



ALTERRA

WAGENINGEN UR

# Effecten van klimaatverandering op de watervraag in de Nederlandse groene ruimte

Analyse van de waterbeschikbaarheid rekeninghoudend met de freatische grondwaterstand  
en bodem

J.W.J van der Gaast  
H.Th.L Massop  
H.R.J. Vroon

Alterra-rapport 1791, ISSN 1566-7197





Effecten van klimaatverandering op de watervraag in de Nederlandse groene ruimte

In opdracht van LNV.

Projectcode [BO-01-003-309/BO-01-004-408]

# Effecten van klimaatverandering op de watervraag in de Nederlandse groene ruimte

Analyse van de waterbeschikbaarheid rekeninghoudend met de freatische grondwaterstand en bodem

J.W.J van der Gaast  
H.Th.L Massop  
H.R.J. Vroon

Alterra-rapport 1791

Alterra, Wageningen, 2009

## REFERAAT

Gaast J.W.J. van der, H.Th.L. Massop 2009 & H.R.J. Vroon. *Effecten van klimaatverandering op de watervraag in de Nederlandse groene ruimte; Analyse van de waterbeschikbaarheid rekeninghoudend met de freatische grondwaterstand en bodem*. Wageningen, Alterra, Alterra-rapport 1791. 116 blz.; 58 fig.; 28 tab.; 35 ref.

In deze studie is onderzoek gedaan naar de veranderingen in de grondwaterstand en daarmee op de waterbeschikbaarheid in het landelijk gebied als gevolg van klimaatverandering. Hiervoor zijn klimaatrepresentatieve meteoreeksen afgeleid. Met tijdreeksmodellen zijn vervolgens grondwaterstandsreeksen berekend voor het huidige klimaat en toekomstige klimaatscenario's. De tijdreeksmodellen zijn landelijk voor pixels van 25\*25 m geparametriseerd op basis van fysische parameters. Met lineaire tijdreeksmodellen zijn landsdekkende berekeningen uitgevoerd, met niet-lineaire modellen zijn berekeningen uitgevoerd voor een proefgebied. De resultaten van de landsdekkende berekeningen zijn gebruikt om landsdekkende GxG-kaarten af te leiden voor de verschillende klimaatscenario's. Deze kaarten zijn vervolgens gebruikt om het effect van klimaatverandering op het vochtleverend vermogen van de bodem en de hiermee samenhangende veranderingen in de watervraag te bepalen.

Trefwoorden: klimaatscenario, klimaatverandering, tijdreeksmodel, profieltype, bergingscoëfficiënt, drainageweerstand, kwel, grondwaterstand, vochtleverantie

ISSN 1566-7197

Dit rapport is gratis te downloaden van [www.alterra.wur.nl](http://www.alterra.wur.nl) (ga naar 'Alterra-rapporten'). Alterra vestrekt geen gedrukte exemplaren van rapporten. Gedrukte exemplaren zijn verkrijgbaar via een externe leverancier. Kijk hiervoor op [www.boomblad.nl/rapportenservice](http://www.boomblad.nl/rapportenservice).

© 2009 Alterra  
Postbus 47; 6700 AA Wageningen; Nederland  
Tel.: (0317) 474700; fax: (0317) 419000; e-mail: [info.alterra@wur.nl](mailto:info.alterra@wur.nl)

Niets uit deze uitgave mag worden veelevoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze ook zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van Alterra.

Alterra aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

# Inhoud

Woord vooraf	7
Samenvatting	9
1 Inleiding	11
1.1 Achtergrond en probleemstelling	11
1.2 Doelstelling	11
1.3 Begrippenkader	12
1.4 Leeswijzer	13
2 Klimaatscenario's	15
2.1 Inleiding	15
2.2 Neerslag	16
2.2.1 Nawoord	19
2.3 Temperatuur	20
2.4 Verdamping	23
2.5 Neerslagoverschot	27
3 Tijdreeksmodellering	29
3.1 Modelkeuze	29
3.2 De onderrand in één-dimensionale modellen	30
3.3 Lineaire tijdreeks	32
3.4 Niet lineaire tijdreeks	34
3.5 Bergingscoefficient	35
3.6 Drainageweerstand	38
3.7 Ontwateringsbasis	40
3.8 Kwel/wegzijging	40
3.9 Maximale capillaire flux	41
4 Landsdekkende parametrisering lineaire tijdreeksmodellen	43
4.1 Inleiding	43
4.2 Bergingscoefficient	43
4.3 Drainageweerstand/ontwateringskarakteristiek	44
4.4 Ontwateringsbasis	45
4.5 Kwel/wegzijging	47
4.6 Selectie rekeneenheden	50
5 Parametrisering niet lineaire tijdreeksmodellen	53
5.1 Inleiding	53
5.2 Bergingscoefficient	53
5.3 Drainageweerstand	54
5.4 Ontwateringsbasis	55
5.5 Kwel/wegzijging	55
5.6 Maximale capillaire flux	56

6	Resultaten lineaire tijdreeksmodellering	57
6.1	Inleiding	57
6.2	Effecten op de GxG	57
6.3	Effecten per fysische parameter	59
6.4	Ruimtelijke effecten	61
6.5	Effecten per landschapsregio	63
6.6	Plausibiliteit	65
7	Resultaten niet lineaire tijdreeksmodellering voor een proefgebied	69
7.1	Ruimtelijke vergelijking	69
7.2	Vergelijking op puntlocaties	72
7.3	Effect van klimaatverandering	73
8	Watervraag	77
8.1	Inleiding	77
8.2	Vochtleverend vermogen van de bodem	78
8.3	Neerslagtekort groeiseizoen	78
8.4	Beschikbare vochtvoorraad wortelzone	81
8.4.1	Bewortelingsdiepte	82
8.4.2	Drukhoogte	83
8.4.3	Bepaling beschikbare vochtgehalte	84
8.4.4	Vochttekort	85
8.5	Capillaire nalevering	89
8.5.1	Vochtspanning in de wortelzone	89
8.5.2	Capillaire eigenschappen van de bodem	89
8.5.3	Grondwaterstandsverloop	90
8.5.4	Bepaling van de capillaire nalevering	92
8.6	Watervraag	95
8.7	Profieltype	97
8.7.1	Profieltype per landschapsregio voor verschillende klimaatscenario's	100
9	Discussie	103
10	Conclusies	107
	Literatuur	109
	Bijlage 1 Klimaatscenario's	113
	Bijlage 2 GLG in een 10%-droog jaar	115



## Woord vooraf

Deze studie is gericht op het krijgen van inzicht in de veranderingen in de grondwaterstand en daarmee in de waterbeschikbaarheid in het landelijk gebied als gevolg van klimaatverandering. Om inzicht te krijgen in deze materie is gebruik gemaakt van meteo-reeksen van De Bilt die met behulp van een transformatieprogramma zijn omgezet naar een meetreeks die representatief is voor het toekomstig klimaat, deze berekeningen zijn in 2007 uitgevoerd. In 2008 bleek dat de transformatie-programmatuur enigszins is aangepast. Omdat het onderzoek al in een ver gevorderd stadium was, was het niet mogelijk om nieuwe meteoreeksen te genereren. Overigens is de verwachting dat de verschillen beperkt zijn.

De contactpersonen van het onderzoek binnen het ministerie van LNV waren E.J. Hemke, A. Helmens, E. Harkema en N. Meijers. De onderzoekers willen de heer N. G. J. Straathof bedanken voor de review van het rapport.



## Samenvatting

Dit onderzoek heeft tot doel om inzicht te geven in de veranderingen in de waterbeschikbaarheid en de watervraag als gevolg van klimaatverandering. Het onderzoek is vooral gericht op veranderingen in de grondwaterstand en de waterbeschikbaarheid in het landelijk gebied. Als referentiejaar is het jaar 2050 genomen.

Door het KNMI zijn 4 klimaatscenario's onderscheiden op basis van verschillen in luchtstromingspatronen en temperatuuroptocht. Om de meteorologische omstandigheden in 2050 te karakteriseren biedt het KNMI via een internetapplicatie de mogelijkheid klimaatreeksen voor neerslag en temperatuur voor het jaar 2050 af te leiden. Voor alle scenario's worden de winters natter, terwijl in het gematigde (G) en warme (W) scenario de zomers ook natter worden en in het G+ en W+ scenario de zomers droger worden. De temperatuur stijgt in alle scenario's zowel in de zomer als de winter, uiteraard het meest voor het W/W+ scenario. De verdamping is van meerdere factoren, die door klimaatverandering worden beïnvloed, afhankelijk. In deze studie is het temperatuureffect meegenomen en gecorrigeerd voor de te verwachte CO<sub>2</sub>-stijging. De effecten op de referentiegewasverdamping zijn gering. Het gezamenlijke effect van neerslag en verdamping heeft een toename van neerslagtekort in de zomer tot gevolg.

Om het effect van klimaatverandering op de grondwaterstand te kunnen bepalen is gebruik gemaakt van fysische tijdreeksmodellering (FTM). Deze kunnen worden onderscheiden in lineaire en niet lineaire tijdreeksmodellen. De tijdreeksmodellen kunnen worden geparаметriseerd met behulp van de fysische parameters: bergingscoëfficiënt, drainageweerstand, ontwateringsniveau en kwel. In lineaire modellen hebben deze parameters een constante waarde, terwijl in niet lineaire modellen deze parameters grondwaterstandsafhankelijk zijn.

Om de tijdreeksmodellen te parametriseren voor de bergingscoëfficiënt is per bodemeenheid een relatie bepaald tussen de grondwaterstand en de bergingsfactor in een hydrologisch stationaire situatie bij een waterflux van 0 mm/d. Deze relatie is direct toepasbaar voor niet lineaire modellen, voor lineaire modellen is de bergingscoëfficiënt bij de Gemiddelde Laagste Grondwaterstand (GLG) genomen. De ontwateringsbasis bij niet lineaire modellen is het gemiddelde van de Gemiddelde Hoogste Grondwaterstand (GHG) en de GLG. De bijbehorende drainageweerstand is ontleend aan het onderzoek 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken'. Voor de niet lineaire modellen is een ontwateringskarakteristiek afgeleid op basis van de rekenresultaten uit het eerdergenoemde onderzoek. Voor de grootte van de kwel is voor lineaire modellen gebruik gemaakt van een kwelkaart, terwijl voor niet lineaire modellen gebruik is gemaakt van gekalibreerde waarden uit het onderzoek 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken'. Door deze gegevens te combineren en vervolgens te classificeren zijn een aantal unieke combinaties afgeleid die met behulp van een tijdreeksmodel zijn doorgerekend.

De rekenresultaten van de lineaire tijdreeksmodellering laten zien dat de effecten op de GHG en de Gemiddelde Voorjaars Grondwaterstand (GVG) gering zijn, ca. 2 cm stijging voor het zandgebied voor het W+ scenario. Voor de stuwwallen zijn de effecten groter, daling van ca 32 cm voor het W+ en G+ scenario tegen een stijging van respectievelijk 13 en 19 cm voor het G en W scenario. De grootste effecten worden gevonden voor de GLG, nl. 5 cm voor het laagveengebied, 11 cm voor het zandgebied en ruim 50 cm voor de stuwwallen bij het W+ scenario. De sterke daling van de GxG in de stuwwallen wordt veroorzaakt door de afname van de nuttige neerslag. Voor een proefgebied zijn eveneens berekeningen uitgevoerd met niet lineaire tijdreeksmodellen. Uit deze vergelijking blijkt dat het lineaire model de effecten van klimaatverandering enigszins overschat. Dit wordt veroorzaakt door de eerder genoemde niet-lineaire effecten die vooral in het natte en het droge traject van de grondwaterstand van belang zijn.

Voor de vaststelling van de beschikbare vochtvoorraad voor de vegetatie in de wortelzone is de GVG van belang. Aangezien deze voor het huidige en toekomstige klimaat weinig verschilt, zijn de verschillen in beschikbare vochtvoorraad aan het begin van het groeiseizoen gering.

De veranderingen in de beschikbare hoeveelheden vocht voor de vegetatie worden vooral bepaald door veranderingen in meteorologische omstandigheden in de zomer. In een 10%-droog jaar neemt het vochttekort voor het W+ scenario met ruim 100 mm toe ten opzichte van het huidige klimaat. Dit resulteert verder in de afname van het areaal grondwaterprofielen en een toename in het areaal contactprofielen, terwijl het areaal hangwaterprofielen ongeveer gelijk blijft.

# 1 Inleiding

## 1.1 Achtergrond en probleemstelling

Er is behoefte aan concrete analyses van het huidige LNV-beleid m.b.v. natuur, landbouw, bosbouw, visserij en recreatie om te bepalen welke ruimtelijke knelpunten zich voordoen bij de verwachte klimaatverandering. Voor deze analyses is een overzicht nodig van de verandering in de watervraag en de hiermee samenhangende ruimte die nodig is om de effecten van klimaatverandering op te vangen.

Als gevolg van klimaatverandering kunnen er verschuivingen op gaan treden in de waterbeschikbaarheid en de hiermee samenhangende watervraag. De veranderingen in grondwaterstand, afvoer en kwel/wegzijging kunnen effect hebben op de potenties van landbouw natuur en recreatie. Inzicht in de grootte van de veranderingen maken het mogelijk om vroegtijdig hierop in te kunnen spelen. Daarnaast kunnen veranderingen in de hydrologie doorwerken op bijvoorbeeld de waterkwaliteit.

## 1.2 Doelstelling

Het project is er primair op gericht om het effect van klimaatverandering op een aantal relevante hydrologische parameters te bepalen. Het beschreven deelonderzoek heeft tot doel inzicht te geven in de veranderingen in de waterbeschikbaarheid en de watervraag als gevolg van klimaatverandering. Het zal hierbij gaan om veranderingen in de grondwaterstand en de waterbeschikbaarheid in het landelijk gebied.

De resultaten van het deelonderzoek bestaan uit kaarten die informatie geven over de hydrologische doorwerking van klimaatverandering op de grondwaterstandsfluctuatie in de vorm van grondwatertrapinformatie. Daarnaast zijn kaarten vervaardigd met informatie over de waterbeschikbaarheid, waarbij rekening is gehouden met de bodemkundige en hydrologische situatie. De resultaten van dit deelonderzoek kunnen worden gezien als belangrijke invoerparameters voor het vervolgonderzoek op het gebied van klimaat waarbinnen bijvoorbeeld gekeken wordt naar de effecten van klimaatverandering op de landbouw en natuur in Nederland.

Met het projectresultaat wordt inzicht gegeven in de hydrologische effecten van klimaatverandering in Nederland. Deze veranderingen kunnen ook hun doorwerking hebben op andere aspecten, zoals op de waterkwaliteit. Het is daarnaast ook mogelijk dat veranderingen in het grondwaterregime een versterkend of verzwakkend effect hebben op emissie van broeikasgassen.

### 1.3 Begrippenkader

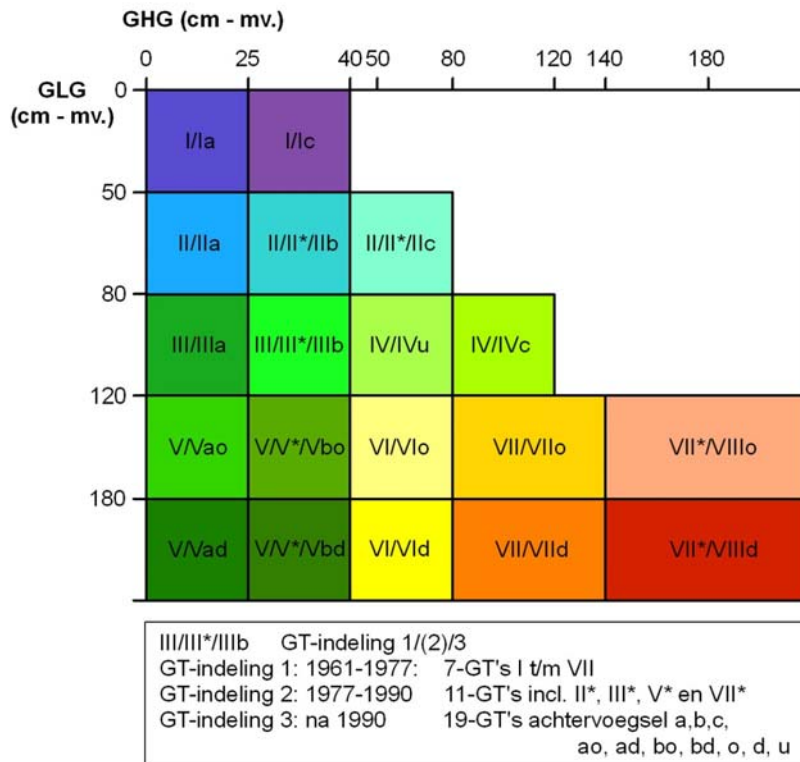
De in dit rapport gebruikte afkortingen en begrippen worden hier kort toegelicht:

*Grondwaterstand* is de stijghoogte van het freatische grondwater ten opzichte van het maaiveld, gemeten in een boorgat of een peilbuis met een ondiep filter (in het algemeen minder dan 2,5 meter beneden maaiveld);

*Grondwaterregimecurve* is de gemiddelde tijd-stijghoogtelijn die men kan beschouwen als de curve die het verloop weergeeft van de grondwaterstand in een jaar met gemiddelde weersomstandigheden, oftewel een gemiddeld hydrologisch jaar.

*HG3* en *LG3* zijn de gemiddelde van de drie hoogste respectievelijk de drie laagste grondwaterstanden die in een hydrologisch jaar (1 april t/m 31 maart) worden gemeten, uitgaande van een halfmaandelijke meetfrequentie;

*VG3* is de gemiddelde grondwaterstand voor de meetdata 14 maart, 28 maart en 14 april in een bepaald kalenderjaar;



(2) De niet veranderde benaming is niet weergegeven

Figuur 1.1 Gt-indeling op basis van de GHG (cm) en GLG (cm)

*GHG* (Gemiddeld Hoogste Grondwaterstand) is gedefinieerd als de top van de grondwaterregimecurve, welke doorgaans wordt berekend op basis van het gemiddelde van de *HG3*, voor een hydrologisch jaar, over een aaneengesloten periode van tenminste acht hydrologische jaren waarin geen waterhuishoudkundige ingrepen hebben plaatsgevonden;

*GLG* (Gemiddeld Laagste Grondwaterstand) is gedefinieerd als het dal van de grondwaterregimecurve, welke doorgaans wordt berekend op basis van het gemiddelde van de *LG3*, voor een hydrologisch jaar, over een aaneengesloten

periode van tenminste acht hydrologische jaren waarin geen waterhuishoudkundige ingrepen hebben plaatsgevonden;

*GVG* (Gemiddelde Voorjaars Grondwaterstand) is gedefinieerd als de grondwaterstand op 1 april, welke doorgaans wordt berekend op basis van het gemiddelde van de *VG3* over een aaneengesloten periode van tenminste acht hydrologische jaren waarin geen waterhuishoudkundige ingrepen hebben plaatsgevonden;

*GxG* staat voor de begrippen *GHG*, *GVG* en *GLG* tezamen;

*Gt* (Grondwatertrap) is een typische combinatie van *GHG*- en *GLG*-klassen welke op onderstaande wijze is onderverdeeld (figuur 1.1).

## 1.4 Leeswijzer

In hoofdstuk 2 wordt ingegaan op de verschillende klimaatscenario's en wordt nader ingegaan op de berekening van neerslag, temperatuur en verdamping voor deze klimaatscenario's. Om effecten op de *GxG* te kunnen bepalen is in deze studie gebruik gemaakt van tijdreeksmodellen. In hoofdstuk 3 wordt het verschil tussen lineaire en niet-lineaire tijdreeksmodellen beschreven alsmede de benodigde parameters om de modellen te parametriseren. In het daarop volgende hoofdstuk (hoofdstuk 4) wordt ingegaan op de parametrisatie van lineaire tijdreeksmodellen. Voor de verschillende parameters is beschreven hoe deze zijn afgeleid. In hoofdstuk 5 is hetzelfde gedaan voor niet lineaire tijdreeksmodellen. De resultaten van de klimaatscenario's op de *GxG* met behulp van lineaire modellen is beschreven in hoofdstuk 6. Ditzelfde is in hoofdstuk 7 gedaan voor een pilotgebied, waarbij gebruik is gemaakt van niet-lineaire tijdreeksmodellen. De effecten van klimaatverandering op de beschikbare vochtvoorraad en het vochttekort in een 10%-droog jaar wordt beschreven in hoofdstuk 8.

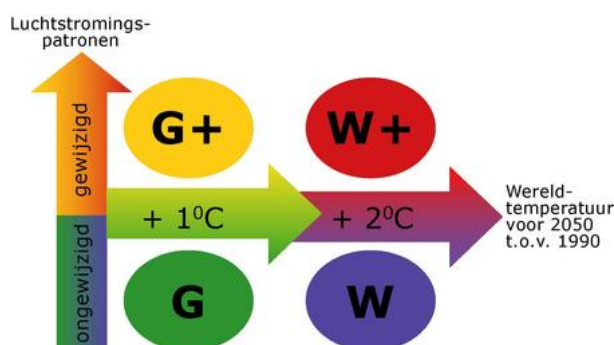




## 2 Klimaatscenario's

### 2.1 Inleiding

Om de toekomstige klimaatverandering te kwantificeren zijn door het KNMI 4 klimaatscenario's onderscheiden (figuur 2.1). Om voorspellingen te kunnen doen over de hydrologische gevolgen van klimaatverandering zijn de karakteristieken van de 4 scenario's vastgelegd in een programmacode waarmee de huidige klimaateigenschappen m.b.t. neerslag en temperatuur kunnen worden vertaald naar een toekomstige reeks met de eigenschappen van één van de 4 scenario's. In de volgende twee paragrafen is de afleiding van toekomstige neerslag- en temperatuurreeksen beschreven. De temperatuursverandering als gevolg van klimaatverandering heeft naast andere effecten van klimaatverandering ook effect op de referentiegewasverdamping. De neerslag en de referentiegewasverdamping bepalen samen voor een deel de beschikbaarheid van bodemvocht voor de plant, ook dit aspect is onderhevig aan klimaatverandering. In de volgende 2 paragrafen zijn deze aspecten nader uitgewerkt.



Code	Naam	Toelichting
<b>G</b>	Gematigd	1°C temperatuurstijging op aarde in 2050 t.o.v. 1990 geen verandering in luchtstromingspatronen West Europa
<b>G+</b>	Gematigd +	1°C temperatuurstijging op aarde in 2050 t.o.v. 1990 + winters zachter en natter door meer westenwind + zomers warmer en droger door meer oostenwind
<b>W</b>	Warm	2°C temperatuurstijging op aarde in 2050 t.o.v. 1990 geen verandering in luchtstromingspatronen West Europa
<b>W+</b>	Warm +	2°C temperatuurstijging op aarde in 2050 t.o.v. 1990 + winters zachter en natter door meer westenwind + zomers warmer en droger door meer oostenwind

Figuur 2.1 Schematisch overzicht van de vier KNMI'06 klimaatscenario's.

## 2.2 Neerslag

Voor de vier onderscheiden scenario's (figuur 2.1) zijn nieuwe neerslagreeksen berekend op basis van een neerslagreeks voor De Bilt. Om deze klimaatreeksen voor de neerslag af te leiden heeft het KNMI een programmacode ontwikkeld waarbij een neerslagreeks van 30-jaar wordt omgezet naar een neerslagreeks met de karakteristieken die overeenkomen met een klimaatscenario.

De werkwijze van het transformatieprogramma voor de neerslag is als volgt:

1. Allereerst wordt de natte-dag-frequentie bepaald, dit is de fractie van het totaal aantal dagen met 0,05 mm of meer neerslag (NDF), vervolgens wordt voor de natte dagen de gemiddelde neerslag ( $N_{gem}$ ) en het 99% kwantiel ( $Q_{99}$ , 1% van de natte dagen heeft meer neerslag dan deze waarde) bepaald uit de historische tijdreeks.
2. Vervolgens bepaalt het programma hoeveel  $N_{gem}$ ,  $Q_{99}$  en NDF in de toekomst onder het gewenste klimaatscenario en voor de gewenste tijdshorizon zullen veranderen: het programma bepaalt de relatieve verandering in het aantal natte dagen en in de hoeveelheid neerslag die bij  $N_{gem}$  en  $Q_{99}$  hoort. De relatieve veranderingen voor 2050 en 2100 t.o.v. 1990 staan expliciet in het transformatie programma. Bij een andere tijdshorizon wordt er lineair geïnterpoleerd tussen deze waarden:

$$\begin{aligned} \text{Relatieve verandering NDF rond 2030} &= \text{waarde 2050} * (2030-1990) / (2050-1990) \\ \text{NDF rond 2030} &= \text{NDF verleden} * (\% \text{overandering NDF} / 100) + 1 \end{aligned}$$

3. Vervolgens wordt eerst de NDF aangepast door in de historische reeks dagen met neerslag te verwijderen of toe te voegen. Hiervoor worden eerst alle dagen met neerslag uit de referentieperiode op hoeveelheid gesorteerd (voor iedere maand van het jaar). Vervolgens worden er gelijkmatig verdeeld over deze verdeling natte dagen verwijderd (de neerslag wordt dan op 0 mm gezet). Hierbij wordt er voor gezorgd dat de waarden voor  $N_{Gem}$  en  $Q_{99}$  zoveel mogelijk gelijk blijven. Door de manier van natte dagen verwijderen, kan het voorkomen dat de meest extreme waarde uit de historische reeks wordt verwijderd. Hierdoor kan het maximum in de toekomstige reeks lager zijn dan het maximum in de historische reeks. In het geval dat het aantal natte dagen toeneemt, worden op vergelijkbare wijze gelijkmatig over de verdeling natte dagen toegevoegd.
4. In de laatste stap worden de neerslagsommen van de historische reeks omgezet in mogelijke toekomstige neerslagsommen m.b.v. onderstaande formules. Als de neerslagsom in het verleden kleiner of gelijk is aan de  $Q_{99}$  in het verleden, wordt gebruik gemaakt van de volgende formule:

$$\text{neerslagsom toekomst} = a * ((\text{neerslagsom verleden} - 0,05) ** b + 0,05)$$

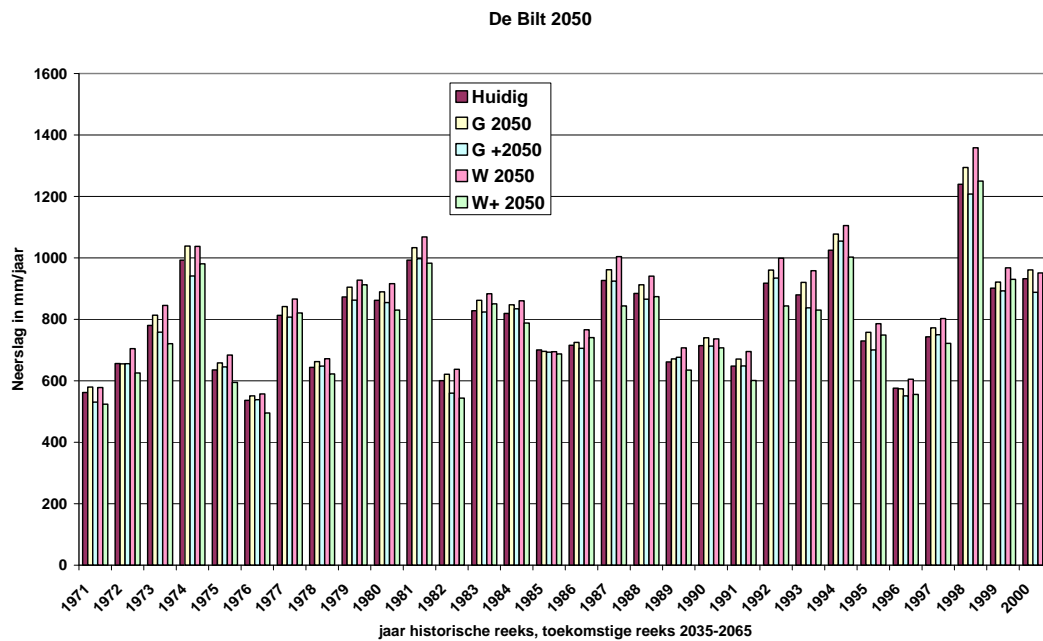
waarbij a,b = parameters berekend m.b.v. de gegevens van de historische reeks (met aangepaste aantal natte dagen), zodanig dat landelijk  $N_{gem}$  en  $Q_{99}$  overeenstemmen met het gewenste scenario. Indien de dagneerslagsom in het

verleden groter is dan de  $Q_{99}$  in het verleden, dan wordt de hoeveelheid in de getransformeerde reeks op de volgende wijze berekend:

$$\text{neerslagsom toekomst} = \text{neerslagsom verleden} * (Q_{99} \text{ toekomst} / Q_{99} \text{ verleden})$$

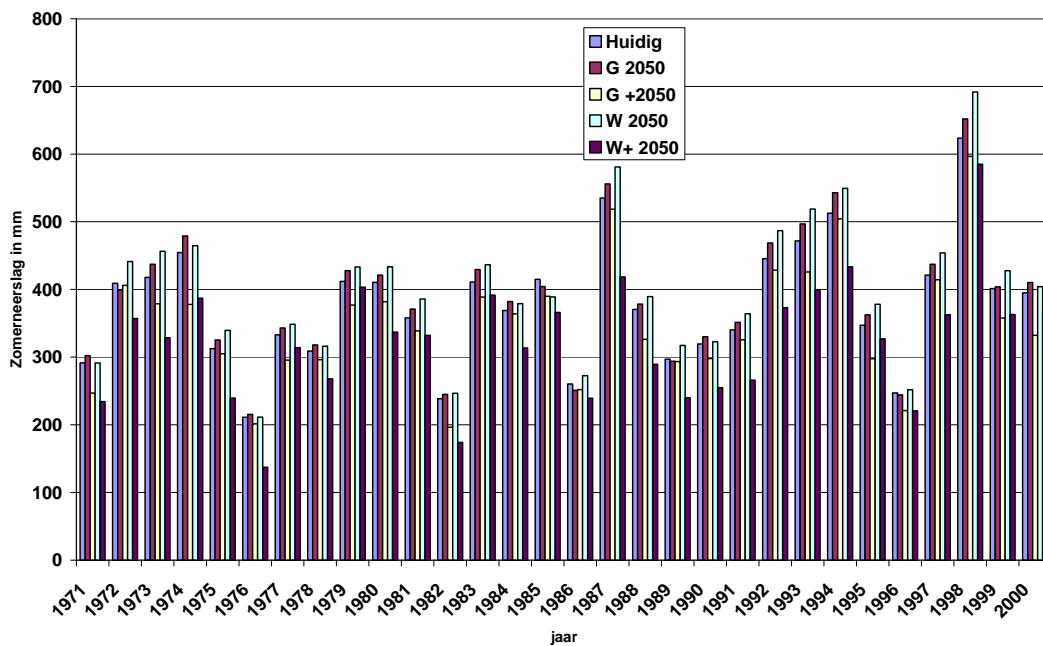
### Toepassing

Om de transformatie uit te voeren is een historische neerslagreeks noodzakelijk. Hiervoor is de neerslagreeks van De Bilt voor de periode 1971-2000 gebruikt. Deze klimaatreeks is gebruikt om toekomstige neerslagreeksen te genereren voor de 4 KNMI-klimaatscenario's uitgaande van een tijdshorizon 2050. Opvallend zijn de veelal lagere jaarsommen voor de +-scenario's (figuur 2.2).



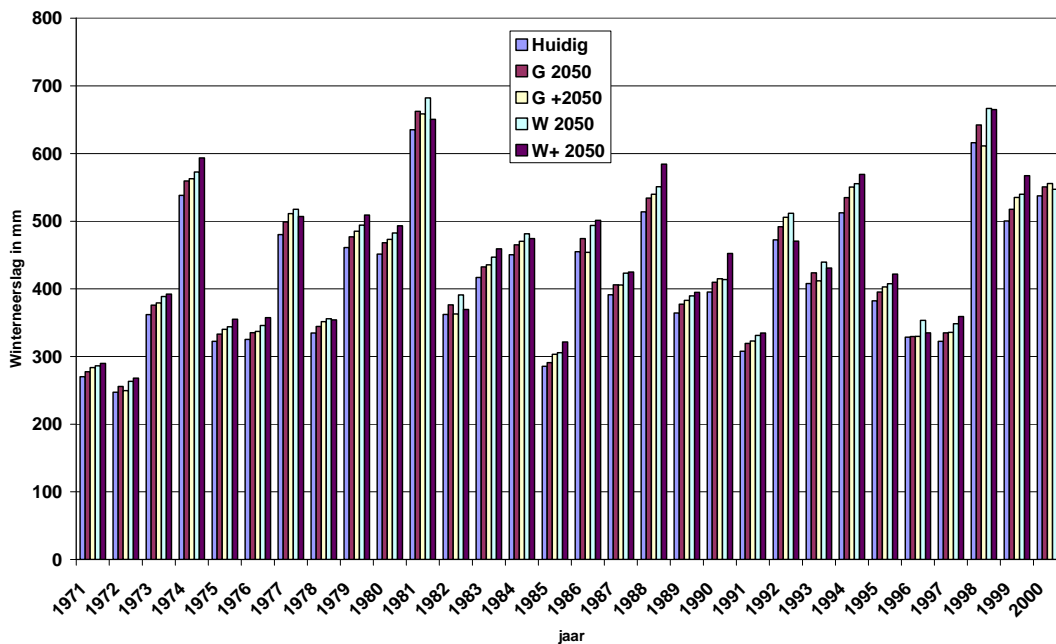
Figuur 2.2 Jaarlijkse neerslagsommen voor periode 1971-2000 en voor 4 klimaatscenario's voor tijdshorizon 2050

Om het effect van zomer- en winter neerslagen in de +-scenario's te bekijken is eenzelfde grafiek gemaakt voor de neerslag in het zomerhalfjaar (april t/m september) (figuur 2.3) en het winterhalfjaar (figuur 2.4).



Figuur 2.3 Zomerse neerslagsommen voor periode 1971-2000 en voor 4 klimaatscenario's voor tijds horizon 2050

Uit figuur 2.3 blijkt dat de +-scenario's duidelijk lagere neerslagsommen te zien geven dan de huidige zomerneerslagen.



Figuur 2.4 Winterse neerslagsommen voor periode 1971-2000 en voor 4 klimaatscenario's voor tijds horizon 2050

Voor de winterse neerslagen is de winterneerslag in het toekomstscenario bijna altijd groter dan de huidige neerslaghoeveelheid in de winter.

Tabel 2.1 Procentuele verhouding tussen de huidige neerslag en de neerslag voor de klimaatscenario's op basis van 30-jaars-sommen

	G	G+	W	W+
Winterhalfjaar	103,6	104,1	107,8	108,3
Zomerhalfjaar	103,0	92,9	105,7	85,8
Jaar	103,2	98,8	106,4	97,6

Uit de berekende reeks is de verdeling van de neerslag naar verschillende grootteklassen afgeleid (tabel 2.1). Om de berekende waarden op plausibiliteit te toetsen zijn de gegevens vergeleken met de gegevens van het KNMI die op de KNMI-website zijn weergegeven (tabel 2.2). De gegevens in beide tabellen stemmen redelijk overeen. Hierbij dient te worden opgemerkt dat de historische meetreeksen betrekking hebben op verschillende perioden, namelijk 1971-2000 binnen dit onderzoek en 1976-2005 bij de analyse van het KNMI. Dit heeft tot gevolg dat er een overlap is van ca 84 %. Daarnaast zijn er recent (paragraaf 2.2.1) wijzigingen doorgevoerd in het neerslagtransformatieprogramma. De grootste verschillen in aantal dagen is tussen de klasse 0 mm en 0-5 mm.

Tabel 2.1 Gemiddelde jaarlijkse verdeling van de neerslaghoeveelbeden over 30 jaar naar grootte

Scenario/N-klasse	1971-2000	G 2050	G+ 2050	W 2050	W+ 2050
0 mm	180	181	187	182	194
>0 en < 5 mm	131	129	125	127	119
>=5 en < 10 mm	33	32	32	31	31
>=10 en < 15 mm	12	12	12	13	12
>=15 en < 20 mm	5	5	5	6	5
>=20 en < 25 mm	2	3	2	3	2
>= 25 mm	2	2	2	3	2
	365	365	365	365	365

Tabel 2.2 Verdeling van de neerslaghoeveelbeden volgens de KNMI-website

KNMI-website	1976-2005	G 2050	G+ 2050	W 2050	W+ 2050
0 mm	168	170	176	171	184
>0 en < 5 mm	141	138	134	136	127
>=5 en < 10 mm	33	32	32	31	30
>=10 en < 15 mm	13	13	12	14	13
>=15 en < 20 mm	6	7	6	6	6
>=20 en < 25 mm	2	2	3	3	2
>= 25 mm	2	3	2	4	3
	365	365	365	365	365

## 2.2.1 Nawoord

De aanmaak van temperatuur- en neerslagreeksen heeft plaatsgevonden in het najaar van 2007. Recent heeft het KNMI een aantal wijzigingen aangebracht.

Per 10 april 2008 zijn er enkele wijzigingen doorgevoerd in het neerslagtransformatieprogramma. De maandwaarden (relatieve veranderingen per maand) voor het G en W scenario waren verkeerd afgeleid van de klimaatscenario's. De nieuwe maandwaarden wijken iets af van de eerder gebruikte waarden. De nieuwe waarden

zijn te vinden in het document "Temperatuur en neerslag". De procedure om dagen droog te maken is aangepast. In de oude versie werden dagen drooggemaakt op basis van hun plek in de statistische kansverdeling (rangnummer). In het nieuwe programma worden dagen alleen drooggemaakt als de dag ervoor of de dag erna reeds droog is. Indien de gewenste dag (op basis van rangnummer) niet aan deze eis voldoet, wordt gezocht naar een dag met vergelijkbaar rangnummer, die wel aan deze eis voldoet. Stel: volgens de kansverdeling moet de dag met rangnummer 10 droog gemaakt worden. De dag ervoor en de dag erna (in tijd) zijn echter beide nat. Dan wordt gekeken of de dag met rangnummer 9 voldoet, zo niet dan rangnummer 11, dan rangnummer 8, rangnummer 12, enzovoort, tot dat er een dag wordt gevonden, die wel aan de eis voldoet.

## 2.3 Temperatuur

Bij de transformatie van de temperatuur worden eveneens een aantal stappen doorlopen:

*Werkwijze transformatieprogramma temperatuur*

1. De gemiddelde etmaaltemperatuur voor de Bilt is als uitgangspunt genomen. In de eerste stap berekent het programma de mediaan ( $Q_{50}$ ), het 10% kwantiel ( $Q_{10}$ ), 10% van de dagen heeft temperatuur lager dan deze waarde) en 90% kwantiel (idem 10% dagen temperatuur hoger dan deze waarde) in de historische tijdreeks voor elke maand van het jaar.
2. Vervolgens berekent het programma hoeveel deze kwantielen in de toekomst onder het gewenste scenario zullen veranderen. De veranderingen voor 2050 en 2100 t.o.v. 1990 staan expliciet in het transformatie-programma. Bij een afwijkende tijdshorizon wordt er lineair geïnterpoleerd tussen de waarden.

$$\text{Verandering } Q_{50} \text{ rond 2030} = \text{Waarde voor 2050} * (2030 - 1990) / (2050 - 1990).$$

Vervolgens bepaald het programma de toekomstige etmaaltemperaturen die bij de  $Q_{10}$ ,  $Q_{50}$  en  $Q_{90}$  horen.

$$Q_{50} \text{ toekomst} = Q_{50} \text{ verleden} + \text{verandering in } Q_{50}$$

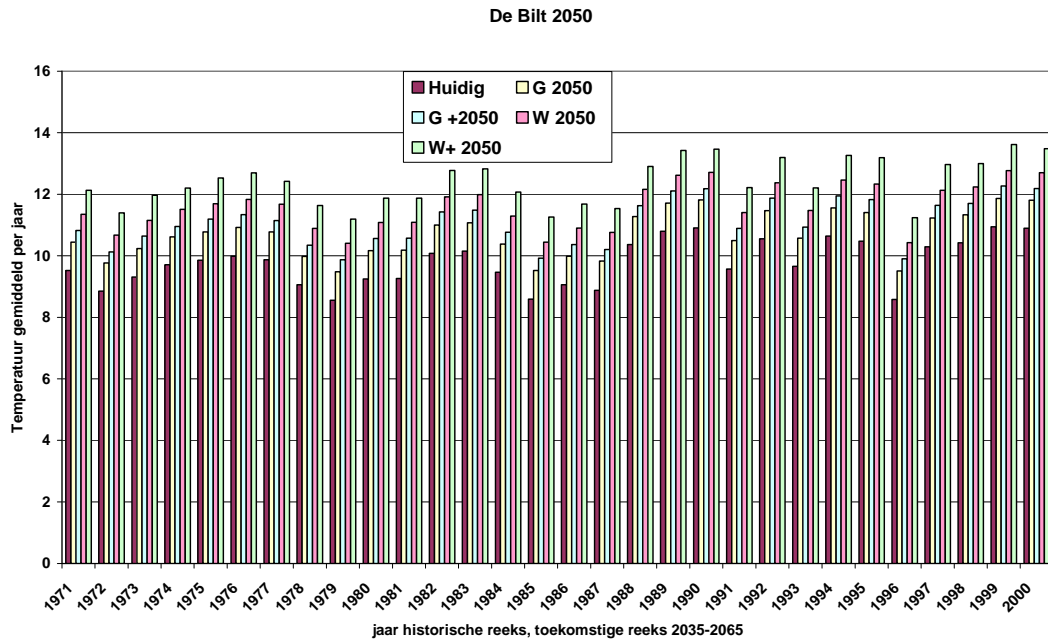
Hierbij kan de verandering in de mediaan anders zijn dan in de extremen. Ook de verandering in de lage extremen ( $Q_{10}$ ) kan verschillen van de verandering in de hoger extremen ( $Q_{90}$ ).

3. In de laatste stap worden de etmaaltemperaturen van de historische reeks omgezet in mogelijke toekomstige etmaaltemperaturen.

$$\text{Temperatuur toekomst} = Q_{50} \text{ toekomst} + a * (\text{temperatuur verleden} - Q_{50} \text{ verleden})$$

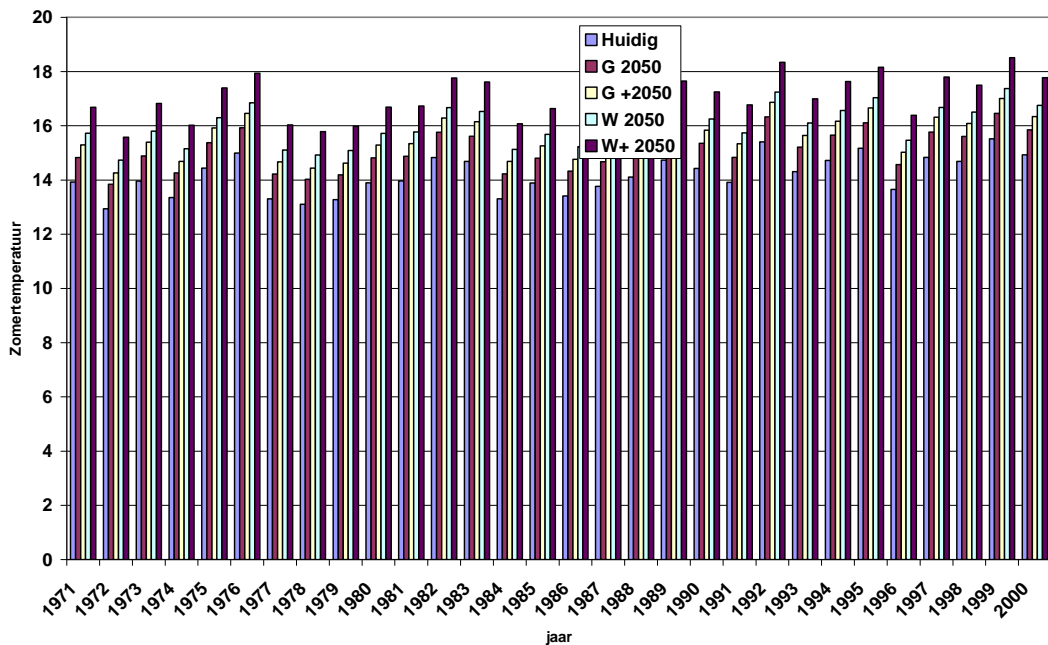
$$\text{Waarbij } a = (Q_{90} \text{ toekomst} - Q_{50} \text{ toekomst}) / (Q_{90} \text{ verleden} - Q_{50} \text{ verleden})$$

De resultaten van de transformatie voor de temperatuur zijn in onderstaande figuur (figuur 2.5) weergegeven. In alle scenario's neemt de gemiddelde jaartemperatuur toe.

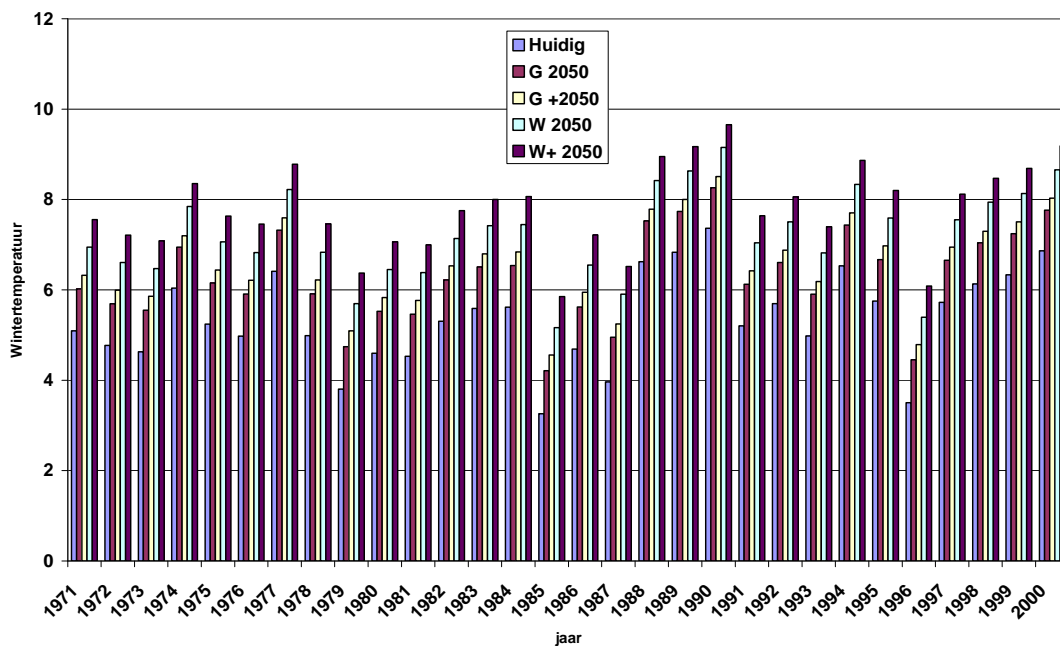


Figuur 2.5 Gemiddelde jaartemperaturen voor periode 1971-2000 en voor 4 klimaatscenario's voor tijds horizon 2050

Naast de gemiddelde jaartemperatuur is voor elk kalenderjaar de gemiddelde zomer en wintertemperatuur bepaald (figuur 2.6 en 2.7).



Figuur 2.6 Gemiddelde zomertemperaturen voor periode 1971-2000 en voor 4 klimaatscenario's voor tijds horizon 2050



Figuur 2.7 Gemiddelde wintertemperaturen voor periode 1971-2000 en voor 4 klimaatscenario's voor tijds horizon 2050

Om de plausibiliteit van de rekenresultaten te kunnen bepalen zijn de gegevens vergeleken met de rekenresultaten van het KNMI (tabel 2.3). De gemiddelde zomertemperaturen komen goed overeen tussen de KNMI-tabel en de getransformeerde waarden. Voor de winter is het gemiddelde van de door het KNMI gehanteerde periode (1976-2005) lager dan de periode die binnen deze studie is gehanteerd (1971-2000). De verschillen met de scenario's zijn vergelijkbaar. De gemiddelde zomertemperaturen komen goed overeen tussen de KNMI-tabel en de getransformeerde waarden. Voor de winter is het gemiddelde van de periode 1976-2005 lager dan 1971-2000. De verschillen met de scenario's zijn eveneens vergelijkbaar.

Tabel 2.3a Verdeling van de gemiddelde temperatuur over drie winter- en drie zomermaanden over 30 jaar

Scenario	1971-2000	G 2050	G+ 2050	W 2050	W+ 2050
Januari	2.8	3.7	3.9	4.6	5.1
Februari	3.0	3.9	4.2	4.8	5.3
Juni	15.2	16.1	16.6	17.0	18.0
Juli	17.4	18.3	18.8	19.2	20.3
Augustus	17.2	18.1	18.7	19.0	20.2
December	4.0	4.9	5.1	5.8	6.3
Jaar gemiddeld	9.8	10.7	11.1	11.6	12.4

Tabel 2.3b Gemiddelde winter- en zomertemperatuur op basis van 30 jaar gemiddelde temperaturen

Scenario	1971-2000	G 2050	G+ 2050	W 2050	W+ 2050
Winter (DJF)	3.3	4.2	4.4	5.1	5.6
Zomer (JJA)	16.6	17.5	18.1	18.4	19.5



Tabel 2.3c Gemiddelde zomer en wintertemperaturen volgens de KNMI-website

KNMI-website	1976-2005	G 2050	G+ 2050	W 2050	W+ 2050
Winter (DJF)	2.5	3.4	3.7	4.3	4.9
Zomer(JJA)	16.8	17.7	18.2	18.6	19.6

## 2.4 Verdamping

Klimaatverandering heeft verschillende effecten die invloed kunnen hebben op de gewasverdamping, nl.:

1. Temperatuurstijging,
2. Verandering relatieve luchtvochtigheid,
3. Verandering van de netto straling,
4. Verandering CO<sub>2</sub>-dampspanning.

Ad.1. De temperatuurverandering is in de vorige paragraaf besproken.

Ad.2. Het al dan niet veranderen van de relatieve vochtigheid in het toekomstig klimaat beïnvloedt de gevoeligheid van de referentiegewasverdamping (E) voor een systematische temperatuuroename (T).

De gevoeligheid van  $\Delta E/\Delta T$  is vrij groot voor veranderingen in de relatieve vochtigheid in een toekomstig klimaat (tabel 2.4, Beersma et al, 2004). Bij de KNMI klimaatscenario's wordt impliciet aangenomen dat de relatieve vochtigheid niet verandert door te veronderstellen dat het aantal neerslagdagen niet wezenlijk verandert (Tabel 2.1 geeft echter aan dat er wel een verschil is in het aantal droge (=0 mm) dagen. De aanname van een onveranderlijke relatieve vochtigheid is echter niet realistisch voor een droog klimaatscenario (Beersma et al, 2004). In dit geval zal de neerslag systematisch afnemen (in combinatie met minder bewolking), waardoor als gevolg van uitdroging van de bodem de temperatuur toeneemt. De relatieve luchtvochtigheid neemt dan af waardoor de potentiële verdamping (E) sterker toeneemt. Men dient zich daarbij te realiseren dat de werkelijke (actuele) verdamping in zo'n toekomstig klimaat minder sterk zal toenemen, of zelfs kan afnemen, vanwege tekorten in de bodem.

Tabel 2.4 Gevoeligheid van  $\Delta E/\Delta T$  (volgens Penman-Monteith) voor (kleine) veranderingen van de relatieve vochtigheid in een toekomstig klimaat (Beersma et al, 2004)

Periode	$\Delta E/\Delta T(\%^\circ\text{C})$ $\Delta r_h=0$	$\Delta E/\Delta T(\%^\circ\text{C})$ $\Delta r_h=5\%$	$\Delta E/\Delta T(\%^\circ\text{C})$ $\Delta r_h=-5\%$
Jaar	3.9	0.4	7.5
Zomerhalfjaar	3.6	1.2	6.0
Winterhalfjaar	5.1	-2.8	13.6

Ad. 3 Verandering van de netto straling

Een andere aanname betreft de netto straling, waarvoor is verondersteld dat deze in het toekomstig klimaat niet verandert. In het verleden is onder verwijzing naar IPCC rapporten wel eens gesproken over een netto toename van 5 W/m<sup>2</sup> bij een CO<sub>2</sub> verdubbeling. Deze 5 W/m<sup>2</sup> betreft de instantane toename aan de top van de

atmosfeer bij CO<sub>2</sub> verdubbeling (Beersma et al, 2004). Verschillende klimaatmodellen geven bij een CO<sub>2</sub> verdubbeling een globaal gemiddelde toename van de netto straling nabij het oppervlak van 2 tot 3 W/m<sup>2</sup>. Het is echter niet duidelijk of dit getal ook representatief is voor onze breedtegraden en in het bijzonder voor Nederland. Ook is onduidelijk of die toename seizoensafhankelijk is. Wel heeft een constante toename van 3 W/m<sup>2</sup> een relatief groter effect op de verdamping in de winter dan in de zomer conform de relatieve toename van de netto straling (Q\*). In Beersma et al worden getallen gegeven voor de procentuele verandering in de verdamping per W/m<sup>2</sup> 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 op basis van de Penman-Monteith formule (tabel 2.5). Vanwege de onzekerheid over de doorwerking in het Nederlandse klimaat is deze factor buiten beschouwing gelaten.

Tabel 2.5 Maandelijks correctiefactoren voor de referentiegrasverdamping volgens Makkink per graad temperatuurstijging en voor Penman-Monteith per W/m<sup>2</sup> (Beersma et al, 2004).

Periode	$\Delta E/\Delta T$ (%°C) Makkink Gras A=0,65	$\Delta E/\Delta Q^*$ (%W/m <sup>2</sup> ) Penman- Monteith (gras) (Thom and Oliver, 1977)
Januari	3,5	2,2
Februari	3,4	1,4
Maart	3,0	0,9
April	2,6	0,6
Mei	2,2	0,5
Juni	2,0	0,5
Juli	1,7	0,5
Augustus	1,8	0,6
September	2,1	0,9
Oktober	2,4	1,4
November	3,0	2,7
December	3,3	3,0
Jaar	2,2	0,8
Zomerhalfjaar	2,0	0,6
Winterhalfjaar	3,0	1,6

Ad. 4. Indien de CO<sub>2</sub>-concentratie stijgt, produceren planten meer biomassa, hetgeen leidt tot een toename in bladoppervlak (LAI) en daardoor meer verdamping. Dit noemt Witte *et al.* (2006) het LAI-effect. Hier tegenover staat dat indien de CO<sub>2</sub>-concentraties hoog zijn de plant haar C-behoefte gemakkelijker kan vervullen. Dit heeft tot gevolg dat de bladmondjes minder ver open hoeven te staan of minder bladmondjes noodzakelijk zijn waardoor de transpiratie wordt gereduceerd. Dit noemen we het watergebruik efficiency effect (wue-effect). Experimenteel onderzoek lijkt uit te wijzen dat het wue-effect groter is dan het lai-effect, en dat de planten daarom minder water gebruiken voor evapotranspiratie. Het gecombineerde lai en wue-effect wordt het CO<sub>2</sub>-effect op de evapotranspiratie door klimaatverandering genoemd, kortweg het CO<sub>2</sub>-effect.

Als we de potentiële evapotranspiratie voor een klimaatscenario berekenen, moeten dus zowel het temperatuureffect en het CO<sub>2</sub>-effect in aanmerking worden genomen. Dit levert de volgende vergelijking op (Witte *et al.*, 2006):

$$ET_p^* = c_1 * c_2 * f * ET_{ref}$$

- $ET_p^*$  potentiële evapotranspiratie van een gewas, gecorrigeerd voor zowel het temperatuur effect en het CO<sub>2</sub>-effect (mm.d<sup>-1</sup>)
- $c_1$  factor voor het temperatuur effect (Tabel 2.6) (-)
- $c_2$  factor voor het CO<sub>2</sub> effect (-)

Tabel 2.6 Voorgestelde factor  $c_2$  voor de correctie van de potentiële evapotranspiratie  $ET_p$  voor 2050 en 2100 (stijging CO<sub>2</sub> concentratie respectievelijk 150 en 385 ppm). Weergegeven zijn de geschatte minimale (min), gemiddelde en maximale (max) waarden voor de reductie van de evapotranspiratie. Effecten op de evapotranspiratie door temperatuurstijging zijn niet meegenomen. De relatieve verandering in  $ET_p$  bedraagt  $\Delta ET_p / ET_p = 1 - c_2$  (Witte et al., 2006).

Vegetatie	2050			2100		
	min	gemiddeld	max	min	gemiddeld	max
<i>Jaar</i>						
1. Grasslands, dry + nutrient-poor reserves	0.99	0.98	0.97	0.96	0.95	0.93
2. Deciduous, shrubs, C4-crops	0.98	0.96	0.94	0.96	0.91	0.84
3. Other fields, conifers	0.98	0.97	0.95	0.95	0.92	0.88
4. Other nature reserves	0.97	0.96	0.94	0.93	0.89	0.84
<i>Zomer</i>						
1. Grasslands, dry + nutrient-poor reserves	0.99	0.98	0.97	0.96	0.95	0.93
2. Deciduous, shrubs, C4-crops	0.98	0.95	0.92	0.95	0.88	0.78
3. Other fields, conifers	0.97	0.96	0.94	0.93	0.89	0.84
4. Other nature reserves	0.97	0.96	0.94	0.93	0.89	0.84
<i>Winter</i>						
1. Grasslands, dry + nutrient-poor reserves	0.99	0.98	0.97	0.96	0.95	0.93
2. Deciduous, shrubs, C4-crops	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98
3. Other fields, conifers	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98
4. Other nature reserves	0.97	0.96	0.94	0.93	0.89	0.84

- 1) droge heide, droge duinen

Opmerkingen:

- 2) Dry en nutrient-poor reserves hebben gemiddeld een hogere aerodynamische ruwheid dan grasland, deze zijn toegekend aan categorie 1 omdat voedselarmoede de reductie van de evapotranspiratie beperkt.
- 3) Maïs (c4-gewas) is toegewezen aan categorie 2. Dit gewas is matig ruw, aerodynamisch minder ruw dan loofbos, maar aan de andere kant, de C4-fotosynthese verhoogd de gevoeligheid van maïs voor CO<sub>2</sub>.
- 4) Other fields hebben een seizoensafhankelijke transpiratiedeel in de totale evapotranspiratie. Aerodynamisch gezien, zijn deze gewassen matig ruw. De schattingen zijn gemiddelden voor de berekeningsmethode voor glad en ruw grasland. Naaldbos zijn toegekend aan categorie 3 vanwege hun lage transpiratiedeel, wat wordt veroorzaakt door de hoge interceptie
- 5) Categorie 4 krijgt dezelfde transpiratiedeel als dat van grasland (80%), maar de aerodynamische ruwheid ligt tussen glad en ruw.

Voor de berekening van de referentiegewasverdamping is voorlopig alleen rekening gehouden met het temperatuureffect door per maand de verdamping te corrigeren

voor de temperatuurverhoging, volgens Beersma et al, 2004. Door het KNMI zijn maandfactoren gegeven om de referentiegewasverdamping te bepalen. ([http://climexp.knmi.nl/Scenarios\\_monthly/Lenderink MonthlyInter RepV2 2006 0913.pdf](http://climexp.knmi.nl/Scenarios_monthly/Lenderink_MonthlyInter_RepV2_2006_0913.pdf).) Met behulp van de getallen uit tabel 2.7 en een CO<sub>2</sub>-correctiefactor van 0,98 (gras, tabel 2.6) zijn de getallen voor de referentiegewasverdamping omgerekend naar de verschillende klimaatscenario's, hiervoor is gebruik gemaakt van onderstaande formule:

$$((Veranderingsfactor + 100) / 100) * Correctiefactor_{CO_2} * E_{ref}$$

Tabel 2.7 Maandelijks veranderingsfactoren voor de referentiegewasverdamping volgens Makkeink ([http://climexp.knmi.nl/Scenarios\\_monthly/PotET.pdf](http://climexp.knmi.nl/Scenarios_monthly/PotET.pdf)).

Maand	G_2050	G+2050	W_2050	W+_2050
Januari	1.4	1.3	2.8	2.6
Februari	1.5	1.5	3.1	3.0
Maart	1.8	2.2	3.7	4.5
April	2.5	3.6	4.9	7.1
Mei	3.0	5.0	6.0	10.1
Juni	3.4	6.5	6.7	13.0
Juli	3.5	7.8	7.0	15.7
Augustus	3.4	8.5	6.7	16.9
September	3.0	7.6	6.0	15.2
Oktober	2.4	5.0	4.7	10.1
November	1.8	2.9	3.6	5.8
December	1.5	1.7	3.1	3.4

De jaarlijkse referentiegewasverdamping neemt bij alle klimaatscenario's (tijdshorizont 2050) toe ten opzichte van het historische klimaat (d.w.z. de periode 1971-2000). Deze toename geldt zowel voor het zomerhalfjaar, met uitzondering van het G-scenario, als het winterhalfjaar (tabel 2.8).

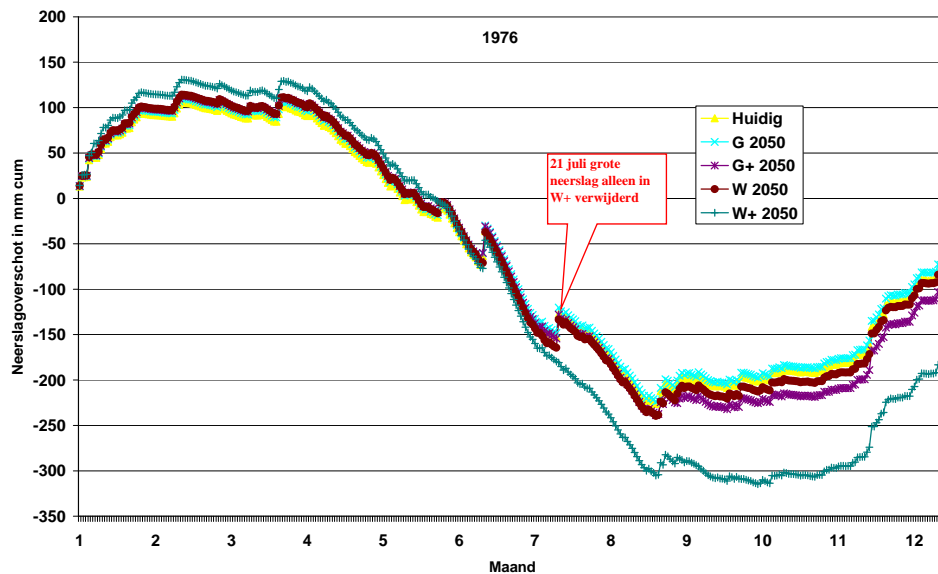
Tabel 2.8 Procentuele verbouwing tussen de huidige referentie gewasverdamping en de klimaatscenario's op basis van 30-jaarsommen

	G	G+	W	W+
Zomerhalfjaar	101.1	104.5	104.2	111.0
Winterhalfjaar	99.8	100.8	101.7	103.6
Jaar	100.9	103.8	103.7	109.6

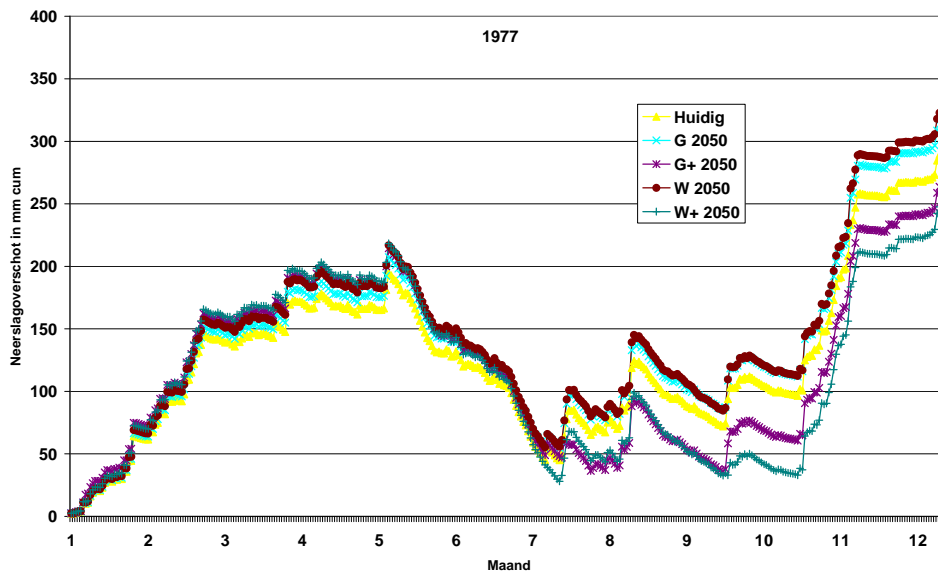
Ten aanzien van een verandering van de temperatuur en de luchtvochtigheid kan worden opgemerkt dat ook de hoeveelheid organische stof in de bodem kan gaan veranderen. Dit betekent o.a. dat het aandeel CO<sub>2</sub> in de lucht kan gaan toenemen, aangezien er meer organische stof door micro organismen wordt verbrand. Daarnaast heeft het organische stofgehalte invloed op het vochtgehalte in de bovengrond, wat met name van belang is voor vegetatie die groeien in gronden met een hangwaterprofiel. Er is namelijk een sterk verband tussen het organisch stofgehalte en de hoeveelheid vocht die een bodem kan vasthouden (Krabbenborg et al, 1983) en aan een plant kan leveren. Dit aspect is binnen deze studie buiten beschouwing gelaten.

## 2.5 Neerslagoverschot

Door op de neerslag de verdamping in mindering te brengen wordt het neerslagoverschot bepaald. In figuur 2.8 en 2.9 zijn de cumulatieve neerslagoverschotten beginnend op 1 januari op basis van de weergegevens van De Bilt voor 1976 en 1977 weergegeven. Opvallend in figuur 2.8 is de sprong op 21 juli 1976. Deze sprong wordt veroorzaakt door een grote neerslaghoeveelheid die voor het W+ scenario is verwijderd bij de bepaling van de neerslagreeks. Hetzelfde zien we gebeuren voor scenario G+ 2050 in juli 1977 en scenario W+ 2050 (1 oktober 1977).



Figuur 2.8 Cumulatief neerslagoverschot in 1976 in de huidige situatie en voor 4 klimaatscenario's voor tijdshorizon 2050



Figuur 2.9 Cumulatief neerslagoverschot in 1977 in de huidige situatie en voor 4 klimaatscenario's voor tijdshorizon 2050



## 3 Tijdreeksmodellering

### 3.1 Modelkeuze

Om de effecten van klimaatverandering op de waterbeschikbaarheid in te kunnen schatten is het gebruik van modellen noodzakelijk. Hierbij kunnen we denken aan de volgende landsdekkende modelinstrumenten:

- landsdekkend 3D-model zoals het Nationaal Hydrologisch Instrumentarium (NHI);
- 1-D-modellering met SWAP (Karteerbare kenmerken, STONE);
- Tijdreeksmodellen.

De waterbeschikbaarheid voor vegetatie wordt bepaald door de vochtleverantie van de bodem aan de plant. De vochtleverantie wordt opgesplitst in twee delen. Het ene deel bestaat uit de hoeveelheid vocht die in de effectieve wortelzone wordt opgenomen, het andere deel uit de hoeveelheid die via capillair transport vanuit het grondwater naar de onderzijde van de wortelzone wordt aangevoerd. Dit geeft aan dat de waterbeschikbaarheid in hoge mate afhankelijk is van bodemkundige aspecten die van invloed zijn op de (agro/eco)hydrologie. Hierdoor zijn de modelresultaten en de schaal waarop deze gebruikt mogen worden afhankelijk van de schaal waarop bodemkundige en grondwater informatie in modellen wordt meegenomen. Bij alle bovenstaande modellen wordt de bodem geschematiseerd in 21 standaard bodemprofielen waaraan voor het rekenen met modellen de bodemfysica in de vorm van de Staringreeks wordt gekoppeld (zie ook §3.4). Hierdoor wordt onvoldoende rekening gehouden met de gelaagdheid in de bodem en de hiermee samenhangende bodemfysische karakterisering van bodemhorizonten. Dit heeft tot gevolg dat bepaalde hydrologische effecten worden afgevlakt, danwel niet worden gekwantificeerd, waardoor het model onderhevig is aan numerieke verdroging (Van der Gaast *et al.*, 2008). Daarnaast heeft de mate waarin de benodigde bodemkundige informatie wordt meegenomen directe gevolgen voor de te gebruiken schaal (ca. 1:600.000).

Het NHI was tijdens deze studie nog niet gereed. Momenteel wordt gewerkt aan verbeteringen van de invoerdata. Daarnaast is de rekenchaal van het NHI voorlopig nog globaal. Voor de berekeningen wordt een rekenresolutie van 250 metergrids aangehouden. Het STONE-instrumentarium is niet geschikt voor het doorrekenen van hydrologische maatregelen. De onderrand van STONE bestaat uit een flux randvoorwaarde, waardoor er geen terugkoppelmechanisme is bij veranderingen in de freatische grondwaterstand. Daarnaast is bij de schematisering van STONE gebruik gemaakt van tijdsafhankelijke variabelen zoals  $G_t$  en  $kwel$ , terwijl dit juist de variabelen zijn die kunnen veranderen als gevolg van klimaatverandering. Tot slot kan worden opgemerkt dat ook STONE een rekenresolutie van 250 meter heeft. In het kader van een project met de titel 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken' is een instrumentarium ontwikkeld dat tot op zekere hoogte geschikt is voor het doorrekenen van effecten van klimaatverandering. De modellering is

zodanig opgezet (tijdsonafhankelijke schematisering en een stijghoogte als onderrand), dat ondanks het ééndimensionale karakter van het SWAP model, de gevolgen van klimaatverandering kunnen worden berekend. Hierbij wordt er van uitgegaan dat de diepe stijghoogte niet wordt beïnvloed door klimaatverandering. Momenteel worden enkele essentiële verbeteringen in de schematisering en parametrisering doorgevoerd, waardoor er voor gekozen is het instrumentarium nog niet in te zetten voor het doorrekenen van klimaatscenario's.

De derde methode is het gebruik van fysische tijdreeksmodellen (FTM). Een tijdreeksmodel verklaart de grondwaterstand voor een dag ( $t$ ) op basis van de grondwaterstand op de voorgaande dag ( $t-1$ ) en het neerslagoverschot aangevuld met een kwelterm op dag  $t$ . Om het model door te rekenen voor een specifieke locatie dienen een aantal parameters te worden ingesteld. Deze parameters kunnen fysisch worden vertaald. Door landsdekkend op gridniveau ( $25 \times 25$  m) de relevante parameters in kaart te brengen kunnen lineaire tijdreeksmodellen worden geparametriseerd. Deze parameters zijn bepalend voor het niveau en de fluctuatie van de grondwaterstand en betreffen:

- Bergingscoëfficiënt;
- Drainageweerstand;
- Ontwateringsniveau;
- Kwel.

Naast deze fysische gegevens zijn tijdreeksen nodig met betrekking tot neerslag en referentiegewasverdamping. Deze tijdreeksen zijn nodig om het huidige en het toekomstige klimaat te karakteriseren. Voor neerslagstation De Bilt is de tijdreeks voor de neerslag en de tijdreeks voor de referentiegewasverdamping voor de periode 1971-2000 gebruikt. Deze tijdreeksen zijn omgezet naar tijdreeksen voor de periode 2036-2065 voor 4 scenario's, namelijk G, G+, W en W+. Aangezien de benodigde bodemkundige informatie alleen op een grof schaalniveau beschikbaar is en er bij de berekeningen gebruik is gemaakt van één weerstation, zijn de modellen waar mogelijk alleen gebruikt om de verschillen te bepalen.

### **3.2 De onderrand in één-dimensionale modellen**

Het nadeel van het gebruik van één-dimensionale modellen is dat hierbij geen rekening wordt gehouden met een ruimtelijke samenhang. Deze ruimtelijke samenhang vindt voor een belangrijk deel plaats in de vorm van kwel/wegzijing, die in de vorm van een onderrandvoorwaarde in één-dimensionale modellen is opgenomen. Voor de onderrand wordt veelal gebruik gemaakt van een kwel/wegzijingsflux of een diepe stijghoogte en een weerstand.

Indien gebruik wordt gemaakt van een onderrand in de vorm van een flux randvoorwaarde, zoals bij de lineaire fysische tijdreeks modellen (L-FTM) (§ 3.3) en STONE, dan dient de onderrand, indien bijvoorbeeld maatregelen op kleine schaal worden doorgererekend, te worden aangepast. Een maatregel op perceelsniveau zal namelijk tot gevolg hebben dat binnen het desbetreffende perceel de



kwel/wegzijging zal veranderen. Daarnaast heeft het gebruik van een flux onderrand in een één-dimensionaal model zoals FTM en SWAP tot gevolg dat er een discrepantie kan zijn tussen de opgelegde kwel/wegzijging in de vorm van een flux en de beschikbare hoeveelheid kwel/wegzijging. Deze discrepantie wordt zichtbaar indien de grondwaterstand als gevolg van de opgelegde wegzijgingsflux gaat dalen. Deze onjuiste daling wordt in STONE aangeduid met de term doorzakkers indien de grondwaterstand binnen het gesimuleerde profiel blijft en onderuitzakkers indien de grondwaterstand onder het gesimuleerde profiel uitkomt (Bakel *et al.*, 2007). De discrepantie die de andere kant uitwerkt heeft tot gevolg dat de grondwaterstanden te hoog zijn. Deze onjuiste berekeningen worden echter niet duidelijk zichtbaar doordat een hogere grondwaterstand een hogere afvoer tot gevolg heeft en het te veel aan kwelwater of de te geringe wegzijging wordt afgevoerd via het oppervlakte-watersysteem.

Bij de niet-lineaire fysische tijdreeks modellen (N-FTM) (§ 3.4) en karteerbare kenmerken wordt gebruik gemaakt van een onderrand in de vorm van een diepe stijghoogte en een weerstand. Dit heeft tot gevolg dat de grootte van de kwel/wegzijging afhankelijk is van de freatische grondwaterstand. Bij het doorrekenen van maatregelen heeft dit tot gevolg dat indien de freatische grondwaterstand veranderd ook de kwel/wegzijging veranderd. Hierdoor kan er bij het doorrekenen van maatregelen op kleine schaal gekeken worden naar de effectiviteit van maatregelen. De berekeningen kunnen worden voorgesteld als het doorrekenen van een wandelend perceel of gebiedje waar de maatregel genomen wordt. Het nemen van een maatregel op perceelsniveau heeft immers tot gevolg dat de omgeving niet veranderd en de diepe stijghoogte ook niet noemenswaardig zal veranderen.

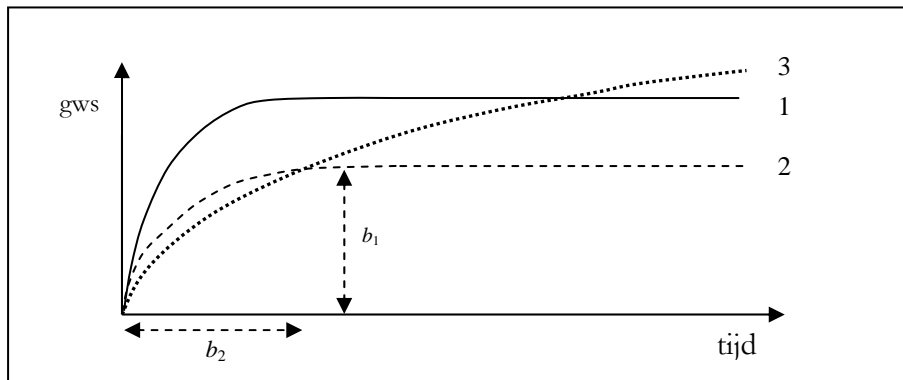
Het doorrekenen van de effecten van klimaatverandering kan gezien worden als het doorrekenen van een maatregel die over het gehele gebied plaatsvindt (maatregel op grotere schaal). Indien gebruik wordt gemaakt van een onderrand voorwaarde in de vorm van een diepe stijghoogte en een weerstand wordt er impliciet van uitgegaan dat klimaatverandering geen of overal hetzelfde doorwerkt op de diepe stijghoogte. Deze aanname is niet juist aangezien de systeemweerstand ruimtelijk kan verschillen. Een hoge weerstand zal tot gevolg hebben dat klimaatverandering op die locatie een geringere doorwerking zal hebben op de diepe stijghoogte. Een lage weerstand heeft tot gevolg dat klimaatverandering meer effect heeft op de diepe stijghoogte op die locatie. Dit kan weer tot gevolg hebben dat de diepe stijghoogte ook elders (in de omgeving) in meer of mindere mate wordt beïnvloed. Hier kan rekening mee worden gehouden op basis van expert judgment (Van der Gaast en Massop, 2008) of op basis van modelberekeningen met een grondwaterstromingsmodel. Indien gebruik wordt gemaakt van een onderrand voorwaarde in de vorm van een flux wordt er impliciet aangenomen dat klimaatverandering geen effect heeft op de kwel/wegzijging. Ook deze aanname is onjuist, aangezien de systeemweerstand bepalend is voor de mate waarin de freatische grondwaterstand doorwerkt naar het diepere pakket. Indien er meer neerslag valt zal de wegzijging in de wegzijgingsgebieden toenemen en de kwel in kwelgebieden als gevolg van de tendruk afnemen. Hierbij is ook de dikte van de onverzadigde zone en het hiermee

samenhangende faseverschil van belang. Ook deze veranderingen kunnen op basis van expert judgement of op basis van modelberekeningen met een grondwaterstromingsmodel worden aangepast. Binnen deze studie zijn de veranderingen met betrekking tot de onderrand als gevolg van klimaatverandering vooralsnog buiten beschouwing gelaten.

### 3.3 Lineaire tijdreeks

Voor een grondwaterstand die gedurende het jaar varieert door het neerslagoverschot (neerslag minus verdamping) is het van belang dat de gemiddelde grondwaterstand representatief is, maar ook dat er op die locatie sprake is van een representatieve grondwaterdynamiek.

Een goede maat voor de dynamiek van een grondwaterstand die voornamelijk afhankelijk is van het neerslagoverschot is de responskarakteristiek (zie ook Lankester en Maas, 1996). Een grondwaterstand reageert op een bepaalde manier op een neerslaggebeurtenis (figuur 3.1). Stel dat we te maken hebben met een vlakke grondwaterspiegel. Op  $t=0$  gaat het regenen met een constante intensiteit van 1 mm per tijdseenheid. We meten hoe de grondwaterstand naar zijn eindwaarde stijgt. De parameter  $b_1$  geeft aan hoe hoog de grondwaterstand uiteindelijk zal stijgen. Deze is voor gebieden met grotere drainageweerstand groter dan gebieden met kleine drainageweerstand. De parameter  $b_2$  geeft de traagheid van het systeem weer. Hoe groter de berging of hoe groter de drainageweerstand, des te trager het systeem. Onderstaande figuur laat drie schematische reactiecurven zien. Curve 1 zou kunnen gelden voor een goed gedraineerde kleigrond, curve 2 voor een goed gedraineerde zandgrond en curve 3 voor een open zandgrond ver van een waterloop (bijv. dekzandrug met GT VII).



Figuur 3.1 Responskarakteristieken van de grondwaterstand op het neerslagoverschot

Dus naast de gemiddelde grondwaterstand  $h_{gem}$  kan de mate van gelijkheid van het grondwaterregime worden afgeleid uit de parameters  $b_1$  en  $b_2$ .

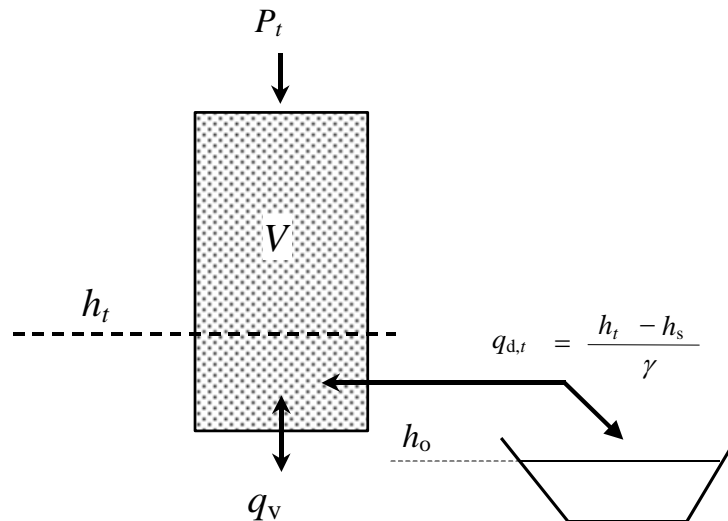
De grondwaterstand als functie van het neerslagoverschot op een locatie kan meestal redelijk worden gemodelleerd met het volgende model (Knotters en Bierkens, 1998):

$$b_t = c + \delta(b_{t-\Delta t} - c) + \omega P_t \quad (1)$$

Hierbij is  $b_t$  de grondwaterstand op tijdstip  $t$  (cm mv),  $c$  is de basisgrondwaterstand (cm mv) (dat is de grondwaterstand die zou optreden als het neerslagoverschot voor langere tijd gelijk aan 0 zou zijn<sup>1</sup>),  $t$  de tijd (dagen),  $\Delta t$  de discrete tijdstap (dagen) en  $P_t$  het cumulatieve neerslagoverschot (cm) over tijdstap  $[t - \Delta t, t]$ . De parameters  $\delta$  en  $\omega$  bepalen de grondwaterdynamiek. Deze parameters zijn één op één verwant met de parameters  $b_1$  en  $b_2$  van de responskarakteristiek (Knotters en Bierkens, 1999):

$$\begin{aligned} \delta = \exp\left(\frac{-3\Delta t}{b_2}\right) &\Leftrightarrow b_2 = \frac{-3\Delta t}{\ln(\delta)} \\ \omega = b_1 \left[1 - \exp\left(\frac{-3\Delta t}{b_2}\right)\right] &\Leftrightarrow b_1 = \frac{\omega}{1 - \delta} \end{aligned} \quad (2)$$

Dus in plaats van te werken met  $b_1$  en  $b_2$  zouden we ook kunnen werken met  $\delta$  en  $\omega$ . Deze parameters zijn meer herkenbaar en zijn ook voor de tijdreeksanalyse bekend.



Figuur 3.2 Schematische weergave van de waterbalans van een grondkolom (Bierkens en Bron, 2000).

Overigens geldt voor model (1) dat de parameters  $\delta$  en  $\omega$  niet alleen de respons van de grondwaterstand op het neerslagoverschot bepalen, maar ook de respons op een verandering van het oppervlaktewaterpeil. Dit kan als volgt worden afgeleid. Door een waterbalans van de bodem en het ondiepe grondwater op te stellen kunnen de parameters  $c$ ,  $\delta$  en  $\omega$  gerelateerd worden aan de meer bekende fysische parameters drainageweerstand  $\gamma$ , effectieve bergingscoëfficiënt  $\mu$ , de oppervlaktewaterstand  $h_o$  en de kwel/infiltratieflux  $q_v$  (Knotters en Bierkens, 1999):

<sup>1</sup> Als er geen kwel of infiltratie is dan is  $c$  gelijk aan de oppervlaktewaterstand. In geval van kwel is  $c$  groter dan de oppervlaktewaterstand, in geval van infiltratie kleiner (zie vergelijking 3).

$$\begin{aligned}
\delta &= \exp\left(\frac{-\Delta t}{\mu\gamma}\right) \\
\omega &= \gamma(1-\delta) \\
c &= \gamma q_v + h_o
\end{aligned}
\tag{3}$$

Stel nu dat het oppervlaktewaterpeil niet constant is, maar verandert in de tijd. Als we in vergelijking (1) invullen  $c = \gamma q_v + h_{o,t}$  met  $h_{o,t}$  de in de tijd variërende oppervlaktewaterstand dan resulteert dit in:

$$h_t = (1-\delta)\gamma q_v + \delta h_{t-\Delta t} + (1-\delta)h_{o,t} + \omega P_t \tag{4}$$

Vergelijking (4) geeft aan dat de reactie van de grondwaterstand op een verandering van de oppervlaktewaterstand bepaald wordt door dezelfde parameter  $\delta$  die op zijn beurt weer afhangt van de drainageweerstand en de bergingscoëfficiënt (zie vergelijkingen 3). We kunnen dus concluderen dat de parameters  $\delta$  en  $\omega$  de respons bepalen van de grondwaterstand op zowel het neerslagoverschot als het oppervlaktewaterpeil.

Bij het gebruik van KALTFN (Bierkens en Bron, 2000) kan men een fysische interpretatie maken van de gekalibreerde tijdreeksparameters. Het deterministische gedeelte van KALTFN is weergegeven in formule 1. Indien men er van uitgaat dat het drainageniveau  $h_o$  (ten opzichte van maaiveld) constant is, dan kunnen de drainageweerstand  $\gamma$  [T], de effectieve bergingscoëfficiënt  $\mu$  [-] en de onderrandflux (kwel/infiltratie)  $q_v$  [LT<sup>-1</sup>] uit de parameters  $\delta$ ,  $\omega$  en  $c$  en de tijdstap  $\Delta t$  als volgt worden berekend (Knotters en Bierkens, 1999):

$$\gamma = \frac{\omega}{1-\delta} \quad \mu = \frac{-\Delta t}{\gamma \ln \delta} \quad q_v = \frac{c - h_o}{\gamma} \tag{5}$$

Bovenstaande analyse maakt duidelijk dat indien de drainageweerstand, de bergingscoëfficiënt, de ontwateringsbasis en de kwel/wegzijing bekend is er voor die locatie een tijdreeks van de grondwaterstand kan worden gegenereerd. Deze tijdreeks kan vervolgens worden omgezet naar een GxG. In het kader van een aantal recente onderzoeken zijn de benodigde fysische gegevens landsdekkend op een hoge resolutie beschikbaar gekomen (Hoofdstuk 4).

### 3.4 Niet lineaire tijdreeks

Bij gebruik van een tijdreeksmodel wordt veelal gerekend met een constante waarde voor de drainageweerstand, bergingscoëfficiënt en de kwel. In werkelijkheid zullen de fysische parameters zoals bergingscoëfficiënt, kwel en drainageweerstand variëren in de tijd. Om de dynamiek in de grondwaterstand zo goed mogelijk te kunnen benaderen zijn deze parameters grondwaterstandsafhankelijk gemaakt. Hierdoor is

het ook mogelijk om bij niet-lineaire modellen rekening te houden met verschil in drainagebasis, bijvoorbeeld als gevolg van het instellen van een zomer- en winterpeil.

Formule 4 gaat dan over in formule 6. De parameters zijn berekend op basis van de grondwaterstand in de vorige tijdstep, veelal een dag geleden)

$$h_t = (1 - \delta_{t-1})\gamma_{t-1}q_{b,t-1} + \delta_{t-1}h_{t-\Delta t} + (1 - \delta_{t-1})h_{o,t} + \omega_{t-1}P_t \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \delta_{t-1} &= \exp\left(\frac{-\Delta t}{\phi_{t-1}\gamma_{t-1}}\right) \\ \omega_{t-1} &= \gamma_{t-1}(1 - \delta_{t-1}) \\ c &= \gamma_{t-1}q_{b,t-1} + h_o \end{aligned} \quad (7)$$

### 3.5 Bergingscoefficient

De bergingscoëfficiënt bepaalt in sterke mate de dynamiek van de grondwaterstand. De bergingscoëfficiënt is gedefinieerd als het quotiënt van de verandering in specifieke berging en de bijbehorende verandering van de grondwaterstand. De beschikbare bodemberging is afhankelijk van de volgende factoren:

- bodemfysische eigenschappen;
- grondwaterstand;
- verticale flux.

De grootte van de bergingscoëfficiënt is sterk afhankelijk van de grondwaterstand. Bij diepe grondwaterstanden is de bergingscoëfficiënt veelal hoog, deze neemt af naarmate de grondwaterstand stijgt. Dicht onder maaiveld is de drainageweerstand erg gering. Nabij maaiveld vindt maaiveldsdrainage en berging op de lage delen van het maaiveld plaats en wordt de bergingscoëfficiënt weer groter. De berging is ook afhankelijk van de voorgeschiedenis en de hiermee samenhangende flux, nat (verticale neergaande flux) droog (capillaire opstijging).

Om een relatie voor de bergingscoëfficiënt per bodem te bepalen is gebruik gemaakt van de PAWN-indeling in bodemfysische eigenschappen. In tabel 3.1 zijn de 21 bodemfysische eenheden weergegeven, gegroepeerd naar grondsoort en gesorteerd naar areaal.

De bergingscoëfficiënt is berekend met het programma CAPSEV (Wesseling, 1991), waarmee het vochtprofiel in een stationaire hydrologische situatie kan worden berekend bij een gegeven grondwaterstand en een gegeven verticale waterflux in de onverzadigde zone. De effectieve bergingscoëfficiënt is geschat uit het volume poriën dat met lucht gevuld is bij een evenwichtsvochtprofiel als fractie van het totale volume boven het grondwater gedeeld door de afstand vanaf het grondwater tot aan het maaiveld. Om CAPSEV toe te passen dient er een bodemfysische beschrijving in de vorm van een vocht karakteristiek en onverzadigde doorlatendheidskarakteristiek

van elke laag bekend zijn. Deze zijn als volgt geschat. Aan elke PAWN-bodemeenheid (Wösten *et al.*, 1988) is een standaardbodemprofiel toegekend. Deze standaardprofielen bestaan uit een opeenvolging van lagen die één op één gekoppeld kunnen worden aan een bouwsteen van de Staringreeks (Wösten *et al.*, 2001). Elke bouwsteen van de Staringreeks is gekoppeld aan een vocht- en een onverzadigde doorlatendheidskarakteristiek. Hierbij is gebruik gemaakt van de Staringreeks in tabelvorm uit 1987, aangezien deze ten opzichte van de latere herziene Staringreeksen de meest plausibele waarden geeft (Van der Gaast *et al.*, 2005).

Tabel 3.1 Indeling grondsoorten naar bodemfysische eenheid gerangschikt naar areaal.

Grondsoort	Bodemfysische eenheid	
	Omschrijving	Nummer Pawn-eenheid
Veengronden	Veengrond met zanddek en zand in de ondergrond	5
	Veengrond met veraarde bovengrond en zand in ondergrond	2
	Veengrond met veraarde bovengrond	1
	Veengrond met kleidek	3
	Veengrond met moerige grond op ongerijpte klei	6
	Veengrond met kleidek en zand in ondergrond	4
Zandgrond	Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand	9
	Enkeerdgrond in zwak, lemig fijnzand	12
	Beekeerdgrond in zwak lemig fijn zand	13
	Stuifzandgrond	7
	Podzolgrond in sterk lemig zand op keileem of leem	11
	Podzolgrond in grof zand	14
	Podzolgrond in zwak, lemig fijn zand op grof zand	10
	Podzolgrond in leemarm, fijn zand	8
Zavelgrond	Homogene zavelgrond	15
Kleigrond	Homogene lichte kleigrond	16
	Klei op zangrond	19
	Kleigrond met zware tussenlaag of ondergrond	17
	Kleigrond op veen	18
	Klei op grofzand	20
Lossgronden	Leemgronden	21

Voor de berekening van de beschikbare berging is allereerst de totale berging voor verschillende grondwaterstandsdiepten per bodemfysische eenheid bepaald. Vervolgens is door de combinaties van grondwaterstand en bergingscoëfficiënt een reprofunctie afgeleid. De gefitte bergingsrelatie voldoet aan de volgende vorm:

$$\text{Bergingscoëfficiënt} = \frac{a * b + c * h^d}{b + h^d} \quad (8)$$

Met h is grondwaterstand in cm-mv.

Voor de 21 onderscheiden bodemfysische eenheden staan de parameters van de bergingsrelatie in tabel 3.2 weergegeven. In figuur 3.3 is voor de vijf belangrijkste bodems de grondwaterstands-bergingsrelatie weergegeven. Uit de figuur blijkt dat er grote verschillen zijn in beschikbare berging, bijv. tussen klei en zand/veen.

Tabel 3.2 Parameters van de bergingsfunctie voor 21 bodemfysische eenbeden.

Param/bodem	a	b	c	d
1	-0,00243	503,5401	0,243234	1,1693
2	0,017819	4958,281	8,422336	0,803555
3	0,008012	1174,63	2,305971	0,752992
4	0,017429	6507,707	1,74978	1,137747
5	-0,0042	315,0765	0,77991	0,818217
6	-0,00102	118,3241	0,066355	1,152762
7	0,008335	1398,345	0,30317	1,45336
8	-0,00334	3497,849	0,276441	1,664776
9	0,003157	1891,543	0,327568	1,374893
10	0,007887	16987,4	0,392412	1,801242
11	0,00237	4757,467	0,161282	1,734001
12	0,001907	1164,425	0,367974	1,225855
13	0,002309	3625,402	0,358404	1,461652
14	-0,00267	13445,04	0,241506	2,209817
15	0,002696	459,5586	0,611362	0,816137
16	0,022119	20010,34	0,380386	1,394973
17	0,000259	6,040116	0,094661	0,350141
18	0,014758	2490,762	1,17496	0,980165
19	0,008921	28124,82	1,222098	1,481016
20	0,005871	37773,68	0,321246	1,988681
21	0,000989	462,3737	1,237346	0,594343

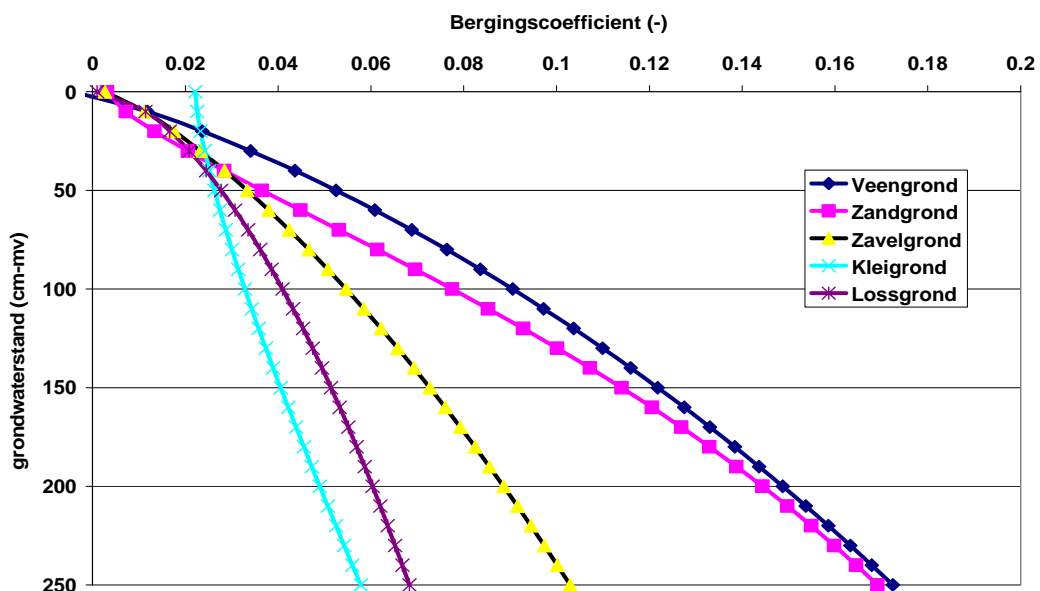


Fig. 3.3 Grondwaterstands-bergingsrelatie voor de 5 belangrijkste bodemprofielen.

Indien de grondwaterstand nabij maaiveld komt wordt de berging beïnvloed door oppervlakkige drainage en berging in nabijgelegen plassen op het maaiveld. Naarmate de grondwaterstand verder stijgt wordt de plasvorming op maaiveld steeds omvangrijker en de bergingscapaciteit steeds groter. Deze berging heeft betrekking op een ander mechanisme dan de hoeveelheid water die bij een geven flux in de grond kan worden geborgen. In het niet-lineaire tijdreeksmodel is de bergingscoëfficiënt hiervoor gecorrigeerd.

### 3.6 Drainageweerstand

#### *Ontwateringskarakteristiek*

De interactie tussen grond- en oppervlaktewater vindt plaats door middel van meer- of minder eenvoudige drainagesystemen. Deze drainagesystemen zijn opgebouwd uit verschillende typen ontwateringsmiddelen zoals bijvoorbeeld greppels, buisdrainage, kavelsloten, beken en rivieren. Elk systeem heeft zijn eigen ontwateringsbasis en dichtheid. De ontwateringskarakteristiek geeft het verband tussen de gemiddelde grondwaterstand ( $h$ ) en de bijbehorende specifieke afvoer ( $q$ ) weer (figuur 3.4). Deze relatie kan worden benaderd in de vorm van de volgende functie:

$$q = a * e^{(b*h)} \quad (9)$$

De afgeleide van de ontwateringskarakteristiek geeft de functie voor de drainageweerstand:

$$c_d = \frac{1}{a * b * e^{(b*h)}} \quad (10)$$

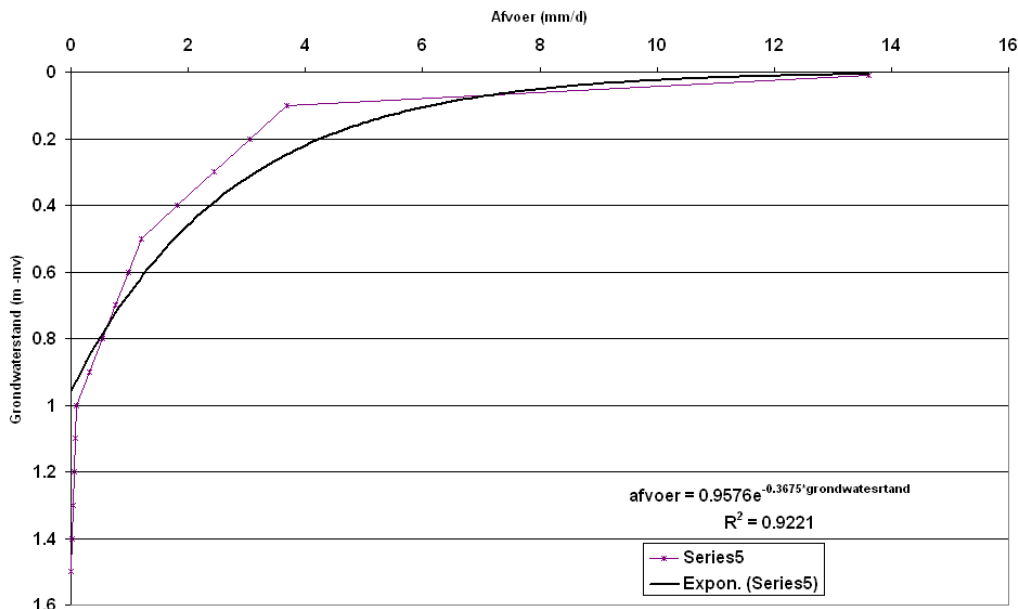


Fig. 3.4 Geschematiseerde ontwateringskarakteristiek (naar Massop en de Wit 1994)



Hieruit blijkt dat ook de drainageweerstand grondwaterstandsafhankelijk is. Bij diepe grondwaterstanden draineren alleen de grote waterlopen, waardoor de drainageweerstand relatief hoog is. Bij ondiepe grondwaterstanden nemen meer waterlopen deel aan het afvoerproces en is de drainageweerstand relatief laag (figuur 3.5). Een voordeel van het gebruik van deze functies is dat met het stijgen van de grondwaterstand steeds meer ont- en afwateringsmiddelen in werking gaan treden, waardoor de drainageweerstand afneemt. Bij het gebruik van deze functie wordt echter geen rekening gehouden met het feit dat bij stijging van de grondwaterstand in veel gebieden de verticale weerstand juist toeneemt in verband met de aanwezigheid van weerstandbiedende lagen hoog in het bodemprofiel. Hoe het een en ander zich tot elkaar verhoudt dient nog nader te worden uitgezocht.

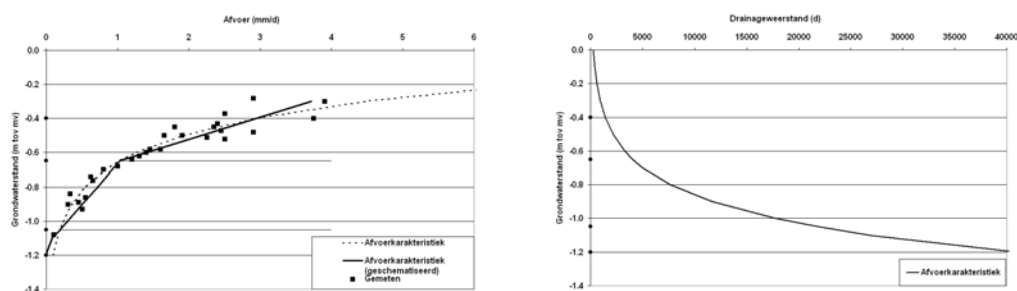


Fig. 3.5 Afvoer karakteristiek (links) en drainageweerstand relatie (rechts)

Daarnaast is er de mogelijkheid om het maaiveld als drainagemiddel te definiëren. Op de foto (figuur 3.6) is een situatie weergegeven op 3 februari 2003, als gevolg van intensieve neerslag is plasvorming opgetreden. Verder zien we dat de eigenaar van het perceel de drainagedrempel van het maaiveld heeft verlaagd om het water af te kunnen voeren. Inundatie van water op het maaiveld kan optreden indien de grondwaterstand tot in maaiveld stijgt of het gevolg zijn van een hoge neerslagintensiteit waardoor de infiltratiecapaciteit wordt overschreden. De infiltratiecapaciteit van de bodem kan echter in de tijd variëren. Deze kan tijdens natte perioden afnemen als gevolg van het zwellen van de grond of het verspoelen van organische stof of kleine minerale delen naar de lager gelegen delen op een perceel (slemp). Hierdoor neemt de doorlatendheid af en is de doorlatendheid niet constant in de tijd. Daarnaast spelen ook een aantal bodemprocessen die zich op enige diepte af kunnen spelen een rol ten aanzien van de infiltratiecapaciteit, zoals interne slemp, het Lisse-, het Groesbeek-, het Wieringermeereffect, de mate van irreversibel zijn van het veen en de mate van hydrofobie van een grond. Al deze processen zijn tijdsafhankelijk en zijn van invloed op de infiltratiecapaciteit van een grond. Het kan hierbij gaan om zowel de werkelijke grondwaterstand als een (tijdelijke) schijnspiegel die als gevolg van het voorkomen van relatief slecht doorlatende lagen kunnen ontstaan. Het overschrijden van de infiltratiecapaciteit wordt niet meegemodelleerd. De plasvorming als gevolg van een hoge grondwaterstand is te parametriseren in de vorm van een maaiveldsbergingsrelatie en een maaiveldsafvoerrelatie (grondwaterstand stijgt boven afvoerdrempel). De maaiveldsafvoerrelatie is als een apart drainagesysteem op te geven. De oppervlakkige afvoer als gevolg van weerstandsbiedende lagen wordt vooralsnog in het model buiten beschouwing gelaten.



*Figuur 3.6 Plasvorming na hevige regenbui op 3-2-2003*

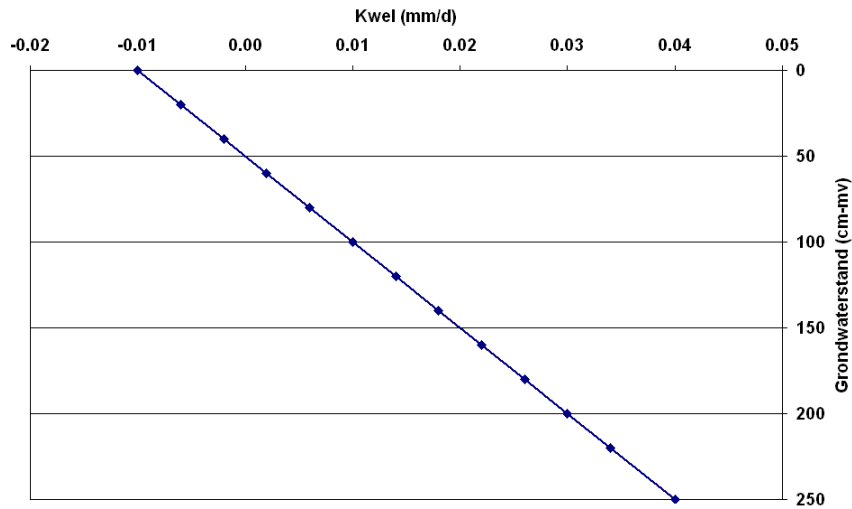
### **3.7 Onwateringsbasis**

De ontwateringsbasis wordt bepaald door het waterpeil in de waterlopen. Dit peil wordt ingesteld door stuwen (zomerpeil/winterpeil) in de beheersbare waterlopen. Afhankelijk van de afvoer en begroeiing kan het peil oplopen waardoor eveneens de ontwateringsbasis oploopt. Bij een oplopende ontwateringsbasis kunnen meer waterlopen worden aangesneden, dat geldt eveneens voor eventueel aanwezige buisdrainage. De afvoercharacteristiek die gebruikt wordt bij niet lineaire tijdreeksmodellen geeft de relatie weer tussen de grondwaterstand en de bijbehorende afvoer, in deze relatie is de oplopende ontwateringsbasis bij toenemende afvoer verwerkt. Omdat met één relatie wordt gewerkt wordt geen rekening gehouden met hysteresis en de eerdergenoemde tijdsafhankelijke bodemkundige aspecten die van invloed zijn op de hydrologie. Voor lineaire tijdreeksmodellen is het gemiddelde van de GHG en de GLG als ontwateringsbasis aangehouden. In het model wordt deze op basis van de kwel/wegzijing gecorrigeerd.

### **3.8 Kwel/wegzijing**

Kwel of wegzijing bepaald of er extra aan of afvoer van water is via de ondergrond. Deze informatie is veelal moeilijk te achterhalen. Bij een grote weerstand in de ondergrond is kwel veelal gering. Indien de gemiddelde kwelwaarde en de fluctuatie van de kwel bekend is, kan de kwel grondwaterstandsafhankelijk worden gemaakt door het gebruik van een weerstandswaarde ( $c$ ) en een diepe stijghoogte ( $\varphi$ ). Het potentiaalverschil tussen de diepe stijghoogte en de grondwaterstand over een weerstandbiedende laag bepaald de richting en de grootte van de kwel/wegzijingsflux:

$$K_{wel} = \frac{h - \phi}{c} \quad (11)$$



Figuur 3.7 Voorbeeld van een grondwaterstands-kwelrelatie

### 3.9 Maximale capillaire flux

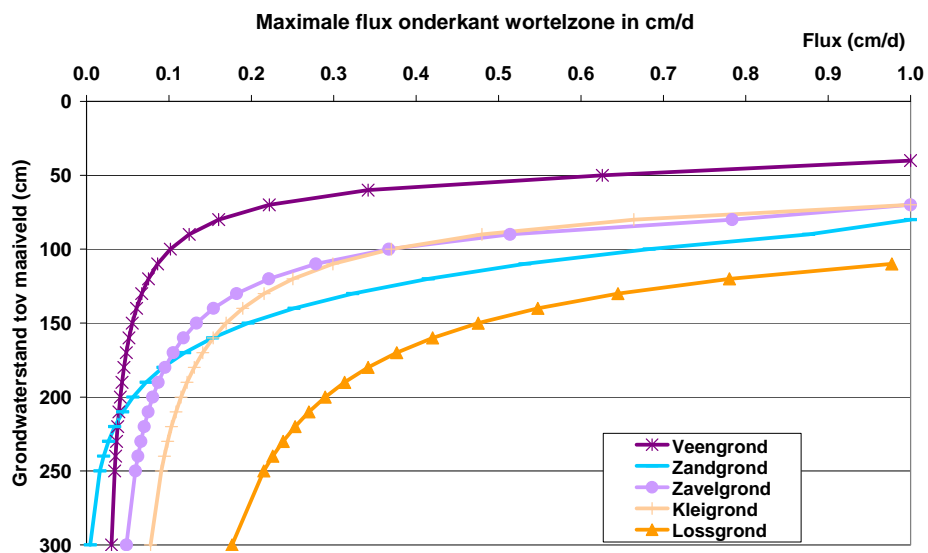
Met het programma CAPSEV (Wesseling, 1991) is voor de eerdergenoemde 21 onderscheiden bodemfysische eenheden, voor verschillende grondwaterstanden, de maximale flux tot in de wortelzone bepaald. Door de rekenresultaten die bestaan uit combinaties van een grondwaterstand met een maximale flux zijn reprofuncties gefit. Voor de 21 onderscheiden bodemfysische eenheden staan de parameters van de grondwaterstands-fluxrelatie in tabel 3.3 weergegeven.

Voor vijf bodemfysische eenheden (resp. 5, 9, 15, 16 en 21), die qua grondsoort het grootste oppervlak vertegenwoordigen, is de grondwaterstands-fluxrelatie weergegeven (figuur 3.8).

Uit figuur 3.8 blijkt dat een maximale flux van 2 mm/d kan worden gerealiseerd voor lossgronden bij een grondwaterstand van ca. 250 cm-mv, terwijl bij veengronden de grondwaterstand niet dieper dan ca. 70 cm-mv mag wegzakken. De overige gronden ligt dit niveau tussen 120-150 cm-mv.

Tabel 3.3 Parameters grondwaterstands-fluxrelatie onderkant wortelzone voor 21 bodemfysische eenheden.

Bodfys	Type functie	a	b	c
1	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	-4.52798	0.081849	0.000307
2	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	-2.0499	0.04049	0.00022
3	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	1.29823	-0.0338	0.00062
4	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	0.06085	0.00827	0.00027
5	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	-3.9296	0.0912	0.00039
6	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	-12.126	0.34269	3.45E-06
7	Modified Exponential: $y=a*e^{(b/x)}$	0.0011	595.339	
8	Modified Exponential: $y=a*e^{(b/x)}$	0.0012	578.568	
9	Exponential Fit: $y=ae^{(bx)}$	8.27369	-0.0249	
10	Exponential Fit: $y=ae^{(bx)}$	14.06269	-0.03036	
11	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	24.1997	-0.6127	0.00384
12	Modified Exponential: $y=a*e^{(b/x)}$	0.01461	406.522	
13	Exponential Fit: $y=ae^{(bx)}$	24.2727	-0.0305	
14	Modified Exponential: $y=a*e^{(b/x)}$	0.00017	509.302	
15	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	0.62259	-0.0339	0.00053
16	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	-0.8649	0.011	0.00023
17	Modified Exponential: $y=a*e^{(b/x)}$	0.00361	237.871	
18	Modified Exponential: $y=a*e^{(b/x)}$	0.00716	184.057	
19	Exponential Fit: $y=ae^{(bx)}$	4.19968	-0.0195	
20	Exponential Fit: $y=ae^{(bx)}$	362.792	-0.0692	
21	Reciprocal Quadratic: $y=1/(a+bx+cx^2)$	-0.1079	0.00162	8.22E-05



Figuur 3.8 Maximale flux onderkant wortelzone voor 5 bodemfysische eenheden.

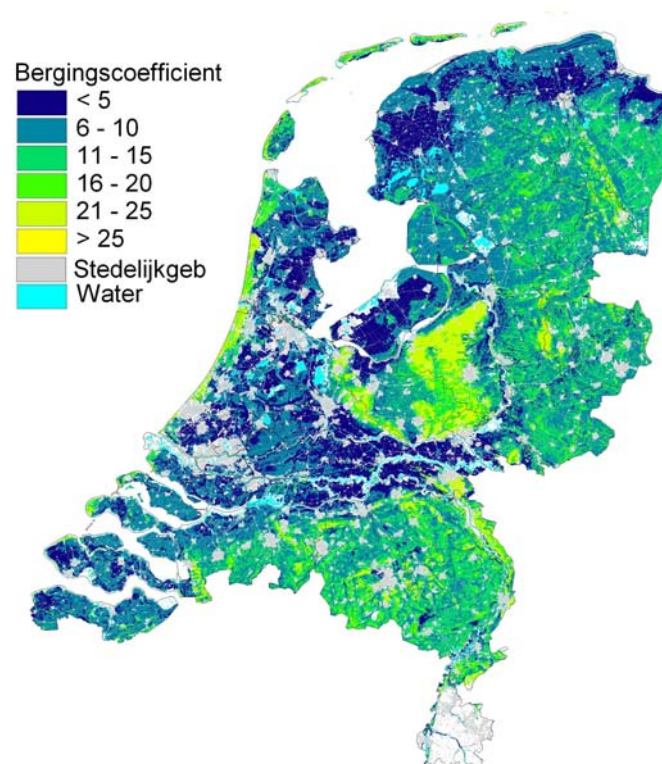
## 4 Landsdekkende parametrisering lineaire tijdreeksmodellen

### 4.1 Inleiding

In dit hoofdstuk wordt ingegaan op de landsdekkende invulling van de fysische parameters die nodig zijn om de lineaire tijdreeksmodellen te parametriseren. Door vervolgens deze gegevens te combineren worden unieke combinaties verkregen. Deze unieke combinaties op basis van fysische parameters kunnen ruimtelijk op verschillende plekken liggen. Om het aantal unieke combinaties beheersbaar te houden zijn een aantal stappen uitgevoerd om het aantal combinaties te beperken.

### 4.2 Bergingscoëfficiënt

In § 3.4 (zie ook Van der Gaast *et al.*, 2005) zijn voor verschillende standaardprofielen relaties bepaald tussen de grondwaterstand en de bergingscoëfficiënt. Deze relaties zijn gebruikt voor het bepalen van de bergingscoëfficiënt voor grids van 25×25 m. In het lineaire model wordt gerekend met één waarde voor de bergingscoëfficiënt. Bij de bepaling van de bergingscoëfficiënt is gebruik gemaakt van de GLG als grondwaterstand, waarvoor de bergingscoëfficiënt is bepaald. In figuur 4.1 is de resulterende kaart weergegeven.

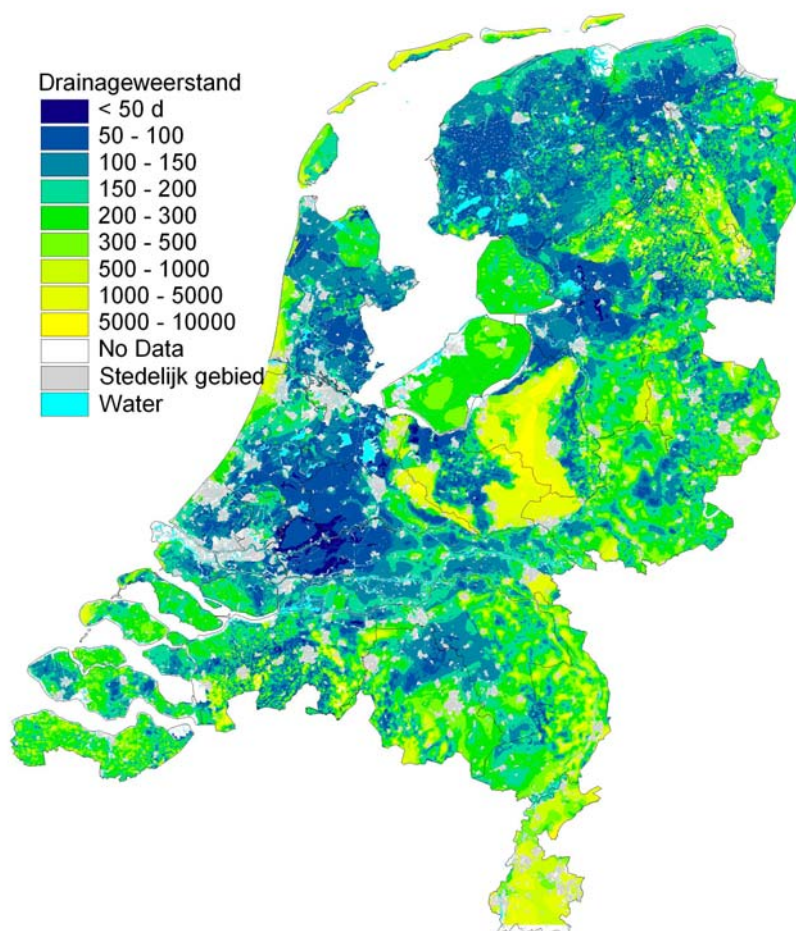


Figuur 4.1 Bergingscoëfficiënt in procenten (naar Van der Gaast *et al.*, 2005)

Uit figuur 4.1 blijkt dat de laagste bergingscoëfficiënten worden gevonden voor de kleiprofielen in de Betuwe, Flevoland, Beemster en in de provincies Groningen en Friesland. Het effect van scheurvorming op de berging is hierbij buiten beschouwing gelaten. Ook voor de veenprofielen zijn de bergingscoëfficiënten laag. Voor de stuwwallen, duinen en langs de Maas worden de hoogste bergingscoëfficiënten gevonden.

### 4.3 Drainageweerstand/ontwateringskarakteristiek

De drainageweerstand is in het kader van het onderzoek 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken' (Van der Gaast *et al.*, 2006) beschikbaar gekomen. In het kader van dit onderzoek is het model SWAP voor een groot aantal peilbuislocaties gekalibreerd. Bij de kalibratie is een factor gekalibreerd die in relatie tot de slootdichtheid, welke met een resolutie van 25 x 25 meter beschikbaar is, de drainageweerstand bepaald (figuur 4.2). Voor de gebruikte peilbuizen is indertijd niet gecontroleerd of de filterstelling overeenkomt met het fluctuatietraject van de grondwaterstand. Hierdoor is het mogelijk dat de gemeten stijghoogte in de peilbuizen in meer of mindere mate niet overeenkomt met de freatische grondwaterstand, waardoor gebruik is gemaakt van onjuiste misleidende informatie (numerieke verdroging). In de praktijk zullen peilbuizen veelal te diep staan waardoor vooral de grondwaterstand in natte perioden in peilbuizen te laag wordt gemeten. Bij kalibratie van modellen heeft dit tot gevolg dat de interactie tussen grond- en oppervlaktewater te intensief wordt gemodelleerd. Dit kan directe gevolgen hebben voor de gekalibreerde drainageweerstand. Een te lage grondwaterstand heeft in een model ook tot gevolg dat het stijghoogteverschil tussen grond- en oppervlaktewater kleiner is. Aangezien dit stijghoogteverschil de drijvende kracht is achter de afvoer zal hierdoor de afvoer gegeven een drainageweerstand lager uitkomen. Daarnaast speelt ook de schematisering en parametrisering van de bodem in de vorm van bodemfysische karakteristieken een belangrijke rol. Bij zowel regionale als landelijke studies wordt de bodem veelal geschematiseerd in de vorm van 21 standaard bodemprofielen waaraan voor de bodemfysica de Staringreeks wordt gekoppeld (zie ook §3.1). Hierdoor wordt onvoldoende rekening gehouden met de gelaagdheid in de bodem en is de gehanteerde verzadigde doorlatendheid veelal te hoog. Dit heeft tot gevolg dat vooral de verticale weerstand in de bodem in het model te gering is, waardoor het model onderhevig is aan numerieke verdroging. Het is dan ook van de gehanteerde modelconcepten, de koppeling tussen de modelconcepten, de schematisatie en de parametrisatie afhankelijk of de eerdergenoemde aspecten van invloed zijn op de gekalibreerde drainageweerstand. Daarom is nader onderzoek noodzakelijk om vast te stellen of de gekalibreerde drainageweerstand in bepaalde situaties wordt overschat of onderschat.



Figuur 4.2 Drainageweerstand in dagen (naar Van der Gaast et al., 2006)

De hoogste drainageweerstanden worden gevonden voor de stuwwallen, waar sloten vrijwel ontbreken en water via wegzijging naar het regionale systeem wordt afgevoerd. De laagste waarden vinden we in de veengebieden met geringe slootafstanden.

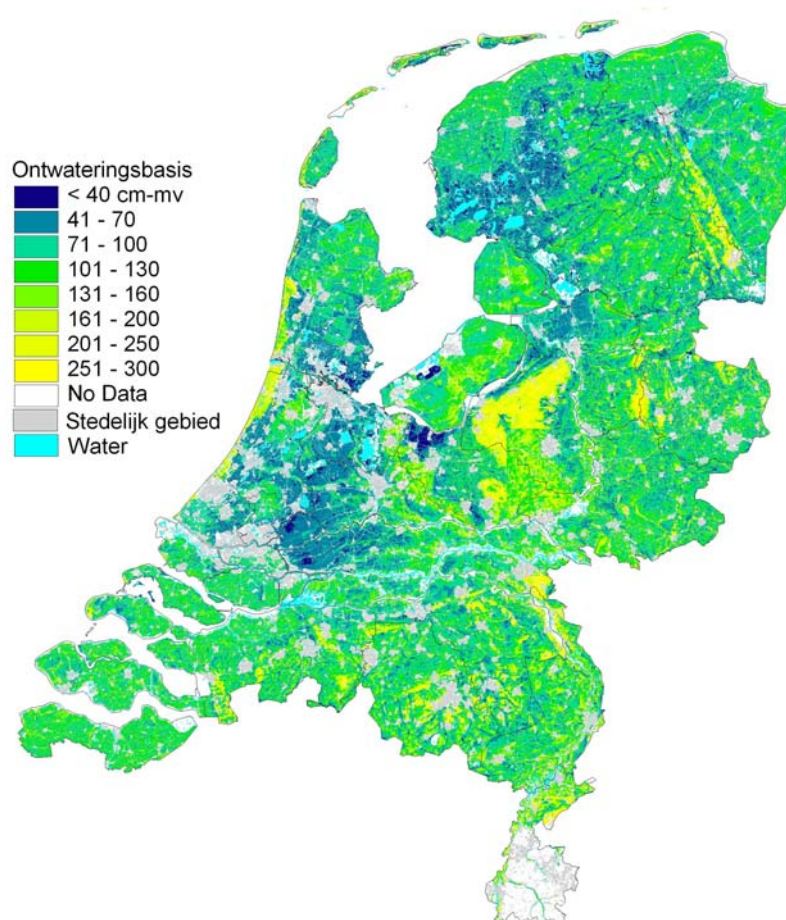
#### 4.4 Onwateringsbasis

De ontwateringsbasis wordt bepaald door het gemiddelde oppervlaktewaterpeil  $h_0$ . Hiervoor wordt aangenomen dat deze ongeveer overeenkomt met de gemiddelde grondwaterstand. Dit gaat alleen op in gronden met lage weerstanden. Indien de weerstand toeneemt zal ook de relatie met het oppervlaktewaterpeil minder aanwezig zijn en zal ook de traagheid van het systeem toenemen. Daarnaast zijn er nog problemen met de relatie oppervlaktewater-grondwater in hellende gebieden, zoals in het zuiden van Nederland, waardoor er een faseverschil optreedt tussen de grondwaterstand en de slootpeilen. Daarnaast kunnen bij eenzelfde afvoerflux meerdere grondwaterstanden voorkomen (hysterese). Dit geldt dan ook voor gronden met een lagere drainageweerstand. Indien neerslag en verdamping in

evenwicht zijn gaat deze aanname op. In werkelijkheid zal de ontwateringsbasis hoger liggen. In het model wordt deze op basis van de kwel/wegzijing gecorrigeerd. De waarde van de gemiddelde grondwaterstand is geschat met het gemiddelde van de geactualiseerde *GHG* en de *GLG*, welke bepaald zijn in het project 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken' (Van der Gaast *et al.*, 2006).

De waarde van de gemiddelde grondwaterstand  $b_0$  is geschat met het gemiddelde van de geactualiseerde *GHG* en de *GLG*:

$$b_0 = -\left(\frac{GHG + GLG}{2}\right) \quad (12)$$



*Figuur 4.3 Ontwateringsbasis in cm-mv*

De ontwateringsbasis is het ondiepst in de veengebieden en het diepst in de stuwwallen (figuur 4.3). Omdat de drainagebasis is afgeleid uit Gt-informatie zien we op de Veluwe kaartbladgrenzen terugkomen als gevolg van herziening van de Gt-classificatie in combinatie met de ouderdom van kaartbladen, waardoor op het ene kaartblad dezelfde gronden als Gt VII en op het andere als Gt VIII zijn gekarakteriseerd.



Als onderste begrenzing is 3,0 m-mv aangehouden. In situaties met zeer diepe grondwaterstanden, zoals in de stuwwallen ligt de feitelijke ontwateringsbasis dieper dan 3 m-mv. Al het water zal via wegzijging naar het regionale systeem worden afgevoerd. Voor de Veluwe kun je hierbij denken aan de Gelderse Vallei en het IJsseldal. De ontwateringsdiepte zou hierop aangepast moeten worden, echter voor deze studie zijn we vooral geïnteresseerd in verschillen, het werkelijke niveau is daardoor minder belangrijk.

#### 4.5 Kwel/wegzijging

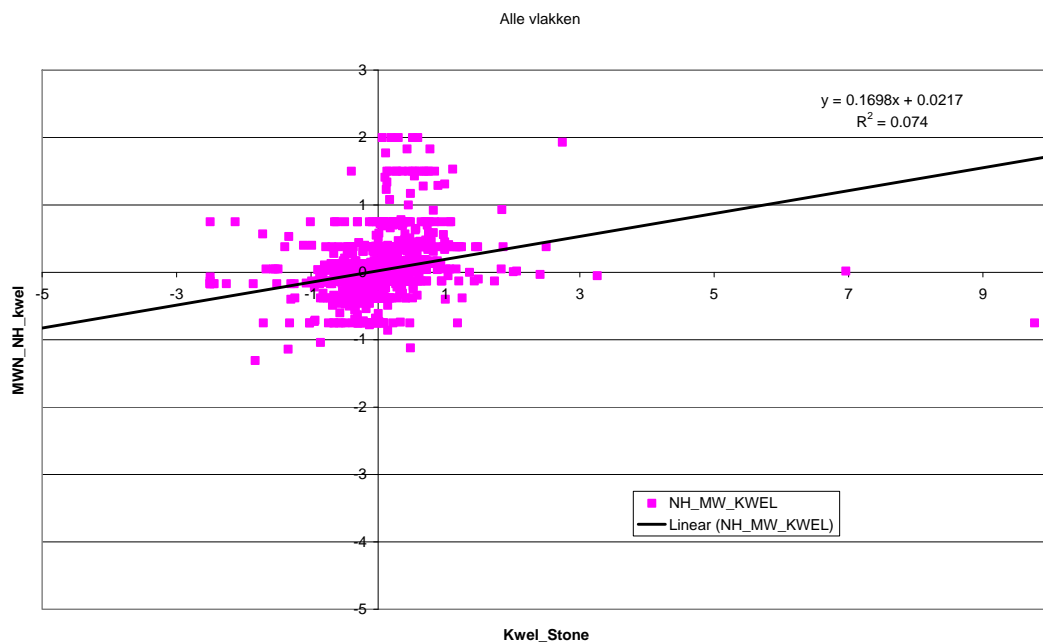
De kwel/wegzijging is in het kader van het onderzoek 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken' (Van der Gaast *et al.*, 2006) beschikbaar gekomen. In dit onderzoek is de onderrand van het model SWAP in de vorm van een diepe stijghoogte en een weerstand gekalibreerd. Op deze manier zijn kwel/wegzijgingsgegevens beschikbaar gekomen. Nadere analyse van de kwelkaart heeft aangegeven dat deze plausibel is voor hoog Nederland (schaal 1:50.000).

Voor laag Nederland is de kwelkaart afgeleid met karteerbare kenmerken niet plausibel (Van der Gaast *et al.*, 2006). Voor laag Nederland, met een in sterke mate beheerste oppervlaktewaterhuishouding, is de kwel minder gerelateerd aan bodem dan in hoog Nederland. Om toch een landsdekkende kwelkaart te verkrijgen is voor laag Nederland geïnventariseerd welke kaarten geschikt zijn om te gebruiken als aanvulling op de kaart voor hoog Nederland. De volgende bronnen zijn hiervoor beschikbaar:

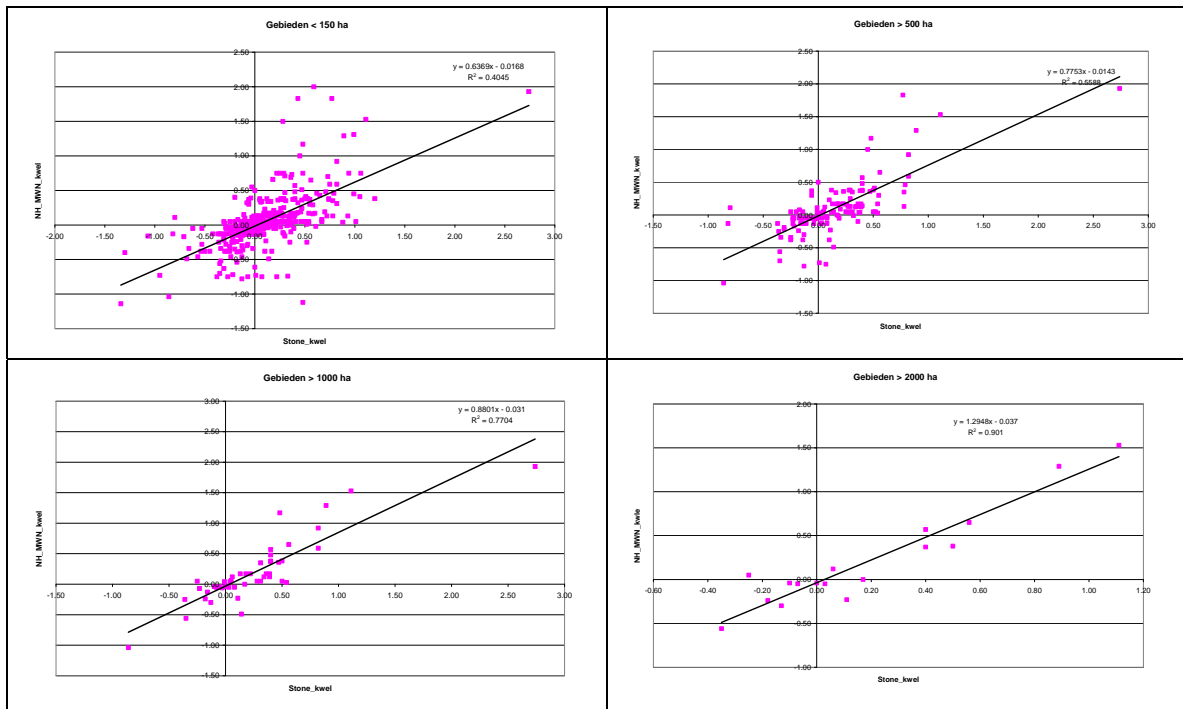
- Gebiedsstudie Midden-West Nederland (Werkgroep Midden West-Nederland, 1976);
- Gebiedsstudie Noord-Holland benoorden het IJ (Werkgroep Noord-Holland, 1982);
- Groene Hart studie (Wit, *et al.*, 1990);
- Wateraanvoerstudie Zuid-Hollandse Eilanden en Waarden;
- STONE-kwelkaart (uit NAGROM).

In de gebiedsstudies Midden-West Nederland en Noord-Holland benoorden het IJ is aan de hand van vooral waterbalansstudies een min of meer gebiedsdekkende kwelkaart afgeleid. Deze kwelkaarten zijn gedigitaliseerd. Voor de kaartvlakwaarden is het midden van de klasse als beste schatting voor de kwel aangehouden. Voor de Wateraanvoerstudie Zuid-Hollandse Eilanden en Waarden is voor het ontbrekende deel van Zuid-Holland met het model Flowcall de kwel berekend (op basis van kD-waarden, c-waarden en isohypsen). Deze kaart geeft voor kilometerhokken kwelwaarden. Deze gegevens zijn vooralsnog niet digitaal gemaakt. In het kader van de Groene Hart studie is een kwelkaart gemaakt voor het Groene Hart gebied, hiervoor zijn eerder genoemde bronnen gebruikt aangevuld met andere onderzoeken. In het kader van STONE is met het model NAGROM de kwel berekend. Dit heeft een vrijwel landsdekkend beeld voor gridcellen van 250 bij 250 m opgeleverd.

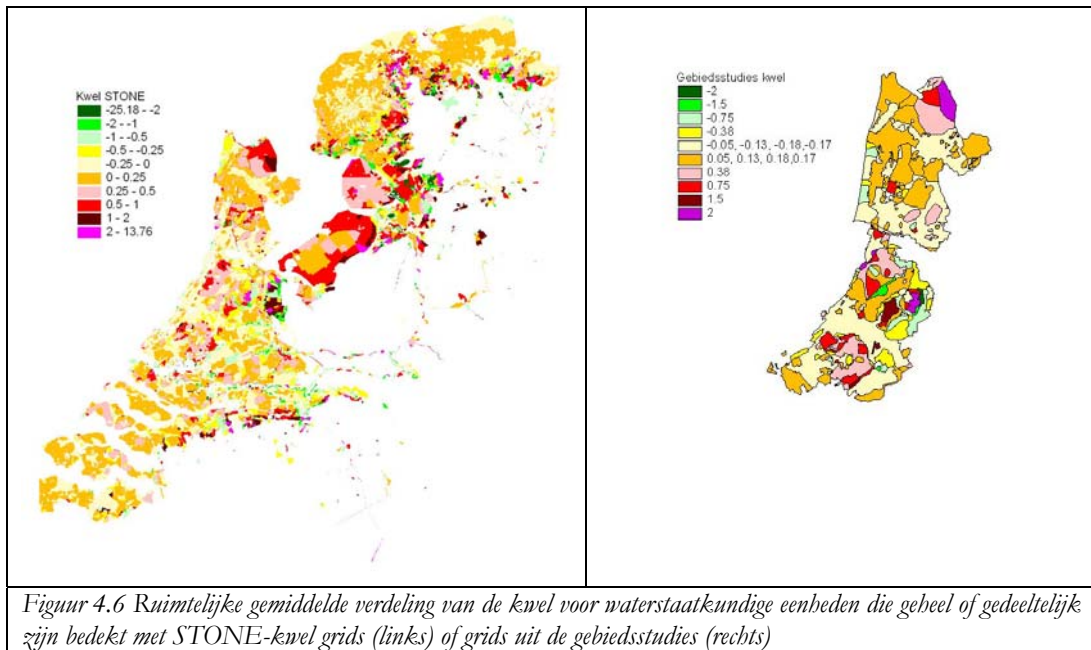
In laag Nederland is de kwel te koppelen aan waterstaatkundige eenheden (WIS) zoals polders waarvoor een vast oppervlaktepeil wordt gehanteerd. Binnen een waterstaatkundige eenheid kan de kwel variëren, bijv. door de aanwezigheid van zandbanen of welplekken. De informatie op dit schaalniveau is echter niet of onvoldoende beschikbaar. Daarom is besloten om gebruik te maken van WIS-eenheden en is voor WIS-eenheden de gemiddelde kwel bepaald. De kwelkaarten uit het Midden-West Nederland (1976) en Noord-Holland benoorden het IJ onderzoek (1982) zijn samengevoegd tot één kaart en vervolgens omgezet in een 250\*250 grid. Vervolgens is per WIS-eenheid de kwel uit STONE en de kwel uit de gebiedsstudies bepaald (figuur 4.6). Om inzicht in de verschillen tussen de gegevensbronnen te krijgen zijn de gegevens tegen elkaar uitgezet (figuur 4.4). De gevonden relatie blijkt niet zo goed te zijn. Dit wordt o.a. bepaald door uitschieters. Daarnaast zijn veel eenheden weergegeven die slechts een geringe oppervlakte vertegenwoordigen, waardoor veel variatie ontstaat. Daarom zijn aanvullend een aantal relaties opgezet, waarbij alleen gebieden zijn weergegeven die een bepaalde minimale oppervlakte vertegenwoordigen (figuur 4.5). Uit figuur 4.5 blijkt, dat naarmate de gebiedsgrootte toeneemt de relatie tussen de gemiddelde kwel uit STONE beter correleert met de kwel volgens de gebiedsstudies. Voor gebieden groter dan 1000-2000 ha is er een goede relatie tussen de STONE-kwel en de kwel zoals weergegeven in de gebiedsstudies (tabel 4.1).



Figuur 4.4 XY-plot van gebiedsgemiddelde kwel van alle gebieden die geheel of gedeeltelijk zijn bedekt met STONE-kwel grids of grids uit de gebiedsstudies



Figuur 4.5 XY-plot van gebiedsgemiddelde kwel van alle gebieden die geheel of gedeeltelijk zijn bedekt met STONE-kwel grids of grids uit de gebiedsstudies met een minimale oppervlakte van 150 ha (linksboven), 500 ha (rechtsboven), 1000 ha (links onder) en 2000 ha rechtsonder.

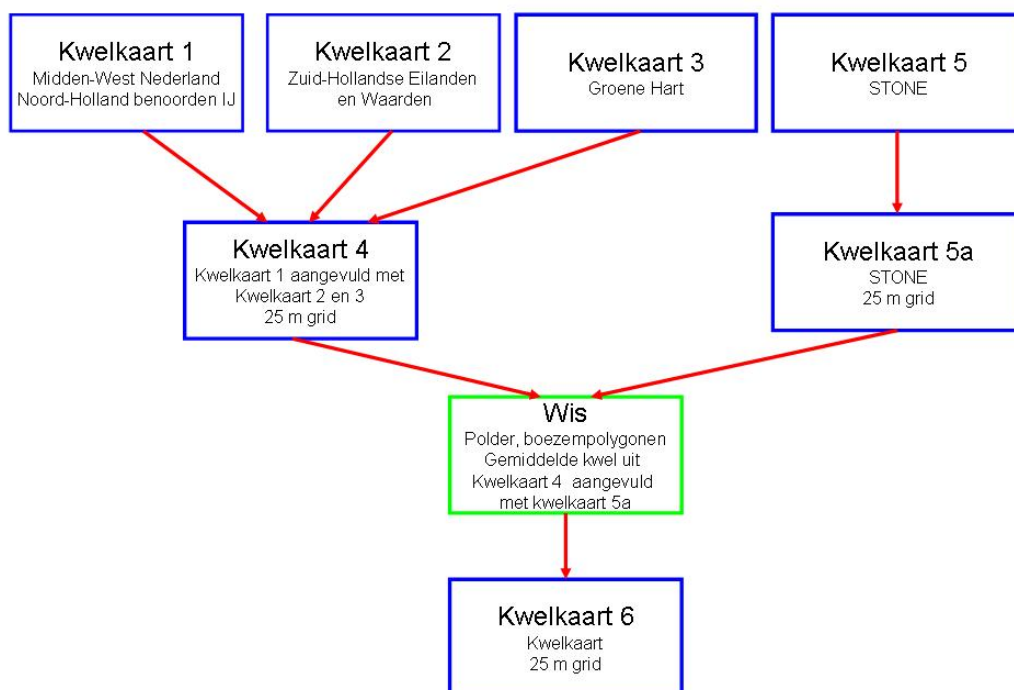


Figuur 4.6 Ruimtelijke gemiddelde verdeling van de kwel voor waterstaatkundige eenheden die geheel of gedeeltelijk zijn bedekt met STONE-kwel grids (links) of grids uit de gebiedsstudies (rechts)

Tabel 4.1 Relatie tussen gebiedsgemiddelde kwel volgens STONE en volgens gebiedsstudies

	Kwel = a*Kwel_STONE + b		
	a	b	R <sup>2</sup>
> 150 ha	0.6369	-0.0168	0.4045
> 500 ha	0.7753	-0.0143	0.5588
> 1000 ha	0.8801	-0.031	0.7704
> 2000 ha	1.2948	-0.037	0.901

Om voor laag Nederland een kwelkaart te vervaardigen is onderstaande werkwijze (figuur 4.7) gevolgd, waarbij in eerste instantie de gebiedsstudies zijn gebruikt, voor ontbrekende gebieden is teruggevallen op de STONE-kwelkaart. Vervolgens is deze kwelkaart voor laag Nederland samengevoegd met de kwelkaart voor hoog Nederland die in het kader van het project ‘Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken’ is bepaald (Van der Gaast *et al.*, 2006) (figuur 4.8).



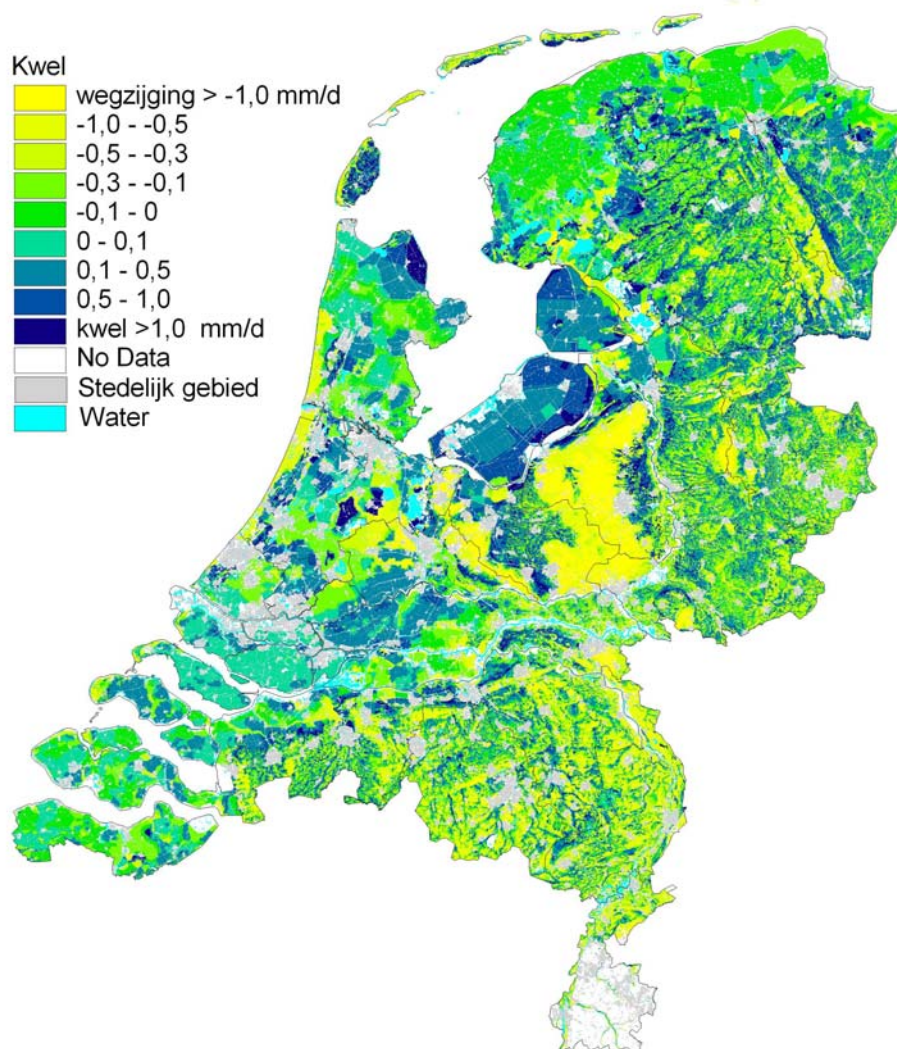
Figuur 4.7 Schema aanpak nieuwe kwelkaart laag Nederland

## 4.6 Selectie rekeneenheden

Voordat de vier kaarten met fysische parameters zijn samengevoegd, zijn deze geclassificeerd. Dit is gedaan om het aantal combinaties van fysische parameters te beperken. Totaal zijn voor 42545223 grids, oftewel 2.659.076 ha, de fysische eigenschappen bepaald. De toegepaste classificatie is weergegeven in tabel 4.2.

De geklassificeerde kaarten zijn samengevoegd tot een kaart met unieke combinatie. Het totale aantal combinatie bedraagt 249008. Dit aantal combinaties is te groot om in een redelijk tijdbestek door te rekenen. De arealen die horen bij de onderscheiden combinaties variëren in grootte van 0,0625 ha (1 grid) tot 2158 ha (34523 grids). Om de rekentijden beheersbaar te houden is besloten om een minimum criterium aan te

houden. Hierbij is gesteld dat een combinatie minimaal een areaal van 5 ha moet vertegenwoordigen, hetgeen resulteert in 59675 combinaties. Voor deze 59675 combinaties zijn tijdreeksmodellen opgezet en doorgerekend met het huidige klimaat en met de meetreeksen op basis van de vier klimaatscenario's.



Figuur 4.8 Kwel in mm/dag

Tabel 4.2 Toegepaste classificatie fysische eigenschappen

Fysische eigenschap	Aantal klassen	Omschrijving
Kwel	50	-6.5 - -1.5 mm/d stapgrootte 1 mm/d, -1.1 - 3.0 mm/d stapgrootte 0.1 mm/d, 3.5 - 7.5 mm/d stapgrootte 1 mm/d.
Berging	31	Stapgrootte 1 %
Drainageweerstand	68	30-200 d stapgrootte 10 d 200-500 d stapgrootte 20 d 500-1000 d stapgrootte 50 d 1000-5000 d stapgrootte 200 d 5000-10000 d stapgrootte 1000 d
Ontwateringsniveau	34	5-100 cm-mv stapgrootte 5 cm 100-200 cm-mv stapgrootte 10 cm 200-300 cm-mv stapgrootte 25 cm



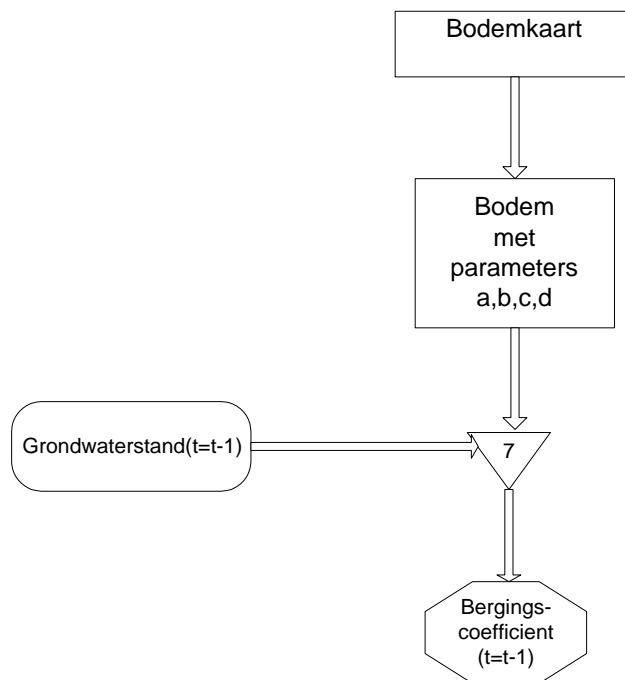
## 5 Parametrisering niet lineaire tijdreeksmodellen

### 5.1 Inleiding

In tegenstelling tot lineaire tijdreeksmodellen waarbij de fysische parameters één constante waarde hebben, worden bij niet lineaire modellen de fysische parameters als functie van de grondwaterstand gemodelleerd. In werkelijkheid zullen bergingscoëfficiënt, kwel en drainageweerstand variëren met de grondwaterstandsdiepte. Ook is het mogelijk om bij niet-lineaire modellen rekening te houden met verschil in drainagebasis, bijvoorbeeld als gevolg van het instellen van zomer- en winterpeil.

### 5.2 Bergingscoëfficiënt

De bergingscoëfficiënt bepaalt in sterke mate de dynamiek van de grondwaterstand. In § 3.5 is de methode met de bijbehorende formule gegeven voor het bepalen van de bergingscoëfficiënt. De grootte van de bergingscoëfficiënt is voor iedere tijdstap bepaald op basis van de bodemfysische informatie en de grondwaterstand op de voorgaande tijdstap ( $t-1$ ) (figuur 5.1).

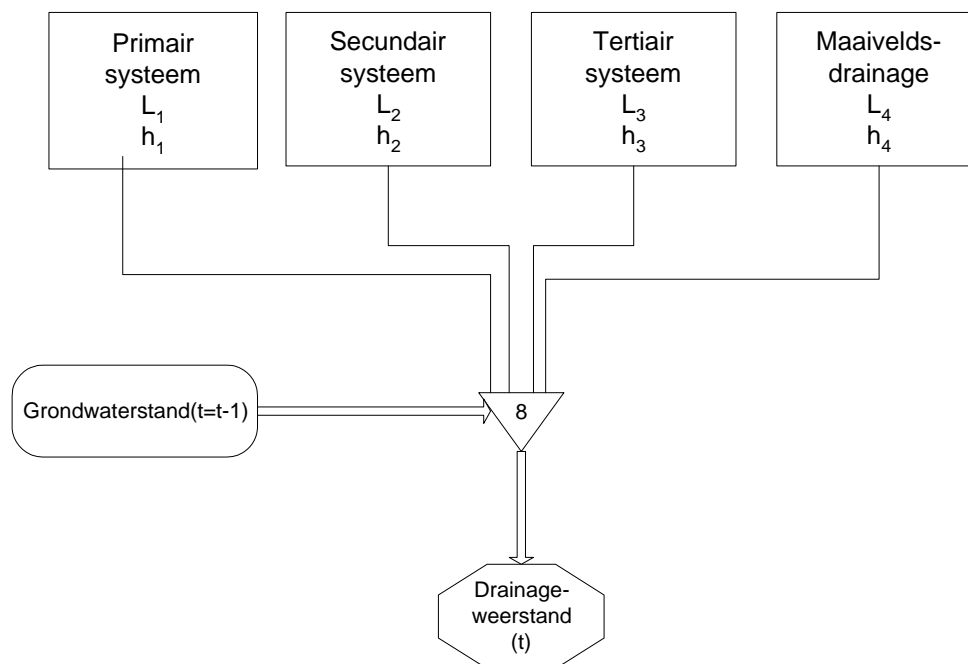


Figuur 5.1 Schematische weergave van de bepaling van de bergingscoëfficiënt per tijdstap (1 dag)

Indien de grondwaterstand nabij maaiveld komt wordt de bergingscoëfficiënt gecorrigeerd in verband met het voorkomen van maaiveldsdrainage en macroporiën (o.a. wortelgangen en wormgangen). Indien de grondwaterstand boven maaiveld uitkomt wordt een bergingscoëfficiënt van 1 aangehouden.

### 5.3 Drainageweerstand

De ontwateringskarakteristiek geeft het verband tussen de gemiddelde afgeleide van grondwaterstand en de specifieke afvoer (§ 3.6). Deze ontwateringskarakteristiek is voor het pilotgebied bepaald op basis van modelberekeningen die in het kader van het project 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken' beschikbaar zijn. Voor de binnen die studie berekende grondwatertrappen (Gt's) zijn de grondwaterstand en afvoergegevens tegen elkaar uitgezet. Vervolgens is de functie voor de ontwateringskarakteristiek gefit (zie § 3.6). De gefitte constante a en b van deze functie zijn representatief voor de desbetreffende Gt binnen de desbetreffende schematisatieeenheid. Om gebruik te kunnen maken van de functie voor de ontwateringskarakteristiek bij de niet-lineaire tijdreeksanalyse dient deze functie locatiespecifiek te zijn. Dit kan worden gerealiseerd door de gefitte constante a en b vlakdekkend te maken. Hiervoor is gebruik gemaakt van een tool die ontwikkeld is in het kader van het project 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken' (Van der Gaast *et al.*, 2006). Voor het vlakdekkend maken van de constante a en b is gebruik gemaakt van de GVG als vlakdekkende hulpinformatie, die binnen de schematisatieeenheden de relatie met de constante a en b beschrijft. Op deze wijze zijn voor het pilotgebied de constante a en b vlakdekkend gemaakt, waardoor voor ieder gridje de ontwateringskarakteristiek bekend is. Hiermee is ook de drainageweerstandrelatie bekend, aangezien de drainageweerstandrelatie de afgeleide van de ontwateringskarakteristiek is.



Figuur 5.2 Schematische weergave van de bepaling van de drainageweerstand per tijdstap (1 dag)

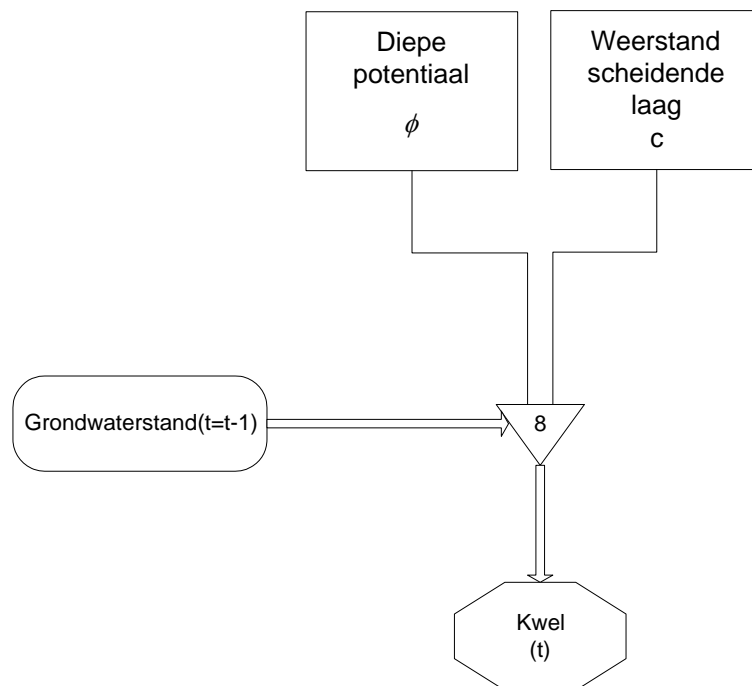


## 5.4 Ontwateringsbasis

De ontwateringsbasis wordt bepaald door het oppervlaktewaterpeil. Het oppervlaktewaterpeil kan per ontwateringssysteem verschillen en is bovendien in meer of mindere mate tijdsafhankelijk. Aangezien er wordt gerekend met een drainage-grondwaterstandsrelatie die is ontleend aan de ontwateringskarakteristiek wordt er met een variabele ontwateringsbasis gerekend. Hierbij dient te worden opgemerkt dat er geen rekening is gehouden met hysteresis en overige bodemkundige aspecten die van invloed zijn op de hydrologie.

## 5.5 Kwel/wegzijing

Voor de kwel/wegzijing is een lineaire relatie gebruikt die beschreven wordt door het stijghoogteverschil en een weerstandswaarde (§ 3.8; figuur 5.3). De gebruikte diepe stijghoogte en de systeemweerstand zijn afkomstig van de studie 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken'. In die studie zijn deze parameters gekalibreerd. Om de kwelfunctie bij de niet-lineaire tijdreeksanalyse te kunnen gebruiken is vlakdekkende informatie over de diepe stijghoogte en de systeemweerstand noodzakelijk. Voor het vlakdekkend invullen van deze parameters is dezelfde methode gebruikt als voor het vlakdekkend invullen van de ontwateringskarakteristiek (§ 5.3).



Figuur 5.3 Schematische weergave van de bepaling van de kwel/wegzijing per tijdstap (1 dag)

Binnen de gehanteerde methode is de diepe stijghoogte constant in de tijd verondersteld. In werkelijkheid zal de diepe stijghoogte echter ook in de tijd variëren. Deze fluctuatie van de diepe stijghoogte is in hoge mate afhankelijk van de weerstand, waardoor de fluctuatie van de diepe stijghoogte in het Holocene gebied

meestal geringer is dan de fluctuatie van de diepe stijghoogte in het zandgebied. Daarnaast kan worden opgemerkt dat in de praktijk de kwel of wegzijging op dagbasis veelal gering is, waardoor de gevoeligheid van de voorspelling voor kwel ook relatief gering is.

## **5.6 Maximale capillaire flux**

De maximale capillaire flux is vooral van belang in droge perioden met een verdampingsoverschot. Deze bepaalt in sterke mate de dynamiek van de grondwaterstand. In § 3.9 is de methode met de bijbehorende formules gegeven voor het bepalen van de maximale flux tot aan de onderkant van de wortelzone. De grootte van de maximale capillaire flux is voor iedere tijdstap bepaald op basis van de bodemfysische informatie en de grondwaterstand op de voorgaande tijdstap ( $t-1$ ). Indien de potentiële verdamping groter is dan de maximale capillaire flux wordt het neerslagoverschot gecorrigeerd. Hierbij wordt aangenomen dat de verdamping niet hoger kan zijn dan de maximale capillaire flux.

## 6 Resultaten lineaire tijdreeksmodellering

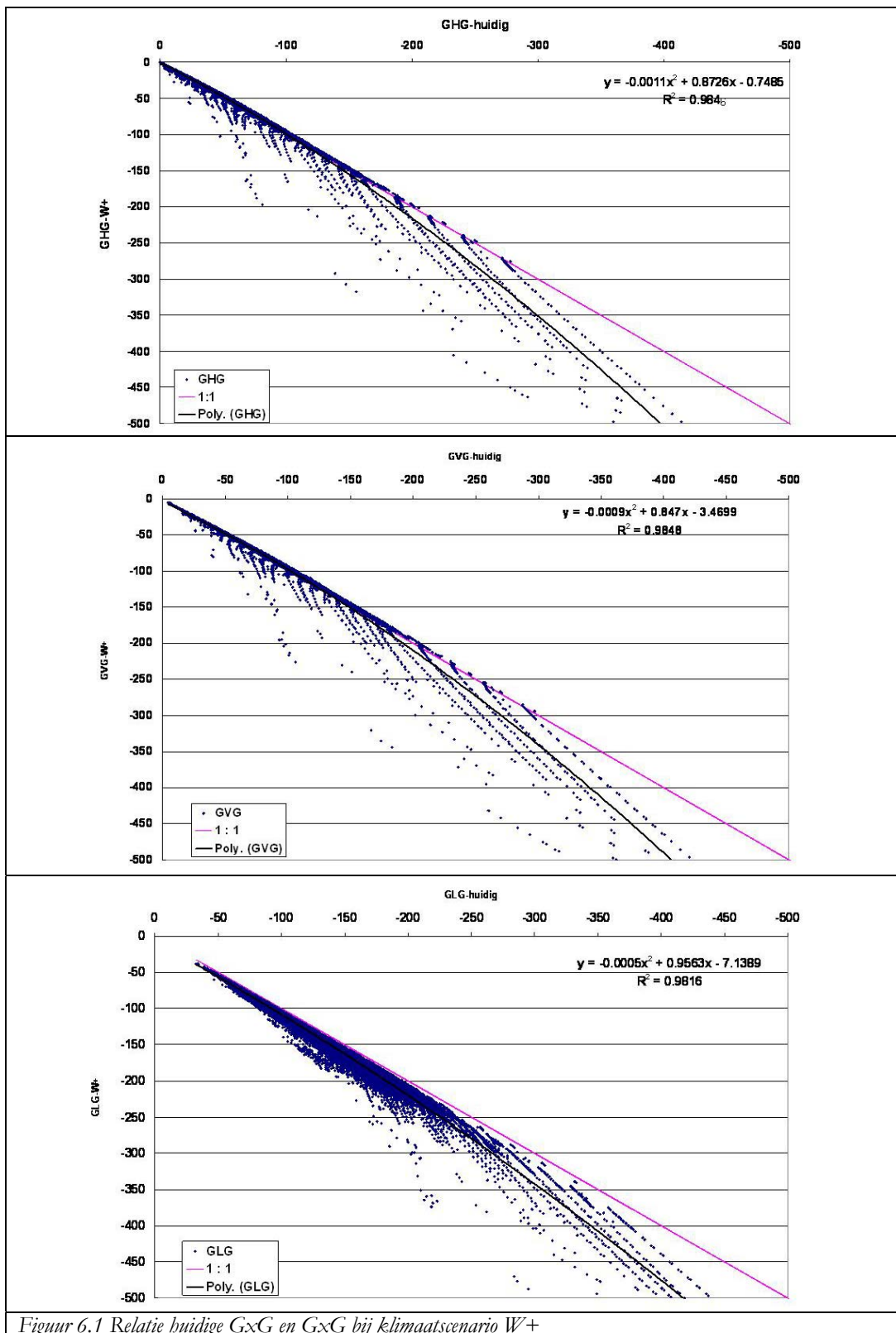
### 6.1 Inleiding

In hoofdstuk 3 en 4 is nader ingegaan op tijdreeksmodellering en de fysische parametrisatie van tijdreeksparameters. De relevante fysische parameters, bergingscoëfficiënt, drainageweerstand, ontwateringsdiepte en kwel, zijn landelijk toegekend op 25\*25 m schaal. Dit betekent dat voor elke pixel van 25\*25 m de fysische parameters bekend zijn en daarmee voor elke pixel een tijdreeks model kan worden opgezet. Om het aantal combinaties van fysische parameters te beperken zijn de parameters geclassificeerd in een beperkt aantal concrete waarden per fysische parameter. Voor 59675 combinaties zijn tijdreeksen berekend op basis van verschillende meteorieksen, tevens is de gevoeligheid voor variatie in de grootte van de fysische parameter geanalyseerd. Bij de vergelijking tussen het huidige en toekomstige klimaatscenario's is er voor gekozen om de huidige situatie te vergelijken met het W+-scenario, omdat dit als het meest extreme scenario kan worden beschouwd en dit scenario voor landbouw en natuur tevens kan worden gezien als het worst-case scenario.

### 6.2 Effecten op de GxG

De veranderingen in meteorologische omstandigheden tussen de huidige situatie en de situatie als gevolg van klimaatveranderingen zullen resulteren in veranderingen in de grondwaterstand. De fluctuatie van de grondwaterstand kan worden gekarakteriseerd in de vorm van de GHG, GVG en de GLG, samen ook wel aangeduid als de GxG. Om de effecten op de GxG in beeld te brengen zijn de GxG's voor de huidige situatie uitgezet tegen de GxG's voor het W+-scenario (figuur 6.1).

Uit figuur 6.1 blijkt duidelijk dat het effect van klimaatverandering bij het W+-scenario toeneemt naarmate de GxG droger is. Ter indicatie van de relatie is uit de tijdreeksmodellen het gemiddelde verschil in GxG tussen beide klimaatscenario's berekend op basis van een polynoom van de 2<sup>e</sup> graad. Indien gebruik wordt gemaakt van deze 2<sup>e</sup> graads polynoom kan meer inzicht in de gemiddelde verschillen tussen het huidige klimaat en het W+-scenario worden verkregen (tabel 6.1). Uit tabel 6.1 komt duidelijk naar voren dat de effecten het grootst zijn op de GLG, en dat voor de GxG de effecten groter worden naarmate de GxG dieper is.



Figuur 6.1 Relatie huidige GxG en GxG bij klimaatscenario W+

Tabel 6.1 Gemiddelde effecten op de GxG

	GxG_W+=a*GxG^2+b*GxG+c			Grondwaterstandverandering bij GxG				
	a	b	b	0	-50	-100	-150	-200
GHG	-0.0011	0.8726	-0.7486	-0.7	2.9	1.0	-6.4	-19.3
GVG	-0.0009	0.847	-3.4699	-3.5	1.9	2.8	-0.8	-8.9
GLG	-0.0005	0.9563	-7.1389	-7.1	-6.2	-7.8	-11.8	-18.4

### 6.3 Effecten per fysische parameter

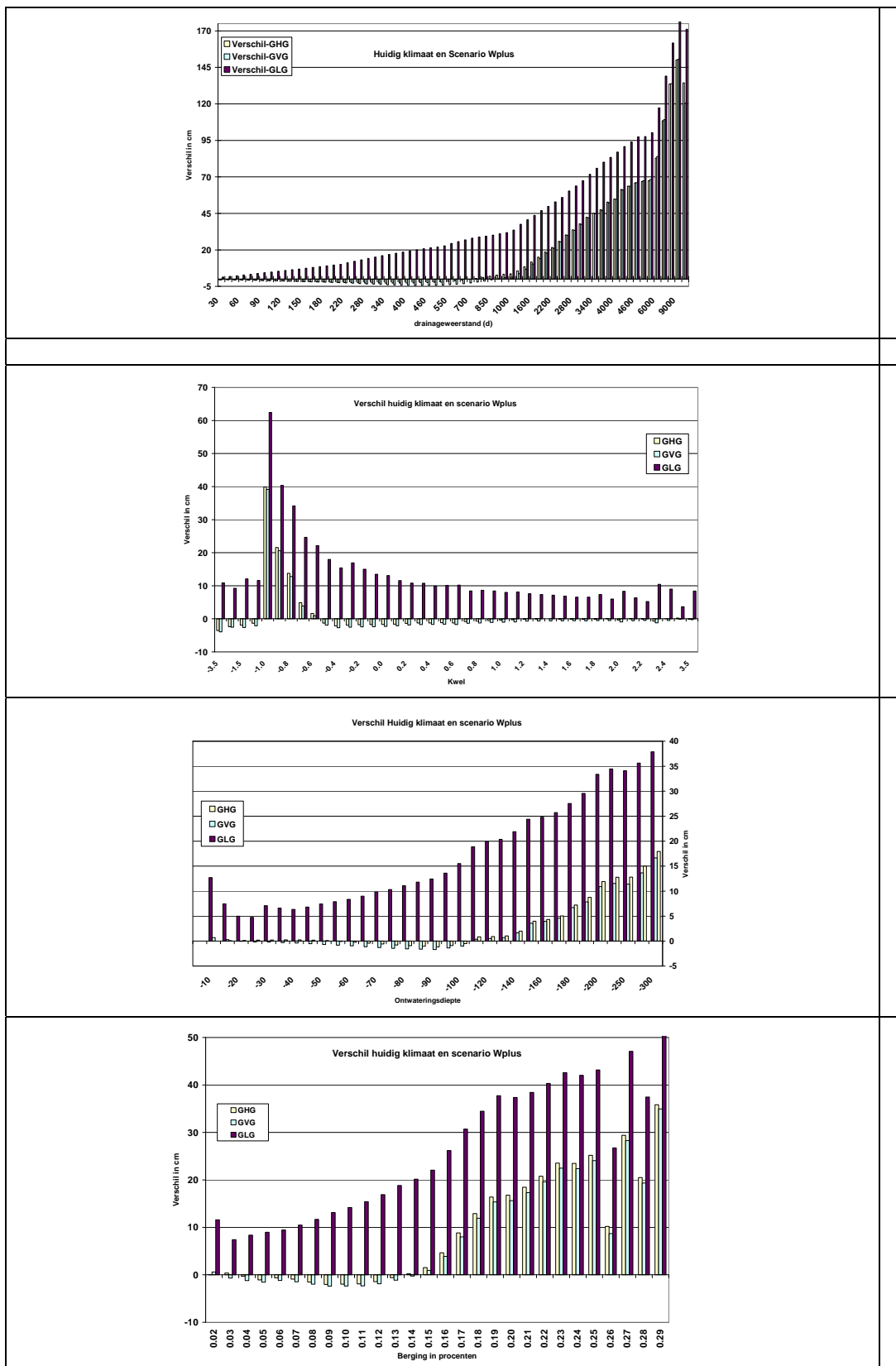
Naast de directe analyse van de GxG's is gekeken naar het effect van de afzonderlijke fysische parameters, drainageweerstand, kwel, ontwateringsdiepte en berging op het GxG-verandering als gevolg van de klimaatverandering. Hiervoor zijn dezelfde gegevens van alle doorgerkende combinaties gebruikt (figuur 6.2).

#### *Drainageweerstand:*

Voor de relatie tussen de grootte van de drainageweerstand en het klimaatseffect kunnen twee trajecten worden onderscheiden. In het eerste traject tussen 30 - 1000 dagen is een lineaire toename van het effect op de GLG zichtbaar terwijl we een gering effect zien op de GHG en de GVG. Bij waarden boven de 1000 dagen neemt het effect sterk lineair toe voor de GLG, voor de GHG en de GVG is er eveneens een toename zichtbaar, de toename voor de GLG en de GHG/GVG zijn vergelijkbaar.

#### *Kwel/wegzijging*

Voor de situaties met wegzijging (negatieve waarden) zien we een zeer sterke afname van het effect bij wegzijgingswaarden die groter dan 1 mm/d, deze waarden zijn niet erg reëel voor het zandgebied. Voor het westen van het land zou deze situatie wel lokaal voor kunnen komen, bijvoorbeeld in stroken langs droogmakerijen met zeer diepe peilen. Voor wegzijgingswaarden tussen 1 en 0,4 mm/d is er een sterke afname in de grootte van het klimaatseffect op zowel de GLG als op de GHG en de GVG. Voor de GHG en de GVG is bij een wegzijging van 0,4 mm/d het effect negatief. Voor wegzijgingswaarden kleiner dan 0,4 mm/d tot 0 mm/d en bij toenemende kwelsterkten zien we voor de GLG een verdere, maar minder sterke afname van het effect. Voor de GHG en de GVG zien we dat het negatieve effect geleidelijk afneemt naar geen effect. De tijdreeksmodellen geven een onverwacht effect bij wegzijgingswaarden groter dan 1 mm/d, zowel voor de GHG, GVG en GLG. In het zandgebied zijn grote wegzijgingswaarden niet reëel. De gevonden waarden dienen daarom alleen betrekking te hebben op laag-Nederland. In deze gebieden kan een hoge wegzijging in combinatie met een lage drainageweerstand een beperktere invloed opleveren.



Figuur 6.2 Relatie tussen de afzonderlijke fysieke factoren en de effecten van klimaatverandering op de GxG met behulp van tijdreeksmodellen

#### *Ontwateringsdiepte*

Voor de GLG zien we dat bij een geringe ontwateringsdiepte (<25 cm) het effect bij een toenemende ontwateringsdiepte afneemt. Dit kan worden verklaard door het geringe aantal combinaties binnen deze klasse. Voor de grotere ontwateringsdiepen zien we voor de GLG een toename tot een ontwateringsdiepte van 200 cm, boven de 200 cm is er de toename van het effect geringer.

Voor de GHG en de GVG zien we een toenemend negatief effect tot 100 cm, tussen 100 en 200 cm neemt het effect toe naarmate de ontwateringsdiepte toeneemt. Boven de 200 cm is er evenals bij de GLG een afvlakking van het effect zichtbaar.

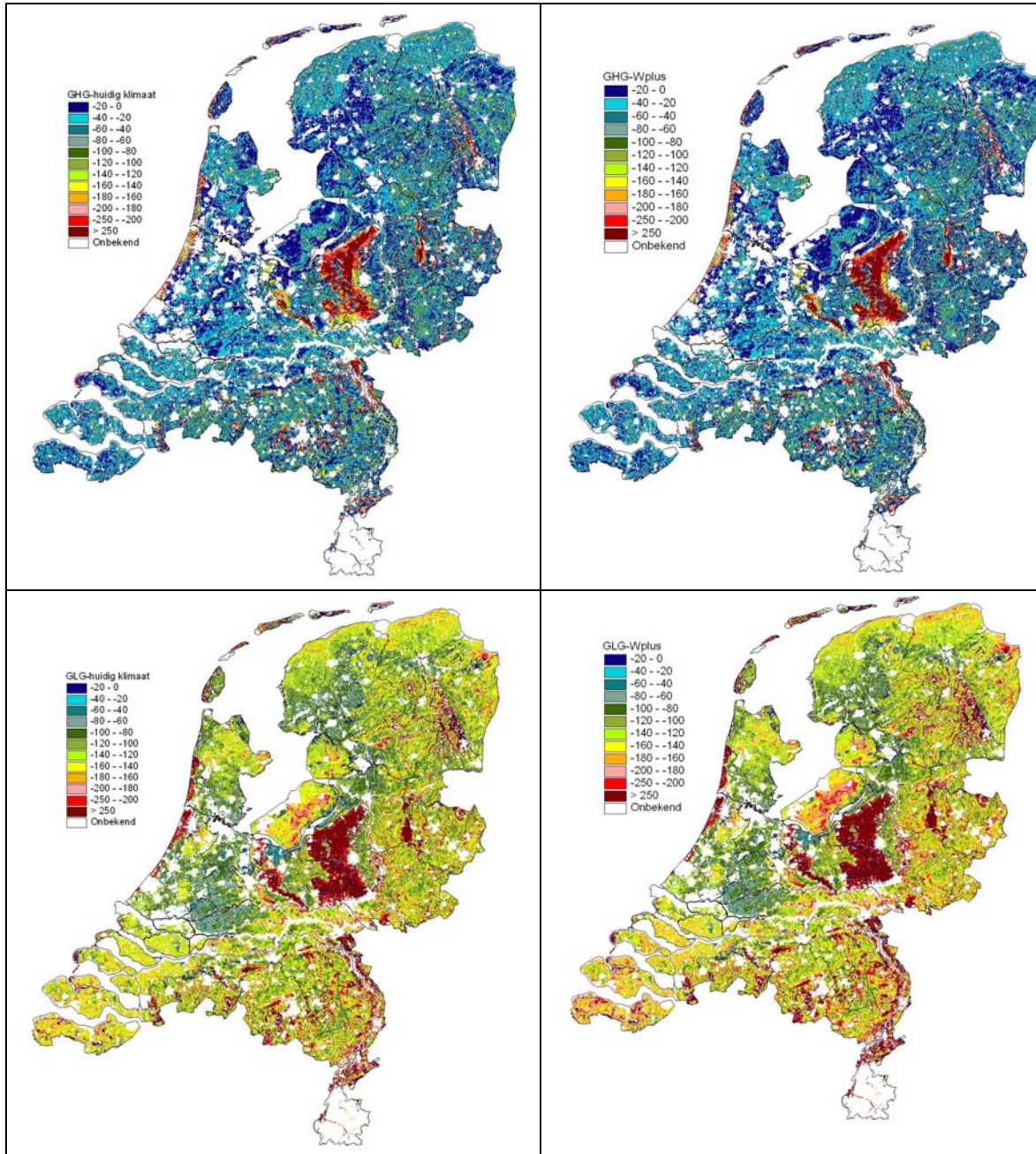
#### *Bergingscoëfficiënt*

Voor de GLG zien we een geleidelijke toename van het effect tot een bergingspercentage van 15%. Tussen 15 en 19% neemt het effect sterker toe, daarboven vindt er een zekere afvlakking plaats. De afwijkende waarden bij zeer geringe en zeer grote bergingscoëfficiënten kunnen worden verklaard door het geringe aantal combinaties in deze klasse. Voor de GHG en de GVG zien we negatieve effecten tot een bergingspercentage 14%. Tussen 14 en 22% neemt het effect evenals bij de GLG sterker toe, daarboven vindt er een zeker afvlakking plaats. De afwijkende waarden bij zeer geringe en zeer grote bergingscoëfficiënten kunnen evenals bij de GLG worden verklaard door het geringe aantal combinaties in deze klasse.

## **6.4 Ruimtelijke effecten**

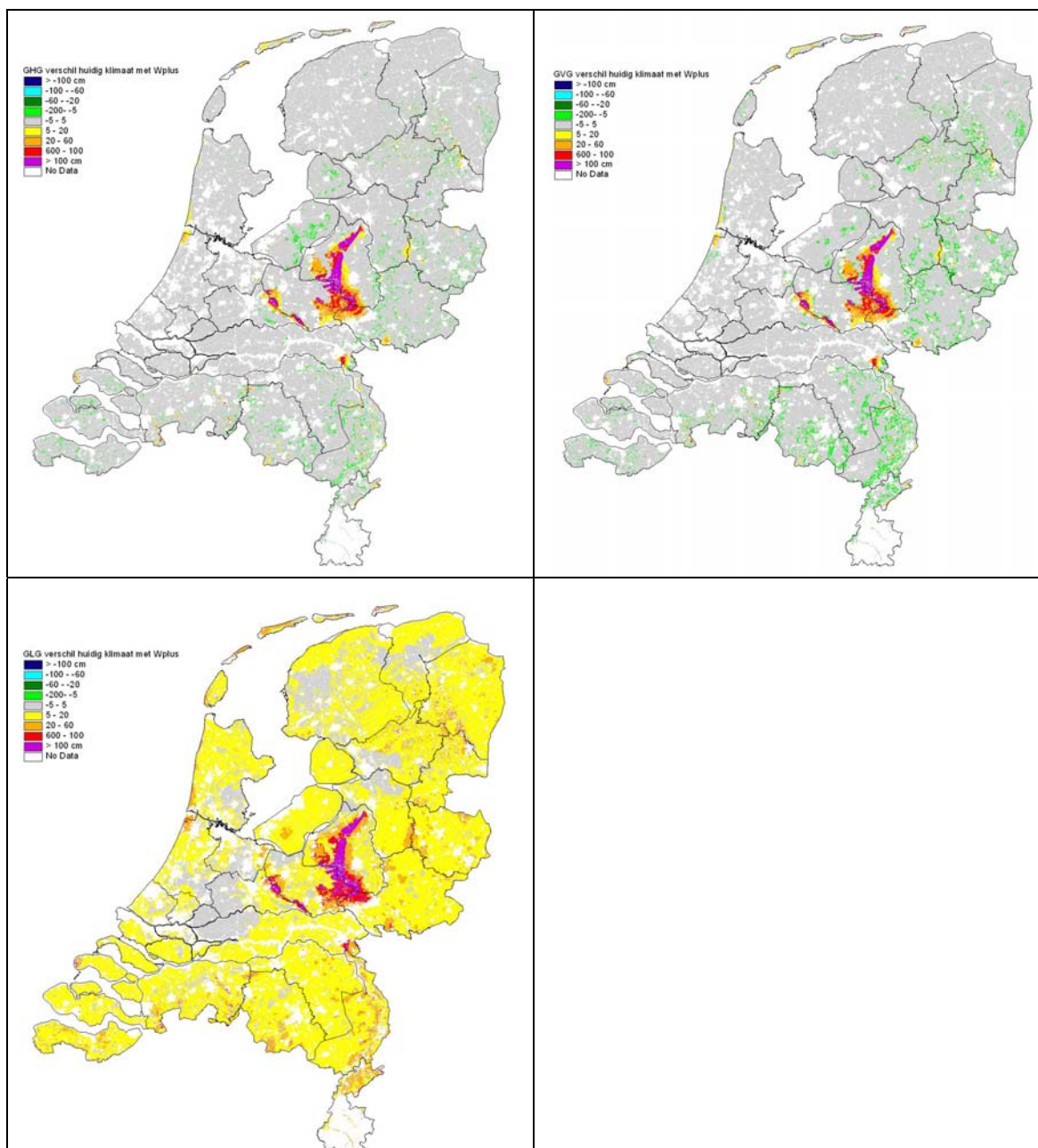
De berekende waarden voor de GxG zijn gebruikt om landsdekkende kaarten te maken van de GHG en de GLG (figuur 6.3). Deze ruimtelijke figuren geven voor zowel de huidige als het W+-scenario dezelfde patronen te zien. Om de effecten van het W+-scenario te zien zijn vervolgens de verschillen bepaald en ruimtelijk weergegeven (figuur 6.4).

De GHG en de GVG vertonen een vergelijkbaar beeld. Opvallend zijn de grote effecten voor de stuwwallen. Verder zijn de effecten voor grote delen van Nederland kleiner dan 5 cm. Ook is er in een aanzienlijk deel van vooral het zandgebied het effect negatief en groter dan 5 cm. Voor de GLG vallen wederom de stuwwallen op door het grote klimaateffect. De effecten in het kleigebied van laag Nederland en het zandgebied van hoog Nederland vallen in de klasse van 5-20 cm. Voor de veengebieden is het effect op de GLG kleiner dan 5 cm.



Figuur 6.3 Ruimtelijke weergave van GHG en GLG op basis van lineaire tijdreeksmodellen voor huidig en W+ klimaatscenario met meteogegevens op basis van De Bilt.



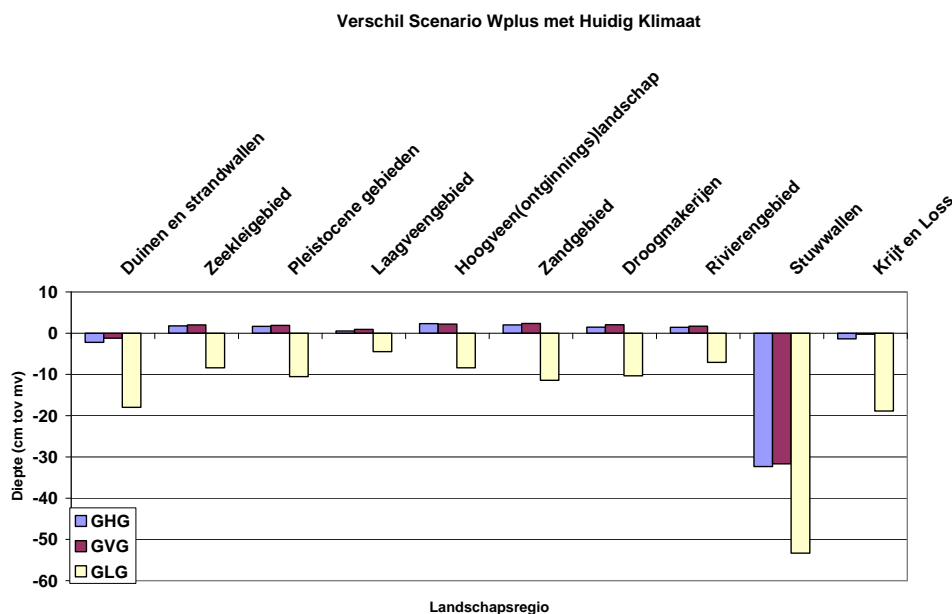


Figuur 6.4 Ruimtelijke verschillen in GHG, GVG en GLG op basis van lineaire tijdreeksmodellen voor huidig en W+ klimaatscenario met meteorologische gegevens op basis van De Bilt.

## 6.5 Effecten per landschapsregio

Het landelijk gemiddelde verschil bedraagt voor de GHG 0,7 cm, de GVG 0,3 cm en voor de GLG 12,5 cm. Om meer inzicht in het effect van het W+-scenario te krijgen zijn de verschillen te opzichte van de huidige situatie per landschapsregio bekeken (figuur 6.5). Het effect voor de GLG is mogelijk aan de hoge kant als gevolg van de grote verschillen die worden berekend voor de stuwwallen met o.a. de Veluwe. Dit

wordt veroorzaakt doordat het tijdreeks model rekent alsof de verdamping niet wordt gereduceerd, terwijl er zeker in stuwwallen met hangwaterprofielen bij een bepaalde grondwaterstandsdiepte geen capillaire nalevering meer plaatsvindt vanuit het grondwater. Aangezien het een lineair model betreft waarbij geen rekening gehouden wordt met eventuele verdampingsreductie zal het model de grondwaterstand in droge perioden te laag simuleren. Door de drogere zomers in scenario W+ berekent het model hierdoor te diepe grondwaterstanden.



Figuur 6.5 Gemiddelde van het verschil tussen de GxG bij Huidig klimaat en bij scenario W+ (+ = stijging, - = daling)

Aangezien de verschillen vooral op de Veluwe aanzienlijk zijn is een willekeurige combinatie (149439) op de Veluwe geselecteerd om nader te analyseren. De rekencombinatie heeft een ontwateringsdiepte van -190 cm-mv, welke in het model op basis van de kwel/wegzijging wordt gecorrigeerd, een drainageweerstand van 10000 d, een bergingcoëfficiënt van 0,2 en een wegzijging van -1 mm/d. De rekenresultaten met het tijdreeksmodel voor het huidige klimaat en scenario W+ zijn weergegeven in tabel 6.2.

Tabel 6.2 Rekenresultaten plot 149439 op de Veluwe

	Huidig	W+	Vershil
GHG	-472,2	-643,9	-171,7
GVG	-497,5	-669,5	-172,0
GLG	-607,4	-805,1	-197,7

Het effect van het W+-scenario kan worden gecontroleerd aan de hand van de verandering in het neerslagoverschot (tabel 6.3). Aangezien het een locatie betreft met een zeer hoge drainageweerstand (10000 d) dient vrijwel al het neerslagoverschot als wegzijging te worden afgevoerd. Uitgaande van een drainageweerstand van 10000 dagen en een afname van het neerslagoverschot van 0,19 mm/dag (tabel 6.3) zal dit resulteren in een gemiddelde grondwaterstandsverlaging van 189,9 cm (vermindering

opbolling:  $dh = q \cdot c$ ). De berekende waarden voor de GxG met het tijdreeksmodel (tabel 6.2) liggen in de nabijheid van deze waarde.

Tabel 6.3 Gemiddeld langjarig neerslagoverschot in mm/dag voor huidig klimaat en bij W+ scenario

Meteo	Huidig klimaat	W+
Neerslag	2.1812	2.1298
Verdamping	1.4861	1.6246
Neerslagoverschot	0.6951	0,5052
Afname neerslagoverschot		0,1899

Het voorbeeld geeft eveneens duidelijk aan dat naarmate de grondwaterstand dieper is de effecten groter zijn. De effecten op de GLG in het zandgebied zijn 11.8 cm, de stuwwallen 52.1 cm, het Pleistoceen gebieden 10.9 cm en het hoogveen (ontginningslandschap) 8.7 cm. Hieruit kan worden geconcludeerd dat het effect op de GLG met uitzondering van de stuwwallen ca. 11 cm bedraagt in het zandgebied.

## 6.6 Plausibiliteit

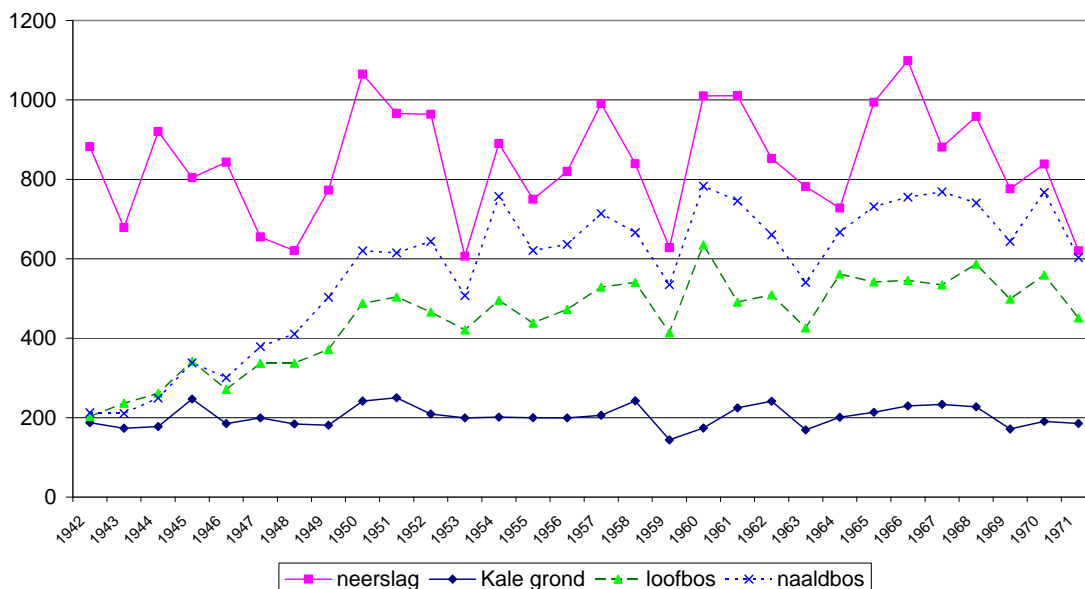
Aangezien klimaatverandering tot gevolg heeft dat het over het algemeen natter wordt in de winter en droger wordt in de zomer is de verwachting in eerste instantie dat de GHG hoger wordt en de GLG lager wordt, en de fluctuatie van de grondwaterstand toeneemt. De resultaten geven echter aan dat de GHG en GVG maar nauwelijks omhoog gaan. Dit wordt veroorzaakt door een begrenzing van de grondwaterstand in natte situaties. Het maaiveld kan namelijk gezien worden als een min of meer harde grens die tot gevolg heeft dat de grondwaterstand nauwelijks meer stijgt bij een toename van de neerslag. De nattere omstandigheden in de winter hebben tot gevolg dat de grondwaterstand vaker tot het maaiveld zal gaan stijgen. Aangezien boven maaiveld veel water kan worden geborgen is de getalsmatige stijging relatief gering. Ook de toename van het piekerig verloop van de neerslag kan tot gevolg hebben dat de grondwaterstand vaker tot in maaiveld komt.

De daling van de GVG als gevolg van het W+-scenario kan op plausibiliteit worden getoetst indien een vergelijking kan worden gemaakt met de huidige situatie. Met betrekking tot de GLG is de volgende vuistregel bekend (Van Soesbergen et. al, 1986): De LG3 in een 10%-droog jaar is ca 20 cm lager is dan de GLG. Indien we kunnen bepalen hoe extreem een klimaatscenario ten opzichte van het huidige klimaat is dan kan het effect op de GLG op plausibiliteit worden getoetst. Hiervoor kan gebruik worden gemaakt van het maximale neerslagtekort in het groeiseizoen. Het maximale neerslagtekort in het groeiseizoen in een gemiddeld jaar voor het toekomstig meest extreem scenario W+ bedraagt gemiddeld 229 mm. Voor het huidige klimaat geldt dat het maximale neerslagtekort in een 10% droogjaar 254 en in een gemiddeld jaar 157 mm bedraagt (tabel 6.4). Dit verschil bedraagt ca 100 mm. De toename voor het W+ scenario voor de gemiddelde situatie bedraagt ca 72 mm. Dit betekent globaal een effect op de GLG van 14 cm en komt overeen met de gevonden waarde van 11 cm. Daarnaast kan hieruit worden geconcludeerd dat een gemiddeld jaar in het W+-scenario grofweg overeenkomt met een 20% droog jaar binnen het huidige klimaat.

Tabel 6.4 Maximale vochttekorten in de zomer

jaar	Huidig	G	G+	W	W+
10%	254	253	298	266	359
50%	157	160	179	171	229

### Neerslag en verdamping (mm/jaar)



Figuur 6.6 Gemiddelde jaarlijkse neerslag en verdamping van kale grond, loofbos en naaldbos in de lysimeters van Castricum (Massop et al., 2005).

Lysimeteronderzoek in Castricum geeft nader inzicht in het effect van de grondwateraanvulling als gevolg van het type bos. Gedurende de jaren 1942 – 2000 is in Castricum de verdamping van natuurlijke vegetaties gemeten m.b.v. grote 25x25 m lysimeters. Neerslag en drainwaterafvoer zijn gemeten en de verdamping is als restterm bepaald. Er waren 4 lysimeters met de vegetaties: kale grond, duinstruweel, loofbos en naaldbos. Pena (2003) heeft een eerste analyse op de gegevens van de eerste 30 jaar (1942-1971) uitgevoerd. De gemiddelde neerslag over de 20 jaren van 1952-1971 bedraagt 852 mm/jaar. Over die periode bedraagt de gemiddelde verdamping van kale grond, loofbos en naaldbos respectievelijk 205, 506 en 674 mm/jaar (figuur 6.6). De verdamping fluctueert aanmerkelijk minder dan de neerslag en benadert in droge jaren de neerslag. Bij grote neerslaghoeveelheden neemt de nuttige neerslag en daarmee de grondwateraanvulling aanzienlijk toe. De fluctuatie van de neerslag is ca. 400 mm terwijl de fluctuatie van de grondwateraanvulling van loofbos ongeveer 200 mm en voor naaldbos ongeveer 250 mm bedraagt. Deze meetgegevens geven aan dat er een terugkoppelmechanisme aanwezig is tussen de hoeveelheid neerslag op jaarbasis en de verdamping van bos. Hierdoor zijn de berekende effecten voor het duingebied en de Veluwe waarschijnlijk overschat. Daarnaast bestaat de vraag in hoeverre de neerslagverdeling van invloed is op de verdamping en de hiermee samenhangende grondwateraanvulling. Aangezien de neerslagverdeling van jaar tot jaar sterk kan verschillen en er op basis van de lysimetergegevens vooral een correlatie tussen de verdamping en de gemiddelde

jaarneerslag lijkt te zijn is de neerslagverdeling wellicht van ondergeschikt belang. Dit kan waarschijnlijk worden verklaard doordat bomen een relatief dikke wortelzone hebben en er in bossen veelal een niet te onderschatten dikke strooisellaag voorkomt die vaak meer vocht kan vasthouden dan de grond zelf, waardoor de beschikbare vochtvoorraad in de bodem relatief groot is. Daarnaast kan dit mogelijk ook worden verklaard doordat de interceptieverdamping van bosopstanden schommelingen in de neerslagverdeling deels compenseren. De interceptieverdamping bedraagt in Nederland gemiddeld voor loofbos ca. 28% en voor naaldbos ca. 43% van de bruto jaarlijkse neerslag. De interceptieverdamping van bossen hangt naast de boomsoort ook af van de locatie waar ze geplant zijn. Bosopstanden die liggen in de nabijheid van de kust kennen een aanzienlijk hogere interceptieverdamping dan bossen die verder landinwaarts gelegen zijn (Dolman et. al., 1994)



## 7 Resultaten niet lineaire tijdreeksmodellering voor een proefgebied

Bij het analyseren van de resultaten van de lineaire tijdreeksanalyse is naar voren gekomen dat niet-lineaire processen een belangrijke rol spelen bij de fluctuatie van de grondwaterstand. De begrenzing aan de bovenkant nabij maaiveld en de afname van de verdamping, als gevolg van een reductie van de capillaire nalevering bij een dalende grondwaterstand, zijn hier belangrijke voorbeelden van. Hiernaast zijn ook de bergingscoëfficiënt, drainageweerstand, kwel/wegzijging en oppervlaktewaterstand variabel in de tijd en in meer of mindere mate afhankelijk van de grondwaterstand.

### 7.1 Ruimtelijke vergelijking

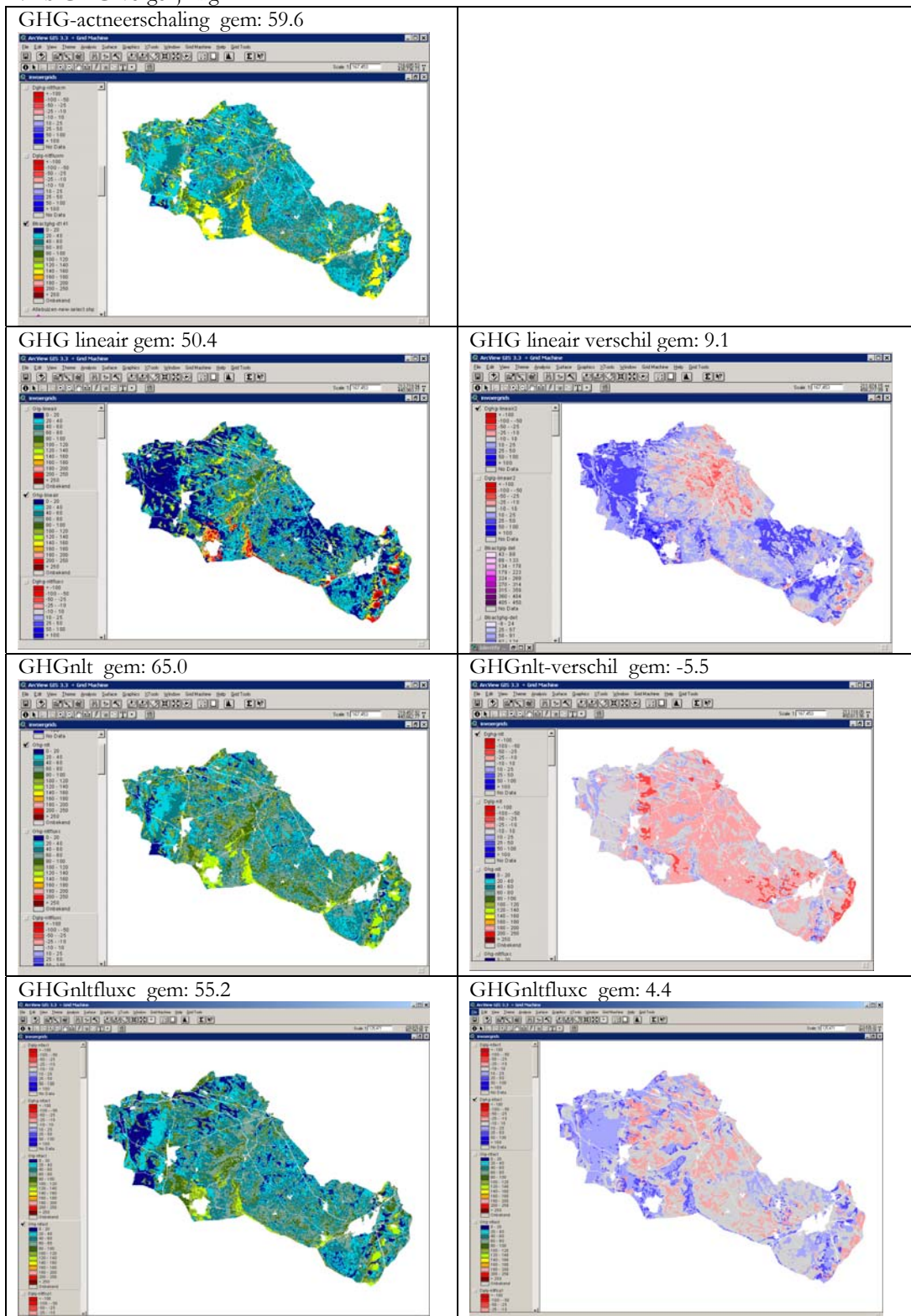
Om meer inzicht te krijgen in het effect van niet-lineaire processen die het grondwaterstandverloop beïnvloeden zijn niet-lineaire tijdreeksmodellen opgezet. In het niet-lineaire model worden alle relevante parameters bijgesteld op basis van de grondwaterstand op de voorgaande tijdstap ( $t-1$ ). Op deze manier zijn de bergingscoëfficiënt, drainageweerstand en kwel/wegzijging grondwaterstandsafhankelijk gemaakt. In figuur 7.1 zijn de resultaten alsmede de verschillen voor het pilotgebied Baaksche Beek weergegeven. Uit de figuren komt naar voren dat de GHG en GLG goed gereproduceerd kunnen worden op basis van fysische tijdreeksmodellen. Ook het gebruik van een lineair tijdreeksmodel geeft redelijk goede resultaten. Indien naar het ruimtelijke beeld van de verschillen wordt gekeken zijn er echter wel patronen zichtbaar die voor de GHG een relatie lijken te hebben met de droge en natte gebieden. In eerste instantie is het niet-lineaire tijdreeksmodel opgezet zonder rekening te houden met verdampingsreductie. Tijdens de analyse is echter naar voren gekomen dat de GLG systematisch te droog werd gesimuleerd. Dit is waarschijnlijk het gevolg van het niet verdisconteren van verdampingsreductie als gevolg van een beperking van de capillaire nalevering. Om dit probleem te ondervangen is het model uitgebreid met een grondwaterstandsafhankelijke verdampingsreductie. Binnen het model wordt op basis van de grondwaterstand op de voorgaande tijdstap voor het desbetreffende bodemtype de maximale capillaire flux berekend. Indien de maximale capillaire flux niet aan de verdampingsvraag kan voldoen wordt de potentiële verdamping naar beneden bijgesteld. Dit heeft tot gevolg dat de grondwaterstand in droge perioden minder snel uitzakt, hetgeen de rekenresultaten ten goede komt. De afname van de capillaire nalevering bij een daling van de grondwaterstand blijkt een belangrijk terugkoppelmechanisme. Daarnaast blijkt uit de analyse voor het pilotgebied dat goed geparametriseerde niet-lineaire fysische modellen goed in staat zijn het huidige verloop van de grondwaterstand weer te geven. Voor gebieden die bodemkundig gezien complexer zijn is nader onderzoek wenselijk om te onderzoeken in hoeverre de grondwaterstand met niet-lineaire fysische tijdreeksmodellen kunnen worden gereproduceerd. Voor meer complexe gebieden is het waarschijnlijk van groter belang de bodem op een juiste manier te schematiseren en te parameteriseren.

7.1a Omschrijving GxG-kaarten

Neergeschaalde actuele GxG	
GxG met lineair tijdreeksmodel	Verschil met actuele GxG
GxG met niet-lineair tijdreeksmodel	Verschil met actuele GxG
GxG met niet-lineair tijdreeksmodel en aanpassing maximale kritieke z-afstand	Verschil met actuele GxG

*Figuur 7.1 Lineaire en niet lineaire tijdreeksmodellering voor het pilotgebied Baaksche Beek met huidige klimaatreeks*

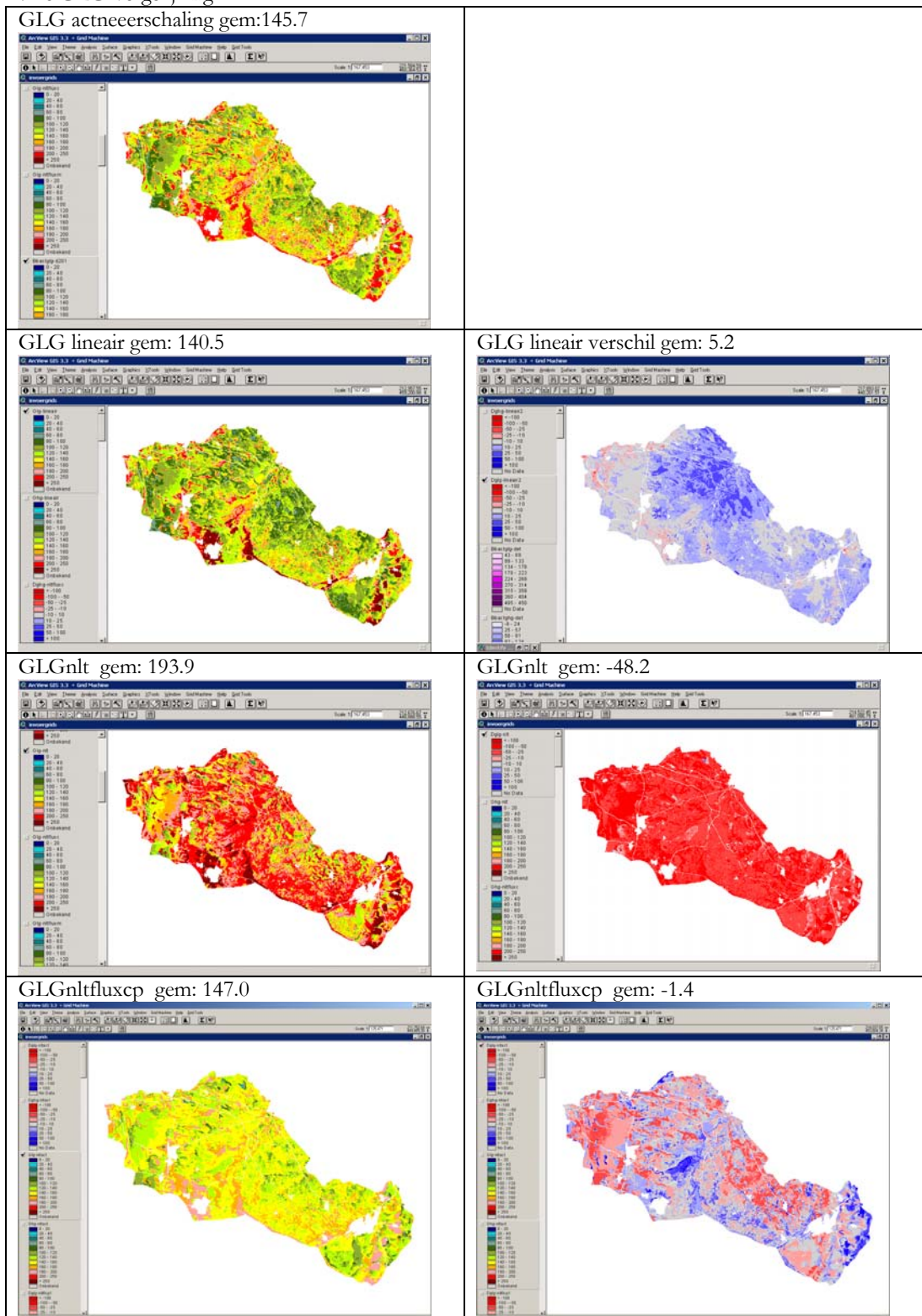
7.1b GHG-vergelijking



*Vervolg Figuur 7.1 Lineaire en niet lineaire tijdreeksmodellering voor het pilotgebied Baaksche Beek met huidige klimaatreeks*



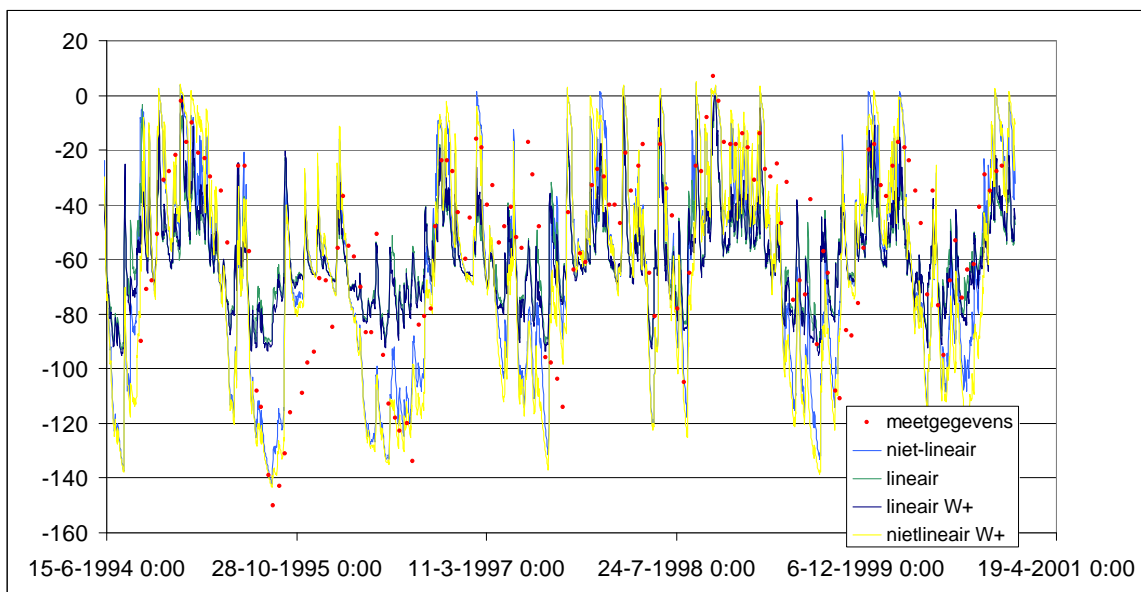
7.1c GLG-vergelijking



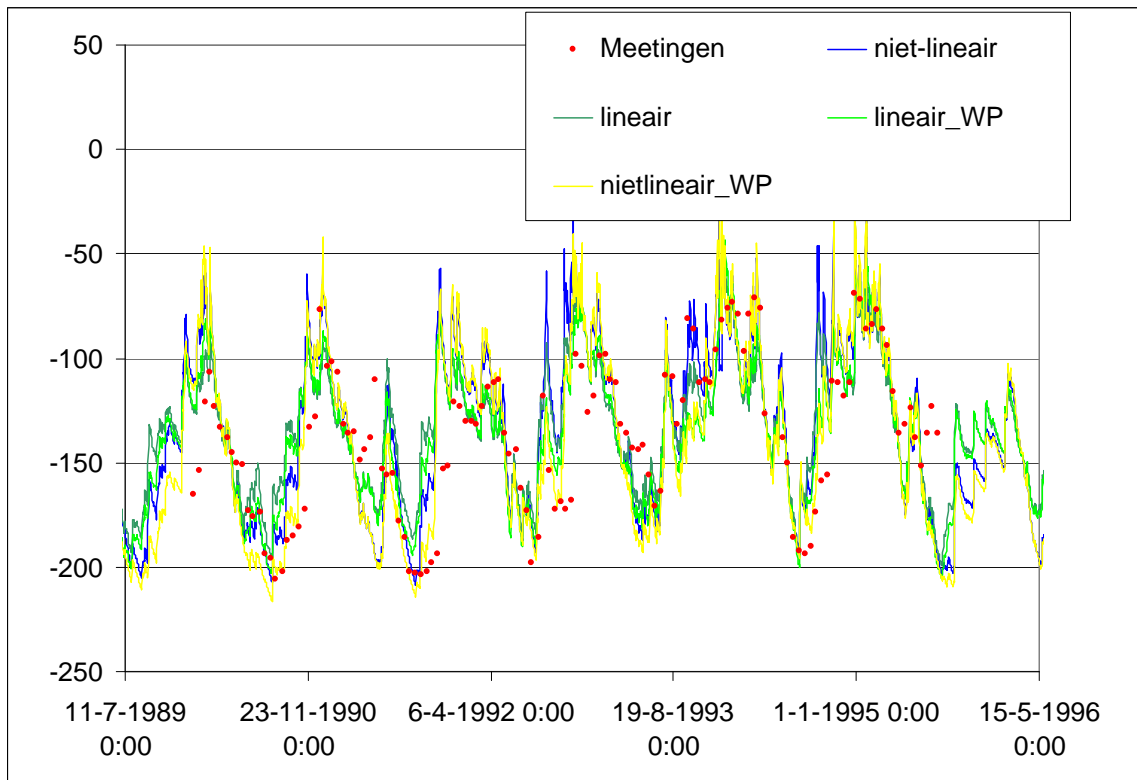
Vervolg Figuur 7.1 Lineaire en niet lineaire tijdreeksmodellering voor het pilotgebied Baaksche Beek met huidige klimaatreeks

## 7.2 Vergelijking op puntlocaties

Naast de ruimtelijke analyse is ook het berekende grondwaterstandsverloop op enkele puntlocaties bestudeerd. Hiervoor zijn enkele peilbuizen binnen het pilotgebied geselecteerd die wat Gt-betreft ongeveer overeenkomen met de neergeschaalde actuele Gt-kaart. Hierdoor worden eventuele verschillen tussen de neergeschaalde actuele Gt-kaart en buisgegevens als gevolg van numerieke verdroging zo veel mogelijk voorkomen. De vergelijking op puntlocaties heeft namelijk als doel om te kijken in hoeverre de fluctuatie van de grondwaterstand in de tijd door de tijdreeksmodellen, welke gebaseerd zijn op fysische gegevens, goed wordt gesimuleerd. Daarnaast is de vergelijking op de peilbuislocaties met meetgegevens gebruikt om verschillende tijdreeksmodellen te vergelijken. Hiervoor zijn de berekende tijdreeksen voor zowel het lineaire als het niet-lineaire model voor de actuele en het klimaatscenario W+ weergegeven (figuur 7.2 en 7.3). Bij de berekeningen is gebruik gemaakt van het weerstation De Bilt. Aangezien de neerslag in De Bilt niet overeen hoeft te komen met de neerslag in het Baakse beekgebied kunnen ook hierdoor verschillen met de meetgegevens optreden. Uit de figuren kan worden geconcludeerd dat vooral het niet-lineaire model de fluctuatie van de grondwaterstand in de tijd goed beschrijft. Het effect van klimaatverandering lijkt gering.



Figuur 7.2 Vergelijking lineaire en niet-lineaire tijdreeksresultaten voor huidige en W+-klimaatscenario met gemeten grondwaterstanden voor peilbuislocatie 41BP7020



Figuur 7.3 Vergelijking lineaire en niet-lineaire tijdreeksresultaten voor huidige en W+-klimaatscenario met gemeten grondwaterstanden voor peilbuislocatie 33HP0144

### 7.3 Effect van klimaatverandering

Voor het verkrijgen van inzicht in de kwaliteit van de tijdreeksmodellen zijn berekeningen uitgevoerd voor het klimaatscenario W+. In figuur 7.4 zijn de resultaten voor zowel het lineaire en het niet-lineaire tijdreeksmodel weergegeven voor respectievelijk de GHG en de GLG. Uit deze vergelijking komt naar voren dat het lineaire model de effecten van klimaatverandering enigszins overschat. Dit wordt veroorzaakt door de eerdergenoemde niet-lineaire effecten die vooral in het natte en het droge traject van de grondwaterstand van belang zijn.

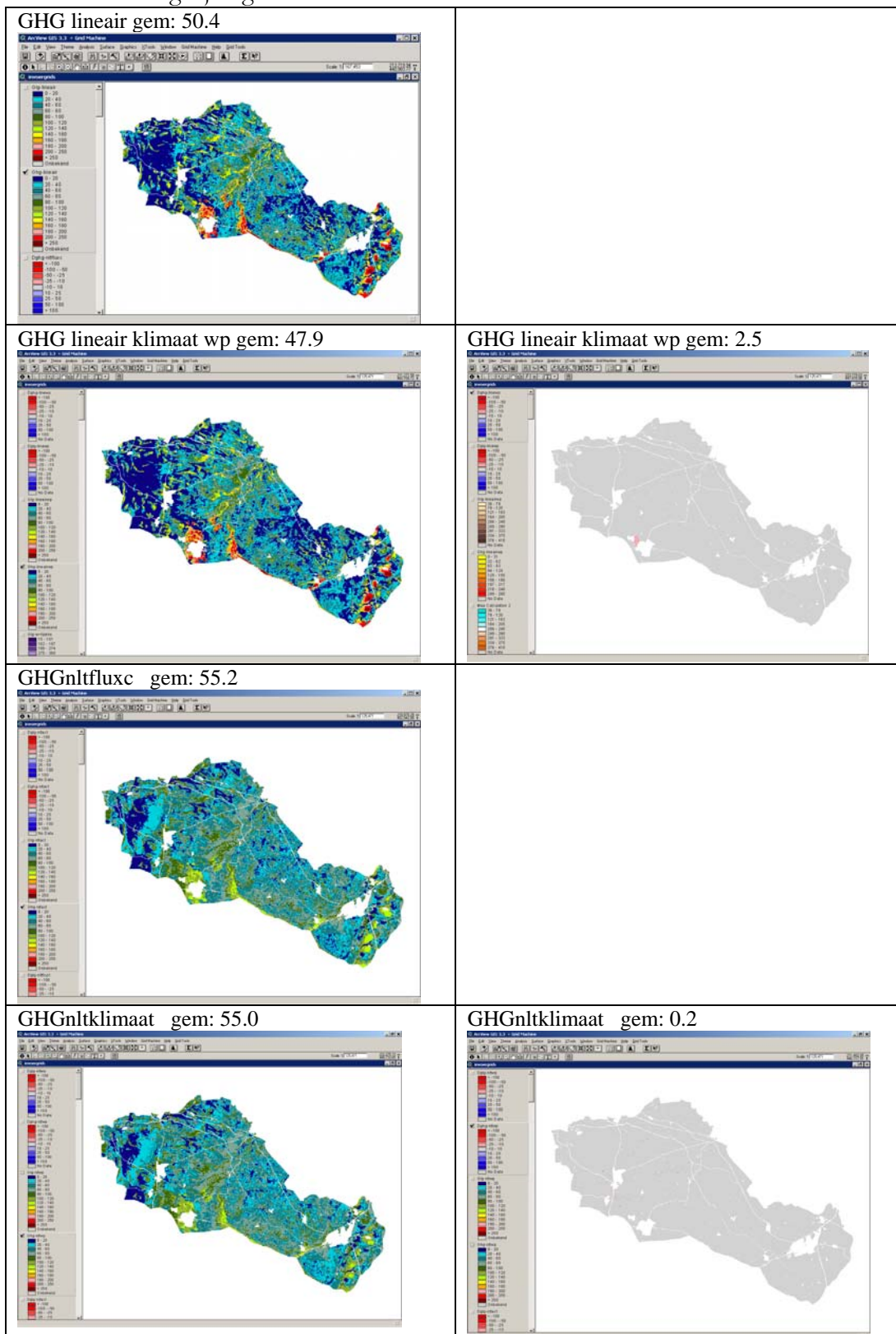
#### 7.4a Omschrijving GxG-kaarten

GxG met lineair tijdreeksmodel huidig klimaat	
GxG met lineair tijdreeksmodel klimaat W+	Verskil met lineair model huidig klimaat
GxG met niet-lineair tijdreeksmodel <sup>1)</sup> huidig klimaat	
GxG met niet-lineair tijdreeksmodel <sup>1)</sup> klimaat W+	Verskil met niet-lineair model huidig klimaat

<sup>1)</sup> Met aangepaste maximale kritieke z-afstand

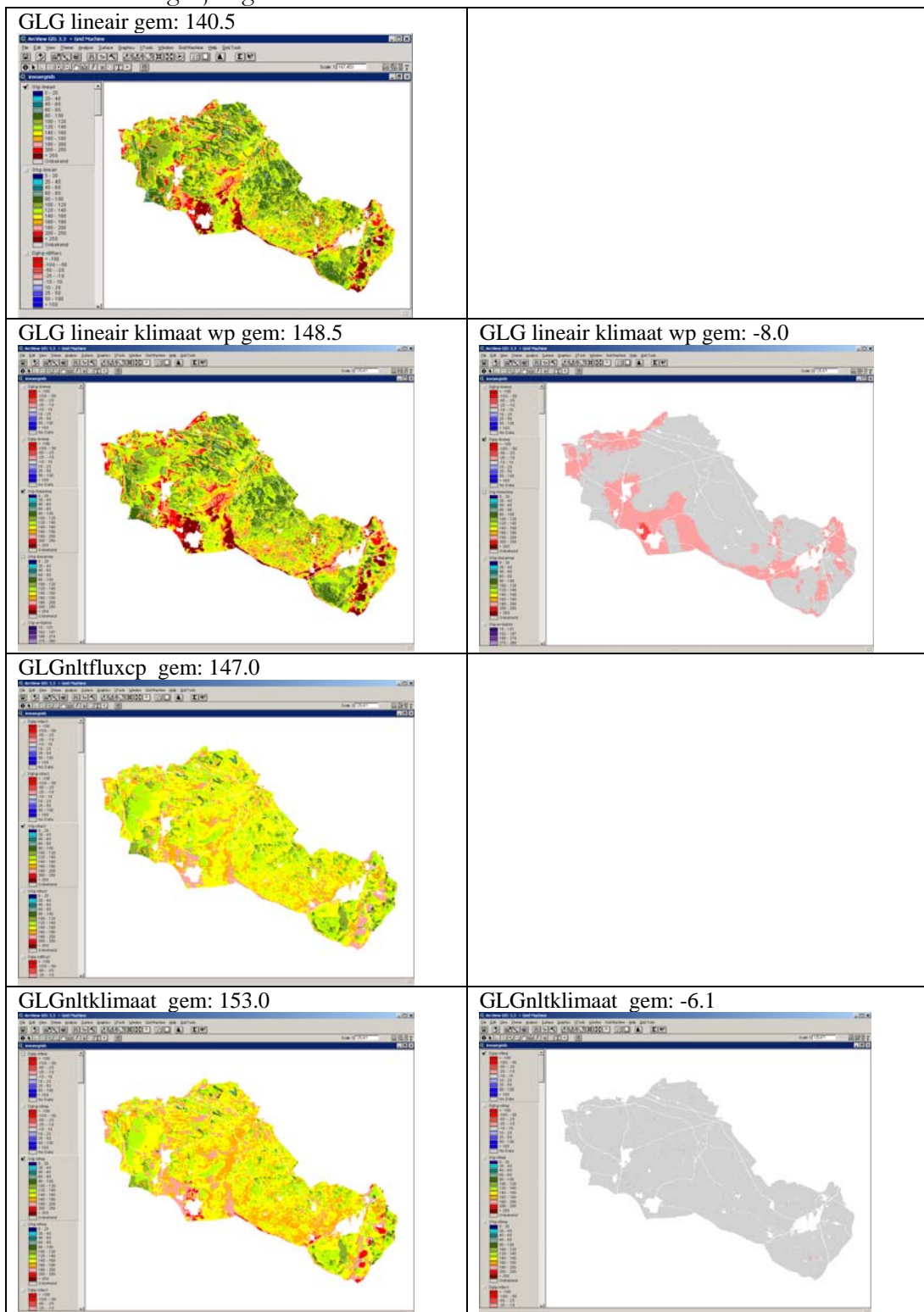
Figuur 7.4 Lineaire en niet lineaire tijdreeksmodellering voor het pilotgebied Baaksche Beek op basis van klimaatreeks W+

## 7.4b GHG-vergelijking



Vervolg Figuur 7.4 Lineaire en niet lineaire tijdreeksmodellering voor het pilotgebied Baaksche Beek op basis van klimaatreeks W+

7.4c GLG-vergelijking



Vervolg Figuur 7.4 Lineaire en niet lineaire tijdreeksmodellering voor het pilotgebied Baaksche Beek op basis van klimaatreeks W+



## 8 Watervraag

### 8.1 Inleiding

In Nederland is de watervraag van belang voor de gebruiksmogelijkheden in het landelijk gebied. De watervraag wordt gestuurd door de gewenste doorspoeling i.v.m. zout (vooral in het Holocene deel van Nederland) en het gewenste grond en oppervlaktewaterregime (GGOR), welke bepaald wordt door de functie (en binnen de EHS door Natuurdoelen). Binnen deze studie zijn daarom landsdekkende kaarten voor de beschikbaarheid van en de behoefte aan water gegenereerd. Hierbij is rekening gehouden met de beschikbare hoeveelheid vocht voor de vegetatie in de wortelzone, het vochttekort waaraan de vegetatie onderhevig is gedurende het groeiseizoen (gegeven het klimaat) en de capillaire nalevering vanuit het grondwater naar de wortelzone. Andere aspecten zoals bijvoorbeeld de gewenste doorspoeling zijn binnen deze studie buiten beschouwing gelaten. Klimaatverandering zal tot gevolg hebben dat de verdamping en daarmee het vochttekort toeneemt, daarnaast kan de fluctuatie in de grondwaterstand toenemen door een andere neerslagverdeling, hetgeen effect heeft op de capillaire nalevering. Door gebruik te maken van klimaatscenario's kan bij gebruik van modellen rekening gehouden worden met klimaatverandering en daarmee inzicht worden verkregen in de toekomstige watervraag, rekeninghoudend met de waterbeschikbaarheid vanuit het grondwater. In dit hoofdstuk worden een aantal landsdekkende kaarten met informatie over de veranderingen in de waterbeschikbaarheid en de hiermee samenhangende watervraag als gevolg van klimaatverandering afgeleid. De veranderingen van de watervraag geeft o.a. informatie over veranderingen in de wateraanvoerbehoefte en beregeningsbehoefte als gevolg van klimaatverandering.

De vegetatie beschikt aan het begin van het groeiseizoen over een vochtvoorraad in de wortelzone. Als deze voorraad samen met eventuele neerslagaanvulling gedurende het groeiseizoen niet toereikend is, kan deze al dan niet via capillaire nalevering uit het grondwater worden aangevuld. De grondwaterafhankelijkheid van de vegetatie wordt bepaald door de mate waarin het gewas via capillaire nalevering een aanvulling krijgt op de benodigde vochtvoorraad. Dit kan een deel of het hele groeiseizoen betreffen, ook is het mogelijk dat de vegetatie in het geheel geen gebruik kan maken van capillaire nalevering, nl. als de grondwaterstand zich te diep onder het maaiveld bevindt. Het profieltype geeft aan welke situatie op een bepaalde locatie van toepassing is. Allereerst wordt ingegaan op het vochtleverend vermogen en het vochttekort in een 10%-droog jaar. Vervolgens wordt de vochtvoorraad in de wortelzone in kaart gebracht en daarna de bijdrage vanuit het grondwater (capillaire nalevering). Door gebruik te maken van deze aspecten is het mogelijk om Nederland in te delen in profieltypen die de grondwaterafhankelijkheid aangeven.

## 8.2 Vochtleverend vermogen van de bodem

Het vochtleverend vermogen van de grond wordt door Van Soesbergen et al (1986) gedefinieerd als de hoeveelheid vocht die in een groeiseizoen van 150 dagen (1 april tot 1 september) en in een droog jaar (zgn. 10% droog jaar) aan de plantenwortel kan worden geleverd. Een droog jaar is een jaar, waarvan Van Soesbergen aannam dat de potentiële verdamping tijdens het groeiseizoen de neerslag met meer dan 200 mm overtreft (tabel 8.1). Deze situatie doet zich statistisch eens in de 10 jaar voor. De hiervoor benodigde gegevens zijn ontleend aan het KNMI-station De Bilt en gelden voor een fictief gewas (bij benadering gras). In paragraaf 8.3 wordt het neerslagtekort in het groeiseizoen nader gekwantificeerd.

Tabel 8.1 Gemiddeld neerslagtekort (mm) vanaf 1 april in een groeiseizoen van 150 dagen in een 10% droog jaar (Buisband, 1980).

Periode	Neerslagtekort
1 april — 1 mei	20
1 april — 1 juni	65
1 april — 1 juli	115
1 april — 1 augustus	165
1 april — 1 september	200

Het neerslagtekort bepaald de watervraag. Het vochtleverend vermogen van de grond is bepalend voor het aanbod en is afhankelijk van:

- Beschikbare vochtvoorraad in de effectieve wortelzone, afhankelijk van dikte van de effectieve wortelzone en drukhoogte aan begin van het groeiseizoen,
- Capillaire nalevering, afhankelijk van de capillaire eigenschappen van het bodemprofiel en het grondwaterstandsverloop; hiervan zijn vooral de gemiddelde voorjaarsgrondwaterstand (GVG) en de gemiddeld laagste grondwaterstand (GLG) in een 10% droog jaar (LG3) van belang.

## 8.3 Neerslagtekort groeiseizoen

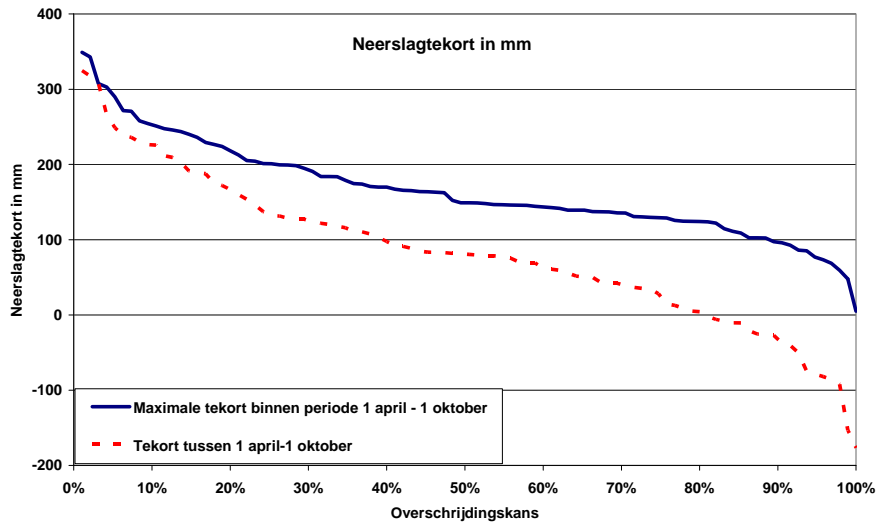
Om het neerslagtekort over het groeiseizoen te bepalen zijn in het verleden verschillende methoden gehanteerd, nl:

- Veelal wordt het neerslagtekort in het groeiseizoen bepaald op basis van het cumulatieve neerslagtekort over de periode 1 april en 1 oktober (Cultuurtechnische Vereniging, 2000). Deze periode wijkt af van de definitie van Van Soesbergen (1986), hij gebruikt de periode 1 april – 1 september.
- Binnen deze periode kan echter een kortere periode voorkomen waarvoor het neerslagtekort groter is. Door Huinink (Cultuurtechnische Vereniging, 2000) is het maximale tekort binnen het groeiseizoen als maat genomen voor het vochttekort.

Om het vochttekort te karakteriseren is voor beide methoden het neerslagtekort in een 10%-droog jaar op basis van een lange meetreeks (95 jaar) geanalyseerd. In figuur 8.1 is de overschrijdingskans voor het vochttekort volgens beide benaderingen



grafisch weergegeven. Uit deze grafiek zijn vervolgens voor meteorostation De Bilt waarden voor het neerslagtekort afgeleid (tabel 8.2).



Figuur 8.1 Overschrijdingskansen van de neerslagtekort voor de periode 1 april – 1 oktober volgens twee methoden

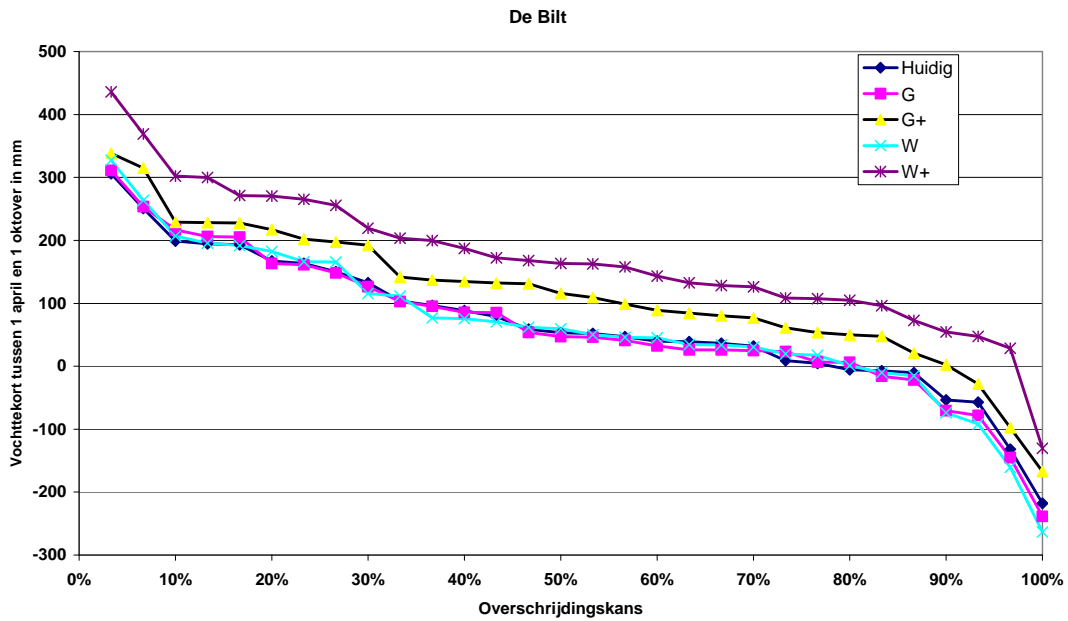
Tabel 8.2 Overschrijdingskansen van het neerslagtekort tussen begin en eind van de periode 1 april – 1 oktober alsmede het maximale tekort over deze periode

Overschrijdingskans	Neerslagtekort (mm)		
	Maximaal	1 april - 1 oktober	Vershil
10%	252	226	26
30%	192	126	66
50%	149	81	68
70%	135	41	94
90%	97	-32	129

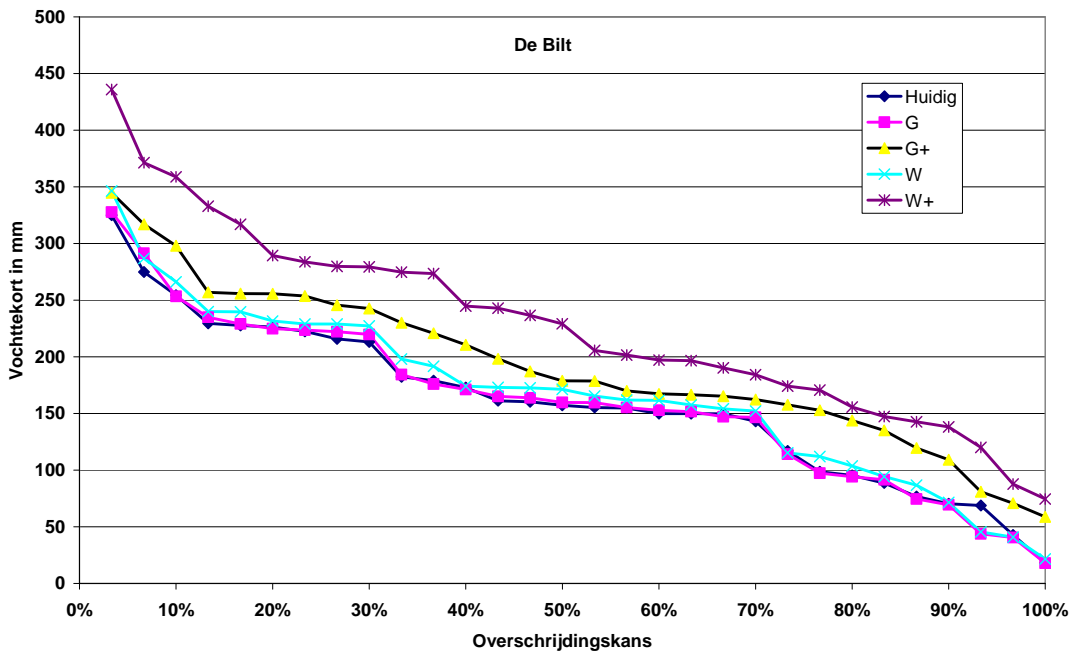
Voor een 10-% droogjaar bedraagt het maximale vochttekort op basis van de meteorogegevens voor De Bilt 252 mm. Huinink (Cultuurtechnische Vereniging, 2000) vindt voor Twente op basis van de meetreeks 1965-1995, voor een gemiddeld jaar een neerslagtekort van 120 mm en voor een 10 %-droog jaar een tekort van 240 mm. Voor De Bilt liggen deze waarden resp. 29 en 12 mm hoger, mogelijk is een deel van het verschil te verklaren uit het gebruik van dagcijfers voor De Bilt en decadijfers voor Twente. Het maximale vochttekort is altijd groter dan het verschil over het groeiseizoen. Naarmate de overschrijdingskans afneemt wordt het verschil kleiner, hetgeen ook tot uiting komt in figuur 8.1.

Indien beide methoden worden gebruikt om de overschrijdingskansen van het neerslagtekort voor de klimaatscenario's te bepalen dan kan het effect van klimaatverandering op het vochttekort in beeld worden gebracht (figuur 8.2 en 8.3). In de figuren kan worden afgelezen dat het meest extreme W+ scenario een toename van het (maximale) vochttekort in de orde van 100 mm tot gevolg heeft. Deze toename van het vochttekort zal tot gevolg hebben dat de behoefte aan capillaire

nalevering groter is. Daarnaast kan de toename ook effect hebben op bijvoorbeeld de beregningsbehoefte en/of de wateraanvoerbehoefte.



Figuur 8.2 Overschrijdingsduur vochttekort tussen 1 april en 30 september in de huidige situatie en voor 4 klimaatscenario's voor tijdshorizon 2050



Figuur 8.3 Overschrijdingsduur maximale vochttekorten tussen 1 april en 30 september in de huidige situatie en voor 4 klimaatscenario's voor tijdshorizon 2050

Op basis van de meetreeksen voor het huidige klimaat en voor het W+-scenario is het neerslagtekort voor het groeiseizoen in een 10% droog jaar weergegeven in tabel 8.3, ter vergelijking zijn de getallen volgens Buishand (tabel 8.1) tevens weergegeven.

Tabel 8.3 Neerslagtekort in het groeiseizoen (tussen 1 april en 30 september) bij huidig klimaat en klimaatscenario W+ in een 10% droog jaar

Periode	Buishand	Huidig	W+
1 april - 15 april		27.6	29.2
1 april - 1 mei	20	56.8	61.6
1 april - 15 mei		77.2	84.0
1 april - 1 juni	65	93.6	110.8
1 april - 15 juni		127.5	149.3
1 april - 1 juli	115	136.4	170.0
1 april - 15 juli		151.8	210.9
1 april - 1 augustus	165	187	243.9
1 april - 15 augustus		219.8	296.1
1 april - 1 september	200	218.8	291.4
1 april - 15 september		201.1	301.8
1 april - 1 oktober		201.9	305.0

De waarden volgens Buishand verschillen van de gegeven waarden voor het huidige klimaat, deze verschillen zijn het grootst in het begin van het groeiseizoen. De tekorten van Buishand en voor het huidige klimaat zijn gebaseerd op verschillende meetperiodes. De waarden voor het huidige klimaat en scenario W+ zijn gebruikt voor de bepaling van de watervraag in dit onderzoek.

#### 8.4 Beschikbare vochtvoorraad wortelzone

De volumefractie beschikbaar water in de wortelzone is uit de vocht karakteristieken (pF-curve) van de wortelzone af te leiden. We nemen aan dat de hoeveelheid beschikbaar vocht in de wortelzone gelijk is aan het verschil tussen de volumefractie aan het begin van het groeiseizoen en die bij een drukhoogte  $h = -16\ 000$  cm (verwelkingspunt). Aan het begin van het groeiseizoen correspondeert de volumefractie water met de drukhoogte, die - afgezien van het teken - gelijk genomen wordt aan de afstand van de grondwaterspiegel tot het midden van de wortelzone. De aldus bepaalde drukhoogte kan te klein zijn (denk aan min teken), dus te droog, voor de situatie met wat diepere grondwaterstanden. Voor die gevallen moet een correctie worden toegepast die samenhangt met de aard van het bodemmateriaal en de capillaire eigenschappen van de ondergrond.

Voor het bepalen van de beschikbare vochtvoorraad in de wortelzone zijn de volgende factoren van belang:

- bewortelingsdiepte op basis van bodem (21 eenheden) en landgebruik;
- de aard en samenstelling van de wortelzone (pF-curve) en de drukhoogte in de wortelzone aan begin groeiseizoen (GVG, doorlaatfactor en opdrachtigheid).

#### 8.4.1 Bewortelingsdiepte

De wortelzone is de grondlaag waarin de levende wortels aanwezig zijn, meestal wordt dit beschouwd als de laag waarin het overgrote deel (ca. 90 %) van de werkzame (haar-) wortels zich bevindt (Butijn, 1958). Rijtema (1971) introduceerde het begrip 'effectieve wortelzone' en definieerde deze als de laag van het profiel waarin 80% van de wortels aanwezig is. Hierbij is ook aangegeven dat de effectieve wortelzone samenvalt met de laag in een profiel die de worteldiepte beperkt. De diepte van deze zone is in eerste instantie genetisch bepaald. Daarnaast hangt de diepte van de beworteling ook af van andere factoren zoals lucht, water, voedingsstoffen, indringingsweerstand van de bodem en warmte (Houben, 1979; Jansen, 1986).

De bewortelbare diepte van de grond geeft aan tot welke diepte plantenwortels maximaal in de grond kunnen doordringen. De bewortelbare diepte is een profieleigenschap die een relatie heeft met het landgebruikstype, terwijl de bewortelingsdiepte informatie geeft over de dikte van de wortelzone van een bepaald gewas. De bewortelingsdiepte kan afhankelijk van het bodemtype worden beperkt. Hierbij spelen de volgende beperkende factoren voor wortelgroei een belangrijke rol: pH, aëratie en indringingsweerstand.

Bij pH(KCl)-waarden beneden 3,5 à 4 is vrijwel geen beworteling meer mogelijk. De aëratie speelt voornamelijk een rol bij veengronden, moerige gronden en sommige zavel- en kleigronden. Bij luchtgehalten van minder dan 10 à 15% wordt de beworteling sterk beperkt. Een slechte aëratie kan worden veroorzaakt door zowel een hoge grondwaterstand, als een slechte bodem-structuur. De indringingsweerstand is de voornaamste beperkende factor op zand- en brikgronden. De kritische grens voor het bewortelen ligt bij een indringingsweerstand van 2,5 à 3,0 MPa. Indien een stelsel van voldoende grote verticale poriën aanwezig is, verschuift de kritische grens naar hogere waarden; voor veel zandgronden ligt deze tussen 3 en 5 MPa.

Bezien we vanuit de groei van het gewas de bewortelbare diepte van het profiel, dan spreken we dus van bewortelbare diepte. Onder bewortelingsdiepte wordt hier verstaan de diepte waar een één- of tweejaars, volgroeid gewas nog juist voldoende wortels in een 10% droog jaar kan laten doordringen om het aanwezige vocht aan de grond te onttrekken. Elders wordt dit ook wel effectieve bewortelingsdiepte genoemd.

Onder een juist voldoende aantal wortels verstaan we ca. 4 wortels per  $\text{dm}^2$ , in een aan de wand van een kuil gemeten vlakje van 10 cm breedte bij 10 cm hoogte. Dit aantal is betrekkelijk arbitrair. Het berust op veldervaring en wordt onder het nodige voorbehoud gegeven.

Voor deze studie is de bewortelingsdiepte gekoppeld aan de vereenvoudiging van de bodemkaart 1: 50 000 in 21 zogenaamde PAWN-eenheden. Voor 4 grond-

gebruikstypen zijn de gehanteerde waarden voor de bewortelbare diepte weergegeven in tabel 8.4.

Tabel 8.4 Bewortelbare diepte per landgebruikstype

Bodemtype	Bewortelbare diepte (cm)			
	Gras	Akkerbouw	Struweel	Bos
1 Veengronden met veraarde bovengrond	30	40	40	80
2 Veengronden met veraarde bovengrond op zand	25	40	40	80
3 Veengronden met kleidek	30	40	40	80
4 Veengronden met kleidek op zand	30	40	40	80
5 Veengronden met zanddek op zand	25	35	35	70
6 Veengronden met moerige gronden op ongerijpte klei	20	30	30	40
7 Stui/zand-gronden	30	50	60	110
8 Podzolgrond in leemarm, fijn zand	25	30	35	70
9 Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand	25	30	35	70
10 Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand op grof zand	25	30	35	70
11 Podzolgrond in sterk lemig, fijn zand op keileem of leem	30	35	35	70
12 Enkeerdgrond in zwak lemig, fijn zand	40	55	70	90
13 Beekeerd-grond in sterk lemig, fijn zand	30	45	40	80
14 Podzolgrond in grof zand	25	30	35	70
15 Homogene zavelgronden	35	60	70	110
16 Homogene, lichte kleigronden	35	60	60	110
17 Kleigrond, met zware tussenlaag of ondergrond	30	40	40	80
18 Kleigronden op veen	25	35	35	60
19 Klei op zandgronden	35	50	40	70
20 Klei op grof zand	35	45	45	80
21 Leemgronden	35	70	70	110

### 8.4.2 Drukhoogte

Bij hydrostatisch drukverloop is de drukhoogte in de wortelzone gelijk te nemen met de afstand van de grondwaterspiegel tot het midden van de wortelzone. Als begin van het groeiseizoen wordt 1 april aangehouden, de grondwaterstand op die datum kan worden gekarakteriseerd met de GVG. De aldus bepaalde drukhoogte uit de GVG kan te klein zijn (denk aan min teken), dus te droog, voor de situatie met wat diepere grondwaterstanden. Voor die situaties dient een correctie te worden aangebracht die samenhangt met de aard van het bodemmateriaal en de capillaire eigenschappen van de ondergrond.

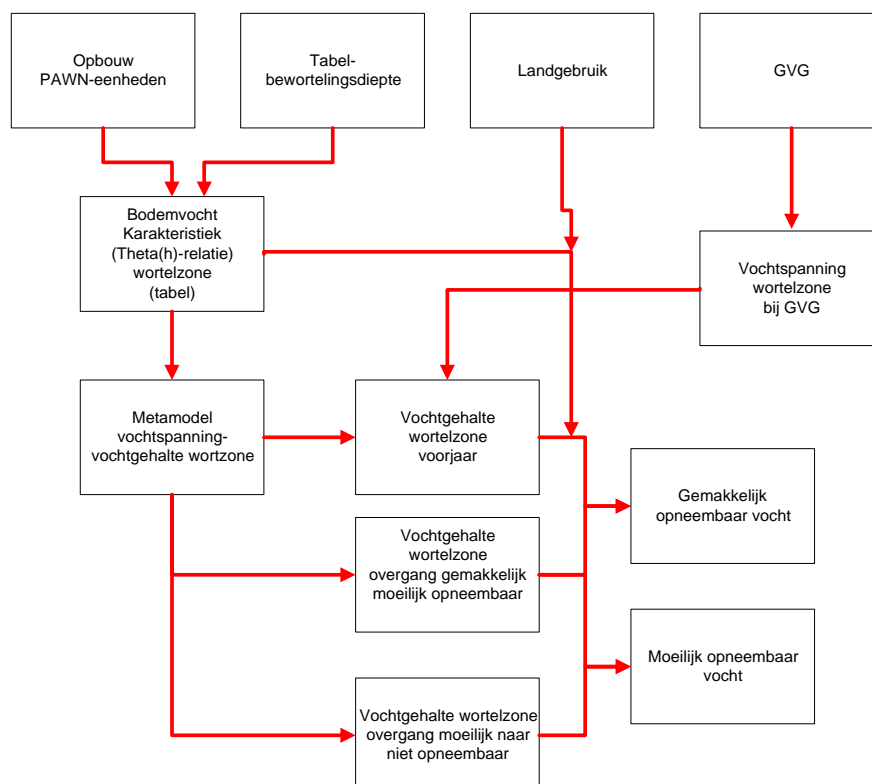
Voor de correctie van de drukhoogte kan men de volgende globale normen toepassen:

- voor hangwaterprofielen  $h = -100$  cm ( $pF=2,0$ ), indien het profiel goed doorlatend is dan  $h = -200$  cm ( $pF=2,3$ );
- voor opdrachtige profielen (kritieke z-afstand groter dan 80 cm)  $h = -50$  cm ( $pF=1,7$ );
- voor weinig opdrachtige profielen (kritieke z-afstand minder dan 80 cm)  $h = -100$  cm.

De uit de dikte van de wortelzone en de grondwaterspiegel bepaalde drukhoogte aan het begin van het groeiseizoen kan dus nooit kleiner zijn dan de hierboven aangegeven normen. De wortelzone kan in de loop van het groeiseizoen uitdrogen tot een drukhoogte van  $-16\ 000\ \text{cm}$  ( $pF=4.2$ ), het verwelkingspunt.

### 8.4.3 Bepaling beschikbare vochtgehalte

De werkwijze om de beschikbare vochtvoorraad in de wortelzone te berekenen staat schematisch weergegeven in figuur 8.4.



Figuur 8.4 Schematische weergave van de bepaling van de hoeveelheid beschikbaar vocht in de wortelzone

De wortelzone (tabel 8.3) is opgebouwd uit 1 of meerdere bodemfysische bouwstenen. Voor deze bouwstenen zijn de bodemvocht karakteristieken (theta(h) relaties) bekend (Wösten *et al.*, 1987). Voor elke combinatie bewortelingsdiepte–PAWN-eenheid is een nieuwe theta(h)-relatie in tabelvorm bepaald op basis van de dikte van de afzonderlijke bouwstenen en de theta(h)-relaties van deze bouwstenen. Voor elke combinatie bewortelingsdiepte–PAWN-eenheid is deze theta(h)-relatie vervolgens omgezet in een metamodel. De afgeleide metamodelen kunnen vervolgens worden gebruikt om bij verschillende vochtspanningen het vochtgehalte in de wortelzone te berekenen.

Vervolgens is het gemiddelde vochtgehalte in de wortelzone voor 3 droogtesituaties bepaald, nl:

- begin groeiseizoen (1 april);
- bij een vochtspanning waarbij de opname van water door de plant moeilijker wordt (pF 2.7-3.0);
- bij een vochtspanning waarbij geen water meer door de plant kan worden opgenomen (pF 4.2).

De vochtspanning in de voorjaars situatie is voor de verschillende klimaatscenario's af te leiden uit de GVG (§ 8.4.2) De vochtspanning, waarbij water door de plant moeilijk kan worden opgenomen, ligt bij grasachtige vegetatie bij een vochtspanning van 500 (pF 2,7) en bij bos bij een vochtspanning van 1000 cm (pF 3,0). De beschikbare hoeveelheid vocht voor de plant kunnen we opsplitsen in:

- gemakkelijk opneembaar, dit is de hoeveelheid beschikbaar vocht tussen de voorjaars situatie en pF 2.7;
- moeilijk opneembaar, dit is de hoeveelheid beschikbaar vocht tussen pF 2.7 en pF 4.2.

Om de vochtvoorraad in de wortelzone ruimtelijk in beeld te brengen zijn een aantal kaarten gemaakt. De GVG-kaarten voor de verschillende klimaatscenario's zijn omgezet naar kaarten voor vochtspanning in de wortelzone. Hiervoor is gebruik gemaakt van de dikte wortelzone en verder zijn de eerder besproken correcties toegepast. Vervolgens is voor de 3 situaties het vochtgehalte in de wortelzone landsdekkend berekend voor de voorjaars situatie, voor pF 2.7 en voor pF 4.2.

Het vocht dat in de bodem nog aanwezig is bij pF 4.2, is vanaf deze waarde niet meer opneembaar voor de plant. De totale vochtinhoud van de wortelzone voor deze 3 situaties kan vervolgens worden berekend door het vochtgehalte te vermenigvuldigen met de dikte van de wortelzone. Uit deze drie kaarten kan vervolgens per klimaatscenario de hoeveelheid moeilijk en gemakkelijk opneembaar vocht worden bepaald:

$$\begin{aligned} \text{Gemakkelijk opneembaar vocht} &= \text{vochtinhoud wortelzone bij GVG} - \\ &\quad \text{vochtinhoud wortelzone bij pF 2.7} \\ \text{Moeilijk opneembaar vocht} &= \text{vochtinhoud wortelzone bij pF 2.7} - \\ &\quad \text{vochtinhoud wortelzone bij pF 4.2} \end{aligned}$$

In de volgende paragraaf wordt het vochttekort voor het huidige klimaat en het vochttekort voor scenario W+ ruimtelijk weergegeven en op landschapsniveau vergeleken.

#### 8.4.4 Vochttekort

De beschikbare hoeveelheid moeilijk opneembaar vocht is het laagst op de stuwwallen, in de duinen en langs de Maas, nl. kleiner dan 25 mm (figuur 8.5). In de overige zandgronden en kleigronden is de hoeveelheid moeilijk opneembaar vocht

25-50 mm. In Zuid-Limburg en in de veengebieden is meer dan 50 mm moeilijk opneembaar vocht beschikbaar.

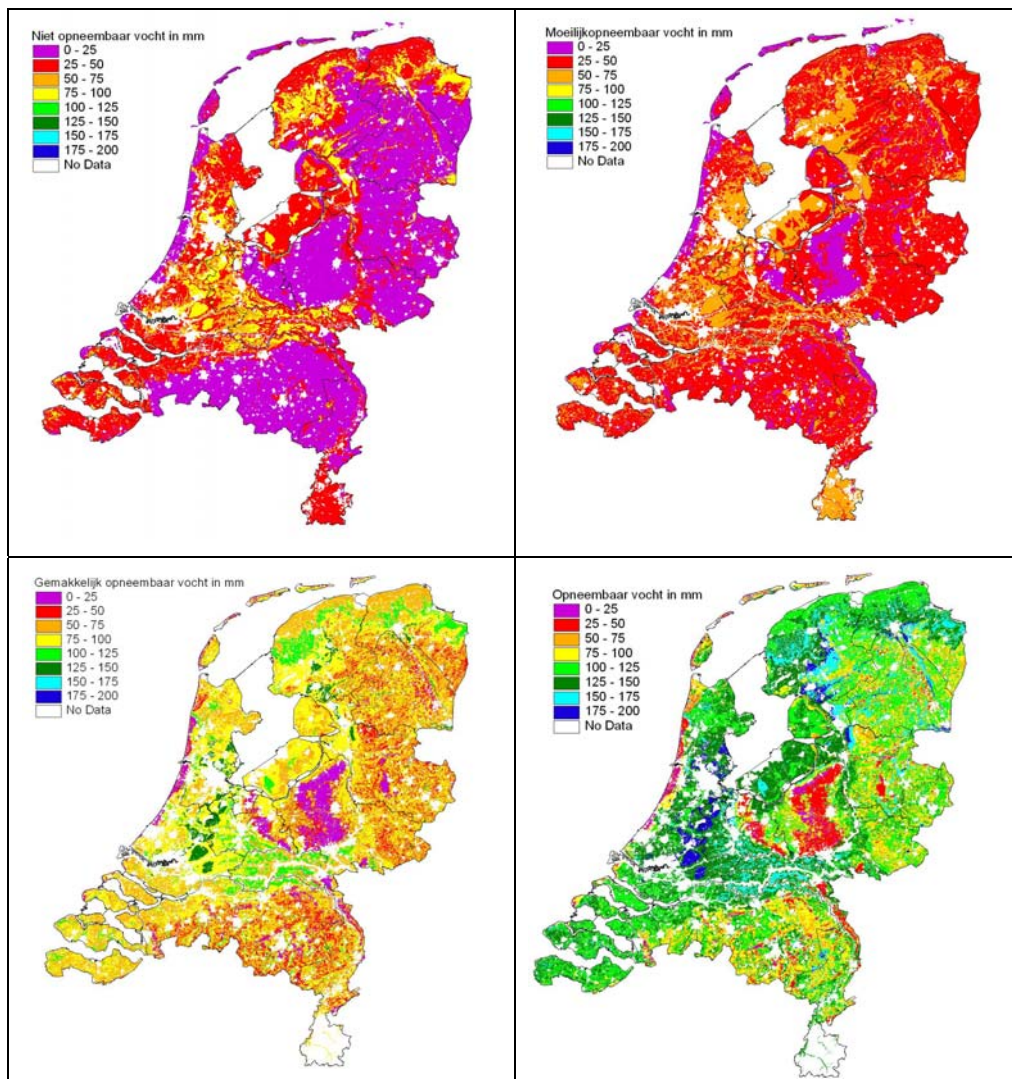
De kaart met gemakkelijk opneembaar vocht geeft een veel gevarieerder beeld. Ook hier vinden we de geringste hoeveelheden gemakkelijk opneembaar vocht in de stuwwallen en de duinen. Voor de overige zandgebieden is overwegend 25-75 mm vocht beschikbaar, lokaal zelfs meer dan 75 mm. Voor de kleigronden is veelal 50-75 mm beschikbaar. De komgronden in het rivierengebied hebben op basis van de berekeningen een nog grotere voorraad gemakkelijk opneembaar vocht dan de zeekleigebieden, nl. 100-125 mm. Van komkleigronden in het centraal rivierkleigebied is bekend dat deze een zeer laag verzadigingstekort bij een flux van 2 mm/dag (zeer steil lopende pF-curve) hebben. Dit houdt ook in dat er uit deze gronden weinig gemakkelijk opneembaar vocht kan worden onttrokken. Dit wordt in vergelijking met de zeekleigronden maar voor een klein deel gecompenseerd door een relatief lagere ligging t.o.v. het grondwater. De onjuist berekende grotere voorraad gemakkelijk opneembaar vocht voor komgronden is het gevolg van de parametrisatie van het profiel op basis van de Staringreeks. De veengebieden hebben de grootste hoeveelheid gemakkelijk opneembaar vocht nl. 125-150 mm.

De kaart met de totale hoeveelheid opneembaar vocht geeft afgezien van de absolute hoeveelheid een overeenkomstig beeld als de kaart met gemakkelijk opneembaar vocht. Omdat voor Zuid-Limburg geen Gt is gegeven is de hoeveelheid gemakkelijk opneembaar niet te bepalen. Dit betreft lössgronden die bekend staan om hun grote vochtleverende vermogen die vooral wordt bepaald door de dikte van de wortelzone.

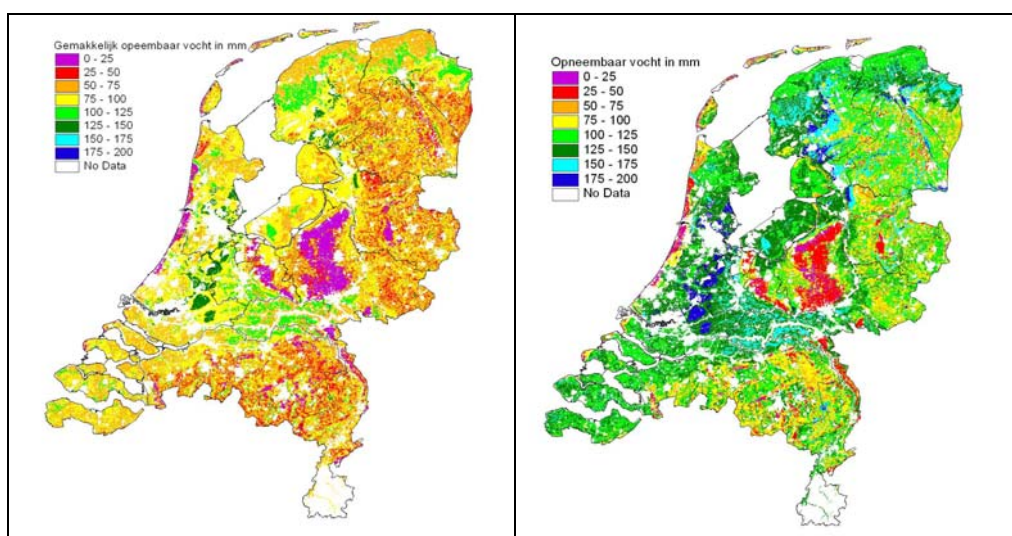
In vergelijking met het huidige klimaat zien we dat de verschillen met klimaatscenario W+ zeer gering zijn, dit wordt veroorzaakt doordat de GVG in de voorjaars situatie weinig verschilt tussen het huidige klimaat en scenario W+ (figuur 8.6). De eventuele afname van het organische stofgehalte als gevolg van een toename van de temperatuur en de hiermee gepaard gaande toename van de oxidatie van organische stof is buiten beschouwing gelaten. Een lager organische stofgehalte heeft tot gevolg dat het vasthoudend vermogen van water in de bodem afneemt. Daarnaast kan de toename van de oxidatie van organische stof in veengebieden resulteren in een snellere daling van het maaiveld

In paragraaf 6.6 is vastgesteld dat in een 10% droog jaar het maximale vochttekort 254 mm bedraagt voor het huidige klimaat en 359 mm bij scenario W+. Vergelijken we dit getal met de beschikbare vochtvoorraad in de wortelzone, dan kunnen we een indicatie krijgen over de grootte van het vochttekort dat door capillaire nalevering cq. door beregening zou moeten worden aangevuld om het gewas optimaal van water te voorzien (Figuur 8.7).



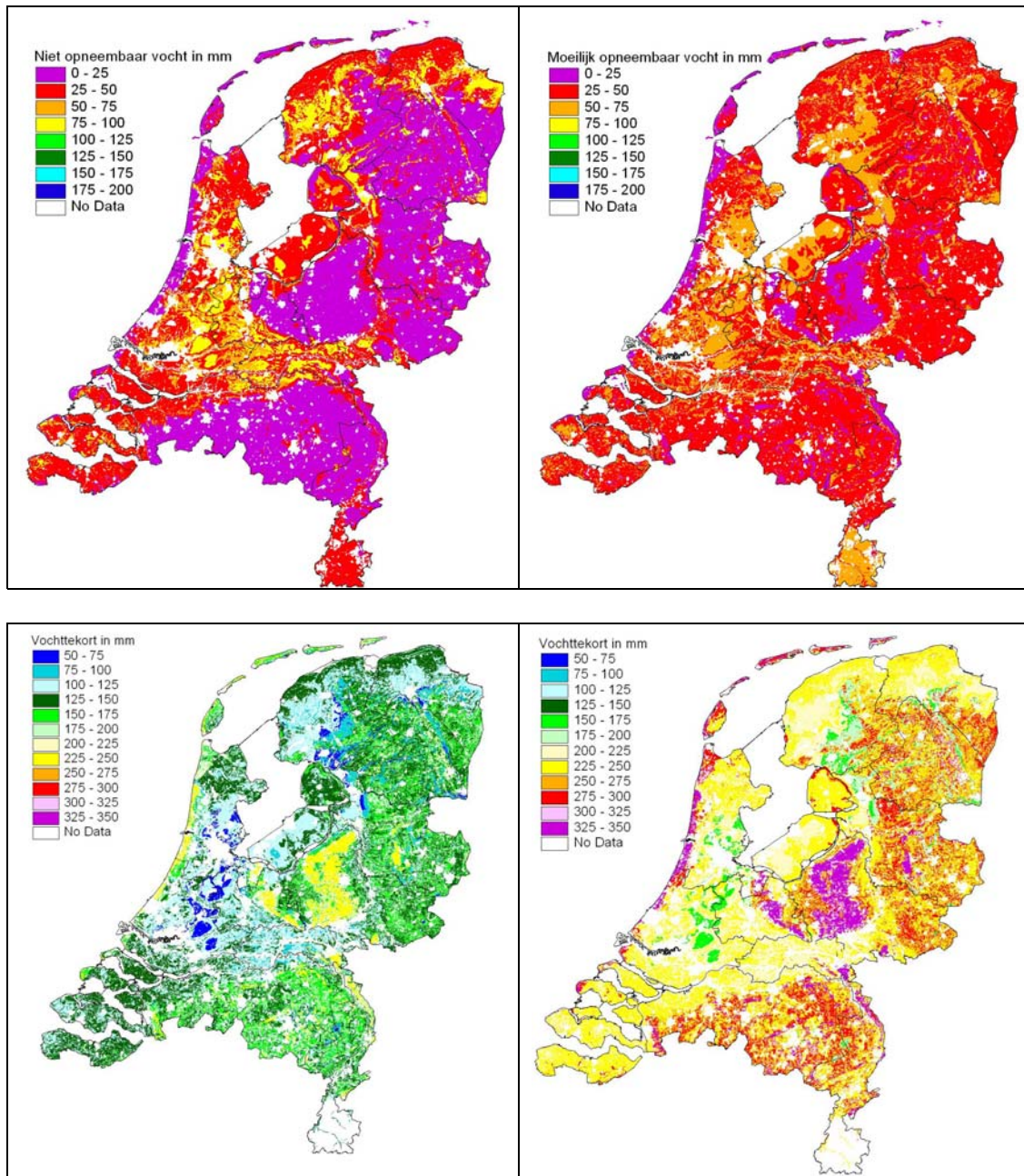


Figuur 8.5 Niet opneembaar (linksboven), moeilijk opneembaar (rechtsboven), gemakkelijk opneembaar (linksbeneden) en totaal opneembaar (rechtsbeneden) vocht in mm in de wortelzone voor korte grasachtige vegetatie voor het huidige klimaat



Figuur 8.6 Niet opneembaar (linksboven), moeilijk opneembaar (rechtsboven), gemakkelijk opneembaar (linksbeneden) en totaal opneembaar (rechtsbeneden) vocht in mm in de wortelzone voor korte grasachtige vegetatie voor klimaatscenario W+

Figuur 8.7 geeft feitelijk de benodigde capillaire nalevering en beregeningsbehoefte weer. De grootste tekorten vinden we in de duinen en op de stuwwallen (Veluwe, Montferland, etc.) en het gebied ten oosten van de Maas en pleksgewijs in Noord-Brabant. In de actuele situatie vinden we gebieden met een vochttekort van 150-200 mm vooral in Noord-Brabant, een deel van de Achterhoek en het Veenkoloniale gebied. Verder hebben in de actuele situatie de zandgronden veelal een tekort van 125-175 mm, kleigronden 100-150 mm en laagveengebieden in West-Nederland hebben een tekort van 50-75 mm.



Figuur 8.7 Vochttekort in een 10%-droog jaar na aftrek van de vochtbeschikbaarheid in de wortelzone uitgaande van korte grasachtige vegetatie (mm) in de actuele situatie (links) en scenario W+ (rechts)

Omdat de GVG voor het huidige scenario en het scenario W+ niet veel verschilt, wordt het verschil tussen beide scenario's dus vooral bepaald door het verschil in neerslagtekort in een 10%-droog jaar. Dit verschil bedraagt 105 mm.

Indien het vochttekort per landschapsregio wordt bekeken zien we dat het verschil tussen het huidige klimaat en scenario's W+ vrij constant is en ongeveer overeenkomt met het verschil in neerslagtekort (tabel 8.5).

Tabel 8.5 Vochttekort in mm per landschapsregio, voor Huidig klimaat en scenario W+

Landschapsregio	Huidig klimaat	W+	Toename
Duinen en strandwallen	188.7	293.5	104.9
Zeekleigebied	127.2	231.8	104.6
Pleistocene gebieden	146.2	250.6	104.4
Laagveengebied	100.4	205.2	104.8
Hoogveen(ontginnings)landschap	145.8	250.1	104.3
Zandgebied	156.7	261.0	104.3
Droogmakerijen	125.5	230.1	104.6
Rivierengebied	120.3	225.0	104.7
Stuwwallen	196.0	301.2	105.2
Krijt en Loss	129.4	234.0	104.7

## 8.5 Capillaire nalevering

Naast de beschikbare vochtvoorraad in de wortelzone kan er vanuit de ondergrond via capillaire nalevering water beschikbaar komen voor de plant. De grootte van de capillaire nalevering vanuit de ondergrond wordt bepaald door drie factoren, nl.:

- de vochtspanning in de wortelzone;
- de capillaire eigenschappen van de bodem;
- het grondwaterstandsverloop.

### 8.5.1 Vochtspanning in de wortelzone

De plant onttrekt haar vocht aan de wortelzone. Als de wortelzone voldoende vocht bevat dan kan de plant optimaal verdampen. Gedurende het groeiseizoen neemt de verdampingsvraag door de gewassen toe, veelal neemt de beschikbare vochtvoorraad in de wortelzone door percolatie en/of verdamping af. De vochtvoorraad kan dan door capillaire nalevering worden aangevuld. De plant kan tot pF 4.2 (verwelkingspunt) water onttrekken aan de wortelzone.

### 8.5.2 Capillaire eigenschappen van de bodem

Het veelal gebruikte criterium om de capillaire eigenschappen van bodemprofielen te karakteriseren is de kritieke  $\alpha$ -afstand ( $\alpha_w$ ); ook wel kritieke stijgafstand genoemd. Hieronder wordt verstaan de maximale afstand waarover nog een voor het gewas

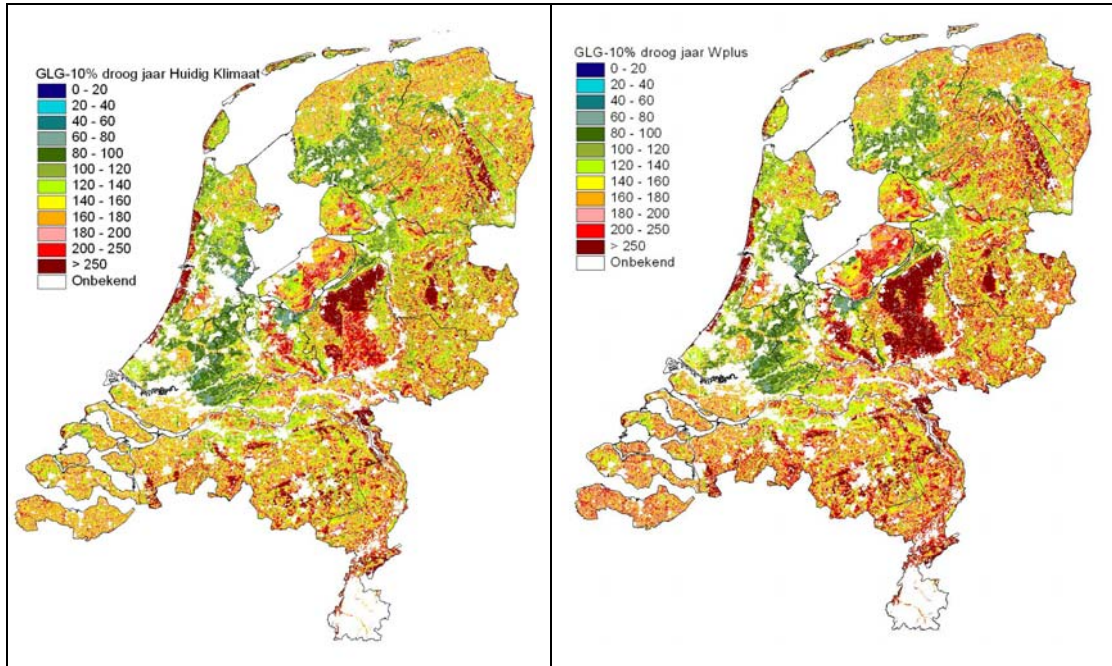
voldoende capillaire aanvoer (2 mm/dag) naar de wortelzone kan worden gerealiseerd (Rijtema, 1971; Van Soesbergen *et al.*, 1986). Overschrijding van de kritieke  $z_c$ -afstand kan bij landbouwgewassen tot (blijvende) verdrogingsverschijnselen leiden van het gewas. Bij vochtleverantieberekeningen wordt de kritieke  $z_c$ -afstand meestal gelijk gesteld aan de afstand waarover bij een drukhoogte van -16000 cm ( $pF=4.2$ ) een capillaire flux van 2 mm/dag tot in de wortelzone kan worden gerealiseerd. Voor de bepaling van de kritieke  $z_c$ -afstand die is gebruikt binnen deze studie wordt verwezen naar een eerdere studie met de titel 'Monitoring verdroging' (Van der Gaast *et al.*, 2005)

### 8.5.3 Grondwaterstandsverloop

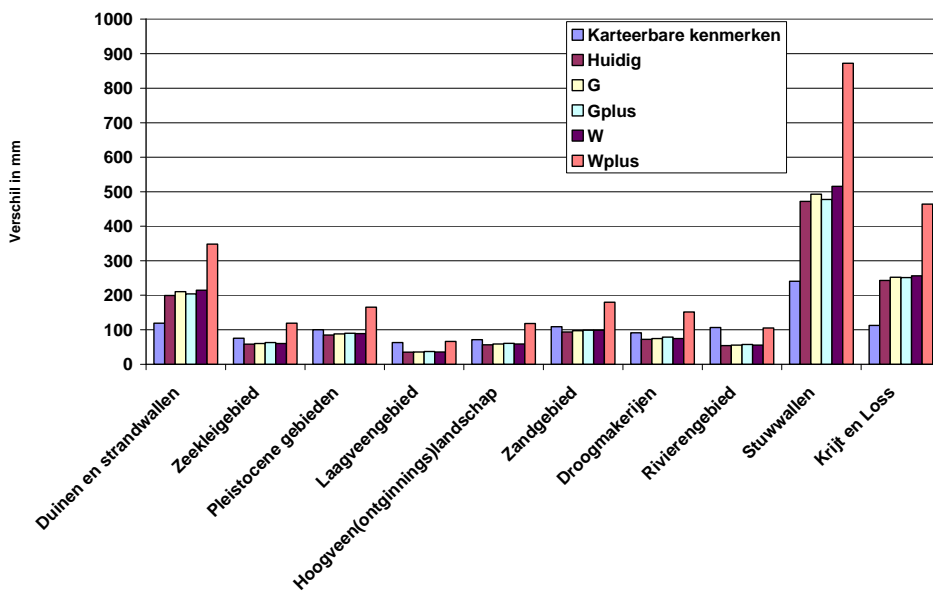
Voor de bepaling van de grootte van de capillaire nalevering gedurende het groeiseizoen is het grondwaterstandsverloop tussen begin en eind van het groeiseizoen van belang. Aan het begin van het groeiseizoen bevindt de grondwaterstand zich op GVG-niveau. Het grondwater zakt gedurende het groeiseizoen uit naar een niveau nabij de GLG, afhankelijk van de droogtegraad.

Uit diverse berekeningen blijkt dat, indien de afstand tussen het niveau van de GLG en de onderzijde van de wortelzone geringer is dan de kritieke  $z_c$ -afstand, het langjarig gemiddelde vochttekort van grasland globaal beperkt blijft tot max. ca 2% (Bouwmans 1990). Voor de karakterisering van de vochtlevering heeft Van Soesbergen de LG3 in een 10% droog jaar als uitgangspunt genomen. De grondwaterstand aan het eind van het groeiseizoen in een gemiddeld jaar wordt gelijk gesteld aan de GLG (Locher en de Bakker, 1987). In een 10% droog jaar zal de grondwaterstand aan het eind van het groeiseizoen beneden het GLG-niveau liggen. Van Soesbergen geeft als vuistregel dat de GLG voor een 10% droog jaar 20 cm dieper is dan de GLG. De tijdreeksmodellen leveren voor elke combinatie een grondwaterstandsreeks op van 30 jaar met dagelijkse grondwaterstanden. De reeks is gebruikt om naast de GLG ook de GLG voor een 10% droog jaar (GLG-10%) te bepalen (Bijlage 2). In figuur 8.8 is de GLG-10% droog jaar ruimtelijk weergegeven voor het huidige klimaat en scenario W+.

In figuur 8.9 is het gemiddelde verschil tussen GLG en de GLG-10% droog jaar voor verschillende klimaatscenario's per landschapsregio weergegeven. Uit de figuur blijkt dat de verschillen tussen GLG en GLG-10% droogjaar voor het huidige klimaat en het G en W-scenario overeenkomen. De grootste onderlinge verschillen worden gevonden voor de regio's Duinen en Strandwallen, Stuwwallen en Krijt en Loss. De grootste verschillen tussen GLG en GLG-10% droogjaar t.o.v. het huidige klimaat worden echter gevonden voor scenario W+. Verder komen de verschillen tussen het huidige scenario en de resultaten uit de studie 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken' (Van der Gaast *et al.*, 2006) goed overeen.



Figuur 8.8 GLG voor een 10% droog jaar bij het huidige klimaat (links) en scenario W+ (rechts)



Figuur 8.9 Verschil in mm tussen de GLG en de GLG voor 10% droog jaar voor verschillende klimaatscenario's in vergelijking met de studie 'karteerbare kenmerken'.

Tabel 8.6 Gemiddeld verschil in mm tussen GLG en GLG-10% droog jaar voor verschillende klimaatscenario's alsmede het verschil volgens de studie 'Karteerbare Kenmerken'

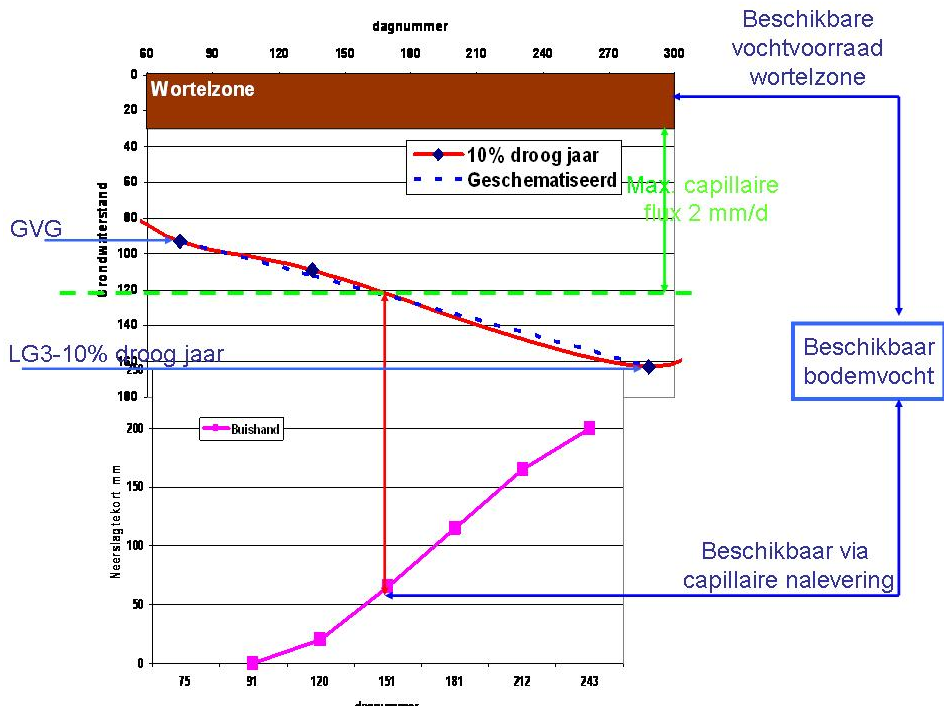
Landschapsregio	Karteerbare kenmerken	Huidig	G	G+	W	W+
Duinen en strandwallen	119	199	210	204	214	348
Zeekleigebied	76	58	60	63	60	119
Pleistocene gebieden	100	85	88	89	89	165
Laagveengebied	63	35	36	37	36	66
Hoogveen(ontginnings)landschap	71	56	58	61	59	118
Zandgebied	109	93	97	98	99	180
Droogmakerijen	91	72	75	79	74	152
Rivierengebied	106	54	55	57	55	105
Stuwwallen	240	472	493	477	515	872
Krijt en Loss	112	243	252	251	256	464

Voor laagveengebieden nemen de verschillen tussen de GLG en de GLG-10% droogjaar volgens tabel 8.6 toe van 4 naar 7 cm tussen Huidig Klimaat en W+ en voor zandgebied neemt het verschil toe van 9 naar 18 cm.

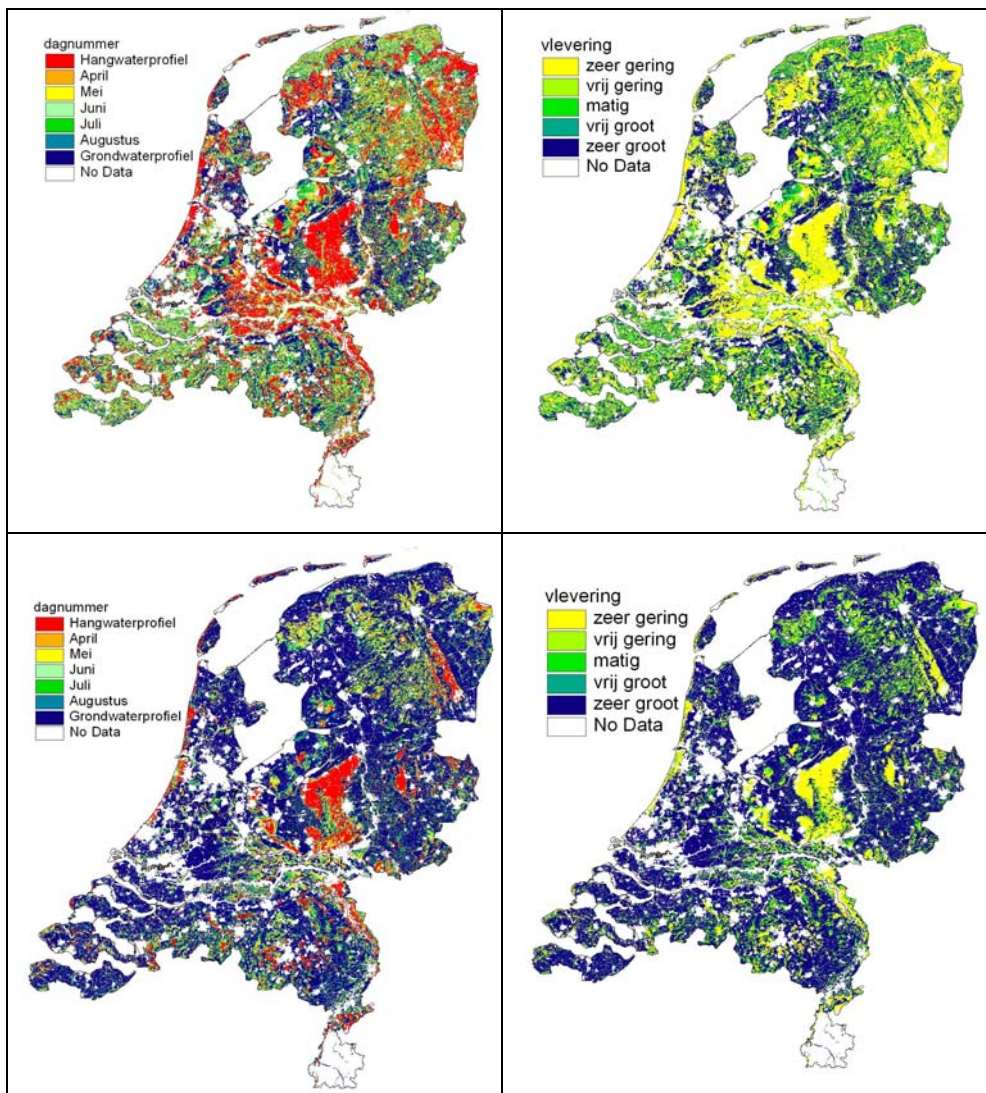
Verder zijn de verschillen tussen de GLG en de GLG-10% droogjaar overwegend kleiner dan de vuistregel van 20 cm, dat geldt eveneens voor het gevonden verschil bij karteerbare kenmerken. De verschillen zijn het grootst voor gebieden met veel areaal diepe GT's.

#### 8.5.4 Bepaling van de capillaire nalevering

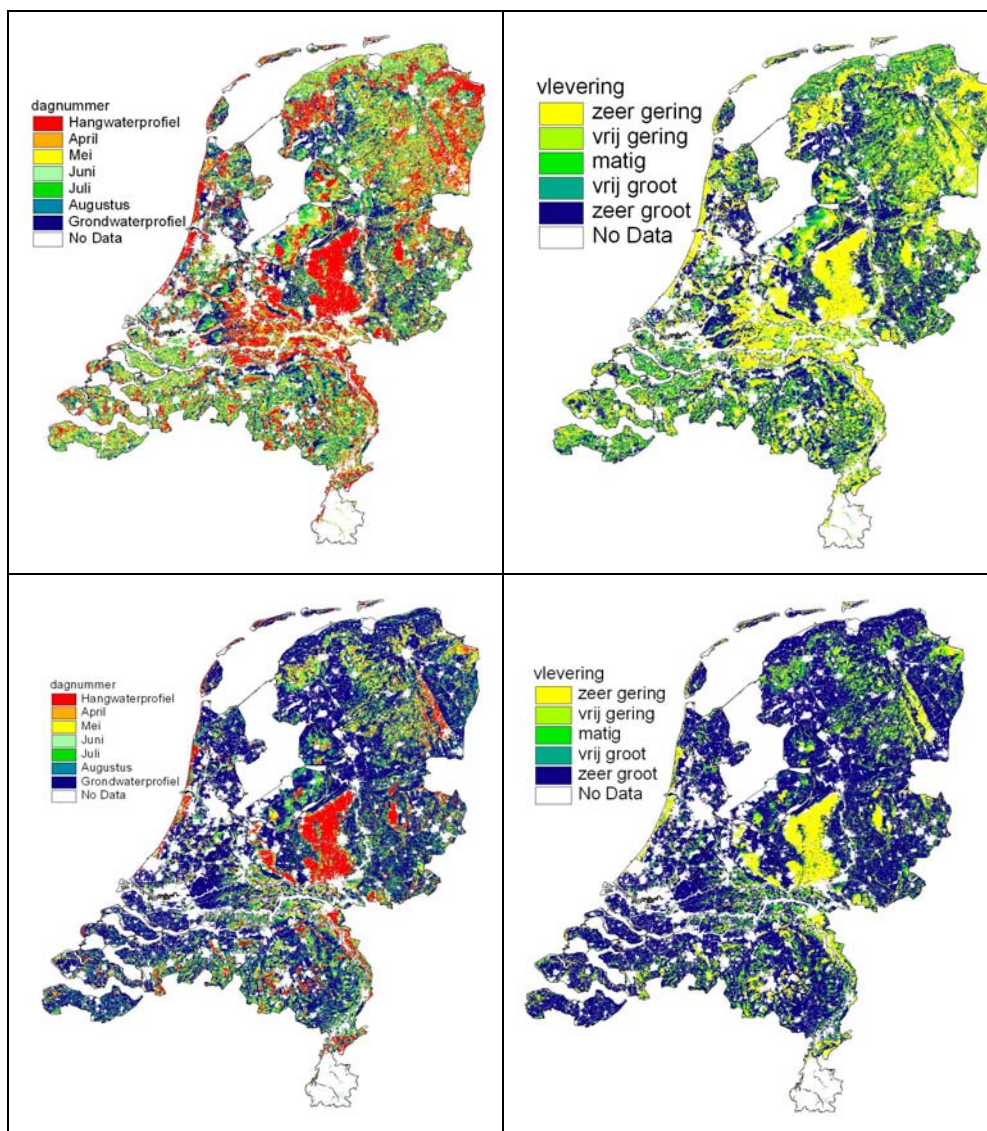
Om de beschikbare vochtvoorraad voor de vegetatie via capillaire nalevering in te schatten is de methode gevolgd zoals beschreven door Van Soesbergen (1986) (figuur 8.10). Allereerst is de diepte bepaald van waaruit nog een capillaire flux van 2 mm/d tot in de wortelzone kan worden gerealiseerd. Verder is de GVG en de GLG in een 10%-droogjaar van belang. Gedurende het groeiseizoen wordt een lineaire daling van de grondwaterstand tussen GVG en GLG-10%-droogjaar verondersteld. Door dit uitzakkingsverloop te vergelijken met de diepte van waaruit een capillaire flux van 2 mm/d nog net is te realiseren kan de datum worden bepaald waarop een capillaire flux van 2 mm/d wordt onderschreden. Vervolgens is deze datum gebruikt om in de tabel met de opbouw van het neerslagtekort het bijbehorende neerslagtekort te bepalen. Tot die gevonden datum wordt geen neerslagtekort als gevolg van capillaire nalevering verondersteld, en na deze datum wel. Vegetaties die voorkomen op gronden, waarbij aan het begin van het groeiseizoen de GVG al dieper ligt dan het niveau van waaruit een capillaire flux van 2 mm/d naar de wortelzone mogelijk is, kunnen geen gebruik maken van capillaire nalevering, dit zijn de zogenaamde hangwaterprofielen. Daarnaast zijn er gronden waarbij de GLG-10% droog jaar zo ondiep ligt dat gedurende het gehele groeiseizoen voor de vegetatie een capillaire nalevering van 2 mm/d mogelijk is, dit noemen we grondwaterprofielen, deze gronden hebben geen watervraag. Op basis van deze methode zijn voor zowel gras als bos het beschikbaar vocht via capillaire nalevering bepaald (figuur 8.11 en 8.12).



Figuur 8.10 Schema voor bepaling beschikbaar vocht via capillaire nalevering



Figuur 8.11 Vochtbeschikbaarheid via capillaire nalevering voor gras (boven) en bos (onder) voor het huidige klimaat in een 10%-droog jaar, periode waarin de capillaire flux van 2 mm/d wordt onderschreden (links), beschikbaar vocht via capillaire nalevering (rechts)



Figuur 8.12 Vochtbeschikbaarheid via capillaire nalevering voor gras (boven) en bos (onder) voor scenario W+ in een 10%-droog jaar, periode waarin de capillaire flux van 2 mm/d wordt onderschreden (links), beschikbaar vocht via capillaire nalevering (rechts)

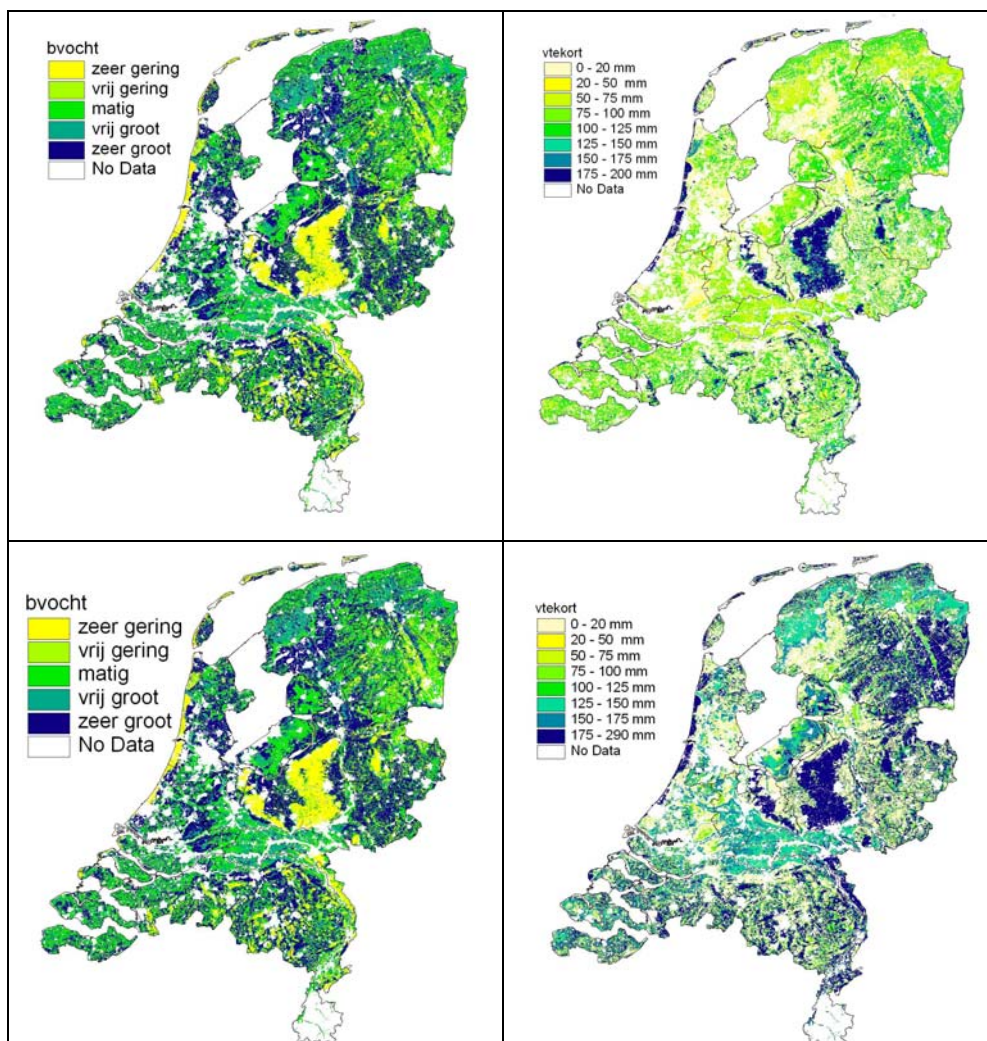
Voor een hangwaterprofiel is de vochtvoorraad in de wortelzone bepalend voor de klasse van het vochtleverend vermogen. Voor de grondwaterprofielen is de gradatie zeer groot, klasse 1, omdat gedurende het gehele groeiseizoen een capillaire flux aan de wortelzone kan worden geleverd van minimaal 2 mm/d. De tijdelijke grondwaterprofielen kunnen slechts gedurende een deel van het groeiseizoen beschikken over een maximale capillaire flux van 2 mm/d. Om de bijdrage via capillaire nalevering in te schatten is allereerst de dag bepaald waarop bij een uitzakkende grondwaterstand de capillaire flux kleiner wordt dan 2 mm/d. Om deze dag vast te stellen is een lineaire uitzakking van de grondwaterstand verondersteld tussen GHG en de LG3 in een 10% droog jaar. Deze dag noemen we de capillaire onderschrijdingsdag. Vervolgens gebruiken we deze capillaire onderschrijdingsdag om via de tabel met de ontwikkeling van het neerslagtekort vast te stellen wat het bijbehorende neerslagtekort is, waarbij per maand een lineaire toename van het neerslagtekort wordt verondersteld. Omdat tot deze capillaire onderschrijdingsdag de



capillaire flux van 2 mm/d kan worden gehandhaafd kunnen we stellen dat het cumulatieve neerslagtekort tot die dag is overbrugd. De plant kan voor de periode tussen aanvang groeiseizoen en deze capillaire onderschrijdingsdag gebruik maken van capillaire nalevering en/of beschikbaar vocht in de wortelzone. De grootste van beide is bepalend om uiteindelijk de beschikbare vochtvoorraad vast te stellen. Deze hoeveelheid kunnen we gebruiken om de gradatie in vochtleverend vermogen conform de beschreven methode toe te kennen, maar ook om het vochttekort in een 10 % droog jaar te schatten.

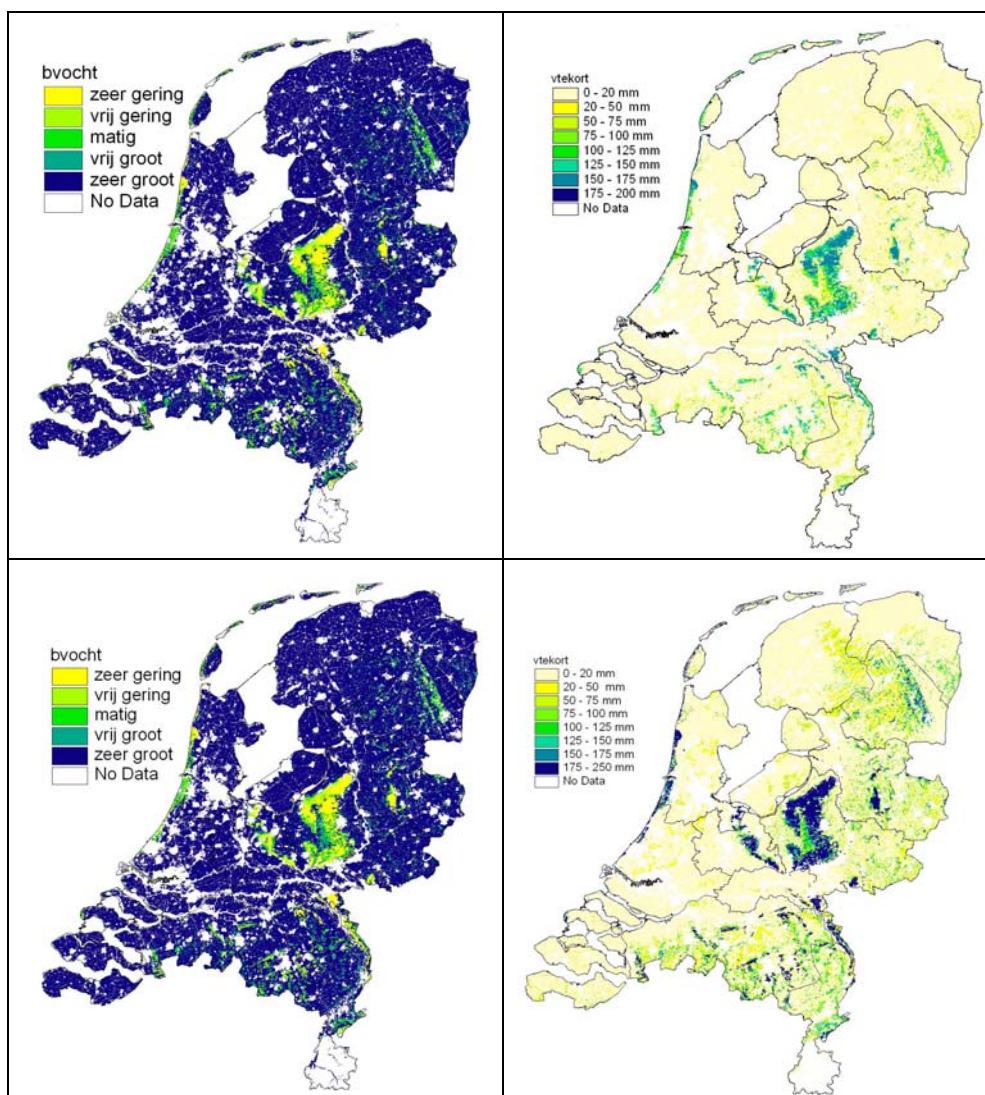
## 8.6 Watervraag

Om de watervraag voor de vegetatie te kunnen bepalen dient allereerst het totale vochtleverend vermogen te worden vastgesteld. Het vochtleverend vermogen is opgebouwd uit de vochtvoorraad in de wortelzone en de capillaire nalevering. Vegetatie die voorkomen op gronden met een hangwaterprofiel hebben alleen beschikking over de vochtvoorraad in de wortelzone, terwijl deze op gronden met een grondwaterprofiel geen last van vochttekorten heeft.



Figuur 8.13 Vochtbeschikbaarheid voor gras bij huidig klimaat (boven) en scenario W+ (onder) in een 10%-droog jaar, vochtleverend vermogen (links) en watervraag (rechts).

Voor de tussenliggende profielen is de beschikbare vochtvoorraad gelijk aan het maximum van de beschikbare hoeveelheid vocht die kan worden geleverd via de wortelzone of via capillaire opstijging. De kaarten met het vochttekort zijn weergegeven voor gras en bos (figuur 8.13 en 8.14). Er worden 5 gradaties in vochtleverend vermogen onderscheiden (tabel 8.7). De millimeters vocht die achter iedere gradatie zijn gegeven, duiden de orde van grootte van het vochtleverend vermogen aan.



Figuur 8.14 Vochtbeschikbaarheid voor bos bij huidig klimaat (boven) en scenario W+ (onder) in een 10%-droog jaar, vochtleverend vermogen (links) en watervraag (rechts).

De watervraag geeft de aanvullende waterbehoefte, dat wil zeggen het neerslagtekort minus vochtleverend vermogen voor een 10% droog jaar. Voor het huidige klimaat is het neerslagtekort voor het groeiseizoen in een 10% droog jaar 220 mm en voor het W+-scenario 290 mm (tabel 8.3). In figuur 8.13 en 8.14 is voor gras en bos zowel de vochtbeschikbaarheid als de watervraag in kaart gebracht.

Tabel 8.7 Gradatie in vochtleverend vermogen als afhankelijke van de hoeveelheid vocht (mm)

Gradatie		Hoeveelheid vocht
Code	Benaming	
1	zeer groot	$\geq 200$
2	vrij groot	150 - 200
3	matig	100 - 150
4	vrij gering	50 - 100
5	zeer gering	$< 50$

## 8.7 Profieltype

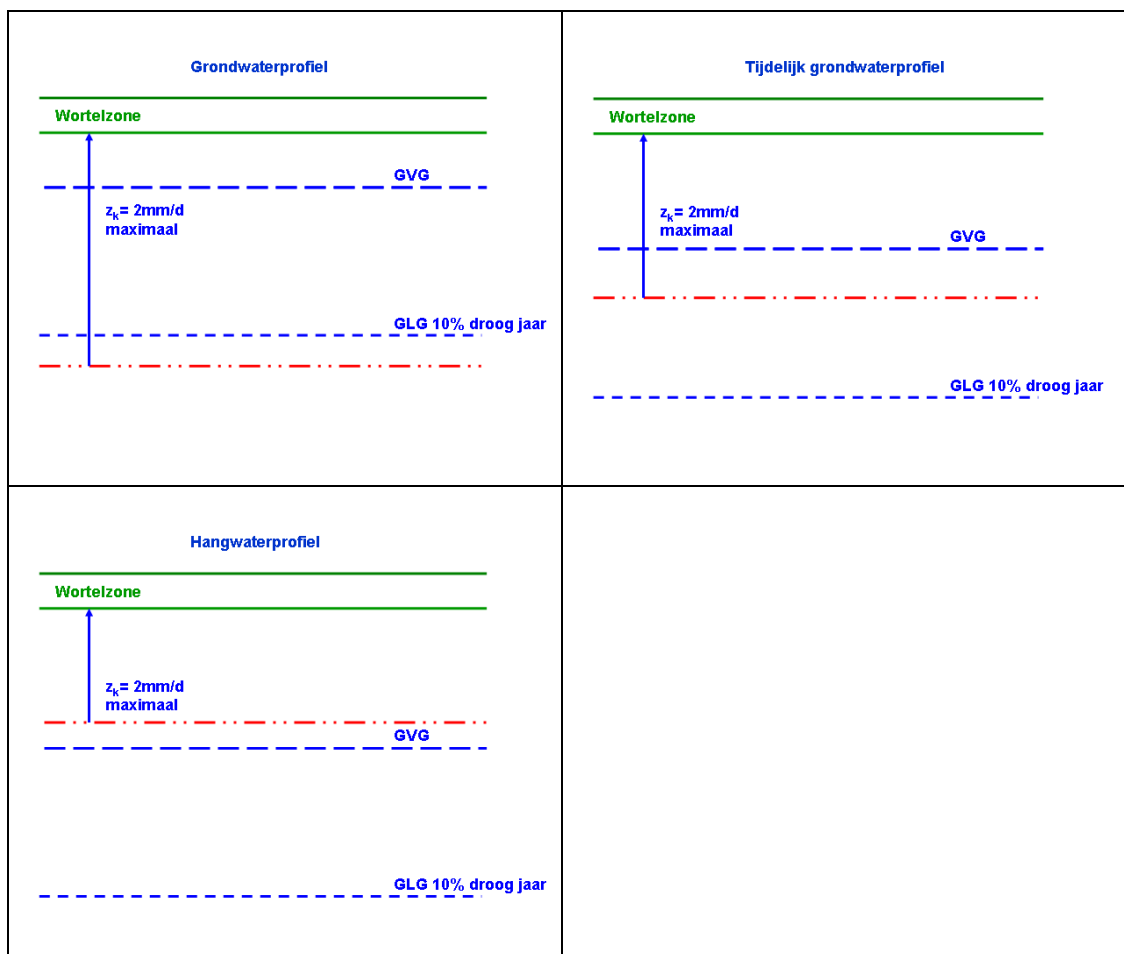
De kritieke  $z$ -afstand ( $z_k$ ) bepaald of er tussen de voorjaars situatie (rond GVG-moment) en het meest kritische moment gedurende het groeiseizoen, voldoende capillaire nalevering is aan de onderzijde van de wortelzone. Voor het meest kritische moment wordt de GLG voor een 10% droogjaar als uitgangspunt genomen. Met de beschikbare gegevens GVG, GLG voor een 10% droog jaar, de dikte van de wortelzone en de kritieke  $z$ -afstand ( $z_k$ ) kan worden vastgesteld of er voldoende capillaire nalevering aan de wortelzone plaats kan vinden gedurende het gehele of een deel van het groeiseizoen.

Hiervoor wordt gebruik gemaakt van de indeling in profieltypen (Van der Gaast *et al.*, 2005). Er worden drie profieltypen onderscheiden (figuur 8.15), nl.

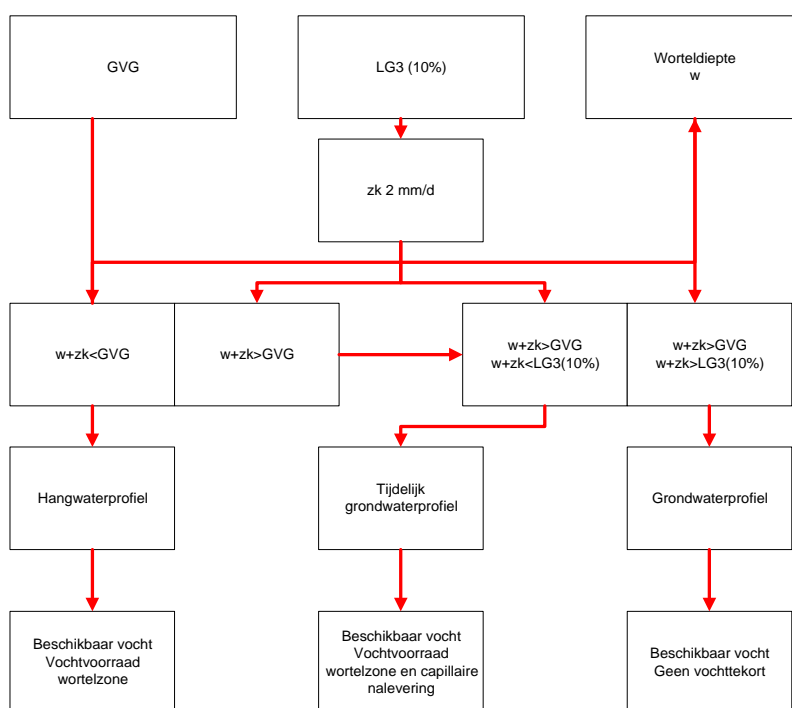
- Grondwaterprofielen, een capillaire flux van 2 mm/d tot in de wortelzone is in een 10%-droogjaar altijd te realiseren,
- Tijdelijk grondwaterprofiel, een capillaire flux van 2 mm/d tot in de wortelzone is slechts gedurende een deel van een 10%-droogjaar te realiseren,
- Hangwaterprofiel, een capillaire flux van 2 mm/d tot in de wortelzone is gezien de diepe ligging van het grondwater of door slechte capillaire eigenschappen van de bodem in een 10%-droogjaar gedurende geen enkel moment te realiseren.

In figuur 8.15 zijn de profieltypen schematisch weergegeven.

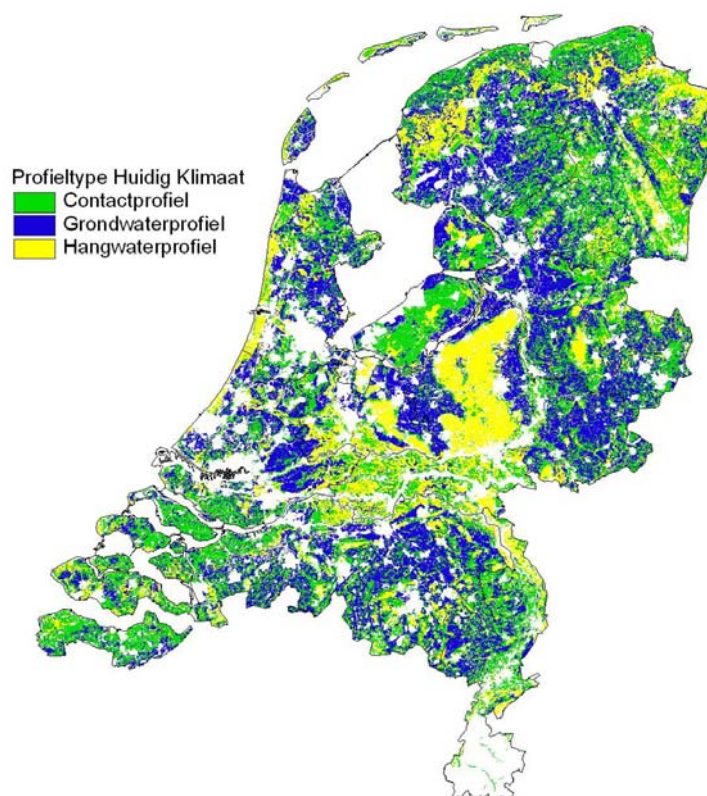
In figuur 8.16 is de werkwijze m.b.t. tot de toekenning van het profieltype schematisch weergegeven. Door vergelijking van het niveau van de GVG en GLG voor een 10% droogjaar met de som van de dikte wortelzone en de kritieke  $z$ -afstand ( $z_k$ ) kan voor elke locatie het profieltype worden bepaald (figuur 8.17 en 8.18).



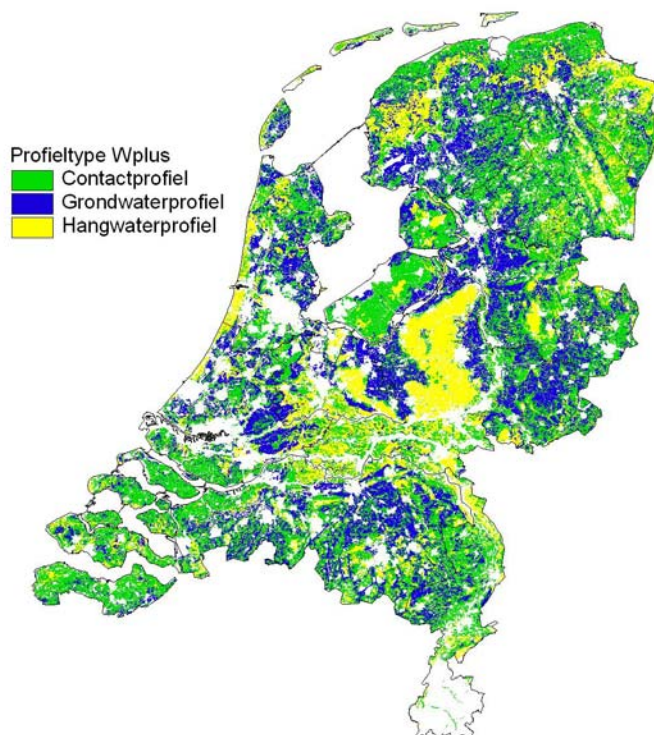
Figuur 8.15 Schematische weergave van de verschillende profieltypen op basis van de kritieke  $z_k$ -afstand, de GVG en GLG voor een 10% droog jaar.



Figuur 8.16 Gevolgde werkwijze voor het vaststellen van het profieltype



*Figuur 8.17 Toegekende profieltype bij huidig klimaatscenario op basis van het bodemgebruik grasachtige vegetatie.*



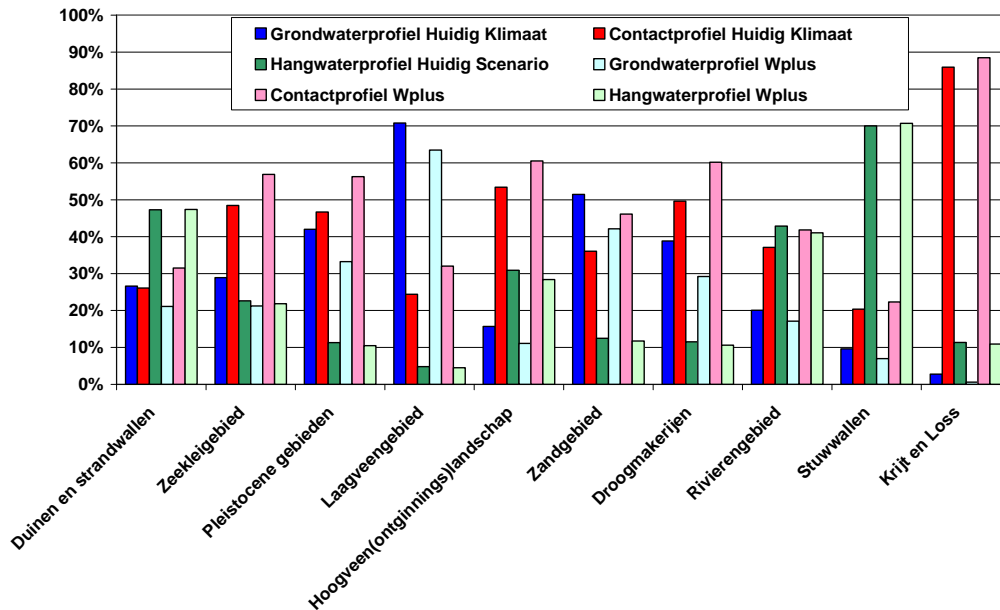
*Figuur 8.18 Toegekende profieltype klimaatscenario W+ op basis van het bodemgebruik grasachtige natuur.*

Hangwaterprofielen treffen we vooral aan in de Duinen, Stuwwallen, en de stuifzandcomplexen in Noord-Brabant. Ook op de kleigebieden van de Dollard, Friesland en in de Betuwe komen hangwaterprofielen voor. Deze laatste gronden betreffen gronden behorende tot de bodemfysische eenheden 17, kleigrond met zware tussenlaag of ondergrond, en 18, kleigronden op veen. Deze eenheden hebben slechts een geringe kritieke  $z_c$ -afstand ( $z_{ik}$ ). De grondwaterprofielen treffen we vooral aan in kwelgebieden zoals de randzone Veluwe, Gelderse Vallei, in laagveengebieden en in de beekdalen in de zandgebieden. De overige gebieden kunnen overwegend worden gerekend tot het tijdelijke grondwaterprofiel.

Voor het tijdelijk grondwaterprofiel is een nadere gradatie te maken voor de beschikbare capillaire nalevering, op basis van de duur dat de GLG in een 10% droog jaar wordt onderschreden, alsmede tot hoever de capillaire nalevering daarbij terugloopt, bijvoorbeeld tot 1,8 mm/d of tot 0,2 mm/d. Dit laatste zou nader onderzocht moeten worden.

### 8.7.1 Profieltype per landschapsregio voor verschillende klimaat-scenario's

In figuur 8.19 is de procentuele verdeling per landschapsregio tussen grondwater-, contact- en hangwaterprofiel weergegeven. De hectares staan weergegeven in tabel 8.8.



Figuur 8.19 Procentuele verdeling profieltype per landschapsregio voor Huidig klimaat en klimaatscenario W+ op basis van het bodemgebruik grasachtige vegetatie.

In figuur 8.19 is te zien dat het areaal grondwaterprofiel duidelijk afneemt als het klimaat verandert zoals in klimaatscenario W+. Het areaal contactprofielen neemt toe en het areaal hangwaterprofielen blijft ongeveer gelijk of neemt iets af. Dit laatste lijkt vreemd, maar doordat bij scenario W+ de GVG iets natter is en de GLG10% iets

droger is, kan het voorkomen dat er profielen verschuiven van hangwaterprofiel naar contactprofiel (voorbeeld: eenheid 127656 heeft in Huidig Klimaat een wortelzone+  $z_k = 157,5$  cm, de bijbehorende GVG=162,5 cm en GLG10%=270,4 cm, dit is dus hangwaterprofiel en voor scenario W+ blijft wortelzone+  $z_k = 157,5$  cm, maar verandert de GVG=156,1 cm en GLG10% 293,2 cm en wordt de eenheid een contactprofiel).

Tabel 8.8 Arealen in ha aan de onderscheiden profieltypen binnen landschapsregio's

Landschapsregio	Huidig Klimaat			W+		
	Grondwater profiel	Contact profiel	Hangwater profiel	Grondwater profiel	Contact profiel	Hangwater profiel
Duinen en strandwallen	11396	11163	20237	9039	13483	20274
Zeekleigebied	151143	253533	118428	111169	297617	114318
Pleistocene gebieden	135097	150284	36376	106954	181046	33756
Laagveengebied	138782	47882	9415	124439	62793	8846
Hoogveen(ontginnings)landschap	18801	64023	37016	13258	72539	34042
Zandgebied	372511	260936	90256	305027	333716	84959
Droogmakerijen	73296	93707	21776	55155	113572	20052
Rivierengebied	41144	76084	87959	35133	85889	84164
Stuwwallen	15415	32711	112313	11220	35785	113435
Krijt en Loss	43	1330	176	9	1370	169

Tabel 8.9 Procentuele toename in ha van het areaal per profieltype binnen een landschapsregio aan de onderscheiden profieltypen binnen landschapsregio's bij klimaatverandering van huidig klimaat naar W+

Landschapsregio	Grondwaterprofiel	Contactprofiel	Hangwaterprofiel
Duinen en strandwallen	-6%	5%	0%
Zeekleigebied	-8%	8%	-1%
Pleistocene gebieden	-9%	10%	-1%
Laagveengebied	-7%	8%	0%
Hoogveen(ontginnings)landschap	-5%	7%	-2%
Zandgebied	-9%	10%	-1%
Droogmakerijen	-10%	11%	-1%
Rivierengebied	-3%	5%	-2%
Stuwwallen	-3%	2%	1%
Krijt en Loss	-2%	3%	0%





## 9 Discussie

De unieke combinaties waarvoor lineaire tijdreeksmodellen zijn opgezet zijn geparametriseerd op basis van de huidige situatie. De gebruikte parameters zijn niet tijds/grondwaterstandsafhankelijk. Hierdoor kunnen de berekende grondwaterstandskarakteristieken voor klimaatscenario's afwijken van de te verwachten werkelijke grondwaterstandskarakteristieken. De uitwerking is als volgt:

### *Bergingscoëfficiënt:*

De bergingscoëfficiënt is grondwaterstands, flux (grootte en richting) en bodem afhankelijk. Bij diepe grondwaterstanden is de bergingscoëfficiënt weinig gevoelig voor veranderingen in de grondwateraanvulling bij verschillende klimaatscenario's. Vooral in de relatief natte gronden is de gevoeligheid veel groter. Daarnaast wordt bij gebruik van het lineaire tijdreeksmodel de grondwaterstand boven het maaiveld op 0 gesteld, omdat de bergingscoëfficiënt dan 1 wordt

### *Drainageweerstand:*

De drainageweerstand is grondwaterstandsafhankelijk en neemt af bij stijgende grondwaterstanden. Dit betekent dat ondiepe grondwaterstanden te hoog en diepe grondwaterstanden te diep worden berekend.

### *Ontwateringsniveau:*

Voor deze studie is het gemiddelde genomen van de GHG en de GLG, maar afhankelijk van de bodemeigenschappen, kwel/wegzijging, beheersbaarheid en bodemdiepte kan de diepte verschillen van de aangenomen ontwateringsdiepte.

### *Kwel*

Kwel is afhankelijk van relaties tussen gebieden, bij toekomstige klimaatscenario's kan deze relatie veranderen en daarmee de kwel/wegzijging. Afhankelijk van de geohydrologische eigenschappen (freatische spreidingslengte) en peilverschillen is het invloedsgebied klein (laag Nederland) of groot (Stuwwallen met open profielen).

Voor zowel de lineaire als de niet-lineaire tijdreeksmodellen is geen rekening gehouden met ruimtelijke verschillen in kwel die als gevolg van klimaatverandering op kunnen gaan treden. De berekeningen staan ruimtelijk gezien los van elkaar. Impliciet wordt er bij de berekeningen van uitgegaan dat klimaatverandering overal optreedt en overal ongeveer hetzelfde effect zal hebben op de diepe stijghoogte. Gezien de relatief grote effecten in de droge stuwwallen en dekzandruggen mag verwacht worden dat er wel ruimtelijke verschillen in het effect op de kwel/wegzijging op gaan treden. Om dit te kunnen berekenen zal gebruik moeten worden gemaakt van een correct geparametriseerd grondwaterstromingsmodel.

Bij de berekeningen is geen rekening gehouden met de gelaagdheid in de bodem en de hiermee samenhangende juiste bodemfysische karakterisering van bodemhorizonten, waardoor bepaalde (agro)hydrologische effecten worden afgevlakt, danwel niet worden gekwantificeerd (numerieke verdroging). Dit aspect zal in de gebruikte tijdreeksmodellen voornamelijk effect hebben op de bergingscoëfficiënt en drainageweerstand. Een aspect dat tevens beïnvloed kan

worden is de grondwateraanvulling, door de toename van de neerslagintensiteit neemt de kans toe van plasvorming en stroming over maaiveld, waardoor een deel van de neerslag via oppervlakte afvoer wordt afgevoerd. De gelaagdheid in de bodem kan bij toename van de neerslagintensiteit ook tot gevolg hebben dat horizontaal transport van grondwater in een ondiep verzadigde laag kan toenemen (oppervlakkige afvoer (interflow)). Ook het voorkomen van schijngrondwaterspiegels, hetgeen kan leiden tot oppervlakkige afvoer, kan als gevolg van een toename van de neerslagintensiteit toenemen. Ook hierbij speelt numerieke verdroging in de vorm van het rekening houden met de gelaagdheid en bijbehorende parametrisering van de bodem een belangrijke rol.

Door het gebruik van niet lineaire modellen wordt meer recht gedaan aan het niet constante karakter van deze modelinvoer.

Lineaire tijdreeksmodellen houden geen rekening met verdampingsreductie, hierdoor kan de berekende grondwaterstand dieper uitzakken dan de werkelijke grondwaterstand.

Het toekomstige klimaat kan ertoe leiden dat wordt gekozen voor andere aangepaste gewassen, dit leidt tot een andere verdampingsvraag en daarmee een ander vochttekort. Dit aspect is binnen deze studie buiten beschouwing gelaten.

De effecten van de verhoging van de  $CO_2$  en de temperatuur op de verdampingsvraag zijn nog onvoldoende bekend en daarmee is het effect op het vochttekort bij toekomstige scenario's enigszins onzeker. Daarnaast is over de effecten van verandering in de relatieve luchtvochtigheid en netto straling op de verdamping eveneens relatief weinig bekend.

Voor het contactprofiel is een nadere gradatie te maken voor de beschikbare capillaire nalevering, op basis van de duur dat de GLG in een 10% droog jaar wordt onderschreden, alsmede tot hoever de capillaire nalevering daarbij terugloopt, bijv. tot 1,8 mm/d of tot 0,2 mm/d. Dit laatste zou nader onderzocht moeten worden.

Lineaire tijdreeksmodellen zijn ingezet voor het bepalen van de effecten van klimaatverandering op de grondwaterstand. Hierbij dient men er rekening mee te houden dat, zoals eerder aangegeven, er geen rekening wordt gehouden met ruimtelijke interactie tussen gebieden. De systematiek die is opgezet heeft wel als voordeel dat de resultaten goed aansluiten bij de werkelijke situatie en de berekeningen snel kunnen worden uitgevoerd. Door gebruik te maken van de ontwikkelde methode zijn meerdere toepassingen denkbaar. Het is bijvoorbeeld mogelijk om de methode te gebruiken om bestaande of nieuwe bodem- en Gt-karteringen uit te breiden met grondwaterstands-informatie in de vorm van tijdreeksen van 30 jaar. Indien deze tijdreeksen weer worden samengevat in de vorm van Gt-informatie komt deze grotendeels overeen met de gekarteerde Gt, hetgeen aangeeft dat de resultaten goed aansluiten bij de werkelijke situatie. Naast het genereren van aanvullende informatie is de methode ook geschikt voor het doorrekenen van de effectiviteit van maatregelen. Hierbij moet ook worden

opgemerkt dat het ontbreken van de ruimtelijke interactie in het modelinstrumentarium tot gevolg heeft dat het bij de effectberekeningen gaat om het effect van een maatregel die lokaal wordt toegepast. De berekende effectiviteit van maatregelen kan derhalve worden gezien als een ‘wandelend’ gebiedje bestaande uit één of enkele aaneengesloten percelen die middels de beoogde maatregel worden aangepast. Naast deze toepassing van de methode is de methode ook geschikt om in te zetten voor operationeel peilbeheer. De directe koppeling tussen het neerslagoverschot en de grondwaterstand maakt het mogelijk om op basis van een verwachting van de neerslag en verdamping kaarten te genereren van de verwachte grondwaterstand. Indien gebruik wordt gemaakt van het niet-lineaire tijdreeksmodel kunnen op basis van deze verwachting peilaanpassingen worden doorgerekend, waardoor de methode geschikt is voor operationeel peilbeheer (peilwijzer). Aangezien het een snel rekenend instrumentarium is, zijn er ook mogelijkheden om bijvoorbeeld een directe koppeling te leggen met klimaatrealisaties, waardoor meer onderzoek naar de onzekerheid van grondwaterstands verandering als gevolg van klimaatverandering kan worden gedaan.



## 10 Conclusies

Het te verwachte effect van klimaatverandering op de freatische grondwaterstand is met uitzondering van de stuwwallen relatief gering. Het gemiddelde effect van scenario W+ op de GHG bedraagt 0,7 cm, op de GVG 0,3 cm en op de GLG -12,5 cm. Het geringe effect op de GHG wordt voornamelijk veroorzaakt door de begrenzing van de grondwaterstand nabij het maaiveld, aangezien de bergingscoëfficiënt, indien het grondwater tot in maaiveld komt, zeer groot is en de afvoer in deze situatie relatief hoog is. Diepe grondwaterstanden komen niet jaarlijks tot in maaiveld, waardoor deze niet zijn begrensd en nauwelijks door toename van de afvoer worden 'afgeroomd'. Daarnaast worden deze droge gebieden gekenmerkt door een hoge drainageweerstand en een hangwaterprofiel. Deze combinatie heeft tot gevolg dat het grondwatersysteem in droge gebieden voornamelijk wordt beïnvloed door het neerslagoverschot, waardoor de klimaateffecten op de grondwaterstand in droge gebieden veel groter zijn. Hierbij moet worden opgemerkt dat de dikke onverzadigde zone, hoge bergingscoëfficiënt en hoge drainageweerstand een vertragende werking hebben op de grondwaterstandsfluctuatie.

Het effect van klimaatverandering op de GLG wordt met lineaire tijdreeksmodellen, waarbij geen rekening gehouden wordt met verdampingsreductie enigszins overschat. Bij een dalende grondwaterstand in droge perioden nemen de mogelijkheden van capillaire nalevering af. Hierdoor kan er verdampingsreductie optreden.

Met fysische tijdreeksmodellen kan het niveau en de fluctuatie van de grondwaterstand goed worden gesimuleerd. Hierbij dient te worden opgemerkt dat er verschillende niet-lineaire processen voorkomen die voornamelijk het natte en droge traject van de grondwaterstand beïnvloeden. Teneinde hiermee rekening te kunnen houden is het gebruik van niet-lineaire fysische tijdreeksmodellen aan te bevelen.

Het beschikbare opneembare vocht verandert weinig als gevolg van klimaatverandering, omdat de GVG weinig wordt beïnvloed door klimaatverandering.

Het vochttekort in de zomer neemt bij het meest extreme scenario, W+-scenario, voor een 10% droog jaar toe met ca 105 mm. Dit wordt veroorzaakt doordat het beschikbare opneembare vocht nauwelijks wordt beïnvloed door klimaatverandering, en omdat voor de berekeningen is uitgegaan van één meteostation, nl De Bilt, waarvoor het maximale vochttekort in een 10% droog jaar toeneemt van 254 naar 359 mm. Dit verschil vinden we terug in de rekenresultaten.

Omdat de klimaatverandering vooral doorwerkt op de GLG en de GLG 10% droog jaar en nauwelijks op de GVG zien we vooral een verschuiving optreden van grondwaterprofielen en contactprofielen.

Voor de evaluatie van effecten van grondwaterstandsveranderingen op de landbouwkundige opbrengst en natuur, wordt veelal gebruik gemaakt van evaluatietools zoals het HELP-instrumentarium, Waternood en NATLES. Deze instrumentaria zijn afgeleid uit praktijkervaring/opnamen en modelberekeningen onder de huidige en/of historische klimatologische omstandigheden. Dit betekent dat deze instrumentaria niet zonder meer gebruikt kunnen worden om de effecten van toekomstige klimaatscenario's voor de landbouw te evalueren. De toename van het vochttekort in een 10%-droog jaar met 105 mm, vraagt om een grotere capillaire nalevering cq. berekening. Deze toename in de watervraag kan zowel voor de landbouw als de natuur betekenen dat een andere GVG als uitgangspunt dient te worden genomen om bijv. de meest optimale landbouwkundige productie te realiseren.

## Literatuur

Bakel, P.J.T. van, T. Kroon, J.G. Kroes, J. Hoogewoud, R. Pastoors, H.T.L. Massop & D.J.J. Walvoort, 2007. *Reparatie hydrologie voor STONE 2.1; beschrijving reparatie-acties, analysesresultaten en beoordeling plausibiliteit*. Werkdocument / Wettelijke Onderzoekstaken Natuur & Milieu (81)

Beersma J.J., T.A. Buishand & H. Buiteveld, 2004. *Droog, droger, droogst. KNMI/RIZA-bijdrage aan de tweede fase van de Droogtestudie Nederland*. KNMI-publicatie; 199-II, De Bilt.

Bierkens, M.F.P., M. Knotters & F.C. van Geer. 1999. *Tijdreeksanalyse nu ook toepasbaar bij onregelmatige meetfrequenties*. *Stromingen* 5/2: 43-54.

Bierkens, M.F.P. & W.A. Bron, 2000. 3. *VIDENTE: a graphical user interface and decision support system for stochastic modelling of water table fluctuations at a single location; Includes documentation of the programs KALMAX, KALTFN, SSD and EMERALD and introductions to stochastic modelling*. Wageningen, ALTERRA, Green World Research. Alterra-rapport 118.

Bouwman, J.M.M., 1990. *Achtergrond en toepassing van de TCGB-tabel. Een methode voor het bepalen van de opbrengstdepressie van grasland op zandgrond als gevolg van een grondwaterstandsverlaging*. Utrecht. Nota Technische Commissie Grondwaterbeheer.

Buishand, T.A. & C.A. Velds, 1980. *Neerslag en verdamping. Klimaat van Nederland 1*. KNMI, De Bilt.

Butijn, J., 1958. Betekenis van de bewortelingsopname in de fruitteelt. *Med. Dir. Tuinb.* 21: 622-631.

Cultuurtechnische vereniging, 2000. *Cultuurtechnisch Vademecum. Handboek voor inrichting en beheer van land, water en milieu*. Elsevier bedrijfsinformatie bv, Doetinchem,

Dolman, A.J. & E.J. Moors, 1994. *Hydrologie en waterhuishouding van bospercelen in Nederland. Fase I: Toetsing instrumentarium*. Wageningen, SC-DLO rapport 333.

Heijboer, D. & J. Nellestijn, 2002. *Klimaatatlas van Nederland. De normaalperiode 1971-2000*. De Bilt.

Gaast J.W.J van der., H.Th.L. Massop & G.B.M Heuvelink, 2005. *Monitoring verdroging. Methodische aspecten van meetnetoptimalisatie*. Wageningen, Alterra-rapport 1102.

Gaast, J.W.J., H.Th.L. Massop, H.R.J. Vroon & I.G. Staritsky., 2006. *Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken*. Wageningen, Alterra-rapport 1339.

- Gaast, J.W.J. van der, H.R.J. Vroon & H.Th.L. Massop, 2008. Oorzaak en gevolg van numerieke verdroging; in: *H2O*, nr 5, pag 51-56.
- Jansen, P.C., 1986. *De beworteling van (half-) natuurlijke vegetaties*. ICW-nota 1698, Wageningen.
- Knotters, M. & M.F.P. Bierkens, 1998. *The relationship between time series models for water table depth and physical information*. DLO - Staring Centre, Report 167, Wageningen.
- Knotters, M. & M.F.P. en Bierkens, 1999. *Tijdreeksmodellen van de grondwaterstand. Een kijkje in de black box*. *Stromingen* 5, 3: 35-50.
- Knotters, M. & M.F.P. Bierkens. 1999. *Hoe lang moet je de grondwaterstand meten om iets over de dynamiek te weten?* *Stromingen* 5(4):5-12.
- Krabbenborg, A.J., J.N.B. Poelman & E.J. van Zuilen 1983. *Standaardvocht karakteristieken van zandgronden en veenkoloniale gronden*. Wageningen, STIBOKA. Rapport 1680.
- Lankester, J & C. Maas, 1996. *Een onderzoek naar karakterisering van vegetatiekundige standplaatsen op basis van impulsresponsies*. *Stromingen* 2(3):5-17.
- Massop H. Th.L. & P.A.J.W. de Wit, 1994. *Hydrologisch onderzoek naar drainageweerstanden van het tertiair ontwateringssysteem in Oost-Gelderland*. Wageningen, SC-DLO rapport 373.
- Massop H.T.L., T. Kroon, J.P.T van Bakel, W.J. de Lange, M.J.H. Pastoors & J. Huygen, 2000. *Hydrologie voor Stone; Schematisatie en parametrisatie*. Wageningen, ALTERRA, Research Instituut voor de Groene Ruimte, Rijksinstituut voor Integraal.
- Massop H.Th.L., P.J.T. van Bakel, T. Kroon, J.G. Kroes, A.Tiktak & W. Werkman, 2005. *Onderzoek naar de "ware" neerslag en verdamping. Toetsing van de berekende verdamping met het STONE 2.1 instrumentarium aan regionale waterbalansen en de gevoeligheid van de verdampingsafwijkingen op de uitspoeling van nutriënten*. Wageningen, Alterra-rapport 1158.
- Peña, Ana García, 2003. *Castricum 30 years of lysimeter data: Sensitivity analysis and calibration with the SWAP model*. Thesis Hogeschool Zeeland.
- Rijtema, P.E., 1971. *Een berekeningsmethode voor de benadering van de landbouwschade te gevolge van grondwateronttrekking*. ICW-Nota 587, Wageningen.
- Soesbergen G.A. van, C. van Wallenburg, K.R. van Lynden & H.A.J. van Lanen. 1986. *De interpretatie van bodemkundige gegevens. Systeem voor de bodemgeschiktheid van gronden voor akkerbouw, weidebouw en bosbouw*. Stibokarapport 1967. STIBOKA, Wageningen.
- Werkgroep Noord-Holland, 1982. *Kwantiteit en kwaliteit van grond- en oppervlaktewater in Noord-Holland benoorden het IJ*. Regionale studie 16. ICW, Wageningen.



Werkgroep Midden West-Nederland, 1976. *Hydrologie en waterkwaliteit van Midden West-Nederland*. Regionale studie 9. ICW, Wageningen.

Werkgroep Zuid-Holland, 1987. *Wateraanvoerbehoefte Zuidhollandse Eilanden en Waarden. Peilbeheersing en bestrijding van de verzilting*. ICW-nota 1801.

Wesseling, J.G., 1991. *CAPSEV: steady state moisture flow theory. Program description, user manual*. Wageningen, Staring Centre. Report 37.

Witte J.P.M., B. Kruijt & C. Maas, 2006. *The effects of rising CO2 levels on evapotranspiration*. KWR 06.004. KIWA, Nieuwegein.

Wösten, J.H.M., F. de Vries, J. Denneboom & A.F. van Holst, 1988. *Generalisatie en bodemfysische vertaling van de bodemkaart van Nederland, 1: 250 000, ten behoeve van de PAWN-studie*. Rapport 2055, Stiboka. Wageningen.

Wösten, J.H.M., 1987. *Beschrijving van de waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken uit de Staringreeks met analytische functies*. Rapport 2019, Stiboka, Wageningen.

Wösten J.H.M., G.J. Veerman W.J.M. de Groot & J. Stolte, 2001. *Waterretentie- en doorlatendheids-karakteristieken van boven- en ondergronden van Nederland: de Staringreeks*. Vernieuwde uitgave 2001. Wageningen, Alterra rapport 153.

Wit, K. E., M.P.A. van den Heuvel, H.Th. L. Massop, J.G. te Beest, M. Wijnsma & J.W. Jansen, 1990. *Verbetering van de waterkwaliteit in het Groene Hart in het kader van een geïntegreerd ruimtelijk beleid en milieubeleid (inventarisatiefase)*. Wageningen, SC-DLO rapport 97.

### ***Internet***

[http://climexp.knmi.nl/Scenarios\\_monthly/](http://climexp.knmi.nl/Scenarios_monthly/).

<http://www.knmi.nl/klimaatscenarios/knmi06/gegevens/neerslag/index.html>

<http://www.knmi.nl/klimaatscenarios/knmi06/gegevens/temperatuur/index.html>

[http://climexp.knmi.nl/Scenarios\\_monthly/Lenderink\\_MonthlyInter\\_RepV2\\_2006\\_0913.pdf](http://climexp.knmi.nl/Scenarios_monthly/Lenderink_MonthlyInter_RepV2_2006_0913.pdf)

[http://climexp.knmi.nl/Scenarios\\_monthly/PotET.pdf](http://climexp.knmi.nl/Scenarios_monthly/PotET.pdf)

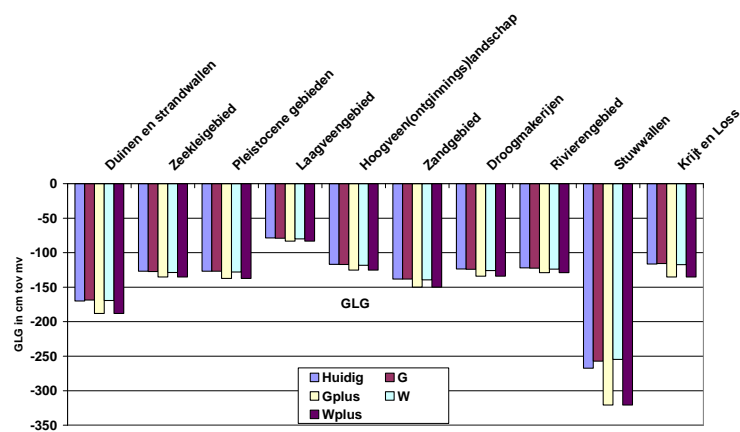
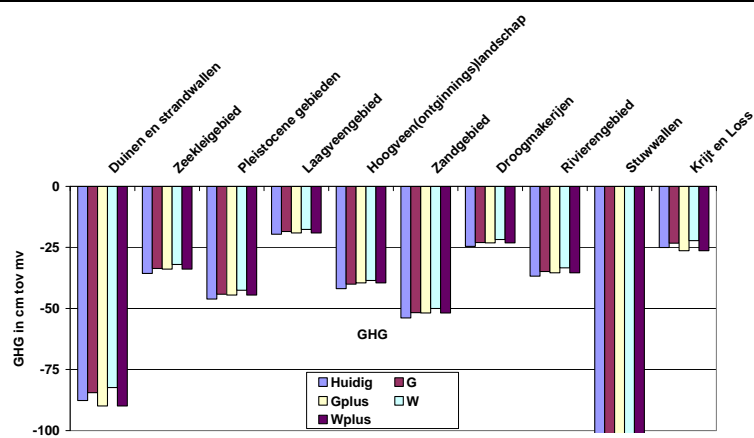


## Bijlage 1 Klimaatscenario's

GHG (cm tov maaiveld)	Klimaatscenario					Verschil			
Landschapsregio	Huidig	G	G+	W	W+	G	G+	W	W+
Duinen en strandwallen	-87.7	-84.5	-89.9	-82.4	-89.9	3.2	-2.2	5.3	-2.2
Zeekleigebied	-35.6	-33.6	-33.9	-32.0	-33.9	2.0	1.8	3.6	1.8
Pleistocene gebieden	-46.2	-44.2	-44.5	-42.5	-44.5	2.0	1.7	3.6	1.7
Laagveengebied	-19.6	-18.5	-19.1	-17.7	-19.1	1.1	0.5	1.9	0.5
Hoogveen(ontginnings)landschap	-41.9	-40.1	-39.6	-38.5	-39.6	1.8	2.3	3.4	2.3
Zandgebied	-53.8	-51.7	-51.8	-50.0	-51.8	2.1	2.0	3.8	2.0
Droogmakerijen	-24.6	-23.0	-23.1	-21.8	-23.1	1.6	1.5	2.8	1.5
Rivierengebied	-36.8	-34.8	-35.4	-33.4	-35.4	1.9	1.4	3.4	1.4
Stuwwallen	-159.9	-146.7	-192.2	-140.8	-192.2	13.1	-32.3	19.1	-32.3
Krijt en Loss	-25.0	-23.3	-26.4	-22.2	-26.4	1.7	-1.4	2.8	-1.4

GLG (cm tov maaiveld)	Klimaatscenario					Verschil			
Landschapsregio	Huidig	G	G+	W	W+	G	G+	W	W+
Duinen en strandwallen	-170.0	-168.7	-188.0	-169.3	-188.0	1.3	-18.0	0.8	-18.0
Zeekleigebied	-126.8	-127.2	-135.2	-128.8	-135.2	-0.4	-8.4	-1.9	-8.4
Pleistocene gebieden	-126.8	-126.8	-137.4	-128.1	-137.4	0.0	-10.5	-1.2	-10.5
Laagveengebied	-78.8	-79.1	-83.2	-80.1	-83.2	-0.3	-4.5	-1.3	-4.5
Hoogveen(ontginnings)landschap	-116.8	-117.0	-125.2	-118.3	-125.2	-0.2	-8.4	-1.4	-8.4
Zandgebied	-138.3	-138.3	-149.7	-139.5	-149.7	0.0	-11.4	-1.2	-11.4
Droogmakerijen	-123.6	-124.1	-134.0	-125.9	-134.0	-0.5	-10.3	-2.3	-10.3
Rivierengebied	-122.0	-122.4	-129.1	-123.8	-129.1	-0.4	-7.1	-1.8	-7.1
Stuwwallen	-267.3	-257.1	-320.6	-254.6	-320.6	10.2	-53.3	12.6	-53.3
Krijt en Loss	-116.4	-115.9	-135.3	-117.2	-135.3	0.5	-18.8	-0.8	-18.8





## Bijlage 2 GLG in een 10%-droog jaar

Uit diverse berekeningen blijkt, dat indien de afstand tussen het niveau van de GLG en de onderzijde van de wortelzone geringer is dan de kritieke  $z$ -afstand, het langjarig gemiddelde vochttekort van grasland globaal beperkt blijft tot max. ca 2%. In een jaar met een 10% droogtekans, waarvan we voor de schatting van het vochtleverend vermogen uitgaan, zal de grondwaterstand aan het einde van het groeiseizoen beneden het GLG-niveau liggen. Voor veel gronden is de verlaging 20 á 40 cm; 20 cm kan als norm worden genomen voor in polders gelegen gronden, en 40 cm voor overige (Van Soesbergen *et al.*, 1986) Dit hangt sterk van de aard en samenstelling van de ondergrond en fluctuatie van het grondwater af. Voor open zandgronden met een leemarme of zwakleemig ondergrond in een wegzijgingssituatie is de LG3 voor een 10% droog jaar veelal in de orde van 15 á 25 cm en voor zeer sterk lemige tot leemondergronden ca. 40 cm. De GLG wordt berekend door middeling van de LG3 over een reeks van jaren. De 10% laagste LG3 is genomen als representatieve laagste grondwaterstand in een jaar met een 10% droogtekans. Deze situatie is droger dan de GLG. Van Soesbergen geeft als vuistregel:  $GLG-10\% = GLG + 20$ . Om te onderzoeken of deze vuistregel overeenkomt met de resultaten van modelberekeningen met het model SWAP zijn de rekenresultaten van 5 schematisatieeenheden nader onderzocht (Van der Gaast *et al.*, 2006). Dit betreft de volgende eenheden met de karakterisering van het gebied waarin ze liggen:

2600215	- gelegen in het rivierkleigebied,
2602001	- gelegen in het veengebied,
2800711	- gelegen in het keileengebied in Drenthe,
2900309	- gelegen in het zandgebied,
3701312	- gelegen in beekdal.

Op verschillende manieren is gekeken hoe de GLG voor een 10% droog-jaar is te karakteriseren op basis van modelberekeningen, nl.:

- LG3-10% droog jaar op basis van het jaar 1989, dit is een 10% droog jaar op basis gehele groeiseizoen;
- LG3-gemiddelde van meerdere jaren die kunnen worden gekarakteriseerd als een bij benadering 10% droogjaar op basis van het gehele groeiseizoen;
- LG3-10% droog jaar op basis van het jaar 1990, dit is een 10% droog jaar op basis van het maximale vochttekort;
- LG3-gemiddelde van meerdere jaren die kunnen worden gekarakteriseerd als een bij benadering 10% droogjaar op basis van het maximale vochttekort.

In tabel B2.1 zijn voor schematisatieeenheid 2900309, gelegen in het zandgebied, de berekende waarden voor de GLG voor een 10% droog jaar volgens de 4 methoden weergegeven. De volgens deze methode berekende LG3-10% droogjaar varieert maximaal 10 cm. Voor de verdere analyse is de berekende LG3-10% droogjaar, bepaald volgens de 4 genoemde methoden, gemiddeld. Vergelijking van dit gemiddelde met de GLG geeft aan dat de LG3-10% gemiddeld 7 cm dieper wordt berekend dan de GLG (muv van GT IV). Dit is dus duidelijk minder dan de 20 cm volgens eerder genoemde vuistregel.

Tabel B2.1 Enkele karakteristieken voor de GLG en de GLG voor een 10% droog jaar voor schematisatie-eenheid 2900309 in cm tov mv

Schematisatie-eenheid: 2900309		GT	IIa	IIIb	IV	VI	VII
GLG			-67.4	-103.7	-107.8	-159.0	-195.6
GLG- 10%	Groei-eizoen	1989	-80.1	-117.7	-115.5	-171.3	-200.7
	Groei-eizoen	Gemiddelde	-73.4	-112.6	-112.8	-172.7	-206.3
	Maximum	1990	-70.9	-110.6	-111.0	-166.6	-200.0
	Maximum	Gemiddelde	-74.1	-113.3	-113.2	-172.5	-206.0

Voor een ruimtelijke invulling van de GLG voor een 10% droog jaar is gebruik gemaakt van de resultaten van het project 'Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken' (Van der Gaast *et al.*, 2006). Er zijn meerdere mogelijkheden om op basis van rekenresultaten met SWAP de GLG voor een 10% droog jaar vast te stellen voor de verschillende schematisatie-eenheden, nl:

- Uit de overschrijdingsduur van de LG3;
- Uit de grondwaterstandsduurlijn;
- Door het verhogen van de GLG met een vaste waarde.

In tabel B2.2 is wederom voor eenheid 2900309 een voorbeeld gegeven van de bepaling van de GLG voor een 10% droogjaar.

Tabel B2.2 Bepaling GLG voor een 10% droog jaar uit overschrijdingsduurlijn van de LG3 en de overschrijdingsduur van de grondwaterstand.

Schematisatie-eenheid: 2900309		GT	IIa	IIIb	IV	VI	VII
GLG			-67.4	-103.7	-107.8	-159.0	-195.6
LG3	Gemiddelde 4 methoden		-74.6	-113.6	-113.1	-170.8	-203.2
	GLG-LG3		7.2	9.9	5.3	11.8	7.6
LG3- duurlijn	10%	Nat	-54.8	-87.1	-98.5	-136	-177.7
	20%		-57.3	-90.1	-99.4	-144.1	-180.7
	30%		-59.8	-94.4	-102.2	-149.6	-185.3
	40%		-64.2	-98.6	-105.9	-154.8	-193.7
	50%		-66.4	-105.3	-108.4	-156.4	-198.5
	60%		-70.7	-107.8	-110.4	-164.8	-199.2
	70%		-74.5	-110.4	-112.4	-170.3	-201.7
	80%		-76.5	-116.7	-115.3	-172.2	-206.6
	90%	Droog	-79.9	-118.5	-115.7	-178	-213
Percentage LG3			71%	75%	73%	72%	73%
Overschrijdingsduur grwst			96.1	95.2	95.2	94.7	93.4
GLG-LG3-10%overschrijding			12,5	14,8	7,9	19,0	17,4

Uit tabel B2.2 blijkt dat de LG3-10% droogjaar overeenkomt met een overschrijdingsduur van de LG3 met ca 30%, dus een GLG voor een 10% droogjaar is natter dan een LG3-10% uit de LG3 duurlijn. De LG3-10% geeft een verschil met de GLG van 7,9 - 19,0 cm, Vooral de relatief veel voorkomende getallen voor Gt VI en VII liggen dicht bij de 20 - 40 cm van Van Soesbergen *et al.* (1986) en lijken daarmee meer plausibel. De grondwaterstandsduurlijn geeft de overschrijdingskans in dagen of procenten van een bepaald niveau. Volgens tabel B2.2 varieert de overschrijdingsduur per GT.