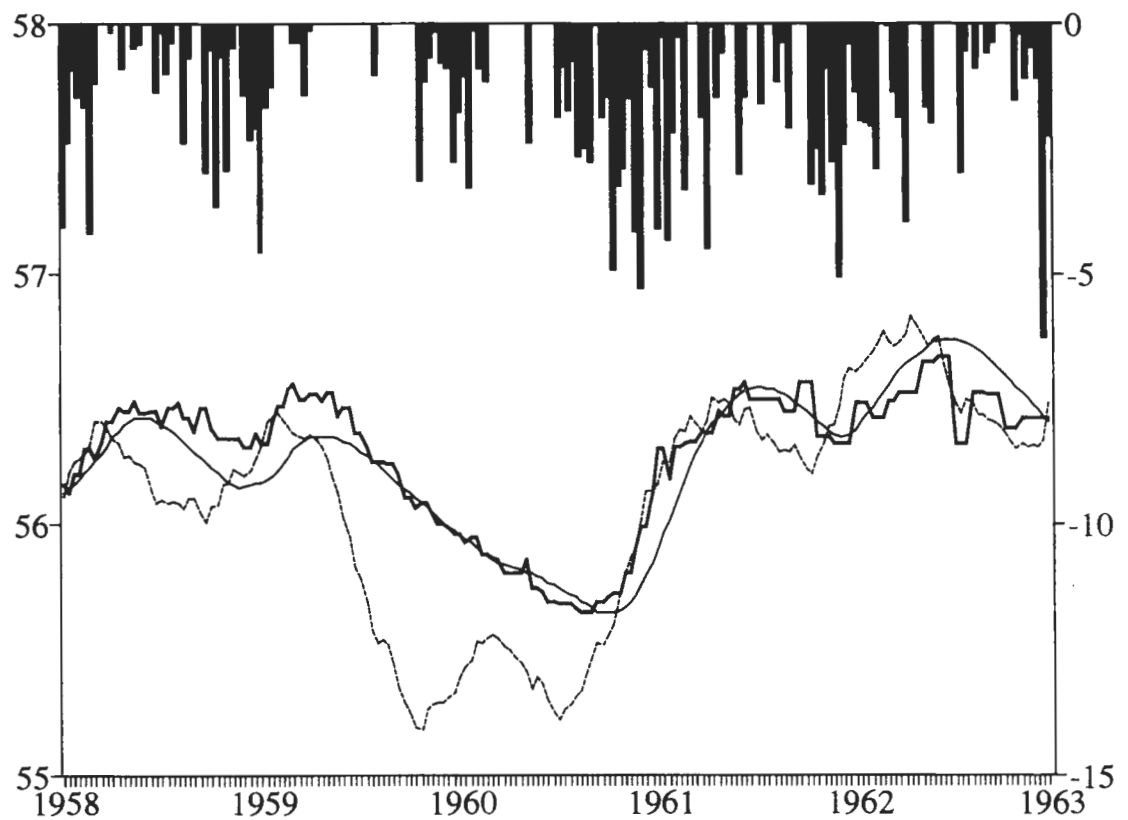


SWI 95.142

Modellering van de onverzadigde zone ten behoeve van grondwatermodellen



kiwa

22-15-95 95.142

SWI 95.142

**BIBLIOTHEEK
STARINGGEBOUW**

Modellering van de onverzadigde zone ten behoeve van grondwatermodellen

Opdrachtgevers : Landbouwniversiteit Wageningen
Kiwa Onderzoek en Advies
Auteur : M.H. Zwamborn
Afdeling : Waterwinning en Waterbeheer

Onderzoek en Advies
Nieuwegein, april 1995

© 1995 Kiwa N.V.

Niets uit dit drukwerk mag worden vervaardigd en/of openbaar gemaakt worden door middel van druk, fotokopie, microfilm of welke andere wijze dan ook, zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van Kiwa N.V., noch mag het zonder dergelijke toestemming worden gebruikt voor enig ander werk dan waarvoor het is vervaardigd.

kiwa

KIWA N.V.

Certificatie en Keuringen
Sir Winston Churchill-laan 273
Postbus 70
2280 AB Rijswijk
Telefoon (070) 395 35 35
Telefax (070) 395 34 20
Telex 32480 kiwa nl

Onderzoek en Advies
Groningenhaven 7
Postbus 1072
3430 BB Nieuwegein
Telefoon (03402) 6 95 11
Telefax (03402) 6 11 65

1 4 NOV. 1996

INHOUDSOPGAVE

VOORWOORD	1
SAMENVATTING	3
1 INLEIDING	7
1.1 Probleembeschrijving	7
1.2 Randvoorwaarden van het onderzoek	7
1.3 Leeswijzer	9
2 STROMING IN DE ONVERZADIGDE ZONE	11
2.1 Inleiding	11
2.2 De algemene stroomvergelijking	11
2.3 Bodemfysische eigenschappen	12
2.4 Randvoorwaarden	14
2.5 Damping en vertraging	15
2.6 Dikke en dunne onverzadigde zones	16
2.7 Tijd- en ruimteschaal	18
3 GRONDWATERMODELLERING MET MODFLOW	21
3.1 Inleiding	21
3.2 Het grondwatermodel MODFLOW	21
3.2.1 Modelopzet	21
3.2.2 Bovenrandvoorwaarden	22
3.3 Modelstudies met MODFLOW	24
3.3.1 Modellering Denekampse Veld	24
3.3.2 Modellering zuidelijke Veluwezoom	25
3.3.3 Modellering Nijmegen en omgeving	26
3.3.4 Modellering Salland-diep	27
4 MODELLEN VOOR DE ONVERZADIGDE ZONE	29
4.1 Inleiding	29
4.2 Pseudo-stationaire modellen	29
4.2.1 Modelopzet	29
4.2.2 Invoer, uitvoer en parameters	30
4.2.3 Beschikbare modellen	31
4.2.4 Voordelen, beperkingen en geschiktheid	31
4.3 Niet-stationaire modellen	32
4.3.1 Modelopzet	32
4.3.2 Invoer, uitvoer en parameters	33
4.3.3 Beschikbare modellen	33
4.3.4 Voordelen, beperkingen en geschiktheid	34
4.4 Reservoirmodellen	35
4.4.1 Modelopzet	35
4.4.2 Invoer, uitvoer en parameters	35
4.4.3 Beschikbare modellen	36
4.4.4 Voordelen, beperkingen en geschiktheid	37

4.5	Transfermodellen	37
4.5.1	Modelopzet	37
4.5.2	Invoer, uitvoer en parameters	40
4.5.3	Beschikbare modellen	40
4.5.4	Voordelen, beperkingen en geschiktheid	40
4.6	Vergelijking	42
5	MODELVORMING	43
5.1	Inleiding	43
5.2	Uitgangspunt	43
5.3	Modelopzet	44
5.4	Voorwaarden en beperkingen	45
6	MODEL VOOR DE WORTELZONE	47
6.1	Inleiding	47
6.2	De wortelzone als reservoir	47
6.3	Verdamping	48
6.4	Percolatie	49
6.5	Interceptie	50
6.6	Capillaire opstijging	50
7	TRANSFERMODEL VOOR DE ONDERGROND	53
7.1	Inleiding	53
7.2	Linearisatie van de algemene stroomvergelijking	53
7.3	Impuls-respons benadering	55
7.4	De transferfunctie	56
7.4.1	De momenten-methode	56
7.4.2	De transferfunctie als kansverdeling	56
7.4.3	De momenten-methode voor de CD-vergelijking	57
7.4.4	De Pearson type III kansverdeling	58
7.5	Bepalen van de transferfunctie	59
7.6	Bodemfysische eigenschappen in de transferfunctie	60
7.7	Voorbeeld bepaling transferfunctie	60
7.8	Veronderstellingen bij de transferfunctie	62
8	TESTBEREKENINGEN	65
8.1	Inleiding	65
8.2	Het numerieke model ONZAT	66
8.3	Testberekening transfermodel	66
8.3.1	Modelopzet en invoergegevens	66
8.3.2	Simulatie met ONZAT	67
8.3.3	Simulatie met het transfermodel	68
8.3.4	Resultaten	69
8.3.5	Conclusie en discussie	73

8.4	Testberekening voor het hele model	74
8.4.1	Modelopzet en invoergegevens	74
8.4.2	Simulatie met ONZAT	75
8.4.3	Simulatie met het transfermodel	75
8.4.4	Resultaten	77
8.4.5	Conclusie en discussie	77
9	TOEPASSING	81
9.1	Inleiding	81
9.2	Het impuls-respons grondwatermodel	81
9.3	Simulatie zonder model voor de onverzadigde zone	82
9.4	Simulatie met model voor de onverzadigde zone	82
9.5	Conclusie en discussie	85
10	CONCLUSIE EN VERDERE ONTWIKKELING	89
10.1	Conclusie	89
10.2	Implementatie bij modelstudies	89
10.3	Koppeling met MODFLOW	90
10.4	Overige toepassing	90
	LITERATUUR	91

VOORWOORD

Dit rapport is het resultaat van een afstudeeronderzoek voor de studierichting Bodem, Water en Atmosfeer aan de Landbouwniversiteit Wageningen. Het onderzoek is uitgevoerd bij Kiwa Onderzoek en Advies in Nieuwegein.

De onderzoeksopdracht luidde:

Maak een module om bij berekeningen met MODFLOW rekening te houden met stroming in de onverzadigde zone.

Uiteindelijk is een model voor de onverzadigde zone ontwikkeld, dat toegepast kan worden bij veel grondwatermodellen. De begeleiding van het onderzoek werd verzorgd door vier mensen, die ik hierbij wil bedanken: Wim Athmer voor zijn praktische kijk op modelleerwerk, Cees Maas voor zijn goede ideeën (vaak in formule-vorm) en Paul Torfs en Ruurd Koopmans voor de kritische kanttekeningen tijdens het onderzoek en de rapportage.

Marette Zwamborn

SAMENVATTING

In grondwatermodellen zijn de aanvulling van grondwater door neerslag en onttrekking door verdamping belangrijke randvoorwaarden. Neerslag en verdamping vinden plaats aan maaiveld. Tussen maaiveld en het grondwater stroomt het water door de onverzadigde zone. In veel grondwatermodellen kan geen rekening worden gehouden met de onverzadigde stroming. In gebieden met diepe grondwaterstanden (dikke onverzadigde zones) heeft de onverzadigde zone echter veel invloed op de grondwaterstroming. In deze studie is een model voor de onverzadigde zone ontwikkeld, waarmee het verloop van de grondwateraanvulling snel en eenvoudig berekend kan worden.

In veel grondwatermodellen (bijvoorbeeld MODFLOW) wordt de neerslag direct als grondwateraanvulling ingevoerd. Bij dikke onverzadigde zones reageert de grondwaterstand echter gedempt en vertraagd op fluctuaties in de neerslag. Neerslag die nu valt, komt pas maanden later tot uiting in de grondwaterstand. Wanneer in een grondwatermodel de neerslag direct als grondwateraanvulling wordt ingevoerd, wordt echter meteen een stijging in de grondwaterstand berekend.

De verdamping wordt in het grondwatermodel MODFLOW afhankelijk gesteld van de grondwaterstand. Wanneer het grondwater te diep wegzakt, kan capillaire opstijging de wortelzone niet bereiken en vindt geen verdamping plaats. Bij dikke onverzadigde zones staat de grondwaterstand altijd diep onder maaiveld. Verdamping komt dan uit de vochtberging in de onverzadigde zone. Met een grondwatermodel wordt echter berekend dat geen verdamping plaatsvindt; de grondwaterstand is te diep.

Bestaande modellen voor de onverzadigde zone blijken geen van alle geschikt voor het berekenen van de grondwateraanvulling ten behoeve van grondwatermodellen. Met pseudo-stationaire modellen kunnen geen dikke onverzadigde zones gemodelleerd worden. Niet-stationaire modellen zijn vanwege de lange rekentijd niet geschikt om gebruikt te worden bij grondwatermodellering. Bij reservoirmodellen worden demping en vertraging bepaald door het aantal en de vorm van de reservoirs; voor deze modelvorm zijn echter geen richtlijnen. Met transfermodellen kan geen verdamping berekend worden.

Een combinatie van een reservoirmodel met een transfermodel is wel geschikt. De onverzadigde zone wordt opgedeeld in een wortelzone en een ondergrond. In de wortelzone wordt de vochtberging met een reservoir gemodelleerd. In de ondergrond worden demping en vertraging met een transfermodel benaderd. Bij dunne onverzadigde zones wordt de ondergrond weggelaten.

In het reservoirmodel voor de wortelzone geeft het vochtbergend vermogen de inhoud van het reservoir weer. Het vochtbergend vermogen kan bepaald worden uit de bodemfysische relaties, hiervoor kan de Staringreeks gebruikt worden. Bij een vol reservoir vindt percolatie plaats en is de verdamping maximaal. De verdamping wordt lineair gereduceerd bij het afnemen van de vochtinhoud. Capillaire nalevering (in dunne onverzadigde zones) is afhankelijk van de grondwaterstand, en moet in het grondwatermodel worden meegenomen.

Het transfermodel voor de ondergrond is gebaseerd op de algemene stroomvergelijking. De vergelijking wordt gelineariseerd en omgeschreven tot een convectie-dispersie vergelijking. In de convectie-dispersie vergelijking staan twee parameters: één voor de demping en één voor de vertraging. De vergelijking beschrijft de relatie tussen de percolatie uit de wortelzone en de grondwateraanvulling op een bepaalde diepte.

De convectie-dispersie vergelijking wordt gebruikt om de grondwateraanvulling als gevolg van een eenheidsgrootte percolatie uit de wortelzone te berekenen (impuls-respons benadering). De impuls-respons van de grondwateraanvulling wordt als een kansverdeling gezien. De momenten van de kansverdeling kunnen uit de convectie-dispersie vergelijking worden afgeleid. Het blijkt dat de Pearson type III kansverdeling bijna gelijk is aan de exacte oplossing van de convectie-dispersie vergelijking. De transferfunctie wordt nu bepaald door de momenten uit de convectie-dispersie vergelijking in te vullen in de Pearson type III kansverdeling. Met de transferfunctie wordt uit een gegeven reeks waarden voor de percolatie het verloop van de grondwateraanvulling berekenend.

De parameters voor de demping en de vertraging in het transfermodel kunnen uit de bodemfysische eigenschappen afgeleid worden. Wanneer deze niet bekend zijn, kunnen de parameters ook uit het verloop van de grondwaterstand geschat worden. De demping geeft de mate van afvlakking van neerslagfluctuaties aan. De vertraging is de tijd tussen een neerslagpiek en de reactie daarop van de grondwaterstand. De vertraging moet niet verward worden met de verblijftijd. De vertraging geeft aan hoe snel een golf zich verplaatst. De verblijftijd geeft aan hoe lang een waterdeeltje zelf in de onverzadigde zone verblijft. Het model is dus niet geschikt voor berekening van stoftransport.

Het model voor de onverzadigde zone is getest aan het niet-stationaire model ONZAT. Met een langjarige neerslag- en verdampingsreeks is het verloop van de grondwateraanvulling berekend. In beide modellen werden dezelfde bodemfysische eigenschappen gebruikt. Het bleek dat de vertraging en de demping in gemiddelde jaren goed gemodelleerd werden. In zeer natte of droge perioden berekende het ontwikkelde model echter een afwijkend verloop. De oorzaak hiervan kan teruggevoerd worden naar de linearisatie in de afleiding van het transfermodel. In deze test wordt de grondwateraanvulling voor een lange periode berekend. Wanneer een kortere periode gesimu-

leerd wordt, kan de linearisatie afgestemd worden voor die situatie, en zullen betere resultaten verkregen worden.

Het ontwikkelde model is toegepast in een modelstudie in het gebied Meinweg. In de modelstudie wordt het verloop van de grondwaterstand beschreven door een impuls-respons grondwatermodel. In dit grondwatermodel wordt geen rekening gehouden met stroming in de onverzadigde zone. De berekende grondwaterstanden van het grondwatermodel verschillen met het gemeten verloop; het gemeten verloop is gedempt en vertraagd. Op de plaats van modellering is een onverzadigde zone van zes meter aanwezig. De toepassing van het ontwikkelde onverzadigde zone model blijkt dan ook verbetering te geven; de fluctuaties in de grondwaterstand worden duidelijk beter beschreven.

Het ontwikkelde model kan toegepast worden bij veel grondwatermodellen. Het model berekent uit een reeks neerslag- en verdampingsgegevens het verloop van de grondwateraanvulling. Bij toepassing moeten vijf parameters bepaald worden: het vochtbergend vermogen van de wortelzone, de gewasfactor, de dikte van de ondergrond en de demping en vertraging in de ondergrond. De parameters hebben fysische betekenis en kunnen eenvoudig bepaald worden. Het ontwikkelde model biedt de mogelijkheid om in grondwatermodellen snel en eenvoudig rekening te houden met de stroming in de onverzadigde zone.

1 INLEIDING

1.1 Probleembeschrijving

Grondwatermodellen berekenen de grondwaterstroming in de verzadigde zone. De aanvulling van grondwater door neerslag en onttrekking door verdamping zijn in grondwatermodellen belangrijke randvoorwaarden. Neerslag en verdamping vinden plaats aan maaiveld. Tussen maaiveld en het grondwater stroomt het water door de onverzadigde zone. In veel grondwatermodellen kan geen rekening worden gehouden met de onverzadigde stroming. In sommige gevallen is de stroming in de onverzadigde zone echter wel van belang.

Bij Kiwa ontstonden problemen bij het modelleren van gebieden met dikke onverzadigde zones, zoals bijvoorbeeld op de Veluwe waar zeer diepe grondwaterstanden voorkomen. Neerslag heeft in zulke gevallen geen directe invloed op de grondwaterstand, pas na enige tijd zal de grondwaterstand stijgen. Deze tijd wordt de reactietijd van de onverzadigde zone genoemd. In de onverzadigde zone treedt ook demping op: fluctuaties in het neerslagpatroon komen niet of veel gematigder tot uiting in het verloop van de grondwaterstand. Normaal wordt in grondwatermodellen de neerslag rechtstreeks ingevoerd. In dikke onverzadigde zones zal de grondwateraanvulling op een andere manier bepaald moeten worden.

De verdamping wordt in veel grondwatermodellen rechtstreeks aan het grondwater onttrokken. Bij dikke onverzadigde zones komt de verdamping niet uit het grondwater, maar uit de vochtberging in de onverzadigde zone. Een deel van de gevallen neerslag zal verdampen voordat het grondwater bereikt wordt. De aanvulling van het grondwater is dus afhankelijk van de vochtberging in de onverzadigde zone. Met de meeste grondwatermodellen kan de vochtberging in de onverzadigde zone echter niet gesimuleerd worden.

In dit onderzoek wordt een model ontwikkeld om rekening te houden met dikke onverzadigde zones bij het bepalen van de grondwateraanvulling ten behoeve van grondwatermodellen.

1.2 Randvoorwaarden van het onderzoek

Zoals vermeld, geeft de reactietijd aan na hoeveel tijd het effect van de neerslag merkbaar is. Dit betekent niet dat de neerslag zelf het grondwater heeft bereikt, maar de neerslag verdringt het aanwezige water in de onverzadigde zone. Het water in de onderste laag van de onverzadigde zone schuift naar beneden op, en vult het grondwater aan. De tijd die een waterdeeltje er over doet om het grondwater te bereiken, wordt de verblijftijd genoemd. Verblijftijden spelen een rol bij het berekenen van reistijden van

water en verontreinigingen [van Lanen, 1984] [Juhász, 1991]. In dit onderzoek wordt echter niet gekeken naar verblijftijden, alleen *reactietijden* worden beschouwd.

De stroming in de onverzadigde zone kan op verschillende manieren benaderd worden. Onderscheid kan gemaakt worden tussen de agrohydrologische en de geohydrologische benadering. De agrohydroloog is geïnteresseerd in de vochtvoorziening van gewassen, en richt zich dus op de processen in het bovenste deel van de onverzadigde zone. De geohydroloog wil weten wat het effect is van de onverzadigde zone op de grondwaterstroming, en is geïnteresseerd in de grondwateraanvulling. De manier van modelleren, de mate van verfijning en de keuze van randvoorwaarden zal verschillend zijn. Zo zullen ook de tijd- en ruimteschaal anders gekozen worden. In deze studie is een *geohydrologische benaderingswijze* van toepassing.

Grondwatermodellen worden stationair of niet-stationair doorgerekend. De modellering van damping en vertraging in de onverzadigde zone is in eerste plaats gericht op *niet-stationair* modelleren. Bij niet-stationair modelleren is het tijdstip waarop een neerslagpiek tot uiting komt in de grondwaterstand van belang. Bij stationaire berekeningen wordt een gemiddelde situatie doorgerekend, fluctuaties worden niet gesimuleerd, damping en vertraging zijn niet belangrijk. Toch kan de modellering van dikke onverzadigde zones ook bij stationair modelleren meer inzicht geven. Dikke onverzadigde zones hebben een bufferende werking, die meerdere jaren kan bestrijken. Een gemiddelde situatie zal niet vaak optreden, een gemiddeld meteorologisch jaar betekent niet dat de hydrologische situatie (grondwaterstanden, afvoeren) gemiddeld zal zijn.

Verreweg de belangrijkste component van onverzadigde stroming is (één-dimensionale) verticale stroming. Gezien het doel van de modellering heeft het geen zin om de stroming in horizontale richting te beschouwen. In deze studie zal daarom alleen gekeken worden naar *verticale stroming*.

De nadruk van deze studies ligt op *dikke onverzadigde zones*. Veel aspecten van dikke onverzadigde zones zijn ook terug te vinden bij dunne onverzadigde zones, zoals het bepalen van actuele verdamping. Het onderzoek zal daarom niet strikt beperkt blijven tot dikke onverzadigde zones. Dikke en dunne onverzadigde zones lopen geleidelijk in elkaar over. Het onderscheid tussen 'dik' en 'dun' zal gemaakt moeten worden.

In een modelstudie voor grondwaterstroming zijn vaak *geen gedetailleerde gebiedsgegevens* beschikbaar. Ruimtelijke variabiliteit kan maar in beperkte mate worden meegenomen in een modelstudie. De modellering van de onverzadigde zone moet daarop aansluiten. In het model mogen geen parameters voorkomen die zeer nauwkeurig, in een dicht meetnet in het veld, gemeten moeten worden. De onverzadigde zone moet gekarakteriseerd kunnen worden met gemiddelde parameters, kenmerkend voor een gebied.

Stroming in de onverzadigde zone is moeilijk te meten. Een model voor de onverzadigde zone heeft dan ook beperkte mogelijkheden voor ijking. Berekenende waarden voor de actuele verdamping kunnen niet vergeleken worden met gemeten waarden. De grondwateraanvulling kan ook niet gemeten worden, maar komt wel tot uiting in de variatie van de grondwaterstand. Alleen door het verloop van de grondwaterstand te volgen, kunnen de parameters in het onverzadigde zone model geïkt worden. Het *aantal parameters* in het model moet dan ook *zo gering mogelijk* gehouden worden. Bovendien moet het effect van de parameters op het verloop van de grondwaterstand aangevoeld kunnen worden, de parameters in het model zullen (net als in een grondwatermodel) 'op het gevoel' bepaald moeten worden.

De onverzadigde en de verzadigde zone beïnvloeden elkaar. De grondwaterstand beïnvloedt de stroming in de onverzadigde zone, en de grondwateraanvulling beïnvloedt de grondwaterstand. In een model zouden verzadigde en onverzadigde stroming in elke tijdstap dus als één geheel opgelost moeten worden. In dikke onverzadigde zones echter zijn de bovenrandvoorwaarden (neerslag en verdamping) bepalend voor de onverzadigde stroming. De onverzadigde stroming moet dan apart gesimuleerd kunnen worden. De *koppeling* van het onverzadigde zone model met het grondwatermodel *kan dus op verschillende manieren* geschieden, en zal afhangen van de opzet van het onverzadigde zone model.

De uitbreiding van een grondwatermodel met een onverzadigde zone module mag *niet te veel extra rekentijd* vragen. De stroming in de onverzadigde zone moet eenvoudig te berekenen zijn; iteratieve methoden bijvoorbeeld zijn al snel te tijdrovend. In deze studie zal de praktische toepasbaarheid van het model voor de onverzadigde zone een belangrijke rol spelen.

1.3 Leeswijzer

In dit rapport kunnen drie gedeeltes onderscheiden worden. Het eerste gedeelte, hoofdstuk 2, 3 en 4, is een weergave van de voorstudie voor het model. In het tweede gedeelte, hoofdstuk 5, 6 en 7, wordt de feitelijke ontwikkeling van het model voor de onverzadigde zone besproken. In het derde gedeelte, hoofdstuk 8 en 9, wordt het model getest en toegepast. In deze paragraaf zullen de hoofdstukken in het kort besproken worden.

Eerst wordt in hoofdstuk 2 de stroming in de onverzadigde zone bestudeerd. Een beschrijving van de processen die de onverzadigde stroming beïnvloeden, zal als (theoretische) basis dienen voor de verdere modellering. Hierbij zal ook ingegaan worden op het onderscheid tussen dikke en dunne onverzadigde zones.

De onverzadigde zone wordt in eerste instantie ten behoeve van MODFLOW gemodelleerd. In hoofdstuk 3 wordt gekeken welke mogelijkheden MODFLOW biedt om de grondwateraanvulling te berekenen, en welke aan-

knopingspunten MODFLOW biedt om beter met de onverzadigde zone rekening te houden. Ook wordt in hoofdstuk 3 gekeken hoe op dit moment door Kiwa en anderen gemodelleerd wordt. Voor een aantal modelstudies wordt nagegaan op welke manier de grondwateraanvulling bepaald wordt, en welke voordelen, tekortkomingen en beperkingen deze manieren hebben.

Misschien bestaat er al een model voor de onverzadigde zone, dat geschikt is voor koppeling aan MODFLOW. Daarom worden in hoofdstuk 4 bestaande modellen geïnventariseerd naar mogelijkheden, beperkingen en geschiktheid. Op basis van deze inventarisatie wordt bepaald welke modelaanpak gevolgd wordt.

In hoofdstuk 5 wordt de opzet van het model besproken. Het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone bestaat uit twee delen: de wortelzone en de ondergrond. De wortelzone wordt met een reservoirmodel gemodelleerd, de ondergrond met een transfermodel.

In hoofdstuk 6 wordt het reservoirmodel voor de wortelzone uitgewerkt. De verdamping en de percolatie naar de ondergrond worden afhankelijk gesteld van vochtinhoud van het reservoir. De massabalans van de wortelzone kan dan berekend worden.

In hoofdstuk 7 wordt het transfermodel voor de ondergrond besproken. Met het transfermodel worden de demping en vertraging in dikke onverzadigde zones gemodelleerd. Hoofdstuk 7 kan daarom gezien worden als de kern van het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone.

In hoofdstuk 8 wordt het ontwikkelde model vergeleken met ONZAT, een uitgebreid numeriek model voor de onverzadigde zone [van Drecht, 1983]. Op deze manier kan de werking van het model op zich - los van een grondwatermodel - gecontroleerd worden. Een vergelijking van de onverzadigde stroming die door het ontwikkelde model gesimuleerd wordt, met de berekeningen van het uitgebreide numerieke model moet uitwijzen hoe goed het ontwikkelde model is.

Het ontwikkelde onverzadigde zone model wordt in hoofdstuk 9 toegepast in de simulatie van de grondwaterstand in het gebied van de Meinweg (Limburg). In een eerdere studie [Meuleman, 1994] is met een eenvoudig model voor de grondwaterstroming het verloop van de grondwaterstand op één locatie berekend. De gemeten grondwaterstand blijkt gedempt en vertraagd op de neerslag te reageren, maar met het grondwatermodel zonder onverzadigde zone model kon dat niet gesimuleerd worden. Geprobeerd wordt om met het onverzadigde zone model een verbetering te krijgen.

Tenslotte worden in hoofdstuk 10 conclusies getrokken en worden verdere ontwikkelingen van het nieuwe model voor de onverzadigde zone besproken.

2 STROMING IN DE ONVERZADIGDE ZONE

2.1 Inleiding

Voordat in de volgende hoofdstukken de modellendoos opengaat, wordt in dit hoofdstuk eerst de stroming in de onverzadigde zone beschreven. Alleen de stroming in verticale richting zal beschouwd worden. Begonnen wordt met de algemene stroomvergelijking. Vervolgens zullen enkele aspecten besproken worden die met onverzadigde stroming te maken hebben, zoals bodemfysische eigenschappen en randvoorwaarden.

Een dikke onverzadigde zone heeft een dempende en vertragende invloed. De overgang van dunne naar dikke onverzadigde zones is geleidelijk, in dit hoofdstuk wordt geprobeerd aan te geven wat verstaan moet worden onder 'dik' en 'dun'. Tenslotte wordt ingegaan op de tijd- en ruimteschaal van onverzadigde stroming.

2.2 De algemene stroomvergelijking

Onverzadigde stroming wordt met twee vergelijkingen beschreven. De waterbeweging wordt beschreven door de wet van Darcy:

$$q = -k(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (2.1)$$

De waterbalans wordt beschreven met de continuïteitsvergelijking:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.2)$$

Hierbij zijn de volgende symbolen gebruikt:

q	= fluxdichtheid (m/dag)
θ	= vochtgehalte van de bodem (m^3/m^3)
$k(\theta)$	= onverzadigde doorlatendheid (m/dag)
z	= diepte (m)
h	= drukhoogte van bodemwater (m)
t	= tijd (dag)

Combinatie van deze twee vergelijkingen leidt tot de algemene stroomvergelijking of Richards vergelijking:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right) \quad (2.3)$$

De stroomvergelijking is een partiële differentiaal-vergelijking uitgedrukt in h en θ . De coëfficiënt k hangt niet-lineair af van het vochtgehalte in de bodem. Voor de afleiding van de vergelijkingen wordt verwezen naar de literatuur, zoals bijvoorbeeld Koopmans [1991] en Koorevaar [1983].

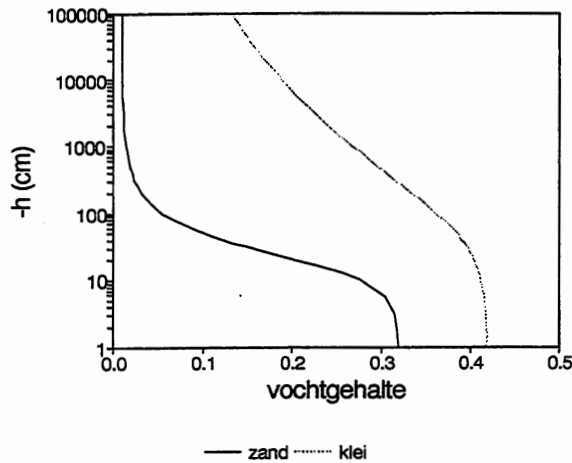
2.3 Bodemfysische eigenschappen

In de bodem geldt een relatie tussen h en θ : bij een bepaalde drukhoogte hoort een bepaald vochtgehalte. De relatie is voor elke bodemsoort verschillend, en wordt de vochtkarakteristiek (of pF-curve, $pF = \log(-h)$) genoemd. Als voorbeeld worden in figuur 2.1 de vochtkarakteristiek voor een zand- en een kleigrond gegeven.

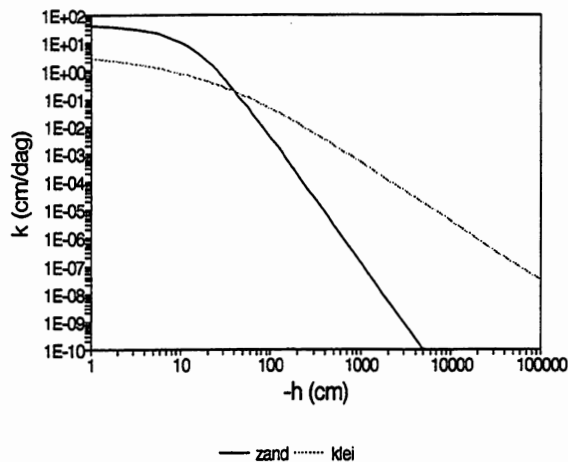
De vochtkarakteristiek van zand heeft een stoelvorm, waarbij drie trajecten onderscheiden kunnen worden. Als eerste een traject waar θ (bijna) gelijk is aan het verzadigde vochtgehalte, bij waarden van h tussen -1 en -100 cm. In de bodem betekent dit dat alle poriën gevuld zijn met water, dit komt voor vlak boven het freatisch vlak: in de volcapillaire zone. Vervolgens een traject waar θ afneemt bij meer negatieve waarden van h . De poriën in de bodem bevatten naast water nu ook lucht, het bodemwater staat echter nog wel in contact met het grondwater, en capillaire opstijging is mogelijk. Dit wordt in de bodem de funiculaire zone genoemd [van der Molen, 1983]. In het laatste traject, bij zeer negatieve drukhoogte, blijft θ constant, alleen in de kleinste poriën is nog bodemwater aanwezig, het grootste deel van de poriën is gevuld met lucht. Capillaire opstijging is niet meer mogelijk, in dit traject is alleen neerwaarts transport van water, dit heet de percolatiezone [van Lanen, 1984]. Bij klei zijn deze trajecten niet zo duidelijk te onderscheiden.

De relatie tussen θ en h is hierboven eenduidig verondersteld. In werkelijkheid is dit echter niet zo. Bij uitdroging van de grond wordt een andere karakteristiek doorlopen dan bij vernatting van de grond. Dit effect heet hysteresis, het oplossen van de stroomvergelijking wordt hierdoor zeer moeilijk [Koorevaar, 1983]. Bovendien werd verondersteld dat de relatie voor het hele bodemprofiel geldt. Echter, door heterogeniteit van de bodem kan de relatie van plaats tot plaats sterk verschillen.

Ook de onverzadigde doorlatendheid van de bodem, k , is afhankelijk van het vochtgehalte in de bodem. Vaak wordt k als functie van h geschreven, de $k(h)$ -relatie wordt de doorlatendheidskarakteristiek genoemd. De $k(h)$ -relatie is voor elke bodemsoort anders, en is in figuur 2.2 weergegeven voor grof zand en lichte klei. In de volcapillaire zone (lage drukhoogte) is k gelijk aan de verzadigde doorlatendheid. In de funiculaire zone neemt k zeer sterk af bij afnemend vochtgehalte. Door het intreden van lucht neemt het aantal poriën waar water doorheen stroomt af, zodat de doorlatendheid kleiner wordt.



Figuur 2.1 De relatie tussen drukhoogte en vochtgehalte voor grof zand en lichte klei weergegeven door de pF-curve [bron: Wösten, 1994].



Figuur 2.2 De relatie tussen de onverzadigde doorlatendheid en de drukhoogte van grof zand en fijne klei [bron: Wösten, 1994]

Het bepalen van de bodemfysische relaties is moeilijk en duur. Daarom zijn voor verschillende bodemtypen standaardrelaties bepaald; deze geven de gemiddelde relaties aan voor een bepaalde bodemklasse. Beschikbare standaardreeksen zijn:

- Rijtema gronden, een reeks van 22 gronden [Rijtema, 1969].
- Standaardkarakteristieken van Krabbenborg en Poelman, voor 20 verschillende bodemhorizonten in tabelvorm [Cultuurtechnisch Vademecum, 1988].
- Staringreeks, 18 bovengronden en 18 ondergronden, bijna alle bodems in Nederland zijn hierin vertegenwoordigd [Wösten, 1994].
- Van Genuchten-relatie, met 6 parameters worden de pF-curve en de doorlatendheidskarakteristiek weergegeven [Wösten, 1994].

De gronden van de Staringreeks zijn aan de Van Genuchten-relaties gekoppeld, de 6 parameters van elke bodemklasse zijn bekend.

De standaardrelaties hebben een globaal karakter. Binnen een bodemklasse van de Staringreeks variëren de gemeten relaties voor de doorlatendheid vaak met een factor tien [Wösten, 1984]. In de praktijk vereist het kiezen van de juiste bodemklasse veel ervaring.

2.4 Randvoorwaarden

De randvoorwaarden voor stroming in de onverzadigde zone zijn bepalend voor het stromingspatroon. De randvoorwaarden zijn neerslag en verdamping aan de bovenkant en de grondwateraanvulling aan de onderkant van de onverzadigde zone.

Aan maaiveld infiltreert neerslag. Niet alle gevallen neerslag komt in de bodem terecht, een deel wordt opgevangen door het gewas (interceptie), en een deel stroomt oppervlakkig af. Welk deel van de gevallen neerslag infiltreert, hangt af van het gewas, het bodemtype, de vochttoestand in de bodem en de neerslagintensiteit.

De andere randvoorwaarde aan maaiveld is evapotranspiratie. De evapotranspiratie is de gewasverdamping (transpiratie) plus de verdamping van het bodemoppervlak (evaporatie). Het water van de gewasverdamping komt uit de wortelzone, van evaporatie uit de bovenste bodemlaag, uit plassen op het maaiveld, en uit de gewasinterceptie.

De berekening van de werkelijk opgetreden verdamping, de actuele verdamping, wordt vaak in drie stappen gemaakt. De meteorologische omstandigheden worden verwerkt in de referentie-verdamping ET_r , volgens de formule van Makkink. De referentie-verdamping ET_r geeft de verdamping aan van een grasveld dat optimaal van water wordt voorzien, onder de actuele meteorologische omstandigheden. Vroeger (voor 1987) werd een andere formule gebruikt, namelijk de formule van Penman. Deze formule berekent de verdamping (E_o) van een open wateroppervlak. Over het algemeen geldt:

$$ET_r = 0.8 E_o \quad (2.4)$$

Vervolgens wordt de referentie-verdamping omgezet in de potentiële verdamping voor een gewas ET_p . Hierbij geldt voor elk gewas in elke periode in het groeiseizoen een bepaalde gewasfactor f . De potentiële verdamping wordt berekend volgens:

$$ET_p = f ET_r \quad (2.5)$$

Tenslotte hangt de verdamping nog af van het vochtgehalte in de bodem. De potentiële verdamping kan gereduceerd worden door een te laag vochtgehalte. Daarom wordt een reductiefactor R gedefiniëerd, zodat:

$$ET_a = R ET_p \quad (2.6)$$

De Penman-verdamping kan ook gebruikt worden voor de berekening, de gewasfactor moet dan wel aangepast worden.

De reductiefactor R is afhankelijk van de drukhoogte in de wortelzone. Bij pF 4.2 ($h = -16000$ cm) kunnen planten geen water meer opnemen, $R = 0$ en de verdamping is nul. Bij kleinere drukhoogte, rond pF 2 à 3, is de verdamping maximaal, $R = 1$. De exacte invloed van de drukhoogte op de verdamping is niet bekend. De verdamping wordt ook wel afhankelijk gesteld van het vochtgehalte, in plaats van de drukhoogte.

Aan de onderkant van de onverzadigde zone is de grondwaterspiegel de begrenzing. De hoeveelheid water die vanuit de onverzadigde zone door het freatisch vlak stroomt, wordt de grondwateraanvulling genoemd. Stroomt het water vanuit de verzadigde zone omhoog naar de onverzadigde zone (capillaire opstijging), dan is de grondwateraanvulling negatief. De hoogte van het freatisch vlak varieert in de tijd, afhankelijk van de grondwaterstroming en de grondwateraanvulling.

2.5 Demping en vertraging

Neerslag die in de bodem infiltreert, zal niet direct de grondwaterstand beïnvloeden. Pas na enige tijd zal het grondwater stijgen, dit wordt de reactietijd van de onverzadigde zone genoemd. De onverzadigde zone heeft dus een vertragende werking. Door de berging in de onverzadigde zone zal een neerslagpiek worden afgevlakt. De grondwateraanvulling fluctueert veel minder dan het neerslagpatroon: dit is de demping van de onverzadigde zone [van Drecht, 1983].

Demping en vertraging kunnen afgeleid worden uit de algemene stroomvergelijking, vergelijking (2.3). De stroomvergelijking wordt uitgedrukt in h en θ . Door omschrijving kan de vergelijking ook alleen in θ uitgedrukt worden:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{dk(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.7)$$

waarbij D de diffusiviteit (m^2/dag) wordt genoemd:

$$D(\theta) = k(\theta) \frac{dh(\theta)}{d\theta} \quad (2.8)$$

Vergelijking (2.8) kan omgeschreven worden tot een convectie-dispersie vergelijking:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - c(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + D(\theta) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (2.9)$$

waarbij c de convectie-factor (m/dag) is:

$$c(\theta) = - \frac{\partial D(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{dk(\theta)}{d\theta} \quad (2.10)$$

De convectie-factor geeft de snelheid weer waarmee een neerslagpiek zich verplaatst. De diffusiviteit D is de dispersie-factor, deze factor is een maat voor de demping van een neerslagpiek. Zowel c als D zijn afhankelijk van (de gradiënt van) het vochtgehalte in de bodem. Zo zal in een droge bodem een neerslagpiek meer gedempt worden dan in een natte bodem. Immers, de doorlatendheid is groter in een natte bodem, en dus de dispersie-factor ook.

Demping en vertraging zijn vooral van belang in een dikke onverzadigde zone. IWACO [1992] kwam op de Veluwe uit op reactietijden in de orde van maanden bij een onverzadigde zone van ongeveer twintig meter. Van Drecht [1986] kwam in een onderzoek op de Utrechtse Heuvelrug uit op een reactietijd van één maand per tien meter. Vaak worden reactietijden verward met de verblijftijden (zie hoofdstuk 1). Verblijftijden zijn veel groter dan reactietijden, en liggen in de orde van jaren bij een dikke onverzadigde zone [van Lanen, 1984].

2.6 Dikke en dunne onverzadigde zones

Het verschil tussen dikke en dunne onverzadigde zones is niet moeilijk. Op de Veluwe, met diepe grondwaterstanden, is de onverzadigde zone dik, in de Betuwe, in een weiland omringd met sloten met een hoog peil is de onverzadigde zone dun. De overgang tussen dik en dun is echter geleidelijk. In deze paragraaf zal het onderscheid tussen dikke en dunne onverzadigde zones gemaakt worden.

In dikke onverzadigde zones zal capillaire opstijging vanuit het grondwater de wortelzone niet bereiken. De wortels betrekken hun vocht uit het bovenste deel van de bodem, de hangwaterzone; het vocht in deze zone is enkel neerslag die niet gepercoleerd is. In een dunne onverzadigde zone kan de stroming zowel opwaarts als neerwaarts gericht zijn. Capillaire opstijging kan de wortelzone bereiken, plantenwortels kunnen dus ook (indirect) hun vocht uit het grondwater betrekken.

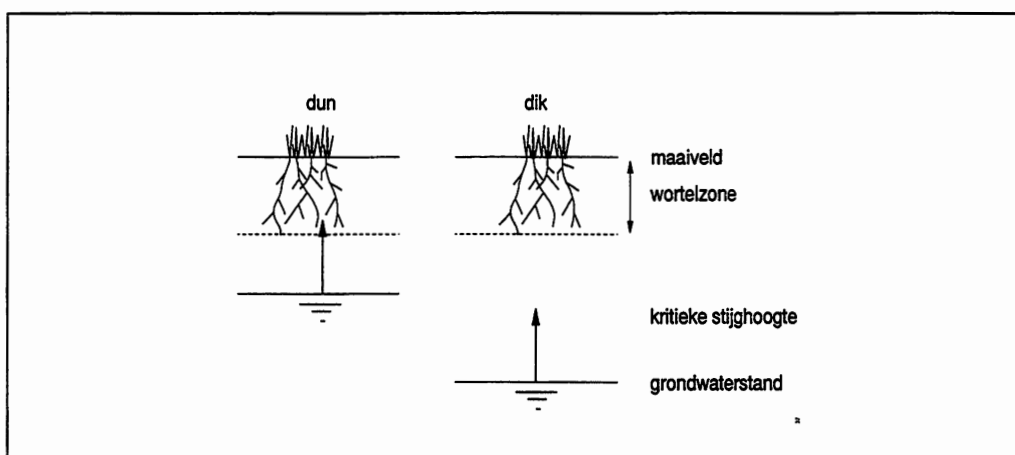
De maximale hoogte die een capillaire flux kan bereiken, wordt de kritieke z -afstand genoemd. De kritieke z -afstand is afhankelijk van het bodemtype en van de grootte van de flux. Een grote flux kan weinig stijgen, een kleine flux kan soms een hoogte van meer dan één meter bereiken. In de Staringreeks worden waarden van de kritieke z -afstand voor fluxen van één en twee mm/dag voor alle bodemklassen gegeven [Wösten, 1994]. In tabel 2.1 staat een overzicht van de kritieke z -afstand bij een flux van één mm/dag, voor de vijf hoofdgroepen van de Staringreeks.

Tabel 2.1 Kritieke stijghoogte van een capillaire flux van één mm/dag voor bovengronden in de Staringreeks [Wösten, 1994].

Bodem-groep	Kritieke stijghoogte (m)	Opmerkingen
zand	1.2 - 2.6	toenemend met het leemgehalte
zavel	1.3 - 1.9	toenemend met de textuur-zwaarte
klei	0.4 - 1.0	toenemend met de textuur-zwaarte
leem	1.0 - 1.1	
veen	0.5 - 1.6	kleiig veen laag, zandig veen hoog

De grens tussen dikke en dunne onverzadigde zones kan op basis van het voorkomen van capillaire opstijging getrokken worden. Als capillaire opstijging vanuit het grondwater de wortelzone niet meer kan bereiken, wordt de onverzadigde zone als 'dik' aangemerkt (zie ook figuur 2.3). De grondwaterstand moet dan lager zijn dan de kritieke z-afstand én de bewortelingsdiepte samen. De bewortelingsdiepte varieert tussen 0.2 en 1.0 meter [de Laat, 1980]. Op basis van dit gegeven en tabel 2.1 kan de grens tussen dikke en dunne onverzadigde zones gelegd worden. De grens varieert met het bodemtype en het landgebruik tussen één en drie meter.

Het onderscheid tussen dun en dik wordt gebaseerd op de GHG, de gemiddeld hoogste grondwaterstand. Op de bodemkaart van Nederland worden grondwatertrappen aangegeven. De hoogste grondwatertrap, GT VII, onderscheidt zich door diepe grondwaterstanden, de gemiddeld hoogste grondwaterstand moet lager zijn dan 80 cm beneden maaiveld. De droge variant van GT VII wordt weergegeven door GT VII*, waarbij de GHG lager dan 140 cm is [Steur, 1991]. In gebieden met een grondwatertrap GT VII* zal de onverzadigde zone als dik aangemerkt worden.



Figuur 2.3 Onderscheid tussen dikke en dunne onverzadigde zones op basis van de kritieke stijghoogte en de bewortelingsdiepte.

In dikke onverzadigde zones zal de stroming onder de hangwaterzone altijd neerwaarts zijn, er is een percolatieprofiel aanwezig. In een dikke onverzadigde zone komen variaties in de neerslag vertraagd en gedempt tot uiting in de grondwaterstand. De percolatie is onafhankelijk van de grondwaterstand, de bovenrandvoorwaarde bepaalt de stroming. In dunne onverzadigde zones kan de stroming zowel opwaarts als neerwaarts gericht zijn; de grondwaterstand is van invloed op de onverzadigde stroming.

2.7 Tijd- en ruimteschaal

Bij het beschrijven van stroming in de onverzadigde zone lopen veel tijd- en ruimteschalen door elkaar heen. Processen die per uur variëren staan naast processen die in jaren uitgedrukt worden. Soms zijn enkele centimeters belangrijk, terwijl andere parameters regionaal beschreven kunnen worden. Omdat de stroming in de onverzadigde zone berekend wordt ten behoeve van grondwatermodellering, moeten tijd- en ruimteschaal van de berekening zo veel mogelijk aangepast worden aan de grondwatermodellering. De onverzadigde stroming is echter sterk niet-lineair. Het is mogelijk dat de berekening van onverzadigde stroming een kleinere tijdstap vereist.

Bij grondwatermodellering wordt hier gedacht aan berekeningen op lokale of regionale schaal. Gebiedskenmerken worden opgegeven voor gebieden in de orde van hectares. De berekeningen kunnen worden uitgevoerd met een tijdstap in de orde van dagen of weken. Voor neerslag- en verdampinggegevens worden vaak decadewaarden (10 dagen) of maandwaarden gebruikt. Grondwaterstanden worden elke halve maand gemeten. Meestal wordt als tijdstap in grondwaterberekeningen één van deze stapgroottes aangehouden.

De dikte van onverzadigde zones ligt in de orde van meters. De doorlatendheid van de bodem kan echter binnen enkele centimeters sterk variëren. Wormgangen en wortelstelsels verhogen de doorlatendheid, in kleigrond kan één scheur de doorlatendheid extreem verhogen. Een slecht doorlatende laag of een waterafstotende lens van maar enkele millimeters dik kan het hele stroomveld bepalen. De interceptie, afstroming en infiltratie hangen af van het bodemtype en het gewas. Deze processen kunnen dus ook van plaats tot plaats variëren. Om de onverzadigde stroming te berekenen, zouden de bodemopbouw en de vegetatie nauwkeurig bekend moeten zijn.

In een modelstudie voor grondwaterstroming zijn vaak geen gedetailleerde gebiedsgegevens beschikbaar. Ruimtelijke variabiliteit kan maar in beperkte mate worden meegenomen in een modelstudie. De onverzadigde zone moet dus gekarakteriseerd kunnen worden met 'gemiddelde' relaties en parameters die kenmerkend zijn voor het gebied.

Aan maaiveld zijn neerslag en evapotranspiratie de randvoorwaarden. De hoeveelheid neerslag is op regionale schaal te beschrijven; dit sluit aan bij de ruimteschaal van grondwatermodellering. Als gevolg van luwtes en reliëf

variëert de hoeveelheid neerslag echter op kleine schaal. Hiermee kan moeilijk rekening gehouden worden.

Voor neerslag en verdamping worden vaak decadewaarden of maandwaarden gebruikt. De processen spelen zich echter af op een kleinere tijdschaal. Een regenbui duurt een paar uur. De intensiteit van de bui bepaalt de hoeveelheid oppervlakkige afstroming. Wordt gekeken naar de gemiddelde neerslag over langere tijd (dagen, maanden) dan gaat informatie over neerslagintensiteit verloren. Evapotranspiratie variëert van dag tot dag. Worden maandwaarden gebruikt, dan wordt in combinatie met neerslaggegevens een fout geïntroduceerd. Stel, de eerste helft van de maand is droog en zonnig, de tweede helft nat en koud. In de eerste helft zou er veel water kunnen verdampen, maar er is geen water. In de tweede helft is er veel water, maar er verdampt niet veel. Bij het gebruik van maandwaarden zou alle neerslag van de tweede helft, verdampt worden door de zon van de eerste helft van de maand.

De grondwaterstand is de onderrandvoorwaarde voor de onverzadigde zone. De grondwaterstand kan bij een dunne onverzadigde zone in een paar uur aanzienlijk stijgen. Bij een dikke onverzadigde zone vinden veranderingen meer in de orde van dagen of maanden plaats, dit is de tijdschaal die bij grondwatermodellering wordt aangehouden.

De stroming in de onverzadigde zone is een sterk niet-lineair proces. De doorlatendheid van de bodem is één van de factoren in de stroomvergelijking die het meest variëert. Het verschil tussen de doorlatendheid van een droge en een natte bodem kan een factor 10^6 schelen. De dispersie (diffusiviteit) is afhankelijk van de doorlatendheid en heeft dus ook een groot bereik [Koorevaar, 1983]. Als gevolg hiervan variëert ook de convectie, afhankelijk van het vochtgehalte. Voor de convectie is ook de gradiënt van het vochtgehalte van belang (zie vergelijking (2.10)). Het vochtgehalte kan binnen enkele centimeters aanzienlijk verschillen, denk bijvoorbeeld aan een intrekkend vochtfront. De grote variatie van de doorlatendheid zorgt voor grote variatie in de fluxintensiteit. Bij de beschrijving van onverzadigde stroming kan een kleine afwijking van θ resulteren in een grote verandering van k , en dus in de fluxintensiteit. De dispersie en de convectie bepalen de demping en de vertraging. Ook hier kan een kleine afwijking van θ resulteren in een grotere vertraging en demping. In korte tijd kan de stroming in de onverzadigde zone dus veranderen. De tijdschaal moet aansluiten op de stromingsprocessen. Bij sterk veranderende stroming moet de tijdschaal klein gekozen worden.

In Nederland is in dikke onverzadigde zones het vochtgehalte vanaf twee of drie meter diepte vrijwel constant. Het klimaat is gematigd; de neerslag wordt over het jaar gespreid. Door de demping in de bodem worden neerslagfluctuaties al snel uitgedempt. In dikke onverzadigde zones zullen de stromingsprocessen (vanaf twee of drie meter diepte) niet sterk veranderlijk zijn. De tijdschaal kan dan relatief groot gekozen worden. De tijdschaal van grondwatermodellering (decaden of halve maanden) zal aangehouden worden.

3 GRONDWATERMODELLERING MET MODFLOW

3.1 Inleiding

De onverzadigde zone wordt gemodelleerd ten behoeve van grondwatermodellen. In eerste instantie was de modellering gericht op het computerprogramma MODFLOW. Daarom wordt in dit hoofdstuk gekeken hoe de bovenrandvoorwaarden in MODFLOW verwerkt zijn. In veel andere grondwatermodellen zijn de bovenrandvoorwaarden op identieke wijze verwerkt. Het model voor de onverzadigde zone is daarom niet alleen bij MODFLOW toepasbaar; in dit hoofdstuk dient MODFLOW dus als voorbeeld.

Eerst zullen de modelopzet en de bovenrandvoorwaarden van MODFLOW besproken worden. Vervolgens wordt aan de hand van voorbeelden gekeken hoe op dit moment door Kiwa en anderen gemodelleerd wordt met MODFLOW. Voor een aantal modelstudies wordt bekeken op welke manier de grondwateraanvulling bepaald wordt, en welke voordelen, tekortkomingen en beperkingen deze manieren hebben.

3.2 Het grondwatermodel MODFLOW

3.2.1 Modelopzet

MODFLOW is een computerprogramma voor het modelleren van grondwaterstroming. Het model is quasi drie-dimensionaal, het te modelleren gebied wordt opgedeeld in cellen in het kaartvlak, en in lagen in de diepte. De afmetingen van de cellen kunnen onderling variëren. De lagen kunnen hydrogeologische lagen representeren. Bodemeigenschappen en stijghoogtes gelden per cel.

In het model wordt de onderstaande vergelijking voor verzadigde stroming opgelost:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.1)$$

waarin:

- x,y = lengte, breedte in het kaartvlak (m)
- z = diepte (m)
- h = stijghoogte (m)
- K_x = verzadigde doorlatendheid in de x-richting (m/dag)
- W = bronterm ($\text{m}^3/\text{m}^3\text{dag}$)
- S_s = specifieke bergingscoëfficiënt (m^{-1})
- t = tijd (dag)

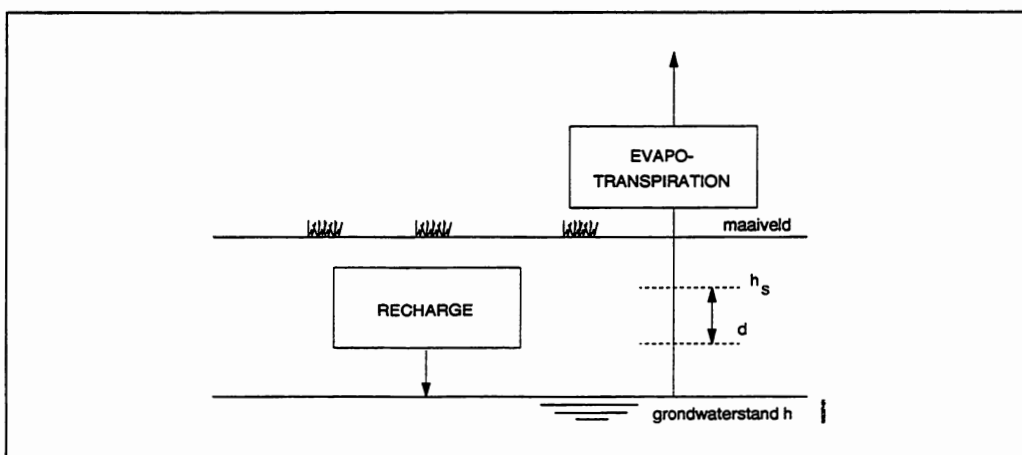
Het programma bestaat uit een aantal losse modules, die elk een bijdrage leveren aan één of meerdere termen in de stroomvergelijking. Zo is er een module die de stroming van of naar rivieren beschrijft, een module voor drainage, een module voor het opleggen van randvoorwaarden, één voor stroming naar putten, één voor de aanvulling van grondwater, één voor verdamping en één module die de grondwaterstroming tussen de cellen onderling beschrijft. Verder heeft MODFLOW ook een aantal modules voor de model-organisatie en voor het oplossen van de stroomvergelijking.

In de term W in de stroomvergelijking, de bronterm, worden alle externe bronnen en onttrekkingen van grondwater verrekend. De grondwateronttrekkingen via putten of drains komen in de bronterm, ook de neerslag en de verdamping worden in de bronterm meegenomen. Externe bronnen kunnen afhankelijk zijn van de stijghoogte van het grondwater, W is dan een functie van h . In de uitwerking van de stroomvergelijking wordt de bronterm opgesplitst in een bronterm die afhankelijk is van de stijghoogte, en in een bronterm onafhankelijk van stijghoogte [McDonald, 1984].

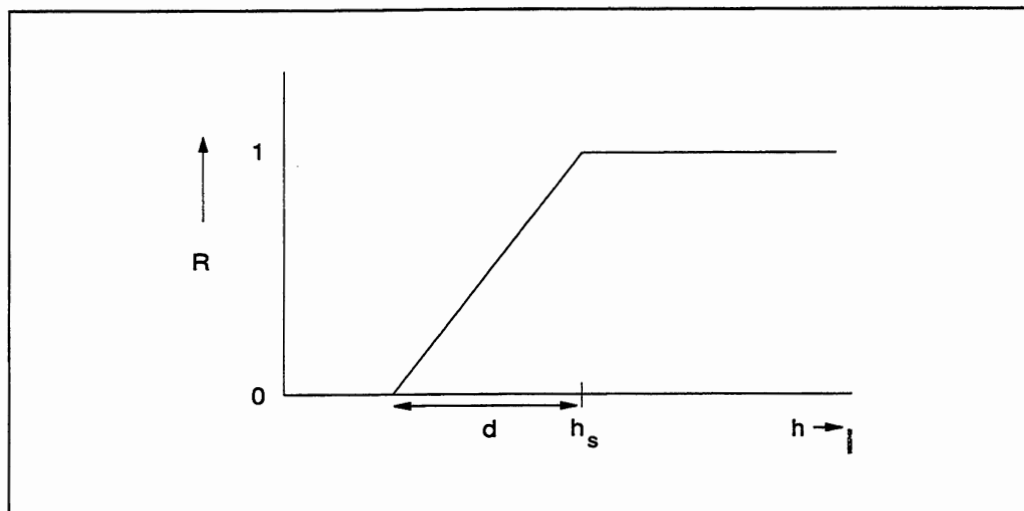
3.2.2 Bovenrandvoorwaarden

De module recharge beschrijft de grondwateraanvulling, de module evapotranspiration beschrijft de verdamping. Met deze twee modules wordt de bovenrandvoorwaarde van de grondwaterstroming vastgelegd [McDonald, 1984]. In figuur 3.1 worden de beide modules schematisch weergegeven.

De module recharge biedt de gelegenheid om grondwateraanvulling in te voeren. In MODFLOW speelt de onverzadigde zone bij de grondwateraanvulling geen rol: de grondwateraanvulling is gedefiniëerd op de grens van de onverzadigde en de verzadigde zone. In de module wordt de grondwateraanvulling onafhankelijk van de grondwaterstand (stijghoogte) gesteld. In het model moeten de waarden van de grondwateraanvulling per cel ingevoerd worden voor elke tijdstap of periode. De modelleur kan aangeven in welke laag de aanvulling terecht komt: in de bovenste laag, in de eerste



Figuur 3.1 De modules RECHARGE en EVAPOTRANSPIRATION



Figuur 3.2 Bepaling van de reductiefactor R als functie van de grondwaterstand h in de module EVAPOTRANSPIRATION.

actieve (watervoerende) laag, of in een (per cel) zelf gespecificeerde laag. In de stroomvergelijking wordt de recharge opgeteld bij de bronterm die onafhankelijk is van de stijghoogte.

In de module evapotranspiration wordt de actuele verdamping in de cellen van de bovenste laag bepaald. Het water dat verdampt, komt rechtstreeks uit de verzadigde zone. Als invoer voor de module wordt per cel per tijdstap de potentiële verdamping ET_p (zie paragraaf 2.4) ingevoerd. De actuele verdamping ET_a wordt afhankelijk gesteld van de grondwaterstand. Als de grondwaterstand boven een bepaald niveau komt, dan is de verdamping maximaal. Dit niveau wordt surface elevation (h_s) genoemd. Is de grondwaterstand heel laag, beneden een zekere extinction depth (d) ten opzichte van h_s , dan vindt geen verdamping plaats. Tussen h_s en ($h_s - d$) is de verdamping lineair afhankelijk van de grondwaterstand, de verdamping wordt gereduceerd met de reductiefactor R (zie figuur 3.2). De waarden van h_s en d worden per cel opgegeven. In de stroomvergelijking wordt de verdamping in één of beide brontermen meegenomen, afhankelijk van de grondwaterstand.

In de module evapotranspiration wordt de verdamping als functie van de grondwaterstand berekend. In werkelijkheid is de verdamping een functie van het vochtgehalte in de onverzadigde zone. Het gebruiken van de grondwaterstand in plaats van het vochtgehalte, houdt in feite de aanname in dat het vochtgehalte in de bodem in evenwicht is met de grondwaterstand. Bij een bepaalde grondwaterstand hoort dan een bepaald vochtgehalte, en de verdamping kan als functie van de grondwaterstand berekend worden. De waarden voor h_s en d karakteriseren de onverzadigde zone. Wanneer de grondwaterstand beneden de diepte $h_s - d$ komt, kan geen capillaire opstijging meer plaatsvinden en is er geen verdamping. De toename van de verdamping met toenemende grondwaterstand wordt lineair verondersteld: hoe hoger de grondwaterstand, hoe groter de capillaire flux naar de wortelzone. De toename van de flux kan met de waarde van d aangepast worden aan de bodemsoort.

3.3 Modelstudies met MODFLOW

Grondwateraanvulling en onttrekking van grondwater voor verdamping zijn belangrijke randvoorwaarden voor de grondwaterstroming. De werkelijke grondwateraanvulling is moeilijk te bepalen. Bij het modelleren van regionale grondwaterstroming zijn gegevens over stroming door het freatisch vlak onbekend. Neerslaggegevens zijn echter wel beschikbaar, deze zouden als invoer voor recharge kunnen dienen. Met de berging in de onverzadigde zone wordt dan geen rekening gehouden. In veel modelstudies worden de neerslaggegevens, en daarmee samenhangend ook de verdampinggegevens, vooraf bewerkt om de onverzadigde zone beter mee te nemen. De volgende paragrafen beschrijven hoe bij drie recent door Kiwa uitgevoerde modelstudies neerslag en verdamping in MODFLOW zijn ingevoerd. Ook wordt een modelstudie met MODFLOW van het adviesbureau Broks besproken.

3.3.1 Modellering Denekampse Veld

In de studie 'Anti-verdrogingsscenario's in het Denekampse Veld' [van Gerven, 1993] is de grondwaterstroming in Oost-Twente gemodelleerd. Het model is niet-stationair gebruikt: gedurende drie jaar is de grondwaterstroming gesimuleerd, met een tijdstap van twee weken. Neerslaggegevens waren beschikbaar, de potentiële verdamping werd berekend uit de referentieverdamping van het KNMI en gewasfactoren voor elk soort landgebruik.

Wanneer de neerslag als directe invoer voor recharge zou dienen, dan zou alle neerslag direct aan het grondwater ten goede komen. Wanneer vervolgens de grondwaterstand laag is, is er volgens de module evapotranspiration geen verdamping. In werkelijkheid verdampt (een deel van) de neerslag voordat het de grondwaterspiegel bereikt. In het model wordt de grondwateraanvulling dan te hoog ingeschat, en de grondwaterstand zou te hoog berekend worden.

Om de werkelijkheid beter te benaderen, is de volgende afweging gemaakt:

$ET_p > P$ de potentiële verdamping is groter dan de neerslag, aangenomen wordt dat alle neerslag verdampt; er vindt geen grondwateraanvulling plaats. De rest van de verdamping (het neerslagtekort) wordt eventueel gecompenseerd door capillaire opstijging, berekend met de module evapotranspiration. In de module recharge wordt geen neerslag ingevoerd.

$P > ET_p$ de neerslag is hoger dan de potentiële verdamping, aangenomen wordt dat de verdamping maximaal is, en uit de neerslag komt. De verdamping komt dus niet uit het grondwater, evapotranspiration wordt op nul gesteld. Het neerslagoverschot wordt bij recharge ingevoerd.

In plaats van neerslag en verdamping in aparte modules in te voeren, wordt het neerslagtekort of het neerslagoverschot berekend, en óf in de module evapotranspiration, óf in recharge ingevoerd.

In het algemeen wordt met deze methode een hogere verdamping berekend, dan met de standaardmethode van MODFLOW. Voor een dunne onverzadigde zone, waar de verdamping door capillaire opstijging altijd op peil wordt gehouden, maakt de gebruikte modelaanpassing niets uit. In beide methoden wordt potentiële verdamping berekend. De twee methoden verschillen van elkaar in geval van diepere grondwaterstanden, waarbij geen capillaire opstijging meer plaatsvindt. Bij de standaardmethode zal de verdamping tot nul gereduceerd worden, in de gebruikte modelstudie-methode wordt aangenomen dat de neerslag in de betreffende tijdstap zal verdampen. De werkelijkheid ligt ertussen in, van de gevallen neerslag zal een deel verdampen, een deel zal doorsijpelen naar het grondwater.

In de modelstudie wordt geen rekening gehouden met demping en vertraging in de onverzadigde zone: het neerslagoverschot wordt direct aan het grondwater toegekend. In het modelgebied komen echter geen zeer diepe grondwaterstanden voor.

3.3.2 Modellerings zuidelijke Veluwezoom

Ook voor het instationaire model in de studie 'Waterwinning en natuurontwikkeling op de zuidelijke Veluwezoom' [Athmer, 1994] werd gerekend met tijdstappen van twee weken, hiervoor waren (gemiddelde) neerslag- en verdampinggegevens beschikbaar. De verdampinggegevens zijn aangepast aan het landgebruik middels gewasfactoren.

De grondwateraanvulling is op dezelfde manier berekend als bij het Dene-kampse Veld, op basis van neerslagoverschot of neerslagtekort. In het studiegebied komen echter ook een aantal gebieden voor met een dikke onverzadigde zone, zoals op de Veluwe. Bij een dikke onverzadigde zone blijkt de grondwaterstand bijna niet te fluctueren. De dikke onverzadigde zone heeft een dempende en vertragende invloed, waardoor fluctuaties in het neerslagoverschot niet tot uiting komen in veranderingen in de grondwaterstand. Het neerslagoverschot komt niet direct bij het grondwater, in het model kan het neerslagoverschot dus ook niet rechtstreeks bij recharge ingevoerd worden.

In de studie is bij dikke onverzadigde zones gekozen voor het invoeren van het langjarig gemiddeld neerslagoverschot. De berekening van het neerslagtekort of -overschot per halve maand wordt dan dus niet uitgevoerd. Voor de berekening van het langjarig gemiddelde neerslagoverschot wordt gebruik gemaakt van de potentiële verdamping van elke gewassoort over 30 jaar. In de studie worden gebieden met een onverzadigde zone van meer dan drie meter beschouwd als dik.

Bij de gebruikte methode zijn een aantal kanttekeningen te plaatsen. Ten eerste is bij de berekening van het neerslagoverschot de potentiële verdamping gebruikt, en niet de actuele. Het berekende neerslagoverschot is een minimum-waarde; wanneer in werkelijkheid verdampingsreductie optreedt,

zal het werkelijke neerslagoverschot groter zijn. Als tweede kanttekening kan opgemerkt worden dat door het gebruik van het langjarig gemiddelde de grondwateraanvulling altijd constant verondersteld is. In werkelijkheid worden kleine en korte fluctuaties in het neerslagoverschot wel uitgedempt, maar grote fluctuaties (trends) zijn terug te vinden in de grondwateraanvulling. De toegepaste methode zal na een serie natte jaren de grondwateraanvulling te laag inschatten. Verder is de grens tussen diepe en ondiepe verzadigde zones heuristisch gekozen op basis van een analyse van tijdstijghoogtelijnen, en heeft dus geen fysische onderbouwing.

Bij de stationaire ijking en validatie van het model van de Veluwezoom zijn alle grondwateraanvullingen berekend uit neerslaggegevens van datzelfde jaar, óók in de gebieden met een dikke onverzadigde zone. Het model werd geïkt met de gegevens uit een meteorologisch gemiddeld jaar (1985). De verificatie met een meteorologisch te droog jaar (1989) gaf vervolgens geen goede resultaten: grondwaterstanden op de stuwwal werden te laag gemodelleerd. In een droog jaar is het neerslagoverschot klein, door de bufferende werking van de stuwwal blijft de grondwateraanvulling echter op peil. De werkelijke grondwateraanvulling is dus groter dan gemodelleerd, de werkelijke grondwaterstanden zijn dan ook hoger. Voorgesteld wordt om stationaire berekeningen met langjarig gemiddelde gegevens uit te voeren.

3.3.3 Modelleren Nijmegen en omgeving

In de studie 'Systeemanalyse Nijmegen en omgeving' [Kap, 1991] is de grondwaterstroming van de stuwwal van Nijmegen en het omliggende gebied gemodelleerd. Het model is stationair gebruikt, met behulp van de jaarlijkse neerslag en potentiële verdamping zijn de gemiddelde grondwaterstanden in het gebied gesimuleerd.

Met behulp van de neerslag- en verdampinggegevens is het neerslagoverschot berekend voor stedelijk, sub-stedelijk en landelijk gebied. Wanneer met het model een droog jaar wordt berekend, wordt de (gemiddelde) gewasfactor verlaagd. Op deze manier wordt rekening gehouden met het verschil tussen potentiële en actuele verdamping. Over een jaar gerekend heeft Nederland een neerslagoverschot, dit wordt ingevoerd in de recharge module.

In het modelgebied komen ook stuwwalgebieden voor met dikke onverzadigde zones. Door de dempende en vertragende werking van de stuwwal hangt de grondwateraanvulling hier niet alleen af van het jaar dat gemodelleerd wordt, maar ook van voorgaande jaren. Om de relatie te bepalen tussen de grondwaterstand en de neerslag, is het verloop van de grondwaterstand vergeleken met het meerjarige terugschrijdende gemiddelde van de neerslag. Het bleek dat het 7-jarig terugschrijdende gemiddelde de hoogste correlatie had met het verloop van de grondwaterstand. Voor de berekening van de grondwateraanvulling op de stuwwal is voor de neerslag het 7-jarig terugschrijdende gemiddelde genomen, in plaats van het jaargemiddelde.

In feite zou de relatie tussen het neerslagoverschot en de grondwateraanvulling (in plaats van de grondwaterstand) gebruikt moeten worden om demping en vertraging in de onverzadigde zone te beschrijven. De grondwateraanvulling kan echter niet gemeten worden, in plaats daarvan wordt de grondwaterstand gebruikt. Fluctuaties in de grondwaterstand ten gevolge van grondwaterstroming worden hierbij genegeerd. Het neerslagoverschot is in eerste instantie gebruikt bij het bepalen van de relatie, het bleek echter dat het gebruik van neerslagcijfers een beter resultaat gaf. De verdamping is later van het terugschrijdende gemiddelde afgetrokken.

In een gevoeligheidsanalyse is bekeken welke modelparameters het meeste invloed op de berekende grondwaterstroming hebben. Het neerslagoverschot bleek de meest gevoelige parameter te zijn. De modellering is echter stationair, er wordt geen rekening gehouden met berging in de stuwwal: een extra neerslagoverschot op de stuwwal stroomt in het stationaire model af naar de omliggende gebieden. In werkelijkheid wordt er water geborgen in de stuwwal, en stroomt in volgende jaren weg. De gevoeligheid van het neerslagoverschot in een instationair model zou dus minder groot zijn.

3.3.4 Modellering Salland-diep

In de studie 'Geohydrologisch onderzoek winbare hoeveelheid Salland-diep' [Broks Adviezen, 1992] wordt het gebied tussen de Veluwe en de Overijsselse Heuvelrug gemodelleerd. De grondwateraanvulling wordt op drie verschillende manieren bepaald, afhankelijk van de dikte van de onverzadigde zone en het vermogen tot capillaire opstijging. De module evapotranspiration wordt niet gebruikt.

In dunne onverzadigde zones wordt de grondwateraanvulling direct aan de hand van het neerslagoverschot bepaald. In gebieden waarbij capillaire opstijging tot aan de wortelzone mogelijk is, wordt de grondwateraanvulling altijd gelijk gesteld met het neerslagoverschot, positief of negatief. Het neerslagoverschot wordt berekend met de potentiële verdamping. In het model wordt toch rekening gehouden met verdampingsreductie in droge jaren, door de gewasfactor in die jaren te verlagen.

In dunne onverzadigde zones waar geen capillaire opstijging mogelijk is, zal in perioden met een neerslagtekort de verdamping niet aangevuld worden vanuit het grondwater. De grondwateraanvulling wordt dan op nul gesteld. Het neerslagtekort zal leiden tot een afname van het bodemvocht in de onverzadigde zone. In het model wordt in de eerstvolgende periode met een neerslagoverschot eerst het bodemvocht aangevuld. Pas als het neerslagtekort van voorgaande perioden is opgevuld, wordt weer grondwateraanvulling gesimuleerd.

In dikke onverzadigde zones kan de grondwateraanvulling niet direct uit het neerslagoverschot berekend worden. Demping en vertraging spelen een rol. In een stationair model is echter alleen het gemiddelde neerslagoverschot

nodig. Het gemiddelde neerslagoverschot kan berekend worden als de werkelijke verdamping bekend is. Voor verscheidene situaties op de Utrechtse heuvelrug is al eens berekend hoeveel de werkelijke verdamping jaarlijks afwijkt van de potentiële verdamping [van Drecht, 1985]. Deze gegevens zijn hier gebruikt om de gemiddelde grondwateraanvulling te berekenen in het modelgebied. Het stationaire model is zo bekend. Voor het instationaire model moet echter de tijdreeks van de grondwateraanvulling bekend zijn. De tijdreeks wordt bepaald door 'invers modelleren': uit het stationaire grondwatermodel en uit gemeten grondwaterstanden worden teruggerekend wat het verloop van de grondwateraanvulling in de tijd had moeten zijn. Het berekende verloop van de grondwateraanvulling is in vergelijking met het neerslagoverschot sterk gedempt en vertraagd. Met de verkregen tijdreeks van grondwateraanvulling kan het grondwatermodel instationair worden doorgerekend.

In het modelgebied wordt dus onderscheid gemaakt tussen drie situaties: dunne onverzadigde zones met of zonder capillaire opstijging, en dikke onverzadigde zones. De indeling wordt vooraf gemaakt. In werkelijkheid varieert de mogelijkheid van capillaire opstijging in de tijd. Als na een droge periode de grondwaterstand wegzakt, dan zal in een gebied waar normaal wel capillaire opstijging plaatsvindt, dit niet meer gebeuren.

Doordat de module evapotranspiration niet wordt gebruikt, kan geen verdampingsreductie bepaald worden. In de studie wordt dit ondervangen door de gewasfactor in droge jaren te verlagen. Hiermee wordt dan echter gedurende het hele jaar reductie berekend, terwijl in werkelijkheid vaak pas aan het einde van het groeiseizoen de verdamping gereduceerd wordt. In dunne onverzadigde zones zonder capillaire opstijging wordt in droge perioden volgens het model het gehele verdampingstekort uit de vochtvoorraad van de onverzadigde zone gehaald. Vervolgens moet natte perioden de vochtvoorraad aangevuld worden, voordat grondwateraanvulling weer op gang komt. In werkelijkheid zal in droge perioden ook verdampingsreductie optreden, zodat de vochtvoorraad veel minder wordt verbruikt. In de natte periode zal vervolgens veel eerder weer grondwateraanvulling optreden.

Bij de berekening voor dikke onverzadigde zones werd in dit geval de gemiddelde verdampingsreductie uit de literatuur gehaald, en doorgetrokken naar het modelgebied. Aangenomen wordt dat de onverzadigde zones op de Veluwe en de Overijsselse heuvelrug gelijk zijn aan die van de Utrechtse heuvelrug.

De invers modellering die gebruikt is voor dikke onverzadigde zones, heeft als invoer gemeten grondwaterstanden. De tijdreeks van grondwateraanvulling die zo verkregen worden, dient weer als invoer van het instationaire grondwatermodel. De resultaten van het model worden met de grondwaterstanden vergeleken. Op deze wijze wordt een schijn-nauwkeurigheid geïntroduceerd: wanneer gemeten grondwaterstanden als invoer zijn gebruikt, zullen de modelberekeningen de gemeten grondwaterstanden goed kunnen benaderen.

4 MODELLEN VOOR DE ONVERZADIGDE ZONE

4.1 Inleiding

De onverzadigde zone kan op vele manieren gemodelleerd worden. Een onderscheid kan gemaakt worden tussen de agrohydrologische en de geo-hydrologische benadering. In de agrohydrologie is de onverzadigde zone belangrijk omdat planten hun water uit deze zone onttrekken. In de geo-hydrologie is de onverzadigde zone de schakel tussen neerslag en verdamping en het grondwater, de stroming door de onverzadigde zone zorgt voor grondwateraanvulling of -onttrekking.

Agrohydrologische modellen berekenen de vochtleverantie aan het gewas, en worden daarom ook wel vochtleverantiemodellen genoemd. De modellen zijn gebaseerd op de Richards vergelijking, zie hoofdstuk 2. De Richards vergelijking kan op twee manieren opgelost worden: de pseudo-stationaire en de niet-stationaire oplossing. De pseudo-stationaire modellen veronderstellen dat aan het einde van de tijdstap een bepaald vochtprofiel is ontwikkeld met een constante flux door de bodem. De niet-stationaire modellen berekenen een oplossing voor de Richards vergelijking door de vergelijking te discretiseren in tijd en ruimte.

De onverzadigde zone kan ook als een reservoir beschouwd worden. In een reservoirmodel is de grondwateraanvulling afhankelijk van de inhoud van het reservoir. Een andere benadering is met behulp van gemeten reeksen van neerslag en grondwaterstanden, het effect van de onverzadigde zone te beschrijven met een transfermodel. De fluctuaties in de grondwaterstand wordt dan geschreven als functie van de fluctuatie van neerslag en verdamping in de voorgaande periode.

Deze vier benaderingen voor de onverzadigde zone, te weten pseudo-stationair, niet-stationair, reservoir en transfer benadering, zullen elk apart besproken worden. Telkens zal eerst een beschrijving van de modelopzet, de invoer, uitvoer en de modelparameters gegeven worden. Vervolgens zullen de beschikbare modellen genoemd worden. Bij elke benadering zullen de voor- en nadelen aangegeven worden, en zal de afweging gemaakt worden of de benadering geschikt is voor het modelleren van de grondwateraanvulling bij dikke onverzadigde zones.

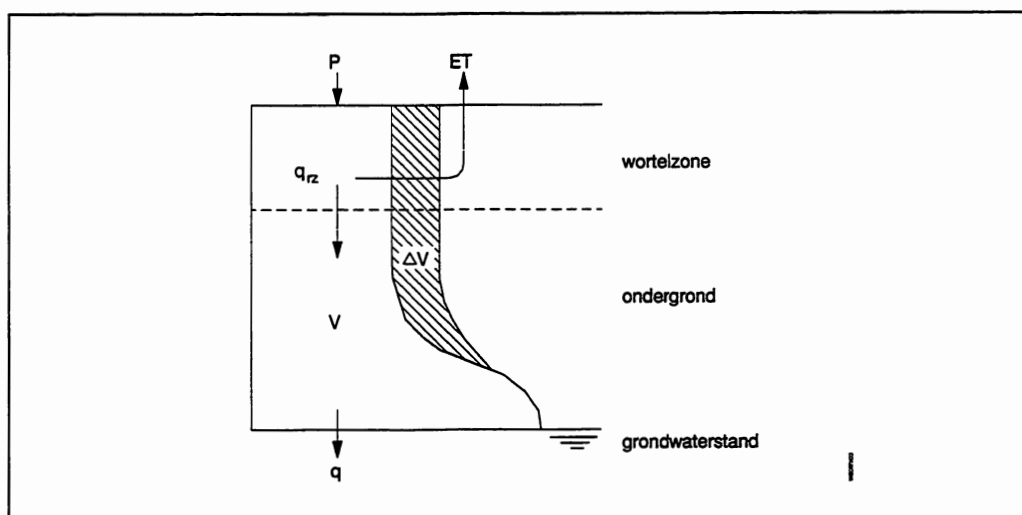
4.2 Pseudo-stationaire modellen

4.2.1 Modelopzet

De pseudo-stationaire modellen zijn gebaseerd op het feit dat zich bij een stationaire flux door de bodem een bepaald stationair vochtprofiel ontwikkelt. De vochtprofielen kunnen berekend worden uit de Richards vergelij-

king, als de flux en de grondwaterstand bekend zijn. Voor een reeks van fluxen en grondwaterstanden worden vooraf de vochtprofielen bepaald. In elke tijdstap wordt op basis van een flux het bijbehorende stationaire vochtprofiel gezocht. Het vochtprofiel wordt geïntegreerd en verwerkt in een waarde voor het vochttekort.

De onverzadigde zone wordt opgedeeld in de wortelzone en de ondergrond, elk deel heeft een eigen vochttekort. Het totale vochttekort wordt uit de massabalans van de hele onverzadigde zone berekend. Dit verzadigingstekort moet worden verdeeld over de wortelzone en de ondergrond. In de wortelzone wordt een massabalans opgesteld, in de ondergrond een stroomvergelijking en een massabalans. In deze drie vergelijkingen zitten drie onbekenden: de verdeling van het verzadigingstekort tussen wortelzone en ondergrond, en de flux en drukpotentiaal op de grens van wortelzone en ondergrond. De vergelijkingen worden opgelost door het nieuwe vochtprofiel te zoeken, waarvoor de vergelijking voldoet. Verschillen in het vochttekort van de ondergrond worden aan- of afgevoerd naar de verzadigde zone. In figuur 4.1 wordt de opzet van de pseudo-stationaire modellen schematisch weergegeven.



Figuur 4.1 Modelopzet van de pseudo-stationaire modellen.

4.2.2 Invoer, uitvoer en parameters

De invoer van de pseudo-stationaire modellen bestaat uit een reeks waarden voor neerslag en potentiële verdamping. Voor de onderrandvoorwaarde moet de grondwaterstand of de grondwateraanvulling ingevoerd worden, of een vaststaande relatie tussen die twee. De uitvoer van het model is de actuele verdamping, het vochttekort in wortelzone en ondergrond en de grondwateraanvulling in elke tijdstap.

De parameters in het model zijn de bodemfysische eigenschappen. De onverzadigde zone kan onderverdeeld worden in verschillende lagen, met elk een eigen bodemsoort. Heterogene bodems kunnen dus ook gemodelleerd

worden. Overige parameters zijn de dikte van de onverzadigde zone, de dikte van de wortelzone, en het bodemgebruik, om de actuele verdamping te berekenen. De relatie tussen vochttekort en actuele verdamping heeft ook een aantal parameters.

4.2.3 Beschikbare modellen

Het model MUST is een pseudo-stationair vochtleverantiemodel. MUST staat voor Model for Unsaturated flow above a Shallow water Table [de Laat, 1980]. De ontwikkeling van het model is aan het begin van de jaren zeventig gestart. Eerdere versies van MUST zijn bekend als DL4, DL7 en UNSAT. Een vereenvoudigde versie van UNSAT is het model DEMGEN [de Laat, 1985]. Een andere bewerking van MUST is het model van de Landinrichtingsdienst, LAMOS [Reuling, 1983]. De verschillen tussen de modellen liggen vooral in de extra mogelijkheden: MUST berekent gewas-opbrengsten, LAMOS is geschikt voor het bepalen van landbouwschade.

Een aantal van deze modellen is gekoppeld aan een regionaal grondwater-model. In elk knooppunt van het grondwatermodel wordt de verticale stroming in de onverzadigde zone berekend. UNSAT is het onverzadigde zone model in het model PREDIS [Crebas, 1984]. MUST is in het model GELGAM opgenomen. GELGAM is later onder de naam TRIGON verder ontwikkeld [Promes, 1990]. Bij de modeltoetsing van TRIGON werd geschat dat ongeveer 90% van de rekentijd nodig was voor de berekening van de onverzadigde stroming.

Het model SIMGRO [Querner, 1989] bestaat niet uit losse, gekoppelde deelmodellen, het is één geïntegreerd pakket. De oplossingsmethode voor de onverzadigde stroming is een vereenvoudigde pseudo-stationaire methode. Bij het opstellen van de stroomvergelijking in de ondergrond wordt een bepaalde drukhoogte in de wortelzone verondersteld. De stroming in de ondergrond kan dan onafhankelijk van de wortelzone berekend worden. De rekentijd wordt verkort door niet voor elk knooppunt van het grondwater-model, maar per regio de onverzadigde stroming te berekenen.

4.2.4 Voordelen, beperkingen en geschiktheid

In een vergelijking van pseudo-stationaire modellen [Hooghart, 1984] bleek dat de modellen MUST en DEMGEN de actuele verdamping in het stroomgebied van de Hupselse Beek goed konden voorspellen. De grootste afwijkingen over het groeiseizoen lagen in de orde van 7%. Ook de waterbalans werd goed gesimuleerd. De pseudo-stationaire methode kan de onverzadigde zone dus goed modelleren.

De methode vereist de invoer van bodemfysische relaties. Het meten van deze relaties is moeilijk en duur. Er kan gebruik gemaakt worden van standaardrelaties (zie paragraaf 2.3.1), deze relaties zijn echter globaal. Het

model berekent de onverzadigde stroming nauwkeurig, maar met het gebruik van standaardrelaties wordt een schijn-nauwkeurigheid geïntroduceerd.

Bij de pseudo-stationaire modellen wordt verondersteld dat het vochtprofiel geheel ontwikkeld is aan het einde van een tijdstap. De methode werkt daarom goed bij een relatief grote tijdstap, aangeraden wordt een stapgrootte tussen de 1 en 10 dagen te gebruiken. Een grote tijdstap leidt tot minder rekentijd. De benodigde rekentijd is toch nog aanzienlijk, aangezien vooraf een reeks vochtprofielen berekend moet worden, en bij een gegeven grondwaterstand de oplossing iteratief gezocht moet worden. De benodigde rekentijd hangt af van het gebruikte computersysteem, en ligt voor een simulatie van één profiel gedurende een jaar in de orde van een tiental seconden tot een paar minuten.

De koppeling van een pseudo-stationair model aan een grondwatermodel betekent een enorme toename van de rekentijd van het grondwatermodel. In SIMGRO zijn twee belangrijke vereenvoudigingen aangebracht: de stroming in de ondergrond wordt onafhankelijk gesteld van de wortelzone, en de stroming in de onverzadigde zone wordt niet per knooppunt maar per regio berekend.

De pseudo-stationaire methode is ontwikkeld voor dunne onverzadigde zones. Bij dikke onverzadigde zones is de veronderstelling dat aan het eind van de tijdstap het vochtprofiel ontwikkeld is, niet juist. Het vergroten van de tijdstap zou dat probleem kunnen verhelpen, het model zou dan echter te veel vervlakken, werkelijke fluctuaties in de grondwaterstand kunnen dan niet gesimuleerd worden.

Het vochtprofiel staat vast bij een gegeven grondwaterstand en flux. Een neerslagpiek wordt in het model meteen uitgesmeerd over de hele onverzadigde zone en zal ook direct de grondwateraanvulling verhogen. In werkelijkheid is een neerslagpiek terug te zien in het vochtprofiel, en zal in een dikke onverzadigde zone pas na enige tijd de grondwateraanvulling groter worden. De pseudo-stationaire modellen kunnen geen vertraging beschrijven.

Voor de modellering van dikke onverzadigde zones zijn de pseudo-stationaire modellen dus ongeschikt, omdat aan het eind van elke tijdstap een evenwichtsprofiel verondersteld wordt, en dus geen vertraging gemodelleerd kan worden.

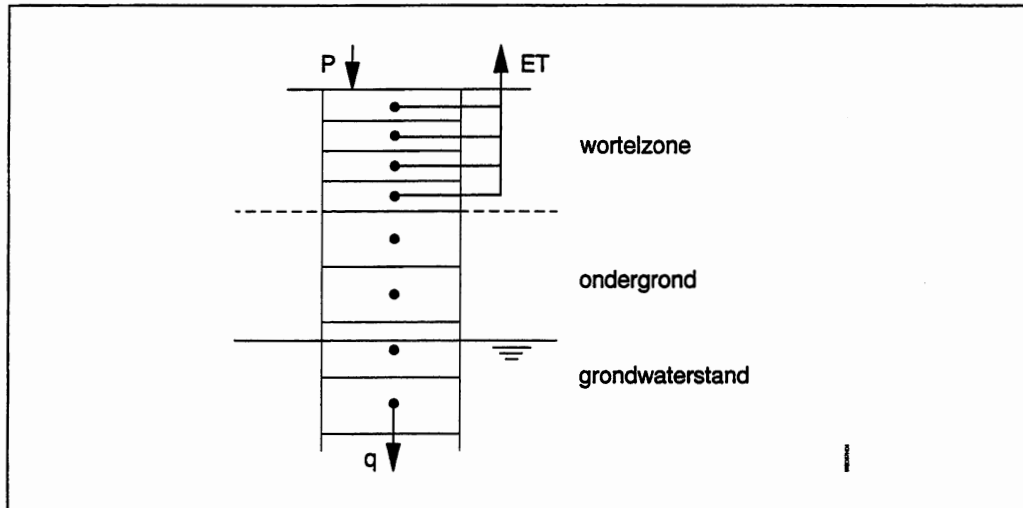
4.3 Niet-stationaire modellen

4.3.1 Modelopzet

De niet-stationaire modellen berekenen een oplossing voor de Richards vergelijking door deze vergelijking te discretiseren in tijd en ruimte (zie figuur 4.2). De bodem wordt opgedeeld in laagjes, voor elk laagje wordt een

aparte vergelijking opgesteld, in iedere tijdstap. De vergelijking in elk laagje wordt gelineariseerd; zo ontstaat een stelsel lineaire vergelijkingen dat kan worden opgelost.

De discretisatie kan gebaseerd zijn op de eindige-differentiemethode of de eindige-elementenmethode. Beide methoden hebben verschillende soorten discretisatieschema's. De oplossing wordt in sommige discretisatieschema's iteratief bepaald: de vergelijkingen worden telkens gelineariseerd en opgelost, totdat een goede benadering van de oplossing wordt gevonden [Hooghart, 1984] [van Drecht, 1983] [Koopmans, 1991].



Figuur 4.2 Modelopzet van de niet-stationaire modellen.

4.3.2 Invoer, uitvoer en parameters

De invoer van de niet-stationaire modellen is gelijk aan de invoer van de pseudo-stationaire modellen, namelijk een reeks neerslag- en potentiële verdampingsgegevens, en voor de onderrandvoorwaarde de grondwaterstand, de grondwateraanvulling of een flux-drukhoogte relatie. Het model levert per tijdstap de vochtprofielen, de actuele verdamping en de grondwateraanvulling.

De parameters in het model zijn, net als bij de pseudo-stationaire modellen, de bodemfysische eigenschappen. Voor elk laagje zouden andere relaties opgegeven kunnen worden. Het aantal laagjes en de dikte daarvan zijn ook parameters in het model. Verder zijn nog een aantal parameters voor het bepalen van de actuele verdamping uit de bovenste bodemlaagjes in het model verwerkt.

4.3.3 Beschikbare modellen

De modellen SWATRE, ONZAT en SOMOF zijn eindige differentie modellen voor de onverzadigde zone [Hooghart, 1984]. SWATRE en

ONZAT hebben dezelfde basis, maar zijn later apart verder ontwikkeld. ONZAT is ook geschikt voor het modelleren van stoftransport [van Drecht, 1983]. Beide modellen leggen de onderrand tot in de verzadigde zone, onder de laagste grondwaterstand. SOMOF heeft een variabele onderrand, die samenvalt met de grondwaterstand. De laagdiktes zijn dan ook variabel, bij de oplossing wordt getransformeerd over de diepte [Koopmans, 1991]. De modellen UNSAT1 en S_1D zijn (Amerikaanse) eindige elementen modellen. UNSAT1 is ontwikkeld door van Genuchten [Reddi, 1994]. Met S_1D kan ook stof- en warmtetransport gemodelleerd worden [Vogel, 1993].

4.3.4 Voordelen, beperkingen en geschiktheid

Een aantal niet-stationaire modellen is ook, samen met de pseudo-stationaire modellen, vergeleken in het gebied van de Hupselse Beek. Ook de niet-stationaire modellen konden de stroming in de onverzadigde zone goed voorspellen. Verschillen in prestaties tussen pseudo-stationaire modellen en niet-stationaire modellen waren in deze vergelijking niet aantoonbaar.

De gemaakte opmerking over de bodemfysische relaties en het gebruik van standaardreeksen bij de pseudo-stationaire modellen, geldt ook voor de niet-stationaire modellen.

In de wortelzone en bij de grondwaterspiegel verandert het vochtgehalte snel met de diepte. De stroming heeft hier een sterk niet-lineair karakter, voor een goede modellering moet de laagdikte hier klein zijn. Ook bij intrekkende vochtfronten is de stroming sterk niet-lineair. Vanwege stabiliteitseisen van het numerieke berekeningsschema, moet bij kleine laagdikte de tijdstap ook klein zijn. Dit kan soms leiden tot een tijdstap van enkele seconden [Koopmans, 1991]. Voor toepassing bij een regionaal grondwatermodel is zo'n kleine tijdstap niet werkbaar.

De rekentijd hangt af van het aantal laagjes, en van het aantal verschillende bodemsoorten in het profiel. Ook de gebruikte methode voor het opstellen en oplossen van het stelsel vergelijkingen, heeft invloed op de rekentijd. Het doorrekenen van een profiel over een jaar duurt in de orde van enkele minuten.

Dikke onverzadigde zones kunnen door de niet-stationaire modellen worden gemodelleerd. Omdat het werkelijke stromingsproces gevolgd wordt in de simulatie, komen damping en vertraging vanzelf in de berekende vochtprofielen tot uiting [van Drecht, 1986]. Echter, de dikte van de laagjes heeft, door numerieke dispersie, ook invloed op de damping en de vertraging.

4.4 Reservoirmodellen

4.4.1 Modelopzet

De reservoirmodellen beschouwen de onverzadigde zone als een reservoir, of als een serie van reservoirs. De uitstroom uit het reservoir is afhankelijk van de inhoud van het reservoir. Reservoirmodellen verschillen van de vochtleverantiemodellen doordat een reservoirmodel alleen een bovenrandvoorwaarde heeft. Grondwaterstanden worden niet als randvoorwaarden meegegeven.

Onderscheid kan gemaakt worden tussen lineaire en niet-lineaire reservoirs. Bij een lineair reservoir is de uitstroom recht evenredig met de inhoud van het reservoir. Een extra instroom geeft dan altijd een bepaalde extra uitstroom. De uitstroom van het reservoir kan dan als functie van de instroom geschreven worden, onafhankelijk van de inhoud van het reservoir. Lineaire reservoirs kunnen als transfermodel beschouwd worden, en zullen daarom bij de transfermodellen besproken worden.

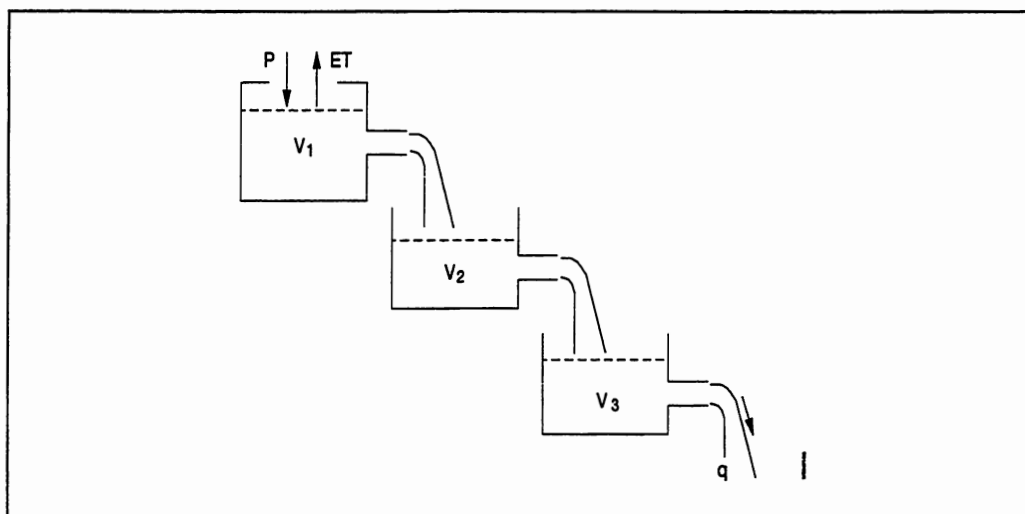
Bij niet-lineaire reservoirs moet in elke tijdstap de inhoud van het reservoir bepaald worden. De relatie tussen inhoud en uitstroom is niet-lineair, dit zou een θ - k relatie kunnen zijn. De uitstroom van het reservoir kan bijvoorbeeld ook pas op gang komen als de inhoud een bepaalde waarde (veldcapaciteit) overschrijdt.

Het meest eenvoudige reservoirmodel heeft één reservoir. Het bepalen van een neerslagoverschot of een neerslagtekort is in feite een model met één reservoir, dat aan het eind van elke tijdstap helemaal leegstroomt. Als het reservoir niet na elke tijdstap leegstroomt, kan berging in de onverzadigde zone gemodelleerd worden. De grootte van het reservoir is een maat voor de berging.

Reservoirs kunnen in serie of parallel aan elkaar geplaatst worden. Een serie reservoirs wordt ook wel een cascade genoemd. De uitstroom van elk reservoir komt in het volgende reservoir terecht, zie figuur 4.3. De onverzadigde zone wordt opgedeeld in lagen, die elk een reservoir representeren. In dit opzicht lijkt het reservoirmodel op de eindige differentie modellen. De reservoirmodellen berekenen echter alleen neerwaarts transport, en rekenen per tijdstap van boven naar beneden, de vochtleverantiemodellen berekenen voor alle lagen tegelijk een nieuwe vochtverdeling. Met een parallel reservoir kan een by-pass gemodelleerd worden, hiermee kan bijvoorbeeld preferente stroming gemodelleerd worden.

4.4.2 Invoer, uitvoer en parameters

De invoer van de reservoirmodellen is de neerslag en de potentiële verdamping. De uitvoer is de grondwateraanvulling. Vochtprofielen kunnen niet berekend worden.



Figuur 4.3 Modelopzet van een serie reservoirs

De parameters in het model zijn het aantal reservoirs, de grootte van de reservoirs, en de relatie tussen inhoud en uitstroom. Verder kan actuele verdamping gemodelleerd worden, afhankelijk van de vochtinhoud van het (bovenste) reservoir, hiervoor kunnen ook een aantal parameters nodig zijn.

4.4.3 Beschikbare modellen

Het Lumped Parameter Model [Reddi, 1994] beschrijft een niet-lineair reservoir. Het model wordt met twee vergelijkingen beschreven: een uitstroomfunctie en een massabalans. Met de massabalans wordt in elke tijdsstap een nieuw vochtgehalte berekend. De uitstroomfunctie wordt met een θ - k relatie beschreven, geldig voor de hele onverzadigde zone:

$$q = k(\theta) \quad (4.1)$$

Het model KOLOM is een cascade-model, ontworpen door van Drecht [Krajenbrink, 1988]. KOLOM is ontwikkeld om het stoftransport te modelleren. Voor de relatie tussen inhoud en uitstroom moet een θ - k relatie opgegeven worden.

In het model LINMOD, een model opgezet om de zouthuishouding in Zeeland te modelleren, wordt de onverzadigde zone als een reservoir gemodelleerd, dat pas overloopt als het reservoir vol is (op veldcapaciteit). Een neerslagoverschot vult het reservoir aan, een deel van de neerslag gaat echter via een by-pass direct naar het grondwater. Bij een neerslagtekort wordt een reductiefactor voor de verdamping berekend op basis van de inhoud van het reservoir. De verdamping wordt uit het reservoir gehaald. Het model is deels ook pseudo-stationair. Nadat het reservoir is aangevuld door neerslag of aangesproken door verdamping, wordt met het nieuwe vochttekort de grootte van de capillaire opstijging berekend op dezelfde basis als met de pseudo-stationaire modellen [Kaland, 1984].

4.4.4 Voordelen, beperkingen en geschiktheid

Het Lumped Parameter Model is door Reddi [1994] vergeleken met het eindige elementen model UNSAT1. Voor beide modellen werden dezelfde relaties gebruikt om de bodemeigenschappen karakteriseren. Bij UNSAT1 werd gravity flow ($dh/dz=0$, $dH/dz=1$) als onderrandvoorwaarde opgegeven om goede vergelijking mogelijk te maken. Met UNSAT1 werd bovendien hetzelfde profiel doorgerekend met een vaste grondwaterstand als randvoorwaarde. Bij een dikke onverzadigde zone (dikte ongeveer 8 meter) maakte het voor zowel zandgrond als kleigrond nauwelijks verschil welke onderrandvoorwaarde gebruikt werd. Bij dikke onverzadigde zones kan dus gravity flow verondersteld worden. De resultaten van het reservoirmodel en UNSAT1 verschilden echter aanmerkelijk. Met de vereenvoudiging van de onverzadigde zone tot een reservoir wordt een fout gemaakt.

Als de onverzadigde zone als een reservoir gemodelleerd wordt, dan is het vochtbergend vermogen van de bodem de inhoud van het reservoir. De inhoud van het reservoir wordt vaak constant verondersteld. In werkelijkheid is het vochtbergend vermogen afhankelijk van de grondwaterstand. Bij hoge grondwaterstand is de onverzadigde zone dun, het reservoir is klein. Bovendien zit er bij hoge grondwaterstand al veel vocht in de onverzadigde zone (onderste deel van het evenwichtsprofiel), zodat het reservoir extra klein is. Het constant veronderstellen van de inhoud van het reservoir is dus een vereenvoudiging van de werkelijkheid. Bij dikke onverzadigde zones zal de vereenvoudiging echter weinig verschil maken.

Het Lumped Parameter Model is een enkel reservoir. Een neerslagpiek zal direct een piek in de afvoer geven. Het model kan dus geen vertraging modelleren. Bij het model LINMOD wordt de neerslag vastgehouden in de onverzadigde zone totdat veldcapaciteit bereikt is. Neerslagfluctuaties worden dan wel gedempt en vertraagd, behalve als het reservoir vol is. Met een serie reservoirs kan zowel damping als vertraging gemodelleerd worden.

Bij de reservoirmodellen moet vooraf een keuze gemaakt worden voor de vorm van het model: een enkel reservoir of meerdere, in serie of parallel. De berekende damping en vertraging van de onverzadigde zone zijn afhankelijk van het aantal en soort reservoirs.

4.5 Transfermodellen

4.5.1 Modelopzet

Bij een transfermodel voor de onverzadigde zone worden grondwaterstandsfluctuaties geschreven als functie van neerslag en verdamping. Neerslag en verdamping worden samengevoegd tot een neerslagoverschot (of een neerslagtekort). Een reeks waarden van het neerslagoverschot wordt via een

transferfunctie omgezet naar een reeks waarden voor de grondwateraanvulling.

Een transfermodel wordt weergegeven door de convolutie-integraal:

$$q(t) = \int_0^{\infty} P-ET(t-\tau) F(\tau) d\tau \quad (4.2)$$

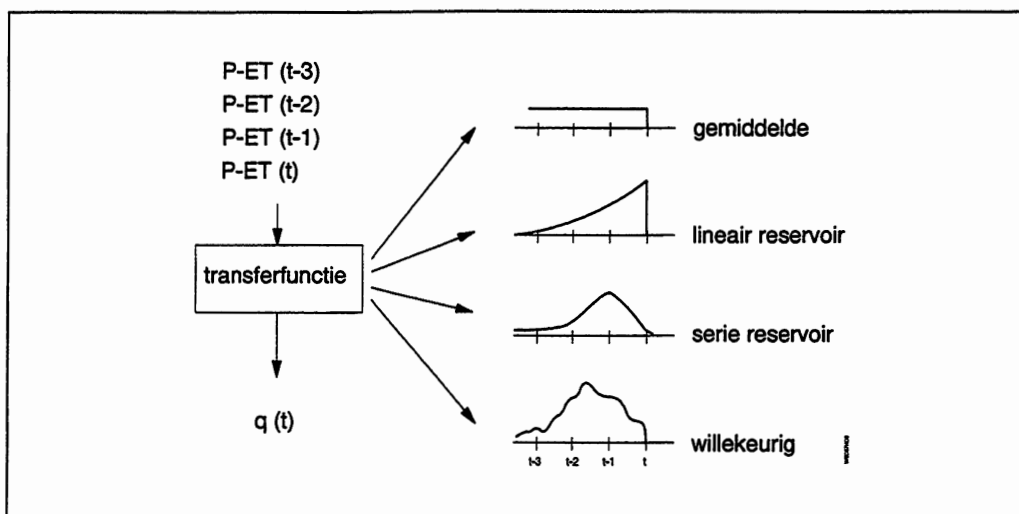
waarbij $F(\tau)$ de transferfunctie is. De convolutie-integraal geeft met de transferfunctie een bepaald gewicht aan het neerslagoverschot van voorgaande tijdstappen. De gewogen waarden van het neerslagoverschot worden opgeteld; dit is de waarde voor de grondwateraanvulling.

Een transfermodel wordt ook wel een impuls-respons model genoemd. De transferfunctie beschrijft het verloop van de grondwateraanvulling als gevolg van een eenheidsgrootte neerslag. Transfermodellen zijn lineair: elke waarde voor het neerslagoverschot geeft dezelfde respons van de grondwateraanvulling.

De transferfunctie kan aan alle waarden voor het neerslagoverschot hetzelfde gewicht toekennen. De convolutie-integraal berekend dan het gemiddelde neerslagoverschot. In figuur 4.4 is dit de bovenste transferfunctie. Bepaald moet worden over hoeveel tijd het gemiddelde genomen moet worden. In de Nijmegen-studie [Kap, 1992] wordt dit het terugschrijdend gemiddelde genoemd. Wanneer de grondwaterstand niet of nauwelijks fluctueert, kan een constant (langjarig) gemiddelde worden genomen voor de grondwateraanvulling [Athmer, 1994].

Met het gemiddelde neerslagoverschot kunnen ook de afwijkingen van het neerslagoverschot per tijdstap berekend worden. De afwijkingen van het neerslagoverschot kunnen door de tijd heen opgeteld worden; dit wordt de cumulatieve van afwijkingen genoemd. De cumulatieve geeft aan of de afgelopen periode natter of droger dan gemiddeld was. Het verloop van de cumulatieve van afwijkingen lijkt op het verloop van de grondwaterstand [Juhász, 1991 en IWACO, 1992].

Bij het gebruik van het gemiddelde neerslagoverschot, heeft het neerslagoverschot van nu dus even veel gewicht als het neerslagoverschot van lange tijd geleden. In werkelijkheid zal het neerslagoverschot van lange tijd geleden minder van belang zijn. Een transfermodel waarbij voorgaande jaren steeds minder meetellen, is het lineair reservoir. Bij een lineair reservoir neemt de invloed van voorgaande perioden exponentieel af. Het neerslagoverschot van nu heeft het meeste gewicht [Warmerdam, 1988]. Dit is de tweede transferfunctie in figuur 4.4.



Figuur 4.4 Modelopzet voor transfermodellen

Bij een serie lineaire reservoirs wordt het effect van elk reservoir verwerkt in de input van het volgende reservoir, ofwel de transferfuncties van de reservoirs worden geconvolveerd. Uit de resulterende transferfunctie (zie figuur 4.4, derde transferfunctie) blijkt dat het neerslagoverschot van enige tijd geleden het meest gewicht heeft. Het duurt even voordat in het model een toename in het neerslagoverschot tot uiting komt in een toename van de grondwateraanvulling. Hiermee kan dus, naast damping, ook vertraging gemodelleerd worden. De vorm van de transferfunctie hangt af van het soort en het aantal reservoirs in de serie [Maas, 1994].

Een transferfunctie beschrijft de relatie tussen voorgaande waarden van het neerslagoverschot en de actuele grondwaterstand. Deze relatie kan allerlei vormen aannemen: een terugschrijdend gemiddelde, een lineair reservoir-model, of een serie reservoirs. Een transferfunctie is niet gebonden aan één van deze functies, maar kan elke willekeurige vorm aannemen.

De grondwaterstandsfluctuatie werd tot nu toe geschreven als functie van het neerslagoverschot. De grondwateraanvulling in de voorgaande tijdstep zou ook in de functie opgenomen kunnen worden. Zo wordt een auto-regressief (AR) deel in het model ingebouwd. Het transfermodel is nu niet meer één-dimensionaal (van neerslagoverschot naar grondwateraanvulling), maar twee-dimensionaal (de grondwateraanvulling in de vorige periode is ook invoer). Bovendien moeten voor dit transfermodel de tijdreeksen altijd gediscretiseerd worden. De methode lijkt op de ARIMA-modellen van Box-Jenkins, die voor tijdreeksanalyse gebruikt worden. In een ARIMA-model zou alleen het verloop van de grondwaterstand in voorgaande perioden gebruikt worden als invoer, het neerslagoverschot wordt als 'witte ruis' gezien. Bij transfermodellen is ook het neerslagoverschot invoer van het model. Deze auto-regressive transfermodellen kunnen ook elke willekeurige vorm aannemen.

4.5.2 Invoer, uitvoer en parameters

De invoer van een transfermodel wordt gevormd door een neerslag- en een verdampingsreeks. De uitvoer is een reeks grondwateraanvullingen. Het aantal en soort parameters hangt af van het gekozen transfermodel.

Bij het gebruik van een terugschrijdend gemiddelde moet de periode waarover het gemiddelde genomen wordt, gespecificeerd worden. Het model heeft dus één parameter. Bij het gebruik van een vast gemiddelde of een cumulatieve van afwijkingen, heeft het model geen parameters. Een lineair reservoir heeft twee parameters: één voor het begin van de transferfunctie en één voor de mate van afname van de functie. Een serie lineaire reservoirs heeft voor elk reservoir twee parameters. Als de reservoirs allemaal gelijk zijn, dan heeft het model drie parameters: twee om het reservoir te karakteriseren en één voor het aantal reservoirs. Een algemene transferfunctie heeft geen vast aantal parameters, de vorm bepaalt hoeveel parameters nodig zijn.

De auto-regressieve transfermodellen hebben, vergeleken met algemene transferfuncties, nog een extra parameterset voor het AR-deel. Vaak wordt alleen de grondwateraanvulling van de vorige tijdstap meegenomen, in dat geval heeft het model één parameter meer.

4.5.3 Beschikbare modellen

Verschillende transfermodellen zijn bij hydrogeologische modelleringen toegepast. Kap [1992] gebruikte een terugschrijdend gemiddelde, het aantal terugschrijdende jaren werd bepaald door de correlatie te bepalen tussen de berekende gemiddelden en de gemeten grondwaterstand. De cumulatieve van afwijkingen bleek bij Juhász [1991] en in een IWACO studie [1992] het patroon van de grondwaterstandsfluctuaties redelijk goed te kunnen volgen.

Een lineair reservoir en een serie lineaire reservoirs worden beschreven door de unit hydrograph theorie [Warmerdam, 1988]. De unit hydrograph is ontwikkeld voor het voorspellen van de afvoer van stroomgebieden. Voor het bepalen van de parameters bij een algemene transferfunctie bestaat geen vaste, eenduidige methode.

Een auto-regressief transfermodel werd toegepast door Gehrels [1994]. Met behulp van correlatie-onderzoek werd de vorm van het model geïdentificeerd. Daarna werden met de method of maximum likelihood de parameters in het model geschat.

4.5.4 Voordelen, beperkingen en geschiktheid

De transfermodellen hebben als voordeel dat het gebruik ervan gemakkelijk is. De invoer is beperkt, de parameters kunnen met bekende gegevens,

neerslagoverschot en grondwaterstanden, bepaald worden. De meeste transfermodellen zijn eenvoudig te begrijpen. De benodigde rekentijd is kort.

De parameters van een transfermodel kunnen niet gemeten worden, maar moeten worden afgeleid uit een reeks grondwaterstanden. In elke nieuwe situatie moeten de parameters geschat worden. Bovendien staat de vorm van het model niet vast. Ook de vorm van het model moet in elke nieuwe situatie bepaald worden. Transfermodellen hebben dus een beperkte geldigheid. Transfermodellen verschaffen geen inzicht in de werkelijke processen die optreden.

De vorm van de transferfunctie bepaalt de demping en de vertraging in de onverzadigde zone. Met één lineair reservoir kan geen vertraging gesimuleerd worden. Met een serie reservoirs en met algemene transfermodellen kan dit wel.

Een nadeel van transfermodellen is, dat de actuele verdamping niet berekend kan worden in het model. Het neerslagoverschot wordt berekend met de potentiële verdamping, de berekende waarde is een minimum neerslagoverschot. De grondwateraanvulling wordt dan te klein berekend. In droge jaren zou de potentiële verdamping gereduceerd kunnen worden door invoering van een reductiefactor [Kap, 1992]. Als in de orde van maanden gerekend wordt, moet het optreden van verdampingsreductie per periode bepaald kunnen worden, afhankelijk van het neerslagpatroon. Dit is met transfermodellen niet mogelijk.

De transfermodellen veronderstellen lineariteit. Aangenomen wordt dat er een functie bestaat, die de relatie tussen neerslagoverschot en grondwateraanvulling in alle gevallen beschrijft. Gehrels [1994] concludeerde in zijn onderzoek met auto-regressieve transfermodellen dat vooral bij dikke onverzadigde zones de lineariteitsaannname niet geldig is. Zo zal bijvoorbeeld na een nat jaar een neerslagpiek veel sneller door de onverzadigde zone trekken, dan na een droog jaar. De parameters in de transferfunctie zijn dan verschillend, in verschillende situaties. Dit zou verholpen kunnen worden door voor verschillende situaties, verschillende transferfuncties te definiëren. Het karakteriseren van situaties, en het kiezen van de grenzen tussen de situaties maakt het model dan echter veel minder gebruiksvriendelijk.

Een andere veronderstelling is dat grondwaterstandsfluctuaties alleen door fluctuaties in de grondwateraanvulling veroorzaakt worden. Bij transfermodellen worden grondwaterstandsfluctuaties als gevolg van verzadigde stroming genegeerd. In principe zouden transfermodellen de relatie tussen het neerslagoverschot en de grondwateraanvulling moeten beschrijven. Aangezien grondwateraanvulling niet gemeten kan worden, worden fluctuaties in de grondwaterstand gelijkgesteld met de grondwateraanvulling. Elke aanvulling van het grondwater zal na verloop van tijd in de verzadigde zone afgevoerd worden, de afvoer hangt af van het hele grondwatersysteem [Hakvoort, 1991].

4.6 Vergelijking

De pseudo-stationaire modellen hebben een lange rekentijd: koppeling aan een grondwatermodel is niet praktisch. Bovendien veronderstellen de pseudo-stationaire modellen een evenwichtsprofiel na elke tijdstap, waardoor dikke onverzadigde zones niet gemodelleerd kunnen worden. De pseudo-stationaire modellen zijn daarom geheel ongeschikt.

De niet-stationaire modellen kunnen dikke onverzadigde zones wel modelleren. De niet-stationaire modellen hebben echter een lange rekentijd; zelfs langer dan de pseudo-stationaire modellen. Daarom worden de niet-stationaire modellen ook niet geschikt geacht voor koppeling.

De (niet-lineaire) reservoirmodellen hebben als belangrijkste beperking dat de modelvorm niet vast staat. Bij dikke onverzadigde zones zal een serie reservoirs nodig zijn, het aantal en de vorm moet gekozen worden zonder fysische onderbouwing. De parameters moeten proberenderwijs gekozen worden.

Bij de transfermodellen kan geen actuele verdamping bepaald worden. Bovendien wordt lineariteit verondersteld. Ook wordt verondersteld dat alle grondwaterstandsfluctuaties veroorzaakt worden door fluctuaties in de grondwateraanvulling.

Alle modellen hebben beperkingen, waardoor geen enkel model geheel geschikt is voor het modelleren van dikke onverzadigde zones ten behoeve van grondwatermodellering. Voor het modelleren van de onverzadigde zone zullen de nadelen van een model moeten worden verholpen, of zal zelf een nieuwe modelopzet gemaakt moeten worden.

5 MODELVORMING

5.1 Inleiding

In het vorige hoofdstuk zijn bestaande modellen voor de onverzadigde zone bekeken. Het bleek dat geen van de modellen geschikt wordt geacht als model voor de onverzadigde zone ten behoeve van grondwatermodellen. Daarom wordt in dit hoofdstuk een nieuw model opgezet.

De kennis die in voorgaande hoofdstukken (hoofdstuk 2, 3 en 4) is opgedaan, zal als uitgangspunt dienen bij de modelvorming. Daarom worden eerst de belangrijkste punten uit deze voorstudie samengevat. Vervolgens wordt in dit hoofdstuk de modelopzet gemaakt, en de voorwaarden en beperkingen worden besproken. Het model zal in hoofdstuk 6 en 7 verder uitgewerkt worden.

5.2 Uitgangspunt

In de onverzadigde zone spelen twee processen een rol, namelijk vochtberging en stroming. De stroming is afwisselend opwaarts en neerwaarts. In een dunne onverzadigde zone kan capillaire opstijging de wortelzone bereiken. In een dikke onverzadigde zone is dit niet zo, daar is een percolatieprofiel aanwezig. De grens tussen dikke en dunne onverzadigde zones is in hoofdstuk 2 bepaald, en wordt gelegd bij grondwatertrap GT VII*.

In hoofdstuk 3 zijn een aantal modelstudies met MODFLOW besproken. In MODFLOW kan niet goed rekening gehouden worden met de onverzadigde zone. Het blijkt dat hierdoor vooral bij dikke onverzadigde zones twee problemen ontstaan:

- De actuele verdamping kan niet goed bepaald worden. Door de vochtberging in de onverzadigde zone kan de actuele verdamping niet afhankelijk worden gesteld van de grondwaterstand, zoals in MODFLOW gebeurt. De actuele verdamping is van belang voor de grootte van de grondwateraanvulling.
- In dikke onverzadigde zones spelen demping en vertraging een rol. Hoe het verloop van de grondwateraanvulling bepaald kan worden uit een gegeven reeks neerslag- en verdampingswaarden is onduidelijk.

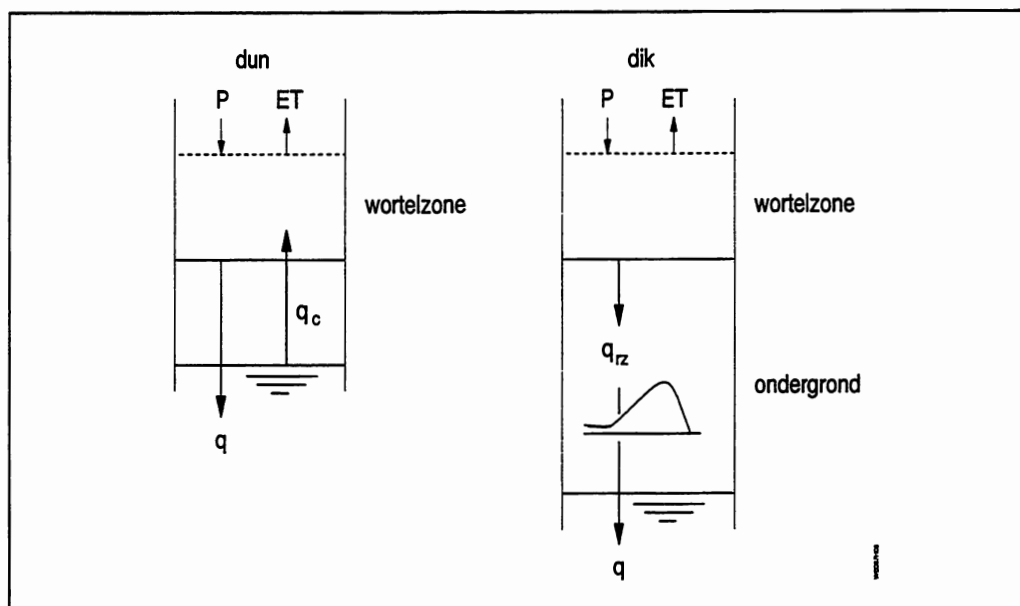
De bestaande onverzadigde zone modellen, besproken in hoofdstuk 4, blijken geen van alle geschikt te zijn om deze problemen op te lossen. Alleen een niet-stationair model kan beide problemen oplossen. Toch worden ook niet-stationaire modellen ongeschikt geacht, omdat de benodigde rekentijd lang is.

Een reservoirmodel zou goed de vochtberging, en dus de actuele verdamping kunnen modelleren. Voor het bepalen van de damping en de vertraging is een reservoirmodel echter niet geschikt, aangezien het aantal en de vorm van de reservoirs niet vooraf bekend is. Bij het bepalen van damping en vertraging zou een transfermodel voor de hand liggen, maar in een transfermodel wordt geen berging berekend en kan dus geen actuele verdamping gemodelleerd worden.

Een combinatie van een reservoirmodel met een transfermodel kan zowel actuele verdamping als damping en vertraging gemodelleerd worden. Deze combinatie dient als uitgangspunt voor de modelvorming.

5.3 Modelopzet

Een dikke onverzadigde zone kan opgedeeld worden in een hangwaterzone en een percolatiezone. Vanuit de hangwaterzone vindt verdamping plaats. In de percolatiezone is de stroming altijd neerwaarts. De hangwaterzone zal voortaan als wortelzone worden aangeduid, de percolatiezone als de ondergrond. De grondwaterstand heeft relatief weinig invloed op de stroming in de ondergrond. Vlak boven de grondwaterspiegel zal het bodemvocht in evenwicht zijn met de grondwaterstand, maar dit evenwichtsprofiel zal bij variaties in de grondwaterstand mee opschuiven. De stroming in de ondergrond is dan alleen afhankelijk van de bovenrandvoorwaarde, dit is de percolatie uit de wortelzone. Aangenomen wordt dat de stroming in de ondergrond geen invloed heeft op de stroming in de wortelzone. De wortelzone heeft dus alleen bovenrandvoorwaarden.



Figuur 5.1 Opzet van het onverzadigde zone model voor dunne onverzadigde zones met alleen een wortelzone, en voor dikke onverzadigde zones met een wortelzone en een ondergrond.

In figuur 5.1 is de manier van modelleren van dikke onverzadigde zones schematisch weergegeven. De wortelzone wordt als een reservoir gemodelleerd. In de wortelzone komt neerslag terecht. Afhankelijk van het vochtgehalte zal verdamping plaatsvinden, en percolatie naar de ondergrond. In het reservoir zal de inkomende neerslag geborgen worden, en verdeeld worden over verdamping en percolatie. In hoofdstuk 6 zal het reservoirmodel voor de wortelzone verder worden uitgewerkt.

De ondergrond zal met behulp van een transfermodel worden gemodelleerd. De transferfunctie in het model beschrijft de relatie tussen de percolatie uit de wortelzone en de grondwateraanvulling. De grondwateraanvulling wordt in de module recharge ingevoerd. Verdamping vanuit het grondwater komt niet voor bij dikke onverzadigde zones, de module evapotranspiration wordt niet gebruikt. In hoofdstuk 7 zal de vorm van het transfermodel besproken worden.

In een dunne onverzadigde zone spelen demping en vertraging geen rol. De opdeling van de onverzadigde zone in een wortelzone en ondergrond is dan ook niet nodig, alleen een wortelzone is al voldoende (figuur 5.1). In dunne onverzadigde zones is de stroming afhankelijk van de grondwaterstand. Modelleren van de onverzadigde zone kan dan niet los van de modelleren van de verzadigde zone. De capillaire opstijging zal dan ook met de module evapotranspiration gemodelleerd worden, de verdamping en de percolatie zullen echter met hetzelfde model voor de wortelzone worden gemodelleerd.

5.4 Voorwaarden en beperkingen

Voorwaarde voor de toepasbaarheid van het transfermodel is dat de processen in de ondergrond lineair zijn. De stroming in de onverzadigde zone is echter sterk niet-lineair. Toch blijkt uit meetreeksen van neerslag en grondwaterstand dat het neerslagpatroon vaak in dezelfde vorm terug te zien is in het verloop van de grondwaterstand. Dit zou een aanduiding kunnen zijn dat het effect van een dikke onverzadigde zone op de stromingsprocessen lineair verondersteld kan worden. Bij het testen van het model zal gekeken worden of de lineariteits-aanname klopt.

In de wortelzone wordt de actuele verdamping berekend op basis van de potentiële verdamping. Voor de actuele verdamping zijn in modelstudies vaak geen meetgegevens beschikbaar. Het transfermodel berekent de grondwateraanvulling. Ook voor de grondwateraanvulling zijn geen meetgegevens beschikbaar. Het bepalen van de parameters van het model (wortelzone en ondergrond) moet daarom aan de hand van het verloop van de grondwaterstand. Grondwaterstandsfluctuaties worden echter ook door de grondwaterstroming veroorzaakt. Als in een modelstudie de grondwaterstand niet goed gesimuleerd wordt, kan dit aan het model voor de onverzadigde zone liggen, óf aan het grondwatermodel zelf. De mogelijkheden voor calibratie van het model voor de onverzadigde zone zijn dus beperkt.

6 MODEL VOOR DE WORTELZONE

6.1 Inleiding

Bij de modelvorming in hoofdstuk 5 is de opdeling van dikke onverzadigde zones in wortelzone en ondergrond besproken. In de wortelzone moet worden bepaald welk deel van de neerslag verdampt, vastgehouden wordt en welk deel naar de ondergrond percoleert (zie ook figuur 5.1). Damping en vertraging hoeven niet in de wortelzone gemodelleerd te worden, dit wordt in de ondergrond gesimuleerd. De wortelzone zal als een enkel reservoir worden opgevat.

Het model moet zo weinig mogelijk parameters hebben. De mogelijkheden voor calibratie zijn beperkt, omdat in geohydrologische modelleringen geen meetgegevens beschikbaar zijn van de actuele verdamping en van percolatie naar de ondergrond. Het heeft geen zin om veel parameters in het model op te nemen, wanneer deze niet gecalibreerd kunnen worden.

6.2 De wortelzone als reservoir

Met de wortelzone wordt hier de bodemlaag bedoeld, waaruit de wortels hun water betrekken. Dit is, naast de bodemlaag waar de wortels zich bevinden, ook de laag van waaruit nog water capillair kan opstijgen naar de wortels. Bij het onderscheid tussen dikke en dunne onverzadigde zones in paragraaf 2.6 is gebruik gemaakt van de maximale hoogte die een capillaire flux nog kan bereiken, de kritieke z-afstand. Op gelijke wijze wordt hier de dikte van de wortelzone (D_{rz} , *rootzone*) berekend, dus de bewortelingsdiepte plus de kritieke z-afstand. Richtwaarden voor de kritieke z-afstand worden voor bodemgroepen van de Staringreeks gegeven in tabel 2.1, hoofdstuk 2.

De belangrijkste eigenschap van het reservoir is de bergingscapaciteit van het reservoir. De bergingscapaciteit wordt gekarakteriseerd door de vochtinhoud bij veldcapaciteit ($pF\ 2$, $h = -100\text{ cm}$). De vochtinhoud bij veldcapaciteit is de hoeveelheid vocht die de bodem vast kan houden na een regenbui, wanneer het water is uitgezakt. Om de vochtinhoud van het reservoir bij veldcapaciteit te bepalen, moet de dikte van de wortelzone en het vochtgehalte bij veldcapaciteit bekend zijn.

Het vochtgehalte bij veldcapaciteit θ_{fc} (*field capacity*) is eveneens te vinden in de Staringreeks. In tabel 6.1 wordt een overzicht gegeven van het vochtgehalte bij veldcapaciteit voor de hoofdgroepen van de Staringreeks [Wösten, 1994]. De vochtinhoud bij veldcapaciteit V_{fc} is dan:

$$V_{fc} = D_{rz} \theta_{fc} \quad (6.1)$$

Tabel 6.1 *Het vochtgehalte bij veldcapaciteit (pF 2) en bij verwelkingspunt (pF 4.2) voor bovengronden in de Staringreeks [Wösten, 1994].*

Bodem-groep	Vochtgehalte bij veldcapaciteit V_{fc} (pF 2)	Vochtgehalte bij verwelkingspunt V_w (pF 4.2)
zand	0.25 - 0.34	0.03 - 0.06
zavel	0.31 - 0.39	0.09 - 0.11
klei	0.37 - 0.53	0.14 - 0.32
leem	0.38 - 0.39	0.11 - 0.12
moerig	0.59 - 0.66	0.13 - 0.32

6.3 Verdamping

De potentiële verdamping hangt af van de meteorologische omstandigheden en van het gewas. In de open water verdamping (Penman verdamping, E_o) zijn de meteorologische omstandigheden verwerkt. De invloed van het gewas wordt gegeven door een gewasfactor (f). Uit de open water verdamping wordt de potentiële verdamping berekend volgens:

$$ET_p = f E_o \quad (6.2)$$

De actuele verdamping hangt af van het vochtgehalte in de bodem. Als er te weinig water beschikbaar is, zal de verdamping afnemen. De verdamping begint af te nemen bij pF 2 tot 3. Bij pF 4.2, het verwelkingspunt, kunnen planten geen vocht meer opnemen en vindt geen verdamping plaats. De exacte relatie tussen verdamping en pF is echter niet bekend.

In het model wordt een zeer eenvoudige relatie aangenomen, op basis van de vochtinhoud V van het reservoir. De actuele verdamping wordt gelijk gesteld aan de potentiële verdamping wanneer de vochtinhoud van het reservoir boven een bepaald niveau komt. Dit niveau wordt gesteld op de vochtinhoud bij veldcapaciteit. Als de vochtinhoud in het reservoir kleiner is dan veldcapaciteit, dan wordt de verdamping gereduceerd middels een reductiefactor:

$$ET_a = R ET_p \quad (6.3)$$

De reductiefactor R wordt lineair gesteld met de vochtinhoud, in het gebied tussen veldcapaciteit en verwelkingspunt V_w :

$$R = \left(\frac{V - V_w}{V_{fc} - V_w} \right) \quad (6.4)$$

De vochtinhoud bij het verwelkingspunt wordt berekend uit het vochtgehalte bij pF 4.2 (θ_w):

$$V_w = D_{rz} \theta_w \quad (6.5)$$

In de Staringreeks kan het vochtgehalte bij het verwelkingspunt opgezocht worden voor verschillende bodemtypes. In tabel 6.1 wordt een overzicht gegeven.

6.4 Percolatie

In de bodem vindt bijna geen stroming meer plaats als de vochtinhoud beneden veldcapaciteit ligt. In het model wordt dan de percolatie naar de ondergrond (q_{rz}) op nul gesteld. Als de vochtinhoud boven veldcapaciteit is, treedt wel percolatie op. Om geen extra parameters in het model op te nemen, wordt gesteld dat de hele vochtinhoud boven veldcapaciteit percolleert. Aan het eind van een tijdstap is de inhoud van het reservoir dus nooit groter dan veldcapaciteit. In formulevorm:

$$q_{rz} = \begin{cases} V - V_{fc} & \text{voor } V > V_{fc} \\ 0 & \text{voor } V < V_{fc} \end{cases} \quad (6.6)$$

De vochtinhoud bij veldcapaciteit is een belangrijke parameter in het model. V_{fc} bepaalt zowel de percolatie als de verdamping. Als V_{fc} groot is, zal een groot deel van de neerslag vastgehouden worden in de wortelzone en uiteindelijk verdampen. Als V_{fc} daarentegen klein is, zal veel neerslag percoleren naar de ondergrond. Met de parameter V_{fc} kan de verdeling van de neerslag tussen verdamping en percolatie, en dus de grootte van de grondwateraanvulling bepaald worden.

Een andere belangrijke parameter is de gewasfactor f . Hiermee kan de grootte van de potentiële verdamping bepaald worden. De gewasfactor is, samen met de vochtinhoud bij veldcapaciteit, bepalend voor de waterbalans van de wortelzone. Bij modelberekeningen kunnen deze twee parameters gevarieerd worden bij de ijking.

Een andere parameter in het model is de vochtinhoud bij het verwelkingspunt. Deze parameter is minder belangrijk. De vochtinhoud bij het verwelkingspunt is nagenoeg nul voor zandgronden, V_w heeft dan weinig invloed. Bij zavel- of kleigronden blijft nog veel vocht achter (θ_w tussen 0.09 en 0.32). De vochtinhoud bij het verwelkingspunt blijft altijd in het reservoir. In feite wordt door de parameter V_w de inhoud van het reservoir dus kleiner gemaakt. Dit effect kan ook bereikt worden door het verkleinen van V_{fc} .

6.5 Interceptie

De gewasinterceptie speelt vooral bij bossen een grote rol. De interceptie hangt af van de duur en de intensiteit van buien. Bij donkere naaldbossen kan de interceptie in sommige gevallen oplopen tot zo'n 80 procent van de neerslag. In dat geval komt er minder water op de bodem terecht, en zal relatief meer water verdampen. Dit wordt meegenomen in de gewasfactor, voor donkere naaldbossen geldt $f > 1$, uit het naaldbos kan dus meer water verdampen dan van een open wateroppervlak. De gewasinterceptie wordt niet apart gemodelleerd.

6.6 Capillaire opstijging

De modellering van de wortelzone is gericht op dikke onverzadigde zones. De stroming naar de ondergrond is altijd neerwaarts, en wordt geheel los van MODFLOW gemodelleerd. Dunnere onverzadigde zones kunnen op dezelfde wijze gemodelleerd worden, zolang geen capillaire opstijging optreedt. Capillaire opstijging is afhankelijk van de grondwaterstand, en kan dus niet los van MODFLOW gesimuleerd kunnen worden in een apart model.

In de modellering van de wortelzone zoals in dit hoofdstuk opgezet, wordt de verdamping gereduceerd als het vochtgehalte beneden veldcapaciteit ligt. Als echter bij dunne onverzadigde zones capillaire nalevering vanuit het grondwater mogelijk is, wordt de verdamping in werkelijkheid niet of veel minder gereduceerd. Door capillaire opstijging kan de verdamping nog aangevuld worden tot potentiële verdamping, de capillaire nalevering kan dus maximaal $ET_p - ET_a$ zijn.

In de module evapotranspiration van MODFLOW (zie hoofdstuk 3) wordt de verdamping vanuit het grondwater berekend, in feite wordt dan dus capillaire nalevering berekend. Dunne onverzadigde zones kunnen eerst met het model voor de wortelzone worden doorgerekend. De actuele verdamping uit de vochtvoorraad van de onverzadigde zone is dan bekend. Daarna wordt aan de module evapotranspiration van MODFLOW als invoer de waarde $ET_p - ET_a$ opgegeven, dit is de maximale verdamping die nog door capillaire opstijging nageleverd kan worden.

Het model voor de wortelzone bepaalt voor dikke onverzadigde zones de bovenrandvoorwaarde voor het transfermodel. Voor dunne onverzadigde zones gaat de percolatie direct naar MODFLOW. De periode die gesimuleerd moet worden, wordt dus eerst helemaal doorgerekend voor de wortelzone. Hieruit volgt een reeks percolatiewaarden. In perioden dat een verdampingsreductie optreedt, wordt het verdampingstekort ingevoerd in de module evapotranspiration. In de overige perioden wordt de percolatie in de module recharge ingevoerd.

De parameters die in de module evapotranspiration worden gebruikt, hangen samen met de dikte van de wortelzone. In evapotranspiration wordt gebruik gemaakt van de surface elevation h_s en de extinction depth d . De surface elevation geeft de grondwaterstand aan waarbij de verdamping -lees: capillaire nalevering- maximaal is. Dit is als de grondwaterstand net onder de bewortelingsdiepte staat. De surface elevation h_s kan dus bepaald worden als de maaiveldhoogte (ten opzichte van het referentieniveau) en de bewortelingsdiepte bekend zijn. De extinction depth geeft aan wanneer geen capillaire nalevering meer mogelijk is. Dit komt overeen met de kritieke stijghoogte.

The following information is for the use of the
personnel of the Department of the Interior
and is not to be distributed outside of the
Department. It is the property of the
Department and is to be kept confidential.
It is to be used only for the purpose
for which it was furnished and is not to
be used for any other purpose.
It is to be destroyed when it is no longer
needed for the purpose for which it was
furnished.

7 TRANSFERMODEL VOOR DE ONDERGROND

7.1 Inleiding

De onverzadigde zone is in hoofdstuk 5 opgedeeld in een wortelzone en een ondergrond. In de wortelzone wordt de neerslag verdeeld over verdamping en percolatie. De percolatie uit de wortelzone komt in de ondergrond terecht. In de ondergrond worden demping en vertraging met een transfermodel gemodelleerd. De uitstroom aan de onderkant van de ondergrond is de grondwateraanvulling.

Het transfermodel beschrijft de relatie tussen de percolatie uit de wortelzone (q_w) en de grondwateraanvulling (q). De grondwateraanvulling is niet alleen afhankelijk van de percolatie van dezelfde dag, maar ook van de percolatie van de voorgaande dagen. Stel dat de functie F de gezochte transferfunctie is, dan wordt de grondwateraanvulling berekend uit de convolutie-integraal (zie ook hoofdstuk 4):

$$q(t) = \int_{-\infty}^{\infty} q_w(t-\tau) F(\tau) d\tau \quad (7.1)$$

Waarbij t het tijdstip is waarvoor de grondwateraanvulling berekend wordt, en τ de tijd van voorgaande percolatie-waarden is. Bij het opstellen van het transfermodel gaat het er dus om de functie $F(\tau)$ te bepalen.

In dit hoofdstuk zal de transferfunctie afgeleid worden uit de algemene stroomvergelijking. De stroomvergelijking wordt gelineariseerd en omgeschreven tot een convectie-dispersie vergelijking. De convectie-dispersie vergelijking wordt gebruikt om de grondwateraanvulling als gevolg van een eenheidsgrootte percolatie uit de wortelzone te berekenen. De respons van de grondwateraanvulling wordt gebruikt als transferfunctie. Met behulp van de momenten-methode wordt de transferfunctie bepaald. Hierbij wordt de Pearson type III kansverdeling als basisvorm gebruikt.

De parameters van de transferfunctie kunnen uit de bodemfysische eigenschappen worden bepaald. In een voorbeeld zal dit worden toegelicht. Aan het eind van dit hoofdstuk worden de veronderstellingen die gemaakt zijn besproken.

7.2 Linearisatie van de algemene stroomvergelijking

De algemene stroomvergelijking is in hoofdstuk 2 besproken:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right) \quad (7.2)$$

De drukhoogte h en de doorlatendheid k worden gelineariseerd rond een bepaalde waarde van het vochtgehalte: θ_{gem} . Uit de Taylor-ontwikkeling van h en k volgt:

$$h = h_0 + h_1 (\theta - \theta_{gem}) + \frac{1}{2} h_2 (\theta - \theta_{gem})^2 + \dots \quad (7.3)$$

$$k = k_0 + k_1 (\theta - \theta_{gem}) + \frac{1}{2} k_2 (\theta - \theta_{gem})^2 + \dots \quad (7.4)$$

waarbij h_0 , h_1 , h_2 , k_0 , k_1 , en k_2 constanten zijn. De constanten k_0 en h_0 zijn de doorlatendheid en de drukhoogte bij $\theta = \theta_{gem}$. De constante h_1 is de eerste afgeleide van de vocht karakteristiek voor $\theta = \theta_{gem}$, k_1 is de eerste afgeleide van de doorlatendheid naar θ :

$$h_1 = \left. \frac{\partial h}{\partial \theta} \right|_{\theta_{gem}} \quad k_1 = \left. \frac{\partial k}{\partial \theta} \right|_{\theta_{gem}} \quad (7.5)$$

De constanten h_2 en k_2 staan voor de tweede afgeleiden. Invullen van de Taylor-benadering voor h en k in de Richards vergelijking geeft:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial (k_0 + k_1(\theta - \theta_{gem}))}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 (h_0 + h_1(\theta - \theta_{gem}))}{\partial z^2} \quad (7.6)$$

De Taylor-ontwikkeling voor h en k wordt na de tweede term afgebroken. In de laatste term echter wordt k al na de eerste term afgebroken, aangezien anders een niet-lineaire term in de vergelijking overblijft. Omdat h_0 , h_1 , k_0 , k_1 en θ_{gem} constanten zijn, kan de vergelijking herschreven worden als:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - k_1 \frac{\partial \theta}{\partial z} + k_0 h_1 \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (7.7)$$

De vergelijking die ontstaat is analoog aan de lineaire convectie-dispersie vergelijking. De vergelijking is geldig rond een bepaald gemiddeld vochtgehalte θ_{gem} . De vergelijking heeft twee parameters, een convectie-parameter (k_1) en een dispersie-parameter ($k_0 h_1$).

~~De convectie-dispersie~~ ^{7.7} Vergelijking beschrijft het verloop van het vochtgehalte. Doel is echter om de grondwateraanvulling, dus de flux te beschrijven. De flux door de bodem is afhankelijk van de drukhoogte volgens de wet van Darcy. Door linearisatie kan de flux ook afhankelijk van het vochtgehalte worden gesteld:

$$q = - k \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) = - k_0 h_1 \frac{\partial \theta}{\partial z} + k_0 \quad (7.8)$$

Als de lineaire convectie-dispersie vergelijking gedifferentieerd wordt naar z en vermenigvuldigd wordt met $k_0 h_1$:

$$k_0 h_1 \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) = k_0 h_1 \frac{\partial}{\partial z} \left(-k_1 \frac{\partial \theta}{\partial z} + k_0 h_1 \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) \quad (7.9)$$

dan blijkt na omschrijven de lineaire convectie-dispersie vergelijking ook voor q te gelden:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -k_1 \frac{\partial q}{\partial z} + k_0 h_1 \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \quad (7.10)$$

Deze vergelijking geldt rond een bepaalde gemiddelde flux, q_{gem} .

7.3 Impuls-respons benadering

De lineaire convectie-dispersie vergelijking beschrijft het verloop van de flux in de onverzadigde zone als functie van de diepte en de tijd. De vergelijking wordt gebruikt om het verloop van de grondwateraanvulling op een bepaalde diepte te berekenen als gevolg van een eenheidsgrootte percolatie uit de wortelzone. Met andere woorden: de impuls-respons van de grondwateraanvulling wordt berekend. Wiskundig gezien wordt de randvoorwaarde bij de impuls-respons benadering beschreven door de Dirac-functie. In dit geval geldt echter voor $t > 0$ dat $q = q_{\text{gem}}$ in plaats van $q = 0$ in de normale Dirac-functie.

De berekende respons van de grondwateraanvulling kan gebruikt worden als transferfunctie. De functie $F(t)$ wordt dus gelijkgesteld met de flux $q(t)$ op een bepaalde diepte, met de Dirac-functie als randvoorwaarde.

De convectie-dispersie vergelijking is lineair; de effecten van afzonderlijke impulsen mogen bij elkaar opgeteld worden. Met de transferfunctie kan dus een reeks percolatiewaarden worden doorgerekend, en omgezet worden in een reeks waarden voor de grondwateraanvulling. Dit convolutieproces wordt weergegeven door de convolutie-integraal (vergelijking (7.1)).

De oplossing van de lineaire convectie-dispersie vergelijking is bekend, en wordt voor de Dirac-randvoorwaarde gegeven door:

$$q(z, t) = \frac{z}{\sqrt{4\pi k_0 h_1 t^3}} \exp \left(-\frac{(z - k_1 t)^2}{4k_0 h_1 t} \right) \quad (7.11)$$

Met deze oplossing kan de transferfunctie bepaald worden. In dit onderzoek wordt deze oplossing echter niet gebruikt, maar wordt de momenten-methode toegepast om de transferfunctie te bepalen.

7.4 De transferfunctie

7.4.1 De momenten-methode

De exacte oplossing van de convectie-dispersie vergelijking (7.11) geeft de transferfunctie van het proces zoals beschreven wordt door de (gelineari-seerde) algemene stroomvergelijking (7.2). Deze exacte oplossing is alleen toepasbaar voor dit stromingsproces, in feite is deze oplossing voldoende.

In dit onderzoek wordt echter gebruik gemaakt van de momenten-methode. De momenten-methode is veel breder toepasbaar; met de methode kunnen transferfuncties voor vele processen bepaald worden. Ook voor (lineaire) differentiaalvergelijkingen waarvan geen exacte oplossing bekend is, kan met behulp van de momenten-methode de transferfunctie bepaald worden. In de volgende paragrafen wordt de momenten-methode toegepast. Voor verdere beschouwing wordt verwezen naar [Maas, 1994].

7.4.2 De transferfunctie als kansverdeling

De impuls-respons functie (de transferfunctie) beschrijft de reactie van de grondwateraanvulling als gevolg van een impuls percolatie. Alle instroom komt uiteindelijk als grondwateraanvulling tot uitstroom; de impuls-respons functie moet dus een oppervlakte één hebben. De transferfunctie kan dus beschouwd worden als een kansverdeling. De impuls-respons van de grondwateraanvulling komt dan overeen met de kansdichtheid van een stochastische variabele.

Een kansverdeling heeft een aantal momenten. Het eerste moment (M_1) is het gemiddelde μ , uit het tweede moment (M_2) kan de standaardafwijking σ afgeleid worden, het derde moment (M_3) is een maat voor de skewness of scheefheid γ . De momenten zijn gedefiniëerd als:

$$M_1 = \int_{-\infty}^{\infty} t F(t) dt \quad (7.12)$$

$$M_n = \int_{-\infty}^{\infty} t^n F(t) dt \quad (7.13)$$

De hogere orde momenten worden meestal berekend ten opzichte van M_1 , en worden dan centrale momenten genoemd:

$$M_n^c = \int_{-\infty}^{\infty} t^n F(t-M_1) dt \quad (7.14)$$

Kansverdelingen hebben een aantal eigenschappen die in het transfermodel toegepast kunnen worden. Zo kunnen de kansverdelingen van twee opeenvolgende systemen opgeteld (geconvolveerd) worden. Een gelaagde bodem wordt gezien als een serie opeenvolgende systemen. De transferfunctie voor de hele onverzadigde zone kan bepaald worden door voor elke bodemlaag de transferfunctie te bepalen, en deze op te tellen.

In de statistiek is de Centrale Limiet Stelling bekend als:

Wanneer de kansverdelingen van een reeks opeenvolgende systemen worden opgeteld, dan zal de resulterende kansverdeling richting een normale (Gauss) verdeling ontwikkelen naarmate het aantal systemen toeneemt.

Omdat de transferfunctie beschouwd wordt als kansverdeling, kan gebruik gemaakt worden van de Centrale Limiet Stelling. De onverzadigde zone is te beschouwen als een reeks opeenvolgende bodemlaagjes. De kansverdeling tendeert dus naar een normale verdeling, die beschreven wordt door gemiddelde en variantie. Voordat de normale verdeling ontwikkeld is, speelt ook het derde moment, de skewness, nog een rol. Het blijkt dat met de eerste drie momenten de transferfunctie van een convectie-dispersie vergelijking goed beschreven kan worden [Maas. 1994].

7.4.3 De momenten-methode voor de CD-vergelijking

In deze paragraaf wordt de momenten-methode toegepast voor de convectie-dispersie vergelijking (CD-vergelijking). Uit de convectie-dispersie vergelijking worden de eerste drie momenten van $q(z,t)$ afgeleid. De convectie-dispersie vergelijking wordt gebruikt om de impuls-respons van de grondwateraanvulling op een bepaalde diepte te berekenen. In de verdere afleiding geldt dus $q(z,t) = F(t)$. Met de eerste drie momenten van $q(z,t)$ wordt de transferfunctie $F(t)$ bepaald.

De lineaire convectie-dispersie vergelijking wordt met t vermenigvuldigd, en geïntegreerd over de tijd:

$$\int_{-\infty}^{\infty} t \frac{\partial q}{\partial t} dt = \int_{-\infty}^{\infty} t k_1 \frac{\partial q}{\partial z} dt + \int_{-\infty}^{\infty} t k_0 h_1 \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} dt \quad (7.15)$$

Herschrijven leidt tot een vergelijking, waarbij het eerste moment van de functie $q(t)$ zichtbaar wordt:

$$\int_{-\infty}^{\infty} t \frac{\partial q}{\partial t} dt = k_1 \frac{\partial}{\partial z} \int_{-\infty}^{\infty} t q(t) dt + k_0 h_1 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \int_{-\infty}^{\infty} t q(t) dt \quad (7.16)$$

Uitwerking van de linker term van de vergelijking leidt tot:

$$-1 = k_1 \frac{dM_1}{dz} + k_0 h_1 \frac{d^2 M_1}{dz^2} \quad (7.17)$$

Via de Centrale Limiet Stelling kan afgeleid worden dat M_1 lineair afhankelijk is van de diepte z [Maas, 1994]. De tweede afgeleide van M_1 moet dus nul zijn, en een eenvoudige uitdrukking voor M_1 kan gevonden worden:

$$M_1 = -\frac{z}{k_1} \quad (7.18)$$

Door de lineaire convectie-dispersie vergelijking met t^2 te vermenigvuldigen, en vervolgens te integreren, kan een uitdrukking voor het (centrale) tweede moment bepaald worden.

$$\int_{-\infty}^{\infty} t^2 \frac{\partial q}{\partial t} dt = k_1 \frac{\partial}{\partial z} \int_{-\infty}^{\infty} t^2 q(t) dt + k_0 h_1 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \int_{-\infty}^{\infty} t^2 q(t) dt \quad (7.19)$$

Ook hier kan via de centrale limietstelling afgeleid worden dat de tweede afgeleide nul moet zijn, hieruit volgt:

$$M_2^c = -2 \frac{k_0 h_1}{(k_1)^3} z \quad (7.20)$$

Het (centrale) derde moment kan op gelijke wijze worden gevonden, dit wordt:

$$M_3^c = -12 \frac{(k_0)^2 (h_1)^2}{(k_1)^5} z \quad (7.21)$$

Het eerste moment van de functie $q(z,t)$ is de gemiddelde tijd die een percolatiegolf nodig heeft om een reactie op de grondwateraanvulling te veroorzaken: de reactietijd. Het tweede moment is een maat voor de demping in de onverzadigde zone.

7.4.4 De Pearson type III kansverdeling

De vorm van de kansverdeling wordt beschreven door de Pearson type III kansverdeling. Het blijkt dat de Pearson type III kansverdeling bijna gelijk is aan de exacte oplossing van de lineaire convectie-dispersie vergelijking [Maas, 1994].

De Pearson type III kansverdeling wordt beschreven door:

$$F(t) = \frac{a^n (t-b)^{n-1}}{\Gamma(n)} e^{-a(t-b)} \quad t \geq b \quad (7.22)$$

Als benadering voor de gamma-functie $\Gamma(n)$ kan $(n-1)!$ gebruikt worden. De Pearson type III verdeling heeft drie parameters: a , b en n . De Pearson type III kansverdeling is in feite de transferfunctie van een serie lineaire reservoirs. De uitstroom van een enkel reservoir wordt gegeven door

$$F(t) = a e^{-at} \quad (7.23)$$

waarbij a de reservoir-karakteristiek is. Een serie reservoirs wordt beschreven door de discrete vorm van de Pearson type III kansverdeling. De parameter n geeft het aantal reservoirs aan. De parameter b in de kansverdeling geeft de verschuiving aan in de tijd: bij een serie lineaire reservoirs begint de uitstroom al op $t=0$ toe te nemen, de parameter b zorgt ervoor dat pas op $t=b$ de toename begint.

7.5 Bepalen van de transferfunctie

De Pearson type III kansverdeling (vergelijking (7.22)) wordt beschreven door de parameters a , b en n . De Pearson verdeling heeft een aantal momenten, deze kunnen worden uitgedrukt in de parameters a , b en n [Maas, 1994].

De transferfunctie kan bepaald worden door de momenten van de convectie-dispersievergelijking gelijk te stellen aan die van de kansverdeling. De parameters a , b en n kunnen dan geschreven worden als:

$$a = 2 \frac{M_2^c}{M_3^c} = \frac{1}{3} \frac{(k_1)^2}{k_0 h_1} \quad (7.24)$$

$$b = M_1 - 2 \frac{(M_2^c)^2}{M_3^c} = -\frac{1}{3} \frac{z}{k_1} \quad (7.25)$$

$$n = 4 \frac{(M_2^c)^3}{(M_3^c)^2} = \frac{2}{9} \frac{k_1}{k_0 h_1} z \quad (7.26)$$

De parameters k_1 en $k_0 h_1$ kunnen uit de bodemfysische eigenschappen worden afgeleid. De parameter z is de diepte van de ondergrond.

7.6 Bodemfysische eigenschappen in de transferfunctie

Voor het bepalen van de transferfunctie zijn de parameters k_1 en k_0h_1 nodig, die bepaald worden rond de gemiddelde flux q_{gem} . De gemiddelde flux is bekend; deze kan uit het verloop van de percolatie vanuit de wortelzone bepaald worden. De gemiddelde grondwateraanvulling wordt gelijkgesteld met de gemiddelde doorlatendheid, k_0 . Deze veronderstelling is waar als er 'gravity flow' optreedt, dus als $\partial h / \partial z$ gelijk is aan nul. Uit de doorlatendheidskarakteristiek kan de bijbehorende waarde voor de gemiddelde stijghoogte (h_0) bepaald worden. De waarden voor k_1 en h_1 kunnen uit de doorlatendheidskarakteristiek en vocht karakteristiek gehaald worden.

Wanneer de bodemfysische relaties niet bekend zijn, moeten k_1 en k_0h_1 geschat worden. In praktijk kan de reactietijd tussen een neerslagpiek (verhoogde percolatie) en een stijging van de grondwaterstand (verhoogde grondwateraanvulling) bepaald worden. De reactietijd is z/k_1 , hieruit kan k_1 bepaald worden. De fluctuaties in de grondwaterstand geven een indicatie voor de demping (k_0h_1). Als in gemodelleerde grondwaterstanden de fluctuaties te groot zijn, moet de demping van de onverzadigde zone verhoogd worden.

7.7 Voorbeeld bepaling transferfunctie

Een transferfunctie kan in drie stappen bepaald worden:

- Bepaal voor de gemiddelde flux de waarden van k_0 , k_1 en h_1 uit de bodemfysische relaties van de beschouwde bodemsoort.
- Bereken met k_1 , k_0h_1 en z , de dikte van de ondergrond, de waarden voor a , b en n van de Pearson type III kansverdeling.
- Bereken met de Pearson type III kansverdeling de transferfunctie.

Vervolgens kan uit een reeks waarden voor de percolatie vanuit de wortelzone, de grondwateraanvulling berekend worden door het berekenen van de convolutie-integraal.

Als voorbeeld zal de transferfunctie voor een ondergrond van grof zand met een dikte van tien meter berekend worden. Voor de bodemfysische relaties zullen de van Genuchten relaties gebruikt worden [Wösten, 1994]:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^{(1-\frac{1}{n})}} \quad (7.27)$$

$$k(h) = k_s \frac{\left((1 + |\alpha h|^n)^{(1-\frac{1}{n})} - |\alpha h|^{n-1} \right)^2}{(1 + |\alpha h|^n)^{(1-\frac{1}{n})(1+2)}} \quad (7.28)$$

De parameters θ_r (residuaire vochtgehalte), θ_s (verzadigde vochtgehalte), k_s (verzadigde doorlatendheid), α , n en l worden in de Staringreeks gegeven voor elk bodemtype. In dit voorbeeld zal bodemtype grof zand (O5) gebruikt worden.

Aangenomen wordt dat de gemiddelde flux 0.07 cm/dag is. De berekening gaat nu als volgt:

- Uit de gemiddelde flux $q_{gem} = 0.07$ cm/dag volgt $k_0 = 0.07$ cm/dag. Uit de doorlatendheidskarakteristiek van van Genuchten blijkt dat bij $h = -50$ cm een doorlatendheid $k = 0.07$ cm/dag hoort, dus $h_0 = -50$ cm. De waarden voor k_1 en h_1 worden numeriek benaderd, door voor $h = -49$ en -51 cm het vochtgehalte en de doorlatendheid te berekenen, en vervolgens de waarden $k_1 = \Delta k / \Delta \theta$ en $h_1 = \Delta h / \Delta \theta$ te bepalen. Berekend wordt $k_1 = 3.39$ cm/dag, en $h_1 = 564$ cm. Bij deze waarden hoort een gemiddeld vochtgehalte van $\theta_{gem} = 0.10$.
- De waarden voor a , b en n worden berekend als:

$$a = \frac{1}{3} \frac{(k_1)^2}{k_0 h_1} = \frac{1}{3} \frac{(3.39)^2}{0.07 \cdot 564} = 0.09 \quad (7.29)$$

$$b = -\frac{1}{3} \frac{z}{k_1} = -\frac{1}{3} \frac{1000}{3.39} = 98 \quad (7.30)$$

$$n = \frac{2}{9} \frac{k_1}{k_0 h_1} z = \frac{2}{9} \frac{3.39}{0.07 \cdot 564} 1000 = 19 \quad (7.31)$$

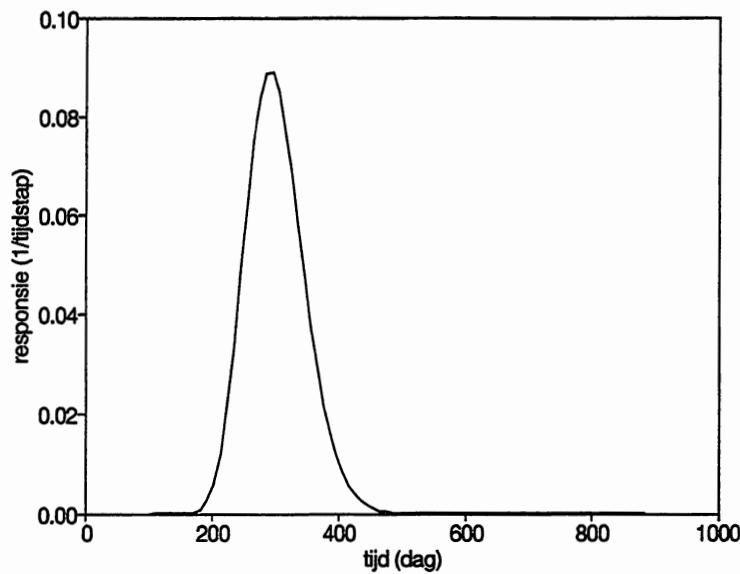
- De transferfunctie kan dan berekend worden met:

$$F(t) = \frac{a^n (t-b)^{n-1}}{(n-1)!} e^{-a(t-b)} = \frac{0.09^{19} \cdot (t-98)^{18}}{18!} e^{-0.09(t-98)} \quad (7.32)$$

In figuur 7.1 staat de berekende transferfunctie weergegeven.

De transferfunctie heeft het maximum voor $t = 295$ dagen. Dit is de reactietijd van de transferfunctie, en wordt weergegeven door het eerste moment, $M_1 = z/k_1 = 1000/3.39 = 295$. Zo kan eenvoudig bepaald worden wanneer de top van een percolatiegolf aankomt op een bepaalde diepte.

De transferfunctie loopt oneindig door. Als $t \rightarrow \infty$ gaat de transferfunctie naar nul. In praktijk is voor $t > 3M_1$ de transferfunctie nagenoeg nul. De transferfunctie zal dus voor een tijdsperiode van drie maal de reactietijd berekend moeten worden. De transferfunctie kan in grotere tijdstappen, bijvoorbeeld voor $t = 0, 10, 20, \dots$, berekend worden. De oppervlakte onder de grafiek is altijd één: alle percolatie uit de wortelzone komt uiteindelijk aan de onderkant van de onverzadigde zone aan.



Figuur 7.1 De transferfunctie voor grof zand met een dikte van tien meter.

De berekende waarden moeten daarom met Δt vermenigvuldigd worden. De dimensie van de transferfunctie F is $1/T$. In dit voorbeeld werd als tijdstap een decade aangehouden (10.2 dag), de dimensie van de transferfunctie wordt hiermee $1/\text{decade}$. Deze transferfunctie is dan ook geschikt voor het doorrekenen van decade-gegevens.

Het verloop van de grondwateraanvulling kan nu berekend worden uit een reeks gegeven waarden voor de percolatie, door voor elke tijdstap de convolutie-integraal te berekenen.

7.8 Veronderstellingen bij de transferfunctie

De belangrijkste aanname in de afleiding van de transferfunctie, is het lineariseren van h en k rond een bepaald gemiddeld vochtgehalte θ_{gem} (pas in de verdere afleiding wordt dit een gemiddelde flux q_{gem}). Verondersteld wordt dat de vocht- en doorlatendheidskarakteristiek lineaire functies zijn van het vochtgehalte. Als het vochtgehalte rond θ_{gem} schommelt, zal deze aanname waarschijnlijk juist zijn. Zijn de fluctuaties in het vochtgehalte echter groot, dan zal de transferfunctie geen goede resultaten opleveren.

Het lineariseren van h betekent dat de vocht karakteristiek benaderd wordt door:

$$h_{\text{lin}} = h_0 + h_1(\theta - \theta_{\text{gem}}) \quad (7.33)$$

Om de linearisatie van h in beeld te krijgen, is in figuur 7.2 de vocht karakteristiek van grof zand weergegeven [Wösten, 1994]. De gelineariseerde karakteristiek is berekend op basis van het voorbeeld in de vorige paragraaf, dus met $\theta_{gem} = 0.10$ ($q_{gem} = 0.07$), en staat ook in figuur 7.2. De vocht karakteristiek is hier niet op logaritmische schaal weergegeven, de niet-lineariteit van de karakteristiek komt duidelijk naar voren. Bij het gemiddelde vochtgehalte $\theta_{gem} = 0.10$ komen de vocht karakteristiek en de lineaire benadering met elkaar overeen. Uit de figuur blijkt dat de lineaire benadering maar in een beperkt traject geldig is.

Voor de lineaire doorlatendheidskarakteristiek geldt:

$$k_{lin} = k_0 + k_1(\theta - \theta_{gem}) \quad (7.34)$$

De doorlatendheidskarakteristiek en de gelineariseerde benadering daarvan zijn weergegeven in figuur 7.3. Ook bij de doorlatendheidskarakteristiek is de linearisatie maar in een beperkt traject geldig. Vooral bij extreme vochtgehaltes, in bijzonder natte of droge jaren, zal de transferfunctie de grondwateraanvulling niet goed beschrijven.

In paragraaf 2.5 werd uit de Richards vergelijking ook een convectie-dispersie vergelijking afgeleid zonder linearisatie. Voor de convectie-parameter werd daar gevonden:

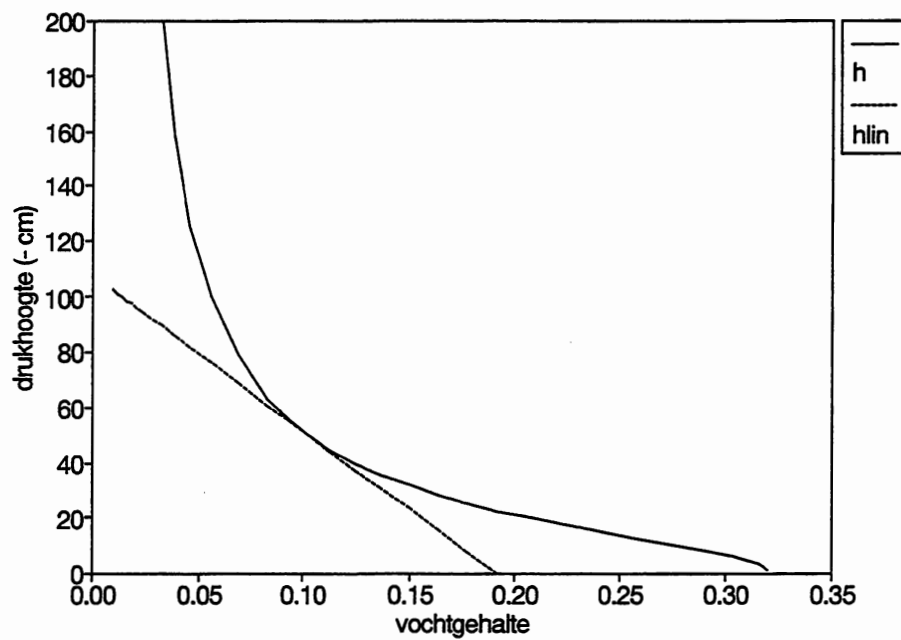
$$c = \frac{\partial D(\theta)}{\partial z} + \frac{dk(\theta)}{d\theta} \quad (7.35)$$

In de lineaire benadering in dit hoofdstuk wordt de convectie-parameter gegeven door:

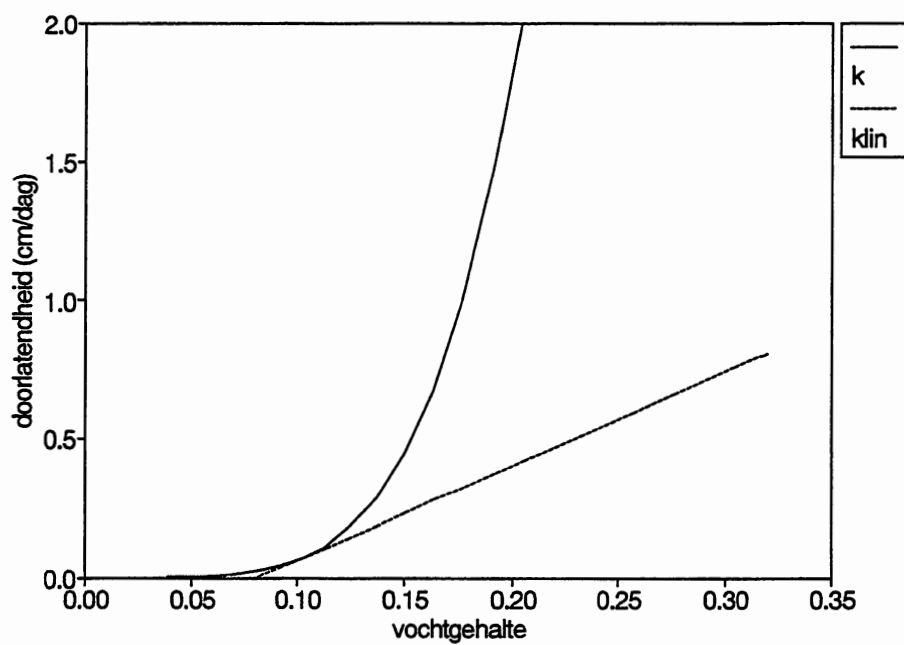
$$c = k_1 = \frac{dk(\theta_{gem})}{d\theta} \quad (7.36)$$

De eerste term van vergelijking (7.35) is in vergelijking (7.36) verdwenen. Bij de linearisatie wordt aangenomen dat het vochtgehalte in de ondergrond constant is; $\partial\theta/\partial z$ is dan nul en de term vervalt. Wanneer een gradiënt in het vochtgehalte aanwezig is, dan zal het transfermodel bij het berekenen van de convectie een fout maken. Onder Nederlandse omstandigheden is het vochtgehalte in de percolatiezone echter nagenoeg constant [van Lanen, 1984]. Scherpe gradiënten in het vochtgehalte zullen dan ook niet voorkomen. De convectie-parameter van het transfermodel is dan een goede benadering van de convectie in vergelijking (7.35).

De grootste fout wordt dus geïntroduceerd door de linearisatie. In het volgende hoofdstuk zal bekeken worden hoe goed of hoe slecht de transferfunctie de stroming in de ondergrond kan simuleren.



Figuur 7.2 Linearisering van de vocht karakteristiek van grof zand bij een gemiddelde flux van 0.07 cm/dag.



Figuur 7.3 Linearisering van de doorlatendheids karakteristiek van grof zand voor een gemiddelde percolatie van 0.07 cm/dag.

8 TESTBEREKENINGEN

8.1 Inleiding

Het onverzadigde zone model dat in dit rapport is opgezet, is een sterke vereenvoudiging van de werkelijkheid. De onverzadigde zone is opgedeeld in een wortelzone en een ondergrond. De stroming in de wortelzone wordt in feite met één parameter gekarakteriseerd, namelijk de vochtinhoud bij veldcapaciteit. De stroming in de ondergrond heeft twee parameters, één voor de damping en één voor de vertraging. In dit hoofdstuk wordt gekeken of deze drie parameters genoeg zijn om de onverzadigde stroming te beschrijven. De modelvalidatie zal uitgevoerd worden door middel van testberekeningen.

Voor het testen van het model zou een werkelijke situatie, dus een bestaande onverzadigde zone, doorgerekend kunnen worden met een reeks gemeten neerslag- en verdampingswaarden. De resultaten van het model zouden dan vergeleken kunnen worden met de werkelijk opgetreden onverzadigde stroming. Dit levert echter twee problemen op. Ten eerste zijn er geen metingen van grondwateraanvulling beschikbaar, de door het model berekende grondwateraanvulling kan dus niet vergeleken worden met de werkelijke situatie. Het tweede probleem wordt gevormd door de bodemfysische relaties. Deze kunnen wel gemeten worden, maar de betrouwbaarheid ervan is gering. De parameters in het model kunnen uit de bodemfysische karakteristieken afgeleid worden. Als de berekende stroming afwijkt van de werkelijke stroming, zou dit veroorzaakt kunnen worden doordat het model te sterk vereenvoudigd is, of doordat de gebruikte bodemfysische relaties niet goed zijn.

De modelvalidatie zal daarom aan de hand van een hypothetische situatie uitgevoerd worden. De modelberekeningen zullen vergeleken worden met een bestaand model voor de onverzadigde zone: ONZAT [van Drecht, 1983]. ONZAT is een eindig differentiëmodel, en wordt geacht de stroming in de onverzadigde zone goed te kunnen beschrijven. In de modelbeschrijving van ONZAT worden voor een aantal stromings-situaties de exacte oplossing van de Richards vergelijking berekend, en vergeleken met de resultaten van de simulatie met ONZAT. De resultaten blijken goed overeen te komen, de onverzadigde stroming wordt goed gesimuleerd [van Drecht, 1983]. De resultaten van het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone zullen dus overeen moeten komen met de resultaten van ONZAT.

Het testen zal in twee stappen gedaan worden. Ten eerste zal het transfermodel bekeken worden. Het vochttransport in een kolom grof zand zal gesimuleerd worden. Bij het afleiden van de transferfunctie (hoofdstuk 7) zijn een aantal aannames gedaan over lineariteit. Gekeken zal worden of deze aannames geldig zijn.

Vervolgens zal het hele model voor de onverzadigde zone, dus de wortelzone en de ondergrond samen, getest worden. In de wortelzone wordt de verdamping en de grootte van de grondwateraanvulling bepaald. Hier zal ook de massabalans van het model vergeleken worden met die van ONZAT.

8.2 Het numerieke model ONZAT

ONZAT is een eindige differentie model voor de onverzadigde zone. Het model heeft veel mogelijkheden. Zowel water- als stoftransport kunnen in het model gesimuleerd worden. Voordat neerslag in de bodem infiltreert, kan met ONZAT de gewasinterceptie, de berging in plassen op het maaiveld en oppervlakkige afvoer gesimuleerd worden. Ook kan regelmatig een irrigatiegift berekend worden. De opname van water door de plant kan op verschillende manieren gesimuleerd worden, en kan afhankelijk gesteld worden van de tijd in het jaar. Er kunnen sloten in het model opgenomen worden, vanuit de ondergrond wordt dan de stroming van of naar de sloten berekend [Van Drecht, 1983] [Van Drecht, 1989].

Voor de berekeningen in dit rapport wordt maar een klein deel van de mogelijkheden van ONZAT gebruikt. De reservoirs voor interceptie en plasmvorming worden op nul gesteld, evenals oppervlakkige afvoer en irrigatie. De onderrandvoorwaarde kan in de vorm van een vaste drukhoogte of een constante flux. Aangezien de flux berekend moet worden, is een vaste drukhoogte opgegeven. Als beginvoorwaarde moet een initiële profiel worden opgegeven. ONZAT heeft daardoor een zekere aanloopperiode, waarin de invloed van de beginvoorwaarde merkbaar is.

De tijdstap in het model is afhankelijk van de laagdikte, en van de grilligheid van het vochtprofiel in de bodem. In ONZAT wordt de tijdstap na elke iteratieronde opnieuw bepaald. Als er veel iteraties nodig waren in de vorige ronde, dan wordt de tijdstap kleiner, waren weinig iteraties nodig, dan kan de tijdstap groter worden. De tijdstap van de inputwaarden wordt dus niet aangehouden.

8.3 Testberekening transfermodel

8.3.1 Modelopzet en invoergegevens

De werking van het transfermodel wordt vergeleken met ONZAT. Met beide modellen is het vochttransport gesimuleerd voor een kolom grof zand van 10, 20 en 30 meter dik. Voor de bodemkarakteristieken wordt het bodemtype O5 (grof zand) uit de Staringreeks gebruikt [Wösten, 1994]. Als invoer worden fluxwaarden aan de bovenrand van de kolom opgegeven, berekend worden de waarden voor de flux aan de onderzijde van de kolom. Met deze opzet wordt de ondergrond van de onverzadigde zone gesimuleerd: de flux aan de bovenkant van de kolom is de percolatie uit de wortelzone, de flux

uit de onderzijde van de kolom is de grondwateraanvulling. De massabalans zal dus altijd kloppen: alle instroom aan de bovenkant stroomt als grondwateraanvulling weer uit de kolom. Alleen het verloop van de grondwateraanvulling in de tijd is van belang. Verdamping komt niet aan de orde.

De simulatieperiode loopt van 1959 tot 1978. Als tijdstap worden decaden aangehouden, de grondwateraanvulling wordt dus voor zo'n 700 decaden berekend. Als invoer moet de percolatie uit de wortelzone opgegeven worden, hiervoor zijn waarden voor het neerslagoverschot gebruikt. Neerslag en verdamping komen van het station De Bilt, het neerslagoverschot is het verschil tussen neerslag en verdamping. Als een negatief neerslagoverschot wordt berekend, wordt deze op nul gesteld. De gemiddelde flux is voor deze reeks 0.13 cm/dag.

8.3.2 Simulatie met ONZAT

De gesimuleerde kolom moet opgedeeld worden in laagjes. In het bovenste deel van de bodem zullen de grootste veranderingen in vochtgehalte optreden. Hoe dieper in de bodem, des te meer de neerslagpieken gedempt zullen worden. De bovenste meter van de bodem is daarom verdeeld in laagjes van 10 cm. De daaropvolgende twee meter wordt opgedeeld in laagjes van 20 cm, daarna wordt een laagdikte van 50 cm aangehouden.

Als onderrandvoorwaarde wordt een constante drukhoogte opgegeven. De gemiddelde flux in de kolom is 0.13 cm/dag, aangenomen wordt dat dit overeen komt met de gemiddelde onverzadigde doorlatendheid. Bij een doorlatendheid van 0.13 cm/dag hoort volgens de Staringreeks een drukhoogte van $h = -50$ cm. Deze waarde wordt opgegeven als onderrandvoorwaarde.

De invoerfile voor ONZAT is zeer groot, omdat in elke decade ook de grootte van de reservoirs, de potentiële verdamping en gegevens over het stoftransport aangegeven moet worden (in dit geval allemaal nul). Voor zo'n 700 decaden beslaat de invoerfile rond de dertig bladzijden.

Tijdens de simulatie bleek dat de gemiddelde tijdstap 0.2 dag was, en dat gemiddeld drie keer geïtereerd moest worden in elke tijdstap. De simulaties werden uitgevoerd op een 386-computer, en duurden afhankelijk van de dikte van het profiel, zo'n één tot twee uur voor de gesimuleerde periode van 19 jaar. Dat wil zeggen dat per jaar drie tot zes minuten rekentijd nodig zijn.

De uitvoer van ONZAT bestaat uit de fluxen en de waterbalansen van de bodem en de reservoirs voor interceptie en plasvorming. Voor de gesimuleerde periode werd een uitvoerfile van zo'n 250 bladzijden aangemaakt. Voor de benodigde informatie, de grondwateraanvulling in elke tijdstap, waren negen bladzijden genoeg.

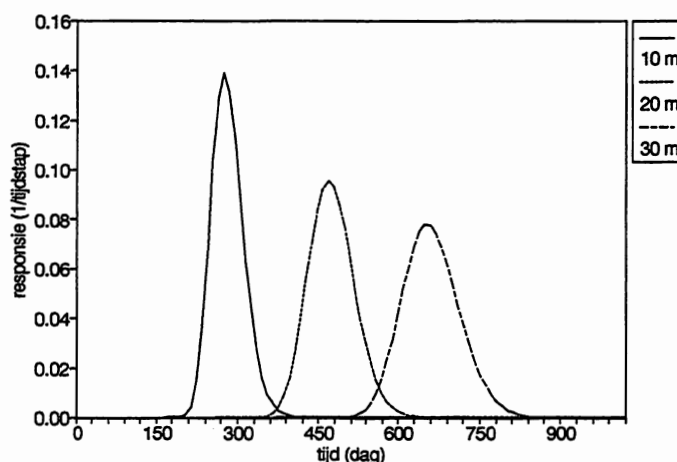
8.3.3 Simulatie met het transfermodel

De parameters in het transfermodel kunnen uit de bodemfysische karakteristieken bepaald worden. De parameters zijn de vertraging (k_1) en de demping ($k_0 h_1$). De gemiddelde doorlatendheid wordt gelijk verondersteld aan de gemiddelde percolatie, dus k_0 is gelijk aan 0.13 cm/dag. De bijbehorende waarden voor k_1 en h_1 worden met behulp van de van Genuchten relaties berekend (zie het voorbeeld in paragraaf 7.7). Voor grof zand met een gemiddelde flux van 0.13 cm/dag worden de parameters berekend als $k_1=5.32$ cm/dag en $h_1=526$ cm.

Voor het bepalen van de transferfunctie werd een spreadsheet gebruikt, waar voor $t=0, 10, \dots, 3M_1$ de waarden van de transferfunctie worden berekend. De waarden voor de transferfunctie worden om de 10.2 dagen (decade) bepaald. De invoer van het model wordt immers ook in decadewaarden gegeven.

In figuur 8.1 staan de berekende transferfuncties voor 10, 20 en 30 meter weergegeven. Met deze transferfuncties kan de grondwateraanvulling berekend worden, door voor elke tijdstap de convolutie-integraal te berekenen.

Bij een dikte van 10 meter wordt het eerste moment van de transferfunctie berekend als $z/k_1 = 1000/5.32 = 188$ dagen, na $3 \cdot M_1$ (564 dagen) wordt de transferfunctie afgebroken. De transferfunctie wordt dus weergegeven door 57 waarden. Voor het doorrekenen van ongeveer 700 decaden (de jaren 1959 t/m 1978) zijn dan 57×700 , dit is ongeveer 40.000 vermenigvuldigingen nodig. Dit duurde een paar seconden. Bij een dikte van 20 meter werd $M_1=376$ dagen berekend, na 1128 dagen wordt de transferfunctie afgebroken. Per decade moeten dus 113 vermenigvuldigingen uitgevoerd worden. Voor een dikte van 30 meter geldt $M_1=531$ dagen, dit geeft 160 waarden voor de transferfunctie. De berekeningen duurden nog geen halve minuut.



Figuur 8.1 Transferfuncties voor een kolom grof zand van tien, twintig en dertig meter dikte voor een gemiddelde flux van 0.13 cm/dag.

8.3.4

Resultaten

De resultaten van de simulaties staan in de figuren 8.2, 8.3 en 8.4 weergegeven. Het neerslagoverschot heeft een duidelijke seizoensfluctuatie. De jaarlijkse fluctuaties zijn in de berekende grondwateraanvullingen duidelijk terug te zien, echter wel gedempt en vertraagd.

De reactietijd geeft aan na hoeveel tijd het effect van het neerslagoverschot merkbaar is. Dit is het beste te zien bij de piekwaarden voor het neerslagoverschot, die jaarlijks in november en december optreden. In de simulatie met ONZAT varieert de reactietijd. Na een droog jaar, zoals bijvoorbeeld 1962, is de reactie van de grondwateraanvulling op de piekwaarden van het neerslagoverschot op tien meter diepte pas in juli en augustus 1963 merkbaar. Na een nat jaar, zoals bijvoorbeeld 1965, is de reactietijd veel korter: al in maart en april is een verhoging in de grondwateraanvulling berekend. De reactietijd van tien meter grof zand is hier tussen de 4 en de 8 maanden.

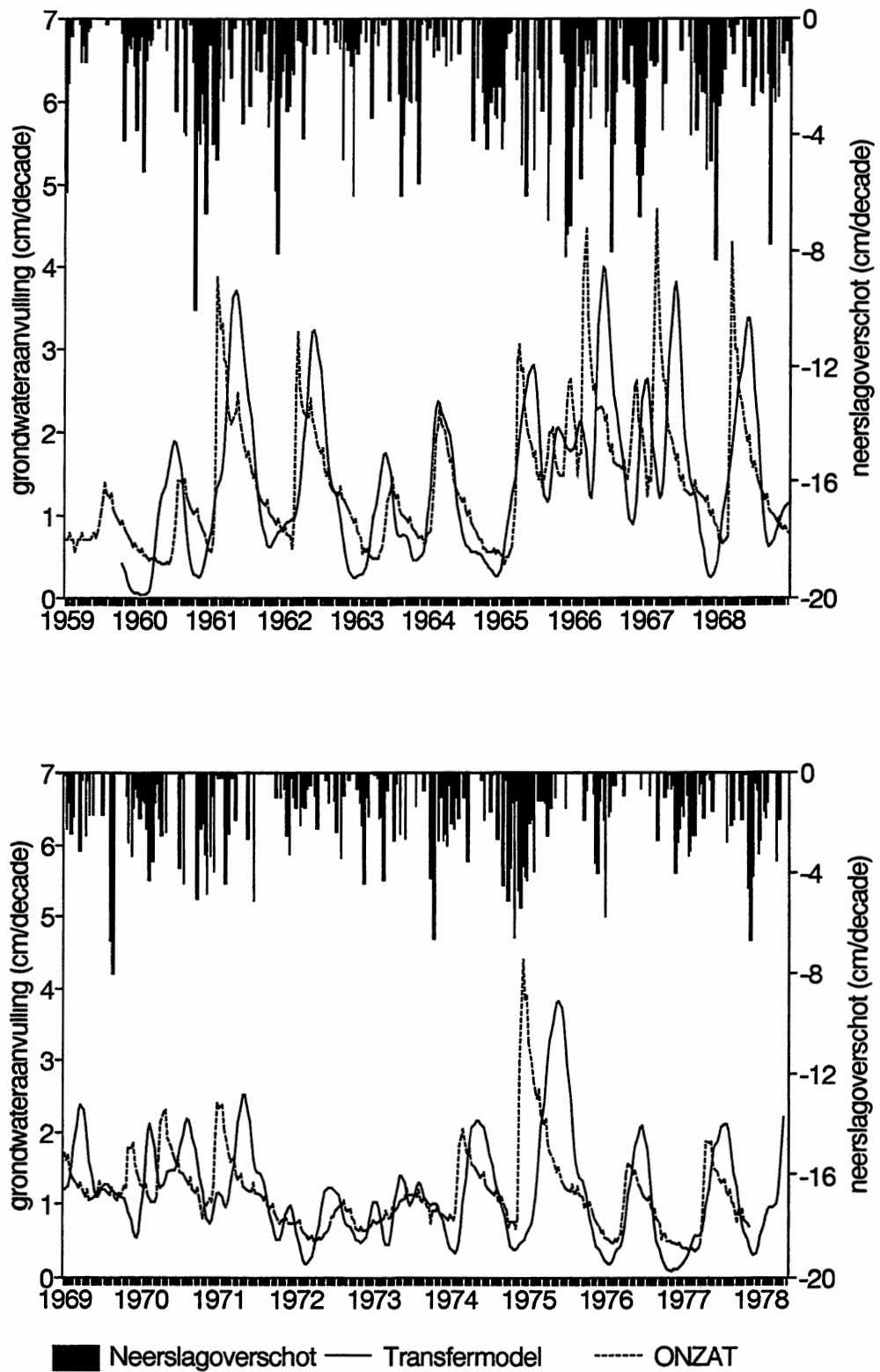
Bij een dikte van twintig meter zijn de reactietijden groter. De hoge waarden van het neerslagoverschot van eind 1962 komen pas anderhalf jaar later, in mei en juni 1964, tot uiting. Na het natte jaar 1965 is na een ruim een half jaar, in juni en juli 1966, al een stijging in de grondwateraanvulling te zien. De spreiding in reactietijd is bij een twintig meter dik pakket is groot, variërend van 7 tot 18 maanden.

Bij een dikte van dertig meter is na droge jaren als 1962 de seizoensfluctuatie in het neerslagoverschot niet meer terug te zien in de grondwateraanvulling. Na natte jaren komen seizoensfluctuaties wel tot uiting, de piekwaarden eind 1965 zorgen in oktober en november 1966 voor een verhoging van de grondwateraanvulling. De reactietijd van dertig meter grof zand berekent ONZAT als minimaal 11 maanden.

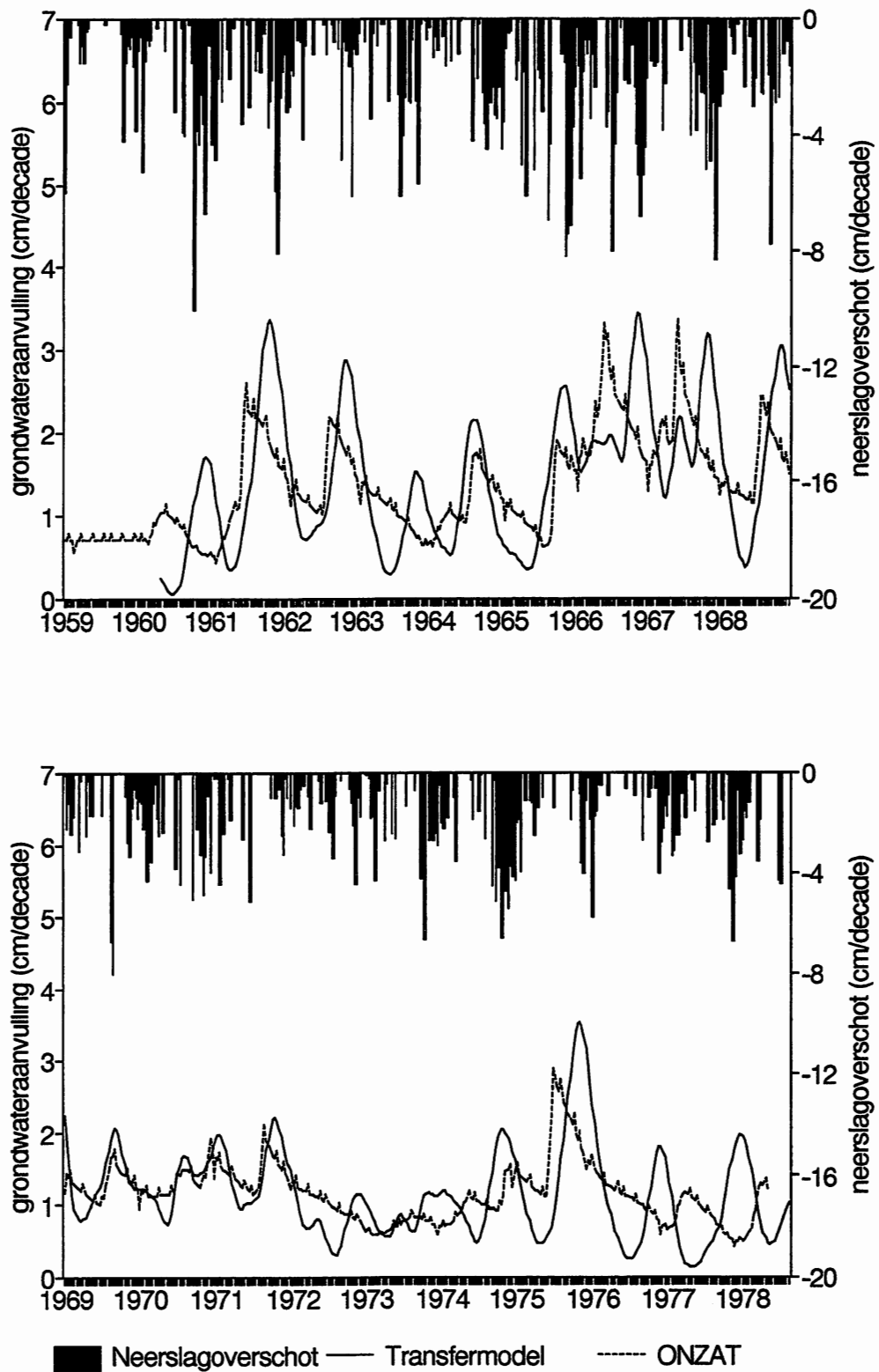
In het transfermodel wordt voor een bepaalde dikte altijd dezelfde reactietijd gesimuleerd, het maakt niet uit of de voorgaande jaren droog of nat waren. De reactietijden zijn gelijk aan het eerste moment van de transferfunctie bij elke diepte. Bij een dikte van tien meter wordt een reactietijd van 6 maanden berekend. Bij twintig meter grof zand is dat 11 maanden, bij dertig meter wordt de reactietijd 18 maanden. In tabel 8.1 worden de berekende reactietijden van ONZAT en de transferfunctie met elkaar vergeleken.

Tabel 8.1 Berekende reactietijden in maanden voor grof zand.

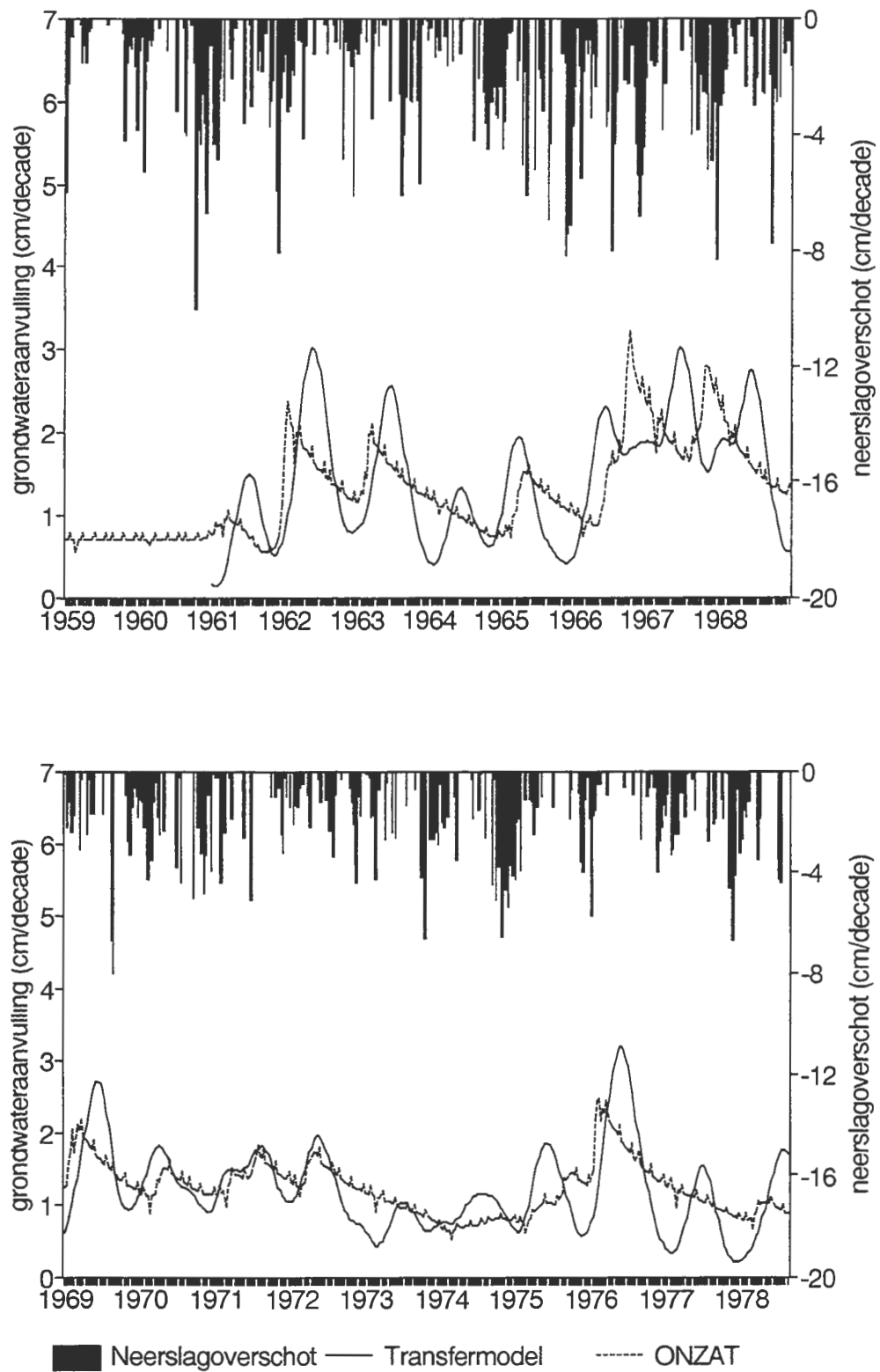
Dikte (m)	Reactietijd (maanden)	
	ONZAT	Transfermodel
10	4 - 8	6
20	7 - 18	11
30	> 11	18



Figuur 8.2 Simulatie van de grondwateraanvulling bij tien meter grof zand door ONZAT en het transfermodel voor de periode 1959-1968 (boven) en 1969-1978 (onder).



Figuur 8.3 Simulatie van de grondwateraanvulling bij twintig meter grof zand door ONZAT en het transfermodel voor de periode 1959-1968 (boven) en 1969-1978 (onder).



Figuur 8.4 Simulatie van de grondwateraanvulling bij dertig meter grof zand door ONZAT en het transfermodel voor de periode 1959-1968 (boven) en 1969-1978 (onder).

De reactietijd van het transfermodel ligt binnen het traject van reactietijden van ONZAT. Na jaren met een gemiddeld neerslagoverschot, zoals na 1970, wordt de reactietijd dan ook goed door het transfermodel weergegeven. In natte jaren is de reactietijd in ONZAT echter kleiner, en in droge jaren juist groter. Het transfermodel heeft bij een dikte van tien meter een maximale afwijking van twee maanden. Hoe dikker het pakket wordt, des te groter worden de afwijkingen na extreme jaren. In een pakket van dertig meter wordt na een nat jaar als 1965 bij ONZAT een reactietijd van 11 maanden bepaald, de transferfunctie berekent een reactietijd van 18 maanden. Dit is een half jaar verschil. Na droge jaren, zoals na 1971 en 1972, modelleert ONZAT geen seizoensfluctuaties meer, de transferfunctie berekent nog een fluctuatie van een halve centimeter per decade.

De demping wordt vrij goed weergegeven. De fluctuaties in de grondwateraanvulling zitten in dezelfde orde van grootte, tussen de 0.5 en 4.5 cm/dag. De transferfunctie zakt bij lage waarden van de grondwateraanvulling nog te ver door richting 0 cm/dag. Na droge jaren is de demping van de transferfunctie te klein, bij ONZAT worden fluctuaties dan helemaal uitgedempt.

Het verloop van de grondwateraanvulling verschilt van vorm. Bij ONZAT worden plotselinge stijgingen in de grondwateraanvulling gesimuleerd, en vervolgens daalt de grondwateraanvulling op een manier die doet denken aan een leeglopend reservoir. De transferfunctie simuleert het verloop van de grondwateraanvulling meer golvend. Vooral bij een dikte van twintig of dertig meter is het verschil goed te zien.

8.3.5 Conclusie en discussie

De berekende verloop van de grondwateraanvulling door de transferfunctie benadert het resultaat van ONZAT. In gemiddelde jaren worden demping en vertraging goed gesimuleerd. In extreem droge of natte jaren laten de resultaten van de transferfunctie echter nog te wensen over. Het niet-lineaire karakter van de ondergrond wordt door ONZAT duidelijk weergegeven, de transferfunctie benadert de stroming echter lineair. Na natte jaren berekent de transferfunctie de piek in de grondwateraanvulling te laat, na droge jaren juist te vroeg. De transferfunctie kan nog aangepast worden door een andere keuze van de gemiddelde percolatie. Het blijkt echter dat de gebruikte parameters de beste resultaten opleveren. De gemiddelde jaren worden immers wel redelijk gemodelleerd.

De gebruikte invoerreeks wijkt op twee punten af van de reeksen die in praktijk aan het transfermodel zullen worden aangeboden. Ten eerste is het gemiddelde percolatie in de hier gebruikte reeks groter dan het gemiddelde neerslagoverschot in Nederland. Bij een kleiner neerslagoverschot zal een lagere waarde voor het gemiddelde vochtgehalte gekozen worden. Dit zou de simulatie met de transferfunctie kunnen verbeteren. Ten tweede zal in de modellering van de onverzadigde zone nog een wortelzone in het model opgenomen worden. Door de wortelzone zullen fluctuaties in het neerslag-

overschot gedempt worden, zodat de percolatie uit de wortelzone minder extreme waarden heeft. Nu is het neerslagoverschot direct gebruikt als percolatie uit de wortelzone. De simulatie van de transferfunctie zal bij minder extreme waarden verbeteren.

In de testberekening is een periode van 20 jaar doorgerekend. In geohydrologische modelstudies wordt vaak maar één of twee jaar doorgerekend. De parameters in deze testberekening worden bepaald door de gemiddelde percolatie over 20 jaar. Wanneer maar enkele jaren doorgerekend worden, wordt de gemiddelde percolatie op basis van een veel kortere periode bepaald. In een natte periode zal een hogere gemiddelde percolatie bepaald worden, de parameters in het model zijn dan aangepast aan de natte periode. De resultaten van het transfermodel zullen in dat geval beter zijn.

De berekende reactietijden voor dertig meter grof zand zijn groter dan een jaar. In Nederland komen dergelijk lange reactietijden echter niet voor. De grootste reactietijden bij de Utrechtse Heuvelrug liggen in de orde van een half jaar: de piekwaarden van het neerslagoverschot in november en december komen uiterlijk in juni en juli van het daarop volgende jaar tot uiting in de grondwaterstand. In deze testberekeningen is gebruik gemaakt van het bodemtype grof zand in de Staringreeks. Hierbij moet gedacht worden aan duinzand. De stuwwallen in Nederland bestaan uit nog grover zand, bijvoorbeeld een Rijtema I zandgrond [van Drecht, mondelinge mededeling]. Voor Rijtema I zandgronden gelden kortere reactietijden dan voor het bodemtype grond zand uit de Staringreeks. Het transfermodel maakt bij langere reactietijden een grotere fout. Wanneer de reactietijden korter zijn, zullen de resultaten van de transferfunctie dus minder afwijken dan in deze testberekeningen. Bij reactietijden van een half jaar (dikte tien meter) werd door het transfermodel hoogstens een fout van twee maanden gemaakt.

8.4 Testberekening voor het hele model

8.4.1 Modelopzet en invoergegevens

In de voorgaande testberekening werd de stroming in de ondergrond gesimuleerd. Nu zullen ook de processen in de wortelzone gesimuleerd worden. Als uitgangspunt zal de kolom van twintig meter dikte uit de vorige testberekening genomen worden. De bovenste anderhalve meter zal nu echter als wortelzone gemodelleerd worden. De ondergrond blijft grof zand, bodemtype O5 uit de Staringreeks, voor de wortelzone wordt de bovengrond B2 uit de Staringreeks genomen, zwak lemig fijn tot matig fijn zand [Wösten, 1994]. Als invoer worden nu de neerslag en de potentiële verdamping opgegeven. De actuele verdamping wordt in de modellen berekend. De massabalans van de beide modellen kan dus verschillen. Voor de invoer wordt weer de neerslag en verdamping van station De Bilt, voor de periode 1959 tot 1978 gebruikt.

De dikte van de wortelzone is afgeleid uit de bodemkarakteristieken voor de gebruikte bovengrond. De maximale stijghoogte van een capillaire flux van 1 mm/dag is voor dit bodemtype 1.4 meter. De dikte van de wortelzone is de maximale stijghoogte plus de bewortelingsdiepte (zie ook paragraaf 6.1). Wordt als vegetatie gras genomen met een bewortelingsdiepte van tien tot twintig centimeter, dan volgt daar een dikte van de wortelzone van zo'n anderhalve meter. Bij de potentiële verdamping was al rekening gehouden met de gewasfactor voor gras ($f=0.8$).

8.4.2 Simulatie met ONZAT

De opdeling van de gesimuleerde kolom in laagjes wordt op dezelfde manier gedaan als in de vorige testberekening. Voor de bovenste laagjes die in de wortelzone vallen, wordt het bodemtype B2 opgegeven. De onderrandvoorwaarde blijft $h = -50$ cm.

De verdamping wordt in ONZAT afhankelijk gesteld van de drukhoogte. Als de drukhoogte onder een bepaalde waarde (het reductiepunt h_{red}) komt, treedt verdampingsreductie op. Beneden het verwelkingspunt h_w treedt geen verdamping meer op. De verdampingsreductie tussen het reductiepunt en het verwelkingspunt wordt berekend volgens:

$$R = \left(\frac{h - h_w}{h_{red} - h_w} \right)^p \quad |h_{red}| < |h| < |h_w| \quad (8.1)$$

Waarbij p de vorm van de reductiefunctie bepaalt; deze moet als parameter opgegeven worden. In de simulatie is $p=0.5$ gebruikt. Voor het reductiepunt is $h_{red}=-100$ cm gebruikt, voor het verwelkingspunt $h_w=-16000$ cm.

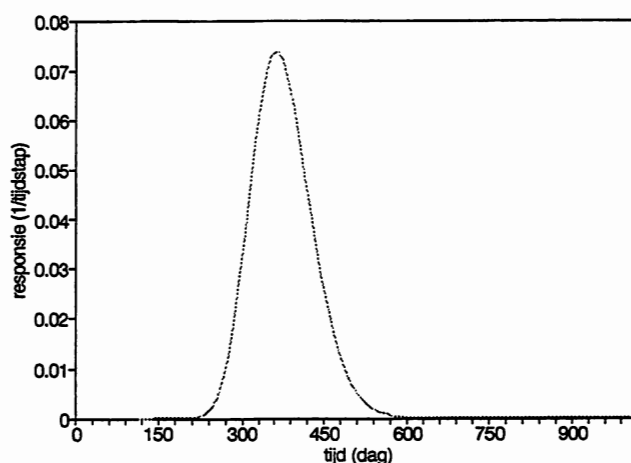
8.4.3 Simulatie met het transfermodel

Uit de bodemfysische karakteristieken voor het bodemtype B2 kunnen de parameters in het model voor de wortelzone bepaald worden. Het vochtgehalte bij veldcapaciteit is voor dit bodemtype $\theta_{fc}=0.26$. De vochtinhoud bij veldcapaciteit is dan $V_{fc} = 0.26 \times 150 \text{ cm} = 39 \text{ cm}$. Het vochtgehalte bij verwelkingspunt is $\theta_w = 0.03$, zodat de vochtinhoud bij verwelkingspunt $V_w = 5 \text{ cm}$ wordt. Met deze parameters kan de waterbalans in de wortelzone berekend worden.

De percolatie uit de wortelzone is de invoer voor het transfermodel. De gesimuleerde percolatie blijkt gemiddeld 0.094 cm/dag te bedragen. De parameters voor het transfermodel kunnen hieruit bepaald worden. De gemiddelde flux wordt weer gelijk gesteld met de gemiddelde doorlatendheid, dus $k_0 = 0.094 \text{ cm/dag}$. Met de bodemkarakteristiek voor grof zand worden de andere parameters bepaald als $k_1 = 4.14 \text{ cm/dag}$ en $h_1 = 507 \text{ cm}$.

De reactietijd wordt met deze parameters voor een dikte van de ondergrond van 18,5 meter $M_1 = 447$ dagen. De transferfunctie wordt na 1341 dagen afgebroken, en wordt dan in 131 waarden weergegeven. De berekende transferfunctie voor de ondergrond staat in figuur 8.5 weergegeven.

In vergelijking met de transferfunctie van de vorige test simuleert deze transferfunctie een grotere reactietijd. Dit komt omdat de gemiddelde flux hier kleiner is, een percolatiegolf zal langzamer door de onverzadigde zone heen trekken.



Figuur 8.5 Transferfunctie voor een kolom grof zand van 18,5 meter dikte voor een gemiddelde flux van 0.094 cm/dag.

Tabel 8.2 Gesimuleerde waterbalans van de onverzadigde zone voor de periode 1963-1977.

		Flux (cm/decade)	Jaarsom (cm/jaar)	q/P	ET _a /ET _p
Invoerreeks					
Neerslag	P	2.25	81.2		
Potentiële verdamping	ET _p	1.50	53.9		
ONZAT					
Grondwateraanvulling	q	0.85	30.8	38%	
Actuele verdamping	ET _a	1.44	51.8		96%
Transfermodel					
Grondwateraanvulling	q	0.94	33.9	42%	
Actuele verdamping	ET _a	1.34	48.1		89%

8.4.4 Resultaten

Het verloop van de berekende grondwateraanvulling van beide modellen staat in figuur 8.6 weergegeven. De gesimuleerde grondwateraanvulling van het ontwikkelde model komt goed overeen met de resultaten van ONZAT. Door de lineariteits-aanname in het transfermodel worden de hoge piekwaarden nog wel te laat en de lage piekwaarden te vroeg berekend, maar de verschillen zijn veel kleiner dan in de voorgaande testberekening.

De waterbalansen van beide modellen zijn in tabel 8.2 weergegeven. De resultaten van de modellen verschillen van elkaar. ONZAT berekent gemiddeld een hogere verdamping en een lagere grondwateraanvulling. Van de neerslag wordt 38% grondwateraanvulling. Bij het transfermodel is dat 42%. Dit verschil houdt in, dat het transfermodel gemiddeld 3 cm/jaar meer grondwateraanvulling berekent. ONZAT simuleert weinig verdampingsreductie, gemiddeld wordt berekend dat 96% van de potentiële verdamping ook actueel verdampt. Bij het transfermodel verdampt 89% van de potentiële verdamping.

In figuur 8.7 zijn de jaarsommen van de potentiële verdamping en de berekende actuele verdamping weergegeven. Het blijkt dat de verschillen tussen ONZAT en het transfermodel in de meeste jaren vrij klein is, de berekende actuele verdamping verschillen vaak minder dan 3 cm/jaar. In de jaren waarbij veel verdampingsreductie optreedt, zijn de verschillen echter groter, in 1976 bijvoorbeeld wordt door het transfermodel 10 cm minder verdamping berekend vergeleken met ONZAT.

8.4.5 Conclusie en discussie

De simulatie van de grondwateraanvulling door het ontwikkelde model komt redelijk overeen met de simulatie met ONZAT. Voor gebruik in hydro-geologische modellen wordt het verloop van de grondwateraanvulling goed beschreven. De waterbalans van beide modellen verschilt echter wel. De berekende hoeveelheid grondwateraanvulling is bij ONZAT kleiner. De verschillen kunnen in droge jaren oplopen tot 10 cm minder grondwateraanvulling op jaarbasis. De berekende grondwateraanvulling ligt rond de 30 cm/jaar, 10 cm meer of minder is zeker van belang.

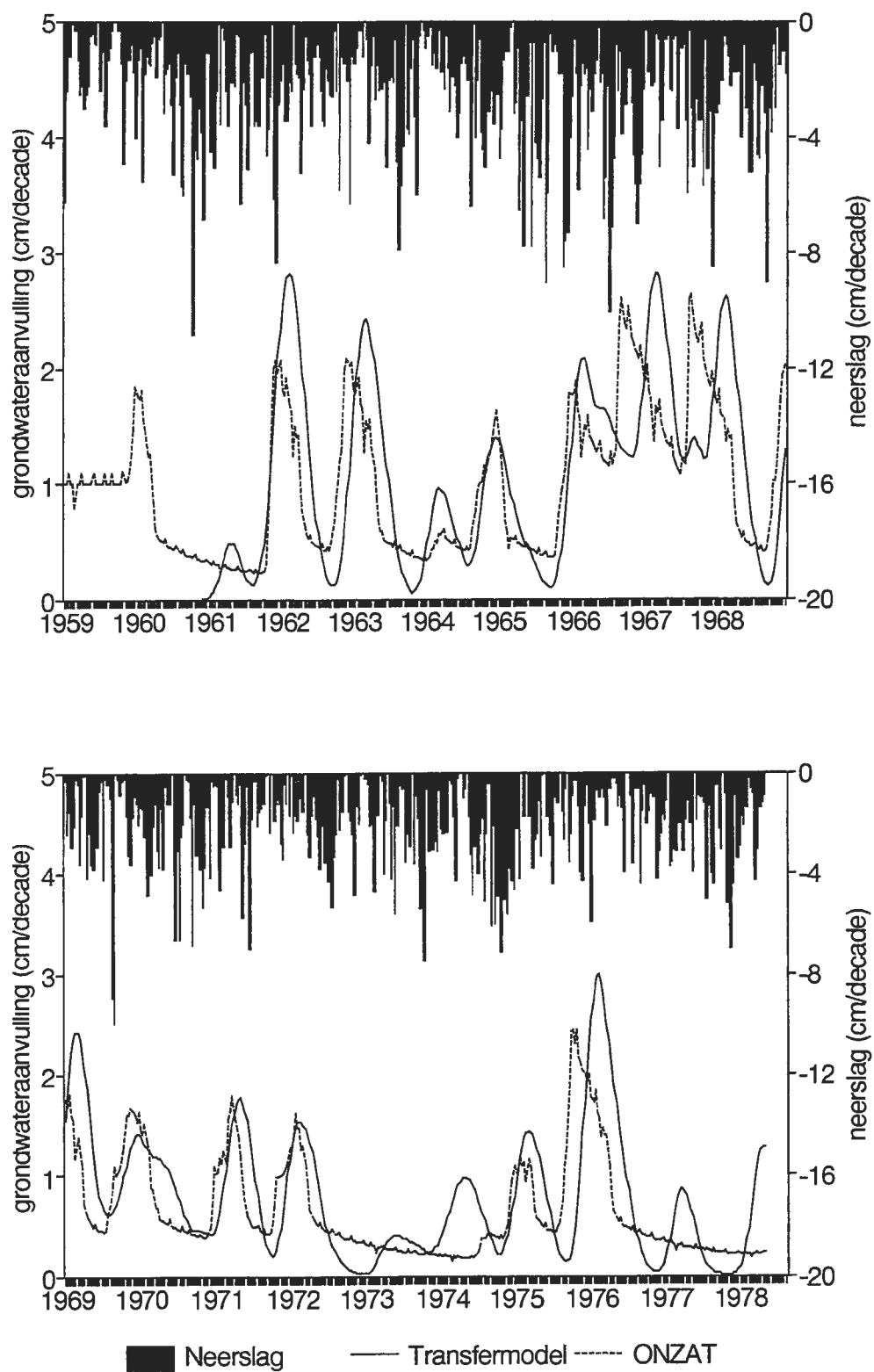
Het reservoirmodel voor de wortelzone zou aangepast kunnen worden. Als het vochtbergend vermogen groter zou worden, zou de percolatie kleiner en de actuele verdamping groter worden. De vochtinhoud bij veldcapaciteit of de dikte van de wortelzone zouden groter gekozen kunnen worden. Op deze wijze zou de waterbalans van het ontwikkelde model precies in overeenstemming kunnen worden gebracht met de simulatie van ONZAT.

In de discussie van de test van het transfermodel (paragraaf 8.3.5) werd al opgemerkt dat de resultaten van de transferfunctie beter zullen zijn wanneer een kortere periode wordt doorgerekend. In deze testberekeningen wordt de

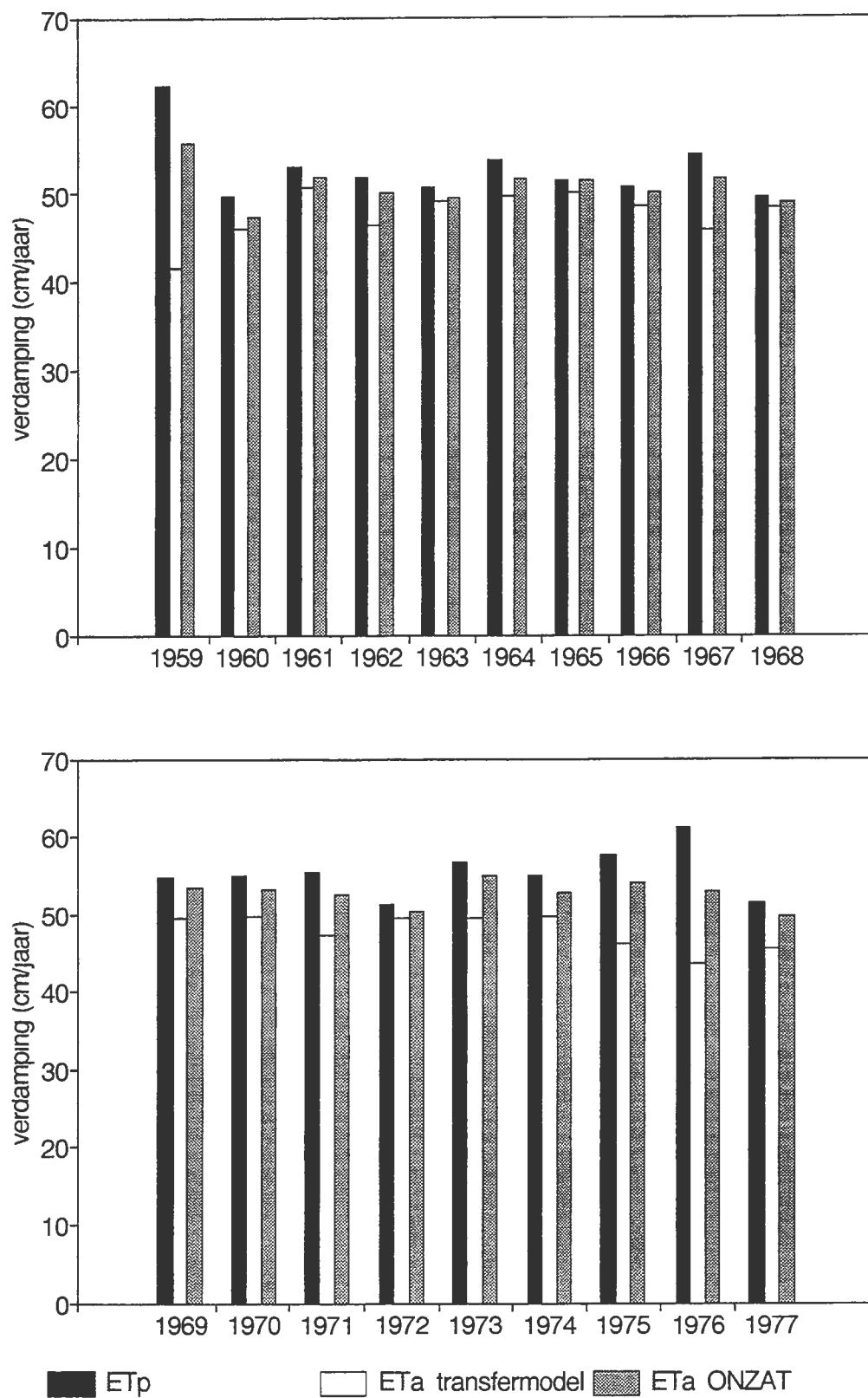
gemiddelde percolatie over 20 jaar bepaald. De gemiddelde percolatie van één of twee jaar kan hiervan afwijken. Wanneer een kortere periode wordt doorgerekend (wat in veel geohydrologische modelstudies het geval is), zullen de parameters van het transfermodel aangepast zijn aan de gemiddelde percolatie in die periode. De resultaten van het transfermodel, en dus van het hele model voor de onverzadigde zone, zullen bij kortere perioden beter zijn.

Bij het bepalen van de actuele verdamping is gebruik gemaakt van een reductiefunctie. Bij het reservoirmodel voor de wortelzone wordt de reductie gebaseerd op de vochtinhoud. Bij ONZAT wordt gebruik gemaakt van de drukhoogte in de wortelzone. De verdampingsreductie wordt dus op twee verschillende manieren bepaald. Door de reductiefunctie van ONZAT of van het reservoirmodel aan te passen, zouden de resultaten van beide modellen ook dichterbij elkaar gebracht kunnen worden. Het reservoirmodel heeft aanknopingspunten genoeg om de waterbalans goed te kunnen simuleren.

In deze simulatie is niet zeker of ONZAT de verdamping wel goed berekent. De reductiefunctie van ONZAT, vergelijking (8.1), heeft een parameter p waarmee de vorm van de reductiefunctie bepaald kan worden. De werkelijke vorm van de reductiefunctie is niet bekend, daarom kan niet gezegd worden of de simulatie met ONZAT de werkelijkheid goed benadert.



Figuur 8.6 Simulatie van de grondwateraanvulling door ONZAT en door het ontwikkelde model voor de periode 1959-1968 (boven) en 1969-1978 (onder).



Figuur 8.7 Jaarsommen van de potentiële verdamping en berekende actuele verdamping door ONZAT en door het ontwikkelde model voor de periode 1959-1968 (boven) en 1969-1978 (onder).

9 TOEPASSING

9.1 Inleiding

Het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone is in het vorige hoofdstuk getest en bleek het verloop van de grondwateraanvulling redelijk (goed genoeg voor geohydrologische toepassing) te kunnen beschrijven. In dit hoofdstuk wordt het onverzadigde zone model toegepast in een grondwatermodel. Door toepassing van het onverzadigde zone model zal het verloop van de grondwaterstand beter gesimuleerd kunnen worden.

In eerste instantie was het model voor de onverzadigde zone bedoeld voor het grondwatermodel MODFLOW. Ter afsluiting van het onderzoek zou het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone dus in een modelstudie met MODFLOW toegepast kunnen worden. Het werken met MODFLOW kost echter veel tijd. Daarom is gekozen voor een eenvoudiger grondwatermodel, namelijk een impuls-respons grondwatermodel. Het impuls-respons model wordt in de volgende paragraaf besproken worden.

Met het impuls-respons grondwatermodel zijn in het kader van het 'Verdrogingsproject Meinweg' [Meuleman, 1994] een aantal tijdstijghoogte-reeksen geanalyseerd. Op één van de locaties is een onverzadigde zone van zes meter dikte aanwezig. Op deze locatie werd het verloop van de grondwaterstand niet goed gesimuleerd met het grondwatermodel. Het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone zal hier toegepast worden. Gekeken wordt of het verloop van de grondwaterstand na toepassing van het onverzadigde zone model beter gesimuleerd wordt.

9.2 Het impuls-respons grondwatermodel

Het impuls-respons grondwatermodel is geschikt voor het berekenen van het verloop van de grondwaterstand op een bepaalde locatie. De reactie van de grondwaterstand op een kortdurende aanvulling wordt geschreven als:

$$h(t) = \left(\frac{P_{\text{eff}}}{\varepsilon} \right) \exp \left(- \frac{t}{\alpha} \right) \quad (9.1)$$

waarin P_{eff} de effectieve neerslag en ε de effectieve porositeit is. De parameter α , de wegzijgtijd, geeft aan hoe snel de grondwaterstand wegzakt na een aanvulling. De effectieve neerslag is het verschil tussen neerslag en verdamping. Gesteld wordt: $P_{\text{eff}} = P - fE$, waarbij f de gewasfactor is.

Om het verloop van de grondwaterstand in voortschrijdende tijdstappen te kunnen berekenen, wordt formule (9.1) uitgewerkt tot:

$$h_i = (h_{i-1} - d) \exp\left(-\frac{\Delta t}{\alpha}\right) + \frac{\alpha(P_i - fE_i)}{\varepsilon} \left(1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{\alpha}\right)\right) + d \quad (9.2)$$

De parameter d geeft de hoogte van de drainagebasis weer, dit is het referentieniveau ten opzichte waarvan h_i gedefiniëerd is. Formule (9.2) kan gezien worden als grondwatermodel, voor de afleiding ervan wordt verwezen naar [Meuleman, 1994].

In het impuls-respons model wordt in eerste instantie de onverzadigde zone niet meegenomen. De grondwateraanvulling wordt gelijk gesteld met de effectieve neerslag. Bij de berekening van de effectieve neerslag wordt aangenomen dat de verdamping altijd potentiëel is. Ook effecten van demping en vertraging in de onverzadigde zone zijn niet gemodelleerd.

9.3 Simulatie zonder model voor de onverzadigde zone

Met het impuls-respons grondwatermodel is het verloop van de grondwaterstand op verscheidene plaatsen in het gebied van de Meinweg gesimuleerd [Meuleman, 1994]. In dit onderzoek zal de simulatie voor peilbuis 58GP45 gebruikt worden. Bij peilbuis 58GP45 ligt de grondwaterstand zes meter onder maaiveld.

Voor de peilbuis 58GP45 werden de volgende parameters gebruikt:

drainageniveau	$d = 54.6$	m+NAP
wegzigtijd	$\alpha = 800$	dagen
effectieve porositeit	$\varepsilon = 0.35$	
gewasfactor	$f = 0.7$	

De berekende en gemeten grondwaterstanden in de periode 1953-1974 zijn in figuur 9.1 weergegeven. De berekende grondwaterstanden voor deze peilbuis verschillen van de gemeten grondwaterstanden. De fluctuatie van de grondwaterstand binnen het jaar als gevolg van het seizoenseffect wordt groter berekend dan in werkelijkheid gemeten wordt (zie figuur 9.1). De fluctuaties worden ook eerder berekend in vergelijking met het gemeten verloop. De demping en vertraging in de onverzadigde zone spelen een rol.

9.4 Simulatie met model voor de onverzadigde zone

Met het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone zal geprobeerd worden het verloop van de grondwaterstand in peilbuis 58GP45 beter te simuleren. In het impuls-respons grondwatermodel (formule (9.2)) wordt de effectieve neerslag gelijk gesteld aan de grondwateraanvulling. Met het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone wordt uit de reeks neerslag- en verdampingswaarden het verloop van de grondwateraanvulling berekend, de berekende grondwateraanvulling wordt in het grondwatermodel ingevoerd.

De parameters van het grondwatermodel worden niet meer veranderd, aangenomen wordt dat deze ook geldig zijn in combinatie met het model voor de onverzadigde zone. Dit geldt alleen als de totale hoeveelheid grondwataanvulling gelijk blijft, anders zou de wegzijgtijd aangepast moeten worden. Door de onverzadigde zone in de modellering op te nemen, kan echter verdampingsreductie optreden. De verdamping die dan berekend wordt, zal dus kleiner zijn dan de potentiële verdamping die bij de oorspronkelijke berekeningen is aangenomen. Om de waterbalans van beide simulaties toch gelijk te houden, wordt de gewasfactor verhoogd. De gewasfactor in het onverzadigde zone model wordt gesteld op $f=0.75$.

De dikte van de onverzadigde zone bij peilbuis 58GP45 is afgeleid uit topografische gegevens [Meuleman, 1994]. Het maaiveld ligt op 60 à 65 meter +NAP, gemeten grondwaterstanden rond de 56 m +NAP. De dikte van de onverzadigde zone varieert tussen de 4 en 9 meter. De ondergrond wordt 5 meter dik geschat, daarboven komt een wortelzone van 1 meter dik.

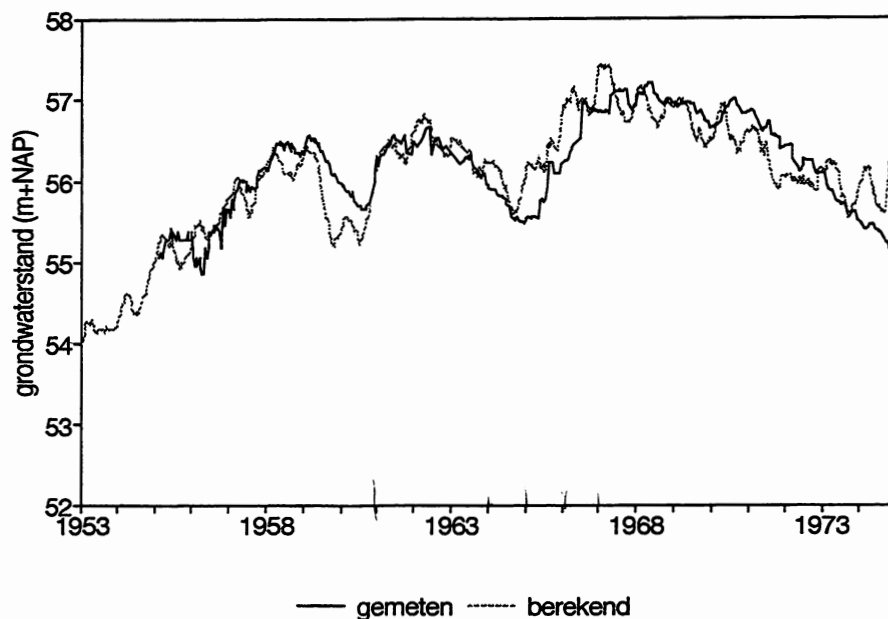
Uit de bodemkaart van Nederland kan afgeleid worden dat de bovengrond ter plaatse uit leemarm en zwak lemig fijn zand bestaat. Als bodemtype voor de wortelzone is het bodemtype B2 uit de Staringreeks [Wösten, 1994] gebruikt. Voor dit bodemtype geldt $\theta_{fc}=0.26$ en $\theta_w=0.03$. Met deze gegevens kan de stroming in de wortelzone berekend worden.

De stroming in de ondergrond wordt met twee parameters gekarakteriseerd. De parameters worden geschat, het bodemtype van de ondergrond is niet bekend. De reactietijd is de tijd tussen een neerslagpiek en de reactie daarop van het grondwater. Dit kan afgelezen worden in figuur 9.1: de verschuiving van de gemeten grondwaterstanden ten opzicht van de berekende is ongeveer 70 dagen. De reactietijd is gelijk aan het eerste moment, $M1 = z/k_1$. Met een dikte van de ondergrond van $d=500$ cm, volgt de waarde voor de parameter $k_1=7$ cm/dag. De damping wordt bepaald door $k_0 h_1$, hiervoor is de waarde 500 cm²/dag ingevoerd. Als de berekende grondwaterstand nog te veel fluctueert, zal deze waarde verhoogd worden.

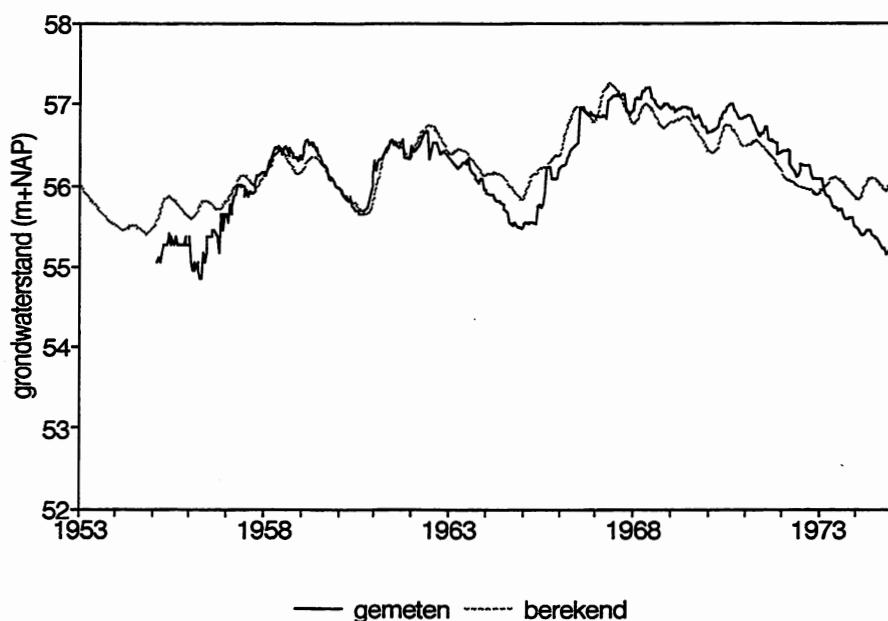
In tabel 9.1 staat de berekende waterbalans voor de periode 1953-1974 weergegeven, ter vergelijking staat ook de effectieve neerslag ($P-fE_0$) die gebruikt is in de oorspronkelijke berekening vermeld. De waterbalans van beide modellen is vrijwel gelijk. Dit was de bedoeling, de parameters van het grondwatermodel kunnen nu gelijk blijven.

Met de berekende grondwataanvulling wordt het verloop van de grondwaterstand opnieuw gesimuleerd. In figuur 9.2 staat het resultaat. De nu berekende grondwaterstand benadert het gemeten verloop beter dan in de modellering zonder onverzadigde zone. Het tijdstip waarop daling of stijging van de grondwaterstand plaatsvindt, wordt goed gemodelleerd. De parameter voor de damping blijkt goed gekozen te zijn, de fluctuaties van berekende en gemeten grondwaterstand komen goed overeen.

In de grafiek op de omslag van dit rapport is de periode 1958-1963 van figuur 9.2 vergroot weergegeven. Vooral in de jaren 1959 en 1960 wordt het verloop van de grondwaterstand door toepassing van het onverzadigde zone model beter gesimuleerd.



Figuur 9.1 Simulatie van het verloop van de grondwaterstand in het gebied van de Meinweg, zonder model voor de onverzadigde zone.



Figuur 9.2 Simulatie van het verloop van de grondwaterstand in het gebied van de Meinweg, de grondwateraanvulling is berekend met het model voor de onverzadigde zone.

9.5

Conclusie en discussie

Door rekening te houden met de stroming in de onverzadigde zone is de simulatie van de grondwaterstand verbeterd. De parameters in het onverzadigde zone model zijn niet zeer nauwkeurig bepaald, toch wordt met deze ruwe parameters het gemeten verloop goed gevolgd. *Hieruit kan de conclusie getrokken worden dat het modelleren van de onverzadigde zone de moeite loont, ook al zijn de parameters niet nauwkeurig bekend.*

De gesimuleerde grondwaterstand wijkt echter soms nog bijna een halve meter af van de gemeten grondwaterstanden (bijvoorbeeld in 1964). Zou de simulatie van de onverzadigde zone nog verbeterd kunnen worden door het kiezen van andere parameters?

Voor het beantwoorden van deze vraag zal niet meer naar de grondwaterstand gekeken worden, maar naar de grondwateraanvulling. Uit de gemeten grondwaterstanden kan berekend worden wat de grondwateraanvulling had moeten zijn. De grondwateraanvulling wordt berekend door omschrijving van formule (9.2) tot:

$$q = \frac{\varepsilon}{\alpha} \left(1 - \exp \left(\frac{-\Delta t}{\alpha} \right) \right)^{-1} \left(h_{i+1} - d - (h_i - d) \exp \left(\frac{-\Delta t}{\alpha} \right) \right) \quad (9.3)$$

Met de gekozen parameters voor wegzijgtijd, drainagebasis en effectieve porositeit wordt de 'gemeten' grondwateraanvulling uit de meetreeks berekend. Het blijkt dat de grondwateraanvulling af en toe negatief berekend wordt. In dikke onverzadigde zones is dit niet waarschijnlijk. De parameters van het grondwatermodel zouden anders gekozen moeten worden, of het grondwatermodel is te eenvoudig verondersteld.

Tabel 9.1 Gesimuleerde waterbalans van de onverzadigde zone voor de periode 1953-1974.

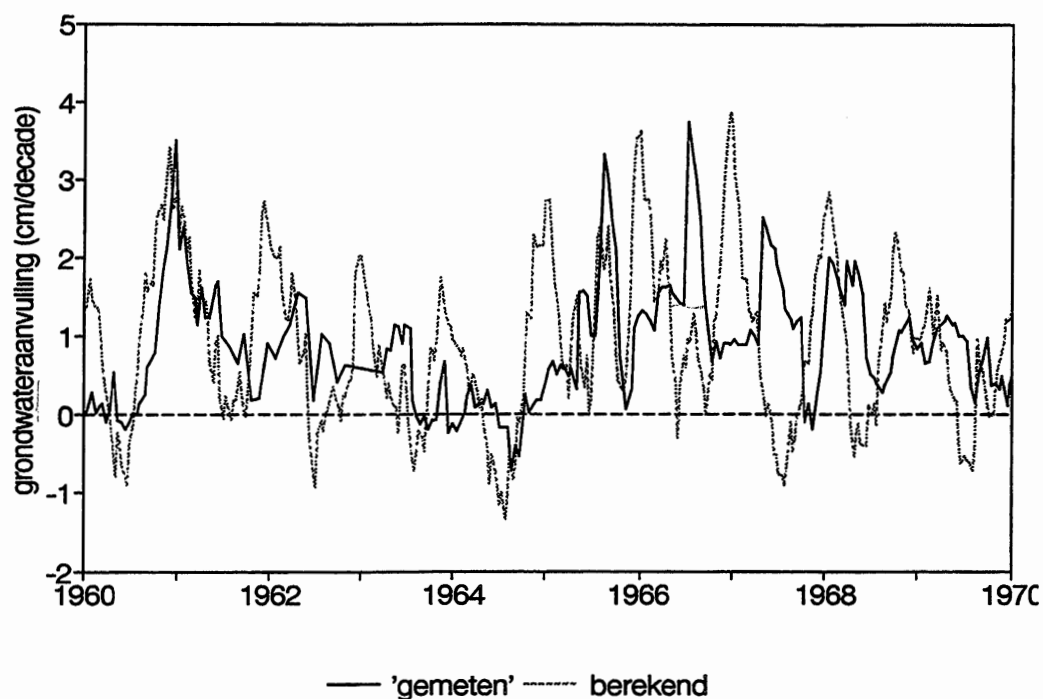
		Flux (cm/decade)	Jaarsom (cm/jaar)	q/P	ET _a /ET _p
Invoerreeks					
Neerslag	P	2.03	62.2		
Open water verdamping	E ₀	1.83	56.0		
Modellering met effectieve neerslag					
Grondwateraanvulling	P-fE ₀	0.75	23.0	37%	
Verdamping	fE ₀	1.28	39.2		70%
Modellering met model voor de onverzadigde zone					
Grondwateraanvulling	q	0.76	23.3	37%	
Actuele verdamping	ET _a	1.26	38.4		69%

De 'gemeten' grondwateraanvulling wordt in figuur 9.3 vergeleken met de grondwateraanvulling (de effectieve neerslag) in het oorspronkelijke model. De gebruikte grondwateraanvulling lijkt niet op wat de grondwateraanvulling had moeten zijn, de simulatie van de grondwaterstand is daarom ook niet goed. In figuur 9.4 wordt de 'gemeten' grondwateraanvulling vergeleken met de grondwateraanvulling uit de onverzadigde zone. De berekende grondwateraanvulling lijkt meer op het verloop van de 'gemeten' aanvulling.

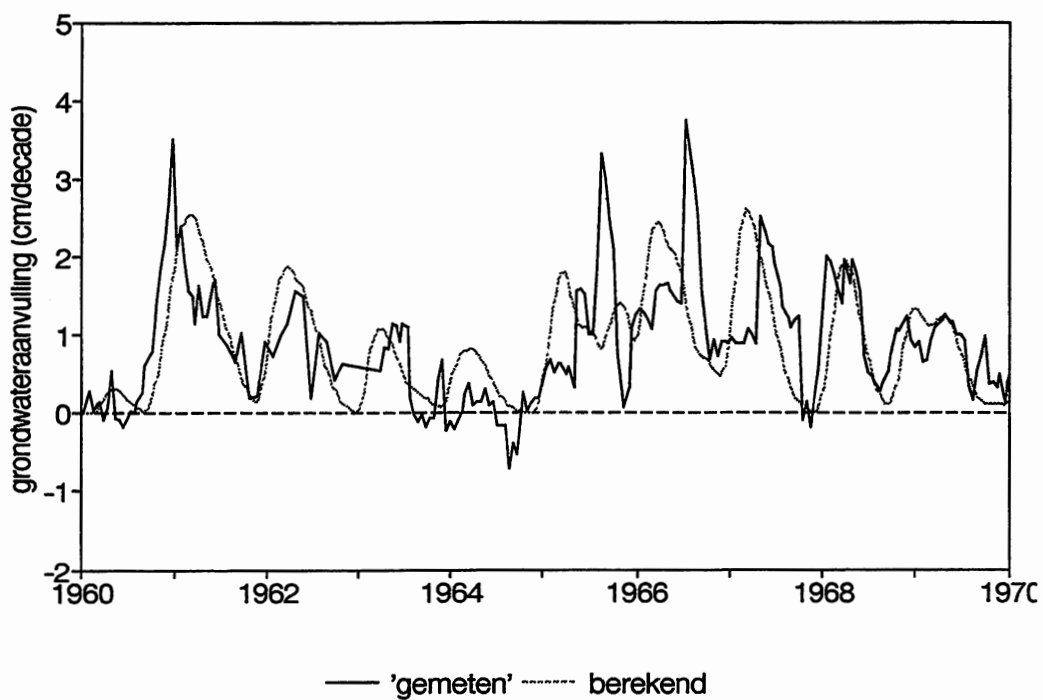
Het aanpassen van de parameters in het onverzadigde zone model zal geen verbetering opleveren. Dit kan afgeleid worden uit figuur 9.4. In 1964 zou volgens de afgeleide 'gemeten' aanvullingswaarden een negatieve aanvulling optreden. Het model voor de onverzadigde zone kan enkel positieve aanvullingen berekenen. De daling in de grondwaterstand in 1964 zal dus nooit goed gemodelleerd kunnen worden door aanpassing van de onverzadigde zone. In dit geval zouden de parameters van het grondwatermodel aangepast moeten worden.

In 1965 en 1966 zitten hoge piekwaarden voor de grondwateraanvulling. Het transfermodel voor de ondergrond zal dit soort steile piekwaarden niet berekenen, alle fluctuaties worden gedempt. De twee (kleine) piekjes in de grondwaterstand in 1965 en 1966 kunnen in dit geval nooit gesimuleerd worden door het onverzadigde zone model. Deze beperking volgt uit de lineaire benadering van de stroming in de ondergrond. Het wijzigen van de parameters van de transferfunctie heeft dan ook geen zin.

De parameters in het model voor de onverzadigde zone zijn geschat op basis van maaiveldhoogte, bodemtype en het verloop van de neerslag en de grondwaterstand. Deze gegevens zijn in geohydrologische modelstudies altijd beschikbaar. In dit hoofdstuk blijkt dat met de schatting op basis van deze gegevens het verloop van de grondwaterstand beter gesimuleerd wordt. Deze verbetering is dus bereikt zonder gedetailleerde (meet)gegevens over de onverzadigde zone.



Figuur 9.3 Vergelijking van de berekende effectieve neerslag met de 'gemeten' grondwateraanvulling, afgeleid uit het gemeten verloop van de grondwaterstand in het gebied van de Meinweg.



Figuur 9.4 Vergelijking van de grondwateraanvulling berekend met het onverzadigde zone model met de 'gemeten' grondwateraanvulling in het gebied van de Meinweg.

10 CONCLUSIE EN VERDERE ONTWIKKELING

10.1 Conclusie

In dit onderzoek is een model voor de onverzadigde zone ontwikkeld, waarmee het verloop van de grondwateraanvulling snel en eenvoudig berekend kan worden. Het ontwikkelde model is vooral geschikt voor het berekenen van demping en vertraging van neerslag in dikke onverzadigde zones. Het model kan toegepast worden bij veel grondwatermodellen. De parameters in het model voor de onverzadigde zone zijn het vochtbergend vermogen van de wortelzone, de gewasfactor, de dikte van de ondergrond en de demping en vertraging in de ondergrond. Deze vijf parameters hebben fysische betekenis en kunnen eenvoudig bepaald worden.

De belangrijkste beperking van het model is de aanname dat de stroming in de ondergrond lineair is. In extreem droge of natte jaren wordt het verloop van de grondwateraanvulling daarom niet goed berekend. Onder normale omstandigheden wordt de grondwateraanvulling redelijk gesimuleerd. Voor gebruik in grondwatermodellen is de lineaire benadering goed genoeg. Toepassing van het model voor de onverzadigde zone in een grondwatermodel geeft een verbetering in de simulatie van de grondwaterstand.

10.2 Implementatie bij modelstudies

In dit onderzoek is het model voor de onverzadigde zone gebruikt voor het berekenen van de grondwateraanvulling op één locatie. In modelstudies wordt vaak de grondwaterstroming in een gebied berekend. De berekening van de grondwateraanvulling met het model voor de onverzadigde zone wordt per uniform deelgebied uitgevoerd. Aan elk deelgebied wordt een set parameters toegekend waarmee de grondwateraanvulling berekend wordt.

Voor het vormen van uniforme deelgebieden zal ten eerste onderscheid gemaakt moeten worden tussen gebieden met dunne en dikke onverzadigde zones. Dit kan aan de hand van de bodemkaart; de grondwatertrappen staan hierop aangegeven. Zowel de gebieden met dunne als met dikke onverzadigde zones worden vervolgens ingedeeld naar landgebruik. Bij elk type landgebruik hoort een gewasfactor (of een reeks gewasfactoren door het jaar heen) voor het berekenen van de potentiële verdamping uit de referentieverdamping. Verder moet voor elk deelgebied het vochtbergend vermogen worden opgegeven. Het vochtbergend vermogen hangt af van het bodemtype (te bepalen met de bodemkaart) en de dikte van de wortelzone (afhankelijk van het landgebruik).

Nu kan voor elk landgebruikstype de stroming in de wortelzone gesimuleerd worden met de neerslag en de potentiële verdamping. Uit de berekeningen zal een reeks waarden van percolatie uit de wortelzone resulteren.

De percolatie uit de wortelzone is bij dunne onverzadigde zones de grondwateraanvulling. Bij dikke onverzadigde zones zijn de percolatiewaarden de invoer voor het transfermodel.

Voor het modelleren van de ondergrond zullen gebieden moeten worden ingedeeld in dikte-klassen. Voor elk deelgebied moeten de parameters voor demping en vertraging bepaald worden. De demping en vertraging kunnen geschat worden door gemeten tijd-stijghoogtelijnen te vergelijken met het neerslagpatroon. De gedempte en vertraagde grondwateraanvulling wordt per deelgebied berekend met het transfermodel voor de ondergrond. De berekende grondwateraanvulling wordt ingevoerd in het grondwatermodel.

10.3 Koppeling met MODFLOW

De koppeling van het model voor de onverzadigde zone met MODFLOW is eenvoudig. De berekende grondwateraanvulling van het model voor de onverzadigde zone wordt ingevoerd in de module recharge. Aan de berekeningen in MODFLOW verandert niets, het programma MODFLOW hoeft niet aangepast te worden voor implementatie van het model voor de onverzadigde zone.

Het model voor de onverzadigde zone is in dit onderzoek in een spreadsheet-programma ontworpen en gebruikt. Voor toepassing in modelstudies zullen de berekeningen in een fortran-code geschreven worden, zodat grotere hoeveelheden rekenwerk snel uitgevoerd kunnen worden. Kiwa maakt bij modelstudies gebruik van het GIS-pakket ARC/INFO. In ARC/INFO kunnen uniforme deelgebieden gemaakt worden. Aan elk deelgebied kunnen de parameters van het model voor de onverzadigde zone toegewezen worden. Vanuit ARC/INFO kan de fortran-code voor de onverzadigde zone aangeroepen worden, de grondwateraanvulling kan zo per gebied berekend worden.

10.4 Overige toepassing

Het ontwikkelde model voor de onverzadigde zone kan ook bij andere programma's voor grondwaterstroming gebruikt worden. De methode zal toegepast gaan worden in het promotie-onderzoek 'Groundwater level fluctuations in relation to climate and aquifer properties', dat op dit moment uitgevoerd wordt door J.C. Gehrels op de Universiteit van Amsterdam. Dit onderzoek is gericht op de Veluwe. Met behulp van het grondwatermodel MICROFEM wordt de stroming het gebied van de Veluwe gesimuleerd voor een tijdsperiode van enkele tientallen jaren. De demping en vertraging in de dikke onverzadigde zones op de Veluwe zal met het transfermodel berekend worden.

LITERATUUR

- Athmer, W.H.G.J. en J. Supèr (1994).** Waterwinning en natuurontwikkeling op de zuidelijke Veluwezoom. Rapport 3b: geohydrologische modellering. Rapport SWO 94.249, Kiwa, Nieuwegein.
- Broks Adviezen (1992).** Geohydrologisch onderzoek winbare hoeveelheid "Salland-diep". Broks Adviezen, 's-Hertogenbosch.
- Crebas J.I., B.H. Gilding en J.W. Wesseling (1984).** Coupling of groundwater and open-channel flow. *Journal of Hydrology* 72 (1984) p. 307-330.
- Cultuurtechnisch Vademecum (1988).** Cultuurtechnische vereniging, Utrecht.
- Drecht, G. van (1983).** Simulatie van het verticale, niet-stationaire transport van water en een daarin opgeloste stof in de grond. Mededeling 1983-11, R.I.D.
- Drecht, G. van (1985).** Het langjarig gemiddelde neerslagoverschot en de verblijftijd in de onverzadigde zone in het gebied van de Utrechtse Heuvelrug. R.I.V.M., Leidschendam.
- Drecht, G. van (1986).** De freatische bergingscoëfficiënt en de grondwateraanvulling in het gebied van de Utrechtse Heuvelrug. R.I.V.M., Leidschendam.
- Drecht, G. van (1989).** User Manual ONZAT. Input and output description. Niet gepubliceerde documentatie bij het programma ONZAT. R.I.V.M., Bilthoven.
- Gehrels, J.C. en J. van der Lee (1990).** Rainfall and recharge. A critical analysis of the atmosphere-soil-groundwater relationship in Kanye, semi-arid Botswana. Vrije Universiteit, Amsterdam.
- Gehrels, J.C., F.C. van Geer en J.J. de Vries (1994).** Decomposition of groundwater level fluctuations using transfer modelling in an area with shallow to deep unsaturated zones. *Journal of Hydrology* 157 (1994) p. 105-138.
- Gerven, M.W. van, E.E. Heidelberg en A.J.M. Jansen (1993).** Anti-verdrogingsscenario's in het Denekampse Veld. Rapport SWE 93.014, Kiwa, Nieuwegein.
- Hakvoort, H.A.M. (1991).** Grondwaterfluctuaties in gebieden met een grote onverzadigde zone als reactie op de meteorologische omstandigheden in de wijde omgeving. Rapport OS 91-31B, Instituut voor Grondwater en Geo-Energie TNO, Delft.
- Heikens, D.L.J. en P.E.R.M. van Leeuwen (1991).** Computermodellen in het waterbeheer. Het SAMWAT modellenbestand. SAMWAT-rapporten nr. 7, T.N.O., Delft.
- Hooghart, J.C. (1984).** Verslag van modellen voor het onverzadigd grondwatersysteem en de verdamping. Verslag van de 4e CHO-studiebijeenkomst in samenwerking met de Studiegroep Hupselse Beek. Rapport 13, Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO, Den Haag.
- Iwaco (1992).** Onderzoek grondwaterbeheer Midden-Nederland. Modellering watersysteem. Iwaco.

- Juhász-Holterman, M.H.A. (1991).** Relatie tussen de nitraatconcentratie in het gewonnen grondwater en het neerslagoverschot. H2O (24) 1991, nr. 15, blz. 410-413.
- Kaland, L. (1984).** Waterkwantiteit en -kwaliteit in Zeeland. Een onderzoek naar de relatie tussen de kwantiteit en de kwaliteit van het oppervlaktewater in enkele onderzoekspolders. Technische Hogeschool, Delft.
- Kap, A., G.A. van Deijl en C. Vink (1991).** Systeemanalyse Nijmegen en omgeving. Fase 2: ijkings- en verificatieberekeningen. Rapport SWO 91.314, Kiwa, Nieuwegein.
- Koopmans, R.W.R. (1991).** Numerieke oplossingen van grondwaterstromingen. Collegedictaat vakgroep Hydrologie, Bodemnatuurkunde en Hydraulica, Landbouwniversiteit, Wageningen.
- Koorevaar, P., G. Menelik en C. Dirksen (1983).** Elements of Soil Physics. Elsevier, Amsterdam.
- Krajenbrink, G.J.W. (1988).** Water- en stoftransport in een dikke onverzadigde zone en een modellering daarvan. R.I.V.M. rapport, Bilthoven.
- Laat, P.J.M. de (1980).** Model for unsaturated flow above a shallow water-table, applied to a regional sub-surface flow problem. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen.
- Laat, P.J.M. de (1985).** MUST - a simulation model for unsaturated flow. Report 16, International Institute for Hydraulic and Environmental Engineering, Delft.
- Lanen, H.A.J. van (1984).** Verblijftijd van water in de onverzadigde zone van zandgronden in gebieden met diepe grondwaterspiegels. H2O (17) 1984, nr. 1, blz. 9-15.
- Maas, C. (1994).** On Convolutional Process and Dispersive Groundwater Flow. Technische Universiteit, Delft.
- McDonald, M.G. en A.W. Harbaugh (1984).** A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. U.S. Geological Survey, Virginia.
- Meuleman, A.F.M., J.W. Kooiman, C.M.L. Mesters, P.J. Stuyfzand en F. Luërs (1994).** Verdrogingsproject Meinweg. Systeemanalyse en plan van aanpak. Rapport SWO 94.268, Kiwa, Nieuwegein.
- Promes P.M. (1990).** De koppeling van het grondwatermodel GELDYM-MUST en het openwatermodel LYMPHA. Model TRIGON. Vakgroep Hydrologie, Bodemnatuurkunde en Hydraulica, Landbouwniversiteit Wageningen.
- Querner, E.P. en P.J.T. van Bakel (1989).** Description of the regional groundwater flow model SIMGRO. Report 7, Winand Staring Centre, Wageningen.
- Reddi, L.N., S.K.R. Danda (1994).** Unsaturated flow modeling - exact solution to approximate problem? Journal of Water Resources Planning and Management, Vol. 120, No. 2, p. 186-198.
- Reuling, T. (1983).** Gebruikershandleiding voor het model LAMOS. Landinrichtingsdienst, Utrecht.
- Rijtema, P.E. (1969).** Soil moisture forecasting. Nota 513, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.

- Steur, G.G.L. en W. Heijink (1991).** Bodemkaart van Nederland. Algemene begrippen en indelingen. Staring Centrum, Wageningen.
- Vogel, T., R. Zhang en M.T. van Genuchten (1993).** The S-1D Software package for simulating water, solute and heat movement in variably-saturated porous media, version 1.0. Research Report 132, U.S. Salinity Laboratory, California.
- Warmerdam P.M.M. (1988).** Afvoerhydrologie. Collegedictaat Vakgroep Hydrologie, Bodemnatuurkunde en Hydraulica, Landbouwwuniversiteit Wageningen.
- Wesseling J.G., G.W. Bloemen en W.A.J.M. Kroonen (1984).** Computer-programma CAPSEV to calculate: I. Soil hydraulic conductivity from grain size distribution; II. Steady state water flow in layered soil profiles. Nota 1500, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
- Wösten, J.H.M., G.J. Veerman en J. Stolte (1994).** Waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: de Staringreeks. Technisch document 18, Staring Centrum, Wageningen.