

KNMI-publicatie; 199-II

Droog, droger, droogst

*KNMI/RIZA-bijdrage aan
de tweede fase van de Droogtestudie Nederland*

*Jules J. Beersma, T. Adri Buishand
en Hendrik Buiteveld*

De Bilt, 2004

KNMI-publicatie; 199-II

De Bilt, 2004

PO Box 201
3730 AE De Bilt
Wilhelminalaan 10
De Bilt
The Netherlands
<http://www.knmi.nl>
Telephone +31(0)30-220 69 11
Telefax +31(0)30-221 04 07

Auteurs: Jules J. Beersma, T. Adri Buishand en Hendrik Buiteveld

UDC: 551.577.38
(492)

ISBN: 90-369-2260-7

© KNMI, De Bilt. All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in retrieval systems, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording or otherwise, without prior permission in writing from the publisher.



Droog, droger, droogst

KNMI/RIZA bijdrage aan de tweede fase van de Droogtestudie Nederland

Jules J. Beersma (KNMI)

T. Adri Buishand (KNMI)

Hendrik Buiteveld (RIZA)

Augustus 2004



KNMI-publicatie; 199-II

Dit onderzoek is uitgevoerd binnen de samenwerkingsovereenkomst tussen het KNMI en het RIZA (Rijksinstituut voor Integraal Zoetwaterbeheer en Afvalwaterbehandeling, Postbus 17, 8200 AA Lelystad), contractnummers RI-2726A en RI-4129.

Inhoudsopgave

1. Inleiding	7
2. Data	8
2.1 Neerslag	8
2.2 Verdamping	8
2.3 Afvoer Rijn en Maas	8
3. Droogte karakteristieken	9
4. Schadejaren	9
4.1 Inleiding	9
4.2 Keuze fase 2 schadejaren	9
4.3 Karakterisering geselecteerde schadejaren	12
5. Herhalingstijden voor het neerslagtekort in Nederland	12
5.1 Inleiding	12
5.2 Herhalingstijden gebaseerd op de Gumbel en lognormale verdeling en het resampling model	12
5.3 De gegeneraliseerde extreme waarden (GEV) verdeling	14
5.4 Aanpassingstoetsen voor de Gumbel en lognormale verdelingen	15
5.5 Conclusie	15
6. Herhalingstijden voor het neerslagtekort in 6 regio's	16
6.1 Inleiding	16
6.2 Bepaling van de regio's	16
6.3 Regionale analyse	16
6.4 Discussie	20
7. Herhalingstijden voor simultane gebeurtenissen	20
7.1 Inleiding	20
7.2 Kansverdelingen voor het neerslagtekort en het afvoerdeficit	20
7.3 2d kansverdelingen	22
7.4 Het faalgebied	22
7.5 Herhalingstijden schadejaren	23
7.6 Onzekerheid	24
8. Klimaatscenario's voor 2050	26
8.1 Inleiding	26
8.2 KNMI klimaatscenario's	26
8.3 Een nieuw droog klimaatscenario voor de Droogtestudie	27

9. Toekomstscenario's voor de afvoer van de Rijn en de Maas	27
9.1 Hydrologische modellen voor de Rijn en de Maas	27
9.2 Klimaatscenario's voor de Rijn en de Maas	28
9.3 Veranderingen in de afvoer van de Rijn en de Maas	29
10. Herhalingstijden voor het neerslagtekort in Nederland behorende bij het Controlist klimaatscenario	31
10.1 Inleiding	31
10.2 Herhalingstijden gebaseerd op het resampling model	31
10.3 Conclusie	33
11. Discussie, conclusies en aanbevelingen	33
Literatuur	35
Appendix A	39
Beschrijving resampling modellen	
Appendix B	41
Detaillering van de klimaatscenario's	
Appendix C	44
Gevoeligheid van de referentie-gewasverdamping voor een systematische temperatuurverandering	
Appendix D	50
Gemiddelde afvoer van de Rijn en de Maas in 2050 en 2100	
Appendix E	52
Historisch laagste afvoeren van de Rijn en de Maas	

1. Inleiding

In de zomer van 2000 heeft de commissie ‘Waterbeheer 21^e eeuw’ (WB21) advies uitgebracht over de organisatie en inrichting van het waterbeheer in de 21^e eeuw. De commissie gaf o.a. aan dat behalve te veel water ook te weinig water een bedreiging vormt voor de (toekomstige) waterhuishouding van Nederland. De economische schade ten gevolge van de droogte van 1976 was bijvoorbeeld vele malen groter dan de schade door de wateroverlast van 1998. In de ‘startovereenkomst Waterbeleid 21^e eeuw’ wordt ten behoeve van de laagwaterproblematiek (extreme droge situaties) een gezamenlijke verkenning van Rijk, provincies en waterschappen naar droogte aangekondigd. Deze verkenning is later omgedoopt tot de ‘Droogtestudie Nederland’ (zie ook <http://www.droogtestudie.nl>).

In de KNMI bijdrage aan de eerste fase van de Droogtestudie Nederland (Beersma en Buishand, 2002) werden de tot dan toe gebruikte schattingen van de kans op (extreme) droogte (Pulles, 1985) bijgewerkt, mede op basis van de meest recente historische gegevens. Naast meteorologische droogte in Nederland werd daarbij ook naar droogte in termen van lage afvoeren van de Rijn gekeken vanwege het belang van de Rijn voor de voorziening in de Nederlandse waterbehoefte. Verder werd voor het eerst gekeken naar de kans op het *simultaan* optreden van extreme meteorologische droogte en extreme lage afvoeren van de Rijn, een combinatie die de grootste economische schade tot gevolg heeft. Voor het bepalen van de simultane overschrijdingskansen werd gebruik gemaakt van zowel een resampling model als een tweedimensionale normale kansverdeling.

Dit rapport beschrijft de KNMI bijdrage aan de tweede fase van de Droogtestudie, inclusief een bijdrage van RIZA die nauw bij het thema van deze rapportage aansluit. De statistiek voor het bepalen van de kans op het *simultaan* optreden van extreme meteorologische droogte en extreme lage afvoeren van de Rijn is verder uitgewerkt met als resultaat verbeterde schattingen van simultane overschrijdingskansen. Daarnaast is een verbeterd resampling model ontwikkeld dat goed bruikbaar is voor het schatten van de overschrijdingskansen van het (maximale) neerslagtekort in Nederland. Datzelfde model is ook gebruikt voor het schatten van de overschrijdingskansen van het neerslagtekort in een zestal regio's binnen Nederland. De 6 regio's zijn geïntroduceerd naar aanleiding van een sterke behoefte aan regionale differentiatie binnen de Droogtestudie.

De zomer van 2003 was relatief droog, zonder extreem droog te zijn geweest. De droogte van 2003 kreeg vooral veel aandacht (in de media) vanwege een aantal (bijna) problemen. Ondanks dat 2003 in de tweede fase niet werd geselecteerd als een (officieel) schadejaar binnen de Droogtestudie, worden er in dit rapport wel overschrijdingskansen voor 2003 gegeven.

Ten slotte worden in dit rapport de (KNMI) klimaatscenario's en toekomstscenario's gepresenteerd waarmee in de tweede fase van de Droogtestudie is gewerkt. Deze scenario's worden in dit rapport gebruikt om de gemiddelde afvoer van de Rijn en de

Maas in de toekomst te bepalen. En voor het belangrijkste toekomstscenario binnen de Droogtestudie — het Controlist scenario — wordt hier beschreven wat de invloed is op de overschrijdingskansen van het neerslagtekort in Nederland.

2. Data

De frequentie analyse is gebaseerd op tijdreeksen van de neerslag, de verdamping en de Rijnafvoer bij Lobith in het tijdvak 1906 – 2000. De oorspronkelijke dagwaarden zijn eerst herleid tot decade (10-daagse) sommen, c.q. decade gemiddelden.

2.1 Neerslag

Voor de landelijke droogteanalyse zijn dagelijkse neerslagsommen representatief voor Nederland verkregen door middeling van de waarnemingen van dertien over heel Nederland verspreid liggende stations (West-Terschelling, Den Helder/De Kooy, Groningen, Ter Apel, Hoorn, Heerde, Hoofddorp, De Bilt, Winterswijk, Kerkwerpe, Axel/Westdorpe, Oudenbosch en Roermond). Deze stations zijn geselecteerd uit een bestand van 24 stations op basis van kwaliteit en homogeniteit. De neerslag-waarnemingen hebben betrekking op het tijdvak 1906 – 2000 waarbij de waarnemingen van vóór 1950 zijn gecorrigeerd voor een extra windeffect als gevolg van de hogere opstelling van de regenmeters in die tijd (Braak, 1945). Voor de regionale droogteanalyse (Hoofdstuk 6) is het aantal stations met 5 uitgebreid (Leeuwarden, Denekamp, Scheveningen, Vlissingen en Helmond).

2.2 Verdamping

Er bestaan geen lange homogene reeksen van de verdamping. Voor De Bilt is een reeks van dagelijkse waarden van de verdamping beschikbaar vanaf 1958. Deze referentie-gewasverdamping is berekend uit de waarnemingen van de gemiddelde etmaaltemperatuur en de dagsom van de globale straling volgens de formule van Makkink¹. Een ‘homogene’ verdampingsreeks voor het gehele tijdvak 1906 – 2000 is verkregen door de dagsommen van de globale straling te schatten aan de hand van de dagelijkse zonneshijnduur in De Bilt (zie Appendix A in Beersma en Buishand, 2002). Voor het overlappende tijdvak (1958 – 2000) zijn de jaarsommen van de geschatte verdamping gemiddeld slechts 3% hoger dan die op basis van de gemeten globale straling.

2.3 Afvoer Rijn en Maas

Dagafvoeren van de Rijn bij Lobith zijn afkomstig uit het DONAR archief. Voor de Maas is gebruik gemaakt van de afvoerreeks van de ongedeelde Maas bij Luik (Appendix E, Tabel E1).

¹ De referentie-gewasverdamping volgens Makkink heeft betrekking op de verdamping van goed van water voorzien kort gras gedurende het groeiseizoen (de potentiële verdamping van kort gras). Meer informatie over verschillende verdampingsgetallen wordt gegeven in Appendix C.

3. Droogte karakteristieken

Evenals in Beersma en Buishand (2002) wordt een tweetal droogte karakteristieken gebruikt om (extreme) droogte te karakteriseren. Ten eerste, het maximale doorlopende potentiële neerslagtekort in het zomerhalfjaar (april t/m september). Ten tweede het afvoerdeficit van de Rijn, ook weer in het zomerhalfjaar. Deze beide droogte karakteristieken zijn met name belangrijke indicatoren bij het ontstaan van landbouwschade.

Het doorlopende neerslagtekort wordt berekend vanaf de eerste decade na 1 april waarin de potentiële verdamping (van kort gras) de neerslag overtreft. Het doorlopende neerslagtekort voor de decades erna is het verschil in potentiële verdamping en neerslag vanaf die eerste decade t/m de desbetreffende decade. Als het doorlopende neerslagtekort nul of kleiner wordt (en er dus een neerslagoverschot ontstaat), dan wordt deze op nul gezet en krijgt weer een (positieve) waarde zodra er opnieuw een tekort optreedt. Het maximale neerslagtekort is dan de grootste waarde van het doorlopende tekort tussen 1 april en 1 oktober.

Het afvoerdeficit van de Rijn wordt alleen bepaald door de decades waarin de gemiddelde afvoer lager is dan een gegeven drempelwaarde. Het afvoerdeficit is dan het verschil tussen die drempelwaarde en de decadegemiddelde afvoer gesommeerd over al die decades in het zomerhalfjaar. Alle resultaten in deze studie zijn gebaseerd op een drempelwaarde van $1800 \text{ m}^3/\text{s}$. In vrijwel alle jaren is de Rijnafvoer wel eens lager dan deze drempelwaarde waardoor het afvoerdeficit groter dan nul wordt.

Ter aanvulling op de frequentie analyse van deze twee droogte karakteristieken zijn in Appendix E de rangorde en de maand van optreden van de laagst waargenomen afvoer van de Rijn en de Maas opgenomen (Bron: De Wit, 2004).

4. Schadejaren

4.1 Inleiding

In de eerste fase van de Droogtestudie werden 4 schadejaren uit de Derde Nota waterhuishouding gebruikt: 1949, 1959, 1969 en 1976. In Beersma en Buishand (2002) werden daarnaast nog de jaren 1911, 1921, 1943, 1947, 1967 en 1965 beschreven. In de tweede fase zijn 8 schadejaren geselecteerd (1949, 1959, 1967, 1974, 1976, 1985, 1995 en 1996) en worden ter aanvulling de herhalingstijden voor 1911, 1921, 1947 en 2003 gegeven.

4.2 Keuze fase 2 schadejaren

Schadejaren moeten in de eerste plaats uiteenlopende droogte karakteristieken hebben. Verder moet bij de keuze van deze jaren rekening worden gehouden met het feit dat bij

de schadeberekeningen regionale meteodata gebruikt worden, die niet het gehele tijdvak 1906 – 2000 bedekken. De volgende criteria zijn gebruikt bij de keuze van de schadejaren:

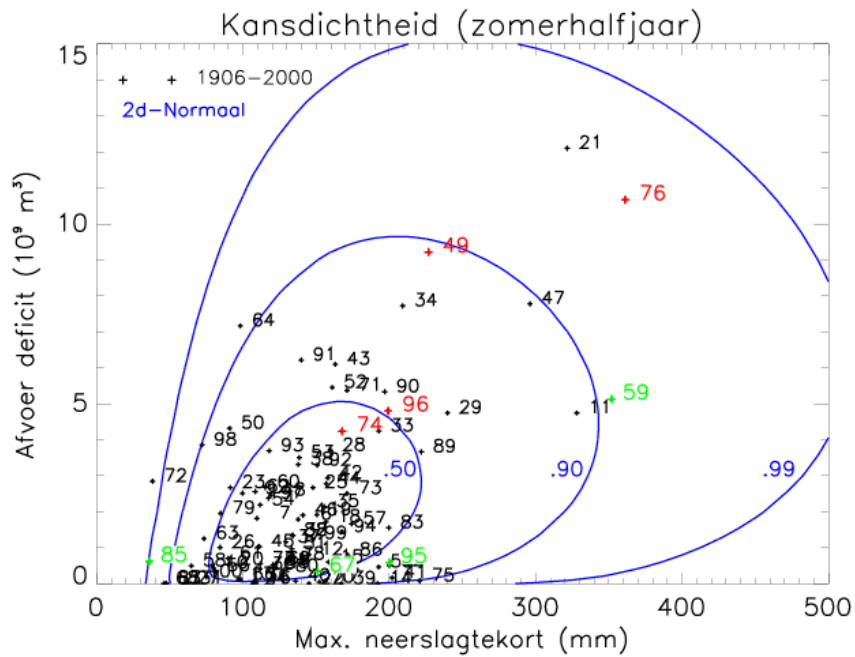
- Niet meer dan 8 jaren
- Geen jaren vóór 1931, omdat daarvoor geen regionale meteodata beschikbaar zijn
- Weinig jaren vóór 1961, omdat er weinig regionale meteodata beschikbaar zijn (nl alleen voor de 5 hoofdstations, waarbij bij sommige stations grote inhomogeniteiten in de reeksen van neerslag en verdamping gevonden zijn).
- Jaren met vergelijkbaar maximaal neerslagtekort maar met een verschillende toestand aan het begin van het zomerhalfjaar (1 april)
- Evenredige verdeling van maximaal neerslagtekort en afvoerdeficit (zie Figuur 1)

De 2^e en 3^e kolom in Tabel 1 geven aan hoe droog of nat het was aan het begin van het groeiseizoen. De laatste twee kolommen zijn het maximale neerslagtekort en het afvoerdeficit van de Rijn in het zomerhalfjaar (1 april t/m 30 september) zoals ook in de eerste fase gebruikt (Beersma en Buishand, 2002). In Figuur 1 zijn deze beide droogtekaracteristieken voor alle jaren in de periode 1906 – 2000 tegen elkaar uitgezet. De rode en groene jaartallen corresponderen met de jaren in Tabel 1. De groene jaren hebben geen neerslagtekort op 31 maart, de rode jaren wel. Merk op dat het neerslagtekort op 31 maart en de neerslagsom in het eerste kwartaal niet altijd hetzelfde beeld geven van de situatie aan het begin van het zomerhalfjaar.

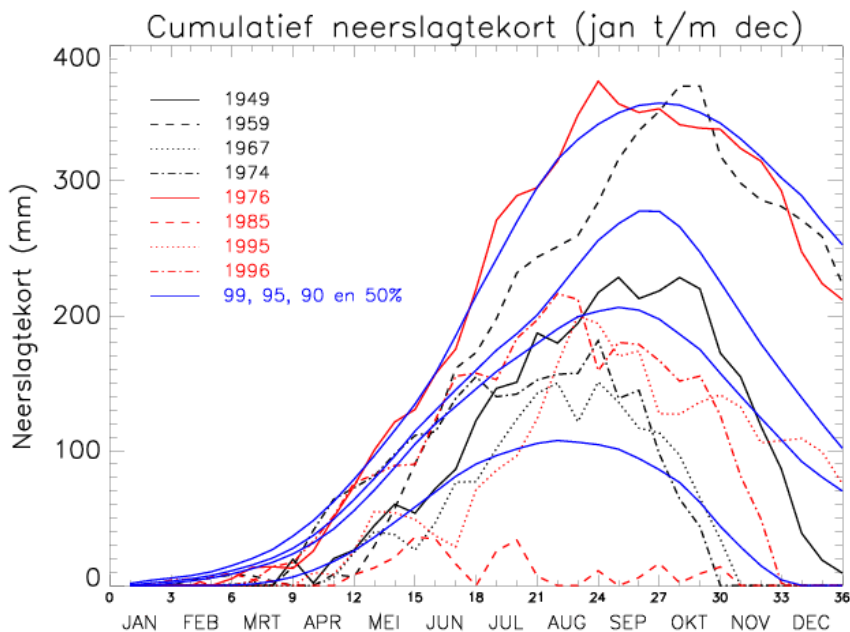
In Figuur 2 is de ontwikkeling van het neerslagtekort (*hier vanaf 1 januari*) voor alle 8 jaren weergegeven. Deze figuur toont zowel het kleine neerslagtekort (maximaal 20 mm) aan het begin van het zomerhalfjaar voor een aantal jaren als de ontwikkeling vanaf 1 april (inclusief de structurele afname na het zomerhalfjaar). In bijvoorbeeld 1949 werd het neerslagtekort aan het begin van het zomerhalfjaar vrij snel weer tenietgedaan. De blauwe lijnen corresponderen van boven naar beneden met respectievelijk de empirische 99%, 95%, 90% en 50% percentielen op basis van de 1906-2000 data.

Tabel 1. Overzicht van de schadejaren ten behoeve van de 2^e fase van de Droogtestudie.

Jaar	Neerslagsom jan t/m mrt (mm)	Neerslagtekort op 31 mrt (mm)	Max. neerslag- tekort (1 apr t/m 30 sep) (mm)	Afvoerdeficit Rijn (1 apr t/m 30 sep) (10 ⁶ m ³)
1949	99.3	19.5	226.7	9219.0
1959	162.1	0	351.7	5130.2
1967	165.1	0	151.0	335.4
1974	151.2	13.8	167.8	4234.6
1976	148.3	12.8	361.1	10668.0
1985	130.9	0	36.0	614.2
1995	305.6	0	199.9	587.2
1996	79.2	17.2	199.2	4802.4



Figuur 1. Verdeling van de historische jaren (1906-2000) als functie van het maximale neerslagtekort en het afvoerdeficit. De gekleurde jaren zijn de geselecteerde schadejaren; groene jaren hebben geen neerslagtekort op 31 maart, rode jaren wel (zie Tabel 1). De blauwe contouren markeren het gebied waarbinnen resp. 50, 90 en 99% van de jaren valt op basis van een gefitte 2d-normale verdeling (zie Hoofdstuk 7).



Figuur 2. Ontwikkeling van het neerslagtekort vanaf 1 januari voor de 8 schadejaren inclusief de mediaan (50% percentiel) en de 90, 95 en 99% percentielen.

4.3 Karakterisering geselecteerde schadepjaren

- 1976: groot neerslagtekort en groot afvoerdeficit
- 1959: groot neerslagtekort in combinatie met een minder groot afvoerdeficit
- 1949: groot afvoerdeficit in combinatie met een minder groot neerslagtekort
- 1967: gemiddeld neerslagtekort in combinatie met een laag afvoerdeficit (gemiddeld jaar)
- 1974: gemiddeld neerslagtekort in combinatie met een relatief hoog afvoerdeficit (reserve jaar)
- 1995: boven gemiddeld neerslagtekort in combinatie met een laag afvoerdeficit
- 1996: boven gemiddeld neerslagtekort in combinatie met een relatief hoog afvoerdeficit
- 1985: nat jaar (wordt tevens gebruikt als ijkjaar voor Mozart/Nagrom/Agricom)

5. Herhalingstijden voor het neerslagtekort in Nederland

5.1 Inleiding

Ten opzichte van de bijdrage van het KNMI aan de eerste fase van de Droogtestudie Nederland (Beersma en Buishand, 2002) zijn voor het bepalen van de herhalingstijden voor het neerslagtekort in Nederland nu de Gumbel verdeling en de lognormale verdeling toegepast en is een verbeterd resampling model gebruikt (Model 1, Appendix A). De in Beersma en Buishand (2002) beschreven getransformeerde normale verdeling met $\lambda = -0.05$ is vrijwel identiek aan de hier gebruikte lognormale verdeling ($\lambda = 0$).

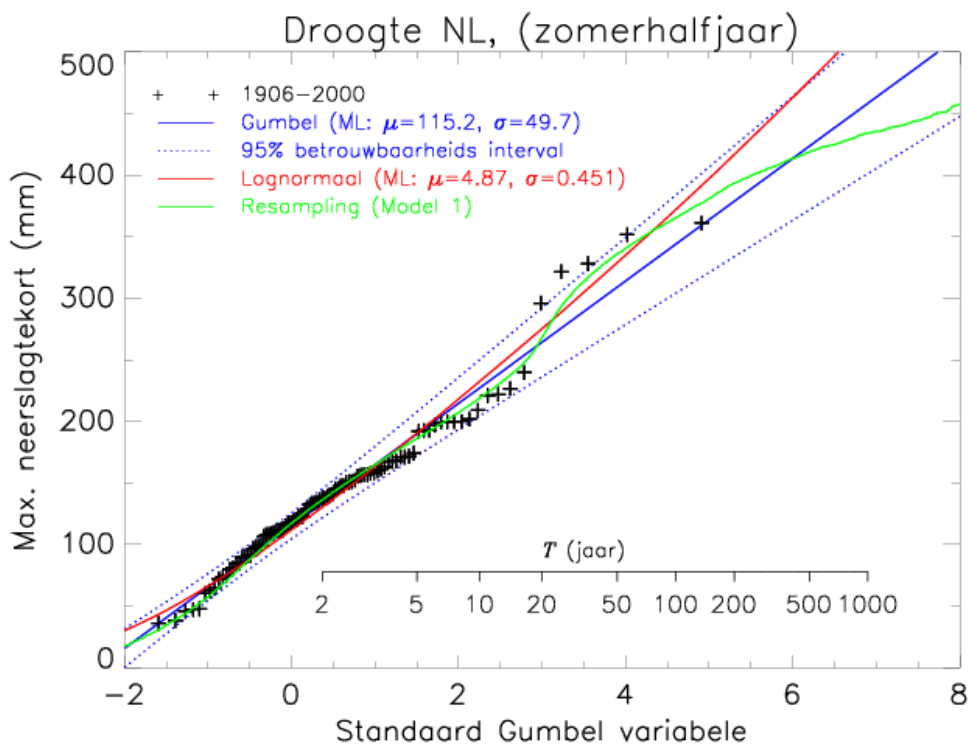
5.2 Herhalingstijden gebaseerd op de Gumbel en lognormale verdeling en het resampling model

Tabel 2 geeft de gemiddelde herhalingstijden voor het neerslagtekort in Nederland voor de 8 in Hoofdstuk 4 geformuleerde schadepjaren (plus 4 extra jaren) op basis van de twee bovengenoemde kansverdelingen en het resampling model.

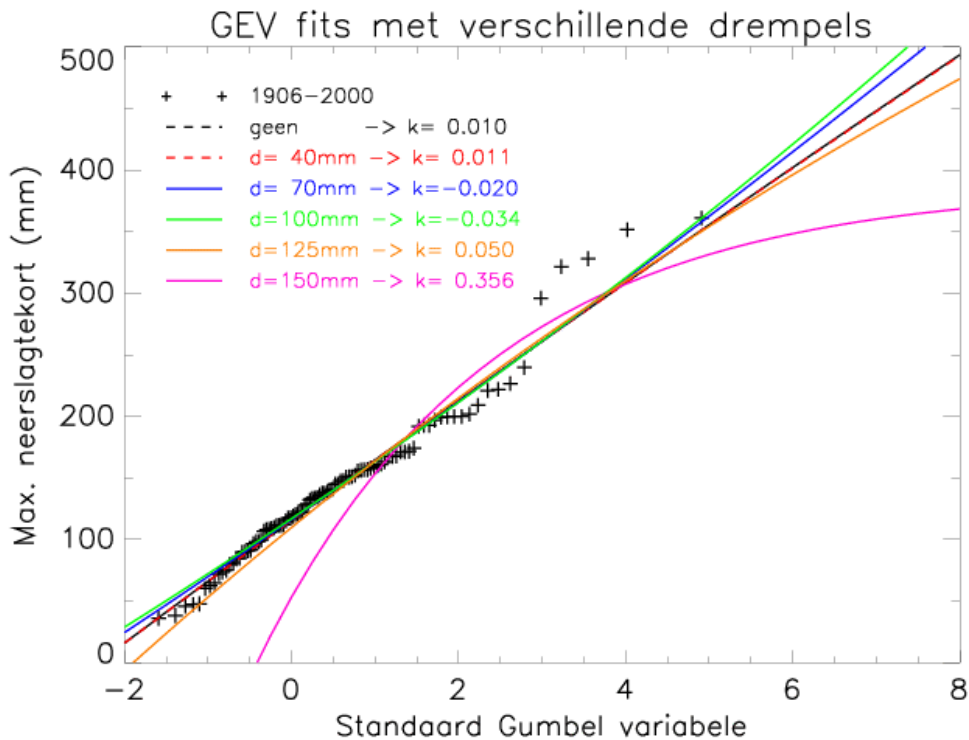
In Figuur 3 zijn de twee gefitte kansverdelingen (Gumbel en lognormaal) en de kansverdeling op basis van het resampling model samen met de geordende historische maximale neerslagtekorten in een waarschijnlijkheidsplot voor de Gumbel verdeling weergegeven. Van de drie beschouwde verdelingen sluit die op basis van het resampling model het beste aan bij de historische data. Deze verdeling is tevens de enige verdeling die aanduidt dat er een bovengrens is aan het maximale neerslagtekort in het zomerhalfjaar. Zo'n bovengrens van het neerslagtekort is realistisch en wordt bereikt (per definitie op 30 september) wanneer er gedurende het gehele zomerhalfjaar geen neerslag zou vallen. Het maximale neerslagtekort in zo'n situatie wordt geschat op ongeveer 600 mm. Het maximale neerslagtekort wordt dan volledig bepaald door de potentiële verdamping in het zomerhalfjaar; en de schatting van 600 mm wordt verkregen door van de gemiddelde potentiële verdamping op droge dagen uit te gaan. Op basis van deze beide overwegingen verdienen de herhalingstijden op basis van het resampling model (laatste kolom in Tabel 2) de voorkeur.

Tabel 2. Gemiddelde herhalingstijden (in jaren) tussen overschrijdingen van het maximale neerslagtekort in het gegeven jaar op basis van 2 verdelingen en het resampling model (zie ook Tabel 1 in Beersma en Buishand, 2002).

Jaar	Neerslagtekort (mm)	Gumbel	Lognormaal	Resampling (Model 1)
1949	226.7	9.9	9.1	11.7
1959	351.7	116.7	72.2	70.9
1967	151.0	2.6	2.7	2.5
1974	167.8	3.4	3.5	3.4
1976	361.1	140.8	83.9	89.4
1985	36.0	1.0	1.0	1.0
1995	199.9	6.0	5.8	6.8
1996	199.2	5.9	5.8	6.7
1911	328.1	72.8	49.2	42.7
1921	321.6	63.9	44.3	38.2
1947	296.1	38.5	29.1	26.6
2003	217.1	8.3	7.8	9.7



Figuur 3. Geordende historische maximale neerslagtekorten, de gefitte Gumbel en lognormale verdelingen en de verdeling op basis van resampling Model 1.



Figuur 4. Geordende historische maximale neerslagtekorten en gefitte GEV verdelingen bij verschillende drempelwaardes (d).

5.3 De gegeneraliseerde extreme waarden (GEV) verdeling

Naast de Gumbel en lognormale verdeling is ook naar de GEV verdeling gekeken (zie Figuur 4). De Gumbel verdeling is een speciaal geval van de GEV verdeling waarbij de vorm parameter k gelijk is aan nul. Is $k < 0$ dan heeft de verdeling een langere rechter staart wat inhoudt dat hoge waarden vaker voorkomen dan bij de Gumbel verdeling. Bij $k > 0$ geldt het tegenovergestelde en is de GEV verdeling naar boven begrensd.

Door bij het fitten van de GEV verdeling de maximale neerslagtekorten beneden een bepaalde drempelwaarde te censoren² kunnen we de vorm parameter beïnvloeden. Wanneer de maximale neerslagtekorten niet gecensored worden vinden we voor de vorm parameter van de GEV verdeling: $k = 0.010$ (vrijwel Gumbel). De langste staart wordt gevonden bij censoring met een drempelwaarde van 100 mm ($k = -0.034$). Bij hogere drempelwaardes wordt k weer positief en bij een drempelwaarde van 150 mm is k al 0.36. [NB De GEV parameters werden geschat op basis van ‘partial probability weighted moments’ (Wang, 1996)].

² Bij ‘censoring’ wordt bij het fitten van de verdeling nog wel rekening gehouden met het aantal jaren dat het neerslagtekort onder de drempelwaarde ligt (dit in tegenstelling tot ‘truncation’), maar niet met de grootte van het neerslagtekort in die jaren.

Voor drempelwaarden ≤ 125 mm vinden we een kleine (positieve of negatieve) vorm parameter. Dit betekent dat de GEV fits heel dicht bij een Gumbel verdeling liggen. De enige fit die op een zichtbare bovengrens van het neerslagtekort duidt is die bij een drempelwaarde van 150 mm. Bij een dergelijk hoge drempelwaarde wordt minder dan de helft van de data volledig meegenomen wat resulteert in een fit die over het hele bereik erg onbevredigend is. Kortom, de GEV verdeling beschrijft de verdeling van de historische maximale neerslagtekorten niet beter dan de Gumbel verdeling.

5.4 Aanpassingstoetsen voor de Gumbel en lognormale verdelingen

Om de geschiktheid van de Gumbel en lognormale verdeling te toetsen zijn twee verschillende aanpassingstoetsen toegepast; de Anderson-Darling (A-D) toets (Stephens, 1986a) en de ‘probability plot correlation coefficient’ (ppcc) toets (Vogel, 1986). Beide toetsen geven voor de lognormale verdeling een significant resultaat (ongeveer op het 2.5%-niveau) en een niet significant resultaat voor de Gumbel verdeling. Dit betekent dus dat over het gehele bereik genomen de lognormale verdeling niet goed past terwijl de Gumbel verdeling dat wel doet. Dit ondanks het feit dat beide toetsen gevoelig zijn voor afwijkingen in de staart van de verdeling en de lognormale verdeling ‘in de staart’ juist beter lijkt te passen.

5.5 Conclusie

Voor het bepalen van de herhalingstijden voor het neerslagtekort in Nederland, en dan met name voor de meest extreme jaren, heeft de kansverdeling op basis van resampling Model 1 (de laatste kolom in Tabel 2) de voorkeur.

6. Herhalingstijden voor het neerslagtekort in 6 regio's

6.1 Inleiding

De kans op droogte in Nederland is tot dusver op basis van een landelijke analyse van het gemiddelde neerslagtekort in Nederland in kaart gebracht. Omdat de (regionale) economische schade in belangrijke mate van het regionale neerslagtekort afhangt en om daarmee aan de wens naar regionale differentiatie tegemoet te komen wordt in dit hoofdstuk Nederland in 6 regio's onderverdeeld.

6.2 Bepaling van de regio's

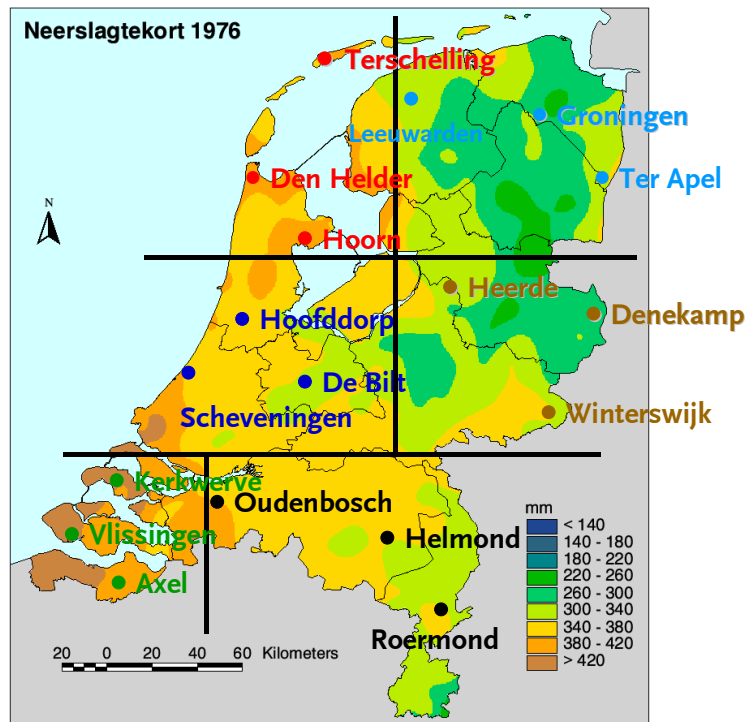
In de landelijke analyse (Hoofdstuk 5) werd het neerslagtekort gebaseerd op de gemiddelde neerslag van 13 geselecteerde stations en (bij gebrek aan lange verdampingsreeksen) op de potentiële verdamping van station De Bilt. Door het aantal neerslagstations uit te breiden met 5 stations tot 18 kunnen we 6 regio's onderscheiden met elk 3 neerslagstations (zie Figuur 5):

- 1) noordwest Nederland: Hoorn, Den Helder en West-Terschelling;
- 2) noordoost Nederland: Leeuwarden, Groningen en Ter Apel;
- 3) midden-west Nederland: Scheveningen, Hoofddorp en De Bilt;
- 4) oost Nederland: Heerde, Denekamp en Winterswijk;
- 5) Zeeland: Axel, Kerkwerpe en Vlissingen, en
- 6) Maasgebied: Roermond, Helmond en Oudenbosch.

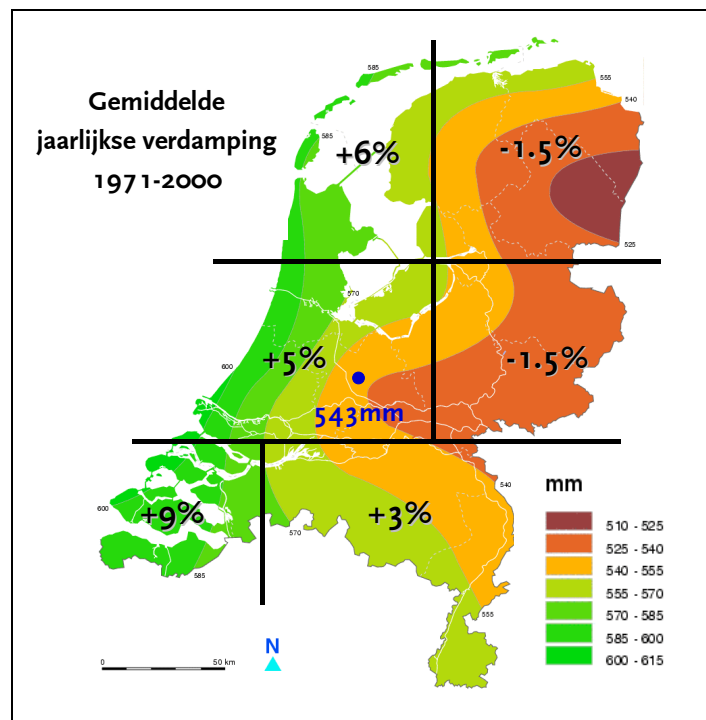
6.3 Regionale analyse

Voor de statistische analyse van het maximale neerslagtekort in deze 6 regio's hebben we de beschikking over neerslagreeksen in het tijdvak 1906 – 2000. We beschikken echter maar over één lange homogene verdampingsreeks voor dat tijdvak namelijk die van De Bilt. De verdampingsreeksen voor de 6 regio's zijn verkregen door de getallen voor De Bilt te schalen. Daarbij zijn de volgende schalingsfactoren toegepast: noordwest Nederland: +6%; noordoost Nederland: -1.5%; midden-west Nederland: +5%; oost Nederland: -1.5%; Zeeland: +9% en het Maasgebied: +3% (zie Figuur 6). Deze schalingsfactoren berusten op een visuele beoordeling van de kaart van de gemiddelde jaarlijkse (Makkink) verdamping in de 'Klimaatatlas van Nederland' (Heijboer en Nellestijn, 2002).

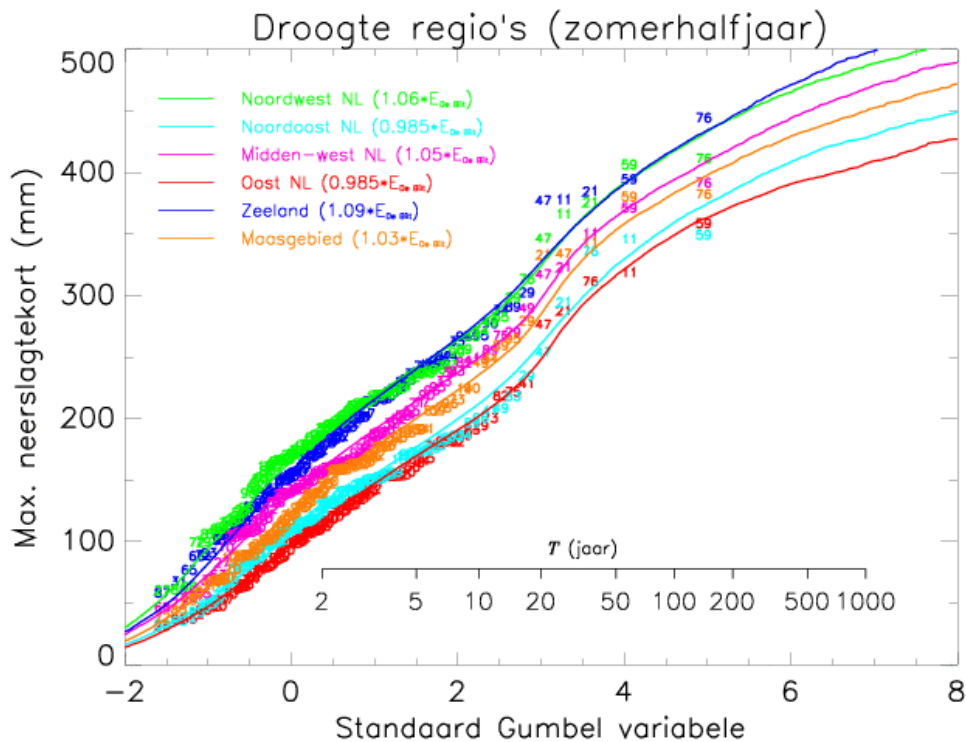
In Hoofdstuk 5 zijn met resampling Model 1 goede schattingen verkregen van de gemiddelde herhalingstijd tussen jaren met eenzelfde maximaal neerslagtekort. De resultaten van dit model worden nu gebruikt om de kansverdeling van het maximale neerslagtekort voor elk van de 6 regio's te bepalen. De gesimuleerde reeksen voor de 6 regio's zijn daarbij afgeleid uit die voor het landelijk gemiddelde en wel zodanig dat het gesimuleerde neerslagtekort voor elk van de 6 regio's en dat voor het landelijk gemiddelde steeds met dezelfde historische decade corresponderen.



Figuur 5. Indeling in 6 regio's met als achtergrond een kaart van het neerslagtekort van 1976.



Figuur 6. Gemiddelde jaarlijkse referentie-gewasverdamping volgens Makkink (Bron: 'Klimaatatlas van Nederland') inclusief de schalingsfactoren voor de 6 regio's.



Figuur 7. Geordende historische maximale neerslagtekorten voor de 6 regio's en de bijbehorende verdelingen op basis van resampling Model 1.

Figuur 7 toont voor elk van de 6 regio's de geordende maxima van het neerslagtekort in het tijdvak 1906–2000 en de bijbehorende kansverdeling op basis van het resampling model. In het algemeen is het maximale neerslagtekort het grootst in noordwest Nederland en Zeeland (relatief lage zomerneerslag en hoge verdamping) en het kleinst in noordoost- en oost Nederland.

Tabel 3 geeft voor elk van de schadejaren en voor elk van de 6 regio's het maximale neerslagtekort in het zomerhalfjaar. Tabel 4 geeft de gemiddelde herhalingsperiode tussen overschrijdingen van het maximale neerslagtekort in Tabel 3 op basis van de data gesimuleerd met resampling Model 1. De laatste kolom in de Tabellen 3 en 4 geeft ter vergelijking de getallen van de landelijke analyse (Hoofdstuk 5).

Tabel 3. Maximaal neerslagtekort (mm) in het zomerhalfjaar in een gegeven (schade)jaar en regio.

Jaar	Noordwest NL	Noordoost NL	Middenwest NL	Oost NL	Zeeland	Maasgebied	NL
1949	277.1	207.1	288.3	177.0	266.1	243.9	226.7
1959	405.0	347.9	369.8	357.2	393.1	378.9	351.7
1967	200.1	120.3	195.8	131.5	178.5	157.8	151.0
1974	241.0	171.2	162.4	121.7	197.3	181.0	167.8
1976	409.9	334.6	390.2	310.0	443.0	381.0	361.1
1985	59.5	31.4	56.5	35.1	105.2	43.2	36.0
1995	235.7	148.9	224.2	152.2	265.4	263.4	199.9
1996	238.6	199.1	221.5	163.0	245.8	210.9	199.2
1911	364.4	344.1	348.7	317.0	376.2	341.7	328.1
1921	374.4	293.0	321.5	286.2	383.2	331.6	321.6
1947	345.0	252.4	315.7	275.0	375.7	332.6	296.1
2003	290.7	177.6	258.8	183.1	264.6	188.8	217.1

Tabel 4. Gemiddelde herhalingstijd (jaar) tussen overschrijdingen van het maximale neerslagtekort in een gegeven (schade)jaar en regio (zie Tabel 3) op basis van resampling Model 1.

Jaar	Noordwest NL	Noordoost NL	Middenwest NL	Oost NL	Zeeland	Maasgebied	NL
1949	10.2	9.1	18.6	5.9	8.0	11.7	11.7
1959	75.5	77.8	55.5	121.7	57.4	89.7	70.9
1967	2.4	1.9	3.5	2.5	2.0	2.4	2.5
1974	5.0	4.5	2.1	2.1	2.5	3.5	3.4
1976	84.5	60.5	89.9	44.7	188.0	94.3	89.4
1985	1.0	1.0	1.0	1.0	1.2	1.0	1.0
1995	4.5	2.9	6.1	3.6	7.9	16.0	6.8
1996	4.7	7.8	5.7	4.4	5.5	6.2	6.7
1911	34.2	72.4	37.4	50.3	42.3	40.9	42.7
1921	40.4	31.1	26.2	31.0	47.4	34.8	38.2
1947	26.4	18.6	24.8	27.1	41.9	35.3	26.6
2003	13.0	5.1	11.9	6.7	7.8	4.0	9.7

6.4 Discussie

De top 3 van droge jaren in het tijdvak 1906 – 2003 is voor noordwest Nederland en Zeeland: 1976, 1959 en 1921; voor midden-west Nederland en het Maasgebied: 1976, 1959 en 1911 en voor noordoost – en oost Nederland: 1959, 1911 en 1976 (zie Figuur 7).

Uitgaande van de 8 schadejaren die in de Droogtestudie Nederland centraal staan is in termen van het maximale neerslagtekort 1959 het droogste jaar in noordoost - en oost Nederland, en 1976 het droogste jaar in de overige 4 regio's. In termen van herhalingstijd was 1976 het droogst in Zeeland (188.0 jaar) en het minst droog in oost Nederland (44.7 jaar). 1959 was het droogst in oost Nederland (121.7 jaar) en het minst droog in midden-west Nederland (55.5 jaar). Hieruit volgt bijvoorbeeld dat de minst droge regio in 1959 (midden-west Nederland) relatief 'droger' was dan de minst droge regio in 1976 (oost Nederland). Uit Tabel 4 blijkt verder dat het in 1995 relatief droog is geweest in het Maasgebied (herhalingstijd: 16.0 jaar). Tot slot wordt nog opgemerkt dat het in de zomer van 1985 in Zeeland minder nat was dan in de rest van Nederland.

7. Herhalingstijden voor simultane gebeurtenissen

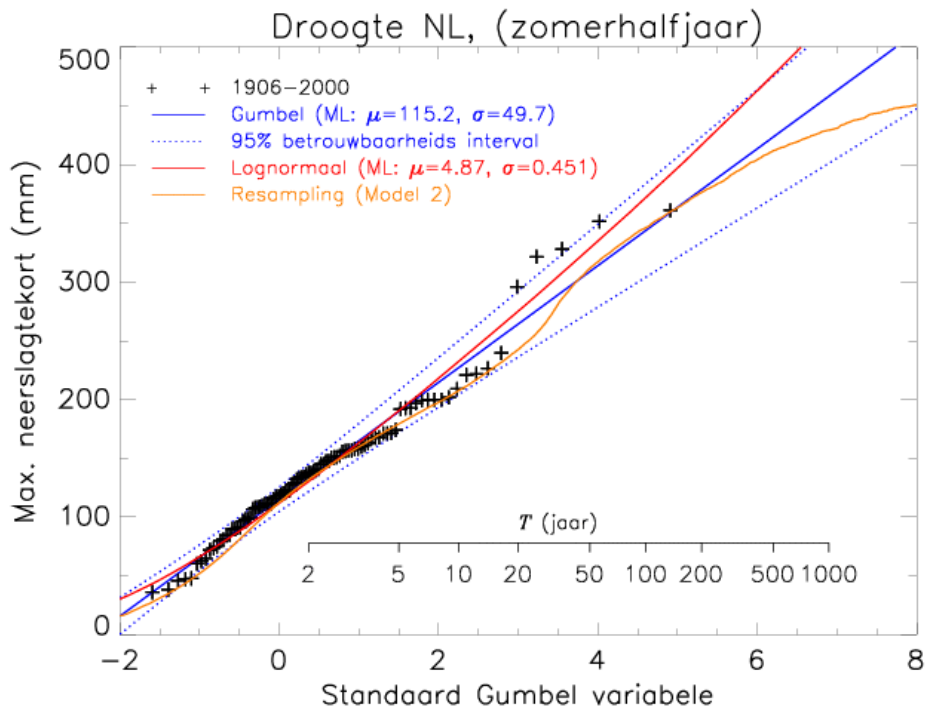
7.1 Inleiding

Voor grote delen van Nederland hangt met name de landbouwschade niet alleen af van het neerslagtekort maar tevens van het afvoerdeficit van de Rijn. In een grootschalige zeer droge situatie kunnen de lokale vochttekorten niet meer aangevuld worden met de aanvoer van (vers) Rijnwater. In de eerste fase van de Droogtestudie (Beersma en Buishand, 2002) is daarom al een begin gemaakt met het schatten van de herhalingstijden voor de simultane overschrijding van het neerslagtekort en het afvoerdeficit in een bepaald schadejaar. In dit hoofdstuk worden nieuwe (en verbeterde) schattingen van de simultane overschrijdingskansen voor de 8 (nieuwe) schadejaren gegeven.

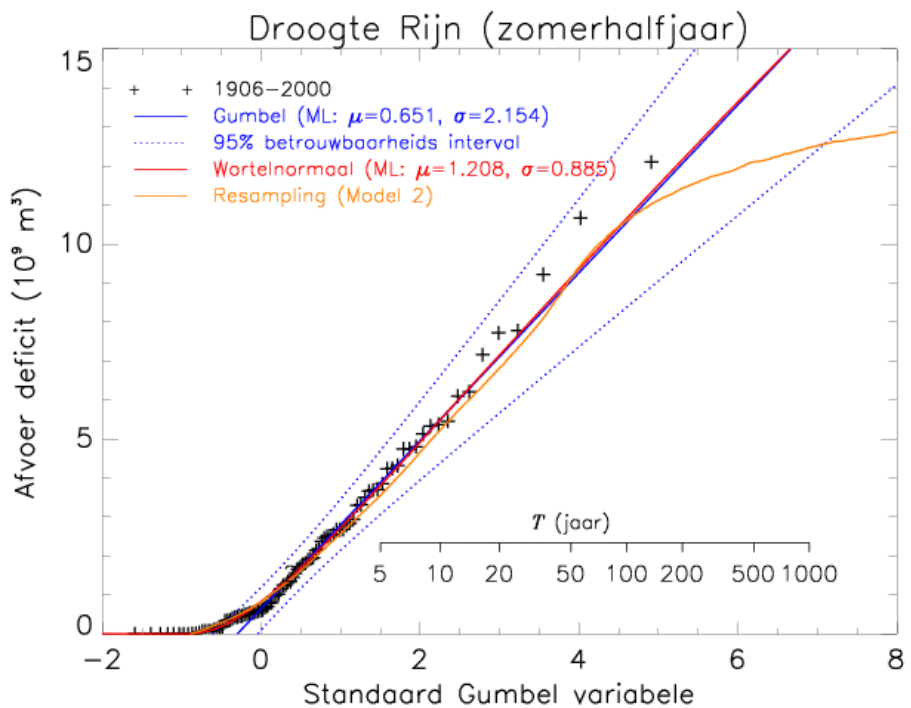
In Beersma en Buishand (2002) werd duidelijk dat bij het schatten van de herhalingstijden voor de simultane overschrijding van het neerslagtekort en het afvoerdeficit twee zaken een cruciale rol spelen. Ten eerste, de keuze van het faalgebied (al dan niet op basis van schadebedragen) en, ten tweede, de afhankelijkheid tussen (extreme) neerslagtekorten en afvoerdeficiten. We zullen hier volstaan met een beknopte beschrijving van de gevolgde methodiek met nadruk op de resultaten. Een gedetailleerde beschrijving van de methodiek wordt gegeven in Beersma and Buishand (2004).

7.2 Kansverdelingen voor het neerslagtekort en het afvoerdeficit

Wat het maximale neerslagtekort betreft is bij de 2d-statistiek uitgegaan van de (marginale) kansverdelingen uit Hoofdstuk 5. In plaats van het resampling model uit Hoofdstuk 5 (Model 1) wordt nu echter gebruik gemaakt van een resampling model dat naast neerslag en verdamping ook de Rijnafvoeren simuleert (Model 2; Appendix A). De gefitte kansverdelingen voor het maximale neerslagtekort uit Hoofdstuk 5 en de kansverdeling van het neerslagtekort op basis van resampling Model 2 zijn in Figuur 8 als



Figuur 8. Geordende historische maximale neerslagtekorten, de gefitte Gumbel en lognormale verdelingen en de verdeling op basis van resampling Model 2 (als Figuur 3 maar nu met resampling Model 2 in plaats van Model 1).



Figuur 9. Geordende historische afvoerdeficiten, de gefitte Gumbel en wortelnormale verdelingen en verdeling op basis van resampling Model 2.

waarschijnlijkheidsplot voor de Gumbel verdeling weergegeven. Het gevolg van het meenemen van de Rijnafvoeren in de resampling procedure is dat de rechter staart van de verdeling van het neerslagtekort wat minder goed wordt weergegeven dan in Figuur 3. Deze rechter staart sluit, echter, nog steeds veel beter aan bij de historische data dan die van de gebruikte resampling modellen in fase 1 (Beersma en Buishand, 2002).

Het tweede uitgangspunt voor de 2d-statistiek wordt gevormd door een (marginale) kansverdeling voor het afvoerdeficit. Aan de historische data voor het afvoerdeficit zijn een Gumbel verdeling en een wortelnormale verdeling gefit (Beersma en Buishand, 2004). In Figuur 9 zijn de twee gefitte verdelingen en de verdeling op basis van resampling Model 2 als een waarschijnlijkheidsplot voor de Gumbel verdeling weergegeven. Resampling Model 2 presteert hier iets slechter dan het beste resampling model in fase 1 (Beersma en Buishand, 2002) maar alles bij elkaar genomen is Model 2 wel een verbetering ten opzichte van de modellen in fase 1. Omdat de reeks van afvoerdeficiten een aantal nullen bevat zijn de data bij het fitten van de Gumbel- en wortelnormale verdelingen gecensoreerd waardoor de aanpassingstoetsen uit Hoofdstuk 5 niet bruikbaar zijn. De Gumbel- en de wortelnormale verdeling passeren beide een aangepaste ppcc toets voor gecensoreerde data (Stephens, 1986b) op het 5%-niveau.

7.3 2d-kansverdelingen

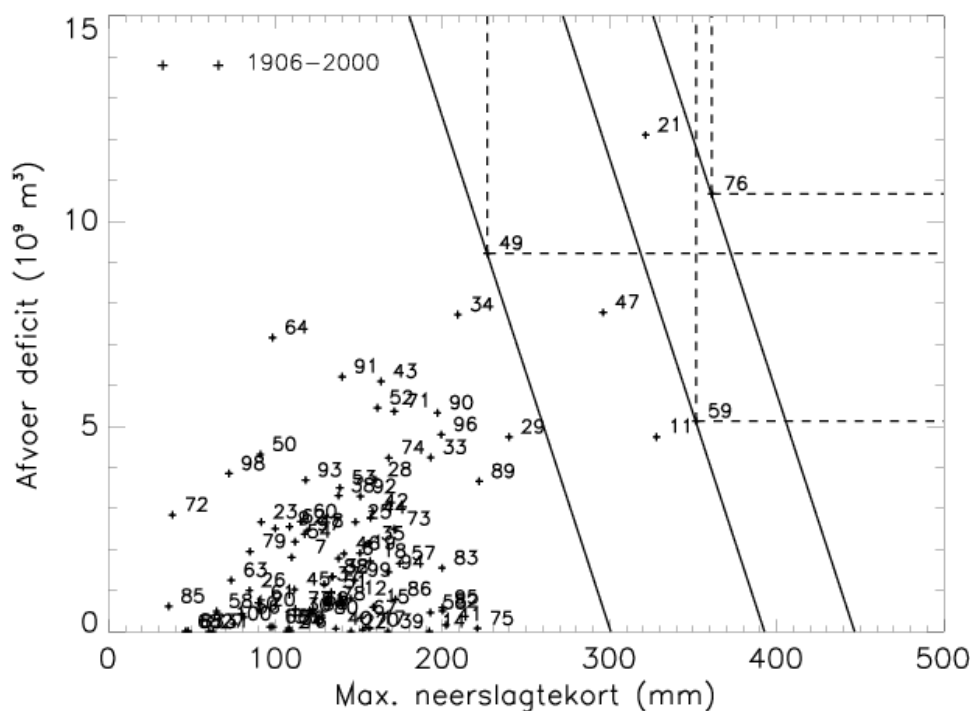
In Beersma en Buishand (2002) werden schattingen van de simultane overschrijdingskansen op basis van twee verschillende resampling modellen vergeleken met die op basis van een tweedimensionale (2d-) normale verdeling. In dit vervolg onderzoek vergelijken we het verbeterde resampling model (Model 2) en drie tweedimensionale kansverdelingen:

- (a) een 2d-normale verdeling, waarbij verondersteld is dat de logaritmen van het neerslagtekort en de vierkantswortels van het afvoerdeficit normaal verdeeld zijn (vrijwel identiek aan het 2d-normaal model in Beersma en Buishand, 2002),
- (b) een 2d-Gumbel verdeling met logistische afhankelijkheid, en
- (c) een 2d-normale verdeling met logistische afhankelijkheid.

Bij de laatste verdeling zijn de marginalen hetzelfde als bij (a), maar is de afhankelijkheidsstructuur hetzelfde als bij (b). Bij een logistische afhankelijkheidsstructuur is de kans dat een hoog neerslagtekort en een hoog afvoerdeficit simultaan voorkomen groter dan bij de klassieke 2d-normale verdeling. Bij een 2d-normale verdeling gaat die kans in de limiet zelfs naar nul, wat bekend staat als asymptotische onafhankelijkheid.

7.4 Het faalgebied

Werd in Beersma en Buishand (2002) naast het ‘klassieke’ faalgebied gebruik gemaakt van een faalgebied gebaseerd op schadejaren en schadebedragen uit de PAWN-studie (Pulles, 1985) hier zijn voor de bepaling van het faalgebied de schadejaren en de *landbouwschadebedragen* uit fase 2 van de Droogtestudie beschouwd (T. Kroon, RIZA, pers. mededeling, 2004). Het faalgebied is verder gebaseerd op een lineaire relatie tussen



Figuur 10. Faalgebieden op basis van de fase 2 landbouwschade (zie tekst) en 'klassieke' faalgebieden (de rechthoeken $X > x_i$, $Y > y_i$) voor de historische jaren 1976, 1959 en 1949 (aangeduid met 76, 59 en 49).

de landbouwschade (D_E), het neerslagtekort (x) en het afvoerdeficit (y):

$$D_E = ax + by + c \quad (1)$$

met a , b en c de regressiecoëfficiënten. Het belangrijkste verschil tussen het nieuwe (fase 2) faalgebied en het vorige (fase 1) faalgebied is dat de helling van de lijn die het faalgebied begrenst bij het nieuwe faalgebied steiler is dan bij het vorige faalgebied (zie Figuur 10). Dit resulteert in een (relatief) kleinere bijdrage van het afvoerdeficit aan de simultane overschrijdskansen.

7.5 Herhalingstijden schadejaren

Tabel 5 geeft een overzicht van de gemiddelde herhalingstijden voor de verschillende schadejaren op basis van de hierboven genoemde drie 2d-kansverdelingen en het verbeterde resampling model. Beersma and Buishand (2004) concluderen dat de best passende 2d-verdeling de 2d-normale verdeling met logistische afhankelijkheid is (rechter staarten van neerslagtekort en afvoerdeficit en afhankelijkheidsstructuur best passend bij die van de historische data). Voor de bepaling van de herhalingstijden voor de schadejaren wordt daarom het gebruik van de 2d-normale verdeling met logistische afhankelijkheid aangeraden, dwz de 7^e kolom in Tabel 5 (de groene kruisjes in Figuur 11). Werd in fase 1 de herhalingstijd voor 1976 op ongeveer 190 jaar geschat, op basis

Tabel 5. Gemiddelde herhalingsstijd (jaar) van gebeurtenissen waarin het neerslagtekort en het afvoerdeficit beide groter zijn dan in de gegeven jaren in termen van economische schade (zie tekst).

Jaar	Neerslagtekort (mm)	Afvoerdeficit (10^9 m^3)	Fase 2 landbouwschade (10^6 €)	Gumbel	Normaal	Normaal met logistische afhankelijkheid	Resampling (Model 2)
1949	226.7	9.2	1233	19	17	17	25
1959	351.7	5.1	1740	75	66	55	67
1967	151.0	0.3	363	2.2	2.2	2.2	2.2
1974	167.8	4.2	—	4.2	4.1	4.2	5.2
1976	361.1	10.7	2143	172	147	110	178
1985	36.0	0.6	33	1.0	1.0	1.0	1.0
1995	199.9	0.6	923	4.3	4.2	4.3	5.3
1996	199.2	4.8	983	7.2	6.8	6.9	11
1911	328.1	4.7	—	50	44	39	49
1921	321.6	12.1	—	114	100	79	99
1947	296.1	7.8	—	46	41	36	46
2003	217.1	7.3	—	13	12	12	19

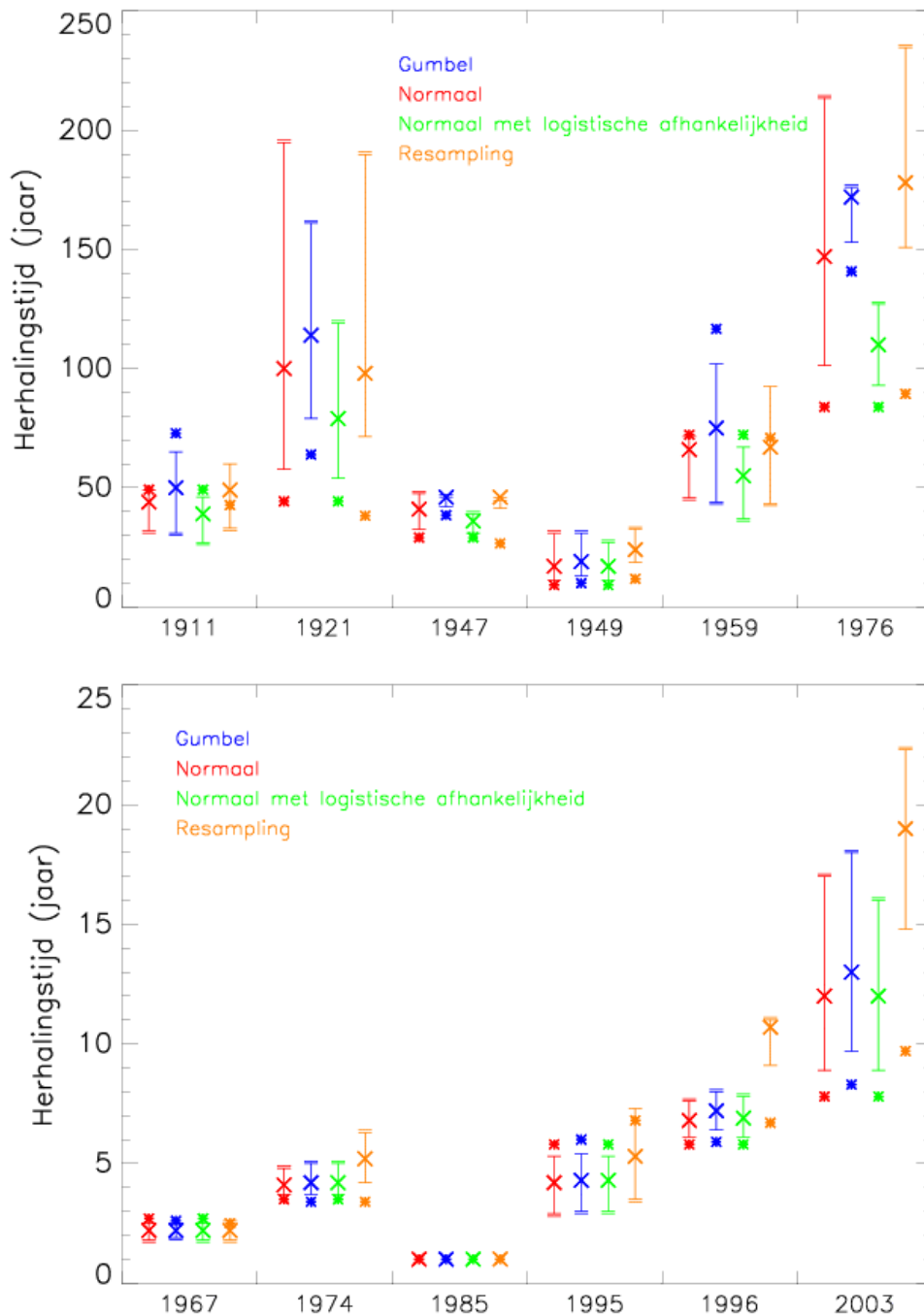
van de 2d-normale verdeling met logistische afhankelijkheid vinden we nu voor 1976 een herhalingsstijd van ongeveer 110 jaar.

7.6 Onzekerheid

De helling van de lijn die het faalgebied bepaalt (zie Figuur 10) is onzeker. Ondanks dat de regressiecoëfficiënten a , b en c in vergelijking (1) significant van nul verschillen³ is de afhankelijkheid tussen met name de schade en het afvoerdeficit niet helemaal overtuigend. Hoe deze onzekerheid doorwerkt in de geschatte herhalingsstijden is weergegeven in Figuur 11 (de ‘error bars’ zijn gerelateerd aan een 90% betrouwbaarheidsinterval van de helling van het faalgebied op basis van de ‘bootstrap’, zie Beersma and Buishand, 2004). Voor jaren met een relatief klein afvoerdeficit (zoals 1911, 1959, 1967 en 1995) leidt een steilere helling van het faalgebied tot langere herhalingsstijden terwijl voor de overige jaren een steilere helling tot kortere herhalingsstijden leidt.

Ter vergelijking zijn in Figuur 11 ook de herhalingsstijden voor alleen het neerslagtekort in Nederland (Hoofdstuk 5) met gekleurde sterretjes weergegeven. De gekleurde sterretjes liggen meestal vrij dicht bij een uiteinde van de error bars. Dit laat zien dat wanneer de invloed van het afvoerdeficit kleiner wordt de 2d-statistiek de 1d-statistiek benadert. In het geval van resampling (oranje) is dit niet altijd het geval omdat voor de 1d- en 2d-statistiek verschillende resampling modellen zijn gebruikt (de oranje sterretjes zijn gebaseerd op resampling Model 1, en de oranje kruisjes en error bars op resampling Model 2).

³ De regressiecoëfficiënten $a = 5.15 [10^6 \text{ € mm}^{-1}]$, $b = 0.0435 [\text{€ m}^3]$ en $c = -258.2 [10^6 \text{ €}]$ met bijbehorende standaard errors van 0.66, 0.0174 en 113.7 verschillen significant van nul op het 10%-niveau.



Figuur 11. Onzekerheid in de geschatte herhalingstijden ten gevolge van de onzekerheid in de helling van het faalgebied in Figuur 10. De gekleurde kruisjes (x) corresponderen met de schattingen gegeven in Tabel 5, de error bars met het bijbehorende 90% betrouwbaarheidsinterval (zie tekst) waarbij de enkele en dubbele horizontale balk resp. corresponderen met een 95% en 5% steile helling (resp. een steilere en minder steile helling dan in Figuur 10), en de gekleurde sterretjes () met de gemiddelde herhalingstijden voor het neerslagtekort in Nederland gegeven in Tabel 2.*

8. Klimaatscenario's voor 2050

8.1 Inleiding

In de tweede fase van de Droogtestudie wordt ook aandacht besteed aan de kans op droogte in de toekomst en de (verwachte) droogteschade in de toekomst. Hiervoor worden zowel de standaard KNMI klimaatscenario's (Können, 2001) als een nieuw droog klimaatscenario gebruikt.

8.2 KNMI klimaatscenario's

In de standaard KNMI klimaatscenario's is de toename van de temperatuur in de zomer en de winter gelijk. De veranderingen in de neerslag en de potentiële verdamping zijn evenredig met de verandering in de temperatuur maar verschillen veelal tussen zomer en winter. Een overzicht van de KNMI klimaatscenario's voor 2050 die binnen de Droogtestudie worden gebruikt inclusief een nieuw droog klimaatscenario (zie paragraaf 8.3) per seizoen wordt gegeven in Tabel 6. Voor de schade- en kansberekeningen zijn de veranderingen in de neerslag en de verdamping voor de verschillende klimaatscenario's *per decade* benodigd. Deze detaillering van de klimaatscenario's wordt gegeven in Appendix B. Tabel B1 hiervan geeft daartoe voor de KNMI klimaatscenario's *per decade* de procentuele verandering in de neerslag ($\Delta P/\Delta T$) en de potentiële verdamping ($\Delta E/\Delta T$) per °C temperatuurtoename ter aanvulling op de seizoensgemiddelde veranderingen in Tabel 6.

Tabel 6. Klimaatscenario's voor 2050.

	KNMI scenario's			Droog scenario voor de Droogtestudie
	+ 0.5 °C (Marktoptimist)	+ 1 °C (Controlist)	+ 2 °C (Milieudenker)	
<i>Temperatuur</i>				
Jaar	+ 0.5 °C	+ 1 °C	+ 2 °C	+ 2.3 °C
Zomer (JJA)	+ 0.5 °C	+ 1 °C	+ 2 °C	+ 3.1 °C
Winter (DJF)	+ 0.5 °C	+ 1 °C	+ 2 °C	+ 2.0 °C
<i>Neerslag</i>				
Jaar	+ 1.5 %	+ 3 %	+ 6 %	- 4 %
Zomer (JJA)	+ 0.7 %	+ 1.4 %	+ 2.8 %	- 20 %
Winter (DJF)	+ 3 %	+ 6 %	+ 12 %	+ 13 %
<i>Potentiële verdamping*</i>				
Jaar	+ 1.9 %	+ 3.9 %	+ 7.8 %	+ 18 %
Zomer (JJA)	+ 1.7 %	+ 3.3 %	+ 6.6 %	+ 24 %
Winter (DJF)	+ 2.8 %	+ 5.6 %	+ 11.2 %	+ 8 %

* De veranderingen in de potentiële verdamping in deze klimaatscenario's (behalve die voor het droge scenario) zijn gebaseerd op de referentie-gewasverdamping volgens Penman-Monteith (zie Appendix C) in plaats van op de Penman open waterverdamping zoals in de oorspronkelijke KNMI klimaatscenario's (Können, 2001).

8.3 Een nieuw droog klimaatscenario voor de Droogtestudie

Het nieuwe droge klimaatscenario is geïnspireerd op recente simulaties met (regionale) klimaatmodellen. Veel van die modellen ‘voorspellen’ dat er de komende 50-100 jaar een sterke uitdroging in Zuid-Europa in de zomer plaats zal vinden die gepaard gaat met een relatief sterke toename van de temperatuur, als gevolg van terugkoppelingseffecten (Giorgi et al., 2001; Räisänen et al., 2004). Verschillende regionale klimaatmodellen schetsen voor het Rijnstroomgebied inclusief Nederland een vergelijkbaar beeld (Van den Hurk et al., 2004). Het nieuwe droge klimaatscenario is sterk op dit beeld geïnspireerd.

De veranderingen in temperatuur, neerslag en potentiële verdamping per seizoen in het nieuwe droge klimaatscenario zijn samen met die voor de KNMI klimaatscenario's weergegeven in Tabel 6. De veranderingen *per decade* in het nieuwe droge klimaatscenario zijn gegeven in Tabel B2 van Appendix B. In deze appendix wordt ook beschreven hoe het nieuwe droge scenario tot stand is gekomen.

In de winter toont het droge klimaatscenario grote overeenkomst met het +2°C KNMI klimaatscenario (Tabel 6). Met name in de zomer en het najaar wijkt het droge scenario daar echter sterk van af. De temperatuuroptocht is in de zomer groter (+3.1 °C), de zomerneerslag neemt af met ongeveer 20% (in plaats van een toename met ~ 3%) en als gevolg van de grotere temperatuuroptocht in combinatie met een afname van de relatieve vochtigheid is ook de toename van de potentiële verdamping in de zomer aanzienlijk groter (24% in plaats van ~ 7%). In het licht van simulaties met klimaatmodellen voor het einde van de 21^e eeuw (Giorgi et al., 2001; Van den Hurk et al., 2004; Räisänen et al., 2004) is een afname van de zomerneerslag van ongeveer 20% vrij extreem voor de stroomgebieden van de Rijn en de Maas. Het nieuwe droge klimaatscenario (dat is ontwikkeld ten behoeve van de Droogtestudie) verdient desondanks de voorkeur boven de eerdere droge KNMI klimaatscenario's (Können, 2001), omdat daarin alleen de neerslagverandering afwijkt van die in de overige KNMI klimaatscenario's.

9. Toekomstscenario's voor de afvoer van de Rijn en de Maas

9.1 Hydrologische modellen voor de Rijn en de Maas

De afvoeren van Rijn en Maas voor het Controlist klimaatscenario zijn berekend met de modellen Rhineflow-3 en Meuseflow-2.1 (Van Deursen, 2003a). De eerste versie van het Rhineflow model stamt uit 1993. Het is een neerslag-afvoer model voor de Rijn, ontwikkeld door Kwadijk en Van Deursen aan de Universiteit Utrecht (Kwadijk 1993, Grabs, 1997). Dit model rekent met een tijdstap van 1 maand en is gebouwd rondom een GIS database met een ruimtelijke resolutie van 3 bij 3 km². In het kader van projecten binnen het NOP⁴ is het model door Van Deursen en Kwadijk omgebouwd naar een tiendaags model met een ruimtelijke resolutie van 1 bij 1 km² (Rhineflow-2, Van

⁴ Nationaal Onderzoek Programma Mondiale Luchtverontreiniging en Klimaatverandering

Deursen, 1999, Middelkoop, 2000). Rhineflow versie 3 is in het kader van het EU project SWURVE⁵ ontwikkeld. Deze versie rekent ook met een tijdstap van tien dagen, maar kent een ruimtelijke resolutie van 3 bij 3 km². Bij Rhineflow-3 wordt echter een meteorologische database gebruikt die een aanzienlijk hogere ruimtelijke resolutie heeft dan die bij Rhineflow-2. Dit leidt onder meer tot een veel betere beschrijving van de neerslagpatronen in de Alpen. Daarnaast is bij de calibratie van Rhineflow-3 speciale aandacht besteed aan de simulatie van lage afvoeren. Vooral bij laagwatersituaties is er daardoor enig verschil tussen de uitvoer van Rhineflow-3 en Rhineflow-2 (o.a. door een relatief snelle afname van de afvoer uit het diepe grondwater in Rhineflow-3).

Meuseflow is een neerslag-afvoer model voor de Maas. Ook hier is versie 1 een maandmodel met een ruimtelijke resolutie van 3 bij 3 km², en heeft versie 2 een 1 bij 1 km² ruimtelijke resolutie en een tiendaagse tijdstap. De hier gebruikte Meuseflow-2.1 versie is in het bijzonder afgeregeld om laagwatersituaties beter te beschrijven (Van Deursen, 2000).

9.2 Klimaatscenario's voor de Rijn en de Maas

Aan de basis van de klimaatscenario's voor de stroomgebieden van de Rijn en de Maas staat een 2xCO₂ 'evenwichtsrund' met het 'high resolution 11-layer atmospheric general circulation model' van de UK Meteorological Office (Mitchell et al., 1989 en 1990). Dit zogenaamde UKHI experiment geeft in combinatie met een simpel klimaatmodel (Wigley and Raper, 1992) en het IPCC IS92a emissiescenario een klimaatprojectie⁶ voor het jaar 2100 waarin de temperatuurstijging in het Rijnstroomgebied 4.1°C bedraagt. Deze klimaatprojectie is ook in eerdere impactstudies voor de Rijn gebruikt (Middelkoop et al., 1999; Middelkoop, 2000; Van Asselt et al., 2001). Evenals in die studies wordt hier verondersteld dat de klimaatprojectie voor 2050 de helft is van die voor 2100.

Vergeleken met de regionale IPCC klimaatprojecties uit 2001 (Giorgi et al., 2001) en de KNMI klimaatscenario's voor Nederland (Können, 2001) komt de UKHI/IS92a projectie voor het Rijnstroomgebied ongeveer overeen met de bovenschatting voor 2100, ofwel een temperatuurstijging van ongeveer 4°C. In de *centrale* schatting is de temperatuurstijging half zo groot; dus ongeveer 2°C voor 2100 en ongeveer 1°C voor 2050. Binnen de Droogtestudie wordt de centrale schatting aangeduid als het Controlist scenario. Het Controlist scenario voor 2050 correspondeert daarmee met een kwart van de UKHI/IS92a projectie voor 2100. Tabel 7 laat zien dat er een redelijke consistentie is tussen het Controlist scenario voor 2050 voor Nederland (KNMI + 1°C scenario) en het Controlist scenario voor 2050 voor een tweetal gebieden in het Rijnstroomgebied (op basis van de UKHI/IS92a projectie). Het meest opvallende verschil betreft een lichte toename van de zomerneerslag in het KNMI + 1°C scenario voor Nederland en een lichte afname van de zomerneerslag in de UKHI/IS92a projectie voor het deel van het Rijnstroomgebied tussen Lobith en Basel. De grotere afname in de zomer in het gebied bovenstrooms van Basel is minder opvallend omdat het Alpengebied meestal tot Zuid-

⁵ Sustainable Water: Uncertainty, Risk and Vulnerability in Europe (<http://www.ncl.ac.uk/swurve/>)

⁶ Hierbij is in het simpele klimaatmodel een (centrale) klimaatgevoeligheid van 2.5 °C verondersteld en zijn de effecten van sulfaat aerosolen niet meegenomen (omdat in het UKHI model die effecten ook buiten beschouwing zijn gebleven).

Tabel 7. Consistentie KNMI klimaatscenario en UKHI/IS92a projectie voor 2050 (Controlist scenario).

	KNMI (+ 1°C)		UKHI/IS92a			
	Nederland		Lobith – Basel*		Bovenstrooms Basel*	
	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF
ΔT (°C)	+ 1	+ 1	+ 0.8	+ 1.4	+ 1.0	+ 1.3
ΔP (%)	+ 1.4	+ 6	- 1.6	+ 9.3	- 4.0	+ 5.8
$\Delta P/\Delta T$ (%/°C)	+ 1.4	+ 6	- 1.9	+ 6.6	- 4.1	+ 4.5

* Van Deursen (2003a), op basis van de tabel in Bijlage 1; JJA: decades 16 t/m 24; DJF: decades 34 t/m 6 (Merk op dat in die tabel de kopjes boven de kolommen 4 – 5 en 6 – 7 zijn verwisseld).

Europa gerekend wordt waarvoor de klimaatscenario's in het algemeen afwijken van die voor Noord-Europese landen (zie ook Hoofdstuk 8).

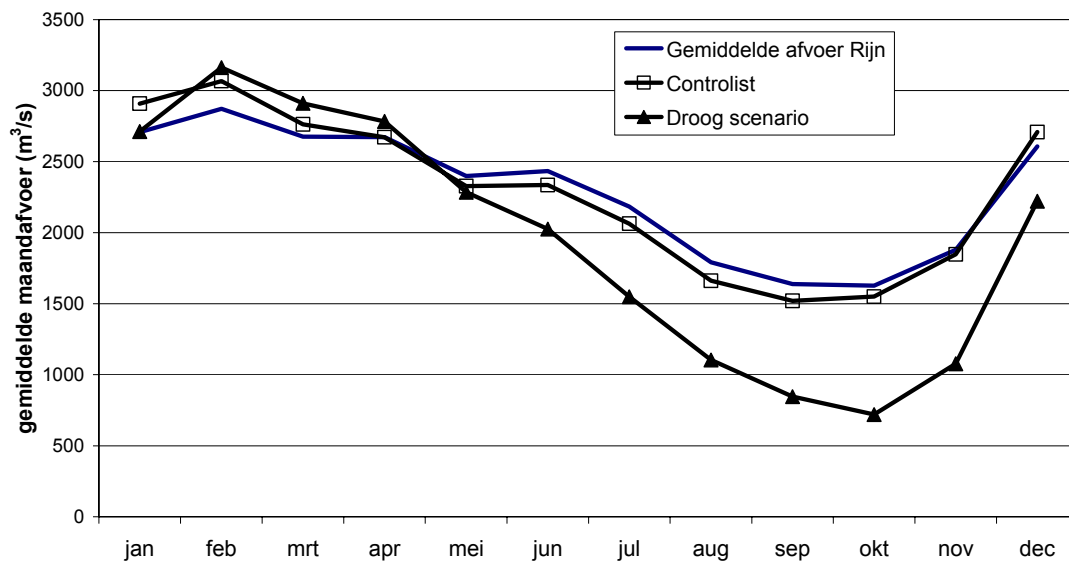
De verandering in de potentiële verdamping in Rhineflow en Meuseflow is evenredig met de temperatuuroename en bedraagt ongeveer + 4 %/°C. Deze evenredigheidsconstante is gebaseerd op de open waterverdamping zoals beschreven in Brandsma (1995). Een uitgebreide beschouwing van de verandering in de potentiële verdamping ten gevolge van een systematische temperatuuroename wordt gegeven in Appendix C.

9.3 Veranderingen in de afvoer van de Rijn en de Maas

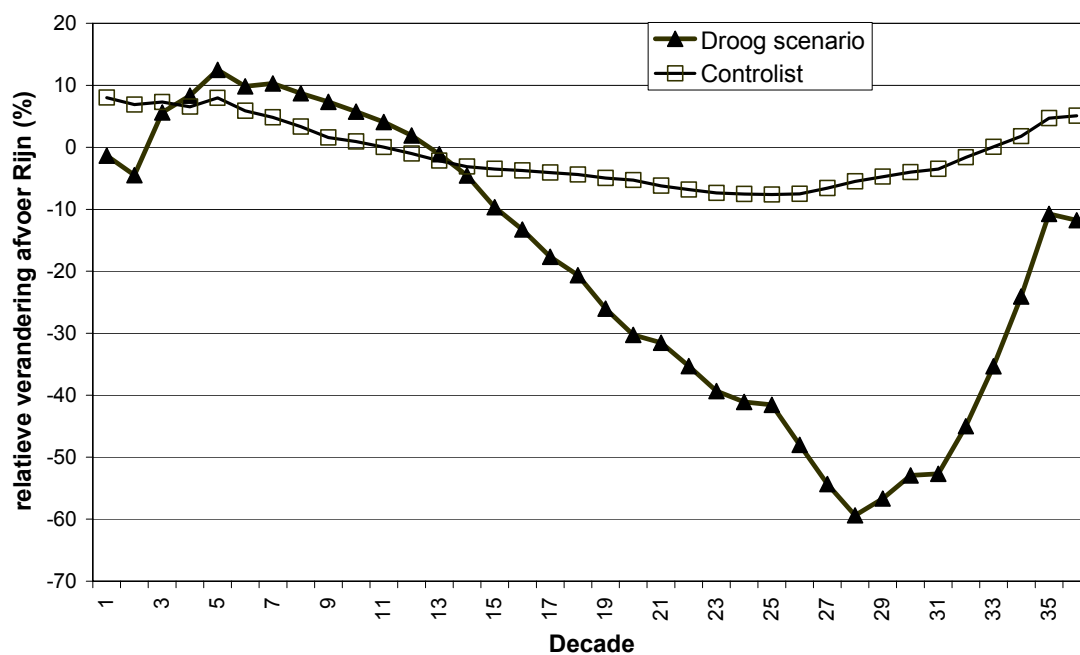
In Appendix D zijn de relatieve veranderingen van de afvoeren van Rijn en Maas in het Controlist scenario, berekend met Rhineflow-3 en Meuseflow-2.1, zowel per decade als per maand opgenomen. Naast het Controlist scenario (op basis van UKHI/IS92a) is ook het nieuwe droge scenario uit Hoofdstuk 8 gebruikt als input voor de modellen Rhineflow-3 en Meuseflow-2.1 (Van Deursen, 2003b). De resultaten hiervan staan ook in Appendix D.

In Figuur 12 en Figuur 13 zijn respectievelijk de gemiddelde afvoeren en de veranderingen in de gemiddelde afvoeren van de Rijn weergegeven voor zowel het Controlist scenario als het droge scenario. Het grootste verschil tussen het Controlist – en het droge scenario is de grotere verandering van de afvoeren in de zomer en het najaar. In het droge scenario nemen de afvoeren in het begin van het najaar met meer dan 50% af. De jaarlijkse gang in de gemiddelde afvoer wordt daardoor in het droge scenario veel sterker dan in het huidige klimaat.

De toename van laagwatersituaties, zoals met Rhineflow-3 gemodelleerd, wordt ook door andere studies (Kleinn, 2002) ondersteund. Eén van de belangrijkste redenen voor die toename is de afname van de sneeuwvoorraad in Zwitserland door de hogere gemiddelde temperaturen. Tijdens laagwatersituaties draagt de afvoer uit Zwitserland voor 70 – 80% bij aan de afvoer bij Lobith. Afname van de afvoer bij Basel zal daardoor een substantieel effect hebben op de afvoer bij Lobith. De hoogte van de afname bij Lobith is echter erg onzeker doordat deze mede afhankelijk is van de verandering van de neerslag in de



Figuur 12. Gemiddelde afvoer van de Rijn bij Lobith in het huidige klimaat (1961–1999), het Controlist scenario en het droge scenario voor 2050.



Figuur 13. Relatieve verandering van de afvoer van de Rijn bij Lobith in het Controlist klimaatscenario en het droge klimaatscenario voor 2050.

zomer. De vrij sterke afname van de zomerneerslag in het droge scenario leidt tot een veel grotere afname in de afvoer dan bij het Controlist scenario. De sterke toename van de potentiële verdamping in het droge scenario heeft echter slechts een gering effect op de afvoer van de Rijn (Lenderink et al., 2004). Dit komt doordat de actuele verdamping in dit scenario veel lager is dan de potentiële verdamping als gevolg van de uitdroging van de bodem.

Bij de Maas kan het effect van drogere zomerse omstandigheden op de afvoer in een toekomstig klimaat teniet gedaan worden door de verwachte toename van de winterneerslag wat tot een hogere grondwaterafvoer aan het begin van de zomer leidt (De Wit et al., 2001). In het Controlist scenario verandert de afvoer nauwelijks in de periode juli – november. Het droge scenario geeft voor de afvoer van de Maas afnamen die vergelijkbaar zijn met die voor de Rijn.

10. Herhalingstijden voor het neerslagtekort in Nederland behorende bij het Controlist klimaatscenario (+1°C klimaatscenario)

10.1 Inleiding

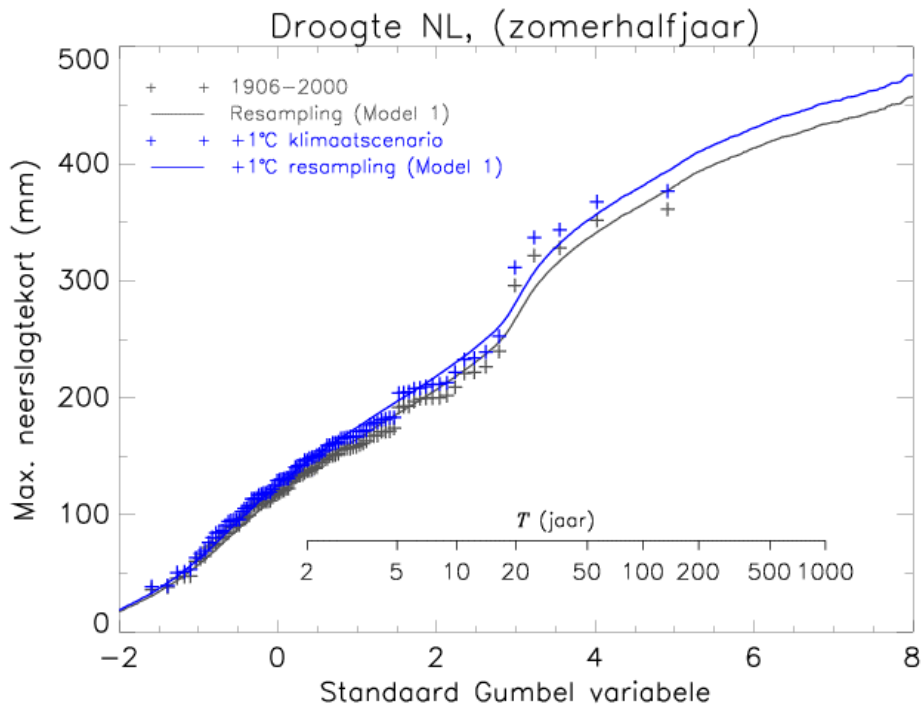
Het Controlist klimaatscenario voor de toekomst speelt een vooraanstaande rol binnen de Droogtestudie Nederland. Alleen voor dat toekomstscenario zijn voor 7 schadejaren⁷ de hydrologische berekeningen volledig uitgevoerd. Voor het bepalen van de jaarlijkse verwachtingswaarde (JVW) van de schade zijn dan niet alleen de schadebedragen benodigd maar ook de herhalingstijden (overschrijdingskansen) voor die schadejaren onder het Controlist klimaatscenario.

De herhalingstijden voor het neerslagtekort in de schadejaren zijn voor het Controlist scenario geschat door de historische tijdreeksen van neerslag en potentiële verdamping te transformeren op basis van dat klimaatscenario ofwel het +1°C KNMI klimaatscenario (zie Hoofdstuk 8 en Appendix B). Uit de getransformeerde reeksen wordt vervolgens voor elk jaar in het tijdvak 1906 – 2000 een ‘getransformeerd’ maximaal neerslagtekort bepaald. In het Controlist klimaatscenario neemt het gemiddelde maximale neerslagtekort dan toe met 6.2% (van 143.5 tot 152.4 mm).

10.2 Herhalingstijden gebaseerd op het resampling model

Voor het schatten van de herhalingstijd behorend bij een bepaald neerslagtekort werden in Hoofdstuk 5 goede resultaten verkregen met resampling Model 1. Door de 100 000 gesimuleerde jaren uit dit model op dezelfde wijze als de historische jaren naar het Controlist scenario te transformeren wordt een kansverdeling onder dat scenario verkregen. Met deze nieuwe kansverdeling worden voor de schadejaren de herhalingstijden onder het Controlist klimaatscenario afgeleid op basis van de ‘getransformeerde’ historische neerslagtekorten.

⁷ De hydrologische berekeningen zijn niet voor het reserve jaar (1974) uitgevoerd.



Figuur 14. Geordende maximale neerslagtekorten en de bijbehorende kansverdeling op basis van resampling Model 1 voor de historische data en de volgens het Controlist klimaatscenario (+1°C klimaatscenario) getransformeerde data.

Figuur 14 geeft zowel de geordende historische maxima van het neerslagtekort en de bijbehorende kansverdeling op basis van het resampling model (in grijs) als de geordende maxima van het neerslagtekort in de getransformeerde reeksen en de bijbehorende kansverdeling op basis van het resampling model onder aanname van het Controlist klimaatscenario (in blauw). De maximale neerslagtekorten in het Controlist scenario zijn systematisch iets hoger dan die in de afgelopen eeuw (conform de eerder vermelde 6.2% toename in het gemiddelde maximale neerslagtekort) maar de vorm van de verdeling blijft vrijwel onveranderd.

Tabel 8 geeft zowel voor de historische periode 1906-2000 als voor het Controlist klimaatscenario het maximale neerslagtekort en de bijbehorende herhalingsstijd voor de verschillende schadejaren. Onder het Controlist klimaatscenario is voor alle schadejaren het maximale neerslagtekort toegenomen. Voor de meest extreme jaren (1959 en 1976) is de toename iets kleiner (~5%) dan de gemiddelde toename van 6.2%. Ondanks deze systematische toename van het maximale neerslagtekort zijn de herhalingsstijden voor de (schade)jaren in Tabel 8 vrijwel onveranderd. Dit komt doordat de kansverdeling van de maximale neerslagtekorten opschuift en wel zodanig dat de rangorde van de schadejaren niet verandert.

Tabel 8. Gemiddelde herhalingstijd tussen overschrijdingen van het maximale neerslagtekort in een gegeven (schade)jaar op basis van historische data en het Controlist klimaatscenario. De laatste rij geeft het gemiddelde maximale neerslagtekort van alle 95 jaren.

Jaar	Historisch (1906-2000)		Controlist 2050 (+1°C klimaatscenario)	
	Neerslagtekort (mm)	Herhalingstijd (jaar)	Neerslagtekort (mm)	Herhalingstijd (jaar)
1949	226.7	11.7	239.2	11.8
1959	351.7	70.9	367.6	71.1
1967	151.0	2.5	161.3	2.6
1974	167.8	3.4	179.2	3.5
1976	361.1	89.4	376.7	88.5
1985	36.0	1.0	38.7	1.0
1995	199.9	6.8	211.3	6.8
1996	199.2	6.7	209.6	6.6
Gemiddeld	143.5	—	152.4	—

10.3 Conclusie

Ter bepaling van de JVW van droogteschade ten gevolge van het maximale neerslagtekort in Nederland in het Controlist klimaatscenario kunnen voor de 8 schadejaren dezelfde herhalingstijden (overschrijdingkansen) gebruikt worden als op basis van de historische jaren (1906-2000).

11. Discussie, conclusies en aanbevelingen

In de tweede fase van de Droogtestudie zijn, mede op basis van resultaten uit de eerste fase, 8 schadejaren gekozen, waarvan er 3 ook in de eerste fase werden gebruikt (1949, 1959 en 1976). Landelijk gezien is 1976 het droogste jaar van de afgelopen eeuw. Beschouwen we de droogte van 1976 alleen in termen van het maximale neerslagtekort in Nederland dan wordt de herhalingstijd voor de droogte van 1976 geschat op ongeveer 90 jaar (Hoofdstuk 5).

De regionale analyse (Hoofdstuk 6) laat zien dat er binnen Nederland zowel systematische verschillen als verschillen van jaar tot jaar zijn. Zo is in het westen van het land het maximale neerslagtekort vrijwel altijd groter dan in het oosten van het land. 1976 was het droogst in Zeeland (443 mm neerslagtekort; herhalingstijd ongeveer 190 jaar) en het minst droog in oost Nederland (310 mm neerslagtekort; herhalingstijd ongeveer 45 jaar). In de regio's noordoost Nederland en oost Nederland was 1959 het droogste jaar (noordoost Nederland: 348 mm met een herhalingstijd van 78 jaar en oost Nederland: 357 mm met een herhalingstijd van 122 jaar), voor de overige regio's was dat 1976.

Wordt de droogte van 1976 zowel in termen van het maximale neerslagtekort in Nederland als het afvoerdeficit van de Rijn beschouwd dan wordt de herhalingstijd voor deze droogte geschat op ongeveer 110 jaar (Hoofdstuk 7). Deze schatting wijkt af van die in de eerste fase (190 jaar; Beersma en Buishand, 2002) omdat: 1) de afhankelijkheid tussen extreme neerslagtekorten en afvoerdeficiten door de hier gebruikte tweedimensionale kansverdeling (2d-normaal met logistische afhankelijkheid) beter wordt beschreven dan door de in fase 1 gebruikte 2d-normale verdeling, en 2) het faalgebied nu is gebaseerd op 7 actuele fase 2 schade berekeningen in plaats van op 3 schadebedragen uit de PAWN studie (Pulles, 1985). De precieze begrenzing van het faalgebied blijft echter onzeker. De onzekerheid over de begrenzing van het faalgebied leidt voor de droogte van 1976 tot een onzekerheid in de herhalingstijd van ± 20 jaar (Figuur 11).

Naast de onzekerheid ten gevolge van de begrenzing van het faalgebied zijn er nog andere onzekerheden die invloed hebben op het schatten van herhalingstijden. Zo leidt bijvoorbeeld de 2d-Gumbel verdeling (die zowel voor het neerslagtekort als het afvoerdeficit niet verworpen werd) tot langere herhalingstijden dan de 2d-normale verdeling met logistische afhankelijkheid. De grootte van deze onzekerheid verschilt van jaar tot jaar en kan afgeleid worden uit Tabel 5 of uit Figuur 11. Voor 1976 bedraagt het verschil in herhalingstijd 60 jaar voor de twee verdelingen.

Binnen de Droogtestudie worden klimaatscenario's van verschillende oorsprong gebruikt. Voor Nederland worden de standaard KNMI klimaatscenario's toegepast terwijl voor de stroomgebieden van de Rijn en de Maas klimaatscenario's op basis van de UKHI/IS92a projecties worden gebruikt. Voor het Controlist klimaatscenario (1°C temperatuuroename in 2050) is er voldoende overeenstemming tussen beide typen klimaatscenario's (Tabel 7). In Hoofdstuk 8 wordt een nieuw droog klimaatscenario voor de Droogtestudie gepresenteerd dat zowel voor Nederland als de stroomgebieden van de Rijn en de Maas toegepast kan worden. Het nieuwe droge scenario leidt, zowel voor de Rijn als de Maas, tot een aanzienlijke afname van de gemiddelde afvoer (50 – 60%) aan het eind van de zomer en in het begin van het najaar (Hoofdstuk 9). In het Controlist scenario neemt de gemiddelde Rijnafvoer in die periode met ruim 5% af, terwijl de gemiddelde Maasafvoer in dat scenario dan nauwelijks verandert. Dit verschil tussen de twee scenario's wordt hoofdzakelijk veroorzaakt doordat in het Controlist scenario de zomerneerslag weinig verandert, terwijl die in het nieuwe droge scenario ongeveer 20% afneemt, wat vrij extreem is. Dit geeft echter wel aan dat er een vrij grote onzekerheid bestaat omtrent de verandering van de neerslag in de zomer wat slechts beperkt tot uitdrukking komt in de reguliere KNMI klimaatscenario's.

Transformatie van de historische tijdreeksen van neerslag en potentiële verdamping op basis van het Controlist scenario leidt niet tot een andere rangorde van de 8 geselecteerde schadepjaren (Hoofdstuk 10). Voor de bepaling van de JVW van de droogteschade in het huidige klimaat en de bepaling van de JVW van de droogteschade onder het Controlist scenario (+1°C in 2050) kunnen dezelfde herhalingstijden gebruikt worden.

Literatuur

Asselt, M.B.A van, H. Middelkoop, S.A. van 't Klooster, W.P.A. van Deursen, M. Haasnoot, J.C.J. Kwadijk, H. Buiteveld, G.P. Können, J. Rotmans, N. van Gemert and P. Valkering, 2001. Development of flood management strategies for the Rhine and Meuse basins in the context of integrated river management. Report of the IRMA-SPONGE project 3/NL/1/164 / 99 15 183 01, NCR-publication 16-2001, WL|Delft Hydraulics, Delft.

Beersma, J.J. en T.A. Buishand, 2002. Droog, droger droogst; bijdrage van het KNMI aan de eerste fase van de Droogtestudie Nederland. KNMI-publicatie; 199-I, KNMI, De Bilt.

Beersma, J.J. and T.A. Buishand, 2004. The joint probability of precipitation and discharge deficits in the Netherlands, Submitted to *Water Resources Research*. [Available as Preprints; 2004-05, KNMI, De Bilt].

Braak C., 1945. *Invloed van den wind op regenwaarnemingen*. Mededeelingen en verhandelingen, Publ. 102, No. 48, KNMI, De Bilt.

Brandsma, T., 1995. Hydrological impact of climate change: a sensitivity study for the Netherlands, PhD thesis, Technical University, Delft.

Bruin, H.A.R. de, 1981. The determination of (reference crop) evapotranspiration from routine weather data. In: J.C. Hooghart (Ed), *Evaporation in Relation to Hydrology*, Proceedings and Information No. 28, pp. 25-37, TNO/CHO, 's-Gravenhage.

Bruin, H.A.R. de, and A.A.M Holtslag, 1987. Evaporation and weather: interactions with the planetary boundary layer. In: J.C. Hooghart (Ed), *Evaporation and weather*, Proceedings and Information No. 39, pp. 63-83, TNO/CHO, 's-Gravenhage.

Bruin, H.A.R. de, and J.N.M. Stricker, 2000. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. *Hydrological Sciences Journal*, **45**, 391-406.

Deursen, W.P.A. van, 1999. Rhineflow-2 model; Development, calibration and application. Report of the NRP project 952210, RIZA, Lelystad.

Deursen, W.P.A. van, 2000. MEUSEFLOW 2.1 Laagwaterstudies Maasstroomgebied, Rapport RIZA project RI-2988A. Carthago Consultancy, Rotterdam.

Deursen, W.P.A. van, 2003a. Klimaatveranderingen in de stroomgebieden van Rijn van en Maas: modelstudies met Rhineflow-3 en Meuseflow-2. Carthago Consultancy, Rotterdam.

Deursen, W.P.A. van, 2003b. Rapportage Rhineflow/Meuseflow klimaatscenarios Droogtestudie. Carthago Consultancy, Rotterdam.

Giorgi, F. and co-authors, 2001. Regional Climate information - Evaluation and projections. In: J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.A. Johnson (Eds.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, pp. 583-638. Cambridge University Press, Cambridge.

Grabs, W. (Ed.), 1997. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. CHR report no I-16. Lelystad.

Heijboer, D. en J. Nellestijn (Samenst.), 2002. *Klimaatatlas van Nederland; de normaalperiode 1971-2000*, Elmar, Rijswijk.

Hooghart, J.C. en W.N. Lablans (Red.), 1988. *Van Penman naar Makkink; een nieuwe berekeningswijze voor de klimatologische verdampingsgetallen*. Commissie voor hydrologisch onderzoek TNO, Rapporten en nota's No. 19, CHO TNO, 's-Gravenhage.

Hurk, B. van den, M. Hirschi, G. Lenderink, E. van Meijgaard, A. van Ulden, B. Rockel, S. Hagemann, P. Graham and E. Kjellström, 2004. Soil control on runoff response to climate change in regional climate model simulations. Submitted to *Journal of Climate*.

Johns, T.C., J.M. Gregory, W.J. Ingram, C.E. Johnson, A. Jones, J.A. Lowe, J.F.B. Mitchell, D.L. Roberts, D.M.H. Sexton, D.S. Stevenson, S.F.B. Tett and M.J. Woodage, 2003. Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HadCM3 model under updated emissions scenarios. *Climate Dynamics*, **20**, 583-612.

Kleinn, J. 2002. Climate Change and Runoff Statistics in the Rhine Basin: A Process Study with a Coupled Climate - Runoff Model. PhD thesis, Dissertation No. 14663. Swiss Federal Institute of Technology (ETH), Zürich.

Klein Tank, A.M.G. and T.A. Buishand, 1993. Modelling daily precipitation as a function of temperature for climate change impact studies. Scientific report; WR 93-02, KNMI, De Bilt.

Können, G.P., 2001. Climate scenarios IRMA and perspectives. In: M.B.A van Asselt, H. Middelkoop, S.A. van 't Klooster, W.P.A. van Deursen, M. Haasnoot, J.C.J. Kwadijk, H. Buiteveld, G.P. Können, J. Rotmans, N. van Gemert and P. Valkering, Development of flood management strategies for the Rhine and Meuse basins in the context of integrated river management, pp. 183-189. Report of the IRMA-SPONGE project 3/NL/1/164 / 99 15 183 01, NCR-publication 16-2001, WL|Delft Hydraulics, Delft.

Können, G.P., W. Fransen en R. Mureau, 1997. Meteorologie ten behoeve van de 'Vierde Nota Waterhuishouding (NW4)', Projectteam NW4, KNMI, De Bilt.

Kwadijk, J.C.J., 1993. The impact of climate change on the discharge of the River Rhine. PhD thesis Universiteit Utrecht, vakgroep Fysische Geografie. KNAG/NGS publicatie 171.

- Lenderink, G., T.A. Buishand and W.P.A. van Deursen, 2004. Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. Submitted to *Hydrol. Earth Syst. Sci.* (special issue on SWURVE).
- Middelkoop, H. (Ed.), 2000. The impact of climate change on the river Rhine and the implications for water management in the Netherlands. Summary report of the NRP project 952210, RIZA Report 2000.010, RIZA, Lelystad.
- Middelkoop, H., H. Buiteveld and J.C.J. Kwadijk, 1999. Climate change scenarios for hydrological impact assessment in the Rhine basin. Report of the NRP project 952210, RIZA, Lelystad.
- Mitchell, J.F.B., C.A. Senior and W.J. Ingram, 1989. CO₂ and climate: a missing feedback. *Nature*, **341**, 132–134.
- Mitchell, J.F.B., S. Manabe, V. Melesho and T. Tokioka, 1990. Equilibrium climate change - and its implications for the future. In: J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (Eds.), *Climate change: the IPCC scientific assessment*, pp. 131-172. Cambridge University Press, Cambridge.
- Pulles, J.W., 1985. Beleidsanalyse voor de waterhuishouding in Nederland/PAWN. Rijkswaterstaat, 's-Gravenhage.
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L.P. Graham, C. Jones, H.E.M. Meier, P. Samuelsson and U. Willén, 2004. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, **22**, 13-31.
- Semenov, V.A. and L. Bengtsson, 2002. Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dynamics*, **19**, 123-140.
- Stephens, M.A., 1986a. Tests based on EDF statistics. In: R.B. D'Agostino and M.A. Stephens (Eds.), *Goodness-of-fit Techniques*, pp. 97-193. Marcel Dekker, New York and Basel.
- Stephens, M.A., 1986b. Tests based on regression and correlation. In: R.B. D'Agostino and M.A. Stephens (Eds.), *Goodness-of-fit Techniques*, pp. 195-233. Marcel Dekker, New York and Basel.
- Stocker, T.F. and co-authors, 2001. Physical climate processes and feedbacks. In: J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.A. Johnson (Eds.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, pp. 417-470. Cambridge University Press, Cambridge.

- Thom, A.S. and H.R. Oliver, 1977. On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **103**, 345-357.
- Vogel, R.M., 1986. The probability plot correlation test for the normal, lognormal and Gumbel distributional hypotheses. *Water Resources Research*, **22**, 587-590.
- Wang, Q.J., 1996. Using partial probability weighted moments to fit the extreme value distributions to censored samples. *Water Resources Research*, **32**, 1767-1771.
- Wigley, T.M.L and S.C.B.Raper, 1992. Implications for climate and sea level of revised IPCC emission scenarios. *Nature*, **357**, 293-300.
- Wild, M., A. Ohmura, and U. Cubasch, 1997. GCM-simulated surface energy fluxes in climate change experiments. *Journal of Climate*, **10**, 3093-3110.
- Wit, M.J.M. de (Ed.), 2001. Effect of climate change on the hydrology of the river Meuse. NOP Report 410200090, RIVM, Bilthoven.
- Wit, M. de, 2004. Hoe laag was het laagwater van 2003? *H₂O*, **37**, 15-17.

Appendix A Beschrijving resampling modellen

Inleiding

De resampling modellen zijn gebaseerd op nearest neighbour resampling van de historische data (neerslag, verdamping en afvoer; respectievelijk P , E en Q). Het resampelen geschiedt op basis van decade waarden van P , E en Q . In het resampling model wordt bij het simuleren van een nieuwe decade in de historische reeks gezocht naar de 5 decades die het meeste lijken op de laatst gesimuleerde decade (ook wel de analogen of nearest neighbours genoemd). Hiervan wordt er één random getrokken. De decade die daar historisch gezien op volgt is dan de nieuwe gesimuleerde decade. Bij het trekken van één van de 5 geselecteerde analogen heeft een analoog een grotere kans getrokken te worden naarmate deze meer op de laatst gesimuleerde decade lijkt. Verder wordt bij het zoeken naar analogen een ‘lopend venster’ gebruikt (met een breedte van 7 decades) om te voorkomen dat in de winter een ‘zomerdecade’ wordt getrokken en omgekeerd, waardoor het seizoensverloop door de gesimuleerde reeks wordt weergegeven. Op basis van dit proces kan in principe een oneindig lange reeks gesimuleerd worden. De hier gepresenteerde resultaten zijn gebaseerd op 100 000 jarige simulaties.

Resampling Model 1

In resampling Model 1 worden de 5 analogen gezocht a) op basis van het gestandaardiseerde verschil tussen neerslag en verdamping ($E-P$) in de laatst gesimuleerde decade en b) op basis van het gemiddelde van de gestandaardiseerde $E-P$ waarden in de daaraan voorgaande 12 decades (4 maanden). Standaardisatie houdt hier in dat het langjarige decadegemiddelde is afgetrokken en vervolgens gedeeld is door de standaard deviatie. In dit resampling model wordt bij het zoeken naar analogen dus geen rekening met de afvoer van de Rijn (Q) gehouden waardoor dit model niet geschikt is voor het bepalen van de kansverdeling van het afvoerdeficit of de simultane kansverdeling van het neerslagtekort en het afvoerdeficit. Naast dit specifieke model zijn ook nog modellen onderzocht met in plaats van een 4 maanden geheugen een korter of langer geheugen (2 tot 12 maanden) van $E-P$ maar met deze modellen werden minder goede resultaten verkregen.

Resampling Model 2

In tegenstelling tot resampling Model 1 is in resampling Model 2 bij het zoeken naar analogen *wel* rekening gehouden met de afvoer van de Rijn (Q) en wel op zodanige wijze dat de marginale verdelingen van het neerslagtekort en het afvoerdeficit maximaal corresponderen met de marginale verdelingen van de historische data. Hierdoor is dit resampling model met name geschikt voor het bepalen van de simultane kansverdeling van het neerslagtekort en het afvoerdeficit. In dit model worden de 5 analogen gezocht op basis van a) de gestandaardiseerde afvoer (Q) in de laatst gesimuleerde decade, b) de gemiddelde gestandaardiseerde afvoer in de daaraan voorgaande 18 decades (6 maanden) en c) het gemiddelde van de gestandaardiseerde $E-P$ waarden in de voorgaande 13 decades (de laatst gesimuleerde decade plus de daaraan voorafgaande 12 decades). Hierbij is $E-P$ op dezelfde wijze gestandaardiseerd als in Model 1 en is Q

gestandaardiseerd door louter te delen door het langjarige decadegemiddelde. Een gedetailleerde beschrijving van dit resampling model wordt gegeven in Beersma and Buishand (2004).

Appendix B Detaillering klimaatscenario's

Detaillering van de standaard KNMI klimaatscenario's

Zoals in alle KNMI klimaatscenario's zijn de neerslag veranderingen in Tabel B1 gebaseerd op de waargenomen meteorologische verbanden tussen neerslag en temperatuur onder de aanname dat de luchtcirculatie patronen niet wezenlijk veranderen (Können e.a., 1997; Können, 2001). In het bijzonder is 'Model 1 op basis van 8-8 UT neerslag' (niet te verwarren met resampling Model 1 dat elders in dit rapport wordt gebruikt) in Klein Tank and Buishand (1993) gebruikt (zie hun Tabel 7 en Tabel C1) en toegepast op de 1906–1990 reeks van De Bilt.

De verandering in de potentiële verdamping in Tabel B1 is gebaseerd op de gevoeligheid van de referentie-gewasverdamping volgens Penman-Monteith (Thom and Oliver, 1977) voor een systematische temperatuurverandering. Deze verandering wijkt enigszins af van de tot nu toe gebruikelijke + 4 %/°C op basis van de gevoeligheid van de Penman open waterverdamping voor een systematische temperatuurverandering. In Tabel B1 is alleen rekening gehouden met het effect van een temperatuurtoename op de potentiële verdamping (waarbij alle overige atmosferische grootheden zoals relatieve vochtigheid en netto straling onveranderd blijven) en niet met het mogelijke directe effect van een CO₂ toename op de evapotranspiratie van planten. De getallen in Tabel B1 worden nader in Appendix C onderbouwd.

Tabel B1. Procentuele verandering in de neerslag ($\Delta P/\Delta T$) en de potentiële verdamping ($\Delta E/\Delta T$) per °C temperatuurtoename per decade ter aanvulling van de KNMI klimaatscenario's.

Decade	$\Delta P/\Delta T$ (%/°C)	$\Delta E/\Delta T$ (%/°C)	Decade	$\Delta P/\Delta T$ (%/°C)	$\Delta E/\Delta T$ (%/°C)
1	6.0	5.7	19	1.3	3.3
2	6.1	5.7	20	1.4	3.3
3	6.2	5.7	21	1.7	3.2
4	6.2	5.6	22	1.7	3.2
5	6.1	5.5	23	1.4	3.3
6	6.0	5.4	24	0.8	3.5
7	5.6	5.2	25	0.4	3.7
8	5.2	5.0	26	0.4	3.8
9	4.8	4.9	27	0.4	3.9
10	4.2	4.8	28	0.8	4.2
11	3.6	4.5	29	1.5	4.4
12	2.8	4.1	30	2.4	4.7
13	2.0	4.0	31	3.2	5.0
14	1.4	3.8	32	4.1	5.3
15	1.3	3.7	33	4.8	5.6
16	1.2	3.6	34	5.3	5.7
17	1.2	3.5	35	5.5	5.7
18	1.2	3.4	36	5.6	5.7

Detaillering van het droge klimaatscenario voor de Droogtestudie

Het nieuwe droge klimaatscenario is afgeleid uit simulaties met het regionale klimaatmodel van het UK Meteorological Office (HadRM3H) voor het einde van de 21^e eeuw. In het kader van het EU project Swurve is de uitvoer van dit model als invoer voor Rhineflow-3 gebruikt (Lenderink et al., 2004). Voor het nieuwe droge klimaatscenario zijn de veranderingen van de neerslag en de temperatuur uit het regionale klimaatmodel gemiddeld over het gehele Rijnstroomgebied en vervolgens gehalveerd om als scenario voor 2050 te kunnen dienen (onder de aanname dat de verandering in de tijd ongeveer lineair verloopt). Bij de bepaling van de verandering in de potentiële verdamping is er van uitgegaan dat de (empirische) relatie tussen de potentiële verdamping en de temperatuur in het toekomstige klimaat niet verandert. De veranderingen in temperatuur, neerslag en potentiële verdamping per decade voor 2050 zijn gegeven in Tabel B2.

Tabel B2. Absolute veranderingen in temperatuur (ΔT) en relatieve veranderingen in neerslag (ΔP) en potentiële verdamping (ΔE) per decade in het droge klimaatscenario voor de Droogtestudie. NB. In tegenstelling tot de standaard KNMI klimaatscenario's is in dit droge klimaatscenario de temperatuuroename seizoensafhankelijk.

Decade	ΔT (°C)	ΔP (%)	ΔE (%)
1	2.1	7.4	9.4
2	2.1	12.9	9.4
3	2.1	19.1	9.4
4	1.9	21.0	8.8
5	1.7	18.3	8.1
6	1.6	16.4	6.5
7	1.5	15.1	5.3
8	1.5	10.7	4.9
9	1.6	7.9	7.4
10	1.7	3.1	9.3
11	1.7	3.0	11.4
12	1.8	1.2	11.9
13	2.0	-1.5	13.3
14	2.0	-4.5	14.2
15	2.1	-8.2	13.7
16	2.2	-9.8	13.4
17	2.4	-13.1	14.0
18	2.7	-16.8	17.8
19	3.0	-20.3	22.0
20	3.3	-22.6	26.1
21	3.4	-25.6	27.6
22	3.6	-26.3	30.2
23	3.6	-24.0	32.6
24	3.5	-18.2	30.3
25	3.2	-17.0	26.6
26	3.0	-15.7	24.4

Decade	ΔT (°C)	ΔP (%)	ΔE (%)
27	2.8	-14.6	20.2
28	2.7	-11.4	16.2
29	2.3	-4.5	10.8
30	2.1	-2.4	9.5
31	2.0	-0.2	8.2
32	2.0	-1.4	8.0
33	2.1	2.7	8.6
34	2.3	7.2	9.2
35	2.2	8.2	7.9
36	2.1	5.8	9.0

Appendix C Gevoeligheid van de referentie-gewasverdamping voor een systematische temperatuur verandering

Samenvatting

In Tabel B1 (Appendix B) wordt *per decade* de procentuele verandering in de referentie-gewasverdamping (= potentiële verdamping van kort gras, E) per °C temperatuurtoename ($\Delta E/\Delta T$) gegeven. De percentages in de tabel kunnen zowel toegepast worden op de Makkink verdamping (referentie-gewasverdamping) als op de Penman verdamping (open waterverdamping $\times 0.8$). Deze percentages zijn consistent met een temperatuurstijging onder de (cruciale) aanname dat de relatieve vochtigheid (rh) in een toekomstige klimaat niet verandert (en bovendien de netto straling Q^* niet verandert). $\Delta E/\Delta T$ is zeer gevoelig voor veranderingen in rh . Een toename van rh met enkele procenten leidt tot veel kleinere percentages en een afname van enkele procenten tot veel grotere percentages. Binnen de KNMI klimaatscenario's (Können, 2001) is de aanname van een constante rh ook stilzwijgend gemaakt bij de bepaling van de neerslagveranderingen in een toekomstig klimaat. Binnen de KNMI klimaatscenario's is dit dus een consistente aanname. De percentages in Tabel B1 kunnen gebruikt worden voor alle KNMI klimaatscenario's behalve het nieuwe droge scenario.

Referentie-gewasverdamping

De gevoeligheid van de Penman open waterverdamping voor een systematische temperatuurtoename (Brandsma, 1995) is in het verleden vaak gebruikt als scenario voor veranderingen in de potentiële verdamping in een toekomstig klimaat in Nederland. Binnen de Droogtestudie is de vraag gerezen of niet beter van de potentiële gewasverdamping uitgegaan kan worden in plaats van de open waterverdamping. Gemiddeld over Nederland is de verdamping namelijk vooral afkomstig van planten en niet van (open) water oppervlakken. De gevoeligheid voor een systematische temperatuurtoename van de referentie-gewasverdamping (kort gras) op basis van Penman-Monteith is hier daarom vergeleken met die voor de open waterverdamping volgens Penman uit het proefschrift van Brandsma (1995). Daarnaast zijn ter vergelijking nog twee andere verdampingsformuleringen voor gras meegenomen: de Makkink verdamping (sinds 1 april 1987 routinematig door het KNMI berekend en in dit rapport gebruikt om de historische neerslagtekorten te bepalen) en de Priestley-Taylor verdamping. De Makkink verdamping is gebaseerd op de globale straling (inkomende kortgolvlige straling). De Penman, Penman-Monteith en Priestley-Taylor verdamping gebruiken de netto straling (inkomende en uitgaande kortgolvlige en langgolvlige straling). De netto straling kan in de winter negatief zijn wat in de Priestley-Taylor formule (waarin de verdamping evenredig is met de netto straling) tot een negatieve verdamping leidt. Net als de Penman open waterverdamping onderschat de Priestley-Taylor formule de verdamping in het winterseizoen.

Een overzicht van de hier gebruikte verdampingsformules wordt gegeven in Tabel C1, voor details wordt verwezen naar De Bruin and Stricker (2000). Zowel Makkink als Priestley en Taylor zagen hun formuleringen als vereenvoudigingen van de

Tabel C1. Overzicht van Penman open water en referentie-gewas verdampingsformules.

Penman open water (1948)	$\lambda E = \frac{sQ^* + \gamma f(u)[e_s(T) - e]}{s + \gamma}$
Makkink (1957)	$\lambda E = \alpha \frac{s}{s + \gamma} K^\downarrow$
Priesley-Taylor (1972)	$\lambda E = \alpha \frac{s}{s + \gamma} Q^*$
Penman-Monteith (Thom and Oliver, 1977)	$\lambda E = \frac{sQ^* + m\gamma f(u)[e_s(T) - e]}{s + \gamma(1 + r_s / r_a)}$

Waarin:

E : verdamping [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} = 86400 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$]

Q^* : netto straling

K^\downarrow : globale straling

λ : specifieke verdampingswarmte van water

γ : psychrometer constante

e : dampdruk

e_s : verzadigingsdampdruk

s : helling van de verzadigingsdampdruk curve

$f(u)$: windfunctie (met u de windsnelheid)

T : temperatuur

α : (empirische) constante

m : factor voor het verschil in ruwheid tussen kort gras en open water

r_a : aerodynamische weerstand voor waterdamp transport

r_s : gewasweerstand voor kort gras

oorspronkelijke Penman vergelijking. De vereenvoudiging komt erop neer dat de tweede term in de Penman vergelijking (de ventilatieterm) evenredig wordt verondersteld met de eerste term (de stralingsterm). Het effect van de tweede term kan dan worden meegenomen via de empirische constante α . Omdat in het zomerhalfjaar de netto straling vrijwel de helft van de globale straling bedraagt, is α in de Priestley-Taylor formulering vrijwel twee maal zo groot als in de Makkink formulering (zie Tabel C2).

In Tabel C2 wordt de gevoeligheid van de Penman-Monteith verdamping voor een systematische temperatuurtoename vergeleken met dezelfde gevoeligheid van de Penman open waterverdamping op basis van het proefschrift van Brandsma (1995) en met die voor de Makkink en Priestley-Taylor verdamping. De tabel laat zien dat de procentuele verandering van de Penman open waterverdamping (5^e kolom) vooral in de maanden december en januari aanzienlijk groter is dan voor de Penman-Monteith verdamping (2^e kolom). In de winter is de open waterverdamping gering (ongeveer 4 mm per maand in december en januari tegenover ongeveer 10 mm voor de potentiële verdamping van gras). Een kleine toename leidt dan tot een (relatief) grotere procentuele toename. De grotere procentuele toename in de open waterverdamping volgens Brandsma (1995) in de winter is echter mede het gevolg van de toename van de netto straling Q^* met de temperatuur in de gebruikte empirische formule voor Q^* . In deze formule (De Bruin, 1981) hangt Q^* af van de kortgolvlige straling aan de top van de atmosfeer, de relatieve zonneschijn duur, de

Tabel C2. Procentuele verandering in de verdamping per °C temperatuuroename ($\Delta E/\Delta T$) en per W/m^2 toename in de netto straling ($\Delta E/\Delta Q^*$) ten behoeve van scenario's voor de potentiële verdamping van kort gras in Nederland in een toekomstig klimaat.

Periode	$\Delta E/\Delta T$ ¹⁾ (%/°C) Penman-Monteith (gras) (Thom and Oliver, 1977)	$\Delta E/\Delta T$ ¹⁾ (%/°C) Makkink (gras) $\alpha = 0.65$	$\Delta E/\Delta T$ ¹⁾ (%/°C) Priestley-Taylor (gras) $\alpha = 1.28$	$\Delta E/\Delta T$ ²⁾ (%/°C) Penman (open water) (Brandsma, 1995)	$\Delta E/\Delta Q^*$ ³⁾ (%/Wm ⁻²) Penman-Monteith (gras) (Thom and Oliver, 1977)
Januari	5.7	3.5	-	8.15	2.2
Februari	5.5	3.4	1.8	5.3	1.4
Maart	5.0	3.0	2.9	4.55	0.9
April	4.4	2.6	2.6	4.0	0.6
Mei	3.8	2.2	2.2	3.45	0.5
Juni	3.5	2.0	2.0	3.25	0.5
Juli	3.2	1.7	1.7	3.25	0.5
Augustus	3.3	1.8	1.8	3.65	0.6
September	3.8	2.1	2.1	4.25	0.9
Oktober	4.4	2.4	2.3	5.55	1.4
November	5.2	3.0	-	6.4	2.7
December	5.7	3.3	-	12.05	3.0
Jaar	3.9	2.2	-	3.85	0.8
Zomerhalfjaar	3.6	2.0	2.0	(3.5)	0.6
Winterhalfjaar	5.1	3.0	-	(5.7)	1.6

¹⁾ Op basis van de potentiële verdamping van kort gras:

Cabauw data; feb 1986 – jan 1997 (11 jaar).

Er wordt aangenomen dat in een toekomstige klimaat de temperatuur T wel verandert maar dat de netto straling Q^* of de globale straling K^\downarrow niet verandert, evenals de relatieve vochtigheid rh ($= e/e_s$) en de windsnelheid u in de Penman-Monteith formulering.

²⁾ Op basis van de Penman open waterverdamping (Brandsma, 1995; Hoofdstuk 3):

De Bilt data; 1970 – 1990 (21 jaar).

Er wordt weer aangenomen dat in een toekomstige klimaat T wel verandert maar dat rh en u niet veranderen. Q^* verandert hier echter wel omdat Q^* is gebaseerd op empirische formules voor kortgolvlige en langgolvlige straling (De Bruin, 1981) waardoor Q^* bij een systematische temperatuuroename ook toeneemt.

³⁾ Op basis van de potentiële verdamping van kort gras:

Cabauw data; feb 1986 – jan 1997 (11 jaar).

Er wordt aangenomen dat alleen Q^* verandert (T , rh en u blijven onveranderd).

absolute temperatuur en de dampdruk (e) waarbij de laatste ook weer van T afhangt. Het gevolg is dat Q^* bij een systematische temperatuurtoename niet constant blijft, maar toeneemt (de term voor de langgolvlige straling in de vergelijking wordt groter, dwz minder negatief). Het relatieve effect is het grootst in de winter zoals ook uit de tabel blijkt. In de berekeningen van de referentie-gewasverdamping is de werkelijk gemeten netto straling Q^* gebruikt en onveranderd verondersteld.

De rol van de relatieve vochtigheid

Tabel C2 laat zien dat $\Delta E/\Delta T$ op basis van Makkink en Priestley-Taylor in het zomerhalfjaar ruim 40% kleiner is dan op basis van de Penman-Monteith verdamping. Waardoor wordt dit aanzienlijke verschil veroorzaakt? In werkelijkheid is er een interactie tussen een verdampend oppervlak en de lucht erboven. Door verdamping komt er extra vocht in de lucht waardoor de relatieve vochtigheid van de lucht iets toeneemt en de verdamping enigszins beperkt wordt. In de empirische verdampingsformules van Makkink en Priestley-Taylor is deze terugkoppeling middels de keuze van de constante α impliciet in rekening gebracht.

Bij de bepaling van de gevoeligheid van de Makkink en Priestley-Taylor verdamping voor een systematische temperatuurtoename is de empirische constante α niet veranderd. Door de Priestley-Taylor verdamping steeds gelijk te stellen aan de Penman-Monteith verdamping kan worden aangetoond dat bij een systematische temperatuurtoename en gelijk blijvende α , Q^* en u de relatieve vochtigheid rh iets toeneemt in de Penman-Monteith vergelijking. Echter, bij de bepaling van de gevoeligheid van de Penman-Monteith verdamping voor een systematische temperatuurtoename werd de relatieve vochtigheid expliciet constant verondersteld. Het al dan niet veranderen van de relatieve vochtigheid in een toekomstig klimaat beïnvloedt dus de gevoeligheid van de referentie-gewasverdamping voor een systematische temperatuurtoename.

Om deze gevoeligheid te kwantificeren zijn de berekeningen op basis van de Penman-Monteith formule herhaald met een systematische toename van rh met 5% (waarbij rh op individuele dagen maximaal 100% mag worden) en een systematische afname van rh met 5%. De resultaten van deze berekeningen zijn in Tabel C3 voor het jaar en de twee halfjaarseizoenen vergeleken met die voor een constante relatieve vochtigheid (in Tabel C2)

Tabel C3. Gevoeligheid van $\Delta E/\Delta T$ (volgens Penman-Monteith) voor (kleine) veranderingen van de relatieve vochtigheid in een toekomstig klimaat.

Periode	$\Delta E/\Delta T$ (%/°C) $\Delta rh = 0$	$\Delta E/\Delta T$ (%/°C) $\Delta rh = 5\%$	$\Delta E/\Delta T$ (%/°C) $\Delta rh = -5\%$
Jaar	3.9	0.4	7.5
Zomerhalfjaar	3.6	1.2	6.0
Winterhalfjaar	5.1	-2.8	13.6

Tabel C3 laat zien dat de gevoeligheid van $\Delta E/\Delta T$ vrij groot is voor (kleine) veranderingen in de relatieve vochtigheid in een toekomstig klimaat. Deze gevoeligheid wordt bevestigd door onafhankelijke berekeningen met een simpel grenslaag model van De Bruin and Holtslag (1987) dat de interactie tussen een verdampend oppervlak en de erboven gelegen grenslaag beschrijft. Enigszins afhankelijk van de keuze van verschillende grenslaagparameters volgt uit deze berekeningen voor het zomerhalfjaar een Δrh van ongeveer 5% en een $\Delta E/\Delta T$ van ongeveer 1.1 %/°C, vrijwel conform de 1.2 %/°C in de 3^e kolom van Tabel C3. Hierbij wordt opgemerkt dat de toename van rh van ongeveer 5% nu niet is opgelegd maar rechtstreeks volgt uit de berekeningen met het grenslaag model (d.w.z. de interactie met de grenslaag), waarbij is uitgegaan van een evenwichtssituatie.

Het is duidelijk dat de gevoeligheid van $\Delta E/\Delta T$ groot is voor veranderingen in de relatieve vochtigheid in een toekomstig klimaat. Bij de KNMI klimaatscenario's wordt echter impliciet aangenomen dat de relatieve vochtigheid niet verandert door te veronderstellen dat het aantal neerslag dagen niet wezenlijk verandert (Können, 2001).

Ook in experimenten met klimaatmodellen blijft de relatieve vochtigheid vaak bij benadering behouden, terwijl de hoeveelheid vocht in de atmosfeer wel sterk met de temperatuur (via de Clausius-Clapeyron relatie) toeneemt. Of het behoud van de relatieve vochtigheid een gevolg is van fundamentele eigenschappen van de fysica van de atmosfeer of van vereenvoudigde parameterizaties voor neerslag en wolken in klimaatmodellen (Semenov and Bengtsson, 2002) of van onvoldoende verticale resolutie (Stocker et al., 2001) is nog onduidelijk.

De aanname van een onveranderde relatieve vochtigheid is echter niet realistisch voor het droge klimaatscenario voor de Droogtestudie. Er zijn verschillende (regionale) klimaatmodellen waarin in de zomer de neerslag systematisch afneemt (in combinatie met minder bewolking) en waarin als gevolg van uitdroging van de bodem de temperatuur sterk toeneemt. De relatieve vochtigheid neemt dan af waardoor de potentiële verdamping sterker toeneemt dan op basis van Tabel B1 (zie ook Hoofdstuk 8). Men dient zich hierbij echter wel te realiseren dat de *werkelijke* verdamping in zo'n toekomstig klimaat minder sterk zal toenemen, of zelfs kan afnemen, vanwege vochttekorten in de bodem.

De rol van de netto straling

Een andere niet onbelangrijke aanname betreft de netto straling, waarvan voor de resultaten in Tabel B1 is verondersteld dat deze in een toekomstig klimaat niet verandert. In het verleden is onder verwijzing naar IPCC rapporten wel eens gesproken over een toename van de netto straling van 5 W/m² bij een CO₂ verdubbeling. Met deze 5 W/m² werd echter een instantane toename aan de top van de atmosfeer bij een CO₂ verdubbeling bedoeld. Voor het effect op de verdamping is de verandering van de netto straling nabij het aardoppervlak van belang. Verschillende klimaatmodellen (Wild et al., 1997; Johns et al., 2003) geven bij een CO₂ toename (~verdubbeling) een globaal gemiddelde toename van de netto straling nabij het oppervlak van 2 tot 3 W/m². Het is echter niet duidelijk of dit getal ook representatief is voor onze breedtegraden en in het

bijzonder voor Nederland en de stroomgebieden van de Rijn en de Maas. Ook is het onduidelijk of die toename seizoensafhankelijk is. Wel duidelijk is, dat een constante toename van 3 W/m^2 een relatief groter effect heeft op de verdamping in de winter dan op de verdamping in de zomer conform de relatieve toename van Q^* . In de laatste kolom van Tabel C2 is de procentuele verandering in de referentie-gewasverdamping gegeven als de netto straling 1 W/m^2 toeneemt (weer op basis van de Penman-Monteith vergelijking). Indien voor een verdampingsscenario in een toekomstig klimaat naast een temperatuuropenaamte ook een toename in de netto straling in rekening gebracht dient te worden dan kan dit door de beide procentuele veranderingen (voor een maand of decade) bij elkaar op te tellen:

$$\Delta E_{\text{tot}} = \Delta T \cdot \Delta E/\Delta T + \Delta Q^* \cdot \Delta E/\Delta Q^*,$$

waarin ΔE_{tot} de totale procentuele verandering in de verdamping is, ΔT de toename van de temperatuur voor die maand/decade en ΔQ^* de toename van de netto straling voor die maand/decade.

Toepassing op de Penman verdamping

De percentages in Tabel B1 zijn feitelijk alleen van toepassing op de *referentie-gewasverdamping* (onder de aanname dat de relatieve vochtigheid in een toekomstig klimaat niet verandert). In de praktijk wordt naast de referentie-gewasverdamping volgens Makkink (veelal Makkink verdamping genoemd) vaak nog als referentie verdamping de Penman open waterverdamping gebruikt vermenigvuldigd met de gewasfactor voor gras (0.8). De laatste wordt vaak kortweg Penman verdamping genoemd. (NB Tot 1 april 1987 werd door het KNMI routinematig de open waterverdamping volgens Penman berekend en daarna de referentie-gewasverdamping op basis van de Makkink formule.)

Doordat in de winter de Makkink verdamping groter is dan de Penman verdamping geeft toepassing van de percentages in Tabel B1 voor de Makkink verdamping grotere absolute toenames dan voor de Penman verdamping. De absolute verschillen blijven echter beperkt tot maximaal 0.5 mm per maand (per °C temperatuuropenaamte). Met een dergelijke onnauwkeurigheid kunnen de percentages in Tabel B1 ook op de Penman verdamping toegepast worden. Echter, voor studies waarin de waterbalans van belang is, verdient het aanbeveling om van de Makkink verdamping uit te gaan omdat de oorspronkelijke Penman formule de potentiële verdamping in het winterseizoen systematisch onderschat. Voor een uitgebreide studie naar de verschillen tussen Penman en Makkink verdamping wordt verwezen naar het boekje ‘Van Penman naar Makkink’ (Hooghart en Lablans, 1988).

Disclaimer

Bij de bepaling van de percentages in Tabel B1 is *geen* rekening gehouden met het directe effect dat een toename van de CO_2 concentratie in een toekomstig klimaat mogelijk heeft op de verdamping van planten. Uit verschillende studies blijkt dat bij een hogere CO_2 concentratie de fotosynthese van planten efficiënter verloopt waardoor de huidmondjes minder (lang) geopend hoeven te worden waardoor planten dus minder zullen verdampen.

Appendix D Gemiddelde afvoer van de Rijn en de Maas in 2050 en 2100

Tabel D1 geeft de veranderingen in de gemiddelde decade- en maandafvoer van de Rijn en de Maas voor een drietal klimaatscenario's. De resultaten voor het +2°C en het +4°C klimaatscenario zijn verkregen door de meteorologische gegevens voor het tijdvak 1961 – 1995 (Rijn) of het tijdvak 1967 – 1995 (Maas) te transformeren op basis van het klimaatscenario en daarmee Rhineflow of Meuseflow aan te drijven. De resultaten voor het +1°C klimaatscenario (Controlist 2050) zijn verkregen door de procentuele veranderingen van de afvoeren op basis van het +2°C klimaatscenario te halveren. Dit veronderstelt dat de effecten van klimaatverandering op de gemiddelde afvoer van de Rijn en de Maas lineair zijn. Met name voor de Rijn blijkt echter uit Tabel D1 dat de veranderingen van de afvoeren over het gehele traject van 0 – 4°C temperatuuroptename niet lineair verlopen.

Tabel D1. Procentuele verandering (per decade en per maand) in de gemiddelde afvoer van de Rijn en de Maas voor het +1°C klimaatscenario (Controlist 2050), het +2°C klimaatscenario (Milieudenker 2050) en het +4°C klimaatscenario (Milieudenker 2100). Bron: Van Deursen (2003a).

RIJN								Maas							
decade	Decadegemiddeld			Maandgemiddeld			maand	decade	Decadegemiddeld			Maandgemiddeld			maand
	+1	+2	+4	+1	+2	+4			+1	+2	+4	+1	+2	+4	
1	8.0	16.0	48.7					1	13.3	26.7	48.2				
2	6.9	13.8	45.3					2	11.8	23.6	41.9				
3	7.3	14.6	46.6	7.4	14.8	46.9	jan	3	12.4	24.9	45.5	12.5	25.1	45.2	jan
4	6.6	13.1	44.4					4	9.6	19.1	35.3				
5	8.0	16.0	48.4					5	10.1	20.2	36.4				
6	5.9	11.8	41.5	6.8	13.6	44.7	feb	6	8.0	16.0	30.4	9.2	18.5	34.1	feb
7	4.8	9.7	37.9					7	8.6	17.3	32.2				
8	3.3	6.6	32.7					8	8.8	17.6	34.2				
9	1.6	3.1	27.1	3.2	6.5	32.5	mrt	9	9.5	19.0	36.5	9.0	17.9	34.3	mrt
10	0.9	1.9	22.8					10	8.2	16.5	30.8				
11	0.0	0.0	17.8					11	8.0	16.0	31.0				
12	-1.0	-2.0	11.7	0.0	0.0	17.4	apr	12	8.8	17.5	33.5	8.3	16.7	31.8	apr
13	-2.2	-4.3	5.6					13	4.4	8.8	17.4				
14	-3.1	-6.2	0.6					14	3.9	7.7	15.8				
15	-3.5	-7.0	-3.1	-2.9	-5.9	1.0	mei	15	3.6	7.2	14.7	3.9	7.9	16.0	mei
16	-3.7	-7.5	-6.2					16	3.4	6.7	14.0				
17	-4.1	-8.1	-9.7					17	3.7	7.3	15.0				
18	-4.4	-8.8	-13.0	-4.1	-8.1	-9.6	jun	18	2.2	4.5	9.9	3.1	6.2	13.0	jun
19	-5.0	-10.0	-17.1					19	0.7	1.4	4.7				
20	-5.3	-10.6	-19.8					20	0.4	0.8	3.0				
21	-6.2	-12.4	-24.2	-5.5	-11.0	-20.4	jul	21	0.2	0.4	4.0	0.4	0.9	3.9	jul
22	-6.8	-13.7	-27.7					22	-0.6	-1.2	1.3				
23	-7.4	-14.7	-30.7					23	-1.3	-2.5	-1.5				
24	-7.6	-15.1	-33.2	-7.2	-14.5	-30.5	aug	24	-0.9	-1.8	0.7	-0.9	-1.8	0.2	aug
25	-7.6	-15.2	-35.0					25	-2.2	-4.5	-3.7				
26	-7.5	-15.0	-34.2					26	-3.1	-6.1	-6.4				
27	-6.6	-13.2	-29.0	-7.2	-14.5	-32.7	sep	27	-6.6	-13.2	-15.5	-4.0	-7.9	-8.6	sep
28	-5.5	-11.0	-21.8					28	0.0	-0.1	-1.4				
29	-4.7	-9.5	-18.1					29	2.6	5.2	10.4				
30	-4.0	-8.0	-14.4	-4.8	-9.5	-18.1	okt	30	2.0	4.0	8.2	1.5	3.0	5.7	okt
31	-3.5	-7.0	-12.6					31	-2.5	-5.1	-8.1				
32	-1.6	-3.2	-2.1					32	-1.6	-3.3	-6.8				
33	0.1	0.1	7.1	-1.7	-3.4	-2.5	nov	33	-1.2	-2.5	-4.3	-1.8	-3.6	-6.4	nov
34	1.8	3.6	17.7					34	6.3	12.5	22.1				
35	4.7	9.4	33.2					35	8.5	16.9	29.2				
36	5.1	10.2	37.0	3.9	7.7	29.3	dec	36	7.7	15.3	28.7	7.5	14.9	26.7	dec

Tabel D2 geeft de veranderingen in de gemiddelde decade- en maandafvoer van de Rijn en de Maas voor het nieuwe droge klimaatscenario. De resultaten zijn op dezelfde wijze verkregen als die voor de +2 en +4°C klimaatscenario's in Tabel D1.

Tabel D2. Procentuele verandering (per decade en per maand) in de gemiddelde afvoer ($\Delta Q/Q$) van de Rijn en de Maas op basis van het nieuwe droge klimaatscenario voor de Droogtestudie (zie Hoofdstukken 8 en 9). Bron: Van Deursen (2003b).

Rijn							Maas						
decade	ΔT (°C)	Decadegemiddeld			maandgemiddeld		decade	ΔT (°C)	Decadegemiddeld			Maandgemiddeld	
		ΔP (%)	ΔE (%)	$\Delta Q/Q$ (%)	$\Delta Q/Q$ (%)	maand			ΔP (%)	ΔE (%)	$\Delta Q/Q$ (%)	$\Delta Q/Q$ (%)	Maand
1	2.1	7.4	9.4	-1.35			1	2.1	7.4	9.4	-3.41		
2	2.1	12.9	9.4	-4.50			2	2.1	12.9	9.4	-0.71		
3	2.1	19.1	9.4	5.63	0.17	jan	3	2.1	19.1	9.4	9.23	2.32	jan
4	1.9	21	8.8	8.32			4	1.9	21	8.8	9.48		
5	1.7	18.3	8.1	12.50			5	1.7	18.3	8.1	8.44		
6	1.6	16.4	6.5	9.84	10.14	feb	6	1.6	16.4	6.5	5.10	7.83	feb
7	1.5	15.1	5.3	10.31			7	1.5	15.1	5.3	5.77		
8	1.5	10.7	4.9	8.71			8	1.5	10.7	4.9	4.81		
9	1.6	7.9	7.4	7.34	8.78	mrt	9	1.6	7.9	7.4	3.32	4.56	mrt
10	1.7	3.1	9.3	5.73			10	1.7	3.1	9.3	-0.60		
11	1.7	3	11.4	4.07			11	1.7	3	11.4	-3.29		
12	1.8	1.2	11.9	1.91	4.12	apr	12	1.8	1.2	11.9	-4.74	-2.72	apr
13	2	-1.5	13.3	-1.11			13	2	-1.5	13.3	-8.01		
14	2	-4.5	14.2	-4.56			14	2	-4.5	14.2	-10.78		
15	2.1	-8.2	13.7	-9.65	-4.75	mei	15	2.1	-8.2	13.7	-12.58	-10.36	mei
16	2.2	-9.8	13.4	-13.27			16	2.2	-9.8	13.4	-15.34		
17	2.4	-13.1	14	-17.66			17	2.4	-13.1	14	-16.97		
18	2.7	-16.8	17.8	-20.62	-16.79	jun	18	2.7	-16.8	17.8	-24.96	-19.14	jun
19	3	-20.3	22	-26.03			19	3	-20.3	22	-27.36		
20	3.3	-22.6	26.1	-30.25			20	3.3	-22.6	26.1	-28.69		
21	3.4	-25.6	27.6	-31.53	-29.09	jul	21	3.4	-25.6	27.6	-31.27	-28.97	jul
22	3.6	-26.3	30.2	-35.32			22	3.6	-26.3	30.2	-31.52		
23	3.6	-24	32.6	-39.31			23	3.6	-24	32.6	-33.50		
24	3.5	-18.2	30.3	-41.07	-38.39	aug	24	3.5	-18.2	30.3	-30.13	-31.79	aug
25	3.2	-17	26.6	-41.54			25	3.2	-17	26.6	-28.85		
26	3	-15.7	24.4	-47.98			26	3	-15.7	24.4	-29.60		
27	2.8	-14.6	20.2	-54.35	-48.38	sep	27	2.8	-14.6	20.2	-35.30	-31.39	sep
28	2.7	-11.4	16.2	-59.38			28	2.7	-11.4	16.2	-47.26		
29	2.3	-4.5	10.8	-56.67			29	2.3	-4.5	10.8	-48.95		
30	2.1	-2.4	9.5	-52.93	-55.82	okt	30	2.1	-2.4	9.5	-34.06	-43.21	okt
31	2	-0.2	8.2	-52.68			31	2	-0.2	8.2	-41.71		
32	2	-1.4	8	-45.00			32	2	-1.4	8	-42.88		
33	2.1	2.7	8.6	-35.33	-42.68	nov	33	2.1	2.7	8.6	-27.35	-36.58	nov
34	2.3	7.2	9.2	-24.07			34	2.3	7.2	9.2	-20.00		
35	2.2	8.2	7.9	-10.76			35	2.2	8.2	7.9	-10.19		
36	2.1	5.8	9	-11.77	-14.79	dec	36	2.1	5.8	9	-13.59	-14.05	dec

Appendix E Historisch laagste afvoeren van de Rijn en de Maas

Tabel E1. Rangorde en maand van optreden van de laagst waargenomen daggemiddelde afvoer van de Rijn (1901-2003) en van de laagst waargenomen maandgemiddelde* afvoer van de Maas (1911-2003) per kalenderjaar (Bron: De Wit, 2004).

Rijn bij Lobith			Maas bij Luik**		
Jaar	Minimale afvoer (m ³ /s) dag-gemiddelde	Maand	Jaar	Minimale afvoer (m ³ /s) maand-gemiddelde	Maand
1947	620	november	1976	22	Augustus
1949	635	november	1934	29	September
1921	670	november	1947	31	Oktober
1954	680	januari	1921	37	Juli
1959	715	oktober	1964	39	Juli
1971	760	november	1959	39	Oktober
1943	780	november	1973	40	September
2003	780	september	1969	42	Oktober
1976	782	juli	1991	42	September
1991	794	september	1971	43	Oktober
1972	800	oktober	1955	44	Oktober
1908	815	november	1949	49	Oktober
1962	818	november	1935	50	Augustus
1964	820	augustus	2003	50	September
1920	835	december	1933	52	September
1929	575	februari ijsgang	1928	55	September
1963	665	januari ijsgang	1943	55	September
1933	825	december ijsgang	1977	55	Oktober

* Omdat de Maas gestuwd is geven daggemiddelde waarden een vertekend beeld van de hydrologische omstandigheden. In de maandgemiddelde waarden wordt het stuweffect uitgemiddeld.

** De afvoerreeks van de ongedeelde Maas bij Luik is berekend op basis van de afvoerreeks van Borgharen (vanaf 1911) met een correctie voor de wateronttrekking door de kanalen tussen Luik en Borgharen. Omdat deze onttrekkingen gedurende de vorige eeuw stapsgewijs zijn toegenomen geeft deze afgeleide reeks een beter beeld van de hydrologische condities in het Maasstroomgebied dan de Borgharen reeks.