

Monitoring van verdroging

Monitoring van verdroging

Methodische aspecten van meetnetoptimalisatie

J.W.J. van der Gaast

H.Th.L. Massop

G.B.M. Heuvelink

Alterra-rapport 1102

Alterra, Wageningen, 2005

REFERAAT

J.W.J. van der Gaast, H.Th.L. Massop en G.B.M. Heuvelink, 2005. *Monitoring van verdroging: Methodische aspecten van meetnetoptimalisatie*. Wageningen, Alterra, Alterra-rapport 1102. 148 blz. 31 fig.; 18 tab.; 70 ref.

In dit onderzoek zijn methodische aspecten van verdrogingsmonitoring onderzocht. Het gaat hierbij om monitoring van de freatische grondwaterstand. Om het verdrogingsprobleem in kaart te brengen zijn op basis van een eenvoudige methode landsdekkende Gt-kaarten gemaakt voor zowel de referentie als de actuele situatie. Vervolgens is gekeken naar de fysische en ruimtelijke aspecten van verdroging. Aspecten zoals verdrogingsgevoeligheid, veerkracht en hydrologische standplaatscondities geven een inschatting van de te verwachten effecten van een grondwaterstandsverandering. Met behulp van een fysische interpretatie van tijdreeksen is getracht de kaarten te valideren. Naast het ruimtelijke aspect zijn ook een aantal beschikbare meetmethoden nader onderzocht. Op basis van de ingeschatte onzekerheid in de meetmethoden is een aanzet voor een monitoringopzet gegeven voor de optimale schatting van gebiedsgemiddelde grondwaterstandskarakteristieken.

Trefwoorden: GHG, GLG, Grondwaterstand, Grondwatertrap, Gt, GVG, Meetnet, Meetnet-optimalisatie, Stambuisregressie, Tijdreeksanalyse, Tijdreeksmodellering, Verdroging.

ISSN 1566-7197

Dit rapport kunt u bestellen door € 30,- over te maken op banknummer 36 70 54 612 ten name van Alterra, Wageningen, onder vermelding van Alterra-rapport 1102. Dit bedrag is inclusief BTW en verzendkosten.

Foto omslag: Bas van Delft

© 2005 Alterra

Postbus 47; 6700 AA Wageningen; Nederland

Tel.: (0317) 474700; fax: (0317) 419000; e-mail: info.alterra@wur.nl

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

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

Inhoud

Woord vooraf	7
Samenvatting	9
1 Inleiding	11
1.1 Achtergrond en probleemstelling	11
1.2 Doelstelling	13
1.3 Begrippenkader	13
1.4 Leeswijzer	15
2 In kaart brengen van het verdrogingsprobleem aan de hand van de Gt	17
2.1 Gt op basis van karteerbare kenmerken	17
2.2 Historische situatie	20
2.3 Actuele situatie	20
2.4 Verdroging	24
3 Ruimtelijke aspecten van verdroging	27
3.1 Waarderingsmethodiek	27
3.2 Grondwaterafhankelijkheid	28
3.3 Veerkracht	31
3.4 Hydrologische beïnvloedbaarheid	34
3.5 Beheersbaarheid oppervlaktewater	36
3.6 Beïnvloedbaarheid hydrologische standplaatscondities	38
3.7 Integratie	40
4 Parametrisering grondwaterstandsdynamiek	45
4.1 Drainageweerstand	45
4.2 Bergingscoëfficiënt	46
4.3 Ontwateringsbasis	46
4.4 Validatie aan de hand van puntgegevens	47
5 Meetmethoden	53
5.1 Grondwaterstandskarakteristiek op basis van tijdreeksmodellering	53
5.1.1 Methode	53
5.1.2 Gevoeligheidsanalyse	54
5.2 Grondwaterkarakteristiek op basis van stambuisregressie	61
5.2.1 Methode	61
5.2.2 Gevoeligheid van de stambuisregressie	63
5.3 Veldschattingen	65
6 Meetnetoptimalisatie	67
6.1 Inleiding	67
6.2 Schatten van gebiedsgemiddelde GxG	68

7	Discussie	73
8	Conclusies	79

Literatuur	83
------------	----

Bijlagen

1	Maaiveldsvariatie voor buislocaties voor verschillende Gt's	89
2	Kritieke z-afstand	91
3	Ruimtelijke variatie in maaiveldshoogte	97
4	Gebiedshelling	107
5	Freatische spreidingslengte	109
6	Stagnerende lagen	113
7	Slootdichtheid	117
8	Stuwdichtheid	119
9	Berging	123
10	Fysische interpretatie van tijdreeksparameters	127
11	Fysische interpretatie van tijdreeksanalyse voor 10 buislocaties	131
13	Relaties meetdata	143
14	Bepalen van de beste lineaire zuivere schatter	147

Woord vooraf

Dit project is tot stand gekomen naar aanleiding van een vraag vanuit het Natuurplanbureau aan programma 395, Basis- en kerngegevens bovengrond, naar een ontwerp voor een meetnet verdroging. Een vraag uit de kaderbrief (2003) is het opzetten van een meetnet om een landelijke trend in de mate van verdroging (als afstand tot de GGOR) te kunnen vaststellen (vraag kaderbrief WUR 2003 417-1). Voor een meetnet verdroging is meetnetoptimalisatie, waarbij rekening wordt gehouden met ruimtelijk-fysische kenmerken, kosten en onzekerheid in meettechnieken van groot belang. Deze deelaspecten zijn in het kader van deze studie onderzocht, en kunnen als bouwstenen meegenomen worden bij het ontwerp van een grondwaterstandsmmeetnet.

De onderzoekers zijn Harm Houweling en Han Runhaar zeer erkentelijk voor hun opbouwende kritiek met betrekking tot de rapportage van dit project.

Samenvatting

Dit project is tot stand gekomen naar aanleiding van een vraag vanuit het Natuurplanbureau aan programma 395, Basis- en kerngegevens bovengrond, naar een ontwerp voor een meetnet verdroging. Het doel van een meetnet verdroging is om een landelijke trend in de mate van verdroging (als afstand tot de GGOR) te kunnen vaststellen (vraag kaderbrief WUR 2003 417-1). Het doel van het onderzoek is het geven van een eerste aanzet voor een meetnetoptimalisatie, waarbij rekening wordt gehouden met de bestaande meettechnieken en de nauwkeurigheid ervan. Naast deze doelstelling is gekeken naar de ruimtelijk-fysische aspecten van verdroging, teneinde meer inzicht te krijgen in de gewenste nauwkeurigheid van meettechnieken.

Om inzicht te krijgen in de omvang van het verdrogingsprobleem zijn op basis van een relatief eenvoudige methode GxG kaarten gegenereerd. Het gaat hierbij om zowel de referentiesituatie (periode 1850 – 1900) als de actuele situatie. Door vergelijking van de GxG op beide tijdstippen is een inschatting gemaakt van de verdroging in de afgelopen eeuw. Vervolgens is gekeken naar de fysische en ruimtelijke aspecten van verdroging. Aspecten zoals veerkracht, hydrologische beïnvloedbaarheid, beheersbaarheid en hydrologische standplaatscondities geven een inschatting van de te verwachten effecten van een grondwaterstandsverandering. Deze factoren kunnen gezien worden als een maat voor de verdrogingsgevoeligheid. Bij hydrologische beïnvloedbaarheid gaat het voornamelijk om de effecten van waterhuishoudkundige ingrepen in de omgeving. Veerkracht heeft betrekking op de abiotische omstandigheden die het voor plantgemeenschappen in meer of mindere mate mogelijk maken om uit te wijken naar andere locaties. Hydrologische standplaatscondities zijn een maat voor het gemiddelde niveau en de dynamiek van de grondwaterstand en de beschikbare waterberging in de bodem. Inzicht in de ruimtelijke aspecten van verdroging geeft de mogelijkheid om anti-verdrogingsmaatregelen te prioriteren. Daarnaast kan deze informatie worden gebruikt om de gewenste nauwkeurigheid van een monitoringnetwerk vast te stellen. Met behulp van een fysische interpretatie van tijdreeksen is getracht de kaarten te valideren. Bij de vergelijking is echter gebleken dat de fysische informatie uit tijdreeksen niet gebruikt kan worden voor de validatie, aangezien deze informatie in sommige gevallen een andere betekenis heeft dan volgens de definitie.

Voor de bepaling van de klimaatrepresentatieve GxG voor peilbuizen wordt gebruik gemaakt van tijdreeksanalyse. Bij tijdreeksmodellering wordt in een peilbuis de samenhang gemodelleerd tussen het neerslagoverschot en de gemeten grondwaterstand. Het tijdreeksmodel dat deze samenhang beschrijft wordt daarna toegepast op langjarige reeksen van neerslagoverschotten. Hieruit volgen langjarige tijdreeksen van grondwaterstanden die nauw aansluiten op de metingen en representatief zijn voor de klimaatperiode. Deze reeksen kunnen worden samengevat in beschrijvende parameters zoals de GxG en Gt. Om inzicht te krijgen in de onzekerheid van de berekende GxG is het effect van de gebruikte kalibratieperiode

en het effect van het gebruik van gegevens afkomstig van verschillende meteostations nader onderzocht. Temporele verschillen in meteorologische omstandigheden blijken meer effect te hebben op de berekende GxG dan ruimtelijke verschillen in meteorologische gegevens.

Om de gemeten grondwaterstanden op locaties met gerichte opnames te transformeren naar de GxG wordt gebruik gemaakt van stambuisregressie. Bij stambuisregressie wordt met behulp van regressieanalyse een winter- of zomermeting gecorrigeerd voor te natte of te droge omstandigheden ten opzichte van de GHG of de GLG. Hierbij wordt aangenomen dat er gebruik wordt gemaakt van een stambuizenset die de belangrijkste variatie in hydrologische omstandigheden (geohydrologie en ontwateringssituatie) representeert. De meetdatum blijkt van grote invloed op de vastgestelde regressierelatie. Metingen uitgevoerd op tijdstippen waarop de grondwaterstand in de buurt van de GxG liggen hebben een sterker verband met de GxG dan metingen op andere tijdstippen. Met name bij de voorspelling van de GHG vindt er een afvlakking plaats. Natte GHG's worden droger en droge GHG's worden natter voorspeld.

Zoals hierboven is aangegeven worden 'metingen' van de GxG via tijdreeksanalyse en stambuisregressie verkregen. Op basis van de ingeschatte onzekerheid behorende bij deze meetmethoden is een aanzet voor een monitoringsopzet gegeven. Uit het doorrekenen van een aantal exemplarische situaties blijkt dat de nauwkeurigheid waarmee de gebiedsgemiddelde GxG kan worden berekend vooral afhangt van de ruimtelijke variatie in de GxG in het gebied. In gebieden met veel variatie is het raadzaam het ambitieniveau met betrekking tot de gewenste nauwkeurigheid naar beneden bij te stellen. Dit lijkt aanvaardbaar omdat uit de analyse naar de ruimtelijke aspecten van verdroging is gebleken dat de verdrogingsgevoeligheid in dit type gebieden veel geringer is.

1 Inleiding

1.1 Achtergrond en probleemstelling

De aanleiding voor het onderzoek dat in dit rapport is beschreven, is een vraag van het Natuurplanbureau aan programma 395, Basis- en kerngegevens bovengrond, naar een ontwerp voor een meetnet verdroging. Het doel van een meetnet verdroging is om de landelijke trend in de verdroging (als afstand tot de GGOR) te kunnen vaststellen (vraag kaderbrief WUR 2003 417-1). Daarnaast heeft Staatsbosbeheer een verzoek ingediend om een methode te ontwikkelen waarmee, vanuit een meetnet per natuurterrein, een landelijk grondwatermeetnet kan worden opgezet. Dit meetnet zou als basis voor een landelijke verdrogingskaart kunnen dienen. Beide vragen overlappen elkaar in hoge mate.

Sinds het opwerpen van beide vragen hebben zich een aantal ontwikkelingen voorgedaan die hebben geleid tot een verbreding van de vraagstelling. Zo zijn de provincies van plan om de landelijke verdrogingskaart in de toekomst te baseren op meetgegevens, waarbij de natuurdoeltypen maatgevend zijn voor de gewenste grondwatersituatie. Daarnaast is door Alterra in opdracht van onder meer Staatsbosbeheer een methode ontwikkeld om verdroging van natuurgebieden vlakdekkend in beeld te brengen (van Delft *et al.*, 2002). Dit roept de vraag op in hoeverre karteringen een aanvulling dan wel een alternatief vormen voor monitoring met een meetnet. Daarnaast wordt er momenteel gewerkt aan een landsdekkende kaart van de verdroogde natuur, waarbij uitgegaan wordt van natuurdoeltypen voor de OGR en de AGR. Deze kaart, welke nog niet beschikbaar is, zal in de toekomst het uitgangspunt vormen voor een meetnet verdroging.

In de loop der tijd is de inhoud van het begrip verdroging verschoven. Bij de erkenning van verdroging als landelijk milieuprobleem werd voor een onverdroogde situatie nog uitgegaan van een historische referentie. In de 3e Nota Waterhuishouding (Min. V&W, 1999) werd verdroging gedefinieerd als:

‘Alle effecten als gevolg van daling van de grondwaterstand, zowel als gevolg van vochttekort als van mineralisatie en verandering in de invloed van kwel en neerslag’.

Daarbij werd de situatie in 1950, of in sommige gebieden een eerder jaartal, gebruikt als historische referentie. Deze verdroging noemen we de “historische verdroging”.

Door de provincies wordt bij de definiëring van verdroging over het algemeen uitgegaan van de grondwatersituatie die nodig is om hun natuurdoelen te realiseren. De provincie Gelderland (1996) verwoordde dit als volgt:

‘Verdroging houdt in dat een gebied verdroogd is wanneer in dat gebied de actuele grond- en oppervlaktewatersituatie van de natuur droger is dan de gewenste grond- en oppervlaktewatersituatie’

Deze verdroging, zie figuur 1.1 en tabel 1.1, noemen we de “bestuurlijke verdroging” en wordt momenteel door bijna alle betrokken overheden, inclusief het rijk, gebruikt wanneer het gaat om het verdrogingsprobleem (Runhaar *et al.*, in prep). In deze

studie wordt onderzocht in hoeverre de gewenste GxG afwijkt van de actuele GxG, ongeacht de definitie van de gewenste situatie.

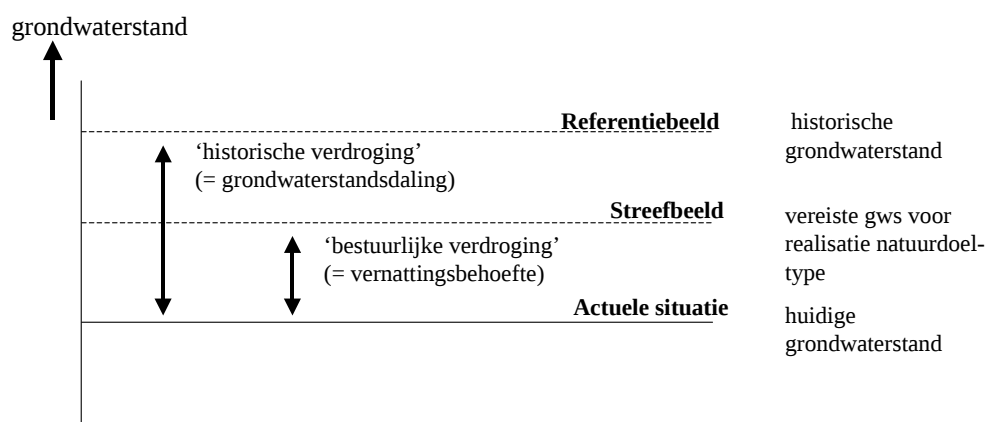


Fig. 1.1 Verschil tussen 'historische' en 'bestuurlijke' verdroging.

Verschillende onderzoeken hebben aangetoond dat als gevolg van ingrepen in de waterhuishouding, bijvoorbeeld een verandering in de infrastructuur, het peilbeheer of onttrekking aan grond- en oppervlaktewater, er op veel plaatsen verdroging heeft plaatsgevonden. Om deze verdroging tegen te gaan zijn verschillende maatregelen genomen. Er bestaat op dit moment echter onvoldoende inzicht in de effectiviteit van het anti-verdrogingsbeleid. In de verdrogingsrapportage over 2000 wordt gemeld dat in slechts 3% van de verdroogde gebieden volledig herstel is opgetreden (IPO/RIZA, 2001). In de overige gebieden zijn vaak wel maatregelen genomen maar deze hebben niet geleid tot volledig herstel. In welke mate in deze gebieden de hydrologische toestand is hersteld is niet aan te geven, en ook niet wat de situatie is in gebieden waar geen maatregelen zijn genomen. Er vindt namelijk geen systematische monitoring en evaluatie plaats. De gegevens in de voortgangsrapportage over verdroging zijn dan ook gebaseerd op schattingen en het oordeel van deskundigen.

Tabel 1.1 Verschil in betekenis en wijze van kwantificeren tussen 'historische' en 'bestuurlijke' verdroging.

verdrogings- maat	grenswaarden		betekenis
	niet verdroogd	volledig verdroogd	
historische verdroging	grondwaterstand komt overeen met die in de vroegere situatie (bv 1950)	grondwaterstand zo laag dat grondwaterafhankelijke systemen niet meer kunnen voorkomen	mate waarin het grondwaterafhankelijke ecosysteem sinds de referentieperiode is aangetast door grondwaterstands daling
bestuurlijke verdroging	grondwaterstand voldoende hoog om doeltypes optimaal te kunnen realiseren	grondwaterstand zo laag dat doeltypes niet gerealiseerd kan worden	mate waarin natuurdoeltypes gerealiseerd kan worden

1.2 Doelstelling

De onderzoeksvragen waarop in deze studie een antwoord wordt gegeven, zijn:

- hoe kan met bestaande technieken de verdroging van natuurgebieden (of gebieden binnen de EHS) in beeld worden gebracht, en wat is daarvoor de optimale meetstrategie (monitoring, periodiek herhaalde karteringen of een combinatie van beiden)?;
- hoe nauwkeurig zijn de uitspraken die met de bestaande technieken en gegevens gedaan kunnen worden, en hoe is, indien nodig, de nauwkeurigheid te verbeteren?

Om bovenstaande vragen te beantwoorden is naast de meettechnieken ook onderzocht hoe de *verdrogingsgevoeligheid* en *veerkracht* van natuurgebieden in kaart kan worden gebracht. Met verdrogingsgevoeligheid wordt bedoeld de mate van beïnvloedbaarheid van de grondwaterstand door ingrepen in de waterhuishouding. Met veerkracht wordt in deze studie bedoeld de mate waarin een gebied voor de vegetatie uitwijkmogelijkheden biedt als zich veranderingen voordoen in de abiotische omstandigheden. De verdrogingsgevoeligheid geeft informatie over de gewenste nauwkeurigheid waarmee verdroging wordt gemonitord en kan verder gebruikt worden bij een eventuele prioritering van antiverdrogingsmaatregelen.

Bij het beantwoorden van de onderzoeksvragen wordt primair gekeken naar het waterkwantiteitsvraagstuk in de vorm van grondwaterstandsveranderingen. Het effect van grondwaterstandsveranderingen op de waterkwaliteit en daarmee de eventuele effecten op de vegetatie worden binnen deze studie buiten beschouwing gelaten.

1.3 Begrippenkader

In dit onderzoek worden meettechnieken van de freatische grondwaterstand besproken. De karakterisering van de grondwaterstand is in de praktijk grotendeels gebaseerd op de grondwatertrap (Gt) en een aantal daarmee samenhangende gegevens. Dit heeft tot gevolg dat er gebruik wordt gemaakt van een aantal afkortingen en begrippen die specifiek zijn voor de karakterisering van de grondwaterstand en de Gt. De in dit rapport gebruikte afkortingen en begrippen worden hier kort toegelicht:

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

HG3 en *LG3* zijn de gemiddelden 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 halfmaandelijks meetfrequentie;

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

xG3 staat voor de begrippen *HG3*, *VG3* en *LG3* tezamen;

GHG (Gemiddeld Hoogste Grondwaterstand) is gedefinieerd als het gemiddelde van de *HG3* over een aaneengesloten periode van tenminste acht jaar waarin geen waterhuishoudkundige ingrepen hebben plaatsgevonden;

GLG (Gemiddeld Laagste Grondwaterstand) is gedefinieerd als het gemiddelde van de *LG3* over een aaneengesloten periode van tenminste acht jaar waarin geen waterhuishoudkundige ingrepen hebben plaatsgevonden;

GVG (Gemiddelde Voorjaars Grondwaterstand) is gedefinieerd als het gemiddelde van de *VG3* over een aaneengesloten periode van tenminste acht jaar waarin geen waterhuishoudkundige ingrepen hebben plaatsgevonden;

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

Klimaatrepresentatieve GxG betekent de *GxG* zoals die berekend zou kunnen worden uit metingen in de volgende situatie:

- (i) Over een aaneengesloten periode wordt gedurende 30 jaar op de 14e en 28e van elke maand de freatische grondwaterstand gemeten;
- (ii) Gedurende deze periode verandert er niets aan het peilbeheer, de inrichting van het watersysteem, het debiet van grondwateronttrekkingen et cetera (geen waterhuishoudkundige ingrepen);
- (iii) De *GxG* wordt op basis van deze gegevens berekend (eerst per hydrologisch jaar de *HG3*, *VG3* (*VG3* per kalenderjaar) en *LG3*, daarna het 30-jaarse gemiddelde van de *HG3*, *VG3* en *LG3*, resulterend in *GHG*, *GVG* en *GLG*.

De aldus verkregen *GxG* representeert het effect van de gehele weersvariatie binnen de klimaatperiode van 30 jaar, gegeven de huidige ontwaterings situatie en kan derhalve worden gezien als de verwachte *xG3* onder de heersende hydrologische en klimatologische omstandigheden;

De *Gt* (Grondwatertrap) is een typische combinatie van *GHG*- en *GLG*-klassen welke op onderstaande wijze is onderverdeeld (figuur 1.2).

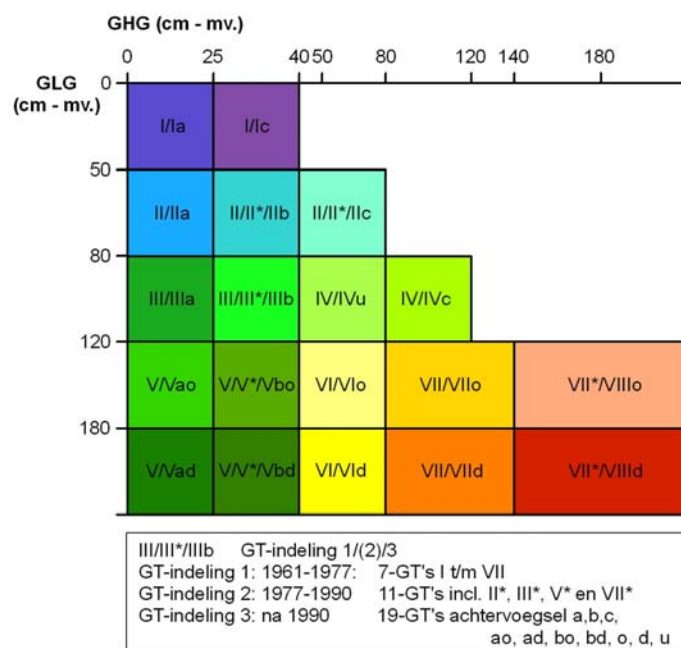


Fig. 1.2 *Gt*-indeling op basis van de *GHG* en *GLG*.

1.4 Leeswijzer

In dit rapport wordt een antwoord gegeven op de onderzoeksvragen die in par. 1.2 zijn genoemd;

- hoe kan met bestaande technieken de verdroging van natuurgebieden (of gebieden binnen de EHS) in beeld worden gebracht, en wat is daarvoor de optimale meetstrategie (monitoring, periodiek herhaalde karteringen of een combinatie van beiden)?;
- hoe nauwkeurig zijn de uitspraken die met de bestaande technieken en gegevens gedaan kunnen worden, en hoe is, indien nodig, de nauwkeurigheid te verbeteren?

In hoofdstuk 2 wordt een methodiek beschreven waarmee op basis van maaivelds-hoogteverdeling de Gt kan worden bepaald voor zowel de actuele als de referentie-situatie, teneinde het verdrogingsprobleem in beeld te kunnen brengen. In hoofdstuk 3 wordt ingegaan op de fysische en ruimtelijke aspecten van verdroging en hoe deze met behulp van beschikbare informatie landsdekkend in kaart kan worden gebracht. Het gaat hierbij voornamelijk om de aspecten veerkracht, hydrologische beïnvloedbaarheid, standplaatsconditie en de beheersbaarheid van het systeem. Hoofdstuk 2 en 3 geven antwoord op het eerste deel van de 1^e onderzoeksvraag.

In hoofdstuk 4 wordt nader ingegaan op de fysische aspecten die een rol spelen bij de grondwaterdynamiek. Op basis van meetreeksen van de grondwaterstand en tijdreeksanalyse kan een inschatting gemaakt worden van de hydrologische parameters die bepalend zijn voor de grondwaterstandsfluctuatie. Doel van de analyse in hoofdstuk 4 was het formuleren van de relatie tussen aan de ene kant de parameters van een lineair tijdreeksmodel waaruit de GxG kan worden bepaald en aan de andere kant de kenmerkende grootheden die in het veld gekarteerd kunnen worden en mogelijk beïnvloed kunnen worden (hoofdstuk 3).

In hoofdstuk 5 komen een aantal bestaande meetmethoden aan de orde die gebruikt kunnen worden bij monitoring van verdroging. Om meer inzicht te krijgen in de bruikbaarheid van de methode wordt een inschatting gemaakt van de onzekerheid van de meetmethoden. Hoofdstuk 5 geeft daarmee antwoord op de 2^e onderzoeksvraag.

In hoofdstuk 6 wordt het beeld van de verdroging (hoofdstuk 2 en 3) gerelateerd aan het bestaande meetnet van stambuizen (1 van de meetmethoden uit hoofdstuk 5) en worden voorstellen gedaan voor meetnetoptimalisatie, waarbij gebruik wordt gemaakt van de fysische en ruimtelijke aspecten die de grondwaterdynamiek bepalen. Daarmee wordt antwoord gegeven op het tweede deel van de 1^e onderzoeksvraag.

In figuur 1.3 is de samenhang tussen de verschillende aspecten die in het kader van dit onderzoek zijn onderzocht schematisch weergegeven. Hierbij is tevens een verwijzing naar de hoofdstukken waarin het onderdeel is beschreven opgenomen.

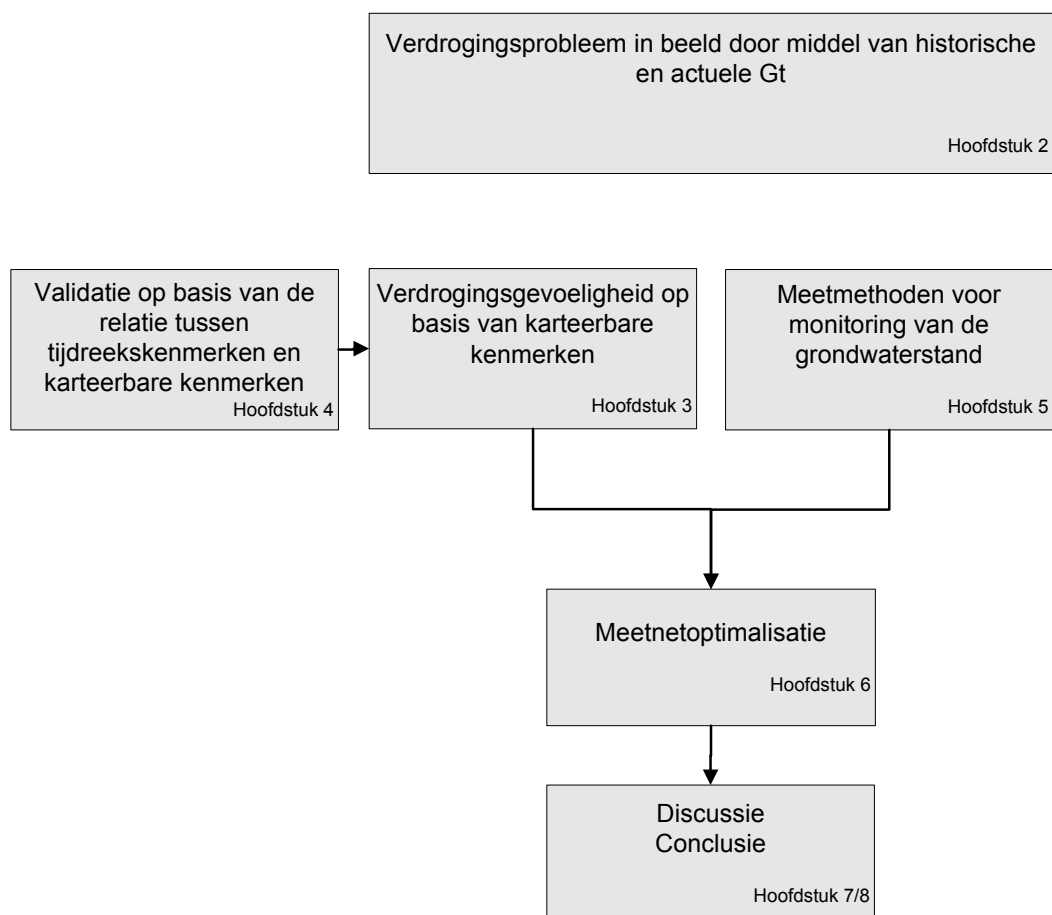


Fig. 1.3 Schematische weergave van de samenhang tussen de verschillende onderdelen in dit rapport.

2 In kaart brengen van het verdrogingsprobleem aan de hand van de Gt

2.1 Gt op basis van karteerbare kenmerken

Om vast te stellen of er verdroging is opgetreden wordt een vergelijking gemaakt in de tijd op basis van een systeemeigenschap. De systeemeigenschap die hiervoor wordt gebruikt is de freatische grondwaterstand. De karakterisering van de freatische grondwaterstand wordt meestal gedaan in de vorm van grondwatertrappen (Gt's). Door Van der Sluijs is in 1990 onderzoek gedaan naar de gemiddelde waarden van de GHG en GLG voor de verschillende Gt-klassen. Hierbij is gebruik gemaakt van veeljarig bemeten peilbuizen. De uitkomsten van dit onderzoek zijn weergegeven in tabel 2.1.

Tabel 2.1 Relatie tussen de Gt en de GHG en GLG (naar: Van der Sluijs, 1990).

Gt	aantal	GHG (cm -mv)	GHG- spreiding (cm)	GLG (cm -mv)	GLG- spreiding (cm)	Fluctuatie GHG-GLG (cm)
I	14	5	4	38	7	43
II	34	7	3	66	4	60
II*	5	32	7	67	11	36
III	54	17	1	103	3	86
III*	33	32	3	102	4	70
IV	45	56	3	104	4	49
V	30	17	3	135	5	118
V*	42	32	3	142	4	110
VI	151	61	1	155	2	94
VII	99	101	2	190	3	90
VII*	50	185	3	281	4	97

Recent is de karakterisering van de freatische grondwaterstand op basis van puntgegevens opnieuw onderzocht (Van der Gaast en Massop, 2003). In dit kader is de fluctuatie van de freatische grondwaterstand op een groot aantal peilbuislocaties onderzocht, hetgeen heeft geresulteerd in een zeer uitgebreide dataset. Op basis van deze gegevens is een tabel opgesteld die de relatie weergeeft tussen de Gt en de GHG, GVG en GLG (tabel 2.2; Van der Gaast en Massop, 2003).

Tabel 2.2 is gebaseerd op een veel grotere steekproef (aantal meetlocaties) dan de tabel die indertijd door Van der Sluijs is opgesteld. Daarnaast heeft deze tabel betrekking op resultaten verkregen met behulp van tijdreeksanalyses, waardoor de berekende GxG betrekking heeft op een 'klimaatrepresentatieve' GxG. Over het algemeen komen de waarden voor de GHG en de GLG per Gt-klasse goed met elkaar overeen. Voor de GHG bedragen de verschillen slechts enkele centimeters. Voor de GLG zijn de verschillen iets groter. In de tabel zijn voor de verschillende Gt's het gemiddelde en de standaarddeviatie gegeven. Uit deze gegevens kan een frequentieverdeling per Gt-klasse worden berekend. Op basis van het Actueel

Hoogtebestand Nederland (AHN) kan eveneens voor de hoogte van het maaiveld een frequentieverdeling worden gemaakt. In figuur 2.1 zijn beide verdelingen schematisch weergegeven. Voor het neerschalen van de GxG wordt de verdeling van de maaiveldshoogte, binnen een Gt-vlak op de bodemkaart, getransformeerd naar de verdeling van de GxG, teneinde een gridkaart met een resolutie van 25 meter te kunnen genereren. Bij de transformatie wordt voor ieder afzonderlijk Gt-vlak in de bodemkaart een uniek lineair verband tussen het maaiveldsverloop en de Gt verondersteld.

Tabel 2.2 Relatie tussen de Gt en de GxG op basis van tijdreeksresultaten voor peilbuisgegevens.

Gt	Aantal	GHG (cm -mv)	GHG- spreiding (cm)	GVG (cm -mv)	GVG- spreiding (cm)	GLG (cm -mv)	GLG- spreiding (cm)
I	102	5.3	12.2	10.6	11.0	36.5	9.2
II	178	4.8	14.4	28.1	13.5	65.6	8.7
II*	44	35.9	9.1	53.4	6.6	73.4	6.0
III	177	13.3	9.0	43.4	11.0	97.7	11.4
III*	108	32.7	4.2	60.4	7.0	101.9	11.0
IV	176	56.7	11.7	78.2	10.2	106.9	10.4
V	58	16.8	6.2	56.1	10.6	139.7	16.9
V*	118	33.5	4.3	70.5	10.1	145.6	22.4
VI	716	62.4	11.2	95.6	12.8	159.2	26.1
VII	1005	105.6	16.3	134.1	17.7	191.1	33.0
VIII	437	201.1	81.0	228.6	81.9	294.6	87.3

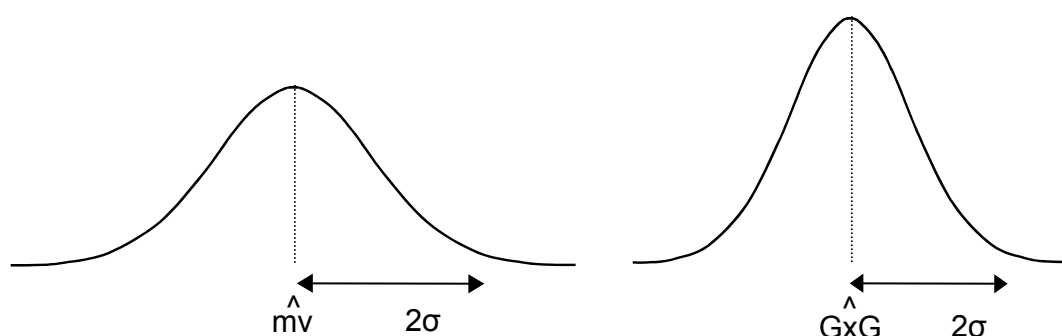
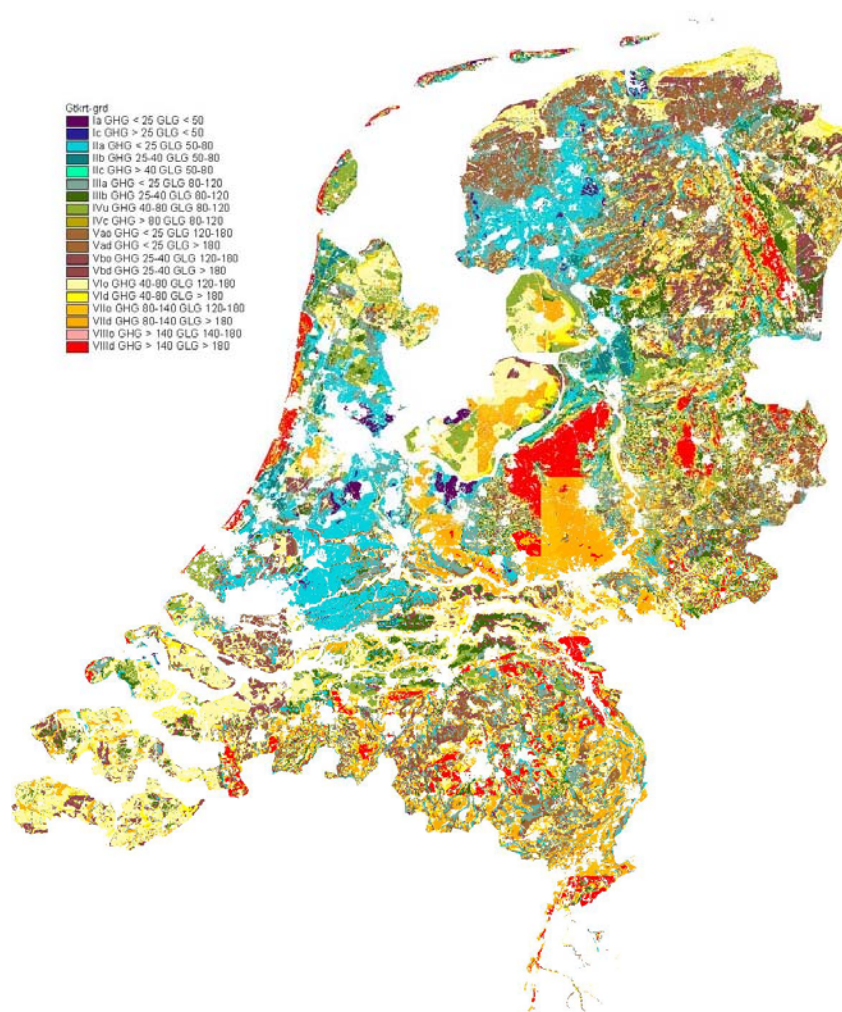


Fig. 2.1 Schematische weergave van de frequentieverdeling van de maaiveldshoogte en de GxG.

Het gebruik van tabel 2.2 bij het op deze manier neerschalen van de Gt levert de volgende kaartbeelden (figuur 2.2). Deze kaart geeft de situatie voor de periode 1960 – 1980 weer, de periode waarin het merendeel van de bodem- en Gt-karteringen is uitgevoerd.

Om de mate van verdroging vast te stellen is men echter niet geïnteresseerd in de neergeschaalde Gt-kaart, maar wil men inzicht hebben in het verschil in GxG tussen de gewenste en actuele situatie. Door gebruik te maken van de bovenstaande techniek zijn eveneens de referentiesituatie en de actuele situatie bepaald.



Neergeschaalde Gt kaart

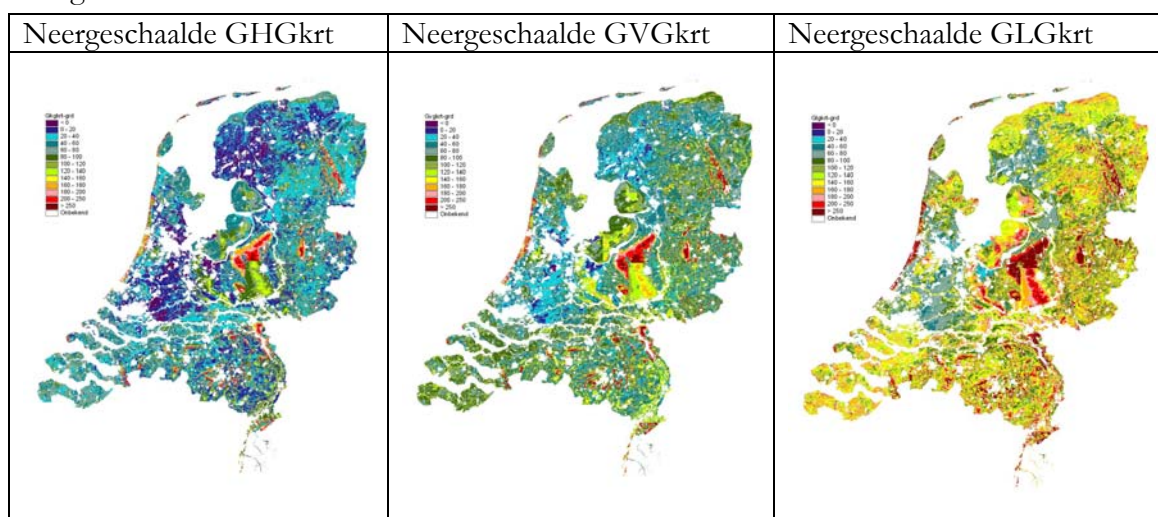


Fig. 2.2 Neergeschaalde Gt-kaart.

2.2 Historische situatie

Bij het karakteriseren van de verdroging wordt onderscheid gemaakt in historische verdroging (grondwaterstandsaling) en de bestuurlijke verdroging (vernattings-behoefte). De historische verdroging is veelal groter dan de bestuurlijke. Voor deze studie is als referentie uit het verleden de ‘natuurlijke grondwatertrap’ gebruikt, zoals die door Jansen *et al.* (1999) is afgeleid uit (fossiele) bodemkenmerken. Deze natuurlijke grondwatertrap geeft bij benadering de situatie 1850-1900 weer. In de meeste gebieden geeft deze grondwatertrap aan wat bij herstel de maximaal haalbare grondwatertrap is. De natuurlijke grondwatertrap wordt weergegeven in de vorm van de 10^e, 30^e, 50^e, 70^e en 90^e percentiel voor zowel de GHG, GLG en de GVG. Deze informatie is gebruikt om per kaartvlak een gemiddelde voor de GHG, GVG en de GLG en een bijbehorende standaarddeviatie te bepalen, welke kunnen worden vertaald in een kansverdeling. Naast deze verdeling is ook de maaiveldsverdeling van de bodemeenheden bekend. Voor het neerschalen van de historische GxG wordt de frequentieverdeling van de maaiveldhoogte binnen een bodemeenheid op de bodemkaart getransformeerd naar de verdeling voor de GxG. Toepassing van de methode levert een neergeschaalde historische grondwatertrappenkaart op (figuur 2.3).

2.3 Actuele situatie

In tabel 2.3 is door de buislocaties over de bodemkaart te leggen voor de Gt-vlakken van de bodemkaart eenzelfde tabel opgesteld als indertijd door Van der Sluijs (tabel 2.1). Deze tabel heeft betrekking op een dataset die bestaat uit ruim 3000 buizen. Uit de tabel kan worden geconcludeerd dat er sinds de periode van de Gt-kartering verdroging heeft plaatsgevonden. Voor elk kaartvlak komt de gemiddelde GxG veel lager uit dan het gemiddelde dat kenmerkend is voor de desbetreffende Gt-klasse (situatie 1960 – 1980), hetgeen duidt op verdroging. Voor een aantal Gt-klassen in de bodemkaart valt de gemiddelde GxG niet meer binnen de indertijd gekarteerde Gt-klasse. Vooral Gt V/V* lijkt op basis van de analyse sterk verdroogd. Hierbij moet echter worden opgemerkt dat Gt V/V* in buizen moeilijk te meten is vanwege de diepte en de lengte van het filter ten opzichte van storende lagen, die veelal Gt V/V* veroorzaken.

Tabel 2.3 Relatie tussen de Gt en de GxG op basis van tijdreeksresultaten in kaartvlakken van de bodemkaart 1:50000.

Gt	Aantal	GHG (cm -mv)	GHG- spreiding (cm)	GVG (cm -mv)	GVG- spreiding (cm)	GLG (cm -mv)	GLG- spreiding (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

Representativiteit van buislocatie voor het kaartvlak

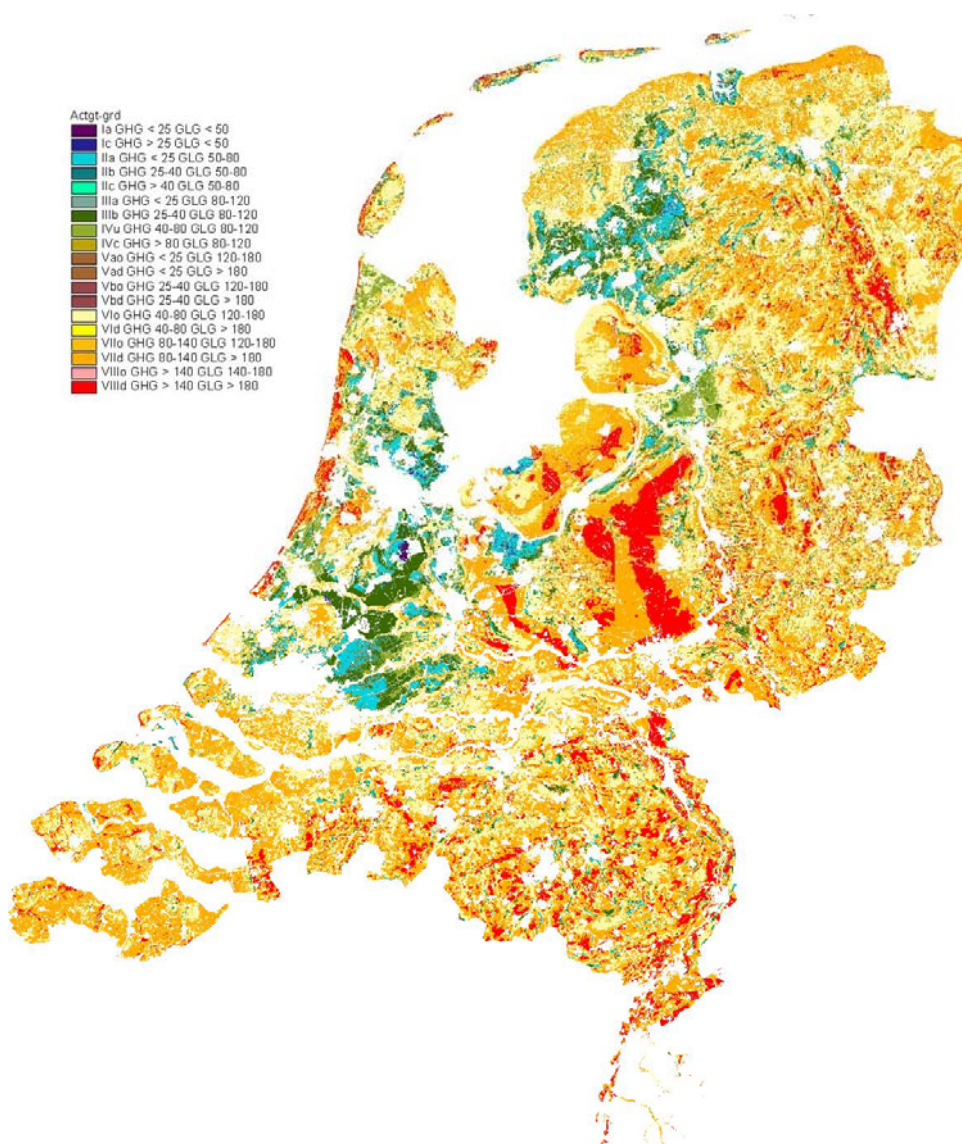
Om meer inzicht te krijgen in de representativiteit van de buislocaties voor kaartvlakken is er aanvullend een analyse uitgevoerd met behulp van het Actueel Hoogtebestand Nederland (AHN). In veel gevallen heeft men de indruk dat buizen vaak iets hoger liggen ten opzichte van de omgeving. In de meeste gevallen staan buizen in bermen langs bijvoorbeeld zandwegen of essen die wellicht iets hoger liggen dan de naastliggende percelen, of nabij waterlopen. Om de relatieve maaiveldligging van buizen te onderzoeken is gekeken naar de relatieve hoogteligging van de buizen ten opzichte van de omgeving. Voor de analyse is gebruik gemaakt van het AHN met een resolutie van 5 meter en 25 meter. Verder is gebruik gemaakt van 424 stambuizen die gebruikt zijn bij de Gt-actualisatie. Deze buizen liggen allen in het Pleistocene deel van Nederland. Voor verschillende stralen is het gemiddelde verschil bepaald tussen de hoogte van de 5 x 5 meter gridcel waarin de stambuis ligt en de gemiddelde maaiveldhoogte binnen de desbetreffende straal. De resultaten zijn weergegeven in tabel 2.4. Het gemiddelde verschil blijkt relatief klein te zijn. Het gemiddelde van het absolute verschil is echter groot en neemt af naarmate de straal waarin gekeken wordt kleiner is. Ook de standaarddeviatie van het verschil neemt af naarmate de straal kleiner wordt. Naast de analyse waarbij gebruik is gemaakt van de 5 meter resolutie van het AHN is gekeken naar het verschil tussen de maaiveldhoogte op basis van de 5 meter resolutie en de 25 meter resolutie. Het gemiddelde verschil is wederom gering en bedraagt 1.5 cm. De standaarddeviatie van het verschil is echter groot en bedraagt 25 cm.

*Tabel 2.4 Analyse representativiteit buislocaties mbv AHN5*5 (cm).*

Stambuizen N = 424	Gem. verschil 5x5	Abs gem. verschil	Gem std
Straal 100	2.2	23.2	39.2
Straal 50	0.7	17.4	29.2
Straal 25	-0.9	13.4	22.5
Straal 14	-1.1	10.5	17.5

Uit tabel 2.4 volgt dat er geen noemenswaardig systematisch verschil is tussen de maaiveldhoogte op een buislocatie en de maaiveldhoogte in de omgeving. De gemiddelde standaarddeviatie is echter wel groot en ligt in de orde van 20 tot 25 cm. De analyse geeft aan dat het gebruik van buisgegevens bij een grote steekproef geen systematische afwijking als gevolg van representativiteit t.o.v. het maaiveld geeft. Het gebruik van de Gt-tabel voor een actuele inschatting van de Gt zal waarschijnlijk niet noemenswaardig beïnvloed worden door de ligging van de buizen ten opzichte van het maaiveld. De hoge gemiddelde standaarddeviatie zou een verhogend effect kunnen hebben op de berekende standaarddeviatie in de Gt-tabel. Om een stratificatie naar Gt mogelijk te maken is de analyse nogmaals uitgevoerd met een uitgebreide dataset van buizen (bijlage 1). Het gemiddelde verschil per Gt bedraagt enkele centimeters.

Indien gebruikt wordt gemaakt van de gegevens uit tabel 2.4 en de neerschaling-methodiek zoals beschreven in paragraaf 2.1, kan op basis van de vlakken van de bodemkaart een actuele situatie voor de Gt worden gemaakt (figuur 2.4).



Neergeschaalde Act Gt

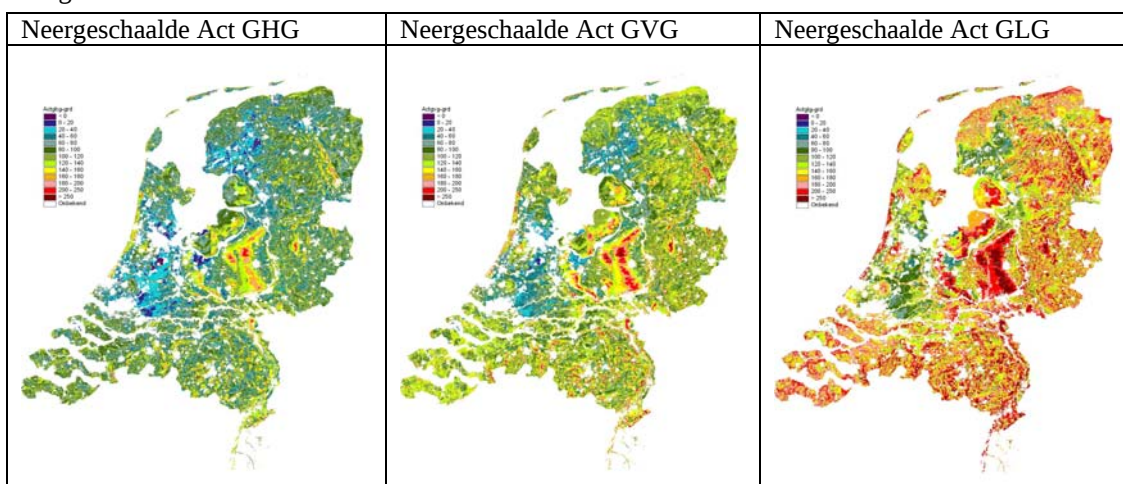


Fig. 2.4 Neergeschaalde Actuele Gt.

2.4 Verdroging

Het verschil tussen de historische en de actuele grondwaterstand is weergegeven in figuur 2.5.

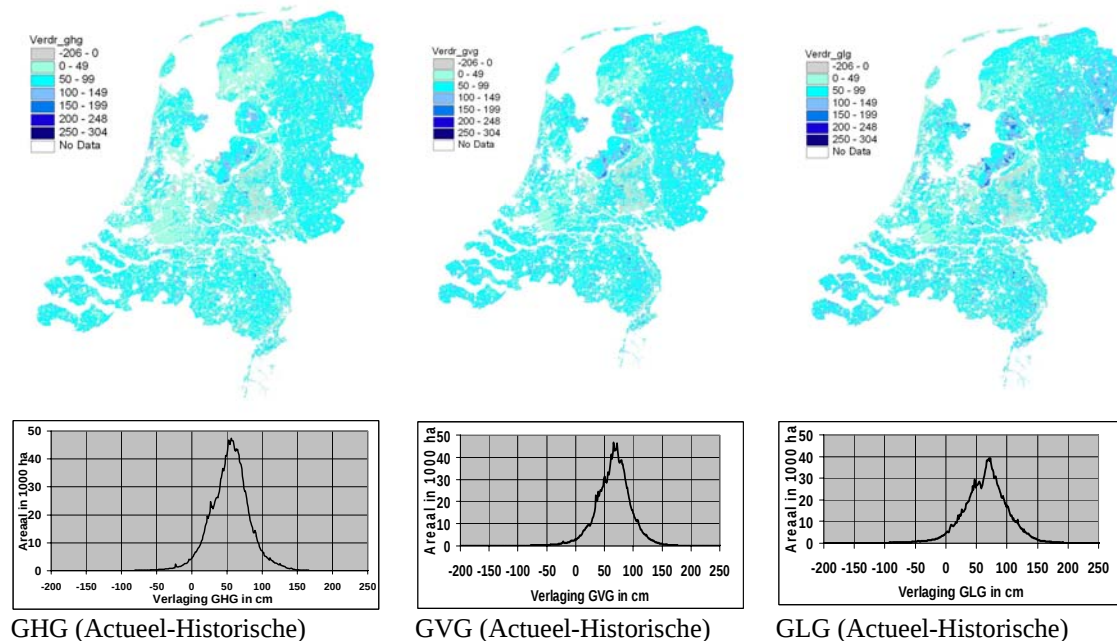


Fig. 2.5 Verschil in GxG tussen actuele en de referentiesituatie (cm).

De gemiddelde berekende verlaging bedraagt voor de:

- GHG 59 cm,
- GVG 70 cm,
- GLG 71 cm.

Deze verlaging van de grondwaterstand (60-70 cm) is relatief groot; dit komt doordat uitgegaan is van een historische situatie die ongeveer overeenkomt met de situatie 1850-1900. Indien het droge deel van Nederland (GHG > 140 cm) buiten beschouwing wordt gelaten, is de berekende verdroging ongeveer 5 cm minder. Tussen 1900 en 1960/70 heeft er o.a. als gevolg van ontginningen, beekverbeteringen, toename van de verdamping en waterwinningen al verdroging plaatsgevonden. In het begin van de vorige eeuw was men vooral gericht op het terugdringen van zomervloeden, hetgeen tot uiting komt in de relatief grote daling van de GLG. In de tweede helft van de vorige eeuw zijn er veel ruilverkavelingen uitgevoerd die veelal gepaard zijn gegaan met verandering van de ontwateringssituatie door o.a. de aanleg van buisdrainage. Daarnaast is de verdamping blijvend toegenomen door agrarische productieverhoging en zijn de grondwaterontrekkingen voor zowel drinkwater, industrie als landbouw verder toegenomen.

Voor natuurgebieden is aan het eind van de jaren 80 de verdroging geschat (Garritsen *et al.*, 1990). Bij deze analyses is gebruik gemaakt van de COLN-gegevens en de bodemkaart 1 : 50.000. De gemiddelde verdroging voor natuurgebieden tussen de COLN-periode en de Bodemkaart 1 : 50.000 is ongeveer 30 cm (Garritsen *et al.*, 1990) (figuur 2.6).

Recent zijn de karakteristieken van de grondwaterstand op puntlocaties onderzocht. In het kader van deze studie zijn tijdreeksresultaten van een groot aantal peilbuislocaties en gegevens van gerichte opnamen vergeleken met de Gt op de bodemkaart 1 : 50.000. Het geconstateerde verschil tussen de bodemkaart en de puntlocaties was 30 tot 46 cm (figuur 2.6) (Van der Gaast en Massop, 2003). Als gevolg van het moeilijk kunnen voorspellen van schijngrondwaterspiegels die veelal een GtV/V^* tot gevolg hebben is de verdroging wellicht overschat.

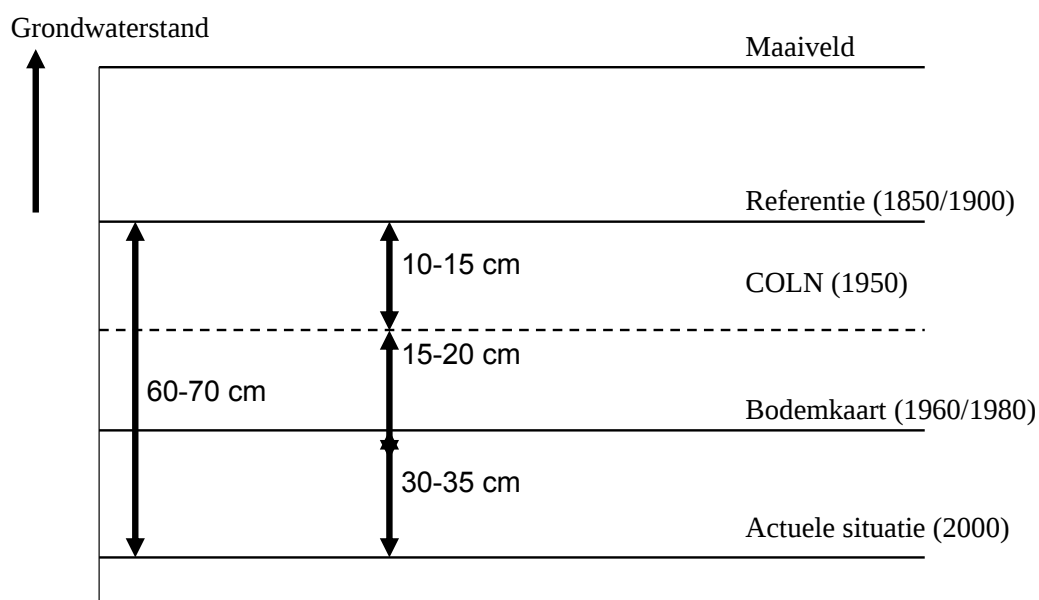


Fig. 2.6 Schematische weergave van de verdroging bij vergelijking van verschillende gegevensbronnen.

3 Ruimtelijke aspecten van verdroging

3.1 Waarderingsmethodiek

Een nevendoel van het onderzoek is het in kaart brengen van de verdrogingsgevoeligheid van natuurgebieden aan de hand van hulpinformatie. Met verdrogingsgevoeligheid wordt bedoeld de mate van beïnvloedbaarheid van de grondwaterstand door ingrepen in combinatie met de uitwijkmogelijkheid van plantgemeenschappen. Om de verdrogingsgevoeligheid te kunnen beoordelen kan een waarderingssysteem worden gebruikt waarin een waardering of gevoeligheid wordt gekoppeld aan karteerbare landschapskenmerken. Zo'n systeem is in het kader van een onderzoek naar waterkansen in het Structuurschema Groene Ruimte 2 (SGR2) ontwikkeld in de vorm van *waarderingstabellen* (Van der Gaast *et al.*, 2002). Deze tabellen vormen de kern van de hier gevolgde aanpak. Om zulke tabellen te kunnen ontwikkelen is informatie die besloten ligt in landsdekkende geografische databestanden geclassificeerd. Afhankelijk van de fysieke omstandigheden van een gebied met betrekking tot verdroging, zijn in de tabellen waarderingen toegekend tussen 0 (gering) en 10 (groot). Deze gevoeligheden hebben een kwalitatief karakter (*expert-judgement*). Voor zover mogelijk zijn de bepalende factoren voor de waarderingen gekwantificeerd (i.c. in mm).

De getallen in de waarderingstabellen zijn een maat voor de *fysieke omstandigheden* van een gebied die bepalend zijn voor de verdrogingsgevoeligheid. Deze gevoeligheid hangt onmiskenbaar samen met een aantal abiotische factoren. Sommige van deze omstandigheden zijn bepaald door de gebiedsinrichting, andere zijn niet of nauwelijks beïnvloedbaar en komen van nature voor. Deze opzet resulteert in herkenbare landsdekkende kaarten voor verschillende aspecten van verdroging. In deze studie zijn gevoeligheden gebaseerd op karteerbare landschapskenmerken die betrekking hebben op de waterkwantiteit. Andere aspecten, zoals waterkwaliteit, biodiversiteit of de waardering van het landschap hebben in de analyse geen rol gespeeld.

Om de verdroginggevoeligheid in kaart te brengen zijn de volgende vier deelaspecten nader uitgewerkt:

- veerkracht;
- hydrologische beïnvloedbaarheid;
- beheersbaarheid;
- hydrologische standplaatscondities.

De bovenstaande deelaspecten zijn vervolgens geïntegreerd tot één kaart. Voordat ingegaan wordt op de verdrogingsgevoeligheid is gekeken naar de grondwaterafhankelijkheid.

Met ‘veerkracht’ wordt in deze studie bedoeld de mate waarin een gebied voor de vegetatie uitwijkmogelijkheden biedt als zich veranderingen voordoen in de abiotische omstandigheden. Factoren die hierbij een rol spelen zijn variatie in het maaiveld, de helling van het maaiveld, de variatie in bodemtypen (bodemheterogeniteit) en de afhankelijkheid van het grondwater. Met de hydrologische beïnvloedbaarheid wordt bedoeld de mate van beïnvloedbaarheid van de grondwaterstand door ingrepen die buiten het gebied plaatsvinden. Factoren die hierbij een rol spelen zijn: freatische spreidingslengte, kwel en wegzijging en de aanwezigheid van storende lagen. De beheersbaarheid geeft aan de mate waarin via het oppervlaktewater de grondwaterstand kan worden beïnvloed. Factoren die hierbij van belang zijn hebben betrekking op het aantal stuwen en waterlopen en de regionale gebiedshelling. De hydrologische standplaatscondities geven het niveau en de dynamiek van het grondwater aan.

3.2 Grondwaterafhankelijkheid

De vochttoestand van standplaatsen wordt sterk bepaald door de capillaire eigenschappen van de bodem. De onverzadigde doorlatendheid van de bodem en de vochtspanning zijn bepalend voor de hoeveelheid grondwater die naar de wortelzone kan opstijgen. Een veel gebruikte maatstaf om deze capillaire eigenschappen van de bodem aan te duiden is de kritieke α -afstand. De kritieke α -afstand is de afstand waarover nog een voor de plant voldoende capillaire aanvoer naar de wortelzone kan worden gerealiseerd. De beschikbaarheid van vocht wordt bepaald door de vraag of, en zo ja wanneer, de kritieke α -afstand wordt overschreden. Op grond van het verband tussen wortelzone en grondwaterstand is het volgende onderscheid naar hydrologische profieltypen van belang (SNWBL, 1990):

- Hangwaterprofieltype: De gemiddelde voorjaarsgrondwaterstand (GVG) bevindt zich zo diep onder de wortelzone dat capillaire nalevering niet of nauwelijks plaatsvindt. Het beschikbare vocht wordt bepaald door het vochthoudend vermogen van de wortelzone.
- Grondwaterprofiel: Gedurende het gehele groeiseizoen is capillaire nalevering aan de wortelzone mogelijk van ca. 2 mm of meer per etmaal. De GLG blijft in dit geval steeds binnen de α -afstand
- Contactprofiel: Gedurende een deel van het jaar is de grondwaterstand hoog genoeg om de capillaire aanvoer mogelijk te maken. De aanvoer neemt af tot onder de 2 mm/d wanneer de grondwaterstand zo ver daalt dat de kritieke α -afstand wordt overschreden. Een contactprofiel wordt daarom wel aangeduid als een tijdelijk grondwaterprofiel.

Voor het bepalen tot welk profieltype een locatie behoort is dus van belang:

- bodemtype;
- dikte wortelzone;
- GVG;
- GLG.

Het bodemtype kan worden ontleend aan de bodemkaart 1: 50 000. Om het aantal eenheden te beperken is aangesloten bij de generalisatie en bodemfysische vertaling van de bodemkaart naar 21 bodemfysische eenheden, overeenkomstig de generalisatie van de Bodemkaart van Nederland (1 : 250 000) ten behoeve van de PAWN-studie (Wösten *et al.*, 1988). In de PAWN-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.*, 1994) toegekend. Hierbij zijn horizonten die zich fysisch identiek gedragen, samengevoegd tot een bodemfysische horizont.

Het veelal gebruikte criterium om de capillaire eigenschappen van bodemprofielen te karakteriseren is de eerder genoemde kritieke α -afstand (α_k); ook wel kritieke stijgafstand genoemd. Hieronder wordt verstaan de maximale afstand waarover nog een voor het gewas voldoende capillaire aanvoer naar de wortelzone kan worden gerealiseerd. Overschrijding van de kritieke α -afstand leidt bij landbouwgewassen tot (blijvende) verdrogingsverschijnselen van het gewas. Bij vochtleverantieberekeningen wordt de kritieke α -afstand meestal gelijk gesteld aan de afstand waarover bij een drukhoogte van -16000 cm een capillaire flux van 2 mm/dag tot in de wortelzone kan worden gerealiseerd. Uit diverse berekeningen blijkt dat indien de afstand tussen het niveau van de GLG en de onderzijde van de wortelzone geringer is dan de kritieke α -afstand, het langjarig gemiddelde vochttekort van grasland beperkt blijft tot max. ca 2%. In bijlage 2 wordt de bepaling van de kritieke α -afstand beschreven. Door de gehanteerde werkwijze is het mogelijk om op eenvoudige wijze kaarten te maken van de maximale flux tot in de wortelzone uitgaande van een bepaalde grondwaterstand. In figuur 3.1 is de maximale capillaire flux tot in de wortelzone, uitgaande van de actuele GVG en de actuele GLG weergegeven.

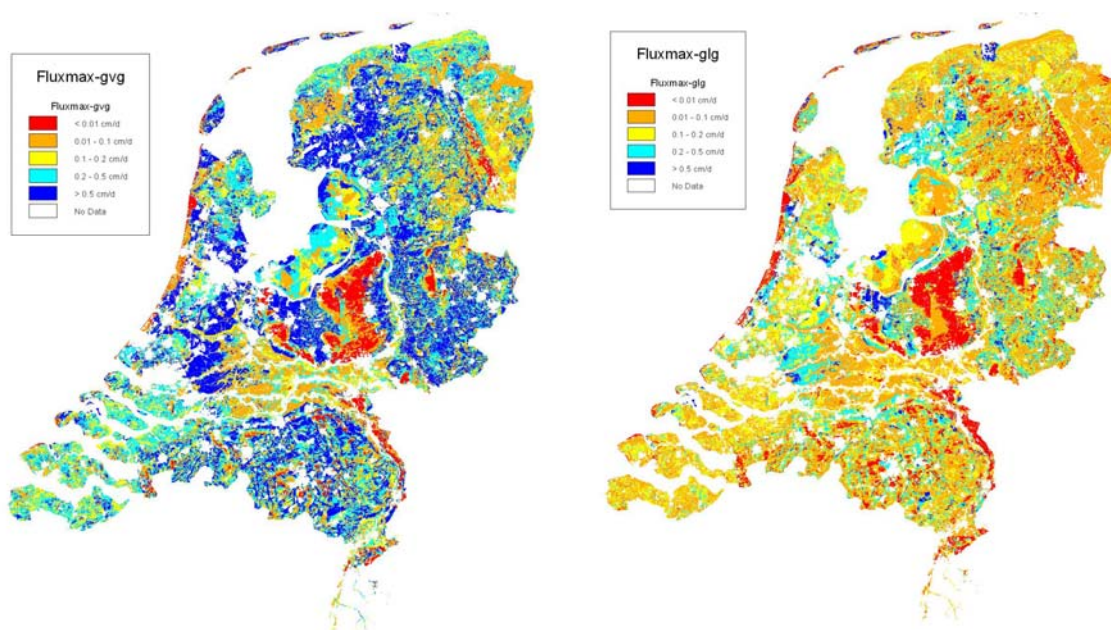


Fig. 3.1 Maximale flux naar de wortelzone bij actuele GVG (links) en actuele GLG (rechts).

Deze informatie kan vervolgens worden omgezet in een profieltype. Voor het omzetten van capillaire fluxgegevens naar profieltypen wordt de volgende indeling gehanteerd (SWNBL, 1990):

- Flux: GVG < 0,2 cm/d en GLG < 0,2 cm/d → hangwaterprofiel
- Flux: GVG > 0,2 cm/d en GLG > 0,2 cm/d → grondwaterprofiel
- Flux: GVG > 0,2 cm/d en GLG < 0,2 cm/d → contactprofiel

De profieltypen zijn weergegeven in figuur 3.2. Uit figuur 3.2 blijkt dat hangwaterprofielen voorkomen op de stuwwallen en hogere gronden, maar ook in de Betuwe, Friesland en Groningen. Dit zijn de PAWN-eenheden 6, 17 en 18, veengronden en moerige gronden op gerijpte klei, kleigronden met een zware tussenlaag of ondergrond en kleigronden op veen. Deze bodemtypen kenmerken zich door een geringe α_k . Ook de veengronden met een zanddek op zand (PAWN-eenheid 5) in bijvoorbeeld de Veenkoloniën hebben een geringe α_k waardoor deze gronden uitkomen op een hangwaterprofiel, terwijl het veen geheel of gedeeltelijk verdwenen is. De grondwaterprofielen vinden we vooral in het laagveengebied in West-Nederland en Friesland.

Of een plantengemeenschap gevoelig is voor verdroging is afhankelijk van de aanwezigheid van grondwaterafhankelijke plantensoorten (hygrofyten en mesofyten) en of de beschikbaarheid van vocht als gevolg van een grondwaterstandsaling verandert. Sommige profielen hebben dusdanige capillaire eigenschappen dat bij een beperkte grondwaterstandsaling een minimale flux van 2 mm/d gehandhaafd kan blijven, andere profielen gaan over van grondwaterprofielen in contactprofielen of van contactprofielen in hangwaterprofielen. Hygrofyten en mesofyten reageren verschillend op een grondwaterstandsaling. Hygrofyten zijn aangepast of overleven op plekken die langdurig of permanent anaëroob zijn door hoge grondwaterstanden, en domineren op plaatsen die in het voorjaar plas-dras zijn of onder water staan. Bij verlaging van de grondwaterstand worden ze weggeconcentreerd door niet aan natte anaërobe situaties aangepaste soorten. Mesofyten missen aanpassing aan extreem natte of droge omstandigheden. In hoeverre ze reageren op grondwaterstandsaling hangt sterk af van de bodemeigenschappen en de hoeveelheid neerslag en verdamping. In het Nederlandse klimaat is op klei, leem en zavel de hoeveelheid hangwater meestal voldoende om te voorkomen dat planten sterven als gevolg van vochtgebrek. Op zandgronden is aanvoer van grondwater via capillaire opstijging nodig om in droge perioden voldoende vocht aan te voeren. Zakt de grondwaterstand beneden de kritische grondwaterstand dan ontstaan zodanige vochttekorten dat mesofyten verdwijnen en alleen de aan droogte aangepaste soorten, xerofyten, kunnen overleven.

Het voorkomen van hygrofyten wordt bepaald door de GVG, de relatie heeft de vorm van een sigmoïde (Runhaar, 1999). Een daling van de grondwaterstand zal tevens leiden tot een daling van de GVG, dit heeft een daling van het aantal hydrofyten en mogelijk mesofyten tot gevolg. Het gebruik van de reprofuncties voor de bepaling van de maximale flux maakt het mogelijk om de gevolgen van een grondwaterstandsaling verder te nuanceren, aangezien er bij deze aanpak naast de GVG rekening wordt gehouden met de capillaire eigenschappen van de bodem. In een vervolgonderzoek is het wellicht mogelijk om relaties te leggen tussen het aantal

hygrofyten en de maximale capillaire flux bij GVG of GLG. Naast een effect op de vochtvoorziening heeft een daling van de grondwaterstand ook effect op de nutriëntenhuishouding. Dit aspect maakt geen deel uit van deze studie.

Aangezien het verdrogingsprobleem bij hangwaterprofielen geen rol speelt is het profieltype hangwaterprofiel bij het bepalen van de verdrogingsgevoeligheid buiten beschouwing gelaten. In de kaarten die betrekking hebben op de verdrogingsgevoeligheid of een deelaspect hiervan zijn deze gebieden daarom niet ingevuld.

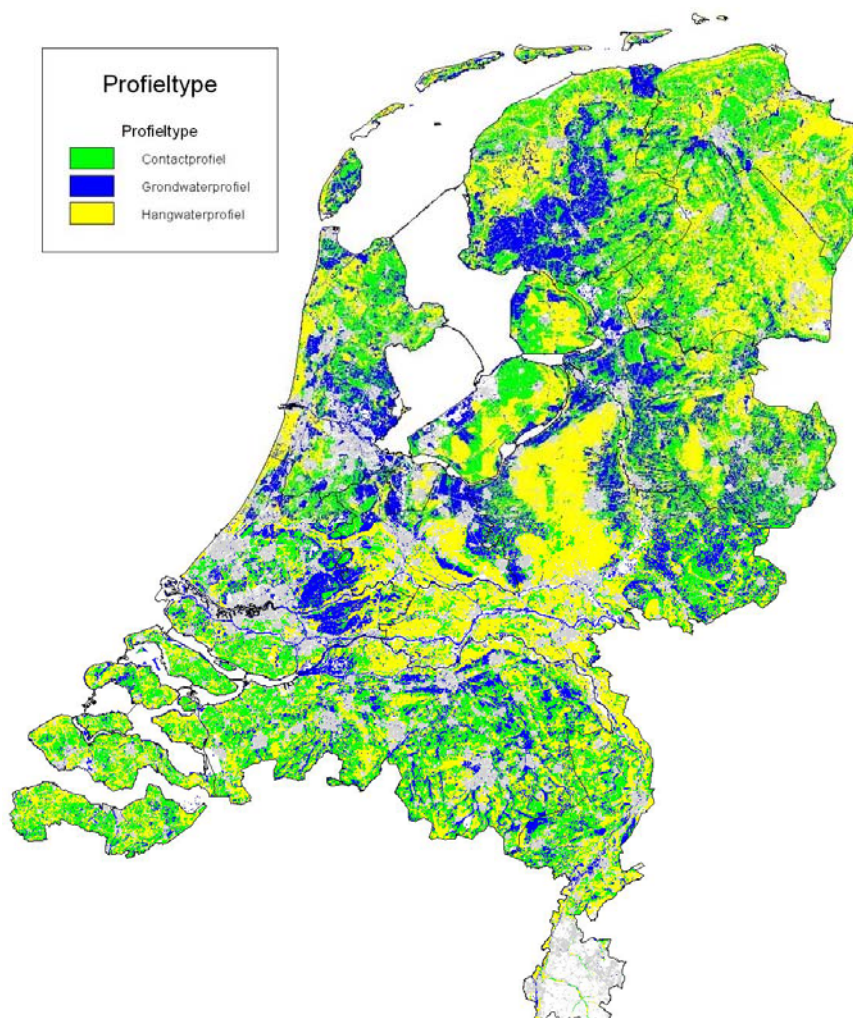


Fig 3.2 Grondwaterprofieltypen voor de actuele situatie.

3.3 Veerkracht

Afhankelijk van de abiotische omstandigheden zijn er meer of minder mogelijkheden voor plantengemeenschappen om binnen het gebied uit te wijken naar andere locaties. Binnen dit project wordt alleen gekeken naar de grondwatersituatie. Een gebied dat veel uitwijkmogelijkheden biedt noemen we een veerkrachtig systeem. Factoren die informatie geven over de veerkracht van het systeem zijn:

- variatie in maaiveldshoogte (Bijlage 3);
- gebiedshelling (Bijlage 4);
- grondwaterafhankelijkheid (paragraaf 3.1);
- variatie in bodemtypen (heterogeniteit).

Voor het maaiveld is gebruik gemaakt van het Actueel Hoogtebestand Nederland (AHN). Een maat voor de variatie in maaiveldshoogte is de standaarddeviatie van de maaiveldshoogten binnen een aantal grids in de omgeving van een punt. Een grote standaarddeviatie betekent veel verschil in maaiveldshoogte op korte afstand, en daardoor veel mogelijkheden voor plantengemeenschappen om in een verdrogende situatie uit te wijken. Een kleine standaarddeviatie betekent weinig mogelijkheden tot uitwijken, waardoor een plantengemeenschap gemakkelijk kan verdwijnen. De gebiedshelling geeft aan of het maaiveld helt in een bepaalde richting en of er mogelijkheden zijn voor plantengemeenschappen om uit te wijken naar gunstiger locaties in geval van verdroging. De GVG geeft de grondwaterafhankelijkheid weer. Grondwateronafhankelijke vegetaties zijn niet gevoelig voor verdroging en hebben daardoor een grotere veerkracht. Bodemtypen verschillen onderling in beschikbaarheid van vocht en nutriënten, alsmede in chemische randvoorwaarden (pH en pE). Indien er veel variatie voorkomt in bodemtypen is er ook veel variatie in abiotische randvoorwaarden; ook dit is een factor die iets zegt over de mogelijkheden van plantengemeenschappen om zich in verdrogende situaties te handhaven. Deze factor is, gezien de schaal (1 : 50.000) waarop deze informatie landsdekkend beschikbaar is, niet meegenomen in de analyse. In tabel 3.1 is de waardering voor de drie genoemde kaarten ingevuld. In figuur 3.3 is op basis van deze tabel het landelijke beeld van veerkracht weergegeven.

Tabel 3.1 Veerkracht van het systeem. Bij het opzetten van de tabel is uitgegaan van de mate waarin plantgemeenschappen kunnen uitwijken, er van uitgaande dat de plantgemeenschap vooral voorkomt rond de gemiddelde situatie in een gebied.

Standaarddeviatie	Helling	Grondwaterafhankelijkheid	
		contact-profiel	grondwater-profiel
groot (>40 cm)	groot (> 30°)	8	10
	gemiddeld	6	8
	klein (< 12.5)	4	6
gemiddeld (20 - 40 cm)	groot (> 30°)	6	8
	gemiddeld	4	6
	klein (< 12.5)	2	4
Gering (<20 cm)	groot (> 30°)	4	6
	gemiddeld	2	4
	klein (< 12.5)	0	2

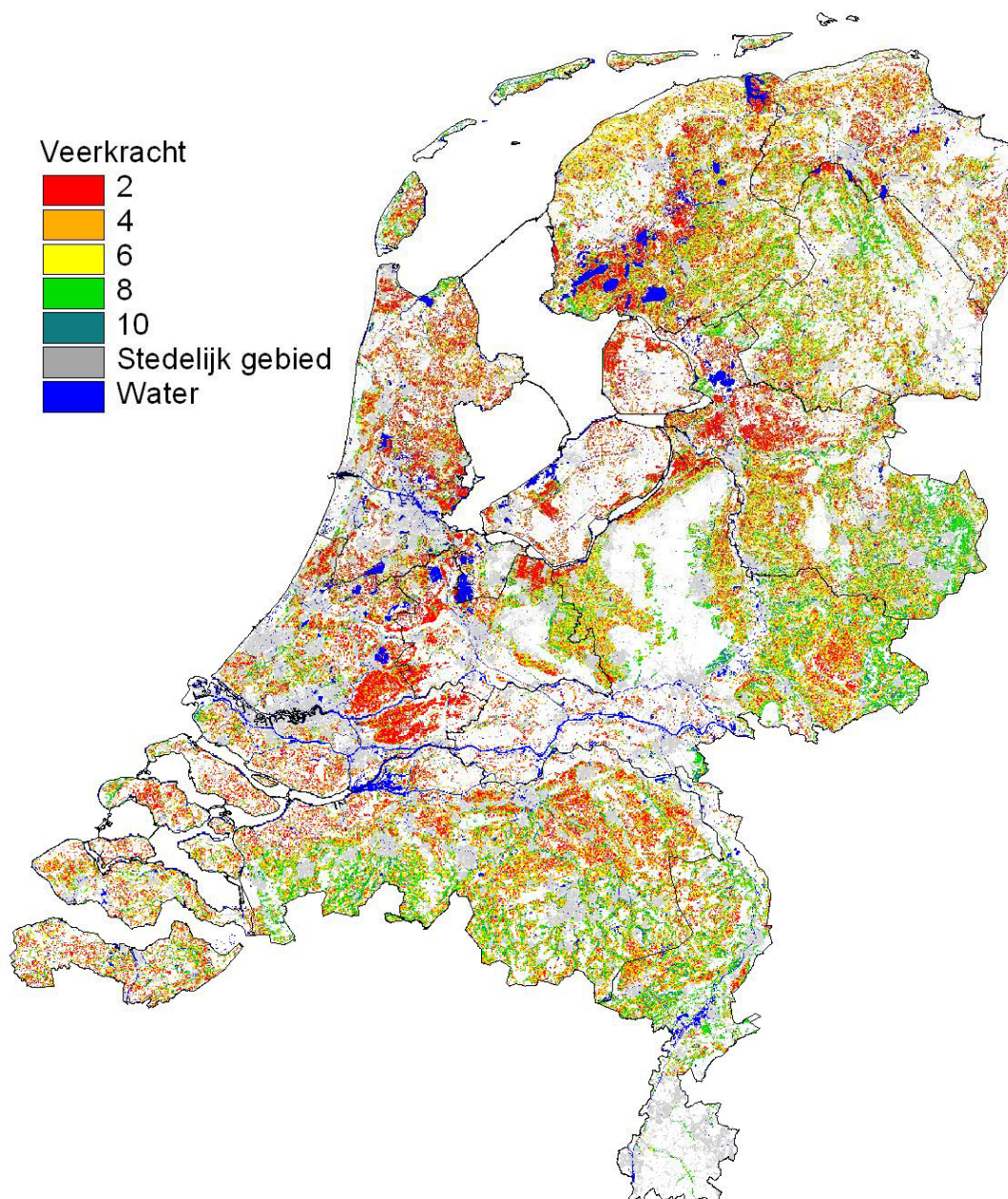


Fig. 3.3 Veerkracht van het systeem. In het westen van het land met een geringe maaiveldshelling en geringe standaarddeviatie van de maaiveldshoogte is de veerkracht gering. Het Pleistocene zandgebied heeft veelal een grotere helling en standaarddeviatie van de maaiveldshoogte, waardoor de veerkracht over het algemeen groter is. Vlakke gebieden binnen het zandgebied vormen hierop echter een uitzondering. Aangezien het verdrogingsprobleem bij hangwaterprofielen geen rol speelt is het gebied met een hangwaterprofiel buiten beschouwing gelaten (het witte gebied in de kaart).

In de kaart komt tot uiting dat bijvoorbeeld de veengebieden een zeer geringe veerkracht hebben. De veerkracht is vooral gering in het lage deel van Nederland, dit wordt veroorzaakt door de geringe variatie in maaiveldhoogte en de geringe gebiedshelling. In het hoge deel van Nederland, vallen vooral het noordelijk deel van Noord-Brabant en het centrale deel van de Achterhoek door hun geringe veerkracht op.

3.4 Hydrologische beïnvloedbaarheid

Ingrepen in de waterhuishouding hebben invloed op de grondwaterstand in de omgeving. De mate waarin ingrepen doorwerken of kunnen worden gecompenseerd is afhankelijk van:

- freatische spreidingslengte (Bijlage 5);
- aanwezigheid van ondiepe storende lagen (Bijlage 6);
- grootte van de kwel (Kroon *et al.*, 2001).

De spreidingslengte is een maat voor de doorwerking van een ingreep in de waterhuishouding op de omgeving. Bij de bepaling van effecten op de grondwaterstand als gevolg van waterhuishoudkundige ingrepen spelen het doorlaatvermogen (kD) van het watervoerende pakket en de drainageweerstand en/of c-waarde (c^*) een cruciale rol. In de formule voor de spreidingslengte (bijlage 6) wordt bij de freatische spreidingslengte naast de c-waarde van het afdekkende pakket ook rekening gehouden met de drainageweerstand:

$$\lambda^* = \sqrt{kD c^*} \quad (1)$$

De spreidingslengte heeft betrekking op het eerste watervoerende pakket. In gebieden waar het afdekkende pakket ontbreekt is de spreidingslengte een maat voor effecten in het freatische pakket. Indien er een afdekkend pakket aanwezig is moet er naast de spreidingslengte rekening worden gehouden met de weerstand van het afdekkende pakket om de freatische beïnvloeding te kunnen bepalen. Indien de freatische spreidingslengte klein is, is de doorwerking van een ingreep gering. Vooral in gebieden met een dik afdekkend pakket met een grote weerstand is de freatische spreidingslengte gering. Het voorkomen van een dik afdekkend pakket met een hoge verticale weerstand maakt het immers mogelijk dat er in het westen van het land relatief grote peilverschillen voor kunnen komen op korte afstand (veengebieden naast droogmakerijen). In dergelijke gebieden is de doorwerking van een peilverschil op de freatische grondwaterstand relatief gering.

De aanwezigheid van kwel geeft minder kans op verdroging; gebieden met kwel zijn daarom minder gevoelig voor verdroging dan gebieden met nauwelijks of geen kwel. Ook de aanwezigheid van ondiep voorkomende storende lagen (keileem, Brabantleem) beperkt het effect van ingrepen op de freatische grondwaterstand. In tabel 3.2 zijn de drie genoemde kaarten gewaardeerd.

Tabel 3.2 Ruimtelijke hydrologische beïnvloedbaarheid. Bij het opzetten van de tabel is bekeken in hoeverre de grondwaterstand wordt beïnvloed door de situatie buiten het gebied.

Kwel/Wegzijging	Storende lagen	Freatische spreidingslengte (m)		
		Gering < 100	gemiddeld 100-500	Groot > 500
Kwel > 0,2 mm/d	Aanwezig (dicht)	0	2	4
	Aanwezig (gebroken)	1	3	5
	Geen	2	4	6
Intermediair +0,2- -0,2 mm/d	Aanwezig (dicht)	2	4	6
	Aanwezig (gebroken)	3	5	7
	Geen	4	6	8
Wegzijging > 0,2 mm/d	Aanwezig (dicht)	4	6	8
	Aanwezig (gebroken)	5	7	9
	Geen	6	8	10

Op basis van deze waardering van de beïnvloedbaarheid is vervolgens een kaart afgeleid die ruimtelijk het begrip verdrogingsgevoeligheid in beeld brengt. Omdat alleen de grondwaterafhankelijke profielen gevoelig zijn voor verdroging, is voor de hangwaterprofielen de waardering 0 toegekend ongeacht de waardering voor spreidingslengte, storende lagen en kwel en derhalve niet weergegeven. In figuur 3.4 is de landsdekkende kaart met verdrogingsgevoeligheid weergegeven.

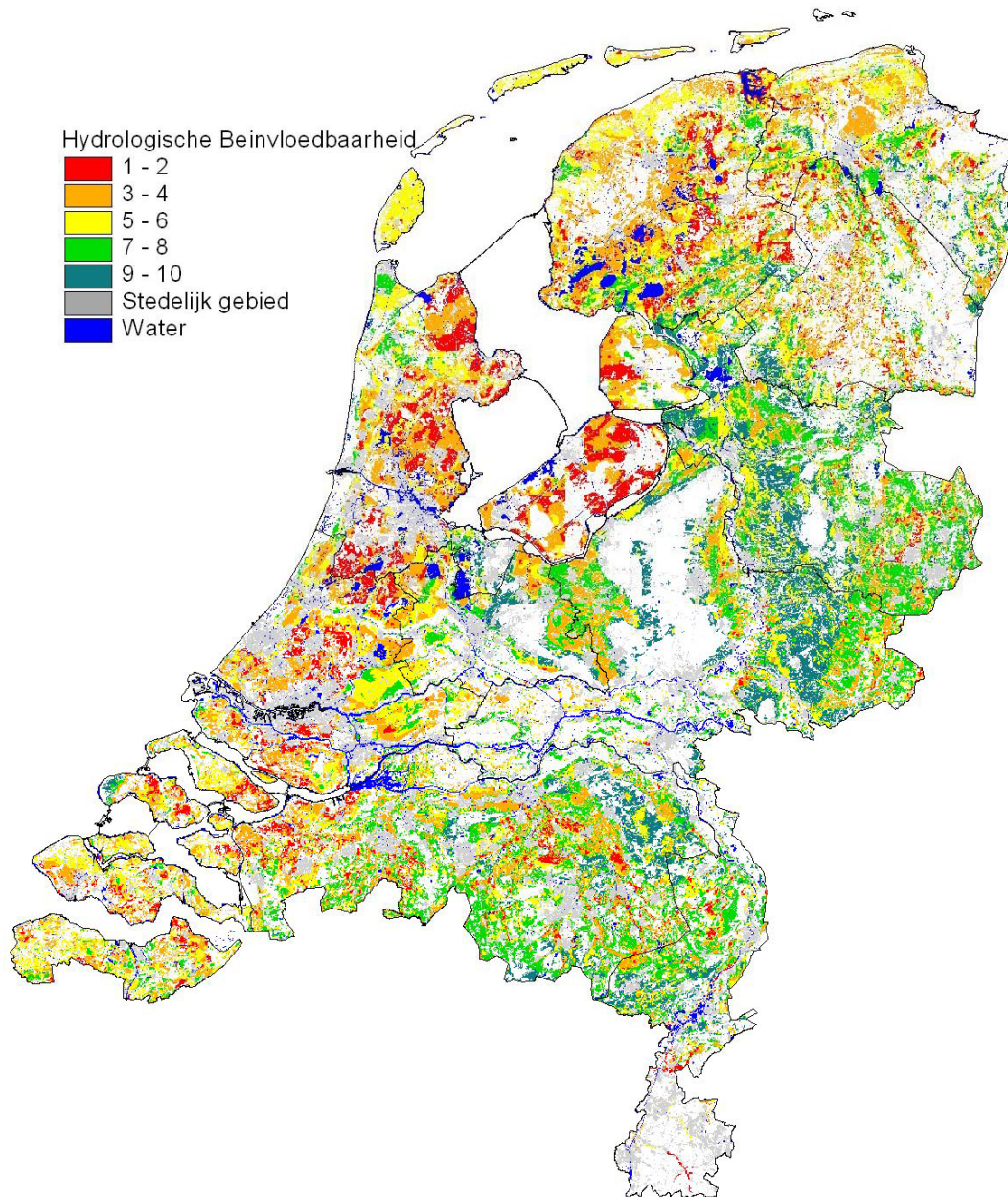


Fig.3.4 Ruimtelijke hydrologische beïnvloedbaarheid. Het westen van het land met een geringe freatische spreidingslengte en een geringe kwel/wegzijging heeft een geringe hydrologische beïnvloedbaarheid. Het zandgebied heeft als gevolg van een hogere freatische spreidingslengte en veelal meer wegzijging een grotere hydrologische beïnvloedbaarheid. Binnen het zandgebied zorgt het voorkomen van storende lagen voor een sterke afname van de hydrologische beïnvloedbaarheid. Aangezien het verdrogingsprobleem bij hangwaterprofielen geen rol speelt is het gebied met een hangwaterprofiel buiten beschouwing gelaten (het witte gebied in de kaart).

In laag Nederland is de hydrologische beïnvloedbaarheid veelal laag vanwege de hoge weerstand van het afdekkend pakket. In het hoge deel van Nederland is daarentegen de beïnvloedbaarheid veelal groot vanwege de geringe freatische spreidingslengte. Gebieden met ondiepe storende lagen, zoals keileem in Drenthe en Brabantleem in Centrale Slenk geven een lagere hydrologische beïnvloedbaarheid te zien.

3.5 Beheersbaarheid oppervlaktewater

De grondwaterstand kan worden beïnvloed door middel van het oppervlakte-waterpeil. In een afvoersituatie volgt het oppervlaktepeil in zekere mate het maaiveld. Als in het voorjaar de afvoer wegvalt, ontstaat een vlakke waterspiegel. De oppervlaktewaterstand zal vervolgens met de grondwaterstand uitzakken. Door het plaatsen van stuwen kan de oppervlaktewaterstand in meer of mindere mate worden gestuurd. De waterlopen die onder invloed van een stuw water kunnen vasthouden noemen we beheersbare waterlopen. De beheersbaarheid is afhankelijk van de volgende factoren:

- slootdichtheid (Bijlage 7);
- stuw dichtheid (Bijlage 8);
- gebiedshelling (Bijlage 4);
- wateraanvoer (Kroon *et al.*, 2001).

Een grote slootdichtheid betekent dat de grondwaterstand relatief gemakkelijk kan worden beïnvloed. Veel stuwen betekent dat in licht hellende gebieden water kan worden vastgehouden, in vlakke gebieden zijn geen of weinig stuwen noodzakelijk, terwijl in sterk hellende gebieden de reikwijdte van een stuw beperkt is. Omdat waterlopen min of meer het maaiveld volgen geeft de maaiveldhelling een indicatie over de lengte aan waterlopen die permanent watervoerend zijn. Wateraanvoer betekent dat ook in droge omstandigheden in de beheersbare waterlopen d.m.v. wateraanvoer het peil kan worden gehandhaafd. In tabel 3.3 zijn de vier genoemde kaarten gewaardeerd. Deze tabel is gebruikt om een landsdekkende waardering op te zetten (figuur 3.5)

Tabel 3.3 Beheersbaarheid oppervlaktewater. Bij het opzetten van de tabel is bekeken in hoeverre de grondwaterstand kan worden beïnvloed vanuit het oppervlaktewater.

Slootdichtheid	Aantal stuwen (per km²)	Helling					
		Gering (<12.5°)		gemiddeld (12.5° - 30°)		Groot (>30°)	
		Water-aanvoer					
		Ja	Nee	Ja	Nee	Ja	Nee
groot (< 90 m)	groot >1	10	9	8	7	0	0
	vrij klein 0.5-1	9	8	7	6	0	0
	klein <0.5	8	7	6	5	0	0
Gemiddeld (90-200 m)	groot >1	8	7	6	5	0	0
	vrij klein 0.5-1	7	6	5	4	0	0
	klein <0.5	6	5	4	3	0	0
gering (> 200 m)	groot >1	6	5	4	3	0	0
	vrij klein 0.5-1	5	4	3	2	0	0
	klein <0.5	4	3	2	1	0	0

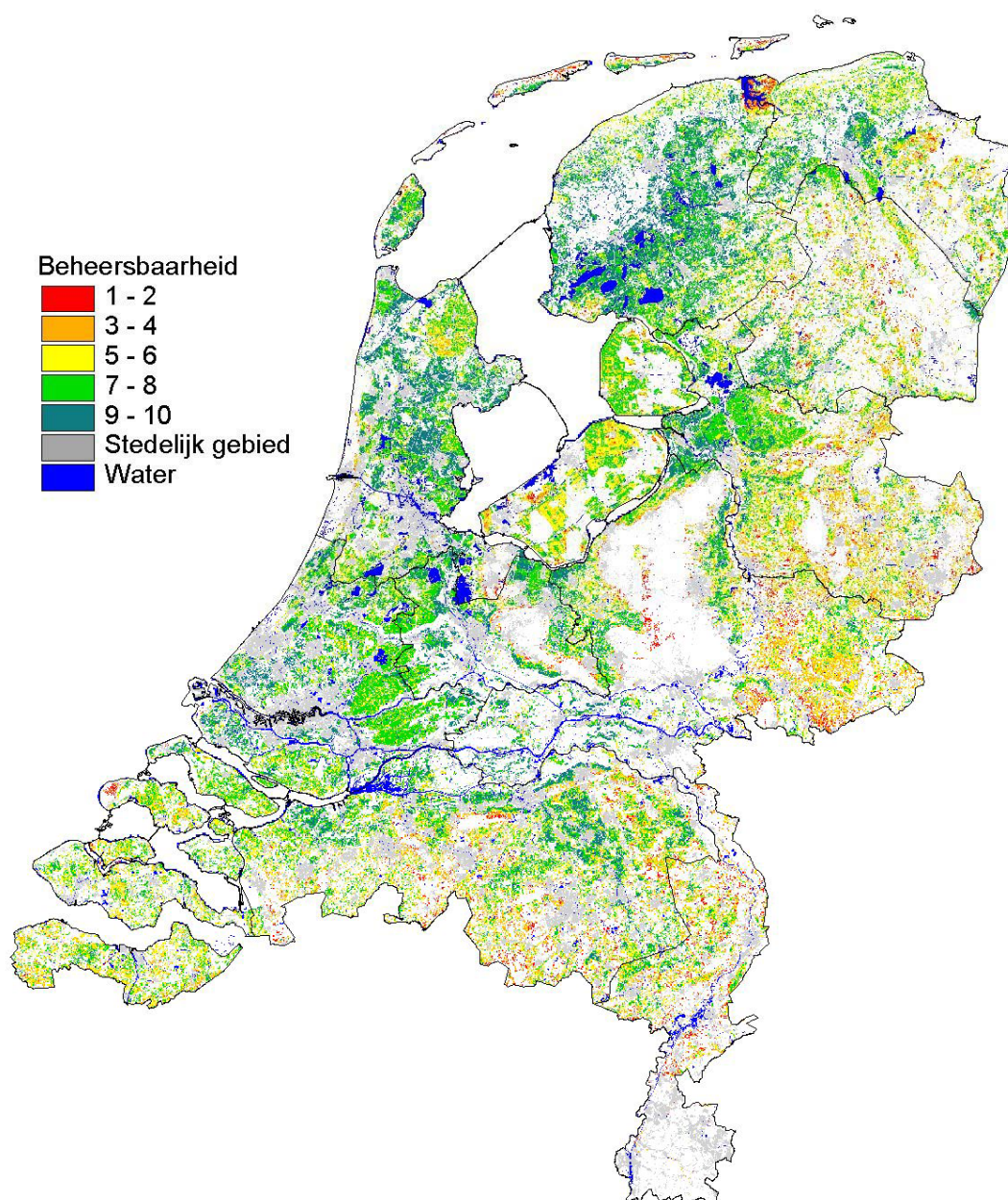


Fig. 3.5 Beheersbaarheid oppervlaktewater. In het westen van het land is de beheersbaarheid vanuit het oppervlaktewater groot door een grote slootdichtheid, wateraanvoermogelijkheden en een geringe maaiveldshelling. In het Pleistocene zandgebied is het omgekeerde aan de orde, waardoor de beheersbaarheid veelal geringer is. Vooral de stundichtheid en de mogelijkheden voor wateraanvoer zorgen voor variatie binnen het zandgebied. Aangezien het verdrogingsprobleem bij hangwaterprofielen geen rol speelt is het gebied met een hangwaterprofiel buiten beschouwing gelaten (het witte gebied in de kaart).

De beheersbaarheid is groot in veengebieden met een hoge slootdichtheid, lokaal komen ook binnen hoog Nederland gebieden voor met een hoge beheersbaarheid, o.a. vanwege de vele stuwen en wateraanvoermogelijkheden (gebied van voormalig waterschap De Aa).

3.6 Beïnvloedbaarheid hydrologische standplaatscondities

Onder hydrologische standplaatscondities worden abiotische hydrologische randvoorwaarden binnen een gebied verstaan. De hydrologische standplaatscondities hebben betrekking op de robuustheid van het systeem, en geeft daarmee aan in hoeverre de standplaatscondities bestand zijn tegen veranderingen. Het is een maat voor de te verwachte hydrologische invloed van veranderende omstandigheden. De hydrologische standplaatscondities hebben voornamelijk betrekking op de dynamiek van de grondwaterstand en de beschikbare berging. Deze worden bepaald door de volgende factoren, nl:

- gemiddeld grondwaterniveau (GHG-GLG)/2 (hoofdstuk 2);
- dynamiek (GHG-GLG) (hoofdstuk 2);
- beschikbaarheid van water (BergingGLG-BergingGHG) (bijlage 9).

Bij een ondiepe grondwaterstand wordt de dynamiek beïnvloed door het maaiveld, terwijl bij een diepe grondwaterstand de dynamiek wordt afgevlakt door de dikke onverzadigde zone en een vertraging van de afvoer, aangezien drogere gebieden over het algemeen een hogere drainageweerstand hebben. Bovendien zijn plantengemeenschappen die voor kunnen komen bij een diepe gemiddelde grondwaterstand, onafhankelijk van de grondwaterstand (hangwater). Het gemiddelde grondwaterniveau is bepalend voor het niveau van het grondwater. De dynamiek of fluctuatie is een maat voor de beweging van het grondwaterniveau rond het gemiddelde. Bij een zeer grote fluctuatie hebben we veelal te maken met het periodiek voorkomen van een schijngrondwaterspiegel. In het geval de fluctuatie gering is, duidt dit in de meeste gevallen op kwel of wateraanvoer. In kwelgebieden wordt de verdamping in het voorjaar en de zomer gedeeltelijk aangevuld door kwel, waardoor de grondwaterstand gedurende de zomer minder diep uitzakt. Hierdoor is de fluctuatie van de grondwaterstand relatief gering.

De beschikbaarheid van water wordt onder andere bepaald door de berging in de bodem. Als maat voor de beschikbaarheid van water is het verschil in bodemberging tussen GHG en GLG bepaald. Dit is het volume grondwater dat gedurende de meeste tijd van het jaar beïnvloed wordt door aanvulling, via neerslag en/of kwel, en afvoer naar het oppervlaktewater en afvoer in de vorm van wegzijging en capillaire opstijging. In tabel 3.4 zijn de vier genoemde kaarten gewaardeerd.

Tabel 3.4 Beïnvloedbaarheid hydrologische standplaatscondities. Bij het opzetten van de tabel is bekeken in hoeverre de grondwaterstand wordt beïnvloed door de situatie binnen het gebied.

Gemiddelde grondwaterstand	GHG-GLG (cm)	Berging (mm)		
		Gering < 80	Gemiddeld 80-180	Groot >180
Ondiep <110 cm-mv	Groot >95	8	6	4
	Gemiddeld 75-95	9	7	5
	Klein <75	10	8	6
Gemiddeld 110-140 cm-mv	Groot >95	6	4	2
	Gemiddeld 75-95	7	5	3
	Klein <75	8	6	4
Diep >140 cm-mv	Groot >95	4	2	0
	Gemiddeld 75-95	5	3	1
	Klein <75	6	4	2

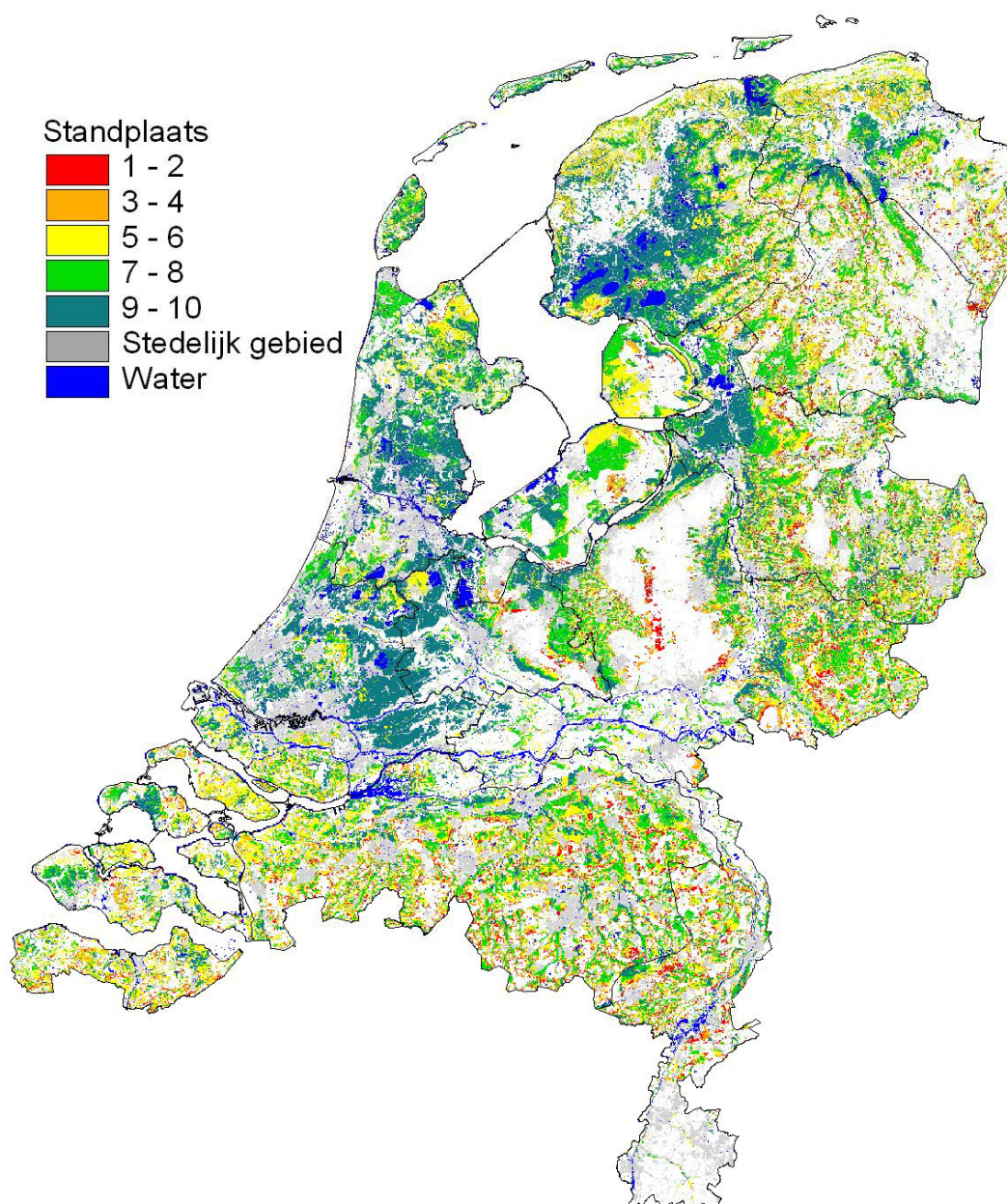


Fig. 3.6 Beïnvloedbaarheid hydrologische standplaatscondities. In het Holocene deel van Nederland is de beïnvloedbaarheid als gevolg van de ondiepe grondwaterstand, geringe berging en gering fluctuatie over het algemeen groot. In de polders die relatief diep zijn ontwaterd is de beïnvloedbaarheid geringer. In het Pleistocene zandgebied komt de variatie binnen de stroomgebieden tot uiting. De droge flanken van het stroomgebied hebben een geringe beïnvloedbaarheid in tegenstelling tot de beekdalen. Aangezien het verdrogingsprobleem bij hangwaterprofielen geen rol speelt is het gebied met een hangwaterprofiel buiten beschouwing gelaten (het witte gebied in de kaart).

De beïnvloedbaarheid van de hydrologische standplaats is groot in veengebieden vanwege ondiepe grondwaterstand, en geringe bergingsmogelijkheden. Het hoge deel van Nederland vertoont een sterk wisselend beeld, maar ook daar komen gebieden voor die goed beïnvloedbaar zijn.

De hydrologische standplaatscondities zijn binnen dit onderzoek benaderd vanuit de locatie zelf. Naast de standplaatscondities is het ook mogelijk om te kijken naar de variatie in de hydrologische standplaats condities in de omgeving. Indien gekeken wordt naar de ruimtelijke variatie kan gesproken worden van hydrologische heterogeniteit. Dit aspect is binnen deze studie buiten beschouwing gelaten.

3.7 Integratie

Om een integrale kaart m.b.t. verdroging te kunnen maken zijn de vier kaarten over elkaar gelegd. De veerkracht van het systeem heeft hoofdzakelijk betrekking op het maaiveld en neemt een aparte plaats in aangezien de veerkracht moeilijk is te beïnvloeden. De hydrologische beïnvloedbaarheid is een maat die hoofdzakelijk aangeeft wat de te verwachten effecten op de grondwaterstand zijn als gevolg van ingrepen in de omgeving. De hydrologische standplaatsconditie is een maat voor de beschikbaarheid en de fluctuatie van grondwater, terwijl de beheersbaarheid aangeeft in hoeverre de grondwaterstand in een gebied gestuurd kan worden door het oppervlaktewater. In tabel 3.5 is de weging van de drie beïnvloedingskaarten (excl. Veerkracht) weergegeven. De weging is niet meer dan een indicatie aangezien alle factoren al bepaald zijn via andere waarderingstabellen. Daarnaast is het op voorhand niet in te schatten welk aspect in een bepaald gebied de grootste rol speelt. Het is ook mogelijk dat bepaalde deelaspecten elkaar versterken of juist tegenwerken.

Tabel 3.5 Verdrogingsgevoeligheid van natuur. Bij het opzetten van de tabel is geredeneerd vanuit de vraag in hoeverre een gebied gevoelig is voor verdroging die niet tegengegaan kan worden door maatregelen. Hierdoor krijgen verdrogingsgevoelige gebieden een hoge waarde.

Beïnvloedbaarheid hydrologische standplaatscondities	Hydrologische beïnvloedbaarheid	Beheersbaarheid oppervlaktewater		
		Gering	Gemiddeld	Groot
Gering	Gering	6	4	2
	gemiddeld	8	6	4
	Groot	10	8	6
Gemiddeld	Gering	5	3	1
	gemiddeld	7	5	3
	Groot	9	7	5
Groot	Gering	4	2	0
	gemiddeld	6	4	2
	Groot	8	6	4

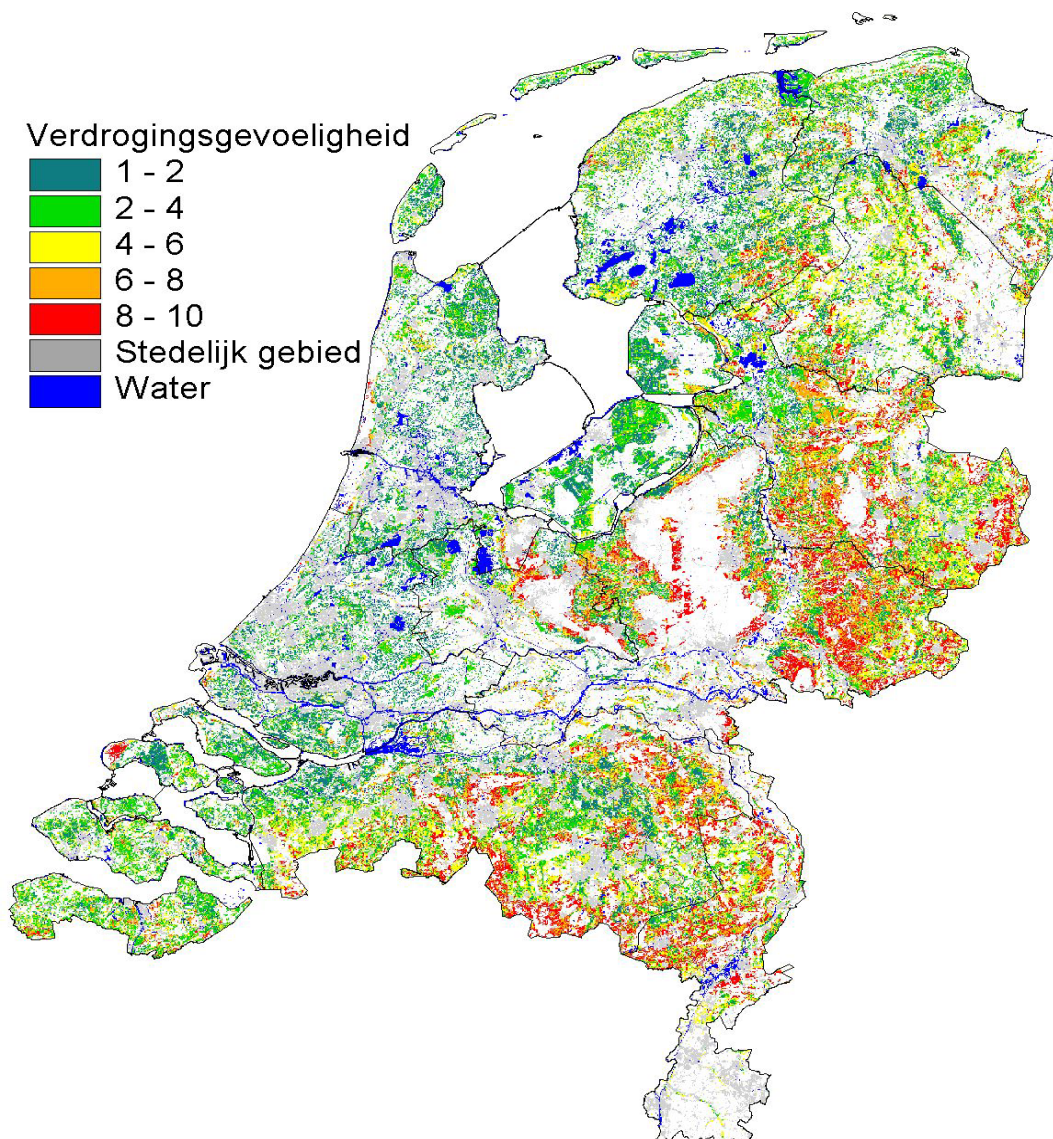


Fig. 3.7 Integrale verdrogingsgevoeligheid. In het westen van het land is de verdrogingsgevoeligheid over het algemeen gering als gevolg van een goede beheersbaarheid van het oppervlaktewater, een geringe hydrologische beïnvloedbaarheid vanuit de omgeving en een grote beïnvloedbaarheid van de standplaatscondities. In het Pleistocene zandgebied is de verdrogingsgevoeligheid als gevolg van een grotere hydrologische beïnvloedbaarheid en de veelal geringere beheersbaarheid van het oppervlaktewater over het algemeen groter. Aangezien het verdrogingsprobleem bij hangwaterprofielen geen rol speelt is het gebied met een hangwaterprofiel buiten beschouwing gelaten (het witte gebied in de kaart).

Het hoge deel van Nederland is volgens deze kaart het meest gevoelig voor negatieve beïnvloeding. De kleigebieden en veengebieden in West-Nederland zijn veel minder gevoelig.

Bij het integreren van de kaarten is de veerkracht in eerste instantie buiten beschouwing gelaten, aangezien dit een factor is die moeilijk kan worden beïnvloed in de vorm van maatregelen. In een vervolgstap is een combinatiekaart gemaakt waarbij de verdrogingsgevoeligheid en de veerkracht van het systeem zijn gecombineerd. De combinatiekaart is simpelweg gemaakt door de kaarten bij elkaar op te

tellen en te delen door twee. Bij het opstellen van de kaart is een hoge waarde toegekend aan gebieden met een lage veerkracht en een hoge verdrogingsgevoeligheid. Hierom is, voordat de kaarten gecombineerd konden worden, de getalswaarde voor de veerkracht omgedraaid. Op deze manier is een kaart verkregen die in relatieve getalswaarde weergeeft in hoeverre problemen met betrekking tot verdroging kunnen worden verwacht. De kaart vertoont als gevolg van middeling een tendens naar het midden, waardoor extreme waarden minder voorkomen. De getalswaarden die voorkomen zijn over het algemeen gemiddeld. Lage waarden komen bijna niet voor doordat gebieden met een lage verdrogingsgevoeligheid vaak een geringe veerkracht hebben als gevolg van het ontbreken aan veel maaiveldvariatie (Bv. laagveengebieden).

Aangezien de integratie van verdrogingsgevoeligheid en veerkracht op de bovenstaande wijze weinig onderscheid geeft, is getracht beide aspecten op een andere manier te koppelen. Beide aspecten zijn immers wel van belang voor monitoring. De verdrogingsgevoeligheid kan gezien worden als maat voor de wens of noodzaak om te monitoren. De veerkracht van een gebied is aan de ene kant een maat voor de mate waarin plantgemeenschappen in kunnen spelen op veranderingen en anderzijds een maat voor de te verwachten meetnauwkeurigheid (zie ook hoofdstuk 6). In tabel 3.6 is een mogelijke indeling weergegeven die gebruikt kan worden bij het prioriteren van monitoring. In de tabel wordt de verdrogingsgevoeligheid en de veerkracht gebruikt om de monitoringswens te bepalen. De veerkracht die gerelateerd is aan variatie in maaiveldshoogte en gebiedshelling (zie par 3.2), wordt tevens gebruikt om een inschatting te maken van de te verwachten meetnauwkeurigheid en daarmee de onzekerheid waarmee uitspraken gedaan kunnen worden.

Tabel 3.6 Mogelijke ruimtelijke gebiedsindeling voor monitoring op basis van verdrogingsgevoeligheid en veerkracht.

Veerkracht	Hangwaterprofiel	Verdrogingsgevoeligheid	
		Hoog	Laag
Hoog	Monitoring niet relevant	Monitoringswens gemiddeld onzekerheid groot	Monitoring niet nodig onzekerheid groot
Laag		Monitoring zeer wenselijk onzekerheid klein	Monitoringswens gemiddeld onzekerheid klein

Voor de netto EHS (Nota Ruimte, gegeneraliseerde kaart) is bekeken voor welk areaal monitoring relevant is (figuur 3.9). Het totale areaal EHS is ongeveer 710000 ha. Voor ongeveer 20% van het areaal EHS ontbreekt vooral Gt informatie waardoor er geen uitspraak over de wens om te monitoren kan worden gedaan. Voor ongeveer 50% van het areaal EHS is monitoring niet relevant doordat 10% uit water bestaat en voor de overige 40% er geen relatie is tussen grondwaterstand en natuur (hangwaterprofiel). Voor de overige 30% van het areaal EHS kan de monitoringswens in de toekomst worden ingevuld, bijvoorbeeld op basis van veerkracht en verdrogingsgevoeligheid zoals eerder beschreven. Deze nadere invulling is nog niet uitgevoerd aangezien, vooral de bepaling van de grenzen waarbij monitoring niet nodig, wenselijk of zeer wenselijk is, nader onderzoek vereist.

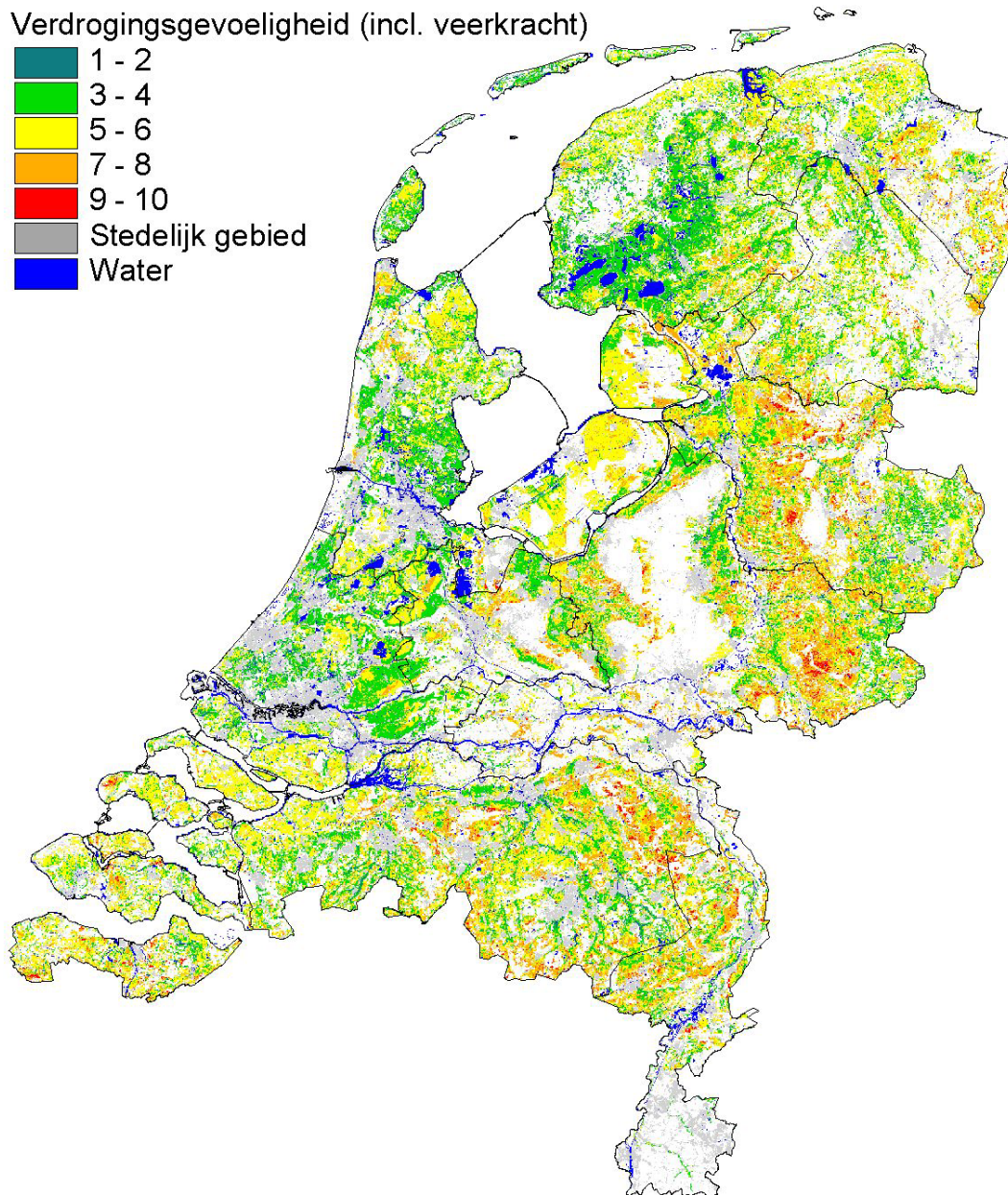


Fig. 3.8 Integrale kaart met een combinatie van de verdrogingsgevoeligheid en veerkracht. In het westen van het land is de verdrogingsgevoeligheid over het algemeen laag. De veerkracht van het systeem is echter in het westen van het land ook vaak gering, waardoor de getalswaarden veelal uitkomen op een gemiddelde waarde. In het Pleistocene zandgebied is de verdrogingsgevoeligheid groot en is de veerkracht als gevolg van een grote maaiveldsvariantie groter. Vooral in de relatief vlakke gebieden binnen het Pleistocene gebied zijn de waarden hoog, doordat in deze gebieden de verdrogingsgevoeligheid hoog en de veerkracht laag is. Aangezien het verdrogingsprobleem bij hangwaterprofielen geen rol speelt is het gebied met een hangwaterprofiel buiten beschouwing gelaten (het mitte gebied in de kaart).

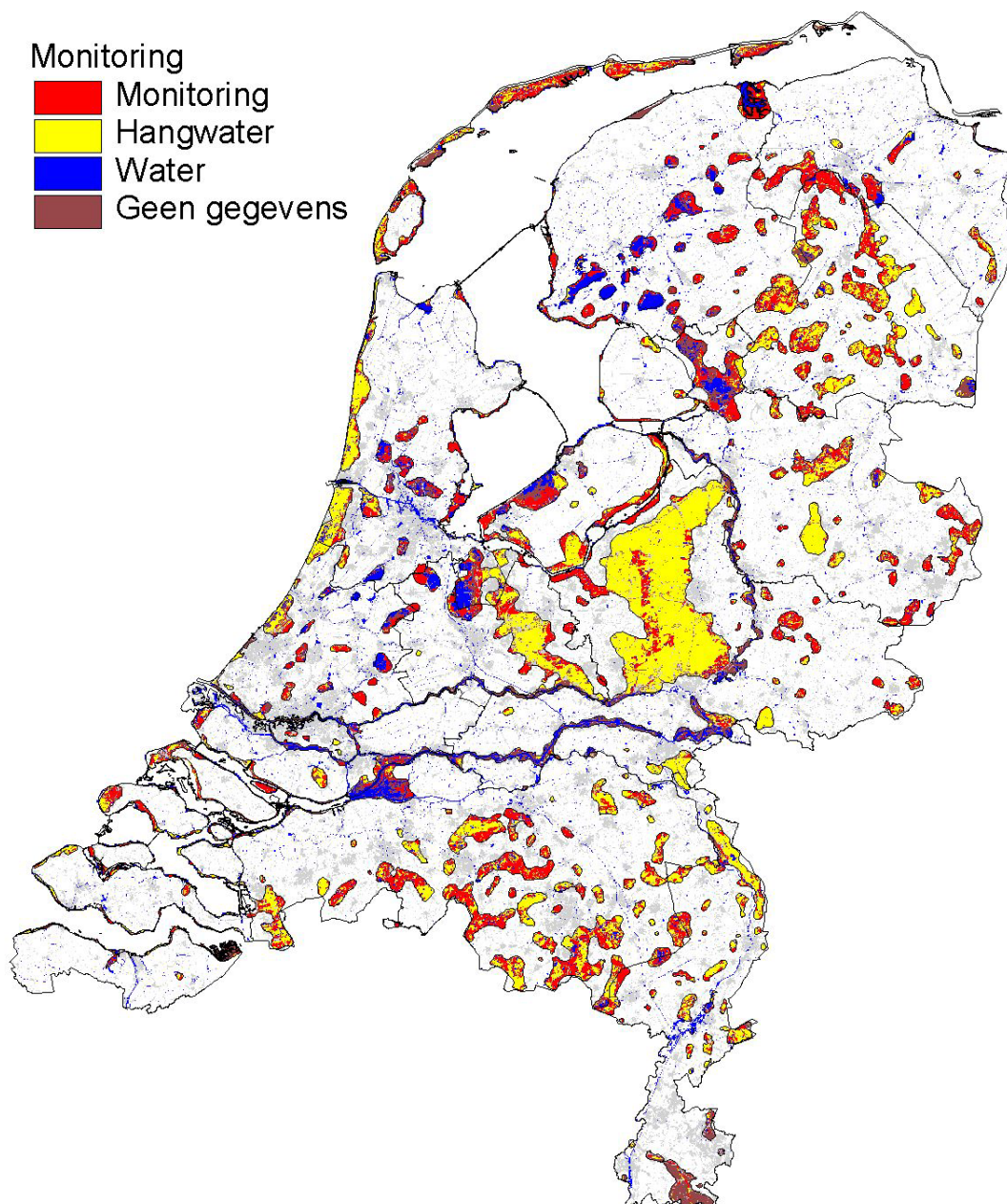


Fig. 3.9 Ruimtelijke verdeling van gebieden waar monitoring van belang is binnen de EHS. Voor 30% van het areaal is monitoring relevant. Voor ongeveer 50% van het areaal is monitoring niet van belang (40% hangwaterprofielen, 10% open water) Voor ongeveer 20% van het areaal ontbreken gegevens om nadere uitspraken te kunnen doen.

4 Parametrisering grondwaterstandsdynamiek

In het voorgaande hoofdstuk is de verdrogingsgevoeligheid ruimtelijk op een kwalitatieve manier in beeld gebracht. Hierbij is gebruik gemaakt van een aantal fysische parameters die zo goed mogelijk kwantitatief in kaart zijn gebracht. Om validatie van de verdrogingsgevoeligheid mogelijk te maken is het gebruik van meetgegevens noodzakelijk. Grondwaterstanden worden op uitgebreide schaal gemeten. Indien voor een locatie de grondwaterstandsdynamiek bekend is kan deze fysisch worden geïnterpreteerd, waardoor het mogelijk is een aantal eerder gebruikte fysische parameters te valideren.

Voor een grondwaterregime dat gedurende het jaar fluctueert onder invloed van het neerslagoverschot (neerslag minus verdamping) is het niet alleen van belang dat de gemiddelde grondwaterstand representatief is, maar ook dat er op die locatie sprake is van een representatieve grondwaterstandsdynamiek. Een goede maat voor de dynamiek van een grondwaterstand die voornamelijk afhankelijk is van het neerslagoverschot is de responskarakteristiek (Lankester en Maas, 1996). Een grondwaterstand reageert op een bepaalde manier op een neerslaggebeurtenis. In bijlage 10 is de fysische interpretatie van tijdreeksparameters gegeven.

Bij het gebruik van een tijdreeksmodel zoals KALTFN (Bierkens en Bron, 2000), kan men een fysische interpretatie maken van de gekalibreerde tijdreeksparameters (Knotters en Bierkens, 1999). Indien men er van uitgaat dat het drainageniveau h_0 (ten opzichte van maaiveld) constant is, dan kunnen de drainageweerstand γ [T], de effectieve bergingscoëfficiënt μ [-] en de onderrandflux (kwel/infiltratie) q_v [$L T^{-1}$] uit de tijdreeks parameters δ , ω en c en de tijdstap Δt als volgt worden berekend (Knotters en Bierkens, 1999):

$$\gamma = \frac{\omega}{1 - \delta} \quad \mu = \frac{-\Delta t}{\gamma \ln \delta} \quad q_v = \frac{c - h_0}{\gamma} \quad (4.1)$$

Bovenstaande functies maken duidelijk dat indien de drainageweerstand, de bergingscoëfficiënt en de ontwateringsbasis bekend zijn, er voor die locatie een tijdreeks van de grondwaterstand kan worden gegenereerd. Anderzijds geeft informatie omtrent de genoemde parameters inzicht in de grondwaterstandfluctuatie, waardoor afhankelijk van de vraagstelling gericht kan worden gezocht naar meetlocaties. Om de bovengenoemde informatie voor het opzetten van een meetnet te kunnen gebruiken zijn de genoemde parameters vlakdekkend bepaald.

4.1 Drainageweerstand

Voor de interactie tussen freatisch grondwater en oppervlaktewater zijn freatische lekweerstand (Massop *et al.*, 2000) berekend met behulp van het MONA-instrumentarium (Kroon en Werkman, 2002) en gebaseerd op de formules van De

Lange. Voor de berekening zijn schattingen gemaakt voor de intreeweerstand, het doorlaatvermogen en de verticale weerstand van het topsysteem en zijn slootdichtheden afgeleid van het Top10-vectorbestand. In de TOP10 vector worden 4 klassen van waterlopen onderscheiden. Voor drie klassen van waterlopen (de twee breedste klassen zijn samengevoegd) is de dichtheid aan waterlopen berekend. Voor de drie systemen is vervolgens per cel van 250×250 meter een weerstand berekend. De informatie is op Internet te vinden (<http://geodesk.girs.wau.nl/stone/stone.htm>). Voor de berekening van de drainageweerstand zijn deze bestanden gebruikt om per grid van 25×25 m de weerstand te bepalen. De drainageweerstand is afhankelijk van het seizoen. De voor deze studie neergeschaalde weerstand geldt onder natte omstandigheden, in geval alle drie de klassen van waterlopen watervoeren. Dit betekent dat het harmonisch¹ gemiddelde genomen wordt van de berekende weerstanden van de drie klassen.

4.2 Bergingscoëfficiënt

De bergingscoëfficiënt is berekend met het programma CAPSEV (Wesseling, 1991), waarmee het vochtprofiel kan worden berekend bij een gegeven grondwaterstand en een gegeven verticale flux van water in de onverzadigde zone. Om een gemiddeld vochtprofiel te benaderen is gerekend met een grondwaterstand gelijk aan h_0 en een flux van 0 mm/d (deze is gemiddeld negatief in de winter en positief in de zomer). De effectieve bergingscoëfficiënt is geschat uit het volume poriën dat met lucht gevuld is bij een evenwichtsvochtprofiel als fractie van het totale volume boven het grondwater. Om CAPSEV toe te passen moet er een bodemfysische beschrijving in de vorm van een vocht karakteristiek en onverzadigde doorlatendheidskarakteristiek van elke laag bekend zijn. Deze zijn als volgt geschat. Aan elke PAWN-bodemeenheid (Wösten *et al.*, 1988) is een standaard-bodemprofiel toegekend. Deze standaardprofielen bevatten een opeenvolging van lagen die één op één gekoppeld kunnen worden aan een bouwsteen van de Staringreeks (Wösten *et al.*, 2001). Elke bouwsteen van de Staringreeks is gekoppeld aan een vocht karakteristiek en onverzadigde doorlatendheidskarakteristiek. In bijlage 9 zijn voor verschillen standaardprofielen relaties bepaald tussen grondwaterstand en bergingscoëfficiënt. Deze relaties zijn gebruikt voor het bepalen van de bergingscoëfficiënt voor grids van 25×25 m.

4.3 Ontwateringsbasis

De waarde van de gemiddelde grondwaterstand h_0 is geschat met het gemiddelde van de geactualiseerde *GHG* en de *GLG*:

$$h_0 = \left(\frac{GHG + GLG}{2} \right) \quad (4.2)$$

¹ Het harmonisch gemiddelde $(\gamma_1^{-1} + \gamma_2^{-1} + \gamma_3^{-1})^{-1}$ is in dit geval de effectieve of vervangingsweerstand voor de drie parallel geschakelde drainageweerstanden.

4.4 Validatie aan de hand van puntgegevens

In paragraaf 4.1 t/m 4.3 is beschreven hoe aan de hand van landsdekkende kaarten de waarden kunnen worden afgeleid voor de drainageweerstand, bergingscoëfficiënt en ontwateringniveau. De waarden kunnen worden omgezet in de tijdreeksparameters δ en ω (bijlage 10). Om een indruk te krijgen van de nauwkeurigheid van parameterwaarden afgeleid uit kaarten is een vergelijking uitgevoerd tussen grondwaterstandstijdreeksen berekend op basis van tijdreeksparameters die op twee manieren zijn bepaald, namelijk uit landsdekkende kaarten en uit gefitte tijdreeksmodellen voor buislocaties met meetreeksen. Voor de vergelijking zijn 10 buizen geselecteerd. In bijlage 11 zijn de resultaten van de buisanalyses beschreven. De analyse aan de hand van deze 10 buizen geeft aan dat een of meer parameters afgeleid uit beschikbare landsdekkende kaarten, verschillen van de parameters afgeleid uit een gekalibreerd tijdreeksmodel. Soms zijn bepaalde combinaties uitwisselbaar, bijv. h_0 en de drainageweerstand. Extreme verschillen in drainageweerstandswaarden leiden tot grote verschillen in berekende grondwaterstand. De resultaten van de 10 geselecteerde buizen zijn samengevat in onderstaande tabel:

Tabel 4.1 Samenvatting van de resultaten van een vergelijking van gekalibreerde tijdreeksen met tijdreeksen gegenereerd uit ruimtelijke kenmerken voor 10 buizen.

Buizen	RootMeanSquaredError (RMSE)		Variantie Tijdreeks	Aantal waarnemingen
	Metingen - Ruimtelijke kenmerken	Metingen - Tijdreeks		
16DL0070	429.77	16.18	11.83	160
22CL0074	55.19	63.16	7.48	260
28FP7003	53.45	24.80	24.83	143
28Wv0001	48.78	42.30	19.14	1094
29Sv0001	69.65	25.68	17.81	2880
44BP7042	26.36	25.37	115.34	55
46AL0036	61.88	56.54	4.44	466
46DP0085	75.94	69.95	23.52	433
49GP0080	333.71	13.00	2.54	229
60BP0112	96.03	87.88	12.36	253

Het verschil tussen de metingen en de tijdreeks $(RMSE)^2$ varieert van 13 tot 88 cm, dit betekent dat een grondwaterstand voor de 10 geselecteerde buizen met 95%-nauwkeurigheid kan worden voorspeld binnen een interval ± 26 tot 176 cm, voor de schatting op basis van ruimtelijke kenmerken is het interval ± 52 tot 860 cm. In de meeste gevallen geven de tijdreeksparameters betere resultaten dan parameters afgeleid van de kaart.

Concluderend kan worden gesteld dat het niet mogelijk is om de tijdreeksparameters af te leiden uit landsdekkende kaartbeelden, althans niet binnen zekere nauwkeurigheidsgrenzen.

² RMSE is Root Mean Squared Error

Ontwateringsbasis

De landsdekkende kaarten met parameters voor h_0 en voor de bergingscoëfficiënt zijn getoetst aan de dataset van ca 3000 (stam)buizen. In figuur 4.1 zijn voor de 3000 locaties de h_0 uit de kalibratie van de tijdreeks uitgezet tegen de h_0 afgelezen van de geactualiseerde Gt-kaart. Uit de figuur kan geconcludeerd worden dat de gemiddelde grondwaterstand uit de geactualiseerde Gt-kaart en de h_0 uit de tijdreeksen een verband hebben. De richtingscoëfficiënt van de regressielijn komt dicht in de buurt van de min één. De spreiding rond de lijn is echter wel groot, wat zich uit in een relatief lage correlatiecoëfficiënt. Daarnaast geeft de regressievergelijking een gemiddeld verschil tussen de tijdreeksgegevens en de kaartgegevens van 17 cm.

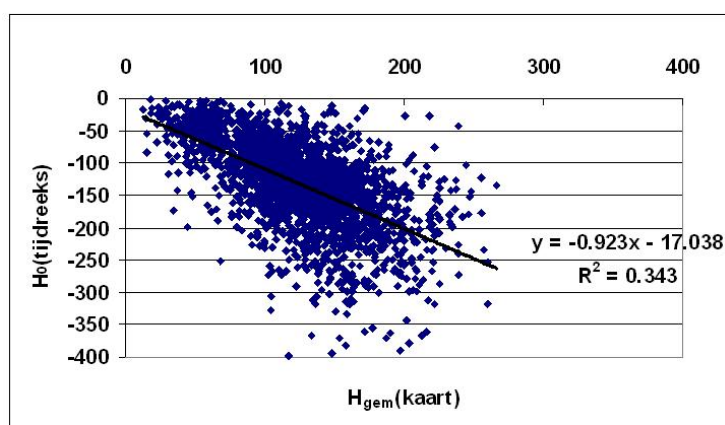


Fig. 4.1 Ontwateringsbasis uit de tijdreeks versus de ontwateringsbasis uit geactualiseerde Gt-kaarten.

De h_0 uit de tijdreeks ligt lager dan de h_{gem} afgeleid uit de GHG en de GLG van de tijdreeks. Omdat gemiddeld over een jaar genomen het grootste deel van het jaar een afvoersituatie aanwezig is, is te verwachten dat het gemiddelde van de GHG en GLG iets hoger ligt dan het ontwateringsniveau (h_{gem}). Op basis van de regressierelatie is het mogelijk om de gemiddelde grondwaterstand (gemiddelde van GHG en GLG) van de actuele Gt te transformeren naar een ontwateringsbasis h_0 , welke nodig is voor de tijdreeksanalyse. Hierbij moet echter worden opgemerkt dat de spreiding rond de transformatielijn groot is, waardoor lokaal grote verschillen voor kunnen komen.

Bergingscoëfficiënt

In figuur 4.2 is de bergingscoëfficiënt voor de gemiddelde grondwaterstand uit de geactualiseerde Gt-kaart uitgezet tegen de berekende bergingscoëfficiënt op basis van de gekalibreerde tijdreeksmodellen. In de figuur is te zien dat de bergingscoëfficiënt in de kaart over het algemeen gering is en maximaal 0.4 bedraagt. Op basis van de gekalibreerde tijdreeksmodellen worden ook bergingscoëfficiënten berekend die regelmatig extreem hoog zijn. Daarnaast is te zien dat er geen verband is tussen de bergingscoëfficiënt berekend uit de kaart en die uit de tijdreeksen.

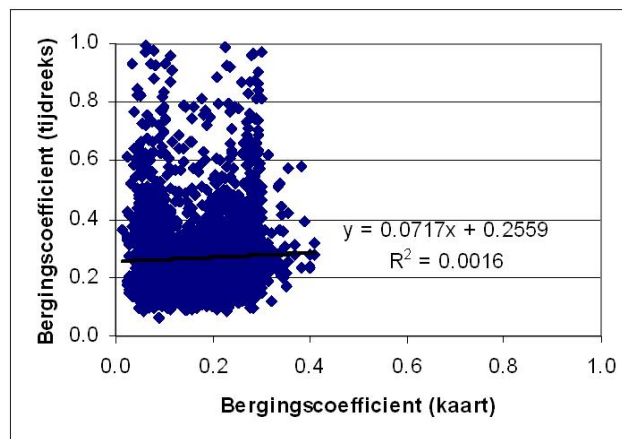


Fig. 4.2 Bergingscoëfficiënt uit de tijdreeks versus de bergingscoëfficiënt uit geactualiseerde Gt-kaarten.

Om meer inzicht te krijgen in de aldus berekende bergingscoëfficiënten zijn de resultaten gegroepeerd naar Gt (tabel 4.2).

Tabel 4.2 Bergingscoëfficiënt afgeleid uit tijdreekanalyse en kaartgegevens gegroepeerd naar Gt-klassen.

Gt	Aantal	Tijdreeks		Kaart	
		Gemiddelde (μ)	Standaarddeviatie (σ)	Gemiddelde (μ)	Standaarddeviatie (σ)
I	135	0.47	0.19	0.11	0.08
II	204	0.30	0.12	0.11	0.08
II*	40	0.35	0.18	0.09	0.06
III	192	0.24	0.11	0.15	0.08
III*	118	0.26	0.13	0.14	0.08
IV	193	0.31	0.14	0.13	0.07
V	66	0.18	0.04	0.16	0.07
V*	115	0.20	0.07	0.17	0.07
VI	717	0.21	0.09	0.18	0.07
VII	999	0.25	0.12	0.18	0.07
VIII	319	0.29	0.14	0.22	0.07
Totaal	3098	0.26	0.13	0.17	0.08

De bergingscoëfficiënt die berekend is op basis van de tijdreeks is groter en heeft een grotere spreiding dan de bergingscoëfficiënt afgeleid uit de bodemkaart. Opvallend is het verloop van de gemiddelde bergingscoëfficiënt per Gt. Vanaf de ondiepe Gt's is er een afname te zien in de bergingscoëfficiënt die vervolgens weer toeneemt naarmate de Gt dieper wordt. In figuur 4.3 is de relatie weergegeven tussen de gemiddelde bergingscoëfficiënt uit de tijdreeks en de kaart. De bergingscoëfficiënt op basis van de tijdreeksen is wederom groot ten opzichte van de kaart en het verband is negatief. In tabel 4.2 is een verloop in de bergingscoëfficiënt te zien. Dit verloop van de bergingscoëfficiënt kan inzichtelijk worden gemaakt door de gemiddelde grondwaterstand voor een Gt-klasse uit te zetten tegen de bergingscoëfficiënt. Visualisatie van de gegevens op deze manier maakt duidelijk dat er meerdere lijnen lijken te zijn. Redenerend vanuit de theorie mag men verwachten dat de bergingscoëfficiënt toeneemt naarmate de gemiddelde grondwaterstand lager is. Dit verloop is ook te zien in de gegevens die zijn afgeleid van de Gt-kaart. Tijdreeksanalyse is gebaseerd op

een impuls-responsstelsel, waarbij het neerslagoverschot de impuls is en de grondwaterstand de respons. Bij lineaire tijdreeksen wordt de relatie tussen impuls en respons lineair verondersteld. Bij ondiepe Gt's komt het relatief vaak voor dat de grondwaterstand tot in maaiveld komt. Boven maaiveld speelt de bodemberging geen rol en hebben we te maken met een bergingscoëfficiënt van 1. Aangezien een lineair tijdreeksmodel maar één bergingscoëfficiënt kent zal de bergingscoëfficiënt dicht bij 1 uitkomen naarmate de grondwaterstand vaker in maaiveld komt. Bij een grondwaterstand in maaiveld is de respons immers zeer gering (bergingscoëfficiënt = 1). Naarmate de grondwaterstand dieper is en deze minder frequent tot in maaiveld komt, wordt deze minder beïnvloed door dit sterk niet-lineaire gedrag van de grondwaterstand. Bij de droge Gt's is de bergingscoëfficiënt uit tijdreeksanalyse ook hoog vergeleken met de gegevens afgeleid uit de kaart. Een overschatting van de bergingscoëfficiënt bij lage grondwaterstanden kan wederom verklaard worden door het gebruik van een lineaire impuls-respons-relatie. Bij diepe grondwaterstanden is de onverzadigde zone relatief dik. Stroming van water in de onverzadigde zone gaat veelal langzaam, waardoor er een vertraging en afvlakking is tussen neerslag en reactie op de grondwaterstand. Deze vertraging zal tot uiting komen in de responstijd van het tijdreeksmodel. Naast deze vertraagde stroming in de onverzadigde zone kan er bij diepe grondwaterstanden gemakkelijk een hangwaterprofiel ontstaan. Het beschikbare hangwater verdwijnt via verdamping en wordt weer aangevuld door neerslag. Afhankelijk van de mate van uitdroging van de bodem zal neerslagwater in meer of mindere mate worden gebruikt voor de aanvulling van het hangwater. Dit heeft tot gevolg dat de mate van uitdroging van de bovengrond mede bepalend is voor de aanvulling van het grondwater. In modeltermen heeft dit aspect tot gevolg dat bij eenzelfde impuls (neerslaghoeveelheid) de respons (grondwaterstandsverhoging) mede afhankelijk is van de aanvulling van het hangwaterprofiel. In een lineair tijdreeksmodel heeft dit tot gevolg dat onder droge omstandigheden een neerslaghoeveelheid nauwelijks tot gevolg heeft dat de grondwaterstand stijgt, waardoor het lineaire tijdreeksmodel uitkomt op een relatief hoge bergingscoëfficiënt.

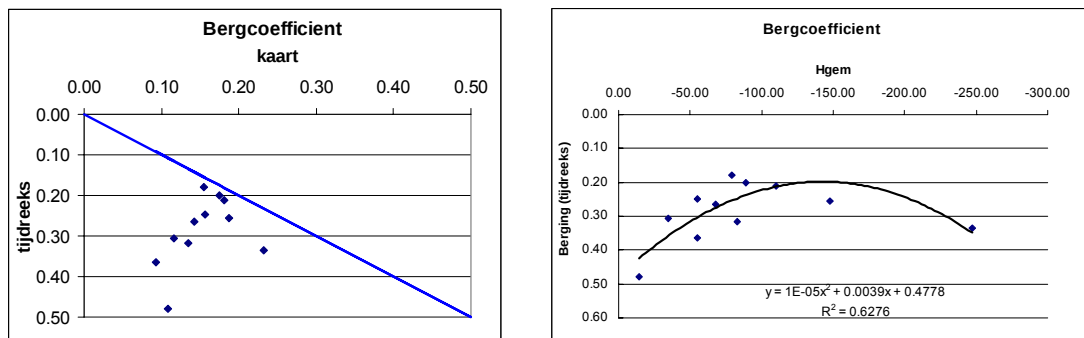


Fig. 4.3 Gemiddelde bergingscoëfficiënt uit de tijdreeks versus de gemiddelde bergingscoëfficiënt uit geactualiseerde Gt-kaarten gegroepeerd naar Gt-klasse (links), Gemiddelde bergingscoëfficiënt uit de tijdreeks versus de gemiddelde grondwaterstand uit geactualiseerde Gt-kaarten gegroepeerd naar Gt-klasse (rechts).

De bovenstaande redeneringen geven een verklaring voor de verschillen tussen de bergingscoëfficiënt op basis van de geactualiseerde Gt-kaart en op basis van tijdreeksen. Vooral onder natte en droge omstandigheden blijkt de gekalibreerde bergingscoëfficiënt af te wijken van de fysisch aannemelijke bergingscoëfficiënt.

Derhalve is het niet mogelijk om de bergingscoëfficiënt voor tijdreeksanalyse direct uit kaartgegevens te genereren. Er is een poging gedaan om een functie te fitten op basis van de gemiddelde grondwaterstand om de bergingscoëfficiënt te transformeren naar een bruikbare waarde voor tijdreeksanalyse. De gefitte functie heeft echter een beperkt voorspellend vermogen. Gezien de veelal niet realistische waarde voor de gekalibreerde bergingscoëfficiënt is het niet mogelijk om deze gegevens te gebruiken voor de validatie van de kaartgegevens. Kennelijk is er een verschil in betekenis tussen beide bergingscoëfficiënten. Dit houdt tevens in dat het niet zondermeer mogelijk is om tijdreeksen te genereren met lineaire tijdreeksmodellen op basis van bergingscoëfficiënt die zijn afgeleid uit kaarten (bijlage 11).

Drainageweerstand

In tabel 4.3 zijn de gemiddelde waarden voor de drainageweerstand per Gt weergegeven. Met uitzondering van GT V* zijn gemiddelde waarde voor de drainageweerstand afgeleid uit de tijdreeksanalyse kleiner dan de drainageweerstand afgeleid van de kaart, dat geldt ook voor de standaarddeviatie (tabel 4.3). Voor de drainageweerstand afgeleid uit kaarten zijn kaarten gebruikt uit STONE. Deze kaarten zijn afgeleid uit het top10-vectorbestand, waarbij de slootdichtheid is bepaald binnen gridcellen van 250 x 250 meter. Deze opzet heeft tot gevolg dat de berekende drainageweerstand schaalafhankelijk is. Waterlopen die buiten het desbetreffende grid vallen worden niet meegenomen bij de bepaling van de drainageweerstand. Deze opzet is alleen mogelijk indien er bij de modellering rekening wordt gehouden met deze opzet. Voor puntmodellen zoals tijdreeksen voldoet deze opzet echter niet. Vanuit een punt geredeneerd wordt de beïnvloeding van de grondwaterstand voor een groot deel bepaald door de locale geohydrologische eigenschappen en het dichtstbijgelegen ontwateringssysteem. De ruimtelijke beïnvloeding kan derhalve per locatie verschillen, hetgeen inhoudt dat de afstand waarover waterlopen van belang zijn voor de drainageweerstand ook verschillend is. In de meeste gevallen is de ruimtelijke beïnvloeding van het oppervlaktewater op de omgeving groter dan 250x250 meter.

Tabel 4.3 Drainageweerstand afgeleid uit tijdreeksanalyse en kaartgegevens gegroepeerd naar Gt-klassen.

Gt	Aantal	Tijdreeks		Kaart	
		Gemiddelde (μ)	Standaarddeviatie (σ)	Gemiddelde (μ)	Standaarddeviatie (σ)
I	135	109	103	1456	2965
II	204	150	113	1679	2754
II*	40	57	23	932	1397
III	192	236	129	1450	2633
III*	118	154	93	582	992
IV	193	93	59	812	1714
V	66	394	150	284	293
V*	115	350	164	622	1755
VI	717	273	169	465	1574
VII	999	262	197	486	1486
VIII	319	365	252	1164	3485
Totaal	3098	248	190	749	2065

5 Meetmethoden

Voor het optimaliseren van een meetnet is het van belang inzicht te hebben in de mogelijke meetmethoden met de bijbehorende meetinspanning en meetnauwkeurigheid. Voor aan aantal meetmethoden is gekeken naar het meetprincipe en is aan de hand van een gevoeligheidsanalyse gekeken naar de onzekerheid.

5.1 Grondwaterstandskarakteristiek op basis van tijdreeksmodellering

5.1.1 Methode

De GHG, GVG en GLG op locaties van grondwaterstandbuizen werd in het verleden geschat op basis van stationaire³ meetreeksen van grondwaterstanden die minimaal 8 jaar beslaan waarin geen waterhuishoudkundige ingrepen hebben plaatsgevonden. In de praktijk is het een probleem om meetreeksen te vinden die aan deze criteria voldoen, omdat grondwaterstandbuizen regelmatig worden verplaatst of verwijderd, of omdat er hydrologische ingrepen hebben plaatsgevonden. Om deze reden worden meetreeksen met een lengte van 4-8 jaar vaak noodgedwongen geaccepteerd. Voor kortere perioden kan het voorkomen dat het weer in de beschouwde 4-8 jaar systematisch natter of droger was dan het gemiddelde voor de klimaatperiode, waardoor bijvoorbeeld een GHG wordt onder- of overschat. Uit een analyse van Knotters en van Walsum (1994) en Knotters en Bierkens (1999) blijkt dat reeksen van 4-8 jaar meestal lang genoeg zijn om de samenhang tussen het neerslagoverschot en de grondwaterstand te kunnen modelleren.

Bij de kalibratie van het tijdreeksmodel voor een peilbuis worden de gemeten grondwaterstanden in deze peilbuis vergeleken met het neerslagoverschot van het dichtstbijzijnde neerslagstation, voor de tijdperiode die de grondwaterstanden bestrijken. Na kalibratie van het tijdreeksmodel wordt dit model vervolgens toegepast op een neerslagoverschotreeks voor een klimaatperiode van het desbetreffende neerslagstation. Hiermee worden tijdreeksen van grondwaterstanden gegenereerd, welke worden omgezet in GHG, GVG en GLG. Daarnaast wordt de kwaliteit van deze voorspellingen van GxG berekend uit de variantie van de voorspelfout (Knotters en Van Walsum, 1994).

³ Een stationaire meetreeks heeft een constant gemiddelde en een constante variantie, waardoor deze onafhankelijk zijn van de tijd. In de praktijk komt het er op neer dat een meetreeks alleen stationair kan zijn indien er gedurende de meetperiode geen waterhuishoudkundige ingrepen binnen de invloedssfeer van het meetpunt hebben plaatsgevonden.

5.1.2 Gevoeligheidsanalyse

Om de onzekerheid van de berekende GxG te onderzoeken zijn drie meetlocaties nader geanalyseerd. Er is gezocht naar buizen die gedurende een lange periode zijn waargenomen. Daarnaast is gekeken of de meetreeksen zijn onderbroken of dat de buizen zijn verplaatst. Verder is gezocht naar een relatief natte, een gemiddelde en een relatief droge meetlocatie. Om inzicht te krijgen in de onzekerheid van de geschatte Gt is gekeken naar het effect van de kalibratieperiode en het effect van verschillende meteogebieden.

Het effect van de kalibratieperiode

Berekening van de GHG en de GLG

De GHG wordt in twee stappen berekend. Eerst wordt voor elk hydrologisch jaar (1 april-31 maart) het rekenkundig gemiddelde van de drie hoogste waargenomen grondwaterstanden berekend (=HG3). Daarbij wordt uitgegaan van een meetreeks met halfmaandelijks waarnemingen (meestal gemeten op de 14^{de} en de 28^{ste} van de maand) en minimaal 19 metingen in het hydrologisch jaar. De GHG is dan gelijk aan de gemiddelde HG3 over een periode van minimaal 8 jaar. De GLG wordt op gelijke wijze berekend, maar dan als de gemiddelde LG3 (drie laagste waargenomen grondwaterstanden gedurende een hydrologisch jaar over een periode van minimaal 8 jaar).

Meetgegevens

Voor de drie meetlocaties zijn de GHG en de GLG voor verschillende periodes bepaald. In eerste instantie is de GxG op basis van de meetgegevens bepaald. Om te kijken naar de invloed van het weer is de Gt voortschrijdend over 8 jaar berekend. Vervolgens zijn de berekende GHG en GLG's vergeleken met de berekening op basis van de gehele meetreeks. Zoals bekend is er een fluctuatie te zien in de berekende Gt over 8 jaar als gevolg van meer droge of natte jaren (Massop *et al.*, 2000; van der Wouw, 2000).

Tijdreeksanalyse

Vervolgens is gebruik gemaakt van tijdreeksanalyse om de GxG klimaatrepresentatief te maken. Om de klimaatrepresentativiteit inzichtelijk te maken zijn er voortschrijdend tijdreeksmodellen gekalibreerd op meetperiodes van 8 jaar. Vervolgens is de GxG zoals eerder beschreven, bepaald op basis van een simulatie van 30 jaar. De simulatieperiode is voor iedere kalibratie gelijk genomen.

In figuur 5.1 zijn beide methoden voor het natte meetpunt naast elkaar gezet. De gegevens laten een daling zien van de GxG over 8 jaar, indien gekeken wordt naar de voortschrijdende GxG. Mogelijk duidt deze daling op een dalende trend als gevolg van bijvoorbeeld een toegenomen onttrekking van een pompstation. Daarnaast is te zien dat de GHG op basis van de tijdreeks structureel hoger is dan de GHG op basis van de meetgegevens. Voor de GLG liggen de tijdreeksresultaten structureel lager dan de GLG op basis van de metingen.

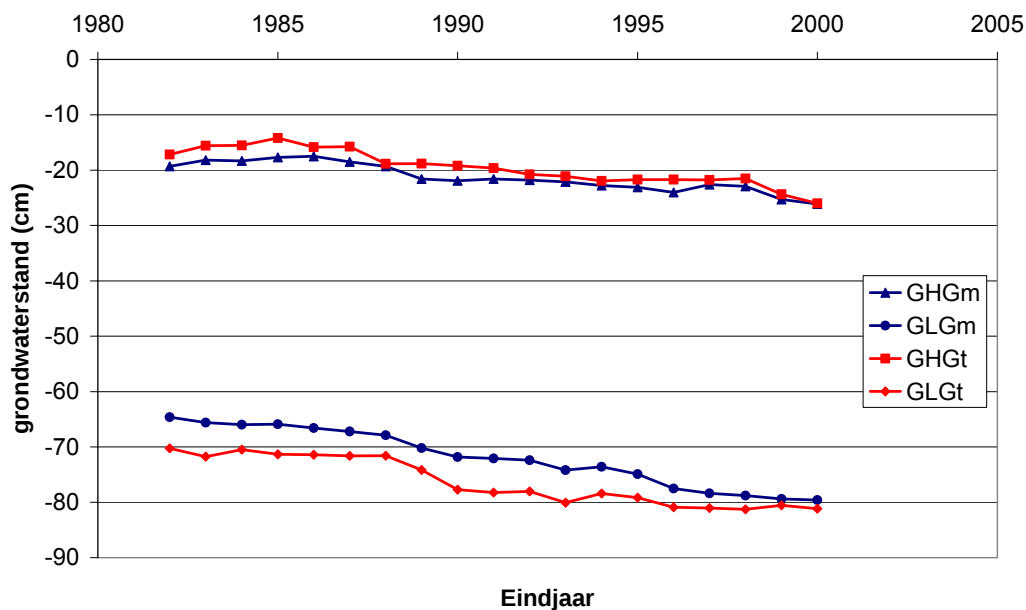


Fig 5.1 GxG berekend op basis van metingen (m) en tijdreeksanalyse (t) voor meetpunt 12EL0003.

In figuur 5.2 is het voortschrijdend gemiddelde weergegeven van de grondwaterstand en de residuen op basis van een tijdreeksmodel gekalibreerd op een periode van iets minder dan 30 jaar. Het voortschrijdend gemiddelde is bepaald voor een periode van 1 jaar. Er is opvallend veel overeenkomst tussen het voortschrijdend gemiddelde van de residuen en de grondwaterstand voor deze locatie. Natte perioden geven hogere grondwaterstanden en positieve residuen, terwijl droge perioden negatieve residuen laten zien. Er lijkt een geringe dalende trend in de residuen te zitten. De overeenkomst in het verloop van het voortschrijdend gemiddelde geeft wellicht de verklaring van de onder- en overschatting van de respectievelijk de GLG en de GHG.

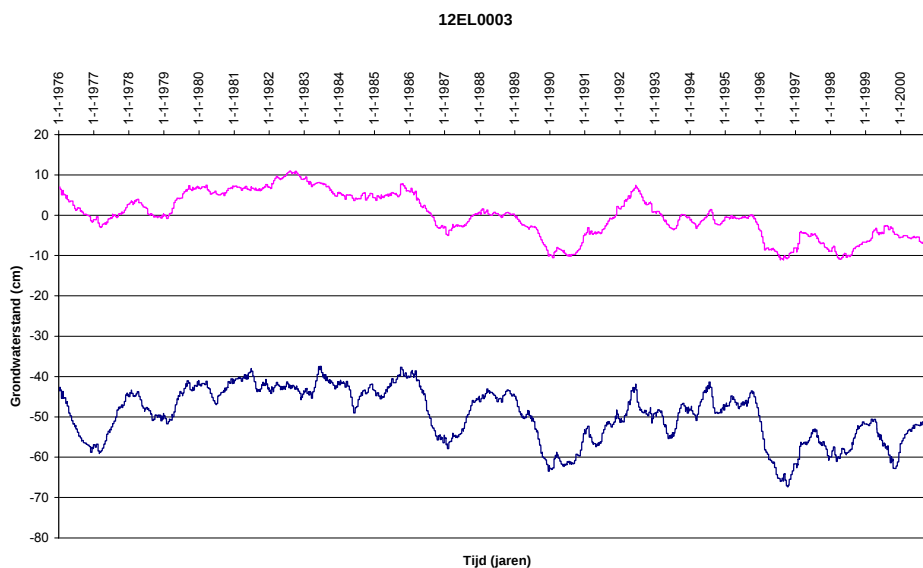


Fig 5.2 Voortschrijdend gemiddelde over 365 dagen van de grondwaterstand(blaauw) en de residuen(paars).

Ook in het neerslagoverschot is een fluctuatie te zien indien gekeken wordt naar het voortschrijdende gemiddelde over 365 dagen en 8 jaar (figuur 5.3).

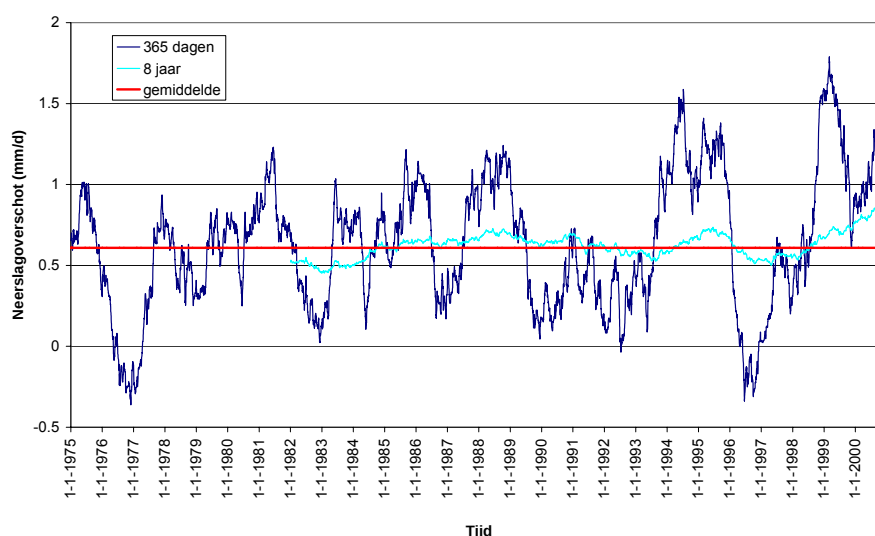


Fig 5.3. Voortschrijdend gemiddelde van het neerslagoverschot over 365 dagen en 8 jaar ten opzichte van het langjarige gemiddelde voor een meteorostation nabij 12EL0003.

Deze analyse is ook uitgevoerd voor een meer gemiddeld gelegen grondwaterstandmeetpunt. In figuur 5.4 is de fluctuatie als gevolg van drogere en natte jaren goed te zien. Er lijkt geen structurele verdroging op te treden voor dit meetpunt aangezien de berekende Gt over de eerste 8 jaar en over de laatste 8 jaar dicht bij het gemiddelde over 27 jaar ligt. Ook de berekende residuen geven geen duidelijke trend aan. In de tussenliggende jaren is er een fluctuatie rond het gemiddelde te zien. Indien gekeken wordt naar de analyse van de voortschrijdende tijdreeksresultaten is er ook een fluctuatie te zien rond het gemiddelde.

In figuur 5.4 zijn de resultaten voor beide analyses voor dit meetpunt weergegeven. In de voortschrijdende GxG op basis van de metingen en op basis van de tijdreeksanalyse is een fluctuatie te zien als gevolg van droge en natte jaren. Bij de tijdreeksresultaten lijkt de fluctuatie enigszins afgevlakt. Toch lijkt een klimaat-representatieve GxG op basis van een kalibratie voor 8 jaar moeilijk te voorspellen. Een mogelijke verklaring hiervoor is het gebruik van lineaire tijdreeksmodellen, die voornamelijk gefit worden op 'het zwaartepunt' in de kalibratiedata. Dit heeft vermoedelijk tot gevolg dat de gekalibreerde tijdreeksparameters het beste passen bij het gemiddelde van de kalibratiedata. Indien de processen die de grondwaterstand beïnvloeden niet-lineair zijn, kan kalibratie op relatief natte of droge jaren verschillende uitkomsten geven bij langjarige simulaties.

De GLG op basis van de tijdreeks ligt evenals bij het vorige meetpunt structureel lager. Een mogelijke verklaring voor dit fenomeen zijn de niet-lineaire processen zoals drainage en berging. Drainage vindt plaats naar nabijgelegen ontwateringsmiddelen die elk hun eigen drainagebasis hebben. Rond de meest voorkomende grondwaterstand zijn een aantal waterlopen in de omgeving watervoerend en drainerend voor het desbetreffende meetpunt. Indien bij de kalibratie de parameters

worden gefit, die passen bij deze situatie, wordt geen rekening gehouden met bijvoorbeeld het droogvallen van waterlopen in drogere situaties, waarbij sterke niet-lineaire effecten kunnen voorkomen. Als gevolg van het droogvallen, kan de drainageweerstand sterk stijgen waardoor de afvoer en de daarmee samenhangende daling van de grondwaterstand wordt afgeremd. Indien bij een tijdreeks-simulatie hiermee geen rekening wordt gehouden en dezelfde parameters worden gebruikt blijft de gekalibreerde drainageweerstand gelijk, waardoor de drainage en daling van de grondwaterstand voor het desbetreffende punt in droge perioden te groot kan zijn. Hierdoor kunnen de lage grondwaterstanden te laag gesimuleerd worden, waardoor de gesimuleerde GLG structureel onder de gemeten GLG uit kan komen. Omgekeerd kan dit ook gelden voor de GHG. Indien de drainageweerstand te hoog wordt ingeschat voor natte situaties kan het water in de simulatie niet voldoende draineren, waardoor de GHG structureel te hoog kan worden ingeschat.

Het derde meetpunt betreft een relatief droog meetpunt. In figuur 5.5 zijn de resultaten voor de GxG op basis van de meetgegevens en de tijdreeks weergegeven. In deze figuur is voor de GxG op basis van de metingen wederom een fluctuatie rond het gemiddelde te zien als gevolg van droge en natte weerjaren. Ook op dit meetpunt lijkt er geen structurele verdroging te zijn.

Ook voor de GxG op basis van de voortschrijdende tijdreeksen is wederom een fluctuatie van de GxG te zien. De fluctuatie rond het langjarig gemiddelde is echter niet gelijkmatig maar vertoont een enigszins piekerig verloop. De variatie op basis van de metingen is veel gelijkmatiger dan de variatie van de GxG op basis van de tijdreeksanalyse. Het piekerige verloop van de GxG op basis van de tijdreeksanalyse is niet logisch. De overlap tussen twee opeenvolgende punten is immers 7 van de 8 kalibratiejaren. De piekerigheid wordt waarschijnlijk veroorzaakt door een grote gevoeligheid van de gekalibreerde parameters voor de meetgegevens. Een geringe afwijking in de impuls-respons kan dit wellicht verklaren. Voor de eindjaren 1982, 1993 en 1995 is de gekalibreerde autoregressie parameter erg laag (< 0.9). Dit betekent dat de grondwaterstand van de vorige dag geen hoge verklaring geeft voor de te berekenen grondwaterstand. Het tijdreeksresultaat is voor deze jaren niet realistisch. Kennelijk is vooral de relatief droge locatie gevoelig voor de meetgegevens.

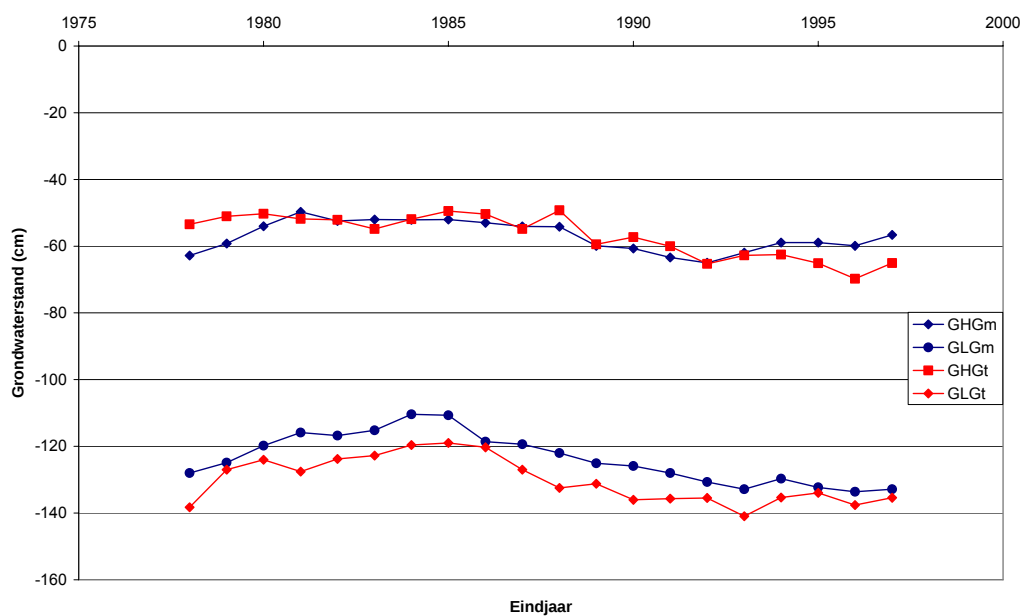


Fig 5.4 GxG berekend op basis van metingen (m) en tijdreeksanalyse (t) voor meetpunt 34DP0155.

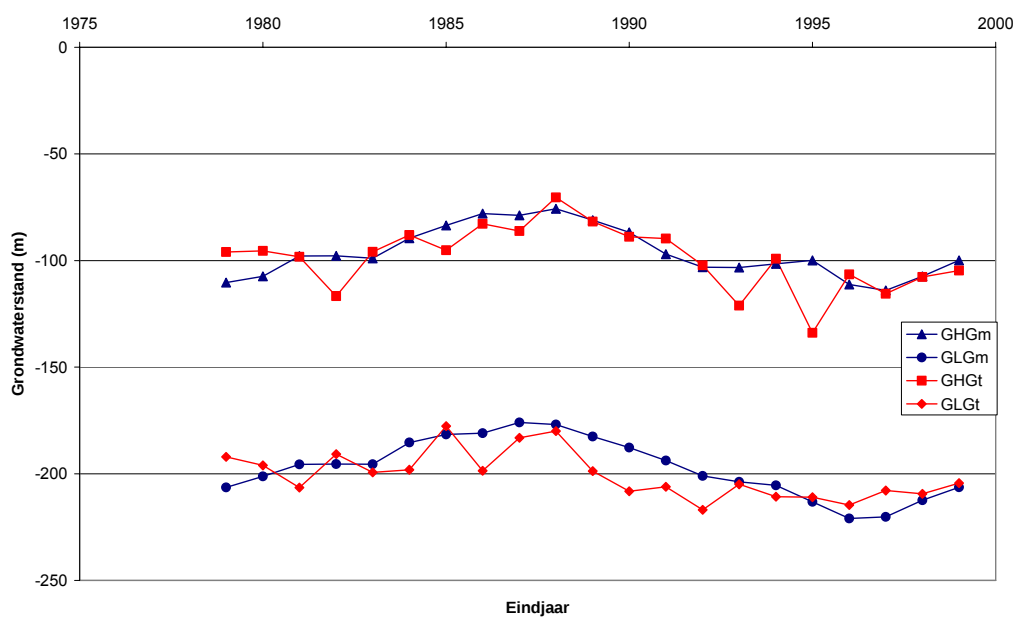


Fig 5.5 GxG berekend op basis van metingen (m) en tijdreeksanalyse (t) voor meetpunt 52GL0023.

De fluctuatie van de berekende GxG over 8 jaar vertoont grote overeenkomst met het voortschrijdend gemiddelde van het neerslagoverschot over 8 jaar (figuur 5.6).

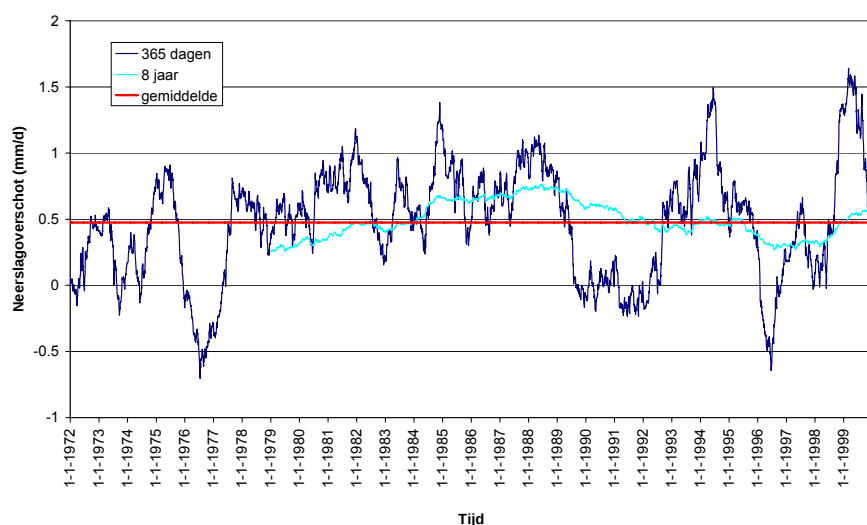


Fig 5.6 Voortschrijdend gemiddelde van het neerslagoverschot over 365 dagen en 8 jaar ten opzichte van het langjarige gemiddelde voor een meteorstation nabij 52GL0023.

In tabel 5.1 is een overzicht van de resultaten voor de drie meetpunten weergegeven. De resultaten geven aan dat er een duidelijke beïnvloeding van het neerslagoverschot is op de berekende GHG en GLG. Ook bij het gebruik van tijdreeksen is de fluctuatie van de berekende klimaatsrepresentatieve GHG en GLG al snel enkele centimeters. De tijdreeksresultaten geven een geringe standaarddeviatie. De berekende standaarddeviatie neemt toe naarmate het meetpunt droger is. Uit de analyse blijkt dat de standaarddeviatie groter is, indien deze wordt gebaseerd op voortschrijdend gekalibreerde tijdreeksmodellen. Het hoger uitvallen van de onzekerheid wordt veroorzaakt doordat er bij de tijdreeksanalyse geen rekening is gehouden met de onzekerheid van het gekalibreerde model. Uit de analyse voor de drie meetpunten blijkt dat een klimaatrepresentatieve GxG moeilijk eenduidig is te voorspellen met lineaire tijdreeksmodellen.

Tabel 5.1 Overzicht van de resultaten voor de drie meetpunten.

Meetpunt	12EL0003		34DP0155		52GL0023	
Tijdreeksresultaat op basis van 100 realisaties voor de gehele meetperiode ($\pm$ 30 jaar) (cm -mv)						
	waarde	std	waarde	std	waarde	std
GHG	20.5	1.0	58.0	2.2	98.8	3.0
GVG	48.2	1.4	90.5	2.6	119.9	3.0
GLG	76.4	1.2	135.6	2.5	203.9	2.8
Analyseresultaat op basis van de voortschrijdende 8 jaarse perioden (cm -mv)						
	Metingen	tijdreeks	Metingen	tijdreeks	metingen	tijdreeks
GHG	21.4	20.5	57.5	58.0	98.4	96.0
GHGmin	26.1	26.0	65.0	69.8	114.0	133.9
GHGmax	17.5	14.2	49.7	49.2	75.7	70.5
GHGstd	2.6	3.2	4.6	6.4	11.7	14.8
GLG	71.7	76.4	125.9	135.6	199.0	192.1
GLGmin	79.6	81.3	133.6	141.0	220.9	216.8
GLGmax	64.6	70.3	110.4	119.0	175.9	177.6
GLGstd	5.2	4.3	7.5	6.9	13.7	11.0

Het effect van meteostations

Naast het effect van verschillende kalibratieperiodes is gekeken naar het effect van verschillende meteostations op de berekende GxG. Om inzicht te krijgen in het effect van ruimtelijke meteorologische verschillen op de GxG zijn alle meteostations in een straal van 20 kilometer rond een peil geselecteerd en gebruikt voor de kalibratie van tijdreeksen. De geselecteerde meteostations kunnen verschillen in neerslagintensiteit en verdeling. Voor de verdamping zijn maar enkele meteostations beschikbaar. In tabel 5.2 zijn de resultaten weergegeven. Voor alle meteostations binnen een straal van 20 kilometer zijn tijdreeksen gekalibreerd op een periode van 8 jaar. De 8 jaarperiode komt overeen met de laatste meetperiode van 8 jaar uit de voorgaande analyse.

Tabel 5.2. Overzicht van de resultaten van de tijdreeksanalyse bij het gebruik van meerdere meteostations (cm-mm).

Meetpunt	12EL0003	34DP0155	52GL0023
	Tijdreeks	Tijdreeks	Tijdreeks
	N=9	N = 6	N= 7
GHG	26.0	65.1	104.7
GHGmin	26.6	65.4	108.9
GHGmax	23.7	63.5	101.4
GHGstd	0.8	0.7	2.7
GLG	81.2	135.4	204.3
GLGmin	81.2	136.9	206.4
GLGmax	78.8	134.3	202.1
GLGstd	0.7	0.9	1.7

N is het aantal meteostations binnen een straal van 20 km

De verschillen in de GxG tussen de tijdreeksen voor verschillende neerslagstations bedragen enkele centimeters. De verschillen en de standaarddeviatie zijn klein vergeleken met het gebruik van andere kalibratieperiodes zoals beschreven in de vorige paragraaf. Kennelijk hebben temporele verschillen in meteorologische omstandigheden meer effect op de berekende GxG dan ruimtelijke verschillen in meteorologische gegevens, uitgaande van de gebruikte tijd en ruimtelijke schaal. De invloed van de meteorologische omstandigheden voor de kalibratiemethode bij lineaire tijdreeksmodellering maakt het lastig om verdroging te monitoren met behulp van lineaire tijdreeksmodellering. Naast de minimale kalibratieperiode van 4 tot 8 jaar moet rekening gehouden worden met extra onzekerheid als gevolg van de onzekerheid in de gekalibreerde modelparameters. De standaarddeviatie kan per meetpunt sterk verschillen. In de voorbeeldberekeningen varieert de standaarddeviatie van ongeveer 2.5 cm voor een nat meetpunt tot 15 cm voor een droog meetpunt.

In Bijlage 12 is de drainageweerstand, de ontwateringsbasis en de bergingscoëfficiënt voor het meetpunt 34DP0155 weergegeven. In deze figuur is te zien dat de fysische parameters variëren, afhankelijk van de gebruikte kalibratieperiode. Daarnaast is te zien dat de drainagebasis redelijk constant is. De drainageweerstand en de bergingscoëfficiënt vertonen relatief veel variatie. Deze variatie wordt alleen veroorzaakt door het gebruik van een andere kalibratieperiode van 8 jaar.

5.2 Grondwaterkarakteristiek op basis van stambuisregressie

5.2.1 Methode

Gerichte opnamen

Bij de benadering van de GxG met gerichte opnamen werd voorheen verondersteld dat de grondwaterstand in gronden met gelijke Gt's en fluctuatie van de grondwaterstand, overal op hetzelfde tijdstip op het niveau van de GHG of de GLG zou zijn. Het tijdstip waarop dit het geval was werd vastgesteld bij een of enkele stambuizen. Op dat tijdstip werden een groot aantal boorgaten bemeten. Een zwak punt van deze methode was dat er van uitgegaan werd dat het gebied 'hydrologisch homogeen' zou zijn. Hierbij werd verondersteld dat de grondwaterstand zich overal gelijktijdig op het niveau van de GHG en GLG bevond. Dit impliceert dat de grondwaterstanden binnen het beschouwde gebied overal synchroon verlopen. Door verschillen in bergingsvermogen, doorlatendheid, dichtheid van het ontwateringssysteem en geo(hydro)logische opbouw van de ondergrond, kwel/wegzijging kunnen al op relatief korte afstand meer of minder grote verschillen in het grondwaterstandverloop voorkomen. Zo hebben natte gronden een geringe berging, doorgaans een dicht ontwateringssysteem en vaak kwel. Hierdoor reageren natte gronden veelal sterker op neerslag en verdamping dan droge gronden. Dit betekent dat het uitgangspunt van de gerichte opname, het alom gelijktijdig bereiken van het GHG en GLG niveau, zich lang niet overal voordoet (ten Cate *et al.*, 1995). Hierom is de methode aangepast, door uit te gaan van een set van stambuizen die de belangrijkste variatie in hydrologische omstandigheden (geohydrologie en ontwateringsniveau) representeren. Dit wil zeggen dat er gebruik wordt gemaakt van een stambuizen-set die alle Gt's omvat. Hierbij moet echter worden opgemerkt dat eenzelfde Gt door verschillende omstandigheden kan voorkomen. Een natuurlijke Gt VI zal anders reageren op neerslag dan een Gt VI als gevolg van buisdrainage.

Grondwaterkarakteristiek

Om de gemeten grondwaterstanden te transformeren naar GxG wordt gebruik gemaakt van stambuisregressie. Bij de stambuisregressie wordt op basis van metingen in meerdere buizen een regressiemodel opgezet (te Riele en Brus, 1991). Op de tijdstippen van de gerichte opnames zijn ook grondwaterstanden gemeten in een aantal peilbuizen waarvan de GxG's zijn berekend. Deze peilbuizen liggen idealiter in de directe omgeving van de meetpunten, en vertegenwoordigen samen alle grondwatertrappen. In de praktijk worden op een bepaalde meetdag uitgestrekte gebieden bemeten, en ligt de set peilbuizen die samen alle grondwatertrappen vertegenwoordigd ook over een groot gebied verspreid. Het aantal peilbuizen, waarin per meetdag wordt gemeten, varieert tussen de 15 en 45. Hiermee is het mogelijk om op basis van deze buizen voor de dag van de gerichte opname een regressierelatie te bepalen tussen de op die dag gemeten grondwaterstand en de berekende GxG. De regressierelatie heeft de volgende algemene vorm:

$$GxG = \beta_0 + \beta_1 \cdot x_i + \varepsilon \quad (5.1)$$

waarbij x_i de wintergrondwaterstand of de zomergrondwaterstand is en GxG de GHG of GLG in een peilbuis is; β_i ($i=0, 1$) zijn de regressieparameters en ε is de fout bij de regressie.

Om inzicht te verkrijgen in de mogelijke relaties tussen een gemeten stand op een dag en de berekende GxG, zijn in bijlage 13 de relaties weergegeven voor 24 meetdata in 1995. Voor het opzetten van de relaties is gebruik gemaakt van 99 stambuislocaties in één deelgebied (het centrale deel van Overijssel), waarvoor de tweemaandelijks metingen op de 14^e en de 28^e van de maand zijn uitgezet tegen de GxG. Om eventuele problemen met ontbrekende gegevens en verschillende meetdata te voorkomen zijn de gegevens gegenereerd op basis van tijdreeksanalyse met updating⁴.

In figuur 5.7 zijn de situaties die voor kunnen komen bij de enkelvoudige stambuis-regressie schematisch weergegeven. Het betreft de mogelijke relaties tussen een meetdatum en de voorspelling van de GxG. (x-as meting, y-as voorspelling). De situaties zijn weergegeven ten opzichte van de 1 op 1 lijn. Indien op een meetdatum de te natte of te droge omstandigheden overal gelijktijdig en in gelijke mate voordoen zouden we een lijn zien welke parallel aan de 1 op 1 lijn loopt (situatie A meetdatum droger, Situatie B meetdatum natter). In tabel 5.3 is de situatie weergegeven van de meetdatum voor de mogelijke relaties uit figuur 5.6.

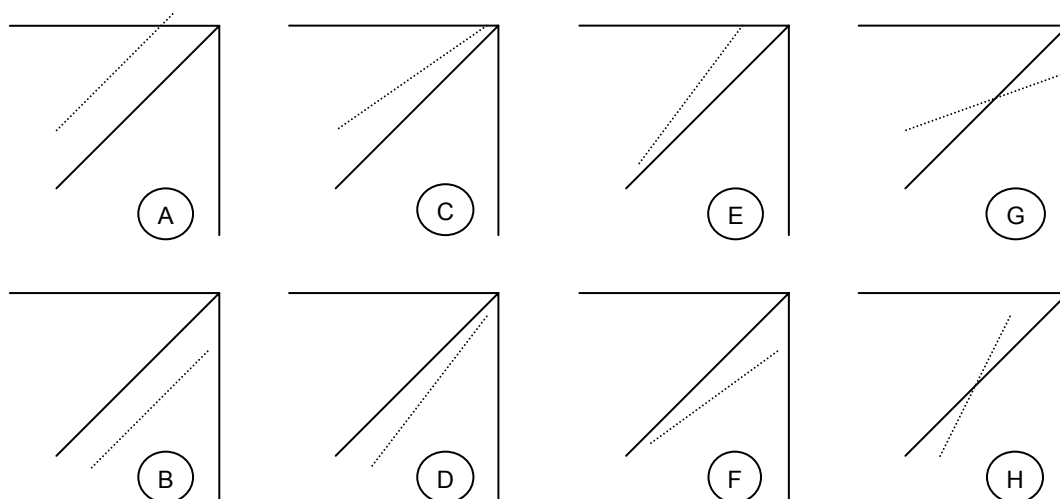


Fig 5.7 Mogelijke relaties tussen de stand op een meetdatum en de GxG (naar: Van der Gaast en Massop, 2003).

Tabel 5.3 Verschil van de metingen tov GxG.

A Te droog	C Lage gws te droog	E Hoge gws te droog	G Hoog te nat Laag te droog
B Te nat	D Lage gws te nat	F Hoge gws te nat	H Hoog te droog Laag te nat

Door verschillen in bergingsvermogen, doorlatendheid, dichtheid van het ontwateringssysteem, ontwateringsdiepte en geo(hydro)logische opbouw van de ondergrond kan de grondwaterstandsfluctuatie verschillen, waardoor de relatie niet meer evenwijdig aan de 1 op 1 lijn verloopt.

⁴ Updating is de term die gebruikt wordt voor het bijstellen van de gesimuleerde tijdreeks op tijdstippen dat er een meting beschikbaar is.

Een variant op de bovenstaande methode is het bepalen van de relatie tussen zowel de zomer- als de wintergrondwaterstand enerzijds als de GHG (of GVG of GLG) anderzijds. Deze multiple regressie relatie heeft de volgende algemene vorm:

$$GxG = \beta_0 + \beta_1 \cdot x_1 + \beta_2 \cdot x_2 + \varepsilon \quad (5.2)$$

waarbij x_1 de wintergrondwaterstand is, x_2 de zomergrondwaterstand en GxG de GHG, GVG of GLG in een peilbuis; β_i ($i=0, 1$ of 2) zijn de regressieparameters en ε is de fout bij de regressie. Bij het gebruik van deze methode wordt eerst bepaald welk model voor de voorspelling van de GxG het best is: een van de twee modellen gebaseerd op 1 gemeten stand (in dat geval geldt: $\beta_2=0$) of het model gebaseerd op 2 gemeten standen. Bij de selectie van de mogelijke regressiemodellen wordt gebruik gemaakt van het Mallows' C_p criterium⁵ (Oude Voshaar, 1994). Modellen met een C_p kleiner dan $p+3$, waarbij p het aantal verklarende parameters is; worden geselecteerd. Van deze modellen worden de modellen met het kleinste aantal parameters geselecteerd. Indien er dan nog meerdere modellen resteren, wordt het model met de kleinste restvariantie gekozen.

Deze geselecteerde relatie wordt dan toegepast op de gemeten grondwaterstanden in boorgaten van de gerichte opname, hetgeen resulteert in een voorspelling van de GxG . Ook de onzekerheid van deze voorspelling wordt berekend met de variantie van de voorspelfout.

5.2.2 Gevoeligheid van de stambuisregressie

De onzekerheid van de GxG op de locaties met een gerichte opname wordt bepaald op basis van de regressierelatie. Om meer inzicht te krijgen in de stambuisregressie en de berekende onzekerheid is deze nader onderzocht. In het centrale gebied van de provincie Overijssel zijn een groot aantal stambuizen beschikbaar. Uit een totale set van 99 stambuizen zijn random 29 buizen geselecteerd. De overige 70 locaties zijn gebruikt als validatiepunten (figuur 5.8). De 29 random geselecteerde buizen vormen de stambuizenset, terwijl de overige 70 locaties gezien kunnen worden als gerichte opname-meetpunten. Voor deze locaties zijn de standen op de 14^e en de 28^e van de maand beschikbaar. Op basis van de analyse in de vorige paragraaf kan geconcludeerd worden dat de voorspelling van de GxG afhankelijk is van de meetdatum. Dit aspect is nader onderzocht door de GxG meerdere malen te voorspellen. Voor de wintergrondwaterstanden is uitgegaan van 8 meetdata te weten de twee maandelijkse metingen (14^e en 28^e) voor de maanden januari t/m april. Voor de zomermeting is eveneens uitgegaan van 8 mogelijke metingen in de maanden juli t/m oktober.

⁵ $C_p = SS_{res}/s^2 - n + 2p$ waarin: SS_{res} de kwadraatsom van de fouten van het model is, n het aantal observaties waarop dit model is gebaseerd en p het aantal regressiecoëfficiënten (inclusief de regressieconstante). s^2 is de MS_{res} van het complete model (met alle predictoren).

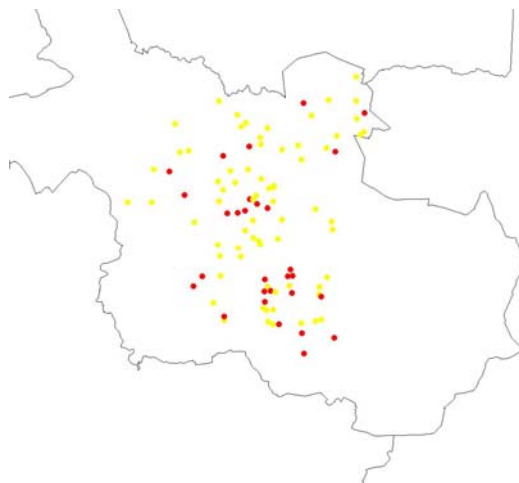


Fig 5.8. Overzicht van de stambuislocaties in het centrale deel van Overijssel (Analyse: rood = stambuis en geel = fictief opnamepunt).

In figuur 5.9 zijn de resultaten van de 64 (combinatie van 8 winterwaarden met 8 zomerwaarden = 64) voorspellingen van de GHG voor 70 locaties te zien. De GHG is voorspeld op basis van het beste model dat is afgeleid uit de 29 geselecteerde buizen. In de figuur is duidelijk te zien dat er een grote variatie is in de voorspelde GHG. Doordat er gebruik is gemaakt van meerdere meetdata voor de voorspelling van de GHG, kunnen er verticale rijen van punten ontstaan. De verticale rijen hebben dus betrekking op eenzelfde locatie waar meerdere voorspellingen (64) voor zijn gedaan. De meetdatum of combinatie van winter en zomermeting zijn in hoge mate bepalend voor de voorspelde GHG (Van der Gaast en Massop, 2003, later ook aangetoond door Hoogland *et al.*, 2004).

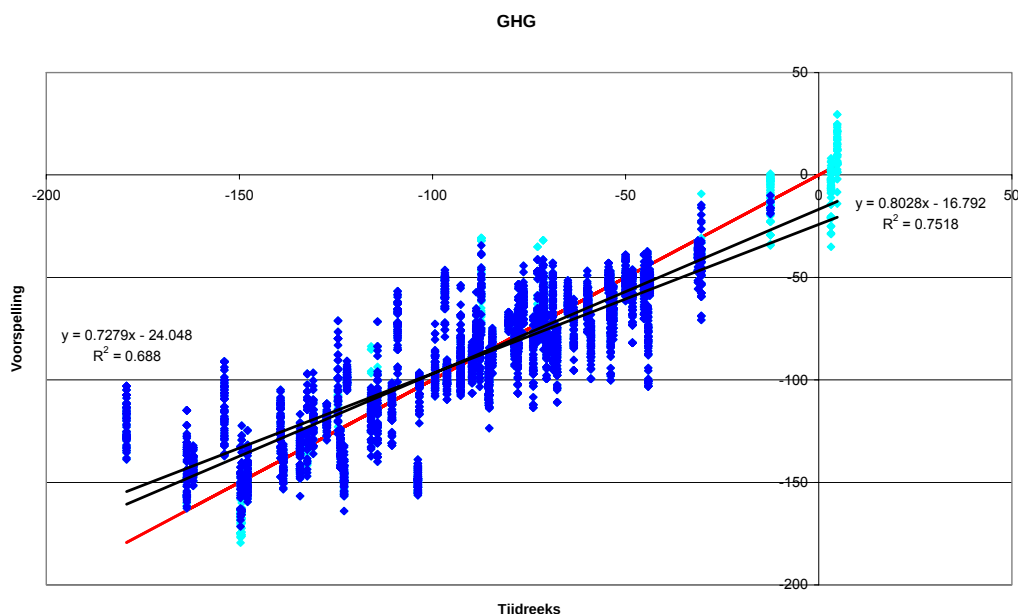


Fig 5.9. Relatie tussen de GHG gebaseerd op tijdreeksmodellering (met updating) en de voorspelde GHG gebruikmakend van stambuisregressie op basis van meerdere meetdata. (licht gekleurde punten voldoen niet aan een extrapolatiecriterium)(naar: Van der Gaast en Massop, 2003).

In figuur 5.9 is tevens te zien dat de voorspelde GHG's afwijken van de 1 op 1 lijn (rode lijn), welke men zou verwachten. Naast de 1 op 1 lijn zijn twee regressielijnen bepaald. De steilste regressielijn is de lijn die is bepaald door gebruik te maken van alle voorspelde GHG's. De regressie heeft betrekking op 64 voorspellingen (8*8) op 70 locaties (dus n=4480). Bij de vlakker verlopende lijn is rekening gehouden met een extrapolatiecriterium en zijn de voorspellingen die niet voldoen aan het extrapolatiecriterium buiten beschouwing gelaten (de lichtblauwe punten zijn dus niet meegenomen). Het criterium waarmee wordt vastgesteld of er al dan niet sprake is van extrapolatie bij het toepassen van een regressiemodel is $x_0'(X'X)^{-1}x_0 > 2p/n^6$ (Oude Voshaar, 1994). Indien rekening gehouden wordt met het extrapolatiecriterium is het bereik van de voorspellingen geringer. De voorspellingen waarbij wordt geëxtrapoleerd liggen over het algemeen in het uiterste bereik van het gemeten grondwaterstandstraject. De hellingshoek van de regressielijnen is geringer dan 45°, wat betekent dat de uitersten minder goed worden voorspeld. Dit heeft tot gevolg dat de voorspelde GxG's een geringe spreiding hebben en de voorspelde waarden enigszins worden afgevlakt in de richting van het gemiddelde. Deze afvlakking wordt ook wel 'regression to the mean' genoemd en is het gevolg van het feit dat voorspellingen naar het midden toe worden getrokken doordat de regressielijn vlakker verloopt naarmate de relatie zwakker is. Deze afvlakking naar het gemiddelde is voor de gemiddeld hoogste grondwaterstand veel sterker dan voor de gemiddeld laagste grondwaterstand (Van der Gaast en Massop, 2003).

5.3 Veldschattingen

Ter voorbereiding op een bodemgeografisch onderzoek worden de beschikbare grondwaterstandsgegevens voor een gebied grondig onderzocht. In de praktijk komt het er op neer dat buisgegevens, gegevens over eventuele ingrepen in de waterhuishouding, grondwateronttrekkingen, maaiveldsgegevens en de waterstaatskaart worden geraadpleegd. Bij de start van de opname bestaat er hierdoor kennis over de grootte van de fluctuatie van de grondwaterstand, over de variatie van de fluctuatie binnen het gebied al dan niet gerelateerd aan het voorkomen van natte en droge gronden of aan bepaalde landschapskenmerken (ten Cate *et al.*, 1995). Voor de veldschattingen van de GHG en de GLG worden profiel- en veldkenmerken gebruikt. Profielkenmerken worden veroorzaakt door de jaarlijkse fluctuatie van de grondwaterstand. Veldkenmerken geven de invloed van het jaarlijkse verloop van de grondwaterstand aan.

Met betrekking tot de fluctuatie van de grondwaterstand zijn in een bodemprofiel drie zones te onderscheiden:

- de zone boven de hoogste grondwaterstand, waarin door voldoende aëratie nauwelijks of geen reductieprocessen optreden. In gronden met een hoge grondwaterstand is deze afwezig;

⁶ p is het aantal regressiecoëfficiënten (inclusief de constante), n is het aantal waarnemingen waarop het model is gefit, x_0 is de vector met lengte p waarin p-1 verklarende variabelen van het regressiemodel en de regressieconstante zijn opgenomen en X is de (n*p) matrix met de p verklarende variabelen als kolommen en de n waarnemingen als rijen.

- de zone waarin zich de fluctuatie van de grondwaterstand afspeelt. In deze zone met afwisselend oxydatie- en reductieprocessen ontstaan door herverdeling van bepaalde verbindingen (o.a. ijzer) roest en/of reductievlekken. In ijzerhoudende gronden zijn dit de klassieke gley-kenmerken, in ijzerloze gronden de blekingsvlekken. Het GHG niveau bevindt zich in deze zone, veelal in het bovenste gedeelte;
- de zone beneden de diepste grondwaterstand, waarin door permanente verzadiging met water oxidatieprocessen ontbreken (Cr-horizont). De bovenzijde van deze zone correspondeert ruwweg met het GLG niveau. Bij profielen met een grote capillaire opstijging en een relatief dikke volcapillaire zone, kan de GLG zelfs in de gereduceerde zone liggen.

De veldschatting van de GLG geeft gewoonlijk minder problemen dan die van de GHG. Voor zowel de GHG als de GLG is de verschijningsvorm afhankelijk van het moedermateriaal waarin zij zijn gevormd en slechts een deel van deze verschijnselen heeft betrekking op het actuele grondwaterstandsverloop. Profielkenmerken kunnen geheel of gedeeltelijk horen bij het vroegere grondwaterregime en dus fossiel zijn. Profielkenmerken die mede bepalend zijn voor de veldschattingen van de GHG en de GLG zijn:

- het structuurprofiel;
- de profielontwikkeling;
- de aard en samenstelling van het moedermateriaal;
- de geologische opbouw;
- het vochtgehalte en de grondwaterstand.

Naast profielkenmerken wordt bij veldschattingen ook gelet op veldkenmerken. Veldkenmerken zijn o.a. te ontlelen aan de fysische geografie van het gebied (landschap, reliëf, dichtheid van het afwaterings- en ontwateringsstelsel, slootwaterstand, begreppeling, buisdrainage en bodemgebruik) alsmede aan de vegetatie (vocht – en droogte-indicatoren). De veldkenmerken worden bij een kartering tevens gebruikt om de begrenzing van een gebied met dezelfde grondwatertrap vast te stellen.

Gewoonlijk geeft geen van de kenmerken een ondubbelzinnige aanwijzing over het GHG- en GLG-niveau. Zelden is een kenmerk zo uitgesproken dat geen twijfel hoeft te bestaan over de daaraan te ontlelen gevolgtrekking. De veldschatting is meer dan een uit een combinatie van kenmerken opgebouwd totaalbeeld. Op den duur ontstaat door ervaring en gebiedskennis voor de GHG en de GLG een zekere verwachtingswaarde die voortdurend aan kenmerken getoetst wordt en zonodig wordt gecorrigeerd. Een hulpmiddel hierbij is de kennis van de GHG-GLG-fluctuatie per grondwatertrap en in stambuizen (ten Cate *et al.*, 1995). Daarnaast wordt veelal gebruik gemaakt van gerichte opnamen in een aantal boorgaten die vergeleken worden met relevante stambuizen in de omgeving.

Over de onzekerheid van veldschattingen is nog niet zo veel bekend. Het bepalen van de onzekerheid is complex, aangezien deze mede afhankelijk is van de ervaring van de karteerder en het type gebied. Doorgaans is men van mening dat men bij veldschattingen niet vaak een afwijking zal hebben van 20-30 cm of meer.

6 Meetnetoptimalisatie

6.1 Inleiding

Voor de meetnetoptimalisatie staat de volgende vraag centraal: *‘met welke meetstrategie is de heersende GxG in een gebied nauwkeurig in beeld te brengen’*. Onder meetstrategie dient hierbij te worden verstaan zowel het type waarneming dat wordt gedaan, het aantal te nemen waarnemingen en de geografische ligging ervan. Onder voldoende nauwkeurig wordt verstaan dat de geschatte GxG voldoende dicht bij de werkelijke GxG ligt. In statistische termen vertaald betekent dit dat de schattingsvariantie van de GxG niet groter mag zijn dan een zeker van te voren bepaald maximum.

Bij de meetnetoptimalisatie nemen we aan dat er twee typen metingen zijn waarmee de GxG op een gegeven meetlocatie bepaald kan worden. Het eerste type meting (de 'buismeting') betreft de berekening van de GxG op basis van tweewekelijkse metingen van de grondwaterstand gedurende meerdere jaren (minimaal 4 jaar, maximaal 30). Hierbij dient te worden opgemerkt dat binnen de periode die de tijdreeks beslaat geen ingrepen in het hydrologische systeem mogen hebben plaatsgevonden. Voor de schatting van de GxG wordt gebruik gemaakt van een gekalibreerd stochastisch tijdreeksmodel dat 'klimaatrepresentatieve' grondwaterstanden over de volle lengte van 30 jaar simuleert (zie hoofdstuk 5). Het tweede type meting (de 'gerichte opname') betreft de schatting van de GxG op locaties in het gebied op basis van slechts één of twee grondwaterstandsmetingen op de betreffende locatie, op geschikte momenten in het jaar. Met behulp van stambuisregressie wordt vervolgens de GxG voorspeld op basis van de gemeten grondwaterstand(en) (zie hoofdstuk 5). Het zal duidelijk zijn dat de buismetingen over het algemeen een nauwkeuriger schatting van de GxG opleveren dan de veldmetingen. Echter, hier staat tegenover dat veldmetingen veel goedkoper zijn en dat niet vier jaar gemeten dient te worden voordat schattingen van de GxG op nieuwe locaties kunnen worden verkregen.

Een belangrijke keuze die we moeten maken is de keuze of de GxG vlakdekkend in kaart moet worden gebracht dan wel dat de gebiedsgemiddelde GxG dient te worden geschat. Voor beide keuzes is iets te zeggen. Locatiespecifieke uitspraken hebben als groot voordeel dat de gebruiker kennis krijgt over waar in het gebied verdroging optreedt. Dit op zichzelf is al waardevol maar daarnaast hebben ruimtelijke beelden van verdroging als bijkomend voordeel dat ze inzicht kunnen verschaffen in de oorzaken van de verdroging. Een dergelijk inzicht kan van groot belang zijn bij de afweging welke maatregelen dienen te worden genomen om verdroging tegen te gaan en bij de beoordeling van de effectiviteit van in het verleden genomen maatregelen. Een groot nadeel van locatiespecifieke schattingen van de GxG is echter dat deze schattingen met veel grotere onzekerheden gepaard gaan dan gebiedsgemiddelde schattingen. Lokale variaties middelen uit bij het schatten van een gebiedsgemiddelde, hetgeen de onzekerheid doet afnemen. Een ander belangrijk nadeel van locatiespecifieke schattingen is dat deze schattingen altijd gebaseerd zullen zijn op zekere modelaannames. Gebiedsgemiddelden daarentegen kunnen worden geschat

zonder modelaanname te hoeven maken, op voorwaarde dat de meetlocaties volgens een bekend kansmechanisme zijn geloot.

Een en ander afwegende is in deze studie gekozen voor het schatten van de gebiedsgemiddelde GxG. De keuze is grotendeels gebaseerd op het gegeven dat, bij eenzelfde investeringsniveau, gebiedsgemiddelde schattingen nauwkeuriger zijn dan locatiespecifieke schattingen. Deze studie geeft daarom antwoord op de vraag welke minimale inspanning nodig is om een voldoende nauwkeurig beeld te krijgen van de verdrogings situatie in een gebied. Dit lijkt ons de meest logische eerste stap. In een vervolgstap zou men zich de vraag kunnen stellen welke extra inspanning nodig is om ook een voldoende nauwkeurig beeld van het ruimtelijk patroon van de verdroging binnen het gebied te verkrijgen.

6.2 Schatten van gebiedsgemiddelde GxG

Voor een gegeven populatie (gebied) willen we het gemiddelde van een zekere variabele (de heersende GxG) zo goed mogelijk schatten. Onder 'zo goed mogelijk' verstaan we hier ten eerste dat de schatting zuiver is, oftewel dat geen sprake is van systematische over- of onderschatting. Daarnaast willen we dat de variantie van de schattingsfout zo klein mogelijk is, gegeven de tot onze beschikking staande informatie. Tot onze beschikking staan twee steekproeven uit de populatie: een steekproef bestaande uit dure waarnemingen met een relatief kleine meetfout (de buismetingen) en een steekproef bestaande uit goedkope waarnemingen met een grotere meetfout (de gerichte opnamemetingen). We nemen aan dat de meetfouten in beide informatiebronnen geen systematische component hebben. Beide informatiebronnen willen we zo goed mogelijk meenemen bij het maken van de schatting van het gemiddelde. In bijlage 14 is een beschrijving en een afleiding voor de bepaling van de beste lineaire zuivere schatter gegeven. De uitkomst hiervan is een schatting die een gewogen gemiddelde is van de schattingen op basis van de buismetingen en de gerichte opnamemetingen. De variantie van de schattingsfout wordt gegeven door:

$$Var(\mu - \hat{\mu}) = \frac{(\sigma^2 + \sigma_\eta^2)(\sigma^2 + \sigma_\epsilon^2)}{n(\sigma^2 + \sigma_\epsilon^2) + m(\sigma^2 + \sigma_\eta^2)} \quad (6.1)$$

waarin:

- μ het (onbekende) gemiddelde en σ^2 de variantie van de GxG in het gebied;
- $\hat{\mu}$ de schatting van μ ;
- m het aantal stambuismetingen;
- n het aantal veldmetingen (gerichte opnamen);
- σ_ϵ^2 is de variantie van de 'meetfout' in de GxG voor buizen;
- σ_η^2 is de variantie van de 'meetfout' in de GxG voor gerichte opnames.

Voor een aantal situaties die exemplarisch zijn voor gebieden waar de verdroging wordt gemonitord is de nauwkeurigheid van het geschatte gemiddelde μ berekend met behulp van vergelijking 6.1. Tabel 6.1 geeft de parameterwaarden voor deze exemplarische situaties voor de GxG. Het aantal locaties van de gerichte opname n varieert van 0 tot 1000. Voor de standaarddeviatie σ_ε van de dure waarnemingen met een relatief kleine meetfout (de buismetingen) en de standaarddeviatie σ_η van de goedkope waarnemingen met een grotere meetfout (de gerichte opnamemetingen), is getracht reële waarden te kiezen. Voor de standaarddeviatie van de GxG verkregen met tijdreeksanalyse op buismetingen worden veelal waarden gegeven van één tot enkele centimeters (Finke *et al.*, 2002; Hoogland *et al.*, 2003). Bij het bepalen van deze onzekerheid is aangenomen dat de parameters van het tijdreeksmodel bekend zijn. Voortschrijdend inzicht geeft echter aan dat er ook onzekerheid is over de parameters van het gekalibreerde model (hoofdstuk 4). Het niet meenemen van de onzekerheid in deze parameters van het tijdreeksmodel geeft een onderschatting van de onzekerheid. Vooralsnog is deze onzekerheid echter nog niet gekwantificeerd. De analyse voor drie buislocaties (hoofdstuk 4) geeft waarden voor de standaarddeviatie van 3.2 tot 14.8 cm. De standaarddeviatie lijkt toe te nemen bij diepere grondwaterstanden. Nader onderzoek is vereist naar de onzekerheid van met behulp van tijdreeksanalyse berekende GxG op buislocaties als gevolg van de onzekerheid in de modelparameters van gekalibreerde tijdreeksmodellen. Naast deze onzekerheid hebben we ook nog te maken met maaiveldsvariantie, die van invloed is op de representativiteit van de buislocaties (hoofdstuk 2). Ook dit aspect is van belang voor de onzekerheid van de GxG op buislocaties. Voor de exemplarische situaties is voor de buismetingen uitgegaan van een standaarddeviatie van 5 en 15 cm.

Voor de gerichte opnames is gekeken naar de berekende onzekerheid op basis van stambuisregressie. In het kader van de Gt-actualisatie zijn een groot aantal gerichte opnames uitgevoerd. In een onderzoek naar de karakterisering van de freatische grondwaterstand in Nederland is gekeken naar de gemiddelde standaarddeviatie voor gerichte opnamepunten (Van der Gaast en Massop, 2003). Uit dit onderzoek blijkt dat de gemiddelde berekende standaarddeviatie 17 tot 18 cm bedraagt. Indien gekeken wordt naar subregio's dan varieert de berekende standaarddeviatie van ongeveer 12 tot ruim 20 cm. Voor de exemplarische situaties binnen dit onderzoek zijn waarden van 10 en 20 cm gehanteerd.

Tabel 6.1 Exemplarische situaties van verdrogingsmonitoring voor de GxG.

Situatie	m (-)	σ (m)	σ_ε (m)	σ_η (m)
1. veel stambuizen, weinig ruimtelijke variatie	60	0.15	0.05	0.1
2. gemiddeld aantal stambuizen, weinig ruimtelijke variatie	40	0.15	0.05	0.1
3. weinig stambuizen, weinig ruimtelijke variatie	20	0.15	0.05	0.1
4. veel stambuizen, veel ruimtelijke variatie	60	0.75	0.15	0.2
5. gemiddeld aantal stambuizen, veel ruimtelijke variatie	40	0.75	0.15	0.2
6. weinig stambuizen, veel ruimtelijke variatie	20	0.75	0.15	0.2

In figuur 6.1 zijn voor de zes exemplarische situaties, die zijn gegeven in tabel 6.1, de standaardafwijkingen van de schattingsfouten in de gebiedsgemiddelde GHG en GLG uitgezet tegen het aantal punten van de gerichte opname. Bij eenzelfde meetnetdichtheid kan het aantal stambuizen (m) gezien worden als een maat voor de gebiedsgrootte. Bij een aantal van 60 moet men denken aan een gebied ter grootte van een waterschap of provincie. Het minimum aantal stambuizen bedraagt ongeveer 20, aangezien dit het minimum aantal buizen is om een stambuisregressie te kunnen uitvoeren.

De onderste lijnen in figuur 6.1 geven de ideale situatie aan waarin er veel stambuizen aanwezig zijn, de ruimtelijke variatie klein is en de onzekerheid over de GxG op stambuislocaties en locaties van de gerichte opname gering. Bij een situatie met weinig ruimtelijke variatie in de GxG kan bijvoorbeeld gedacht worden aan een veengebied met een sterk beheerst peil en relatief weinig maaiveldsvariatie. Als ten opzichte van deze ideale situatie het aantal stambuizen wordt teruggebracht, dan leidt dit vooral tot een toename van de schattingsfout als er weinig of geen gerichte opnames zijn. Dit wordt geïllustreerd met de stippellijnen.

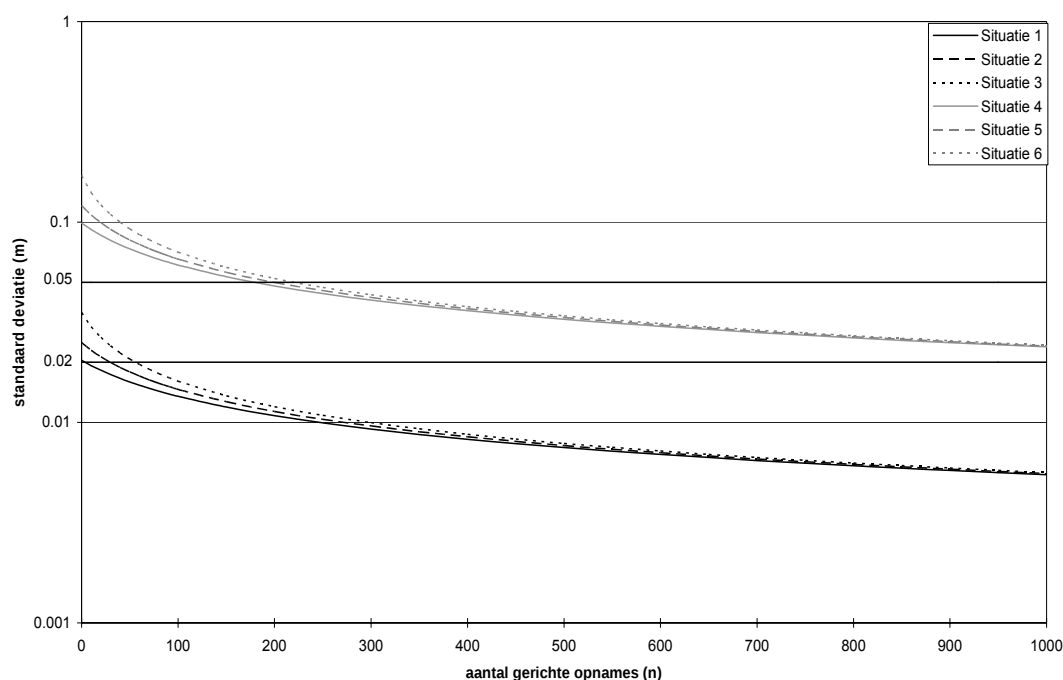


Fig. 6.1 Standaardafwijking van geschatte GxG's voor zes exemplarische situaties. De zes situaties komen overeen met tabel 6.1.

In de meest ongunstige situatie zijn er weinig stambuizen, is de ruimtelijke variatie en de onzekerheid over de GxG op stambuislocaties en locaties van de gerichte opname groot. Deze situatie wordt weergegeven met de grijze gestippelde lijn in figuur 6.1. Ten opzichte van de ideale situatie zijn de schattingsfouten in de meest ongunstige situatie een factor vijf maal zo groot. Deze situatie kan bijvoorbeeld voorkomen in een dekzandgebied met relatief veel maaiveldsvariatie en een grote verscheidenheid aan Gt's.

In figuur 6.1 is tevens het effect van het aantal stambuislocaties op de schattingsfout van de gebiedsgemiddelde GxG te zien. Naarmate het aantal locaties van de gerichte opname groter is, is het effect van het aantal stambuislocaties op de schattingsfout kleiner. Het effect van het aantal stambuizen is relatief gering. Het grootste verschil in het aantal benodigde gerichte opnamen wordt veroorzaakt door de ruimtelijke variatie van de GxG in een gebied. In de voorbeeldberekening wordt bij 200 tot 250 gerichte opnamelocaties een geschatte standaardafwijking van 5 cm gehaald in een gebied met veel variatie en van 1 cm in een gebied met weinig variatie. In een gebied met veel variatie is het zeer moeilijk om gegeven de onzekerheid in de waarnemingen een standaardafwijking van 2 cm of minder te halen.

Indien gekeken wordt naar de verdrogingsgevoeligheid en veerkracht (hoofdstuk 3) dan zijn het juist de gebieden met weinig variatie in de GxG die gevoelig zijn voor verdroging en weinig veerkracht hebben. In dit type gebieden is het belangrijker om de verdroging of het effect van antiverdrogingsmaatregelen goed in beeld te brengen dan in gebieden met veel veerkracht. Uit de rekenexperimenten blijkt dat het eenvoudiger is om voor dit soort gebieden de gemiddelde GxG goed in te schatten.

Samenvattend kan gesteld worden dat het dankzij een geringe variatie in GxG, voor verdrogingsgevoelige en niet veerkrachtige gebieden mogelijk is om met een normale meetinspanning de gebiedsgemiddelde GxG met een relatief geringe standaardafwijking (ongeveer 1 cm) te bepalen. In gebieden met veel variatie in de GxG is de standaardafwijking van de gemiddelde GxG bij dezelfde meetinspanning veel groter. In dit soort gebieden zal het ambitieniveau daarom lager moeten zijn. Hierbij dient opgemerkt dat de verdrogingsgevoeligheid in dit soort gebieden veel geringer is.

7 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 maaiveldhoogte. Het gebruik van de buisgegevens voor de bepaling van de actuele situatie geeft een relatief grote spreiding, welke deels wordt veroorzaakt door maaiveldsvariantie. Voor het bepalen van de actuele Gt wordt binnen de gebruikte neerschalingsmethodiek uitgegaan van een integrale verdroging conform de gegenereerde tabel. Het gebruik van een tabel voor heel Nederland heeft tot gevolg dat er regionale en lokale verschillen op kunnen treden. Opsplitsen van de beschikbare buizenset is mogelijk naar bijvoorbeeld Holoceen – Pleistoceen of bodemtype. De beschikbare dataset is echter beperkt, waardoor stratificatiemogelijkheden beperkt blijven. Bij detailkarteringen (schaal 1:10.000) worden veldschattingen gedaan van de GxG op basis van profielkenmerken, waterhuishoudkundige situatie, nabijgelegen (tijdelijke) peilbuizen, vegetatie en bodemgebruikskenmerken. Deze schattingen worden uitgevoerd met een gemiddelde punt dichtheid van 1 boring per 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. Daarnaast kan een dergelijke methode worden gezien als methode om het gebied tussen de detailkarteringen op te vullen. Het gebruik van detailkartering informatie is tevens een oplossing voor de schijngrondwaterspiegels, aangezien deze in de detailkarteringen zijn opgenomen.

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 informatie die in het veld moet worden verzameld.

Bij de beschreven methodiek wordt geen rekening gehouden met onzekerheid. Aan de hand van nader onderzoek is het waarschijnlijk relatief eenvoudig om naast de GxG ook informatie over de bijbehorende onzekerheid te genereren op basis van lokale variatie in het AHN en nauwkeurigheden van de GxG op puntniveau. De invloed van de onzekerheid op de uitkomsten van de methodiek kan vervolgens worden onderzocht.

De gebruikte methodiek is sterk afhankelijk van de gebruikte ruimtelijke 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 maaiveldshoogteverdeling 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 kaartvlakken is aan te bevelen. Ook de COLN kaart heeft te grote kaartvlakken voor de beschreven methodiek. Een goede logische opdeling van de kaartvlakken maakt het gebruik van deze methodiek ook voor het neerschalen van de COLN kaart wellicht mogelijk.

In vervolgonderzoek is het wellicht mogelijk om relaties te leggen tussen het aantal hygrofyten en de maximale capillaire flux bij GVG of GLG.

Grondwaterstandsdynamiek

De fysische informatie uit tijdreeksen blijkt vooral voor de bergingscoëfficiënt in veel gevallen anders te zijn dan de fysieke omstandigheid op de desbetreffende locatie. Voor de bergingscoëfficiënt kan het verschil worden verklaard uit de lineariteit van het model, terwijl vooral onder natte en droge omstandigheden niet-lineaire processen van belang zijn voor de reactie van de grondwaterstand op neerslag en verdamping. Voor een gemiddelde situatie met een gemiddelde grondwaterstand tussen de 75 en de 150 cm zijn de resultaten redelijk goed. Deze situatie komt overeen met Gt IV, V, V* en VI. Het verschil tussen de fysische interpretatie van tijdreeksen en de fysieke situatie op de desbetreffende locaties heeft ook tot gevolg dat het niet zondermeer mogelijk is om met behulp van lineaire tijdreeksmodellen tijdreeksen te genereren uit ruimtelijke fysische informatie. De duidelijke koppeling tussen het grondwaterstandsniveau en de bergingscoëfficiënt geven aan dat het wellicht mogelijk is om gebruik te maken van niet-lineaire tijdreeksen die rekening houden met de sterke niet-lineariteit in de bergingscoëfficiënt.

De drainageweerstand op basis van de STONE-gegevens blijkt hoog ten opzichte van de tijdreeksresultaten. Dit verschil wordt hoofdzakelijk veroorzaakt door de schaal waarop de drainageweerstand is gebaseerd. Bij een tijdreeksmodel wordt gekeken naar een grondwaterstandsreeks op een puntlocatie. De fluctuatie van de grondwaterstand wordt mede bepaald door de ontwateringssituatie die voor iedere locatie kan verschillen. Voor een puntlocatie vindt de drainage plaats via waterlopen die verder weg kunnen liggen dan 250 meter. In een regionaal grondwaterstromingsmodel, bestaande uit knooppunten met een bijbehorend invloedsoppervlak, wordt verondersteld dat de afvoer via de waterlopen of het watervoerend pakket plaatsvindt. Indien er binnen een invloedsoppervlak geen waterlopen aanwezig zijn vindt de stroming via het watervoerende pakket plaats. Voor een puntmodel, zoals een tijdreeksmodel, is deze scheiding tussen afvoer via de waterlopen of via het watervoerende pakket in de vorm van kwel/wegzijging moeilijk te leggen. Nader onderzoek naar het schaalaspect van de drainageweerstand is wenselijk.

Tijdreeksmodellering

Indien gebruik wordt gemaakt van verschillende 8-jarige periodes binnen één klimaatsperiode, blijkt de Gt te fluctueren. De voortschrijdende Gt berekend over een periode van acht jaar op basis van de meetgegevens blijkt een fluctuatie te hebben die ongeveer overeenkomt met de fluctuatie in het neerslagoverschot, indien voor het neerslagoverschot eveneens gekeken wordt naar het voortschrijdend gemiddelde over acht jaar. Indien gebruik wordt gemaakt van tijdreeksanalyse om de Gt klimaatrepresentatief te maken blijken de tijdreeksresultaten te verschillen, afhankelijk van de gekozen 8-jarige kalibratieperiode. Het effect van de gekozen kalibratieperiode werkt door in de simulatieperiode van 30 jaar. Hierdoor kan de berekende GxG verschillen als gevolg van verschillen in kalibratieperiodes. Een mogelijke verklaring voor het effect is het gebruik van lineaire tijdreeksmodellen, die voornamelijk gefit worden op 'het zwaartepunt' in de kalibratiedata. Dit heeft vermoedelijk tot gevolg dat de gekalibreerde tijdreeksparameters het beste passen bij het gemiddelde van de kalibratiedata. Indien de processen die de grondwaterstand beïnvloeden niet-lineair zijn, kan kalibratie op relatief natte of droge jaren verschillende uitkomsten geven bij langjarige simulaties.

Om inzicht te krijgen in het effect van ruimtelijke meteorologische verschillen op de berekende GxG is gekeken naar het effect van meteogegevens, afkomstig van verschillende meteostations in een straal van 20 km rondom een meetpunt. Voor alle meteostations binnen een straal van 20 kilometer zijn tijdreeksen gekalibreerd op eenzelfde periode van 8 jaar. De verschillen in de GxG tussen de verschillende tijdreeksen bedragen enkele centimeters. De verschillen zijn groot in vergelijking met de opgegeven onzekerheid voor de tijdreeks GxG, maar klein in verzeleken met het gebruik van andere kalibratieperiodes.

Voor het klimaatrepresentatief bepalen van de Gt op basis van meetreeksen met een beperkte meetperiode is het raadzaam om gebruik te maken van modellen die rekening houden met de niet-lineaire processen die de fluctuatie van de grondwaterstand bepalen. Het gebruik van een deterministisch model zoals SWAP of een tijdreeksmodel met stapfunctie zoals TARSO (Knotters, 2001) geven wellicht betere resultaten. Een meer deterministische beschrijving van de berging en het afvoerproces, in de vorm van een drainageweerstand die afhankelijk is van de grondwaterstand, kan tijdreeksmodellering wellicht minder afhankelijk maken van de kalibratieperiodes. In het kader van een studie naar grondwatergestuurd peilbeheer zijn dergelijke aanpassingen doorgevoerd (van der Gaast en Massop, in prep).

Voor het kwantificeren van de onzekerheid in de berekende grondwaterstandskarakteristieken is nader onderzoek noodzakelijk. Vooral het meenemen van de onzekerheid in de gekalibreerde tijdreeksparameters en het kwantificeren van deze onzekerheid vraagt om nader onderzoek.

Het effect van ruimtelijke verschillen in het neerslagoverschot op de GxG lijkt veel kleiner dan de temporele verschillen. Een breder onderzoek zou uit kunnen wijzen of de neerslagpatronen ruimtelijk vergelijkbaar zijn, waardoor de berekende GxG ruimtelijk niet sterk van elkaar verschillen.

Stambuisregressie

Bij stambuisregressie wordt er van uitgegaan dat er gebruik wordt gemaakt van een stambuizenet die de belangrijkste variatie in hydrologische omstandigheden (geohydrologie en ontwateringsituatie) representeert. Dit wil zeggen dat er gebruik wordt gemaakt van een stambuizenet die alle Gt's omvat. Hierbij moet echter worden opgemerkt dat eenzelfde Gt door verschillende omstandigheden kan ontstaan. De gebruikte buizen binnen de stambuizenet zijn bepalend voor de resultaten van de stambuisregressie. Indien niet alle omstandigheden die in een gebied voor kunnen komen zijn vertegenwoordigd in de stambuizenet, kan dit de resultaten nadelig beïnvloeden. Uitzonderingssituaties in de geohydrologie of de ontwateringssituatie kunnen de onzekerheid bij de stambuisregressie sterk beïnvloeden. In dergelijke uitzonderingssituaties kan de grondwaterstand anders reageren op de neerslag, waardoor het meetpunt kan lijken op een uitbijter in de relatie.

Een duidelijk voorbeeld is het wel of niet voorkomen van buisdrainage. Bij een relatief hoge neerslag zal de grondwaterstand stijgen met een snelheid die afhankelijk is van de uitgangssituatie en de berging. Indien de uitgangssituatie nagenoeg gelijk is (de uitgangssituatie is in de meeste gevallen met drainage droger dan in de situatie zonder drainage) kan de grondwaterstand in beide gevallen ongeveer evenveel stijgen. In een situatie met drainage zal de grondwaterstand vervolgens sneller dalen. De drainageweerstand is immers geringer. De piek in de grondwaterstand is hierdoor kortstondiger dan in de situatie zonder drainage. Dit komt tot uiting indien gekeken wordt naar de overschrijdingsfrequentie van de GHG, of indien de duurlijnen van de grondwaterstand vergeleken worden in een situatie met of zonder buisdrainage. Dit zou betekenen dat een GHG meting tijdens of net na een forse regenbui op een andere manier uitwerkt op de voorspelde GHG. Indien in de stambuizenet te weinig buizen zitten met drainage kan de GHG, afhankelijk van het meetmoment, bij de stambuisregressie wellicht te hoog uitvallen voor locaties met buisdrainage.

Bij de stambuisregressie wordt een winter- of zomermeting gecorrigeerd voor te natte of te droge omstandigheden ten opzichte van de GHG of de GLG. Als gevolg van verschillende situaties, bijvoorbeeld een wegzijgings- of kwelsituatie, kan er een faseverschil zitten in het moment dat de grondwaterstand het hoogste is. Daarnaast kan er o.a. door verschillen in de drainageweerstand, een verschil ontstaan in de overschrijdingsfrequentie van de GHG en de GLG. Het verschil in overschrijdingsfrequentie van de GHG is mogelijk een verklaring voor het afvlakken van de voorspelde GxG. Natte Gt's hebben meestal minder bergingsmogelijkheden waardoor de grondwaterstandsfluctuatie veelal piekerig is. Dit heeft tot gevolg dat de duurlijn in het natte traject vaak relatief stijl verloopt, waardoor de overschrijdingsfrequentie van de GHG relatief gering is. Bij een droge Gt kan er veel meer geborgen worden, de grondwaterstand reageert traag en in het natte traject is de duurlijn relatief vlak. Dit heeft tot gevolg dat de overschrijdingsfrequentie van de GHG relatief groot is. Het verschil in overschrijdingsfrequentie heeft tot gevolg dat er verschillen zijn in de kans dat een meetdag te nat of te droog is ten opzichte van de GHG.

De meetdatum blijkt van grote invloed op de regressierelatie. Metingen die dichterbij het respectievelijk GHG en GLG moment liggen hebben een sterkere relatie met de GxG dan metingen die sterk afwijken van de relatief natte en droge situatie. Vooral bij de voorspelling van de GHG vindt er een afvlakking plaats. Natte GHG's worden droger en droge GHG's worden natter voorspeld. Voor de GLG is deze afvlakking klein. Een mogelijke verklaring voor deze afvlakking is wellicht de verdeling van de GHG, welke aan de bovenkant nabij maaiveld is begrensd en derhalve niet normaal verdeeld is. Een tweede mogelijke verklaring is het feit dat de grondwaterstand bij meer extreme situaties zeer verschillend kan reageren op een neerslagimpuls. In nattere situaties kan er per locatie meer verschil in bijvoorbeeld de berging ontstaan. Op de ene locatie kan nog berging beschikbaar zijn, terwijl op een andere locatie de berging bijna geheel benut kan zijn. In dergelijke gevallen is het de vraag of het verstandig is aan te nemen dat alle punten aan dezelfde relatie voldoen, welke bepaald wordt door de doorsnede van de stambuizenet.

De berekende onzekerheid bij het gebruik van stambuisregressie wordt wellicht onderschat omdat de onzekerheid wordt bepaald gegeven de stambuizenet en gegeven de meetdatum. Nader onderzoek is noodzakelijk om te bepalen of de onzekerheid als gevolg van verschillende meetdata groter is dan de berekende onzekerheid volgens de regressie. In dit onderzoek is alleen gekeken naar het effect van verschillende meetdata terwijl ook de stambuizenet van belang is voor de bepaling van de GxG en haar onzekerheid. Nader onderzoek is noodzakelijk op het gebied van de representativiteit van stambuizenets voor een gebied. Hierbij kan gedacht worden aan het aspect van drainage en de spreiding van de buizenet over de verschillende Gt's.

Meetnetoptimalisatie

De nauwkeurigheid waarmee uitspaken over verdroging kunnen worden gedaan heeft een relatie met de frequentie waarmee verdroging in beeld gebracht kan worden. Indien bij het bepalen van het effect van antiverdrogingsmaatregelen gebruik wordt gemaakt van tijdreeksanalyse, dan is het van belang dat de meetgegevens waarop de tijdreeksen zijn gebaseerd elkaar niet overlappen. Dit betekent dat het pas ongeveer 4 tot 8 jaar na een ingreep mogelijk is om nieuwe tijdreeksanalyses uit te voeren. Daarnaast hebben we te maken met onzekerheid in o.a. de modelparameters die moeilijk zijn te bepalen. De onzekerheid in de modelparameters heeft effect op het 'klimaatsrepresentatief' maken van de GxG, waardoor het lastig is onderscheid te maken tussen (anti)verdrogingseffecten en meteorologische effecten. Bij de vergelijking van tijdreeksberekeningen, waarbij gekalibreerd is op verschillende perioden, is telkens gekalibreerd op een meetperiode van 8 jaar. Indien er voor de tijdreeksanalyse gebruik wordt gemaakt van een meetperiode van 2 tot 4 jaar, mag men verwachten dat het nog moeilijker is om de meteorologische effecten te scheiden van de (anti)verdrogingseffecten.

Onderzoeksvraag

De onderzoeksvragen waarop in deze studie getracht is een antwoord te geven was onderverdeeld in twee delen, namelijk:

- hoe kan met bestaande technieken de verdroging van natuurgebieden (of gebieden binnen de EHS) in beeld worden gebracht, en wat is daarvoor de optimale meetstrategie (monitoring, periodiek herhaalde karteringen of een combinatie van beiden)?;
- hoe nauwkeurig zijn de uitspraken die met de bestaande technieken en gegevens gedaan kunnen worden, en hoe is, indien nodig, de nauwkeurigheid te verbeteren?

De tweede onderzoeksvraag is binnen dit onderzoek uitgebreid onderzocht. Hierbij is naar voren gekomen dat de berekende onzekerheid voor buislocaties wordt onderschat. Voor andere meettechnieken is vooralsnog moeilijk aan te geven of de berekende onzekerheid overeenkomt met de werkelijke onzekerheid. Indien er geen rekening gehouden wordt met de totale onzekerheid bestaat de kans dat men onterecht uitspraken doet over verdroging of het effect van antiverdrogingsmaatregelen.

De eerste onderzoeksvraag is grotendeels in het kader van dit onderzoek beantwoord. Er is een methodiek ontwikkeld om de verdroging op een eenvoudige snelle manier in kaart te brengen, om een inschatting te kunnen maken van het verdrogingsprobleem. Daarnaast is het verdrogingsprobleem vanuit een fysische achtergrond benaderd om de urgentie van het verdrogingsprobleem en de te verwachte effecten van antiverdrogingsmaatregelen ruimtelijk in beeld te brengen. Dit ruimtelijk inzicht kan bijvoorbeeld gebruikt worden bij het prioriteren van antiverdrogingsmaatregelen, het opzetten van een monitoringsnetwerk en het optimaliseren van meetnetten. Binnen het onderzoek is tevens gekeken naar de verschillende meettechnieken om aan te kunnen geven hoe een optimale meetstrategie zou kunnen worden opgezet. Er is echter gebleken dat bij het monitoren van de grondwaterstand het niet eenvoudig is klimatologische invloeden te scheiden van verdrogingseffecten (Massop *et al.*, 2002). Hierdoor is het gewenst dat het tijdsinterval tussen de perioden waarin men een uitspraak wil doen over (anti)verdroging voldoende lang te maken. Het gaat hierbij om meerdere jaren. De verwachting is dat de nauwkeurigheid van de uitspraak toeneemt naarmate het tijdsinterval langer is. Aangezien het hier gaat om meerdere jaren is het wellicht te overwegen om naast monitoring van de grondwaterstand ook te kijken naar de ontwikkeling van plantgemeenschappen. De flora is immers in verband met verdroging in de meeste gevallen de doelvariabele en is tevens een indicator van de hydrologische toestand.

8 Conclusies

Neerschalen GxG m.b.v. AHN is relatief eenvoudig

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 GxG met behulp van het AHN neer te schalen. Op deze wijze kan een eerste inschatting van de verdroging in de afgelopen één tot anderhalve eeuw worden bepaald, welke ongeveer 60 tot 70 cm bedraagt. Deze verdroging is wellicht enigszins overschat als gevolg van schijngrondwaterspiegels welke moeilijk met buizen kunnen worden gemeten (vooral Gt V). Een regionale invulling op basis van detail-karteringen kan voor een belangrijk deel tegemoetkomen aan dit bezwaar en er tevens voor zorgen dat de verdroging regionaal kan worden gekwantificeerd.

Op basis van beschikbare landsdekkende informatie kan verdrogingsgevoeligheid kwalitatief in kaart worden gebracht

Op basis van landsdekkende kaarten met karteerbare kenmerken is het mogelijk om de verdrogingsgevoeligheid aan de hand van verschillende aspecten kwalitatief in kaart te brengen. De resultaten geven een plausibel beeld voor de deelaspecten veerkracht, hydrologische beïnvloedbaarheid, beheersbaarheid en hydrologische standplaatscondities. Deze ruimtelijke informatie kan o.a. gebruikt worden voor het inschatten van de gewenste nauwkeurigheid van meetgegevens. Daarnaast is het bijvoorbeeld mogelijk om de gebiedsdekkende informatie te gebruiken voor de prioritering van meetnetten of het prioriteren van antiverdrogingsmaatregelen.

Afleiden van de hydrologische parameters met een lineair tijdreeksmodel gebaseerd op gemeten grondwaterstanden blijkt nog niet goed mogelijk

De grondwaterdynamiek wordt voornamelijk bepaald door de bergingscoëfficiënt, de drainageweerstand en de ontwateringsbasis. Deze factoren kunnen ook afgeleid worden uit een fysische interpretatie van tijdreeksen. Door vergelijking tussen de parameters verkregen op basis van tijdreeksen en op basis van karteerbare kenmerken moet de conclusie worden getrokken dat de tijdreeksgegevens niet gebruikt kunnen worden voor een validatie van de kaartgegevens. De fysische informatie uit tijdreeksen blijkt vooral voor de bergingscoëfficiënt in veel gevallen anders te zijn dan de fysieke omstandigheid op de desbetreffende locatie.

De onzekerheid in de berekende GxG op basis van lineaire tijdreeksmodellen wordt onderschat

Uit een analyse waarbij gebruik is gemaakt van het voortschrijdend toepassen van tijdreeksanalyse, waarbij het calibratietijdvak van 8 jaar steeds een jaar opschuift, blijkt dat een klimaatrepresentatieve Gt moeilijk is te voorspellen met lineaire tijdreeksmodellen. Daarnaast is de gegeven onzekerheid in de Gt op basis van de tijdreeksanalyse onderschat. De berekende standaarddeviatie is in de meeste gevallen 1 tot enkele centimeters (Finke, *et al.*, 2002; Hoogland *et al.*, 2003). Bij het bepalen van deze onzekerheid is er van uitgegaan dat het tijdreeksmodel bekend is. Uit het voortschrijdend toepassen van tijdreeksanalyse blijkt echter dat er ook onzekerheid is over de parameters van het gekalibreerde model. Het niet meenemen van deze

modelonzekerheid in de parameters van het tijdreeksmodel geeft een onderschatting van de onzekerheid in de berekende GxG.

De keuze van de calibratieperiode voor lineaire tijdreeksmodellering heeft invloed op de berekende GxG en daarmee op berekende verdroging

Vergelijking van ruimtelijke meteorologische verschillen ten opzichte van temporele verschillen geven aan dat temporele verschillen meer effect hebben op de berekende GxG dan ruimtelijke verschillen. De fluctuatie in droge en natte jaren komt immers over grotere gebieden voor. Zeer locale neerslagpieken die veelal in de zomer voorkomen hebben wellicht maar een gering effect op de langjarige Gt. Doordat temporele verschillen (tussen jaren) meer effect hebben op de berekende GxG dan ruimtelijke verschillen is berekening van de verdroging moeilijk te scheiden van klimaatseffecten.

Bij gebruik van lineaire stambuisregressie wordt het ruimtelijk beeld van de verdroging beïnvloed

Bij het gebruik van stambuisregressie is de meetdatum van grote invloed op de berekende GxG. Metingen die dichterbij het respectievelijk GHG en GLG moment liggen hebben een sterkere relatie met de GxG dan metingen die sterk afwijken van de relatief natte en droge situatie. Vooral bij de voorspelling van de GHG vindt er een afvlakking plaats. Natte GHG's worden droger en droge GHG's worden natter voorspeld. Voor de GLG is deze afvlakking veel minder. Bij het gebruik van stambuisregressie worden natte GHG's droger en droge GHG's natter voorspeld waardoor verdroging in natte gebieden wordt overschat, terwijl juist de natte gebieden veelal belangrijk zijn voor de natuur.

Voor verdrogingsgevoelige, niet veerkrachtige gebieden met een geringe ruimtelijke variatie in GxG is het met een normaal investeringsniveau mogelijk om de gebiedsgemiddelde GxG met een relatief geringe standaardafwijking (toevallige fout ongeveer 1 cm) te bepalen. In gebieden met veel ruimtelijke variatie is de standaardafwijking van de gemiddelde GxG ongeveer 5 cm (uitgaande van alleen toevallige fouten)

In gebieden met relatief veel ruimtelijke variatie zal het ambitieniveau, gezien de grotere onzekerheid, lager moeten liggen of zal extra geïnvesteerd moeten worden in metingen. Het is daarentegen wel zo dat de verdrogingsgevoeligheid in dit soort gebieden veel geringer is. Bij het bepalen van de onzekerheid van de gemiddelde GxG voor een gebied is er van uitgegaan dat er alleen sprake is van toevallige fouten. De eventuele systematische fouten zijn hierbij niet onderscheiden. Het is echter denkbaar dat het klimaatteffect op de calibratie van tijdreeksen gezien moet worden als een systematische fout. In dat geval is een gebiedsgemiddelde GxG voor natte gebieden niet nauwkeuriger te bepalen dan met een standaarddeviatie van ongeveer 5 cm en voor droge gebieden een standaarddeviatie van ongeveer 10 cm of meer. Vanwege het grote effect van systematische fouten is het wenselijk nader onderzoek te doen naar de mogelijkheden om onzekerheden beter in te schatten en te kunnen scheiden in toevallige en systematische fouten.

Voor ongeveer 50% van het areaal binnen de EHS is monitoring niet relevant

Het totale areaal EHS is ongeveer 710000 ha, uitgaande van de gegeneraliseerde nettoEHS uit de Nota Ruimte. Voor ongeveer 20% van het areaal EHS ontbreekt vooral Gt informatie waardoor er geen uitspraken over de wens om te monitoren kan worden gedaan. Voor ongeveer 50% van het areaal EHS is monitoring niet relevant doordat 10% bestaat uit water en voor de overige 40% er geen relatie is tussen grondwaterstand en natuur (hangwaterprofiel). Voor de overige 30% van het areaal EHS kan de monitoringswens in de toekomst worden ingevuld op basis van veerkracht en verdrogingsgevoeligheid. Hierbij kan gedacht worden aan de onderstaande indeling (tabel 8.1)

Tabel 8.1 Mogelijke ruimtelijke gebiedsindeling voor monitoring op basis van verdrogingsgevoeligheid en veerkracht.

Veerkracht	Hangwaterprofiel	Verdrogingsgevoeligheid	
		Hoog	Laag
Hoog	Monitoring niet relevant	Monitoringswens gemiddeld onzekerheid groot	Monitoring niet nodig onzekerheid groot
Laag		Monitoring zeer wenselijk onzekerheid klein	Monitoringswens gemiddeld onzekerheid klein

Betrouwbare uitspraken over het effect van antiverdrogingsmaatregelen eisen een monitoringsperiode van minimaal 5 jaar, afhankelijk van de onzekerheid waarmee de gemiddelde GxG kan worden bepaald

Bij het bepalen van de effecten van antiverdrogingsmaatregelen is het van belang om de meteorologische effecten te kunnen scheiden van de effecten van maatregelen. Uit dit onderzoek blijkt dat de onzekerheid in de via tijdreeksanalyse berekende GxG wordt onderschat als gevolg van het niet meenemen van modelonzekerheid, welke het gevolg is van verschil in meteorologische omstandigheden. Daarnaast is de totale onzekerheid in de berekende GxG veelal in dezelfde orde van grootte als de beoogde effecten van de hydrologische ingreep. Door deze onzekerheid is het van belang dat de calibratieperioden elkaar niet overlappen, waardoor uitspraken pas na verloop van meerdere jaren kunnen worden gedaan. Derhalve is het te overwegen om naast monitoring van de grondwaterstand ook de doelvariabele (ontwikkeling van de flora) te monitoren.

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 en J. Wiertz, 1989. *Verdroging van natuur en landschap in Nederland*. RIZA, Lelystad.

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

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

Bierkens M.F.P en H.Th.L.Massop, 2000. *Optimalisatie meetlocaties grondwaterstanden Waterschap De Aa. Representatieve locaties voor grondwaterafhankelijk peilbeheer*. Wageningen, Alterra rapport 010.

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

Cate, J.A.M. ten, A.F. van Holst, H. Kleijer en J. Stolp. 1995. *Handleiding bodemgeografisch onderzoek; richtlijnen en voorschriften Deel B: Grondwater*. Technisch document 19B, DLO-Staring Centrum, Wageningen.

Delft, S.P.J. van, J. Holtland, J. Runhaar, P. Mekking en P.C. Jansen, 2002. *Verdrogingskartering in natuurgebieden. Proefkartering Beekvliet*. Alterra-rapport 556.2, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.

Delft, S.P.J. van, J. Runhaar, T. Hoogland en P.C. Jansen, 2002. *Verdrogingskartering in natuurgebieden. Proefkartering Strijper Aa*. Alterra-rapport 556.1, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.

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

Ernst, L.F., 1962. *Grondwaterstroming in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen*. Proefschrift, Wageningen

Ernst, L.F., 1983. *Wegzijing en kwel; de grondwaterstroming van hogere naar lagere gebieden*. ICW, rapport 7, Wageningen.

Finke P.A., M.F.P. Bierkens, D.J. Brus, J.W.J. van der Gaast, T. Hoogland, M. Knotters en F. de Vries, 2002. *Klimaatrepresentatieve grondwaterdynamiek in Waterschap De Maaskant*. Wageningen, Alterra rapport 382.

Finke, P.A., D.J. Brus, T. Hoogland, J. Oude Voshaar, F. de Vries en D. Walvoort, 1999a. *Actuele grondwaterinformatie schaal 1:10 000 in de Waterschappen Wold en Wieden en Meppelerdiep. Gebruik van digitale maaiveldhoogten bij de kartering van GHG, GVG en GLG*. SC-Rapport 633.

Finke, P.A., T. Hoogland, M.F.P. Bierkens, D.J. Brus en F. de Vries. 1999b. *Pilot naar grondwaterkaarten in het Weerijsg gebied*.

Finke, P.A., M.F.P. Bierkens, D.J. Brus, J.W.J. van der Gaast, T. Hoogland, M. Knotters, F. de Vries. 2002. *Klimaatrepresentatieve grondwaterdynamiek in Waterschap de Aa*. Alterra-rapport 180.

Gaast, J.W.J. van der en 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 en 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, J. van Os, L.C.P.M. Stuyt, P.J.T. van Bakel en C. Kwakernaak, 2002. *Waterkansen in het SGR2. Potenties voor realisatie van de wateropgaven*. Alterra-rapport 558, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.

Gaast, J.W.J. van der, H.Th. L. Massop, 2002. *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, P.J.T. van Bakel en H.Th.L. Massop, 2002. *Waterkansen in het SGR2. Evaluatie van de wateropgaven in relatie tot de Netto-EHS*. Alterra-rapport 558.1, ISSN 1566-7197. Alterra, Wageningen.

Gaast, J.W.J. van der en H. Th. L. Massop, 2003. *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 en H. Th. L. Massop, 2005. *Grondwatergestuurd peilbeheer; Peilwijzer*. Alterra-rapport in prep.

Garritsen A.C., A.R. van Amstel en H.L.M. Rolf, 1990. Verdroging van natuur in Nederland; Deel II: Hydrologische aspecten van de inventarisatie. *Landschap* 7 (3) p. 165 -181.

Geujen, C., R. Stuurman & J. Runhaar, 2003. Beleidsmeetnet verdroging Noord-Brabant. *H2O* 36-17: 31-33.

Gieske, J.M.J. & J. Runhaar, 1994. *Milieubeleidsindicator Verdroging. Fase 2b: Toepassing van de MBI-verdroging in Noord-Nederland*. TNO-rapport OS 94-21B/CML-report 109. TNO-IGG, Delft.

Geer F.C. van en J.W.M Lambert, 1990. *Ontwerp van freatische meetnetten. Een verkennende studie*. Delft TNO-rapport OS 90-71-B.

Gruijter, J.J. de, D.J. Brus, M.F.P. Bierkens en M. Knotters (in prep.). *Sampling for Natural Resource Monitoring*. Berlijn, Springer.

Gruijter, J.J. de, J.B.F. van der Horst, G.B.M. Heuvelink, M. Knotters en T. Hoogland, 2004. *Grondwater opnieuw op de kaart. Methodiek voor de actualisering van grondwaterstandsinformatie en perceelsclassificatie naar uitspoelingsgevoeligheid voor nitraat*. Wageningen, Alterra-rapport 915, 70 blz.

Hoogland, T., P.A. Finke en F. de Vries. 2003. *Actualisatie grondwatertrappenkaart Waterschap Rijn en IJssel*. Alterra-rapport 126.

Hoogland, T., D.J. Brus, G.B.M. Heuvelink en M. Knotters, 2004. *Hoe de kartering van de grondwaterstand (nog) beter kan*. Alterra-rapport 1032.

Jansen, P.C., F de Vries en J. Runhaar, 1999. *Grondwaterkarakteristieken van bodemeenbeden; het oorspronkelijk grondwaterregime ontleend aan bodemkenmerken*. SC-rapport 694, ISSN 0927-4499. DLO Staring Centrum, Wageningen.

Knotters, M. en P.E.V. van Walsum. 1994. *Uitschakeling van weersinvloeden bij de karakterisering van het grondwaterstandsverloop*. SC-Rapport 350.

Knotters, M. en M.F.P. en Bierkens, 1999. *Tijdreeksmodellen van de grondwaterstand. Een kijkje in de black box*. Stromingen 5, 3: 35-50.

Knotters, M. en M.F.P. Bierkens. 1999. *Hoe lang moet je de grondwaterstand meten om iets over de dynamiek te weten?* Stromingen 5(4): 5-12.

Kroon T., P Finke, I. Peereboom en 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.

Kroon T., I. Peereboom en W. Werkman, 2002 (in prep). *MONA, koppelingsconcept MOZART-NAGROM; beschrijving en gebruikershandleiding van de modellentrein*. RIZA, Lelystad.

Kruseman, G.P. en N.A. de Ridder, 1970. *Analysis and evaluation of pumping test data*. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen.

Lankester, J en C. Maas, 1996. *Een onderzoek naar karakterisering van vegetatiekundige standplaatsen op basis van impulsresponsies*. Stromingen 2(3):5-17.

Massop H. Th. L en J.W.J. van der Gaast J.W.J., 2003. *Optimalisatie grondwatermeetnet Waterschap De Maaskant. Meetnet regio Oost en beschrijving grondwaterstanden periode 1990-2002*. Wageningen, Alterra-rapport 864.

Massop H. Th. L., P.C. Jansen, R. Kemmers, J.G. te Beest en J.W.J. van der Gaast, 2001. *Monitoring Landgoed "De Wildenborch". Verslag over de periode oktober 1995 - december 2000*. Wageningen, Alterra-rapport 414.

Massop H.Th.L., T. Kroon, J.P.T van Bakel, W.J. de Lange, M.J.H. Pastoors en J. Huygen, 2000. *Hydrologie voor Stone; Schematisatie en parametrisatie*. Wageningen, ALTERRA, Research Instituut voor de Groene Ruimte, Rijksinstituut voor Integraal

Massop, H.Th.L. en P.A.J.W. de Wit, 1994. *Hydrologisch onderzoek naar drainage-weerstanden 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 en 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.

Mazure, J.P., 1936. *Geohydrologische gesteldheid van de Wieringermeer*. Algemene landsdrukkerij, pp 67-131, 's-Gravenhage.

Ministerie van V&W, 1999. *Water voor nu en later*. Derde Nota Waterhuishouding. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.

Oude Voshaar, J.H., 1994. *Statistiek voor onderzoekers. Met voorbeelden uit de landbouw- en natuurwetenschappen*. Wageningen pers.

Provincie Gelderland, 1996b. *Aan de watergang. Plan van aanpak en intentieverklaring*. Provincie Gelderland, Arnhem.

Riele, W.J.M. te en D.J. Brus, 1991. *Methoden van gerichte grondwaterstandsmetingen voor het schatten van de GHG*. Staring Centrum Rapport 158.

Riele, W.J.M. te en D.J. Brus. 1992. *Het gebruik van fysisch-geografische voorinformatie bij de ruimtelijke voorspelling van grondwaterstanden en grondwaterkarakteristieken (GHG en GLG)*. SC-Rapport 209.

Runhaar J., 1999. Impact of hydrological changes on nature conservation areas in the Netherlands. Thesis, Leiden University. Wageningen.

Runhaar, J., J.M.J. Gieske en H.L.M. Rolf, 1994. Een kwantitatieve methode voor de bepaling van de verdroging van natuurterreinen. *H₂O* 27: 304-309.

Runhaar, J., G. van Wirdum en C.M.A. Hendriks, 2000. *Naar een meetnet verdroging*. Rapport 108, Alterra Wageningen.

Runhaar, J. en T Hoogland, dec. 2003. *Gewenste detailniveau AGOR ter bepaling van de doelrealisatie natuur*. Notitie Alterra t.b.v. Natuurplanbureau.

Runhaar J., P.C. Jansen, R. Stuurman en J. Holtland, in. Prep. *Uitwerking meetlat verdroging voor regionale toepassingen*. Rapport ...Alterra, Wageningen.

Sluijs, P. van der, 1990. Hoofdstuk 11: Grondwatertrappen, p. 167 – 180. In: W.P. Locher en H. de Bakker (redactie). *Bodemkunde van Nederland, deel1: Algemene Bodemkunde*. 2^e druk. Den Bosch, Malmberg.

Stuurman, R., P. de Louw, J. T. Buma, J. Runhaar, G.J. Maas, C. Geujen, Y. Graafsma, B.S.J Nijhof en A. Lourens, 2002. *Beleidsmeetnet Verdroging provincie Noord-Brabant. Methodiek en eerste fase inrichting*. Provincie Noord-Brabant, Den Bosch.

Schaaf, S. van der, 1995. Snelle oudjes: Toepassing van Mazure's oplossingen voor eerste effectschattingen van waterhuishoudkundige veranderingen. In: *H2O*, nr. 25, 750-753.

SNWBL, Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap, 1990. *Handboek Grondwaterbeheer voor Natuur, Bos en Landschap*.

TNO, 1964. *Steady flow of ground water towards wells*. TNO, The Hague.

Tweede kamer der Staten-Generaal, 1999. *Antwoord door staatssecretaris Faber op vragen door het lid Schreijer-Pierik over de verdroging van Nederlands natuurgebied*. Tweede kamer der Staten-Generaal, vergaderjaar 1999-2000, Aanhangsel pp. 395-396.

Vries, J.J. de, 1974. *Groundwater flow systems and stream nets in The Netherlands*. Proefschrift, Amsterdam.

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

Wit, K.E, H.Th.L.Massop en 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 en 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 en A.F. van Holst, 1988. *Generalisatie en bodemfysische vertaling van de bodemkaart van Nederland, 1: 250 000, ten behoeve van de PAWN-studie*. Rapport 2055, Stiboka. Wageningen.

Wösten, J.H.M., G.J. Veerman en J. Stolte, 1994. *Waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: de Staringreeks*. Vernieuwde uitgave 1994. Technisch document 18, DLO Staring Centrum, Wageningen.

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

Wouw Mark van der, 2000. De GHG, zo veranderlijk als het weer. *Stromingen* 3):

Werkgroep Herziening Cultuurtechnisch Vademecum, 1988. *Cultuurtechnisch Vademecum*. Cultuurtechnische vereniging, Utrecht.

Niet gepubliceerde bronnen

Massop H. Th.L, P.J.T van Bakel en J. Huygen, 1999. *Analyse van de verandering in de GHG over de periode 1980-1998 in het beheersgebied van het waterschap De Dommel*. Wageningen, SC-DLO Interne mededeling.

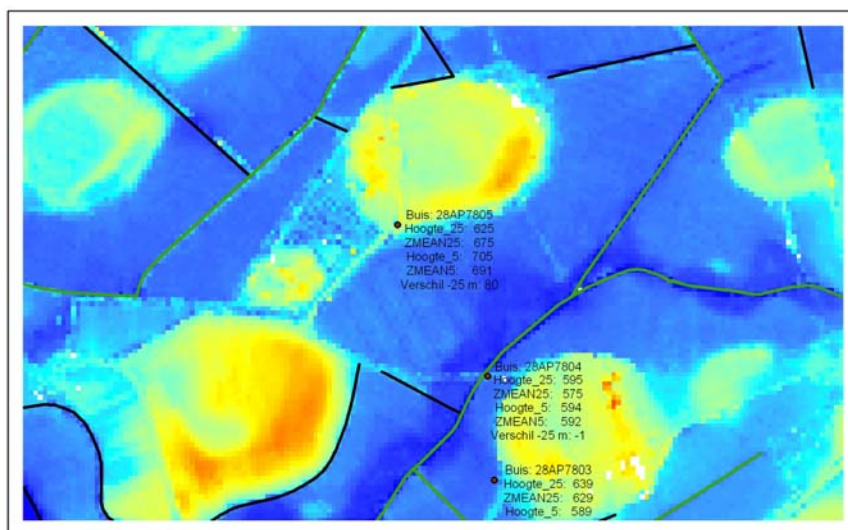
Bijlage 1 Maaiveldsvariatie voor buislocaties voor verschillende Gt's

Om de variatie in maaiveldshoogte voor buislocaties per Gt te onderzoeken is voor 3373 buizen de maaiveldhoogte ter plaatse vergeleken met de gemiddelde maaiveldshoogte in een straal van 14 meter. Deze straal komt ongeveer overeen met de oppervlakte van een gridcel van 25 bij 25 meter. In tabel 1 zijn de resultaten weergegeven.

Tabel 1. Gemiddeld verschil en standaarddeviatie van maaiveldshoogten voor buislocaties, ingedeeld in Gt-classes. De 5 meter resolutie heeft betrekking op het verschil in maaiveldshoogte tussen de buislocatie en de maaiveldshoogte in een straal van 14 m rondom de buislocatie. De 25 meter resolutie heeft betrekking op het verschil tussen het AHN met een resolutie van 5 m en 25m.

Gt	aantal	Gemiddeld verschil		Standaarddeviatie verschil	
		5 m	25 m	5 m	25 m
I	138	-3.0	-4.9	18.9	28.5
II	254	-2.6	-3.9	19.2	28.1
III	322	-0.7	-2.1	16.9	29.4
IV	200	-2.4	-4.8	19.5	29.8
V	186	-0.9	0.4	21.0	36.3
VI	744	-1.5	0.4	20.4	28.6
VII	1063	0.4	0.2	31.7	44.8
VIII	466	-1.4	3.6	28.7	37.9
Totaal	3373	-1.0	-0.3	25.3	36.1

Ook na stratificatie op basis van de Gt lijkt er geen groot verschil tussen de maaiveldshoogte op basis van het AHN met een resolutie van 5 m en het AHN met een resolutie van 25 meter. Per GT kan het gemiddelde verschil enkele cm bedragen. Indien gekeken wordt per locatie kunnen de verschillen aanzienlijk zijn. In figuur 1 en 2 zijn voor twee situaties voorbeelden gegeven van buislocaties met respectievelijk een relatief grote positieve en een negatief verschil in maaiveldshoogte tussen het 5 m en het 25 m AHN.

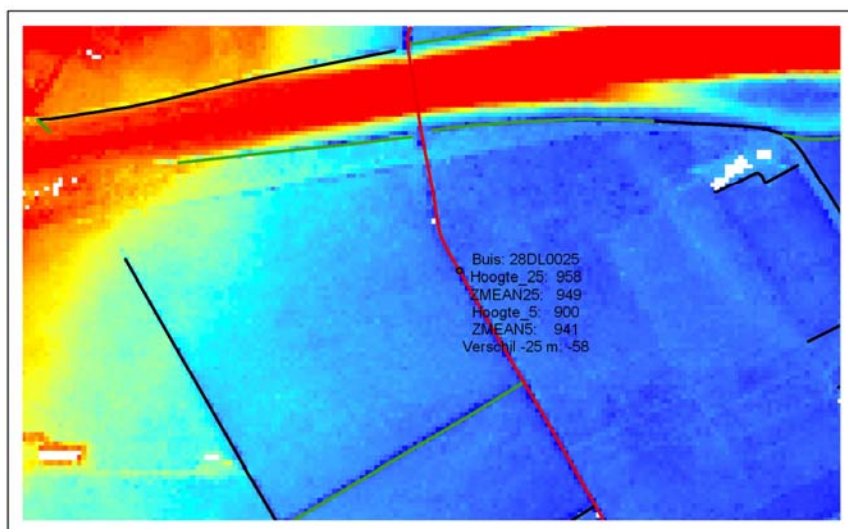


28DL0085
STAMBUIS



0.09 0.045 0 0.09 Kilometers

Fig. 1 Peilbuis 28DL0085 gesitueerd op de rand van een es met hoogte verschil van 80 cm tussen 25m-grid en 5m-grid.



28DL0025
STAMBUIS



0.09 0.045 0 0.09 Kilometers

Fig. 2 Peilbuis 28DL0025 gesitueerd nabij waterloop met hoogte verschil van 58 cm tussen 25m-grid en 5m-grid.

Bijlage 2 Kritieke z-afstand

In het verleden is voor de bodemfysische karakterisatie gebruikt gemaakt van de zogenaamde Rijtema-ondergronden waarvoor ook kritieke z-afstanden zijn gegeven (tabel 1).

Tabel 1. Waarden van de parameters ter bepaling van de onverzadigde doorlatendheid van de Rijtema-ondergronden en de ondergronden L2 en L3, alsmede de kritieke z_k -afstand van deze ondergronden (Cultuurtechnisch Vademecum).

Grondsoort	k_{sat} (cm · d ⁻¹)	α (-)	h_a (cm)	h_{lim} (cm)	a (cm ^{2,4} · d ⁻¹)	z_k (cm)
1. Grof zand	1.120,0	0,2240	-10	-80	0,08	49
2. Matig grof zand	300,0	0,1380	0	-90	0,63	54
3. Matig fijn zand	110,0	0,0822	0	-125	3,30	81
4. Fijn zand	50,0	0,0500	0	-175	10,90	122
5. Humeus lemig matig grof zand	1,0	0,0269	0	-165	15,00	82
6. Zwak lemig matig grof zand	2,3	0,0562	0	-100	5,26	52
7. Lemig matig grof zand	0,36	0,0378	0	-135	2,10	30
8. Lemig fijn zand	26,5	0,0398	0	-200	16,40	140
9. Zandige leem	16,5	0,0737	0	-150	0,24	60
10. Löss	14,5	0,0490	0	-130	22,60	114
11. Fijnzandige leem	12,0	0,0248	-10	-300	26,50	197
12. Siltige leem	6,5	0,0200	0	-300	47,40	213
13. Leem	5,0	0,0231	0	-300	14,30	153
14. Lichte zavel	23,5	0,0353	0	-200	33,60	168
15. Zware zavel	1,5	0,0237	0	-300	36,00	122
16. Kleiige leem	0,98	0,0248	0	-300	1,69	73
17. Lichte klei	3,5	0,0174	0	-300	55,60	211
18. Matig zware klei	1,3	0,0480	0	-50	28,20	85
19. Komklei	0,22	0,0380	0	-80	4,86	26
20. Veen	5,3	0,1045	0	-50	6,82	44
L2 Medium (zwak lemig, matig fijn zand)	70,0	0,0850	0	-120	2,50	71
L3 Good (sterk lemig, fijn zand)	1,0	0,0290	0	-165	10,90	82

In de huidige praktijk wordt gewerkt met bodemfysische eenheden zoals gedefinieerd in de zogenaamde Staringreeks (Wösten et al, 1987, 1994 en 2001; Wösten, 1987). In het Cultuurtechnisch Vademecum (tabel 2) worden voor de onderscheiden bouwstenen de volgende waarden gegeven voor z_k .

Tabel 2. Kritieke z_k -afstand in cm voor verschillende bouwstenen.

Bovengrond	z_k	Ondergrond	z_k
B1	96	O1	85
B2	109	O2	111
B3	136	O3	135
B4	177	O4	180
B5		O5	47
B6		O6	62
B7	135	O7	
B8	112	O8	108
B9		O9	103
B10	59	O10	102
B11	31	O11	66
B12	27	O12	34
B13		O13	24
B14		O14	

Bovengrond	z_k	Ondergrond	z_k
B15		O15	203
B16	82	O16	48
B17		O17	77
B18	47	O18	

Een bodem is niet opgebouwd uit één bouwsteen maar kan worden gezien als een stapeling van meerdere bouwstenen. Voor deze studie zijn berekeningen uitgevoerd met CAPSEV om de maximale flux en de z_k voor profielen te berekenen, waarbij rekening is gehouden met de bewortelbare diepte.

De bewortelbare diepte van de grond geeft aan tot welke diepte plantenwortels in de grond kunnen doordringen. De bewortelbare diepte is een profieigenschap terwijl de bewortelingsdiepte informatie geeft over de dikte van de wortelzone van een bepaald gewas. De bewortelbare diepte hangt samen met één of meer van de volgende beperkende factoren voor wortelgroei: 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 bodemstructuur. De indringingsweerstand is de voornaamste beperkende factor op zand- en brikgronden. De kritische grens voor het bewortelen ligt bij een indringingsweerstand van 2,5 à 3,0 MPa. Indien een stelsel van voldoende grote verticale poriën aanwezig is, verschuift de kritische grens naar hogere waarden; voor veel zandgronden ligt deze tussen 3 en 5 MPa.

In tabel 3 is voor de 21 PAWN-eenheden de diepte weergegeven van waaruit een capillaire nalevering aan de wortelzone mogelijk is. Bij de berekeningen is uitgegaan van een drukhoogte van -16000 en een capillaire flux van 2 mm/d.

Bij de berekeningen is gebruik gemaakt van verschillende versies van de Staringreeks. Het gaat hierbij om de volgende versies van de Staringreeks:

- Staringreeks in tabelvorm (Wosten *et al.*, 1987)
- Staringreeks in de vorm van Van Genuchten functies (Wösten, 1987)
- Staringreeks in de vorm van Van Genuchten functies (Wösten *et al.*, 1994)
- Staringreeks in de vorm van Van Genuchten functies (Wösten *et al.*, 2001)

Als voorbeeld is in fig. 1 voor bouwsteen B2 de verschillende functies weergegeven.

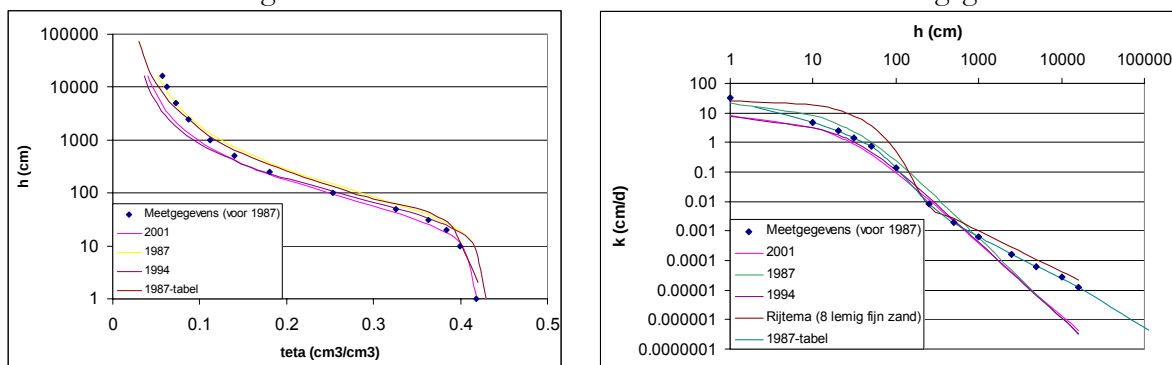


Fig. 1 $\Theta(h)$ en $k(h)$ -relaties voor B2 (zwak leemig, zeer fijn tot matig fijn zand), volgens de verschillende versies van de Staringreeks en Rijtema (leemig fijn zand).

In figuur 1 is te zien dat de verschillende versies van de Staringreeks verschillen, vooral mbt de Theta(h)-relatie, maar ook wat betreft het droge en natte deel van de k(h)-relatie. In de tabel met rekenresultaten voor de kritieke z-afstand (tabel 3) is te zien dat ook daarin grote verschillen voor kunnen komen. Vooral de Van Genuchten functies uit 1987 geven een diepere grondwaterstand waaruit een flux van 2 mm/d tot in de wortelzone kan reiken. Deze waarden zijn over het algemeen overschat. Kennelijk vindt er voor de gegevens uit 1987, na een vertaling van de meetgegevens naar Van Genuchten functies, een overschatting van de kritieke z-afstand plaats. Voor de podzolgronden is de kritieke z-afstand in alle Staringreeksen redelijk hoog (zie tabel 1 Rijtema-ondergronden). Voor deze studie is er voor gekozen om bij de berekeningen uit te gaan van de tabelgegevens uit 1987.

Tabel 3 Diepte van de grondwaterstand onder maaiveld van waaruit een flux naar de onderkant van de wortelzone kan worden gerealiseerd van 2mm/d bij een drukhoogte van -16000 voor verschillende versies van de Staringreeks.

Bodemtypen	Bewortelings diepte (cm)	Kritische Z-afstand (cm)			
		tabel 1987	genuchten 1987	genuchten 1994	genuchten 2001
1 Veengronden met veraarde bovengrond	30	87.1	145.0	95.0	97.5
2 Veengronden met veraarde bovengrond op zand	25	107.5	183.3	110.0	110.0
3 Veengronden met kleidek	30	108.3	170.0	95.0	100.0
4 Veengronden met kleidek op zand	30	120.0	190.0	105.0	116.7
5 Veengronden met zanddek op zand	25	74.3	125.0	90.0	90.0
6 Veengronden met moerige gronden op ongerijpte klei	20	50.0	54.4	50.0	49.3
7 Stui/zand-gronden	30	116.0	147.8	118.0	119.1
8 Podzolgrond in leemarm, fijn zand	25	115.0	146.7	117.8	119.0
9 Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand	25	152.0	180.0	138.3	130.0
10 Podzolgrond in zwak lemig, fijn zand op grof zand	25	142.7	160.0	133.8	128.6
11 Podzolgrond in sterk lemig, fijn zand op keileem of leem	30	117.9	119.2	113.3	140.0
12 Enkeerdgrond in zwak lemig, fijn zand	40	157.5	190.0	150.0	140.0
13 Beekeerd-grond in sterk lemig, fijn zand	30	157.1	182.0	145.0	134.3
14 Podzolgrond in grof zand	25	73.1	91.0	68.1	68.6
15 Homogene zavelgronden	35	128.0	146.7	143.3	143.3
16 Homogene, lichte kleigronden	35	137.5	160.0	115.0	108.0
17 Kleigrond, met zware tussenlaag of ondergrond	30	59.6	49.2	56.0	51.3
18 Kleigronden op veen	25	55.4	45.0	50.0	47.1
19 Klei op zandgronden	35	171.7	198.0	152.0	144.0
20 Klei op grof zand	35	108.1	126.4	102.9	103.3
21 Leemgronden	35	240.0	255.0	146.7	146.7

Met het programma CAPSEV (Wesseling, 1991) is vervolgens voor de 21 onderscheiden bodemfysische eenheden, voor verschillende grondwaterstanden, de maximale flux tot in de wortelzone bepaald. Door de rekenresultaten die bestaan uit combinaties van een grondwaterstand met een maximale flux zijn reprofuncties gefit. Voor de 21 onderscheiden bodemfysische eenheden staan de parameters van de grondwaterstands-fluxrelatie in tabel 4 weergegeven.

Tabel 4 Parameters grondwaterstands-fluxrelatie onderkant wortelzone voor 21 bodemfysische eenheden.

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

Voor vijf bodemfysische eenheden (resp. 5, 9, 15, 16 en 21), die qua grondsoort het grootste oppervlak vertegenwoordigen, is de grondwaterstands-fluxrelatie weergegeven (figuur 2).

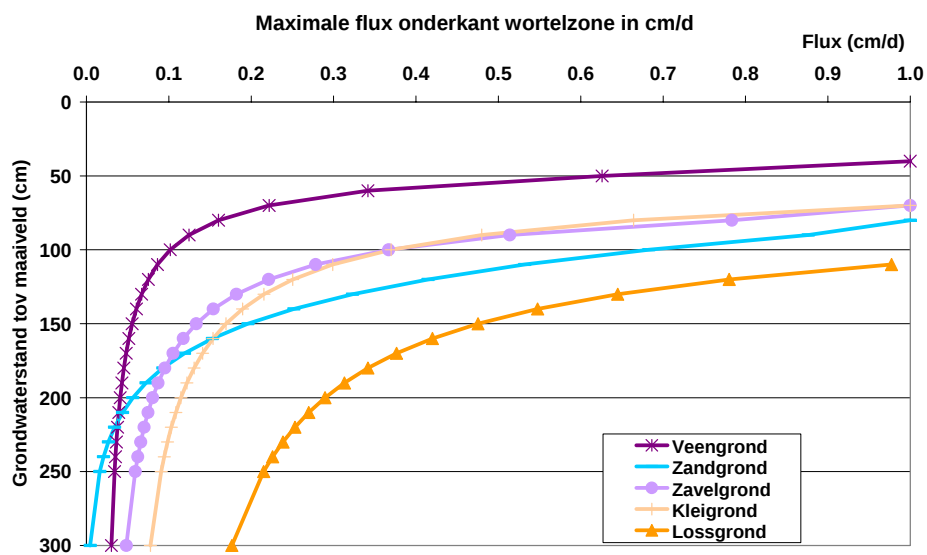


Fig. 2 Maximale flux onderkant wortelzone voor 5 bodemfysicche eenheden.

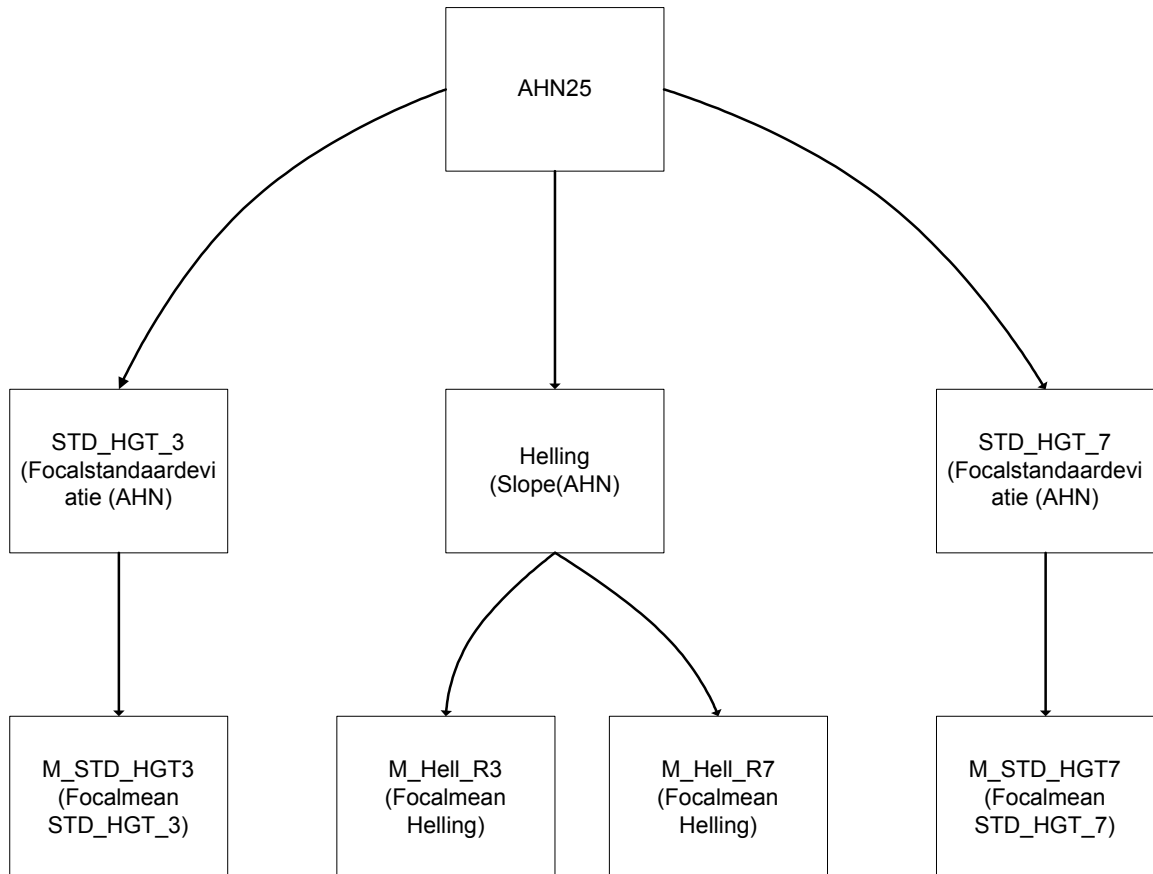
Uit figuur 2 blijkt dat een maximale flux van 2 mm/d kan worden gerealiseerd voor lossgronden bij een grondwaterstand van ca. 250 cm-mv, terwijl bij veengronden de grondwaterstand niet dieper dan ca. 70 cm-mv mag wegzakken. De overige gronden ligt dit niveau tussen 120-150 cm-mv.

Bijlage 3 Ruimtelijke variatie in maaiveldshoogte

Het AHN is gebruikt om de ruimtelijke variatie in maaiveldshoogte inzichtelijk te maken, daarvoor zijn een aantal afgeleide bestanden gemaakt, nl.:

- helling bestand,
- standaarddeviatie met twee stralen.

Het hellingbestand is vervolgens gemiddeld voor 2 stralen. Ook de bestanden met standaarddeviatie zijn gemiddeld voor 2 stralen (dus 2 keer gemiddeld), zie fig. 1.



Schema mbt gevolgde werkwijze voor de aanmaak van afgeleide bestanden van AHN25.

Van de in figuur 1 weergegeven kaarten zijn voor 2 locaties, nl omgeving Aalten (Oost-Gelderland) en omgeving Purmerend (Noord-Holland), meer in detail voorbeelden weergegeven.

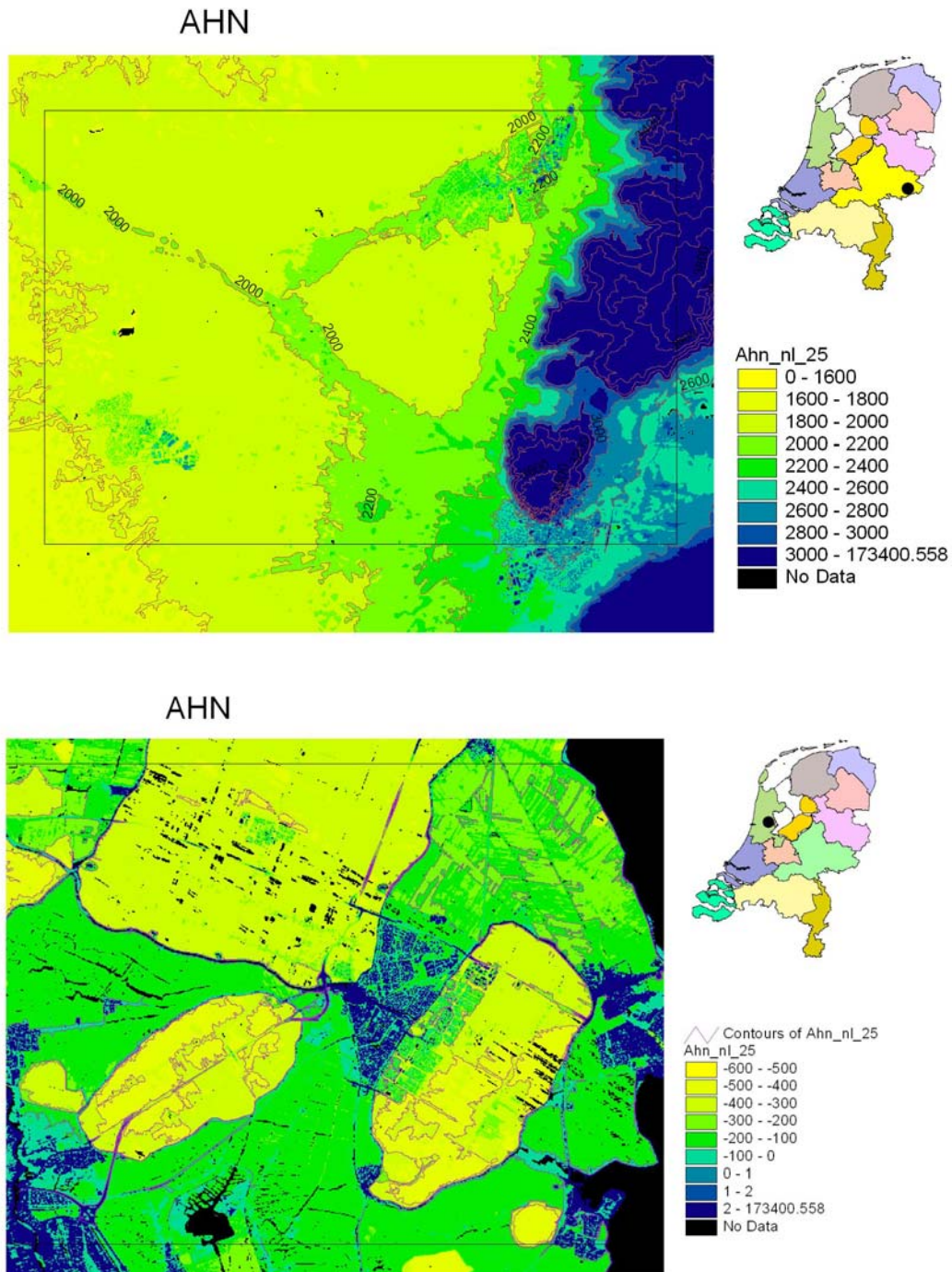


Fig. 1 Weergave AHN voor locatie bij Aalten en Purmerend.

Uit figuur 1 blijkt dat de variatie in maaiveldshoogte bij Aalten groter is (16-30 m+NAP) dan bij Purmerend (-6 – 0M+NAP). De omgeving van Aalten is een sterk hellend gebied terwijl de omgeving van Purmerend veel meer een trapsgewijze topografie laat zien. Bij Aalten herkennen we een ingesloten laagte omgeven door hogere zandruggen. Bij Purmerend zijn duidelijk de diep gelegen droogmakerijen zichtbaar omgeven door de hoger gelegen laagveengebieden.

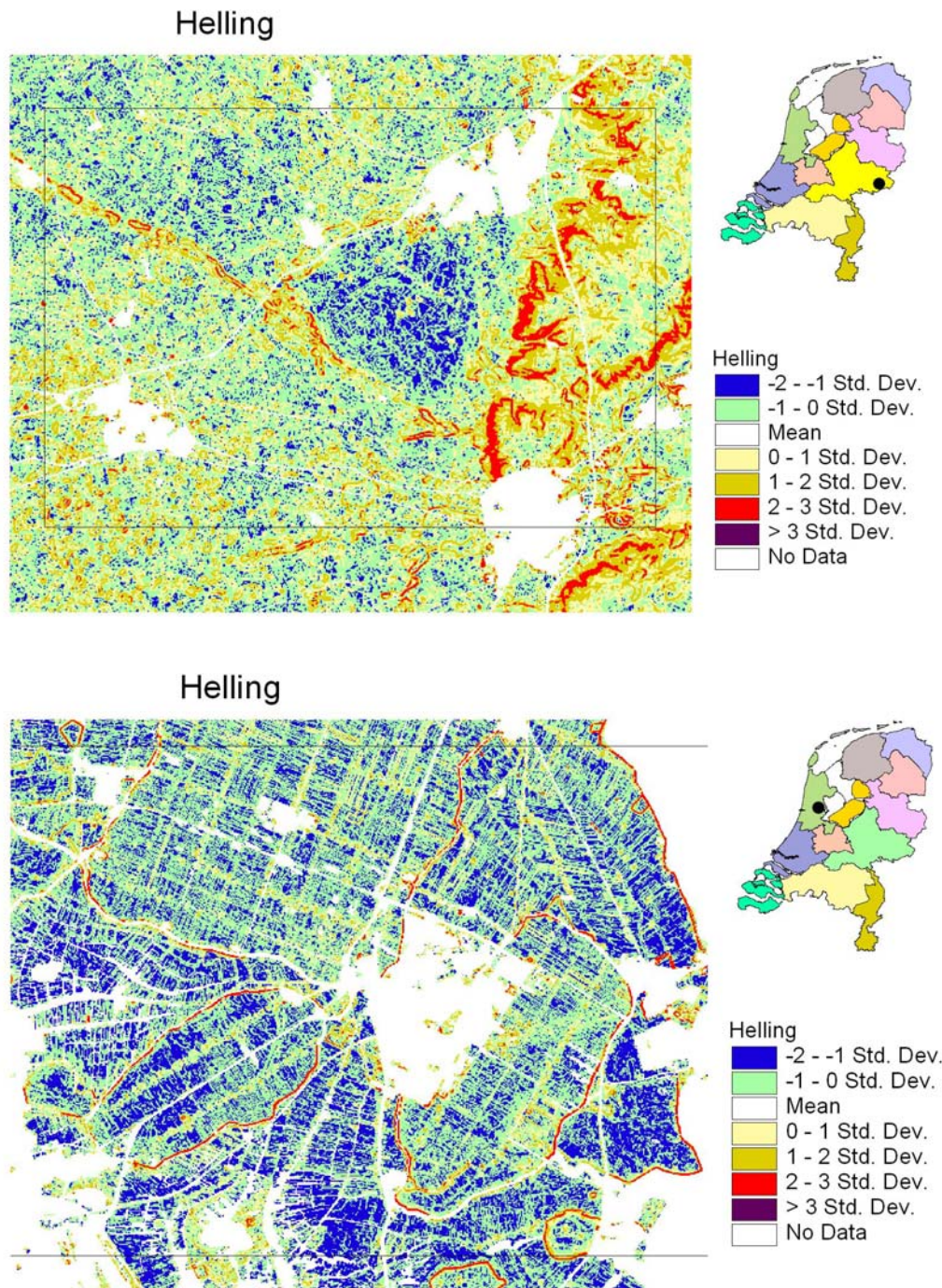


Fig. 2 Weergave Helling voor locatie bij Aalten en Purmerend.

Indien gekeken wordt naar de helling (figuur 2) komen op beide kaarten scherpe overgangen duidelijk naar voren, zowel wat betreft de scherpe overgang bij Aalten tussen het tertiair en het pleistoceen, als nabij Purmerend de begrenzing van de droogmakerijen. Verder is bij de Purmerend duidelijk de structuur aan wegen en waterlopen herkenbaar, dit is bij de kaart van Aalten minder het geval.

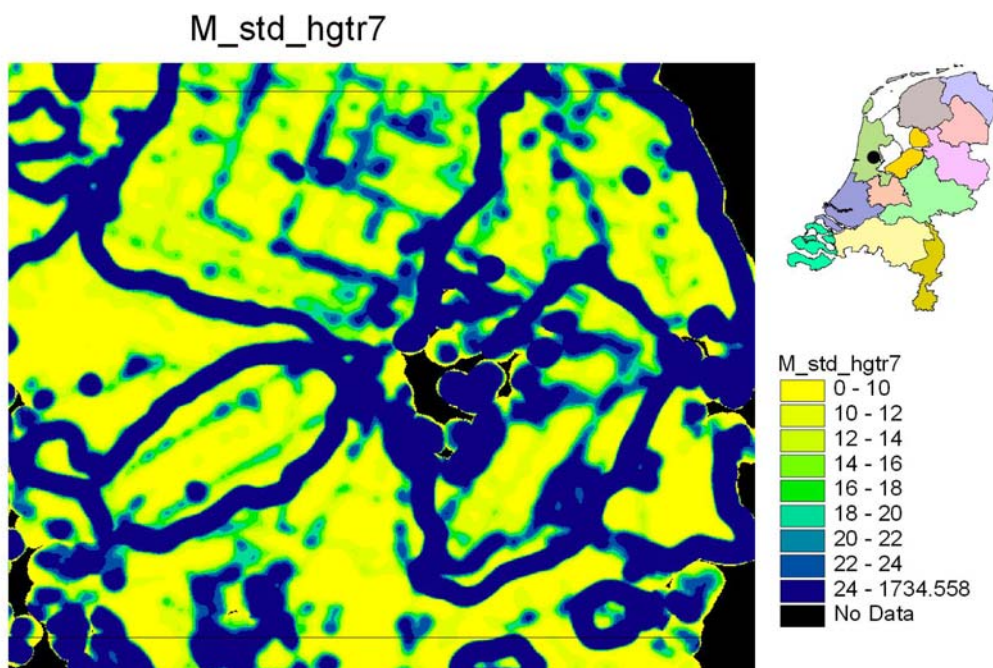
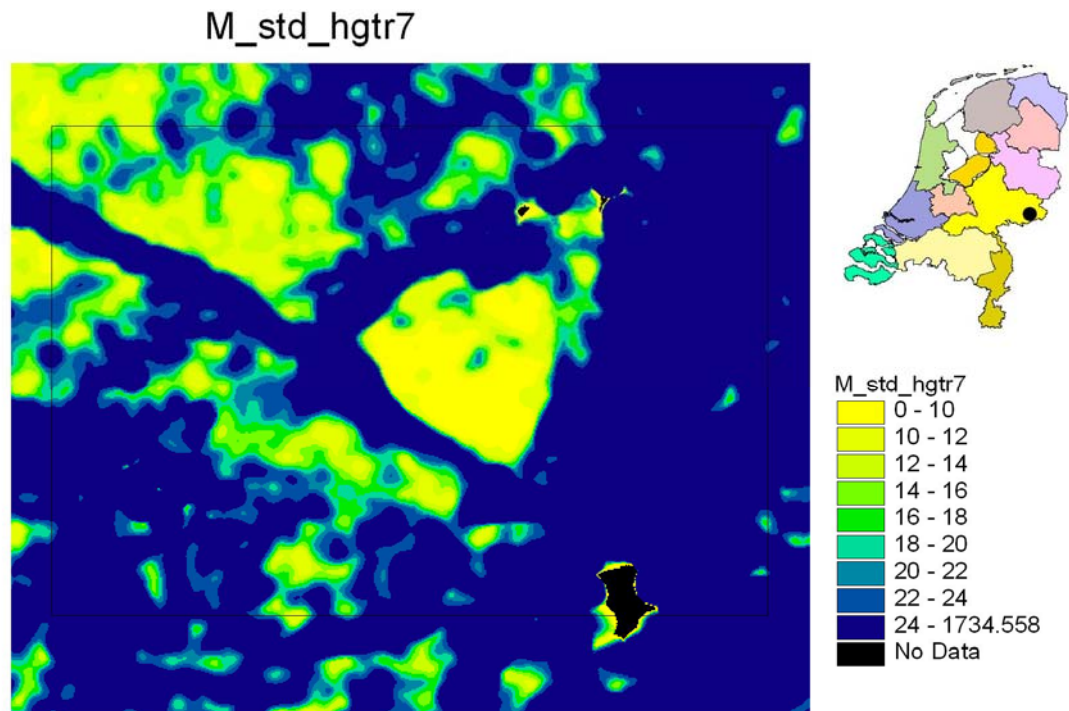


Fig. 6 Weergave gemiddelde standaarddeviatie van de standaarddeviatie van de belling met straal 7 grids voor locatie bij Aalten en omgeving Purmerend.

Door te werken met een nog grotere straal, zoals in figuur 6, worden de structuren minder duidelijk. In figuur 7 en 8 is de standaarddeviatie voor respectievelijk 3 en 7 cellen weergegeven.

Bijlage 4 Gebiedshelling

De kaart voor de gebiedshelling is afgeleid van de AHN met een resolutie van 25 m. Uit het hoogtebestand is de helling berekend. De berekende helling wordt uitgedrukt in graden en geeft de helling aan tussen de hoogste en laagste cel binnen een window van 3x3 cellen. De helling varieert tussen 0 en 90 graden. In figuur 1 is de verdeling over 5 klassen weergegeven, hierbij is gestreefd naar een evenredige verdeling.

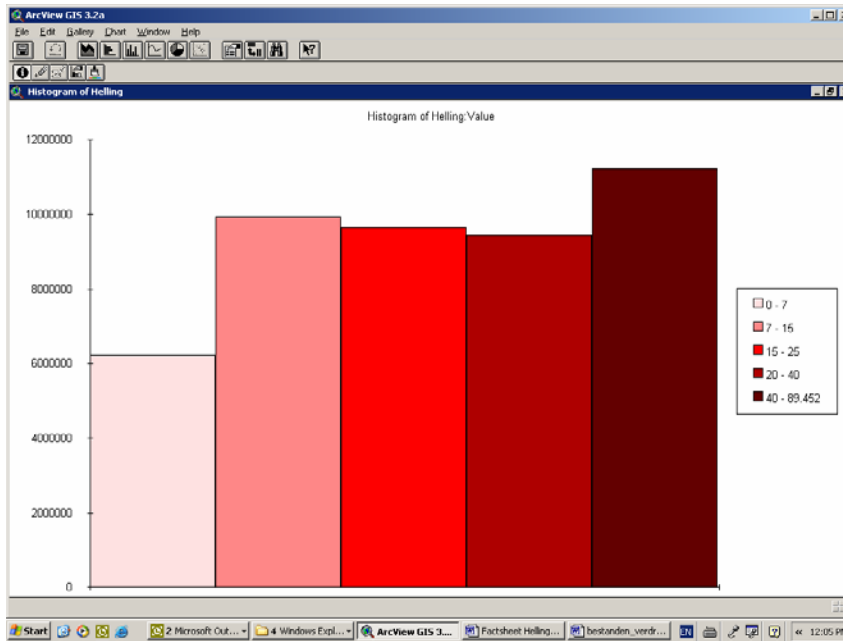


Fig. 1 Verdeling van de helling in 5 hellingklassen.

De ruimtelijke verdeling volgens deze klassenindeling is weergegeven in figuur 2.

Helling in graden

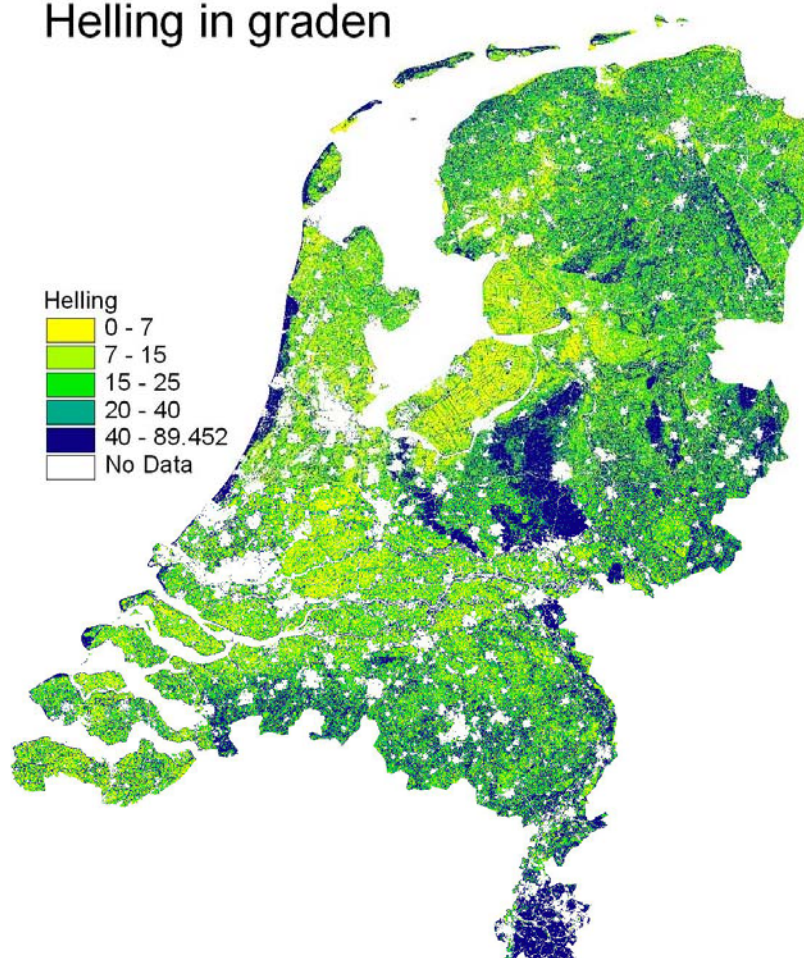


Fig. 2 Ruimtelijke verdeling van de helling verdeeld in 5 hellingklassen.

Bijlage 5 Freatische spreidingslengte

Spreidingslengte

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 lekvermogens⁷ van begrenzend slecht doorlatende lagen (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986):

$$\lambda = \sqrt{kDc} \quad (1)$$

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, maar moet men ook rekening houden met de drainageweerstand. 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 in de vorm van een vervangende c -waarde (c^*).

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:

$$c_d = \frac{m}{q} \quad (2)$$

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 intreeweerstand toegevoegd.

⁷ 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).

De vier componenten tezamen vormen de drainageweerstand (formule 3). 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; Van der Gaast en Massop, 2002). Indien uitgegaan wordt van de gemiddelde opbolling geldt de volgende formule:

$$c_d^* = \alpha c_d \quad (3)$$

Voedingsweerstand

Door grondwateraanvulling stijgt de grondwaterstand. Indien de grondwaterstand stijgt tot boven de ontwateringsbasis wordt een grondwaterstroming opgewekt naar de ontwateringsmiddelen (sloten/buisdrainage). Een deel van de grondwateraanvulling kan als wegzijging het gebied verlaten, of er kan kwelwater worden aangevoerd. Verschillen in oppervlaktewaterpeilen kunnen eveneens een grondwaterstroming opwekken. Bij de berekening van effecten van ingrepen in het hydrologisch systeem is de weerstand van het systeem van belang. In de praktijk worden de begrippen drainageweerstand en voedingsweerstand gebruikt. Beide weerstanden verschillen van elkaar indien er sprake is van een weerstandbiedende laag in de ondergrond. De voedingsweerstand heeft betrekking op de totale weerstand tussen de waterlopen en het watervoerend pakket en is met name gedefinieerd om grondwaterstandsverlagen te berekenen bij een onttrekking aan het watervoerend pakket (Technische werkgroep grondwaterplan, 1985). De drainageweerstand omvat de totale weerstand die de afvoer van het neerslagoverschot ondervindt vanaf het freatisch vlak naar de waterlopen. De voedingsweerstand is dus gelijk aan (Wit *et al.*, 1991; Drecht, 1997):

$$c^* = c_d^* + c \quad (4)$$

Ook Ernst (1983) geeft aan dat de drainageweerstand in vereenvoudigde vorm meegenomen kan worden in analytische berekeningen indien een afzonderlijke beschouwing van elk ontwateringsmiddel achterwege blijft. Voor grotere deelgebieden, die intern als homogeen worden aangenomen, kan de drainageweerstand als fictieve c -waarde (c^*), in de vorm van een diffuse bron, aan de bovenzijde van het geologische profiel meegenomen worden (Ernst, 1983; van der Schaaf, 1995). In gevallen dat de bovenlaag in werkelijkheid goed doorlatend is (figuur 1A) kan voor de voedingsweerstand (c^*) de vlakgemiddelde drainageweerstand gebruikt worden.

Indien de goed doorlatende bovenlaag een relatief laag doorlaatvermogen (kD -waarde) heeft (bijvoorbeeld door een kleine laagdikte (Figuur 1B)) zal geen belangrijk horizontaal transport over wat grotere afstand door deze laag plaatsvinden. De voedingsweerstand (c^*) van de bovenlaag wordt in deze situatie berekend door de c_1 -waarde en de vlakgemiddelde drainageweerstand bij elkaar op te tellen.

In die gevallen dat de bovenlaag slecht doorlatend is met daaronder een watervoerend pakket met een hoog doorlaatvermogen, wordt voor de bepaling van de voedingsweerstand de weerstand van het afdekkende pakket enigszins verhoogd. In dit geval worden de horizontale-, radiale- en intreeweerstand componenten bij de c -waarde opgeteld (Figuur 1C). Indien de doorlatendheid van het eerste watervoerende pakket gering is kan deze laag, evenals bij situatie B in figuur 1, worden weggelaten (figuur 1D).

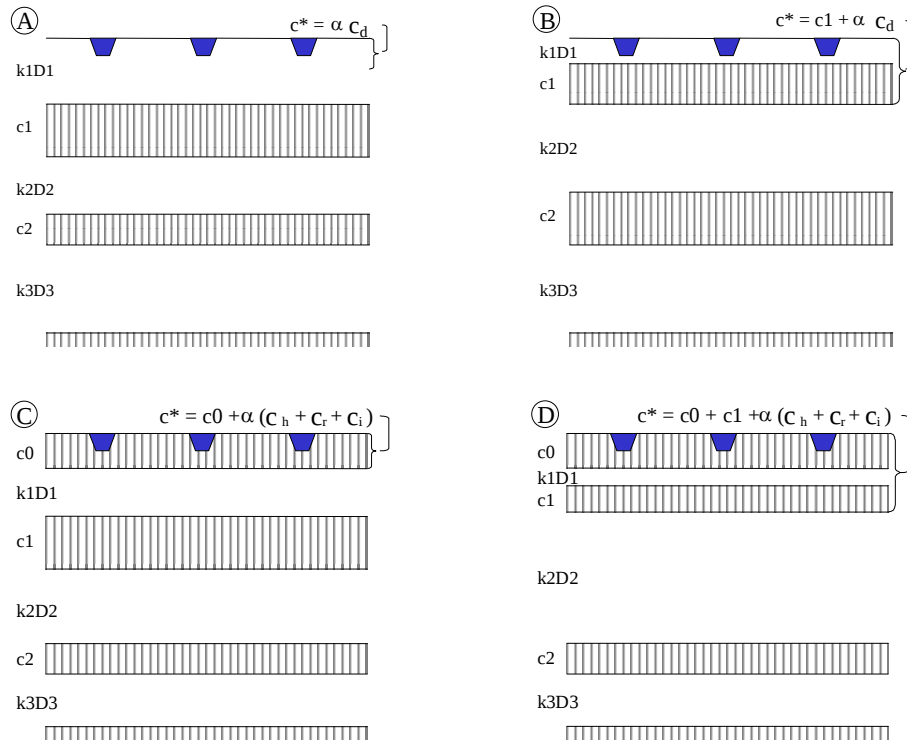


Fig. 1. Vervanging van de open waterlopen met radiale stroming (discrete invoer) door een fictieve slecht doorlatende bovenlaag met verticale weerstand c^* (diffuse invoer) (Naar Ernst, 1983). A. Een goed doorlatende bovenlaag met relatief hoge kD -waarde. B. Een goed doorlatende bovenlaag met relatief lage kD -waarde. C. Een slecht doorlatende bovenlaag met relatief hoge kD -waarde in het eronder gelegen eerste watervoerende pakket. D. Een slecht doorlatende bovenlaag met relatief lage kD -waarde in het eronder gelegen eerste watervoerende pakket.

Freatische Spreidingslengte

Bij de bepaling van de grondwaterstandsverlaging spelen de spreidingslengte en de drainageweerstand een cruciale rol. In de formule voor de spreidingslengte (formule 1) kan de c -waarde vervangen worden door de c^* -waarde (Van der Gaast en Massop, 2002):

$$\lambda^* = \sqrt{kD c^*} \quad (5)$$

In de onderstaande kaart (figuur 2) is de freatische spreidingslengte weergegeven. De freatische spreidingslengte heeft betrekking op het eerste watervoerende pakket. In gebieden waar het afdekkende pakket ontbreekt is de freatische spreidingslengte een maat voor effecten in het freatische pakket. Indien er een afdekkend pakket aanwezig is er in de kaart naast de spreidingslengte rekening gehouden met de weerstand van het afdekkende pakket om de freatische beïnvloeding te kunnen weerspiegelen. Het al dan niet aanwezig zijn van deze formaties is bepalend voor het voorkomen van een scheidende laag en daarmee het doorlaatvermogen van het eerste watervoerende pakket. De spreidingslengte is bijvoorbeeld voor het Veluwe massief hoog als gevolg van de hoge drainageweerstand en het hoge doorlaatvermogen. In het westen van het land is de freatische spreidingslengte laag door de hoge weerstand van het afdekkende pakket, waardoor de doorwerking van peilverschillen in het freatische pakket relatief gering is.

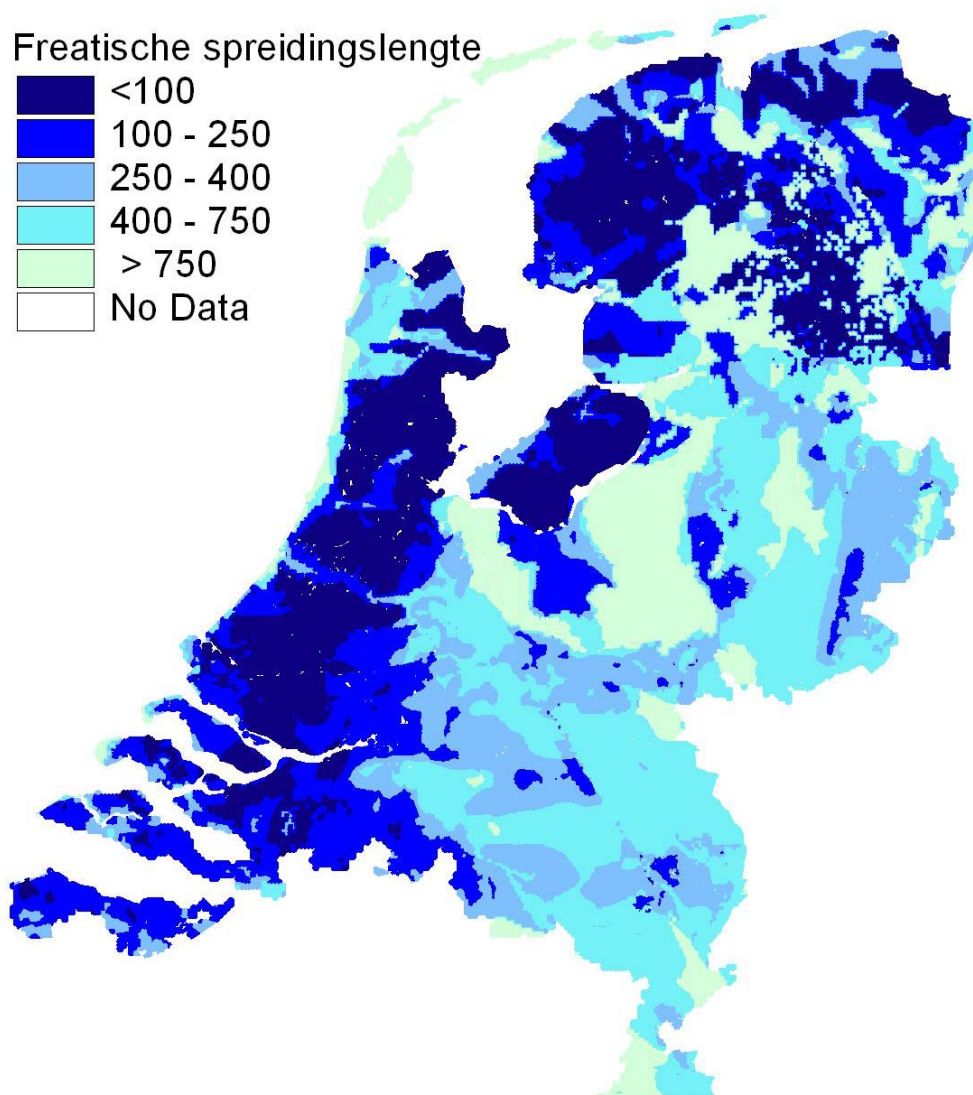


Fig. 2 Freatische spreidingslengte.

Bijlage 6 Stagnerende lagen

De mate waarin gebieden gevoelig zijn voor verdroging kan worden beperkt door de aanwezigheid van ondiepe weerstandbiedende (zogenaamde stagnerende) lagen. De aanwezigheid van deze lagen maakt dat een ingreep in de omgeving slechts in beperkte mate doorwerkt op de freatische grondwaterstanden boven de stagnerende laag. Bij deze stagnerende lagen gaat het vooral om de relatief ondiep voorkomende stagnerende lagen in het topsysteem. Dieper gelegen weerstandbiedende lagen hebben minder effect omdat het doorlaatvermogen en daarmee de speidingslengte toeneemt. Bij ondiep stagnerende lagen kunnen we denken aan de volgende afzettingen:

- keileem;
- leemlagen (bijv. Brabantleem);
- gliedelaag (hoogveen);
- waterhardlagen;
- basisveen (veelal diep).

Bronnen die informatie bevatten met betrekking tot het voorkomen en de dikte van stagnerende lagen zijn:

- bodemkaart, beschrijving van de bodem tot 1,20 m-mv;
- boringen topsysteem leem, keileem, basisveen.

In figuur 1 zijn leemlagen volgens de bodemkaart weergegeven. De verbreiding heeft betrekking op kaartvlakken van de bodemkaart die informatie geven tot een diepte van 1.2 meter.

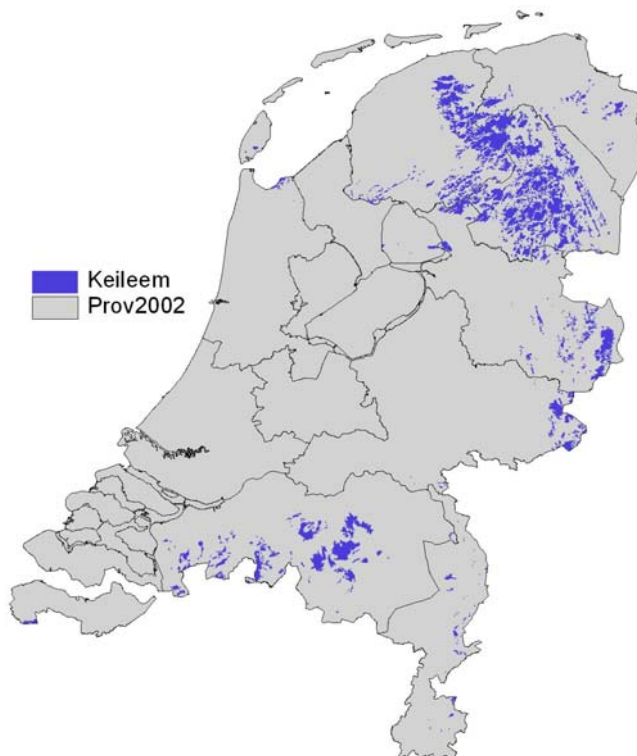
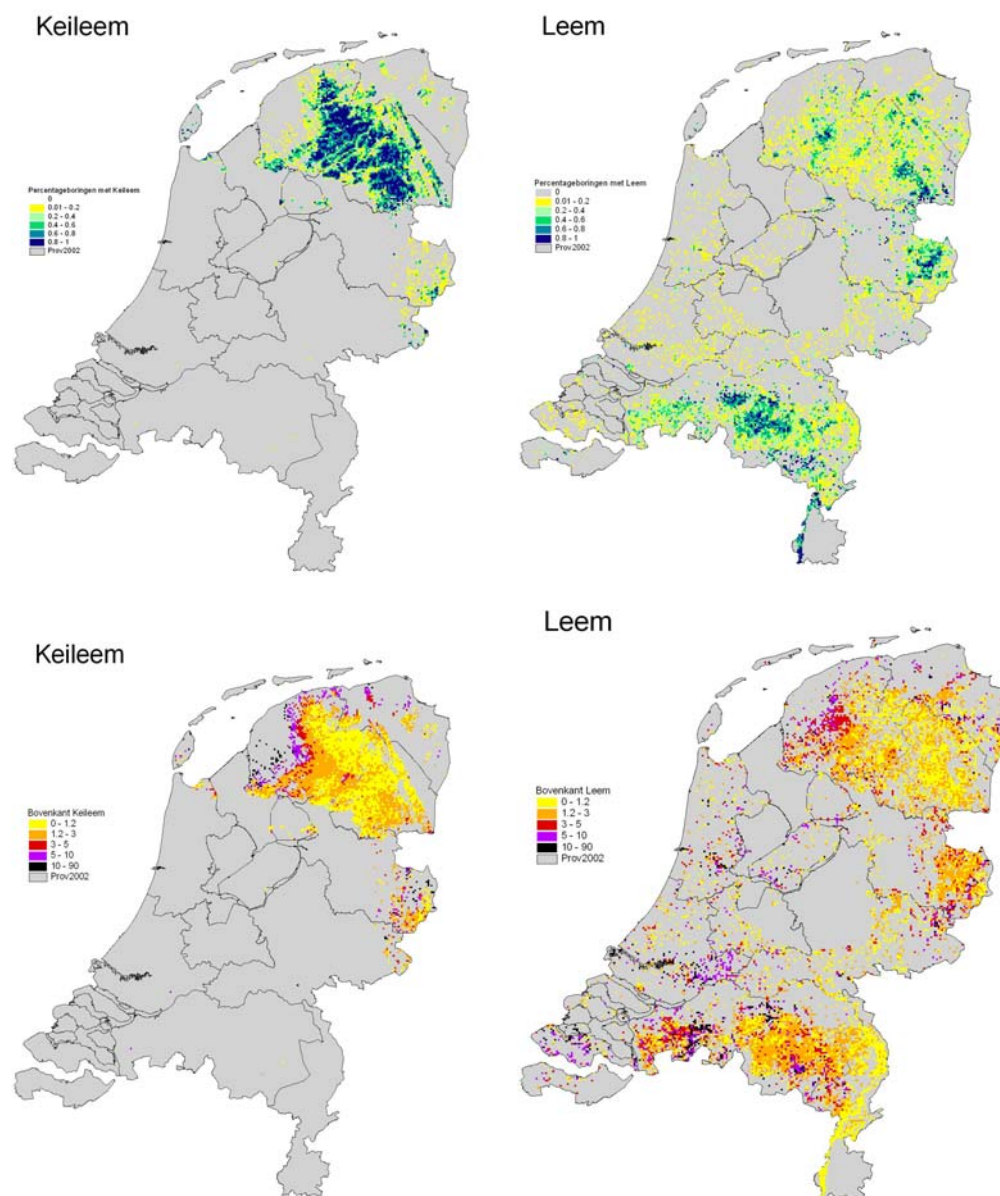


Fig. 1 Ondiepe leemlagen volgens de bodemkaart.

Naast de bodemkaart is gebruik gemaakt van boringen die het topsysteem geheel of gedeeltelijk doorboren. Deze boringen zijn geklassificeerd op materiaal, zoals fijn en grof zand, keileem, leem, veen en basisveen. In figuur 2 is per kilometerhok het percentage boringen met (kei)leem alsmede de dikte en bovenkant (kei)leem of leem weergegeven.



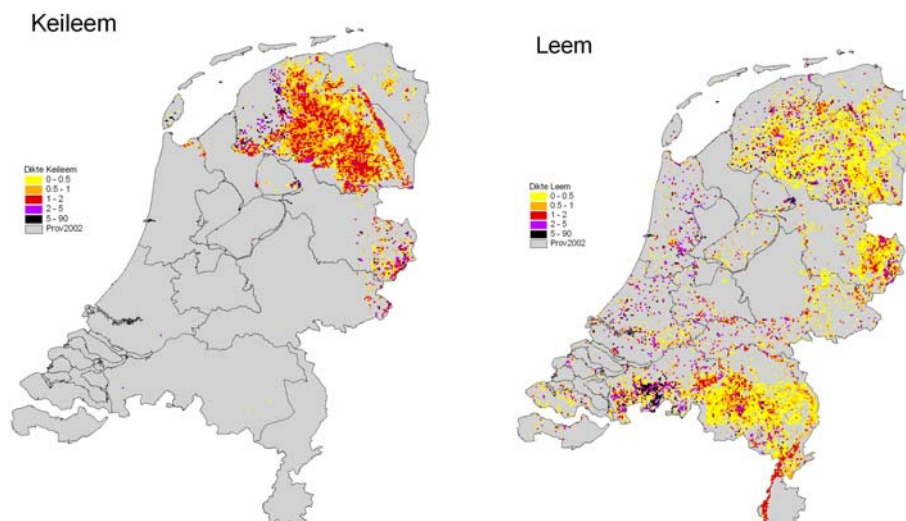


Fig. 2 Fractie van de boringen met (kei)leem (boven), bovenkant (keileem tov maaiveld (midden)) en dikte (kei)leem (onder).

Deze drie kaarten zijn gebruikt om een kwalitatieve kaart af te leiden met betrekking tot de aanwezigheid in de ondergrond van stagnerende lagen. Hiervoor zijn de gegevens mbt keileem en leem samengevoegd tot twee kaarten, een kaart voor de dikte van de stagnerende lagen en een kaart voor de bovenkant van de stagnerende lagen op basis van boorinformatie. Daarnaast is gebruik gemaakt van de bodemkaart. In tabel 1 is aangegeven hoe de kaarten zijn gewogen om een resulterende kaart stagnerende lagen af te leiden.

Tabel 1 Waardering stagnerende lagen.

Bodemkaart	Bovenkant rende laag	stagne- rende laag	Dikte stagnerende lagen				
			< 40	40-80	80- 120	120- 200	>200
Leem aanwezig			10	10	10	10	10
	<1,2		10	10	10	10	10
	1,2-2		6	7	8	9	10
Leem afwezig	2-5		4	5	6	7	8
	5-10		2	3	4	5	6
	>10		1	1	1	1	1

Toepassing van tabel 1 heeft geresulteerd in een kaart met stagnerende lagen (figuur 3).

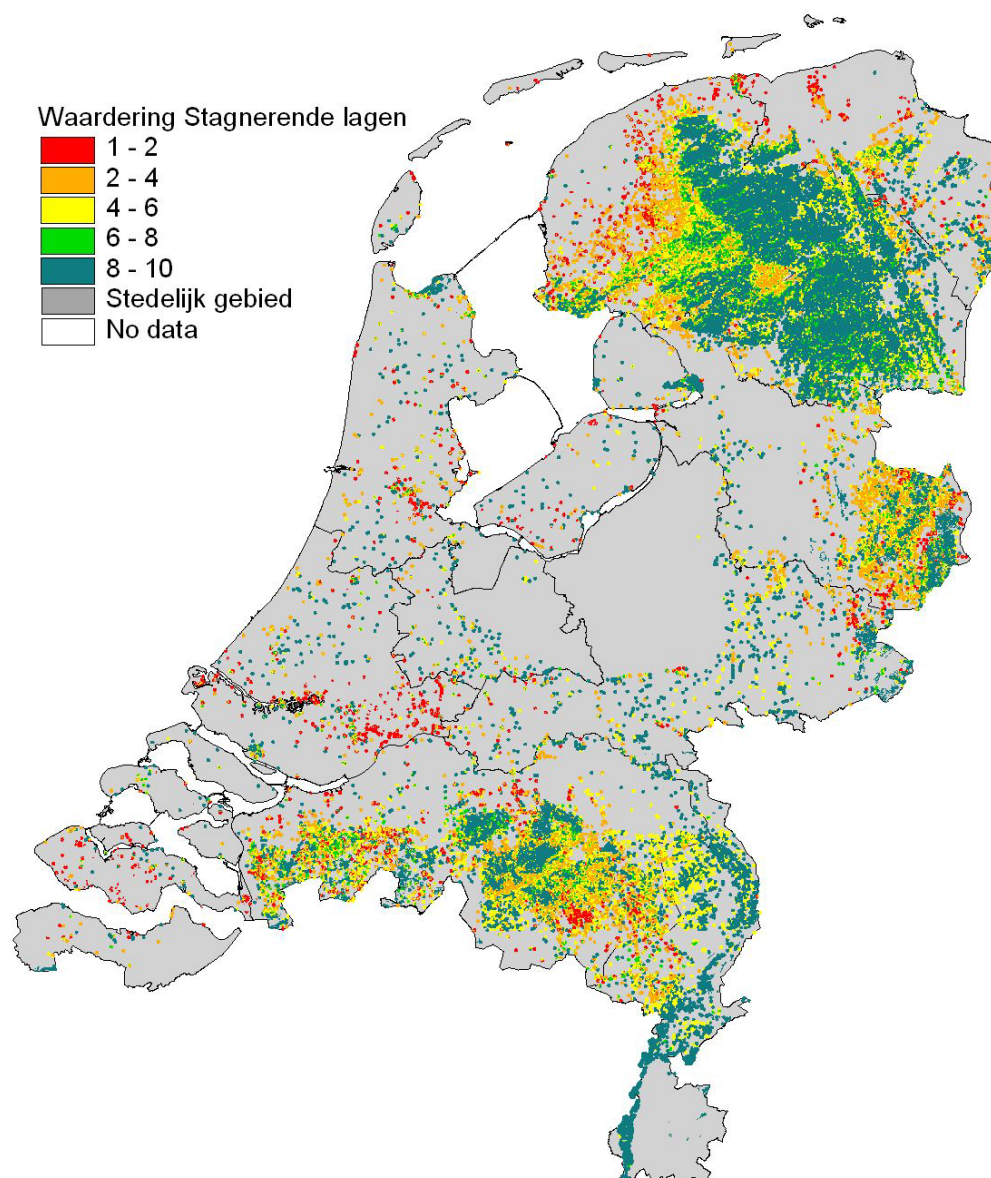


Fig. 3 Stagnerende lagen.

Stagnerende lagen komen vooral voor in Drenthe en Friesland(keileem) en verder in Twenthe en Noord-Brabant. In Drenthe ligt de keileem in de meeste gebieden ondiep, hierdoor is de waardering hoog. Ook in Twenthe en Noord-Brabant komen gebieden voor met ondiepe storende lagen. Naarmate deze lagen dieper wegduiken (Friesland) of uitwijken neemt de waardering af. In laag Nederland komen incidentele locaties voor met stagnerende lemlagen, dit geeft een gespikkeld beeld. In deze gebieden hebben we te maken met een Holocene deklaag die veelal een hoge hydraulische weerstand heeft, hierdoor is de freatische spreidingslengte gering, in tegenstelling tot grote delen van Hoog Nederland.

Bijlage 7 Slootdichtheid

Om de slootdichtheid te bepalen is gebruik gemaakt van de waterlopen die opgenomen zijn in het Top10-vector bestand. Binnen dit digitale bestand worden 4 klassen van waterlopen onderscheiden, nl:

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

Om vervolgens de dichtheid te bepalen is met een polygonenbestand met vierkantjes van $25 \times 25 \text{ m}^2$, de inliggende lengte van de onderscheiden klassen bepaald. De vier onderscheiden klassen zijn vervolgens teruggebracht tot 3 drainagesystemen met open waterlopen volgens onderstaand schema.

Tabel 1 Klassen van waterlopen volgens Top10-vector en en samengevoeging tot drie drainagesystemen.

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

De klasse waterlopen breder dan 6 m, bestaat uit polygonen van meren, rivieren en kanalen. Gridcellen die geheel bestaan uit water zijn buiten beschouwing gelaten. Om de lengte van grote wateren te benaderen is de oeverlengte geselecteerd en vervolgens is de halve lengte genomen als maat voor de werkelijke lengte. Voor deze studie is uitgegaan van een natte situatie, hierbij zijn alle systemen in werking. De totale lengte aan drainerende waterlopen is de som van de lengte van het primaire, secundaire en tertiaire systeem. Om vervolgens de dichtheid te bepalen is per polygoon van 25×25 , de oppervlakte (625 m^2) gedeeld door de totale lengte aan waterlopen. Vervolgens is de gemiddelde slootdichtheid in een straal van 500 meter bepaald. In figuur 1 is de resulterende dichtheid weergegeven.

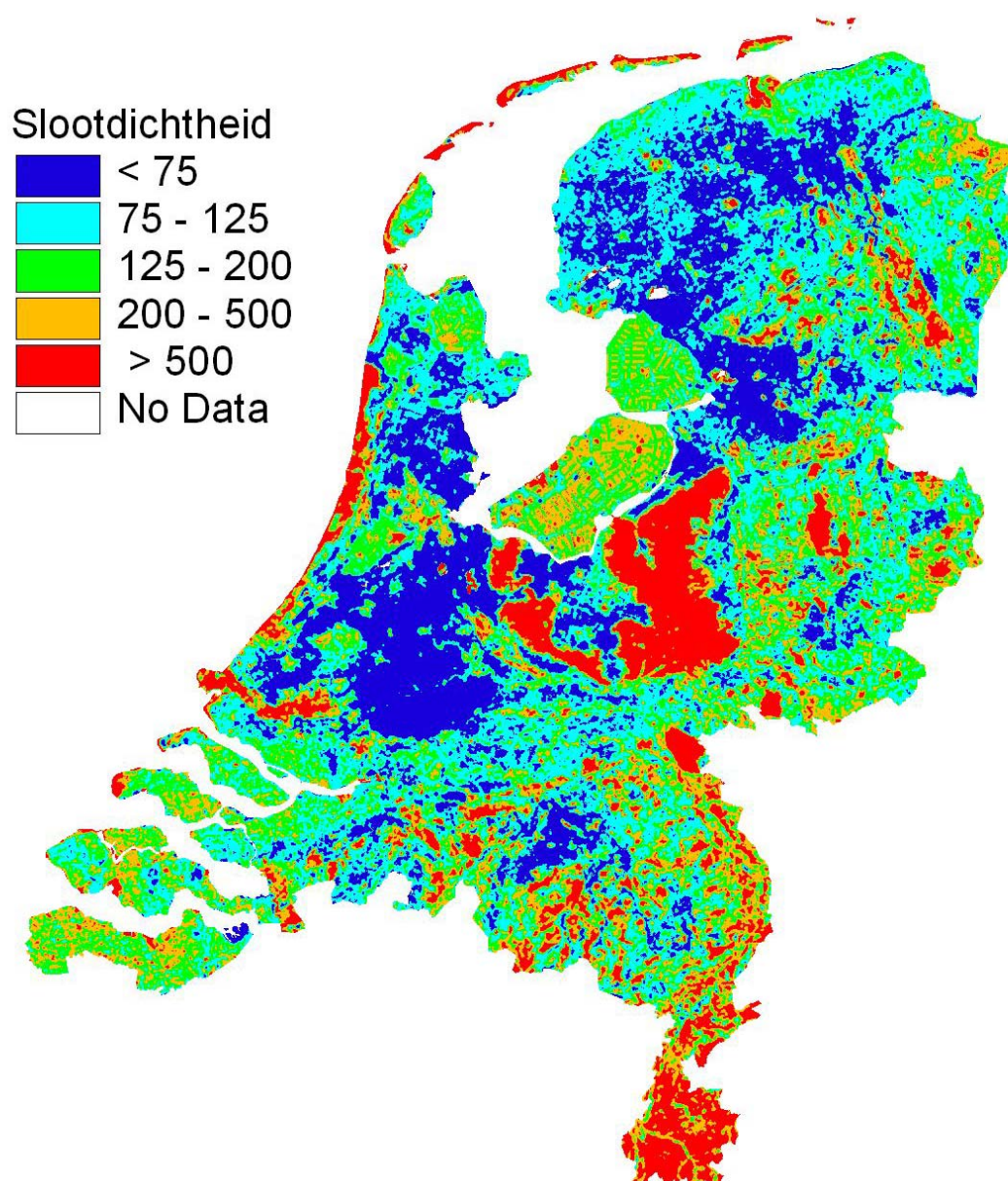


Fig.1 Gemiddelde slootdichtheid voor alle waterlopen in een straal van 500 meter.

Bijlage 8 Stuwdichtheid

Een stuw is een kunstwerk waarmee in zekere mate de waterstand kan worden geregeld, voor een gebied bovenstrooms van de stuw. In Laag-Nederland (poldergebieden) is voor een stuw meestal een zomer en een winterpeil vastgesteld. In Hoog-Nederland wordt veelal een streefpeil gehanteerd. In het voorjaar wordt de stuw vaak opgezet om zo lang en zoveel mogelijk water vast te houden (conserveren). Na verloop van tijd zal de afvoer stoppen en zal zich een horizontale waterspiegel instellen in het oppervlaktewater. Alle waterlopen bovenstrooms van de stuw waarvan de bodemdiepte lager is dan het stuwpeil zijn watervoerend. We noemen dit de beheersbare waterlopen, de overige waterlopen zijn niet beheersbaar. De dichtheid aan beheersbare waterlopen is afhankelijk van de totale dichtheid aan waterlopen, de gebiedshelling en de dichtheid aan stuwen. De dichtheid aan waterlopen is in bijlage 7 beschreven en de helling in bijlage 4. Voor de dichtheid aan stuwen bestaat nog geen kaart, daarom is in het kader van deze studie de dichtheid geanalyseerd.

Analyse

Er zijn twee landelijke digitale bronnen die informatie bevatten met betrekking tot stuwen, de TOP10-vector en het Waterstaatkundig Informatie Systeem (WIS). Daarnaast beschikken we op projectbasis over stuwgegevens voor waterschap De Aa (Bierkens en Massop, 2000) en de Maaskant (Massop en Van der Gaast, 2003) (Legger-gegevens). De resultaten van de vergelijking van het aantal stuwen uit de digitale waterschapslegger met de Top10-vector is, in onderstaande tabel weergegeven.

Tabel 1 Gegeven mbt stuwen.

Waterschap	Stuwen				Ha per stuw	
	Legger	Top10	Percentage	ha	Legger	Top10
De Aa	737	391	53.05%	83800	114	214
Maaskant	430	253	58.84%	80000	186	316

De gemiddelde oppervlakte per stuw bedraagt volgens de leggergegevens van beide waterschappen ongeveer 150 ha. Verder blijkt dat ca 55% van de stuwen op de TOP10-vectorkaart staan.

In figuur 1 zijn de stuwen afgeleid uit de TOP10-vector en het WIS weergegeven. In het westen van Nederland blijken veel stuwen in het WIS te zijn opgenomen, terwijl in het zandgebied nauwelijks stuwen in het WIS zijn opgenomen, maar weer wel in de TOP10-vector. Om zoveel mogelijk stuwen te selecteren zijn zowel de stuwen uit het TOP10-vector (7715) als uit het WIS(8437), totaal 16142, geselecteerd. Voor een deel betreft dit dubbeltellingen. Daarom is voor de stuwen uit beide sets nagegaan of er stuwen op korte afstand van elkaar zijn gesitueerd, hiervoor is een afstand van 50 m aangehouden. Het blijkt dat bij een afstand van 50 m er 1752 'dubbeltellingen' zijn. Dit aantal is vervolgens verwijderd, hierdoor resteren 14400 stuwen. In tabel 2 is de provinciale verdeling weergegeven. Uit het aantal stuwen en de oppervlakte is per provincie het gemiddelde oppervlak per peilvak afgeleid.

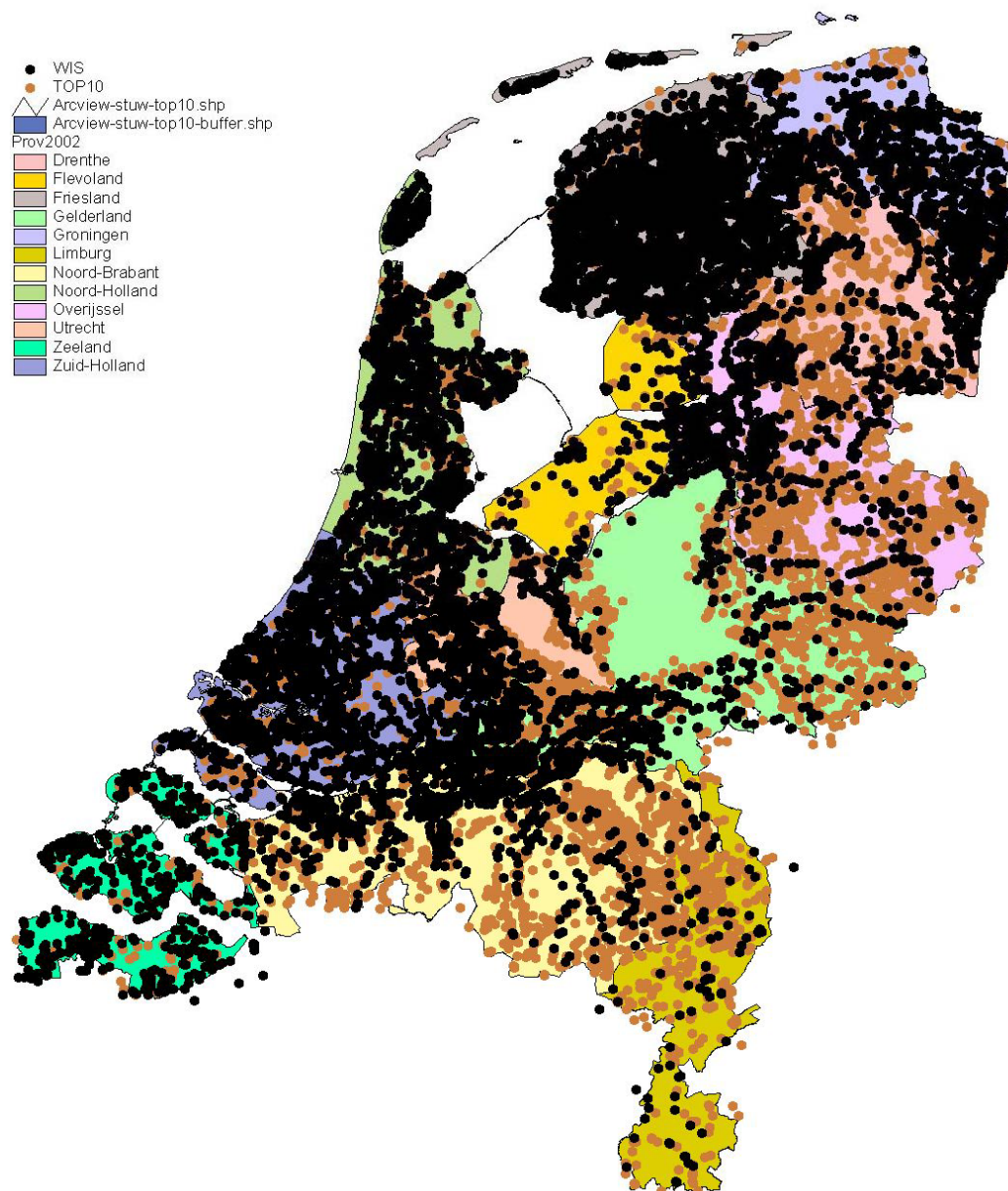


Fig. 1 Stuwen in TOP10-vector (bruin) en WIS (zwart).

Tabel 2 Aantal stuwen per provincie en de gemiddelde grootte van een peilvak.

PROVINCIE	Oppervlak in ha	Aantal stuwen	gemiddeld oppervlak peilvak in ha
Drenthe	268129	1016	264
Flevoland	146736	212	692
Friesland	353113	3137	113
Gelderland	511903	1785	287
Groningen	240066	1029	233
Limburg	220937	396	558
Noord-Brabant	505142	1799	281
Noord-Holland	284909	1282	222
Overijssel	340428	1411	241
Utrecht	144048	699	206

PROVINCIE	Oppervlak in ha	Aantal stuwen	gemiddeld oppervlak peilvak in ha
Zeeland	179140	496	361
Zuid-Holland	299443	1027	292
Landelijk	3493994	14289	245

De gemiddelde grootte van een peilvak bedraagt 245 ha, de grootste dichtheid aan stuwen met een gemiddeld peilvak oppervlakte van 113 ha wordt gevonden in Friesland en de laagste dichtheid in Flevoland. De locaties zijn vervolgens gebruikt om per kilometerhok (100 ha) het aantal inliggende stuwen te bepalen. Voor het maken van de definitieve kaart van de stuw dichtheid (figuur 2) is vervolgens het gemiddelde bepaald voor een straal van 1000 meter, hetgeen overeenkomt met een gebied van 317 ha.

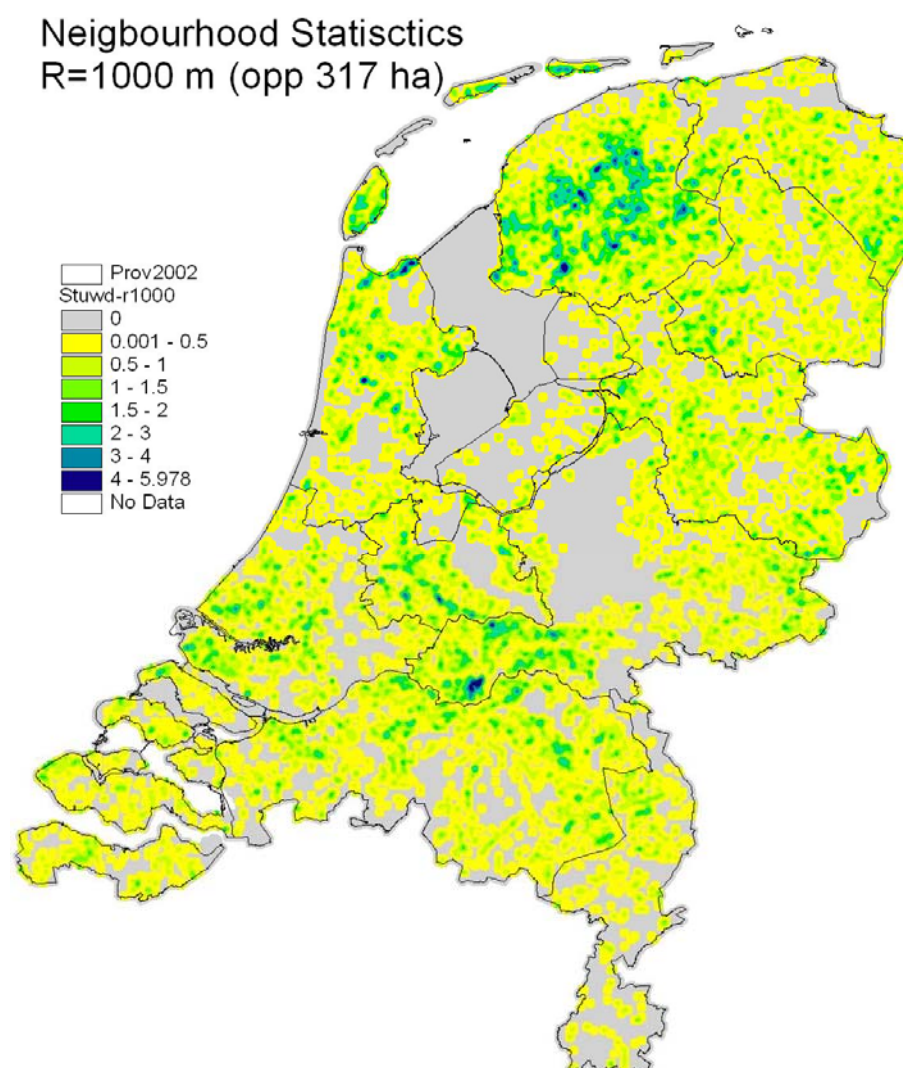


Fig. 2 Stuwdichtheid.

In de kaart stuw dichtheid zijn een aantal gebieden herkenbaar waarbinnen stuwen ontbreken, Stuwwallen, Zuid-Limburg stedelijk gebied. Ook opvallend is de grote dichtheid in Friesland, het westelijke deel van de Betuwe, Texel en Wieringen.

Bijlage 9 Berging

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

- bodemfysische eigenschappen;
- grondwaterstand;
- verticale flux.

De grootte van de bergingscoëfficiënt is sterk afhankelijk van de grondwaterstand. Bij diepe grondwaterstanden is de bergingscoëfficiënt veelal hoog, deze neemt af naarmate de grondwaterstand stijgt. Dicht onder maaiveld is de drainageweerstand erg gering. Nabij maaiveld vindt maaiveldsdrainage en berging op de lage delen van het maaiveld plaats en wordt de bergingscoëfficiënt weer groter. De berging is ook afhankelijk van de voorgeschiedenis, nat (verticale neergaande flux) droog (capillaire opstijging). Voor de berekeningen van de berging is uitgegaan van een flux 0 mm/d.

Om de relatie voor de bergingscoëfficiënt voor de bodem te bepalen is evenals bij de kritieke z-afstand (bijlage 2) gebruik gemaakt van dezelfde indeling in bodemfysische eigenschappen. In tabel 1 zijn de 21 bodemfysische eenheden weergegeven gegroepeerd naar grondsoort en gesorteerd naar areaal.

Tabel 1 Indeling grondsoorten naar bodemfysische eenheid gerangschikt naar areaal.

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

De berekening van de beschikbare bodemberging is eveneens met CAPSEV uitgevoerd voor de 21 onderscheiden bodemfysische eenheden, voor verschillende grondwaterstanden, bij een flux van 0 mm/d. Vervolgens is de bergingscoëfficiënt bepaald van het gehele profiel. Voor deze studie is verder de beschikbare berging gedefinieerd als het verschil in bodemberging tussen een grondwaterstand op GHG en op GLG-niveau. Om de berging te bepalen is allereerst een keus gemaakt uit de verschillende weergaven van de Staringreeks. Dit is gedaan door vergelijking van de berekende kritieke z-afstand (bijlage 2) en de bijbehorende bergingscoëfficiënt. In tabel 2 zijn de berekende bergingscoëfficiënten voor verschillende versies van de Staringreeks weergegeven.

Tabel 2 Bergingscoëfficiënt voor de verschillende versies van de Staringreeks bij een grondwaterstand van 100 cm – mv).

Bodemtypen	Bergingscoëfficiënt			
	tabel 1987	genuchten 1987	genuchten 1994	genuchten 2001
1 koopveen	0.073	0.073	0.066	0.065
2 kpveen op zand	0.080	0.079	0.075	0.080
3 kleiveen	0.067	0.077	0.055	0.050
4 kleiveen op zand	0.062	0.075	0.055	0.050
5 zandveen op zand	0.095	0.092	0.081	0.082
6 veenklei	0.041	0.059	0.043	0.042
7 stuifznd	0.116	0.115	0.116	0.121
8 podzollarm	0.101	0.098	0.103	0.117
9 podzollemig	0.079	0.082	0.094	0.096
10 podzollemig op grznd	0.079	0.082	0.094	0.096
11 podzolslemig op kleem	0.059	0.065	0.069	0.074
12 enkeerdzlemig	0.074	0.084	0.093	0.099
13 beekeerdslemig	0.068	0.075	0.074	0.075
14 podzolgrzand	0.159	0.159	0.171	0.184
15 zavel	0.052	0.064	0.034	0.034
16 lichklei	0.032	0.052	0.033	0.024
17 zwarklei	0.041	0.063	0.036	0.030
18 kleiveen	0.052	0.062	0.043	0.036
19 kleizand	0.044	0.055	0.042	0.040
20 kleigrznd	0.061	0.081	0.070	0.067
21 leemleem	0.040	0.049	0.021	0.021

Vooral op basis van de te gunstige berekende kritieke z-afstand met Van Genuchten parameters is gekozen voor de tabelvorm uit 1987. Voor de berekening van de beschikbare berging is allereerst de totale berging voor verschillende grondwaterstandsdiepten per bodemfysische eenheid bepaald. Vervolgens is door de combinaties van grondwaterstand en bergingscoëfficiënt een reprofunctie afgeleid. De gefitte bergingsrelatie voldoet aan de volgende vorm:

$$\text{Bergingscoefficient} = \frac{a * b + c * h^d}{b + h^d} \quad (1)$$

Met h is grondwaterstand in cm-mv.

Voor de 21 onderscheiden bodemfysische eenheden staan de parameters van de bergingsrelatie in tabel 3 weergegeven. In figuur 1 is voor de vijf belangrijkste

bodems de grondwaterstands-bergingsrelatie weergegeven. Uit de figuur blijkt dat er grote verschillen zijn in beschikbare berging, bijv. tussen klei en zand/veen.

Tabel 3 Parameters van de bergingsfunctie voor 21 bodemfysische eenheden.

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

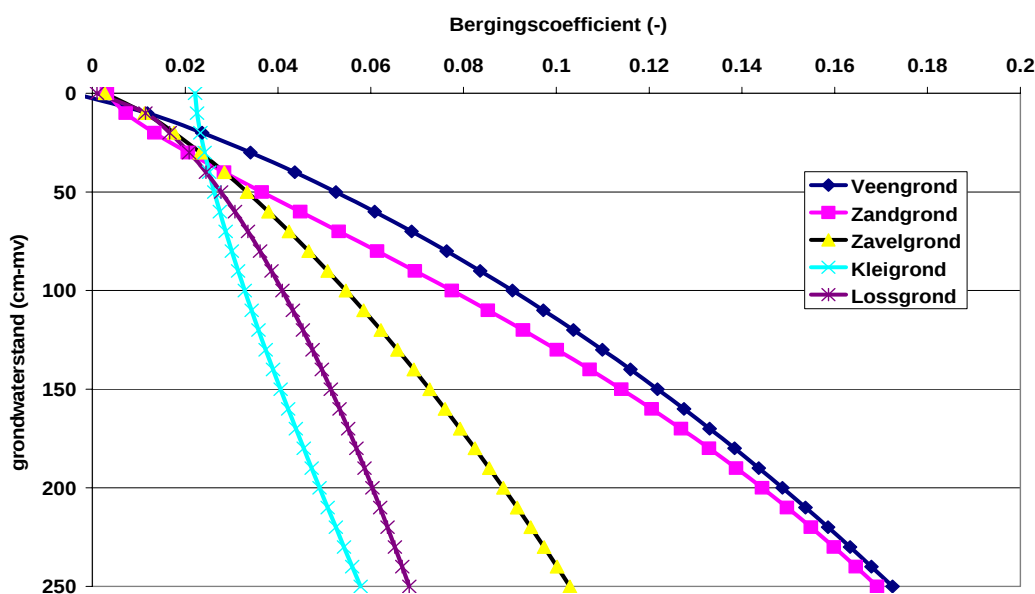


Fig. 1 Grondwaterstands-bergingsrelatie voor de 5 belangrijkste bodemprofielen.

Bijlage 10 Fysische interpretatie van tijdreeksparameters

Voor een grondwaterregime die gedurende het jaar fluctueert door het neerslagoverschot (neerslag minus verdamping) is het niet alleen van belang dat de gemiddelde grondwaterstand representatief is, maar ook dat er op die locatie sprake is van een representatieve grondwaterdynamiek. Een goede maat voor de dynamiek van een grondwaterstand die voornamelijk afhankelijk is van het neerslagoverschot is de responskarakteristiek (Lankester en Maas, 1996). Een grondwaterstand reageert op een bepaalde manier op een neerslaggebeurtenis. In figuur 4.1 zijn een aantal responskarakteristieken schematisch weergegeven. Stel dat we te maken hebben met een vlakke grondwaterspiegel. Op $t=0$ gaat het regenen met een constante intensiteit van 1 mm per tijdseenheid. We meten hoe de grondwaterstand naar zijn eindwaarde stijgt. De parameter b_1 geeft aan hoe hoog de grondwaterstand uiteindelijk zal stijgen. Deze is voor gebieden met grotere drainageweerstand groter dan gebieden met kleine drainageweerstand. De parameter b_2 geeft de traagheid van het systeem weer. Hoe groter de berging of hoe groter de drainageweerstand, des te trager het systeem. Curve 1 zou kunnen gelden voor een goed gedraineerde kleigrond, curve 2 voor een goed gedraineerde zandgrond en curve 3 voor een open zandgrond ver van een waterloop (bijv. dekzandrug met Gt VII).

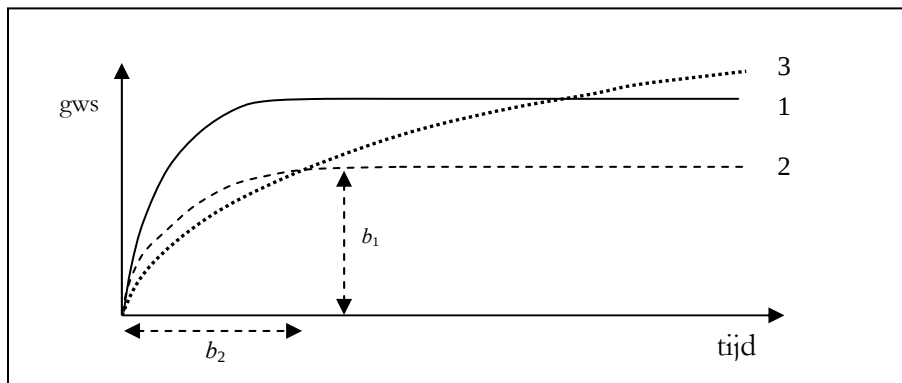


Fig 4.1 Responskarakteristieken van de grondwaterstand op het neerslagoverschot (Bierkens en Massop, 2000).

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

De grondwaterstand als functie van het neerslagoverschot op een locatie kan meestal goed worden gemodelleerd met het volgende model (Knotters en Bierkens, 1999):

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

Hierbij is h_t de grondwaterstand op tijdstip t (cm -mv), c is de basisgrondwaterstand of drainagebasis (cm -mv) (dat is de grondwaterstand die zou optreden als het neerslagoverschot voor langere tijd gelijk aan 0 zou zijn⁸), t de tijd (dagen), Δt de discrete tijdstap (dagen) en P_t het cumulatieve neerslagoverschot (cm) over tijdstap

⁸ Als er geen kwel of infiltratie is dan is c gelijk aan de oppervlaktewaterstand. In geval van kwel is c groter dan de oppervlaktewaterstand, in geval van infiltratie kleiner (zie vergelijking 3).

$[t - \Delta t, t]$. De parameters δ en ω bepalen de grondwaterdynamiek. Deze parameters zijn één op één verwant met de parameters b_1 en b_2 van de responsiekarakteristiek (Bierkens *et al.*, 1998; Knotters en Bierkens, 1999):

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

Dus in plaats van het gebruik van b_1 en b_2 zouden we ook δ en ω kunnen gebruiken. Deze parameters zijn meer herkenbaar en zijn ook voor de tijdreeksanalyse bekend.

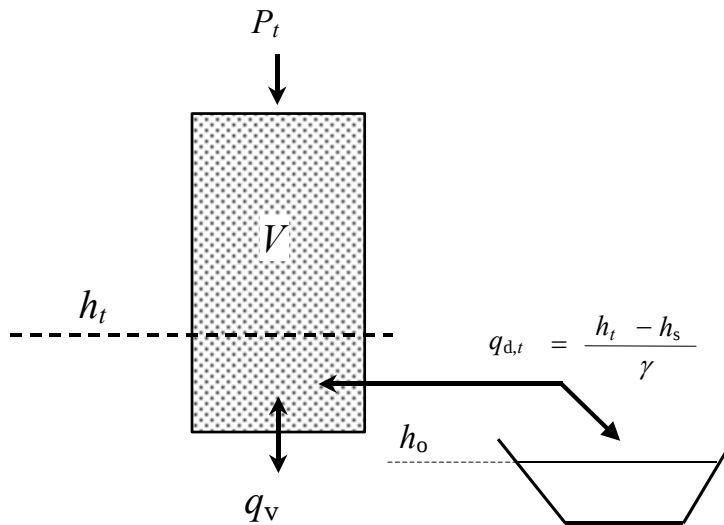


Fig 4.2 Schematische weergave van de waterbalans van een grondkolom (Bierkens en Bron, 2000).

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

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

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

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

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

Bij het gebruik van KALTFN (Bierkens en Bron, 2000) kan men een fysische interpretatie maken van de gekalibreerde tijdreeksparameters. Het deterministische gedeelte van KALTFN is weergegeven in formule 1. Indien men er van uitgaat dat het drainageniveau h_0 (ten opzichte van maaiveld) constant is, dan kunnen de drainageweerstand γ [T], de effectieve bergingscoëfficiënt μ [-] en de onderrandflux (kwel/infiltratie) q_v [LT⁻¹] uit de parameters δ , ω en c en de tijdstap Δt als volgt worden berekend (Knotters en Bierkens, 1999):

$$\gamma = \frac{\omega}{1 - \delta} \quad \mu = \frac{-\Delta t}{\gamma \ln \delta} \quad q_b = \frac{c - h_0}{\gamma} \quad (5)$$

Bovenstaande analyse maakt duidelijk dat indien de drainageweerstand, de bergingscoëfficiënt en de ontwateringsbasis bekend is er voor die locatie een tijdreeks van de grondwaterstand kan worden gegenereerd. Anderzijds geeft informatie omtrent de genoemde parameters inzicht in de grondwaterstandsfluctuatie, waardoor afhankelijk van de vraagstelling gericht kan worden gezocht naar meetlocaties. Om de bovengenoemde informatie voor het opzetten van een meetnet te kunnen gebruiken zijn de genoemde parameters vlakdekkend bepaald.

Bijlage 11 Fysische interpretatie van tijdreeksanalyse voor 10 buislocaties

Om de fysieke interpretatie van de tijdreeksparameters te beoordelen zijn 10 buizen geselecteerd. Bij de selectie van buizen is onder andere gekeken naar:

- overschrijdingsduur van GHG en
- de grootte van de witte ruis.

De geselecteerde buizen met de relevante karteerbare kenmerken zijn weergegeven in tabel 1.

Tabel 1 Geselecteerde buizen met locatie en karteerbare kenmerken.

BUISNR	Coördinaten		Status	Karteerbare kenmerken		
	X	Y		Drain-weerstand	Bergcoëfficiënt	Hgem
16DL0070	199870	528420	stambuis	5951.30	0.177	112.00
22CL0074	227880	500970	stambuis	274.56	0.279	152.50
28FP7003	258875	489400	stambuis	118.10	0.142	83.50
44BP7042	114440	417830	stambuis			
46AL0036	189850	413340	stambuis		0.225	170.00
46DP0085	191690	406870	stambuis	170.06	0.250	116.00
49GP0080	80160	384420	stambuis	3070.79	0.045	64.50
60BP0112	190370	343160	stambuis	206.33	0.211	128.50
29SV0001	268125	487250	wrd-Sv01	110.15	0.188	111.50
28WV0001	231600	488750	wrd-Wv01	345.35	0.208	129.00

De drainagewestanden volgens de kaart variëren van 110 tot 5959 dagen, de bergingscoëfficiënten tussen 0.045 - 0.279 en H_{gem} van 64.5 - 170.0 cm-m.

De gevonden tijdreeksparameters op basis van de metingen zijn weergegeven in tabel 2.

Tabel 2 Tijdreeksparameters uit metingen voor de geselecteerde peilbuizen.

Buis-nummer	Delta1	Omega0	PHI1	C_{PAR}	VARW	Drainage-weerstand	Bergcoëfficiënt
16DL0070	0.9002010	5.0419910	0.8616960	-109.19030	11.82831	50.5	0.188
22CL0074	0.9941620	3.7230510	0.9928150	-199.89996	7.48335	637.7	0.268
28FP7003	0.9744050	3.1442380	0.9476430	-40.14271	24.82876	122.8	0.314
44BP7042	0.9427550	5.9421410	0.6714700	-87.65850	115.33895	103.8	0.163
46AL0036	0.9975130	2.0399010	0.9971240	-221.03820	4.43829	820.2	0.490
46DP0085	0.9931710	3.7892340	0.9872690	-146.63561	23.51613	554.9	0.263
49GP0080	0.9655170	1.788720	0.9879410	-99.95109	2.54012	51.9	0.549
60BP0112	0.9986830	3.9485210	0.9982120	-281.18728	12.35525	2998.1	0.253
29SV0001	0.9050340	6.8577310	0.9291230	-175.99531	17.80925	72.2	0.139
28WV0001	0.9923610	1.6428470	0.9878620	-115.16448	19.14158	215.1	0.606

Opvallend is dat voor bergingscoëfficiënten afgeleid uit de tijdreeksmodellering soms vrij hoge waarden worden gevonden 0,55 resp 0.61, erg lage waarden komen niet voor, de drainageweerstand varieert van 50-3000 d. en H_{gem} van 40 – 281 cm-mv. De waarde voor VARW geeft aan de grootte van de witte-ruis component, het niet verklaarde deel van grondwaterstandsfluctuatie.

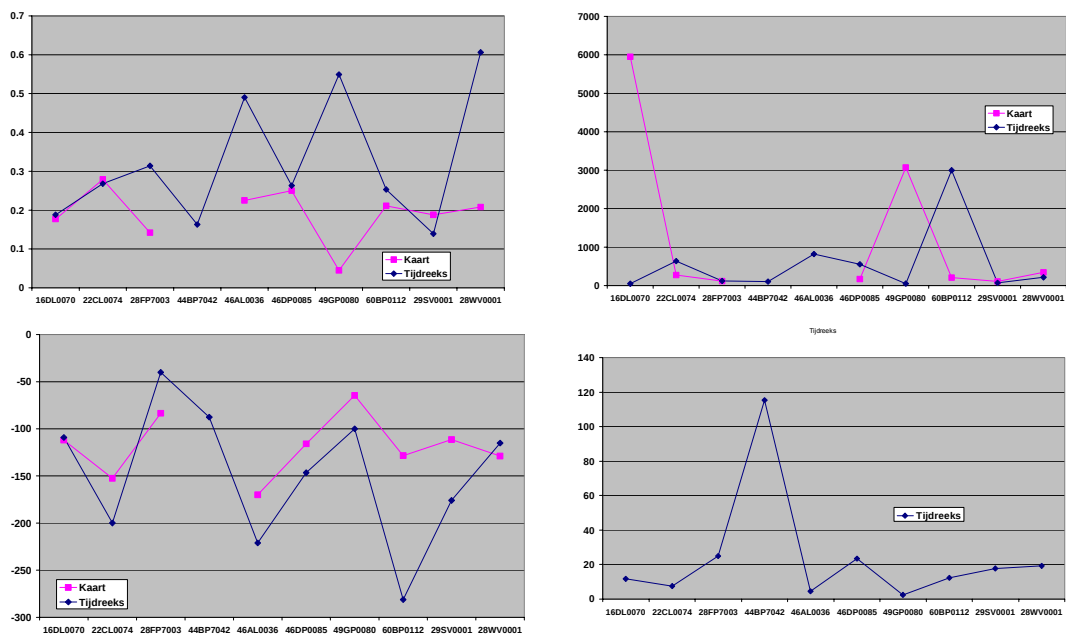


Fig. 1 Bergingscoëfficiënt (linksboven), drainageweerstand (rechtsboven), h_{gem} (linksonder) en variantie van witte ruis.

De bergingscoëfficiënten afgeleid uit de tijdreeksparameters zijn overwegend groter dan de bergingscoëfficiënt afgeleid uit de CAPSEV berekeningen aan de hand van de bodemkaart.

Uit fig. 1 blijkt dat in een aantal gevallen er redelijke overeenkomst is tussen de parameters, maar soms ook zijn er grote verschillen.

De buizen uit tabel 1 worden kort besproken, met uitzondering van 44BP7042 en 46AL0036). In tabel 3 is de Root Mean Squared Error (RMSE) voor beide benaderingen weergegeven. De afwijkingen hebben een overeenkomstige structuur en een systematisch verschil van ca 44 cm.

Tabel 3 RMSE op basis van karteerbare kenmerken en tijdreeks voor de geselecteerde buizen.

Buizen	RMSE Ruimtelijke kenmerken	Tijdreeks	n	Meteo Station
16DL0070	429.77	16.18	160	338
22CL0074	55.19	63.16	260	342
28FP7003	53.45	24.80	143	675
28Wv0001	48.78	42.30	1094	Sim
29Sv0001	69.65	25.68	2880	Sim
44BP7042	26.36	25.37	55	840
46AL0036	61.88	56.54	466	569
46DP0085	75.94	69.95	433	905
49GP0080	333.71	13.00	229	839
60BP0112	96.03	87.88	253	979

Stambuis 16DL0070

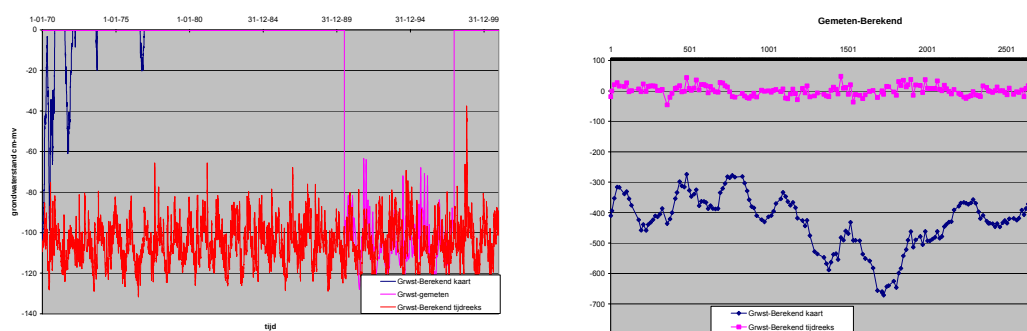


Fig. 2 Grondwaterstand op basis van metingen en berekend op basis van tijdreekskalibratie en kaarteerbare gegevens (links) en verschil tussen berekende en gemeten grondwaterstand voor Stambuis 16DL0070.

In tabel 4 zijn de parameters weergegeven zoals afgeleid uit de kaart en de parameters afgeleid uit calibratie van een tijdreeks.

Tabel 4 Parameters afgeleid uit kaart en gecalibreerde tijdreeks voor Stambuis 16DL0070.

Parameter	kaart	tijdreeks
Drainageweerstand	5951.3	50.5
bergingscoëfficiënt	0.177	0.188
h _{gem}	-112	-109.19
Delta	0.999051	0.900028
Omega	5.647037	5.048599

Drainageweerstand kaart is niet in overeenstemming tijdreeks. Door de grote waarde voor de drainageweerstand worden grondwaterstanden berekend die veelal boven maaiveld liggen. De parameters voor de bergingscoëfficiënt en h_{gem} verschillen relatief weinig in tegenstelling tot de drainageweerstand. In fig 2 zijn de berekende en gemeten grondwaterstanden weergegeven alsook de afwijkingen van de gemeten grondwaterstanden. De verschillen tussen de grondwaterstand berekend uit de kaart en de gemeten grondwaterstand zijn erg fors. De berekende GHG en GLG op basis van de tijdreekskalibratie verschillen in de orde van 10-26 cm ten opzichte van de geactualiseerde kaart(tabel 5).

Tabel 5 GxG afgeleid uit tijdreeks en de geactualiseerde kaart.

Resultaat	Tijdreeks	Kaart-act
GHG	-86.47	-75
SD-GHG	0.59	
GLG	-123.45	-149
SD-GLG	0.6	
GHG-Overschrijingsduur	11.03	
GHGOverschrijdingsduurSimulatie	20.43	
Gem(GHG-GLG)		-112

Stambuis 22C10074

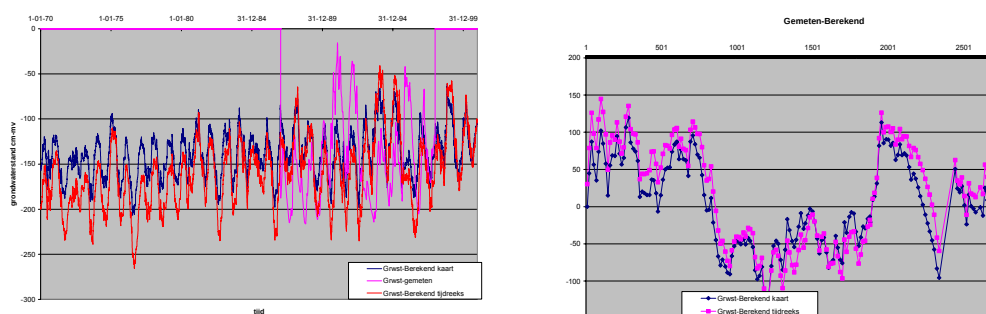


Fig. 3 Grondwaterstand op basis van metingen en berekend op basis van tijdreekskalibratie en kaarteerbare gegevens (links) en verschil tussen berekende en gemeten grondwaterstand voor Stambuis 22C10074.

In tabel 6 zijn de parameters weergegeven zoals afgeleid uit de kaart en de parameters afgeleid uit calibratie van een tijdreeks.

Tabel 6 Parameters afgeleid uit kaart en gecalibreerde tijdreeks voor Stambuis 22C10074.

	kaart	tijdreeks
Drainageweerstand	274.56	637.7
bergingscoëfficiënt	0.279	0.268
h _{gem}	-152.5	-199.9
Delta	0.98703	0.994166
Omega	3.560936	3.720448

De parameters voor de bergingscoëfficiënt verschillen relatief weinig in tegenstelling tot de drainageweerstand en h_{gem} . In fig 3 zijn de berekende en gemeten grondwaterstanden weergegeven alsook de afwijkingen van de gemeten grondwaterstanden. De uitwerking van de verschillen in drainageweerstand en h_{gem} heffen elkaar voor een belangrijk deel op. De RMSE (tabel 3) voor beide benaderingen is resp. 55.19 (kaart) en 63.16 (tijdreeks metingen). De reeks op basis van ruimtelijke kenmerken scoort zelfs beter dan de tijdreeks. De berekende GHG en GLG op basis van de tijdreekskalibratie komen goed overeen met de geactualiseerde Gt-kaart (tabel 7).

Tabel 7 GxG afgeleid uit tijdreeks en de geactualiseerde kaart.

Resultaat	Tijdreeks	Kaart
GHG	-109.03	-108
SD-GHG	3.8	
GLG	-204.11	-197
SD-GLG	3.98	
GHG-Overschrijdingsduur	32.7	
GHGOverschrijdingsduurSimulatie	50.56	
Gem(GHG-GLG)		-152.5

Stambuis 28FP7003

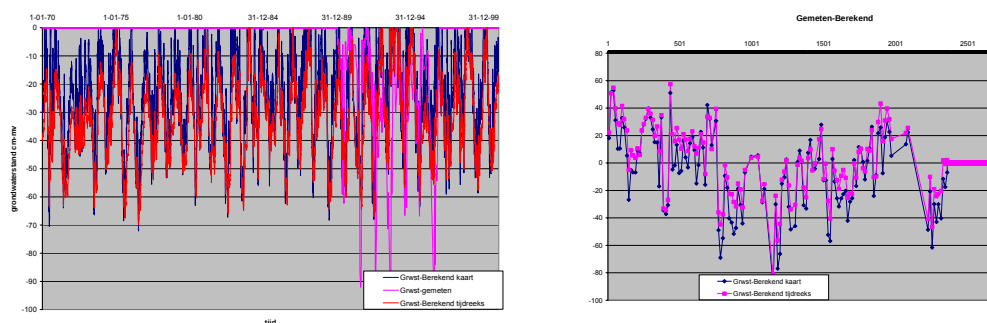


Fig. 4 Grondwaterstand op basis van metingen en berekend op basis van tijdreekskalibratie en kaartbare gegevens (links) en verschil tussen berekende en gemeten grondwaterstand voor Stambuis 28FP7003.

In tabel 8 zijn de parameters weergegeven zoals afgeleid uit de kaart en de parameters afgeleid uit calibratie van een tijdreeks.

Tabel 8 Parameters afgeleid uit kaart en gecalibreerde tijdreeks voor Stambuis 28FP7003.

	kaart	tijdreeks
Drainageweerstand	118.1	122.8
bergingscoëfficiënt	0.142	0.314
h _{gem}	-83.5	-40.1427
Delta	0.942113	0.974399
Omega	6.836402	3.143772

Er is een goede overeenkomst in RMSE (tabel 3), het verschil in bergingcoëfficiënt, lijkt niet veel effect te hebben op de resultaten. De H_{gem} en drainageweerstand komen goed overeen. In fig. 4 zijn de resultaten weergegeven. Toch verschillen de GHG en GLG op basis van de tijdreekskalibratie aanzienlijk met de geactualiseerde Gt-kaart (tabel 9).

Tabel 9 GxG afgeleid uit tijdreeks en de geactualiseerde kaart.

Resultaat	Tijdreeks	Kaart
GHG	0.4	-49
SD-GHG	1.52	
GLG	-63.06	-118
SD-GLG	1.63	
GHG-Overschrijdingsduur	5.3	
GHGOverschrijdingsduurSimulatie	26.05	
Gem(GHG-GLG)		-83.5

Stambuis 28Wv0001

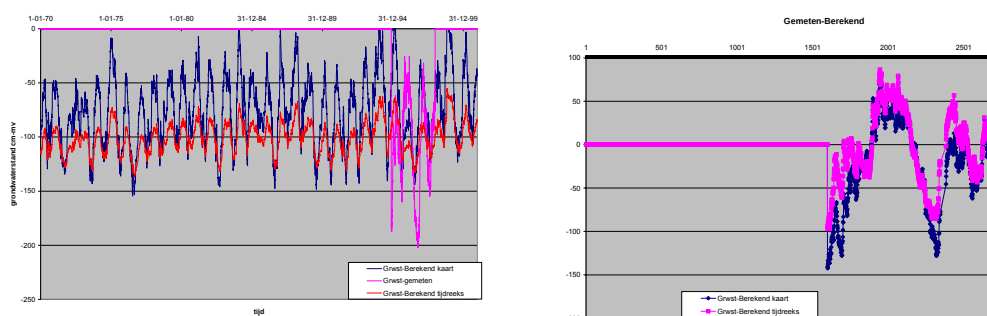


Fig. 5 Grondwaterstand op basis van metingen en berekend op basis van tijdreekskalibratie en kaartbare gegevens (links) en verschil tussen berekende en gemeten grondwaterstand voor Stambuis 28Wv0001.

In tabel 10 zijn de parameters weergegeven zoals afgeleid uit de kaart en de parameters afgeleid uit calibratie van een tijdreeks.

Tabel 10 Parameters afgeleid uit kaart en gecalibreerde tijdreeks voor Stambuis 28FP7003.

	kaart	tijdreeks
Drainageweerstand	345.35	215.1
bergingscoëfficiënt	0.208	0.606
hgem	-129	-115.164
Delta	0.986175	0.992358
Omega	4.774383	1.643851

Er is een goede overeenkomst op basis van RMSE (tabel 3). De parameters afgeleid volgens de twee methoden verschillen vooral wat betreft de bergingscoëfficiënt. In figuur 5 zijn de resultaten weergegeven. De berekende grondwaterstand op basis van de kaart vertoont meer dynamiek dan op basis tijdreeks. Dit vinden we ook terug in GHG en GLG in vergelijking met de geactualiseerde Gt-kaart (tabel 11).

Tabel 11 GxG afgeleid uit tijdreeks en de geactualiseerde kaart.

Resultaat	Tijdreeks	Kaart
GHG	-60.6	-81
SD-GHG	3.84	
GLG	-88.35	-177
SD-GLG	4.37	
GHG-Overschrijingsduur	5.93	
GHGOverschrijdingsduurSimulatie	39.44	
Gem(GHG-GLG)		-129

Stambuis 29Sv0001

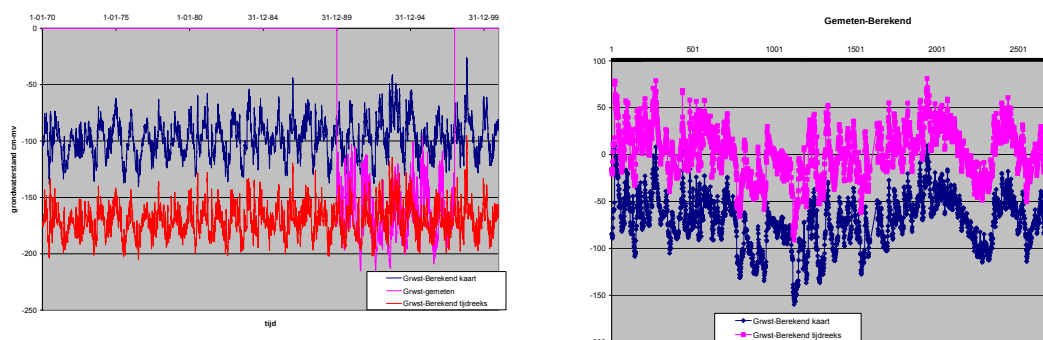


Fig. 6 Grondwaterstand op basis van metingen en berekend op basis van tijdreekskalibratie en kaartbare gegevens (links) en verschil tussen berekende en gemeten grondwaterstand voor Stambuis 29Sv0001.

In tabel 12 zijn de parameters weergegeven zoals afgeleid uit de kaart en de parameters afgeleid uit calibratie van een tijdreeks.

Tabel 12 Parameters afgeleid uit kaart en gecalibreerde tijdreeks voor Stambuis 29Sv0001.

	kaart	tijdreeks
Drainageweerstand	110.15	72.2
bergingscoëfficiënt	0.188	0.139
h _{gem}	-111.5	-175.995
Delta	0.952857	0.90516
Omega	5.192761	6.84743

Er bestaat een aanzienlijk verschil in h_{gem} , terwijl de parameters voor de bergingscoëfficiënt relatief weinig verschillen. In figuur 6 zijn de berekende en gemeten grondwaterstanden weergegeven alsook de afwijkingen van de gemeten grondwaterstanden. Het verschil in h_{gem} is de oorzaak van een systematische hogere berekende grondwaterstand. De RMSE voor beide benaderingen is resp. 69.65 (kaart) en 25.68 (tijdreeks metingen) en weergegeven in tabel 3. De afwijkingen hebben een overeenkomstige structuur en een systematisch verschil van ca 44 cm. De berekende GHG en GLG op basis van de tijdreeks is aanzienlijk droger dan op basis van de geactualiseerde Gt-kaart (tabel 13).

Tabel 13 GxG afgeleid uit tijdreeks en de geactualiseerde kaart.

Resultaat	Tijdreeks	Kaart
GHG	-143.43	-77
SD-GHG	1.03	
GLG	-196.85	-146
SD-GLG	1.16	
GHG-Overschrijingsduur	21.1	
GHGOverschrijdingsduurSimulatie	21.55	
Gem(GHG-GLG)		-111.5

Stambuis 46DP0085

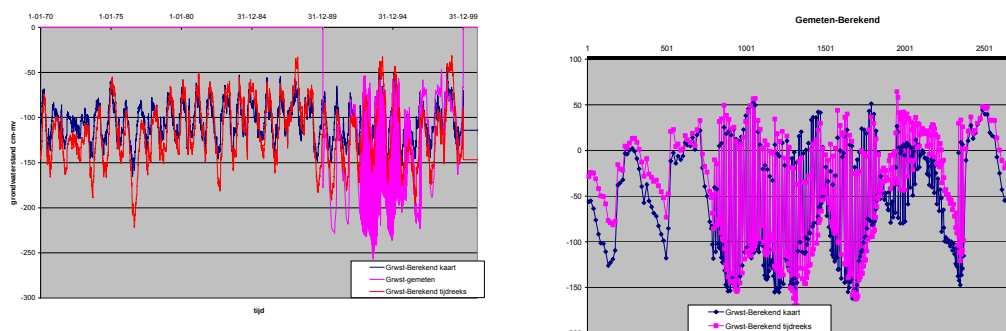


Fig. 7 Grondwaterstand op basis van metingen en berekend op basis van tijdreekskalibratie en kaarteerbare gegevens (links) en verschil tussen berekende en gemeten grondwaterstand voor Stambuis 46BP0085.

In tabel 14 zijn de parameters weergegeven zoals afgeleid uit de kaart en de parameters afgeleid uit calibratie van een tijdreeks.

Tabel 14 Parameters afgeleid uit kaart en gecalibreerde tijdreeks voor Stambuis 46DP0085.

	kaart	tijdreeks
Drainageweerstand	170.06	554.9
bergingscoëfficiënt	0.25	0.263
h _{gem}	-116	-146.636
Delta	0.976753	0.993171
Omega	3.953324	3.789284

Vooral de drainageweerstand en h_{gem} verschillen. De resultaen zijn weergegeven in fig. 7. De verschillen in berekende GHG en GLG en de geactualiseerde Gt-kaart bedragen ca 10 cm (tabel 15).

Tabel 15 $G \times G$ afgeleid uit tijdreeks en de geactualiseerde kaart.

Resultaat	Tijdreeks	Kaart
GHG	-58.59	-70
SD-GHG	4.31	
GLG	-169.06	-162
SD-GLG	4.24	
GHG-Overschrijingsduur	9.5	
GHGOverschrijdingsduurSimulatie	40.67	
Gem(GHG-GLG)		-116

Stambuis 49GP0080

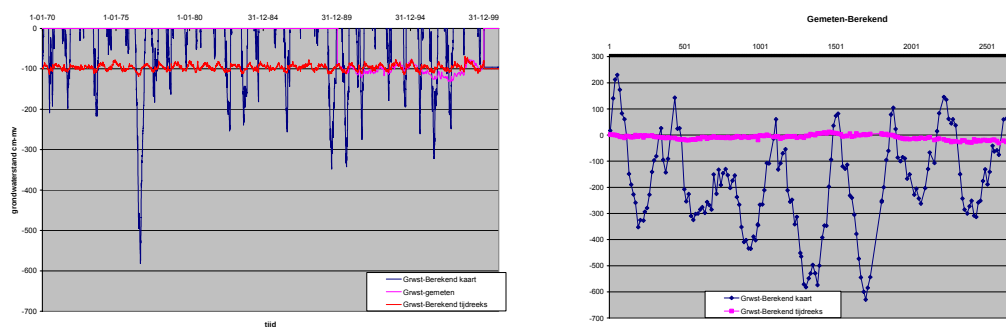


Fig. 8 Grondwaterstand op basis van metingen en berekend op basis van tijdreekskalibratie en kaarteerbare gegevens (links) en verschil tussen berekende en gemeten grondwaterstand voor Stambuis 49GP0080.

In tabel 16 zijn de parameters weergegeven zoals afgeleid uit de kaart en de parameters afgeleid uit calibratie van een tijdreeks.

Tabel 16 Parameters afgeleid uit kaart en gecalibreerde tijdreeks voor Stambuis 49GP0080.

	kaart	tijdreeks
Drainageweerstand	3070.8	51.9
bergingscoëfficiënt	0.045	0.549
hgem	-64.5	-99.9511
Delta	0.992789	0.965513
Omega	22.14201	1.789901

De verschillen in tabel 16 zijn gelegen in drainageweerstand en de bergingscoëfficiënt. De resultaten zijn weergegeven in figuur 8. Het verschil tussen gemeten en berekend is erg fors, dit resulteert ook in aanzienlijke verschillen in GHG en GLG tussen kalibratieresultaat van de tijdreekanalyse en de geactualiseerde Gt-kaart (tabel 17).

Tabel 17 $G \times G$ afgeleid uit tijdreeks en de geactualiseerde kaart.

Resultaat	Tijdreeks	Kaart
GHG	-79.83	-35
SD-GHG	1.45	
GLG	-112.22	-94
SD-GLG	1.4	
GHG-Overschrijingsduur	3.43	
GHGOverschrijdingsduurSimulatie	33.85	
Gem(GHG-GLG)		-64.5

Stambuis 60BP0112

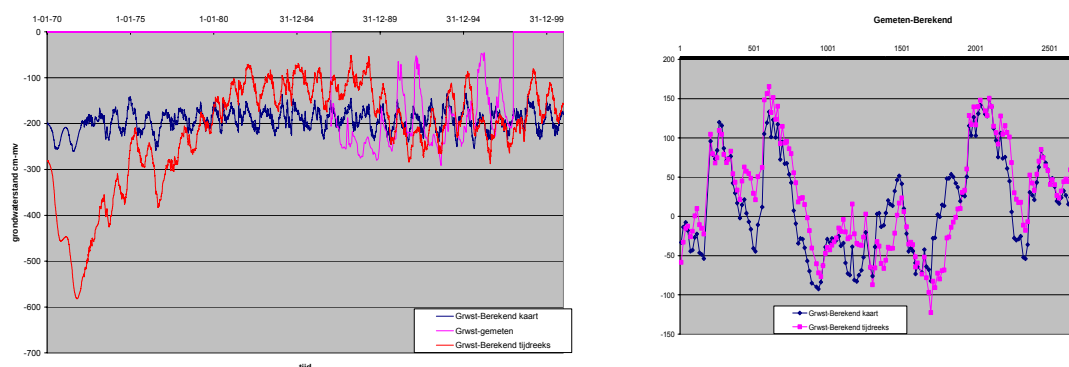


Fig. 9 Grondwaterstand op basis van metingen en berekend op basis van tijdreekskalibratie en kaarteerbare gegevens (links) en verschil tussen berekende en gemeten grondwaterstand voor Stambuis 60BP0112.

In tabel 18 zijn de parameters weergegeven zoals afgeleid uit de kaart en de parameters afgeleid uit calibratie van een tijdreeks.

Tabel 18 Parameters afgeleid uit kaart en gecalibreerde tijdreeks voor Stambuis 60BP0112.

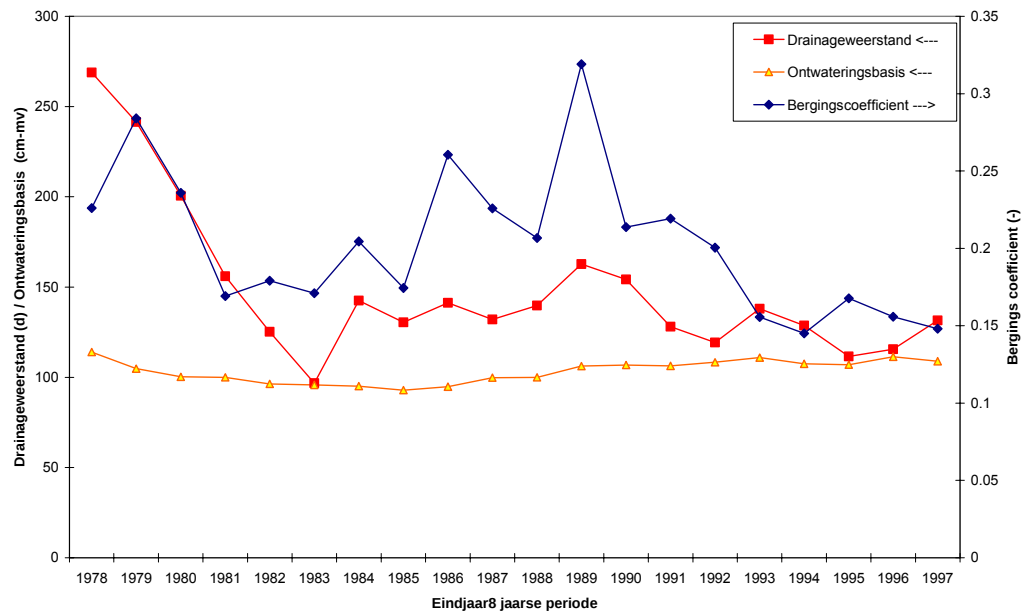
	kaart	tijdreeks
Drainageweerstand	206.33	2998.1
bergingscoëfficiënt	0.211	0.253
h _{gem}	-128.5	-281.187
Delta	0.977292	0.998683
Omega	4.68532	3.949965

Het grootste verschil wordt gevonden bij de drainageweerstand, alsmede de h_{gem} . De rekenresultaten zijn weergegeven in figuur 9, de verschillen komen redelijk overeen, echter de berekende GHG en GLG verschillen aanzienlijk van de geactualiseerde Gt-kaart (tabel 19).

Tabel 19 $G \times G$ afgeleid uit tijdreeks en de geactualiseerde kaart.

Resultaat	Tijdreeks	Kaart
GHG	-142.57	-94
SD-GHG	17.6	
GLG	-255.09	-163
SD-GLG	17.73	
GHG-Overschrijingsduur	108.53	
GHGOverschrijdingsduurSimulatie	120.74	
Gem(GHG-GLG)		-128.5

Bijlage 12 Fysische parameters



De gecalibreerde ontwateringsbasis, bergingscoëfficiënt en drainageweerstand over de 8 jaar perioden voor meetpunt 34DP0155.

Bijlage 13 Relaties meetdata

In de volgende figuren zijn de relaties tussen meetdata en de GHG en GLG weergegeven. De meetdata zijn opgezet conform de onderstaande tabel. De figuren geven de relatie weer tussen de grondwaterstand op de 14e of 28e van de maand voor het jaar 1995 en de GxG voor 99 stambuislocaties die gelegen zijn in het centrale deel van Overijssel.

In de onderstaande tabel is een overzicht gegeven van de data. De opzet van de tabel komt overeen met de opzet van de figuren.

14 januari 1995	28 januari 1995	14 februari 1995
28 februari 1995	14 maart 1995	28 maart 1995
14 april 1995	28 april 1995	14 mei 1995
28 mei 1995	14 juni 1995	28 juni 1995
14 juli 1995	28 juli 1995	14 augustus 1995
28 augustus 1995	14 september 1995	28 september 1995
14 oktober 1995	28 oktober 1995	14 november 1995
28 november 1995	14 december 1995	28 december 1995

Correlatie coëfficiënt (R2) voor de stand op de 14e of 28e van de maand en de GxG.

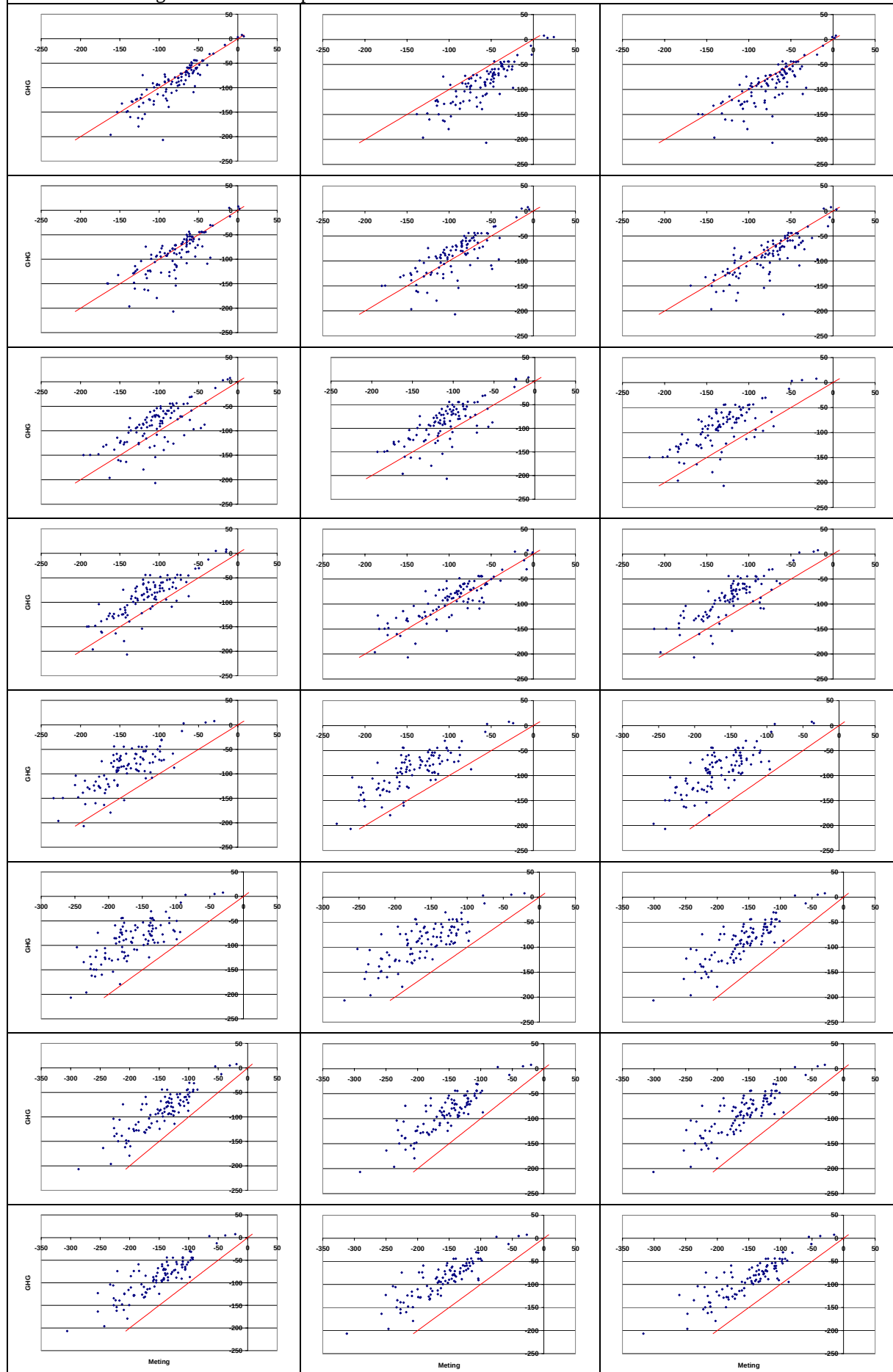
GHG

0.769	0.672	0.625
0.599	0.574	0.606
0.520	0.557	0.544
0.682	0.733	0.672
0.615	0.646	0.608
0.571	0.612	0.622
0.753	0.747	0.713
0.750	0.745	0.748

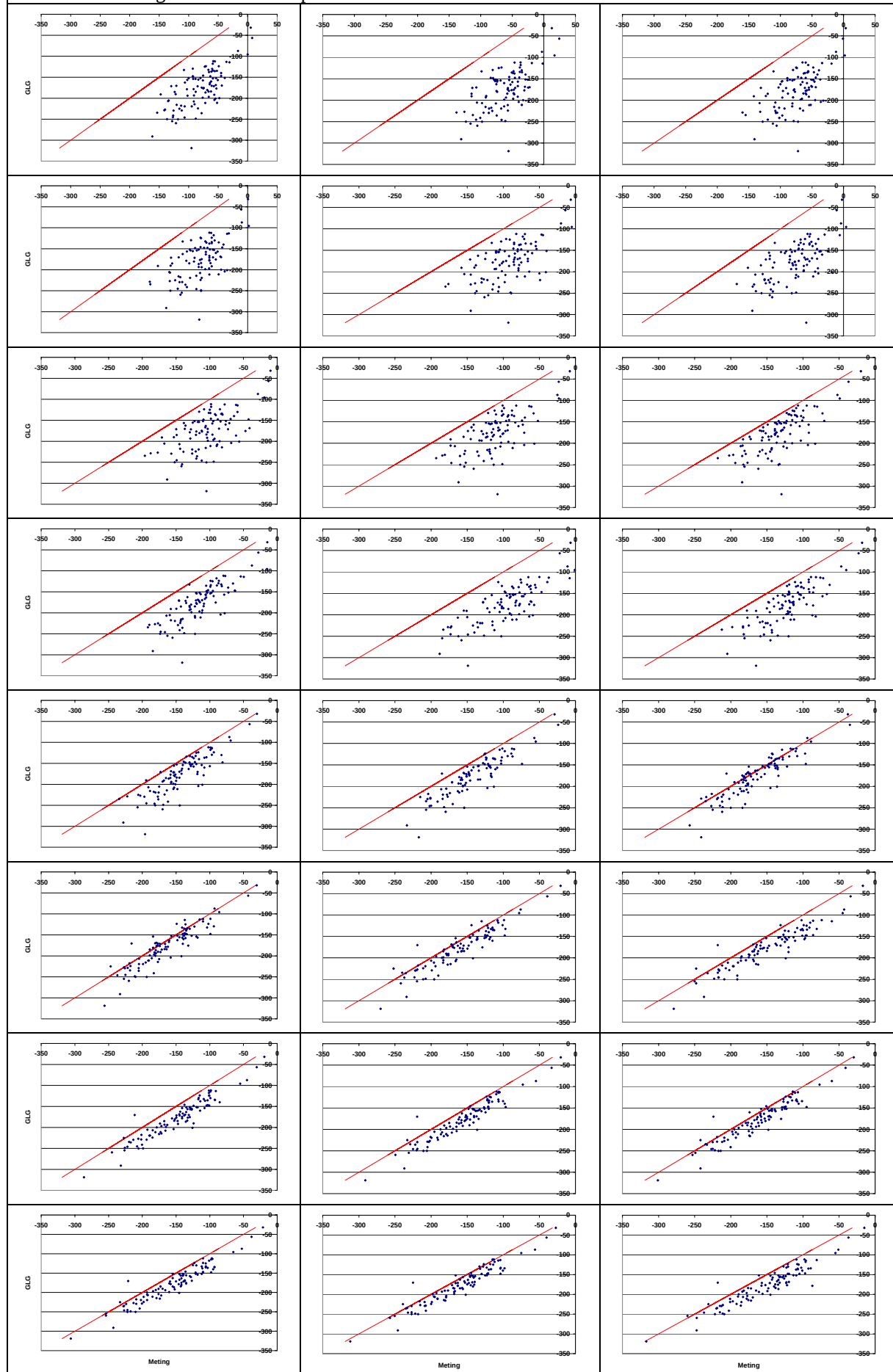
GLG

0.500	0.402	0.380
0.363	0.359	0.388
0.368	0.441	0.545
0.680	0.630	0.633
0.738	0.798	0.817
0.835	0.863	0.871
0.903	0.907	0.898
0.908	0.909	0.880

Relatie tussen de grondwaterstand op de 14^e en 28^e van de maand in 1995 en de GHG.



Relatie tussen de grondwaterstand op de 14^e en 28^e van de maand in 1995 en de GLG



Bijlage 14 Bepalen van de beste lineaire zuivere schatter

Voor het bepalen van de beste lineaire zuivere schatter wordt uitgegaan van de volgende definities en aannames:

- Het populatiegemiddelde is μ , en de populatievariantie is σ^2 ;
- m is het aantal buismetingen en n het aantal veldmetingen;
- Indien X_i ($i = 1 \dots m + n$) een willekeurige trekking uit de populatie is, dan geldt $E[X_i] = \mu$, $\text{Var}(X_i) = \sigma^2$, hierbij staat $E[\cdot]$ voor verwachtingswaarde en $\text{Var}(\cdot)$ voor variantie;
- een buismeting van X_i levert op $Y_i = X_i + \varepsilon_i$, waarbij voor de meetfout ε_i geldt $E[\varepsilon_i] = 0$, $\text{Var}(\varepsilon_i) = \sigma_\varepsilon^2$, $i = 1 \dots m$;
- een meting van X_i via de gerichte opname aanpak levert op $Z_i = X_i + \eta_i$, waarbij voor de meetfout η_i geldt $E[\eta_i] = 0$, $\text{Var}(\eta_i) = \sigma_\eta^2$, $i = m+1 \dots m+n$;
- de buis- en veldsteekproeven zijn enkelvoudig aselechte steekproeven uit de populatie, ze zijn onderling ook onafhankelijk;
- de meetfouten ε_i en η_i zijn onderling onafhankelijk.

Beste lineaire zuivere schatter

We gebruiken als schatter van het populatiegemiddelde:

$$\hat{\mu} = a \cdot \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m Y_i + (1-a) \cdot \frac{1}{n} \sum_{i=m+1}^{m+n} Z_i \quad (2.1)$$

Eenvoudig is na te gaan dat deze schatter altijd zuiver is, ongeacht de keuze voor a (altijd geldt $E[\mu - \hat{\mu}] = 0$). We kiezen a nu zodanig dat de variantie van de schattingsfout wordt geminimaliseerd. Uitschrijven van die variantie levert op

$$\begin{aligned} \text{Var}(\mu - \hat{\mu}) &= \text{Var} \left(\mu - a \cdot \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m Y_i - (1-a) \cdot \frac{1}{n} \sum_{i=m+1}^{m+n} Z_i \right) \\ &= \frac{a^2}{m^2} \sum_{i=1}^m (\sigma^2 + \sigma_s^2) + \frac{(1-a)^2}{n^2} \sum_{i=m+1}^{m+n} (\sigma^2 + \sigma_q^2) \\ &= \frac{a^2}{m} (\sigma^2 + \sigma_s^2) + \frac{(1-a)^2}{n} (\sigma^2 + \sigma_q^2) \end{aligned} \quad (2.2)$$

Deze uitdrukking kan worden geminimaliseerd door de afgeleide naar a op 0 te stellen, hetgeen resulteert in

$$a = \frac{m(\sigma^2 + \sigma_q^2)}{n(\sigma^2 + \sigma_s^2) + m(\sigma^2 + \sigma_q^2)} \quad (2.3)$$

Substitutie in (2.2) geeft voor de variantie van de schattingsfout

$$\text{Var}(\mu - \hat{\mu}) = \frac{(\sigma^2 + \sigma_q^2)(\sigma^2 + \sigma_s^2)}{n(\sigma^2 + \sigma_s^2) + m(\sigma^2 + \sigma_q^2)} \quad (2.4)$$

Hiermee is het schattingsprobleem opgelost en kan voor verschillende waarden van de parameters m , n , σ^2 , σ_s^2 en σ_q^2 doorgerekend worden wat de optimale weging van buismetingen en veldmetingen is en hoe groot de variantie van de schattingsfout is.