



ALTEERRA

WAGENINGEN UR

De hydrologie voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht

Een karakterisering op basis van karteerbare kenmerken

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

Alterra-rapport 1686, ISSN 1566-7197



De hydrologie voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht

De hydrologie voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht

Een karakterisering op basis van karteerbare kenmerken

**J. W. J. van der Gaast
H. Th. L. Massop**

Alterra-rapport 1686

Alterra, Wageningen, 2008

REFERAAT

Gaast, J.W.J. van der & H. Th. L. Massop, 2008. *De hydrologie voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht; Een karakterisering op basis van karteerbare kenmerken*. Wageningen, Alterra, Alterra-rapport 1686. 3 blz.; 84 fig.; 30 tab.; 68 ref.

Voor het ontwerp van waterlopen en kunstwerken heeft het waterschap Velt en Vecht behoefte aan informatie over specifieke afvoeren bij maatgevende afvoersituaties. Daarnaast heeft het waterschap behoefte aan actuele gebiedsdekkende kwantitatieve hydrologische gebiedsinformatie, zoals GxG, grondwateraanvulling en kwel. In dit onderzoek wordt de methode en het instrumentarium voor het vlakdekkend in kaart brengen van hydrologische gebiedseigenschappen beschreven. In eerste instantie is een ruimtelijke schematisatie uitgevoerd en is de Gt-kaart 1 : 50 000 geactualiseerd. Vervolgens zijn SWAP-modellen voor een groot aantal schematisatie-eenheden, landgebruiksvormen en Gt's geparametriseerd en gekalibreerd. Middels metamodellen, welke van de modelresultaten zijn afgeleid, kunnen verschillende hydrologische variabelen ruimtelijk in kaart worden gebracht. Het kan hierbij gaan om kwel, afvoeren voor verschillende herhalingsstijden, grondwateraanvulling of karakteristieken van het grondwaterstandsverloop. Bij een nadere analyse van de piekafvoeren is gebleken dat deze enigszins worden overschat bij het gebruik van de duurlijnmethode. Daarnaast is gebleken dat het gebruik van de Gumbel-methode alleen is toegestaan indien de afvoerreeks homogeen is.

Trefwoorden: afvoer, drainageweerstand, duurlijn, extremen, grondwaterkartering, grondwaterregime, grondwatertrap, Gumbel, Gt, interpolatie, kwel, metamodel, neerschaling, regressie, schematisatie, wegzijging.

ISSN 1566-7197

Dit rapport is digitaal beschikbaar via www.alterra.wur.nl. Een gedrukte versie van dit rapport, evenals van alle andere Alterra-rapporten, kunt u verkrijgen bij Uitgeverij Cereales te Wageningen (0317 46 66 66). Voor informatie over voorwaarden, prijzen en snelste bestelwijze zie www.boomblad.nl/rapportenservice

© 2008 Alterra
Postbus 47; 6700 AA Wageningen; Nederland
Tel.: (0317) 480700; fax: (0317) 419000; e-mail: 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	9
Samenvatting	11
1 Inleiding	13
1.1 Achtergrond en probleemstelling	13
1.2 Doelstelling	13
1.3 Benaderingswijze	14
1.4 Globale werkwijze	14
1.5 Begrippenkader	15
1.6 Leeswijzer	17
2 De grondwatertrap op basis van karteerbare kenmerken	19
2.1 Karakterisering van het grondwaterstandsverloop	19
2.2 Werkwijze	21
2.3 Actuele situatie	22
2.4 Grondwaterstandswaarnemingen	25
2.5 Resultaat	29
3 Ruimtelijke schematisatie	31
3.1 Meteorologische gebiedsindeling	32
3.2 Hydrotypen	33
3.3 Bodem	34
3.4 Schematisatie eenheden	35
4 Parametrisatie	39
4.1 Meteorologische gegevens	39
4.2 Bodemkundige gegevens	39
4.3 Grondgebruik	40
4.4 Oppervlaktewater gegevens	41
4.4.1 Drainageweerstand	50
4.4.2 Oppervlakkige afvoer	57
4.4.3 Ontwateringsbasis	59
4.4.4 Peilbeheerpeilen	61
5 Kalibratie	65
5.1 Systeemweerstand	65
5.2 Kalibratieprocedure	68
5.3 Kalibratie ten behoeve van de parametrisatie	69
5.4 Optimalisatie	69
6 Interpretatie van de modeluitvoer	71
6.1 Resultaten op perceelsniveau	71
6.2 Waterbalans	72
6.3 Grondwaterstand	73

6.3.1	Tijdreeks	73
6.3.2	Daggemiddelde regimecurve	74
6.3.3	Duurlijn	75
6.3.4	SOW	76
6.4	Kwel/wegzijging	77
6.4.1	Tijdreeks	77
6.4.2	Daggemiddelde regimecurve	77
6.4.3	Duurlijn	79
6.4.4	SOW-kwel	79
6.5	Afvoer	80
6.5.1	Tijdreeks	80
6.5.2	Daggemiddelde regimecurve	82
6.5.3	Duurlijn	83
6.5.4	SOW-afvoer	84
7	Regionalisatie	85
7.1	Vlakdekkend invullen van modelresultaten	85
7.2	Methode	85
7.2.1	Kwel	85
7.2.2	Maatgevende afvoer	89
7.3	Grondwaterstanden	93
7.3.1	Grondwaterstand als gemiddelde van de GHG en de GLG	93
7.3.2	Fluctuatie	93
7.3.3	Gemiddelde grondwaterstand	94
7.3.4	Gemiddelde datum voor de GHG en GLG	95
7.3.5	Grondwaterstandoverschrijdingsniveau van 1 dag per jaar	97
7.3.6	Grondwaterstandoverschrijdingsniveau van 36 dagen per jaar	98
7.3.7	Grondwaterstandoverschrijdingsniveau van 329 dagen per jaar	99
7.4	Plasvorming	100
7.4.1	Duur periode met enige plasvorming	100
7.4.2	Duur plasvorming waarbij 50% van het perceel is geïnundeerd	100
7.5	Afvoer	101
7.5.1	Gemiddelde afvoer	101
7.5.2	Halve maatgevende afvoer	102
7.5.3	Afvoer die 50 dagen per jaar wordt overschreden	103
7.5.4	Afvoer die 100 dagen per jaar wordt overschreden	104
7.5.5	Afvoer die 300 dagen per jaar wordt overschreden	105
7.5.6	Gemiddeld hoogste afvoer	106
7.5.7	Gemiddeld laagste afvoer	107
7.6	Kwel	109
7.6.1	Gemiddeld hoogste kwel	109
7.6.2	Gemiddeld laagste kwel	110
7.7	Grondwateraanvulling	111
7.7.1	Gemiddeld hoogste flux	112
7.7.2	Gemiddeld laagste flux	112

8	Extreme afvoeren	115
8.1	Inleiding	115
8.2	Vergelijking duurlijnmethode en Gumbel per Gt	116
8.3	Vergelijking duurlijnmethode en Gumbel op stroomgebiedsniveau	120
9	Discussie	127
10	Conclusies en aanbevelingen	131
	Literatuur	133

Woord vooraf

De maatgevende afvoer is een maat welke gebruikt wordt bij de inrichting en ontwerp van het ontwateringsstelsel. Voor het bepalen van de maatgevende afvoer wordt veelal gebruik gemaakt van de bodemkaart in combinatie met kennistabellen die 30 tot 40 jaar geleden zijn opgesteld. Veranderingen in de waterhuishouding hebben er toe geleid dat de maatgevende afvoer is veranderd.

In opdracht van het DWK-programma 362 (Waterbeheer) is een nieuwe methode ontwikkeld die o.a. geschikt is voor het bepalen van de specifieke en de maatgevende afvoer. Door waterschap Velt en Vecht is dmv een onderzoeksopdracht gevraagd om o.a. een maatgevende afvoerkaart af te leiden die kan worden gebruikt bij toekomstige ontwerpen. Bij dit onderzoek is gebruik gemaakt van de eerder genoemde methode.

De onderzoekers zijn de Dhr Thomas de Meij van Waterschap Velt en Vecht zeer erkentelijk voor zijn goede begeleiding van het onderzoek.

Samenvatting

Voor het ontwerp van waterlopen en kunstwerken heeft het waterschap Velt en Vecht behoefte aan informatie over specifieke afvoeren bij maatgevende afvoersituaties. Daarnaast heeft het waterschap behoefte aan informatie over actuele gebiedsdekkende kwantitatieve hydrologische gebiedseigenschappen, zoals GxG, grondwateraanvulling en kwel. In dit rapport wordt de methode en het instrumentarium voor het vlakdekkend in kaart brengen van hydrologische gebiedseigenschappen beschreven.

Voor dit project zijn de volgende fasen onderscheiden:

- Fase 1. Gebiedsdekkende ruimtelijke schematisatie op basis van zo veel mogelijk relevante tijdsafhankelijke karteerbare kenmerken.
- Fase 2. Parametrisatie van het ééndimensionale hydrologische model SWAP op basis van karteerbare kenmerken en analytische oplossingen.
- Fase 3. Kalibratie van SWAP voor de onderrand (kwel/wegzijging), aangezien dit de hydrologische gebiedseigenschap is welke het minst gemakkelijk gekarteerd kan worden.
- Fase 4. Het opstellen van de relatie tussen gebiedsdekkend beschikbare karteerbare kenmerken en de uitkomsten van de gekalibreerde modellen aan de hand van metamodellen.
- Fase 5. Het gebruik van de metamodellen voor het vlakdekkend invullen van hydrologische gebiedskenmerken zoals kwel/wegzijging, afvoer, grondwateraanvulling enz

In deze studie wordt het grondwaterstandsverloop gezien als resultante van de op die locatie geldende hydrologische, bodemfysische en meteorologische omstandigheden. De meeste factoren die hierbij een rol spelen, zoals bijvoorbeeld neerslag, verdamping, drainageweerstanden en berging zijn direct of indirect te beschouwen als karteerbare kenmerken. De belangrijke factor kwel is echter niet direct meet- en karteerbaar, waardoor is besloten deze variabele te kalibreren.

Aangezien het grondwaterstandsverloop een belangrijke variabele is, is in eerste instantie een methode gehanteerd voor het actualiseren van de Gt, waarbij bekende patrooninformatie intact blijft. Het gaat hierbij om een relatief nieuwe methode waarmee de grondwaterstand, gebruikmakend van Gt-patrooninformatie, via een neerschalingstechniek effectief en relatief eenvoudig kan worden gekarakteriseerd. Bij de ontwikkeling van deze methode is gebleken dat als gevolg van anisotropie in de bodem, het gebruik van grondwaterstandgegevens uit stambuizen resulteert in gemiddeld drogere GHG's dan bij het gebruik van informatie uit detailkarteringen. Hierdoor hebben we te maken met een fenomeen wat zou kunnen worden omschreven als numerieke verdroging.

Bij de opzet van de ruimtelijke schematisatie is er voor gekozen om zoveel mogelijk gebruik te maken van tijdsonafhankelijke gegevens. Hierdoor is het naast het beschrijven van de huidige situatie mogelijk om de effectiviteit van maatregelen door te rekenen, waarbij hydrologisch gezien nieuwe situaties kunnen ontstaan.

Door deze benadering, waarbij een groot aantal modellen wordt gekalibreerd, is het mogelijk om, na het doorrekenen van een groot aantal combinaties van hydrologische en bodemfysische omstandigheden, de modelresultaten te gebruiken voor het neerschalen en interpoleren van verschillende hydrologische variabelen. Hierbij wordt gebruik gemaakt van metamodellen die eenvoudig van opzet zijn. Dit heeft er toe geleid dat er per schematisatieeenheid een metamodel wordt afgeleid. Door de eenvoud van de metamodellen blijft het voor een hydroloog mogelijk de uitkomsten te beredeneren. Vergelijking van metamodellen voor verschillende gebiedstypen geeft inzicht in de ruimtelijke verschillen.

Het modelinstrumentarium heeft geresulteerd in een aantal kaarten zoals een kwelkaart en een kaart met specifieke afvoeren voor de maatgevende situatie (eenmaal per jaar). De kaarten geven een reëel beeld van de desbetreffende variabelen. Dit is ook gebleken uit een validatie voor de afvoergegevens en een plausibiliteittoets van de kwelkaart. Naast de genoemde kaarten is het ook mogelijk kaarten te maken van andere hydrologische variabelen zoals afvoeren met een andere overschrijdingsduur (extreme afvoeren), karakteristieken van de freatische grondwaterstand, grondwateraanvulling, enz... Daarnaast is het mogelijk om variabelen nader in de tijd te analyseren, aangezien voor verschillende variabelen tijdreeksen, daggemiddelde regimecurves, duurlijnen en bijvoorbeeld SOW-waarden beschikbaar zijn.

Bij een nadere analyse van de piekafvoeren is gebleken dat deze enigszins worden overschat bij het gebruik van de duurlijnmethode. Grofweg kan gesteld worden dat de gebiedsafvoer met een overschrijdingsduur boven de 1 dag per jaar voldoet aan de vuistregels en de gebiedsafvoer met kortere overschrijdingsduren gaan afwijken van de vuistregels. Aangezien er over de parametrisering van maaiveldsdrainage en maaiveldsberging in modellen nog relatief weinig bekend is kan de afwijking van de afvoerduurlijn wellicht hier een gevolg van zijn. De overschatting van de piekafvoeren in de modelberekeningen kunnen bijvoorbeeld worden veroorzaakt door een onderschatting van de maaiveldsberging, overschatting van de runoff of te weinig stremming in het maaiveld/oppervlaktewatersysteem. Daarnaast is gebleken dat het gebruik van de Gumbel-methode alleen is toegestaan indien de afvoerreeks homogeen is. Indien een afvoerreeks wordt beïnvloed door een scherpe overgang tussen hoofdzakelijk doordegrondse en overdegrondse afvoer voldoet de reeks niet aan het stationariteitscriterium. In deze situatie heeft het gebruik van de Gumbel-methode tot gevolg dat de afvoeren worden onderschat en de verhouding tussen de afvoer onder de maatgevende situatie (eenmaal per jaar) en afvoeren met een andere overschrijdings frequentie niet meer voldoen aan de vuistregels in het Cultuurtechnisch Vademecum.

1 Inleiding

1.1 Achtergrond en probleemstelling

Het waterschap Velt en Vecht heeft behoefte aan informatie over specifieke afvoeren bij maatgevende afvoersituaties. Binnen het beheergebied van het waterschap werden watergangen tot enkele jaren geleden ontworpen volgens de klassieke ontwerpmethodes. Deze methode gaat uit van stationaire ontwerpafvoeren en een drooglegging bij halve maatgevende afvoer. Inmiddels maakt het waterschap proefondervindelijk de overgang naar een aangepaste methode. Daarbij worden watergangen en kunstwerken in eerste instantie ontworpen op basis van een gewenste drooglegging bij een gemiddelde winterafvoer. Dit is een stationaire berekening, vooral bedoeld om een inschatting te kunnen maken van de gewenste grootte van dwarsprofielen en kunstwerken als duikers en stuwen. Wanneer het eerste ontwerp gereed is bekijkt de ontwerper hoe het systeem zal functioneren onder nattere omstandigheden. Daartoe wordt het systeem met een stromingsmodel, bijvoorbeeld SOBEK doorgerekend met ontwerp golven voor een situatie van voorkomen éénmaal per jaar, éénmaal per tien jaar en éénmaal per vijfentwintig jaar. Op basis van de uitkomsten zoekt de ontwerper naar een optimale verhouding tussen de bergingsruimte in de watergangen en de vereiste afvoercapaciteit. De beschreven methode leidt tot goede resultaten. Tegen een aanvaardbare inspanning kan een ontwerp gemaakt worden dat voldoet aan moderne beleidsdoelstellingen volgens WB21.

Het probleem van het waterschap is dat er geen betrouwbare schattingen van stationaire afvoeren beschikbaar zijn. Er zijn weinig gemeten afvoeren beschikbaar. Bovendien blijkt dat de schaarse metingen die er zijn vaak ver benedenstrooms gedaan worden. Hierdoor is er al veel afvlakking opgetreden als gevolg van berging in watergangen en looptijdverschillen. Het waterschap heeft voor ontwerp opgaben behoefte aan kennis van de specifieke afvoer voor verschillende herhalingsstijden zoals die op perceelsniveau optreden.

1.2 Doelstelling

Voor het ontwerpen van watergangen heeft het waterschap behoefte aan gebiedsdekkende bestanden met de volgende informatie:

- Specifieke afvoer (stationair) bij gemiddelde wintersituatie, situatie éénmaal per jaar, éénmaal per tien jaar, éénmaal per vijfentwintig jaar en éénmaal per honderd jaar.
- Het neven doel van het project is het gebiedsdekkend kwantitatief in kaart brengen van hydrologische gebiedseigenschappen, zoals GxG, grondwateraanvulling en kwel. In dit rapport wordt de methode en het instrumentarium voor het vlakdekkend in kaart brengen van hydrologische gebiedseigenschappen beschreven.

1.3 Benaderingswijze

In deze studie wordt het grondwaterstandsverloop gezien als resultante van de op die locatie geldende hydrologische, bodemfysische en meteorologische omstandigheden. Hierdoor is het mogelijk om, na het doorrekenen van een groot aantal mogelijke combinaties van hydrologische, bodemfysische en meteorologische omstandigheden, op basis van modelresultaten te interpoleren, waardoor deze geldig zijn voor een bepaalde locatie. Door deze benadering en het gebruik van een ééndimensionaal model is het van belang om bij de werkwijze in te spelen op deze benadering.

Bij de opzet van de ruimtelijke schematisatie is er voor gekozen om zoveel mogelijk gebruik te maken van tijdsonafhankelijke gegevens. Hierdoor is het, naast het bepalen van de huidige situatie, mogelijk om maatregelen door te rekenen, waarbij hydrologisch gezien nieuwe situaties kunnen ontstaan.

Bij het afleiden van de metamodellen uit de modelberekeningen is er voor gekozen eenvoudige modellen te gebruiken. Dit heeft er toe geleid dat er per schematisatie eenheid één metamodel wordt afgeleid. Door de eenvoud van de metamodellen blijft het voor een hydroloog mogelijk de uitkomsten te beredeneren.

Aangezien er gebruik wordt gemaakt van metamodellen is het van belang de gehele parameter ruimte door te rekenen, teneinde extrapolatie bij het gebruik van metamodellen te minimaliseren. Hierdoor zijn er ook combinaties van gegevens doorgerekend die in werkelijkheid niet of nauwelijks in de praktijk voorkomen. Enkele duidelijke voorbeelden hiervan zijn een Gt IIa op een stuifzandgrond of een Gt VII in een hoogveengebied.

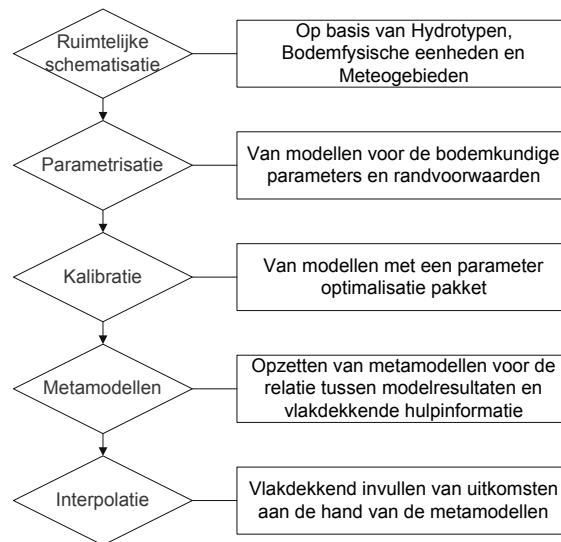
Samenvattend kan gesteld worden dat er feitelijk niet voor werkelijke locaties wordt gerekend, maar de berekeningen plaatsvinden voor combinaties die de parameter ruimte zo volledig mogelijk beschrijven. Hierdoor is het mogelijk om metamodellen af te leiden die kunnen worden gebruikt voor het vlakdekkend invullen van hydrologische variabelen.

1.4 Globale werkwijze

Voor dit project zijn de volgende fasen onderscheiden (figuur 1.1):

- Fase 1. Ruimtelijke schematisatie op basis van zo veel mogelijk tijdsonafhankelijke karteerbare kenmerken.
- Fase 2. Parametrisatie van het ééndimensionale model (SWAP) op basis van karteerbare kenmerken en analytische oplossingen.
- Fase 3. Kalibratie van SWAP voor de onderrand (kwel/wegzijging), aangezien dit de hydrologische gebiedseigenschap is welke het minst gemakkelijk gekarteerd kan worden.
- Fase 4. Het opstellen van de relatie tussen gebiedsdekkend beschikbare karteerbare kenmerken en de uitkomsten van de gekalibreerde modellen aan de hand van metamodellen.

- Fase 5. Het gebruik van de metamodellen voor het vlakdekkend invullen van hydrologische gebiedskenmerken zoals afvoer, kwel/wegzijing, grondwateraanvulling enz.



Figuur 1.1 Schematische weergave van de gevolgde werkwijze

1.5 Begrippenkader

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

Ruimtelijke schematisatie is het onderverdelen van een gebied in relevante deelgebieden, ook wel *schematisatie eenheden* genoemd.

Detailkartering is een kartering van de bodem en de grondwatertrap op een gedetailleerde schaal (meestal schaal 1 : 5 000, 10 000 of 25 000). De waarnemingsdichtheid varieert hierbij van ca. 2 beschreven boringen per ha (schaal 1 : 5 000) tot ca. 1 beschreven boring per 4 à 5 ha (schaal 1 : 25 000). Detailkarteringen geven gedetailleerdere informatie over de bodemgesteldheid dan de bodem- en Gt-kaart schaal 1 : 50 000. Ook wordt er dieper geboord (variërend van 1,50 tot maximaal 3,20 m-mv.). De schattingen van de GxG's worden meestal onderbouwd door 2 gerichte opnames van de freatische grondwaterstand in een groot aantal boorgaten en representatieve stambuizen ten tijde van het GHG en GLG moment. Indien gewenst wordt het meetnet van stambuizen verdicht met tijdelijke buizen. Hierdoor is het mogelijk gerichte opnames te relateren aan nabijgelegen buizen in dezelfde geohydrologische eenheid.

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.

Daggemiddelde regimecurve is een curve die aangeeft wat de verwachte waarde is voor een bepaalde datum in enig toekomstig jaar onder de huidige klimaatscondities. De curve wordt verkregen door het middelen van dagstanden van een bepaalde hydrologische variabele over verschillende jaren.

Duurlijn is een curve die aangeeft welke totale tijdsduur binnen het jaar een bepaalde niveau van een bepaalde variabele wordt overschreden.

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;

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 1.2).

Kvel is het uittreden van grondwater onder invloed van grotere stijghoogten buiten het beschouwde gebied; het uittreden van water, dat binnen het gebied aan het oppervlak is toegevoerd valt dus buiten deze term. Het uittreden kan ondermeer geschieden direct aan het oppervlak, in sloten, drains, of via capillaire opstijging (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986).

Wegzijing is de neerwaartse stroming van grondwater (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986).

Specifieke afvoer is de afvoer per oppervlakte-eenheid van het beschouwde gebied (met een gekozen overschrijdingsfrequentie) welke wordt gebruikt voor het ontwerp van leidingen en bijbehorende kunstwerken (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986).

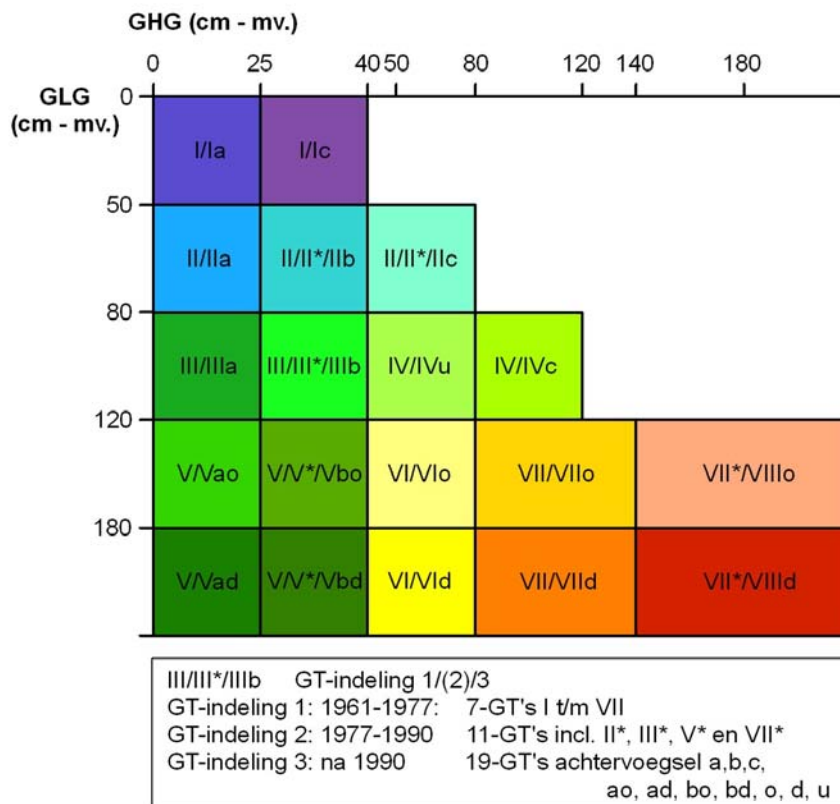
Maatgevende afvoer is de gebiedsafvoer met een herhalingstijd van 1 à 2 dagen per jaar.

SOW_{yy} is de som overschrijdingswaarde winterhalfjaar voor een bepaald niveau of een bepaalde intensiteit (*yy*). De waarde wordt verkregen door de overschrijdingswaarde van gemiddelde dagwaarden boven het gekozen niveau te sommeren voor het winterhalfjaar en deze te middelen over de beschikbare jaren.

SOV_{-yy} is de som overschrijdingswaarde voorjaar voor een bepaald niveau of een bepaalde intensiteit (yy). De waarde wordt verkregen door de overschrijdingswaarde van gemiddelde dagwaarden boven het gekozen niveau te sommeren voor het voorjaar en deze te middelen over de beschikbare jaren.

SOM_{-yy} is de som overschrijdingswaarde maanden voor een bepaald niveau of een bepaalde intensiteit (yy). De waarde wordt verkregen door de overschrijdingswaarde van gemiddelde dagwaarden boven het gekozen niveau te sommeren voor de afzonderlijke maanden en deze te middelen over de beschikbare jaren.

SOx_{-yy} is de algemene vorm van de hierboven beschreven som overschrijdingswaarde.



(2) De niet veranderde benaming is niet weergegeven

Figuur 1.2 Gt-indeling op basis van de GHG (cm) en GLG (cm)

1.6 Leeswijzer

In hoofdstuk 2 wordt een neerschalingmethode beschreven waarmee de Gt-informatie op eenvoudige wijze kan worden geactualiseerd, waarbij rekening wordt gehouden met patrooninformatie. In hoofdstuk 3 is de eerste stap van de gebruikte methode, bestaande uit de ruimtelijke schematisatie beschreven. In het daarop volgende hoofdstuk 4 wordt uitgebreid ingegaan op de parametrisering van het modelinstrumentarium. Vervolgens wordt in hoofdstuk 5 de gehanteerde

kalibratieprocedure beschreven. De hoofdstukken 6 en 7 hebben betrekking op de resultaten, waarbij in hoofdstuk 6 wordt ingegaan op de interpretatie van de modeluitvoer op perceelschaal en in hoofdstuk 7 wordt ingegaan op het vlakdekkend genereren van kaarten. Hoofdstuk 8 geeft een analyse van extreme afvoeren, waarbij verschillende methoden voor het bepalen van extreme afvoeren worden vergeleken. In de laatste twee hoofdstukken zijn achtereenvolgens de discussie (hoofdstuk 9) en de conclusies (hoofdstuk 10) opgenomen.

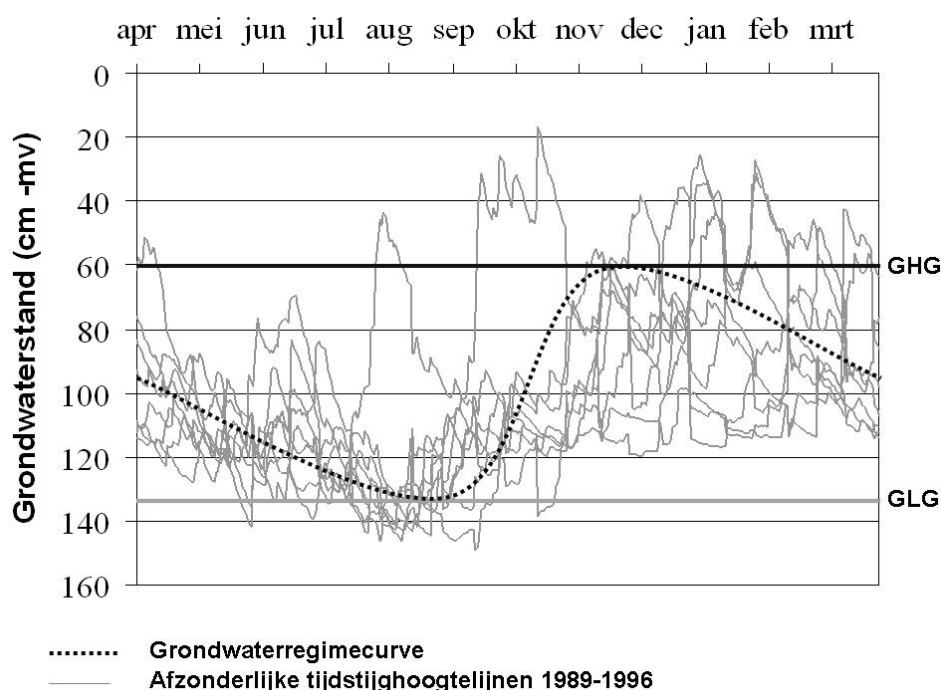
2 De grondwatertrap op basis van karteerbare kenmerken

In het kader van een studie naar monitoringsaspecten van verdroging is een methode ontwikkeld voor het snel en eenvoudig actualiseren van de Gt op basis van de Gt-patronen die voorkomen op de Bodem- en Gt-kaart 1: 50 000 (Van der Gaast en Massop, 2005a). De methode is ontwikkeld omdat de Gt-actualisatie (Finke *et al.*, 2002, 2004, 2005; De Gruijter *et al.*, 2004) van de Pleistocene gronden in Nederland heeft geresulteerd in een Gt-kaart die vooral wat betreft de patronen, vaak niet aansluit bij de landschappelijke ligging (Van der Gaast *et al.*, 2005a). Aangezien binnen dit project de kwel/wegzijging wordt gekalibreerd is het van belang over Gt-informatie te beschikken die aansluit bij de landschappelijke en bodemkundige patronen. Bij de landsdekkende toepassing is gebruik gemaakt van een landelijke set van peilbuisgegevens, die beschikbaar waren van een groot aantal locaties. Voor een regionale toepassing is het daarnaast mogelijk om gebruik te maken van puntgegevens die verzameld zijn in het kader van detailkarteringen. Een eventuele discrepantie tussen buisinformatie en karteringsinformatie (ondermeer als gevolg van anisotropie of storende lagen in het fluctuatietraject van het freatische grondwater) wordt op deze wijze ondervangen. Een duidelijk voorbeeld hiervan zijn schijngrondwaterspiegels die voor kunnen komen als gevolg van ondiepe klei of leemlagen en veelal resulteren in een Gt V of V*. Deze schijngrondwaterspiegels kunnen nauwelijks worden gemeten in peilbuizen.

2.1 Karakterisering van het grondwaterstandsverloop

Het verloop van de grondwaterstand wordt van oudsher gekarakteriseerd met een grondwatertrap (Gt), die de fluctuatie en het niveau van de freatische grondwater t.o.v. maaiveld weergeeft. Als gevolg van variaties in de grondwateraanvulling, o.a. veroorzaakt door verschillen in neerslag en verdamping, en wegzijging of kwel, en de verdeling hiervan, is het verloop van de grondwaterstand in een jaar, maar ook van jaar tot jaar verschillend. Dit is te zien in figuur 2.1, waarin de grondwaterstanden voor een aantal afzonderlijke hydrologische jaren zijn weergegeven. Door deze variatie zijn de jaarlijkse tijd-stijghoogtelijnen, die het grondwaterstandsverloop in een specifiek jaar weergeven, weinig hanteerbaar als karakteristiek van de grondwaterstand. De tijd-stijghoogtelijnen van de afzonderlijke hydrologische jaren (april t/m maart) werden daarom vervangen door een gemiddelde curve, die men kan beschouwen als de curve die het verloop weergeeft van de grondwaterstand in een jaar met gemiddelde weersomstandigheden (Stol, 1958; van Heesen, 1971). Door de jaren heen zijn er veel verschillende termen voor deze curve gehanteerd. In de 50-er jaren maakte men vooral gebruik van de term gemiddelde tijd-stijghoogtelijn. In de 70-er jaren is voornamelijk de term gemiddelde grondwaterstandscurve gehanteerd, terwijl recentelijk gebruik wordt gemaakt van de term grondwaterregimecurve of kortweg regimecurve (Projectgroep Waternood, 1998; Vereniging voor Landinrichting, 2000). In deze studie wordt voor deze curve de term grondwaterregimecurve gehanteerd (Van der Gaast en Massop, 2005b).

Bij de herleiding van de grondwaterregimecurve zijn een aantal aspecten van belang (Stol, 1960; Knibbe en Marsman, 1961; Van Heesen en Westerveld 1966). De afzonderlijke tijdstijghoogtelijnen laten een geleidelijke daling van het grondwater in het voorjaar zien. De bundel vernauwt zich dan opvallend. Na het bereiken van de laagste stand volgt tijdens de periode waarin de neerslag de verdamping gaat overtreffen, een snelle stijging. De snelheid van stijgen in de afzonderlijke jaren is redelijk constant, met andere woorden de lijnen lopen bij benadering evenwijdig. Alleen het tijdstip waarop deze stijging begint is meestal verschillend. De grondwaterregimecurve dient dan ook een stijgende tak te hebben met dezelfde helling als de curven van de afzonderlijke jaren. De top en het dal van de grondwaterregimecurve geven het niveau aan tot waar de grondwaterstand gemiddeld in de winter stijgt (Gemiddeld Hoogste Grondwaterstand, GHG) en in de zomer daalt (Gemiddeld Laagste Grondwaterstand, GLG) (figuur 2.1) (Knibbe en Marsman, 1961; Van Heesen en Westerveld 1966; van Heesen, 1971; Van der Gaast en Massop, 2005b).



Figuur 2.1 Tijdstijghoogtelijnen en grondwaterregimecurve over de jaren 1989-1998 op basis van dagwaarden voor hydrologische jaren.

Het samenstellen van een grondwaterregimecurve was vroeger bewerkelijk en enigszins subjectief. Ondanks de automatisering blijkt het nu nog steeds moeilijk dergelijke grondwaterregimecurves automatisch te genereren. Aangezien men vroeger voor het karakteriseren van het grondwaterstandsverloop alleen de top en het dal uit de gemiddelde curve hanteerde, is gezocht naar een eenvoudiger werkwijze. Uit hydrologisch onderzoek in de 60er jaren is gebleken dat, wanneer gedurende een groot aantal jaren (minimaal 8) de grondwaterstand tweemaal per maand (op of omstreeks de 14^e en de 28^e) gemeten is, uit deze gegevens de top van de curve in de

vorm van de GHG en het dal van de curve in de vorm van de GLG vrij eenvoudig te berekenen zijn (Knibbe en Marsman, 1961; van Heesen en Westerveld 1966; van Heesen, 1971). Deze worden berekend door het middelen van respectievelijk de drie hoogst gemeten (HG3) en de drie laagst gemeten (LG3) standen in een hydrologisch jaar, hetgeen proefondervindelijk is vastgesteld. (Knibbe en Marsman, 1961; Van der Sluijs en van Egmond, 1976). Om uiteindelijk de GHG en de GLG te berekenen worden respectievelijk de HG3 en de LG3 over ten minste 8 opeenvolgende hydrologische jaren gemiddeld.

2.2 Werkwijze

Door Van der Sluijs (1990) is onderzoek gedaan naar de gemiddelde waarden van de GHG en GLG voor de verschillende Gt-'s. Hierbij is gebruik gemaakt van peilbuizen, waarin langjarig grondwaterstanden zijn gemeten. Dit onderzoek heeft geresulteerd in de bekende "Van der Sluijs tabel". Recent is een onderzoek uitgevoerd naar de karakterisering van de freatische grondwaterstand op basis van puntgegevens (Van der Gaast en Massop, 2003a). Hiervoor is de fluctuatie van de grondwaterstand op een groot aantal peilbuislocaties onderzocht, hetgeen heeft geresulteerd in een uitgebreide dataset die bestaat uit 3117 buislocaties. Op basis van deze gegevens is eveneens een tabel opgezet die de relatie weergeeft tussen de Gt en de GxG, welke bestaat uit de GHG, GVG en GLG (tabel 2.1).

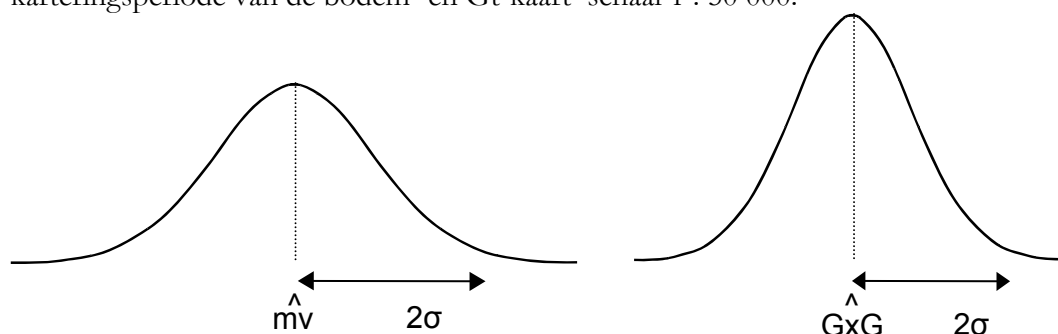
Tabel 2.1 Relatie tussen de Gt en de GxG op basis van tijdreeksresultaten voor peilbuisgegevens (cm min maaiveld) (naar: Van der Gaast en Massop, 2005a)

Gt	Aantal	GHG		GVG		GLG			
		Gemiddeld (cm)	Std (cm)	Gemiddeld (cm)	Std (cm)	Gemiddeld (cm)	Std (cm)		
I	102	-5,3	(-5)	12,2	10,6	11,0	36,5	(38)	9,2
II	178	4,8	(7)	14,4	28,1	13,5	65,6	(66)	8,7
II*	44	35,9	(32)	9,1	53,4	6,6	73,4	(67)	6,0
III	177	13,3	(17)	9,0	43,4	11,0	97,7	(103)	11,4
III*	108	32,7	(32)	4,2	60,4	7,0	101,9	(102)	11,0
IV	176	56,7	(56)	11,7	78,2	10,2	106,9	(104)	10,4
V	58	16,8	(17)	6,2	56,1	10,6	139,7	(135)	16,9
V*	118	33,5	(32)	4,3	70,5	10,1	145,6	(142)	22,4
VI	716	62,4	(61)	11,2	95,6	12,8	159,2	(155)	26,1
VII	1005	105,6	(101)	16,3	134,1	17,7	191,1	(190)	33,0
VIII	437	201,1	(185)	81,0	228,6	81,9	294,6	(281)	87,3

() waarde in de Van der Sluijs tabel

De gegevens in tabel 2.1 kunnen worden vertaald in een kansverdeling. Deze kansverdeling komt dus ongeveer overeen met het klassegemiddelde van de desbetreffende Gt en de totale klassebreedte. Deze informatie kan gebruikt worden om de Gt-vlakken in de bestaande bodem- en Gt-kaart schaal 1 : 50 000 nader in te delen. Naast de kansverdeling van de Gt is immers ook de maaiveldverdeling bekend. Door gebruik te maken van het AHN (25 x 25) kan ook voor het maaiveld een kansverdeling worden gemaakt. In figuur 2.2 zijn beide verdelingen schematisch

weergegeven. Door de kansverdeling voor het maaiveld binnen een Gt-vlak op de bodem- en Gt-kaart schaal 1 : 50 000 te transformeren naar een kansverdeling voor de GxG, is een kaart te maken van de GxG. Op deze manier wordt op een eenvoudige wijze een neerschaling van de Gt naar gridcellen van 25 meter bewerkstelligd (Van der Gaast *et al.*, 2005). Het gebruik van tabel 2.1 voor het neerschalen van de Gt levert kaartbeelden van de GxG voor de situatie van de karteringsperiode van de bodem- en Gt-kaart schaal 1 : 50 000.



Figuur 2.2 Schematische weergave van de kansverdeling voor het maaiveld (mv) en de GxG (naar: Van der Gaast en Massop, 2005a).

Om de droge gebieden beter tot uiting te laten komen is een variant op de methode ontwikkeld. Naarmate de grondwaterstand dieper wordt neemt de relatie met het maaiveld af en gaat een grondwaterprofiel geleidelijk over naar een hangwaterprofiel. Het grondwatervlak vertoont hierdoor een steeds vlakker verloop. Om hiermee rekening te kunnen houden is de procedure enigszins aangepast. Deze aanpassing heeft plaatsgevonden door het toevoegen van twee extra variabelen. De eerste variabele heeft betrekking op de grondwaterstandsdiepte waar beneden de relatie tussen het maaiveld en de grondwaterstand minder sterk is. Deze variabele is dus een schatting van de diepte waarop verondersteld wordt dat de relatie met het maaiveld minder bepalend is voor het niveau van de grondwaterstand. Beneden deze diepte wordt de grondwaterstand relatief vlak. Om de mate waarin de grondwaterstand het maaiveld volgt aan te kunnen geven wordt er gebruik gemaakt van een tweede variabele. Deze tweede variabele geeft de mate aan waarin de grondwaterstand het maaiveld volgt. Hiervoor is een procentuele schaal gehanteerd, waarbij 100% gelijk staat aan een grondwatervlak dat het maaiveld volledig volgt en 0 % overeenkomt met een vlakke grondwaterspiegel, die niet beïnvloed wordt door maaiveldvariaties.

2.3 Actuele situatie

Door de jaren heen hebben allerlei ingrepen in de waterhuishouding plaatsgevonden die voornamelijk tot verdroging hebben geleid (Amstel *et al.*, 1989). Daarnaast is een deel van de verdroging (vooral in de laatste decennia) ook toe te schrijven aan een aanzienlijke toename van de droge stofproductie (toename waterverbruik) voor de meeste landbouwgewassen door veredeling. Om meer inzicht in de verschuiving van de Gt te krijgen zijn in de eerder genoemde landsdekkende studie de buislocaties

over de Gt-vlakken van de bodemkaart 1 : 50 000 gelegd (Van der Gaast en Massop, 2005a; Van der Gaast *et al.*, 2005). Vervolgens is het actuele zwaartepunt van de Gt-kaartvlakken van de bodemkaart bepaald (tabel 2.2). Indien tabel 2.2 vergeleken wordt met tabel 2.1, overeenkomend met het klassegemiddelde van de desbetreffende Gt, kan worden geconcludeerd dat er verdroging heeft plaatsgevonden. Voor elk kaartvlak behalve Gt VIII komt de gemiddelde GxG veel lager uit dan het gemiddelde dat kenmerkend is voor de desbetreffende Gt klasse. Voor een aantal Gt-klassen op de bodemkaart blijkt dat de gemiddelde GxG buiten de destijds gekarteerde Gt klasse ligt. Voor Gt V en V* welke vaak voorkomt door de aanwezigheid van storende lagen, dient te worden opgemerkt dat deze in buizen veelal moeilijk te bepalen is. Dit heeft tot gevolg dat vooral de GHG voor de Gt V en V* veel droger uitvalt.

Door gebruik te maken van de veldschattingen uit detailkarteringen is het mogelijk om een regionale tabel samen te stellen. Hierbij worden de puntgegevens uit de detailkarteringen over de bodemkaart 1 : 50 000 gelegd om de verschuiving van de Gt te bepalen. In tabel 2.3 is het gemiddelde en de spreiding op basis van de detailkarteringsinformatie weergegeven. De tabel is opgezet op basis van 111208 veldschattingen, verdeeld over een groot aantal detailkarteringen in het zandgebied binnen Nederland. Dankzij het grote aantal punten is het mogelijk meerdere regionale tabellen op te stellen. Uit vergelijkingen tussen regionale tabellen is gebleken dat de verschillen tussen de tabellen veelal gering zijn en maximaal enkele centimeters bedragen. Daarom is er voor gekozen om gebruik te maken van één landelijke tabel, die gebaseerd is op recent gekarteerde digitaal beschikbare detailkarteringen (figuur 2.3).

Tabel 2.2 Relatie tussen de Gt en de GxG op basis van tijdreeksresultaten voor peilbuislocaties in kaartvlakken van de bodemkaart 1 : 50,000 (cm min maaiveld) (naar: Van der Gaast en Massop, 2005a).

Gt	Aantal	GHG		GVG		GLG	
		Gemiddelde (cm)	Std (cm)	Gemiddelde (cm)	Std (cm)	Gemiddelde (cm)	Std (cm)
I	65	9,0	33,8	29,6	36,8	61,9	45,3
II	302	28,3	34,3	51,7	34,8	87,8	38,9
II*	28	55,3	58,0	79,0	58,4	111,5	64,0
III	453	56,8	42,6	84,0	42,5	134,7	49,3
III*	144	68,6	40,1	97,9	40,0	142,4	41,8
IV	145	72,3	45,7	99,5	44,4	141,0	47,7
V	358	82,5	61,2	113,5	60,0	178,9	68,2
V*	217	77,8	41,7	111,8	41,2	174,0	48,6
VI	914	97,3	54,1	127,9	53,2	189,4	61,1
VII	381	138,3	70,0	166,7	70,5	234,4	77,4
VIII	103	154,3	152,4	180,1	153,2	239,8	153,1

De GVG wordt in het algemeen niet geschat in detailkarteringen. Deze informatie is overgenomen uit een eerdere studie die in het kader van een Gt-actualisatie in het beheergebied voor Waterschap Regge en Dinkel is uitgevoerd (Van der Gaast *et al.*, 2006b).

Bij vergelijking van de tabel op basis van peilbuisgegevens (tabel 2.2) en de tabel op basis van detailkarteringsinformatie (tabel 2.3) valt op dat de buisgegevens veel meer verdroging aangeven. Deze verschillen kunnen oplopen tot tientallen centimeters. Indien gekeken wordt naar de nauwkeurigheid van beide informatiebronnen dan kan worden aangegeven dat tijdreeksmodellen, indien deze zijn gekalibreerd op een 8 jarige meetreeks, op peilbuislocaties een 95% betrouwbaarheidsinterval hebben van 10 tot 20 cm (Van der Gaast en Massop, 2005c). Voor de veldschattingen, die in het kader van detailkarteringen worden uitgevoerd, varieert het 95% betrouwbaarheidsinterval sterk per bodemtype en Gt-klasse. Een schatting van het 95% betrouwbaarheidsinterval voor verschillende bodemcodes en Gt-klassen is door Van der Gaast *et al.*, (2006a) in de vorm van een tabel gegeven. Het komt er eigenlijk op neer dat bij beide gegevensbronnen de nauwkeurigheid afneemt naarmate de grondwaterstand dieper is en de nauwkeurigheid voor Gt I t/m VI komen grofweg overeen. De discrepantie tussen de buisgegevens en de detailkarteringsinformatie wordt waarschijnlijk voor het grootste deel veroorzaakt door anisotropie in de ondiepe ondergrond (Van der Gaast *et al.*, 2006c). Het kan hierbij gaan om het voorkomen van storende lagen zoals tertiaire klei, keileem of beekleem, maar ook om gelaagdheid in leemhoudende horizonten in de vorm van leembandjes. De gebruikte peilbuizen zijn buizen met een maximale diepte van 5 meter met een filterlengte van veelal 0,5 of 1,0 meter.



Figuur 2.3 Ligging van de gebruikte recent gekarteerde detailkarteringen.

Tabel 2.3 Relatie tussen de Gt en de GxG op basis van puntinformatie uit detailkarteringen in kaartvlakken van de bodemkaart 1 : 50,000 (cm min maaiveld)

Gt	Aantal	GHG		GVG		GLG	
		Gemiddelde (cm)	Std (cm)	Gemiddelde (cm)	Std (cm)	Gemiddelde (cm)	Std (cm)
I	1193	14.8	10.0	40.9	20	65.9	12.9
II	10314	22.9	17.3	62.8	23.4	84.3	24.8
II*	1045	35.2	16.3	62.8	23.4	98.7	25.1
III	16156	33.9	20.7	69.1	21.0	117.4	28.5
III*	9369	38.4	20.3	66.9	18.4	114.6	25.5
IV	3968	47.7	21.8	73.4	22.1	117.8	24.1
V	16662	35.2	24.0	76.7	19.9	156.1	31.4
V*	10015	46.8	26.5	81.3	21.1	151.2	36.7
VI	25929	62.3	33.1	95.8	30.9	157.4	37.1
VII	10475	100.1	50.4	126.0	48.0	178.6	40.5
VIII	6082	129.8	51.8	138.0	41.4	184.6	36.2

* GVG gegevens zijn gebaseerd op detailkarteringsinformatie binnen het Waterschap Regge en Dinkel

2.4 Grondwaterstandswaarnemingen

Met betrekking tot het waarnemen van de grondwaterstand is in de jaren 50 veel onderzoek gedaan. De grondwaterstand kan worden waargenomen in boorgaten of, wanneer de waarnemingen zich over langere tijd uitstrekken, in buizen, die in de boorgaten werden gebracht (Hooghoudt, 1952). De buizen hebben een diameter van enkele centimeters en zijn geheel of gedeeltelijk geperforeerd. De buizen zijn ten minste geperforeerd voor het deel dat zich in het grondwater bevindt, waardoor het water gemakkelijk in de buis kan treden. De buis wordt veelal omwikkeld met een filterkous, om inspoeling van zand en klei te voorkomen. De boorgaten waarin de buizen worden geplaatst hebben gewoonlijk een grotere diameter dan de buis. De ruimte tussen de buiswand en de wand van het boorgat wordt opgevuld met grof zand (Hooghoudt, 1952) of losjes opgevuld met grond (Domhof *et al.*, 1965).

In veel gevallen zal de stand van het water in deze buizen corresponderen met de grondwaterspiegel (Richards, 1954). Dit zal het geval zijn wanneer het grondwater zich in een toestand van statisch evenwicht bevindt of wanneer er in de grond slechts stroming in horizontale richting optreedt. Wanneer er echter, hetgeen vaak het geval is, een verticale stromingscomponent is, kan de stand van het water in de buis afwijken van de grondwaterstand (Domhof *et al.*, 1965). De stand van het water in de buis geeft dan het evenwicht weer tussen instroming en uitstroming in de verzadigde lagen. Vooral indien er grote verschillen in doorlatendheid zijn tussen deze profiellagen kan de waterstand in de buis in aanzienlijke mate verschillen van de werkelijke grondwaterstand. Om in zulke gevallen uitsluitsel te krijgen over de ligging van het freatische vlak, kan van piëzometers of potentiaalbuizen gebruik worden gemaakt (Richards, 1954). Dit zijn ijzeren of plastic buizen die in tegenstelling tot de hiervoor besproken grondwaterstandsbuizen slechts over een kleine afstand aan de onderzijde geperforeerd zijn. Ze worden zodanig in de bodem geplaatst dat de buiswand overal dicht tegen de grond aansluit en er geen lekkage optreedt tussen grond en buiswand. De stand van het water in de buis wordt dan bepaald door de

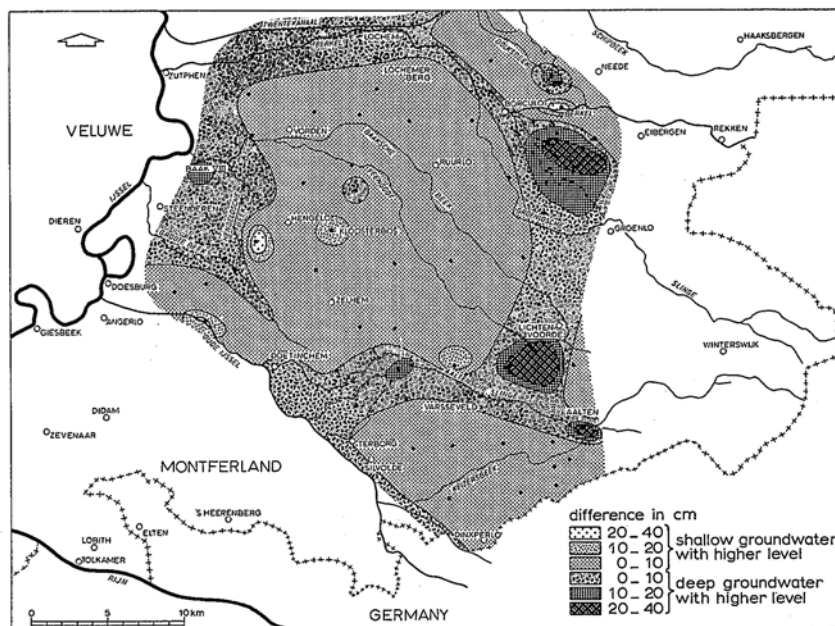
druk van het grondwater ter plaatse van het filter (de potentiaal). Indien er een potentiaalverschil is tussen twee vertikaal onder elkaar gelegen punten zal er een verticale stroming plaats gaan vinden. De stroomsterkte is afhankelijk van het drukverschil, doorlatendheid van de bodem en de afstand tussen twee vertikaal onder elkaar gelegen punten. Het freatische vlak wordt aangegeven door de piëzometer die zo kort is dat er nog net water in komt. In een situatie met statisch evenwicht, of wanneer er uitsluitend horizontale stroming optreedt, zijn er in verticale richting geen verschillen in potentiaal en zijn de standen in alle piëzometers gelijk (Domhof *et al.*, 1965). In de praktijk wordt momenteel veel gebruik gemaakt van piëzometers in plaats van freatische buizen. De filterlengte is veelal beperkt (0,5 of 1 m) en de buizen worden vaak diep geplaatst om droog staan te voorkomen.

Indien gekeken wordt naar de GHG en GLG hebben we te maken met situaties die gemiddeld genomen in de orde van 20 à 40 dagen per jaar worden overschreden. Hierdoor is de GHG niet direct extreem, maar ligt het moment waarop de grondwaterstand tijdens het bereiken van het GHG niveau zich bevindt, in een relatief natte situatie met een neerslagoverschot en derhalve een neerwaartse flux, waardoor de afvoer en eventuele wegzijging relatief hoog zijn. In deze situatie hebben we te maken met een verticale neerwaartse flux om de afvoer en wegzijging mogelijk te maken. Indien uitgegaan wordt van de wet van Darcy (formule 2.1) zal hierdoor een potentiaalverschil optreden in verticale richting, met een hoge potentiaal boven in het profiel en een lagere potentiaal onder in het profiel.

$$Q = k_{sat} \frac{dH}{s} \quad (2.1)$$

De mate waarin de potentiaal verschilt zal voor een belangrijk deel afhangen van de doorlatendheid van de bodem in verticale richting. Indien gebruik wordt gemaakt van piëzometers die relatief diep zijn geplaatst zal er in de potentiaalbus een lagere drukhoogte worden gemeten dan de freatische potentiaal. Het verschil in gemeten potentiaal en de freatische potentiaal is afhankelijk van de afstand tussen het potentiaalvlak waarin gemeten wordt en de freatische potentiaal, en de doorlatendheid van de bodem in verticale richting. Indien uitgegaan wordt van een neerslagoverschot van 3 mm/d, een verticale doorlatendheid van 0.05 m/d en een buislengte (afstand) van 3 meter, dan is de c-waarde 60 dagen ($c = d/k$). Het stijghoogteverschil dat hierdoor ontstaat bedraagt 18 cm ($dh = c \cdot q$). Dergelijke c-waarden kunnen ook in het zandgebied voorkomen. Ook in humuspodzolgronden zijn in het verleden, als gevolg van geringe doorlatendheden boven in het profiel, in de winterperiode verschillen in stijghoogten van enkele tientallen centimeters gemeten in filters op 1, 2 en 4 meter diepte (Knibbe, 1969). De verticale weerstand is in hoge mate afhankelijk van eventueel aanwezige anisotropie in de vorm van leembandjes en het voorkomen van storende lagen in het profiel. Door Wit *et al.*, 1987 is in het kader van een onderzoek rond het Twenthekanaal een c-waarde kaart van het dekzand gemaakt. Voor het centrale deel van de Achterhoek, een gebied dat gedomineerd wordt door een relatief open profiel met dekzand op grof zand (formatie van Kreftenheije) is een kaart (Figuur 2.4) met een stijghoogteverschil beschikbaar (Ernst *et al.*, 1970). De kaart is gemaakt op basis van

grondwaterstandwaarnemingen op 58 buislocaties met een ondiep filter in het fluctuatietraject van de grondwaterstand en de stijghoogte in het watervoerende pakket. Het stijghoogteverschil tussen het ondiepe grondwater en de stijghoogte dieper in het watervoerende pakket is tijdsafhankelijk en wordt mede bepaald door de flux. In figuur 2.5 zijn de gemeten stijghoogteverschillen in de tijd weergegeven. De locatie Kloosterbos heeft hoofdzakelijk een neerwaartse flux als gevolg van wegzijging. De locatie Baak heeft de omgekeerde situatie, waarbij de diepe piëzometer als gevolg van kwel een grotere stijghoogte heeft.

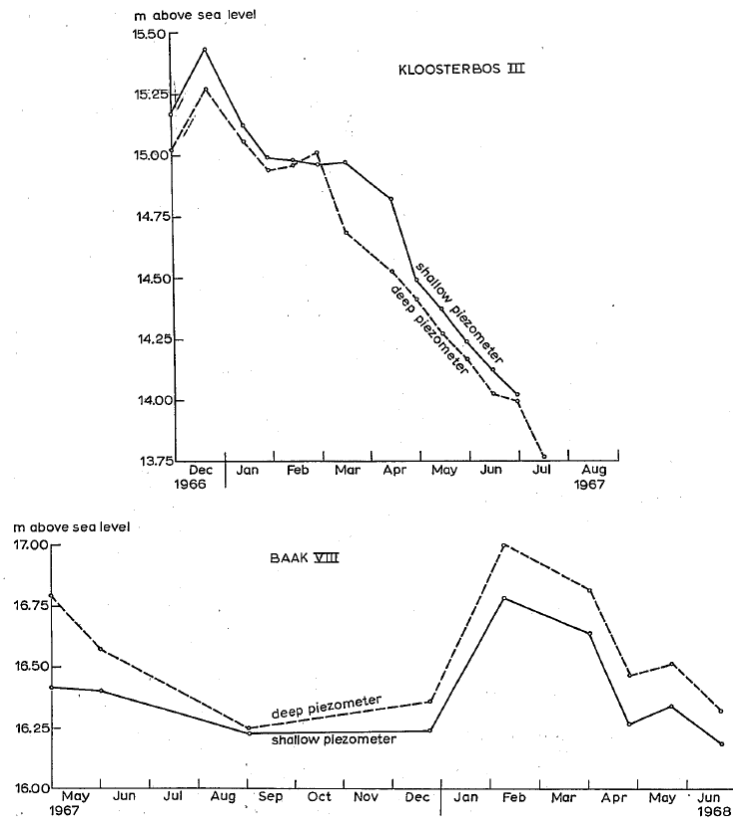


Figuur 2.4 Verskil in stijghoogte tussen het diepe en ondiepe grondwater, gemeten op 7 november 1968 in 58 dubbele piëzometerlocaties met filters rond 3 en 10 tot 20 meter min maainveld (naar: Ernst et al., 1970)

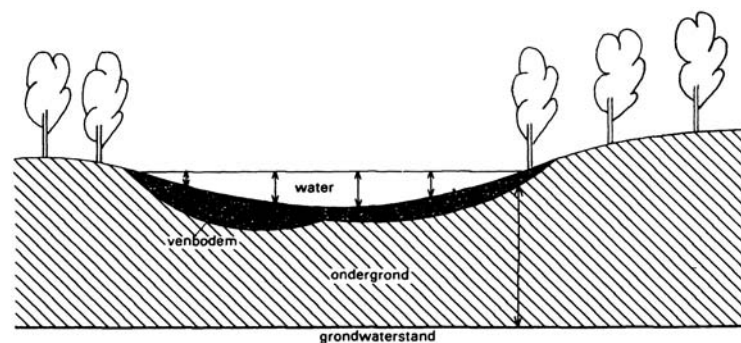
Indien er sprake is van een schijngrondwaterspiegel als gevolg van een storende laag, met daaronder een deel onverzadigde zone, wordt het effect van de anisotropie nog eens versterkt. Het onverzadigde materiaal onder een storende laag heeft een lagere k-waarde naarmate het materiaal droger is. Hierdoor neemt de c-waarde toe, waardoor het water nog moeilijker naar het grondwater kan percoleren. Het verschil in een stijghoogte in een peilbuis en de freatische grondwaterstand in de vorm van een schijnspiegel kan hierdoor zeer groot zijn (Figuur 2.6).

De GLG heeft duidelijk betrekking op een droge situatie met een verdampingsoverschot en derhalve een opwaartse flux in de onverzadigde zone. Vooral bij natte Gt's met kwel kan dit tot gevolg hebben dat het water dat via capillaire opstijging verdwijnt weer aangevuld wordt via het grondwater. Als gevolg van deze situatie mag men verwachten dat de diepere potentiaal iets hoger is dan de freatische potentiaal, waardoor toestroming plaats kan vinden. Het potentiaalverschil is in deze situatie tegengesteld aan de situatie rond GHG moment en veelal kleiner dan in de GHG situatie. Bij de veelal hoger gelegen droge Gt's vindt er rond GLG eveneens een capillaire flux plaats. Deze capillaire onttrekking heeft echter niet tot

gevolg dat er grondwater wordt aangevoerd om dit verdampingsverlies te compenseren. In een droge situatie met permanente wegzijging heeft de capillaire nalevering alleen maar tot gevolg dat de grondwaterstand sneller uitzakt. De grondwaterflux wordt in droge perioden wel veel kleiner, maar blijft naar beneden gericht.



Figuur 2.5 Tijd-stijghoogtelijnen voor de locaties nabij Kloosterbos en Baak, waarin de stijghoogte in het ondiepe en diepe grondwater is weergegeven (naar: Ernst et al., 1970).



Figuur 2.6 Dwarsdoorsnede van een ven met een ligging van de bodem in de onverzadigde zone (naar: Bannink et al., 1989)

In de tabellen komt tot uiting dat de GLG bij een geringe diepte weinig verschil vertoont. Voor de drogere Gt's komen echter wel verschillen voor die hoofdzakelijk worden veroorzaakt door de maximale boordiepte bij de detailkarteringen. De

maximale boordiepte varieert per detailkartering en kan 150, 180, 200 of 320 cm bedragen. Indien de GHG of GLG dieper is dan de maximale boordiepte is voor de GHG of GLG een waarde van 151, 181, 201 of 321 aangehouden (betekent: dieper dan). Hierdoor is in de tabel gebaseerd op de detailkarteringen de GLG bij diepe Gt's onderschat.

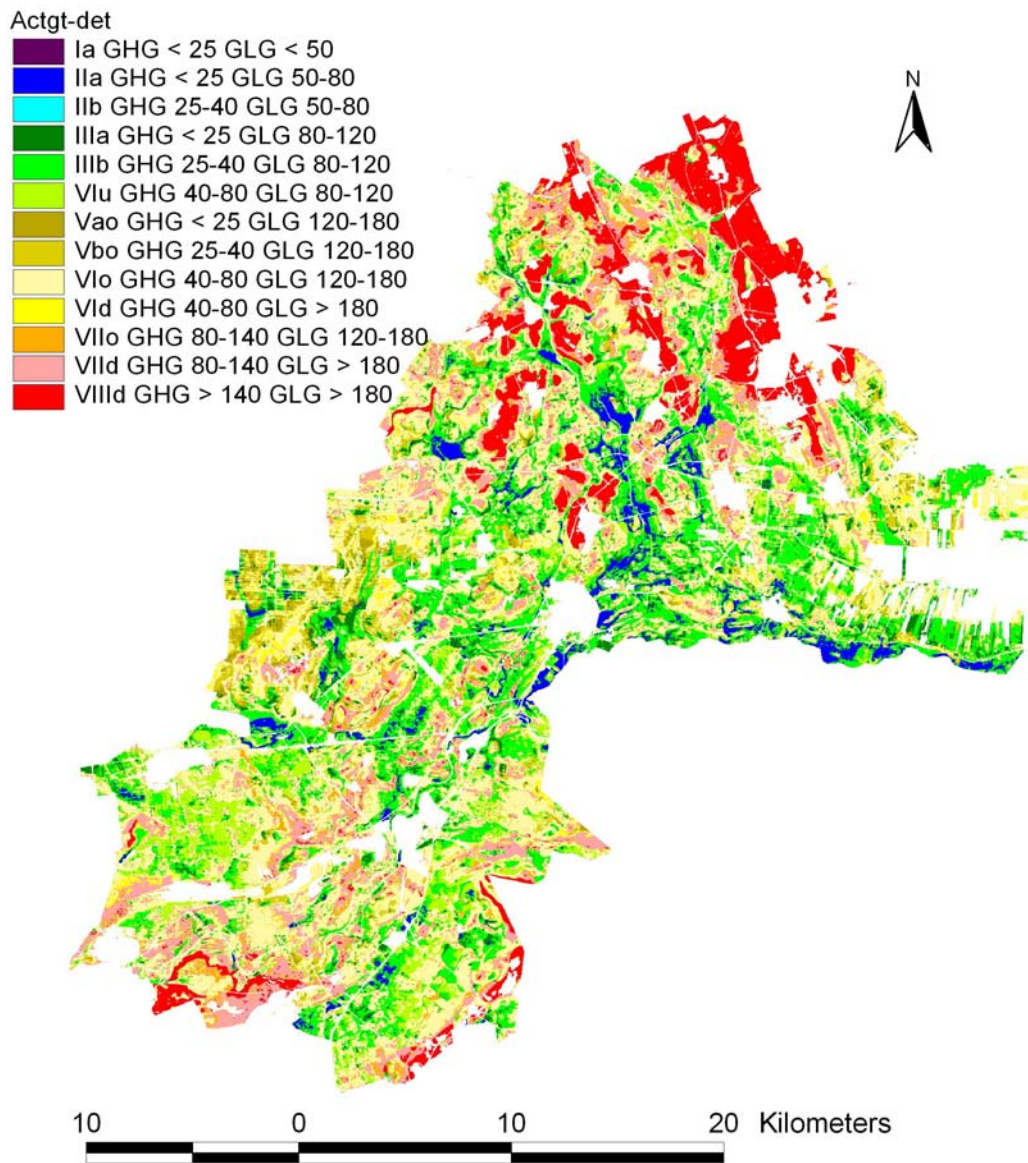
De bovenstaande theoretische verklaring voor het verschil tussen een gemeten potentiaal in een piëzometer en de freatische grondwaterstand wordt echter beïnvloed door regionale stroming en het voorkomen van kwel of wegzijging. Daarnaast is niet bekend in welke gronden en in welke mate anisotropie een rol speelt. Hierdoor is het lastig deze mogelijke verklaring eenduidig vast te stellen. Meer onderzoek naar het meten van de grondwaterstand in relatie tot anisotropie is wenselijk.

2.5 Resultaat

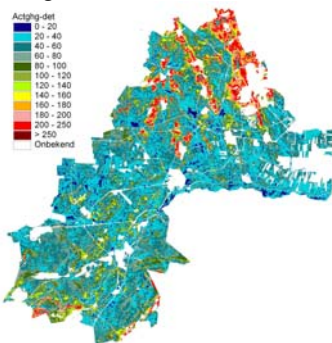
Combinatie van tabel 2.3 met de neerschalingmethodiek zoals eerder beschreven, kan een snelle inschatting van de actuele situatie voor de Gt geven. De berekende spreiding van de GxG is echter zeer groot. Deze grote spreiding wordt veroorzaakt door een grote variatie in de GxG die voor kan komen binnen kaartvlakken. Over het algemeen is een grondwaterstands daling opgetreden, maar er zijn natuurlijk ook locaties waar door de jaren heen weinig is veranderd of zelfs vernatting heeft plaatsgevonden door bijvoorbeeld een vernattingsproject. Ook maaiveldsvariatie nabij buizen heeft een verhogend effect op de spreiding (Van der Gaast en Massop, 2005a).

Indien tabel 2.2 op basis van een landelijke buizenset en tabel 2.3 op basis van detailkarteringen worden vergeleken met de bodemkaart 1:50 000 (tabel 2.1) valt op dat de grondwaterstands daling op basis van buis informatie veel groter is dan de grondwaterstands daling op basis van de detailkarteringen (numerieke verdroging, Van der Gaast *et al.*, 2006c). Alleen de natte Gt's zijn iets droger op basis van de detailkarteringen. Tevens blijkt dat door het gebruik van detailkarterings informatie het mogelijk is om Gt V/V^* als gevolg van schijngrondwaterspiegels beter in beeld te brengen (figuur 2.7). Daarnaast worden ook de lokale effecten op de GxG als gevolg van ingrepen in de waterhuishouding zoals buis drainage, waterwinningen enz. meegenomen.

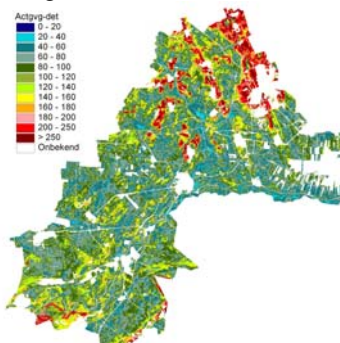
In figuur 2.7 is het resultaat in de vorm van kaartbeelden weergegeven voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht. In de figuur zijn de patronen met relatief hoog gelegen droge gebieden binnen het zandgebied en bijvoorbeeld de veel nattere veengebieden duidelijk zichtbaar. Voor validatie van de kaart in vergelijking met ander kaarten wordt verwezen naar een studie die door Van der Gaast *et al.*, 2006b in het beheergebied van het waterschap Regge en Dinkel is uitgevoerd.



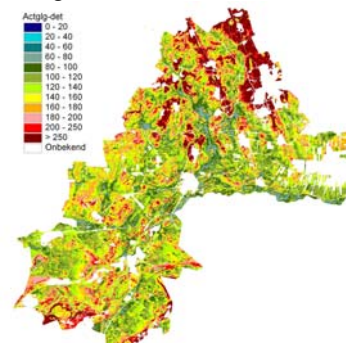
Neergeschaalde act Gt
Neergeschaalde act GHG



Neergeschaalde act GVG



Neergeschaalde act GLG



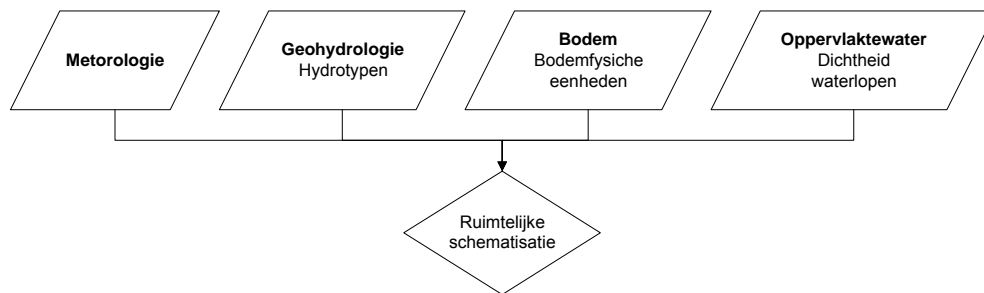
Figuur 2.7 Neergeschaalde Actuele Gt (naar: Van der Gaast et al., 2006a)

3 Ruimtelijke schematisatie

Voor het in beeld brengen van de hydrologie op basis van karteerbare kenmerken is een ruimtelijke schematisatie noodzakelijk. Bij de ruimtelijke schematisatie is het van belang om het gebied in te delen op basis van karteerbare kenmerken. Bij de gebiedsindeling aan de hand van karteerbare kenmerken is zoveel mogelijk getracht relevante kenmerken voor hydrologische variabelen zoals afvoer op te nemen.

- Geohydrologie;
- Bodem;
- Waterhuishoudkundige inrichting (dichtheid en afmetingen van waterlopen);
- Peilbeheer;
- Topografie;
- Grondgebruik;
- Kwel/wegzijging.

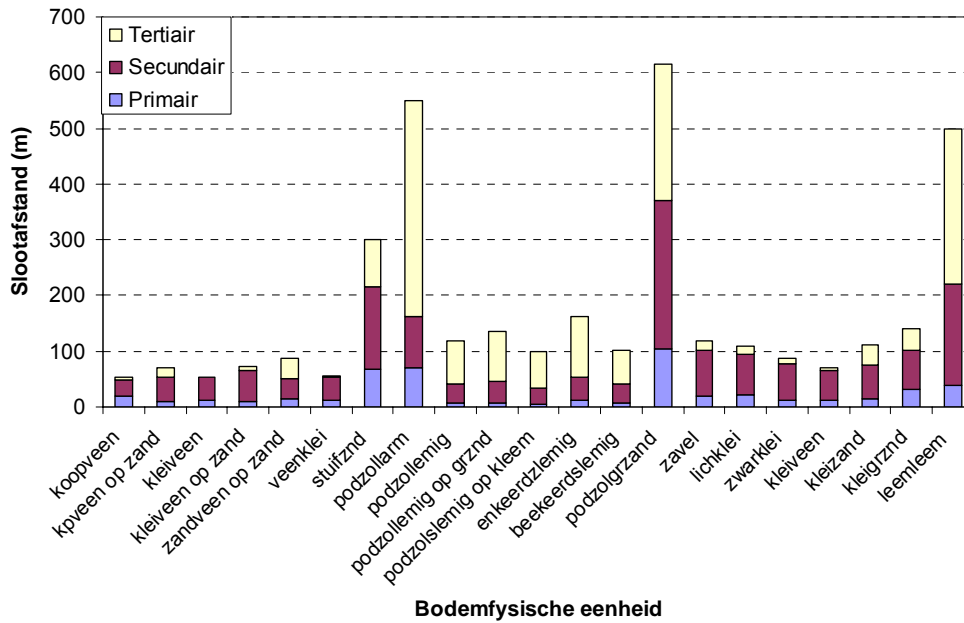
Het merendeel van de bovengenoemde factoren zijn direct of indirect te beschouwen als karteerbare kenmerken. De belangrijke factor kwel is echter niet direct meet- en karteerbaar. De kwel, of wegzijging, kan alleen aan de hand van model- of balansberekeningen worden bepaald. Mede hierom is er voor gekozen om het model SWAP te kalibreren voor de onderrand. Aan de hand van het onderstaande schema (figuur 3.1) is het gebied geschematiseerd. In eerste instantie was het de bedoeling om het oppervlaktewatersysteem in de vorm van slootdichtheden voor verschillende systemen mee te nemen bij de ruimtelijke schematisatie. Een ruimtelijke schematisatie op basis van een combinatie van drie drainagesystemen zal echter leiden tot zeer veel schematisatie eenheden. Een bijkomend probleem bij de ruimtelijke schematisatie op basis van de slootdichtheid is het vaststellen van klassengrenzen die altijd arbitrair gekozen moeten worden.



Figuur 3.1 Schema ruimtelijke schematisatie

Indien gekeken wordt naar de gemiddelde slootafstand in relatie tot het bodemtype en het hydrotype blijkt dat deze voor een groot deel gerelateerd is aan het bodemtype en in mindere mate aan het hydrotype. In figuur 3.2 is de relatie tussen de gemiddelde slootafstand en het bodemtype weergegeven. Naast de gemiddelde slootafstand, afgeleid uit het totale aantal waterlopen, is ook het aandeel van de afzonderlijke ontwateringssystemen weergegeven. In de figuur is duidelijk te zien dat

de gemiddelde slootafstand toeneemt naarmate het bodemmateriaal beter doorlatend is. Ook het aandeel van het tertiaire ontwateringssysteem is groter bij gronden die beter doorlatend zijn. Vooral in klei en veengronden is het aandeel van het tertiaire systeem gering. Analyse van deze gegevens heeft er toe geleid dat de ontwateringsafstand uiteindelijk niet is gebruikt bij de ruimtelijke schematisatie. De combinatie van hydrotype en bodemtype blijkt namelijk een voldoende hoge verklaring te geven voor de gemiddelde slootafstand.



Figuur 3.2 Gemiddelde slootafstand en het aandeel per klassen van waterlopen op basis van landsdekkende informatie voor verschillende bodemtypen in Nederland.

Bij de stratificering is verder getracht zo veel mogelijk uit te gaan van tijdsonafhankelijke gegevens. Hierdoor is het mogelijk om, naast het in kaart brengen van de huidige hydrologische situatie, ook de effectiviteit van maatregelen door te rekenen.

3.1 Meteorologische gebiedsindeling

Het KNMI heeft een klimaatatlas uitgegeven over de jaren 1971-2000 (Heijboer en Nellestijn, 2002). Via deze atlas zijn veel meteorologische gegevens digitaal beschikbaar gekomen. Voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht zijn 2 hoofdstations relevant. Van deze stations zijn gegevens op dagbasis beschikbaar (figuur 3.3). Het betreft de volgende hoofdstations:

- Eelde (stn280)
- Twenthe (stn290)



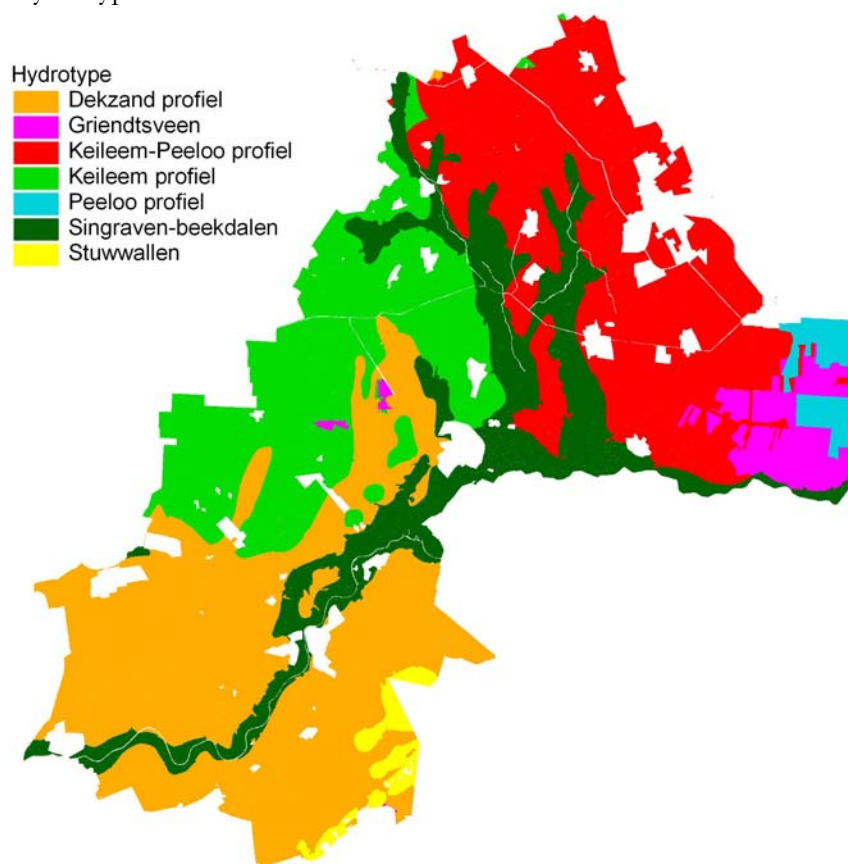
Figuur 3.3 Ligging van de KNMI hoofdstations (naar: Heijboer en Nellestijn, 2002)

In overleg met het waterschap is besloten om voor het gehele beheergebied gebruik te maken van één hoofdstation, te weten Twenthe.

3.2 Hydrotypen

De geohydrologische eigenschappen van de ondiepe ondergrond (topstelsel) zijn vooral bepalend voor de drainageweerstand (Massop *et al.*, 1997). Bij het samenstellen van een afgeleide kaart met een geohydrologische indeling (voor de eigenschappen van het topstelsel), is ernaar gestreefd om zoveel mogelijk de Geologische Overzichtskaart van Nederland (schaal 1:600 000) (Zagwijn *et al.*, 1975) als uitgangspunt te nemen. Deze kaart geeft een redelijke afspiegeling van de ondiepe ondergrond, het topstelsel, met o.a. de samenstelling van de Holocene deklaag en het ondiep voorkomen van slecht doorlatende lagen (keileem). Daarnaast is vooral voor het Pleistocene gebied gebruik gemaakt van aanvullende informatie uit de studie “Kwetsbaarheid van het grondwater” (Boumans *et al.*, 1987). In deze studie is de ondergrond geschematiseerd in een aantal profieltypen op basis van de opbouw van de deklaag en eventuele weerstandbiedende lagen in de ondergrond, zoals keileem. In

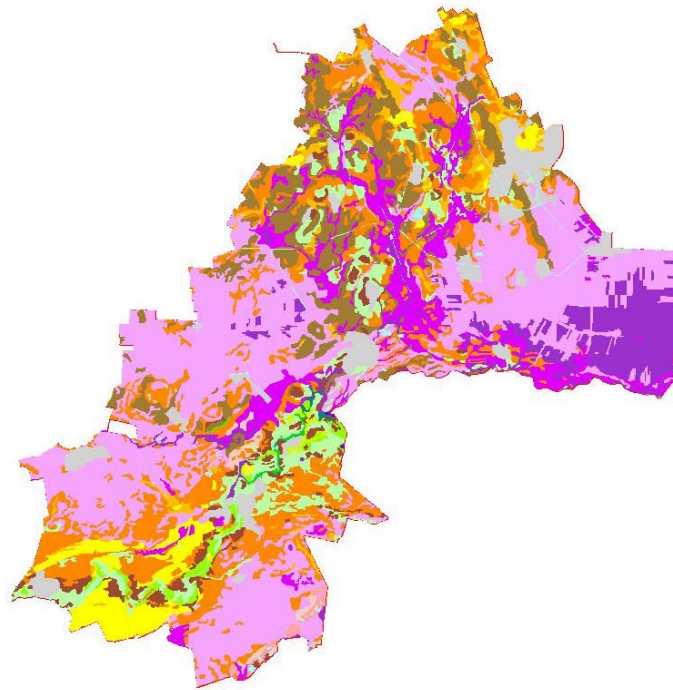
figuur 3.4 is de gebruikte indeling in hydrotypen weergegeven. Voor Velt en Vecht is apart het hydrotype Griendtsveen onderscheiden.



Figuur 3.4 Indeling in Hydrotypen (naar: Massop et al., 1997)

3.3 Bodem

Voor de ruimtelijke schematisatie op basis van de bodem zijn voornamelijk de bodemfysische kenmerken van belang. Bij de bepaling van de bodemfysische kenmerken van de bodem worden de bodems volgens de bodemkaart 1:50 000 geclassificeerd naar een beperkt aantal van 21 bodemprofielen. Hiervoor zijn dezelfde 21 bodemprofielen onderscheiden als bij de generalisatie van de bodemkaart 1 : 250 000 (Wösten et al, 1988) ten behoeve van de PAWN-studie. Voor deze 21 bodems is de profielopbouw alsmede de omschrijving van het materiaal bekend. In figuur 3.5 is de indeling in bodemkundige eenheden op basis van 21 bodemprofielen weergegeven. Voor een uitgebreide beschrijving van de bodemfysische eenheden wordt verwezen naar Van der Gaast et al., 2006a (bijlage 1).



Figuur 3.5 Indeling in bodemfysische eenheden (naar: Wösten et al, 1988)

3.4 Schematisatie eenheden

Voor de ruimtelijke schematisatie is uiteindelijk gebruik gemaakt van de combinatie meteorologie, hydrotype en bodemtype. Ruimtelijke schematisatie op basis van het oppervlaktewater in de vorm van gemiddelde slootafstanden blijkt niet haalbaar en niet noodzakelijk. De gegevens van het oppervlaktewater kunnen worden toegekend aan de hydrotype-bodemfysische eenheden. Het uiteindelijke aantal gecombineerde eenheden bedraagt 59 (figuur 3.6). In eerste instantie is gebruik gemaakt van schematisatie eenheden met een areaal van minimaal 25 ha. Kleinere schematisatie eenheden zijn in eerste instantie op basis van overeenkomstige bodemfysica samengevoegd. De toekenning van bodemtypen met een gering areaal aan een ander bodemtype heeft veelal plaatsgevonden op basis van het naastliggende bodemtype. In de gevallen waarbij het naastliggende bodemtype sterk afweek, is gekozen voor het toekennen aan een bodemtype met een passende beschrijving. In enkele gevallen zijn kleine bodemeenheden toegekend aan een ander hydrotype. Bij kalibratie is echter

gebleken dat een aantal schematisatie eenheden niet door de berekeningen heen kwam of geen plausible uitkomsten gaf. In de meeste gevallen hadden deze schematisatie eenheden een klein areaal of bestonden deze uit veel kleine afzonderlijke schematisatie eenheden. Op basis van de plausibiliteit van de resultaten zijn enkele schematisatie eenheden alsnog samengevoegd. In tabel 3.1 zijn de arealen voor de schematisatie eenheden weergegeven. Een groot aantal combinaties van hydrotype en bodemfysische eenheid blijken niet voor te komen.



Figuur 3.6 Indeling in 59 schematisatie eenheden op basis van hydrotype en bodemfysica

Tabel 3.1 Arealen in ba's van de schematisatie-eenheden

Bodfys- code	Hydrotype							Totaal
	Dekzand profiel	Griendts-veen	Keileem profiel	Keileem- Peeloo profiel	Peeloo profiel	Singraven- beekdalen	Stuw-wallen	
1	383	2860	131	740	875	632		5621
2	1233	188	812	1765		3438	164	7599
3	6	174						180
5	11345		6927	7953	786	1988	410	29408
7	2799		105	507		172		3582
8	433		315	1763		71	78	2661
9	7400		2811	4675		1820	179	16885
10	244			119		140	60	563
11	556		3699	3447		1724		9426
12	888		361	53		827	27	2155
13	1572		988	919		2038	13	5531
14			42				401	444
16						138		138
19	283					692		976
20	54					143		196
Totaal	27196	3221	16192	21941	1661	13824	1331	85365

4 Parametrisatie

4.1 Meteorologische gegevens

Neerslag en verdamping

De gemeten neerslaghoeveelheden voor het neerslagstations Twenthe wordt representatief geacht voor het gebied. Voor de referentie gewasverdamping is de referentie gewasverdamping (ET_{ref}) volgens Makkink gebruikt. De indeling van de gebieden op basis van de verdampingsgegevens is gelijk aan de gebiedsindeling op basis van de neerslaggegevens.

4.2 Bodemkundige gegevens

Bodemfysica

Bij de generalisatie van de Bodemkaart van Nederland (1 : 250 000) ten behoeve van de PAWN-studie, zijn 21 bodemfysische eenheden onderscheiden (Wösten *et al.*, 1988). In deze studie zijn de bodemeenheden van de bodemkaart 1 : 250 000 (Steur *et al.*, 1985) gegeneraliseerd tot 21 eenheden op grond van verwantschap in bodemkundige en bodemfysische kenmerken. Aan de horizonten in de profielschetsen van de 21 eenheden zijn bodemfysische karakteristieken (waterretentie en doorlatendheid) uit de Staringreeks (Wösten *et al.*, 1987) toegekend. Hierbij zijn horizonten die zich min of meer fysisch identiek gedragen, samengevoegd tot een bodemfysische horizont. Om meer inzicht te krijgen in de verschillen tussen de Staringreeksen die in de loop der jaren zijn uitgebracht is er een vergelijking uitgevoerd aan de hand van berekeningen met het model Capsev (Van der Gaast *et al.*, 2005). Uit de vergelijkende berekeningen is gebleken dat de Staringreeks in de vorm van de tabellen uit 1987 de meest plausibele capillaire opstijging en berging geven. Deze vergelijking heeft er toe geleid dat bij de berekeningen de Staringreeks tabellen uit 1987 zijn gebruikt.

Bewortelbare diepte

De bewortelbare diepte van de grond geeft aan tot welke diepte plantenwortels maximaal in de grond kunnen doordringen. De bewortelbare diepte is een profieileigenschap 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 indringings-

weerstand 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.

In tabel 4.1 zijn de gehanteerde waarden voor de bewortelbare diepte per grondgebruikstype weergegeven.

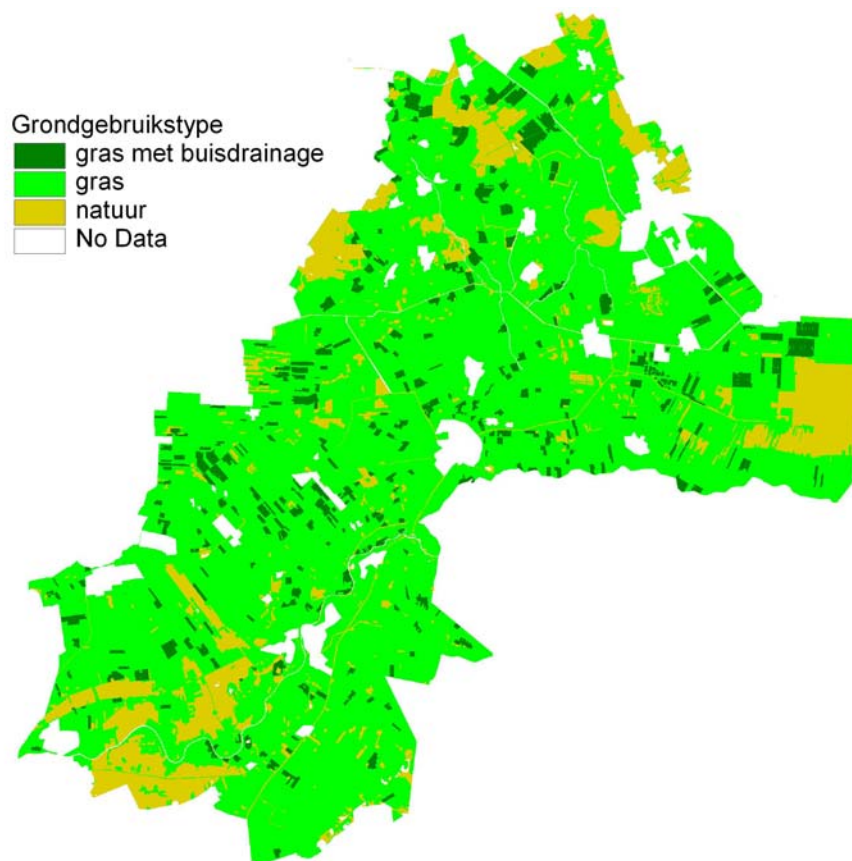
Tabel 4.1 Bewortelbare diepte per landgebruikstype

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

4.3 Grondgebruik

Voor het grondgebruik zijn vooralsnog drie grondgebruikstypen, te weten gras, gedraineerd grasland en natuur, onderscheiden. Voor alle drie grondgebruikstypen zijn modellen gecalibreerd.

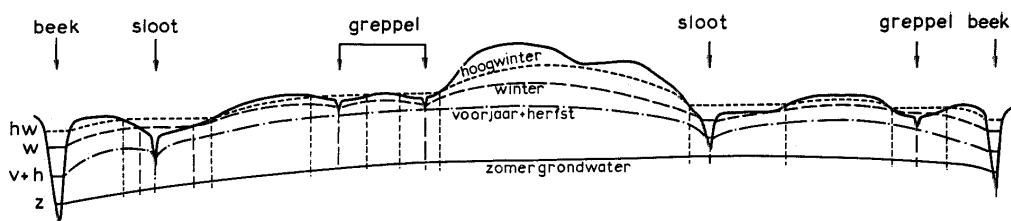
Aan de hand van de grondgebruikstypen is de modelinvoer voor de bovenrand opgezet. De potentiële gewasverdamping wordt bepaald door de referentie-gewasverdamping (ET_{ref}) en de gewasfactoren (k_c), welke kunnen verschillen per gewas en het stadium waarin de gewasgroei zich bevindt. Vervolgens worden deze bijgesteld op basis van de berekende drukhoogte, waardoor reductie van de verdamping onder droge of natte omstandigheden plaats kan vinden (actuele verdamping).



Figuur 4.1 Gebanteerde grondgebruikstypen

4.4 Oppervlaktewater gegevens

Van ontwatering is sprake, indien overtollig water aan de grond wordt onttrokken. De ontwateringsmiddelen die hiertoe, al dan niet in combinatie, kunnen worden toegepast zijn greppels, buisdrainages, perceel- en kavelsloten. Onder natte omstandigheden zijn alle ontwateringsmiddelen watervoerend. De ontwateringsafstand en de drainageweerstand zijn hierdoor relatief gering. In drogere omstandigheden kan het detailontwateringsstelsel droogvallen, waardoor de ontwateringsafstand en de drainageweerstand toenemen. In onderstaande figuur is voor een hellend gebied, het effect van de grondwaterstand op de ontwateringsafstand schematisch weergegeven (figuur 4.2).



Figuur 4.2 Verkleining van de ontwateringsafstand bij stijgend grondwaterpeil (Bon, 1969)

Aangezien de ontwateringsafstand de meest bepalende factor is voor de drainageweerstand is deze parameter van groot belang voor modelberekeningen. Voor een ééndimensionaal model zoals SWAP is het niet eenvoudig om een gemiddelde slootafstand te bepalen. De ruimtelijke component zit niet in het model en het oppervlaktewater zit in het model in de vorm van een zijrandvoorwaarde. De te gebruiken gemiddelde slootafstand voor een puntmodel is afhankelijk van de mate waarin de interactie tussen grond- en oppervlaktewater plaatsvindt. Ook Ernst et al., (1970) geeft aan dat het voor een correcte berekening van de kwel/wegzijing van belang is dat de grens van het beschouwde gebied zodanig wordt gehanteerd dat alle waterlopen proportioneel aanwezig zijn. Daarnaast zullen dichtbij gelegen waterlopen een groter aandeel hebben aan deze interactie dan verder weg gelegen waterlopen. Voor zowel de bepaling van de grootte van het te beschouwen gebied als de afname van de invloed met de afstand kan gebruik worden gemaakt van de formule van Mazure.

Mazure (1936) vond in het onderzoek in de Wieringermeer dat er een reductie van de kwel optreedt bij toename van de afstand tot de toenmalige Zuiderzeedijk. *“Er bleek een reductiefactor op te treden, welke een functie was van de verhouding van den straal R van den dijk en een lengte λ , welke wordt bepaald door de eigenschappen van den ondergrond en de bovenlaag en gelijk is aan \sqrt{kDc} .”* De spreidingslengte (λ) is dus een maat voor de invloedsafstand van peilverschillen en kan gebruikt worden om de invloed van peilveranderingen op de grondwaterstroming te bepalen. De spreidingslengte kan ook gebruikt worden als maat voor de herkomst van onttrokken of aangevoerd water (Mazure, 1936; Kruseman en De Ridder, 1970; TNO, 1964). De spreidingslengte (λ) is gedefinieerd als de wortel uit het quotiënt van het doorlaatvermogen van een watervoerende laag en de som van de lekvermogens¹ van begrenzend slecht doorlatende lagen (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986):

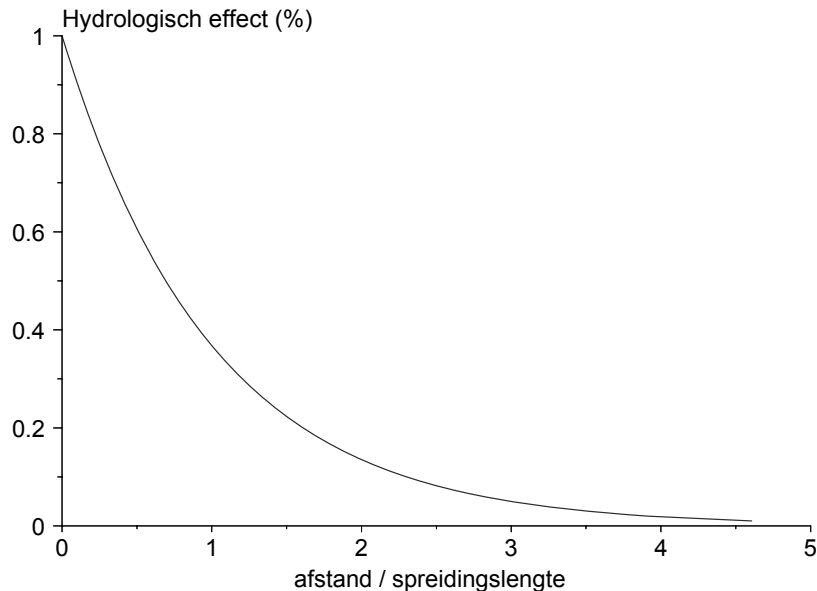
$$\lambda = \sqrt{kDc} \quad (4.1)$$

De afname van zowel het debiet als het stijghoogteverschil is logaritmische/exponentieel met de afstand tot de grens volgens e^{-x/λ^*} (Edelman, 1972; TNO, 1964; Verruijt, 1974). In figuur 4.2 is deze afname van het debiet bij toename van de afstand (x) weergegeven. Aan de hand van figuur 4.3 kan geconcludeerd worden dat het effect van peilverschillen in de theorie oneindig ver door gaat. Praktisch gezien blijkt echter dat op een afstand groter dan driemaal de spreidingslengte (3λ) nog maar een beïnvloeding van 5% plaatsvindt.

De freatische spreidingslengte is te gebruiken voor het genereren van een gewichten grid op basis van de bovenstaande e-macht functie tot een afstand van driemaal de spreidingslengte (5%). Als gewicht bij de bepaling van de gemiddelde slootlengte is het hydrologische effect in procenten te hanteren (Van der Gaast en Stuyt, 2000). Op deze manier is een grid met slootlengten te genereren met voor elk grid de relevante gemiddelde slootlengte, rekeninghoudend met de interactie tussen grondwater en

¹ Het lekvermogen is een maat voor het vermogen van een slecht doorlatende laag om water door te laten. Het lekvermogen is gelijk aan de reciproke van de verticale weerstand (c) (CHO, 1986).

oppervlaktewater met een bijbehorende weging. Door deze opzet is het mogelijk om de gridinformatie voor ieder willekeurig grid te gebruiken binnen een ééndimensionaal model zoals SWAP.



Figuur 4.3 Afname van de invloed van een verschillend peil in het eerste watervoerende pakket voor gebieden met een rechte grens (naar Van der Gaast en Massop, 2003b).

Op deze wijze is de gemiddelde slootlengte voor elk gridje van 25 meter te bepalen voor een cirkelvormig gebied met een straal van 3 maal de spreidingslengte (5%). Deze bewerking kan gestratificeerd worden uitgevoerd om onderscheid tussen gebieden mogelijk te maken. Een duidelijk voorbeeld van gebieden waartussen een scherpe overgang is met de omgeving zijn poldergebieden, waarbij de waterhuishoudkundige inrichting binnen en buiten de polder, als gevolg van kwel en wegzijging sterk van elkaar kunnen verschillen. In dergelijke situaties is combinatie van slootdichtheden niet wenselijk, hetgeen door stratificering kan worden voorkomen (Van der Gaast et al., 2006a). In figuur 4.4 is de ruimtelijke verdeling voor Nederland van de spreidingslengte weergegeven, met de indeling in hydrologische eenheden.

Als bron voor de bepaling van de dichtheden aan waterlopen is het Top10-vectorbestand gebruikt. Er is een procedure ontwikkeld die per kaartblad de dichtheid van de waterlopen bepaald. In de procedure worden de waterlopen uit het Top10-vectorbestand gehaald waarna een overlay wordt gemaakt met een vierkantennet van 25 x 25 meter. Binnen deze vlakken wordt de totale lengte van de waterlopen bepaald. Vervolgens wordt dit bestand omgezet naar een grid met een resolutie van 25 meter. Deze procedure is uitgevoerd voor de verschillende klassen van waterlopen die voorkomen in het TOP10-vectorbestand.

Binnen dit digitale bestand worden 4 klassen van waterlopen onderscheiden, nl:

- greppels en droogvallende waterlopen;
- sloten smaller dan 3 m;
- sloten 3-6 m;
- sloten breder dan 6m.

Voor de grotere waterlopen, de klasse sloten breder dan 6m, zijn de vlakvormige-elementen uit het Top10-vectorbestand gebruikt. Deze klasse van waterlopen is niet in alle kaartbladen in het lijnenbestand opgenomen. Door het gebruik van het vlakkenbestand wordt de lengte voor deze klasse overschat. Bij een vlak heeft immers iedere oever een lijn. Deze overschatting is zo goed mogelijk opgelost door de totale lengte te halveren.

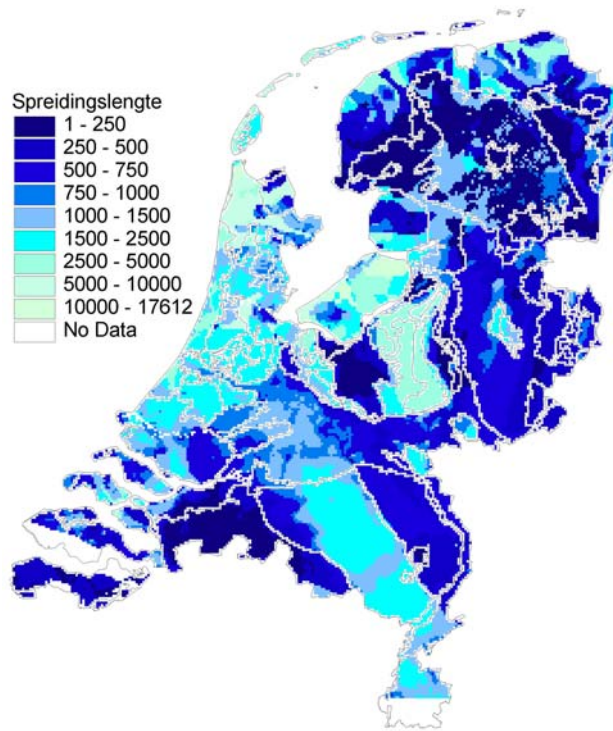
Naast de slootlengten is ook een kaart gemaakt met de watervlakken. Deze kaart is noodzakelijk om afwijkingen in gemiddelde slootafstanden te voorkomen. Nabij watervlakken wordt de gemiddelde slootafstand namelijk beïnvloed door het wateroppervlak. In een waterplas komen immers geen sloten voor. Indien gebruik wordt gemaakt van een gemiddelde slootdichtheid voor een bepaalde straal zal de slootdichtheid afnemen nabij grote wateroppervlakken. Door het gebruik van een kaart met watervlakken kan deze afwijking worden voorkomen.

De kaart met watervlakken is gemaakt door alle watervlakken uit het Top10-vectorbestand te halen. Vervolgens is deze kaart vergrid met een resolutie van 25 meter. Dit resulteert in een gridkaart met vlakken waarin de grotere waterlopen/watervlakken voorkomen. Dit geeft een overschatting van het wateroppervlak. Deze overschatting is opgelost door de kaart te combineren met de kaart met lengten aan oeverlijnen. Indien in de kaart met lengten oeverlijn een waarde voorkomt bestaat de gridcel niet geheel uit water. In deze gevallen behoort de gridcel niet tot het watervlakkengrid. Met behulp van het watervlakken grid kan een kaart gemaakt worden van het landoppervlak. De lengtes aan waterlopen zijn alleen bepaald voor het gebied dat voorkomt in het grid met landoppervlak. Op deze manier wordt de slootdichtheid niet onderschat indien er grotere oppervlakken met open water binnen een eenheid voorkomen.

Voor de berekeningen met het model SWAP worden doorgaans 3 drainagesystemen met open waterlopen onderscheiden, namelijk primair, secundair en het tertiaire systeem. In tabel 4.2 is de vertaling weergegeven van de klassen die onderscheiden zijn in het TOP10-vector bestand naar de drie drainagesystemen.

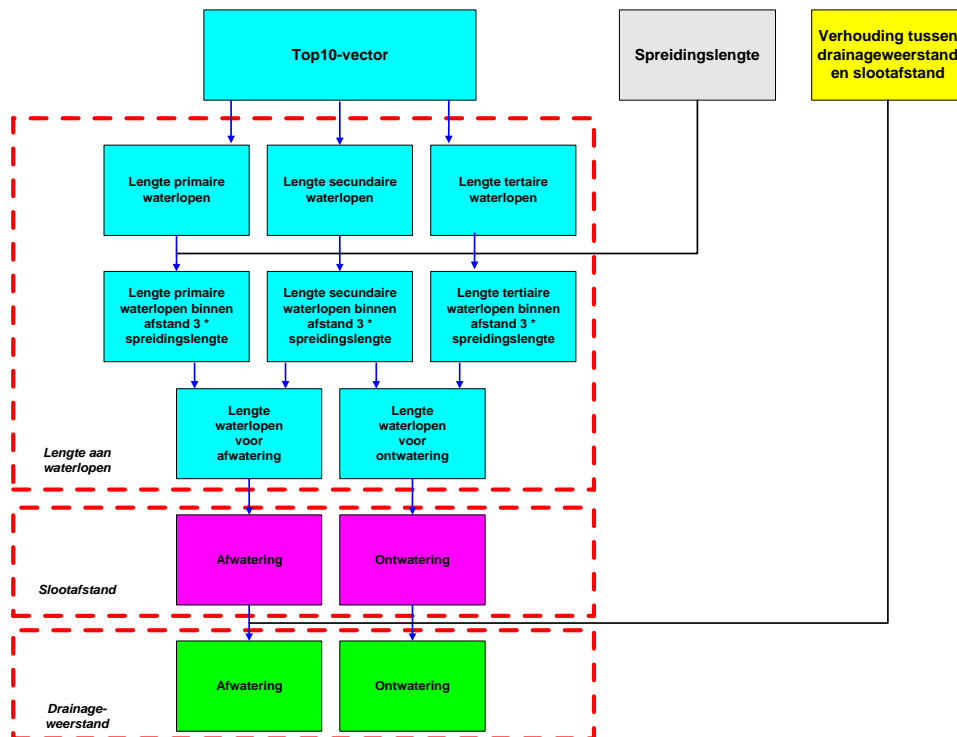
Tabel 4.2 Classificatie van de drainagesystemen

Top10-vector	Drainagesysteem
Greppels en droogvallende waterlopen	Tertiair systeem
Waterlopen smaller dan 3 m	Secundair systeem
Waterlopen 3 – 6 m	Primair systeem
Waterlopen breder dan 6 m	Primair systeem



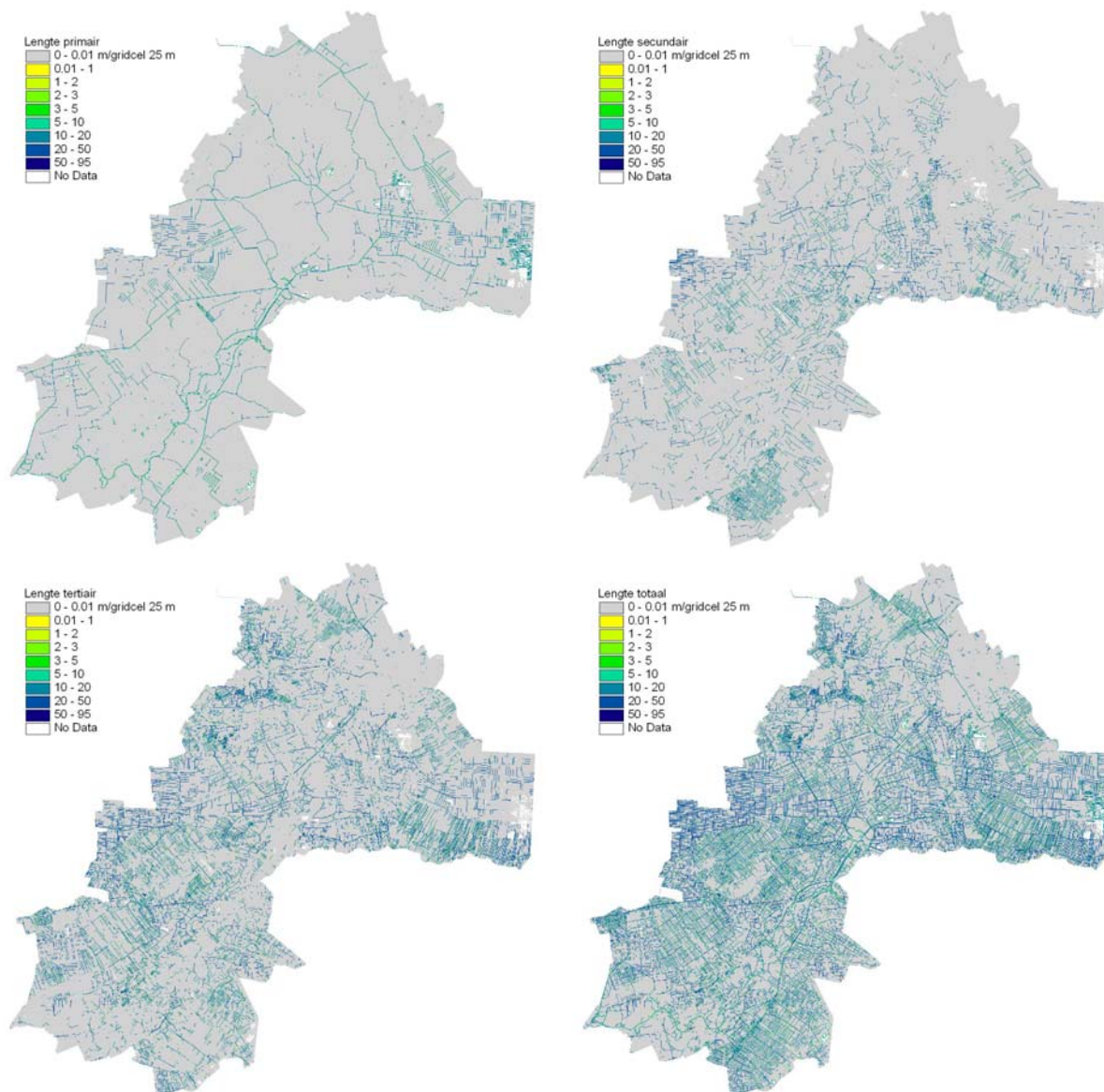
Figuur 4.4 Landelijke kaart voor de spreidingslengte met de begrenzing van de hydrologische eenheden (naar: Van der Gaast et al., 2006a)

De omschreven methode is vervolgens toegepast om drainageweerstanden af te leiden. In het onderstaand schema (figuur 4.5) is de werkwijze weergegeven.

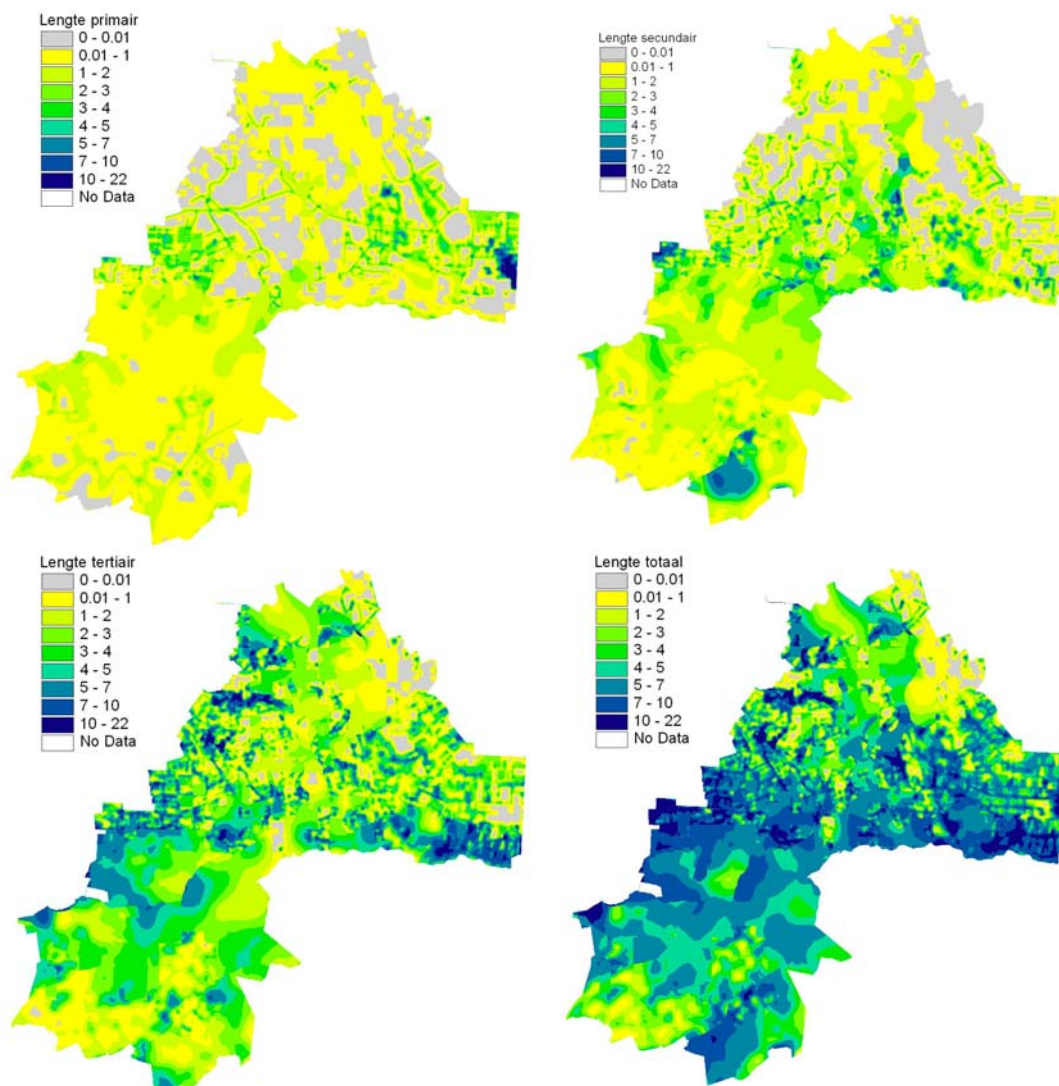


Figuur 4.5 Gevolgde werkwijze voor de bepaling van drainageweerstanden

In figuur 4.6 zijn de primaire, secundaire en tertiaire lengten weergegeven. Door, zoals eerder omschreven, rekening te houden met de spreidingslengte is per grid van 25*25 m de slootlengte bepaald, de resultaten staan weergegeven in figuur 4.7. Uit figuur 4.7 blijkt dat de berekende lengte van primaire waterlopen overwegend laag is. Gebieden met veen in de ondergrond zoals het Veenkoloniale gebied vormen hierop een uitzondering. Voor secundaire waterlopen is de lengte over het algemeen iets groter. Vooral het aandeel van het tertiaire systeem is over het algemeen het grootst. Voor de totale slootlengte is te zien dan deze vooral in het relatief hoge gebieden het laagst is.



Figuur. 4.6 Lengte aan primaire (linksboven), secundaire (rechtsboven), tertiaire (linksonder) en totaal (rechtsonder) aan waterlopen per gridcel van 25*25 m



Figuur 4.7 Gewogen slootlengte per grid van 25*25 m² op basis van de spreidingslengte voor primaire (linksboven), secundaire (rechtsboven), tertiaire waterlopen (linksonder) en totaal (rechtsonder)

Voor de berekeningen in SWAP worden naast de 3 drainagesystemen bestaande uit open waterlopen vaak nog 2 systemen onderscheiden (tabel 4.3) (Massop *et al.*, 2000). Voor elk drainagesysteem moeten weerstanden en ontwateringsbases worden vastgesteld, de laatste wordt behandeld in paragraaf 4.4.3.

Tabel 4.3 Indeling van de drainagesystemen voor de SWAP-berekeningen

Niveau	Drainagesysteem	Omschrijving
1	Primair	Waterlopen 3 - 6 meter en waterlopen breder dan 6 meter
2	Secundair	Waterlopen smaller dan 3 meter
3	Tertiair	Greppels en droogvallende waterlopen
4	Buisdrainage ¹	Drainagekaart
5	Maaiveldsdrainage	Gehele gebied

¹ De buisdrainage kan op het 3^e niveau liggen indien deze dieper ligt dan het tertiaire systeem

Voor dit onderzoek is het model SWAP echter aangepast (zie paragraaf 4.4.2). Door de aanpassing in het model, waarbij ieder oppervlaktewatersysteem een eigen ‘bakje’ heeft gekregen is het van belang dat het volume van de desbetreffende bakjes enigszins op elkaar aansluiten. Het volume van het bakje wordt bepaald door de afmetingen en de lengte van de waterlopen. Indien twee opeenvolgende oppervlaktewatersystemen sterk verschillen in volume heeft overdracht van water van het ondiepe naar het diepere systeem tot gevolg dat de waterstand sterk gaat stijgen. Hierdoor kunnen oscillatieproblemen bij de simulatie ontstaan. Om dit probleem te ondervangen is er voor gekozen het aantal oppervlaktewatersystemen terug te brengen van drie naar twee. De tweedeling die is opgezet bestaat uit een systeem dat vooral van belang is voor de afwatering, en een systeem dat hoofdzakelijk van belang is voor de ontwatering. Het ontwateringssysteem verzorgt hoofdzakelijk de afvoer van water vanuit het perceel, terwijl het afwateringsstelsel voornamelijk voor het watertransport zorgt. Het tertiaire systeem is in alle gevallen tot het ontwateringssysteem gerekend en het primaire tot het afwateringssysteem. Het secundaire systeem is afhankelijk van het hydrotype toegekend aan het primaire of tertiaire systeem.

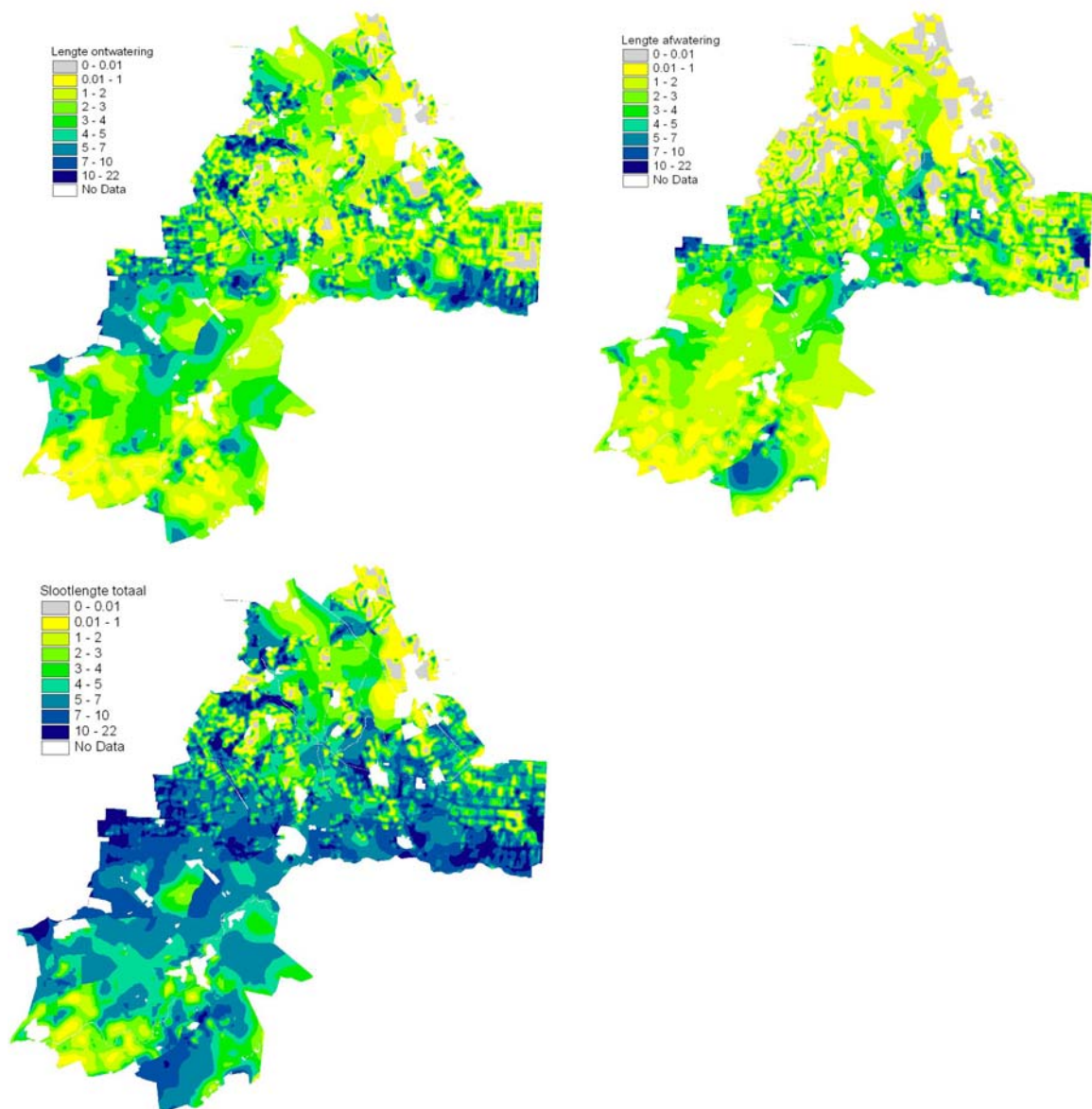
In tabel 4.4 staan de gemiddelde lengten per systeem voor de hydrotypen die voorkomen binnen het beheergebied en de daaruit afgeleide slootafstanden weergegeven. Bij het toekennen van het secundaire systeem aan het primaire of tertiaire systeem heeft toewijzing plaatsgevonden aan het systeem met de minste waterlopen. Omdat het beheergebied geheel is gelegen binnen hoog Nederland zijn de klasse primair en secundair samengevoegd. Een uitzondering vormt het Peeloo – profiel met drie vrijwel vergelijkbare klassen, dit wordt veroorzaakt door het grote aandeel veenwijken die zijn aangelegd met een vaste breedte tbv de scheepvaart. Ook voor dit hydrotype zijn de secundaire en primaire samengevoegd.

Tabel 4.4 Gemiddelde lengte van waterlopen voor het primaire, secundaire en tertiaire ontwateringssysteem (m per gridcel van 6.25 ha), alsmede de slootafstand (m).

Hydrotype	Oppervlak (ha)	Tertair		Secundair		Primair		Tertiair	Secundair	Primair
		Slootlengte		Slootlengte		Slootlengte				
		gemiddeld	std	gemiddeld	std	gemiddeld	std			
Dekzand profiel	409594	282	300	133	211	39	99	222	470	1600
Keileem profiel	155281	271	304	170	256	51	111	230	367	1221
Keileem-Peeloo profiel	160213	320	334	215	287	57	114	195	290	1093
Peeloo profiel	91456	219	251	165	224	133	162	285	380	470
Singraven-beekdalen	135481	277	322	215	292	92	144	226	291	677
Stuwwallen	138912	32	108	18	87	10	51	1967	3463	5991

In kleur is aangegeven hoe de klassen zijn samengevoegd

In figuur 4.8 zijn de samengevoegde kaarten weergegeven.



Figuur 4.8 Lengte aan ontwateringsloten (linksboven) en afwateringsloten (rechtsboven) en totaal (linksonder) voor grids van 25 m.

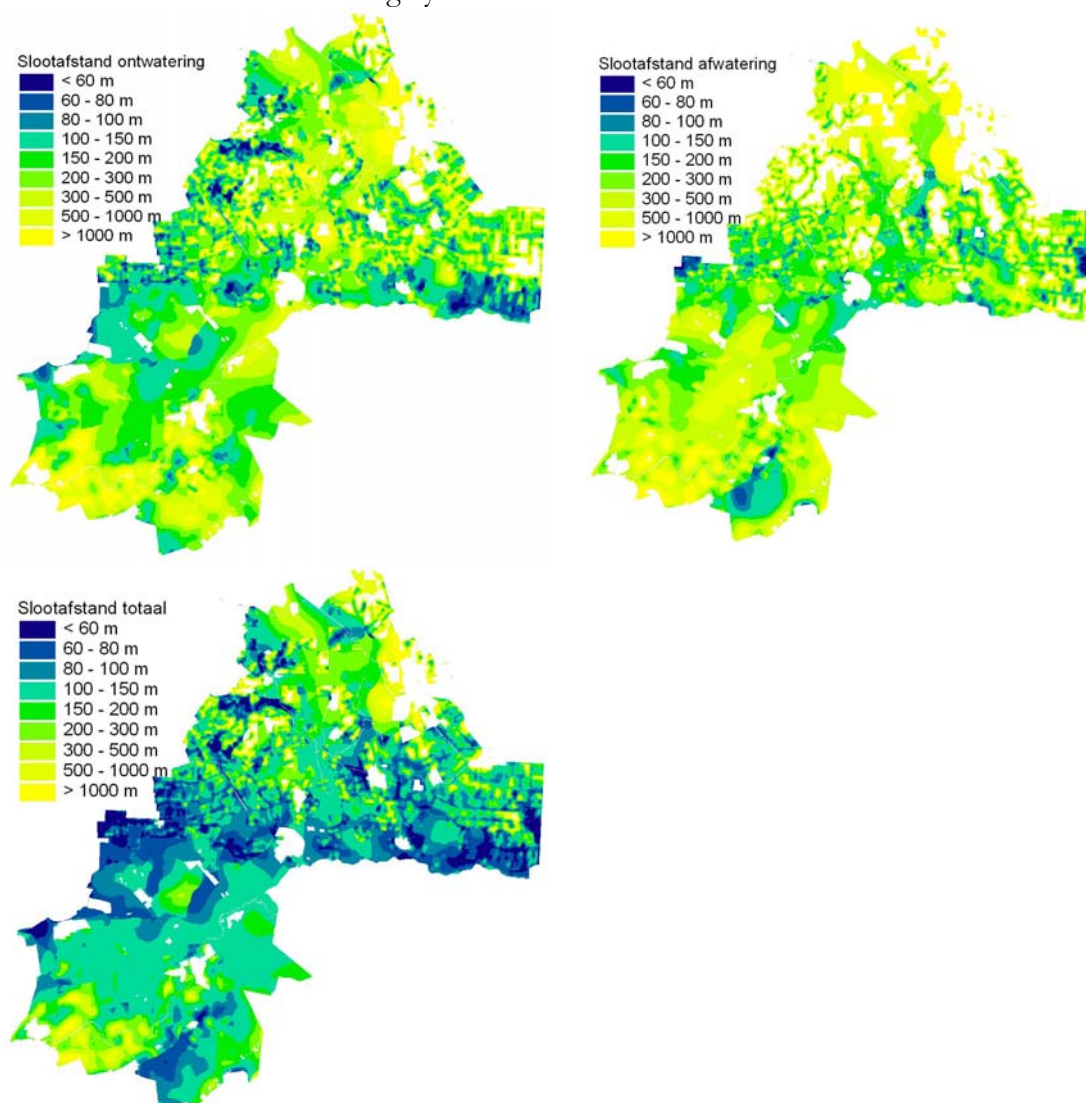
Vervolgens is uit de gemiddelde slootlengte de gemiddelde slootafstand te bepalen door middel van de volgende formule:

$$L = \frac{A}{l} \quad (4.2)$$

Waarin:

- L : slootafstand voor beschouwd areaal (schematisatie eenheid/grid) (m)
- A : areaal (schematisatie eenheid/grid) waarvoor de slootafstand wordt bepaald (m²)
- l : som aan slootlengte binnen beschouwd areaal (schematisatie eenheid/grid) (m)

De resultaten van de op deze wijze bepaalde slootafstanden staan weergegeven in figuur 4.9. Uit figuur 4.9 blijkt dat de slootafstand voor het ontwateringssysteem kleiner is dan voor het afwateringssysteem.



Figuur 4.9 Representatieve slootafstand voor het ontwateringssysteem (linksboven) en het afwateringssysteem (rechtsboven) en totaal (linksonder) per grid

4.4.1 Drainageweerstand

De drainageweerstand is gedefinieerd als de weerstand tegen de grondwaterstroming naar open of gesloten leidingen, te berekenen als de quotiënt van de opbolling en de specifieke grondwaterafvoer bij stationaire stroming (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986). Hierbij wordt uitgegaan van de maximale opbolling midden tussen de sloten en een grondwaterafvoer per eenheid van oppervlakte van het stroomgebied:

$$c_d = \frac{m}{q} \quad (4.3)$$

waarin:

c_d	: drainageweerstand	(d)
m	: opbolling	(m)
q	: specifieke afvoer	(m/d)

Bij de berekening van de grootte van de drainageweerstand kan uitgegaan worden van de formule van Ernst (Ernst, 1962; 1983; Wit *et al.*, 1991; Drecht, 1997). In de drainageformule van Ernst is een verticale, een horizontale en een radiale weerstandscomponent te onderscheiden. Aan deze stromingscomponenten wordt een intree weerstand toegevoegd. De totale drainageweerstand (c_d) is dus samengesteld uit maximaal vier weerstandscomponenten (zie kader):

$$c_d = c_v + c_h + c_r + c_i \quad (4.4)$$

waarin:

c_d	: drainageweerstand	(d)
c_v	: verticale weerstand	(d)
c_h	: horizontale weerstand	(d)
c_r	: radiale weerstand	(d)
c_i	: intree weerstand	(d)

De vier componenten tezamen vormen de drainageweerstand. De op deze wijze bepaalde drainageweerstand is de weerstand die geldt voor de maximale opbolling. Om rekening te kunnen houden met eventuele kwel/wegzijging is niet de maximale maar de gemiddelde opbolling van belang. De verhouding tussen de maximale opbolling en de gemiddelde opbolling is de vormfactor (Ernst, 1983). Indien uitgegaan wordt van de gemiddelde opbolling geldt de volgende formule:

$$c_d^* = \alpha c_d \quad (4.5)$$

waarin:

c_d^*	: vlakgemiddelde drainageweerstand	(d)
α	: vormfactor	(-)
c_d	: drainageweerstand	(d)

In paragraaf 4.4 is geconstateerd dat de ontwateringsafstand de meest bepalende factor is voor de drainageweerstand. Er wordt vaak een goede relatie gevonden tussen de drainageweerstand en de gemiddelde slootafstand. Hierdoor wordt veelal een vuistregel gehanteerd waarbij de drainageweerstand overeenkomt met een factor 1 maal de gemiddelde slootafstand. Ook Massop en De Wit, 1994 vonden een factor van 0,8-1,0 in Oost Gelderland. Om meer inzicht te krijgen in de variatie in de drainageweerstand is binnen het onderzoek gebruik gemaakt van dit verband, door een factor te kalibreren tussen de drainageweerstand en de slootafstand. Hiervoor zijn met SWAP kalibraties uitgevoerd op een groot aantal buizen (2131), waarbij de drainageweerstand is gekalibreerd als factor maal de slootafstand. Van dit totale buizenbestand liggen er 1134 binnen de hydrotypen welke ook voorkomen binnen de beheereenheid van Velt en Vecht. Bij deze kalibratie is een uiterste begrenzing, van 0,5 - 10 meegenomen waarbinnen deze factor mag variëren. De verwachting is dat de parameterwaarde binnen deze begrenzing zal liggen. In tabel 4.5 is voor de relevante

hydrotypen het resultaat van de kalibraties weergegeven. Het gaat hierbij om het aantal buizen, de gemiddelde waarde en het percentage van het aantal buizen waarvoor de gekalibreerde factor ligt binnen de van te voren vastgestelde begrenzing van het interval.

Tabel 4.5 Kalibratieresultaat voor de buislocaties

Hydrotype	Totaal	Gem	StDev	Perc_Max	Perc_Min	Percentage
Dekzand profiel	576	1.77	2.00	3.1%	23.4%	73.4%
Keileem profiel	129	3.17	2.83	7.0%	9.3%	83.7%
Keileem-Peeloo profiel	150	2.16	2.02	3.3%	12.7%	84.0%
Peeloo profiel	94	1.13	1.20	1.1%	31.9%	67.0%
Singraven-beekdalen	180	1.77	1.71	1.7%	18.3%	80.0%
Stuwwallen	5	3.26	3.83	20.0%	0.0%	80.0%

Van de oorspronkelijke 1134 buizen zijn er 266 buizen waarvoor de gekalibreerde factorwaarde op de rand van het interval uitkomt, hetgeen overeenkomt met ongeveer 23% van het aantal buizen. In ongeveer 3% van de gevallen komt de gekalibreerde waarde uit op het maximum en ruim 20% komt uit op het minimum. Aangezien deze waarden het gemiddelde kunnen beïnvloeden en het de vraag is in hoeverre een kalibratie die uitkomt op een grenswaarde mag worden gebruikt, is een selectie gemaakt van alle buizen waarvoor de gekalibreerde factor ongelijk is aan de begrenzing van het opgegeven interval. Op basis van deze subset is wederom het gemiddelde bepaald. Omdat de verdeling soms scheef is, is tevens het geometrisch (logarimisch) gemiddelde bepaald (tabel 4.6).

Tabel 4.6 Gemiddelde factor per hydrotype op basis van de gekalibreerde modellen op buislocaties

Hydrotype	Aantal	Factor		Factor (Log-transformatie)	
		gemiddeld	std	gemiddeld	std
Dekzand profiel	423	1.8	1.4	1.5	1.8
Keileem profiel	108	2.9	2.2	2.2	2.1
Keileem-Peeloo profiel	126	2.1	1.4	1.8	1.8
Peeloo profiel	63	1.3	0.8	1.1	1.6
Singraven-beekdalen	144	1.9	1.4	1.6	1.8
Stuwwallen	4	1.6	0.8	1.4	1.9
Totaal	868	1.9	1.3	1.6	1.8

Het logaritmische gemiddelde is duidelijk lager dan het gemiddelde. De gekalibreerde gemiddelde factor ligt overwegend nabij de factor 1,5. Voor het Keileemprofiel en in mindere mate Keileem-Peeloprofiel ligt de factor op respectievelijk 2,2 en 1,8. Verder valt de lage waarde op voor het Peeloo profiel.

Op basis van PAWN-eenheden kan eenzelfde tabel worden opgesteld, in tabel 4.7 is de landelijke afgeleide tabel weergegeven. Ook uit deze tabel komt een gemiddelde waarde van 1.6 naar voren. De hoge waarde voor veengronden op ongerijpte klei is opvallend in de tabel. Deze waarde is echter maar op basis van 4 buislocaties gebaseerd. De laagste waarde van de factor komt voor in podzolgronden op grof zand.

Uiteindelijk zijn de drainageweerstand toegekend aan elke schematisatie eenheid, welke oa gebaseerd zijn op hydrotype en bodemfysische eenheid. Voor de toekenning van de factor waarmee de drainageweerstand kan worden bepaald kan dus gebruik worden gemaakt van zowel het hydrotype als de bodemeenheid. Voor deze studie is gekozen om de bodemfysische eenheid te gebruiken. Er is hierbij gebruik gemaakt van de logtransformatie om het gemiddelde te bepalen. In tabel 4.8 staan de gebruikte factoren weergegeven.

Tabel 4.7 Gemiddelde factor per bodemfysische eenheid op basis van de gekalibreerde modellen op buislocaties

Bodemfysische eenheid	aantal	Factor		LogGetransformeerd	
		gemiddeld	std	gemiddeld	std
1 Veengronden met veraarde bovengrond	58	2.8	2.3	2.1	2.1
2 Veengronden met veraarde bovengrond op zand	106	2.1	1.7	1.7	1.9
3 Veengronden met kleidek	25	1.7	1.2	1.4	1.8
4 Veengronden met kleidek op zand	3	1.3	0.2	1.3	1.1
5 Veengronden met zanddek op zand	110	1.7	1.5	1.4	1.9
6 Veengronden met moerige gronden op ongerijpte klei	4	4.2	1.8	3.9	1.5
7 Stui/zand-gronden	132	1.8	1.3	1.5	1.8
8 Podzolgrond in leemarm, fijn zand	13	2.8	2.8	1.8	2.6
9 Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand	560	2.2	1.7	1.7	1.9
10 Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand op grof zand	74	1.6	1.1	1.4	1.8
11 Podzolgrond in sterk lemig, fijn zand op keileem of leem	105	2.2	1.4	1.9	1.7
12 Enkeerdgrond in zwak lemig, fijn zand	151	1.9	1.4	1.5	1.9
13 Beekeerd-grond in sterk lemig, fijn zand	130	2.1	1.6	1.7	1.9
14 Podzolgrond in grof zand	11	1.3	0.9	1.1	1.7
15 Homogene zavelgronden	8	1.7	0.5	1.6	1.3
16 Homogene, lichte kleigronden	19	1.6	1.7	1.2	2.0
17 Kleigrond, met zware tussenlaag of ondergrond	55	1.9	1.6	1.5	1.9
18 Kleigronden op veen	4	1.2	0.4	1.2	1.4
19 Klei op zandgronden	7	1.5	1.3	1.2	1.9
Totaal	1575	2.0	1.6	1.6	1.9

Tabel 4.8 Verbodding tussen drainageweerstand en slootafstand voor bodemfysische eenheden

Bodemfysische eenheid	FactorL	Bodemfysische eenheid	FactorL
1	2.1	12	1.5
2	1.7	13	1.7
3	1.4	14	1.1
4	1.3	15	1.6
5	1.4	16	1.2
6 ¹	2.5	17 ²	2.0
7	1.5	18 ²	2.0
8	1.8	19	1.5
9	1.7	20	1.2
10	1.4	21	1.2
11	1.9		

¹Bodfys 6 is verlaagd naar 2,5 (ivm geringe aantal waarden)

²Bodfys 17 en 18 zijn op 2,0 gesteld, hierbij is gekeken naar bodfys 1 en 6

Verticale weerstand

De weerstand tegen verticale verzadigde grondwaterstroming in de toplaag boven de ontwateringsbasis is gedefinieerd als:

$$c_v = \frac{D_1^*}{k_{1v}}$$

waarin:

c_v	: verticale weerstand	(d)
D_1^*	: laagdikte boven drainniveau	(m)
k_{1v}	: verticale doorlaatfactor van de laag boven drainniveau	(m/d)

Horizontale weerstand

De weerstand tegen horizontale stroming in de bodem wordt bepaald door het doorlaatvermogen van de ondergrond en de afstand tussen de ontwateringsmiddelen. Deze weerstand is voor een situatie met één watervoerend pakket als volgt gedefinieerd:

$$c_h = \frac{L^2}{8 \sum k_h D}$$

waarin:

c_h	: horizontale weerstand	(d)
L	: afstand tussen de ontwateringsmiddelen	(m)
k_h	: horizontale doorlaatfactor	(m/d)
D	: laagdikte	(m)

Radiale weerstand

In de nabijheid van ontwateringsmiddelen is de grondwaterstroming radiaal. Het convergeren van de stroomlijnen heeft een extra weerstand tot gevolg. Ernst geeft voor de radiale weerstand de volgende formule:

$$c_r = L \Omega = L \left(\frac{1}{\pi k_r} \ln \frac{f D_r}{B} \right)$$

met:

$$k_r = \sqrt{k_h k_v}$$

waarin:

c_r	: radiale weerstand	(d)
Ω	: radiale weerstandscomponent	(d/m)
k_r	: radiale doorlaatfactor	(m/d)
k_v	: verticale doorlaatfactor	(m/d)
D_r	: laagdikte waarover radiale stroming plaatsvindt	(m)
f	: geometriefactor	(-)
B	: natte omtrek van drain of sloot	(m)

De waarde van de geometriefactor (coëfficiënt f) hangt af van de vorm van de waterloop. Bij brede ondiepe leidingen is de f -waarde 1. Indien de vorm van de natte omtrek van de waterloop een cirkelvorm benadert, dan geldt voor de f -waarde $f = 4/\pi$.

Intreeweerstand

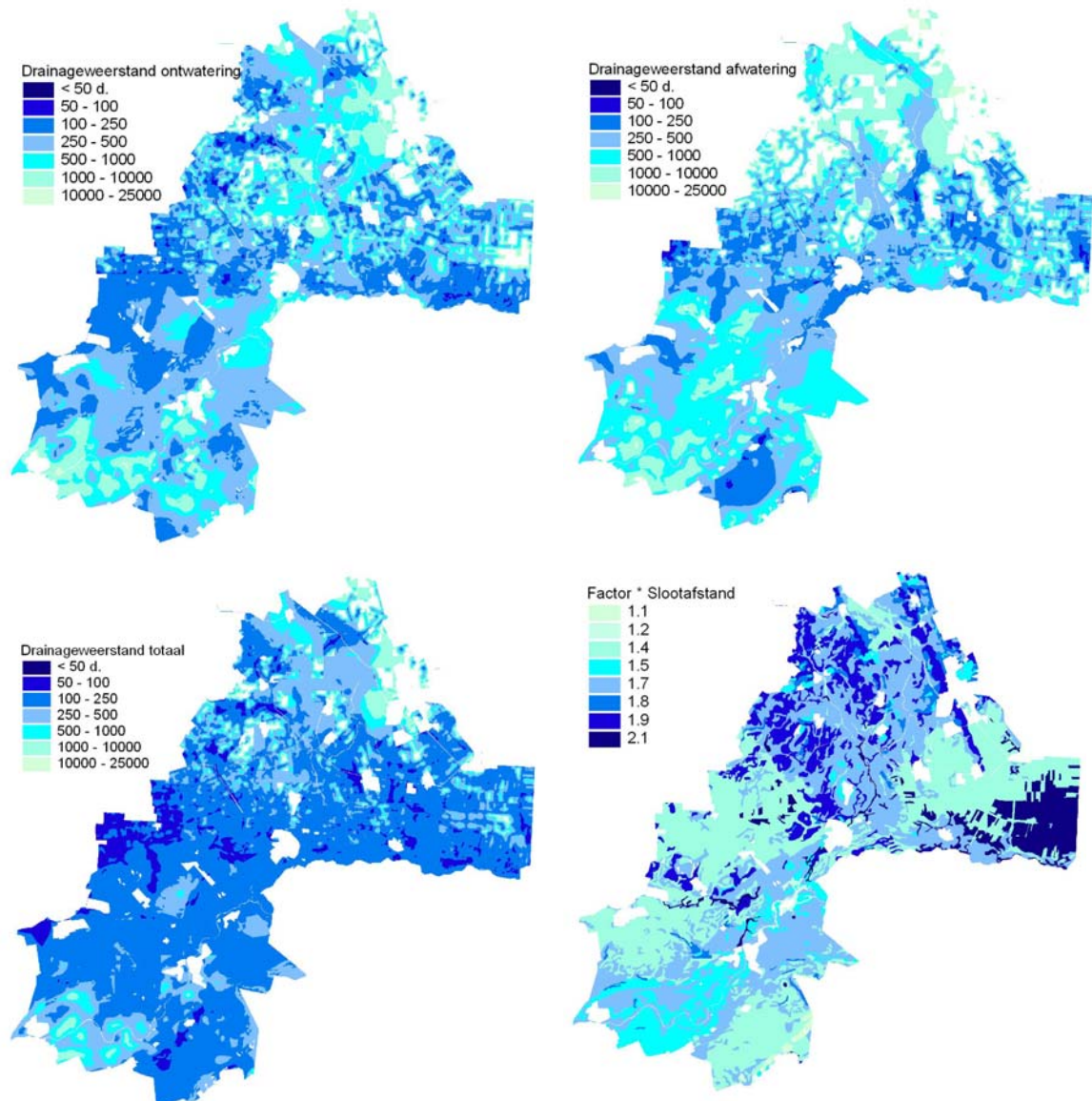
De intreeweerstand tegen stroming door de bodem van de sloot, als gevolg van een sliblaag, wordt gedefinieerd als:

$$c_i = L \frac{c_{bs}}{B}$$

waarin:

c_i	: intreeweerstand	(d)
c_{bs}	: intreeweerstand	(d)

Nadat de te hanteren factor bekend is, kan deze worden gebruikt om de drainageweerstand op gridbasis (25 x 25 m) te bepalen door de gemiddelde slootafstand te vermenigvuldigen met de op buislocaties gekalibreerde factor. In figuur 4.10 is het factorgrid evenals de resultaten voor het ontwaterings- en afwateringssysteem en het totale ontwateringssysteem weergegeven.



Figuur 4.10 Gemiddelde drainageweerstand voor het ontwateringssysteem (linksboven) en het afwateringssysteem (rechtsboven) en totaal linksonder en de gebruikt factor (rechtsonder)

Natte omtrek

De natte omtrek van een waterloop is in hoge mate afhankelijk van de breedte van de waterloop. Door Van der Gaast en Van Bakel (1997) en Massop (2001) Noord-Brabant) zijn per landschapsregio voor de kavelsloten standaard-slootprofielen

bepaald. Aan de hand van deze slootprofielen en de klassenindeling in het Top10-vectorbestand is de breedte op de waterspiegel voor de verschillende drainagesystemen toegekend (Tabel 4.9). Ook de waterdiepte speelt een rol bij de omvang van de natte omtrek. Uit de eerdergenoemde onderzoeken blijkt echter dat de rol van de waterdiepte voor kavelsloten gering is ten opzichte van de bodembreedte van de waterloop.

Tabel 4.9 Breedte op de waterspiegel per drainagesysteem

Drainagesysteem	Breedte op de waterspiegel (m)
Primair	6
Secundair	1.5
Tertiair	0.6

Op basis van de kengetallen in tabel 4.9 en rekening houdend met een talud van 1:1 en de waterdiepte zijn de afmetingen van de waterlopen vastgesteld. Hierbij is tevens rekening gehouden met de samenvoeging tot twee klassen van waterlopen door een weging op basis van het aandeel te hanteren. In tabel 4.10 zijn de gehanteerde afmetingen weergegeven.

Tabel 4.10 Gehanteerde afmetingen van de oppervlaktewatersystemen.

Hydrotype	Breedte waterspiegel (cm)		Bodembreedte (cm)		Breedte op maaiveld (cm)		Bodemdiepte (cm)		Drooglegging (cm)		Berging boven waterspiegel (mm)	
	Ontw	Afw	Ontw	Afw	Ontw	Afw	Ontw	Afw	Ontw	Afw	Ontw	Afw
Dekzand profiel	60	252	24	190	192	428	84	119	66	88	3.7	8.3
Keileem profiel	60	254	22	184	218	428	98	122	79	87	4.8	10.5
Keileem-Peeloo profiel	60	244	16	168	210	413	97	123	75	84	5.2	12.1
Peeloo profiel	60	351	22	282	264	598	121	158	102	123	5.8	27.9
Singraven-beekdalen	60	285	16	216	198	450	91	117	69	83	3.9	14.9
Stuwwallen	60	311	36	259	168	477	66	109	54	83	0.3	1.5

Naast de gehanteerde afmetingen is het mogelijk om door rekening te houden met de dichtheid aan waterlopen de berging boven de waterspiegel te bepalen (tabel 4.10). Indien uitgegaan wordt van de ontwerpnormen in het Cultuurtechnisch Vademecum kunnen waterlopen met een herhalingstijd van 1 maal per 100 jaar volledig gevuld zijn. Deze herhalingstijd komt ongeveer overeen met een neerslag van 68 mm (Smits, *et al.*, 2004). Voor een zandgrond zal de gemiddelde grondwaterstand ongeveer stijgen met 80 cm. Bij een bergingspercentage van 7% wordt er in deze situatie ongeveer 56 mm in de bodem geborgen. Hierdoor is uitgaande van de 68 mm neerslag een berging van 12 mm in het oppervlaktewaterstelsel noodzakelijk, hetgeen ongeveer overeenkomt met de waarde in de tabel (bv dekzandprofiel). Voor een kleigrond zal de grondwaterstandsverhoging ongeveer 110 cm bedragen. Bij een bergingspercentage van 3% kan er 33 mm in de bodem worden geborgen. Hierdoor komt de benodigde oppervlaktewaterberging uit op 35 mm. Voor veengronden zijn de getallen respectievelijk 35 cm grondwaterstijging, bergingspercentage 3%, bodemberging 10.5 mm en een benodigde oppervlaktewaterberging van 57.5 mm. Dit getal is aan de hoge kant, maar kan worden verklaard door de berging in maaiveldsgreppels of enige berging op maaiveld. De bovenstaande berekeningen

geven aan dat de berekende berging in het oppervlaktewater, welke afhankelijk is van de afstand tussen de waterlopen en de afmetingen, plausibel zijn. Daarnaast geeft het aan dat het mogelijk is om gebruikmakend van deze gegevens kaarten van de oppervlaktewaterberging en de beschikbare berging te genereren.

Buisdrainage

De ligging van buisdrainage is ontleend aan de drainagekaart die gemaakt is in het kader van STONE (Massop *et al.*, 2000). Voor de buisdrainage is een weerstand van 100 dagen aangehouden. (zie figuur 4.1).

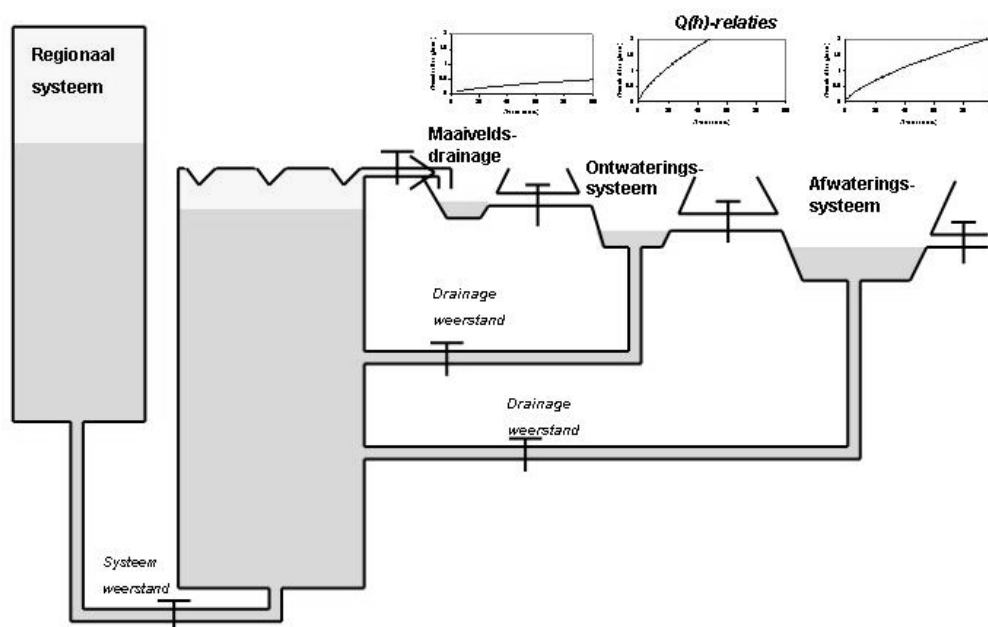
4.4.2 Oppervlakkige afvoer

Maaiveldsdrainage

Het maaiveld van een perceel is niet vlak maar kent hogere en lagere delen. Bij de berekeningen met het model SWAP wordt uitgegaan van een representatief gemiddeld punt voor een perceel. Bij hoge grondwaterstanden kan het lager gelegen maaiveld als drainagemiddel gaan fungeren, waarbij water van de relatief hoog gelegen plekken wordt ontvangen. Om dit proces te kunnen simuleren is een zeer ondiep drainageniveau toegevoegd. Aan dit ondiepe drainagesysteem is een relatief lage drainageweerstand van 30 dagen toegekend. Voor de diepte van dit drainagesysteem is 15 cm-mv aangehouden. Bij deze diepte zal een deel van het maaiveld deze vorm van drainage voor zijn rekening nemen. De veronderstelde weerstand is echter een arbitraire schatting welke niet gebaseerd is op metingen of veldonderzoek.

Door de maaiveldsdrainage zal de grondwaterstand minder snel tot in het maaiveld komen. Bij de gesimuleerde maaiveldsdrainage wordt echter geen rekening gehouden met de berging op het maaiveld. Bij een te lage drainageweerstand voor de maaiveldsdrainage zullen hierdoor te hoge piekafvoeren berekend worden. In het model SWAP kan alleen het oppervlaktewaterpeil van het hoofdsysteem worden geregeld. Drainagewater dat afgevoerd wordt via het tertiaire of secundaire ontwateringssysteem kan direct in het hoofdsysteem terechtkomen en wordt alleen geborgen in het oppervlaktewatersysteem indien het peil in het hoofdsysteem omhoog gaat. In de praktijk wordt echter water geborgen in het tertiaire en secundaire systeem. Ook op het maaiveld kunnen gedurende de winter vaak langdurig plassen worden waargenomen. Om dit bergingsproces te kunnen modelleren is het model SWAP aangepast. In Van der Gaast *et al.*, 2006 is een beschrijving van de maaiveldsdrainage tbv het model opgenomen. In het kort komt de modelaanpassing er op neer dat ieder oppervlaktewatersysteem in het model wordt gesimuleerd in de vorm van een eigen bakje met een drempel en een afvoer via een $Q(h)$ -relatie. Ook voor het berekenen van kwel/wegzijing is het van belang dat voor iedere afzonderlijke klasse van waterlopen zowel de afmetingen als de oppervlaktewaterpeilen kunnen worden meegenomen (Ernst *et al.*, 1970). Hierdoor is het mogelijk om berging in het oppervlaktewater en gestremde afvoer als gevolg van een drempel en een stromingsweerstand te simuleren, waardoor het model SWAP meer geschikt wordt voor toepassing in natuurgebieden. Hierbij moet echter

worden opgemerkt dat de aanpassingen in het model ook tot gevolg heeft dat er meer invoerparameters zijn die zonder aanvullend onderzoek maar tot op zekere hoogte goed kunnen worden geschat. In figuur 4.11 is het concept schematisch weergegeven.



Figuur 4.11 Schematische weergave van de koppeling tussen de gesimuleerde SWAP-kolom en de verschillende oppervlaktewatersystemen alsmede het regionale systeem.

In de figuur is de gemodelleerde SWAP- kolom weergegeven in de vorm van een reservoir. Deze kolom heeft via een weerstandsrelatie (gevisualiseerd middels een kraantje) verbinding met het regionale systeem (systeemweerstand) en verschillende oppervlaktewatersystemen (drainageweerstand). Naast deze verbinding hebben ook alle oppervlaktewatersystemen een verbinding via een weerstandsrelatie in de vorm van een $Q(h)$ -relatie, waardoor berging en opstuwing in ieder oppervlaktewatersysteem afzonderlijk kan plaatsvinden, hetgeen voorheen niet mogelijk was.

Oppervlakteafvoer

Oppervlakteafvoer is de afvoer die optreedt over het grondoppervlak. Deze afvoer kan plaatsvinden doordat de grondwaterstand boven maaiveld uitkomt of door een overschrijding van de infiltratiecapaciteit van de bodem. Als dit gebeurt treedt er in werkelijkheid plasvorming aan het maaiveld op. In het model wordt dit benaderd door een zogenaamde ponding laag te introduceren (Van Dam *et al.*, 1997). Indien ponding optreedt door een geringe infiltratiecapaciteit of snel stijgende grondwaterstanden wordt deze ponding laag opgevuld. De oppervlakteafvoer treedt pas op nadat de maximale dikte van de pondinglaag wordt overschreden. De snelheid waarmee de oppervlakteafvoer naar het oppervlaktewaterstelsel wordt afgevoerd is

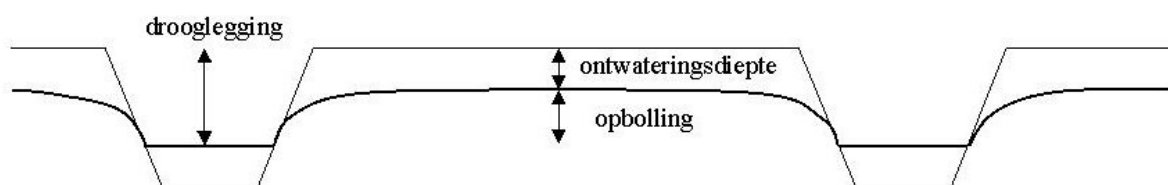
afhankelijk van de laagdikte van de pondinglaag. Bij hogere laagdikten zal het areaal dat onder water staat groter zijn. In dit geval kan de afstroming gemakkelijk plaatsvinden. De snelheid van de afstroming kan worden geregeld door de weerstand van de oppervlakteafvoer (γ_{sil}). Voor de maximale dikte van de ponding laag is een waarde van 0,5 cm aangehouden. Voor de weerstand bij deze ponding laag is een waarde van 1 dag gehanteerd. Aangezien gerekend is op dagbasis wordt de oppervlakteafvoer als gevolg van overschrijding van de infiltratiecapaciteit van de bodem waarschijnlijk onderschat. Overschrijding van de infiltratiecapaciteit vindt namelijk voornamelijk plaats bij zeer hoge neerslagintensiteiten, welke veelal van korte duur zijn. De gemiddelde neerslagintensiteit gedurende een dag is veelal te gering om de infiltratiecapaciteit van de bodem te overschrijden. Voor een optimale beschrijving van deze afvoer dient daarom met neerslagintensiteiten van minder dan 1 dag gerekend te worden, in de orde van 3-6 uur (Tauw, 1999).

Daarnaast wordt er in het model geen rekening gehouden met temporele veranderingen in de doorlatendheid van de toplaag als gevolg van bijvoorbeeld vorst, verslemping en bewerking. De doorlatendheid neemt (als gevolg van slemp) af naarmate het winterseizoen vordert. Ook anisotropie hoog in het bodemprofiel is door het gebruik van de PAWN-schematisering in combinatie met de bodemfysische eenheden van de Staringreeks niet goed mee te nemen in de berekeningen.

4.4.3 Ontwateringsbasis

Naast de slootafstand en de drainageweerstand zijn gegevens over de ontwateringsbasis en de drooglegging nodig voor de SWAP simulaties. In figuur 4.12 is weergegeven wat wordt verstaan onder drooglegging en ontwateringsdiepte. De ontwaterings(drainage)basis is gedefinieerd als de grondwaterstand die bereikt wordt na een droge periode en dan bij benadering overeenkomt met:

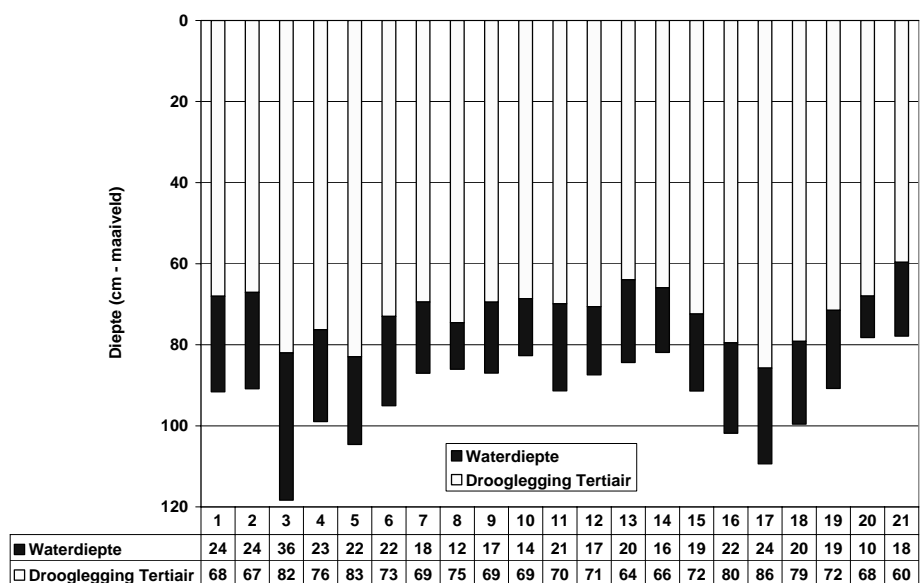
- a. de waterstand in de ontwateringsmiddelen
- b. de hoogteligging van de drainbuizen
- c. de bodem van de waterlopen op het moment van droogvallen.



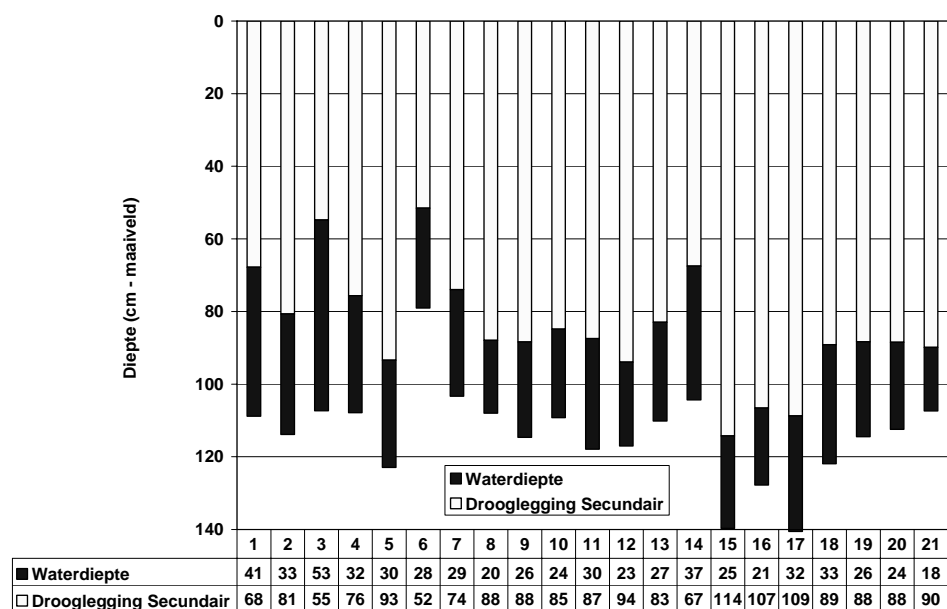
Figuur 4.12 Drooglegging, opbolling en ontwateringsdiepte (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986).

De diepte van de waterlopen zal afhankelijk zijn van het bodemtype en de GT. Bij het veldwerk tbv de GD-actualisatie is op een groot aantal locaties de slootdiepte en de waterdiepte gemeten. Om de veldmetingen te kunnen classificeren aan klassen van waterlopen zijn de veldmetingen gekoppeld aan het Top10vector-bestand. Het betreft meer dan 11000 metingen in waterlopen die voornamelijk behoren tot het

secundaire (enkele sloot) en tertiaire (greppel) ontwateringssysteem (Massop *et al.*, 2006). Voor zowel het secundaire als het tertiaire systeem blijkt er een goede correlatie te zijn tussen het bodemtype en de afmetingen (figuur 4.13 en 4.14, Van der Gaast *et al.*, 2006a). De veengronden hebben waterlopen met een geringe diepte en een grote waterdiepte. Hierdoor is de ontwateringsbasis voor deze gronden relatief gering. De kleigronden hebben over het algemeen een diepe ligging van de waterlopen. Vooral bij de tertiaire waterlopen is er een lichte toename van de diepte te zien bij een afname van de doorlatendheid van het materiaal. Voor de zandgronden zijn de verschillen gering.



Figuur 4.13 Waterdiepte en drooglegging van het tertiaire ontwateringssysteem per bodemtype.



Figuur 4.14 Waterdiepte en drooglegging van het secundaire ontwateringssysteem per bodemtype.

Op basis van de bovenstaande meetgegevens is een kennistabel voor de ontwateringsbasis gegenereerd (tabel 4.11). Deze tabel is gebruikt voor de invoer van SWAP. De ontwateringsbasis voor het primaire ontwateringssysteem is een zeer grove schatting. Bij de modelberekeningen is het streefpeil voor het primaire systeem veel belangrijker. De diepte van de ontwateringsbasis is zodanig gekozen dat het streefpeil voor alle GT's hoger ligt dan de ontwateringsbasis voor het primaire ontwateringssysteem.

Tabel 4.11 Ontwateringsbasis per bodemfysische eenheid

Bodemtype	Metingen (cm - mv)		Ontwateringsbasis (cm - mv)	
	Greppel	Enkele sloot	Afwatering	Ontwatering
1 Veengronden met veraarde bovengrond	92	109	210	90
2 Veengronden met veraarde bovengrond op zand	91	114	210	90
3 Veengronden met kleidek	118	107	210	100
4 Veengronden met kleidek op zand	99	108	210	100
5 Veengronden met zanddek op zand	105	123	210	100
6 Veengronden met moerige gronden op ongerijpte klei	95	79	210	95
7 Stuifzandgronden	87	103	210	85
8 Podzolgrond in leemarm, fijn zand	86	108	210	85
9 Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand	87	115	210	85
10 Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand op grof zand	83	109	210	85
11 Podzolgrond in sterk lemig, fijn zand op keileem of leem	91	118	210	90
12 Enkeerdgrond in zwak lemig, fijn zand	87	117	210	85
13 Beekeerdgrond in sterk lemig, fijn zand	84	110	210	85
14 Podzolgrond in grof zand	82	104	210	85
15 Homogene zavelgronden	91	140	210	90
16 Homogene lichte kleigronden	102	128	210	105
17 Kleigrond met zware tussenlaag of ondergrond	109	141	210	110
18 Kleigronden op veen	100	122	210	100
19 Klei op zandgronden	91	114	210	90
20 Klei op grof zand	78	112	210	80
21 Leemgronden	78	107	210	80

Buisdrainage

Voor de buisdrainage is afhankelijk van het hydrotipe een diepte van 80 of 110 cm – mv aangehouden.

4.4.4 Peilbeheerpeilen

De GT wordt grofweg bepaald door het neerslagoverschot, de berging, de drainageweerstand, de kwel/wegzijging en de oppervlaktewaterpeilen. Het niveau van het oppervlaktewaterpeil wordt gemodelleerd in de vorm van een streefpeil. Het gehanteerde streefpeil in een gebied is dus in hoge mate bepalend voor de GT. De berging, de drainageweerstand, het neerslagoverschot en de kwel/wegzijging bepalen de fluctuatie van de grondwaterstand rond het niveau van het streefpeil. Voor het bepalen van de te hanteren streefpeilen is een kennistabel opgesteld (tabel 4.12). Voor het streefpeil is er van uitgegaan dat deze een sterke relatie heeft met de GT. Bij een gering verschil tussen de GHG en de GLG is het zomer- en winterpeil gelijk. Over het algemeen is het winterpeil 20 tot 30 centimeter lager dan het zomerpeil.

Tabel 4.12 Gebanteerde streefpeilen voor de gekalibreerde GT's (cm – mv).

GT	Ontwateringssysteem	Afwateringssysteem	
	Ontwateringspeil	Winterpeil	Zomerpeil
IIa GHG <25 GLG 50-80	50	80	80
IIIb GHG 25-40 GLG 80-120	65	130	100
IV GHG > 40 GLG 80-120	75	140	115
VI GHG 40-80 GLG > 120	80	145	140
VII GHG 80-140 GLG > 120	90	180	170

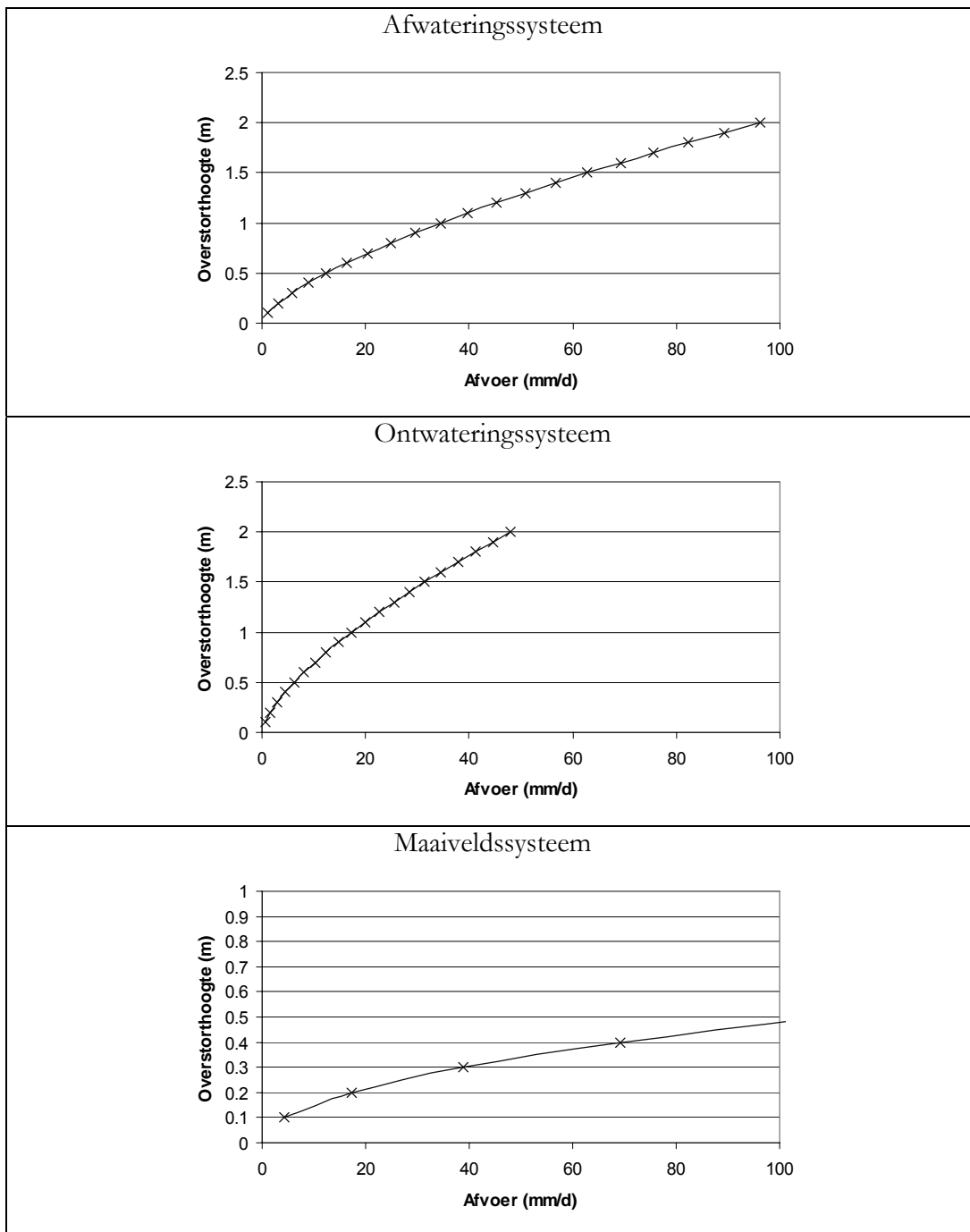
Q(h)-relatie

De Q(h)-relatie voor het oppervlaktewater geeft de relatie aan tussen de oppervlaktewaterstand en de afvoer. In figuur 4.15 is de gebruikte Q(h)-relatie weergegeven. Het betreft een Q(h)-relatie die ongeveer overeenkomt met de ontwerpnormen conform het Cultuurtechnisch Vademecum. Indien uitgegaan wordt van een gebied met een maatgevende afvoer van 1 l/s/ha, hetgeen overeenkomt met 8.64 mm/d is de opstuwingshoogte ongeveer 0.4 meter bij een maatgevende afvoer die een maal per jaar voorkomt. Indien uitgegaan wordt van een slootdiepte van 1 meter zal in deze situatie de drooglegging 60 cm bedragen, hetgeen overeenkomt met de ontwerpnorm voor de meeste grondsoorten (Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum, 1988) In een extreme situatie van twee maal de maatgevende afvoer, hetgeen overeenkomt met een herhalingsperiode van 1 maal per 100 jaar is de opstuwingshoogte ongeveer 0.65 meter.

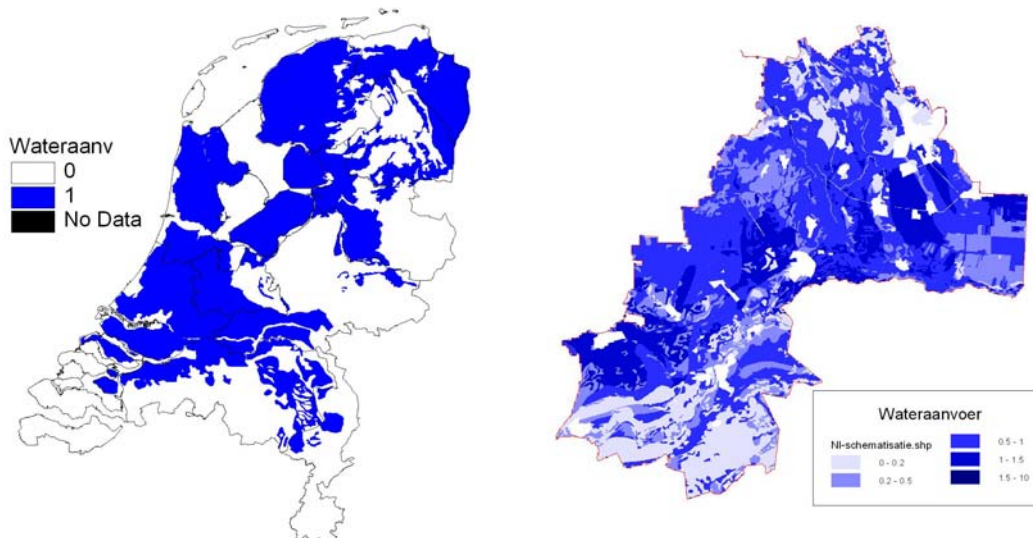
In paragraaf 4.4.2 is een aanpassing in het model beschreven, waarbij ieder oppervlaktewatersysteem wordt gemodelleerd in de vorm van een bakje met een aparte drempel en Q(h)-relatie. Voor het ontwateringssysteem is uitgegaan van een Q(h)-relatie met meer opstuwingshoogte (figuur 4.15). Deze Q(h)-relatie komt ongeveer overeen met een norm waarbij het oppervlaktewater tot in maaiveld stijgt met een herhalingsperiode van 1 maal in de 10 jaar, hetgeen overeenkomt met 1.4 maal de maatgevende afvoer. Het maaiveldsysteem heeft een zeer vlak verlopende Q(h)-relatie waardoor bijna geen opstuwingshoogte plaatsvindt. In de praktijk kunnen plassen op het maaiveld immers over relatief grote lengten afvoeren en loopt het peil in de plassen maar enkele centimeters op.

Wateraanvoer

Voor het bepalen van de gebieden waar wateraanvoer mogelijk is, is gebruik gemaakt van de wateraanvoerkaart die is samengesteld in het kader van het project STONE (Kroon *et al.*, 2001), welke staat weergegeven in figuur 4.16. De mogelijkheid voor wateraanvoer is toegekend aan de schematisatie eenheden (hydrotype-bodemtype combinaties) waarvan een oppervlaktepercentage van 50 procent of meer van water kan worden voorzien. In figuur 4.16 is per schematisatie eenheid de fractie weergegeven waarvoor wateraanvoer mogelijk is. Voor de wateraanvoer is een maximale wateraanvoerhoeveelheid van 1,5 mm/dag toegekend.



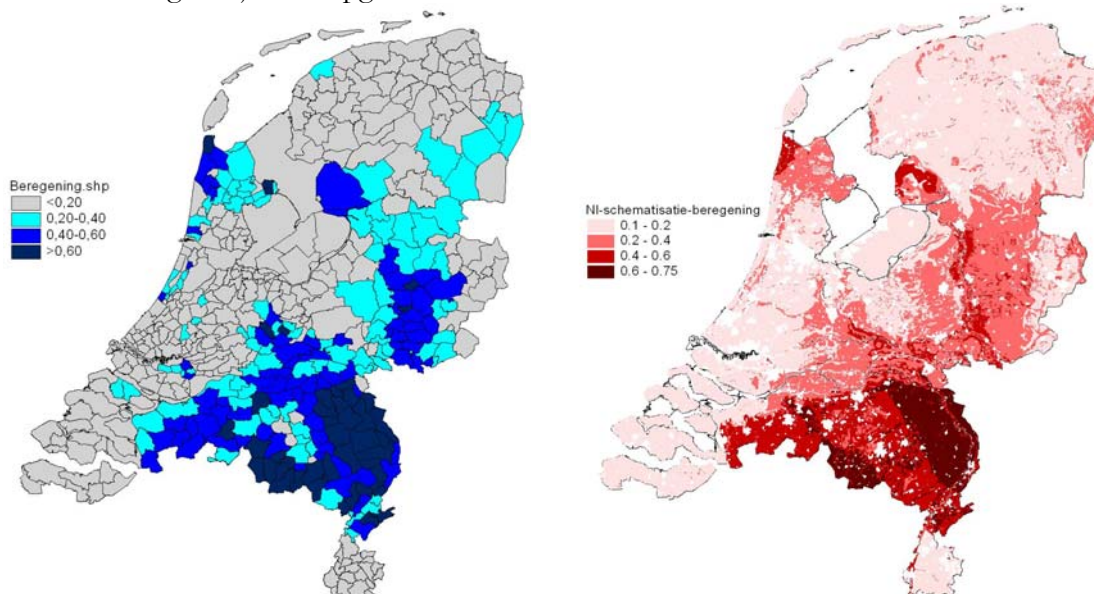
Figuur 4.15 $Q(h)$ -relaties voor de gebruikte ontwateringssystemen.



Figuur 4.16 Wateraanvoer, oorspronkelijke kaart (links) en percentage per schematisatieeenheid voor Velt en Vecht (rechts).

Berekening

De potentieel te beregenen oppervlakte in Nederland bedraagt 300.000-350.000 ha. In figuur 4.17 is per gemeente het aandeel van de te beregenen oppervlakte in de totale oppervlakte cultuurgrond weergegeven (Hoogeveen *et al.*, 2003). Deze kaart is vervolgens vergrid. Per schematisatie eenheid is het aandeel berekening bepaald. Rekening houdend met het totaal areaal beregend in Nederland, is aan de schematisatie eenheden met het hoogste percentage vervolgens berekening toegekend. Aangezien SWAP een ééndimensionaal model is, heeft berekening alleen tot gevolg dat er extra water beschikbaar is dat zowel uit grond als oppervlaktewater kan komen. Eventuele terugkoppelingen met verlaging van het oppervlaktewaterpeil of onttrekkingen zijn niet opgenomen in het model.



Figuur 4.17 Berekening, aandeel van de te beregenen oppervlakte in de totale oppervlakte cultuurgrond naar gemeente (Hoogeveen *et al.*, 2003) (links) en percentage per schematisatie eenheid (rechts).

5 Kalibratie

Bij het toepassen van SWAP wordt voor de onderrand veelal gebruik gemaakt van kwel/wegzijging. Hierbij is het mogelijk de kwel/wegzijging in het model in de vorm van een sinus en een amplitude te simuleren. De kwel/wegzijging ligt hiermee vast terwijl maaiveldverschillen op lokale schaal lokale verschillen in kwel/wegzijging veroorzaken. Een andere mogelijkheid is het gebruik van een onderrand in de vorm van een diepe sinus-vormige potentiaal en een c-waarde. Hierdoor kan de kwel/wegzijging afhankelijk gemaakt worden van de freatische grondwaterstand, waardoor de effecten van maaiveldverschillen in beeld kunnen worden gebracht. Om het gebruik van de onderrand in deze vorm te kunnen parametriseren is er een kalibratieprocedure opgesteld.

5.1 Systeemweerstand

In het Holocene deel van Nederland is het gebruik van een onderrand in de vorm van een diepe sinusvormige potentiaal met een c-waarde eenvoudig voor te stellen. Voor het Pleistocene deel van Nederland ligt dit anders. In het zandgebied komt er in werkelijkheid vaak geen duidelijke weerstandsbiedende klei- of leemlaag voor. In dit soort gebieden hebben we te maken met een systeemweerstand. Deze systeemweerstand kan worden gezien als een weerstand van het geohydrologische systeem tussen het wegzijgingsgebied, in de vorm van bijvoorbeeld een dekzandrug, en een bijbehorend kwelgebied in een beekdal. Naast deze vooral horizontale weerstand is er een relatief geringe verticale weerstand als gevolg van bodemanisotropie. Vanuit bovenstaande benadering zou deze weerstand kunnen worden gezien als een soort drainageweerstand tussen beide gebieden, een weerstand op een veel grotere schaal. Parallel aan de drainageweerstand kan de systeemweerstand worden gedefinieerd als het quotiënt van het stijghoogteverschil en daardoor geïnduceerde flux.

$$S = \frac{\Delta h}{q_z} \quad (5.1)$$

waarin:

- S = systeemweerstand (d)
- Δh = stijghoogteverschil (m)
- q_z = verticale fluxdichtheid (m/d)

Nadere analyse met behulp van de formule van Mazure

Mazure (1936) vond in het onderzoek in de Wieringermeer dat er een reductie van de kwel optreedt bij toename van de afstand tot de toenmalige Zuiderzeedijk, zoals beschreven in paragraaf 4.4 De spreidingslengte (λ) is gedefinieerd als de wortel uit het quotiënt van het doorlaatvermogen van een watervoerende laag en de som van de

lekvermogens van begrenzend slecht doorlatende lagen (CHO, 1986). Bij veel hydrologische vraagstukken is men echter naast kwelveranderingen ook geïnteresseerd in veranderingen in de freatische grondwaterstand als gevolg van hydrologische ingrepen. Voor de bepaling van de invloed van peilveranderingen, als gevolg van hydrologische ingrepen is het niet voldoende om alleen gebruik te maken van de spreidingslengte. De effecten van hydrologische ingrepen op de freatische grondwaterstand kunnen alleen bepaald worden, indien naast de kD - en c -waarden ook de drainageweerstand wordt meegenomen. De drainageweerstand is verder uitgewerkt in paragraaf 4.4.1. De formule van Mazure, waarbij rekening wordt gehouden met de drainageweerstand is afgeleid voor de situatie zoals geschetst in figuur 5.1 en luidt als volgt:

$$\lambda^* = \sqrt{kD(c + c_d)} \quad (5.2)$$

Voor de berekening van de stijghoogte in het eerste watervoerend pakket en het debiet gelden de volgende formules:

$$\varphi_x = \varphi_{p1} - ((\varphi_{p1} - \varphi_{p2}) / 2) e^{-x/\lambda^*} \quad (5.3)$$

$$q_x = q_0 e^{-x/\lambda^*} \quad (5.4)$$

met:

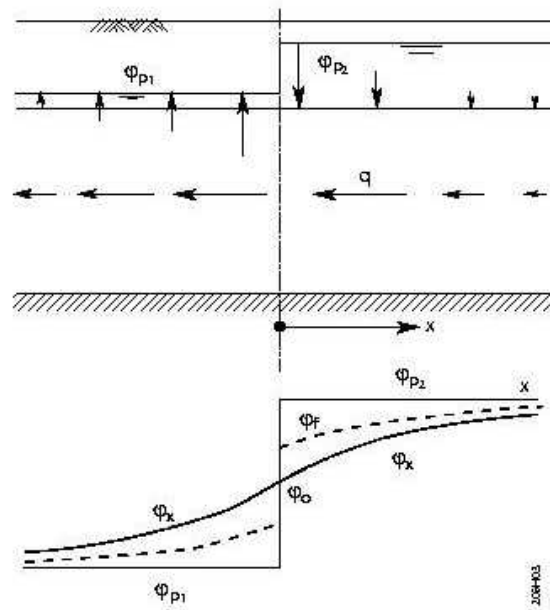
$$q_0 = \beta^* ((\varphi_p 1 - \varphi_p 2) / 2) \quad \lambda^* = \sqrt{kD c^*} \quad \beta^* = \sqrt{\frac{kD}{c^*}}$$

Voor de bepaling van de kwel of wegzijging kan de afgeleide van formule 5.4 gebruikt worden, welke als volgt luidt:

$$q_z = -q_0 \frac{1}{\lambda^*} e^{-x/\lambda^*} \quad (5.5)$$

Door een combinatie van de systeemweerstand formule 5.1 en de formule voor de kwel formule 5.5 is het mogelijk de systeemweerstand nader te definiëren:

$$S = \frac{\Delta h}{-q_0 \frac{1}{\lambda^*} e^{-x/\lambda^*}} \quad (5.6)$$



Figuur 5.1 Schematische weergave van de situatie waarvoor Mazure geldt.

Bovenstaande formule kan via de onderstaande stappen worden vereenvoudigd:

Invullen q_0 :

$$S = \frac{\Delta h}{\beta^* \frac{\Delta h}{2} \frac{1}{\lambda^*} e^{-x/\lambda^*}} \quad (5.7)$$

Vereenvoudiging geeft:

$$S = \frac{2}{\beta^* \frac{1}{\lambda^*} e^{-x/\lambda^*}} \quad (5.8)$$

Invullen β :

$$S = \frac{2}{\sqrt{\frac{kD}{c^*}} \frac{1}{\sqrt{kDc^*}} e^{-x/\lambda^*}} \quad (5.9)$$

Vereenvoudiging geeft:

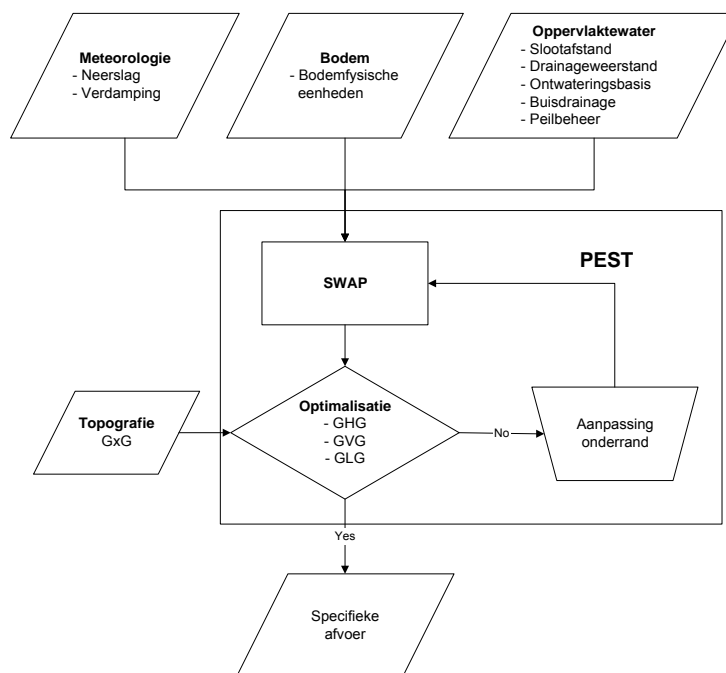
$$S = \frac{2c^*}{e^{-x/\lambda^*}} \quad (5.10)$$

De aldus gevonden waarde voor de systeemweerstand S is een functie van de verticale weerstand, spreidingslengte en afstand. De c -waarde zal in werkelijkheid verschillen tussen het wegzijgingsgebied en het kwelgebied. De bovenstaande formules geven een nadere invulling van de systeemweerstand zoals eerder gedefinieerd door Bot, 1996. Daarnaast wordt in tegenstelling tot de benadering van Bot rekening gehouden met een geleidelijke overgang van een wegzijgings situatie in het voedingsgebied (dekzandrug) naar een kwelsituatie in het ontvangende gebied (beekdal).

5.2 Kalibratieprocedure

Om aan te kunnen sluiten op de Gt-informatie is de onderrand van het model (zie kader) gekalibreerd op de Gt. Hierbij is gebruik gemaakt van de gemiddeld hoogste grondwaterstand (GHG), gemiddelde voorjaarsgrondwaterstand (GVG), en de gemiddeld laagste grondwaterstand (GLG). De resultaten van een kalibratie op de Gt komen grotendeels overeen met de kalibratie op een tijdreeks (Van der Gaast et al., 2006a). Vooral het grondwaterstandsverloop komt goed overeen met de kalibratie op de metingen.

De kalibratie van de onderrand heeft plaatsgevonden met het programma PEST. Voordat de kalibratie kan plaatsvinden wordt het model SWAP voor de schematisatie eenheden opgezet. Bij de kalibratieprocedure (figuur 5.2) vindt er een modelberekening plaats, waarna de berekende grondwaterstand wordt vergeleken met de geactualiseerde Gt. Indien de berekende grondwaterstanden te veel afwijken van de gemeten waarden wordt de onderrandvoorwaarde van het model aangepast en vindt er opnieuw een berekening plaats. Het herhalen en aanpassen van de onderrandvoorwaarde gaat door totdat de berekende waarden voldoen aan het gestelde criterium.



Figuur 5.2 Gebanteerde kalibratieprocedure

5.3 Kalibratie ten behoeve van de parametrisatie

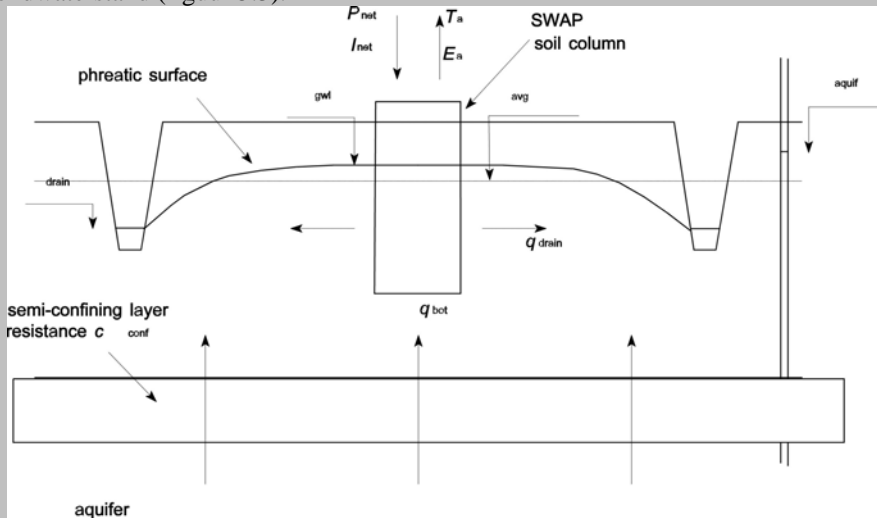
Om een betere inschatting te krijgen van de te hanteren drainageweerstand en de streefpeilen zijn kalibraties uitgevoerd voor een groot aantal peilbuislocaties. Bij de kalibratie zijn naast de onderrand ook de drainageweerstand en de streefpeilen gekalibreerd. Om het aantal te kalibreren parameters zo klein mogelijk te houden is bij de drainageweerstand gebruik gemaakt van een factor. De slootafstand voor de verschillende oppervlaktewatersystemen is afkomstig van de gridkaarten met gewogen gemiddelde slootafstanden (zie paragraaf 4.4). Bij de kalibratie is een factor maal deze slootafstand gekalibreerd om uiteindelijk meer inzicht te hebben in de te hanteren drainageweerstand. Het streefpeil is gekalibreerd in de vorm van zomer- en winterpeilen.

5.4 Optimalisatie

De benodigde ruimtelijke schematisatie, zoals beschreven in paragraaf 3.2, bestaat uit het indelen van het gebied op basis van karteerbare kenmerken, welke verschillen in de specifieke afvoer en kwel verklaren. Als hoofdindeling is gebruik gemaakt van een ruimtelijke schematisatie op basis van de opbouw van de diepe ondergrond (hydrotype), eigenschappen van de ondiepe ondergrond (bodem) en eigenschappen van de ontwateringsmiddelen (dichtheid waterlopen). Binnen deze hoofdindeling is gekeken naar de variatie in de Gt. Om het aantal berekeningen te beperken zijn 5 Gt's geselecteerd. Bij de selectie van de 5 Gt's is gekeken naar grondwatertrappen die veel voorkomen. Daarnaast zijn de Gt's zodanig gekozen dat het gehele Gt-traject beschreven wordt. De optimalisatie is uitgevoerd voor een periode van 11 jaar (1990-2000).

Onderrand

Voor de berekeningen met SWAP (Van Dam *et al.*, 1997) is voor deze toepassing gekozen voor de Cauchy onderrand voorwaarde, waarbij de flux over de onderrand afhankelijk is van de grondwaterstand (figuur 5.3).



Figuur 5.3 Pseudo twee-dimensionale Cauchy onderrand voorwaarde.

De onderrandflux wordt berekend als een functie van de grondwaterstand. De gemiddelde freatische grondwaterstand ϕ_{avg} (cm), wordt met behulp van de volgende formule berekend:

$$\phi_{avg} = \phi_{drain} + \beta_{gwl} (\phi_{gwl} - \phi_{drain}) \quad (1)$$

Waarin:

ϕ_{drain} : Drainniveau (m)

ϕ_{gwl} : Grondwaterstand (m)

β_{gwl} : Vormfactor (-). (0.66 (parabolic), 0.64 (sinusoidal), 0.79 (elliptic) and 1.00 (no drains)).

De onderrand flux q_{bot} wordt berekend met behulp van de volgende formule:

$$q_{bot} = \frac{\phi_{aquif} - \phi_{avg}}{c_{conf}} \quad (2)$$

Waarin:

ϕ_{aquif} : De stijghoogte in het eerste watervoerend pakket (m)

c_{conf} : De verticale weerstand van de scheidende laag (d)

In de aquifer wordt een sinus-vormig verloop verondersteld, welke wordt berekend met behulp van de volgende formule:

$$\phi_{aquif} = \phi_{aquif,m} + \phi_{aquif,a} \cos\left(\frac{2\pi}{\phi_{aquif,p}}(t - t_{max})\right) \quad (3)$$

Waarin:

$\phi_{aquif,m}$: Gemiddelde stijghoogte in het diepe pakket (m)

$\phi_{aquif,a}$: Amplitude van de stijghoogte in het diepe pakket (m)

$\phi_{aquif,p}$: De periodelengte (d)

t_{max} : De dag waarop de diepe stijghoogte maximaal is (d)

6 Interpretatie van de modeluitvoer

6.1 Resultaten op perceelsniveau

De met SWAP uitgevoerde berekeningen geven de mogelijkheid om allerhande uitvoer te genereren waarmee de hydrologie op perceelsniveau kan worden geanalyseerd. In dit hoofdstuk zullen enkele hydrologische variabelen nader worden uitgewerkt met betrekking tot de schematisatie eenheid 2900309. Dit betreft een schematisatie eenheid binnen de meteoregio Twente met als hydrotype oostelijk dekzandgebied en de bodemkundige eenheid Hn21 (veldpodzol). Deze combinatie komt veel voor binnen het beheergebied van waterschap Velt en Vecht en beslaat een oppervlakte van ca 7400 ha. Voor deze schematisatie eenheid zijn modellen gekalibreerd op de Gt voor resp.:

- Landgebruik gras zonder buisdrainage (landbouw);
- Landgebruik gras met buisdrainage (drainage);
- Landgebruik natuur (natuur).

Om het aantal kalibratieberekeningen te beperken zijn niet alle 5 de Gt's per grondgebruikstype/inrichtingsvariant uitgevoerd (tabel 6.1). Bij de selectie van de te kalibreren Gt's is rekening gehouden met de plausibiliteit van voorkomen.

Tabel 6.1 Gekalibreerde modellen voor verschillende situaties en grondwatertrappen

Situatie	Grondwatertrap				
Landbouw	IIa	IIIb	IV	VI	VII
Drainage		IIIb	IV	VI	VII
Natuur	IIa	IIIb		VI	

In dit hoofdstuk worden enkele modelresultaten geanalyseerd voor Gt IIIb en Gt VI. Dit biedt de mogelijkheid om de drie landgebruikssituaties onderling te vergelijken. De meeste voorbeelden hebben betrekking op de situatie landbouw. Achtereenvolgens worden de volgende aspecten voor deze schematisatie eenheid nader uitgewerkt:

- Waterbalans;
- Grondwaterstand;
- Kwel/wegzijging;
- Afvoer.

6.2 Waterbalans

In tabel 6.2 en 6.3 zijn de gemiddelde waterbalansen weergegeven over een periode van 30 jaar. De verschillen in de balans uiteten zich hoofdzakelijk in een hogere kwel en oppervlakteafvoer bij Gt IIIb tov Gt VI. Gt IIIb heeft een iets grotere runoff en transpiratie dan Gt VI. De balansen voor drainage en natuur hebben betrekking op de periode 1990-2000. Om een Gt IIIb te kunnen handhaven in een situatie met buisdrainage is een grotere kwel noodzakelijk dan in de situatie zonder buisdrainage. De natuurvariant geeft gemiddeld geen drainage of wegzijging.

Tabel 6.2 Waterbalans resultaten voor het gekalibreerde model voor schematisatie eenheid 2900309, Gt IIIb in mm/dag

Gt IIIb	Landbouw				Drainage		Natuur
	ave	min	max	sdev	svar	ave	ave
Neerslag	2.04	0	73.5	4.23	17.85	2.24	2.24
Irrigatie	0	0	0	0	0	0	0
Interceptie	0.25	0	0.74	0.28	0.08	0.25	0.25
Runoff	0.02	0	14.57	0.36	0.13	0.01	0.03
Potentiële transpiratie	1.14	0	5.1	1.2	1.44	1.15	1.15
Actuele transpiratie	1.12	0	5.01	1.2	1.45	1.14	1.12
Potentiële evaporatie	0.16	0	0.6	0.14	0.02	0.16	0.16
Actuele evaporatie	0.15	0	0.58	0.13	0.02	0.15	0.15
Drainage	0.86	-0.19	6.58	0.92	0.84	1.88	0.68
Kwel	0.35	-1.35	1.72	0.56	0.32	1.19	0

Tabel 6.3 Waterbalans resultaten voor het gekalibreerde model voor schematisatie eenheid 2900309, Gt VI in mm/dag

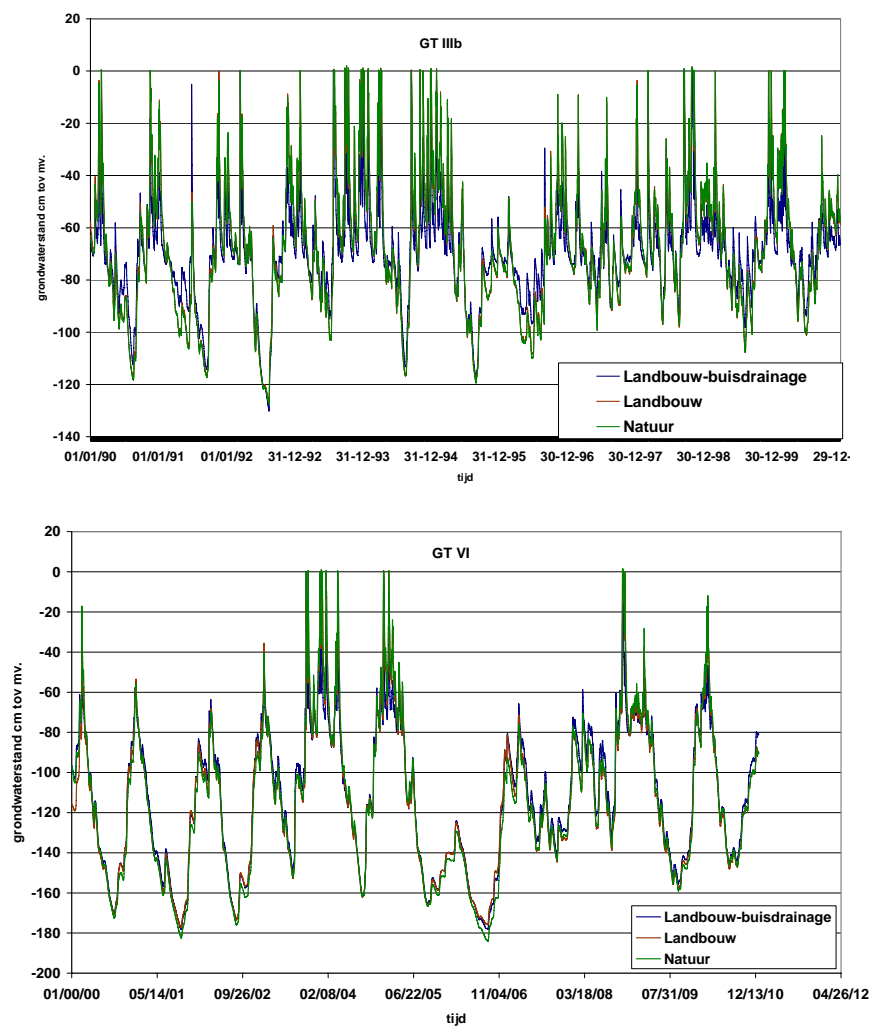
Gt VI	Landbouw				Drainage		Natuur
	ave	min	max	sdev	svar	ave	ave
Neerslag	2.04	0	73.5	4.23	17.85	2.24	2.24
Irrigatie	0	0	0	0	0	0	0
Interceptie	0.25	0	0.74	0.28	0.08	0.25	0.25
Runoff	0	0	9.11	0.13	0.02	0	0.01
Potentiële transpiratie	1.14	0	5.1	1.2	1.44	1.15	1.15
Actuele transpiratie	1.11	0	4.93	1.16	1.35	1.13	1.12
Potentiële evaporatie	0.16	0	0.6	0.14	0.02	0.16	0.16
Actuele evaporatie	0.15	0	0.58	0.13	0.02	0.15	0.15
Drainage	0.42	-0.33	7.05	0.67	0.45	0.66	0.4
Kwel	-0.12	-0.76	0.25	0.18	0.03	-0.04	-0.31

6.3 Grondwaterstand

Om de verschillende typen grondgebruik te kunnen vergelijken zijn in deze paragraaf een aantal figuren gemaakt per Gt, waarin per figuur de drie verschillende hydrologische inrichtingsvarianten zijn vergeleken. De berekeningen voor landbouw zonder buisdrainage hebben betrekking op de periode 1971-2000, terwijl de overige berekeningen betrekking hebben op de periode 1990-2000. Voor de vergelijking is de laatste periode genomen.

6.3.1 Tijdreeks

De tijdreeks geeft geen grote verschillen te zien, hetgeen logisch is, er is immers op dezelfde Gt gekalibreerd (figuur 6.1).

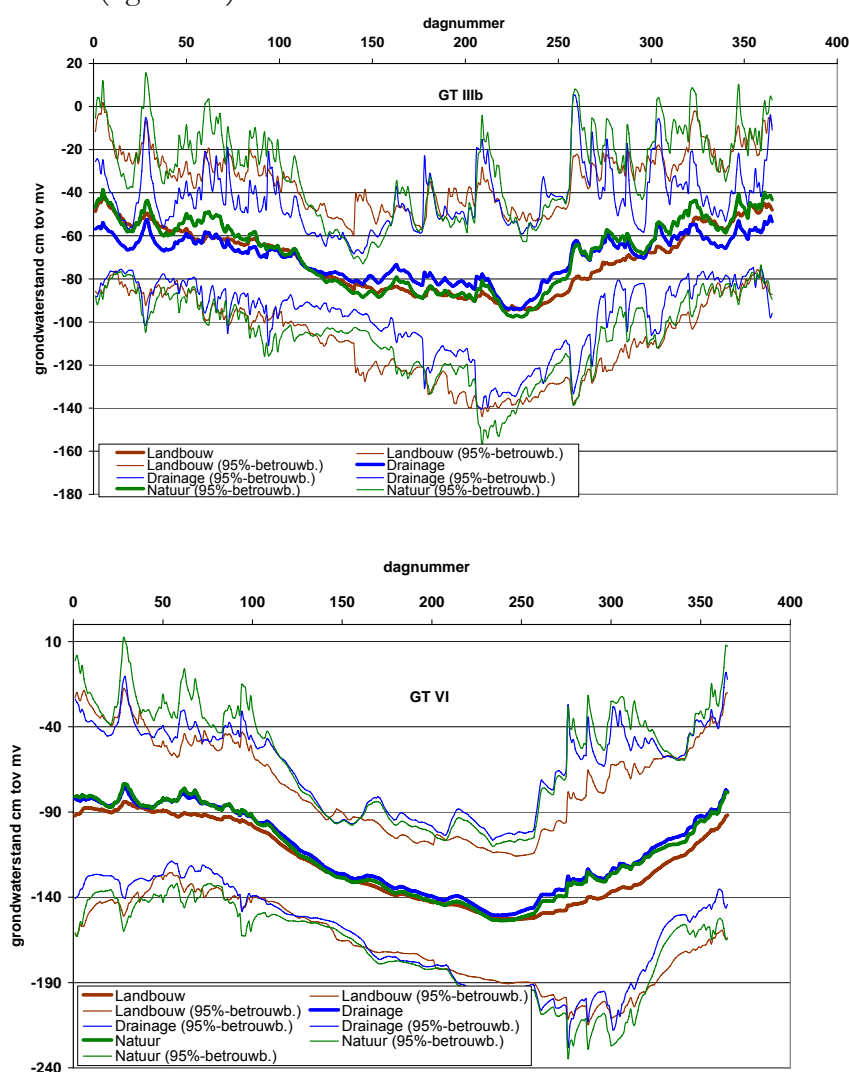


Figuur 6.1 Grondwaterstandsverloop voor schematisatie eenheid 2900309 voor drie hydrologische inrichtingen voor Gt IIIb (boven) en Gt VI (onder)

De situatie natuur lijkt de hoogste pieken te geven. In de zomer van 1996 is de situatie met buisdrainage natter dan de natuursituatie. Dit lijkt tegenstrijdig maar heeft te maken met het feit dat wordt gekalibreerd op Gt. Om een Gt IIIb te kunnen handhaven is voor de situatie met buisdrainage een sterkere kwelsituatie noodzakelijk dan in de situatie zonder buisdrainage, resp. gemiddeld 1,19 mm/d tegen 0,35 mm/d (zie tabel 6.2). Voor Gt VI is de wegzijging bij buisdrainage minder nl 0,04 mm/d tegen 0,12 mm/d wegzijging in de landbouwsituatie zonder buisdrainage. De berekende wegzijging voor de natuurvariant is het grootst resp. 0 mm/d voor Gt IIIb en 0,31 mm/d voor Gt VI.

6.3.2 Daggemiddelde regimecurve

De daggemiddelde regimecurve geeft de verwachting van de grondwaterstand op een bepaalde dag in het jaar weer, eventueel met een bijbehorende betrouwbaarheidsinterval (figuur 6.2).

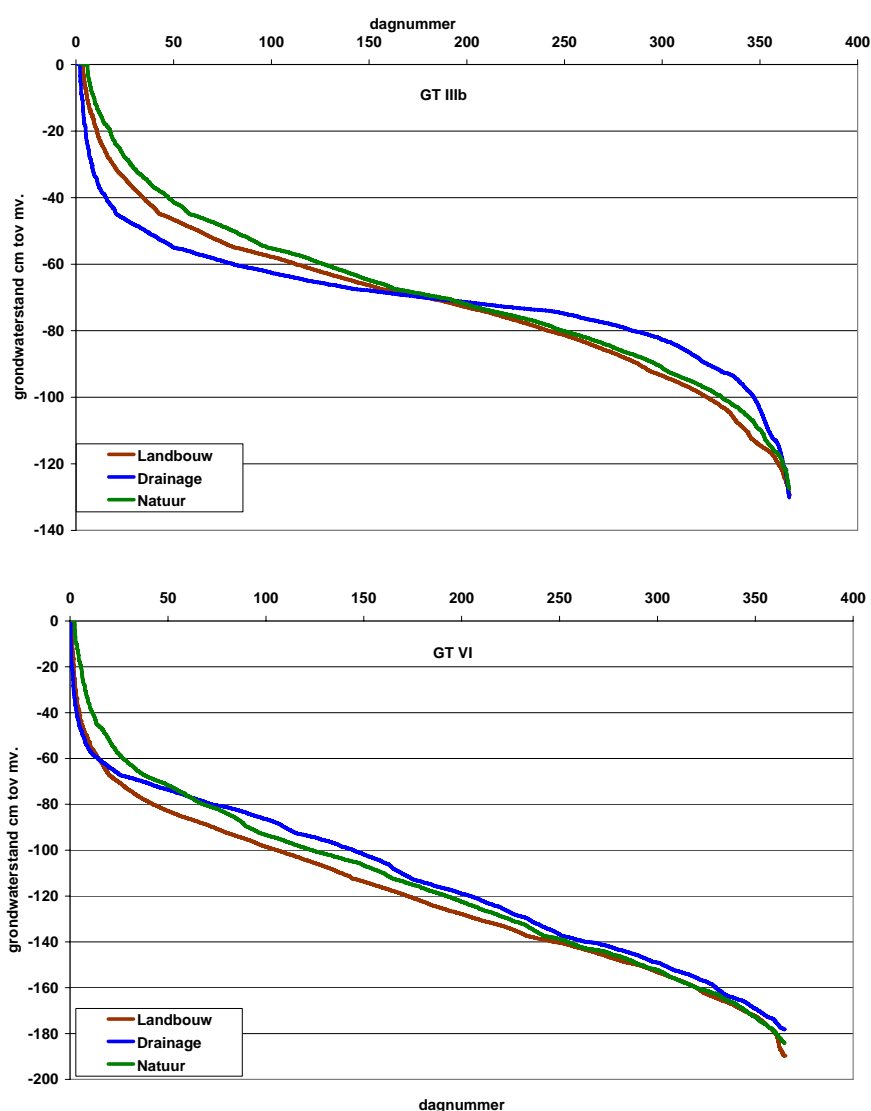


Figuur 6.2 Daggemiddelde grondwaterstandsregimecurve voor schematisatie eenheid 2900309 voor drie hydrologische inrichtingen voor Gt IIIb (boven) en Gt VI (onder), dikke lijn is de gemiddelde en dunne lijnen geven het 90%-betrouwbaarheidsgebied weer

De daggemiddelde regimecurves voor Gt IIIb liggen op een hoger niveau en hebben een grotere piekerigheid dan de daggemiddelde regimecurve voor Gt VI. Bij Gt IIIb is de daggemiddelde regimecurve voor de situatie met buisdrainage vlakker dan de situaties zonder buisdrainage, dit wordt enerzijds veroorzaakt doordat bij buisdrainage boven het drainniveau de drainageweerstand lager is en anderzijds door de grotere kwel, waardoor de uitzakking wordt vertraagd. Doordat bij Gt VI de daggemiddelde regimecurve grotendeels onder het drainniveau ligt (80 cm-mv) is bij deze Gt nauwelijks verschil te zien met de lijn voor natuur.

6.3.3 Duurlijn

Het effect van buisdrainage is bij Gt IIIb duidelijk zichtbaar op het verloop van de duurlijn, deze is sterker afgevlakt (figuur 6.3).



Figuur 6.3 Grondwaterstandsduurlijn voor schematisatie eenheid 2900309 voor drie hydrologische situaties voor Gt IIIb (boven) en Gt VI(onder)

De duurlijn voor landbouw en natuur verschillen minder. Voor Gt VI is te zien dat de duurlijn voor buisdrainage de duurlijn voor natuur snijdt op het niveau van de buisdrainage. De overschrijdingsduur van bijv. de GHG is het grootst voor natuur en het kleinst voor buisdrainage. In tabel 6.4 is voor 2 niveaus de overschrijdingsduur weergegeven.

Tabel 6.4 Overschrijdingsduur voor verschillende twee verschillende niveaus

Gt	GHG	Overschrij- dingsniveau	Overschrijdingsduur (d.)		
			Landbouw	Buisdrainage	Natuur
IIIb	25-40	37,5	30	12,5	42
VI	40-80	60	14,5	14	27

Uit tabel 6.4 blijkt dat in een situatie met buisdrainage de overschrijdingsduur van de GHG bij Gt IIIb sterk afneemt, bij Gt VI is er rond het GHG niveau nauwelijks effect op de overschrijdingsduur. De overschrijdingsduur is voor beide Gt's het grootste voor de natuur.

6.3.4 SOW

Door Sieben (1974) is onderzoek gedaan naar oogstdepressies op ontwateringsproefvelden in de IJsselmeerpolders. Hij vond dat de Som Overschrijdingen Winterhalfjaar van het 30 cm- niveau (cm. etm.) een goede maat was voor deze depressies. De waarden worden aangeduid als de SOW-30 waarde. Ook wordt wel gebruik gemaakt van de SOV-30 waarden, dit is Som Overschrijdingen Voorjaar van het 30 cm niveau. In tabel 6.5 zijn voor Gt IIIb per maand de som van de overschrijdingen van 30 cm-mv en het 50 cm-mv niveau weergegeven (SOM-30 en SOM-50). De gegevens hebben betrekking op de periode 1990-2000.

Tabel 6.5 Som Overschrijding Maand (SOM) waarden voor twee grondwaterstandsniveaus

Maand	SOM-30*			SOM50		
	landbouw	drainage	natuur	landbouw	drainage	natuur
Januari	72.5	10.7	72.0	245.7	64.5	247.1
Februari	23.3	1.3	23.2	137.6	17.8	139.1
Maart	53.2	9.2	52.1	184.2	50.4	183.3
April	22.3	7.1	22.5	61.5	23.7	61.6
Mei	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Juni	0.4	2.7	0.4	15.5	14.1	15.2
Juli	17.4	14.8	17.0	41.2	31.1	41.2
Augustus	6.0	0.6	7.1	27.7	10.0	29.7
September	39.2	28.8	39.7	88.7	64.2	91.1
Oktober	48.9	28.2	50.4	126.0	64.3	130.6
November	69.0	7.3	67.5	231.4	61.9	231.0
December	67.3	14.8	66.9	232.5	63.6	235.0

* SOM-30 Som overschrijding per maand van het 30 cm niveau.

Er zijn voor deze Gt vooral verschillen tussen drainage en landbouw/natuur. De buisdrainage zorgt ervoor dat een bepaald grondwater niveau minder vaak en ook

gedurende kortere tijd wordt overschreden. De verschillen tussen landbouw en natuur zijn verwaarloosbaar.

6.4 Kwel/wegzijging

Voor de berekende kwel zijn uitsluitend de resultaten voor de landbouwkundige situatie weergegeven. Gt IIIb en Gt VI zijn onderling vergeleken. Uit de statistieken (tabel 6.6) komt naar voren dat de variatie in de kwel het grootst is voor Gt IIIb. Gemiddeld gezien geeft Gt IIIb kwel en Gt VI wegzijging. De fluctuatie van de freatische grondwaterstand in combinatie met de gekalibreerde c-waarde en het niveau van de diepe stijghoogte heeft tot gevolg dat er in beide situaties perioden met kwel of met wegzijging mogelijk zijn. De mate waarin de eventuele kwel kan fluctueren is in hoge mate afhankelijk van de freatische grondwaterstand, die er onder natte omstandigheden voor zorgt dat de kwel wordt weggedrukt.

Tabel 6.6 Resultaten voor de kwel/wegzijging (mm/d)

Kwelflux	gemiddeld	minimum	maximum	standaarddeviatie	variantie
Gt IIIb	0.35	-1.35	1.72	0.56	0.32
Gt VI	-0.12	-0.76	0.25	0.18	0.03

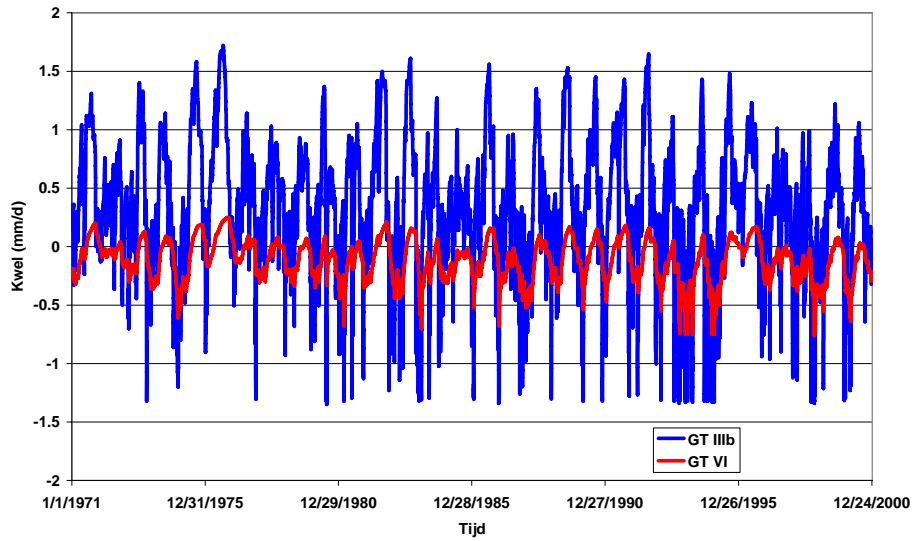
6.4.1 Tijdreeks

In figuur 6.4 is de kwel als tijd-kwellijn uitgezet. In de figuur komt de geringere fluctuatie van de kwel bij Gt VI tov Gt IIIb duidelijk tot uiting. Deze relatief geringe fluctuatie is een gevolg van de hogere c-waarde. Daarnaast moet worden opgemerkt dat de diepe stijghoogte ten behoeve van de kalibratie constant is verondersteld in de tijd, hetgeen niet juist is. Naarmate de weerstand van het afdekkende pakket groter is zal de diepe stijghoogte constanter in de tijd zijn.

6.4.2 Daggemiddelde regimecurve

In figuur 6.5 is de daggemiddelde regimecurve van de kwel weergegeven. In de figuur valt op dat de bandbreedte bij Gt VI smaller is dan bij Gt IIIb, hetgeen overeenkomt met de tijd-kwellijn. Daarnaast is te zien dat ook de variatie in de tijd geringer is bij Gt VI tov Gt IIIb. Opvallend is dat de kwel in voor- en najaar bijna identiek is, en dat het grootste verschil optreedt omstreeks dagnummer 230. Tevens lijkt de piek in de kwel voor Gt IIIb eerder op te treden, ca dagnummer 230, dan voor Gt VI, ca dagnummer 246. De nagenoeg gelijke waarde voor beide Gt's in de winter kan alleen optreden indien de freatische grondwaterstand zodanig is dat het evenwicht met de c-waarde en de diepe stijghoogte tot hetzelfde resultaat leidt. Om dit te bekijken zijn ter controle enkele berekeningen uitgevoerd ($q = dh/c$), waarbij de grondwaterstandswaarden zijn afgelezen uit de daggemiddelde grondwaterstandscurve (tabel 6.7). Uit de tabel komt naar voren dat de gemiddelde kwel/wegzijging uit paragraaf 6.4 overeenkomt met de berekening op basis van de

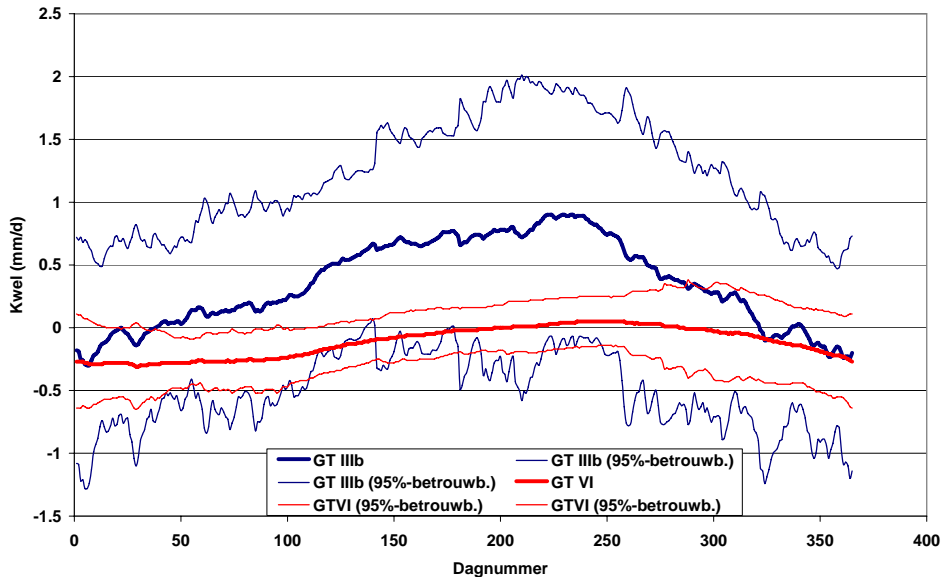
gemiddelde grondwaterstand. Ook de wintersituatie geeft zoals eerder geconstateerd uit de grafiek vergelijkbare waarden.



Figuur 6.4 Tijd-kwellijnen voor schematisatie eenheid 2900309 voor de landbouwkundige situatie voor Gt IIIb en Gt VI

Tabel 6.7 Controleberekening voor enkele kwel/wegzingsituaties

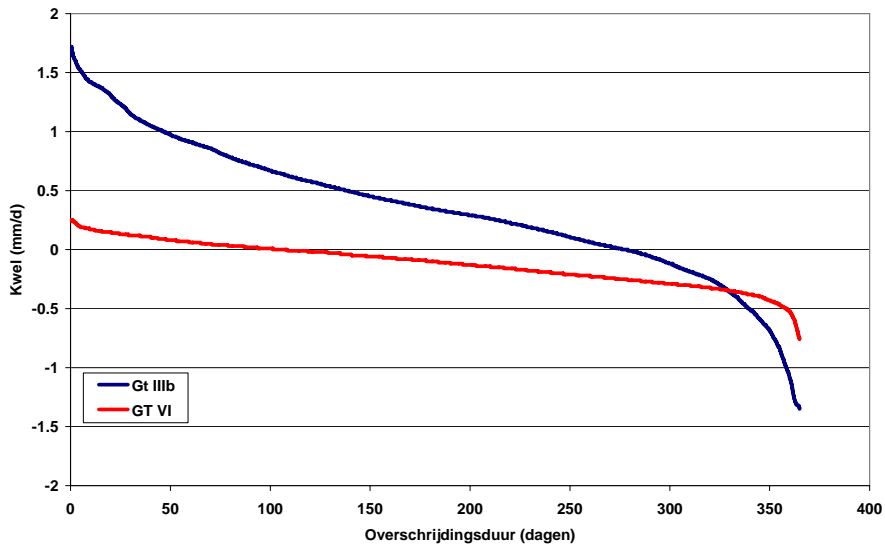
Gt	Kalibratie resultaat		gemiddeld		winter	
	c-waarde (dagen)	diepe stijghoogte (cm tov mv)	grondwaterstand (cm tov mv)	kwelflux (mm/d)	Grondwaterstand (cm tov mv)	Kwelflux (mm/d)
IIIb	426	-55	-70	0.35	-44	-0.26
VI	1903	-143	-118	-0.13	-90	-0.28



Figuur 6.5 Daggemiddelde kwelregimecurve voor schematisatie eenheid 2900309 voor Gt IIIb en Gt VI, dikke lijn is de gemiddelde en dunne lijnen geven het 90%-betrouwbaarheidsgebied weer

6.4.3 Duurlijn

In figuur 6.6 is de duurlijn van de kwel/wegzijing weergegeven. Ook uit deze lijn komt duidelijk naar voren dat beide Gt's een omslag hebben van kwel naar wegzijing. Het aantal dagen met kwel of wegzijing is echter sterk verschillend. Bij Gt IIIb is er ongeveer 275 dagen per jaar een kwelsituatie. Voor Gt VI is het aantal dagen met kwel daarentegen maar in de orde van 75 dagen en komt de kwel alleen voor in een droge situatie. Hierbij moet echter worden opgemerkt dat in de huidige opzet de diepe stijghoogte constant is terwijl deze in werkelijkheid kan fluctueren, waardoor de curves er enigszins anders uit kunnen zien.



Figuur 6.6 Kwel/wegzijingsduurlijn voor schematisatie eenheid 2900309 voor de landbouwkundige situatie voor Gt IIIb en Gt VI

6.4.4 SOW-kwel

Doordat er op basis van de modelberekening een tijdreeks van de kwel/wegzijing beschikbaar is kunnen, evenals bij de grondwaterstand, SOW of SOM-waarden worden afgeleid. In tabel 6.8 zijn de SOM waarden voor verschillende kwelintensiteiten weergegeven. Door gebruik te maken van deze variabele voor kwel/wegzijing is het in de toekomst wellicht mogelijk om onderzoek te doen naar de relatie tussen SO_x-waarden voor kwel en potenties voor terrestrische ecologie.

Tabel 6.8 Som Overschrijding Maand (SOM) waarden voor twee kwelintensiteiten

Maand	SOM-0* mm/d		SOM-+0.25 mm/d	
	landbouw		landbouw	
	GT IIIb	GT VI	GT IIIb	GT VI
Januari	2.89	0.07	0.54	0.00
Februari	4.51	0.00	1.06	0.00
Maart	7.85	0.00	3.18	0.00
April	10.58	0.01	5.22	0.00
Mei	19.12	0.17	12.08	0.00
Juni	21.59	0.55	14.86	0.00
Juli	24.26	1.05	17.47	0.00
Augustus	27.30	1.92	20.19	0.00
September	20.18	2.18	13.80	0.00
Oktober	13.21	1.77	7.67	0.00
November	7.09	1.02	3.24	0.00
December	2.69	0.36	0.56	0.00

* SOM-0 Som overschrijding per maand van 0 mm/dag kwelintensiteit.

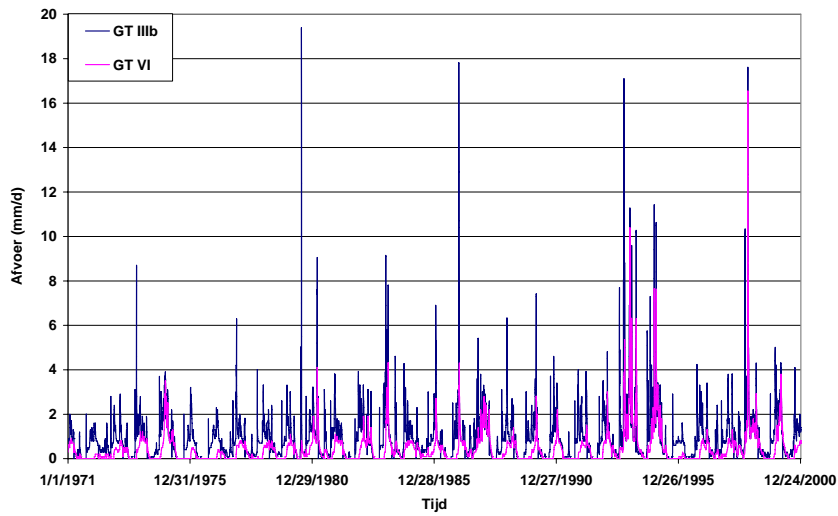
6.5 Afvoer

6.5.1 Tijdreeks

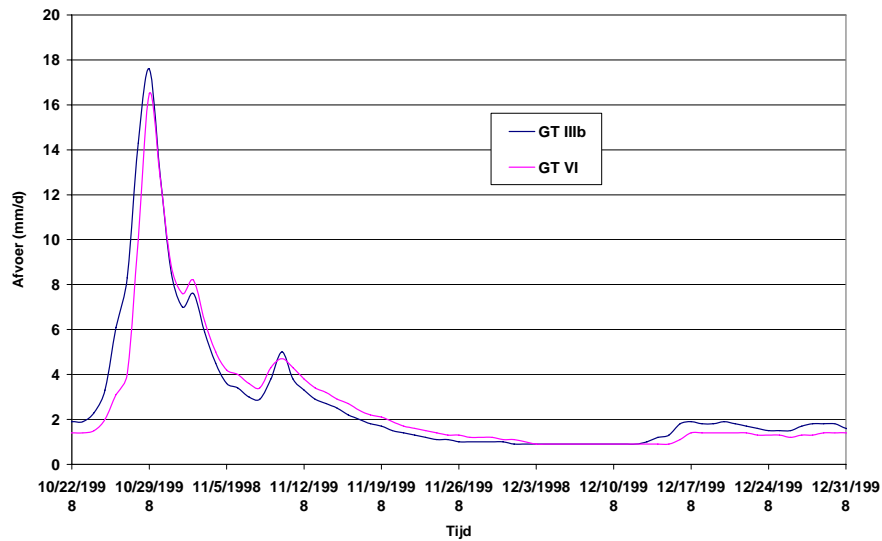
In figuur 6.7 is de tijdreeks voor de afvoer weergegeven. De weergegeven afvoer heeft betrekking op de landbouwkundige ontwateringssituatie. De tijdreeks voor Gt IIIb ligt duidelijk boven die voor Gt VI. In zeer natte situaties kunnen de pieken voor Gt IIIb en Gt VI elkaar benaderen, zoals de pieken in 1993, 1994 en 1998. Om meer inzicht in het afvoerverloop tijdens pieken te krijgen is in figuur 6.8 het berekende afvoerverloop in de periode 22 oktober 1998 tot 31 december 1998 weergegeven.

Uit de figuur komt naar voren dat in extreme natte perioden de afvoer voor Gt VI de afvoer voor Gt IIIb kan overtreffen, als dit gebeurt, duurt het enige tijd voordat de afvoer van Gt VI weer kleiner wordt dan Gt IIIb. In deze situatie is het profiel voor Gt VI zo nat dat de grondwaterstand tot in maaiveld komt, waardoor deze evenals Gt IIIb reageert als verhard oppervlak. Als daarna een drogere tijd aanbreekt zal de Gt VI langzamer uitzakken vanwege de grotere drainageweerstand.

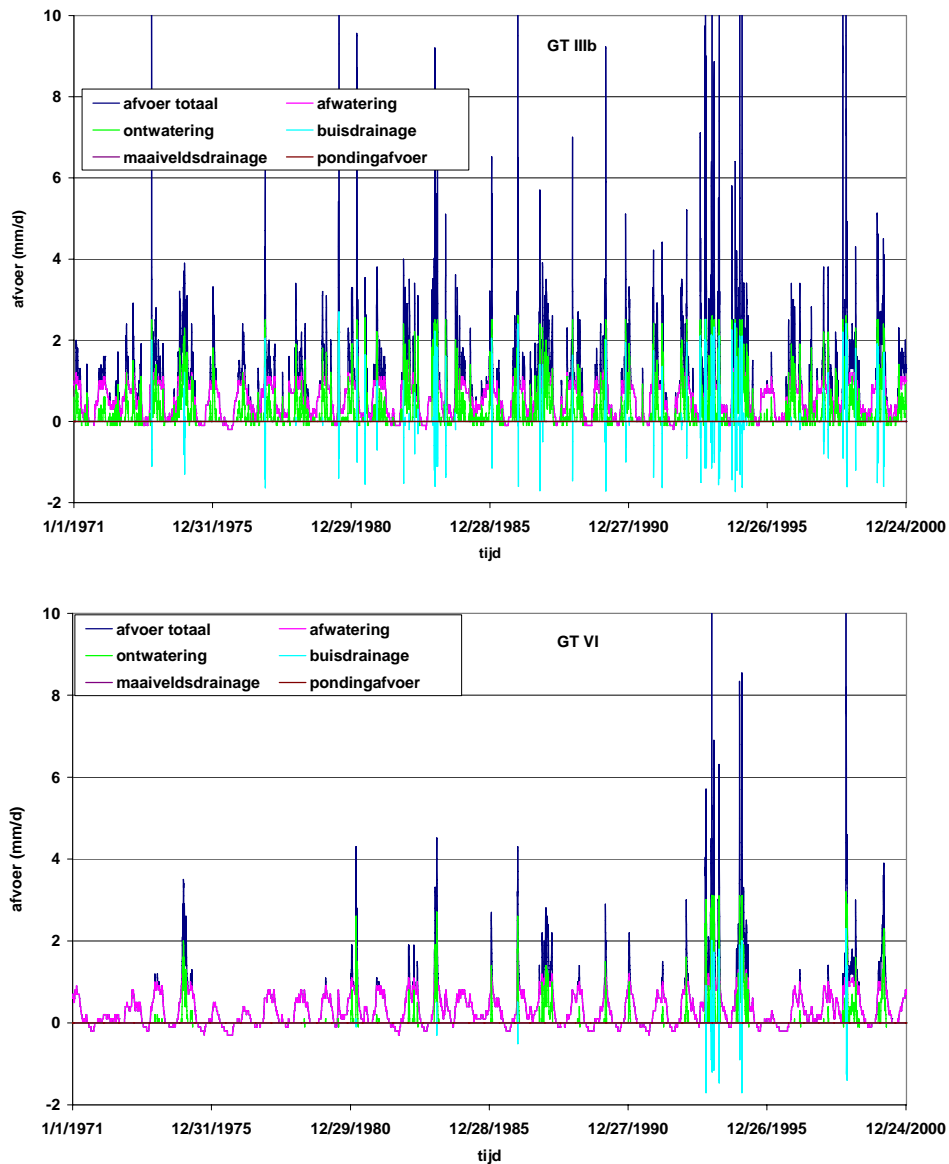
Om inzicht te krijgen in de afvoerfluxen naar de verschillende ontwateringssystemen zijn in figuur 6.9 de afzonderlijke fluxen naar de drainagesystemen weergegeven. De figuur heeft betrekking op de situatie met buisdrainage. Uit figuur 6.9 blijkt dat de totale afvoer bij Gt IIIb groter is dan bij Gt VI. Verder is de totale afvoer bij Gt VI vaak gelijk aan de afvoer van het afwateringssysteem. Het ontwateringssysteem levert bij Gt IIIb een substantiële bijdrage aan de totale afvoer. Bij Gt VI is deze bijdrage relatief gering. Door de buisdrainage voeren de ondiepe systemen zoals de maaiveldsdrainage en de pondingflux nagenoeg niet af. Naast de afvoer is ook te zien dat in drogere perioden vooral de buisdrainage, dankzij de relatief grote dichtheid, kan infiltreren.



Figuur 6.7 Tijd-afvoerlijnen voor schematisatie eenheid 2900309 voor de landbouwkundige situatie voor Gt IIIb en Gt VI



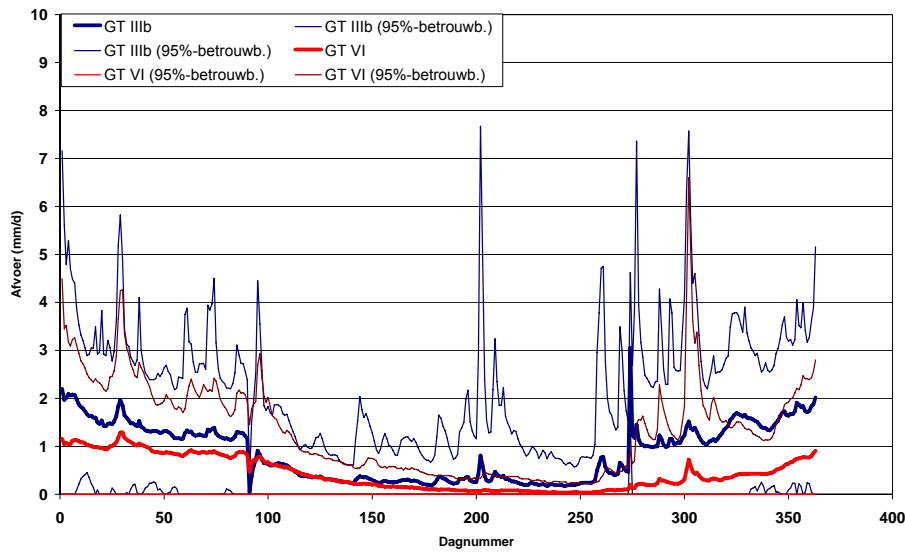
Figuur 6.8 Tijd-afvoerlijnen voor een natte situatie voor schematisatie eenheid 2900309 voor Gt IIIb en Gt VI



Figuur 6.9 Tijd-afvoerlijnen voor de verschillende drainagesystemen voor schematisatie eenheid 2900309 voor de landbouwkundige situatie voor GtIIIb (boven) en Gt VI (onder)

6.5.2 Daggemiddelde regimecurve

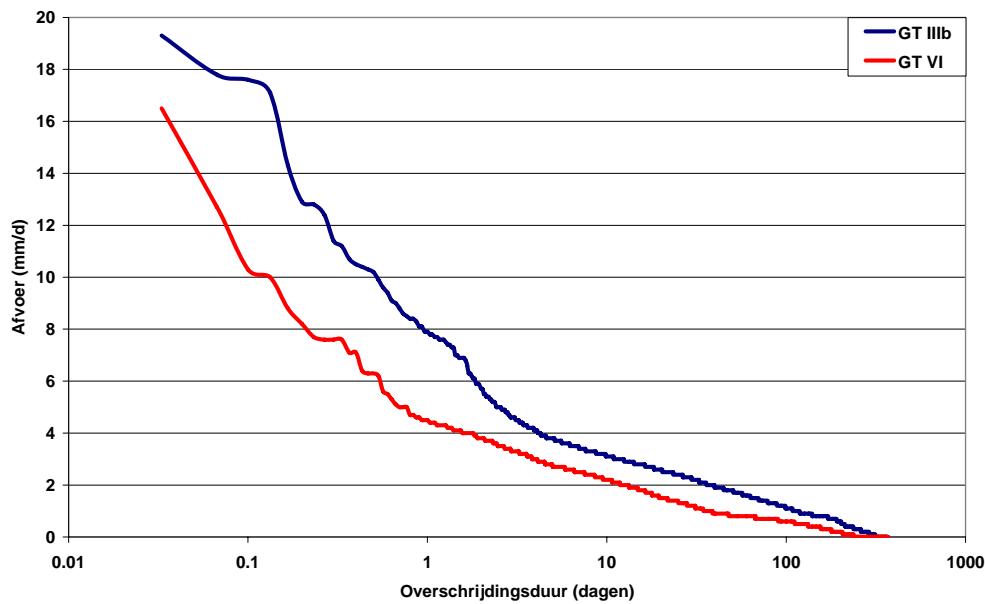
De daggemiddelde afvoerregimecurve (figuur 6.10) geeft een zeer afgevlakt beeld van de afvoer. In de winterperiode ligt de afvoer bij Gt IIIb op een hoger niveau, in de zomer zijn de verschillen gering. In de figuur komen tevens de stuwpeil aanpassingen op dagnummer 90 en 270 tot uiting.



Figuur 6.10 Daggemiddelde afvoerregimecurve voor schematisatie eenheid 2900309 voor voor Gt IIIb en Gt VI, dikke lijn is de gemiddelde en dunne lijnen geven het 90%-betrouwbaarheidsgebied weer

6.5.3 Duurlijn

In figuur 6.11 is de afvoerduurlijn weergegeven. De duurlijn van Gt IIIb ligt boven die van Gt VI, hetgeen verklaard kan worden uit de hogere afvoer bij de nattere situatie. In het traject met hoge overschrijdingsduren komen als gevolg van infiltratie negatieve waarden voor. Het valt op dat beide Gt's op zeker moment een knikpunt vertonen waarna de lijn steiler verloopt. Bij Gt IIIb komt de knik bij een overschrijdingsduur van ongeveer 7 dagen voor. Gt VI vertoont een knik bij ongeveer 0.9 dagen. Bij vergelijking van de afvoerduurlijn met de grondwaterstandsduurlijn is gebleken dat de knik in de curve overeenkomt met de overschrijdingsduur waarbij de grondwaterstand in maaiveld komt. In deze situatie gaat de bodem zich gedragen als verhard oppervlak, waardoor de afvoer snel toeneemt.



Figuur 6.11 Afvoerduurlijn voor schematisatie eenheid 2900309 voor de landbouwkundige situatie voor Gt IIIb en Gt VI

6.5.4 SOW-afvoer

Doordat er op basis van de modelberekening een tijdreeks van de afvoer beschikbaar is kunnen evenals bij de grondwaterstand SOW of SOM-waardes worden afgeleid. In tabel 6.9 zijn de SOM waarden voor verschillende afvoerintensiteiten weergegeven.

Tabel 6.9 Som Overschrijding Maand (SOM) waarden voor twee afvoerintensiteiten

Maand	SOM-1* mm/d landbouw		SOM-3 mm/d landbouw	
	GT IIIb	GT VI	GT IIIb	GT VI
Januari	24.32	11.15	4.01	1.58
Februari	11.49	5.98	0.39	0.25
Maart	11.76	5.25	1.55	0.19
April	2.85	1.97	0.58	0.38
Mei	1.16	0.05	0.09	0.00
Juni	0.79	0.01	0.00	0.00
Juli	3.56	0.00	1.52	0.00
Augustus	1.03	0.00	0.07	0.00
September	3.16	0.02	1.39	0.00
Oktober	13.16	3.52	3.88	1.51
November	15.34	2.87	1.60	0.80
December	22.62	4.47	3.07	0.90

*SOM-1 Som overschrijding per maand van 1 mm/dag afvoerintensiteit.

7 Regionalisatie

7.1 Vlakdekkend invullen van modelresultaten

Voor de neerschaling van hydrologische variabelen is uitgegaan van de gekalibreerde modellen. Met de gekalibreerde modellen is een tijdreeks van 30 jaar doorgerekend, zodat de variabelen klimaatrepresentatief kunnen worden vastgesteld. Voor het vlakdekkend invullen van een hydrologische variabele is hulpinformatie noodzakelijk. Voor het gebruik van hulpinformatie is het van belang dat deze vlakdekkend beschikbaar is. Daarnaast is het van belang dat er een relatie verwacht mag worden tussen de hulpvariabele en de neer te schalen hydrologische variabele. Indien hieraan wordt voldaan (causaal verband) is het mogelijk om per schematisatie eenheid een eenvoudig metamodel op te stellen, waarin de relatie wordt weergegeven tussen de hydrologische variabele en de vlakdekkend bekende hulpvariabele. In de volgende paragraaf wordt de methode aan de hand van de variabelen kwel en specifieke afvoer nader uitgewerkt. Als hulpvariabele wordt grondwaterstands informatie gebruikt in de vorm van de GxG. In hoofdstuk 2 is weergegeven hoe de gebruikte grondwaterstandkaarten zijn afgeleid. Om extrapolatie te beperken zijn deze kaarten in het diepe traject begrensd. Hiervoor zijn de volgende grenzen gehanteerd: GHG 141 cm, GVG 161 cm en GLG 201 cm min maaiveld. Het is uiteraard mogelijk kaarten te maken voor verschillende variabelen, zoals grondwaterstanden, plasvorming, afvoer, kwel en grondwataanvulling. Er worden in de volgende paragrafen meerdere kaarten afgeleid voor specifieke overschrijdingsduren/frequenties en gemiddelden. Naast de gepresenteerde kaarten biedt de methodiek mogelijkheden om aanvullende variabelen zoals berging (in de bodem of het oppervlaktewater), drukhoogten en fluxen (bv flux naar de wortelzone) in kaart te brengen.

7.2 Methode

7.2.1 Kwel

Kwel kan worden gezien als een verticale flux over een laag. Het lastige van kwel is dat deze niet direct kan worden gemeten. In de meeste gevallen wordt de kwel of wegzijging bepaald door het opstellen van een waterbalans. Daarnaast kan de kwel/wegzijging bijvoorbeeld worden bepaald op basis van een stijghoogteverschil en een weerstand over een scheidende laag of het afdekkende pakket. Ook bij modellering met een grondwaterstromingsmodel wordt de kwel gezien als verticale flux over een weerstandsbiedende laag. Door deze benadering kan kwel over verschillende lagen worden bepaald.

Het bepalen van kwel op basis van een waterbalans voor een gebied komt het dichtst bij de definitie van kwel (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986): *het uit treden van grondwater onder invloed van grotere stijghoogten buiten het beschouwde gebied; het*

uitreden van water, dat binnen het gebied aan het oppervlak is toegevoerd valt dus buiten deze term. Het uitreden kan ondermeer geschieden direct aan het oppervlak, in sloten, drains, of via capillaire opstijging.

Op basis van de definitie kan worden geconcludeerd dat de kwel schaalafhankelijk is. In de definitie wordt immers gesteld dat kwel en wegzijging binnen het beschouwde gebied wordt verdisconteerd. In deze studie wordt kwel of wegzijging gezien als een waterflux, welke, uitgaande van de fysische en waterhuishoudkundige omstandigheden van een locatie, nodig is voor het realiseren van het aanwezige grondwaterstandverloop. Hierbij wordt tevens rekening gehouden met de meteorologische omstandigheden en de afvoersituatie van een locatie. Deze benadering komt overeen met de definitie, waarbij het beschouwde gebied zeer klein kan zijn. Op deze manier is de bestaande definitie als het ware neergeschaald naar een gedetailleerder schaalniveau, waarbij de bestaande definitie gehandhaafd blijft. Aangezien bij deze benadering geen kwelvlak is gedefinieerd zoals bij modellering vaak gebeurt, kan de kwel of wegzijging in principe betrekking hebben op verschillende diepten. Aangezien het in deze studie gaat om de freatische grondwaterstand heeft de kwel betrekking op de flux die het hydrologische pakket² in of uit gaat. Dit is het gevolg van het neerschalen van kwel naar een gedetailleerd schaalniveau.

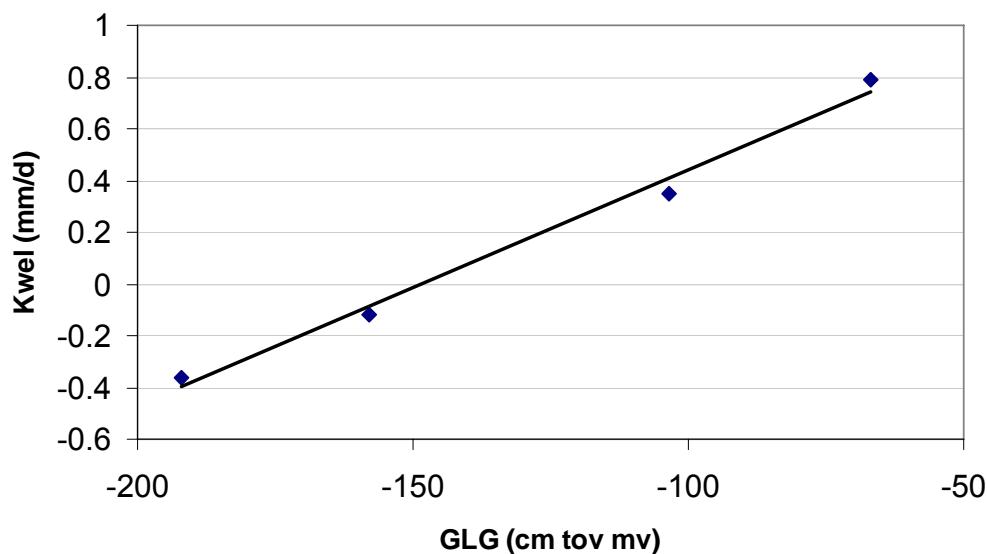
Voor bijvoorbeeld natte natuurdoeltypen hangt de aanwezigheid van baserijk grondwater in de wortelzone sterk samen met mate waarin deze natuurdoeltypen gerealiseerd kunnen worden. Hierdoor is het ook van belang of de kwelflux tot in de wortelzone reikt. De gehanteerde benadering in dit project, waarbij de kwel wordt gezien als watertekort of overschot voor het realiseren van de grondwaterstand, geeft hiervoor niet direct een oplossing. Dit betekent dat de neerschaling van de kwel in dit geval niet overeenkomt met de bepaling van de mate waarin de kwel tot in de wortelzone reikt. Wel wordt door deze benadering inzicht verkregen in de fluctuatie van de kwel/wegzijging in de tijd. Zoals bekend wordt er in perioden met een neerslagoverschot een zogenaamde neerslaglens gevormd. De dikte van deze neerslaglens is afhankelijk van de verhouding van de kwelsterkte naar het maaiveld en het neerslagoverschot dat via de ondergrond wordt afgevoerd. Daarnaast is de waterhuishoudkundige inrichting met de bijbehorende drainageniveaus en drainageweerstanden van belang. Aan de hand van nadere modelberekeningen is het wellicht mogelijk een gedetailleerd tijdsafhankelijk beeld van de kwel tot in de wortelzone en de beweging van de hiermee samenhangende neerslaglens te verkrijgen.

Voor het vlakdekkend invullen van de kwel/wegzijging is gebruik gemaakt van Gt-informatie in de vorm van hulpinformatie die met een hoge resolutie beschikbaar is. In eerste instantie is er een relatie gelegd tussen de GHG en de gemiddelde kwel. Nadere analyse heeft echter uitgewezen dat er helemaal geen relatie hoeft te zijn tussen de GHG en kwel/wegzijging. De GHG wordt immers voor een groot deel bepaald door de neerslag en de eventuele weerstand in de bodem, waardoor zelfs

² Hydrologische pakket bestaat uit de geohydrologische pakketten die en rol spelen bij de interactie tussen grondwater en oppervlaktewater, kortom het afvoerproces.

schijnspiegels kunnen ontstaan. Daarom is in tweede instantie de relatie gelegd tussen de GLG en de gemiddelde kwel/wegzijing. In de situatie met kwel wordt het uitzakken van de grondwaterstand immers vertraagd en gedeeltelijk tegengehouden, waardoor de GLG minder diep uitzakt.

Door gebruik te maken van de hulpinformatie is voor iedere schematisatie eenheid een eenvoudig metamodel opgesteld waarin de relatie is weergegeven tussen de kwel/wegzijing en de GLG (figuur 7.1). Het gebruik van de directe relatie tussen de GLG en de kwel/wegzijing is alleen mogelijk doordat er voor elke afzonderlijke combinatie van hydrotype en bodemfysische eenheid een metamodel wordt opgesteld. Door het simpelweg toepassen van deze relaties per schematisatie eenheid is het mogelijk om op een eenvoudige wijze een kwelkaart te genereren (figuur 7.2).



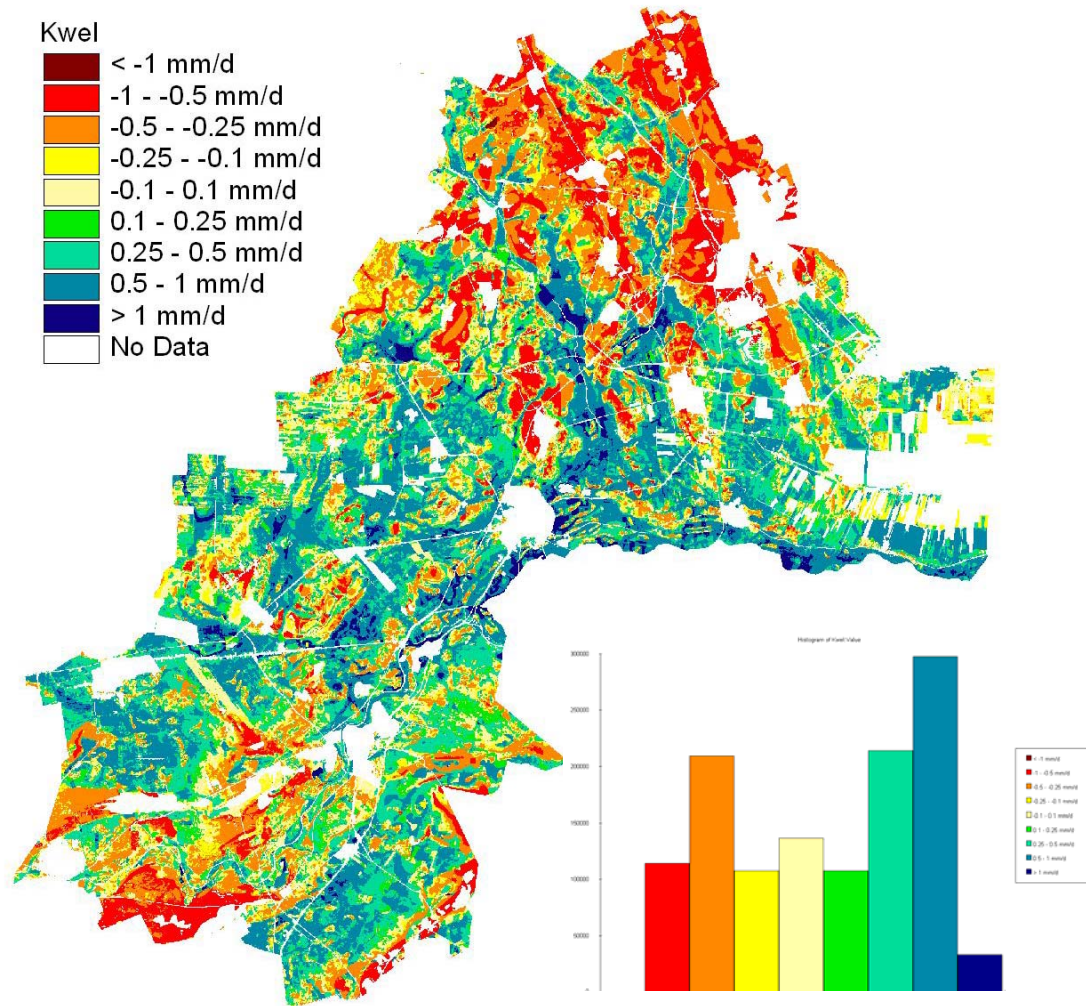
Figuur 7.1 Metamodel voor de relatie tussen de GLG en de kwel/wegzijing

In figuur 7.2 is een gebiedsdekkend beeld van de gekalibreerde kwel/wegzijing voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht weergegeven. In de kaart komen de hogere delen van de Hondsrug als wegzijgingsgebied naar voren. Ook de beekdalen van het Schoonebeker-, Loo- en Drostendiep zijn herkenbaar.

De kwel varieert binnen het beheergebied van het waterschap tussen -1,20 en 2,08 mm/d. Het areaal dat hoort bij een grotere wegzijing dan 1 mm/d, bedraagt 24,5 ha. of 0,03 % van het areaal. De gemiddelde kwel bedraagt 0,14 mm/d, dit komt overeen met 51,1 mm/jaar. De bijbehorende standaardafwijking is 0,48 mm/d.

De kwelkaart is moeilijk te valideren en daarom is er alleen gekeken naar de plausibiliteit van de kaart. In de kaart is te zien dat een gemiddelde wegzijing van meer dan 1 mm/dag niet veel voorkomt. Een wegzijing die groter is dan 1 mm/dag voor het langjarig gemiddelde is zonder wateraanvoer ook niet plausibel. De neerslag is immers ongeveer 800 mm/jaar, de verdamping in de orde van 450 mm/jaar,

waardoor het neerslagoverschot in de orde van 350 mm/jaar is. Indien er bijna geen afvoer is maar alleen wegzijging kan de wegzijging ongeveer uitkomen op 350/365 dagen, hetgeen overeenkomt met ongeveer 1 mm/dag wegzijging. In werkelijkheid mag in natte perioden verwacht worden dat er vaak wel enige afvoer is. Daarnaast is bekend dat het areaal met kwel relatief gering is. Dit heeft tot gevolg dat een redelijk groot areaal in het intermediaire traject van -0.25 tot 0.25 mm/dag zal liggen, waardoor geleidelijke overgangen tussen wegzijging en kwel voor zullen komen, hetgeen in de kaart tot uiting komt.



Figuur 7.2 Kwelkaart

De kwelintensiteit in de kaart is over het algemeen relatief gering. Indien uitgegaan wordt van een drainageweerstand van bv 300 dagen heeft een kwel van bijvoorbeeld 5 mm/dag een opbolling van 150 cm tot gevolg ($q_v = dh/c_d \implies q_v * c_d = dh$). Bij een drainageweerstand van 100 dagen, hetgeen laag is, hebben we te maken met een opbolling van 50 cm als gevolg van dezelfde kwel. De extra afvoer als gevolg van neerslag komt hier nog bij maar wordt in natte gebieden natuurlijk deels via het maaiveld afgevoerd. Op basis van het bovenstaande is een geringe kwel van één tot maximaal enkele mm/dag redelijk realistisch. De patronen van de kwel/wegzijging

zijn op basis van bodemkundige kenmerken op plausibiliteit getoetst en plausibel bevonden.

7.2.2 Maatgevende afvoer

Waterbeheerders zijn geïnteresseerd in de ruimtelijke en temporele variatie van de afvoer. Vooral de specifieke³ en daarvan afgeleide maatgevende afvoer⁴ is voor waterbeheerders van belang, aangezien de maatgevende afvoer bepalend is voor de waterhuishoudkundige inrichting van een gebied. De maatgevende afvoer is de afvoer van een gebied welke 1 à 2 dagen per jaar wordt overschreden. Voor de bepaling van de maatgevende afvoer wordt veelal gebruik gemaakt van een kennistabel. De huidige tabel uit het Cultuurtechnisch Vademecum is voornamelijk gebaseerd op bodem en Gt en heeft als kenmerk dat deze afgeleid is voor de toenmalige meer natuurlijke waterhuishoudkundige situatie, die nu verder landbouwkundig is aangepast (tabel 7.1).

Tabel 7.1 Richtlijnen voor de grootte van de specifieke afvoer (Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum, 1988).

Bodemgesteldheid en Gt-klasse	maatgevende afvoer	
	$l \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$	$mm \cdot d^{-1}$
Drainage-behoefte gronden (polders) en gronden met Gt I, II en III	1,33 - 1,67	11,5 - 14,4
Zandgronden met Gt IV en V	1,00	8,6
Zandgronden met Gt V* en VI	0,67	5,8
Zandgronden met Gt VII	0,33	2,9
Bosgebieden en overige gronden zonder zichtbare afvoer met Gt VII	0,10	0,9

Opmerkingen bij tabel 4.2.1:

- Voor gebieden met kwel wordt de afvoernorm verhoogd.
- De Gt kan veranderen ten gevolge van werken aan het ontwaterings- en/of het afwateringsstelsel. In Noord-Brabant wordt in zandgebieden bij verbetering van het primaire afwateringssysteem op basis van de normen uit de tabel, voor de kleinere waterlopen van een 25% lagere afvoernorm uitgegaan.

³ De specifieke afvoer is gedefinieerd als de afvoer per oppervlakte-eenheid van het beschouwde gebied (met een gekozen overschrijdingsfrequentie) welke wordt gebruikt voor het ontwerp van leidingen en bijbehorende kunstwerken (CHO-TNO, 1986).

⁴ De maatgevende afvoer is gedefinieerd als de afvoer die bepalend is gesteld voor het ontwerp of een deel ervan (CHO-TNO, 1986).

Onder natuurlijke omstandigheden is de specifieke afvoer in hoge mate afhankelijk van de ligging in het landschap. In figuur 7.3 is een schematische doorsnede van een beekdal weergegeven. De grondwatertrap (Gt) onder natuurlijke omstandigheden is een afspiegeling van het landschap en de bijbehorende natuurlijke ontwatering, waardoor een eenduidige schatting van de maatgevende afvoer mogelijk is. Als gevolg van ingrepen in een gebied gaat de eenduidige relatie tussen de Gt en de specifieke gebiedsafvoer niet meer op. De specifieke afvoer wordt bepaald door de volgende hydrologische factoren:

1. Kwel/wegzijging;
2. Grondwateraanvulling;
3. Bergingsrelatie van de bodem.

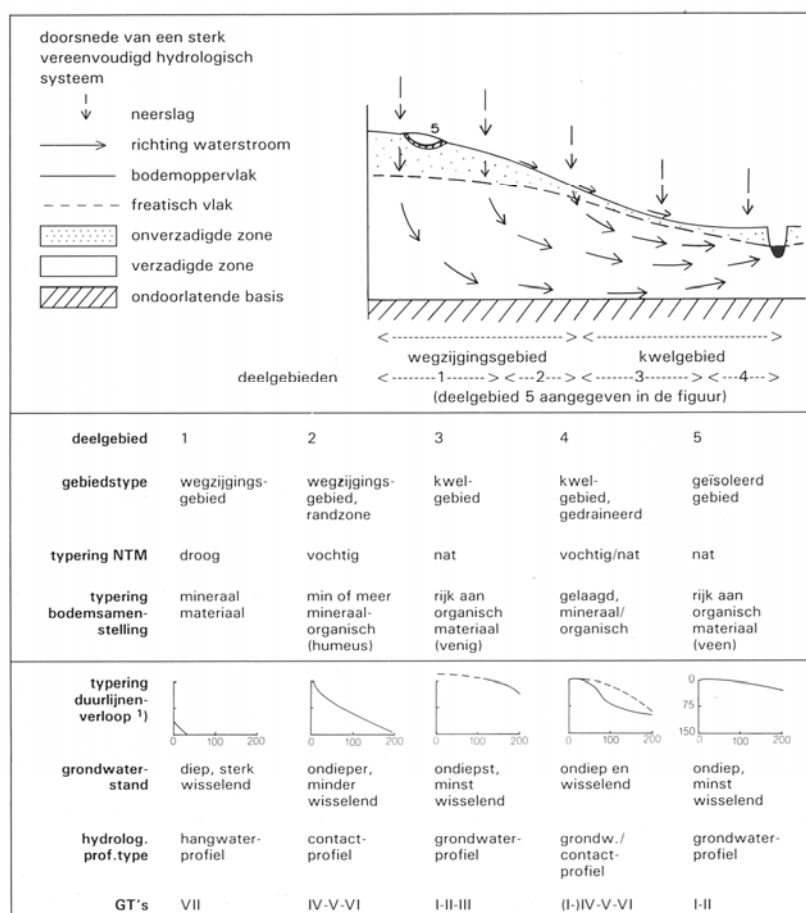
Als gevolg van waterhuishoudkundige ingrepen kunnen de bovengenoemde hydrologische factoren op de volgende manier veranderen:

- Ad 1) Kwel/wegzijgingsveranderingen kunnen veroorzaakt worden door onttrekkingen en veranderingen in de waterhuishoudkundige inrichting (drainage, peilveranderingen) ter plaatse of in de nabije omgeving.
- Ad 2) Veranderingen in de grondwateraanvulling worden veroorzaakt door veranderingen in het grondgebruik en waterhuishoudkundige ingrepen. Beide veranderingen hebben tot gevolg dat de gewasverdamping en de bergingcoëfficiënt veranderen.
- Ad 3) Onttrekkingen en waterhuishoudkundige ingrepen zoals peilveranderingen en inrichtingsveranderingen kunnen de grondwaterstand en zodoende ook de beschikbare berging beïnvloeden.

Gezien de mogelijke ingrepen in een gebied zal er een nieuwe tabel voor de specifieke afvoer opgesteld moeten worden voor Gt's in zowel de natuurlijke als de huidige situatie. Naast de bodemgesteldheid en de Gt zijn nog andere karteerbare kenmerken noodzakelijk. Hierbij kan gedacht worden aan het grondgebruik, maaiveld, kwel/wegzijgingsgegevens en de ligging van buisdrainage.

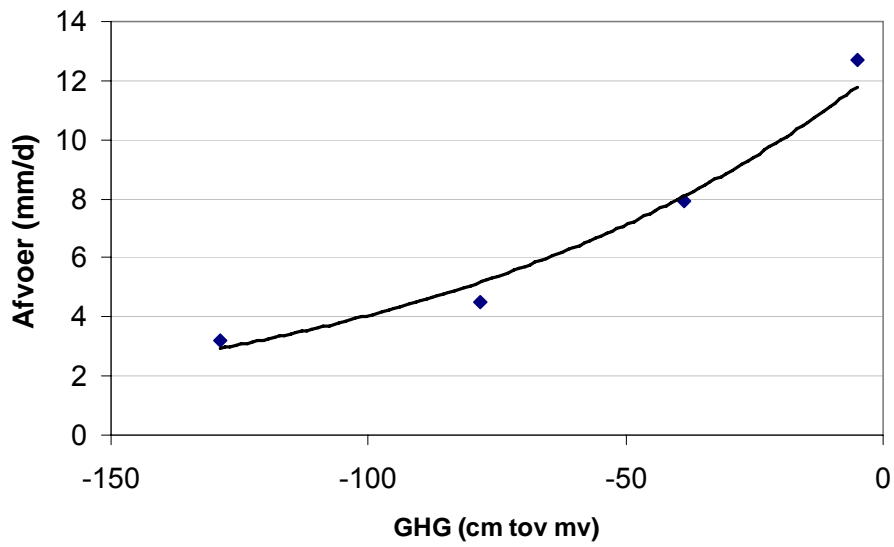
Voor het vlakdekkend invullen van de specifieke afvoer is gebruik gemaakt van Gt-informatie in de vorm van hulpinformatie die met een hoge resolutie beschikbaar is. Door gebruik te maken van de hulpinformatie is voor iedere schematisatie eenheid een eenvoudig metamodel opgesteld waarin de relatie is weergegeven tussen de specifieke afvoer en de vlakdekkend bekende GHG (figuur 7.4). Het betekent niet dat de specifieke afvoer met een herhalingsperiode van één maal per jaar overeenkomt met GHG moment, maar wel dat de GHG een goede gebiedsdekkende beschikbare verklarende variabele is om de maatgevende afvoer gebiedsdekkend in te vullen. Het gebruik van de GHG als hulpinformatie voor de specifieke afvoer is alleen mogelijk doordat er voor elke afzonderlijke combinatie van hydrotype en bodemfysische eenheid een metamodel wordt opgesteld. Binnen een schematisatie eenheid is er een geleidelijke afname van de specifieke afvoer te zien naarmate de Gt droger wordt. De mate waarin de specifieke afvoer afneemt kan per schematisatie eenheid sterk verschillen. Door het simpelweg toepassen van deze relaties per schematisatie eenheid is het mogelijk om op een eenvoudige wijze een gebiedsdekkende kaart van de specifieke afvoer te genereren (figuur 7.5). In de kaart is de Hondsrug duidelijk te

zien als gebied met een lage afvoer. De specifieke afvoer varieert voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht tussen 0,27 – 25,3 mm/d. Het gemiddelde is 6,74 mm/d en de standaarddeviatie bedraagt 2,70 mm/d.

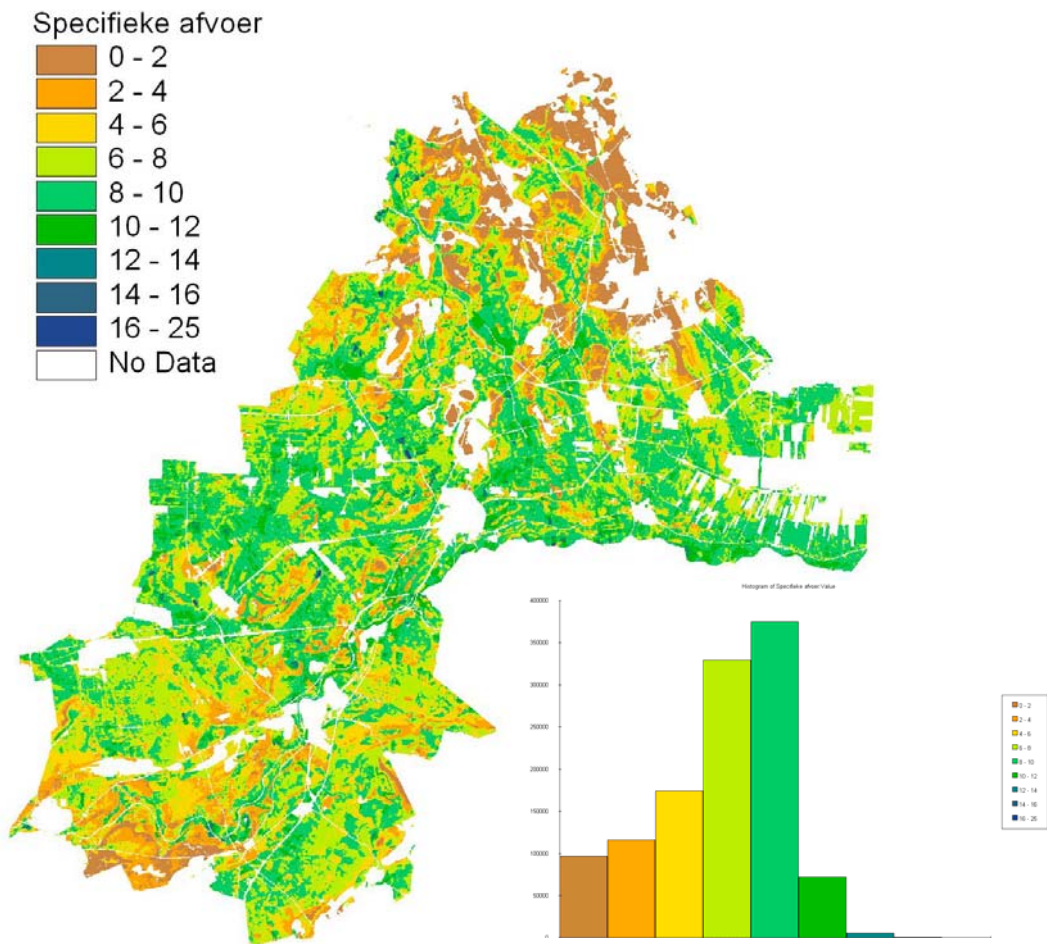


Figuur 7.3 Doorsnede door een beekdal (SWNBL, 1990)

Nadat de specifieke afvoer berekend is, kan de maatgevende afvoer voor substroomgebieden bepaald worden. De maatgevende afvoer bestaat uit een sommatie van de berekende specifieke afvoer. Bij grote stroomgebieden (> 10000 ha) kan, als gevolg van looptijdverschillen, een reductiefactor voor de maatgevende afvoer noodzakelijk zijn (paragraaf 8.3).



Figuur 7.4 Metamodel voor de relatie tussen de GHG en de specifieke afvoer

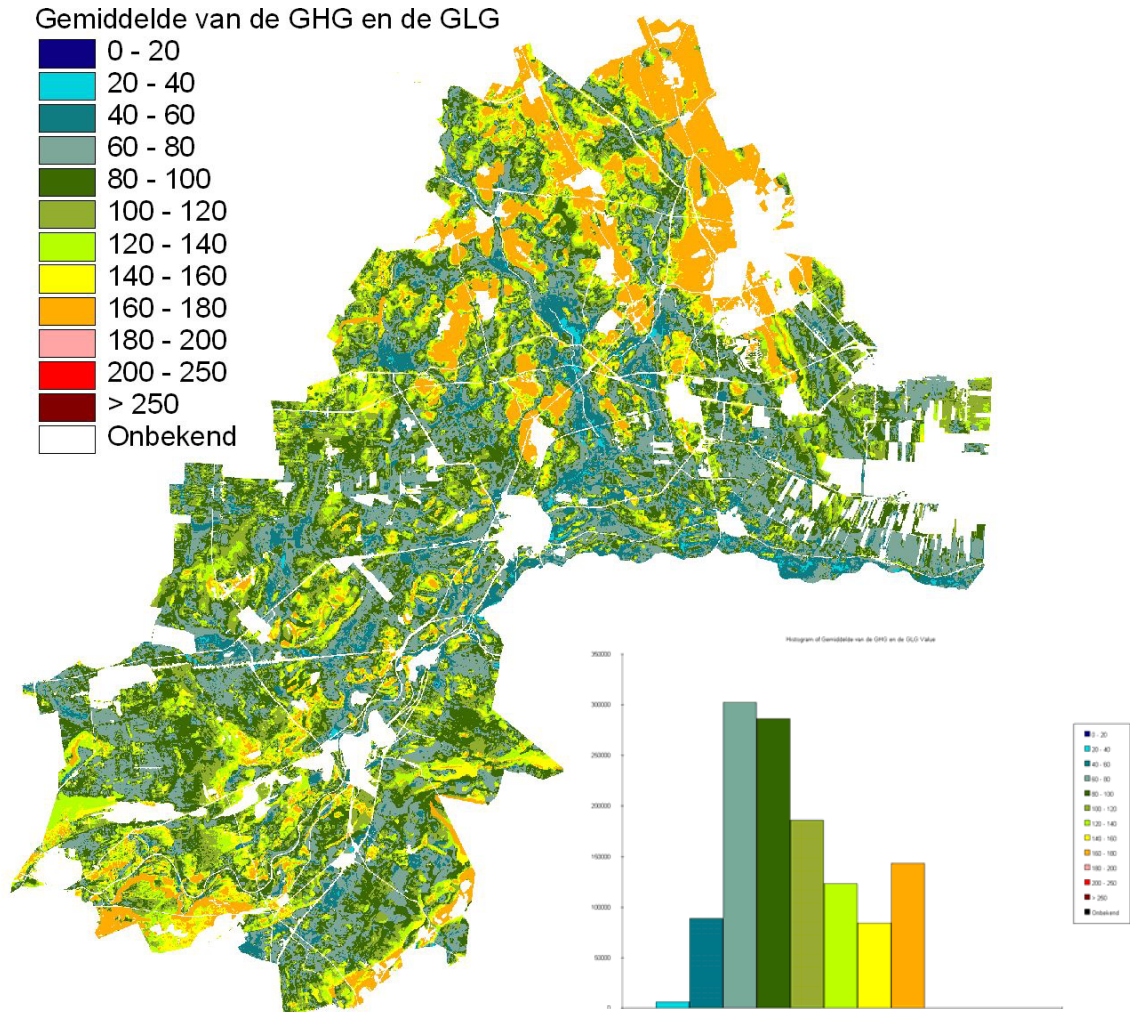


Figuur 7.5 Specifieke afvoer met een herhalingsijd van 1 maal per jaar (maatgevende situatie in mm/dag)

7.3 Grondwaterstanden

7.3.1 Grondwaterstand als gemiddelde van de GHG en de GLG

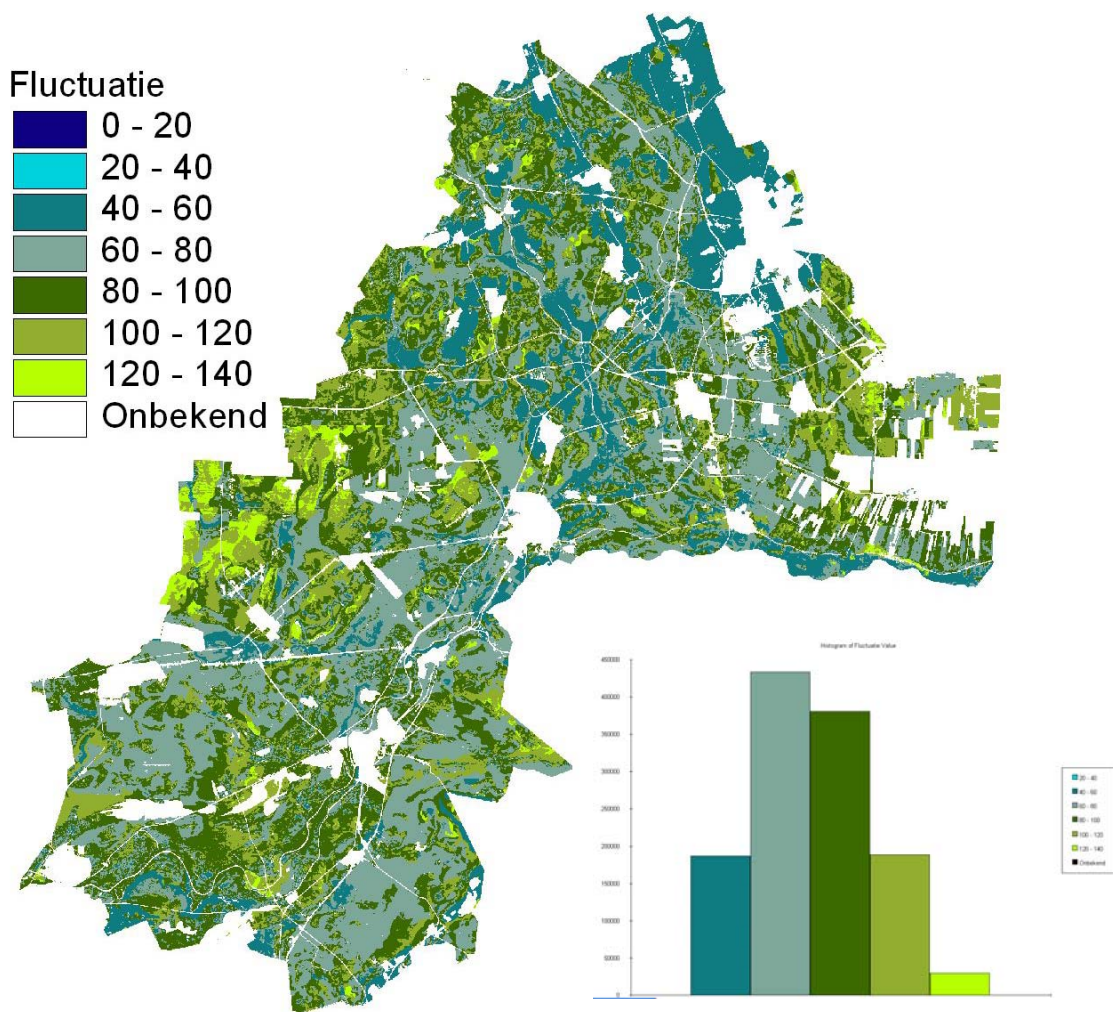
In figuur 7.6 is de gemiddelde grondwaterstand bepaald als gemiddelde van de GHG en de GLG weergegeven. De GHG en de GLG zijn weergegeven in hoofdstuk 2 (figuur 2.5). De waarden variëren tussen 8 en 171 cm –mv. Het gebiedsgemiddelde is 103 cm-mv en de standaarddeviatie bedraagt 36 cm. De droge en natte gebieden zijn gerelateerd aan respectievelijk de Hondrug en de beekdalen.



Figuur 7.6 Gemiddelde grondwaterstand op basis van de GHG en de GLG in cm – maaiveld

7.3.2 Fluctuatie

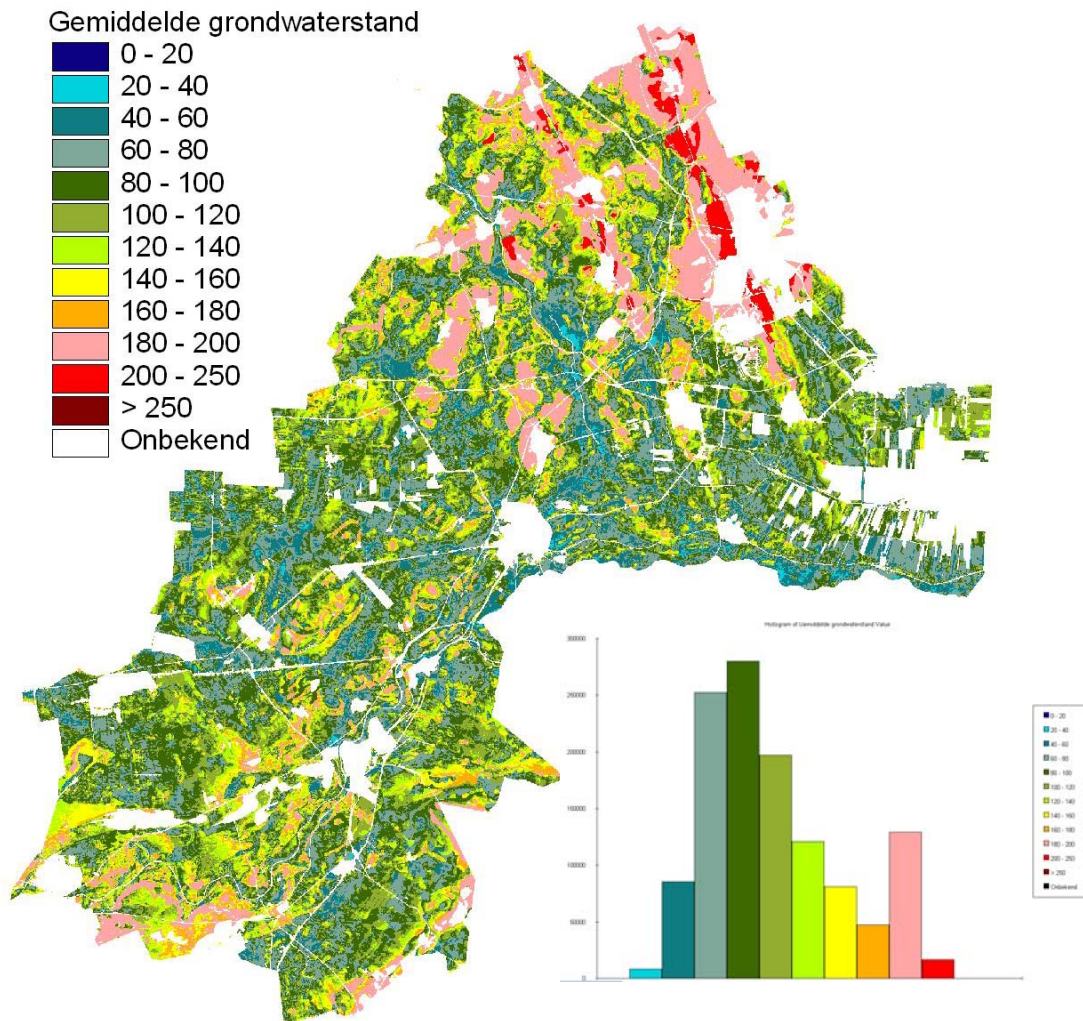
De grondwaterstandsfluctuatie tussen de GHG en de GLG varieert van 38 tot 133 cm (figuur 7.7). De gemiddelde fluctuatie bedraagt 81 cm, met een standaarddeviatie van 18 cm. De fluctuatie is het grootst op de stuwwallen en het kleinst in de beekdalen.



Figuur 7.7 Fluctuatie van de grondwaterstand tussen de GHG en de GLG in cm

7.3.3 Gemiddelde grondwaterstand

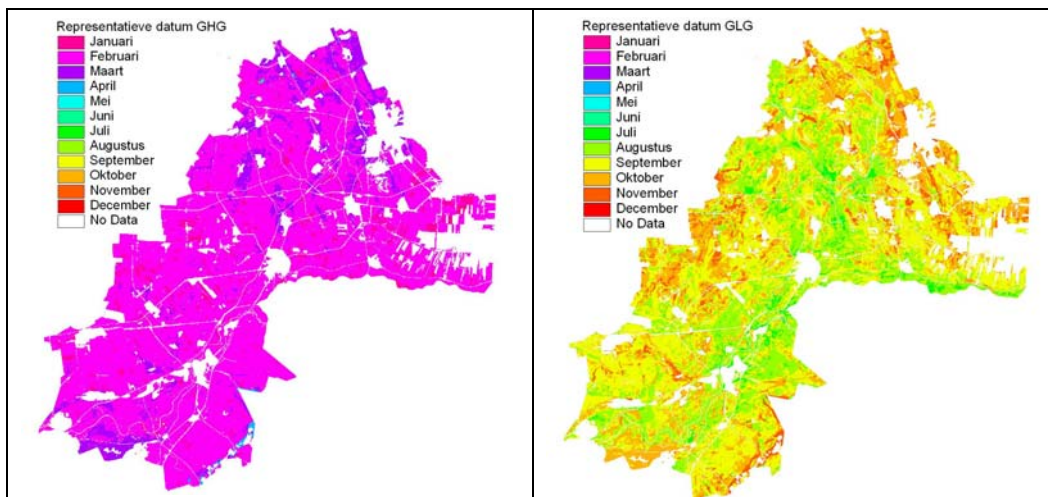
In figuur 7.8 is de gemiddelde grondwaterstand (GG) op basis van de tijdreeks weergegeven. De waarden variëren tussen 5 en 223 cm – mv. Het gebiedsgemiddelde is 109 cm - mv en de standaarddeviatie bedraagt 42 cm. De droge en natte gebieden zijn gerelateerd aan respectievelijk de stuwwallen en de beekdalen. De kaart met de gemiddelde grondwaterstand (GG) komt grotendeels overeen met de kaart die gemaakt kan worden op basis van het gemiddelde tussen GHG en GLG (paragraaf 7.3.1)



Figuur 7.8 Gemiddelde grondwaterstand (GG) in cm-mv

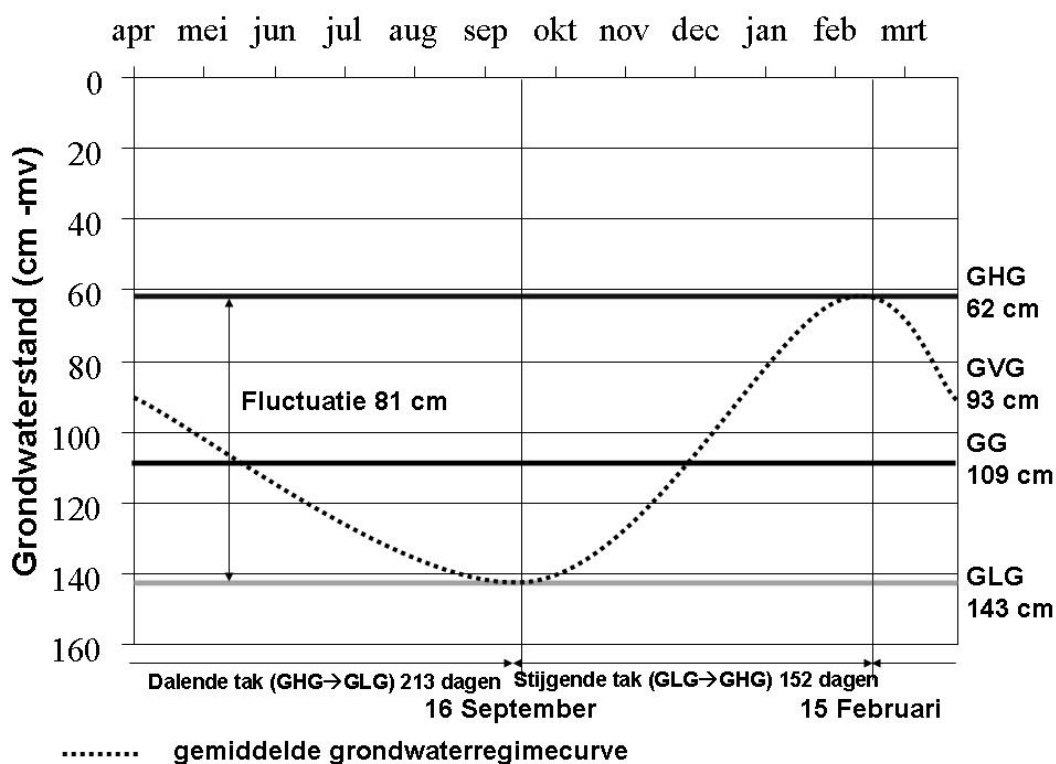
7.3.4 Gemiddelde datum voor de GHG en GLG

Teneinde de grondwaterstandfluctuatie nader te kunnen karakteriseren is de gemiddelde datum dat de GHG en de GLG voorkomt bepaald. Hiervoor is gebruik gemaakt van de rekenresultaten over een periode van 30 jaar. Over deze 30 jaar is het gemiddelde dagnummer bepaald en vervolgens geïnterpoleerd, waardoor er kaarten beschikbaar komen met de representatieve dag dat de GHG en GLG voorkomen. Het gemiddelde dagnummer van de GHG is ruimtelijk gevarieerd en komt gemiddeld uit op 15 februari, de standaarddeviatie bedraagt 12 dagen (figuur 7.9). Het representatieve dagnummer voor de GLG komt gemiddelde uit op 16 september, de standaarddeviatie bedraagt 26 dagen.



Figuur 7.9 Gemiddelde dagnummer voor de GHG (links) en voor de GLG (rechts)

Nadat alle karakteristieken van de grondwaterstand bekend zijn kan een gemiddeld grondwaterregimecurve voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht worden bepaald (figuur 7.10).



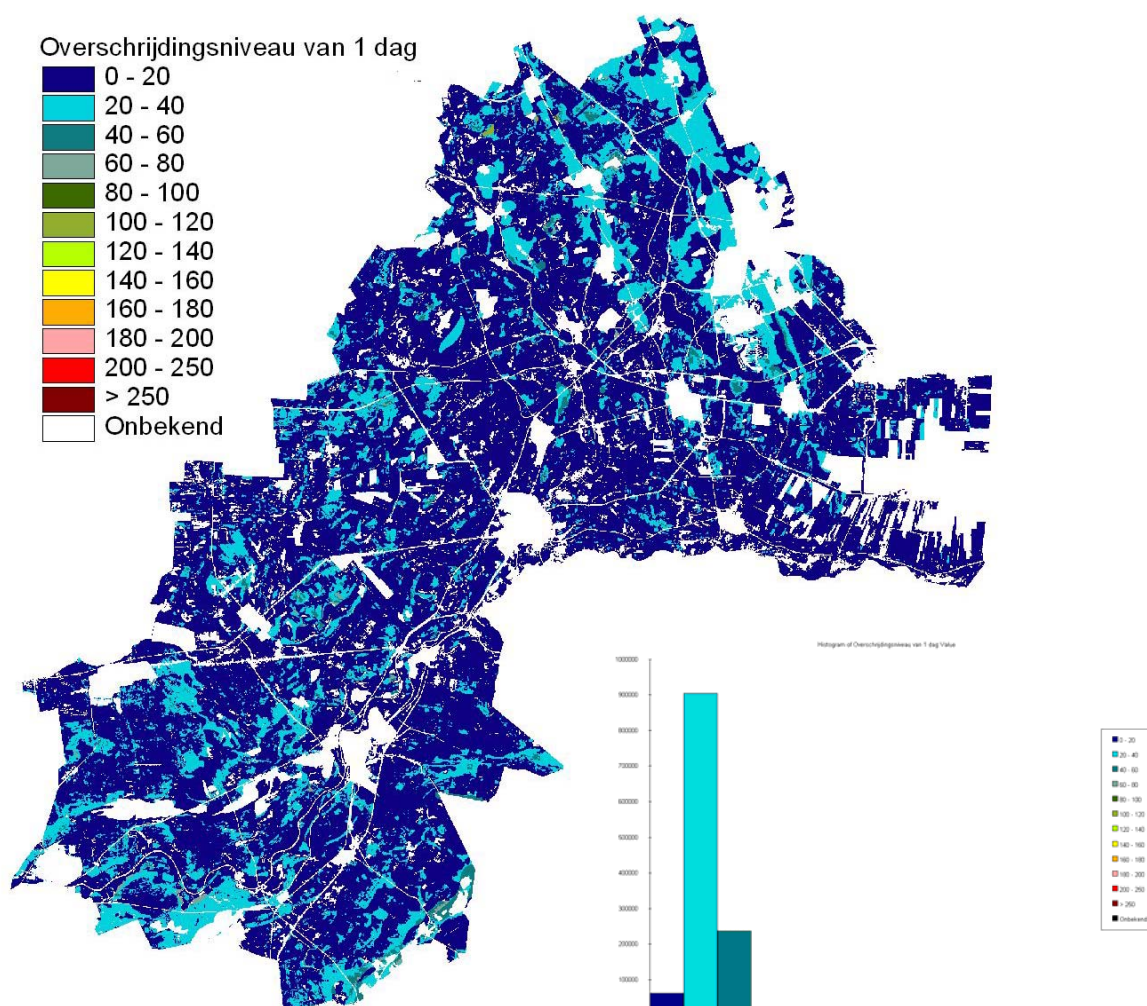
Figuur 7.10 Gemiddelde grondwaterregimecurve voor waterschap Velt en Vecht

De gemiddelde GHG en GLG bedragen respectievelijk 62 cm en 143 cm min maaiveld. De gemiddelde fluctuatie van de grondwaterstand is hierdoor 81 cm. De gemiddelde dag dat de GHG en GLG voorkomen zijn respectievelijk 15 februari en 16 september. Het tijdsinterval tussen GHG en GLG is hiermee niet gelijk.

Gemiddeld genomen is de tijdsduur tussen GHG en GLG 7 maanden, terwijl het gemiddelde tijdsinterval tussen GLG en GHG 5 maanden bedraagt. Dit is waarschijnlijk het gevolg van enerzijds een verschil in de neerslagverdeling in de tijd en anderzijds de verdamping in relatie tot het groeiseizoen. Daarnaast zorgen ruimtelijke verschillen in de bodemkundige (berging), geologische en waterhuishoudkundige (drainageweerstand en kwel/wegzijging) situaties ervoor dat iedere locatie een andere grondwaterstandfluctuatie en daarmee een ander grondwaterregimecurve heeft. Dit komt tot uiting in de verschillende besproken kaarten van de parameters die de regimecurve beschrijven.

7.3.5 Grondwaterstandoverschrijdingsniveau van 1 dag per jaar

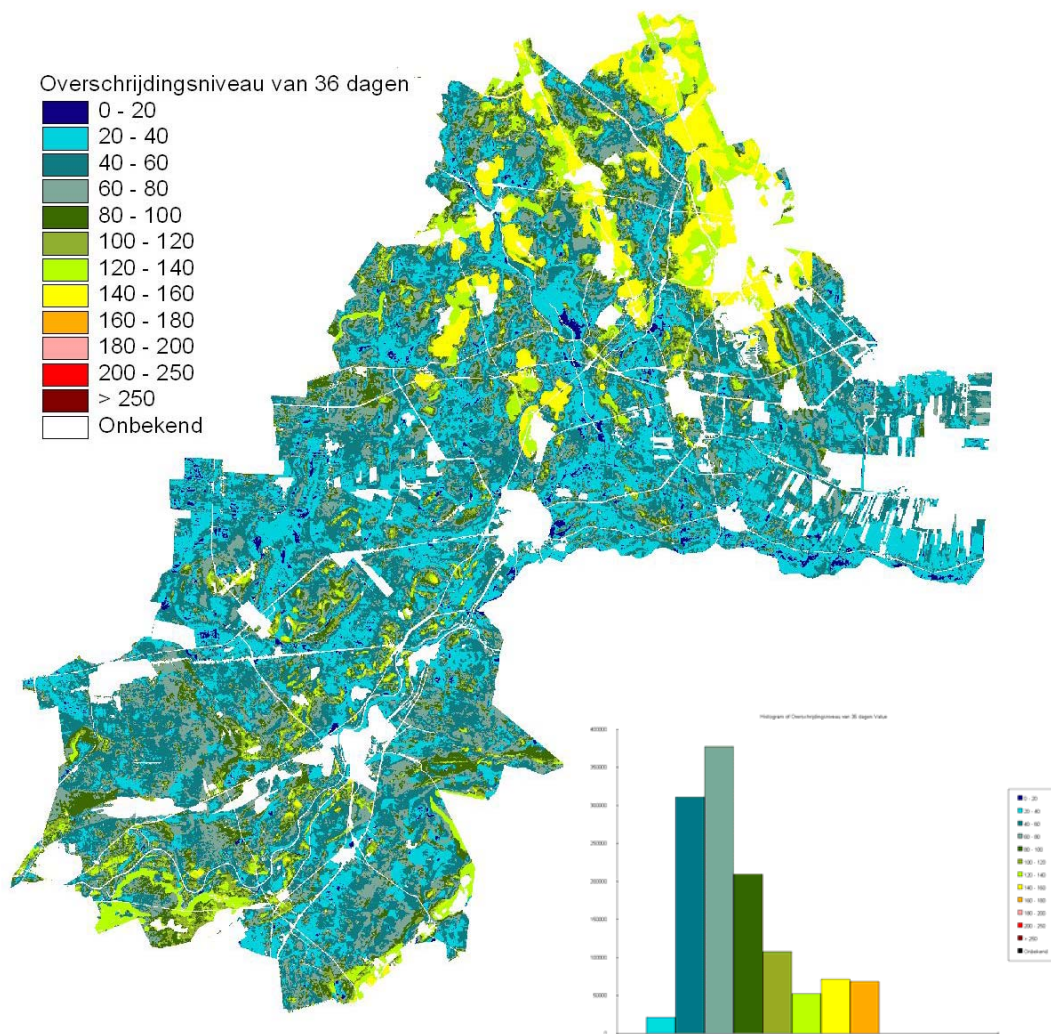
In figuur 7.11 is het grondwaterstandniveau weergegeven dat gedurende 1 dag per jaar wordt bereikt of overschreden. Binnen het beheergebied van het waterschap varieert de waarde tussen 5 cm + maaiveld en 106 cm - mv. De gemiddelde waarde voor het gebied is 12 cm, met een standaarddeviatie van 11 cm.



Figuur 7.11 Grondwaterstandniveau dat gedurende 1 dag per jaar wordt bereikt of overschreden in cm-mv

7.3.6 Grondwaterstandoverschrijdingsniveau van 36 dagen per jaar

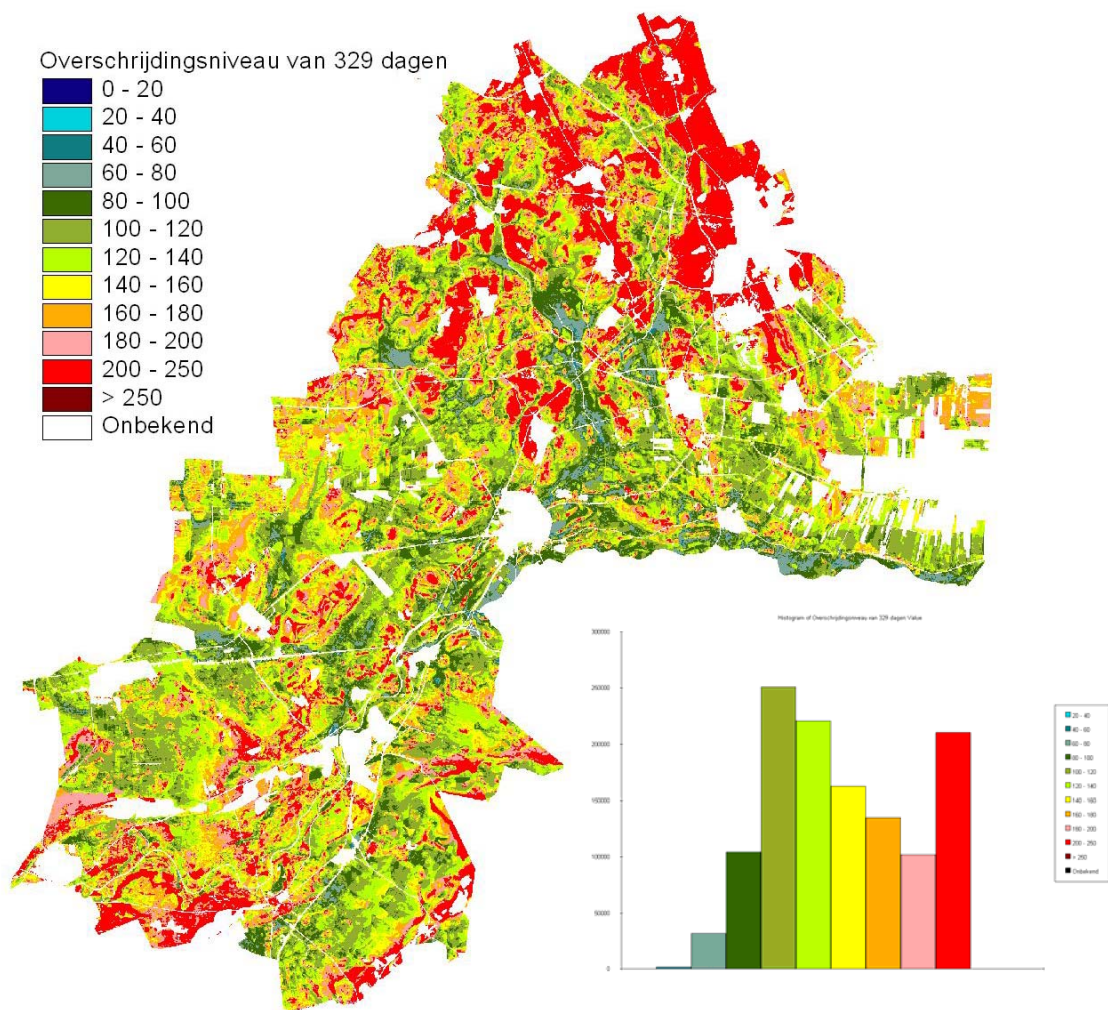
In figuur 7.12 is het grondwaterstandniveau weergegeven dat gedurende 36 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden. Deze waarde komt bij benadering overeen met de GHG. Echter de GHG wordt bepaald door voor elk jaar de HG3 te bepalen en deze vervolgens te middelen over minimaal 8, in dit geval 30 jaar. Alle jaren tellen dus even zwaar mee. Voor deze kaart is gebruik gemaakt van de gehele berekende grondwaterstandreeks van 30 jaar, deze reeks is gesorteerd (duurlijjn). Vervolgens is op basis van deze reeks de waarde bepaald die gemiddeld 36 dagen per jaar wordt overschreden. Hierbij wegen natte jaren zwaarder mee en doen droge jaren nauwelijks mee. Binnen het beheergebied van het waterschap varieert de waarde tussen 4 cm + maaiveld en 150 cm-mv. De gemiddelde waarde voor het gebied is 64 cm, met een standaarddeviatie van 34 cm.



Figuur 7.12 Grondwaterstandniveau dat gedurende 36 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden in cm - mv

7.3.7 Grondwaterstandoverschrijdingsniveau van 329 dagen per jaar

In figuur 7.13 is het grondwaterstandniveau weergegeven dat gedurende 329 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden. Deze waarde komt bij benadering overeen met de GLG. Echter de GLG wordt bepaald door voor elk jaar de LG3 te bepalen en deze vervolgens te middelen over minimaal 8, in dit geval 30 jaar. Alle jaren tellen dus even zwaar mee. Voor deze kaart is gebruik gemaakt van de gehele berekende grondwaterstandreeks van 30 jaar, deze reeks is gesorteerd. Vervolgens is op basis van deze reeks de waarde bepaald die gemiddeld 329 dagen per jaar wordt overschreden. Hierbij wegen droge jaren zwaarder mee en doen natte jaren nauwelijks mee. Binnen het beheergebied van het waterschap varieert de waarde tussen 25 cm - maaiveld en 224 cm - mv. De gemiddelde waarde voor het gebied is 147 cm, met een standaarddeviatie van 40 cm.

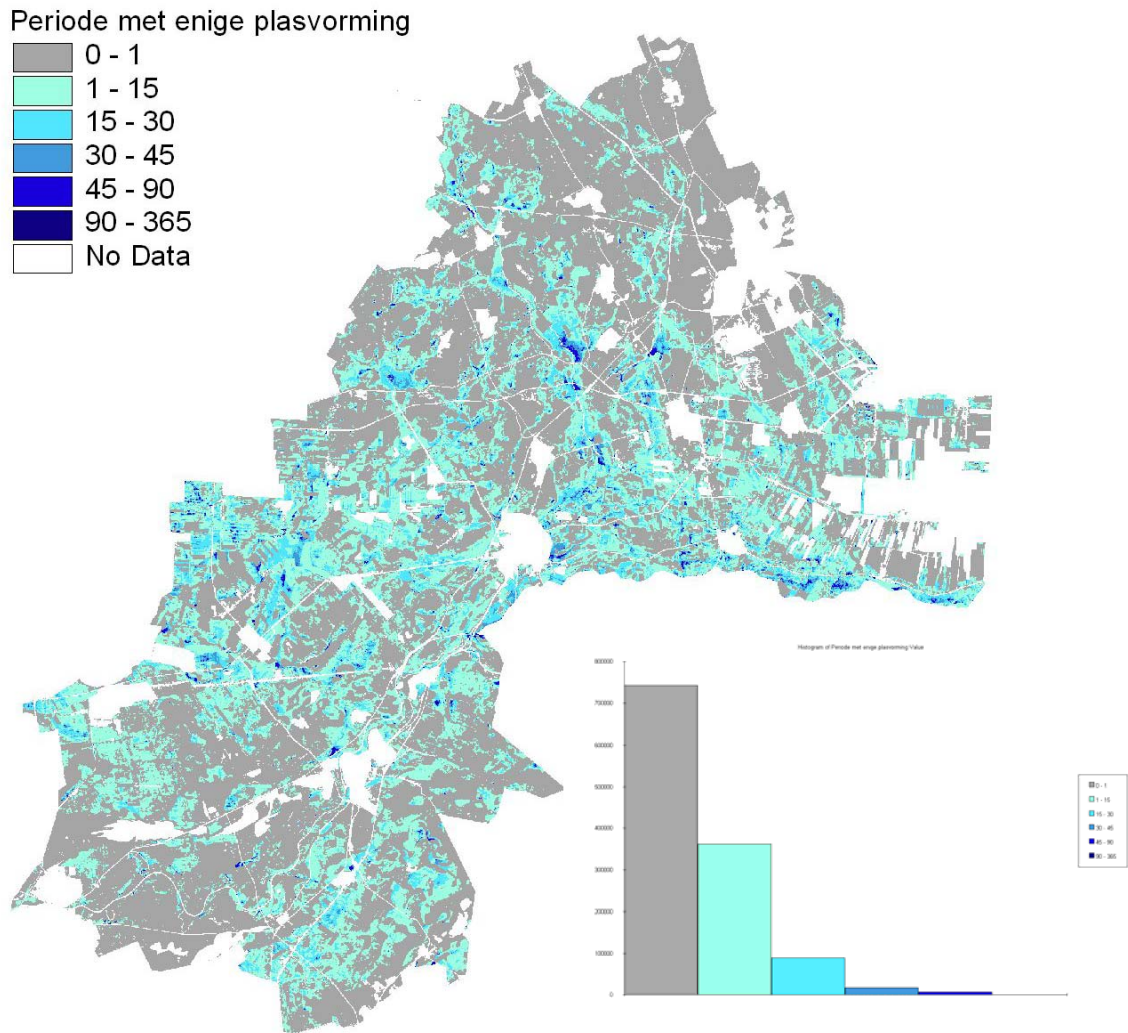


Figuur 7.13 Grondwaterstandniveau dat gedurende 329 dagen per jaar wordt overschreden in cm - mv

7.4 Plasvorming

7.4.1 Duur periode met enige plasvorming

Bij de modellering met SWAP is aangenomen dat de maaiveldhoogte een bepaalde verdeling heeft. Zodra de grondwaterstand het niveau van 15 cm – mv overschrijdt gaat er maaiveldsberging optreden in het maaiveldgreppelsysteem. De duur van deze plasvorming kan variëren van 0 tot 318 dagen (figuur 7.14). Het gemiddeld is 5 dagen, met een standaarddeviatie van 9 dagen.

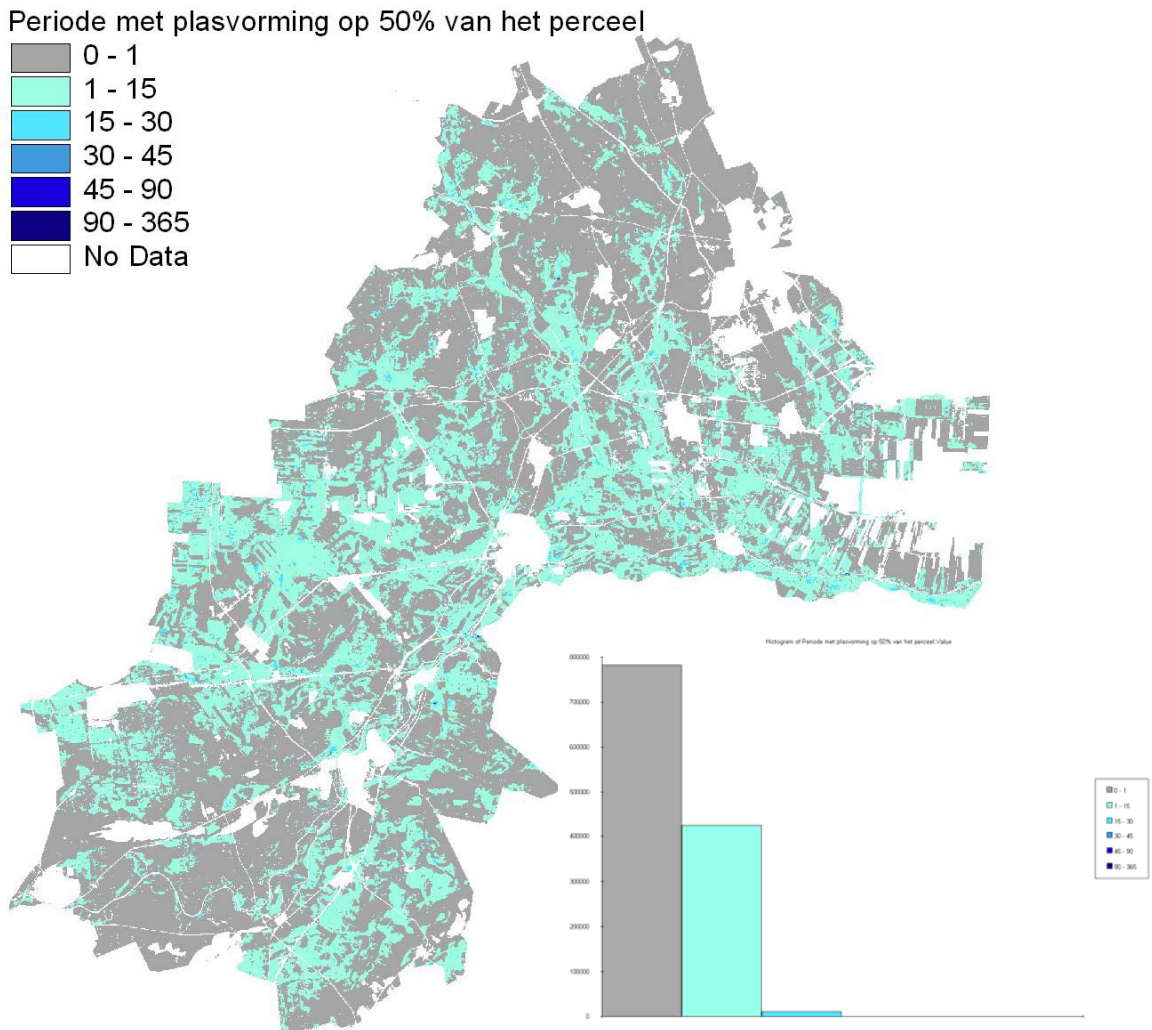


Figuur 7.14 Duur periode met enige plasvorming

7.4.2 Duur plasvorming waarbij 50% van het perceel is geïnundeerd

Bij een grondwaterstand van 15 cm –mv vindt er plasvorming in het maaiveldgreppelsysteem plaats. De maaivelddrainage gaat afvoeren bij een grondwaterstand van 5 cm – mv. Als de grondwaterstand ondanks de maaiveldafvoer stijgt tot 0 cm –mv, dan wordt aangenomen dat het perceel voor 50% onder water

staat. De duur van de plasvorming waarbij het maaiveld voor de helft onder water staat kan variëren van 0 tot 124 dagen (figuur 7.15). Het gemiddelde is 2,1 dagen, met een standaarddeviatie van 3,6 dagen.

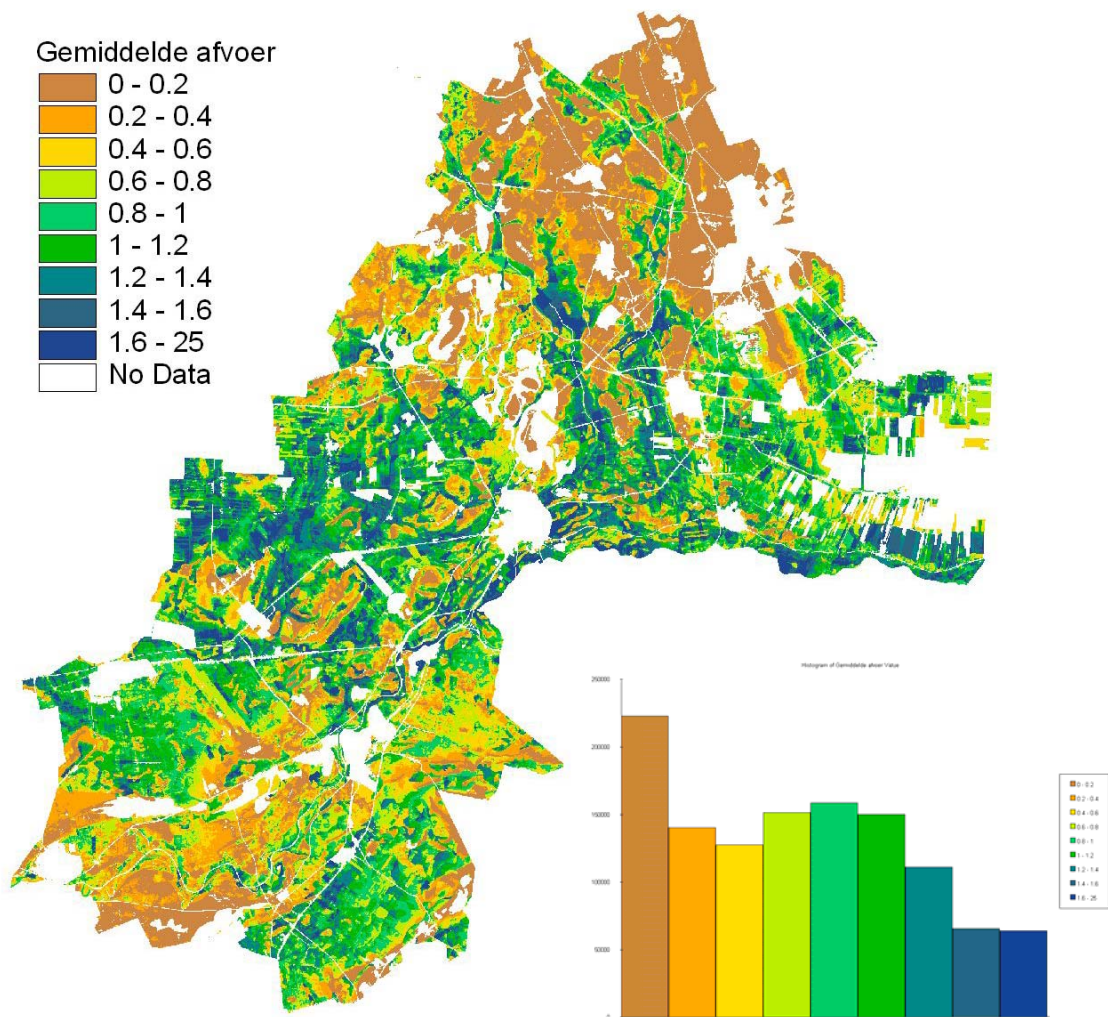


Figuur 7.15 Duur periode met plasvorming waarbij 50% van het perceel onder water staat

7.5 Afvoer

7.5.1 Gemiddelde afvoer

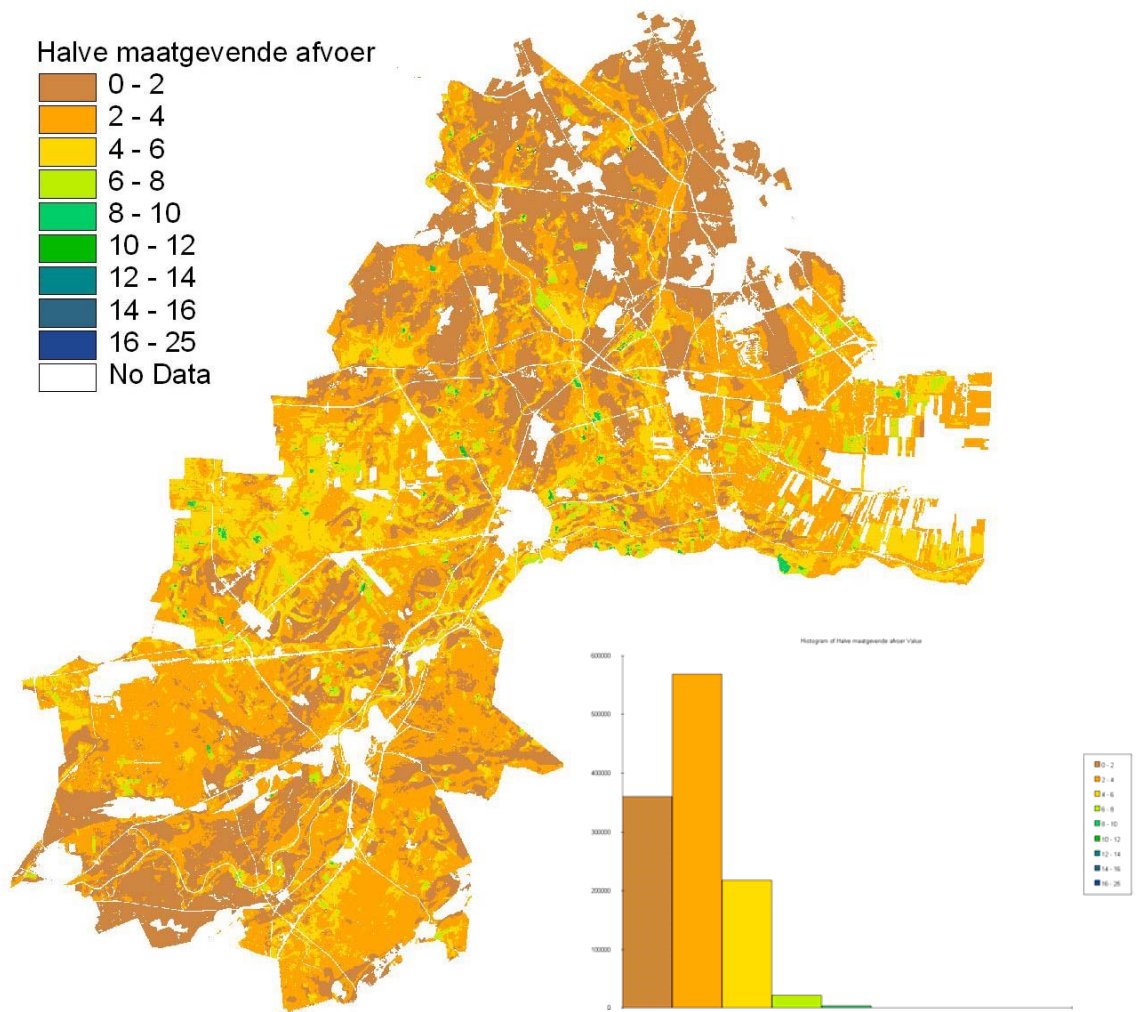
De gemiddelde afvoer varieert tussen 0 - 15,7 mm/d (figuur 7.16). De gemiddelde waarde is 0,76 mm/d, dit komt overeen met een gemiddelde jaarafvoer van 277 mm. De standaardafwijking bedraagt 0,54 mm/d.



Figuur 7.16 Gemiddelde afvoer

7.5.2 Halve maatgevende afvoer

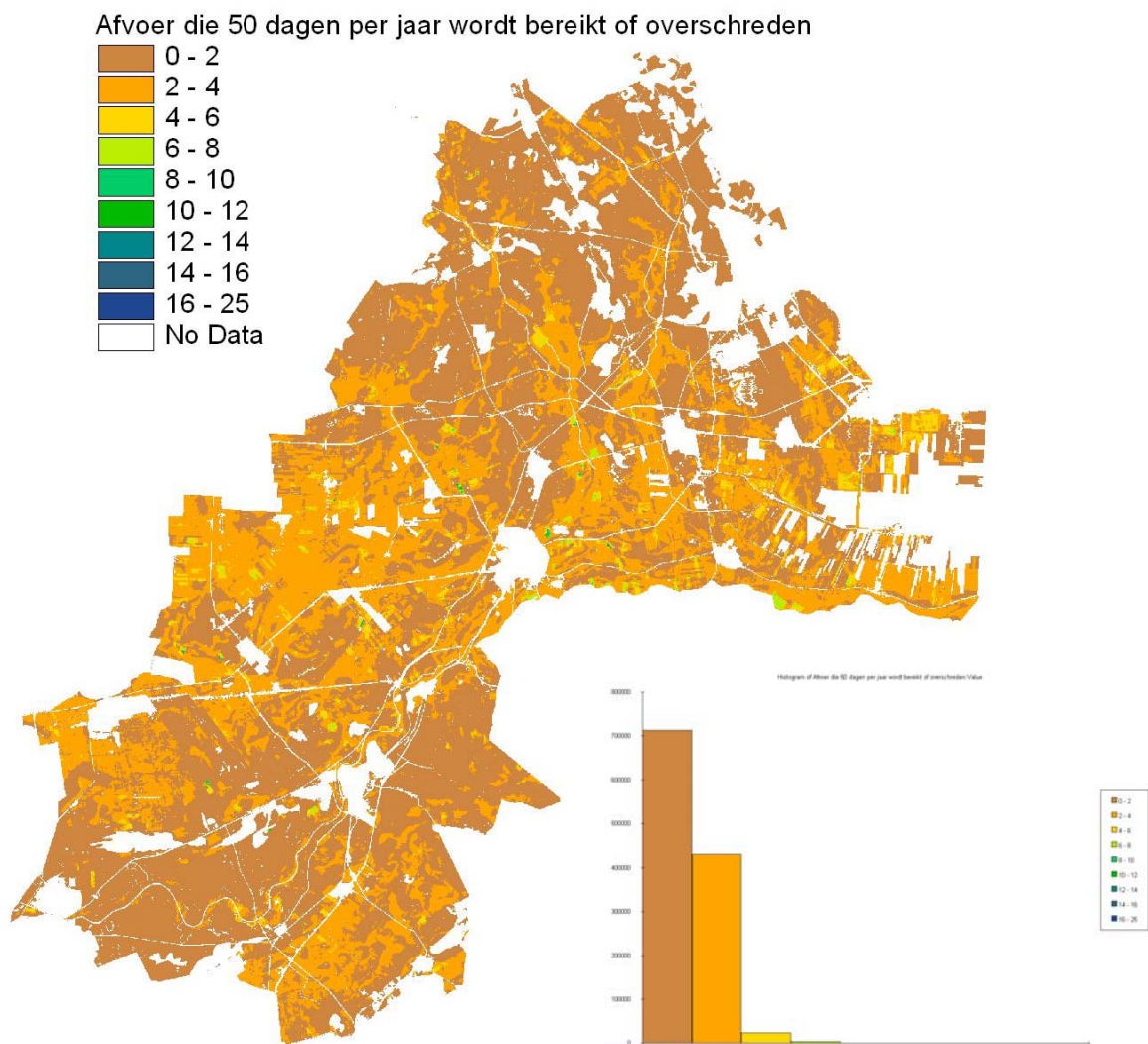
De halve maatgevende afvoer is de afvoer die 15 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden. De halve maatgevende afvoer varieert tussen 0 – 16,7 mm/d (figuur 7.17). De gemiddelde waarde is 2,79 mm/d. Deze waarde is enigszins lager dan de helft dan de maatgevende afvoer ($6,74/2 = 3,37$ mm/d). Dit kan geheel of gedeeltelijk worden verklaard, doordat voor de maatgevende afvoer de specifieke afvoer is gebruikt die gedurende één dag per jaar wordt overschreden, terwijl de definitie uitgaat van een afvoer die 1 á 2 dagen wordt overschreden. Als voor de specifieke afvoer de waarde bij een overschrijding van 1,5 dag was gebruikt, dan waren de verschillen kleiner geweest. De standaardafwijking bedraagt 1,56 mm/d.



Figuur 7.17 Halve maatgevende afvoer

7.5.3 Afvoer die 50 dagen per jaar wordt overschreden

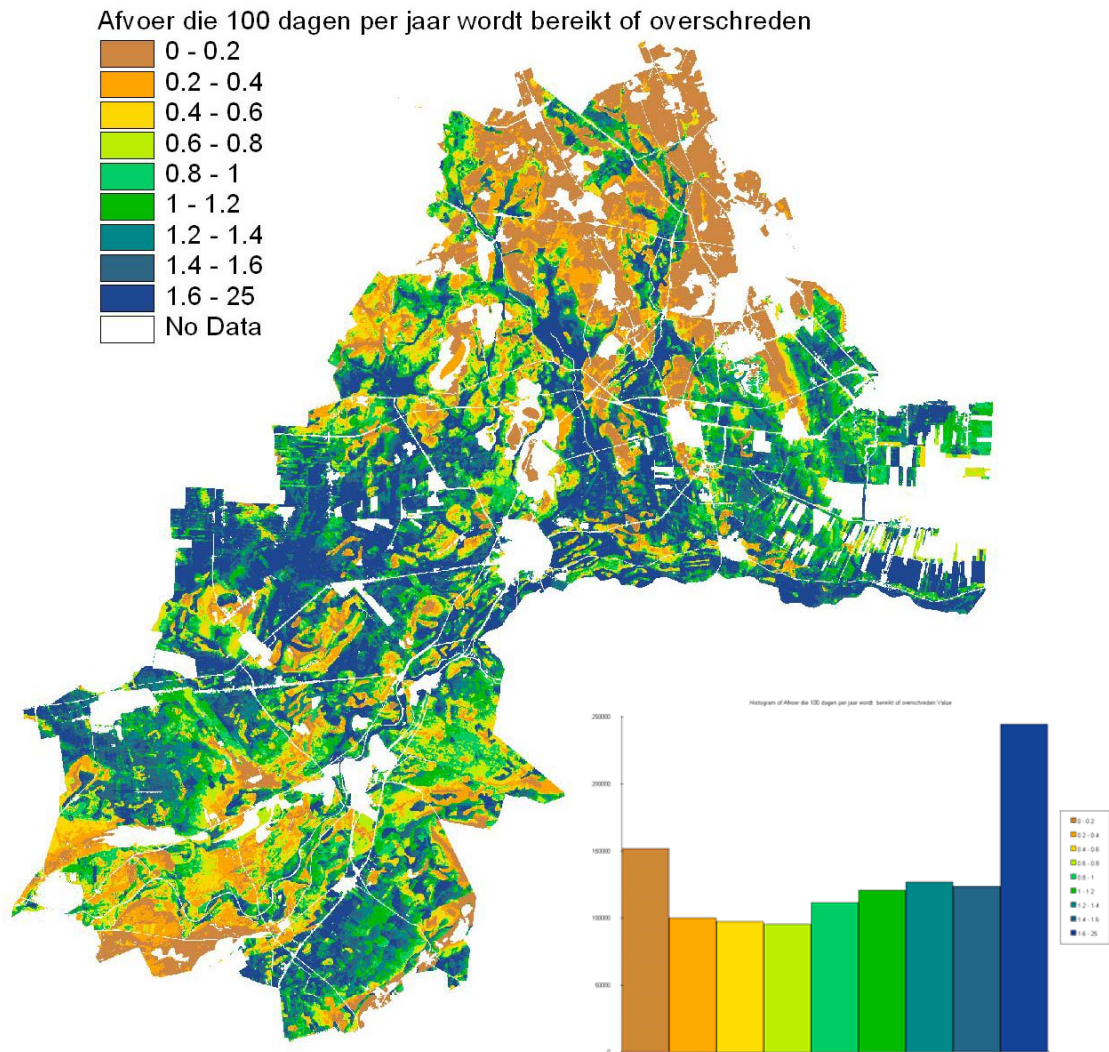
De afvoer die 50 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden varieert tussen 0 – 16,2 mm/d (figuur 7.18). De gemiddelde waarde is 1,66 mm/d. De standaardafwijking bedraagt 1,06 mm/d.



Figuur 7.18 Afvoer die 50 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden

7.5.4 Afvoer die 100 dagen per jaar wordt overschreden

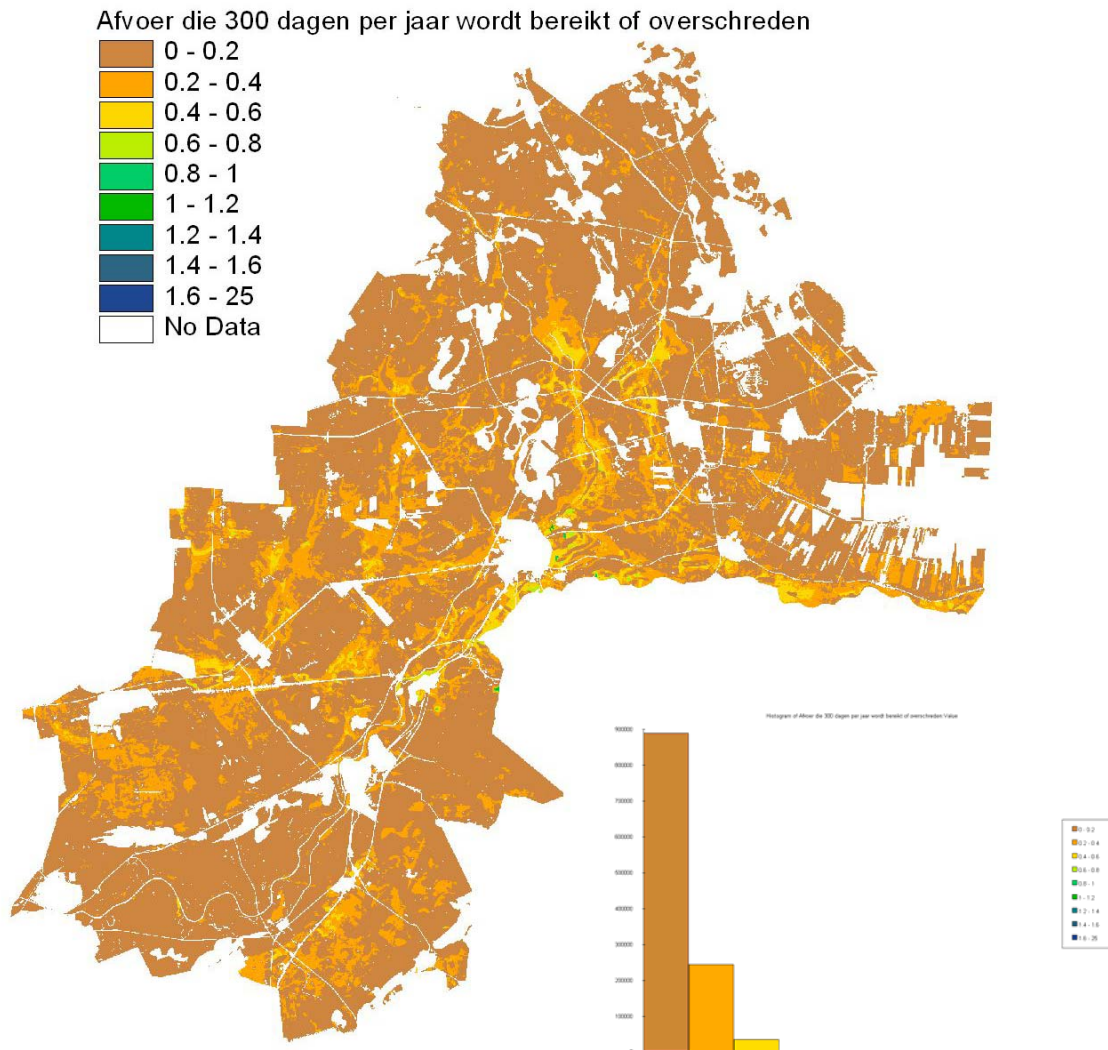
De afvoer die 100 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden varieert tussen 0 – 10,6 mm/d (figuur 7.19). De gemiddelde waarde is 1,05 mm/d. De standaardafwijking bedraagt 0,69 mm/d.



Figuur 7.19 Afvoer die 100 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden

7.5.5 Afvoer die 300 dagen per jaar wordt overschreden

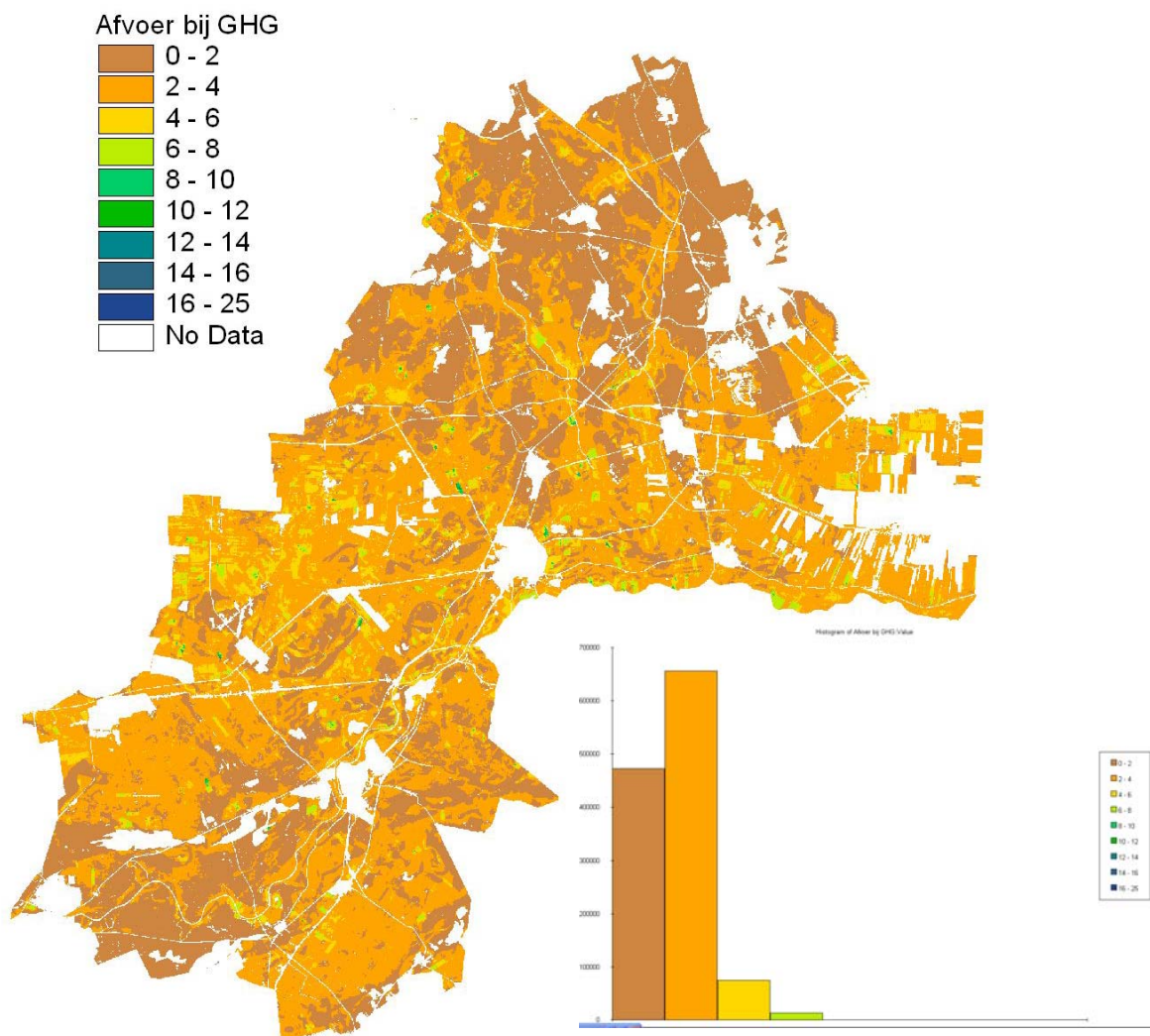
De afvoer die 300 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden varieert tussen 0 – 1,29 mm/d (figuur 7.20). De gemiddelde waarde is 0,11 mm/d. De standaardafwijking bedraagt 0,13 mm/d.



Figuur 7.20 Afvoer die 300 dagen per jaar wordt bereikt of overschreden

7.5.6 Gemiddeld hoogste afvoer

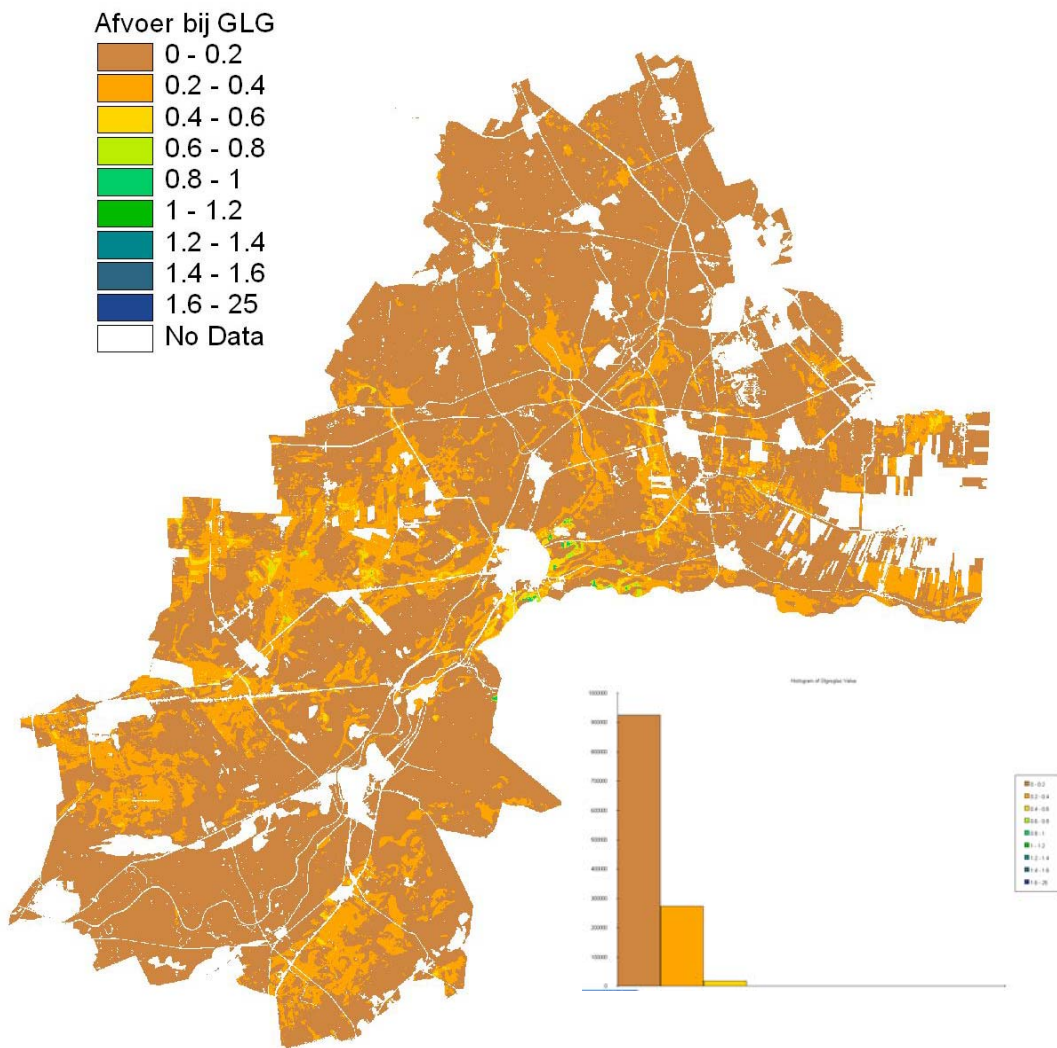
De gemiddeld hoogste afvoer (GHA) is de afvoer op GHG moment en varieert tussen 0 – 17,4 mm/d (figuur 7.21). De gemiddelde waarde is 2,31 mm/d. De standaardafwijking bedraagt 1,42 mm/d. Het grootste deel van het waterschap heeft een afvoer in de klasse 2-4 mm/d. Op de Hondsrug is de afvoer duidelijk lager, nl. 0-2 mm/d.



Figuur 7.21 Gemiddeld hoogste afvoer (mm/dag)

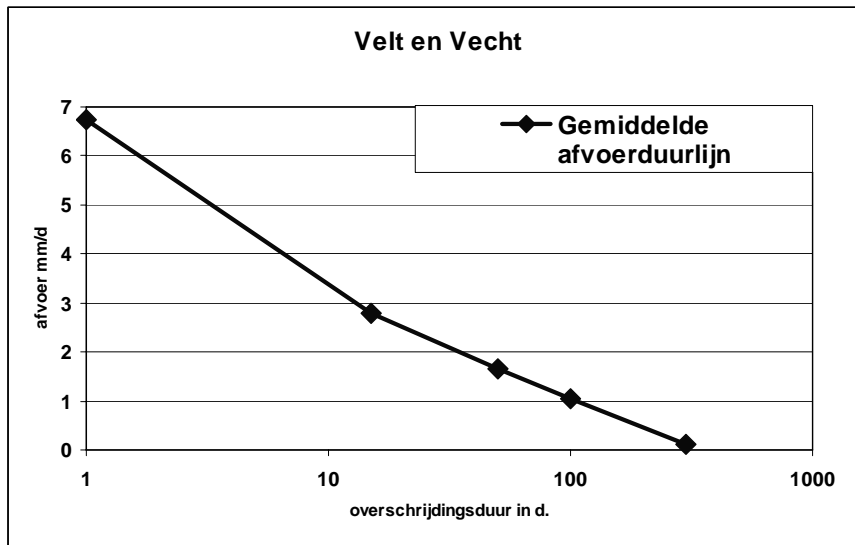
7.5.7 Gemiddeld laagste afvoer

De gemiddeld laagste afvoer is de afvoer op GLG moment en varieert tussen 0 – 1,07 mm/d (figuur 7.22). De gemiddelde waarde is 0,11 mm/d. De standaardafwijking bedraagt 0,12 mm/d. Het grootste deel van het waterschap heeft een afvoer in de klasse 0-0,2 mm/d.



Figuur 7.22 Gemiddeld laagste afvoer (mm/ dag)

Op basis van de kaarten met gemiddelde afvoeren voor verschillende overschrijdingsduren kan een gebiedsgemiddelde afvoerduurlijn worden gegenereerd (figuur 7.23)

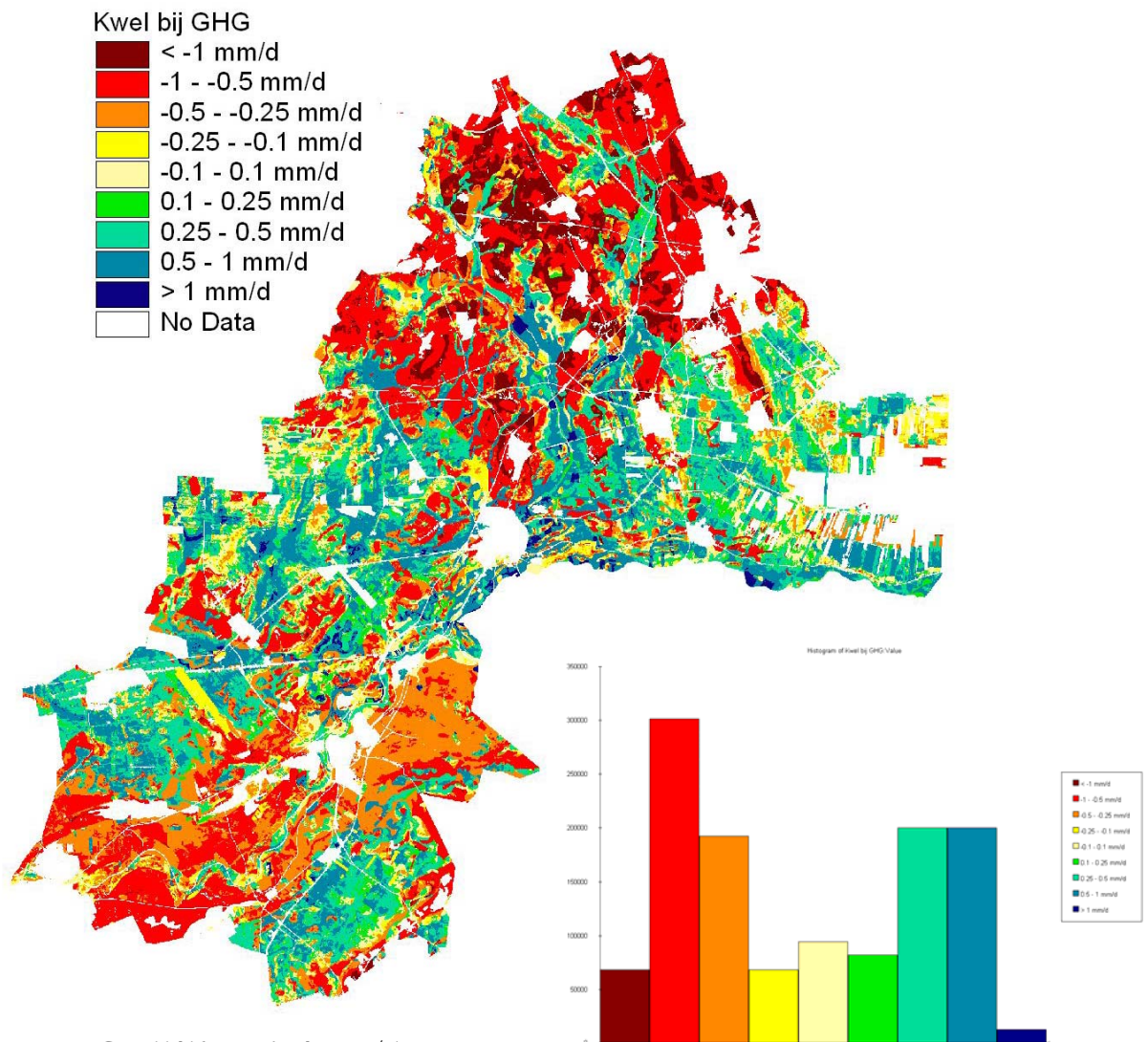


Figuur 7.23 Gemiddelde afvoerduurlijn voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht

7.6 Kwel

7.6.1 Gemiddeld hoogste kwel

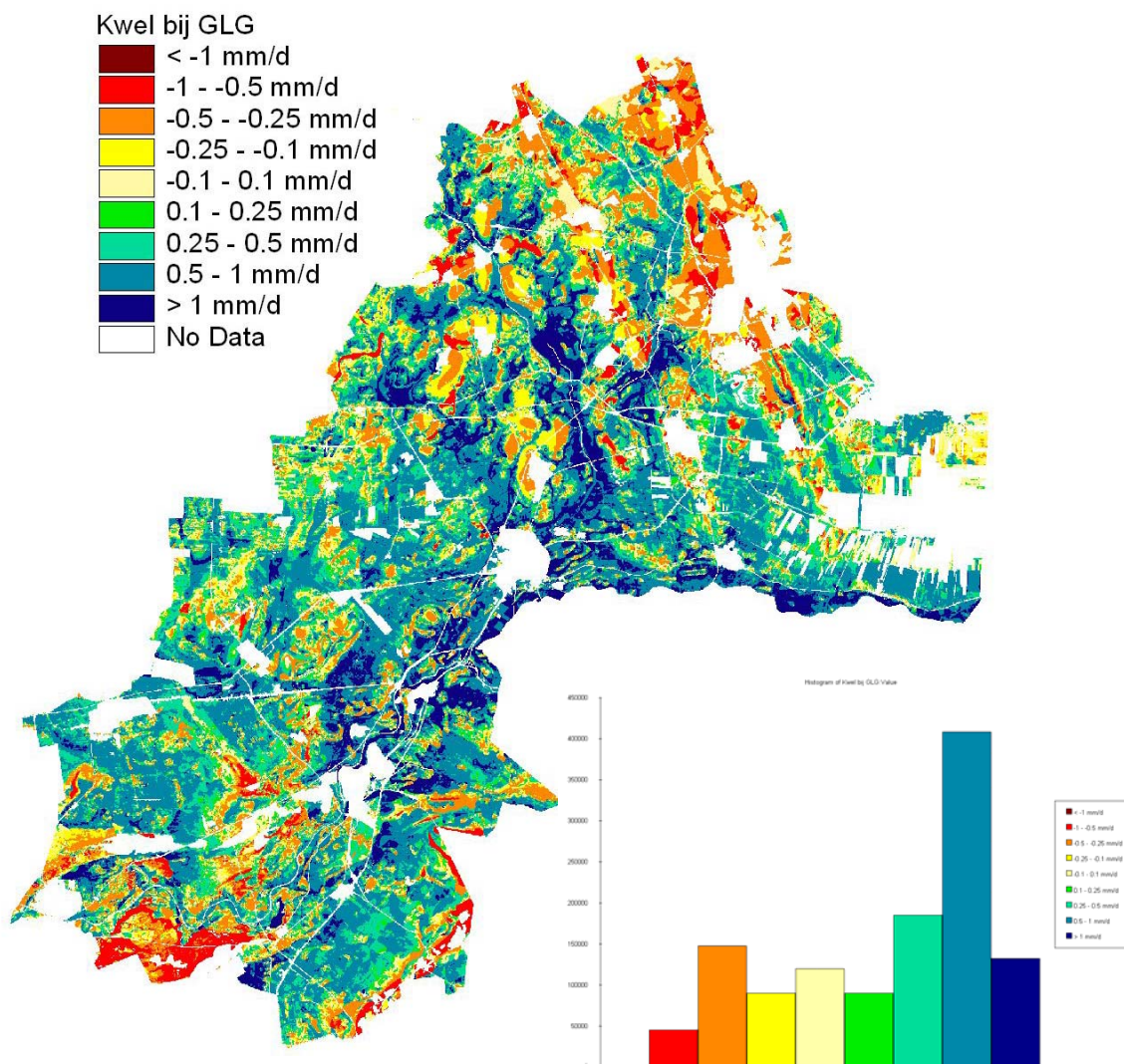
De gemiddeld hoogste kwel (GHK) is de kwel op GHG moment en varieert tussen -1,94 mm/d en 1,91 mm/d (figuur 7.24). Gemiddeld is er een wegzijging van 0,12 mm/d, met een standaarddeviatie van 0,59 mm/d.



Figuur 7.24 Gemiddeld hoogste kwel in mm/d

7.6.2 Gemiddeld laagste kwel

De gemiddeld laagste kwel (GLK) is de kwel op GLG moment en varieert tussen -1,65 mm/d en 2,45 mm/d (figuur 7.25). Gemiddeld is de kwel 0,37 mm/d, met een standaarddeviatie van 0,52 mm/d.



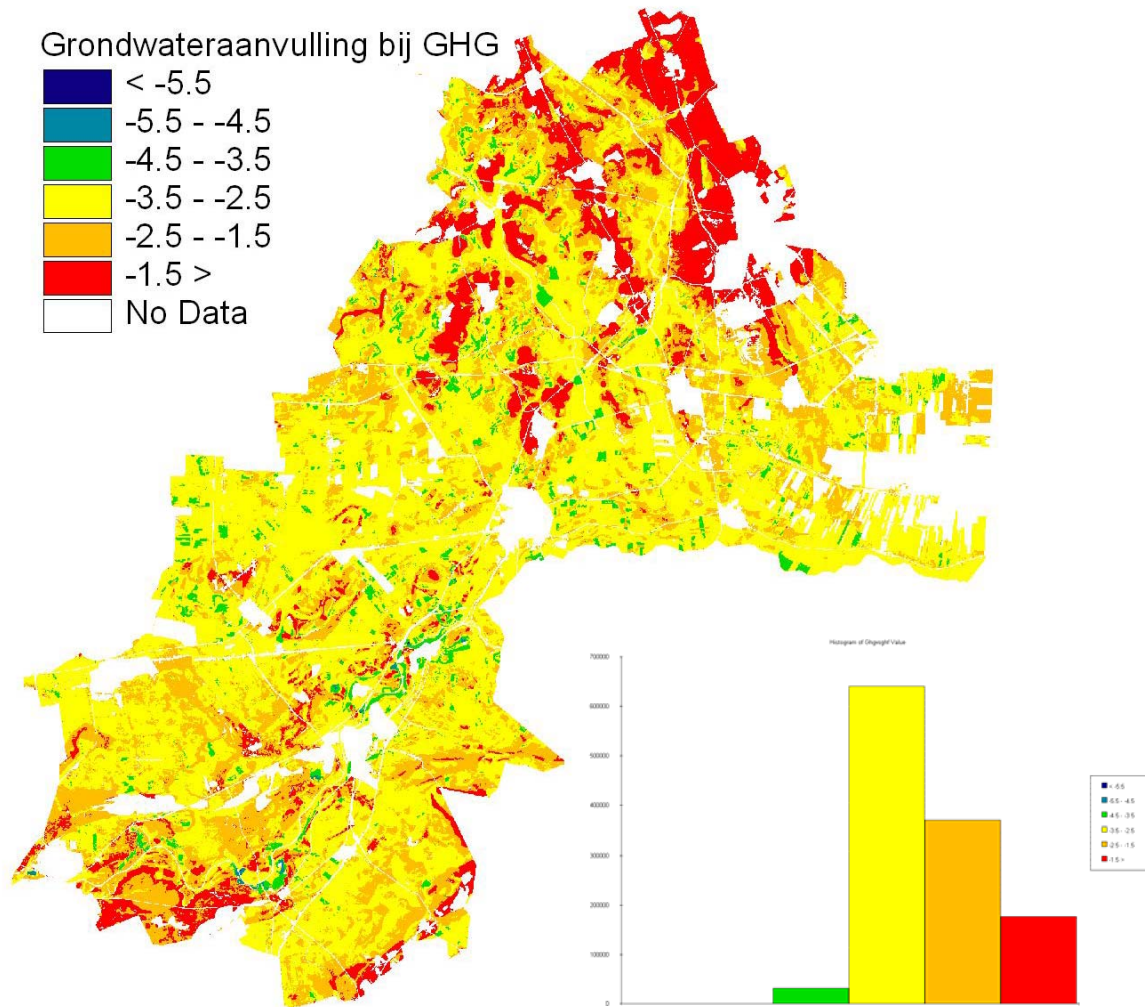
Figuur 7.25 Gemiddeld laagste kwel in mm/d

7.7 Grondwateraanvulling

Voor het bepalen van de grondwateraanvulling is de flux door het grondwatervlak bepaald. Hiervoor zijn de modelresultaten van de SWAP berekeningen gebruikt. In eerste instantie is er een tijdreeks op dagbasis van de grondwateraanvulling gegenereerd. Voor iedere dag is op basis van de grondwaterstand het gemodelleerde bodemcompartiment bepaald waarin zich de grondwaterstand bevindt. Vervolgens is de verticale flux in dit compartiment gehanteerd als grondwateraanvulling. De op deze wijze verkregen tijdreeks van de flux door het grondwatervlak kan vervolgens worden omgezet naar bijvoorbeeld een gemiddeld hoogste flux (GHF), de flux of grondwateraanvulling op GHG moment en een gemiddeld laagste flux (GLF), de flux of grondwateraanvulling op GLG moment.

7.7.1 Gemiddeld hoogste flux

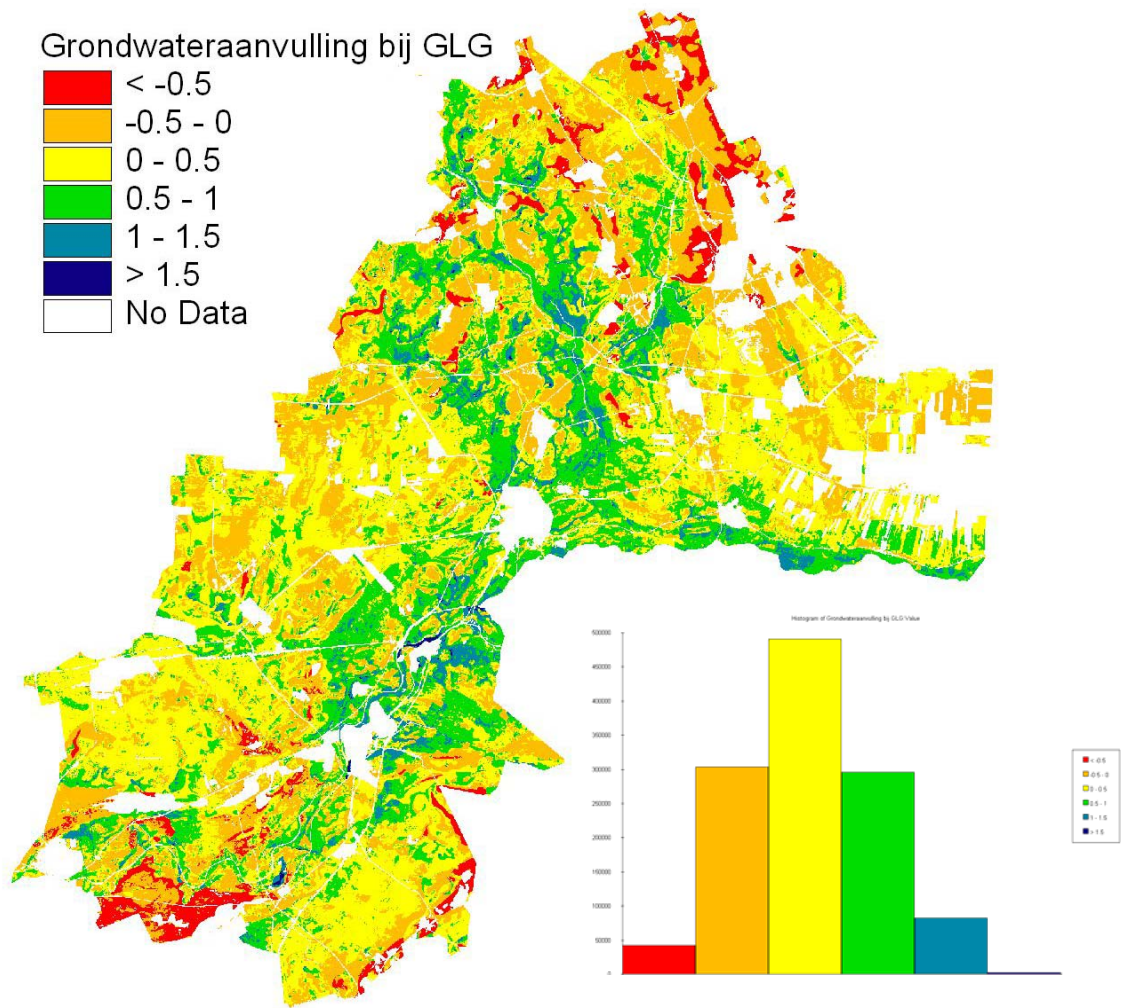
De fluctuatie in grondwateraanvulling op GHG moment varieert tussen -6,21 mm/d en -0,29 mm/d (figuur 7.26). Gemiddeld is de aanvulling -2,39 mm/d, met een standaarddeviatie van 0,72 mm/d.



Figuur 7.26 Grondwateraanvulling in mm/d op GHG-moment

7.7.2 Gemiddeld Laagste Flux

De fluctuatie in grondwateraanvulling op GLG moment varieert tussen -1,06 mm/d en 2,10 mm/d (figuur 7.27). Gemiddeld is de aanvulling 0,30 mm/d, met een standaarddeviatie van 0,45 mm/d.



Figuur 7.27 Grondwateraanvulling in mm/d op GLG-moment

8 Extreme afvoeren

8.1 Inleiding

In paragraaf 7.2.2 is de kaart voor de maatgevende afvoer besproken. Naast de maatgevende afvoer welke 1 á 2 dagen per jaar wordt overschreden heeft het waterschap ook behoefte aan inzicht in afvoeren welke in meer extreme situaties, zoals voor 1 maal in de 10 jaar, 1 maal in de 25 jaar en 1 maal in de 100 jaar, voorkomen. Om voor deze extremen statistisch onderbouwde schattingen te kunnen doen zijn er twee mogelijkheden geselecteerd, nl.:

- Duurlijnmethode, gebaseerd op het berekenen van een afvoer over een voldoende lang tijdvak;
- Extrapolatie van de afvoer voor extreme situaties met de methode volgens Gumbel.

De duurlijnmethode kan worden toegepast op een gemeten of berekende afvoerreeks. Om een waarde voor een bepaalde herhalingstijd af te leiden worden alle data naar grootte gesorteerd. De duurlijn is eigenlijk de cumulatieve frequentieverdeling van de afvoer en geeft voor elke afvoer het aantal dagen per jaar dat deze wordt overschreden. Voor elke afvoergrootte kan vervolgens de herhalingstijd worden bepaald. Langere herhalingstijden, bijv. T=50 jaar, zijn meestal op een gering aantal data gebaseerd, daardoor zijn deze schattingen minder nauwkeurig. Om deze methode voor kleine overschrijdingskansen toe te kunnen passen is proefondervindelijk vastgesteld dat een reekslengte vereist is die naar schatting minimaal 5 maal de herhalingstijd T omvat. Op basis van een reeks van 30 jaar kan nog wel een uitspraak worden gedaan voor een herhalingstijd van 6 jaar, maar voor een herhalingstijd van 25 jaar is een meetreeks van minimaal 125 jaar vereist. Om voor waterschap Velt en Vecht voor langere herhalingstijden een betere schatting te kunnen doen van de afvoer is de meetreeks verlengd. Voor het station De Bilt is inmiddels een neerslagreeks van 95-jaar beschikbaar. Deze meetreeks is gebruikt om met SWAP berekeningen uit te voeren voor die schematisatieeenheden die liggen binnen het beheergebied van waterschap Velt en Vecht.

De tweede methode is gebaseerd op de theorie van Gumbel. Gumbel heeft laten zien dat voor een ongelimiteerde variabele, die gehoorzaamt aan een statistische verdeling van het exponentiële type, de kans dat de grootste waarde in een verzameling met omvang n gelijk is aan of kleiner is dan een zekere waarde wordt gegeven door de Gumbel extreme waarde Type 1 verdeling:

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{(m-a)}{b}}}$$

Hierin is:

m = gemiddelde van dataset

s = standaarddeviatie van de dataset

$a = m - 0,5772 b$

$b = (s \cdot \sqrt{6}) / \pi$

Om de afvoer bij een kans van voorkomen van 1 maal in de T-jaar te bepalen wordt de volgende relatie volgens Gumbel gebruikt:

$$\text{Afvoer} = a - b (\ln (-\ln (1 - p)))$$

Hierin is:

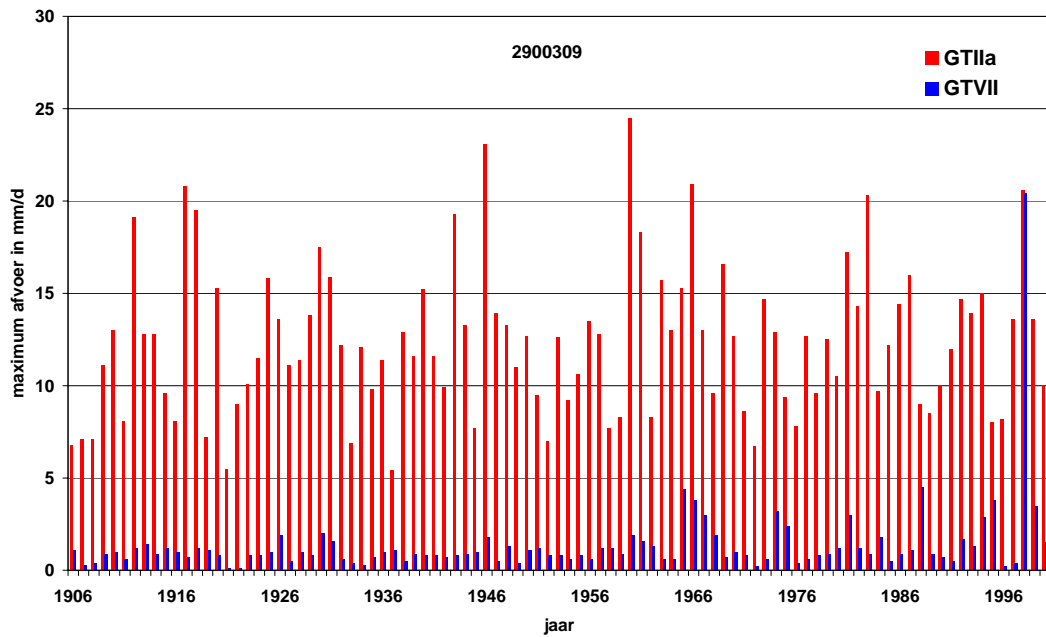
p = kans van voorkomen, $p=0.01$ is eenmaal in de 100 jaar.

Voor verschillende waarden van p (bijvoorbeeld $p = 0,5; 0,2; 0,1; 0,05; 0,02; 0,01$) is vervolgens de afvoer te bepalen. Door het beschikbaar komen van een langere meetreeks met neerslaggegevens voor De Bilt is het mogelijk om het effect van een relatief korte tijdreeks van 30 jaar en een langere tijdreeks van 95 jaar op de afvoer bij langere herhalingsperiodes te onderzoeken.

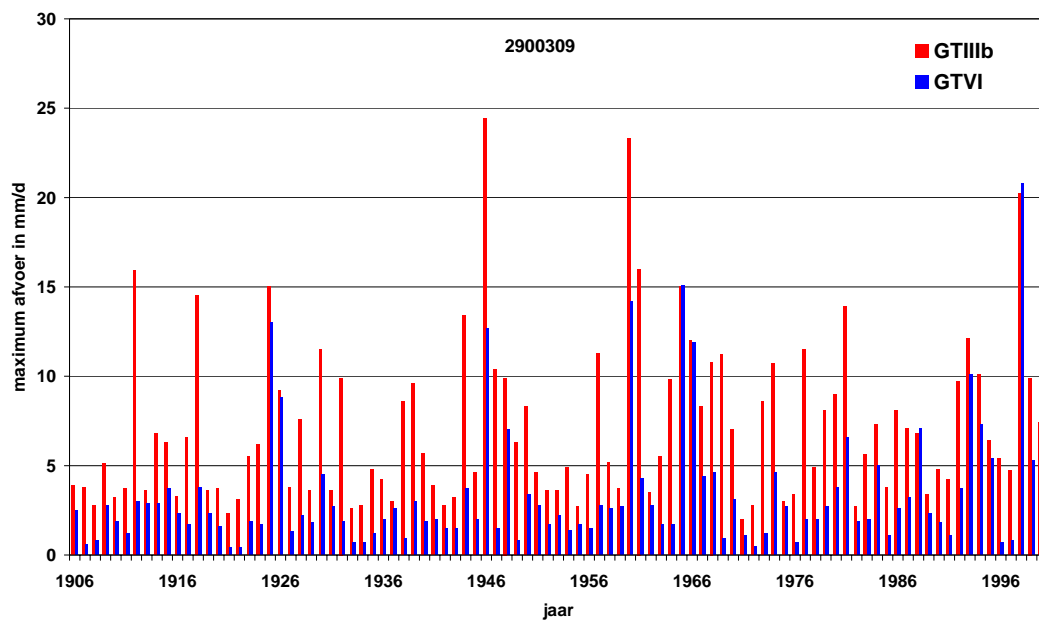
8.2 Vergelijking duurlijnmethode en Gumbel per Gt

Voor de berekende afvoerreeks over 95 jaar wordt voor elk afzonderlijk jaar de meest extreme afvoer geselecteerd. In figuur 8.1 zijn de jaarmaxima weergegeven voor Gt IIa en Gt VII. Duidelijk is te zien dat de jaarmaxima voor Gt IIa hoger zijn dan voor Gt VII. Alleen in 1998 benaderen de afvoeren voor beide Gt's elkaar. Ook blijkt dat de afvoer voor Gt VII het grootst is in 1998, terwijl voor Gt IIa nog vier jaren kunnen worden onderscheiden waarbij de afvoer groter is dan in 1998. Dit kan worden verklaard door het verschil in grondwaterstand tijdens de uitgangssituatie (voorgeschiedenis) van een extremere neerslaggebeurtenis. Voor een Gt IIa is deze begingrondwaterstand over het algemeen hoger, waardoor de bergingsmogelijkheden in de bodem geringer zijn dan de bergingsmogelijkheden voor een Gt VII. Dit heeft tot gevolg dat een Gt VII alleen onder zeer extreme omstandigheden of langdurig natte omstandigheden tot hoge afvoeren zal leiden, terwijl een Gt IIa veel frequenter tot hoge afvoeren zal leiden aangezien er bij de uitgangssituatie al vaak hoge grondwaterstanden voorkomen en de hiermee samenhangende beschikbare bodemberging vaak gering is.

Voor Gt IIIb en Gt VI zien we hetzelfde beeld (figuur 8.2). De afvoer van Gt IIIb is overwegend groter dan Gt VI. Voor de jaren 1965, 1987 en 1998 is de berekende afvoer voor Gt VI echter groter dan voor Gt IIIb. Dit is waarschijnlijk ook het gevolg van verschillen in de voorgeschiedenis en de hiermee samenhangende uitgangssituatie voor een neerslaggebeurtenis in combinatie met de neerslagverdeling en duur van de neerslaggebeurtenis. Indien de uitgangssituatie voor een Gt IIIb natter is dan een Gt VI zal de hoge afvoer voor een Gt IIIb eerder op gang komen, waardoor de hoge afvoer over meerdere dagen kan worden uitgespreid en de afvoerpiek derhalve mogelijk iets lager uit kan komen. De grootste afvoer treedt op voor Gt IIa in 1960, IIIb in 1946 en voor Gt VI en VII in 1998.



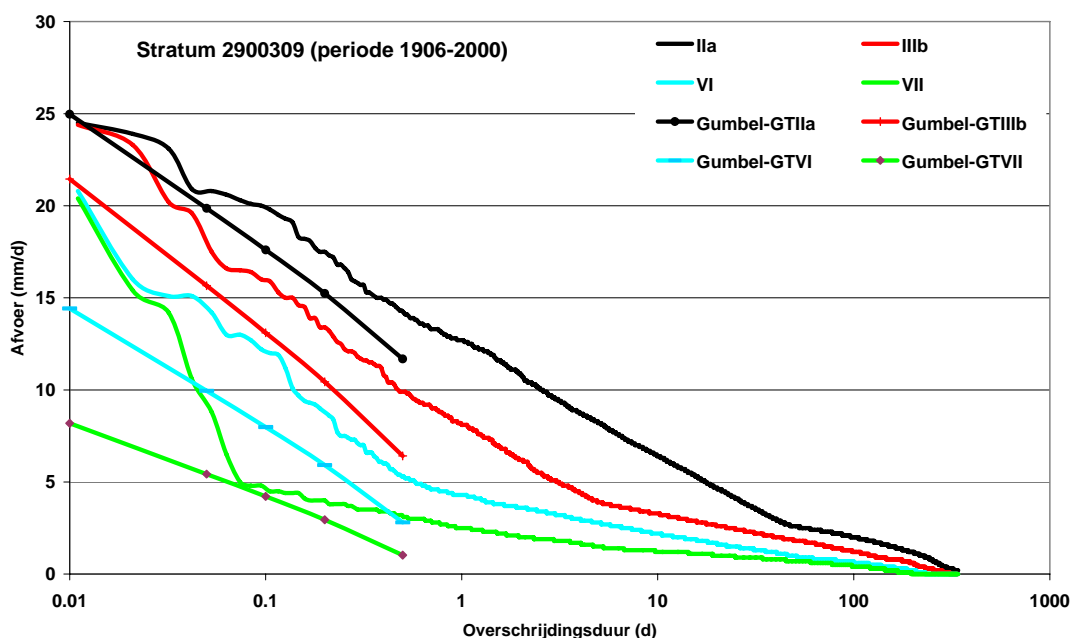
Figuur 8.1 Maximale dagafvoer per jaar in mm/d voor Gt IIa en Gt VII gelegen binnen schematisatie-eenheid 2900309 voor de periode 1906-2000.



Figuur 8.2 Maximale dagafvoer per jaar in mm/d voor Gt IIIb en Gt VI gelegen binnen schematisatie-eenheid 2900309 voor de periode 1906-2000.

In figuur 8.3 zijn de duurlijnen voor de Gt's IIa, IIIb, VI en VII weergegeven gebaseerd op een rekenperiode van 95 jaar. In dezelfde figuur zijn de hieruit afgeleide afvoeren volgens de methode van Gumbel met een overschrijdingsduur van 0,5 tot 0,01 weergegeven.

Uit figuur 8.3 blijkt dat bij grotere overschrijdingsduren voor alle Gt's een lineair verband wordt gevonden tussen de logaritme van de overschrijdingsduur en de afvoer. Verder blijkt voor alle Gt's op zeker moment een versterkte toename van de afvoer. Dit is een gevolg van het stijgen van de grondwaterstand tot in maaiveld. Als de grondwaterstand tot in maaiveld is gestegen vindt er plasvorming plaats. Nadat de berging op het maaiveld is gebruikt gaat de bodem reageren als verhard oppervlak. Deze situatie treedt bij nattere Gt's frequenter op dan bij drogere Gt's. Voor schematisatie eenheid 2900309 Gt IIa bedraagt de overschrijding ca 46 dagen, bij Gt IIIb ca 5 dagen, bij Gt VI ca 0,7 dag en bij GT VII ca 0,07 dag.



Figuur 8.3 Afvoerduurlijnen voor GT IIa, IIIb, VI en VII gebaseerd op berekeningen voor eenheid 2909309 voor de periode 1906-2000 en de hieruit afgeleide extremen met de methode volgens Gumbel

De met deze Gumbel methode afgeleide waarden liggen veelal aanmerkelijk lager dan de duurlijn aangeeft. Gumbel wijkt dus voor langere herhalingstijden af van de duurlijn. Voor relatief natte situaties zoals GT IIa is er een redelijke overeenkomst. Voor drogere situaties is er een sterke onderschatting van de extreme afvoeren. De verklaring voor dit verschil kan worden gezocht in het feit dat de afvoerreeks niet meer voldoet aan dezelfde statistische verdeling van het exponentiële type. Doordat de bodemberging op een bepaald moment is opgebruikt, stijgt de grondwaterstand nauwelijks meer en neemt de doordegrondse afvoer (afvoer via de bodem) naar de waterlopen ook nauwelijks verder toe, wel neemt de overdegrondse afvoer (afvoer over het maaiveld) sterk toe. De neerslag die valt op het gebied dat via maaiveldafvoer afvoert, wordt nu vrijwel direct en volledig afgevoerd, dit gebied

reageert als verhard oppervlak. Dit is terug te zien in de duurlijnen die een knik vertonen. Hierdoor is de afvoerreeks niet meer homogeen.

De berekeningen zijn gebaseerd op de periode 1906-2000, derhalve 95 jaar. Meestal wordt echter gebruikt gemaakt van een kortere perioden, bijv. 10 of 30 jaar. Om inzicht te krijgen in het effect van de lengte van de gebruikte reeks zijn de resultaten volgens de Gumbel methode vergeleken, waarbij de resultaten zijn gebaseerd op een rekenperiode van 10, 30 en 95 jaar, voor afvoeren met een kans van voorkomen van 1 dag per 100 jaar (tabel 8.1).

Tabel 8.1 Afvoeren in mm/d die eenmaal per 100 jaar worden overschreden bepaald met de methode van Gumbel

Rekenperiode ($p=0.01$)	GT IIa	GT IIIb	GT VI	GT VII
1991-2000	24.61	23.85	24.82	22.54
1971-2000	23.37	19.68	16.28	13.53
1906-2000	24.97	21.45	14.42	8.19
Max. meetreeks	24.5	24.4	20.8	20.4

Uit tabel 8.1 blijkt dat de maximale afvoer, bepaald met Gumbel op basis van afvoerreksen voor verschillende periodelengten, voor natte Gt's goed overeenkomen. Naarmate de Gt's in drogere gebieden zijn gesitueerd nemen de verschillen sterker toe. Voor de droge Gt VII verhouden de afvoeren, op basis van een rekenperiode van resp. 10, 30 en 95 jaar zich als 2,75:1,65:1. De maximale afvoer voor de verschillende Gt's op basis van de 95-jarige reeks verschilt relatief weinig tussen de verschillende Gt's, omdat in alle gevallen de grondwaterstand tot in maaiveld is gestegen.

Voor het gebruik van de Gumbel verdeling wordt uitgegaan van stationariteit. Indien gekeken wordt per Gt voldoet de afvoertijdreeks niet aan het stationariteitsprincipe. Het afvoerproces is immers grofweg onder te verdelen in een doordegrondse afvoer en een overdegrondse afvoer. Indien de specifieke afvoer bekeken wordt, de afvoer per Gt, is de overgang van doordegrondse afvoer naar overdegrondse afvoer eveneens een belangrijk aspect, hetgeen tot uiting komt in de afvoerduurlijn per Gt (figuur 8.3). Bij het gebruik van de Gumbelverdeling wordt gebruik gemaakt van de jaarextremen. Voor een natte Gt zullen de jaarextremen hoofdzakelijk betrekking hebben op een situatie met overdegrondse afvoer. Naarmate de Gt droger wordt neemt de kans toe dat de jaarextremen naast een situatie met overdegrondse afvoer ook betrekking heeft op een situatie met alleen doordegrondse afvoer. Beide afvoertypen hebben hun eigen verdeling die onderling verschilt. In deze situatie voldoet de tijdreeks niet meer aan het stationariteitscriterium. Dit heeft tot gevolg dat de Gumbel voorspelling steeds verder af gaat wijken van het berekende afvoerverloop (figuur 8.3). Deze afwijking heeft tot gevolg dat de afvoer volgens de Gumbelverdeling te laag wordt ingeschat. Daarnaast valt op dat zowel de afvoerduurlijn als de afvoer op basis van de Gumbelverdeling naarmate de Gt droger wordt steeds meer af gaat wijken van de bekende vuistregels uit het Cultuurtechnisch Vademecum. Blaauw (1962) heeft vastgesteld dat de gebiedsafvoer een lineair verband heeft indien de overschrijdingsduur logaritmisch wordt weergegeven. De verhouding tussen de maatgevende afvoer met een herhalingstijd van 1 à 2 dagen per

jaar en de afvoer met een herhalingstijd van 1 maal per 10 jaar is ongeveer 1.4 en met een herhalingstijd van 1 maal per 100 jaar 1.9. Naarmate de Gt droger wordt is de verhouding tussen de maatgevende situatie en deze herhalingstijden steeds groter (tabel 8.2). Deze afwijking is het gevolg van de overgang van hoofdzakelijk doordegrondse afvoer naar overdegrondse afvoer.

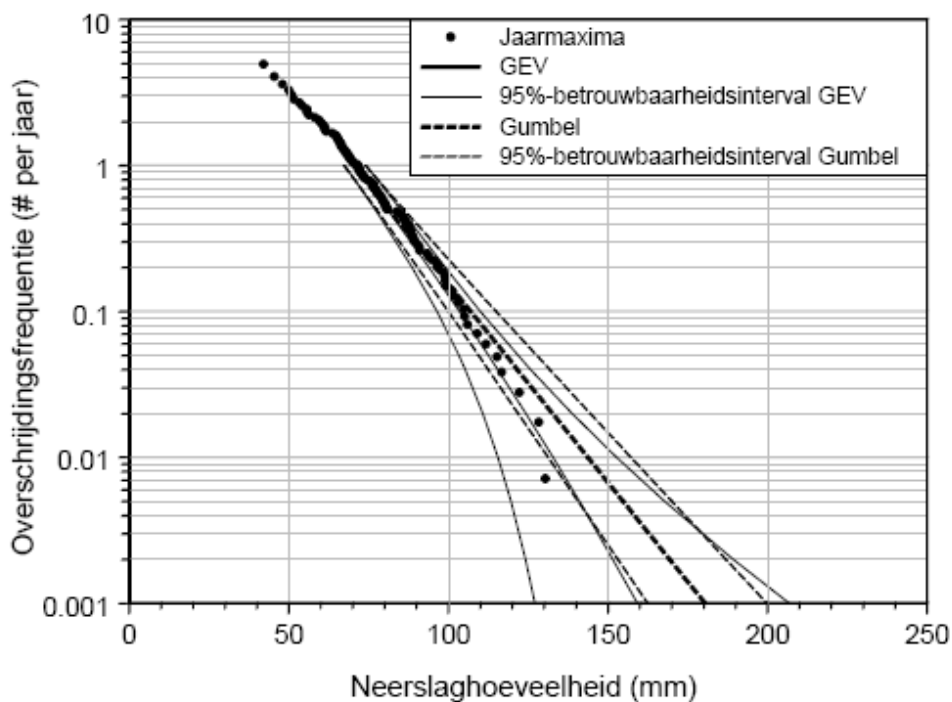
Tabel 8.2 Afvoer (mm/dag) en afvoerverhouding (tov maatgevend) voor verschillende herhalingstijden en berekeningsmethoden.

	Q1*		Q10		Q100	
	Afvoer	verhouding	Afvoer	verhouding	Afvoer	verhouding
Blaauw		1		1.4		1.9
Duurlijn methode						
Gt IIa	12.7	1	19.9	1.57	24.5	1.93
Gt IIIb	8.1	1	16	1.98	24.4	3.01
Gt VI	4.3	1	12.1	2.81	20.8	4.84
Gt VII	2.5	1	4.6	1.84	20.4	8.16
Gumbel methode						
Gt IIa	12.3	1	17.6	1.43	24.97	2.03
Gt IIIb	7.2	1	13.1	1.82	21.45	2.98
Gt VI	3.4	1	7.98	2.35	14.42	4.24
Gt VII	1.4	1	4.22	3.01	8.19	5.85

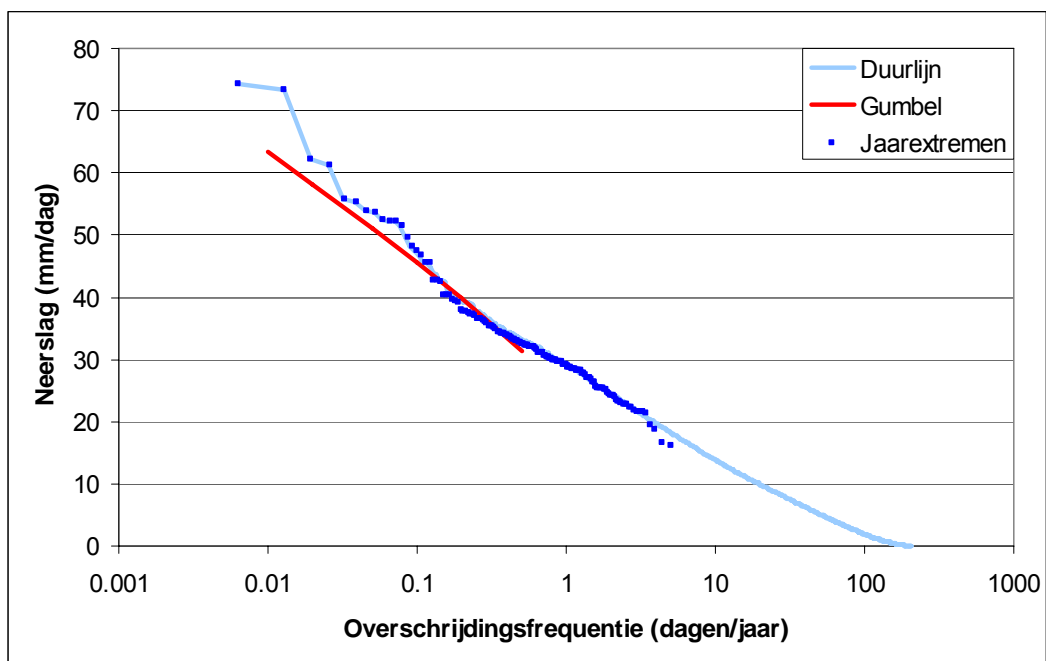
* Voor de Q1 bij de Gumbel methode is het gemiddelde van de jaarextremen gehanteerd

8.3 Vergelijking duurlijnmethode en Gumbel op stroomgebiedsniveau

Een stroomgebied bestaat uit een areaal met veelal een grote verscheidenheid aan bodem-Gt combinaties. Hierdoor is er naar verwachting geen scherpe overgang tussen een situatie met hoofdzakelijk doordegrondse afvoer of hoofdzakelijk overdegrondse afvoer. De grote verscheidenheid aan Gt's, gecombineerd met verschillende bodemkundige en waterhuishoudkundige omstandigheden hebben immers tot gevolg dat de snelle afvoer via de overdegrondse afvoer geleidelijk toeneemt naarmate de situatie natter is. Hierdoor voldoet een gebiedsafvoer eerder aan het stationariteitscriterium en heeft de afvoerduurlijn een recht verloop indien deze halflogaritmisch wordt uitgezet. Ook neerslaggegevens kunnen worden geanalyseerd met behulp van de Gumbelmethode. Indien wederom gekeken wordt naar de verhouding tussen de neerslag met een herhalingstijd van 1 maal per jaar en de neerslag met een herhalingstijd van 1 maal per 10 en 1 maal per 100 jaar zijn de verhoudingen respectievelijk ≈ 1.5 en ≈ 2 (figuur 8.4 en 8.5). Ook Buishand en Velds (1980) geven eenzelfde ordegrrootte voor deze verhouding. Indien gekeken wordt naar de dagneerslagen ($k=1$) worden dezelfde verhoudingen bij zowel de duurlijn als de Gumbelverdeling gevonden (figuur 8.5). De extrapolatie op basis van de Gumbel-methode ligt, zoals verwacht mag worden ongeveer in het verlengde van de duurlijn.



Figuur 8.4 Overschrijdingsfrequenties van 8-daagse neerslaghoeveelbeden volgens de GEV verdeling en de Gumbel verdeling van De Bilt inclusief 95%-betrouwbaarheidsintervallen. Tevens zijn de jaarmaxima van De Bilt voor het tijdvak 1906-2003 weergegeven (Wijngaard et al., 2005).



Figuur 8.5 Overschrijdingsduur van de neerslag alsmede de jaarextremen en de hierop gebaseerde Gumbelverdeling voor dagelijkse neerslaghoeveelbeden voor De Bilt (periode 1851-2006) (de neerslaghoeveelbeden zijn niet gecorrigeerd voor verschillen in de meetopstelling en/of windeffect)

Om een vergelijking uit te voeren tussen de duurlijnmethode en de Gumbelmethode zijn een aantal stroomgebieden geselecteerd met een oppervlak variërend van 3000 tot 4300 ha. Dit betekent dat geen rekening hoeft te worden gehouden met het gebiedsgrootte effect als gevolg van looptijdverschillen. Omdat berekeningen beschikbaar zijn voor 30 jaar en 100 jaar worden in figuur 8.6 per stroomgebied 4 lijnen gepresenteerd. Indien gekeken wordt naar de afvoerduurlijn voor stroomgebieden dan lijkt de afvoerverhouding voor 1 maal per 10 jaar iets te hoog en voor 1 maal per 100 jaar veel te hoog. Uit figuur 8.6 blijkt dat het Oranjekanaal zich afwijkend gedraagt, de berekende afvoeren zijn relatief laag. Verder blijkt dat de voorspellingen volgens met de Gumbelmethode structureel lager liggen dan volgens de duurlijnmethode. De berekende extreme afvoeren op basis van een 30-jarige en een 95-jarige meetreeks verschillen weinig, waarbij de voorspellingen op basis van een 95-jarige meetreeks veelal licht hoger uitvallen. De duurlijn op basis van een 30-jarige meetreeks ligt altijd hoger dan de voorspellingen volgens Gumbel. Verder zien we dat de voorspellingen op basis van een 95-jarige duurlijn en een 30 jarige duurlijn voor overschrijdingsduren groter dan 0,1 dag praktisch aan elkaar gelijk zijn, maar voor overschrijdingsduren korter dan 0,1 dag van elkaar gaan verschillen. In tabel 8.3 zijn afvoerverhoudingen bij verschillende overschrijdingsduren vergeleken.

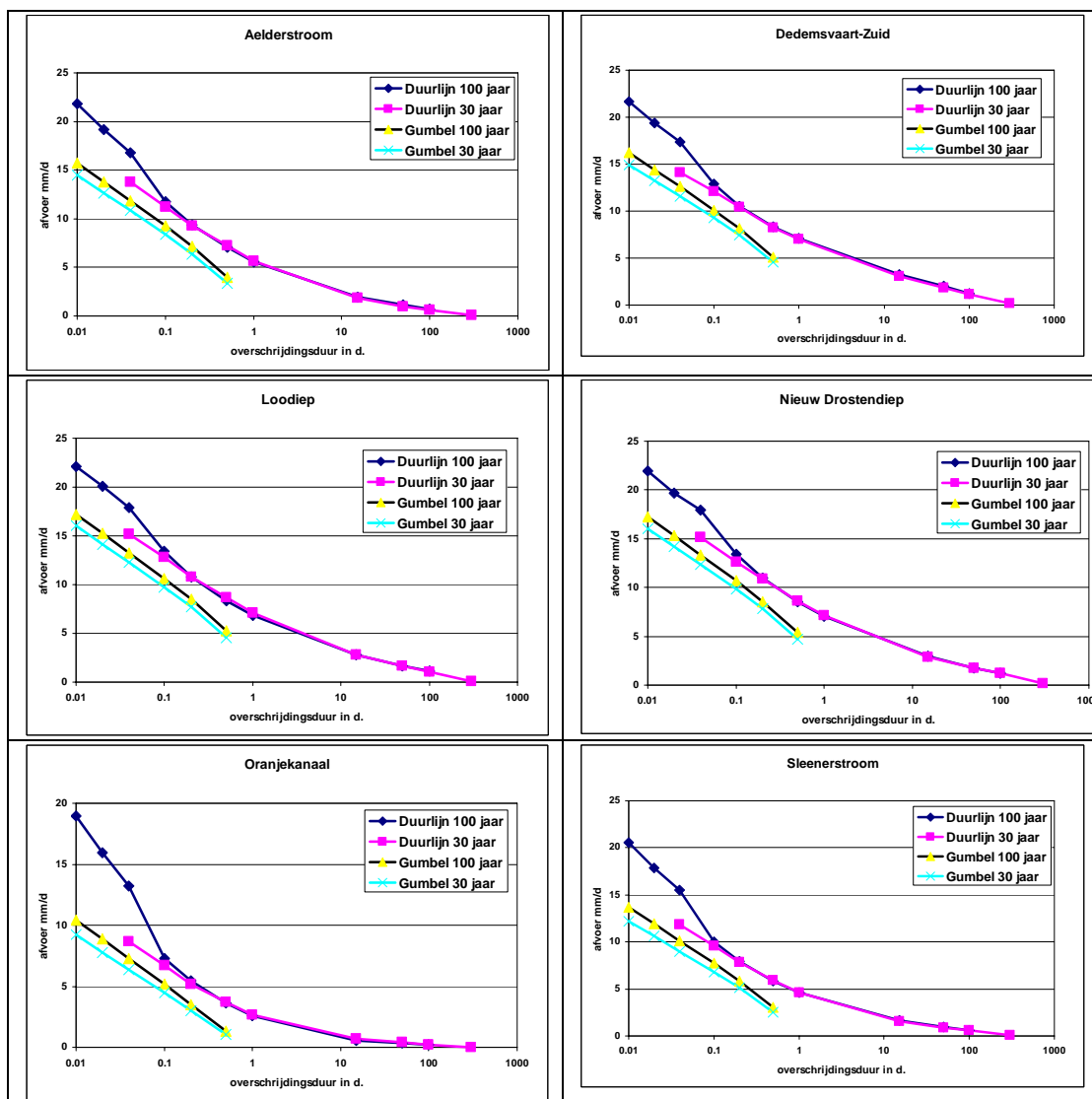
Tabel 8.3 Afvoerverhoudingen tussen verschillende overschrijdingskansen

Stroomgebied	eenmaal per 100 jaar tov eenmaal per jaar		eenmaal per 10 jaar tov eenmaal per jaar			
	95-jarige reeks		30-jarige reeks		95-jarige reeks	
	Gumbel	Duurlijn	Gumbel	Duurlijn	Gumbel	Duurlijn
Aelderstroom	7.2	3.9	4.9	2.0	4.2	2.1
Dedemsvaart Zuid	4.7	3.1	3.0	1.7	2.9	1.8
Loodiep	5.0	3.2	3.4	1.8	3.1	1.9
Nieuw Drostendiep	4.8	3.1	3.2	1.8	3.0	1.9
Oranjekanaal		7.3		2.5		2.7
Sleenerstroom	9.8	4.5	6.7	2.1	5.5	2.2
Velt en Vecht	5.0	3.2	3.3	1.8	3.1	1.9

Ook voor het stroomgebied als geheel geldt dat de Gumbellijnen in de figuur wederom een te geringe afvoer te zien geven (figuur 8.7). Aangezien de oppervlakte (F) van een gebied een bepaalde grootte overschrijdt (> 10000 ha), kan de afvoer Q_h gereduceerd worden tot Q_{hr} met de volgende formule, afkomstig uit het Cultuurtechnisch Vademecum:

$$Q_{hr} = (1.6 - 0.15 \log F) Q_h$$

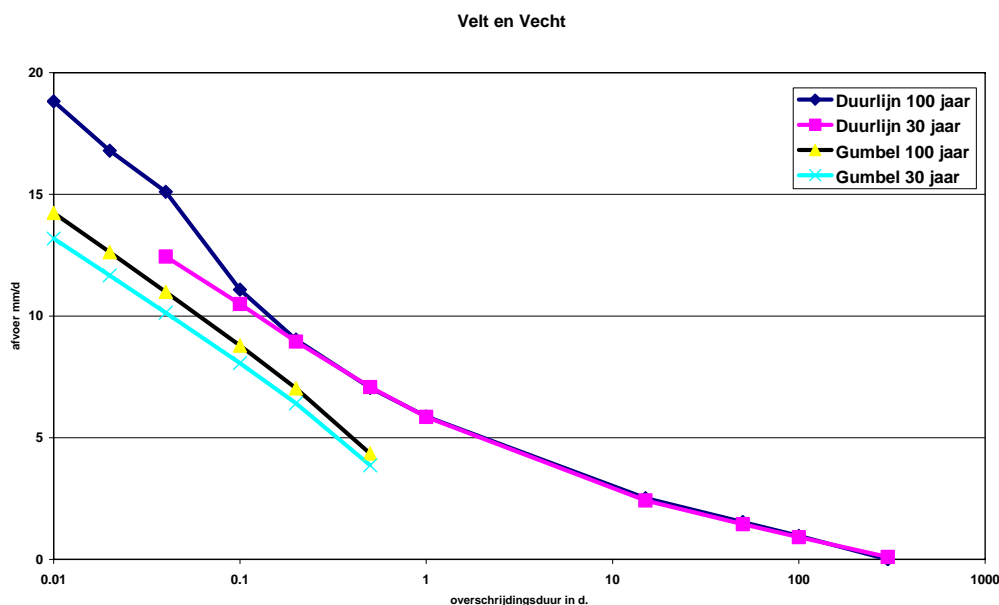
Toepassing van deze formule voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht geeft een correctie voor de gebiedsgrootte van 0,87, welke gehanteerd is in figuur 8.7.



Figuur 8.6 Afvoerdurlijnen en afvoervoorstellingen met methode Gumbel voor stroomgebied Aelderstroom, Dedemsvaart-Zuid, Loodiep, Nieuw Drostendiep, Oranjekanaal en Sleenerstroom gebaseerd op een 30-jarige en 95 jarige afvoerreeks

Daarnaast zijn vooral de afvoerverhoudingen tussen overschrijdingsduren veel te hoog. De afwijking voor de Gumbel durlijn wordt waarschijnlijk wederom veroorzaakt doordat de afvoerreeks niet voldoet aan het stationariteitscriterium. Aangezien het gaat om een berekende afvoer kan het ook een gevolg zijn van de modelresultaten dat de afvoergegevens op gebiedsniveau niet voldoen aan het stationariteitscriterium. Indien de gebiedsafvoer nader bekeken wordt voldoen de afvoeren met een grote overschrijdingsduur aan de vuistregels. De halve maatgevende afvoer komt immers ongeveer overeen met een herhalingstijd van ongeveer 15 dagen per jaar en de 1/4Q komt ongeveer overeen met een overschrijdingsduur van 50 dagen per jaar. Grofweg kan gesteld worden dat de gebiedsafvoer met een overschrijdingsduur boven de 1 dag per jaar voldoet aan de vuistregels en de gebiedsafvoer met kortere overschrijdingsduren gaan afwijken van de vuistregels. De korte overschrijdingsduur heeft betrekking op de piekafvoeren.

Deze piekafvoeren worden in hoge mate bepaald door natte perioden met relatief veel overdegrondse afvoer. Aangezien er over de parametrisering van maaiveldsdrainage en maaiveldsberging in modellen nog relatief weinig bekend is kan de afwijking van de afvoerduurlijn wellicht hiervan een gevolg zijn. De overschatting van de piekafvoeren in de modelberekeningen kunnen bijvoorbeeld worden veroorzaakt door een onderschatting van de maaiveldsberging, overschatting van de runoff of te weinig stremming in het oppervlaktewatersysteem.



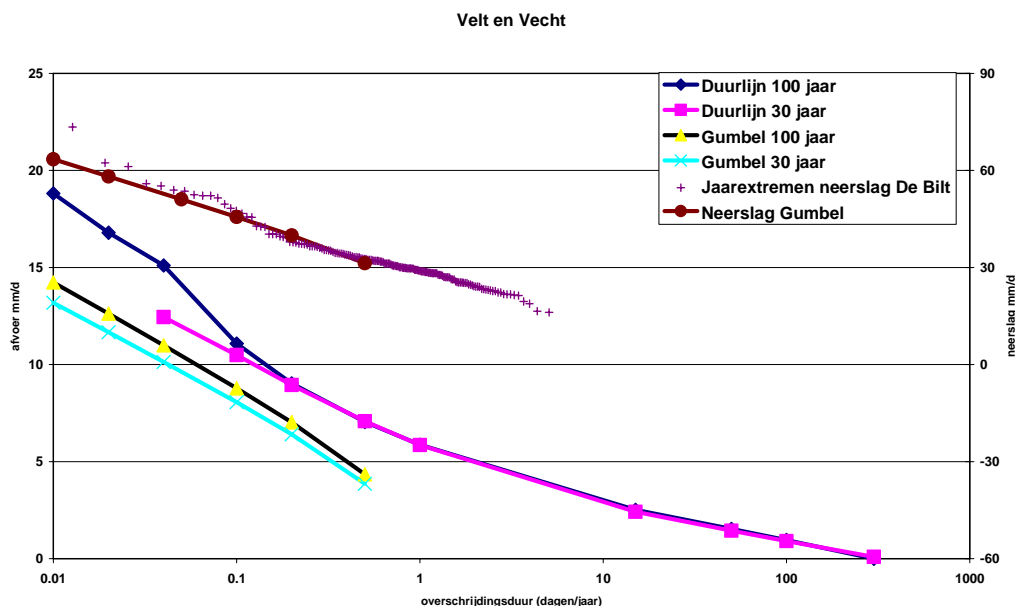
Figuur 8.7 Afvoerdurlijnen en afvoervoorstellingen met methode Gumbel voor beheergebied waterschap Velt en Vecht gebaseerd op een 30-jarige en 95 jarige afvoerreeks

Om modellering van situaties met opstuwning in de afzonderlijke watersystemen mogelijk te maken is het SWAP-model zodanig aangepast dat elk oppervlaktewatersysteem wordt gemodelleerd in de vorm van een bakje met een eigen afvoerdrempel en $Q(h)$ -relatie (Van der Gaast et al., 2006a). Deze aanpassing heeft tot gevolg dat berging in het oppervlaktewatersysteem niet alleen gestuurd wordt door het oppervlaktewaterpeil in het hoofdsysteem, maar voor ieder systeem apart kan worden gemodelleerd. Hierdoor is in het model langdurige berging op het maaiveld mogelijk, in het maaiveldgreppelsysteem, zonder dat het peil in het oppervlaktewatersysteem tot in maaiveld komt, hetgeen beter aansluit bij de praktijk. De mogelijkheid om het streefpeil per oppervlaktewatersysteem te reguleren heeft eveneens tot gevolg dat de afvoerverdeling naar de verschillende oppervlaktewatersystemen beter kan worden gemodelleerd. Het SWAP-model kent weliswaar een koppeling met het oppervlaktewater, maar bij de berekeningen wordt ervan uitgegaan dat het gehele gemodelleerde gebied betrekking heeft op de gemodelleerde SWAP-kolom. In werkelijkheid ontvangt het oppervlaktewatersysteem echter water van een groter gebied met een verscheidenheid aan grondwatersituaties. Indien bijvoorbeeld een Gt IIa wordt gemodelleerd en er bij de modellering gebruik wordt gemaakt van een realistische $Q(h)$ -relatie zal het oppervlaktewatersysteem te veel opstuwning veroorzaken. Er wordt bij de modellering immers impliciet vanuit gegaan

dat het gehele gemodelleerde gebied uit een Gt IIa bestaat, waardoor de gemodelleerde afvoer op het oppervlaktewatersysteem zeer hoog is. In werkelijkheid bestaat een beekstelsel uit een stroomgebied met een grote verscheidenheid aan Gt's, waarbij een gedeelte van het achterland bestaat uit droge dekzandruggen. Dit heeft tot gevolg dat bij de modellering van een Gt IIa het oppervlaktewater in werkelijkheid minder water te verwerken heeft, waardoor het oppervlaktewaterpeil minder sterk oploopt. Bij de modellering van bijvoorbeeld een Gt VIIId geldt het omgekeerde en heeft de impliciete modelmatige veronderstelling dat het gehele gebied uit Gt VIIId bestaat een te lage fluctuatie van het oppervlaktewaterpeil tot gevolg. Om deze problemen te ondervangen zijn in een studie waarin de historische hydrologie voor een stroomgebied in Nederland in kaart is gebracht de gebruikte $Q(h)$ -relaties zodanig aangepast dat er rekening is gehouden met een Gt verdeling binnen het gemodelleerde stroomgebied (Van der Gaast en Massop, 2007). Wellicht is het ook voor de modellering van de huidige situatie noodzakelijk om op de bovenstaande wijze met de verscheidenheid binnen stroomgebieden rekening te houden, teneinde de piekafvoeren realistisch te kunnen modelleren.

Naast mogelijke verbeteringen van de modellering, teneinde beter aan te sluiten bij de vuistregels uit het Cultuurtechnisch Vademecum, kan ook de vraag naar voren komen in hoeverre de vuistregels, afkomstig van Blaauw (1962) correct zijn. De verhoudingen, waarop de vuistregels zijn gebaseerd, in de afvoerduurlijn van Blaauw komen ongeveer overeen met de overschrijdingsduurlijn voor de neerslag (figuur 8.4 en 8.5). Voor de afvoer uit een stroomgebied fungeert het stroomgebied als een soort filter. Binnen dit filter vindt er onder natte omstandigheden berging in de bodem, het oppervlaktewater en op maaiveld plaats, waardoor de afvoer veel kleiner is dan de neerslag. Zolang de filterwerking, veroorzaakt door berging, van het stroomgebied lineair is en derhalve voldoet aan het stationariteitscriterium vindt er daardoor een translatie van de overschrijdingsfrequentie van de neerslag plaats (figuur 8.8). Dit heeft tot gevolg dat de verhouding tussen de verschillende overschrijdingsduren van de afvoeren overeenkomen met de overschrijdingsfrequentie van de neerslag. Indien een stroomgebied is ingericht conform het Cultuurtechnisch Vademecum mag men verwachten dat de filterwerking van het stroomgebied lineair is tot een herhalingsstijd van 1 maal per 100 jaar. In tabel 8.4 zijn de verhoudingen tussen extremen en de maatgevende situatie met een herhalingsstijd van 1 maal per jaar voor verschillende methoden weergegeven. De gevonden afwijking van de afvoerduurlijn voor herhalingsstijden die extremer zijn dan 1 maal per jaar is dan ook waarschijnlijk een gevolg van de eerdergenoemde overschatting van de piekafvoeren. Daarnaast kan worden geconcludeerd dat het gebruik van de Gumbelmethode alleen is toegestaan indien de berekende piekafvoeren correct worden gesimuleerd en deze voldoen aan het stationariteitscriterium. Dit heeft tot gevolg dat de Gumbelmethode niet kan worden toegepast in stroomgebieden met een geringe variatie in Gt en een geringe stremming in het oppervlaktewaterstelsel, waardoor de afvoer onder extremere omstandigheden niet geleidelijk maar extreem toe zal nemen. Indien ervan wordt uitgegaan dat een stroomgebied is ingericht conform het Cultuurtechnisch Vademecum mag verwacht worden dat het stationariteitscriterium op gaat tot een herhalingsstijd van eenmaal per 100 jaar. Voor ieder stroomgebied kan deze grens echter verschillen. Daarnaast is het de vraag of onder nog extremere omstandigheden

de afvoeren juist toenemen doordat de bodem gaat reageren als verhard oppervlak of de afvoeren juist afvlakken als gevolg van stremming in het afwateringssysteem, waardoor er meer water op het maaiveld wordt geborgen zoals gebeurde in de historische situatie (Van der Gaast en Massop, 2007).



Figuur 8.8 Afvoerdurlijnen en afvoervoorstellingen op basis van de Gumbel methode voor het beheergebied van waterschap Velt en Vecht gebaseerd op een 30-jarige en 95 jarige afvoerreeks

Tabel 8.4 Verbodding voor verschillende extreme overschrijdingsduren op basis van verschillende methoden

Overschrijdingsduur	Neerslag	Blaauw	Duurlijn	Gumbel
1	1	1	1	1
0.1	1.4	1.4	1.9	3.1
0.01	1.9	1.9	3.2	4.0

Voor een validatie van de modelberekeningen op basis van gemeten afvoerreksen wordt verwezen naar een eerdere studie waarin de validatie is uitgevoerd voor een aantal deelstroomgebieden in het beheergebied van Waterschap de Aa (Van der Gaast et al., 2006a).

9 Discussie

Gt op basis van karteerbare kenmerken

Door gebruik te maken van een frequentieverdeling voor het maaiveld en een frequentieverdeling voor de GxG binnen een Gt-vlak is het relatief eenvoudig de GxG met behulp van het AHN neer te schalen. Hierbij wordt aangenomen dat binnen ieder Gt-vlak een uniek lineair verband bestaat tussen de GxG en de maaiveldshoogte. Het gebruik van buisgegevens voor de bepaling van de actuele situatie geeft een te droog beeld en relatief grote spreiding, welke deels wordt veroorzaakt door variatie in de hoogte van het maaiveld. Een ander deel van het te droge beeld wordt veroorzaakt doordat er in stambuizen in het algemeen geen rekening wordt gehouden met weerstand hoog in het bodemprofiel, tussen het filter en het freatisch vlak. Bij het meten van de grondwaterstand wordt tegenwoordig namelijk veelvuldig gebruik gemaakt van piëzometers met een relatief kort filter op grotere diepte. Hierdoor is het mogelijk dat er in gronden met een sterke gelaagdheid (anisotropie) een stijghoogte wordt gemeten die niet altijd overeenkomt met de freatische grondwaterstand. Met name de GHG wordt in deze gronden door dit effect veelal te droog ingeschat (numerieke verdroging). Door gebruik te maken van detailkarteringen wordt dit probleem ondervangen en geeft het daarmee een oplossing voor het eventueel voorkomen van o.a. schijnspiegels.

Voor het bepalen van de actuele Gt wordt binnen de gebruikte neerschalingmethode uitgegaan van een integrale verdroging conform de gegenereerde tabel. Binnen dit onderzoek is gebruik gemaakt van detailkarteringsinformatie. Bij detailkarteringen (schaal 1:10 000) worden veldschattingen gedaan van de GxG op basis van profielkenmerken, waterhuishoudkundige situatie, nabijgelegen (tijdelijke) peilbuizen, vegetatie en bodemgebruikskennmerken. Deze schattingen worden uitgevoerd met een gemiddelde punt dichtheid van 1 boring per 1 tot 3 hectare. Recent uitgevoerde detailkarteringen maken het mogelijk om regionale Gt-tabellen op te stellen. Op deze manier kan regionale informatie worden gebruikt, waardoor de opgelegde integrale verdroging past bij de regio. Een dergelijke methode kan worden gezien als methode om het gebied tussen de detailkarteringen op te vullen. De regionale verschillen blijken echter klein te zijn, waardoor schematisatie in de vorm van regio's niet veel extra informatie geeft. Uit de detailkarteringen blijkt, dat gronden met o.a. een geringe berging (bijvoorbeeld keileemgronden) in het bodemprofiel in het algemeen grotere grondwaterstands fluctuaties te zien geven dan bodemprofielen met een grote berging (bijvoorbeeld grof zand). Hierdoor kan een deel van de variatie van de GHG en GLG binnen een Gt-klasse door te stratificeren op basis van bodemcode (inclusief toevoegingen) worden verklaard. In welke mate dit invloed heeft op de resultaten van de GxG voorspellingen is niet nader onderzocht, omdat dit buiten het bestek van dit onderzoek valt.

Naast het toepassen van een regionale tabel met een integrale verdroging, is het ook mogelijk om de GxG verschuiving voor individuele vlakken bij te stellen, teneinde naast verdroging ook het voorkomen van bijvoorbeeld vernatting in de kaart tot

uiting te laten komen. Deze aanpak vraagt echter extra gebiedsspecifieke informatie die in het veld moet worden verzameld.

De gebruikte methode is sterk afhankelijk van de gebruikte schematisatie van de kaartvlakken. Binnen een kaartvlak wordt immers een verdeling gemaakt van de maaiveldhoogte, die vervolgens representatief wordt geacht voor de verdeling van de GxG binnen het desbetreffende kaartvlak. Indien de kaartvlakken te groot worden mag verwacht worden dat de maaiveldhoogte niet meer representatief is voor de GxG verdeling. Het gebruikte lineaire verband tussen het maaiveld en de GxG geeft bij grotere vlakken meer afwijking met het werkelijke verloop. Vooral bij langgerekte ruimtelijke eenheden langs bijvoorbeeld beken is de maaiveldhoogteverdeling niet meer representatief voor de GxG verdeling. Het verloop van hoog naar laag vindt in dit geval namelijk plaats in de lengterichting, terwijl het GxG verloop voornamelijk plaatsvindt loodrecht op de beek. Nader onderzoek naar goede opdeling van dergelijke ruimtelijke eenheden is aan te bevelen.

Parametrisatie

De drainageweerstand is in tegenstelling tot de freatische lekweerstand in principe een schaalafhankelijke parameter. In grondwaterstromingsmodellen wordt veelal gebruik gemaakt van de freatische lekweerstand. Deze weerstand is afhankelijk van het voorkomen van waterlopen binnen het invloedsgebied van knooppunten of de gemodelleerde cellen. Hiermee is deze weerstand afhankelijk van de grootte van het gemodelleerde invloedsoppervlak. Ook het model SWAP wordt met betrekking tot het oppervlaktewatersysteem veelal geparametriseerd voor een bepaald representatief oppervlak. Hierdoor wordt de gebruikte drainageweerstand schaalafhankelijk en kan de scheiding tussen afvoer en kwel in de ruimte verschillen. Voor het ééndimensionale model SWAP hebben we echter niet te maken met een expliciet oppervlak. Hierdoor is het van belang om bij het parametriseren hiermee rekening te houden. Door het gebruik van een neergeschaalde schaalafhankelijke drainageweerstand, waarbij rekening gehouden wordt met de omgeving, is het mogelijk voor ieder willekeurige locatie de drainageweerstand te bepalen.

Voor dit onderzoek is het model SWAP aangepast om berging in waterlopen en de berging op het maaiveld beter te kunnen simuleren. Dergelijke aanpassingen vergen echter veelal meer invoergegevens. Voor het meer realistisch invoeren van de gegevens voor het afwaterings- en maaiveldsdrainagesysteem is nader onderzoek wenselijk.

Kalibratie

Bij de kalibratie is uiteindelijk een diepe constante stijghoogte en een c-waarde gekalibreerd. Door gebruik te maken van een constante diepe stijghoogte in plaats van een sinusvormige diepe stijghoogte wordt het aantal te kalibreren parameters verkleind van 3 naar 2. Hierdoor is het bij de kalibratie gemakkelijker om op een unieke oplossing uit te komen, hetgeen vooral bij het grootschalig toepassen van kalibratie van belang is. Het gebruik van een constante diepe stijghoogte heeft tot gevolg dat de fluctuatie van de kwel in de tijd enigszins kan worden over- of onderschat. In werkelijkheid is echter ook de systeemweerstand in de tijd niet

constant. In natte periodes zal de systeemweerstand kleiner zijn, aangezien alle waterlopen watervoerend zijn. In droge periodes valt een deel van het ontwateringssysteem droog, waardoor de weerstand van het systeem toeneemt. Deze fluctuatie van de systeemweerstand heeft tot gevolg dat de fluctuatie in de kwel weer hoger kan zijn dan gekalibreerd. Nader onderzoek naar de fluctuatie van de kwel in de tijd is wenselijk.

Interpretatie modeluitvoer op perceelsniveau

Bij de interpretatie van de modeluitvoer is het mogelijk om naast de gebruikelijke bepaling van bijvoorbeeld gemiddelden ook gebruik te maken van daggemiddelde regimecurves, duurlijnen of som overschrijding waarden (SOx). Het genereren van dergelijke resultaten, voor verschillende variabelen, is alleen van belang indien er ook een gebruikswaarde aan gekoppeld kan worden. Wellicht is het raadzaam om onderzoek te gaan doen naar de relatie tussen deze variabelen (SOx) en de terrestrische ecologie. Daarom is het van belang om onderzoek te gaan doen naar de gebruikswaarden van bijvoorbeeld het actuele kwel regime (AKR), het actuele afvoer regime (AAR) en het actuele bergingsregime (ABR). In principe is het dus mogelijk om meerdere actuele regimes (AxR) in beeld te brengen. Hierbij is het van belang de term regime niet strikt te hanteren vanuit de daggemiddelde regimecurve, maar vanuit een beschrijving van de fluctuatie voor een gemiddeld hydrologisch jaar.

Regionalisatie

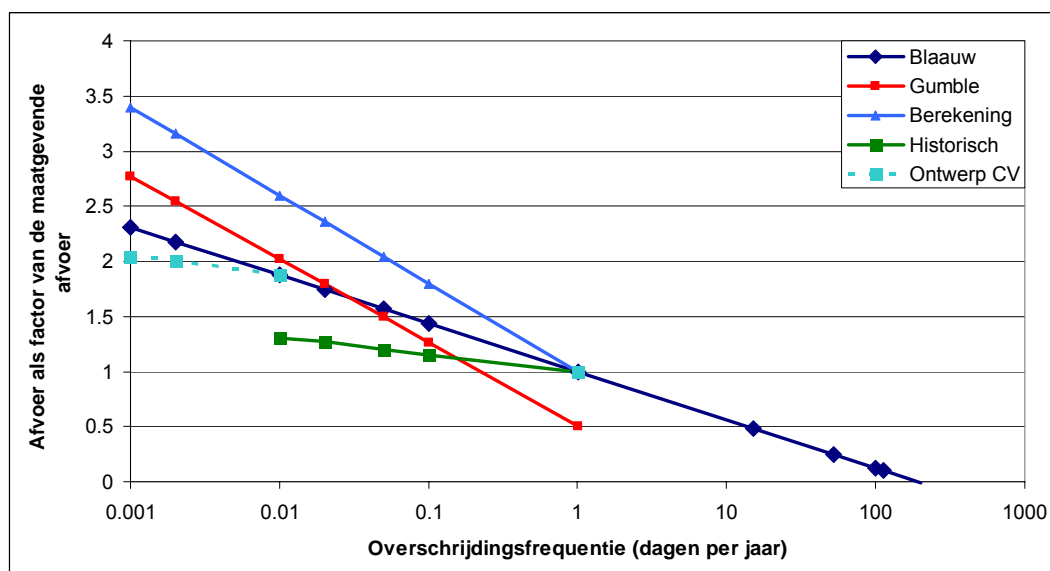
Bij het vlakdekkend invullen van variabelen wordt gebruik gemaakt van eenvoudige metamodellen. De keuze van het te gebruiken model wordt gestuurd door de gebruiker. Nader onderzoek naar bijvoorbeeld het gebruik van modelselectie zou de selectie van metamodellen meer objectief kunnen maken.

Bij de methode (metamodellen) wordt geen gebruik gemaakt van informatie over de onzekerheid. Nader onderzoek hiernaar geeft wellicht mogelijkheden om naast de gemiddelde waarde ook een bandbreedte van de variabelen aan te geven.

Extreme afvoeren

Indien ervan wordt uitgegaan dat een stroomgebied is ingericht conform het Cultuurtechnisch Vademecum mag verwacht worden dat het stationariteitscriterium voor stroomgebiedsafvoeren voldoet tot een herhalingsijd van eenmaal per 100 jaar. Hierdoor voldoet de afvoer aan de vuistregels uit het Cultuurtechnisch Vademecum (figuur 9.1). Voor ieder stroomgebied kan de grens waarbij het afwateringssysteem de afvoer niet meer aan kan echter verschillen. Het is de vraag of onder zeer extreme omstandigheden, waarbij het afwateringsstelsel de afvoer niet meer aan kan de afvoeren juist toenemen doordat de bodem gaat reageren als verhard oppervlak of de afvoeren juist afvlakken als gevolg van stremming in het afwateringssysteem, waardoor er meer water op het maaiveld wordt geborgen zoals gebeurde in de historische situatie (figuur 9.1). Indien het laatste het geval is kunnen we ons afvragen in hoeverre aanpassingen in het bovenstroomse watersysteem noodzakelijk zijn om piekafvoeren te reduceren. De piekafvoeren worden dan immers gereduceerd door het falen van het afwateringssysteem, (weergegeven in de vorm van een stippellijn in figuur 9.1), hetgeen als gevolg van klimaatverandering frequenter kan voorkomen.

Het is daarom wellicht beter om maatregelen te concentreren rond de bescherming van belangrijke gebieden. In de figuur zijn tevens de afvoerfrequentielijnen op basis van de berekeningen en de Gumbel-methode op basis van de modelresultaten weergegeven. In zeer extreme situaties kan de afvoer weer sterk toenemen door stroming over maaiveld. Over de herhalingstijd waarbij dit optreedt is door het ontbreken van gegevens geen uitspraak te doen. Daarnaast kan het tijdstip waarop dit op gaat treden sterk verschillen tussen vlakke en hellende gebieden. Zoals eerder aangegeven is het aan te bevelen meer onderzoek te doen naar de parametrisering mbt de piekafvoer van modellen en onderzoek naar het afvoerproces onder extreem natte omstandigheden.



Figuur 9.1 Relatieve afvoerfrequentie voor verschillende situaties en bepalingmethoden.

10 Conclusies en aanbevelingen

De neergeschaalde actuele Gt-kaart geeft op een snelle en eenvoudige wijze inzicht in de actuele GxG.

Door gebruik te maken van een frequentieverdeling voor de maaiveldhoogte en een frequentieverdeling voor de GxG binnen een Gt-vlak is het relatief eenvoudig de actuele GxG met behulp van het AHN neer te schalen. Daarnaast blijven de patronen in het landschap grotendeels gehandhaafd. De gebruikte neerschalingstechniek kan gezien worden als een techniek om op een snelle eenvoudige wijze de Gt-informatie te actualiseren. De gebruiksschaal van de kaart is naar schatting 1:50 000. De kaart is vooral geschikt voor toepassingen waarbij naast de absolute waarde van de kaart ook patrooninformatie van belang is, zoals bij het bepalen van afvoer of kwel/wegzijging. Door de eenvoudige heldere werkwijze kan de gebruiker beoordelen of de kaart geschikt is voor een toepassing.

De GxG's berekend in stambuizen zijn gemiddeld droger dan de GxG's uit de detailkarteringen en resulteren derhalve in een numerieke verdroging.

Uit de analyse tussen de GxG informatie uit stambuizen en de GxG informatie uit detailkarteringen is gebleken, dat de GxG's berekend in stambuizen in het algemeen meer grondwaterstands daling aangeven dan de GxG's uit de detailkarteringen. Deze verschillen kunnen oplopen tot tientallen centimeters. De discrepantie tussen de buisgegevens en de detailkarteringsinformatie wordt waarschijnlijk voor het grootste deel veroorzaakt door geringe vertikale doorlatendheden als gevolg van gelaagdheid (anisotropie) in het bodemprofiel tussen het filterniveau en de freatische grondwaterstand. Het kan hierbij gaan om het voorkomen van storende lagen zoals tertiaire klei, keileem of beekleem, maar ook om gelaagdheid in leemhoudende horizonten in de vorm van leembandjes of een weerstand als gevolg van bodemgenese.

Ruimtelijke schematisatie op basis van tijdsonafhankelijke variabelen maakt het mogelijk om naast de huidige situatie in de toekomst ook maatregelen door te rekenen.

Door bij de ruimtelijke schematisatie zo veel mogelijk gebruik te maken van tijdsonafhankelijke ruimtelijke gegevens is het mogelijk om de effectiviteit van maatregelen door te rekenen. Na het doorrekenen van maatregelen kan bijvoorbeeld het veranderd grondwaterregime (VGR), het veranderde afvoerregime (VAR) of het veranderde kwelregime (VKR) worden doorgerekend.

De kalibratie van de onderrand in de vorm van een diepe potentiaal met een c-waarde blijkt een krachtige methode voor de kalibratie van SWAP.

De simulatie van de grondwaterstand is met deze methode in de beschouwde gevallen acceptabel. Bij het gebruik van deze methode is het echter van belang om naast de resultaten van de gesimuleerde grondwaterstanden ook de gesimuleerde afvoer en kwel/wegzijging te controleren. Alleen bij controle van al deze gegevens is

het mogelijk om te achterhalen of het gekalibreerde model is opgezet met een reële parameterset.

Door het gebruik van eenvoudige metamodellen wordt inzicht verkregen in de hydrologie van het gebied.

Bij het vlakdekkend invullen van variabelen wordt gebruik gemaakt van eenvoudige metamodellen. Hierdoor is het voor de gebruiker mogelijk om de gebruikte modellen te interpreteren. Vergelijking van metamodellen voor verschillende gebiedstypen geeft inzicht in de ruimtelijke verschillen.

De berekende maatgevende afvoer komt op de schaal van peilvakken goed overeen met gemeten afvoeren.

De kaart met specifieke afvoeren, welke de basis is voor maatgevende afvoeren geeft een goed beeld van de afvoer. Op basis van een eerdere validatie kan worden geconcludeerd dat het gebruik van de metamodellen betere resultaten geeft dan de tot nu toe gebruikelijke methode op basis van het Cultuurtechnisch Vademecum. Daarnaast komt uit deze validatie naar voren dat de gebruikte Gt-informatie van groot belang is voor de hiervan afgeleide hydrologische variabelen.

De kwelkaart geeft een plausibel beeld.

Op basis van een plausibiliteittoets kan worden geconcludeerd dat de kaart een goed beeld geeft van de kwel en wegzijging in het beheergebied van waterschap Velt en Vecht.

Extreme afvoeren worden bij het gebruik van de duurlijnmethode enigszins overschat.

Grofweg kan gesteld worden dat de gebiedsafvoer met een overschrijdingsduur boven de 1 dag per jaar voldoet aan de vuistregels en de gebiedsafvoer met kortere overschrijdingsduren gaan afwijken van de vuistregels. De korte overschrijdingsduur heeft betrekking op de piekafvoeren. Deze piekafvoeren worden in hoge mate bepaald door natte perioden met relatief veel overdegrondse afvoer. Aangezien er over de parametrisering van maaiveldsdrainage en maaiveldsberging in modellen nog relatief weinig bekend is kan de afwijking van de afvoerduurlijn wellicht hiervan een gevolg zijn. De overschatting van de piekafvoeren in de modelberekeningen kunnen bijvoorbeeld worden veroorzaakt door een onderschatting van de maaiveldsberging, overschatting van de runoff of te weinig stremming in het oppervlaktewatersysteem.

Het gebruik van de Gumbel-methode is alleen toegestaan indien de afvoerreeks homogeen is.

Indien een afvoerreeks wordt beïnvloed door een scherpe overgang tussen hoofdzakelijk doordegrondse en overdegrondse afvoer voldoet de reeks niet aan het stationariteitscriterium. In deze situatie heeft het gebruik van de Gumbel-methode tot gevolg dat de afvoeren worden onderschat en de verhouding tussen de afvoer onder de maatgevende situatie (eenmaal per jaar) en afvoeren met een andere overschrijdings frequentie niet meer voldoen aan de vuistregels in het Cultuurtechnisch Vademecum.

Literatuur

Amstel, A.R. van, L.C. Braat, A.C. Garritsen, C.R. van Gool, N. Gremmen, C.L.G. Groen, H.L.M. Rolf, J. Runhaar & J. Wiertz, 1989. *Verdroging van natuur en landschap in Nederland*. RIZA, Lelystad.

Bannink, M.H., L.W. Dekker, J.M.H. Hendrickx & H.C. van Ommen, 1989. *H2O* 22(15)pag 436 t/m 459.

Blaauw H., 1962. *Afvoernormen*.

Bon, J, 1969. Topografie en vorm van het grondwatervlak als achtergrond van de te verwachten afvoeren in de Gelderse Achterhoek. *Cultuurtechnisch Tijdschrift* 8(3):1-14,1969.

Bot, A.P. 1996. *Een orientatie op maatregelen tegen verdroging*. NOV - rapport (14)

Boumans, L., A. Breeuwsma, W. van Duyvenbooden, D.J. Groot Obbink, S. Jelgersma, H. van Straten & J.H.M. Wösten, 1987. *Kwetsbaarheid van grondwater. Kartering van de Nederlandse bodem in relatie tot de kwetsbaarheid van grondwater voor verontreiniging. Rapport 840387003*, RIVM, Bilthoven.

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

Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986. *Verklarende hydrologische woordenlijst*. Rapporten en nota's no 16, CHO-TNO, 's-Gravenhage.

Dam, J.C. van, J. Huygen, J.G. Wesseling, R.A. Feddes, P. Kabat, P.E.V. van Walsum, P. Groenendijk & C.A. van Diepen, 1997. SWAP version 2.0, Theory. *Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment*. Technical Document 45, DLO Winand Staring Centre, Wageningen, 1997. Report 71, Department Water Resources, Wageningen Agricultural University, 1997.

Domhof, J., J.C.F.M. Haans & M. Knibbe, 1965. Het meten van grondwaterstanden in gronden met slecht doorlatende lagen. *Boor en Spade XIV*, Wageningen

Drecht, G. van, 1997. Modellen voor diffuse ontwatering in de toplaag. In: *Stromingen*, jaargang 3, nr 2, pag 5-16.

Edelman, H.J., 1972. *Groundwater hydraulics of extensive aquifers*. International institute for land reclamation and improvement, ILRI, bulletin 13, Wageningen.

- Ernst, L.F., 1962. *Grondwaterstroming in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen*. Proefschrift, Wageningen
- Ernst, L.F., N.A. de Ridder & J.J. de Vries, 1970. A geohydrologic study of east Gelderland (Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, volume 49 (6), p. 457-488.
- Ernst, L.F., 1983. *Wegzijing en kwel; de grondwaterstroming van hogere naar lagere gebieden*. ICW, rapport 7, Wageningen.
- Finke, P., M. Bierkens, D. Brus, J. van der Gaast, T. Hoogland, M. Knotters & F. de Vries. 2002. *Klimaatsrepresentatieve grondwaterdynamiek in waterschap Mark en Weerij*. Wageningen, Alterra, rapport 387.
- Finke, P.A., D.J. Brus, M.F.P. Bierkens, T. Hoogland, M. Knotters & F. de Vries, 2004. Mapping groundwater dynamics using multiple sources of exhaustive high resolution data. *Geoderma* 123: 23 - 39.
- Finke, P.A., D.J. Brus, M.F.P. Bierkens, T. Hoogland, M. Knotters & F. de Vries, 2005. Kartering van de grondwaterdynamiek met behulp van geo-informatie van hoge resolutie. *Stromingen* 11(1): 27-41.
- Gaast, J.W.J. van der & P.J.T. van Bakel, 1997. *Differentiatie van waterlopen ten behoeve van het bestrijdingsmiddelenbeleid in Nederland*. Rapport 526, DLO Staring Centrum, Wageningen.
- Gaast, J.W.J. van der & L.C.P.M. Stuyt. 2000. *Drainagevergunningen. Methodiek voor de beoordeling van aanvragen voor de aanleg van buisdrainage*. Rapport 12, Alterra, Wageningen.
- Gaast, J.W.J. van der & H. Th. L. Massop, 2003a. *Karakterisering van de freatische grondwaterstand in Nederland; Bepaling van de GxG en xG3 voor 1995 op puntlocaties*. Alterra-rapport 819, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.
- Gaast, J.W.J. van der & H.Th. L. Massop, 2003b. *Spreidingslengte voor het beheersgebied van Waterschap Veluwe; Een maat voor het bufferzonebeleid*. Alterra-rapport 653, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.
- Gaast, J.W.J. van der & H. Th. L. Massop, 2005a. De verdroging in beeld met historische en actuele grondwatertrappen op basis van karteerbare kenmerken; in: *H₂O*, nr14/15, pag43-46.
- Gaast, J.W.J. van der & H. Th. L. Massop, 2005b. Het grondwaterregime als basis voor de grondwatertrap; in: *H₂O*, nr22, pag36-38.
- Gaast, J.W.J. van der & H. Th. L. Massop, 2005c. Hoe nauwkeurig is de grondwatertrap op buislocaties te bepalen? *Stromingen* 11(4): 5-17.

- Gaast, J.W.J. van der, H. Th. L. Massop & G.B.M. Heuvelink, 2005. *Monitoring van verdroging: Methodische aspecten van meetnetoptimalisatie*. Alterra-rapport 1102, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.
- Gaast, J.W.J. van der, H. Th. L. Massop, H. R. J. Vroon & I. G. Staritsky, 2006a. *Hydrologie op basis van karteerbare kenmerken*. Alterra-rapport 1339, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.
- Gaast, J.W.J. van der, H.R.J. Vroon & M. Pleijter, 2006b. *De grondwaterdynamiek in het waterschap Regge en Dinkel*. Alterra-rapport 1335, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.
- Gaast J.W.J. van der, H. Vroon & H.Th.L. Massop, 2006c. Verdroging veelal systematisch overschat. *H2O*, nr 21., blz 39-43.
- Gaast J.W.J. van der, H.Th.L. Massop & H. Vroon, 2007. Kwantificering verdroging. *H2O*, nr 3., blz 25-28.
- Gruijter de, J.J., J.B.F. van der Horst, G.B.M. Heuvelink, M. Knotters & T. Hoogland, 2004. *Grondwater opnieuw op de kaart. Methodiek voor de actualisering van grondwaterstands-informatie en perceelsclassificatie naar uitspoelingsgevoeligheid voor nitraat*. Wageningen, Alterra, rapport 915.
- Hoogeveen, M.W., K.H.M. van Bommel & G. Cotteleer, 2003. *Berekening in land- en tuinbouw. Rapport voor de Droogtestudie Nederland*. Rapport 3.03.02 LEI, Den Haag,
- Hooghoudt, S.B. 1952. *Waarnemingen van grondwaterstanden voor de landbouw*. CHO-TNO, Verslag technische bijeenkomsten 1-6, 's-Gravenhage.
- Heesen, H. van & G. Westerveld 1966. Karakterisering van het grondwaterstandsverloop op de bodemkaart. *Cultuurtechnisch tijdschrift*, jaargang 5.
- Heesen, H. van, 1971. De weergave van het grondwaterstandsverloop op bodemkaarten. *Boor en Spade* 17, p. 127 – 149. Wageningen, Stichting voor bodemkartering.
- Heijboer, D. & J. Nellestijn., 2002. *Klimaatatlas van Nederland. De normaalperiode 1971-2000*. KNMI, De Bilt.
- Knibbe, M. & B. Marsman, 1961. *Grondwatertrappenindeling in Overijsselse zandgronden*. Voorlopige wetenschappelijke mededelingen (no 16). Wageningen, Stichting voor Bodemkartering.
- Knibbe, M., 1969. *Gleygronden in het dekzandgebied van Salland*. Proefschrift, Centrum voor Landbouwpublicaties en Landbouwdocumentatie, Wageningen.

- Kroon, T., P Finke, I. Peereboom & A. Beusen., 2001. *Redesign STONE, De nieuwe schematisatie voor STONE: de ruimtelijke indeling en de toekenning van hydrologische en bodemchemische parameters*. RIZA rapport 2001.017 ISBN 9036953715. Lelystad
- Kruseman, G.P. & N.A. de Ridder, 1970. *Analysis and evaluation of pumping test data*. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen.
- Massop, H. Th. L. & P.A.J.W. de Wit , 1994. *Hydrologisch onderzoek naar drainageweerstanden van het tertiair ontwateringsstelsel in Oost-Gelderland*. Rapport 373, DLO Staring Centrum, Wageningen.
- Massop, H.Th.L., L.C.P.M. Stuyt, P.J.T, van Bakel, J.M.M. Bouwmans & H.Prak, 1997. *Invloed van de oppervlaktewaterstand op de grondwaterstand. Leidraad voor de kwantificering van de effecten van veranderingen in de oppervlaktewaterstand op de grondwaterstand*. Rapport 527.1, DLO Staring Centrum. Wageningen.
- 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.T.L., J.W.J. van der Gaast & A.G.M. Hermans, 2006. *Kenmerken van het ontwateringsstelsel in Nederland*. Alterra-rapport 1397, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.
- Mazure, J.P., 1936. *Geohydrologische gesteldheid van de Wieringermeer*. Algemene landsdrukkerij, pp 67-131, 's-Gravenhage.
- Projectgroep Waterlood, 1998. *Grondwater als leidraad voor het oppervlaktewater*. DLG publicatie 98/2. Dienst Landelijk Gebied en Unie van Waterschappen. Utrecht, Den Haag
- Richards, L.A., editor, 1954. *Diagnosis and improvement of Saline and Alkaline soils*. Agriculture Handbook no. 60, Washington.
- Sieben W.H. 1974. *Over de invloed van de ontwatering op de stikstoflevering en de opbrengst van jonge zavelgronden in de IJsselmeerpolders*. Van Zee tot Land, 51.
- Sluijs, P. van der & Th. van Egmond, 1976. *Facetten van grondwatertrappen in zandgronden*. Rapport nr. 1329, Stiboka, Wageningen.
- Sluijs, P. van der, 1990. Hoofdstuk 11: Grondwatertrappen. In: Locher, W.P. en H. de Bakker (red.) *Bodemkunde van Nederland deel 1: Algemene bodemkunde*. Malmberg, Den Bosch.
- Smits, I., J. Wijngaarden, R.Versteeg & M.Kok, 2004. *Statistiek van extreme neerslag in Nederland*. Rapportnummer 2004-26 ISBN 90-5773-261-0, Stowa, Utrecht.

- Steur, G.G.L. F de Fries & C. Wallenburg, 1985. *Bodemkaart van Nederland 1:250 000*. Stichting voor Bodemkartering, ISBN 90 327 0209 2, Wageningen
- Stol, Ph., 1958. *De waterhuishouding van de landbouwgronden*, p. 7 – 274. In: Stol, Ph. en B. Vrijhof. *De landbouwwaterhuishouding in de provincie Zuid-Holland*. Rapport 9, Commissie onderzoek landbouwwaterhuishouding Nederland – T.N.O.
- Stol, Ph., 1960. *Grondwaterstanden onder verschillende klimatologische omstandigheden*. Overdruk uit het Landbouwkundig tijdschrift 72^{ste} jaargang no. 18.
- SNWBL, Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap, 1990. *Handboek Grondwaterbeheer voor Natuur, Bos en Landschap*.
- Tauw, 1999, *Hydrologisch onderzoek Tengelroyse beek; Hydrologische modellering en systeemanalyse*. Deventer.
- TNO, 1964. *Steady flow of ground water towards wells*. TNO, The Hague.
- Vereniging voor Landinrichting, 2000. *Cultuurtechnisch Vademecum*, Elsevier, Doetinchem.
- Verruijt, A., *Theory of groundwater flow*. Macmillan and Co LTD, London.
- Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum, 1988. *Cultuurtechnisch Vademecum*. Cultuurtechnische vereniging, Utrecht.
- Wijngaard, J., M. Kok, I. Smits en M. Talsma, 2005. Nieuwe statistiek voor extreme neerslag. *H2O*, nr 6., blz 35-37.
- Wit, K.E, H.Th.L.Massop & J.G. te Beest, 1987. *Hydrologische en bodemfysische parameters in de omgeving van het hoofdkanaal van de Twentbekanalen (Traject Eefde - Lochem)*. Nota / Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (1751)
- Wit, K.E, H.Th.L.Massop & J.G. te Beest, 1991. *Relatie tussen oppervlaktewater en grondwater in de provincie Drenthe*. Rapport 134, DLO Staring Centrum. Wageningen.
- Wösten, J.H.M., M.H. Bannink & J. Beuving, 1987. *Waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: de Staringreeks*. ICW-rapport 18, Stiboka-rapport 1932, ICW/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., 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.

Zagwijn, W.H. en C.J. van Staaldunin, 1975. *Toelichting bij de geologische overzichtskaart van Nederland*. RGD, Haarlem.

Niet gepubliceerde bronnen

Massop, H. Th. L. en J. G. te Beest, 2001. *Informatie-inwinning oppervlaktewaterstelsel; Kenmerken van het tertiair ontwateringsstelsel in Noord-Brabant*.