

VERDAMPING IN RELATIE TOT BODEM EN GEWAS

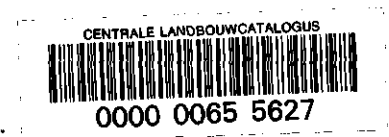
ir. P.J.T. van Bakel

**BIBLIOTHEEK
STARINGGEBOUW**

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatiemiddelen, dus geen officiële publikaties.

Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onderzoek nog niet is afgesloten.

Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut in aanmerking



JSN 178709-01

I N H O U D

	blz.
1. INLEIDING	1
2. HET BODEM-PLANT-ATMOSFEER SYSTEEM	2
2.1. Waterbeweging naar de plantewortel	3
2.2. Waterbeweging in de vloeibare fase in de plant	4
2.3. Waterbeweging in de gasfase in de plant	5
2.4. Waterbeweging in de gasfase in de lucht	7
2.5. De plant als verdampingsregulator	8
3. DE RELATIE VOOR DE GEWASVERDAMPING	9
4. VERDAMPING BIJ ONVOLLEDIGE BODEMBEDEKKING EN INTERCEPTIE	13
4.1. Verdamping bij onvolledige bodembedekking	13
4.2. Interceptie	15
5. BODEMFYSISCHE ASPECTEN VAN DE VERDAMPING	17
6. DE BIJ HET MODELONDERZOEK GELDERLAND GEBRUIKTE RELATIES MET BETREKKING TOT DE BEREKENING VAN DE EVAPOTRANSPIRATIE	18
6.1. Algemene relaties	19
6.2. Gewasafhankelijke factoren en relaties	20
7. GEVOELIGHEIDSANALYSES	23
7.1. Gevoeligheidsanalyses met betrekking tot de potentiële evapotranspiratie	25
7.2. Gevoeligheidsanalyses met betrekking tot de werkelijke evapotranspiratie	30
8. SAMENVATTING EN CONCLUSIES	42
LITERATUUR	45
LIJST VAN SYMBOLEN	47

1. INLEIDING

Het verdampingsproces kan vanuit verschillende oogpunten worden gezien. Voor een meteoroloog is verdamping een randvoorwaarde die invloed uitoefent op het weer. Een micrometeoroloog zal verdamping beschouwen vanuit het oogpunt van het gewasklimaat. Een hydroloog daarentegen is alleen geïnteresseerd in verdamping in zoverre het de stroming van water in de bodem beïnvloedt, terwijl een plantenfysioloog verdamping beschouwt als een proces dat invloed uitoefent op processen in de plant. Een tussenpositie neemt de agrohydroloog in. Hij zal uitgaan van de gedachtengang dat voor productie verdamping noodzakelijk is en dat zowel bodem, plant als atmosfeer in beschouwing moeten worden genomen. Hij zal trachten relaties te vinden waarmee effecten van ingrepen in de waterhuishouding op de verdamping en productie van gewassen kunnen worden nagegaan.

Hier zal worden uitgegaan van de laatste gedachtengang. Daarbij zal alleen de verdamping worden behandeld. Dit houdt in dat het gehele systeem bodem-plant-atmosfeer zodanig zal worden gemodelleerd dat relaties ontstaan die kunnen worden gebruikt in een vergelijking waarmee de evapotranspiratie van een zeker oppervlak kan worden berekend. Dit sluit aan op de werkwijze die gevolgd is bij het modelonderzoek ten behoeve van de Commissie Waterhuishouding Gelderland. Het in het kader van dit onderzoek ontwikkelde simulatiemodel voor grondwaterstroming en verdamping (GELGAM) koppelt namelijk de systemen bodem-plant en atmosfeer aan elkaar om zodoende effecten van ingrepen in het waterbeheer te kunnen nagaan. De bij dit model gebruikte relaties zijn dan ook apart weergegeven. Tenslotte zal met dit geïntegreerde model de invloed van gebruikte parameters en modelaanname op de berekening van de evapotranspiratie worden nagegaan.

2. HET BODEM-PLANT-ATMOSFEER SYSTEEM

De bodem, de planten en de atmosfeer daarboven vormen alle componenten van een fysisch systeem. In dit systeem stroomt water van een plaats waar een relatief hoge energietoestand heerst (de bodem) naar een plaats waar die laag is (de atmosfeer). Er zijn twee wegen voor deze waterstroom: via de wortels, stengels en bladeren van de plant (transpiratie) of rechtstreeks vanaf het grond- of bladoppervlak (evaporatie). In eerste instantie zal nader worden ingegaan op de transpiratieweg.

Indien transpiratie optreedt stroomt er water in vloeibare fase vanuit de bodem via de wortels, xyleemvaten en bladweefsel naar het grensvlak water-waterdamp in de intercellulaire holtes van het blad of naar het grensvlak water-waterdamp aan het bladoppervlak. Op deze grensvlakken verdampt het water en diffundeert naar de atmosfeer rondom de plant.

Omdat planten meestal in een dag veel meer verdampen dan zij aan water bevatten is het duidelijk dat de transpiratiestroom alleen kan worden gehandhaafd indien water uit de bodem wordt opgenomen. Wateropname en transpiratie kunnen worden beschouwd als schakels in een proces waarin relatief grote hoeveelheden water vanuit de bodem naar de atmosfeer stromen. Op deze weg ontmoet de waterbeweging weerstanden. Het stromingsproces is te vergelijken met een weerstandsnetwerk met een groot aantal parallel en in serie geschakelde weerstanden. Dit ingewikkelde systeem kan worden vereenvoudigd door onderverdeling in een aantal trajecten met bijbehorende substitutie-weerstanden. Door bergingsveranderingen te verwaarlozen kan naar analogie van de Wet van Ohm de vergelijking voor vloeistofstroming in elk traject worden geschreven als

$$q = - \frac{\psi_a - \psi_b}{R_{a,b}} \quad (1)$$

waarin:

q	= volumeflux	$[m \cdot s^{-1}]$
$\psi_{a,b}$	= hydraulische potentiaal in a resp. b	$[m]$
$R_{a,b}$	= vloeistof transport weerstand over traject a-b	$[s]$

Bij stroming van water in de dampfase is de flux niet meer evenredig met de potentiaal gradient maar is een functie van waterdamp concentratieverschillen. In formule:

$$E = - \frac{C_a - C_b}{r_{a,b}} \quad (2)$$

waarin: E = verdampingsflux $[\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}]$
 $C_{a,b}$ = waterdamp concentratie in a resp. b $[\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}]$
 $r_{a,b}$ = damp transport weerstand over traject a-b $[\text{s} \cdot \text{m}^{-1}]$

De verdampingsflux is hier uitgedrukt als een massaflux maar is te herleiden tot een volumeflux via de dichtheid van water, ρ_w ($\rho_w \approx 1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

In een stationaire situatie moet water dat verdampt via het gewas worden aangevoerd zodat geldt:

$$\frac{E}{\rho_w} = q \quad (3)$$

Opsplitsing van de transpiratieweg in verschillende trajecten kan, afhankelijk van de doelstelling, op vele manieren plaatsvinden. De hierna te bespreken indeling is bedoeld om relaties te verkrijgen die bruikbaar zijn om reacties van het systeem bodem-plant-atmosfeer op verandering van de omgeving te kunnen kwantificeren.

2.1. Water beweging naar de plantewortel

Een fysische beschrijving van de waterbeweging naar de plantewortel is met name voor een niet-uniforme beworteling zeer gecompliceerd. Wel kan een aantal factoren worden genoemd die van invloed zijn op de weerstand die het water op zijn weg van de bodem naar het grensvlak wortel-bodem ontmoet.

Naar analogie van vergelijking (1) kan de bodemweerstand, R_s , worden gedefinieerd als

$$R_s = - \frac{\psi_r - \psi_s}{q} \quad (4)$$

waarin:

Ψ_r = potentiaal aan het worteloppervlak [m]

Ψ_s = bodemvocht potentiaal [m]

De weerstand R_s kan ook worden geschreven als

$$R_s = b/k(\Psi_m) \quad (5)$$

Hierin is b een factor die de afstand en geometrie van het wortelstelsel in rekening brengt [m] en $k(\Psi_m)$ het capillair geleidingsvermogen van de bodem [$m.s^{-1}$] als functie van de matrix potentiaal van het water in de bodem. In het algemeen wordt aangenomen dat b omgekeerd evenredig is met de bewortelingsdiepte, z_r , dus

$$b = B.z_r^{-1} \quad (6)$$

waarin B een empirisch te bepalen grootheid is.

2.2. Water beweging in de vloeibare fase in de plant

Vanaf het grensvlak wortel-bodem stroomt het water via epidermis, cortex en endodermis naar de xyleemvaten. Gedeeltelijk is dit een proces dat onder invloed staat van het metabolisme van de plant. Dit blijkt onder meer uit het feit dat bij lage temperatuur en/of onvoldoende zuurstofvoorziening de wateropname wordt geremd.

Via de xyleemvaten stroomt het water naar de bladeren. In het bladerdek vertakken de xyleemvaten zich in steeds kleinere vaatjes. Bij de meeste plantensoorten is deze vertakking zodanig fijn dat geen enkele cel meer dan enkele celdiktes verwijderd is van een xyleemvaatje.

Het laatste stukje op het vloeibare traject gaat via parenchymatische en mesophylcellen naar het grensvlak water-waterdamp in de intercellulaire holtes van het blad of naar het grensvlak water-waterdamp in de epidermiscellen onder de cuticula.

De grootste vloeistoftransport-weerstand in de plant bevindt zich in de wortels. Voor ons doel is de locatie en grootte van de verschillende

weerstandselementen niet van belang en kunnen alle parallel en in serie geschakelde weerstanden ondergebracht worden in de totale plantweerstand, R_{pl} . Daarmee is R_{pl} een in hoge mate gewasafhankelijke geometrie-factor die wordt gedefinieerd als

$$R_{pl} = - \frac{\psi_1 - \psi_r}{q} \quad (7)$$

waarin ψ_1 de bladwaterpotentiala is [m].

In vele studies (o.a. SLATYER, 1967) wordt R_{pl} beschouwd als zijnde onafhankelijk van q en ψ_s . Andere studies daarentegen (o.a. FEDDES en RIJTEMA, 1972) geven een afnemende waarde van R_{pl} bij toenemende flux, terwijl R_{pl} tevens afhankelijk is van ψ_s .

2.3. Waterbeweging in de gasfase in de plant

Vanaf het grensvlak water-waterdamp diffundeert de waterdamp via de cuticula of via de substomatale holtes en huidmondjes naar het bladoppervlak. Aangezien de damp transportweerstand op de eerste weg in de regel enkele tientallen malen groter is dan de weerstand op de weg via de huidmondjes, wordt het waterdamp transport via de cuticula meestal niet afzonderlijk bepaald maar ondergebracht bij het transportproces via de huidmondjes. De weerstand op dit laatste traject (stomatale weerstand) is afhankelijk van de openingstoestand van de huidmondjes. Op zijn beurt is de openingstoestand afhankelijk van de turgorpotentiala van de buurcellen rondom de huidmondjes. Turgorpotentiala plus osmotische potentiala vormen samen de bladwaterpotentiala.

De effecten en interacties van externe factoren die van invloed zijn op de openingstoestand van de huidmondjes zijn zo complex, dat het mechanisme nog steeds niet volledig begrepen wordt. Factoren die hierop in ieder geval invloed hebben zijn de intensiteit van de kortgolvlige straling (vooral het zichtbare deel ervan) en de bladwaterpotentiala, zodat r_s kan worden geschreven als

$$r_s = f(\psi_1, K^{\psi}) \quad (8)$$

Bovenstaande relatie gaat op voor de stomatale weerstand van enkelvoudige bladeren.

De stomatale weerstand r_s kan ook als geometriefactor worden afgeleid uit vgl. (2). Door uit te gaan van dampspanningsverschillen in plaats van concentratieverschillen (omrekening via de factor $\epsilon \rho_a / p_a$) ontstaat de volgende vergelijking

$$E = \frac{\epsilon \rho_a}{p_a} \frac{e_{int} - e_o}{r_s} \quad (9)$$

waarin:

ϵ = verhouding moleculair gewicht van waterdamp en droge lucht
($\epsilon = 0,622$)

ρ_a = dichtheid van de lucht ($\rho_a = 1,0247$) [kg.m^{-3}]

p_a = atmosferische druk ($p_a = 1.013 \times 10^5$) [Pa]

e_{int} = dampspanning in intercellulaire holtes [Pa]

e_o = dampspanning aan grensvlak diffuus-turbulent [Pa]

r_s = stomatale diffusieweerstand van gewas [s.m^{-1}]

Wordt de flux uitgedrukt als energieflex, dan gaat vergelijking (9) over in

$$LE = \frac{L \epsilon \rho_a}{p_a} \frac{e_{int} - e_o}{r_s} = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{e_{int} - e_o}{r_s} \quad (10)$$

waarin:

L = verdampingswarmte van water ($L = 2,4518 \times 10^6$) [J.kg^{-1}]

c_p = specifieke warmtecapaciteit van de lucht ($c_p = 1004$) [$\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$]

$\gamma = c_p \rho_a / L \epsilon = \text{psychrometerconstante}$ ($\gamma = 0,67 \times 10^2$) [Pa.K^{-1}]

Ofschoon de relatie tussen de diffusieweerstanden van afzonderlijke bladeren en de stomatale diffusieweerstand van een gewas onder andere afhankelijk zal zijn van de geometrie van het gewas kan toch worden verwacht dat er een relatie zal bestaan tussen r_s en de factoren ψ_1 en K^\dagger . In tabel 1 (ontleend aan KLAASSEN en NIEUWENHUIS, 1978) is voor verschillende gewassen een aantal in de literatuur vermelde relaties bijeengebracht. Tevens zijn in de tabel waarden voor R_{pl} opgenomen.

Tabel 1. Diffusie- en gewasweerstanden

Gewas	Diffusieweerstand, r_s ($s \cdot m^{-1}$)	R_{pl} (s)	Auteur(s)
Gras	$r_s = 4,5 \times 10^{-12} (-\psi_1)^{2,1} + \frac{400}{K^{\dagger+1,5}}$	10^9	SOER, 1977
Aardapp.	$r_s = 55 \times 10^{-9} (-\psi_1)^{1,5} + 400 - 1,6K^{\dagger}$ voor $K^{\dagger} < 250 \text{ W.m.}^{-2}$ $r_s = 55 \times 10^{-9} (-\psi_1)^{1,5}$ voor $K^{\dagger} > 250 \text{ W.m.}^{-2}$	$0,9 \times 10^9$	FEDDES en RIJTEMA, 1972
Tarwe	$r_s = 10 \exp(-1,27 \times 10^{-6} \psi_1) + \frac{10^5}{(Q^* + 50)LAI}$	10^9	DENMEAD en MILLAR, 1977

ψ_1 uitgedrukt in Pa

LAI = Leaf Area Index = bladoppervlak per eenheid van grondoppervlak

Q^* = netto kortgolvlige straling (W.m^{-2})

Met uitzondering van die voor tarwe gelden bovenstaande relaties voor gewassen die volledig de bodem bedekken. Bij onvolledige bodembedekking zal in het algemeen de verdamping per eenheid van oppervlakte afnemen, hetgeen volgens vergelijking (10) een grotere diffusieweerstand tot gevolg zal hebben. Hierop zal nader worden ingegaan in hoofdstuk 4.

2.4. Waterbeweging in de gasfase in de lucht

Het waterdamptransport van het bladoppervlak naar de atmosfeer kan worden geschematiseerd in twee stappen: het min of meer diffuse transport tussen de gewaselementen naar een hypothetisch (effektief) grensvlak en het turbulente transport vanaf dit grensvlak naar een referentievlak in de atmosfeer. De transportweerstand over

dit laatste traject, r_a , is uitvoerig behandeld door DE BRUIN en KOHSIEK (1979). De plaats van het hypothetisch grensvlak is bij zekere aan- names omtrent de vorm van het verticale windsnelheidsprofiel uit windsnelheidsmetingen af te leiden.

Vaststelling van de transportweerstand over het eerste traject is vrij ingewikkeld. Daarom wordt deze weerstand vaak samengevoegd met de stomatale weerstand tot de diffusieweerstand van het gewas, r_s .

2.5. De plant als verdampingsregulator

Bij een verdampend gewas zal zich een potentiaal- en concentra- tieverdeling ontwikkelen die een afspiegeling vormt van de transport- weerstanden die onderweg overwonnen moeten worden. Onder niet al te extreme omstandigheden zullen de weerstanden in het gastraject een veel grotere invloed uitoefenen op de gewasverdamping dan de weerstanden in het vloeibare traject. Regulering van de verdamping via aanpassing van weerstanden in het diffusietraject zal dan ook veel effectiever zijn dan het aanpassen van weerstanden in het vloeibare traject. Het voornaamste stuurmechanisme waarover de plant beschikt bevindt zich dan ook in het diffusietraject. Door het openen en sluiten van de huidmondjes kan namelijk de diffusieweer- stand van de plant effectief worden geregeld. Aangezien de openings- toestand van de huidmondjes onder andere afhankelijk is van de bladwaterpotentiaal kunnen factoren zoals bodemvochtpotentiaal, R_{pl} en R_s indirect toch invloed uitoefenen op de verdamping. Uit vergelijking (4) en (7) is namelijk af te leiden dat

$$R_{pl} + R_s = - \frac{\Psi_l - \Psi_s}{q} \quad (11)$$

en dus

$$\Psi_l = \Psi_s - q(R_{pl} + R_s) \quad (12)$$

Ingevuld in (8) geeft:

$$r_s = f[\{\Psi_s - q(R_{pl} + R_s)\}, K^{\downarrow}] \quad (13)$$

In het volgend hoofdstuk zal worden afgeleid hoe, uitgaande van de Penman-formule voor open water verdamping en met inachtneming van vergelijking (13), een uitdrukking kan worden gevonden waarmee de actuele verdamping van een gewas kan worden bepaald.

3. DE RELATIE VOOR DE GEWASVERDAMPING

De eerste gecombineerde verdampingsformule werd ontwikkeld door Penman. Naast de verdamping van open water kon hiermee de verdamping van kort gras, goed voorzien van water, worden bepaald. Bij de berekening van de gewasverdamping werd er van uitgegaan dat de diffusieweerstand van het gewas kon worden verwaarloosd ten opzichte van de aerodynamische weerstand, r_a . Met deze formule konden dan ook geen verdampingsredukties als gevolg van watertekort worden bepaald. Aan dit bezwaar werd onder andere door MONTEITH (1965) en RIJTEMA (1965) tegemoet gekomen. Door combinatie van energiebalans, aerodynamische- en gewasweerstand kon een verdampingsformule worden afgeleid, die geldig is voor elk type gewas, onderhevig aan elk stadium van watertekort.

In het kort volgen hier de deelvergelijkingen waaruit de uiteindelijke relatie kan worden afgeleid, namelijk

- de energiebalans vergelijking

$$H + LE = Q^* \quad (14)$$

Voelbare warmtestroom H plus latente warmtestroom LE is gelijk aan de netto-straling Q^* (verwaarlozing bodemwarmtestroom).

- de aerodynamische vergelijkingen

$$r_a = r_{aw} = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{[e_o - e(z)]}{LE} = r_{ah} = \rho_a c_p \frac{[T_o - T(z)]}{H} \quad (15)$$

waarin: r_{aw} = aerodyn. weerstand voor waterdamptransport

r_{ah} = aerodyn. weerstand voor warmtetransport

Hierin zijn $e(z)$ en $T(z)$ de dampspanning respectievelijk de temperatuur op een bepaald referentievlak z boven het gewas.

- de fysiologische vergelijking

$$r_s = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{[e_s(T_o) - e_o]}{LE} \quad (16)$$

Vergelijking (16) kan uit vergelijking (11) worden afgeleid door te stellen dat de dampspanning in de intercellulaire holtes van het blad gelijk is aan de verzadigde dampspanning e_s behorend bij de grensvlaktemperatuur T_o .

Om de onbekende e_o te elimineren worden r_{aw} en r_s bij elkaar opgeteld

$$r_{aw} + r_s = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{[e_s(T_o) - e(z)]}{LE} \quad (17)$$

$T(o)$ kan worden geëlimineerd door de volgende substitutie

$$e_s(T_o) = e_s\{T(z)\} + \Delta\{T_o - T(z)\} \quad (18)$$

Hierin is Δ de helling van de verzadigde dampspanningscurve [Pa.K^{-1}] bij de gemiddelde temperatuur $\{T_o + T(z)\}/2$ (of als T_o onbekend is bij temperatuur $T(z)$).

Met behulp van (14) en (15) kan $\{T_o - T(z)\}$ worden vervangen door $(Q^* - LE) r_{ah} / \rho_a c_p$ zodat ontstaat

$$e_s(T_o) = e_s\{T(z)\} + \Delta\{(Q^* - LE) r_{ah} / \rho_a c_p\} \quad (19)$$

Invullen van (19) in (17) geeft na enige omwerking

$$LE = \frac{\Delta Q^* - \rho_a c_p [e_s\{T(z)\} - e(z)] / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (20)$$

Is r_s als functie van Ψ_1 en K^\dagger bekend (vergel. (13)), dan is hiermee een verdampingsformule verkregen waarin naast meteorologische ook plantenfysiologische en bodemkundige factoren een rol spelen.

Enkele opmerkingen bij deze verdampingsformule

- de formule is één-dimensionaal. Er wordt geen rekening gehouden met horizontale warmteaanvoer (advectie) of afvoer
- de formule laat een interactief verband zien: E is afhankelijk van r_s , terwijl r_s zelf weer afhankelijk is van E . Strikt genomen kan de gewasverdamping dan ook alleen op een iteratieve wijze worden berekend. Soms tracht men deze moeilijkheid te vermijden door in plaats van verg. (13) een verband te geven tussen r_s en q bij potentiële verdamping
- vergelijking (15) is gebaseerd op de veronderstelling dat waterdamp en warmte even gemakkelijk worden getransporteerd. Zie de opmerkingen die hierover zijn gemaakt bij de behandeling van de verdamping van een nat gewas. (DE BRUIN en KOHSIEK, 1979).

Het lijkt aanlokkelijk om, bij gegeven $r_s = f(\psi_1, K^{\downarrow})$, aan de hand van verg. (20) de invloed van een aantal parameters op de gewasverdamping te analyseren, ware het niet dat ψ_s niet als onafhankelijk van E kan worden beschouwd. Een gevoeligheidsanalyse kan daarom alleen worden uitgevoerd als het systeem bodem-plant-atmosfeer op een iteratieve manier aan elkaar is gekoppeld. Hierop zal nader worden ingegaan in hoofdstuk 7.

Wel kunnen aan de hand van verg. (20) een aantal uitspraken worden gedaan:

- a. $E = E_{\text{nat}}$ indien $r_s = 0$
 E_{nat} is de verdamping van een nat gewasoppervlak
- b. $E = E_{\text{pot}}$ indien r_s niet merkbaar wordt verhoogd door ψ_s ($\psi_s \approx 0$)

Deze definitie van E_{pot} wijkt af van een andere, veel gebruikte definitie namelijk de verdamping van een kort gewas, goed voorzien van water. Uit experimentele resultaten (zie o.a. RIJTEMA, 1965) is gebleken dat de diffusieweerstand van kort gras te verwaarlozen is ten opzichte van de aerodynamische weerstand. In dit geval is dus $E_{\text{pot}} \approx E_{\text{nat}}$. Voor andere gewassen echter (o.a. tarwe) kan r_s wel invloed uitoefenen op de verdamping, zodat $E_{\text{pot}} < E_{\text{nat}}$. Deze reductie kan worden uitgedrukt als

$$\frac{E_{\text{pot}}}{E_{\text{nat}}} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma(1 + r_s^*/r_a)} \quad (21)$$

Hierin is r_s^* de diffusieweerstand van het gewas bij een bodemvochtpotentialaal ongeveer gelijk aan nul.

c. $E < E_{\text{pot}}$ indien Ψ_s wel invloed uitoefent op r_s .

Tengevolge van niet-optimale vochtvoorziening in de bodem kan een reductie van de potentiële verdamping optreden. Deze reductie kan worden geschreven als

$$\frac{E}{E_{\text{pot}}} = \frac{\Delta + \gamma(1 + r_s^*/r_a)}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)} \quad (22)$$

Hoe bij gegeven Δ, γ, r_a en R_{pl} en bij gegeven relaties $R_s = f(\Psi_s)$ en $r_s = f(\Psi_s, K^{\downarrow})$ de reductie zal afhangen van Ψ_s en E_{pot} wordt op een kwalitatieve manier weergegeven in fig. 1.

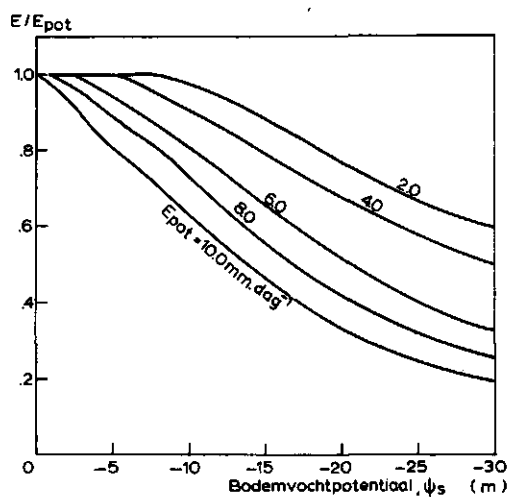


Fig. 1. Voorbeeld van relaties tussen E/E_{pot} en bodemvochtpotentialaal, Ψ_s , bij verschillende niveau's van E_{pot} (naar RIJTEMA, 1965)

Gegevens uit de praktijk laten vaak een dergelijk verband zien (o.a. DENMEAD en SHAW (1962) en YANG en DE JONG (1972)).

Daarentegen vindt RITCHIE (1972) een veel minder duidelijk verband. FEDDES en ZARADNY (1977) vinden, gebruik makend van een lineair verloop van de reductiefactor van 1 bij $\Psi_s = -10$ m tot 0 bij $\Psi_s = -160$ m (dus onafhankelijk van E_{pot}), een goede overeenstemming tussen gesimuleerde en waargenomen bodemvochtpotentialen.

Uit het voorafgaande blijkt dat bepaling van de reductiefactor uit de bodemvochtpotentialaal allerminst een eenvoudige zaak is.

4. VERDAMPING BIJ ONVOLLEDIGE BODEMBEDEKKING EN INTERCEPTIE

Bij de afleiding van de verdampingsformule voor een gewas is ervan uitgegaan dat al het water dat verdampt, via de plant wordt aangevoerd (transpiratie). Verdamping kan echter ook rechtstreeks vanaf het bodemoppervlak plaatsvinden (evaporatie). Onder evaporatie valt ook het verdampen van water dat ten gevolge van neerslag op het bladerdek is achtergebleven (interceptie).

4.1. Verdamping bij onvolledige bodembedekking

Bij onvolledige bodembedekking zal een gedeelte van de beschikbare energie worden gebruikt voor de verdamping vanaf het bodemoppervlak.

De verdamping van een nat grondoppervlak is te vergelijken met de verdamping van een nat gewasoppervlak. Alleen de ruwheid en reflectie-eigenschappen zijn verschillend. Dit resulteert in andere waarden voor r_a en Q^* .

Is de aanvoermogelijkheid van water vanuit de bodem naar het bodemoppervlak kleiner dan de potentiële verdamping dan zal door de optredende uitdroging de aanvoermogelijkheid snel afnemen ten gevolge van sterke afname van het capillair geleidingsvermogen. Er ontwikkelt zich een dunne droge toplaag, die een grote weerstand vormt voor verdere verdamping (mulch effect).

In de literatuur treft men twee manieren aan om de gevolgen van onvolledige bodembedekking op de verdamping in rekening te brengen:

a. Transpiratie en evaporatie worden als twee gescheiden processen weergegeven (zie o.a. PRIESTLY en TAYLOR, 1977).

De verdeling van de beschikbare energie tussen deze twee vormen van verdamping hangt onder andere af van het percentage bodembedekking en de fractie van de netto straling die de bodem bereikt.

b. De invloed van onvolledige bodembedekking op de som van transpiratie en evaporatie (evapotranspiratie) wordt de rekening gebracht door het invoeren van een extra diffusieweerstand, r_c , die bij de diffusieweerstand r_s , geldend voor volledige bodembedekking wordt opgeteld.

In fig. 2 (FEDDES, 1971) worden voor een drietal gewassen uit waterbalansgegevens afgeleide extra diffusieweerstanden met bijbehorende bodembedekking gegeven.

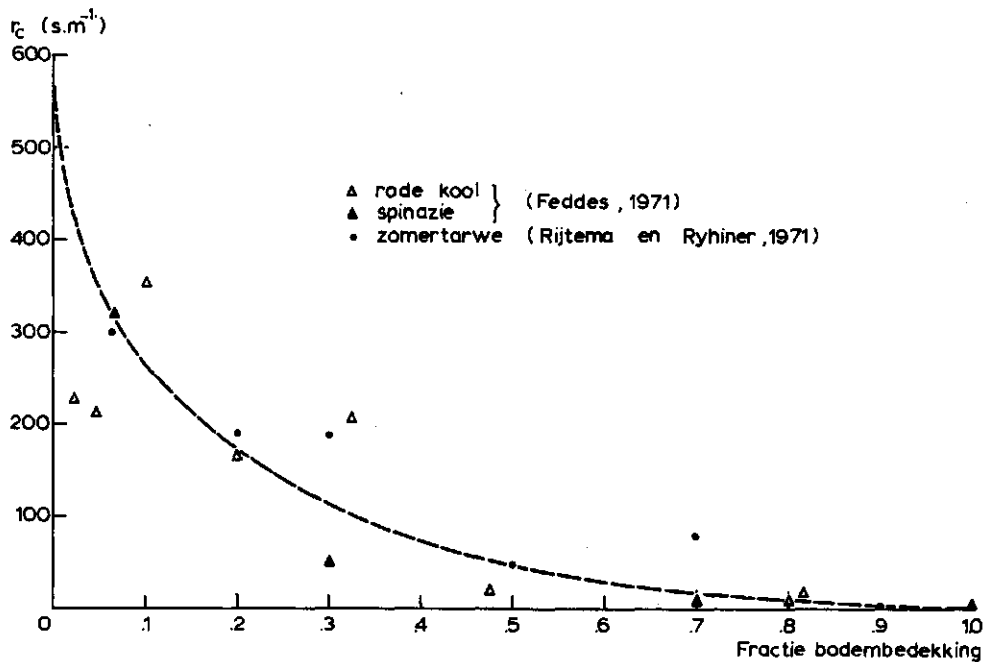


Fig. 2. Relaties tussen r_c en fractie bodembedekking voor een drietal gewassen (FEDDES, 1971)

Uit de figuur is niet af te leiden wat de invloed is van verschillen in vochttoestand van de bodem op de evapotranspiratie. In tabel 2 (naar RYTEMA en ABOUKHALED, 1975) is hiermee wel enigszins rekening gehouden.

Tabel 2. Verband tussen r_c in $s.m^{-1}$ en fractie bodembedekking voor twee vochttoestanden van de toplaag

Fractie bodembedekking	Vochttoestand toplaag	
	half droog	droog
0,0	316	662
0,1	217	442
0,2	161	314
0,3	118	222
0,4	85	160
0,5	56	111
0,6	32	73
0,7	17	39
0,8	8	16
0,9	0	8
1,0	0	0

4.2. I n t e r c e p t i e

Indien neerslag op een met een gewas besproeid oppervlak valt zal een gedeelte ervan op het bladerdek terecht komen en (na enige vertraging) het bodemoppervlak bereiken of op het bladerdek achterblijven. Laten we de vertragende werking van het bladerdek buiten beschouwing dan kan interceptie worden gedefinieerd als het verschil in hoeveelheden neerslag die per eenheid van oppervlak over een zekere periode het bodemoppervlak bereikt bij het niet aanwezig zijn van begroeiing in vergelijking met het wel aanwezig zijn van begroeiing. Omdat de periode waarover interceptie wordt gedefinieerd niet gelijk hoeft te zijn aan de periode waarover onafgebroken neerslag valt, kan de interceptie zelf afwijken van de interceptiecapaciteit. Deze laatste is de maximale hoeveelheid water die op een bepaald tijdstip per eenheid van bodemoppervlak op het bladerdek aanwezig kan zijn. Voor landbouwgewassen die volledig de bodem bedekken bedraagt hij 1 à 1,5 mm en voor bossen 2 à 4 mm.

Interceptie is afhankelijk van meteorologische factoren zoals neerslaghoeveelheid, neerslagintensiteit en windsnelheid en van gewasfactoren zoals de bodembedekkingsgraad, de hoeveelheid bladoppervlak per eenheid van bodemoppervlak (LAI), oppervlakstructuur en stand van de bladeren.

Er bestaan vele modellen om de invloed van interceptie op de verdamping in rekening te brengen. Het meest eenvoudige model geeft de interceptie als functie van de hoeveelheid neerslag over een zekere periode. In fig. 3 zijn voor een tweetal gewassen deze relaties weergegeven. In meer ingewikkelde modellen kunnen tevens factoren zoals neerslagintensiteit en bodembedekkingsgraad worden ingebouwd. Voor een uitgebreid overzicht van interceptiemodellen wordt verwezen naar PHILIPS (1979).

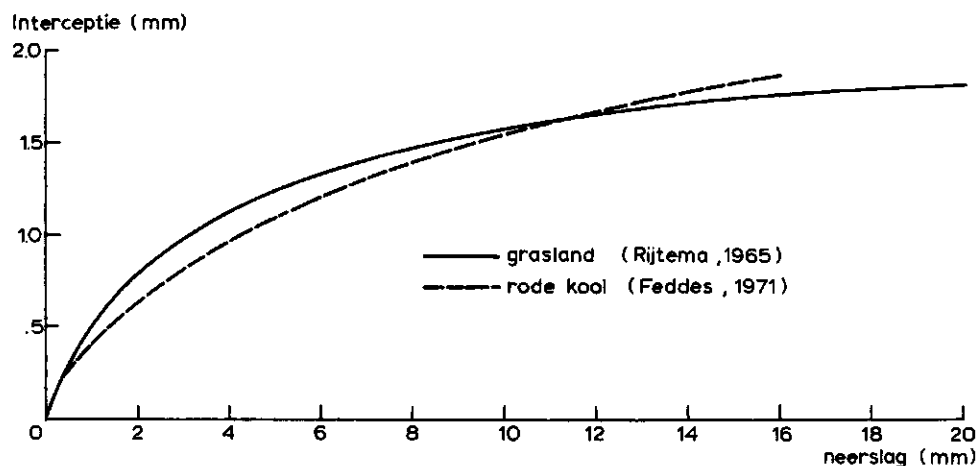


Fig. 3. Relaties tussen interceptie en neerslaghoeveelheid

Het effect van interceptie op de evapotranspiratie is tweërlei en wel:

- a. verhoging van de evaporatie. De verdampingssnelheid van het water op het bladerdek kan worden berekend met de vergelijking voor $E_{nat} (r_s=0)$.
- b. verlaging van transpiratie. Bij aanwezigheid van water op de buitenkant van de bladeren zal (een gedeelte van) de beschikbare energie niet worden gebruikt om water via de huidmondjes te laten verdampen.

Hoe het effect zal zijn op de grootte van de evapotranspiratie hangt af van de verhouding tussen E_{nat} en E (anders gezegd van de verhouding tussen r_s en r_a).

In formule:

$$E_{\text{totaal}} = E + E_I = \frac{\delta + \gamma}{\delta + \gamma(1+r_s/r_a)} [E_{\text{nat}} - E_I] + E_I$$

waarbij

E_I = interceptie per tijdseenheid waarover E wordt berekend.

E_I kan echter nooit groter zijn dan E_{nat}

Wil men bij verdampingsberekeningen interceptie in rekening brengen dan zal, zeker in het geval men rekent met tijdstaplenktes van meer dan 1 dag, de neerslagverdeling in de tijd bekend moeten zijn.

5. BODEMFYSISCHE ASPECTEN VAN DE VERDAMPING

In de vorige hoofdstukken is de relatie tussen bodem en plant gelegd via de bodemvochtpotentialiaal ψ_s en zijn bergingsveranderingen verwaarloosd. In de bodem echter mag niet meer worden uitgegaan van de veronderstelling dat de berging te verwaarlozen is. Een belangrijke eigenschap van de bodem is immers dat zij met haar voorraad aan water de plant in staat stelt perioden waarin de verdamping groter is dan de neerslag te overbruggen.

De bodem, en in het bijzonder de wortelzone, kan worden opgevat als een reservoir dat meer of minder gemakkelijk water afstaat aan de plant. De reservoir eigenschappen zijn afhankelijk van:

- a. de dikte van de wortelzone
- b. de relatie tussen zuigspanning en bodemvochthoeveelheid, weergegeven als pF-curve.

De weerstand tegen wateropname wordt weergegeven door de bodemweerstand, R_s (zie hoofdstuk 2).

- De aanvulling van het reservoir kan op 2 manieren geschieden:
- a. door aanvoer van boven (neerslag)
 - b. door aanvoer vanuit onderliggende lagen (capillaire opstijging)

De capillaire opstijging is afhankelijk van:

- . de reservoir eigenschappen van de ondergrond
- . het capillair geleidingsvermogen ($k(\Psi_m)$ -relatie) van de ondergrond
- . de afstand tot het freatisch vlak.
- . de bodemvocht potentiaal in de wortelzone.

Met deze summiere aanduiding van de bodemfysische aspecten van de verdamping zal hier worden volstaan.

Duidelijk is wel dat evapotranspiratie, bodemvochtvoorraad en over het algemeen de grondwaterstand nauw met elkaar verbonden zijn. Vaak zal het dan ook niet mogelijk zijn bij de berekening van de actuele evapotranspiratie bijvoorbeeld de grondwaterstand als een gegeven randvoorwaarde te beschouwen. Dit is dan ook de reden dat in het GELGAM-model gekozen is voor een simulatie-model waarin deelsystemen voor evapotranspiratie, onverzadigde en verzadigde stroming op een interactieve wijze aan elkaar zijn gekoppeld. Welke relaties daarbij voor de berekening van de evapotranspiratie zijn gebruikt zal in het volgende hoofdstuk worden behandeld.

6. DE IN HET MODEL GELGAM GEBRUIKTE RELATIES VOOR DE BEREKENING VAN DE EVAPOTRANSPIRATIE

In het voorafgaande zijn de basisvergelijkingen en algemene principes besproken waarmee de evapotranspiratie kan worden berekend. Afhankelijk van de situatie kunnen specifieke relaties worden toegepast. Deze zijn onder andere afhankelijk van de eenheden waarin lengte van de tijdstap waarmee gewerkt wordt en soort gewas.

De specifieke relaties die zijn gebruikt in het model voor grondwaterstroming en evapotranspiratie (model GELGAM) zullen hierna in het kort worden weergegeven. De eenheden waarmee in het

model wordt gewerkt zijn in veel gevallen afwijkend van de SI-eenheden. Zij zullen niet in de tekst worden vermeld maar zijn terug te vinden in de lijst van symbolen onder de kop 'GELGAM eenheden'.

6.1. Algemene relaties

De verdamping van een nat gewas-oppervlak

$$E_{\text{nat}} = \frac{\frac{\Delta Q^*}{L} + \gamma E'_a}{\Delta + \gamma} \quad [\text{mm H}_2\text{O.dag}^{-1}] \quad (24)$$

waarin (voor verklaring van symbolen en eenheden zie 'lijst van symbolen')

$$\begin{aligned} Q^* &= (1-\alpha)K^\downarrow - L^\uparrow \\ K^\downarrow &= (0,29 + 0,71 n/N) K_c^\downarrow \\ K_c^\downarrow &= 405 + 315 \cos\left\{ \pi \left(\frac{i-173}{178} \right) \right\} \\ i &= 1,2,3, \dots, 365 \\ L^\uparrow &= 118 \times 10^{-9} (273+T)^4 (0,56-0,092\sqrt{R_v e_s}) (0,1+0,9 n/N) \\ e_s &= \exp \left(\frac{17,25T}{237,3+T} + 1,51977 \right) \\ \Delta &= \frac{4093,425}{(237,3+T)^2} e_s \\ L &= 59,73 - 0,0566T \\ \gamma &= 0,483 \\ E'_a &= f(1,u) (1-R_v) e_s \\ f(1,u) &= \begin{cases} (0,2+0,061)u^{0,75} & \text{voor } 1 \leq 10 \text{ cm} \\ 0,8 \log(1)u^{0,75} & \text{voor } 1 > 10 \text{ cm} \end{cases} \end{aligned}$$

De verdamping van een met een gewas begroeid oppervlak.

$$E = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)} E_{\text{nat}} \quad [\text{mm H}_2\text{O.dag}^{-1}] \quad (25)$$

waarin:

$$r_a = \frac{1}{f(1,u)}$$

$$r_c = \frac{\log\{S_c + 10^{-(\psi_m/100)^{0,8}}\}}{\log\{0,0455x(\log \psi_m)^2\}} \times (1-S_c^2)$$

$$r_l = \begin{cases} 0 & \text{voor } I > 0,38 \\ -5,444 I + 2,069 & \text{voor } 0,335 \leq I \leq 0,38 \\ -13 I + 4,6 & \text{voor } I < 0,335 \end{cases}$$

$$I = K^{\dagger}/60N - 0,003(t-1)$$

$$N = 7,64 \arccos [-1,3\{\text{tg}(0,4 \cos(0,01717 i - 2,97))\}]$$

$$r_{\psi} = \begin{cases} -0,5 + \psi_1(0,04333 + 0,000666 \psi_1) & \text{voor } r_{\psi} > 0 \\ 0 & \text{voor } r_{\psi} < 0 \end{cases}$$

$$\psi_1 = 0,1 E_{\text{pot}}(R_{\text{pl}} + b/k) + 0,001 \psi_m$$

$$R_{\text{pl}} = z_r^{0,18} (\psi_m^{0,18})$$

$$b = 0,01275 z_r^{-1}$$

$$\alpha = 0,24 S_c + 0,15(1-S_c)$$

De potentiële verdamping van een begroeid oppervlak

$$E_{\text{pot}} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \{1 + (r_c + s_c r_c)/r_a\}} E_{\text{nat}} \quad [\text{mm H}_2\text{O} \cdot \text{dag}^{-1}] \quad (26)$$

De verdamping is potentieel indien $r_{\psi} = 0$.

N.B. Met interceptie wordt in het model GELGAM geen rekening gehouden

6.2. Gewasafhankelijke factoren en relaties

In de algemene relaties komt een aantal factoren voor die gewasafhankelijk zijn. Zij zullen hierna voor de zes in het model GELGAM gebruikte gewassen worden weergegeven. Relaties die afwijken van de

algemene relaties zullen eveneens worden vermeld.

- Gras

$$l = \begin{array}{ll} 5 & \text{voor } i \leq 120 \text{ en } i \geq 275 \\ 10 & \text{voor } 120 < i < 275 \end{array} \quad (i = \text{dagnummer})$$

$$s_c = 1,0 \text{ (dus } r_c = 0,0)$$

- Granen

$$l = \begin{array}{ll} 0 & \text{voor } i \leq 80 \text{ en } i \geq 220 \\ 130 & \text{voor } 165 \leq i < 175 \\ 130 - 2,89(i-175) & \text{voor } 175 \leq i < 200 \\ 60 + 3,5 (i-145) & \text{voor } 145 \leq i < 165 \\ 0,92 (i-80) & \text{voor } 80 < i < 145 \end{array}$$

$$s_c = \begin{array}{ll} 0 & \text{voor } i \leq 80 \text{ en } i \geq 220 \\ 1,0 & \text{voor } 157 \leq i < 175 \\ 0,013 (i-80) & \text{voor } 80 < i < 157 \\ 1 - 0,022 (i-175) & \text{voor } 175 \leq i < 220 \end{array}$$

- Hakvruchten

$$l = \begin{array}{ll} 0 & \text{voor } i \leq 125 \text{ en } i \geq 305 \\ 90 & \text{voor } 215 \leq i \leq 250 \\ i-125 & \text{voor } 125 < i < 215 \\ 90 - 1,635(i-250) & \text{voor } 250 < i < 305 \end{array}$$

$$s_c = \begin{array}{ll} 0 & \text{voor } i \leq 125 \text{ en } i \geq 305 \\ 1,0 & \text{voor } 215 \leq i \leq 250 \\ 0,0111 (i-125) & \text{voor } 125 < i < 215 \\ 1 - 0,018 (i-125) & \text{voor } 250 < i < 315 \end{array}$$

$$r_\psi = \begin{array}{ll} 0,396 \psi_1^{0,74} - 1,0 & \text{voor } \psi_1 > 3,5 \\ 0,0 & \text{voor } \psi_1 \leq 3,5 \end{array}$$

- Mais

$$l = \begin{array}{ll} 0 & \text{voor } i \leq 130 \text{ en } i \geq 290 \\ 200 & \text{voor } 210 \leq i \leq 260 \\ 6,6666(290-i) & \text{voor } 260 < i < 290 \\ 3,19 i - 470 & \text{voor } 152 \leq i < 210 \\ 0,682 (i-130) & \text{voor } 130 < i < 152 \end{array}$$

$$S_c = \begin{array}{ll} 0,0 & \text{voor } i \leq 130 \text{ en } i \geq 290 \\ 1,0 & \text{voor } 190 \leq i \leq 220 \\ 0,03333(290-i) & \text{voor } 260 < i < 290 \\ 0,0391i-6,44 & \text{voor } 167 \leq i < 190 \\ 0,0027 (i-130) & \text{voor } 130 < i < 167 \end{array}$$

- Loofhout

$$S_c = \begin{array}{ll} 0,0 & \text{voor } i < 135 \text{ en } i > 275 \\ 1,0 & \text{voor } 135 \leq i \leq 275 \end{array}$$

$$f(1,u) = \begin{array}{ll} 0,197 (3+u) & \text{voor } S_c = 1,0 \\ 0,2 u^{0,75} & \text{voor } S_c = 0,0 \end{array}$$

$$\alpha = \begin{array}{ll} 0,26 & \text{voor } S_c = 1,0 \\ 0,15 & \text{voor } S_c = 0,0 \end{array}$$

- Naaldhout

$$\begin{array}{ll} S_c = 1,0 \\ f(1,u) = 0,197 (3 + u) \\ \alpha = 0,12 \end{array}$$

7. GEVOELIGHEIDSANALYSES

Een belangrijk onderdeel van elke berekening is het uitvoeren van gevoeligheidsanalyses. Doel hiervan is om te kunnen nagaan wat de invloed is van invoergegevens en modelaanname op de uitkomst. Is deze invloed bekend dan kunnen aan de hand daarvan conclusies worden getrokken ten aanzien van bijvoorbeeld de vereiste meetnauwkeurigheden.

Het op analytische wijze bepalen van gevoeligheden van parameters en relaties in de Monteith-Rijtema formule voor evapotranspiratie (verg. 20) is moeilijk uitvoerbaar vanwege de onderlinge verwevenheid van het bodem-plant-atmosfeer systeem. Daarom is gekozen voor de volgende werkwijze. Met behulp van het simulatiemodel GELGAM wordt voor een referentie-situatie de potentiële en werkelijke evapotranspiratie berekend gedurende de periode april 1971 - december 1976. Door nu telkens één parameter of relatie te wijzigen ten opzichte van de referentie-situatie en de dan verkregen waarden van E_{pot} en/of E te vergelijken met de resultaten van de referentiesimulatie, kan een indruk worden verkregen van de invloed van die parameter of relatie op E_{pot} en/of E .*

In het simulatiemodel GELGAM is het onverzadigde gedeelte van de grondwaterstroming in elk knooppunt op een interactieve manier gekoppeld aan de verzadigde grondwaterstroming. Uitvoering van gevoeligheidsanalyses met dit gekoppelde model zou betekenen dat voor elke simulatie het gehele modelgebied in de berekening betrokken zou moeten worden. Om dit te vermijden is voor de onderkant van het onverzadigde systeem een relatie ingevoerd tussen de flux door het freatisch vlak, q , en de grondwaterstand, h . Deze $q(h)$ -relatie is af te leiden uit bij reeds gesimuleerde tijdreeksen van het gekoppelde model gevonden waarden van q en bijbehorende h . Met dit ontkoppelde model kunnen dus op snelle wijze de E_{pot} en E worden berekend, terwijl

*Alle berekeningen met het model GELGAM werden uitgevoerd door ir. P.J.M. de Laat van IHE te Delft

tevens bij elke simulatie de grondwaterstand wordt bepaald, zodat ook de invloed van parameters of relaties hierop gevonden wordt.

Als referentie-situatie is gekozen knooppunt 59 van het modelgebied rond het pompstation 't Klooster. Hiervoor gelden de volgende gegevens:

- meteorologische gegevens afkomstig van enkele KNMI-stations in de nabijheid van 't Klooster
- grondgebruik grasland met de daarbij behorende waarden voor r_s , R_{pl} , S_c en l (zie hoofdstuk 6)
- bodemtype wortelzone: veldpodzol met gegeven pF-curve
- dikte wortelzone: 30 cm
- hysteresisfactor: 0,5

Hysteresis is het niet samenvallen van de pF-curven bij uitdroging en herbevochtiging. Een maat voor de hysteresis is de hysteresisfactor. Een hysteresisfactor = 0,5 wil zeggen dat de maximale afstand tussen de beide curves een halve logschaal bedraagt.

- gegeven pF-relatie en $k(\psi_m)$ -relatie voor de bovenste 50 cm van de ondergrond
- gegeven $k(\theta)$ -relatie diepere ondergrond: $\log k = 0,17\theta - 5,67$
- gegeven $q(h)$ -relaties (zie fig. 4)

Uit fig. 5 is af te lezen dat het gesimuleerde grondwaterstandsverloop van dit ontkoppelde knooppunt goed overeenstemt met het waargenomen verloop.

Bij de bespreking van de resultaten van de gevoeligheidsanalyses kan een splitsing worden gemaakt tussen parameters en relaties die invloed uitoefenen op zowel E_{pot} en E en parameters en relaties die alleen invloed uitoefenen op E .

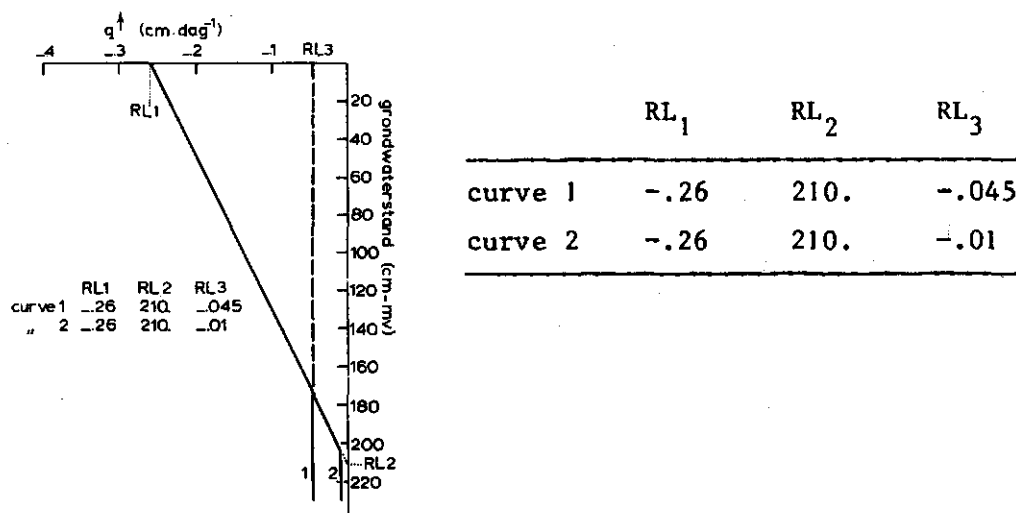


Fig. 4. De bij referentie-simulatie I gebruikte $q(h)$ -relaties
 Curve 1 geldt voor de perioden april 1971 - juni 1971
 juli 1972 - december 1976
 Curve 2 geldt voor de periode juli 1971 - juni 1972

7.1. Gevoeligheidsanalyses met betrekking tot de potentiële evapotranspiratie

Uit de vergelijkingen (24) en (26) blijkt dat de potentiële evapotranspiratie afhankelijk is van meteorologische en gewasfactoren. De invloed van een aantal meteorologische factoren op de verdamping van een nat gewasoppervlak, E_{nat} , is reeds nagegaan door DE BRUIN en KOHSIEK (1979). Daarbij werd opgemerkt dat het onmogelijk is een fout in E_{nat} te bepalen die geldig is voor alle seizoenen, omstandigheden enz. Hetzelfde geldt voor de bepaling van de fout van E_{pot} . Daarom zal hier worden volstaan met de invloed na te gaan die een zekere variatie in windsnelheid, zonneschijnduur, relatieve luchtvochtigheid en temperatuur heeft op E_{pot} , E en grondwaterstand.

In tabel 3 zijn in de eerste regel de gesimuleerde jaargemiddelden van E_{pot} , E en grondwaterstand en de gemiddelden over de gehele periode 1971-1976 voor de referentie-situatie weergegeven. In regels 2 t/m 9 staan de resultaten van simulaties waarin de hierboven genoemde meteorologische factoren 5% groter of kleiner zijn genomen in vergelijking met de referentie-simulatie.

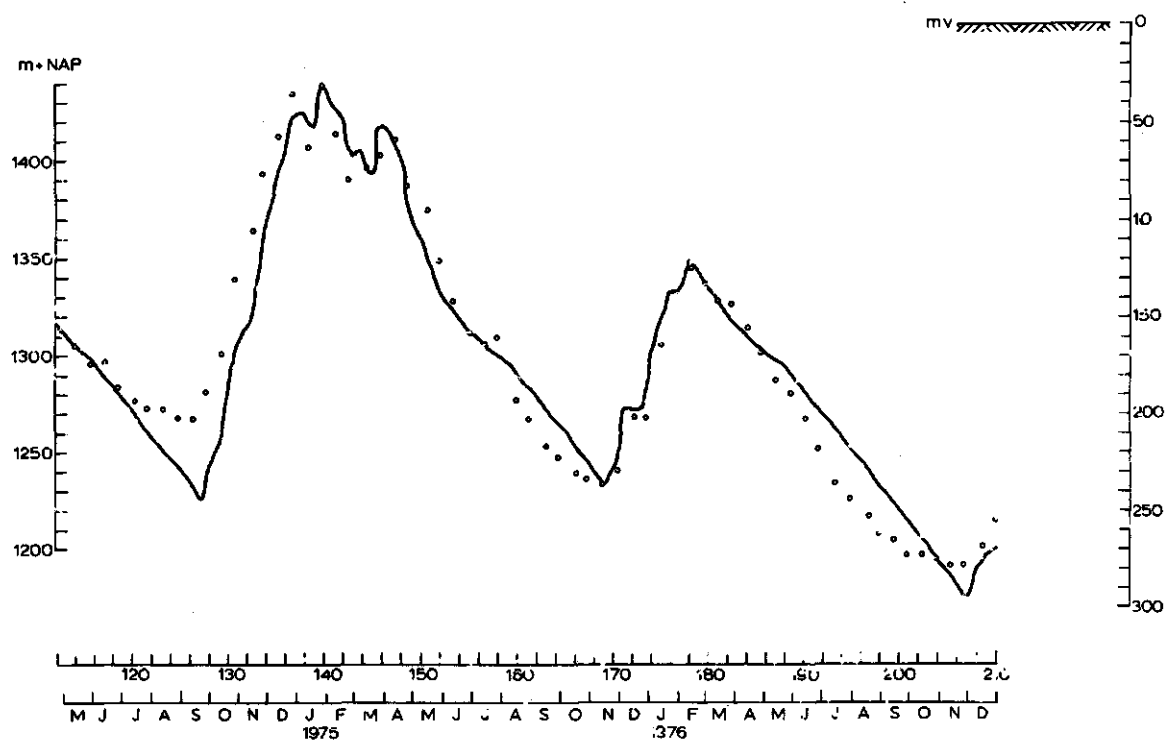
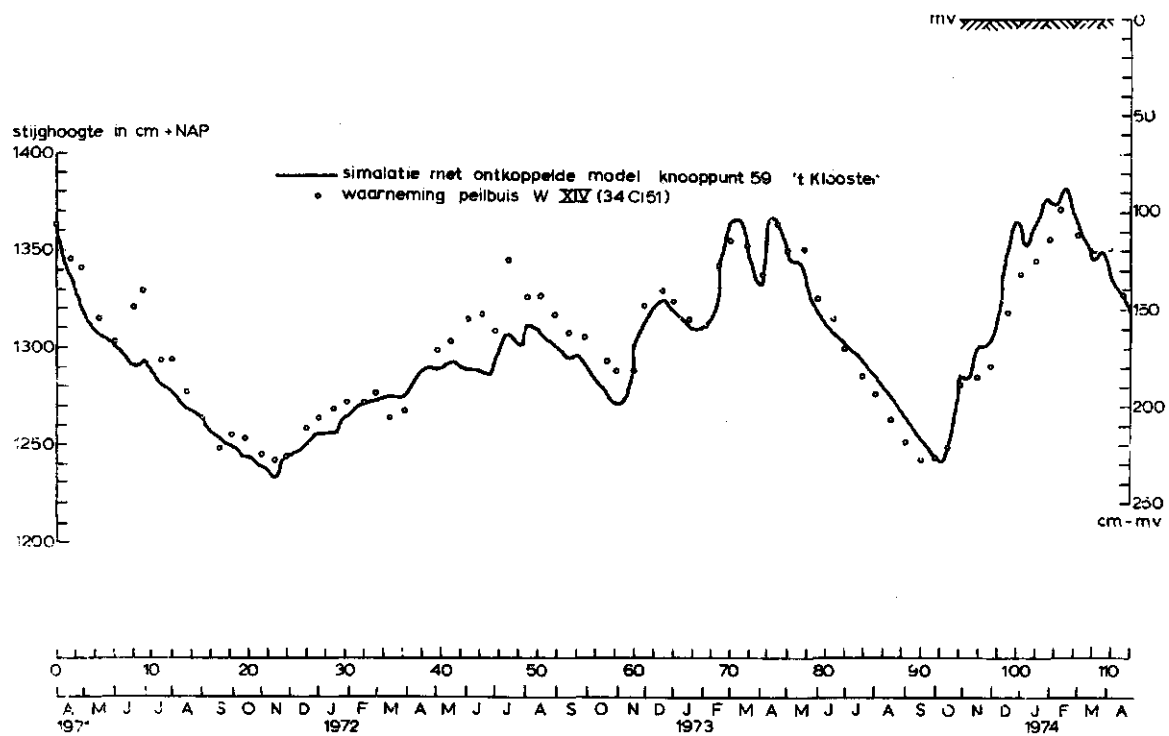


Fig. 5. Vergelijking tussen waargenomen grondwaterstanden en het gesimuleerde grondwaterstandsverloop van het ontkoppelde model

Tabel 3. Resultaten gevoeligheidsanalyses met betrekking tot pot.verdamping

	E _{pot} (mm.jaar ⁻¹)					E (mm.jaar ⁻¹)					Grondwaterstand (cm -mv)										
	1971	1972	1973	1974	1975	1976*	Gem.	1971	1972	1973	1974	1975	1976*	Gem.	1971	1972	1973	1974	1975	1976*	Gem.
1 Referentie	586	467	589	513	638	669	577	436	467	369	459	452	292	412	200	165	152	144	163	241	178
2 u + 5%	595	473	598	520	648	681	585	438	473	370	461	454	292	415	201	167	152	145	163	241	178
3 u - 5%	577	462	580	506	627	657	568	434	462	369	457	449	292	411	200	163	151	143	162	240	177
4 n/N + 5%	596	481	600	526	650	680	589	437	481	370	463	456	292	417	202	169	152	145	164	242	179
5 n/N - 5%	575	453	578	500	624	657	565	435	453	368	454	448	292	408	200	160	151	143	161	240	176
6 R _v + 5%	542	425	545	469	591	633	534	419	425	353	438	433	286	392	194	151	146	138	160	233	170
7 R _v - 5%	630	509	633	557	684	704	620	451	509	385	479	470	297	432	205	185	159	151	169	239	185
8 TEMP + 5%	601	479	604	526	654	686	592	439	479	371	463	455	294	417	202	168	153	146	164	242	179
9 TEMP - 5%	571	456	574	501	622	652	563	433	456	368	454	448	291	408	199	161	151	143	161	239	176
10 r ₁ + 5%	583	464	586	509	635	667	574	434	464	368	456	450	291	411	200	163	151	144	162	240	177
11 r ₁ - 5%	589	471	592	517	641	671	580	437	471	371	461	454	292	414	201	166	152	145	163	241	178
12 r ₁ spreiding links	644	540	644	592	686	708	636	459	540	399	492	484	296	445	208	216	170	155	173	249	195
13 r ₁ spreiding rechts	496	358	498	415	524	601	482	412	358	344	413	411	285	371	190	136	143	128	153	227	163
14 gewaslengte 5 cm	513	422	509	459	541	562	501	430	422	367	443	436	292	398	195	152	149	140	161	235	172
15 8 cm	557	450	557	492	599	626	547	433	450	368	455	444	292	407	196	159	151	143	160	239	175
16 15 cm	619	488	626	538	682	718	612	438	488	371	464	457	293	419	202	172	153	146	164	242	180

*270 dagen

Geconstateerd kan worden dat alle factoren een duidelijke invloed uitoefenen op E_{pot} maar dat de invloed op de werkelijke verdamping en de grondwaterstand vooral in droge jaren veel minder is. De werkelijke verdamping in droge jaren wordt hoofdzakelijk bepaald door de beschikbaarheid van vocht in de wortelzone, ongeacht hoe hard hieraan getrokken wordt. Verdampingsredukties worden echter vaak uitgedrukt als fractie van de potentiële verdamping. Daarom is juist in droge jaren de grootte van E_{pot} een belangrijk gegeven.

Uit de resultaten komt ook naar voren dat vooral de relatieve luchtvochtigheid een gevoelige parameter is. Dit feit werd reeds in andere studies vastgesteld.

In regels 10 t/m 16 van tabel 3 zijn de resultaten gegeven van simulaties met afwijkende gewasfactoren. Allereerst is nagegaan wat de invloed is van een verhoging of verlaging van 5% in de lichtafhankelijke diffusieweerstand, r_1 . Bovendien zijn twee relaties door gerekend ontleend aan de spreiding in de relatie tussen r_1 en lichtintensiteit, zoals die door RIJTEMA (1965) is vastgesteld. Fig. 6 geeft de relatie zoals gebruikt in de referentie-simulatie en de relaties links en rechts hiervan.

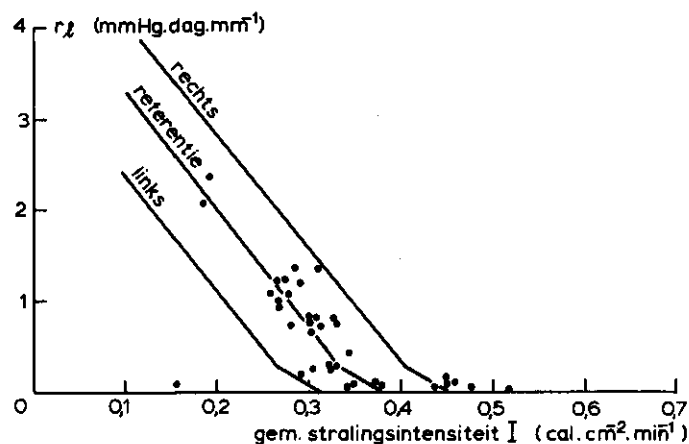


Fig. 6. Drie bij de gevoeligheidsanalyses gebruikte $r_1(I)$ -relaties

(naar RIJTEMA, 1965)

$$r_1 = \begin{cases} 0 & \text{voor } I > 0,38 \\ -5,444 I + 2,069 & \text{voor } 0,335 \leq I < 0,38 \\ -13I + 4,6 & \text{voor } I < 0,335 \end{cases}$$

links : 0,07 eenheden naar links verschoven

rechts : 0,07 eenheden naar rechts verschoven

Voor de gewaslengte zijn drie afwijkende hoogtes in de zomerperiode genomen, namelijk 5, 8 en 15 cm (in de referentie-simulatie 10 cm).

De 5% variatie in r_1 heeft weinig invloed, daarentegen heeft het gebruik van de twee afwijkende r_1 -relaties volgens fig. 6 zeer grote invloed op E_{pot} en een aanmerkelijke invloed op E en grondwaterstand.

De gewaslengte, l , heeft een duidelijke invloed op E_{pot} maar relatief weinig invloed op E in jaren met verdampingsreductie. Bovendien neemt de gevoeligheid hiervan af bij toenemende gewaslengtes, een resultaat dat ook kan worden afgeleid uit de vorm van de wind-functie, $f(l, u)$.

De berekende jaarlijkse waarden van E_{pot} bij de verschillende gewaslengtes zijn vergeleken met de berekende jaarlijkse waarden van E_0 volgens Penman. De grafische weergave hiervan in fig. 7 laat duidelijk zien dat de aanname $E_{pot} = 0,8 E_0$ alleen redelijk opgaat bij een gewaslengte in de zomer van 5 cm. Bij toenemende gewaslengte

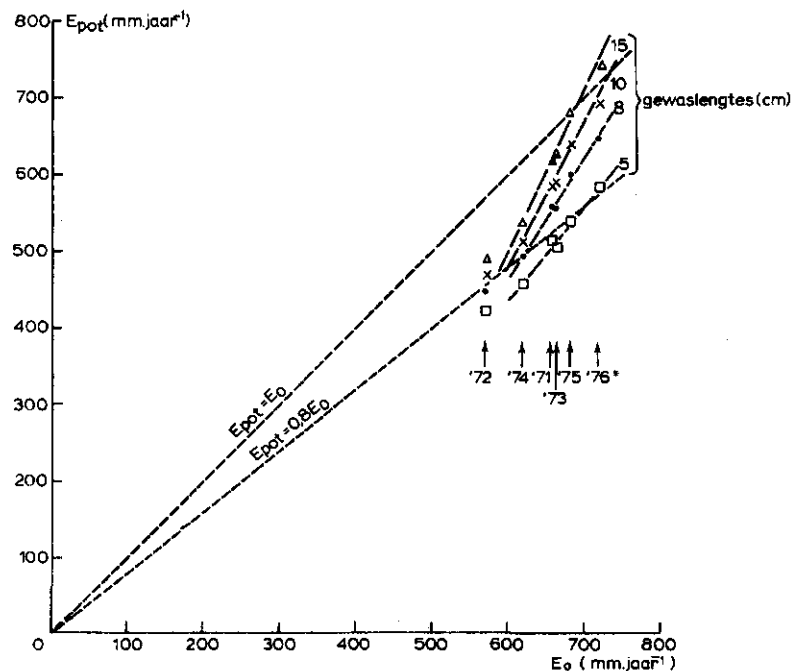


Fig. 7. De relatie tussen de berekende waarden van E_0 en E_{pot} van de jaren 1971 t/m 1976, bij verschillende gewaslengtes

*) Voor de laatste drie maanden van het hydrologisch jaar 1976 zijn E_0 en E_{pot} geschat

wordt E_{pot} in verhouding tot E_0 steeds groter. Bovendien is deze verhouding bij elke gewaslengte niet constant maar wordt groter naarmate E_0 groter is.

De aanname $E_{\text{pot}} = 0,8 E_0$ is ook alleen maar geldig indien het gewas een ruwheid heeft vergelijkbaar met die van een wateroppervlak. Dit is alleen voor zeer korte gewassen het geval. Naarmate gewassen langer worden zal de aerodynamische weerstand afnemen, met als gevolg hogere potentiële verdamping. Vooral in jaren met een relatief groot dampdruk deficit (in het algemeen de jaren met hogere waarden voor E_0) kan daardoor de potentiële verdamping van gras, met een gewaslengte in de zomer van meer dan 10 cm, in de buurt van E_0 uitkomen.

Dat voor droge jaren zulke hoge waarden van E_{pot} worden berekend kan ook worden veroorzaakt door het feit, dat voor de berekening van E_{pot} meteorologische gegevens worden gebruikt die afkomstig zijn van meteostations die in een omgeving liggen waarvan de verdamping in droge jaren waarschijnlijk niet potentieel zal zijn. Gebruik van deze gegevens houdt dus in dat de potentiële verdamping wordt bepaald van een gewas temidden van een omgeving waarin deze verdamping niet potentieel is. Voor het vaststellen van de waterbehoefte van grotere gebieden zal rekening moeten worden gehouden met dit verschijnsel. De veronderstelling dat het systeem atmosfeer niet wordt beïnvloed door het systeem gewas zal dan niet meer geldig zijn.

Op grond van onder andere analyses van verschillende stroomgebieden komt MORTON (1978) tot de volgende eenvoudige relatie

$$\delta E_{\text{pot}} + \delta E = 0 \quad (27)$$

hetgeen zou inhouden dat bij een toename van de werkelijke gebiedsverdamping met bijvoorbeeld 100 mm, te realiseren door bijvoorbeeld massale beregening, de potentiële verdamping van dit gebied zou afnemen met 100 mm. Het zal duidelijk zijn dat deze aanname verregaande consequenties heeft voor onder andere het vaststellen van de aanvoerbehoefte en de bepaling van de verhouding tussen werkelijke en potentiële verdamping.

7.2. Gevoeligheidsanalyses met betrekking tot de werkelijke evapotranspiratie

Tengevolge van niet-optimale vochtvoorziening in de wortelzone kan de werkelijke verdamping lager zijn dan de potentiële. De grootte van deze reductie zal niet alleen afhangen van de dikte en bodemfysische eigenschappen van de wortelzone, maar ook van de bodemfysische eigenschappen van ondergrond, de afstand tot het grondwater, de geometrie van het wortelstelsel, de stromingsweerstand in de plant, de reactie van de huidmondjes op verlaging van de bladwaterpotentiaal en de grootte van de verdamping zelf. Van al deze factoren zal de invloed op de werkelijke verdamping worden onderzocht.

In tabel 4 staan de resultaten van simulaties*, met als afwijkende factoren of relaties (tussen haakjes de regelnummers van tabel 4):

- 2 waarden voor de dikte van de wortelzone: 20 en 40 cm (2 en 3)
- 2 pF-curves van de wortelzone: 1 links en 1 rechts van de referentie-pF; zie fig. 8 (4 en 5)
- 2 hysteresisfactoren: 0,0 en 1,0 (6 en 7)
- 2 waarden voor de b-factor: gehalveerd en verdubbeld ten opzichte van de referentie b-factor (8 en 9)
- 2 waarden voor R_{p1} : gehalveerd en verdubbeld ten opzichte van de referentie R_{p1} (10 en 11)
- 2 $r_{\psi}(\psi_1^{pot})$ - relaties; zie fig. 9 (12 en 13)
- 3 $k(\theta)$ -relaties voor de ondergrond namelijk
 - .k(θ)-relatie weggelaten dit wil zeggen ondergrond homogeen (14)
 - .1 $k(\theta)$ -relatie links van de referentie $k(\theta)$: $\log k = 0,17\theta - 5,25$ (15)
 - .1 $k(\theta)$ -relatie rechts hiervan: $\log k = 0,17\theta - 6,27$ (16)
- 2 combinaties van pF- en $k(\Psi_m)$ -relaties voor de ondergrond; zie fig. 10 (17 en 18)
- de potentiële evapotranspiratie (19).

*De berekende waarden voor de referentie-situatie kunnen iets afwijken van de waarden in de vorige paragraaf

Tabel 4. Resultaten gevoeligheidsanalyses met betrekking tot de werkelijke verdamping

	Verdamping (mm.jaar ⁻¹)										Grondwaterstand (cm -mv)									
	1971	1972	1973	1974	1975	1976*	Gem.	1971	1972	1973	1974	1975	1976*	Gem.						
1 Referentie I	434	467	368	459	456	289	412	198	164	153	144	163	229	175						
2 D = 20 cm	399	467	340	433	423	268	388	175	158	145	134	156	220	165						
3 D = 40 cm	466	467	396	484	487	311	435	207	180	160	153	170	240	185						
4 pF-wortelz. links	418	467	356	450	447	281	403	191	161	150	141	160	223	171						
5 pF-wortelz. rechts	447	467	378	470	467	300	422	204	168	155	148	166	234	179						
6 Hyst.factor 0,0	443	467	371	467	456	293	416	208	170	155	148	168	235	181						
7 Hyst.factor 1,0	418	467	324	427	450	263	391	181	153	144	140	156	229	167						
8 b gehalveerd	435	467	400	462	457	289	418	198	164	152	144	163	229	175						
9 b verdubbeld	431	467	367	458	454	287	411	196	163	152	144	162	228	174						
10 R _{pl} gehalveerd	434	467	368	461	456	290	413	198	164	153	144	163	229	175						
11 R _{pl} verdubbeld	432	467	368	458	455	287	411	196	164	153	144	163	228	175						
12 r _ψ spreiding links	427	454	365	448	448	285	405	193	159	151	141	161	227	172						
13 r _ψ spreiding rechts	435	467	369	462	457	290	413	198	164	153	145	163	229	175						
14 geen aparte k(θ)	430	467	360	453	450	289	408	170	163	145	133	146	191	158						
15 k(θ)-spreiding links	429	467	360	452	444	288	407	180	163	146	134	153	207	164						
16 k(θ)-spreiding rechts	438	467	382	472	476	295	422	241	171	171	171	190	283	205						
17 k(ψ _m) en θ(ψ _m)-links	431	467	364	456	452	286	409	194	151	151	143	163	228	174						
18 k(ψ _m) en θ(ψ _m)-rechts	435	467	370	460	457	291	413	199	153	153	144	164	230	176						
19 Pot. verdamping	586	467	589	513	638	669	577													

*270 dagen

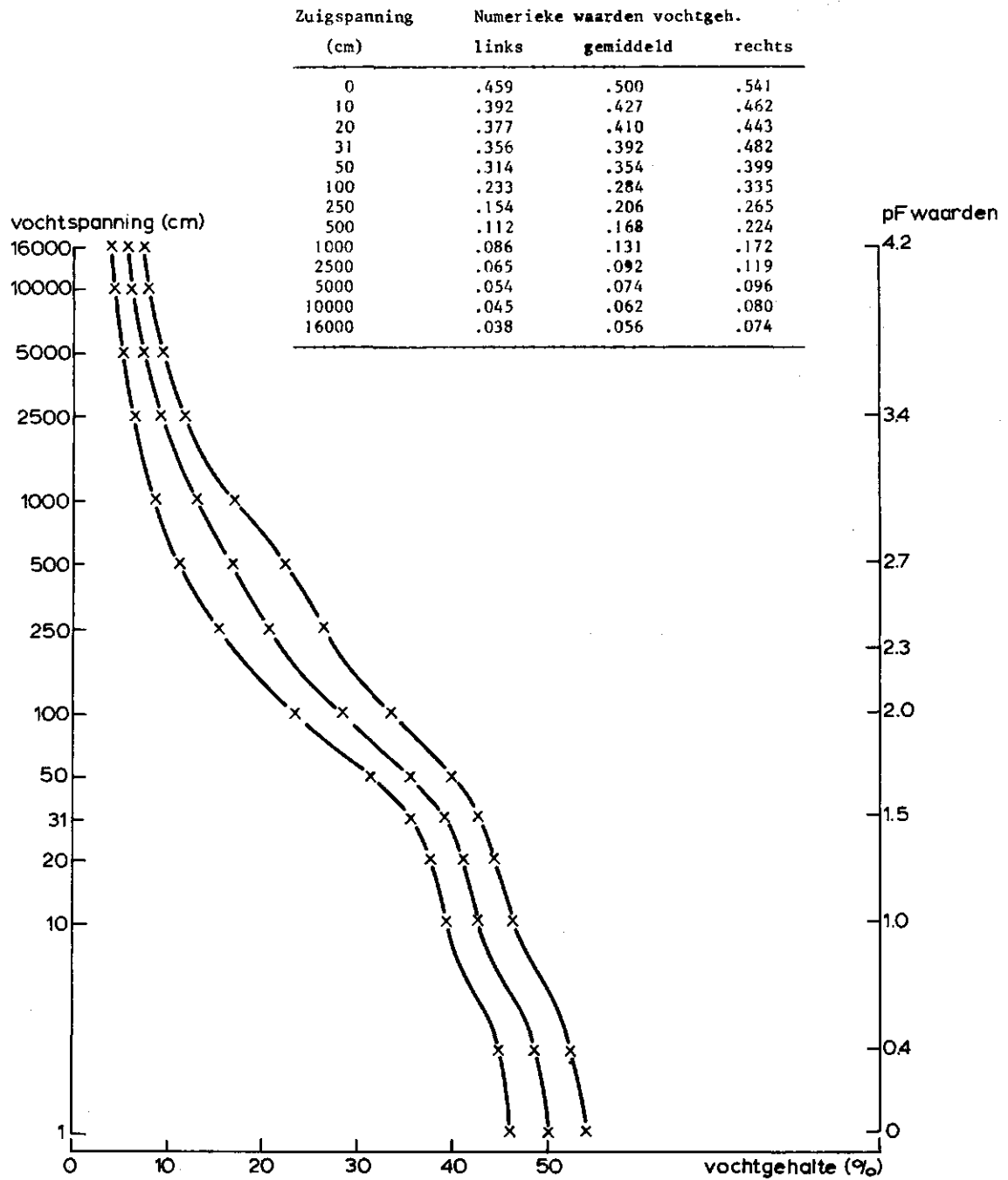


Fig. 8. De bij de gevoeligheidsanalyses gebruikte pF-curves van de bovengrond, ontleend aan de maximale spreiding van de waarnemingen (Stiboka, interne mededeling 8)

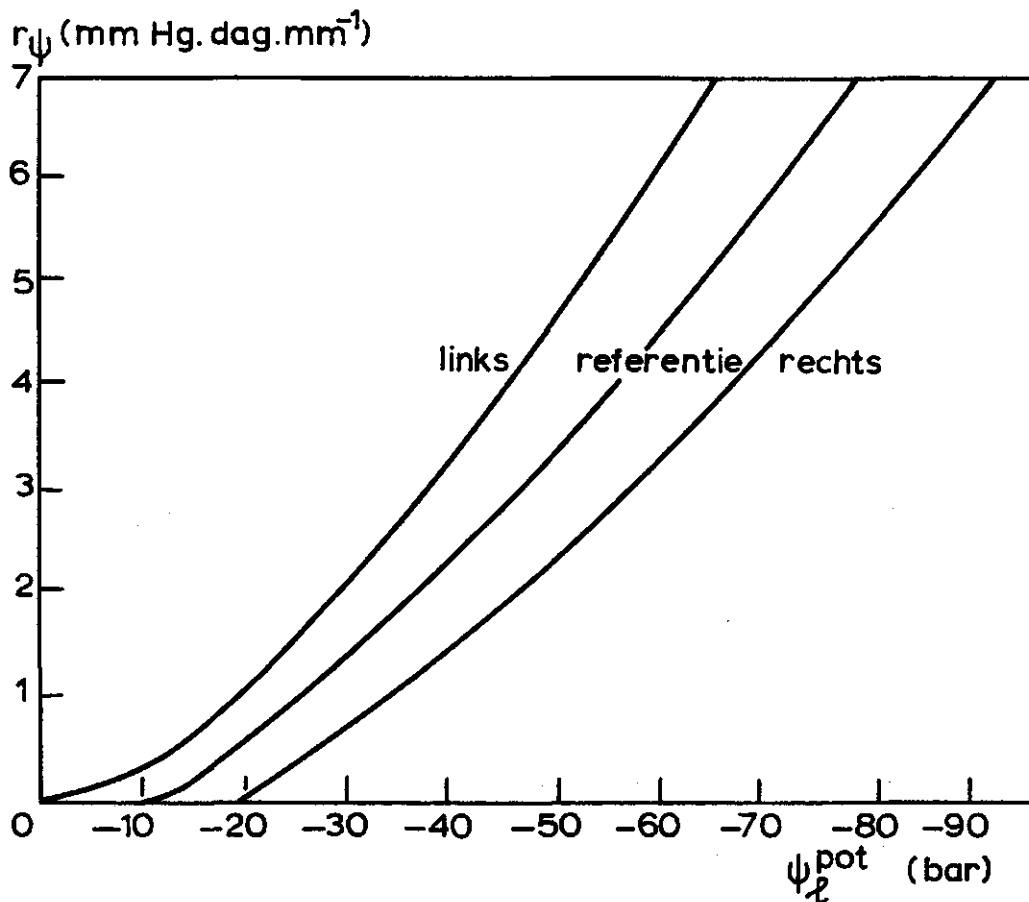


Fig. 9. Drie bij de gevoeligheidsanalyses gebruikte $r_{\psi}(\psi_1^{\text{pot}})$ -relaties (naar RIJTEMA, 1965)

$$\text{referentie: } r_{\psi} = -0,5 + \psi_1^{\text{pot}}(0,0433 + 0,000666 \psi_1^{\text{pot}}); r_{\psi} > 0$$

$$\text{links : } r_{\psi} = \psi_1^{\text{pot}}(0,045666 + 0,0009666 \psi_1^{\text{pot}})$$

$$\text{rechts : } r_{\psi} = -0,9666 + \psi_1^{\text{pot}}(0,037 + 0,000566 \psi_1^{\text{pot}}); r_{\psi} > 0$$

Bij tabel 4 kan een aantal opmerkingen worden geplaatst:

- De dikte van de wortelzone is een belangrijke parameter. Elke cm komt globaal overeen met 2,3 mm verdamping per jaar
- De bodemfysische parameters van de wortelzone (die de reservoir-eigenschappen ervan bepalen) hebben een duidelijke invloed
- De plantparameters b , r_{ψ} en R_{p1} hebben relatief weinig invloed
- De $k(\theta)$ -relaties van de ondergrond hebben weinig invloed op de verdamping maar wel een duidelijke invloed op de grondwaterstand

Zuigspanning (cm)	Numerieke waarden vochtgehalte		
	links	gemidd.	rechts
0	.363	.393	.423
10	.321	.352	.383
20	.314	.337	.369
31	.300	.328	.359
50	.267	.297	.328
100	.168	.208	.248
250	.086	.114	.146
500	.065	.094	.123
1000	.041	.068	.086
2500	.018	.037	.056
5000	.016	.030	.046
10000	.015	.026	.036
16000	.014	.024	.034

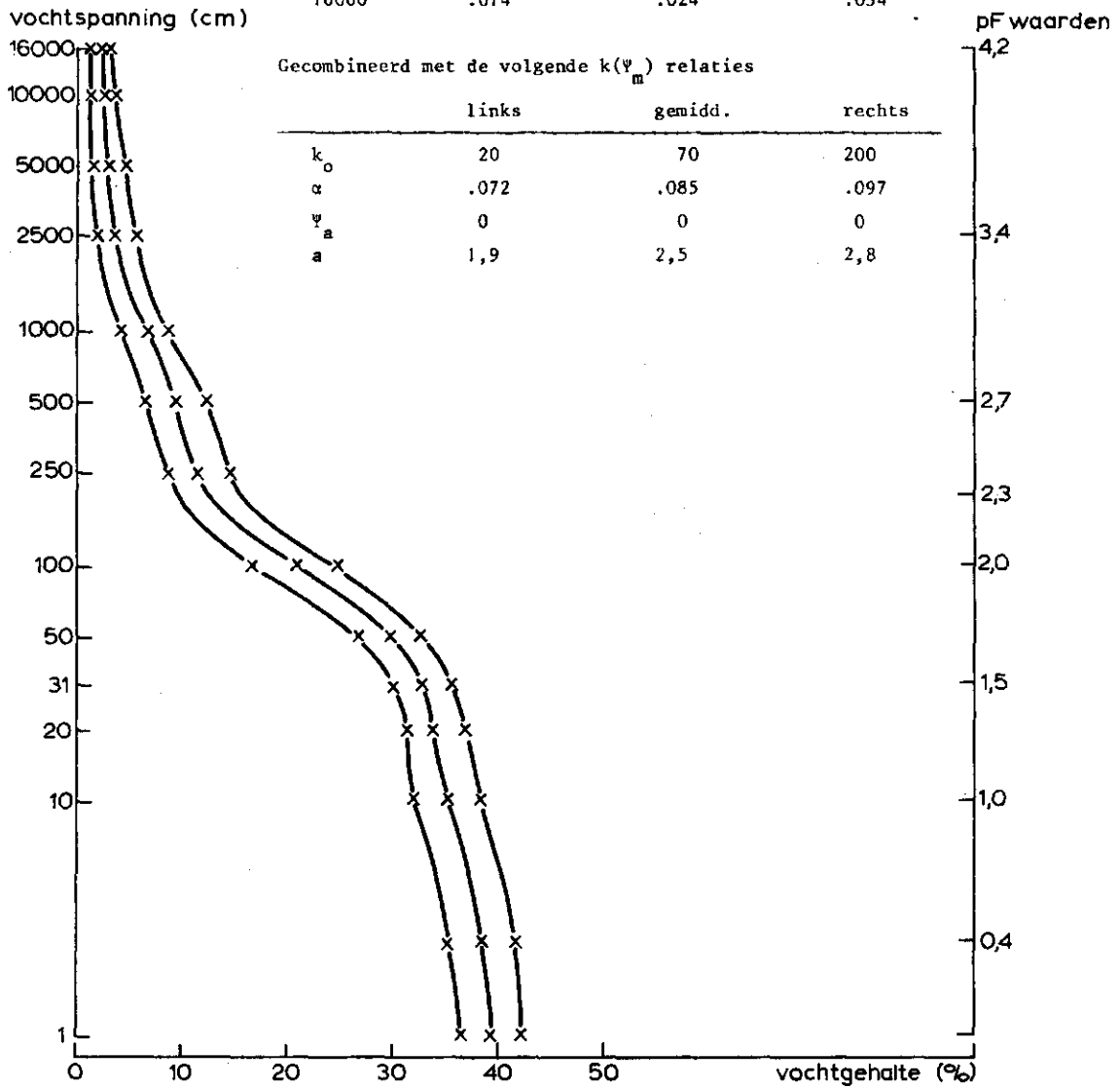


Fig. 10. De bij de gevoeligheidsanalyses gebruikte pF-curves van de bovenste 50 cm van de ondergrond, ontleend aan de maximale spreiding van de waarnemingen (Stiboka, interne mededeling 8) met bijbehorende $k(\psi_m)$ -relaties

- e. De pF - en $k(\psi_m)$ -relaties van de ondergrond hebben geen noemenswaardige invloed
- f. Behalve voor het hydrologisch jaar 1972 wijken de gevoeligheden voor de verschillende jaren onderling niet zo sterk af
- g. De algemene indruk is een relatieve ongevoeligheid van de meeste parameters.

De relatieve ongevoeligheid zou gedeeltelijk verklaard kunnen worden uit de lage gemiddelde grondwaterstand (175 cm -mv). Daarom zijn alle berekeningen nog eens herhaald maar nu met een andere $q(h)$ -relatie (resultierend in een hogere gemiddelde grondwaterstand) in de referentie-situatie. Deze nieuwe $q(h)$ -relatie wordt gegeven door $RL_1 = -0,30 \text{ cm.dag}^{-1}$, $RL_2 = 100,0 \text{ cm}$ en $RL_3 = 0,0 \text{ cm.dag}^{-1}$. Deze nieuwe referentie zal worden aangeduid met referentie-simulatie II. De resultaten van deze berekeningen worden gegeven in tabel 5. Omdat zich bij deze hogere gemiddelde grondwaterstand geen wegzijgingsprofiel ontwikkelt is de invloed van verandering in de $k(\theta)$ -relatie van de diepere ondergrond niet nagegaan.

Vergelijking van tabel 5 met tabel 4 leidt tot een aantal conclusies:

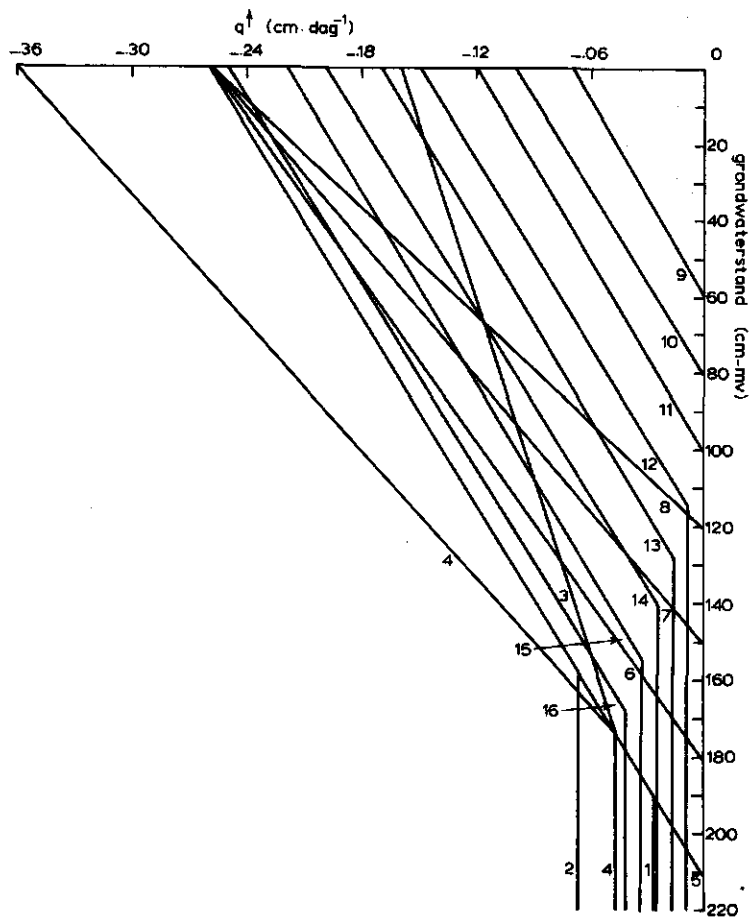
- de verdamping neemt toe
- de variatie in de grondwaterstand neemt af. De grotere gevoeligheid van q ten opzichte van h is hiervan de oorzaak
- de dikte van de wortelzone krijgt meer invloed (gemiddeld 2,7 mm per cm). De verkorting van de opstijging met 20 cm heeft bij hogere grondwaterstand meer invloed dan bij lage grondwaterstand
- de invloed van de bodemparameters van de wortelzone neemt af. De reservoirfunctie bij deze hogere grondwaterstand wordt minder urgent
- de invloed van de plantparameters blijft gering
- de invloed van de bodemparameters van de ondergrond blijft gering.

Door variatie in de $q(h)$ -relatie ten opzichte van de referentie-simulatie is het ook mogelijk de invloed van de grondwaterstand op de werkelijke verdamping na te gaan. In fig. 11 staan de verschillende $q(h)$ -relaties weergegeven waarmee simulaties zijn uitgevoerd. De resultaten ervan zijn weergegeven in tabel 6. Samen met de twee referentie-simulaties zijn er dus in totaal 18 verschillende $q(h)$ -relaties doorgerekend.

Tabel 5. Resultaten gevoeligheidsanalyses bij veranderde $q(h)$ -relatie

	Verdamping (mm.jaar ⁻¹)						Grondwaterstand (cm -mv)							
	1971	1972	1973	1974	1975	1976* Gem.	1971	1972	1973	1974	1975	1976* Gem.		
1 Referentie II	519	467	446	513	509	373	471	115	77	88	78	102	132	97
2 D = 20 cm	475	467	408	492	466	335	441	103	76	81	74	94	121	92
3 D = 40 cm	554	467	486	513	458	407	496	125	80	95	80	111	141	105
4 pF-wortelz. links	510	467	439	511	500	366	466	112	77	87	77	100	131	99
5 pF-wortelz. rechts	530	467	460	513	520	382	479	117	78	89	78	104	132	100
6 Hyst. factor 0,0	523	467	450	513	510	375	473	119	77	89	79	104	134	100
7 Hyst. factor 1,0	508	467	444	512	504	369	467	105	80	86	76	100	128	96
8 b gehalveerd	520	467	448	513	509	374	472	115	77	88	78	102	132	99
9 b verdubbeld	516	467	446	512	506	371	470	114	77	88	78	102	131	98
10 R _{p1} gehalveerd	520	467	447	513	509	374	472	115	77	88	78	102	132	99
11 R _{p1} verdubbeld	517	467	447	512	507	372	471	114	77	88	78	102	132	99
12 r _ψ spreiding links	512	458	444	493	501	369	463	113	76	87	75	100	130	97
13 r _ψ spreiding rechts	520	467	447	513	509	374	472	115	77	88	78	102	132	99
14 Geen aparte k(θ)	528	467	460	513	520	385	479	112	78	88	75	101	128	97
15 k(ψ _m) en θ(ψ _m)-links	513	467	442	513	503	366	467	112	77	86	77	99	127	96
16 k(ψ _m) en θ(ψ _m)-rechts	521	467	448	513	510	376	473	116	77	88	79	103	134	100

*270 dagen



		RL ₁	RL ₂	RL ₃		RL ₁	RL ₂	RL ₃	
Afvoerrelatie	1	-.26	210	-.025	Afvoerrelatie	9	-.07	60	0
"	2	-.26	210	-.025	"	10	-.10	80	0
"	3	-.16	243	.045	"	11	-.12	100	0
"	4	-.36	200	0	"	12	-.15	120	-.008
"	5	-.26	210	0	"	13	-.17	140	-.016
"	6	-.26	180	0	"	14	-.20	160	-.024
"	7	-.26	150	0	"	15	-.22	180	-.032
"	8	-.26	120	0	"	16	-.25	200	-.040

Fig. 11. De bij de analyses van de invloed van de grondwaterstand op de verdamping gebruikte $q(h)$ -relaties

Tabel 6. Resultaten gevoeligheidsanalyses naar verschillende afvoerrelaties en modelaannames

	Verdamping (mm.jaar ⁻¹)						Grondwaterstand (cm -mv)							
	1971	1972	1973	1974	1975	1976* Gem.	1971	1972	1973	1974	1975	1976* Gem.		
1 Afvoerrelatie 1	436	467	369	462	457	291	414	182	159	144	130	151	186	159
2 "	428	467	355	451	454	282	406	249	267	207	176	206	343	241
3 "	436	467	384	478	491	296	425	196	162	135	121	145	228	165
4 "	433	467	362	452	442	289	408	200	168	163	160	181	239	185
5 "	436	467	369	462	457	291	414	182	159	144	129	151	182	158
6 "	443	467	383	475	464	345	430	161	136	126	111	134	163	139
7 "	451	467	399	489	477	325	435	139	112	107	94	116	145	119
8 "	472	467	434	511	501	357	457	124	90	92	82	105	134	105
9 "	475	467	589	513	551	428	503	122	34	61	50	83	122	79
10 "	475	467	492	513	546	414	485	122	42	63	53	87	125	82
11 "	475	467	482	499	539	399	477	122	56	68	60	90	128	87
12 "	468	467	463	513	526	374	467	129	75	77	68	98	135	97
13 "	458	467	437	509	512	349	455	137	95	90	80	107	143	109
14 "	449	467	408	496	493	324	440	154	114	104	93	117	153	123
15 "	443	467	390	478	475	313	428	165	131	121	107	133	182	140
16 "	437	467	375	468	461	295	417	185	152	141	131	150	218	163
Invloed modelaannames														
Referentie I														
17 Geen red.door onv.toevoer	441	467	386	461	462	309	421	198	164	153	144	163	229	175
18 Tot. pF = 4,2 geen red.	436	467	369	464	458	291	414	199	165	153	145	164	230	176
Referentie II														
19 Geen red.door onv.toevoer	520	467	456	513	510	388	476	115	77	88	78	102	132	99
20 Tot. pF = 4,2 geen red.	522	467	450	513	511	376	473	116	77	88	78	103	132	99

In fig. 12 staan de gemiddelde grondwaterstand en de gemiddelde werkelijke verdamping over de simulatieperiode tegen elkaar uitgezet.

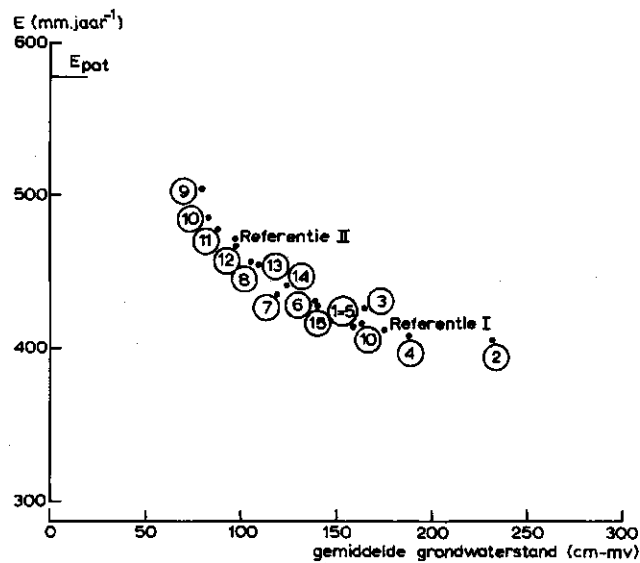


Fig. 12. De invloed van de grondwaterstand op de verdamping
Hydrologische jaren 1971 t/m 1976
1 = afvoerrelatie 1 uit tabel 5

Hieruit blijkt duidelijk dat referentie-simulatie I zich bevindt in het ongevoelige traject voor grondwaterstandsverandering. Referentie-simulatie II daarentegen ligt wel in het gevoelige traject.

De grondwaterstand blijkt dus een duidelijke invloed te hebben op de werkelijke verdamping, vooral bij waterstanden hoger dan 150 cm -mv. Dit resultaat kan als een belangrijk gegeven worden beschouwd: immers bij gebrek aan goede verdampingsgegevens worden modelberekeningen vaak geijkt op grondwaterstanden.

De invloed van de grondwaterstand op E blijkt voor het gevoelige jaar 1973 nog duidelijker te zijn. Fig. 13 toont dit zonder meer aan. Opvallend is verder dat ondanks zeer verschillende $q(h)$ -relaties voor deze situatie een vrij eenduidig verband wordt gevonden tussen grondwaterstand en werkelijke verdamping.

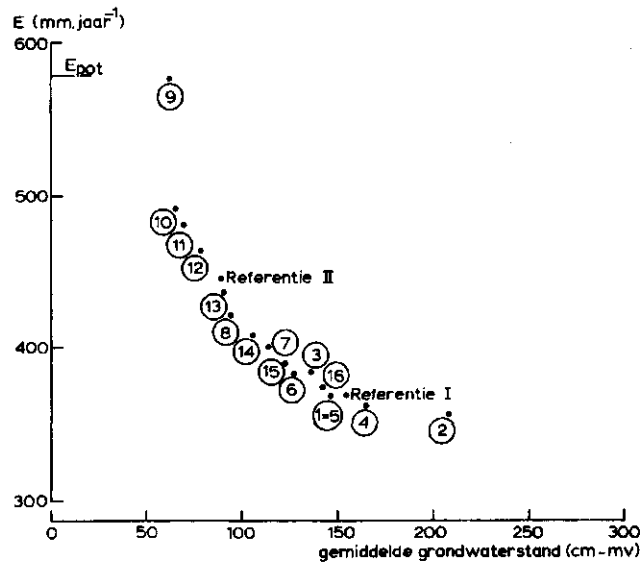


Fig. 13. De invloed van de grondwaterstand op de verdamping
Hydrologisch jaar 1973

1 = afvoerrelatie 1 uit tabel 5

Tenslotte is nagegaan wat de consequenties zijn van enkele voor het model GELGAM typische modelaannames. In het model kan de verdamping op twee manieren worden gereduceerd, namelijk:

- bij een bodemvocht potentiaal van $-16\ 000$ cm (maximale uitdrogingsgrens) is de werkelijke verdamping maximaal gelijk aan de neerslag plus de capillaire aanvoer naar de wortelzone
- afhankelijk van de bodemvocht potentiaal kan voor elke tijdstap de werkelijke verdamping worden berekend volgens de formule van Monteith-Rijtema (vergel. (25)), waarbij eveneens bij een bodemvocht potentiaal lager dan $-16\ 000$ cm geen wateropname meer mogelijk is.

Welke van deze twee factoren bepalend is voor de werkelijke verdamping, wordt in het model op iteratieve wijze bepaald.

Wat is nu de invloed op E en grondwaterstand indien het model zodanig wordt gewijzigd dat in het ene geval de verdamping uitsluitend wordt bepaald door de reductie volgens de formule van Monteith-Rijtema (dus de gevraagde hoeveelheid kan door neerslag plus capillaire aanvoer worden gedekt) of in het andere geval dat tot $\Psi_m = -16\ 000$ cm de verdamping potentieel is en bij $\Psi_m = -16\ 000$ cm gelijk aan neerslag plus capillaire aanvoer.

Beide wijzigingen zijn zowel voor referentie-simulatie I als II doorgerekend. De eerste modelwijziging geeft slechts 9 respectievelijk 5 mm verhoging van de gemiddelde verdamping per jaar gedurende de simulatieperiode. De tweede modelwijziging geeft nog minder verschil te zien: 2 mm verhoging voor beide situaties.

De reductie in verdamping volgens de formule van Monteith-Rijtema is kennelijk ongeveer gelijk aan de reductie als gevolg van onvoldoende watertoevoer.

De algemene conclusie die uit de gevoeligheidsanalyses met betrekking tot de werkelijke verdamping getrokken zou kunnen worden is dat de verdamping voornamelijk wordt bepaald door parameters die de grootte van het reservoir gevormd door de wortelzone bepalen en de afstand tot het grondwater. Wijzigingen in de bodemfysische eigenschappen van de ondergrond hebben verrassend weinig invloed. Ook parameters en modelaannames die het opname-gedrag bepalen zijn van minder belang. Zij kunnen wel invloed uitoefenen op het verloop van de verdamping in de tijd maar bij berekeningen over een langere periode is hiervan weinig terug te vinden.

Benadrukt moet hier echter worden dat de gevoeligheidsanalyses slechts uitgevoerd zijn voor twee situaties met waarden voor bodem- en plantparameters die alleen gelden voor grasland op knooppunt 59 van het modelgebied 't Klooster. In principe zijn er 'oneindig' veel referentie-situaties te bedenken met misschien geheel andere uitkomsten van de gevoeligheidsanalyses.

8. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Aanleiding tot het schrijven van dit rapport vormde het verzoek van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland een bijdrage te leveren aan het Deelrapport 'Verdamping en gewasproductie'. Deze bijdrage zou dan vooral moeten dienen als toelichting op het gedeelte van het simulatiemodel GELGAM dat betrekking heeft op de berekening van potentiële en werkelijke verdamping.

Hiervan uitgaande werd eerst het verdampingsproces in algemene termen beschreven. Daarbij kwam de nadruk te liggen op de samenhang die bestaat tussen bodem, plant en atmosfeer. Het transportproces van water van bodem naar atmosfeer werd vereenvoudigd via opsplitsing van de transportweg in een aantal trajecten. Door combinatie van de hierbij gevonden relaties met de energiebalansvergelijking kon bij zekere aannames de Monteith-Rijtema formule voor gewasverdamping worden afgeleid. Aangegeven werd verder hoe deze formule ook gebruikt kan worden voor de berekening van de verdamping van een niet volledig door een gewas begroeid oppervlak en hoe interceptie in rekening gebracht kan worden. Vervolgens werden specifieke relaties, zoals gebruikt in het GELGAM-model, in een apart hoofdstuk weergegeven. Met behulp van dit model werden ook gevoeligheidsanalyses uitgevoerd. Hierbij werd gras op één bepaald knooppunt van het modelgebied rond het pompstation 't Klooster als uitgangspunt gekozen.

Bij deze gevoeligheidsanalyses kwam naar voren dat de potentiële verdamping duidelijk wordt beïnvloed door alle onderzochte meteorologische en plantparameters. In jaren waarin de werkelijke verdamping lager is dan de potentiële, wordt de werkelijke verdamping slechts in geringe mate bepaald door de potentiële verdamping maar hoofdzakelijk door de totale beschikbare hoeveelheid vocht. Het al of niet gemakkelijk beschikbaar zijn van deze totale hoeveelheid vocht, die vooral werd bepaald door de dikte van de wortelzone en de diepte van de grondwaterstand heeft ook slechts een geringe invloed op de werkelijke verdamping.

Aangezien de gevoeligheidsanalyses uitgevoerd werden voor twee specifieke situaties moeten de bovenstaande conclusies met de nodige voorzichtigheid worden gezien.

In het model GELGAM worden werkelijke verdampingen uitgedrukt ten opzichte van de potentiële verdamping. Het is daarom van het grootste belang dat zowel potentiële als werkelijke verdamping op de juiste manier worden berekend. Dit kan echter alleen worden getoetst indien goede praktijkwaarnemingen beschikbaar zijn. Met name gegevens over de potentiële verdamping zijn nauwelijks beschikbaar. Het is mijns inziens dan ook noodzakelijk dat hiervoor in de toekomst

een oplossing wordt gevonden. Met behulp van goede proef-
veldgegevens zouden de conclusies die volgen uit bijvoorbeeld de
gevoeligheidsanalyses een meer dan theoretische betekenis krijgen.

Voorlopig echter kan al wel worden aangegeven waarop bij
eventuele verbeteringen van het verdampingsgedeelte van het model
GELGAM gelet dient te worden. Dat zijn:

- a. Gevolgen van wateroverlast op de verdamping
- b. Een betere benadering van het begrip wortelzone
- c. Interceptie
- d. De aanname dat de plant na een droogteperiode zich direkt en
volledig herstelt
- e. De aanname dat de invloed van verdampingsredukties in elk groei-
stadium gelijk is.
- f. De invloed van een toename in verdamping in een gebied door
menselijk ingrijpen op de potentiële verdamping.

Uit deze opsomming moge nogmaals blijken dat verdampingsonder-
zoek in de toekomst noodzakelijk blijft.

LITERATUUR

- BRUIN, H.A.R. DE en W. KOHSIEK, 1979. Toepassingen van de Penman formule. Deel I van rapport 'Verdamping en gewasgroei' ten behoeve van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland
- COWAN, I.R., 1963. Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. *J. Appl. Ecol* 2 : pp.221-239
- FEDDES, R.A., 1971. Water, heat and crop growth. *Mededelingen Landbouwhogeschool* 71-12: pp.184
- _____ and P.E. RIJTEMA, 1972. Water withdrawal by plant roots. *Journ. of Hydrology* 17: pp. 33-59
- _____ and H. Zaradny, 1977. Numerical model for transient water flow in non-homogeneous soil-root systems with groundwater influence
- KLAASSEN, W. and G.J.A. NIEUWENHUIS, 1978. Estimation of the regional evapotranspiration from remotely sensed crop surface temperatures. Part II: Arable Land. *ICW-Nota* 1057: pp.29
- KOZLOWSKI, T.T., 1968. Water deficits and plant growth (ed). Vol. I: Development, Control and Measurement. Londen en New York, Acad. Press: pp. 390
- MONTEITH, J.L., 1965. Evaporation and Environment. *Proc. Symp. Soc. Exp. Biol.* 19: pp 205-234
- _____ 1976. Vegetation and the atmosphere (ed). Vol. I: Principles London-New York-San Francisco, Acad. Press: pp.278
- MORTON, F.I., 1978. Estimating evaporation from potential evaporation: Practicality of an Iconoclastic approach. *Journal of Hydrology* 38. pp. 1-32
- PHILIPS, R., 1979. De invloed van een plantendek op de hydrologische kringloop. Ingenieurs-scriptie L.H.-Wageningen
- PIERRE, W.H. et al., 1965. Plant environment and efficient water use (eds): *Am.Soc. of Agronomy and Soil Sc. Soc. of America*: pp. 295
- RITCHIE, J.T., 1973. Influence of soil water status and meteorological conditions on evaporation from a corn canopy. *Agronomy Journal* 65: pp. 893-897

- RIJTEMA, P.E., 1965. An analysis of actual evapotranspiration. Agr. Res. Rep. 659: pp. 107
- _____ and H. ABOUKHALED, 1975. Crop Water Use In: A. Aboukhaled et.al. Research on crop water use, salt affected soils and drainage in the Arab Republic of Egypt, a review with recommendations. F.A.O., Near East Office, Cairo: pp. 5-57
- SLATYER, R.O., 1967. Plant-water relationships. Experimental Botany; an Intern series of Monographs. Vol. II. Londen en New York, Acad. Press: pp. 366
- _____ 1973. Plant response to climatic factors (ed). Proceedings of the Uppsala Symposium, Unesco, Paris: pp. 177-308 en 449-571
- SOER, G.J.R., 1977. Estimating regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature. ICW-nota 1003: pp.30
- YANG, S.J. and E. DE JONG, 1972. Effect of aerial environment and soil water potential on the transpiration and energy status of water in Wheat plants. Agronomy Journal 64: pp. 571-578.

Lijst van symbolen

Symbool	Beschrijving	SI eenh.	GELGAM eenh.
b	geometrie factor wortelsysteem	m	bar
C	waterdamp concentratie	kg H ₂ O.m ⁻³	
c _p	Spec. warmtecapaciteit van de lucht, bij constante druk	J.kg ⁻¹ .K ⁻¹	
E	(werkelijke) verdamping	kg.m ⁻² .s ⁻¹	mm.dag ⁻¹
E' _a	aerodynamische verdamping		mm.dag ⁻¹
E _I	interceptie verdamping	kg.m ⁻² .s ⁻¹	
E _{nat}	verdamping van een nat oppervlak	kg.m ⁻² .s ⁻¹	mm.dag ⁻¹
E _{pot}	potentiële verdamping	kg.m ⁻² .s ⁻¹	mm.dag ⁻¹
e	dampspanning	Pa	
e _{int}	dampspanning in intercellulaire holtes	Pa	
e _o , e(z)	dampspanning aan grensvlak, resp. op hoogte z	Pa	
e _s	verzadigde dampspanning	Pa	mm.Hg
f(1,u)	waterdamp transport coëfficiënt		mm.dag ⁻¹ .mm.Hg ⁻¹
g	versnelling van de zwaartekracht	m.s ⁻²	
h	hoogte grondwaterspiegel	m t.o.v. referentievlak	m t.o.v. referentievlak
I	gemiddelde stralingsintensiteit		cal.cm ⁻² .min ⁻¹
i	nummer van de dag van het jaar		-
K [↓]	inkomende kortgolvlige straling	W.m ⁻²	
K [↓] _c	inkomende kortgolvlige straling aan aardoppervlak op heldere dagen	W.m ⁻²	cal.cm ⁻² .dag ⁻¹
k, k(Ψ _m)	verzadigde resp. onverzadigde hydraulische doorlatendheid	m.s ⁻¹	cm.dag ⁻¹
L	verdampingswarmte van water	J.kg ⁻¹	10 ⁻¹ cal.cm ⁻³
L [↑]	uitgaande langgolvlige straling	W.m ⁻²	cal.cm ⁻² .dag ⁻¹
l	gewashoogte		cm
N	maximum tijd lengte aan zonschijnduur per dag	s	uur
n	werkelijke tijd lengte aan zonschijn per dag	s	uur

Lijst van symbolen (vervolg)

Symbool	Beschrijving	SI eenh.	GELGAM eenh.
Q^*	netto straling	$W.m^{-2}$	$cal.cm^{-2}.dag^{-1}$
q	flux	$m^3.m^{-2}.s^{-1}$	
R_{pl}	plantweerstand	s	$bar.dag.cm^{-1}$
R_s	bodemweerstand	s	
R_v	relatieve luchtvochtigheid op 2 m hoogte		-
r_a, r_{aw}, r_{ah}	aerodynamische weerstand, aerodyn. weerstand voor waterdamptransport resp. warmtetransport	$s.m^{-1}$	$mm\ Hg.dag.mm^{-1}$
r_c	diffusieweerstand afh. van de bodembedekking	$s.m^{-1}$	$mm\ Hg.dag.mm^{-1}$
r_s	stomatale diffusieweerstand van het gewas	$s.m^{-1}$	$mm\ Hg.dag.mm^{-1}$
r_l	lichtafhankelijke diffusieweerstand	$s.m^{-1}$	$mm\ Hg.dag.mm^{-1}$
r_ψ	diffusieweerstand afh. van de bladwater potentiaal	$s.m^{-1}$	$mm\ Hg.dag.mm^{-1}$
S_c	bodembedekkingsgraad	-	-
T	temperatuur op 2 m hoogte		$^{\circ}C$
$T_o, T(z)$	temperatuur op resp. grensvlak en op hoogte z	K	
t	lengte van de periode waarover verdamping wordt berekend		dag
u	windsnelheid op 2 m hoogte		$m.s^{-1}$
z	verticale afstand vanaf referentievlak	m	
z_r	worteldiepte	m	cm
α	reflectie-coëfficiënt	-	-
γ	psychrometer constante	$bar.K^{-1}$	$mm\ Hg.^{\circ}C^{-1}$
Δ	helling temperatuur-verzadigde dampspanningscurve	$bar.K^{-1}$	$mm\ Hg.^{\circ}C^{-1}$
ϵ	verhouding mol.gewicht waterdamp en droge lucht	-	
θ	volumetrisch vochtgehalte	$m^3.m^{-3}$	$m^3.m^{-3}$

Lijst van symbolen (vervolg)

Symbool	Beschrijving	SI eenh.	GELGAM eenh.
Ψ	hydraulische potentiaal	m	
Ψ_l	bladwater potentiaal	m	bar
Ψ_l^{pot}	bladwater potentiaal bij pot. verdamping	m	bar
Ψ_m	matrix potentiaal van het bodem- vocht in de onverzadigde zone	m	cm
Ψ_r	hydr. potentiaal op het grensvlak bodem-wortel	m	
Ψ_s	hydr. potentiaal in de wortelzone	m	cm

