

Spreidingslengte voor het beheersgebied van Waterschap Veluwe

Spreidingslengte voor het beheersgebied van Waterschap Veluwe

Een maat voor het bufferzonebeleid

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

Alterra-rapport 653

Alterra, Research Instituut voor de Groene Ruimte, Wageningen, 2003

REFERAAT

Gaast, J.W.J. van der en H. Th. L. Massop, 2003. *Spreidingslengte voor het beheersgebied van waterschap Veluwe; Een maat voor het bufferzonebeleid*. Wageningen, Alterra, Research Instituut voor de Groene Ruimte. Alterra-rapport 653. 60 blz. 17 fig.; 2 tab.; 27 ref.

De spreidingslengte is een maat voor de ruimtelijke doorwerking van hydrologische ingrepen. Hierdoor heeft de spreidingslengte een algemene toepassing voor de bepaling van hydrologische bufferzones rondom verdrogingsgevoelige natuurgebieden. Binnen dit onderzoek is de spreidingslengte voor het beheersgebied van Waterschap Veluwe gebiedsdekkend in kaart gebracht. Daarnaast geeft het onderzoek een beschrijving van het gebruik van de spreidingslengte bij het bepalen van de ruimtelijke invloed van hydrologische ingrepen. Bij het gebruik van de spreidingslengte gaat het om veranderingen in de freatische grondwaterstand door ingrepen in het grond- en oppervlaktewatersysteem.

Trefwoorden: anisotropie, bufferzone, doorlaatvermogen, drainageweerstand, relatie grondwater-oppervlaktewater, spreidingslengte.

ISSN 1566-7197

Dit rapport kunt u bestellen door € 24,- over te maken op banknummer 36 70 54 612 ten name van Alterra, Wageningen, onder vermelding van Alterra-rapport 653. Dit bedrag is inclusief BTW en verzendkosten.

© 2003 Alterra, Research Instituut voor de Groene Ruimte,
Postbus 47, NL-6700 AA Wageningen.
Tel.: (0317) 474700; fax: (0317) 419000; e-mail: info@alterra.nl

Niets uit deze uitgave mag worden veeleenvoudigd 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 Aanleiding	11
1.2 Probleem- en doelstelling	12
1.3 Globale werkwijze	12
2 Parametrisatie	13
2.1 Geologie en bodem	13
2.1.1 Geologie	13
2.1.2 Geohydrologie	14
2.1.3 Bodem	17
2.2 Oppervlaktewater	19
2.2.1 Gemiddelde slootafstand	19
2.2.2 Slootafmetingen	21
3 Relatie grondwater oppervlaktewater	23
3.1 Spreidingslengte	23
3.2 Drainageweerstand	23
3.3 Voedingsweerstand	26
3.4 Freatische Spreidingslengte	30
4 Toepassingsmogelijkheden	33
4.1 Bepaling van bufferzones	33
4.2 Betrouwbaarheid	40
Literatuur	41
Lijst van symbolen	43

Woord vooraf

Dit rapport beschrijft het onderzoek naar het opstellen van en het gebruik van de spreidingslengtekaart voor hydrologische bufferzones. Het onderzoek is uitgevoerd in opdracht van Provincie Gelderland en Waterschap Veluwe. Het onderzoek heeft gebiedsdekkende kaarten opgeleverd van de spreidingslengte alsmede een beschrijving voor het bepalen van hydrologische bufferzones.

De onderzoekers zijn Romeo Neuteboom Spijker en Harm Jan Reit erkentelijk voor hun stimulerende inbreng in het project.

Samenvatting

Dit rapport beschrijft het onderzoek naar het opstellen van en het gebruik van de spreidingslengtekaart voor hydrologische bufferzones. Het onderzoek is uitgevoerd in opdracht van Provincie Gelderland en Waterschap Veluwe.

De spreidingslengte is een maat voor de ruimtelijke doorwerking van hydrologische ingrepen. Hierbij kan het gaan om zowel peilveranderingen als verandering in de kwel/wegzijging. Hierdoor heeft de spreidingslengte een algemene toepassing voor de bepaling van hydrologische bufferzones rondom verdrogingsgevoelige natuurgebieden. Zo'n bufferzone geeft het gebied aan waarbinnen verdrogingsgevoelige natuur beschermd dient te worden tegen effecten van peilverlagingen in de directe omgeving. Waterschap Veluwe en Provincie Gelderland hebben het voornemen om de spreidingslengte te gebruiken voor de bepaling van de grootte van de hydrologische bufferzones. De hydrologische bufferzones vormen een belangrijke bouwsteen voor planvorming van bijvoorbeeld de GGOR, de Watertoets en de planvorming in het kader van de Reconstructie.

Het doel van dit onderzoek is het gebiedsdekkend bepalen van de spreidingslengte en het beschrijven van het gebruik van de spreidingslengte voor het bepalen van ruimtelijke beïnvloeding van hydrologische ingrepen. Bij het gebruik van de spreidingslengte gaat het om veranderingen in de freatische grondwaterstand door ingrepen in het grond- en oppervlaktewatersysteem. Daarnaast wordt beschreven wat de spreidingslengte is, wat het toepassingsgebied is en hoe deze kan worden gebruikt bij het bepalen van bufferzones. Bij bufferzones kan het gaan om zowel behoud als herstel van verdrogingsgevoelige natuur. Bij de bepaling van de spreidingslengte is uitgegaan van een natte situatie waarbij alle waterlopen watervoerend zijn, wat overeenkomt met een natte voorjaars situatie. Voor de spreidingslengtekaart is een maximum en een minimumvariant bepaald. Aan de hand van de anisotropie is een minimumvariant van de spreidingslengte bepaald.

Voor het opzetten van de spreidingslengtekaart is voornamelijk de geohydrologie van belang. Deze gegevens zijn ontleent aan het NUON-model (Minnema, 2002). Naast de geohydrologie is ook de drainageweerstand van belang om de spreidingslengte toepasbaar te maken voor gebieden waar een deklaag ontbreekt. De drainageweerstand is bepaald op basis van de geohydrologie en gegevens van de ontwateringsmiddelen. Voor de gegevens van de ontwateringsmiddelen is een gebiedsstratificatie opgesteld op basis van bodemfysische kenmerken. Voor de stratificatie-eenheden zijn gegevens van de ontwateringsmiddelen vastgesteld. Voor de gemiddelde slootafstand is gebruik gemaakt van het TOP10-vectorbestand. Gegevens over de afmetingen van de ontwateringsmiddelen zijn door het waterschap geïnventariseerd. Op basis van de verzamelde gegevens zijn vervolgens de drainageweerstand, voedingsweerstand en spreidingslengte bepaald voor grids van 250 x 250 meter.

1 Inleiding

De spreidingslengte is een maat voor de ruimtelijke doorwerking van hydrologische ingrepen. Hierbij kan het gaan om zowel peilveranderingen als verandering in de kwel/wegzijging. Hierdoor heeft de spreidingslengte een algemene toepassing voor de bepaling van hydrologische bufferzones rondom verdrogingsgevoelige natuurgebieden. Zo'n bufferzone geeft het gebied aan waarbinnen verdrogingsgevoelige natuur beschermd dient te worden tegen effecten van peilverlagingen in de directe omgeving. Waterschap Veluwe en Provincie Gelderland hebben het voornemen om de spreidingslengte te gebruiken voor de bepaling van de grootte van de hydrologische bufferzones. De hydrologische bufferzones vormen een belangrijke bouwsteen voor planvorming van bijvoorbeeld de GGOR, de Watertoets en de planvorming in het kader van de Reconstructie.

1.1 Aanleiding

Aanleiding voor het maken van een spreidingslengtekaart vormen de beleidsdoelstellingen in het provinciale Waterhuishoudingsplan, het Streekplan en het Waterbeheersplan Veluwe over bescherming van natte landnatuurgebieden door hydrologische bufferzones.

In het provinciale Waterhuishoudingsplan en Streekplan staat aangegeven dat natte landnatuur op lokale schaal door hydrologische bufferzones beschermd dient te worden tegen negatieve effecten van peilverlagingen in de directe omgeving (verdroging). In het waterhuishoudingsplan is daarbij de volgende taakverdeling beschreven:

- De waterbeheerder levert de kennis van de waterhuishoudkundig situatie en onderbouwt de noodzaak en omvang van de bufferzone.
- De gemeente zorgt voor een adequate planologische bescherming van het natuurgebied en (indien nodig) van de bufferzone.

In het waterbeheersplan Veluwe (2002-2006) staat aangegeven (ecologische verbindingszones en natte natuur) dat in de planperiode in overleg met gemeenten de natte natuurwaarden de vereiste planologische bescherming krijgen. Het waterschapsbeleid geeft daarmee invulling aan het provinciale beleid zoals hierboven is beschreven.

Om invulling te kunnen geven aan bovenstaand beleid hebben Provincie Gelderland en Waterschap Veluwe Alterra gevraagd de spreidingslengte te bepalen om daarmee vervolgens bufferzones te kunnen begrenzen. De kwaliteit van de reeds bestaande spreidingslengte-gegevens bleek niet geschikt voor het bepalen van bufferzones geënt op bescherming tegen freatische ingrepen. Dit kwam omdat bij het opstellen daarvan grove schaaleenheden zijn gebruikt en geen of onvoldoende rekening is gehouden met de eigenschappen van het oppervlaktewatersysteem en ondiepe bodemopbouw.

1.2 Probleem- en doelstelling

Het doel van dit onderzoek is het gebiedsdekkend bepalen van de spreidingslengte en het beschrijven van het gebruik van de spreidingslengte voor het bepalen van ruimtelijke beïnvloeding van hydrologische ingrepen. Bij het gebruik van de spreidingslengte gaat het om veranderingen in de freatische grondwaterstand door ingrepen in het grond- en oppervlaktewatersysteem. Daarnaast wordt beschreven wat de spreidingslengte is, wat het toepassingsgebied is en hoe deze kan worden gebruikt bij het bepalen van bufferzones. Bij bufferzones kan het gaan om zowel behoud als herstel van verdrogingsgevoelige natuur. Bij de bepaling van de spreidingslengte is uitgegaan van een natte situatie waarbij alle waterlopen watervoerend zijn, wat overeenkomt met een natte voorjaars situatie.

1.3 Globale werkwijze

Voor het opzetten van de spreidingslengtekaart is voornamelijk de geohydrologie van belang. Deze gegevens zijn ontleent aan het NUON-model (Minnema, 2002). Naast de geohydrologie is ook de drainageweerstand van belang om de spreidingslengte toepasbaar te maken voor gebieden waar een deklaag ontbreekt. De drainageweerstand is bepaald op basis van de geohydrologie en gegevens van de ontwateringsmiddelen. Voor de gegevens van de ontwateringsmiddelen is een gebiedsstratificatie opgesteld op basis van bodemfysische kenmerken. Voor de stratificatie-eenheden zijn gegevens van de ontwateringsmiddelen vastgesteld. Voor de gemiddelde slootafstand is gebruik gemaakt van het TOP10-vectorbestand. Gegevens over de afmetingen van de ontwateringsmiddelen zijn door het waterschap geïnventariseerd. Op basis van de verzamelde gegevens zijn vervolgens de drainageweerstand, voedingsweerstand en spreidingslengte bepaald voor grids van 250 x 250 meter.

2 Parametrisatie

2.1 Geologie en bodem

Het huidige landschap in het beheersgebied van Waterschap Veluwe is in sterke mate bepaald door de activiteiten van het landijs tijdens het Saalien. In deze ijstijd zijn de in het landschap duidelijk herkenbare stuwwallen gevormd.

2.1.1 Geologie

Voor de geohydrologie zijn met name de afzettingen van kwartaire ouderdom van belang. De hieronder voorkomende tertiaire Formaties van Oosterhout en Breda zijn van mariene oorsprong en bestaan in dit gebied voornamelijk uit klei en zandige klei afzettingen.

De oudste kwartaire afzettingen worden gevormd door de Formatie van Maassluis. Deze eveneens mariene afzetting wordt in het gehele gebied aangetroffen. Op de Formatie van Maassluis ligt de Formatie van Tegelen. Dit pakket van fluviatiele oorsprong bestaat overwegend uit klei met inschakelingen van fijn zand. Deze Formatie komt, met uitzondering van het IJsseldal, in het gehele beheersgebied van Waterschap Veluwe voor (figuur 1). Voor deze studie, waarin het vooral gaat om de relatie tussen grondwater en oppervlaktewater, is de Formatie van Tegelen als basis genomen. De relatief hoge weerstand van de Formatie van Tegelen en haar diepe ligging hebben tot gevolg dat de dieper gelegen pakketten geen rol spelen voor de relatie grondwater - oppervlaktewater.

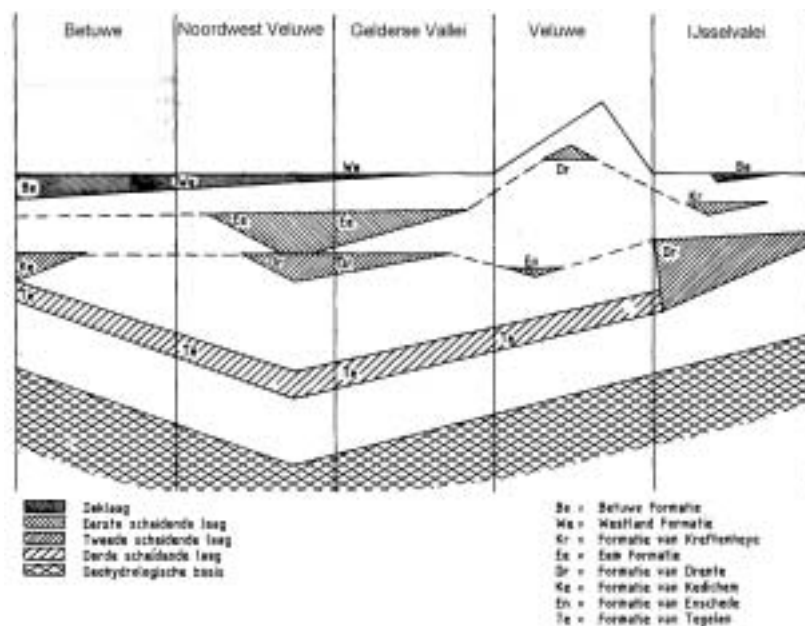


Fig. 1 Geohydrologische schematisatie (IWACO, 1992)

Boven de Formatie van Tegelen worden de doorgaans grove grindhoudende zanden van de Formatie van Harderwijk aangetroffen. In de Betuwe kunnen fijne zanden en kleilagen die behoren tot de Formatie van Kedichem direct op de Formatie van Tegelen voorkomen. Ten noorden van de Betuwe is de Formatie van Harderwijk bijna overal bedekt met de grove grindhoudende zanden van de Formatie van Enschede. Tijdens het midden-Pleistoceen zijn voornamelijk grove grindhoudende zanden van fluviatiele oorsprong afgezet. Deze afzettingen worden gerekend tot de Formatie van Urk.

Tijdens het Saalien bereikte het landijs Nederland. In deze periode is door het gewicht en de beweging van het ijs het huidige landschap ontstaan, dat gevormd wordt door stuwwallen en glaciale bekkens. De glaciale bekkens zijn tijdens en na het afsmelten van het ijs opgevuld met klei en leem. In de randzones van de bekkens is vaak grofzandig fluvioglaciaal materiaal afgezet. Deze afzettingen behoren tot de Formatie van Drenthe. Vooral in het IJsseldal is het diepe glaciale bekken opgevuld met een dikke laag van kleiige afzettingen. De stuwwallen zijn meestal opgebouwd uit de gestuwde oudere rivierafzettingen. Ook de Formatie van Tegelen kan door de stuwing verstoord zijn.

Na het afsmelten van het landijs zijn met name in de Gelderse Vallei schelphoudende zanden en kleilagen afgezet die behoren tot de Eem Formatie. In de Betuwe en langs de IJssel zijn in deze periode grove grindhoudende zanden afgezet die behoren tot de Formatie van Kreftenheye. De dunne ondiepe kleilagen in de IJsselvallei worden ook tot deze Formatie gerekend.

Gedurende het Weichselien zijn fijnzandige eolische afzettingen over grote gebieden afgezet. Deze dekzanden behoren tot de Formatie van Twente. Ook smeltwaterafzettingen van locale herkomst behoren tot de Formatie van Twente. In het Holoceen zijn in het Eemgebied mariene kleilagen afgezet die behoren tot de Westland Formatie. In het rivierengebied is in het Holoceen de Betuwe Formatie afgezet, welke wordt gekenmerkt door grofzandige afzettingen rond de stroomgordels en kleiafzettingen in de kommen.

2.1.2 Geohydrologie

De geohydrologische schematisatie bestaat grofweg uit de volgende watervoerende pakketten. Het eerste watervoerende pakket bevindt zich boven de kleiige afzettingen van de Eem formatie. Indien er geen afdekkend pakket aanwezig is, is dit pakket een freatisch pakket. Het tweede watervoerende pakket bevindt zich tussen de kleiige afzettingen van de Eem formatie en die van de Formatie van Drente, danwel de Formatie van Kedichem. Tussen de kleiige afzettingen van de Formatie van Drente/Kedichem en die van de Formatie van Tegelen bevindt zich een derde watervoerend pakket. In gebieden waar de scheidende laag behorend tot de Eem Formatie en/of de Formatie van Drente/Kedichem niet worden aangetroffen komen minder watervoerende pakketten voor (figuur 1). De gegevens voor het bepalen van het doorlaatvermogen zijn ontleend aan het NUON-model (Minnema, 2002). In

deze modelgegevens zijn alle watervoerende pakketten afzonderlijk onderscheiden. Voor de bepaling van de spreidingslengte is het totale doorlaatvermogen van het eerste watervoerende pakket van belang. In gebieden waar een of meerdere scheidende lagen ontbreken, zijn de doorlaatvermogens van de opeenvolgende pakketten gesommeerd (figuur 2). In de kaart zijn de verbreidingsgrenzen van enkele scheidende lagen te herkennen. Het betreft de Eem Formatie en de Formatie van Drente. 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.

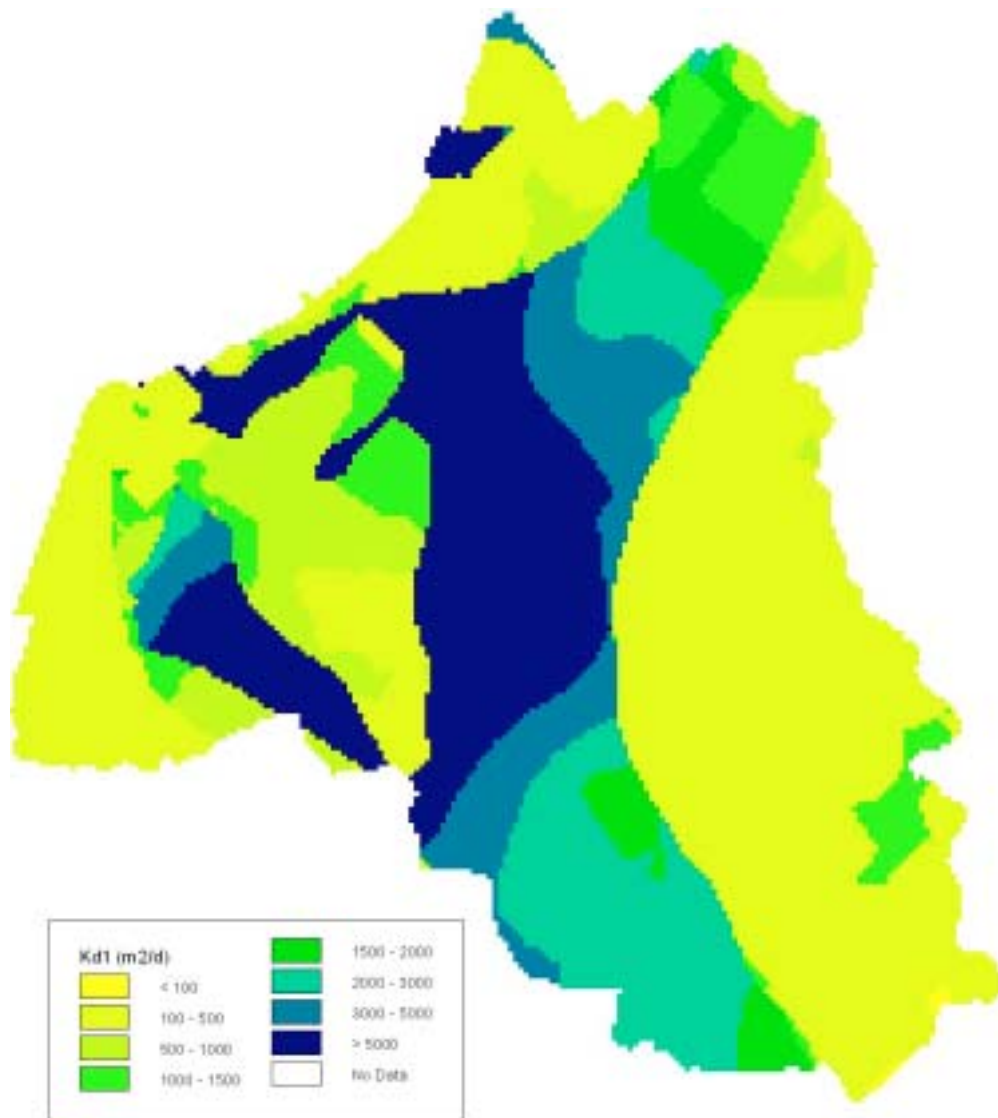


Fig. 2 Doorlaatvermogen van het eerste watervoerende pakket

Anisotropie

Bij de berekening van de spreidingslengte speelt het doorlaatvermogen een belangrijke rol. In geval van anisotropie, als gevolg van verschillende doorlatendheden in verschillende richtingen, is de spreidingslengte niet in alle richtingen uniform. Uit de onderstaande kaart (figuur 3) is de locatie en strekkingsrichting van de anisotropie van de gestuwde formaties af te leiden. Als gevolg van de stuwving van het landijs zijn geologische lagen scheefgesteld. In de stuwrichting is hierdoor een opeenvolging van goeddoorlatende pakketten en minder goed doorlatend materiaal ontstaan. Dit heeft tot gevolg dat het doorlaatvermogen van het watervoerende pakket in de stuwrichting veel kleiner is dan loodrecht op de stuwrichting van de stuwwal.

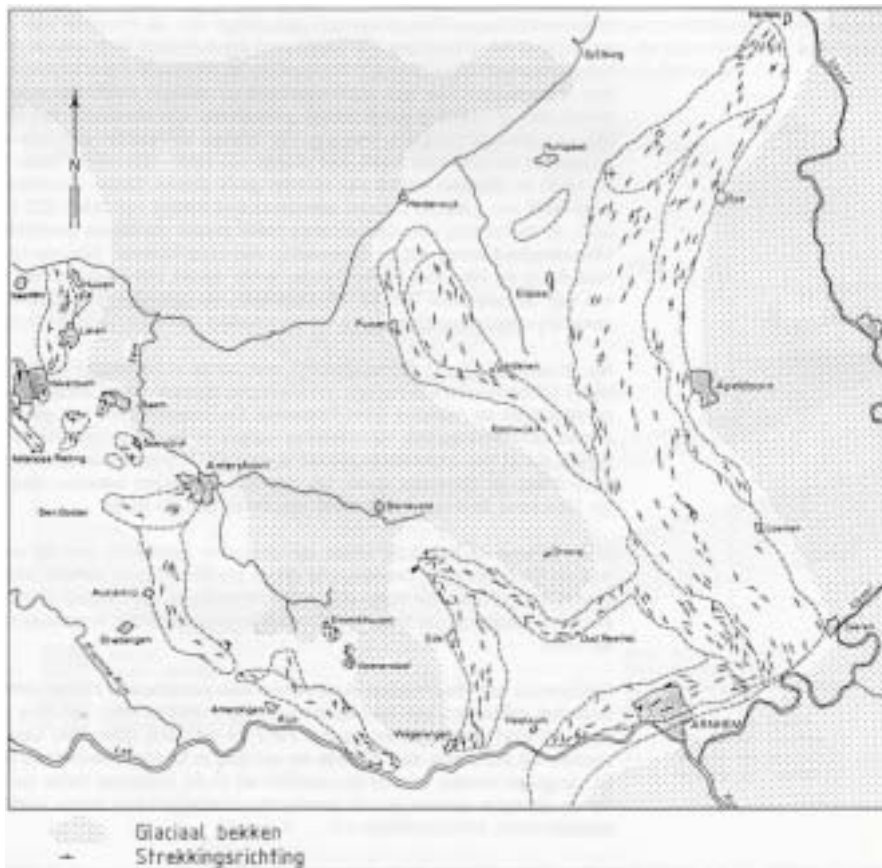


Fig. 3 Ligging van de stuwwallen (met strekkingsrichting) en de glaciale bekken. s. wallen en stuwrichting (IWACO, 1992).

Voor dit onderzoek is in eerste instantie gebruik gemaakt van het doorlaatvermogen zonder rekening te houden met anisotropie. Dit kan beschouwd worden als een soort maximum variant van de spreidingslengte, en daarmee de ruimtelijke beïnvloeding. In aanhangsel 5 zijn gecalibreerde anisotropie factoren met bijbehorende richting weergegeven. Op basis van deze gegevens is een minimumvariant van het doorlaatvermogen bepaald (aanhangsel 6).

2.1.3 Bodem

Voor de schematisatie van de bodem zijn voornamelijk de bodemfysische kenmerken van belang. Bij de bepaling van de bodemfysische kenmerken van de bodem worden de bodems volgens de bodemkaart 1:50 000 geclassificeerd naar een beperkt aantal van 21 bodemprofielen. Hiervoor zijn dezelfde 21 bodemprofielen onderscheiden als bij de generalisatie van de bodemkaart 1 : 250 000 (Wösten et al, 1988) ten behoeve van de PAWN-studie. Voor deze 21 bodems is de profielopbouw alsmede de omschrijving van het materiaal bekend. In figuur 4 is de indeling in bodemkundige eenheden op basis van 21 bodemprofielen weergegeven.

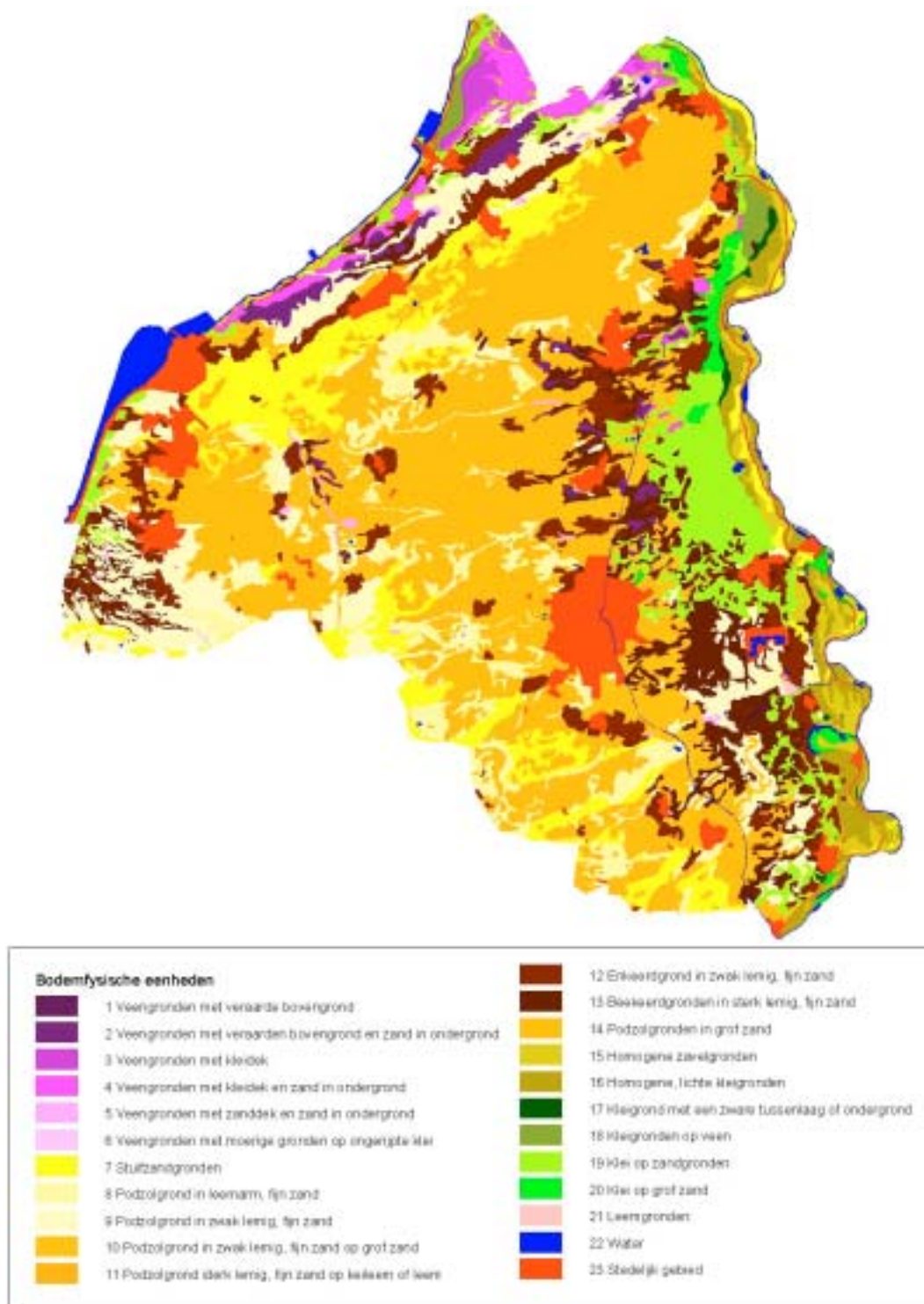


Fig. 4 Indeling in bodemkundige eenheden

Verreweg het grootste aandeel van de bodemtypes binnen het beheersgebied van Waterschap Veluwe bestaat uit podzol- en stufzandgronden. Ook beek- en enkeerdgronden komen veel voor. Het areaal aan klei en veengronden is gering.

2.2 Oppervlaktewater

Ontwatering is de afvoer van water uit percelen over en door de grond naar een stelsel van grotere waterlopen. De ontwateringsmiddelen die hiertoe, al dan niet in combinatie, kunnen worden toegepast zijn greppels, buisdrainages, perceel- en kavelsloten. Onder natte omstandigheden zijn alle ontwateringsmiddelen watervoerend. De ontwateringsafstand en de drainageweerstand is hierdoor relatief gering. In drogere omstandigheden kan het detailontwateringsstelsel droogvallen, waardoor de ontwateringsafstand en de drainageweerstand toenemen. In onderstaande figuur is voor een hellend gebied, het effect van de grondwaterstand op de ontwateringsafstand schematisch weergegeven (figuur 5).

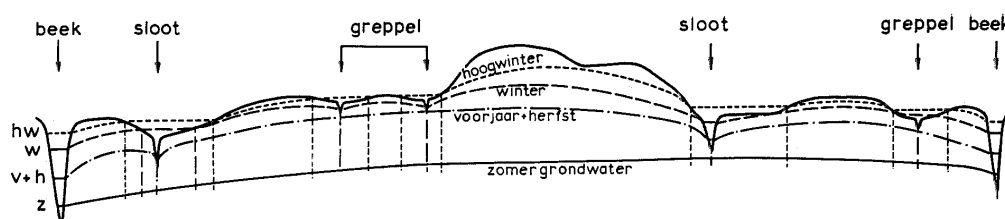


Fig. 5 Verkleining van de ontwateringsafstand bij stijgend grondwaterpeil (Bon, 1969)

2.2.1 Gemiddelde slootafstand

Als bron voor de bepaling van de dichtheden en afmetingen van de waterlopen is het Top10-vector bestand gebruikt. Binnen dit digitale bestand worden 4 klassen van waterlopen onderscheiden, nl:

- greppels (greppels en droogvallende waterlopen);
- enkele sloot (sloten smaller dan 3 m);
- gerenforceerde sloot (sloten 3-6 m);
- oeverlijn/landblauw (sloten breder dan 6m).

Voor de bepaling van de drainageweerstand zijn 3 drainagesystemen van open waterlopen onderscheiden, namelijk een primair, secundair en tertiair systeem. In tabel 1 is de vertaling weergegeven van de klassen die onderscheiden zijn in het TOP10-vector bestand en de voor deze studie onderscheiden drainagesystemen.

Tabel 1 Classificatie van de drainagesystemen

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

Het samenvoegen van de twee breedste klassen van waterlopen uit de top10 heeft te maken met het geringe aandeel van deze klassen van waterlopen, waardoor de berekende drainageweerstand vaak niet reëel blijkt te zijn.

Voor het bepalen van de drainageweerstand is de gemiddelde slootafstand en de natte omtrek van belang. De natte omtrek is afhankelijk van de afmetingen van de waterlopen. Uit eerder onderzoek in de provincie Noord-Brabant (Finke et al., 2002) is gebleken dat de gemiddelde slootafstand en diepte van de waterlopen gecorreleerd is aan het bodemtype.

In figuur 6 is de relatie tussen de gemiddelde slootafstand en het bodemtype weergegeven. Naast de gemiddelde slootafstand voor het totale aantal waterlopen is ook het aandeel van de afzonderlijke ontwateringssystemen weergegeven. In de figuur is duidelijk te zien dat de gemiddelde slootafstand toeneemt naarmate het bodemmateriaal beter doorlatend is. De zeer grote gemiddelde slootafstanden komen voor in de goed doorlatende zandgronden die voornamelijk op de Veluwe voorkomen. Ook het aandeel van het tertiaire ontwateringssysteem is groter bij gronden die beter doorlatend zijn. Vooral in klei en veengronden is het aandeel van het tertiaire systeem gering. Voor deze bodemtypes is het secundaire systeem het belangrijkste ontwateringssysteem.

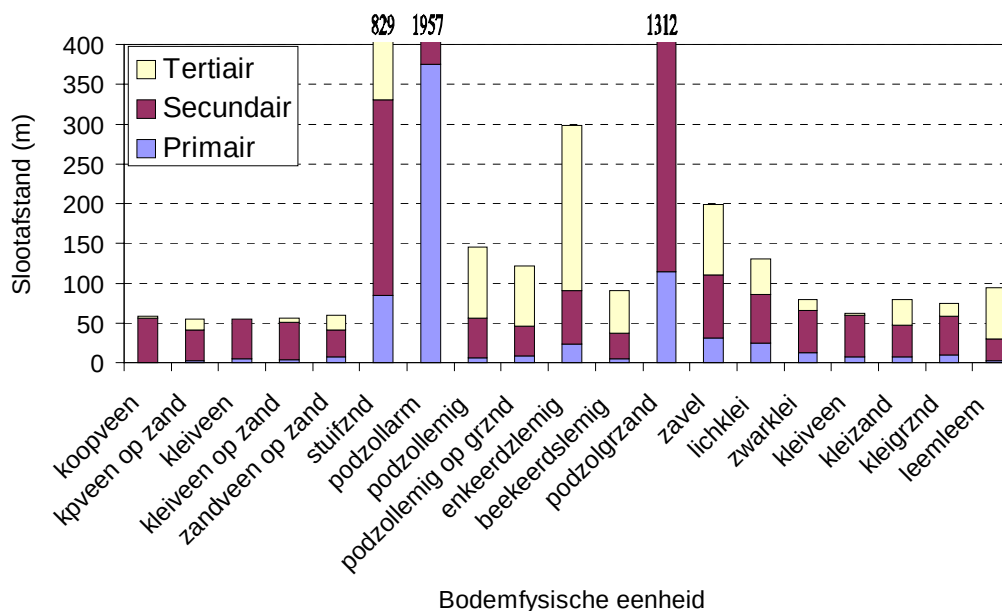


Fig. 6 Gemiddelde slootafstand en het aandeel per klassen van waterlopen voor verschillende bodemtypen

Tabel 2 Gemiddelde slootafstand per klasse van waterlopen voor verschillende bodemtypen

Bodemfysische eenheid	Primair	Secundair	Tertiair	Totaal
koopveen	-	62	1299	59
kpveen op zand	1320	77	220	55
kleiveen	649	60	6677	55
kleiveen op zand	856	66	640	56
zandveen op zand	452	109	191	60
stuifznd	8096	2798	1378	829
podzollarm	10229	5723	4195	1957
podzollemig	3740	416	237	145
podzollemig op grznd	1694	392	197	122
enkeerdzlemig	3687	1336	427	298
beekeerdslemig	1596	256	155	91
podzolgrzand	15133	4696	2071	1312
zavel	1257	501	445	198
lichklei	678	279	385	131
zwarklei	514	119	446	79
kleiveen	513	74	1364	62
kleizand	871	158	199	80
kleigrznd	562	117	331	75
leemleem	4513	319	138	95

2.2.2 Slootafmetingen

Het waterschap heeft op basis van een inventarisatie de bodemdiepte, drooglegging en breedte van de waterspiegel van de verschillende klassen van waterlopen bij een voorjaars situatie geschat. De afmetingen zijn evenals de gemiddelde slootafstand gekoppeld aan bodemfysische kenmerken. In aanhangsel 1 zijn de resultaten van de inventarisatie weergegeven.

Voor zowel het secundaire als het tertiaire systeem blijkt er een goede correlatie te zijn tussen het bodemtype en de afmetingen. De veengronden hebben waterlopen met een geringe bodemdiepte en een grote waterdiepte (Gaast en van Bakel, 1997). Hierdoor is de drooglegging voor deze gronden relatief gering. De kleigronden hebben over het algemeen een diepere ligging van de waterlopen. Vooral bij de tertiaire waterlopen is er een lichte toename van de bodemdiepte te zien bij een afname van de doorlatendheid van het materiaal. Voor het primaire ontwateringssysteem zijn de verschillen groter. De bodemdieptes van de primaire waterlopen kunnen sterk toenemen bij gronden met een goede doorlatendheid. In de meeste gevallen betreft het hier beken die relatief laag gelegen zijn ten opzichte van de hogere zandgronden.

Aan de hand van het aandeel van de afzonderlijke klassen van waterlopen is het gewogen gemiddelde van de bodemdiepte, drooglegging en breedte berekend. Vervolgens is met behulp van de bodemdiepte, de drooglegging en de bovenbreedte de natte omtrek voor de voorjaars situatie bepaald.

3 Relatie grondwater oppervlaktewater

3.1 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 lekvermogens¹ van begrenzende slecht doorlatende lagen (Commissie voor Hydrologisch Onderzoek, 1986):

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

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^*).

3.2 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:

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

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

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. In figuur 7 zijn de hydrologische grootheden weergegeven waaruit de drainageweerstand berekend kan worden. De totale drainageweerstand (c_d) is dus samengesteld uit maximaal vier weerstandscomponenten:

$$c_d = c_v + c_h + c_r + c_i \quad (3)$$

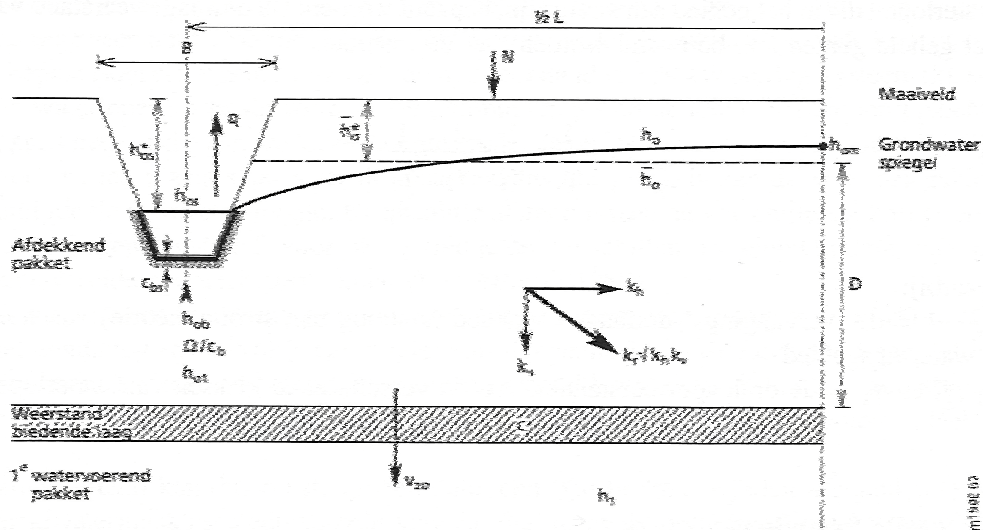


Fig. 7 Hydrologische grootheden voor de berekening van de drainageweerstand (naar Wit et al., 1991; Massop en de Wit, 1994)

Verticale weerstand

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

$$c_v = \frac{D_1^*}{k_{1v}} \quad (4)$$

Horizontale weerstand

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

$$c_h = \frac{L^2}{8 \sum k_h D} \quad (5)$$

Voor een situatie met twee watervoerende pakketten gescheiden door een slechtdoorlatende laag is de bepaling van de horizontale weerstand veel complexer (Aanhangsel 2).

Radiale weerstand

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

$$c_r = L \Omega = L \left(\frac{1}{\pi k_r} \ln \frac{f D_r}{B} \right) \quad (6)$$

met:

$$k_r = \sqrt{k_h k_v} \quad (7)$$

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

Intreeweerstand

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

$$c_i = L \frac{c_{bs}}{B} \quad (8)$$

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; Aanhangsel 3). Indien uitgegaan wordt van de gemiddelde opbolling geldt de volgende formule:

$$c_d^* = \alpha c_d \quad (9)$$

In de onderstaande kaart (figuur 8) is de berekende drainageweerstand weergegeven. Bij de berekeningen is naar voren gekomen dat de berekende drainageweerstand plaatselijk zeer hoog kan zijn. De hoge weerstand wordt veroorzaakt door een hoge waarde voor de radiale weerstandscomponent. Deze weerstandscomponent is hoger in gebieden met een lage doorlatendheid van het bovenste pakket. De hogere radiale weerstand is voornamelijk te vinden in gebieden met een afdekkend pakket. Daarnaast is deze weerstand afhankelijk van de gemiddelde slootafstand. Extreme waarden worden vooral gevonden in gebieden met een afdekkend pakket in combinatie met een grote slootafstand. Deze combinatie lijkt niet reëel, maar kan veroorzaakt worden door schaalverschillen in de gebruikte basisbestanden. Voor de

gemiddelde slootafstand is een koppeling gelegd met de bodemkaart welke nauwkeuriger is gekarteerd dan de geologie. Hierdoor kan het op enkele locaties voorkomen dat een zandgrond met een geringe slootdichtheid in de gegevensbestanden een afdekkend pakket heeft.

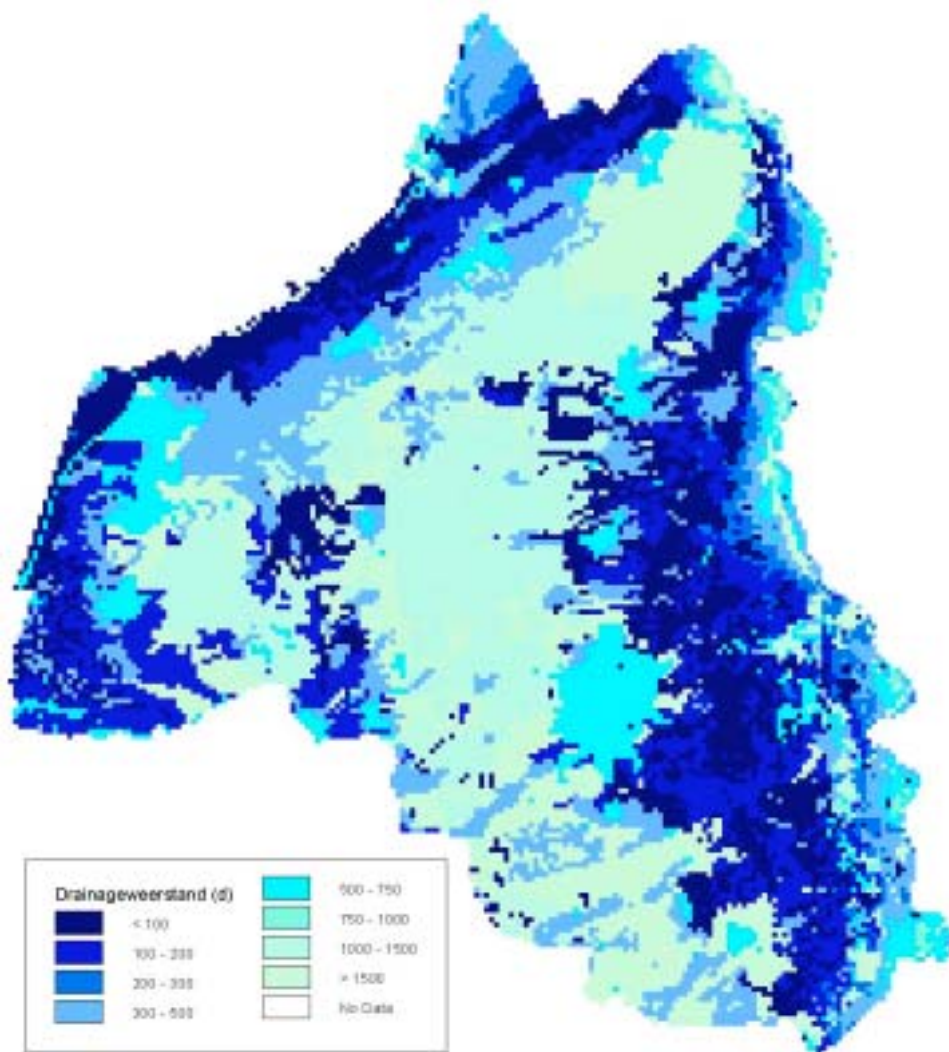


Fig. 8 Drainageweerstand (c_d^*)

3.3 Voedingsweerstand

Door grondwateraanvulling stijgt de grondwaterstand. Indien de grondwaterstand stijgt tot boven de ontwateringbasis wordt een grondwaterstroming opgewekt naar de ontwateringmiddelen (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 grondwaterstandsverlagingen 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) :

$$c^* = c_d^* + c \quad (10)$$

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 9A) kan voor de voedingsweerstand (c^*) de vlakgemiddelde drainageweerstand gebruikt worden.

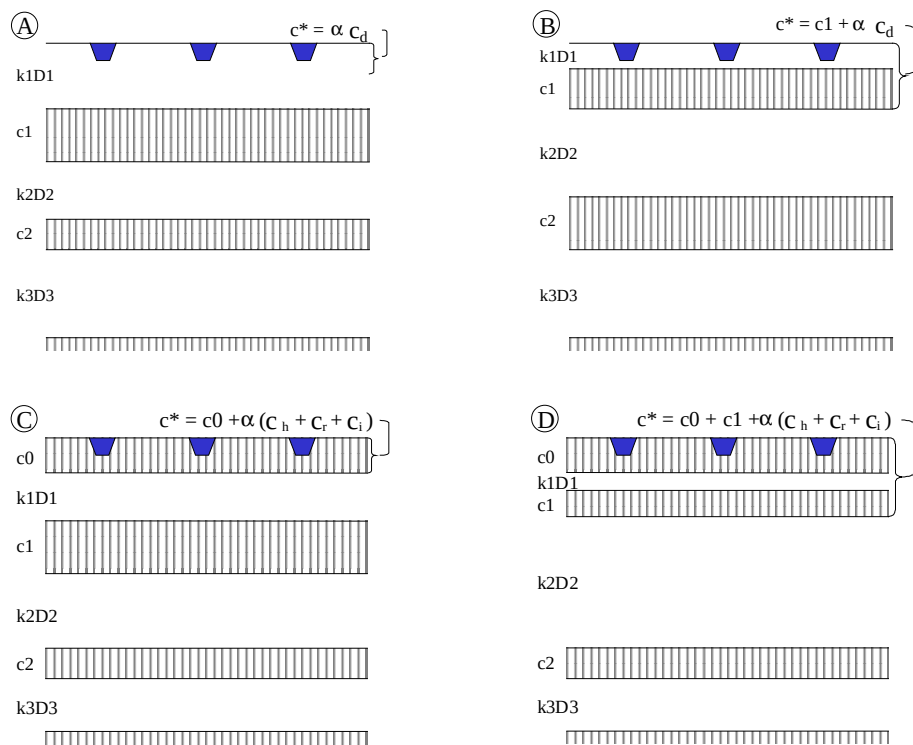


Fig. 9. Vervanging van de open waterlopen met radiale stroming (discrete invoer) door een fictieve slecht doorlatende bovenlaag met verticale weerstand c^* (diffuse invoer) (Naar Ernst, 1983). A. Een goed doorlatende bovenlaag met relatief hoge kD -waarde. B. Een goed doorlatende bovenlaag met relatief 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.

Indien de goed doorlatende bovenlaag een relatief laag doorlaatvermogen (kD -waarde) heeft (bijvoorbeeld door een kleine laagdikte (Figuur 9B)) 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 9C). Indien de doorlatendheid van het eerste watervoerende pakket gering is kan deze laag, evenals bij situatie B in figuur 9, worden weggelaten (figuur 9D).

In figuur 10 is voor het beheersgebied van Waterschap Veluwe de ligging van de verschillende situaties weergegeven. De voedingsweerstand is op de Veluwe relatief hoog doordat daar hoge drainageweerstand voorkomen (figuur 11). In het gebied met een Holocene deklaag worden ook hogere c^* -waarden gevonden. Indien in dit gebied het afdekkende pakket voldoende dik is wordt de c -waarde van het

afdekkende pakket hoog. In het overgangsgebied tussen de Veluwe en het IJsseldal is de voedingsweerstand laag.



fig. 10 Ligging van de verschillende situaties voor het beheersgebied van Waterschap Veluwe

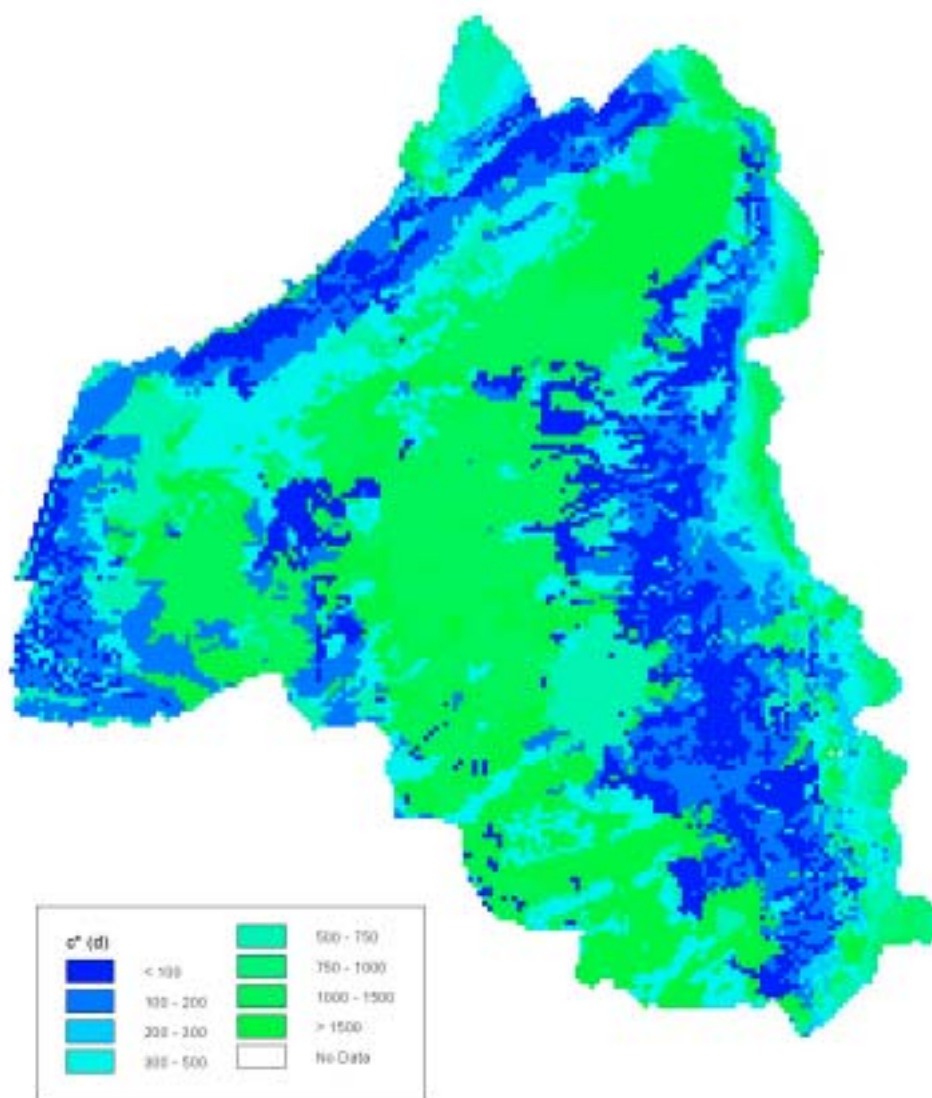


Fig. 11 Voedingsweerstand (c^*)

3.4 Freatische Spreidingslengte

Bij de bepaling van de grondwaterstandsverlaging spelen de spreidingslengte en de drainageweerstand een cruciale rol. In de formule voor de spreidingslengte (paragraaf 3.1) kan de c -waarde vervangen worden door de c^* -waarde (paragraaf 3.3):

$$\lambda^* = \sqrt{kD c^*} \quad (11)$$

In de onderstaande kaart (figuur 12) is de freatische spreidingslengte weergegeven. De spreidingslengte is voor het Veluwe massief hoog als gevolg van de hoge drainageweerstand en het hoge doorlaatvermogen. In de kaart zijn de

verbreidingsgrenzen van enkele formaties te herkennen. Het betreft de Eem Formatie en de Formatie van Drente. 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. Indien er rekening wordt gehouden met anisotropie wordt de spreidingslengte lager. In aanhangsel 7 is de minimumvariant van de 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 moet er naast de spreidingslengte rekening worden gehouden met de weerstand van het afdekkende pakket om de freatische beïnvloeding te kunnen bepalen.

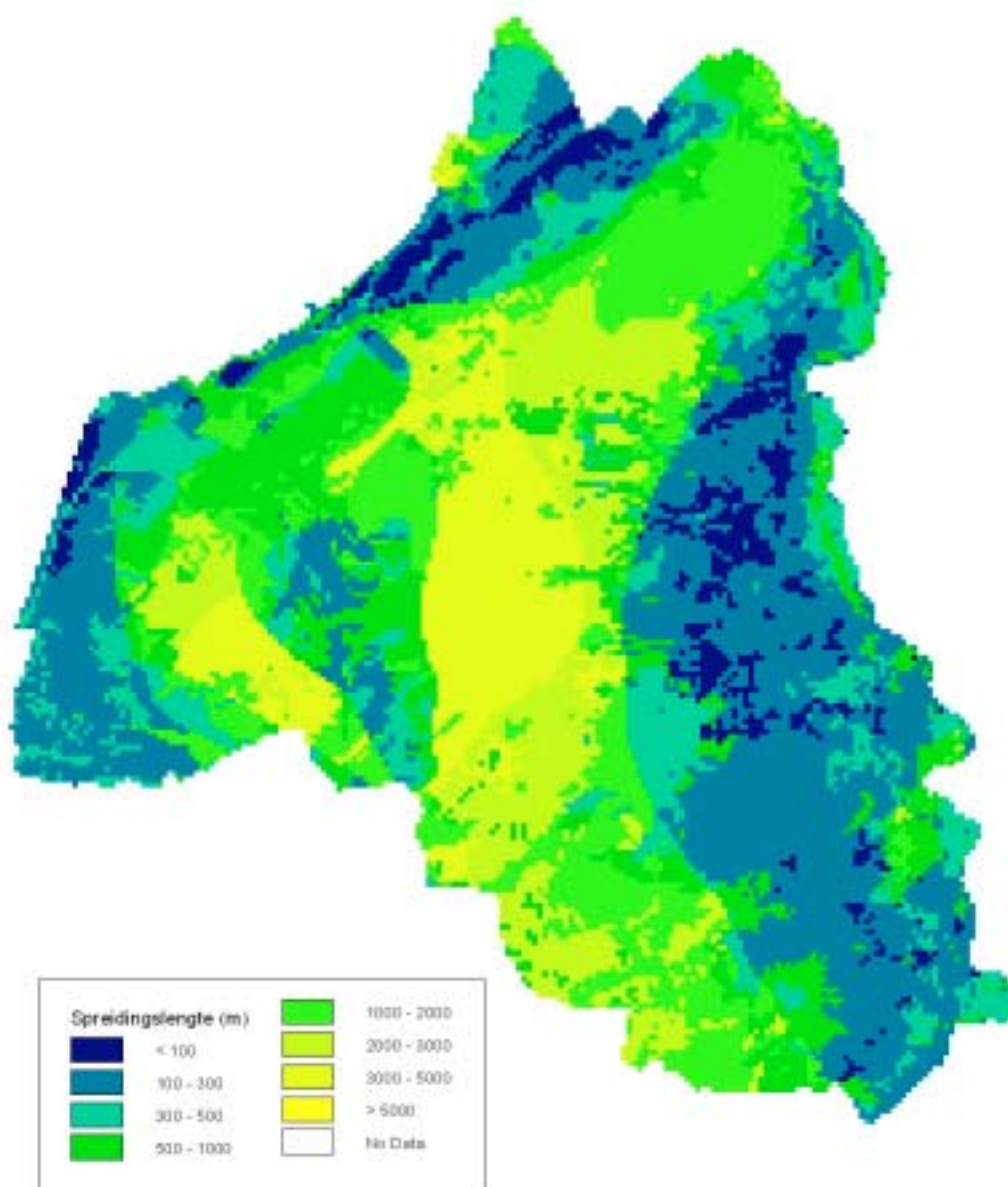


Fig. 12 Freatische spreidingslengte

4 Toepassingsmogelijkheden

4.1 Bepaling van bufferzones

De beïnvloeding van de grondwaterstand als gevolg van waterhuishoudkundige ingrepen in de omgeving, kan worden bepaald met behulp van analytische oplossingen die zijn ontleend aan Mazure (1936). Bij het gebruik van de analytische oplossingen wordt uitgegaan van het principe van superpositie van effecten, en wordt alleen voor de stationaire stromingssituatie gerekend.

De invloed van twee verschillende polderpeilen op de stijghoogte in het eerste watervoerend pakket (φ_x) en de intensiteit van de grondwaterstroming (q_x) kunnen respectievelijk met behulp van de volgende formules berekend worden (Edelman, 1972):

$$\varphi_x = \varphi_{p2} - ((\varphi_{p2} - \varphi_{p1}) / 2) e^{-x / \lambda^*} \quad (12)$$

$$q_x = q_0 e^{-x / \lambda^*} \quad (13)$$

In de figuur 13 is een situatieschets in de vorm van een dwarsdoorsnede weergegeven.

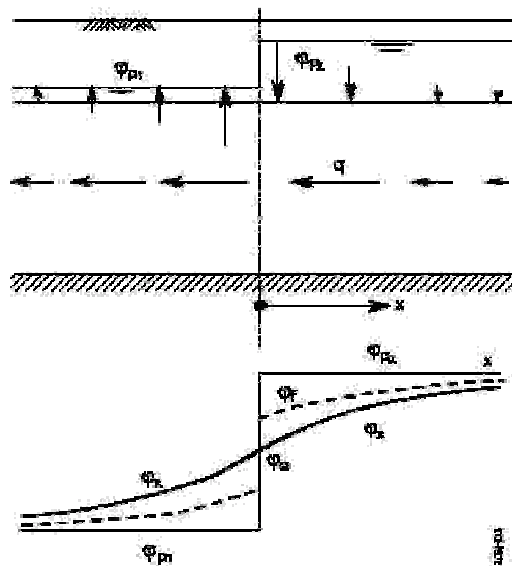


Fig. 13 Situaties voor de effecten van 2 gebieden met een verschillend polderpeil (Naar Edelman, 1972)

Aan de hand van formule 12 en 13 kan geconcludeerd worden dat de ratio tussen het debiet op een afstand x vanaf de grens en het debiet op de grens gelijk is aan de ratio tussen het stijghoogteverschil op een afstand x tot de grens en het stijghoogteverschil

tussen de twee polderpeilen. De afname van zowel het debiet als het stijghoogteverschil is logaritmisch met de afstand tot de grens volgens e^{-x/λ^*} (Edelman, 1972; TNO, 1964; Verruijt, 1974). In figuur 12 is deze afname van het debiet bij toename van de afstand (x) weergegeven. Aan de hand van figuur 14 kan geconcludeerd worden dat het effect van peilverschillen in de theorie oneindig ver door gaat. Praktisch gezien blijkt echter dat op een afstand groter dan driemaal de spreidingslengte (3λ) nog maar een beïnvloeding van 5% plaatsvindt.

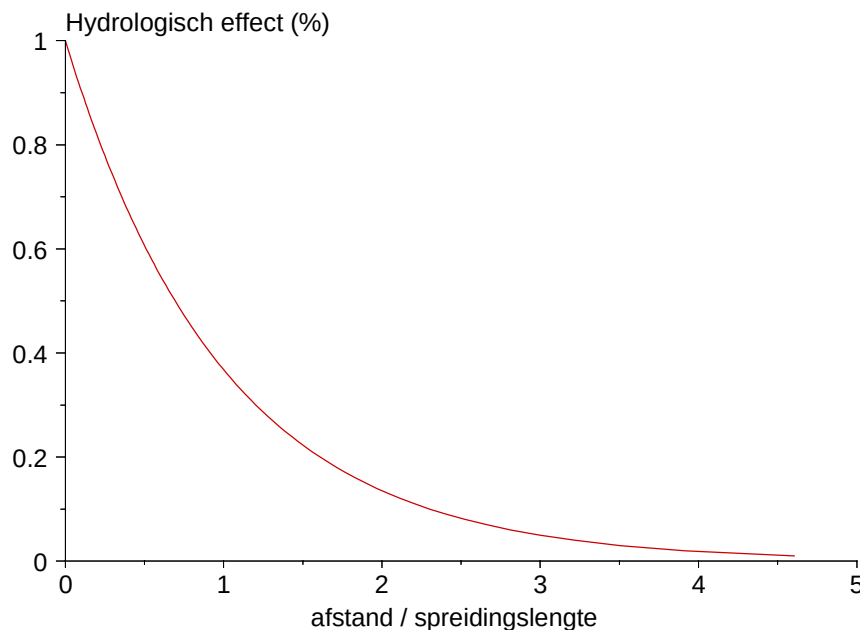


Fig. 14 Afname van de invloed van een verschillend peil in het eerste watervoerende pakket voor gebieden met een rechte grens.

Op elke afstand vanaf de grens is ook de ratio tussen $(\varphi_p - \varphi_x)$ en q_x gelijk. Het polderpeil (φ_p) is immers een constante. Om de invloed van hydrologische ingrepen op veranderingen in de stijghoogte te kunnen bepalen kan formule 12 als volgt herschreven worden:

$$x = -\lambda \ln \left(\frac{(\varphi_{p2} - \varphi_x)}{(\varphi_{p2} - \varphi_{p1})/2} \right) \quad (14)$$

Met formule 14 kan de afstand tot de grens berekend worden voor elke stijghoogteverandering in het eerste watervoerend pakket. Met deze formule kan in een GIS de afstand van verschillende verlagings- of verhogingsisohypsen bepaald worden (Gaast en van Bakel, 1997).

De formules van Mazure zijn gebaseerd op effectberekeningen in het eerste watervoerende pakket. In de meeste gevallen is men echter geïnteresseerd in de beïnvloeding op de freatische grondwaterstand. Voor effectberekeningen op de freatische grondwaterstand moet naast het toevoegen van de drainageweerstand, ook rekening gehouden worden met de weerstand die aanwezig is tussen het eerste watervoerend pakket en het freatische pakket.

De freatische grondwaterstand ligt altijd tussen het polderpeil en de stijghoogte van het eerste watervoerend pakket (figuur 13). Indien er geen weerstandsbedende laag aanwezig is en de c-waarde dus 0 dagen bedraagt, is de freatische grondwaterstand gelijk aan de stijghoogte in het eerste watervoerend pakket. Bij een zeer lage drainageweerstand ten opzichte van de weerstand van het afdekkende pakket zal de freatische grondwaterstand het polderpeil benaderen. In aanhangsel 4 zijn de theoretische afleidingen opgenomen. Uit de afleidingen blijkt dat de verhouding tussen de weerstand van het afdekkende pakket en de drainageweerstand bepalend is voor de freatische grondwaterstand.

Om de invloed van hydrologische ingrepen op veranderingen in de stijghoogte van het freatische grondwater te kunnen bepalen kan gebruik gemaakt worden van de volgende formule:

$$x = -\lambda * \ln\left(\frac{(\varphi_{p2} - \varphi_f)}{(\varphi_{p2} - \varphi_{p1})/2} \frac{c^*}{c_d}\right) \quad (15)$$

Beschermingszones

Voor het bepalen van beschermingszones voor het behoud van verdrogingsgevoelige natuur kunnen de bufferzones bepaald worden met behulp van formule 15. De formule beschrijft het verloop van het effect van een peilverschil op de freatische grondwaterstand. Het procentuele effect van een peilverschil kan bepaald worden door uit te gaan van een peilverschil van 100 centimeter ($\varphi_{p1}=0$; $\varphi_{p2}=1$). Met behulp van de formule kunnen vervolgens procentuele verlagingslijnen worden bepaald. Indien een beschermingszone met een maximaal effect van bijvoorbeeld 10% gewenst is kan deze bepaald worden door 10 centimeter aan te houden voor de freatische grondwaterstand (φ_f). Op deze manier kunnen isolijnen van de procentuele beïnvloeding worden bepaald. Bij een gering peilverschil kan de procentuele beïnvloeding het te verwachten ruimtelijke effect erger weergeven dan het in werkelijkheid is. Het procentuele effect van een peilverschil van 10 cm is immers veel geringer dan het procentuele effect van een peilverschil van 50 cm. Indien voor een gebied de peilverschillen bekend zijn kan formule 15 ook gebruikt worden voor het bepalen van verhogings- of verlagingsisolijnen. Bij deze toepassing kunnen voor de peilen φ_{p1} en φ_{p2} de werkelijke peilen worden opgegeven. Voor de freatische grondwaterstand φ_f kunnen vervolgens waarden worden opgegeven voor de gewenste isolijnen.

Bij het bepalen van de bufferzones wordt er veelal van uitgegaan dat de spreidingslengte in het naastliggende gebied hetzelfde is als de spreidingslengte in het te bufferen gebied. Dit kan tot gevolg hebben dat de beïnvloeding van vooral gebieden met open profielen wordt overschat. Duidelijke voorbeelden van dergelijke gebieden zijn de stuwwallen.

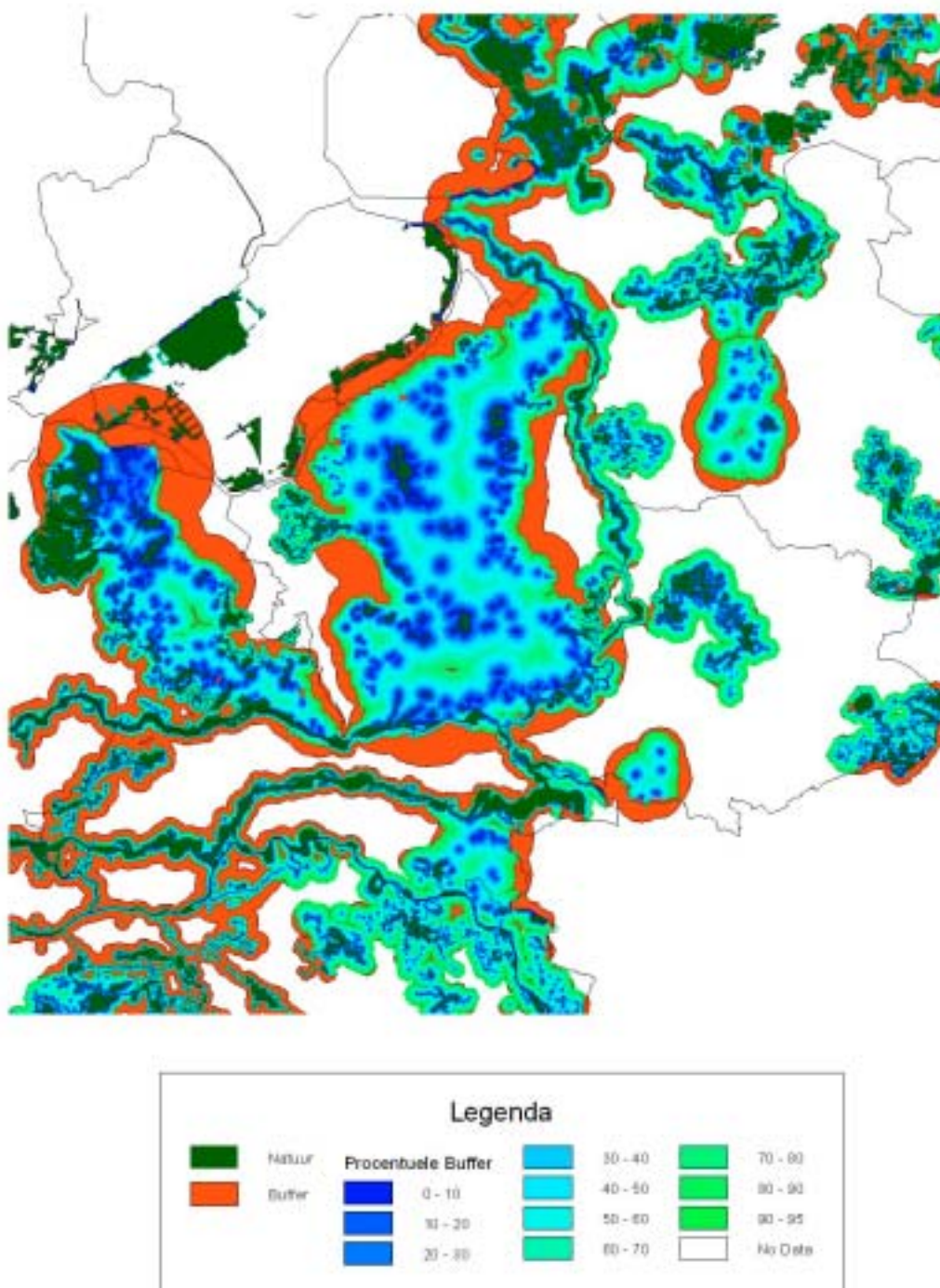


Fig. 15 Procentuele freatische beïnvloeding rond gebieden met Gt I t/m V in de Netto-EHS.

In het bovenstaande voorbeeld zijn de freatische buffers rond gebieden met Gt I t/m V in de Netto-EHS weergegeven. Bij de bufferoperatie is een afstand gehanteerd waarbinnen 95% van de freatische beïnvloeding plaatsvindt. Binnen dit gebied is de doorwerking op de freatische grondwaterstand groter dan 5 procent van het

peilverschil. In de kaart is te zien dat de bufferafstand vanuit de Veluwe en de Utrechtse heuvelrug wordt overschat (rode buffer). De overschatting is vooral zichtbaar in de Flevopolder doordat de buffer vanuit de stuwwallen ‘oversteken’ naar de polder.

Om dit probleem te ondervangen is het noodzakelijk om ‘voortschrijdend’ te rekenen, zodat er rekening kan worden gehouden met de veranderingen in de freatische spreidingslengte en daarmee de beïnvloeding. Bij het gebruik van deze methode wordt rekening gehouden met ruimtelijke veranderingen in de freatische spreidingslengte. Vooral in gebieden met een deklaag is de freatische spreidingslengte gering. In de kaart is daarom ook te zien dat de buffer snel afneemt indien deze in een gebied komt met een deklaag. Ook het probleem van ‘oversteken’ naar de Flevopolder kan bij het voortschrijdende reken worden opgelost.

Opvallend in de kaart is de grote buffer die op de Veluwe wordt berekend. Deze wordt veroorzaakt doordat er sterke schaalverschillen zijn in de gebruikte databestanden. Kleine natte natuurgebieden, die kunnen voorkomen dankzij lokale ondiep gelegen leemlagen, zijn te kleinschalig voor de gebruikte geohydrologie. Voor deze kleine natte natuurgebieden wordt een bufferafstand gebruikt die bepaald is op basis van een dik zandpakket, waardoor de beïnvloeding kan worden overschat. Een voorbeeld om dit probleem te ondervangen is het buiten beschouwing laten van Gt VII en VIII (figuur 16). De kleine natte natuurgebieden die kunnen voorkomen dankzij ondiep gelegen leemlagen zijn vaak gelegen in gebieden met diepe grondwaterstanden (Gt VII). In dit geval bestaat er echter geen link tussen het natte natuurgebied en het omringende gebied met Gt VII. Daarnaast zijn bufferzones in gebieden met een diepe grondwaterstand meestal niet relevant. Mogelijke vernatting van Gt VII door een nabijgelegen natuurgebied zal meestal niet leiden tot veel schade aan de landbouw.

Indien anisotropie een rol speelt zullen ruimtelijke hydrologische effecten niet uniform zijn. In dergelijke gevallen zal de ruimtelijke beïnvloeding ovaal van vorm zijn. De richting van de anisotropie is hierbij bepalend voor de richting van de ovaal. Om rekening te kunnen houden met anisotropie zal gerekend moeten worden met technieken die rekening houden met verschillen in doorlaatvermogen in verschillende richtingen.

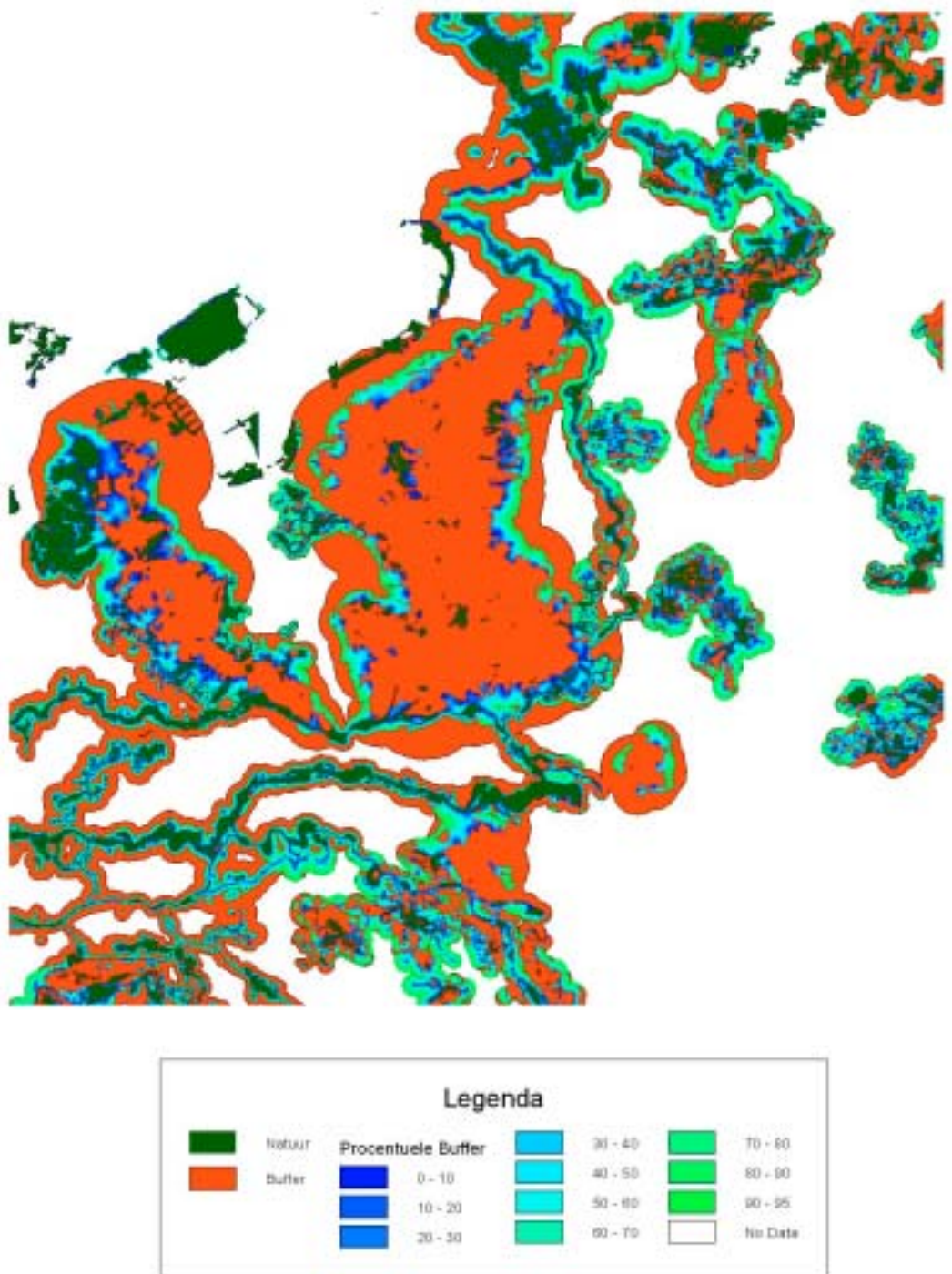


Fig. 16 Procentuele freatische beïnvloeding rond gebieden met Gt I t/m V in de Netto-EHS voor gebieden met Gt I t/m VI.

Herstel

Voor herstel van verdrogingsgevoelige natuur kan eveneens gebruik worden gemaakt van formule 15. Aangezien bij het gebruik van de analytische oplossingen in superpositie wordt gerekend, kan de formule gebruikt worden voor zowel verdroging als vernatting. Indien het effect van geplande maatregelen vertaald kan worden in een peilverschil kunnen ook de ruimtelijke effecten worden ingeschat met behulp van de analytische oplossingen.

Voor effectberekeningen bij gebieden die min of meer cirkelvormig zijn gaan de bovenstaande formules niet meer op. Door de cirkelvorm gaat radiale stroming een rol spelen. Vooral bij relatief kleine gebieden zal de radiale stroming het uitstralingseffect van peilverschillen beïnvloeden. Naarmate gebieden groter worden neemt het effect van radiale stroming af. Zonder nader onderzoek is echter niet vast te stellen bij welke gebiedsgrootte het effect van radiale stroming verwaarloosbaar is.

In figuur 17 is het verloop van de afname van een peilverschil voor een cirkelvormig gebied weergegeven. Uit deze figuur kan geconcludeerd worden dat de invloed van peilverschillen snel afneemt bij toename van de afstand. Op een afstand van viermaal de spreidingslengte (4λ) is de beïnvloeding nog maar 5%.

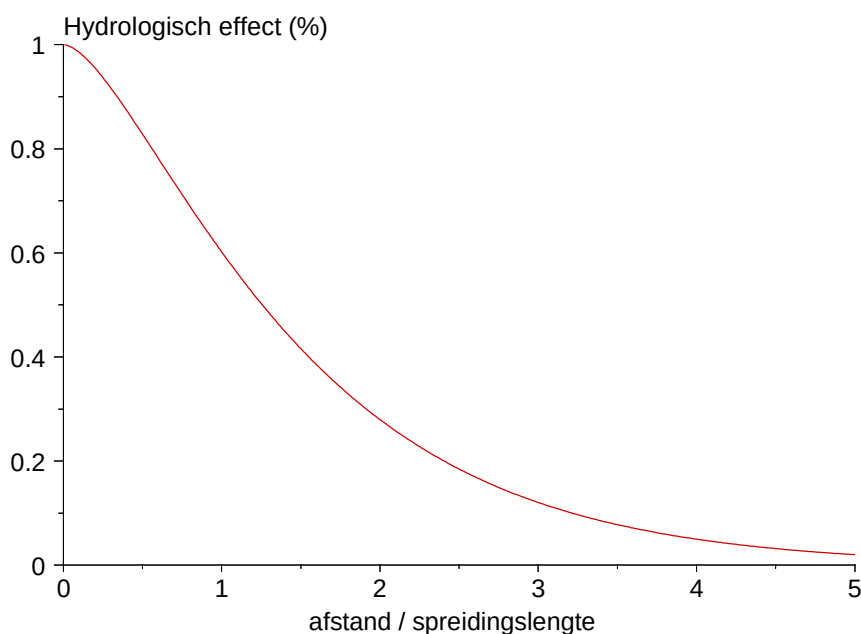


Fig. 17 Afname van de invloed van een verschillend peil in het eerste watervoerende pakket voor een cirkelvormig gebied.

Voor een bij benadering cirkelvormig gebied met peilverschillen is het hydrologische effect afhankelijk van de straal van het gebied waarin een afwijkend peil gehandhaafd wordt. Het hydrologische effect neemt toe bij toename van de straal van het gebied. Bij een groter cirkelvormig gebied met een afwijkend peil is de ingreep ook groter.

Voor effectberekeningen van een hydrologische ingreep op de freatische grondwaterstand in de omgeving van een bij benadering cirkelvormig gebied geldt (Gaast en Stuyt, 2000):

$$\varphi_r = \varphi_{p2} + (\varphi_{p1} - \varphi_{p2}) \frac{R}{\lambda} K_0\left(\frac{r}{\lambda}\right) I_1\left(\frac{R}{\lambda}\right) \frac{c_d}{c^*} \quad (16)$$

De bovenstaande formule kan gebruikt worden om het effect van een peilverschil te berekenen. Door de Besselfuncties is de formule niet direct af te leiden voor de berekening van verlagings- of verhogingsisohypsen. Voor deze toepassing moet de bovenstaande formule iteratief worden opgelost.

4.2 Betrouwbaarheid

Afhankelijk van de grondwaterstand zullen verschillende ontwateringsmiddelen deelnemen aan het drainageproces (paragraaf 2.2). Dit heeft tot gevolg dat de drainageweerstand (c_d) onder natte omstandigheden kleiner is dan onder droge omstandigheden. Als gevolg van het verschil in de drainageweerstand neemt de spreidingslengte onder natte omstandigheden af. De spreidingslengte, en daarmee ook de mate van grondwaterstandsverlaging (beïnvloeding) door een hydrologische ingreep is dus seizoensafhankelijk (zomer/winter). Om dit probleem te ondervangen kunnen spreidingslengte kaarten gemaakt worden voor zowel natte als droge omstandigheden. De berekende beïnvloeding op basis van beide spreidingslengte kaarten geeft een minimaal en een maximaal uitstralingseffect aan. Het werkelijke uitstralingseffect zal ergens tussen de minimum en de maximum variant in liggen.

Literatuur

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

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

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

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

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

Ernst, L.F., 1956. Calculation of the steady flow of groundwater in vertical cross sections. *Neth. J. Agr. Sci.* 4: 126-131.

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

Ernst, L.F., 1963. *De berekening van grondwaterstroming tussen evenwijdige open leidingen*. Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Mededeling 52, Wageningen.

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

Gaast, J.W.J. van der en P.J.T. van Bakel, 1997. *Verdroging door droge en natte rijksinfrastructuur in Overijssel en Gelderland; een verkennende studie*. Rapport 500, DLO Staring Centrum, Wageningen

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.

IWACO, 1992. *Modellering watersystemen*. IWACO B.V. en provincie Gelderland.

Jousma, G en H. Th. L. Massop, 1996. *Intreeweerstand waterlopen; Inventarisatie en analyse*. TNO, TNO-rapport GG-R-96-15(A), Delft.

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

Massop, H. Th. L. en P.A.J.W. de Wit, 1994. *Hydrologisch onderzoek naar drainageweerstand van het tertiair ontwateringssysteem 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.

Minnema, B., 2002. *Modelling Veluwe*. TNO-rapport NITG 02-073-B, NITG, Delft.

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

Technische werkgroep grondwaterplan, 1985. *Rapport van de technische werkgroep grondwaterplan; deel 1, 2 en 3*. Provinciaal bestuur van Drenthe, Assen

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

Verruijt, A., *Theory of groundwater flow*. Macmillan and Co LTD, London.

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

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.

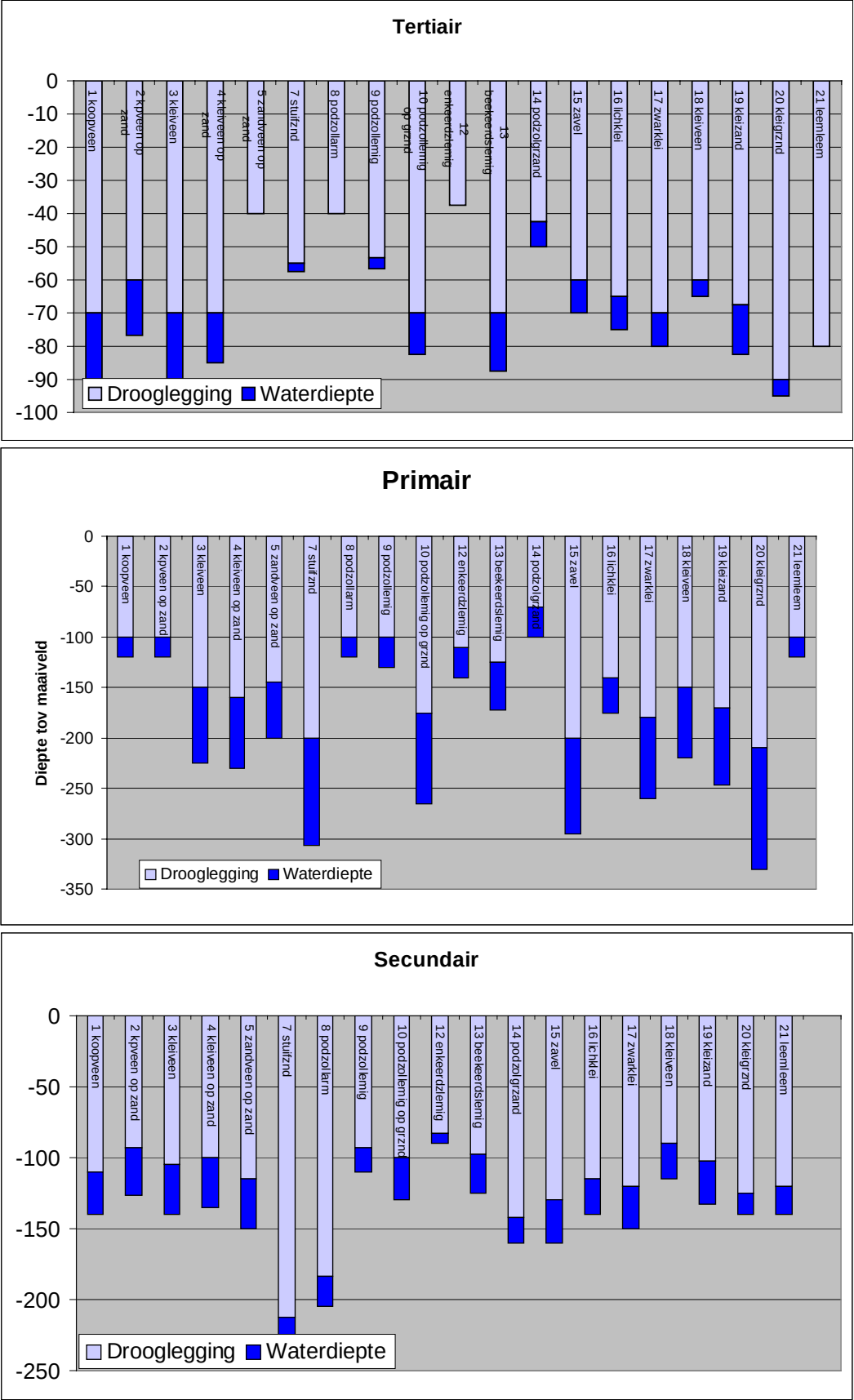
Wösten, J.H.M., F. de Vries, J. Denneboom en A.F. van Holst, 1988. *Generalisatie en bodemfysische vertaling van de bodemkaart van Nederland, 1: 250 000, ten behoeve van de PAWN-studie*. Rapport 2055, Stiboka. Wageningen.

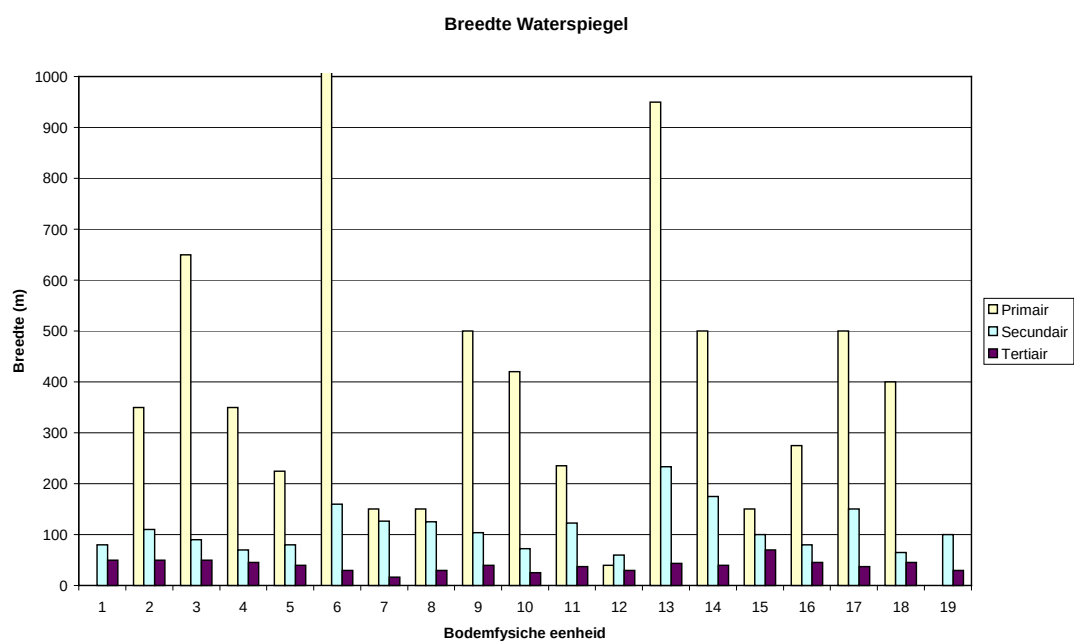
Wösten, J.H.M., G.J. Veerman en J. Stolte, 1994. *Waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: de Staringreeks*. Vernieuwde uitgave 1994. Technisch document 18, DLO Staring Centrum, Wageningen.

Lijst van symbolen

a	: geometriefactor	(-)
α	: vormfactor	(-)
B	: natte omtrek van drain of sloot	(m)
β	: hydrologische constante ($\sqrt{kD/c}$)	(m/d)
β^*	: hydrologische constante ($\sqrt{kD/c^*}$)	(m/d)
c	: weerstand van het afdekkende pakket	(d)
c_1	: weerstand van eerste scheidende laag	(d)
c^*	: vervangende c-waarde	(d)
c_{voed}	: voedingsweerstand	(d)
c_d	: drainageweerstand	(d)
c_d^*	: vlakgemiddelde drainageweerstand	(d)
c_v	: verticale weerstand	(d)
c_h	: horizontale weerstand	(d)
c_r	: radiale weerstand	(d)
c_i	: intreeweerstand	(d)
c_{bs}	: intreeweerstand	(d)
D, D_1, D_2	: laagdikte	(m)
D_r	: laagdikte waarover radiale stroming plaatsvindt	(m)
D_i^*	: laagdikte boven drainniveau	(m)
f	: geometriefactor	(-)
φ_x	: stijghoogte in het eerste watervoerend pakket op een afstand x tot een kanaal	(m)
φ_p	: polderpeil	(m)
φ_{p1}	: polderpeil	(m)
φ_{p2}	: polderpeil	(m)
φ_f	: freatische grondwaterstand	(m)
k, k_1, k_2	: doorlaatfactor	(m/d)
k_r	: radiale doorlaatfactor	(m/d)
k_h	: horizontale doorlaatfactor	(m/d)
k_v	: verticale doorlaatfactor	(m/d)
k_{1v}	: verticale doorlaatfactor van de laag boven drainniveau	(m/d)
L	: gemiddelde slootafstand	(m)
λ	: spreidingslengte ($\sqrt{kDc}$)	(m)
λ^*	: vervangende spreidingslengte	(m)
λ^*0	: spreidingslengte ($\sqrt{kDc^*}$)	(m)
m	: opbolling	(m)
Ω	: radiale weerstandscomponent	(d/m)
q	: specifieke afvoer	(m/d)
q_x	: debiet per lengte-eenheid in een aquifer met een dikte D op een afstand x tot een kanaal ($q=vD$)	(m ² /d)
q_0	: debiet per lengte-eenheid in een aquifer met een dikte D op de rand van een kanaal ($q=vD$)	(m ² /d)
q_v	: kwel of wegzijging	(m/d)
x	: afstand	(m)

Aanhangsel 1





Aanhangsel 2

Horizontale weerstand voor een vier lagen profiel (Ernst, 1963):

$$c_h = \frac{c_1 a_1}{8 a} (a 2 L^2 + \frac{4 a_1 L \sqrt{a}}{\sqrt{a}} \tanh \frac{L \sqrt{a}}{4}) \quad (1)$$

met:

$$a_1 = \frac{1}{k_1 D_1 c_1} \quad (2)$$

$$a_2 = \frac{1}{k_2 D_2 c_1} \quad (3)$$

$$a = \frac{1}{k_1 D_1 c_1} + \frac{1}{k_2 D_2 c_1} \quad (4)$$

Aanhangsel 3

De verhouding tussen de maximale opbolling en de gemiddelde opbolling is de vormfactor, welke wordt gedefinieerd als (Ernst, 1983):

$$\alpha = \alpha_1 + (1 - \alpha_1 - \alpha_2^*) \frac{c_r}{(c_r + c_h)} \quad (1)$$

met:

$$\alpha_1 = \frac{\frac{2\lambda}{L} (\cosh \frac{L}{2\lambda} - \frac{2\lambda}{L} \sinh \frac{L}{2\lambda}) + \frac{k_1 D_1}{3k_2 D_2} \sinh \frac{L}{2\lambda}}{\frac{2\lambda}{L} (\cosh \frac{L}{2\lambda} - 1) + \frac{k_1 D_1}{2k_2 D_2} \sinh \frac{L}{2\lambda}} \quad \alpha_2^* = \frac{0.3D + 0.7B}{L} \quad (2)$$

Aanhangsel 4 Beïnvloeding tussen gebieden met een rechte grens

De invloed van twee verschillende polderpeilen op de stijghoogte in het eerste watervoerend pakket en de intensiteit van de grondwaterstroming kunnen respectievelijk met behulp van de volgende formules berekend worden (Edelman, 1972):

$$\varphi_x = \varphi_{p2} - ((\varphi_{p2} - \varphi_{p1}) / 2) e^{-x / \lambda^*} \quad (1)$$

$$q_x = q_0 e^{-x / \lambda^*} \quad (2)$$

met:

$$q_0 = \beta ((\varphi_{p2} - \varphi_{p1}) / 2) \quad \lambda = \sqrt{kDc} \quad \beta = \sqrt{\frac{kD}{c}}$$

Op de grens van de gebieden is het peilverschil tussen het polderpeil en de stijghoogte in het eerste watervoerend pakket ($\varphi_{p2} - \varphi_0$ of $\varphi_0 - \varphi_{p2}$) en het debiet (q_0) maximaal (figuur 1).

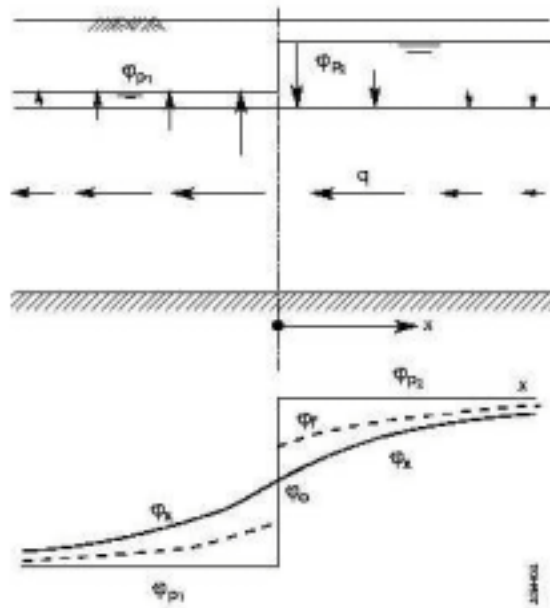


Fig. 1 Situaties voor de effecten van 2 gebieden met een verschillend polderpeil (Naar Edelman, 1972)

Aan de hand van formule 1 en 2 kan geconcludeerd worden dat de ratio tussen het debiet op een afstand x vanaf de grens en het debiet op de grens gelijk is aan de ratio tussen het stijghoogteverschil op een afstand x tot de grens en het stijghoogteverschil

tussen de twee polderpeilen. Herschrijven van formules 1 en 2 leidt namelijk tot de volgende formule:

$$\frac{q_x}{q_0} = \frac{(\varphi_{p2} - \varphi_x)}{(\varphi_{p2} - \varphi_{p1})/2} = e^{-x/\lambda} \quad (3)$$

De afname van zowel het debiet als het stijghoogteverschil is logaritmische met de afstand tot de grens volgens $e^{-x/\lambda}$ (Edelman, 1972; TNO, 1964; Verruijt, 1974). In figuur 2 is deze afname van het debiet bij toename van de afstand (x) weergegeven. Aan de hand van figuur 2 kan geconcludeerd worden dat het effect van peilverschillen in de theorie oneindig ver door gaat. Praktisch gezien blijkt echter dat op een afstand groter dan driemaal de spreidingslengte (3λ) nog maar een beïnvloeding van 5% plaatsvindt.

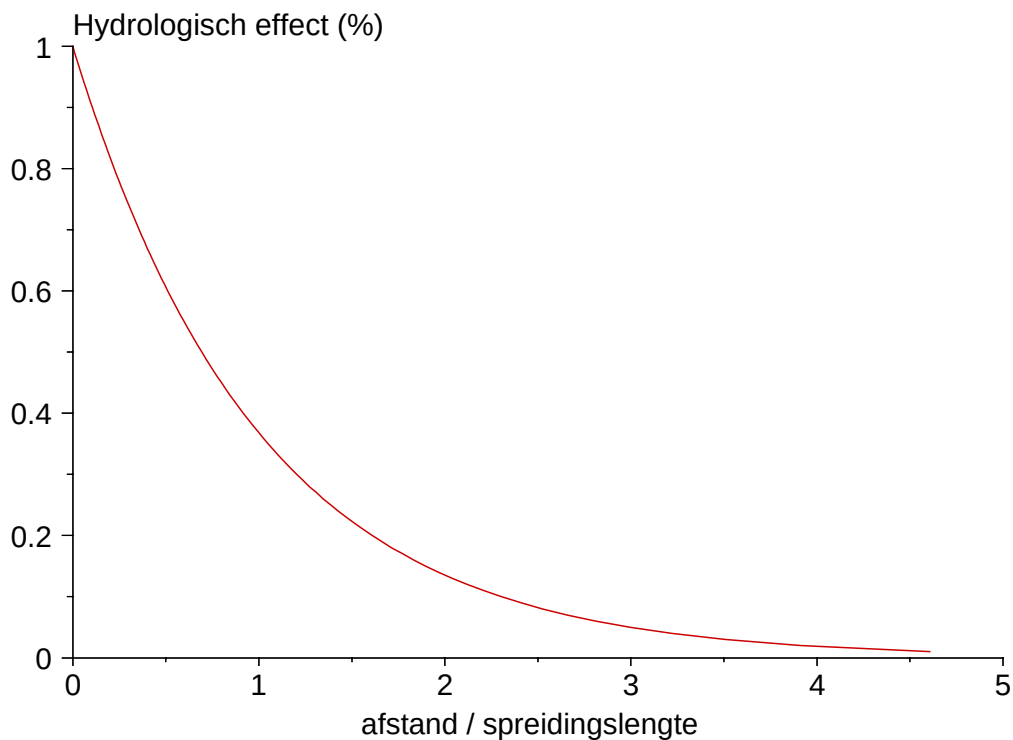


Fig. 2 Grafische weergave van formule 3

Op elke afstand vanaf de grens is ook de ratio tussen $(\varphi_p - \varphi_x)$ en q_x gelijk. Het polderpeil (φ_p) is immers een constante. Hierdoor moet de verhouding tussen de stijghoogte in het eerste watervoerend pakket (φ_x) en het debiet (q_x) op elke afstand gelijk zijn. Aan de hand van formule 3 kan geconcludeerd worden dat deze ratio gelijk is aan β (Edelman, 1972). Om de invloed van hydrologische ingrepen op veranderingen in de stijghoogte te kunnen bepalen kan formule 1 als volgt hergeschreven worden:

$$x = -\lambda \ln \left(\frac{(\varphi_{p2} - \varphi_x)}{(\varphi_{p2} - \varphi_{p1})/2} \right) \quad (4)$$

Met formule 4 kan de afstand tot de grens berekend worden voor elke stijghoogteverandering in het eerste watervoerend pakket. Met deze formule kan in een GIS de afstand van verschillende verlagings- of verhogingsisohypsen bepaald worden.

Indien de drainageweerstand in de formules van Mazure meegenomen wordt veranderen de termen λ (spreidingslengte) en β in de eerder besproken formules 1 en 2 op de volgende manier:

$$\lambda^* = \sqrt{kD c^*} \quad \beta^* = \sqrt{\frac{kD}{c^*}}$$

De formules van Mazure zijn gebaseerd op effectberekeningen in het eerste watervoerende pakket. Voor effectberekeningen op de freatische grondwaterstand moet naast het toevoegen van de drainageweerstand, ook rekening gehouden worden met de weerstand die aanwezig is tussen het eerste watervoerend pakket en het freatische pakket. Bij de formules van Mazure wordt de stijghoogte in het eerste watervoerend pakket berekend. Tussen het watervoerende pakket en het freatische pakket zit immers nog een weerstand. De stijghoogte in het freatische pakket kan berekend worden met behulp van de volgende weerstandsformule:

$$(\varphi_f - \varphi_x) = q_z c^* \quad (5)$$

In formule 5 is q_z de kwel of wegzijging vanuit of naar het eerste watervoerend pakket op een afstand x . Deze kan bepaald worden met behulp van de afgeleide van formule 3 welke als volgt luidt:

$$q_z = -q_0 \frac{1}{\lambda^*} e^{-x/\lambda^*} \quad (6)$$

Vervolgens kan de freatische grondwaterstand berekend worden met behulp van de volgende formule:

$$\varphi_f = \varphi_x - q_z c \quad \text{of} \quad \varphi_f = \varphi_p + q_z c_d^* \quad (7)$$

De freatische grondwaterstand ligt dus altijd tussen het polderpeil en de stijghoogte van het eerste watervoerend pakket (figuur 1). Indien er geen weerstandsbiedende laag aanwezig is en de c -waarde dus 0 is, is de freatische grondwaterstand gelijk aan de stijghoogte in het eerste watervoerend pakket. Bij een zeer lage drainageweerstand ten opzichte van de weerstand van het afdekkende pakket zal de freatische grondwaterstand het polderpeil benaderen. Uit formule 7 blijkt dat de verhouding tussen de weerstand van het afdekkende pakket en de drainageweerstand bepalend is voor de freatische grondwaterstand. Door gebruik te maken van deze verhouding kan de freatische grondwaterstand ook bepaald worden met behulp van de volgende formule:

$$\varphi_f = \varphi_p - (\varphi_p - \varphi_x) \frac{c_d}{c^*} \quad (8)$$

De freatische grondwaterstand kan ook direct berekend worden door de verhouding tussen de weerstand van het afdekkende pakket en de drainageweerstand mee te nemen in formule 1.

$$\varphi_f = \varphi_{p2} - ((\varphi_{p2} - \varphi_{p1}) / 2) e^{-x / \lambda^* (\frac{c_d}{c^*})} \quad (9)$$

of

$$\varphi_f = \varphi_{p2} - ((\varphi_{p2} - \varphi_{p1}) / 2) e^{-x / \lambda^* - \ln(\frac{c^*}{c_d})} \quad (10)$$

Om de invloed van hydrologische ingrepen op veranderingen in de stijghoogte van het freatische grondwater te kunnen bepalen kan formule 10 als volgt hergeschreven worden:

$$x = -\lambda^* \ln \left(\frac{(\varphi_{p2} - \varphi_f)}{(\varphi_{p2} - \varphi_{p1}) / 2} \frac{c^*}{c_d} \right) \quad (11)$$

De afgeleide van formule 11 geeft de mogelijkheid de afstand te berekenen gegeven een kwelverandering:

$$x = -\lambda^* \ln \left(\frac{q_z}{q_0} \lambda^* \right) \quad (12)$$

Aanhangsel 5 Anisotropie

(bron: Minnema, 2002)



Anisotropie Factor
Eerste watervoerende pakket



Anisotropie Factor
Tweede watervoerende pakket



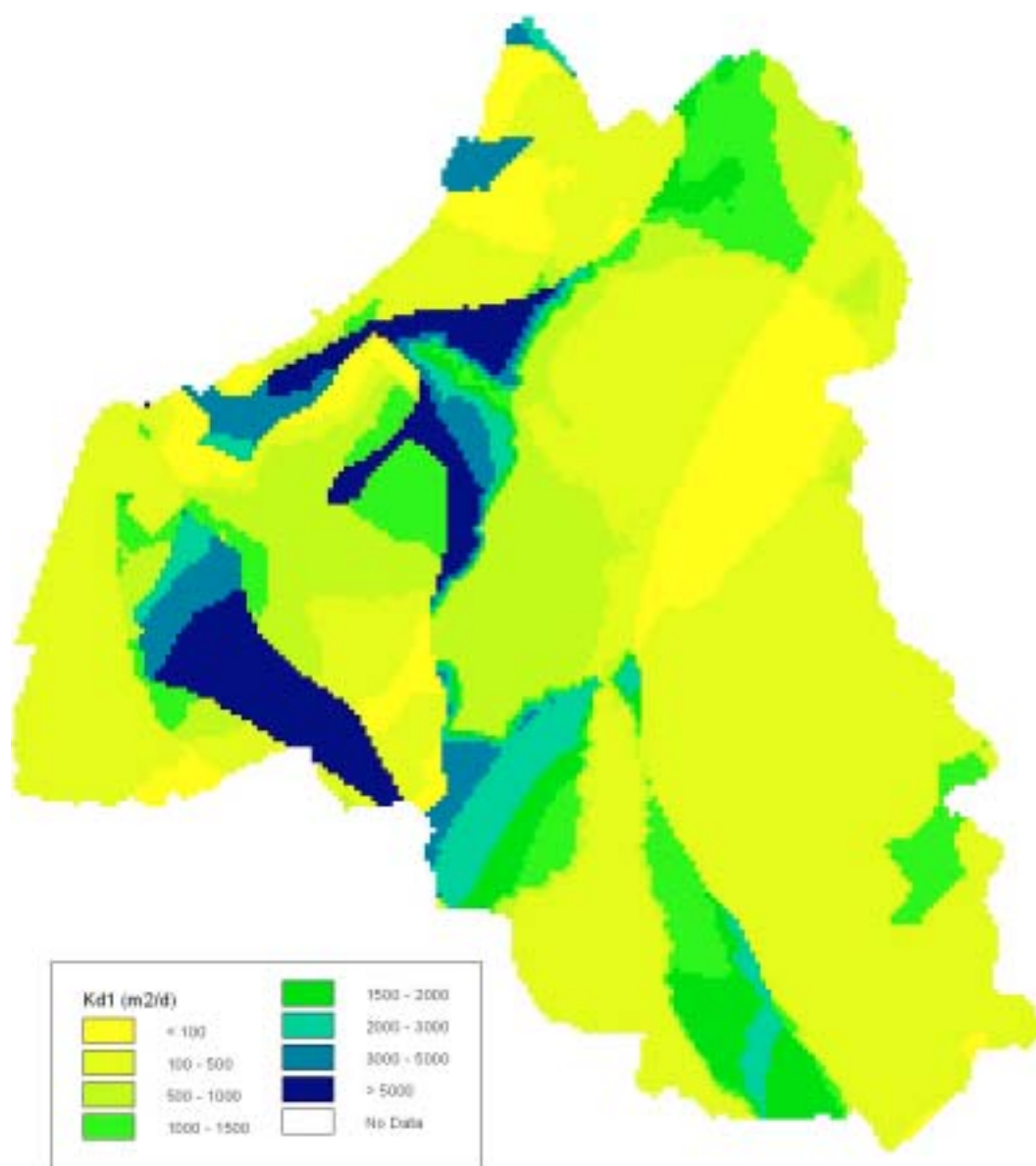
Derde watervoerende pakket



Richting



Aanhangsel 6 Minimaal doorlaatvermogen rekeninghoudend met anisotropie



Aanhangsel 7 Minimale spreidingslengte rekeninghoudend met anisotropie

