NN31545.0286

INSTITUUT VOOR CULTUURTECHNIEK EN WATERHUISHOUDING

NOTA 286, d.d. 2 februari 1965

De invloed van een aantal milieufactoren op de werkelijke verdamping

ir. P. E. Rijtema

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.
Aan gebruikers buiten het Instituut wordt verzocht ze niet in publikaties te vermelden.
Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut in aanmerking.

1783895

CENTRALE LANDBOUWCATALOGUS
0000 0917 8761

1. Inleiding

De verdamping van een vrij wateroppervlak is alleen afhankelijk van meteorologische factoren als straling temperatuur, relatieve vochtigheid en windsnelheid. De verdamping van een begroeide grond is behalve van deze meteorologische factoren ook afhankelijk van factoren, die betrekking hebben op de ontwikkeling van het gewas en de beschikbaarheid van het bodemvocht. Om deze reden is het begrip potentiële verdamping ingevoerd, dat wordt gedefinieerd als de verdamping van een uitgestrekt oppervlak met een kort groen gewas met een uniforme hoogte, dat volledig de grond bedekt en actief groeit onder omstandigheden van optimale vochtvoorziening. Om de verdamping van gewassen met andere eigenschappen te bepalen moet de waarde van de potentiële verdamping met een gewasfactor worden vermenigvuldigd.

De methode van Penman gaat voor de berekening van de potentiële verdamping uit van de berekende verdamping van een vrij wateroppervlak welke waarde moet worden vermenigvuldigd met een empirische reductiefactor. Tengevolge van de gewasontwikkeling en een eventueel optredend vochttekort heeft de gewasverdamping onder veel omstandigheden geen eenvoudig verband met de verdamping van een vrij wateroppervlak. Om deze reden is het noodzakelijk de factoren die de werkelijke verdamping bepalen in beschouwing te nemen. Deze voornaamste factoren zijn:

a. het waterdamptransport van de lagen dicht bij het verdampend oppervlak naar hoger gelegen luchtlagen;
b. de energie beschikbaar voor de verdamping van water;
c. de geometrie van het verdampend oppervlak, waarbij inbegrepen de opening van de huidmondjes in verband met het waterdamptransport van de intercellulaire holten naar de externe atmosfeer;
d. de wateraanvoer naar het verdampend oppervlak.

De factoren, die onder a en b zijn gegeven zijn afhankelijk van de meteorologische factoren, die ook de verdamping van een vrij wateroppervlak beheersen ofschoon ze verschillen tengevolge van een verschil in ruwheid van het verdampend oppervlak alsmede het verschil in reflectie. De factoren genoemd onder c en d zijn naast geometrische aspecten afhankelijk van plantenfysiologische en bodemfysische eigenschappen.

Elk van de genoemde factoren kan een beperking voor de grootte van de verdamping geven, zodat al deze factoren bij de bestudering van de werkelijke verdamping in rekening moeten worden gebracht. De analyse van veldgegevens wordt echter aanzienlijk bemoeilijkt door de interceptie van neerslag.

In deze nota zal vooral aandacht worden geschonken aan de invloed van de factoren c en d op de werkelijke verdamping en het storend effect van de interceptie.

2. De meteorologische aspecten van de verdamping

Het waterdamptransport van het verdampend oppervlak naar hoger gelegen luchtlagen wordt beheerst door de dampspanningsgradiënt, de turbulentie van de luchtstroom en de ruwheid van het verdampend oppervlak.

De verticale verdeling van de windsnelheid kan onder adiabatische omstandigheden van de atmosfeer door een logaritmische functie van de hoogte worden beschreven. Bij andere atmosferische omstandigheden geeft een machtsfunctie van de hoogte een beter resultaat.

Als de waarden van de ruwheidshoogte (z_o) en de nulvlaksverplaatsing (d) bekend zijn, is het meten van de windsnelheid en de dampspanning op twee hoogten boven het gewas voldoende om de verdamping te berekenen. Worden nu de metingen op 2 m standaardhoogte als het ene meetniveau aangenomen en de waarden op het nulvlak van de windsnelheid als tweede meetniveau, dan ontstaat de volgende vergelijking van het Daltontype voor de verdamping

$$E = f(z_o,d) \;.u.\; (e_s-e_a) \text{ mm dag}^{-1} \qquad (1)$$

hierin is u de windsnelheid op 2 m hoogte in m sec^{-1} , e_s en e_a de dampspanning in mm H_g op het nulvlak en op 2 m hoogte.

De waarde van $f(z_o,d)$ is afhankelijk van de gewashoogte en de windsnelheid. Bij toenemende hoogte wordt het gewas ruwer waardoor z_o toeneemt, terwijl ook de waarde van de nulvlaksverplaatsing d toeneemt. De afhankelijkheid van de windsnelheid wordt veroorzaakt door het feit, dat bij lage windsnelheden de bladeren heen en weer bewegen, waardoor het oppervlak aerodynamisch ruwer wordt, terwijl de bladeren bij hoge windsnelheden een positie evenwijdig aan de stromingsrichting van de bewegende lucht aannemen, waardoor het oppervlak aerodynamisch gladder wordt. Bij de analyse van de lysimetergegevens betreffende gras is de waarde van $f(z_o,d)$ gesteld als het product van een functie van de gewashoogte en een functie van de windsnelheid, zodat de volgende vergelijking is aangenomen

$$f(z_o,d) = g(l).\; h(u) \qquad (2)$$

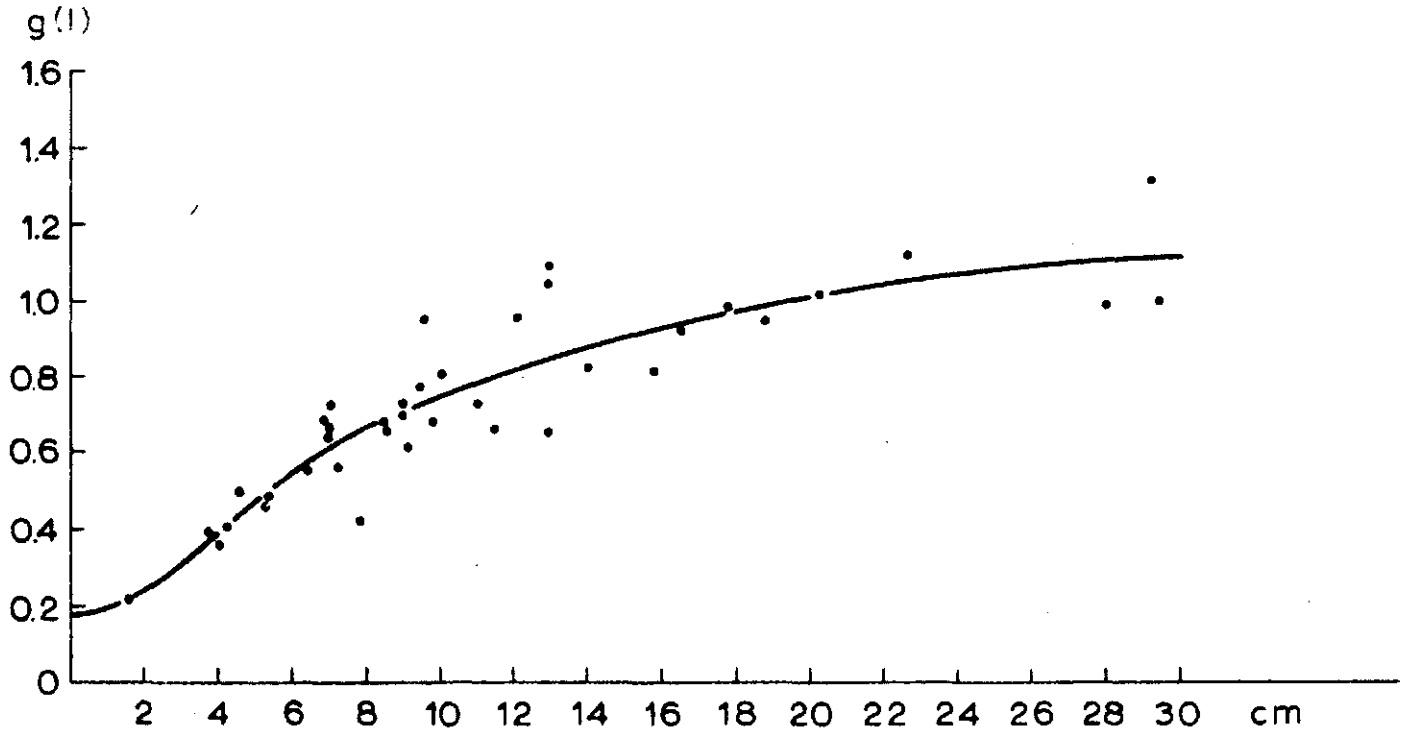


Fig. 1. **Het verband tussen g(1) en de gewashoogte bij een windsnelheid op 2 m hoogte van 1.75 m/sec**

63 c 175.4/7 c

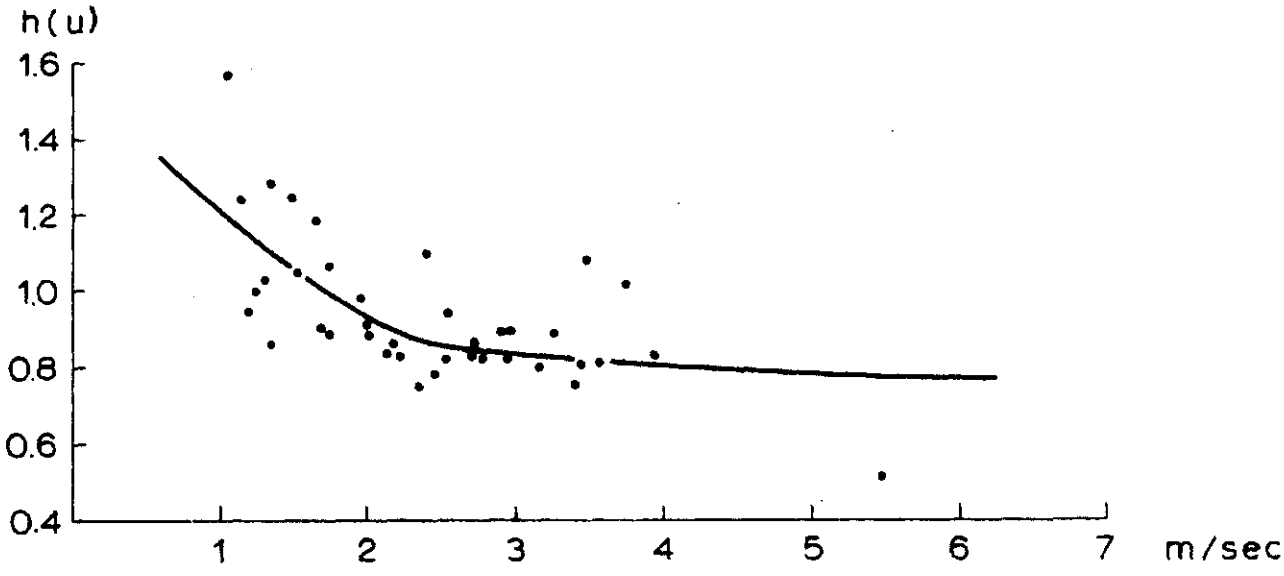


Fig. 2a. Het verband tussen h(u) en de gemiddelde windsnelheid op 2 meter hoogte, bepaald uit de lysimetergegevens

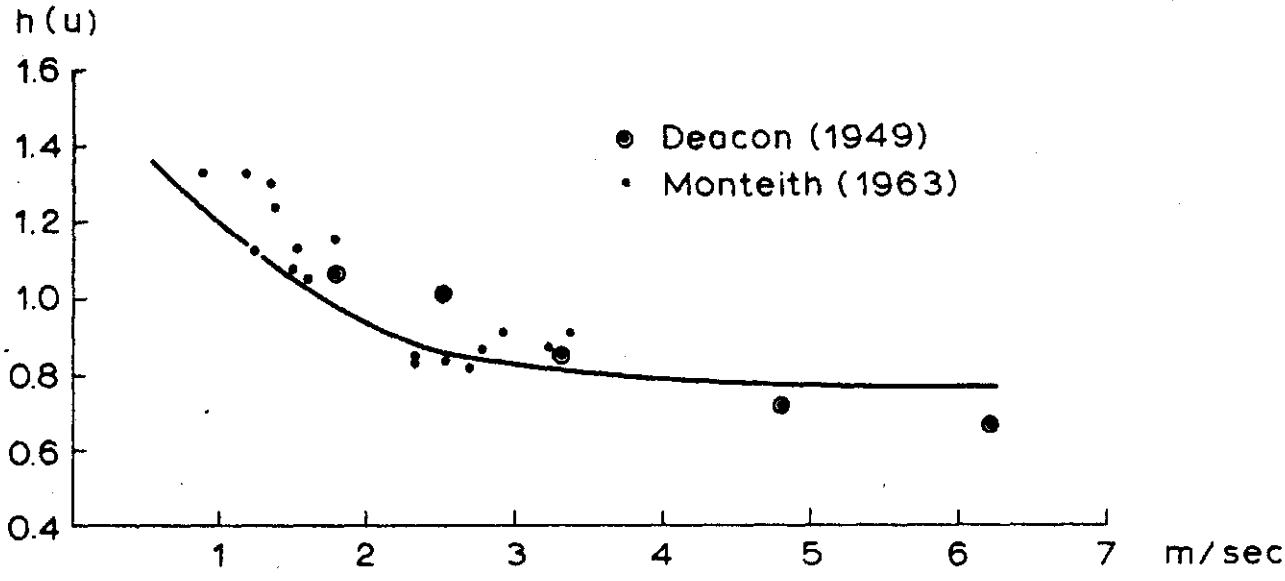


Fig. 2 b. Het verband tussen h(u) en de windsnelheid op 2 m hoogte, berekend uit gegevens van Deacon (1949) en Monteith (1963). De curve is afkomstig uit fig. (2a)

In figuur 1 is het verband weergegeven tussen g(1) en de gewashoogte voor een gemiddelde windsnelheid van 1,75 m sec.$^{-1}$. In figuur 2a is het verband weergegeven tussen h(u) en de windsnelheid, zoals deze uit de analyse van de gegevens is bepaald. In figuur 2b is dezelfde relatie weergegeven zoals berekend op grond van literatuurgegevens voor gras met een gewashoogte van 60 tot 75 cm. De curve die in figuur 2b is getrokken is afkomstig uit figuur 2a. De overeenstemming met de literatuurgegevens blijkt ondanks het grote verschil in gewashoogte redelijk te zijn.

Verdamping is de overgang van de vloeibare fase naar de dampfase, waarvoor een zekere hoeveelheid energie nodig is. Het probleem bij de energiebalans is het meten van de alle andere termen van de balans, waarbij de verdamping als restterm overblijft. Bij verwaarlozing van de energie gebruikt voor fotosynthese en de warmteberging in het gewas kan deze balans als volgt worden weergegeven:

$$H_{nt} = (1-r)\, H_{sh} - {}^{nt}H_{lo} = LE + K + S \qquad (3)$$

hierin is H_{nt} de netto straling, H_{sh} de totale kortgolvige zonne- en hemelstraling, ${}^{nt}H_{lo}$ de netto langgolvige straling, LE de energie gebruikt voor verdamping, K de warmte afgifte naar de atmosfeer tengevolge van temperatuurgradiënten, S de warmte afgifte naar de grond en r is de reflectie coëfficiënt van het verdampend oppervlak voor de totale kortgolvige straling.

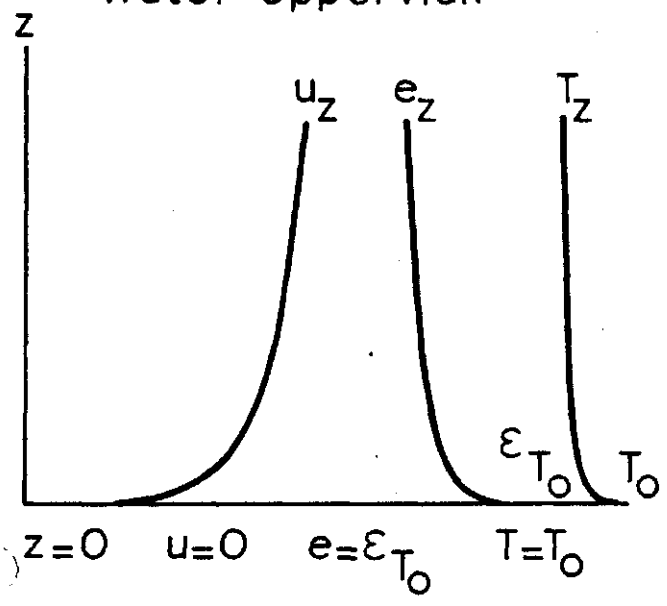
In balansperioden van een aantal dagen wordt de warmteberging in de grond relatief klein ten opzichte van de nettostraling, waardoor deze term in de energiebalans mag worden verwaarloosd. Het probleem wordt dan teruggebracht tot het scheiden van twee overblijvende termen. De verdeling van de netto energie tussen beide componenten kan tot stand worden gebracht met behulp van de Bowenverhouding

$$\beta = \frac{K}{LE} = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \qquad (4)$$

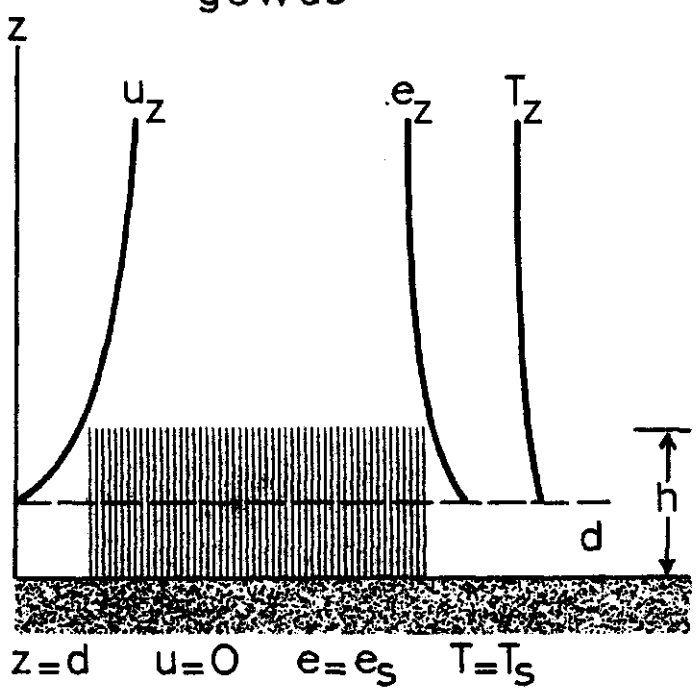
hierin is γ de psychrometer constante, T_s en T_a respectievelijk de oppervlakte- en luchttemperatuur, e_s en e_a respectievelijk de dampspanning aan het oppervlak en in de lucht.

Door combinatie van beide vergelijkingen voor de verdamping kunnen in principe de oppervlakte temperatuur en de dampspanning aan het oppervlak voor een vrij wateroppervlak worden geëlimineerd, volgens de door Penman geïntroduceerde

a



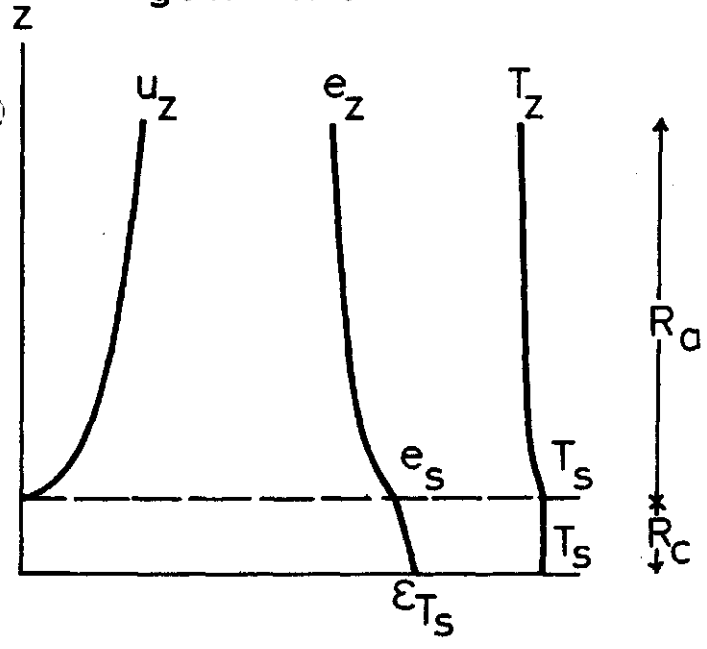
b



d=nulvlakverplaatsing

h=gewashoogte

c



$$E = f(z_o, d)\, u\, (e_s - e_z)$$

$$= \frac{e_s - e_z}{R_a} = \frac{\varepsilon_{T_s} - e_s}{R_c} = \frac{\varepsilon_{T_s} - e_z}{R_a + R_c}$$

techniek. Deze eliminatiemethode berust op het feit dat op het nulvlak van een vrij wateroppervlak de temperatuur en de dampspanning met elkaar verband houden via de temperatuur-dampspanningscurve figuur 3a, Voor de verdamping van een gewas wordt als verdampend oppervlak het nulvlak van de windsnelheid aangenomen. De geëxtrapoleerde waarden van temperatuur en dampspanning naar dit nulvlak, zoals weergegeven in figuur 3b houden geen verband met elkaar via de verzadigingsdampspanningscurve, zodat de door Penman toegepaste methode niet zonder meer voor een gewas kan worden toegepast. Door middel van een gewasmodel waarbij wordt aangenomen, dat een tweede vlak aanwezig is onder het nulvlak met dezelfde temperatuur als de geëxtrapoleerde waarde van het nulvlak, terwijl op dit vlak een verzadigde dampspanning heerst, wordt een rekenmodel verkregen waarop de door Penman geïntroduceerde methode weer kan worden toegepast (fig.3c) mits voor de diffusie van waterdamp een diffusieweerstand, te beschouwen als de schijnbare diffusieweerstand van het gewas, wordt geïntroduceerd. Vergelijking(1) kan nu als volgt worden weergegeven

$$E = f(z_o,d)\ u\ (e_s-e_a) = \frac{e_s - e_a}{R_a} = \frac{\varepsilon_s - e_s}{R_c} = \frac{\varepsilon_s - e_a}{R_a + R_c} \qquad (5)$$

hierin is

$R_a = \frac{1}{f(z_o,d)u}$ de externe diffusieweerstand van de atmosfeer
$R_c =$ de schijnbare diffusieweerstand van het gewas
$e_s =$ de schijnbare dampspanning op het nulvlak
$\varepsilon_s =$ de verzadigde dampspanning bij temperatuur T_s
$e_a =$ de dampspanning op meethoogte

Uit vergelijking (5) volgt

$$E = \frac{f(z_o,d)\ u}{1 + f(z_o,d)\ u\ R_c}\ (\varepsilon_s - e_a) \qquad (6)$$

In analogie met de door Penman gevolgde werkwijze kan nu een gecombineerde vergelijking voor de verdamping worden opgesteld, uitgaande van

$$K = L\gamma\ f(z_o,d)\ u\ (T_s-T_a) = \frac{L\gamma}{\Delta}\ f(z_o,d)\ u\ (\varepsilon_s - e_a) \qquad (7)$$

Combinatie met vergelijking (6) geeft:

$$K = \frac{L\gamma}{\Delta} \{1 + f(z_o,d)\ u\ R_c\}\ E - \frac{L\gamma}{\Delta} f(z_o,d)\ u\ (\epsilon_a - e_a) \qquad (8)$$

Substitutie van deze uitdrukking in vergelijking (3) geeft de volgende vergelijking voor de verdamping:

$$E = \frac{\Delta H_{nt}/L + \gamma\ f(z_o,d)\ u\ (\epsilon_a - e_a)}{\Delta + \gamma\ \{1 + f(z_o,d)\ u\ R_c\}} \qquad (9)$$

Vergelijking (9) wijkt op de volgende punten af van de overeenkomstige vergelijking voor een vrij wateroppervlak.

a. De waarde van de reflectie coëfficiënt (r): Bij de berekening van de verdamping van een vrij wateroppervlak wordt in het algemeen een waarde van 0,05 voor r aangenomen. Voor gewassen moet de waarde van r worden gesteld op 0,20 tot 0,26.
b. De waarde van $f(z_o,d)$: Voor een vrij wateroppervlak is deze waarde constant en kan voor ingegraven pannen op 0,18 worden gesteld op grond van onderzoekingen op het lysimeterstation te Wageningen. Voor gewassen is de waarde van $f(z_o,d)$ variabel en afhankelijk van de gewashoogte, gewastype en de windsnelheid.
c. De waarde van de diffusieweerstand (R_c):Voor een vrij wateroppervlak is de waarde van R_c gelijk aan nul. Voor gewassen is deze factor niet onder alle omstandigheden gelijk aan nul. Bovendien is de waarde van R_c afhankelijk van gewas- en vochtvoorziening.

3. De betekenis van de schijnbare diffusieweerstand R_c bij optimale vochtvoorziening

In de hiervoor gegeven beschouwingen is het verdampend oppervlak beschreven als een plat vlak. In werkelijkheid heeft het verdampend oppervlak bij gewassen een derde dimensie namelijk de hoogte van het gewas. De verdampingssnelheid op verschillende hoogten in het gewas is niet gelijk. Door de projectie van het gewas op een plat vlak,wordt dus in feite de geometrie van het verdampend oppervlak gewijzigd. De factor R_c heeft dus in grote mate de betekenis van een geometriefactor. Daarnaast wordt echter de waarde van R_c ook bepaald door het aantal

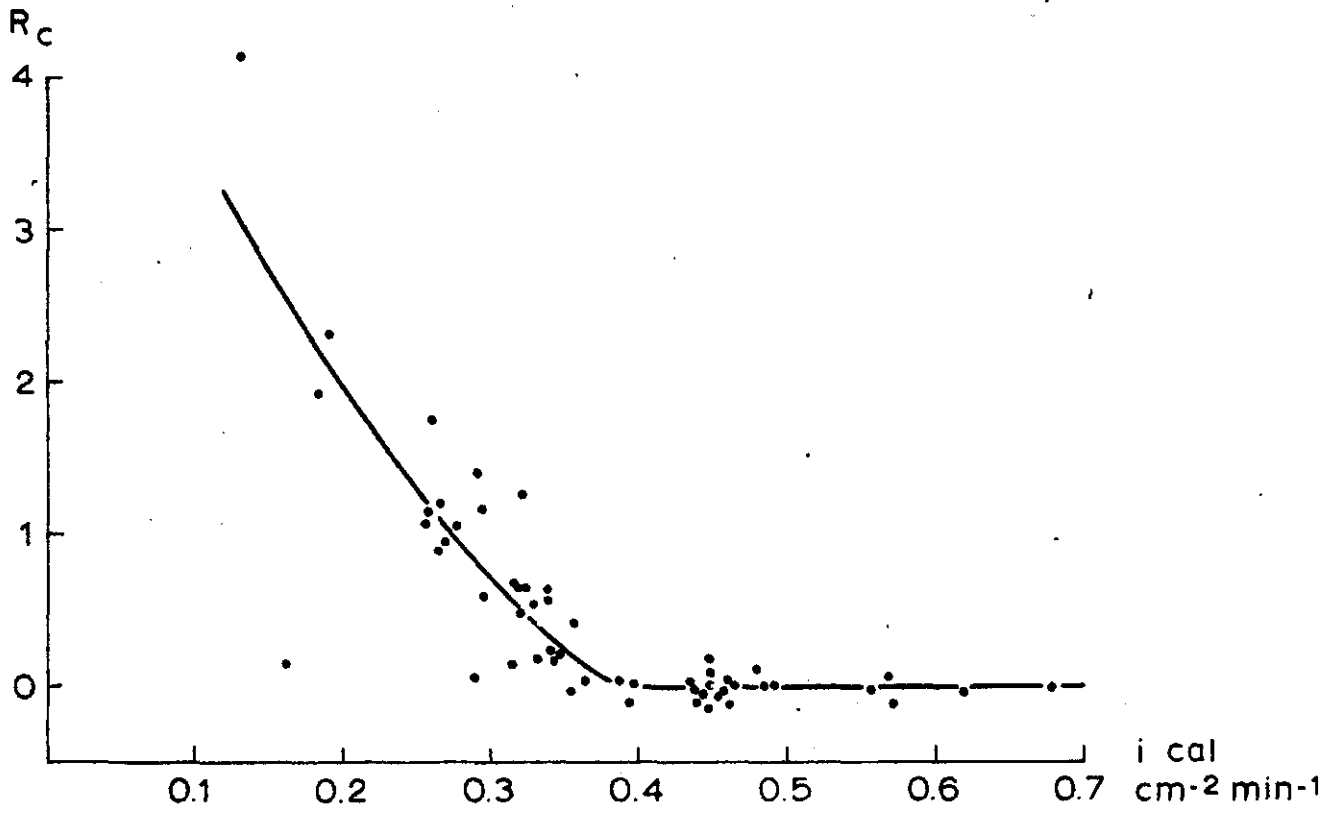


Fig. 4. Het verband tussen de schijnbare diffusieweerstand R_c van het gewas en de gemiddelde lichtintensiteit

63c 175.3/7c

huidmondjes en de opening van de huidmondjes in verband met de stomatale weerstand voor diffusie van waterdamp van de intercellulaire holten naar de externe atmosfeer. In figuur 4 is het verband weergegeven tussen de waarde van R_c en de gemiddelde lichtintensiteit per balansperiode van drie- en vier dagen voor gras. De curve vertoont een soortgelijk beeld als het verband tussen stomatale weerstand en lichtintensiteit zoals dit uit plantenfysiologisch onderzoek is gebleken. De minimum waarde van R_c bij hoge lichtintensiteit en optimale vochtvoorziening is gelijk aan nul. Een directe relatie tussen R_c en de huidmondjesopening kan niet worden gegeven omdat de geometrie functie van R_c mede de waarde bepaalt.

4. De invloed van de vochtonttrekking aan het profiel op de verdamping

Fysische beschouwingen betreffende de vochtonttrekking door de plantenwortel zijn gegeven door PHILIP (1957), GARDNER (1960) en VISSER (1964). Deze beschouwingen gaan ervan uit, dat de vochtopname door de wortel kan worden weergegeven door de volgende vergelijking

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r} rk \frac{\partial \Psi}{\partial r} \qquad (10)$$

hierin is θ het vochtgehalte, t de tijd, r de radiale afstand tot de wortel, k het capillair geleidingsvermogen en Ψ de zuigspanning van de grond. Bij de aanname, dat er een uniforme verdeling van het vocht is op het tijdstip t = 0 moet de oplossing van vergelijking(10)voldoen aan de volgende beginvoorwaarde:

$$\theta = \theta_o \qquad \Psi = \Psi_o \qquad r > r_1 \qquad t = 0 \qquad (11)$$

Op het worteloppervlak is bij uniforme beworteling de stroomsnelheid per eenheid van oppervlak constant, waardoor aan de volgende randvoorwaarde moet worden voldaan.

$$2\pi r_1 k \frac{\partial \Psi}{\partial r} = \frac{E}{az} \qquad r = r_1 \qquad t > 0 \qquad (12)$$

Hierin is E de verdamping in mm dag^{-1}, a de worteldichtheid in cm^{-2} (cm wortellengte per cm^3 grond), z de bewortelingsdiepte in cm en r_1 de straal van de wortel in cm.

Op de grens van het invloedsgebied van de wortel treedt geen stroming op,

zodat ook moet worden voldaan aan de randvoorwaarde.

$$\frac{\partial \Psi}{\partial r} = 0 \qquad r = r_2 \qquad t > 0 \tag{13}$$

Zowel GARDNER (1960) als VISSER (1964) gaan bij de gevolgde benadering uit van een pseudo-stationaire oplossing, waarvoor geldt:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0 \tag{14}$$

In de door GARDNER gegeven beschouwing wordt gebruik gemaakt van de oplossing voor de stationaire stroming in een holle cylinder, waarbij al het aan de stroming deelnemende vocht afkomstig is van de rand van het invloedsgebied van elke wortel; terwijl het capillair geleidingsvermogen als een constante waarde wordt aangenomen geldend voor de gemiddelde vochtspanning. Op grond van deze aannamen komt GARDNER tot de volgende vergelijking

$$(\psi_{r_2} - \psi_{r_1}) = \frac{-E}{4\pi kaz} \ln \left(\frac{r_2}{r_1}\right)^2 \tag{15}$$

VISSER gaat in zijn beschouwingen uit van een over de inhoud van de cylinder evenredig verdeelde vochtonttrekking, terwijl bovendien bij de oplossing de differentiaal vergelijking het capillair geleidingsvermogen als functie van de vochtspanning wordt aangenomen. Op grond van deze aannamen komt VISSER tot de volgende oplossing:

$$\frac{1}{n-1}\left\{k_{r_2}\,\psi_{r_2} - k_{r_1}\,\psi_{r_1}\right\} = \frac{-E}{2az}\left\{\frac{r_2^2 \ln \frac{r_2}{r_1} - \frac{r_2^2 - r_1^2}{2}}{\pi (r_2^2 - r_1^2)}\right\} \tag{16}$$

Bij de keuze van het fysische model dat voor berekening kan worden gebruikt zijn de volgende overwegingen van belang:

a. de verdamping E wordt gedurende de balansperiode als constant beschouwd, zodat geen rekening wordt gehouden met de dagelijkse gang in de verdamping en de herverdeling van het vocht in de wortelzone gedurende de nacht;
b. de exacte geometrie van het wortelstelsel is onbekend evenals de verdeling van de wortelactiviteit over de diepte;
c. bij het meten van vochtgehalten of vochtspanningen in de wortelzone wordt in feite een gemiddelde waarde bepaald.

Ten aanzien van de door VISSER ontwikkelde vergelijking lijkt het zinvol om voor het capillair geleidingsvermogen een gewogen gemiddelde waarde in te voeren, die verband houdt met de gemeten vochtspanning in de wortelzone. Zowel in de door GARDNER als in de door VISSER gegeven oplossing kan in navolging van GARDNER en EHLIG (1962) een gewas afhankelijke factor b worden ingevoerd, waarin de geometrie van het wortelstelsel, de wortelactiviteit en de bewortelingsdiepte zijn begrepen. Zowel (15) als (16) geven dan de volgende vergelijking

$$E = \frac{\psi_r - \psi}{b/k} \qquad (17)$$

waarin ψ overeenkomt met de gemeten zuigspanning in de wortelzone, ψ_r met de gemiddelde spanning aan het worteloppervlak en k heeft de waarde van het capillair geleidingsvermogen bij de zuigspanning ψ.

Ten aanzien van het vloeistoftransport in de plant kan de volgende vergelijking worden gegeven

$$E = \frac{\psi_l - \psi_r}{R_{pl}} \qquad (18)$$

waarin ψ_l de zuigspanning in het bladweefsel is en R_{pl} de weerstand in de plant van het worteloppervlak naar de intercellulaire holten in het blad.

Combinatie van beide vergelijkingen leidt tot de door GARDNER en EHLIG gegeven vergelijking voor de verdamping bij uniforme beworteling in potproeven:

$$E = \frac{\psi_l - \psi}{R_{pl} + b/k} \qquad (19)$$

De analyse van de invloed van de zuigspanningsverdeling bij niet uniforme beworteling is veel moeilijker dan de overeenkomstige analyse bij uniforme beworteling, omdat in het eerste geval zowel de zuigspanning als de onttrekkingssnelheid niet constant zijn met de diepte.

Onmiddellijk na bevochtiging van de grond neemt het gewas meestal het grootste deel van het water op uit de bovenste lagen, waardoor deze lagen sneller uitdrogen dan de dieper gelegen lagen. Bij een verdere afname van het vochtgehalte neemt de opname uit de bovenste lagen af en uit de dieper gelegen lagen toe. De analyse van het effect van de zuigspanning op de vochtopname door de wortels is mogelijk door de wortelzone in verschillende lagen te verdelen (GARDNER, 1964; LIPPS and FOX, 1964; VISSER, 1964). Dit soort studie vereist echter een gedetailleerde kennis van de verdeling van de beworteling en de wortelactiviteit.

Door de vochtonttrekking ontstaat in de wortelzone een vochtspanningsgradiënt, die karakteristiek is voor de wortelactiviteit en de wortelgroei van het gewas. Bij het ontstaan van de verticale gradiënten stroomt het water tengevolge van de relatief lage waarden van het capillair geleidingsvermogen niet snel genoeg door de wortelzone om een uniforme verdeling van het vochtgehalte tot stand te brengen. Deze verticale stroming door de grond in de wortelzone blijkt echter de beschrijving van de vochtopname door de plant sterk te compliceren.

GARDNER en EHLIG (1962) verdelen voor een benadering van het vochtopname proces de wortelzone in twee lagen. De bovenlaag bevat een grote concentratie aan wortels, waardoor deze laag min of meer uniform uitdroogt. De tweede laag bevat minder wortels en verliest het water schijnbaar met een geringere snelheid, totdat de vochtvoorraad in de bovenlaag is uitgeput. In deze tweede zone vindt het verticale watertransport langs twee wegen plaats, namelijk opname en verticaal transport door de wortels en capillaire opstijging door de grond naar de bovenlaag, waar het water vervolgens door de plant wordt opgenomen. De vochtopname in de bovenlaag van de wortelzone kan met behulp van vergelijking (17) worden beschreven, terwijl het transport in de tweede laag kan worden beschouwd als een stroming door een poreus medium met een constante diffusie coëfficiënt, indien het systeem van wortels en grond in deze laag als een samengesteld poreus medium wordt aangemerkt. De toepasbaarheid van deze benadering is onder veldomstandigheden echter zeer beperkt, aangezien de dikte van de bovenlaag varieert gedurende het groeiseizoen onder invloed van de wortelontwikkeling en de verdeling van de wortelactiviteit, als wel onder invloed van vochtgehalte, zuigspanning en capillair geleidingsvermogen van de grond in de wortelzone. Verder wordt de dikte van deze laag bepaald door de periodieke herbevochtiging van de grond

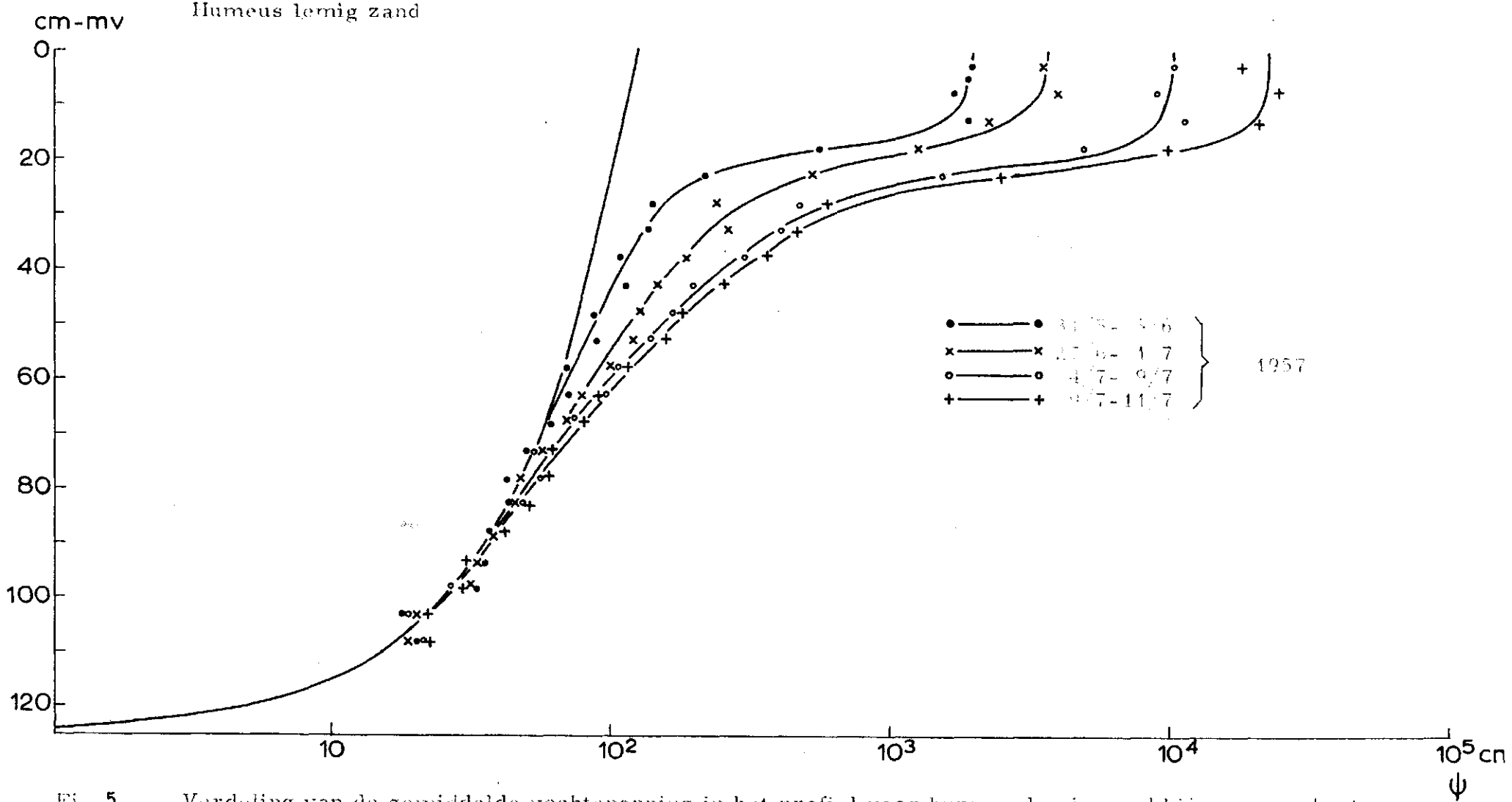


Fig. 5. Verdeling van de gemiddelde vochtspanning in het profiel voor humeus lemig zand bij een grondwaterstand van 125 cm onder maaiveld

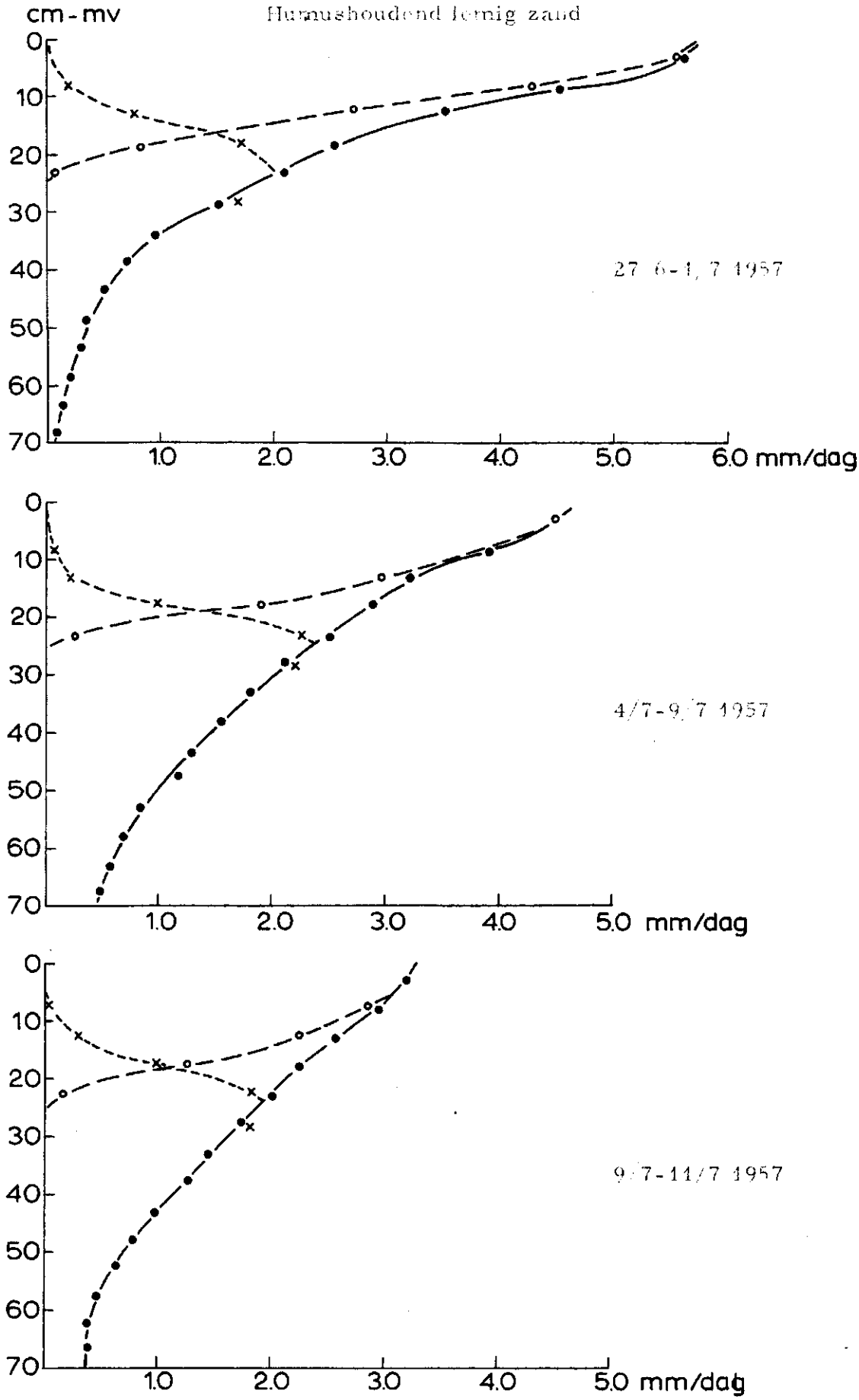


Fig. 6. . Stroomsnelheidsverdeling in het profiel bij humeus lemig zand, grondwaterstand 125 cm beneden maaiveld

tengevolge van neerslag in het groeiseizoen.

Bovendien moet de vochtonttrekking onder de wortelzone in rekening worden gebracht, vooral als de capillaire opstijging vanuit het grondwater een niet te verwaarlozen bijdrage in de vochtvoorziening levert. De vochtaanvoer van onder de wortelzone kan in principe worden berekend met stationaire oplossingen voor de capillaire stroming, waarbij de zuigspanning aan de onderzijde van de wortelzone het vochttransport beïnvloedt.

Aangezien de gewasreactie voor de verdamping afhankelijk is van de vochtvoorziening in de wortelzone lijkt het een betere benadering om de gemiddelde zuigspanning in het voornaamste deel van de wortelzone en het capillair geleidingsvermogen bij deze zuigspanning als de beschrijvende factoren voor de beschikbaarheid van het vocht in te voeren. Dit voornaamste deel van de wortelzone kan worden beschouwd als de effectieve wortelzone aangezien de enkele wortels die op grotere diepte voorkomen weinig bijdragen in de vochtopname door het gewas.

De vochtonttrekking bij gras is onderzocht met behulp van de metingen die met nylonelementen zijn verkregen. Een voorbeeld van de vochtspanningscurven die bij uitdroging zijn bepaald in leemhoudend zand is weergegeven in figuur 5. De verdeling van de vochtstroom, gemiddeld over de balansperioden op verschillende hoogten in het profiel is weergegeven in figuur 6. De verandering in vochtberging in lagen van 5 cm dikte werd opgeteld bij de totale stroming van onder de betreffende laag. Uit de zuigspanningsprofielen en het verband tussen zuigspanning en capillair geleidingsvermogen is de verticale stroming door de grond in de wortelzone berekend. Het verschil tussen de beide stroomsnelheden geeft de bijdrage door stroming in de wortels in het verticale transport als een functie van de diepte onder maaiveld. De helling van deze curve geeft de radiale toestroming in de grond naar de wortels als een functie van de diepte. Het aandeel van de wortels in de stroming schijnt voor gras beperkt te zijn tot een diepte van 25 cm. Deze diepte moet dus worden beschouwd als de effectieve bewortelingsdiepte. Uit de figuur blijkt dat het verticale transport door de grond plaats heeft in de gehele wortelzone indien de zuigspanning laag is. Bij hoge zuigspanning in de wortelzone heeft vrijwel geen verticaal transport door de grond plaats in de bovenlaag van 15 cm dikte.

Vergelijking (19) is gegeven voor de berekening van de verdamping van een gewas met uniforme beworteling in een systeem met een homogene verdeling van het vochtgehalte. Bij de berekening van de verdamping van gras wordt nu de gemiddelde zuigspanning in de wortelzone en de waarde van het capillair geleidingsvermo-

Tabel 1. Basisgegevens en berekende waarden van Ψ_1, R_{pl} en b voor veengrond volgens de vergelijkingen (19) en (20)

Laag	q_n mm/dag	q_n/k_n	Ψ_n cm	Laag	r_{pl_n} $\frac{\text{cm dag}}{\text{mm}}$	b_n cm	Periode	Ψ_1 cm	E mm/dag	Gem.wortelzone Ψ cm	Gem.wortelzone k mm/dag
Periode 1											
0- 5	0,83	32	363	0- 5	6 511	- 1,1					
5-10	1,50	38	332	5-10	3 756	0,6	1	5 750	5,63	226	0,050
10-15	1,65	21	219	10-15	3 162	7,7	2	9 374	5,60	1986	0,0024
15-20	1,30	7	129	15-20	3 623	124,7	3	13 239	4,05	5363	0,00063
20-25	0,35	1	89	20-25	16 453	-129,6					
Periode 2											
0- 5	0,90	1190	4 800								
5-10	1,40	1063	3 160								
10-15	1,60	402	1 442								
15-20	1,10	41	354								
20-25	0,60	5	174								
Periode 3											
0- 5	0,60	3078	12 600								
5-10	0,70	2373	9 350								
10-15	0,82	859	3 980								
15-20	0,93	74	602								
20-25	1,00	27	282								

R_{pl} berekend volgens vergelijking (19) = 1018 cm dag mm^{-1}

b berekend volgens vergelijking (19) = 0,59 cm

gen bij deze zuigspanning in deze vergelijking gebruikt. Een ruwe schatting van de onbekende termen Ψ_l, R_{pl} en b kan worden verkregen door gebruik te maken van gegevens zoals deze zijn weergegeven in de figuren 5 en 6, door de wortelzone in lagen van 5 cm dikte te verdelen en daarbij uit te gaan van de volgende veronderstellingen:

a. de zuigspanning Ψ_l in het bladweefsel is constant gedurende een balansperiode;
b. de hoeveelheid vocht die aan iedere laag wordt onttrokken door radiale stroming naar de wortels, stroomt door onderling niet verbonden transportbanen naar het bladweefsel;
c. de geometrie van het wortelstelsel en de weerstand in het gewas van de permanente grasbedekking zijn onafhankelijk van de tijd.

Gebaseerd op deze veronderstellingen kan het transport uit iedere laag worden weergegeven door de volgende vergelijking

$$q_{n,t} = \frac{\Psi_{l,t} - \Psi_{n,t}}{r_{pl,n} + b_n/k_{n,t}} \qquad (20)$$

waarin $q_{n,t}$ is de radiale stroming naar de wortels in laag n, gedurende de balansperiode t, $\Psi_{l,t}$ is de gemiddelde zuigspanning in het bladweefsel gedurende periode t, $\Psi_{n,t}$ is de gemiddelde zuigspanning in laag n gedurende periode t, $r_{pl,n}$ is de schijnbare weerstand in de plant voor de stroming van vocht uit laag n, b_n is de factor, die verband houdt met de geometrie en de activiteit van de wortels in laag n en $k_{n,t}$ is het capillair geleidingsvermogen van de grond bij de zuigspanning $\Psi_{n,t}$.

Een combinatie van 3 balansperioden over het zuigspanningstraject van veldcapaciteit tot verwelkingspunt is noodzakelijk om de onbekende termen in vergelijking (20) te berekenen. Een voorbeeld van de basisgegevens en de verkregen resultaten voor gras op veen zijn weergegeven in tabel 1.

De gegevens van $r_{pl,n}$ en b_n in tabel 1 geven niet veel informatie betreffende de verdeling van het wortelsysteem en de wortelactiviteit in de opeenvolgende lagen van de wortelzone. Het is mogelijk dat de berekeningen resulteren in negatieve waarden van $r_{pl,n}$ of b_n in de bovenste lagen. Dit komt vooral voor als zeer hoge zuigspanningen in deze lagen van de wortelzone aanwezig zijn, waarbij de gemiddelde waarde van Ψ_l kleiner is dan de zuigspanning in deze lagen.

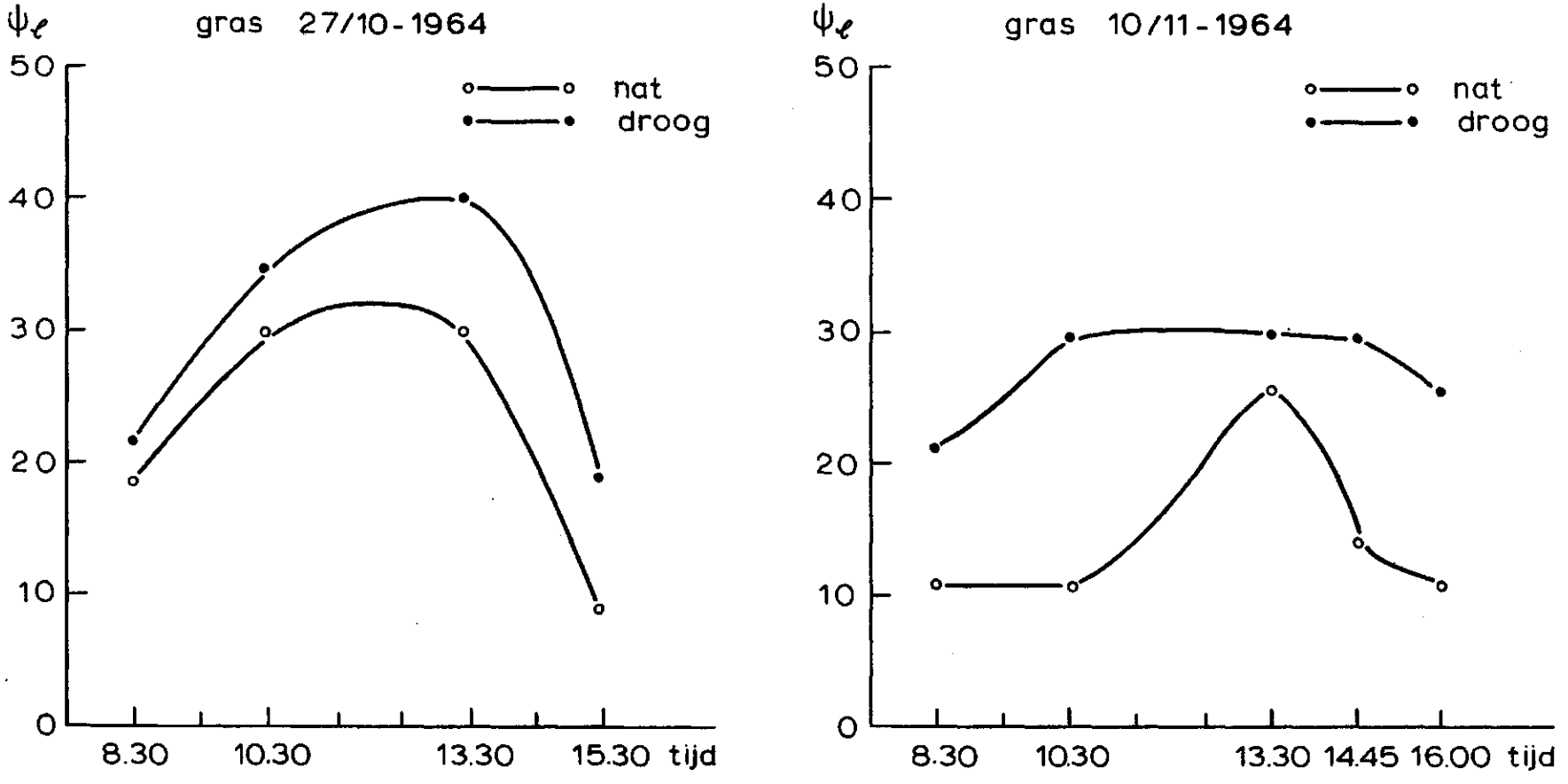


Fig. 7. Verloop van de zuigspanning in het bladweefsel van gras op een heldere dag (27-10-1964) en op een bewolkte dag (10-11-1964)

De voornaamste reden, dat deze situatie voorkomt, wordt veroorzaakt door de dagelijkse gang in de waarde van ψ_1. Enkele gegevens betreffende het dagelijks verloop van de zuigspanning in het bladweefsel zijn weergegeven in figuur 7. Bij hoge zuigspanningen in de bovenlagen van de wortelzone wordt alleen dan water aan deze lagen onttrokken indien de waarde van ψ_1 de zuigspanning in de grond overtreft; terwijl tengevolge van de lage waarden van het capillair geleidingsvermogen geen herverdeling van vocht optreedt gedurende de tijd dat ψ_1 kleiner is dan ψ. Bovendien vertonen de curven in figuur 6 slechts een schijnbare nauwkeurigheid tengevolge van de zeer lage waarden voor de capillaire stroming door de grond, terwijl in het overgangsgedeelte de curve zeer vlak verloopt. Fouten in de berekende waarden van de capillaire stroming in de onderste laag van de wortelzone kunnen de negatieve waarde van b_n in de laag van 20 tot 25 cm verklaren.

In verband met de voorgaande opmerkingen zijn de waarden van R_{pl} en b berekend met behulp van vergelijking 19, met gebruikmaking van de waarden van ψ_1, die met behulp van vergelijking 20 zijn berekend. De berekende waarden van R_{pl} en b voor gras op leemhoudend zand, knipklei en veen lopen weinig uiteen, waarbij als gemiddelden voor R_{pl} en b respectievelijk de waarden 1042 cm dag mm^{-1} en 0,47 cm zijn bepaald.

Bij de ontwikkeling van de vergelijking voor de verdamping werd gebruik gemaakt van een gewasmodel, waarbij het begrip schijnbare diffusie-weerstand van het gewas werd ingevoerd. Het is noodzakelijk om, naast de invloed van de lichtintensiteit op de waarde van R_c, ook de relatie tussen R_c en de bodemfysische eigenschappen te bepalen.

Aangezien slechts weinig gegevens beschikbaar waren, waarin zowel de lichtintensiteit als een vochttekort beiden invloed hadden op de waarde van R_c is aangenomen dat deze effecten additief kunnen worden genomen zodat geldt:

$$R_c = R_c^l + R_c^\psi \qquad (21)$$

waarin R_c^l de weerstandsfactor is, die afhankelijk is van de lichtintensiteit en R_c^ψ de factor is, die het effect van de vochtvoorziening in de wortelzone weergeeft.

Met betrekking tot de interpretatie van de gegevens moet worden nagegaan of R_c^ψ moet worden beschouwd als een weerstand, die betrekking heeft op de weer-

stand voor waterdampdiffusie in de huidmondjes of als een weerstand, die betrekking heeft op de transport weerstanden in de grond en in de plant. Bij de volgende berekeningen wordt uitgegaan van een gewas model met een enkele bladlaag, waarbij rekening wordt gehouden, dat de dampspanning in de intercellulaire holten niet verzadigd hoeft te zijn. De vergelijkingen (5) en (19) kunnen mede in de beschouwing worden opgenomen, waarbij de verdamping als volgt wordt weergegeven.

$$E = \frac{e_s - e_a}{R_a} = \frac{e_{int} - e_s}{R_s} = \frac{\psi_1 - \psi}{R_{pl} + b/k} = \frac{\varepsilon_{int} - e_s}{R_c^{\psi}} \qquad (22)$$

hierin is e_{int} de werkelijke dampspanning in de intercellulaire holten en R_s de diffusieweerstand van de huidmondjes.

De zuigspanning in het bladweefsel ψ_1 is afhankelijk van de dampspanning in de intercellulaire holten. Dit verband kan worden weergegeven met de volgende vergelijking:

$$\psi_1 = \frac{RT'}{\bar{V}} \ln \frac{\varepsilon_{int}}{e_{int}} \qquad (23)$$

hierin is R de gasconstante, T' de bladtemperatuur in ^{o}K en $\bar{V}$ het volume.

De logaritmische term in deze vergelijking kan worden geëlimineerd door gebruik te maken van de reeksontwikkeling van de verhouding e/ε, die als volgt kan worden gegeven:

$$\frac{e}{\varepsilon} = 1 + (-1)^1 \ln \varepsilon/e + (-1)^2 \frac{\ln^2 \varepsilon/e}{2!} + \ldots\ldots + (-1)^n \frac{\ln^n \varepsilon/e}{n!} \qquad (24)$$

De verwaarlozing van alle hogere machtstermen geeft een maximale afwijking van 2% in de berekende waarde van de zuigspanning als e/ε een waarde heeft van 0,96, zodat bij de beschouwingen over het verband tussen de zuigspanning in het bladweefsel en de dampspanning in de intercellulairen hiervan gebruik kan worden gemaakt, waaruit volgt:

$$\ln \frac{\varepsilon_{int}}{e_{int}} = \frac{\varepsilon_{int} - e_{int}}{\varepsilon_{int}} \qquad (24a)$$

Tabel 2. Basisgegevens en berekende waarden voor een aantal factoren in vergelijking (25)

T	ϵ_{int}	e_d	$\frac{RT}{\bar{V}}$	$\frac{\nabla\epsilon_{int}}{RT}$	$\psi\frac{\nabla\epsilon_{int}}{RT}$	$\frac{\epsilon_{int}-e_d}{\epsilon_{int}-e_d-\psi\frac{\bar{V}}{RT}\epsilon_{int}}$	$\frac{\psi\frac{\bar{V}}{RT}\epsilon_{int}}{\epsilon_{int}-e_d-\psi\frac{\bar{V}}{RT}\epsilon_{int}}$
°K	mm Hg	mm Hg	atm.	mm Hg atm^{-1}	mm Hg		
293	17,51	7,36	1332	13,13 10^{-3}	210 10^{-3}	1,021	0,0211
298	23,78	10,22	1355	17,53 10^{-3}	280 10^{-3}	1,022	0,0211
303	31,84	14,01	1378	23,13 10^{-3}	370 10^{-3}	1,022	0,0212
308	42,20	19,02	1400	30,10 10^{-3}	482 10^{-3}	1,021	0,0212
313	55,30	25,47	1422	38,90 10^{-3}	622 10^{-3}	1,021	0,0212
318	71,95	33,76	1446	49,70 10^{-3}	795 10^{-3}	1,021	0,0214
Gemiddeld				28,74 10^{-3}		1,02	0,02

Substitutie van (23) en(24a) in (22) geeft:

$$E = \frac{e_s - e_a}{R_a} = \frac{e_{int} - e_s}{R_s} = \frac{\varepsilon_{int} - e_{int} - \psi\frac{\bar{V}}{RT'}\varepsilon_{int}}{(R_{pl} + b/k)\frac{\bar{V}}{RT'}\varepsilon_{int}} = \frac{\varepsilon_{int} - e_s}{R_c^{\psi}} \qquad (22a)$$

Hieruit volgt

$$E = \frac{\varepsilon_{int} - e_a - \psi\frac{\bar{V}}{RT'}\varepsilon_{int}}{R_a + R_s + (R_{pl} + b/k)\frac{\bar{V}}{RT'}\varepsilon_{int}} = \frac{\varepsilon_{int} - e_a}{R_c^{\psi} + R_a} \qquad (22b)$$

Het verband tussen R_c^{ψ} en de andere weerstanden volgt uit vergelijking (22b) en kan worden weergegeven als:

$$R_c^{\psi} = \left\{R_s + (R_{pl} + b/k)\frac{\bar{V}}{RT'}\varepsilon_{int}\right\}\left\{\frac{\varepsilon_{int} - e_a}{\varepsilon_{int} - e_a - \psi\frac{\bar{V}}{RT'}\varepsilon_{int}}\right\} + R_a\frac{\frac{\bar{V}}{RT'}\varepsilon_{int}}{\varepsilon_{int} - e_a - \psi\frac{\bar{V}}{RT'}\varepsilon_{int}} \qquad (25)$$

Het effect van de verschillende weerstanden op de waarde van R_c^{ψ} kan worden berekend onder de aanname, dat een tijdelijke verwelking van het gewas optreedt gedurende de middaguren als de gemiddelde zuigspanning in de effectieve wortelzone 16 atmosfeer bedraagt. Verder is bij de berekeningen aangenomen, dat gedurende deze periode de bladtemperatuur 10°C hoger is dan de luchttemperatuur, terwijl de relatieve vochtigheid van de lucht is aangenomen op 80%. Bij helder zomerweer is de relatieve vochtigheid van de lucht in het algemeen belangrijk lager dan de aangenomen waarde, terwijl het aangenomen verschil in temperatuur gedurende deze omstandigheden kan voorkomen.Op grond van deze veronderstellingen kunnen een aantal factoren in vergelijking (25) worden berekend. Deze gegevens zijn vermeld in tabel 2. De waarden in de laatste twee kolommen kunnen enigszins afwijken in afhankelijkheid van de aangenomen veronderstellingen, maar zij blijven voor middagomstandigheden in dezelfde orde van grootte.

Vergelijking (25) kan nu worden benaderd door de volgende uitdrukking

$$R_c^{\psi} \approx 1{,}02\ R_s + 29{,}10^{-3}\ (R_{pl} + b/k) + 0{,}02\ R_a \qquad (25b)$$

Uit onderzoek van GAASTRA (1959), KUIPER (1961) en SLATYER en BIERHUIZEN (1964) blijkt dat de waarde van R_a maximaal twee keer de waarde van R_s is bij volledige huidmondjesopening en laminaire stroming in de externe lucht. SLATYER en BIERHUIZEN komen op grond van berekeningen tot conclusie, dat bij aanwezigheid van een turbulente luchtstroom de waarde van R_a zeer klein wordt en dat onder deze omstandigheden de verdamping wordt bepaald door de weerstand in de huidmondjes. Hieruit kan worden geconcludeerd, dat de waarde van R_a in vergelijking (25b) weinig invloed heeft op de waarde van R_c^{ψ}.

De waarde van R_{pl} is gesteld op 1,04 atm dag mm^{-1}, terwijl de factor b een waarde van $4{,}10^{-4}$ atmosfeer is gegeven. Indien wordt aangenomen dat de waarde van k bij een zuigspanning van 16 atmosfeer gesteld kan worden op 10^{-5} cm dag^{-1}, dan heeft de weerstandsterm (R_{pl} + b/k) een waarde van 5,74 atm dag mm^{-1}. De invloed van deze weerstandsterm op de waarde van R_c^{ψ} bedraagt onder deze omstandigheden 0,167 mm Hg dag mm^{-1}.

GAASTRA (1959), KUIPER (1961) en SLATYER en BIERHUIZEN (1964) geven voor uiteenlopende gewassen voor de weerstand in de huidmondjes een waarde van 1 tot 3 sec cm^{-1} bij volledige opening van de huidmondjes. De waarde van deze weerstand neemt toe tot ongeveer 30 sec cm^{-1} bij sluiting van de huidmondjes.

De waarde van R_c^{ψ} uitgedrukt in mm Hg dag mm^{-1}, kan worden omgerekend in sec cm^{-1}. Een verdampingssnelheid van 1 mm dag^{-1} moet worden gedeeld door 10 x 24 x 3600 om deze waarde uit te drukken in g cm^{-2} sec^{-1}, terwijl de dampspanning in mm/Hg door vermenigvuldiging met $0{,}623\rho/p$ wordt omgezet in g/cm^{-3}, ρ heeft een waarde van 1,19 10^{-3} g cm^{-3} bij een temperatuur van 20°C en een atmosferische luchtdruk p van 760 mm/Hg, zodat hieruit volgt

$$1 \text{ mm Hg dag mm}^{-1} = \frac{10 \times 24 \times 3600 \times 0{,}623 \times 1{,}19}{760 \times 103} \text{ sec cm}^{-1} = 0{,}94 \text{ sec cm}^{-1}$$

Uit deze omrekening volgt dat het effect van R_s bij volledige opening van de huidmondjes op de waarde van R_c^{ψ} reeds 6 tot 18 keer zo groot als het effect van de weerstanden voor het vloeistoftransport. Bij sluiting van de huidmondjes wordt het effect ongeveer 180 keer zo groot. Uit deze berekeningen kan worden geconcludeerd, R_c^{ψ} moet worden beschouwd als een weerstand voor de diffusie van waterdamp van de intercellulaire holten naar de atmosfeer.

Hoewel R_c^{ψ} verband houdt met de reactie van de huidmondjes bij voorkomende tekorten in de vochtvoorziening betekent dit niet, dat de zuigspanning in de wortelzone en de transportweerstanden in de grond en in de plant niet in belang-

rijke mate de waarde van R_c^{Ψ} bepalen. De sluitingsreactie van de huidmondjes wordt veroorzaakt door de hoge waarde van de zuigspanning in het bladweefsel, die weer wordt bepaald door de verdampingssnelheid, de transportweerstanden en de zuigspanning in de wortelzone.

Het verband tussen R_c^{Ψ} en de zuigspanning in het bladweefsel kan worden weergegeven met de algemene vergelijking

$$R_c^{\Psi} = f(\Psi_l) \tag{26}$$

Substitutie van vergelijking (19) in vergelijking (26) geeft:

$$R_c^{\Psi} = f\ \{E(R_{pl} + b/k) + \Psi\} \tag{26a}$$

hierin is E de werkelijke verdamping van het gewas, Ψ en k respectievelijk de zuigspanning en het capillair geleidingsvermogen in de effectieve wortelzone, R_{pl} de transportweerstand in het gewas en b de geometrie factor van het wortelstelsel. Voor het gras op de lysimeters hebben R_{pl} en b de waarden 1042 cm dag mm^{-1} en 0,47 cm.

Bij de analyse van de lysimetergegevens zijn alle factoren in het rechterlid van vergelijking(26a) bekend, omdat de werkelijke verdamping van het gewas bekend is uit de waterbalansvergelijking. In veel hydrologisch onderzoek is de werkelijke gewasverdamping meestal onbekend, zodat het nuttig lijkt om voor praktische doeleinden R_c^{Ψ} met een parameter in verband te brengen, die afhangt van klimatologische en bodemfysische factoren. Om deze reden wordt nu het begrip potentiële zuigspanning in het bladweefsel ingevoerd, die kan worden gedefinieerd als: de zuigspanning die theoretisch in het bladweefsel nodig is om bij gegeven bodemfysische omstandigheden in de effectieve wortelzone een potentiële gewasverdamping mogelijk te maken.

Deze theoretische zuigspanning kan in analogie met vergelijking (19) worden berekend met de volgende uitdrukking:

$$\Psi_l^{pot} = E_{pot}\ (R_{pl} + b/k) + \Psi \tag{27}$$

hierin is E_{pot} de potentiële verdamping van het gewas, terwijl de andere factoren dezelfde betekenis hebben als bij vergelijking (26a).

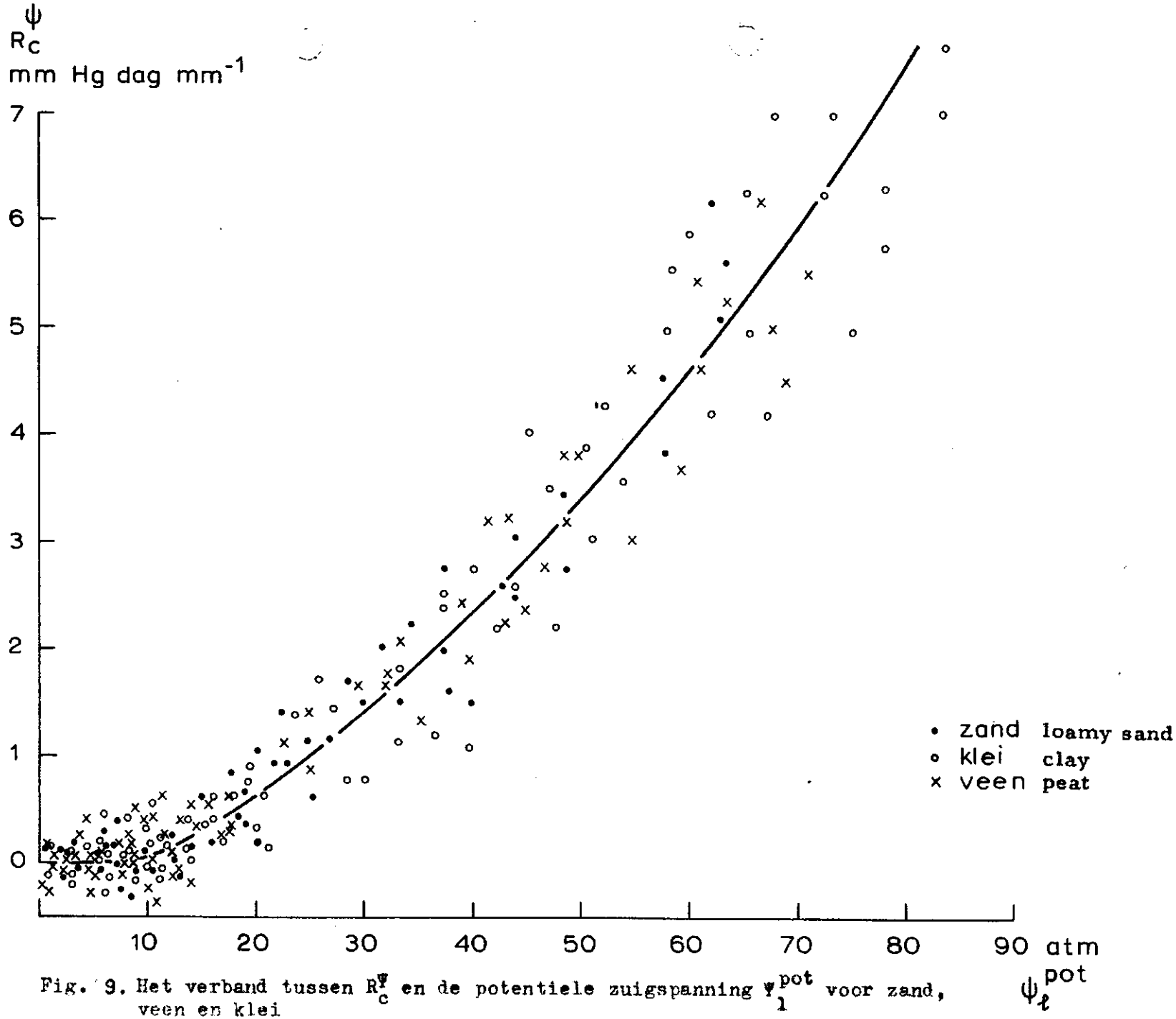


Fig. 9. Het verband tussen R_c^{ψ} en de potentiele zuigspanning ψ_l^{pot} voor zand, veen en klei

64c.133.5/2.9

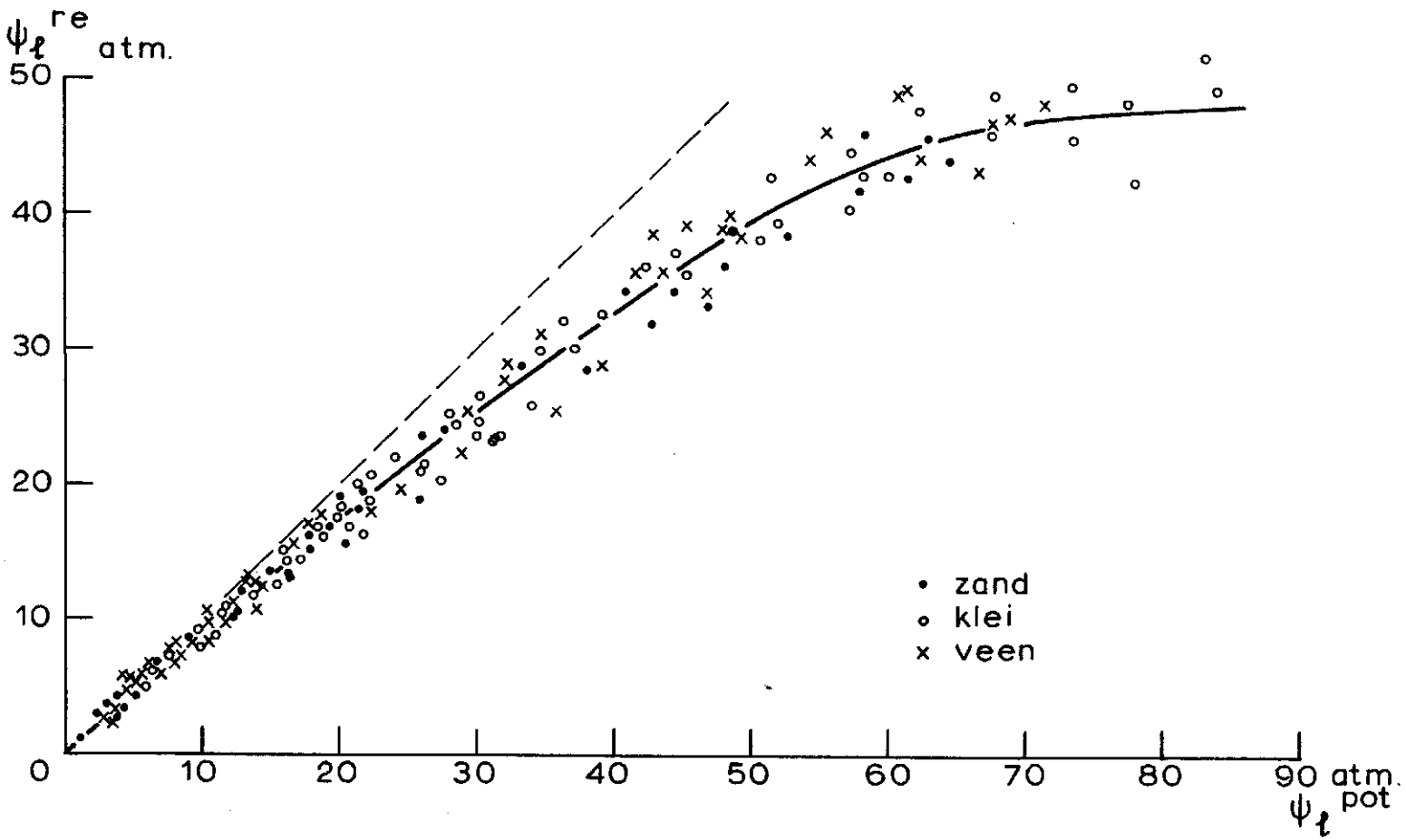


Fig. 8. Het verband tussen de berekende waarden van de werkelijke zuigspanning ψ_l^{re} in het bladweefsel en de berekende theoretisch potentiele zuigspanning ψ_l^{pot} in het bladweefsel

HUMEUS LEMIG ZAND

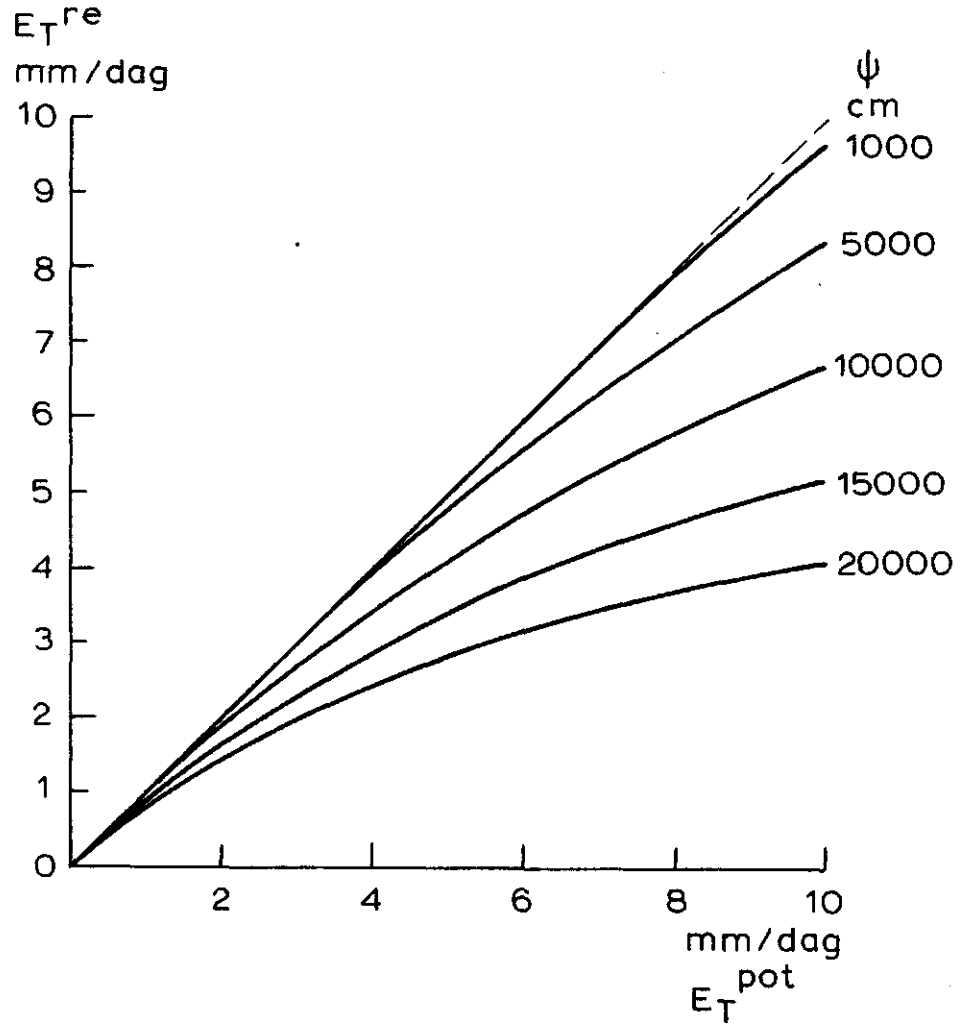


Fig. 10.a.1 Verband tussen de reële transpiratie en de potentiele transpiratie voor verschillende waarden van de zuigspanning in de wortelzone bij humeus lemig zand

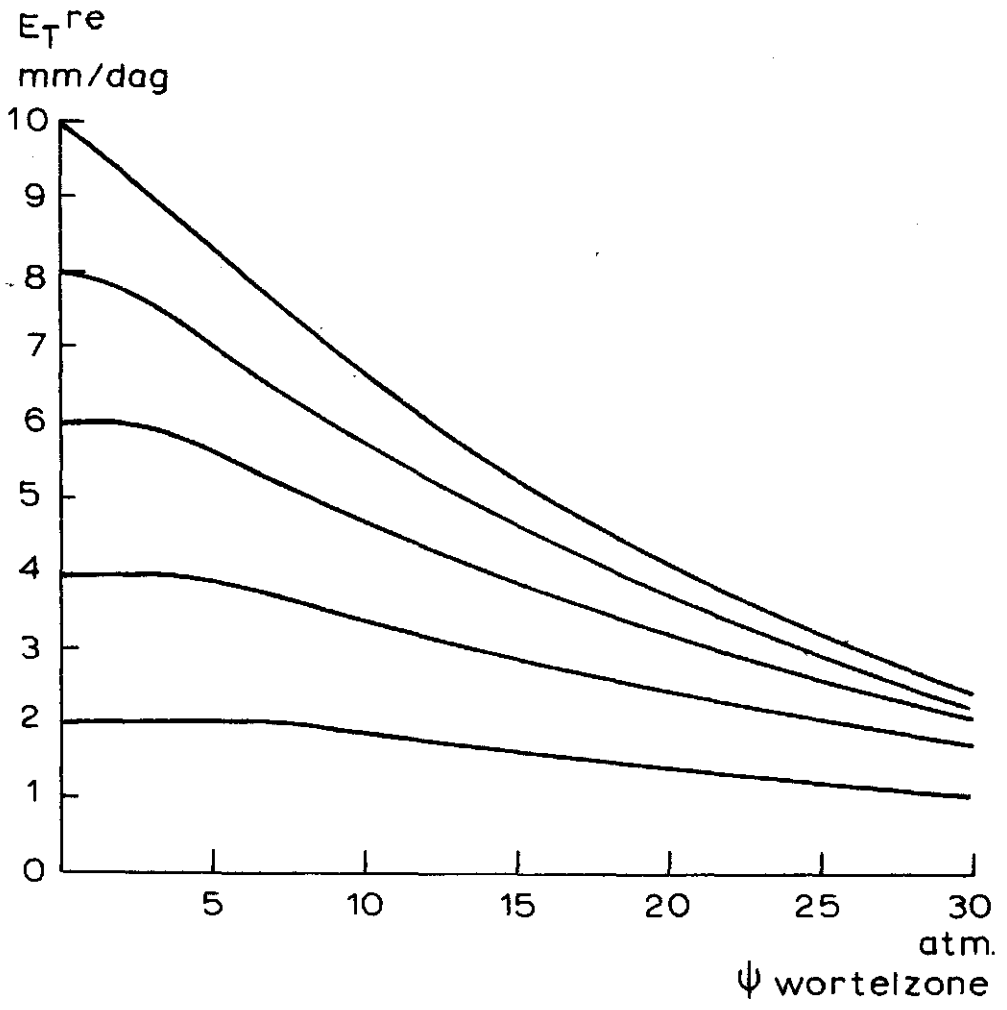


Fig. 10.a.2 Verband tussen de reële transpiratie en de gemiddelde zuigspanning in de wortelzone voor verschillende waarden van de potentiele transpiratie bij humeus lemig zand

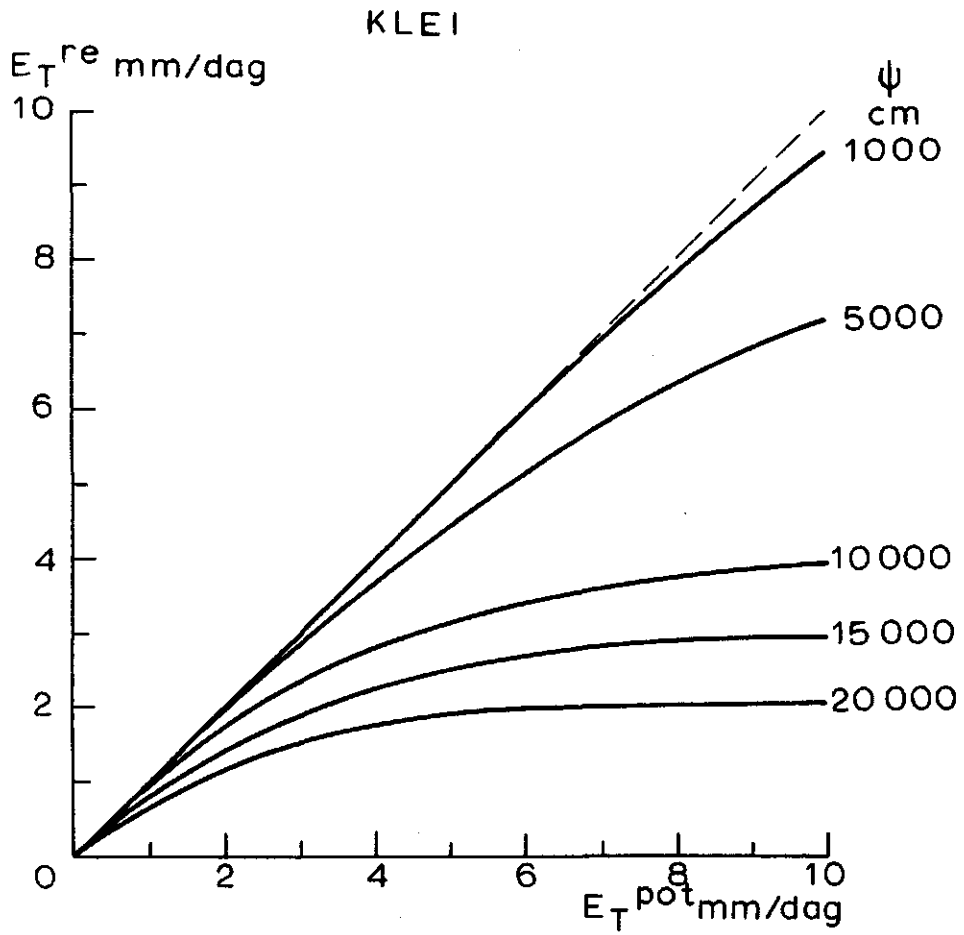


Fig. 10.b.1 Verband tussen de reële transpiratie en de potentiele transpiratie voor verschillende waarden van de zuigspanning in de wortelzone bij klei

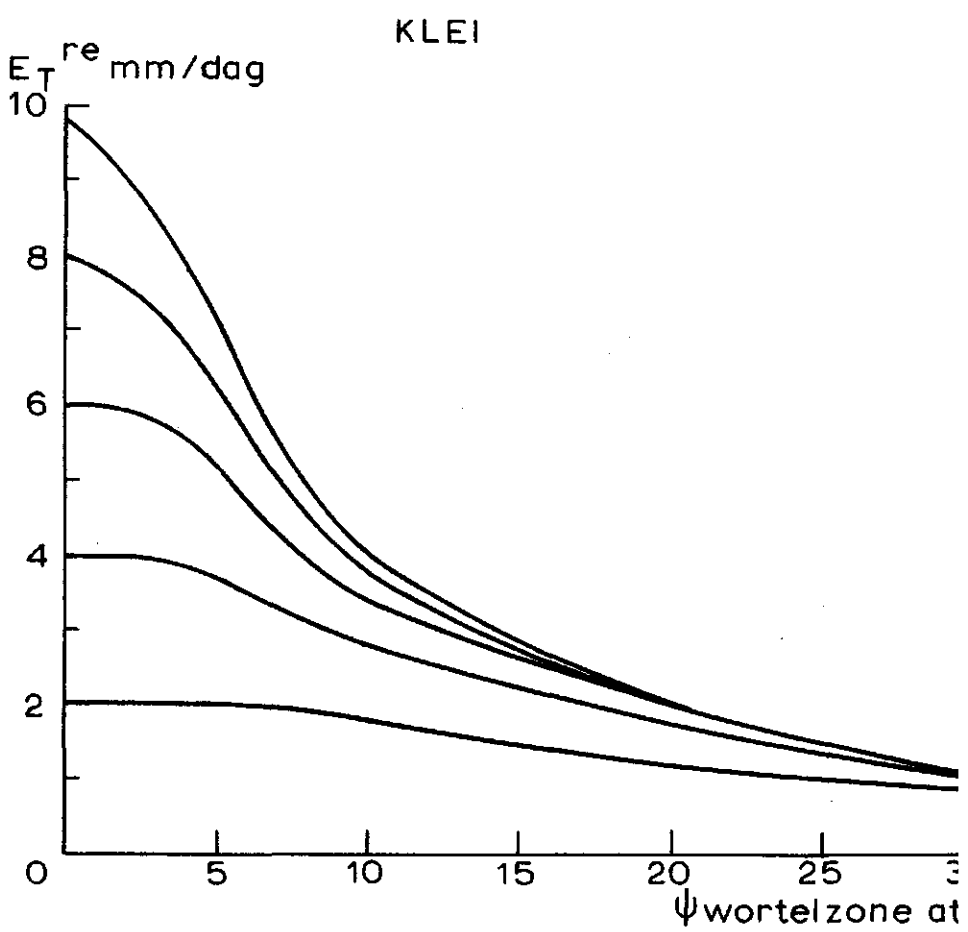


Fig. 10.b.2 Verband tussen de reële transpiratie en de gemiddelde zuigspanning in de wortelzone voor verschillende waarden van de potentiele transpiratie bij klei

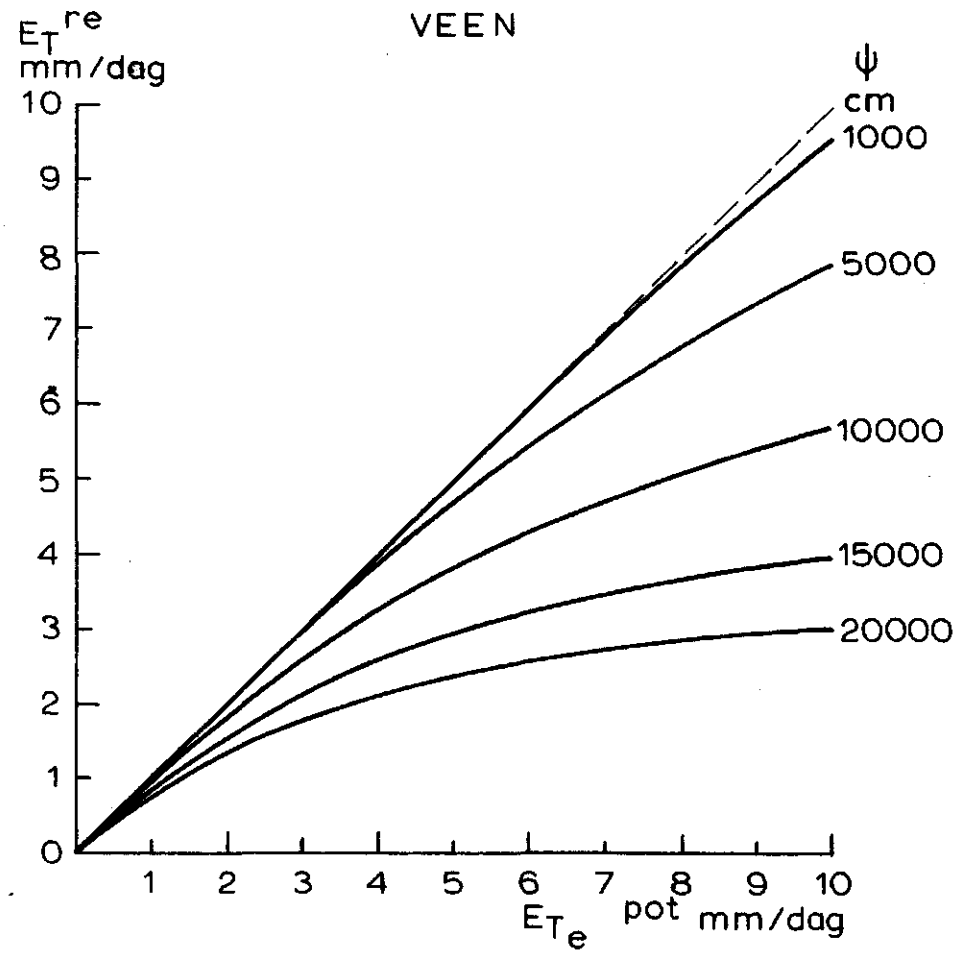


Fig. 10.c.1 Verband tussen de reële transpiratie en de potentiele transpiratie voor verschillende waarden van de zuigspanning in de wortelzone bij veen

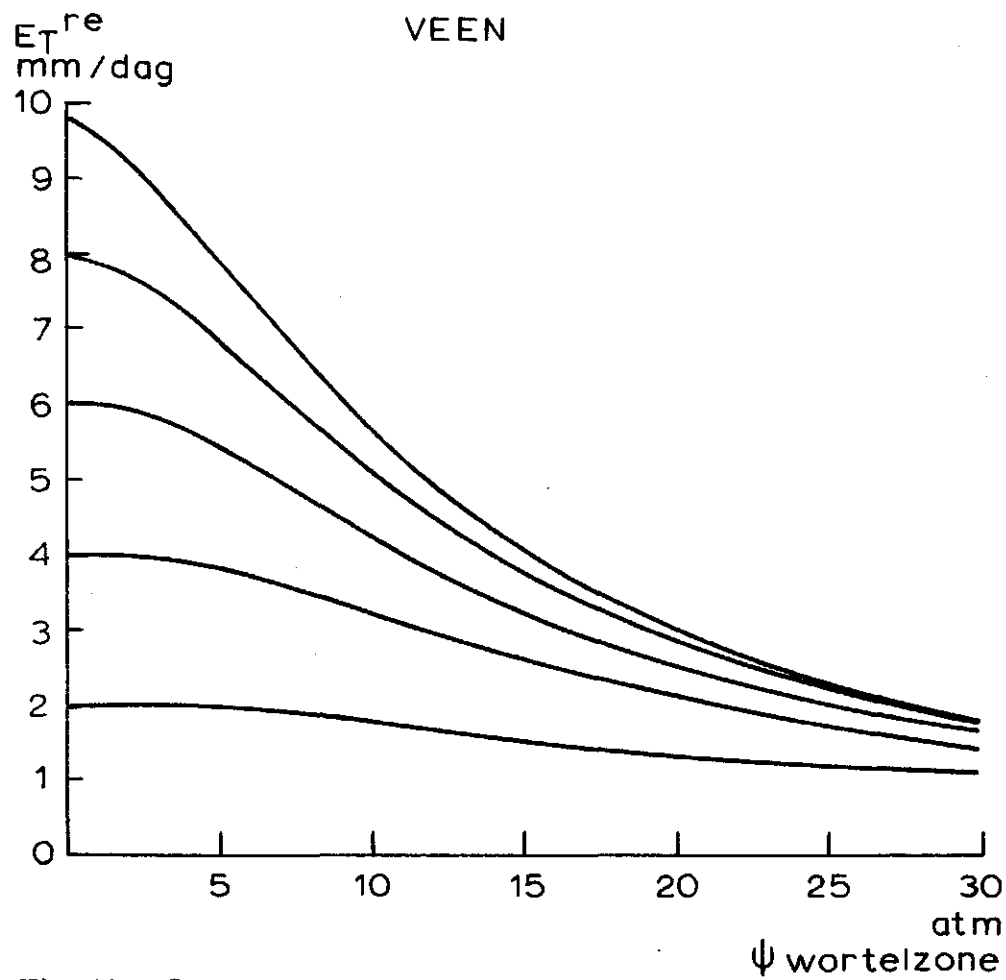


Fig. 10.c.2 Verband tussen de reële transpiratie en de gemiddelde zuigspanning in de wortelzone voor verschillende waarden van de potentiele transpiratie bij veen

Het verband tussen ψ_1^{pot} en ψ_1^{re}, zoals dit voor een aantal balansperioden uit de lysimetergegevens is berekend is weergegeven in figuur 8. De spreiding van de punten om de curve, vooral bij lage zuigspanning, is gering omdat beide variabelen alleen verschillen in de verdampingsterm. Uit deze figuur blijkt dat de maximale waarde van de zuigspanning in het bladweefsel, voor periode gemiddelden 48 tot 50 atmosfeer bedraagt. De maximum waargenomen waarden van de zuigspanning in de bovenste lagen van de wortelzone waren ongeveer 57 atmosfeer. SLATYER (1957) vermeldt maximum waarden voor de zuigspanning in het bladweefsel van tomaat, hulst en katoen van respectievelijk 41,70 en 77 atmosfeer, met waargenomen waarden voor de zuigspanning in de wortelzone van respectievelijk 45, 110 en 107 atmosfeer. De berekende maximale waarde van 50 atmosfeer voor het gras op de lysimeters lijkt dus redelijk.

Het verband tussen ψ_1^{pot} en ψ_1^{re} toont aan dat de relatie zoals deze is gegeven in vergelijking (26a), kan worden vervangen door:

$$R_c^{\psi} = g\,(\psi_1^{pot}) = g\,\{E_{pot}\,(R_{pl} + b/k) + \psi\} \qquad (26b)$$

Het verband tussen R_c^{ψ} en de berekende waarden van ψ_1^{pot} is voor het gras op de drie bodemtypen weergegeven in figuur 9.

De relatie tussen de werkelijke verdamping van het gewas en de potentiële verdamping kan met behulp van vergelijking (9) als volgt worden weergegeven:

$$E_{re} = \frac{\Delta + \gamma\,\{1 + f(z_o,d)\,u\,R_c^l\}}{\Delta + \gamma\,\{1 + f(z_o,d)\,u\,(R_c^l + R_c^{\psi})\}}\,E_{pot} \qquad (28)$$

Uit deze vergelijking blijkt, dat het effect van de zuigspanning op de reductie van de verdamping bij gegeven waarden van de potentiële verdamping en de zuigspanning in de wortelzone ook nog afhankelijk is van de temperatuur (Δ), de windsnelheid (u), de lichtintensiteit (R_c^l) en de gewasontwikkeling in verband met de ruwheid van het verdampend oppervlak ($f(z_o,d)$).

Het verband tussen de werkelijke verdamping, de potentiële verdamping en de zuigspanning in de effectieve wortelzone is weergegeven in figuur 10. De curven zijn berekend voor een temperatuur van 20°C en aangenomen waarden van één en nul voor respectievelijk $f(z_o,d)u$ en R_c^l. De figuren voor de drie bodemtypen tonen duidelijk aan, dat bij gegeven waarden van de potentiële verdamping en de

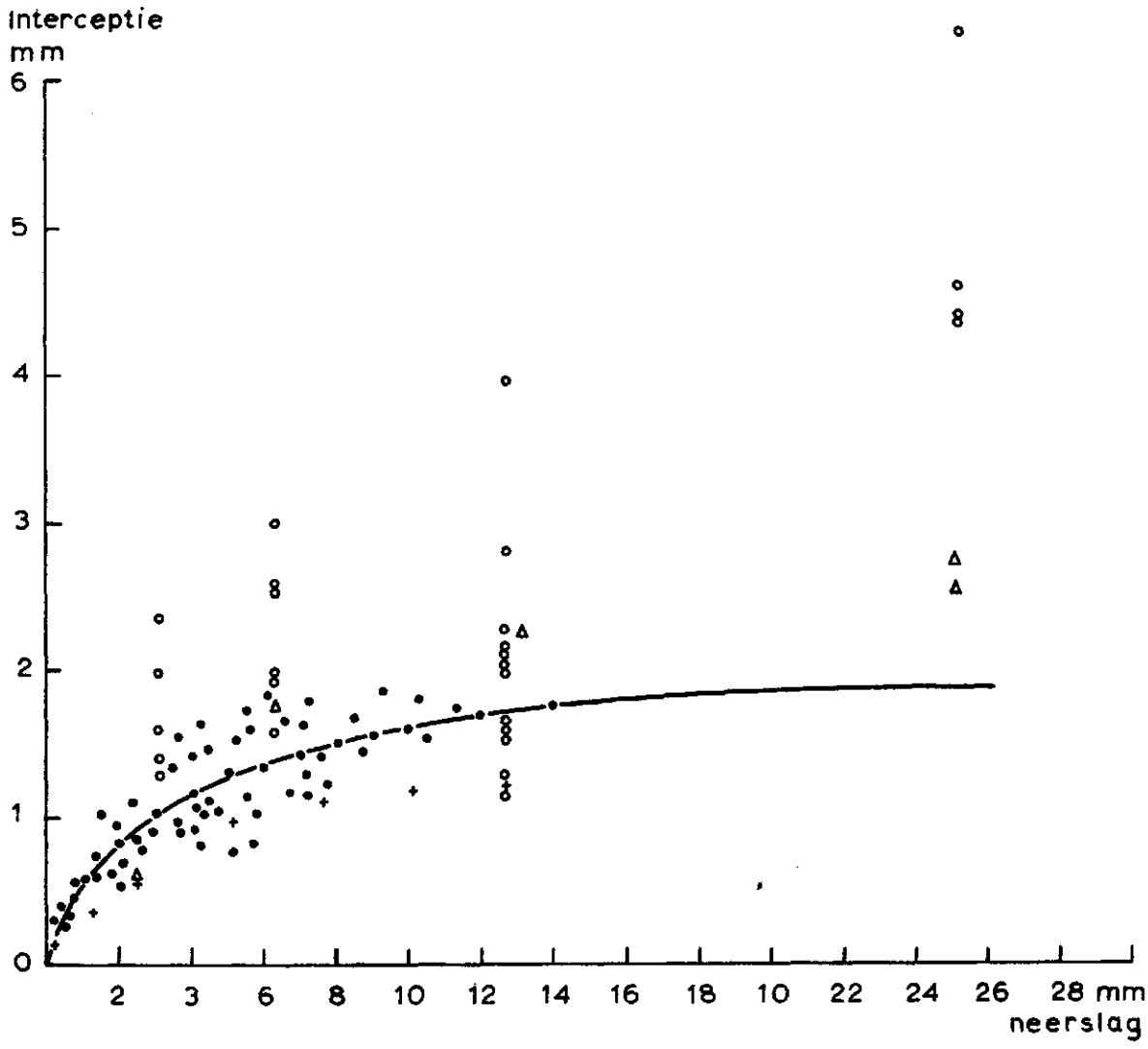


Fig. 11. Verband tussen de hoeveelheid interceptie en de neerslag voor gras

- ○ CLARK (1940)
- △ BEARD (1962)
- \+ BURGY en POMEROY (1958)
- • eigen waarnemingen (graslengte 16-20 cm)

gemiddelde zuigspanning in de effectieve wortelzone de reductie in de verdamping sterk afhankelijk is van het capillair geleidingsvermogen van de grond.

5. De invloed van de interceptie op de verdamping

Een deel van de neerslag blijft op het bladoppervlak achter en bereikt dus de grond niet. Vooal onder de omstandigheden dat door lage lichtintensiteiten of hoge zuigspanning in de wortelzone de verdamping gereduceerd wordt, heeft de interceptie een verhogend effect op de verdamping in vergelijking met de verdamping van een gewas met een droog bladoppervlak onder dezelfde omstandigheden.

De hoeveelheid water, die op het bladoppervlak achter blijft is afhankelijk van de grootte van de neerslag. Metingen van de interceptie bij gras werden uitgevoerd met behulp van kleine bakken (30 x 30 x 10 cm) die met gras waren begroeid. De metingen werden in de kelder van het lysimeterstation verricht om verdampingsverliezen gedurende de metingen zoveel mogelijk te voorkomen. Nadat het grove zand in de bakken verzadigd was, werden de bakken op een snelweger geplaatst. Het gewas werd begoten met verschillende hoeveelheden water met behulp van een kleine sproeier. De totale hoeveelheid neerslag werd bepaald als de som van afvoer en toename in gewicht, terwijl de interceptie gelijk was aan de gewichtstoename van de bakken. De resultaten van deze metingen zijn weergegeven in figuur 11. In deze figuur zijn tevens literatuurgegevens weergegeven.

Het kan worden verwacht dat de gewasverdamping (transpiratie) van een gewas met een nat bladoppervlak kleiner is dan de overeenkomstige waarde van een gewas met een droog bladoppervlak. De energie beschikbaar voor de verdamping wordt bij een nat bladoppervlak voor een deel verbruikt voor de verdamping van het interceptiewater, waardoor de beschikbare hoeveelheid energie voor de gewasverdamping wordt gereduceerd. Bovendien wordt de gewasverdamping onder deze omstandigheden gereduceerd door het toegenomen gehalte aan waterdamp in het microklimaat binnen het gewas, waardoor de dampspanningsgradiënt tussen de intercellulaire holten en het bladoppervlak vermindert. De invloed van de interceptie kan worden berekend door bij volledige bodembedekking aan te nemen, dat de directe verdamping uit de grond verwaarloosbaar klein is. Deze aanname is voor een zeer kort gewas, gecombineerd met een natte bovengrond over het algemeen niet juist en leidt tot te lage waarden van de berekende verdamping. Bij de berekening van de invloed van de interceptie is uitgegaan van de volgende vergelijkingen:

$$E = E_T + E_I = \frac{e_s - e_a}{R_a} \tag{29}$$

en

$$E_T = \frac{\varepsilon_{int} - e_s}{R_c} \tag{30}$$

hierin is E_T de verdamping van het gewas en E_I de verdamping van het interceptiewater.

Uit beide vergelijkingen volgt:

$$E_T + \frac{R_a E_I}{R_a + R_c} = \frac{\varepsilon_{int} - e_d}{R_a + R_c} \tag{31}$$

Combinatie van (7) en (31) geeft:

$$K = \frac{L\gamma}{\Delta} E_T \{1 + f(z_o,d)\ u\ R_c\} + \frac{L\gamma}{\Delta} E_I - \frac{L\gamma}{\Delta} f(z_o,d)\ u\ (\varepsilon_a - e_a) \tag{32}$$

Substitutie van deze uitdrukking in (3) geeft de volgende vergelijking voor de gewasverdamping

$$E_T = \frac{\Delta\{H_{nt}/L - E_I\} + \gamma\ \{f(z_o,d)\ u\ (\varepsilon_a - e_a) - E_I\}}{\Delta + \gamma\ \{1 + f(z_o,d)\ u\ R_c\}} \tag{33}$$

De vergelijking voor de totale verdamping wordt:

$$E = E_T + E_I = \frac{\Delta H_{nt}/L + \gamma\ f(z_o,d)\ u\ \{(\varepsilon_a - e_a) + R_c E_I\}}{\Delta + \gamma\ \{1 + f(z_o,d)\ u\ R_c\}} \tag{34}$$

VAN WIJK en DE VRIES (1954) stelden voor om de gewasverdamping te berekenen als het produkt van twee factoren, dat kan worden weergegeven met de volgende vergelijking

$$E = A.B \tag{35}$$

In deze vergelijking stelt B de verdamping van een nat oppervlak voor met dezelfde vorm en afmetingen als het gewas. De factor A is een reductiefactor, die onder meer afhankelijk is van de plantenfysiologische eigenschappen van het gewas en van bodemfysische eigenschappen van de grond. De factor A kan op grond van de hiervoor gegeven beschouwingen als volgt worden geformuleerd:

$$A = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o,d) \text{ u } R_c\}} \qquad (36)$$

Onder die omstandigheden dat de verdamping toeneemt tengevolge van interceptie, moet de vergelijking van VAN WIJK en DE VRIES nog met een term worden uitgebreid, waardoor het effect van de interceptie in rekening wordt gebracht. Hierbij ontstaat de volgende vergelijking

$$E = A.B. + C \qquad (35a)$$

waarin C kan worden berekend volgens:

$$C = \frac{\gamma f(z_o,d) \text{ u } R_c E_I}{\Delta + \gamma \{1 + f(z_o,d) \text{ u } R_c\}} \qquad (37)$$

Vooral in perioden met veel neerslag is de waarde van de verdampingsterm E_I moeilijk te bepalen, indien het gewas tussen de opeenvolgende buien niet droog wordt. De geschatte waarden van de interceptie zijn in dat geval te hoog. Aangezien de factor B geldt voor de verdamping van een nat oppervlak met dezelfde eigenschappen als het gewas mag de verdamping die volgens (35a) wordt berekend de factor B niet overtreffen.

Uit de gegeven beschouwingen blijkt, dat de invloed van de interceptie op de verdamping afhankelijk is van de ruwheid van het verdampend oppervlak, de windsnelheid en de waarde van de schijnbare diffusie-weerstand van het gewas. Deze laatste factor is voor gras onder omstandigheden van hoge lichtintensiteit en optimale vochtvoorziening gelijk aan nul, zodat in dat geval de invloed van de interceptie juist wordt gecompenseerd door de afname in transpiratie. De invloed van de interceptie neemt toe als de reductie in de gewasverdamping tengevolge van andere factoren ook toeneemt.

6. Samenvatting en nabeschouwing

De verdamping van een gewas is beschreven met behulp van een formulering, waarin zowel klimatologische, plantenfysiologische en bodemfysische factoren zijn opgenomen. De formulering is getoetst voor de verdamping van met gras begroeide lysimeters. Dit gewas heeft bij de gegeven beschouwingen als grote voordelen de volledige bodembedekking en de vrij constante bewortelingsintensiteit en bewortelingsdiepte gedurende het groeiseizoen.

De ontwikkelde beschouwingen zullen bij toepassing op één-jarige gewassen en op gewassen in rijen bij de analyse van de gegevens een groter aantal moeilijkheden ondervinden. Deze afwijkende omstandigheden kunnen als volgt worden samengevat:

a. Het jaarlijks verloop van de ruwheid van het verdampend oppervlak. In de literatuur zijn slechts zeer summiere gegevens bekend over dit verloop.
b. Voor akkerbouwgewassen zijn over het algemeen geen gegevens bekend betreffende de grootte van de interceptie bij verschillende stadia van gewasontwikkeling. Er moet worden nagegaan in hoeverre de meetmethodiek, zoals deze voor gras is uitgevoerd ook voor andere gewassen kan worden toegepast of welke andere methoden voor dit doel bruikbaar zijn.
c. De invloed van de niet-volledige bodembedekking in de verschillende ontwikkelingsstadia van het gewas op de waarde van de schijnbare diffusieweerstand. In verband hiermede moet ook rekening worden gehouden met de verdamping direct uit de grond in afhankelijkheid van het vochtgehalte.
d. Bij de berekeningen betreffende de invloed van de zuigspanning en het capillair geleidingsvermogen in de effectieve wortelzone op de waarde van de schijnbare diffusieweerstand van gras is aangenomen dat de bewortelingsdiepte en bewortelingsintensiteit niet tijdsafhankelijk zijn. Bij éénjarige gewassen zijn beide factoren tijdsafhankelijk. Een gelijke overweging geldt voor de transportweerstand in het gewas. De gegeven beschouwingen voor de benadering van de waarde van R_{pl} en b voor gras kunnen dus niet zonder meer worden toegepast voor één-jarige gewassen. Wellicht verdient het voorkeur voor de bepaling van de waarden van R_{pl} en b gebruik te maken van directe metingen van de zuigspanning in het bladweefsel.

Literatuur

BEARD, J.S., 1962. Rainfall interception by grass. Sd. Afr. Bosboutijdskriff. 42: 12-15.

BURGY, R.H. and C.R. POMEROY 1958. Interception losses in grassy vegetation. Trans.Am.Geoph.Un.39: 1095-1100.

CLARK, O.R., 1940. Interception of rainfall by prairy grasses, weeds and certain crop plants. Ecological Monograph 10: 245-277.

DEACON, E.L., 1949. Vertical diffusion in the lowest layers of the atmosphere. Quart. J. Roy. Met.Soc. 75: 89-103.

GAASTRA, P., 1959. Photosynthesis of crop plants as influenced by light, carbon dioxide, temperature and stomatal diffusion resistance. Med.Landbouwhogeschool 59.13: 1-68.

GARDNER, W.R., 1960. Dynamic aspects of water availability to plants. Soil Sci. 89: 63-73.

_____ 1964. Relation of root distribution to water uptake and availability. Agron. J. 56: 41-45.

_____ and C.F. EHLIG, 1962. Some observations on the movement of water to plant roots. Agron.J. 54: 453-456.

KUIPER, P.J.C., 1961. The effects of environmental factors on the transpiration of leaves, with special reference to stomatal light response. Med. Landbouwhogeschool 61-7.

LIPPS, R.C. and R.L. FOX, 1964. Root activity of sub-irrigated alfalfa as related to soil moisture, temperature and oxygen supply. Soil Sci. 97: 4-12.

MONTEITH, J.L., 1963. Gas exchange in plant communities. In: Evans, E.T. Environmental control of plant growth: 95-112.

PHILIP, J.R., 1957. The physical principles of soil water movement during the irrigation cycle. Proc. 3rd Int.Congr.Irr. and Drain: 8. 125-8.154.

SLATYER, R.O. 1957. The influence of progressive increase in total soil moisture stress on transpiration, growth and internal water relationships of plants, Austr. J.Biol.Sci. 10: 320-336.

_____ and J.F.BIERHUIZEN, 1964. Transpiration from cotton leaves under a range of environmental conditions in relation to internal and external diffusive resistances. Austr.J.Biol. Sci. 17: 115-130.

VISSER, W.C.,1964. Moisture requirements of crops and rate of moisture depletion of the soil. Inst.Land and Water Man. Res. Techn.Bull. 32.

WIJK, W.R., VAN en D.A. DE VRIES, 1954. Evapotranspiration. Neth.J. Agric.Sci. 2: 105-119.