

J. GOUDRIAAN

enige micrometeorologische aspecten van de gewasgroei

09

Over simulatie is in deze artikelenreeks al het een en ander aan de orde geweest, in dit artikel zal het accent meer op micrometeorologie dan op simulatie liggen. In de micrometeorologie wordt veel met simulatiemodellen gewerkt; de in dit artikel gepresenteerde begrippen en afleidingen zijn voor toepassing en ontwikkeling van deze modellen onmisbaar. (Goudriaan, 1).

Micrometeorologie onderscheidt zich van de gewone meteorologie, omdat het de weersverschijnselen vlakbij de objecten, en ook de wisselwerking tussen de objecten en hun directe omgeving bestudeert. Als objecten zullen in dit artikel vooral bladeren en gewassen genomen worden, maar de behandelde principes zijn veel ruimer toepasbaar.

Wat betreft de micrometeorologie van een gewas kunnen we ons afvragen wat de temperatuur, verdampingssnelheid en fotosynthesesnelheid van het gewas zullen zijn. Volgens het beproefde reductionistische principe gaan we eerst naar individuele bladeren kijken. Maar ook voor een individueel blad geldt dat het straling ontvangt en gedeeltelijk verstrooit, dat het verdampt en fotosynthetiseert in afhankelijkheid van temperatuur enz. van de lucht.

straling

De inkomende straling kan verdeeld worden in vier spectrale gebieden. Een hoofdingeling is die tussen warmtestraling (golflengte groter dan 3000 nm) en kortgolvlige straling (golflengte kleiner dan 3000 nm). Vergeleken met de warmtestraling van de hemel, en ook met de straling in het kortgolvlige gebied, kan de directe bijdrage van de zon aan de warmtestraling verwaarloosd worden. De warmtestraling die binnenkomt aan het grondoppervlak wordt uitgestraald door lucht op verschillende hoogtes. Naarmate de lucht vochtiger is, straalt die sterker, zodat de straling van een gemiddeld lager niveau afkomstig is. Aangezien de luchttemperatuur met ongeveer 1°C per 100 m hoogte daalt, wordt de effectieve stralingstemperatuur van de hemel ook hoger. De uitgaande warmtestraling wordt bepaald door de temperatuur van het blad volgens de wet van Stefan-Boltzmann:

$$B = \sigma T^4 \quad (09.1)$$

met T de absolute temperatuur in K, en σ de Stefan-Boltzmann constante ($5.668 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$). De netto-stralingsflux is nu gegeven door

$$B_n = \sigma (T_{\text{sky}}^4 - T_l^4) \quad (09.2)$$

waar T_{sky} is de effectieve hemeltemperatuur en T_l de bladtemperatuur, beide in K. Gewoonlijk is T_{sky} lager dan de lucht- of bladtemperatuur, zodat de netto-warmtestralingsflux dan ook negatief is. Zoals hierboven opgemerkt, hangt de inkomende warmtestraling samen met de vochtigheid van de lucht. Daarom gaf Brunt (2) de volgende semi-empirische relatie voor de netto-warmtestralingsflux

$$B_n = -\sigma T_a^4 (0.56 - 0.092 \times e_a^{0.5}) \quad (09.3)$$

voor een heldere hemel, en met de waterdampspanning e_a uitgedrukt in mm Hg. In ons klimaat is de temperatuur sterk gecorreleerd met luchtvochtigheid, zodat de effectieve hemeltemperatuur ook in de luchttemperatuur uitgedrukt kan worden. Volgens Monteith (3) geldt daarom:

$$T_{\text{sky}} = T_a - 21 + 0.2 T_a \quad (09.4)$$

voor een heldere hemel, en

$$T_{\text{sky}} = T_a - 2 \quad (09.5)$$

voor een bewolkte hemel.

Aangezien T_{sky} en T_l relatief tot het absolute nulpunt weinig verschillen kan B_n ook geschreven worden als

$$B_n = 4 \sigma T_m^3 (T_{\text{sky}} - T_l) \quad (09.6)$$

Dit komt ruwweg neer op 5 tot 6 W m^{-2} per graad temperatuurverschil. Daarom zijn karakteristieke waarden voor de netto-langgolvlige (warmte-) straling -80 tot -100 W m^{-2} voor een heldere hemel en -10 W m^{-2} voor een bewolkte hemel. De inkomende kortgolvlige straling (korter dan 3000 nm) kan in drie spectrale gebieden verdeeld worden; het ultraviolet (korter dan 400 nm), het zichtbaar (400-700 nm) en het nabij-infrarood (700-3000 nm). De bijdrage van het ultra-violet is vanuit energetisch oogpunt verwaarloosbaar: op zeeniveau niet meer dan 4% van het totaal. Bij helder weer is de verhouding tussen zichtbaar en nabij-infrarood fifty/fifty. Deze verhouding verschuift naar 0.6:0.4 ten gunste van het zichtbaar bij bewolkt weer. Als vuistregel kunnen we stellen, dat de inkomende kortgolvlige straling bij bewolkt weer één vijfde bedraagt van die bij helder weer en dat de inkomende kortgolvlige straling bij hel-

der weer (S_c) evenredig is met de sinus van de zon hoogte:

$$S_c = 1200 \sin \beta \quad (\text{helder}) \text{ in } W \text{ m}^{-2}$$

$$S_o = 240 \sin \beta \quad (\text{bewolkt}) \text{ in } W \text{ m}^{-2}$$

Deze formules geven alleen een karakteristieke waarde; vooral de inkomende straling bij bewolkt weer varieert enorm. De totale netto-straling is opgebouwd uit de inkomende kortgolvlige straling min de gereflecteerde kortgolvlige straling, plus de netto-langgolvlige straling. De reflectiecoëfficiënt van een grasland voor zichtbaar en nabij-infrarood samen is ongeveer 25 %.

oefening (09.1):

Bij welke zonshoogte is de nettostraling boven gras nul, bij helder en bewolkt weer afzonderlijk? Wat is de nettostraling boven gras als de zon op 45 graden hoogte staat, eveneens voor helder en bewolkt afzonderlijk?

De vergelijking voor de zonshoogte is

$$\sin \beta = \sin \lambda \sin \delta + \cos \lambda \cos \delta \cos \alpha \quad (09.7)$$

met λ de breedtegraad, δ de declinatie van de zon en t_h de zonnetijd in uren (denk om correctie voor zomertijd).

De vergelijking voor de declinatie is

$$\delta = - \frac{23.4\pi}{180} \cos 2\pi(t_d + 10)/365 \quad (09.8)$$

met t_d het dagnummer, gerekend vanaf 1 januari.

oefening (09.2):

Gebruik deze formules om de dagelijkse inkomende kortgolvlige straling te berekenen op 21 december, 21 maart en 21 juni, hetzij analytisch, hetzij door middel van simulatie. Bereken ook het dagelijks totaal van de nettostraling op deze dagen. Voer deze berekeningen uit voor een standaard-heldere en voor een standaard-bewolkte dag. Herhaal de berekeningen voor diverse breedtegraden, bijvoorbeeld voor 0, 30, 52, 75 en 90 graden. Een nog wat betere benadering wordt verkregen door de voorafgaande uitdrukkingen voor S_c en S_o nog te vermenigvuldigen met $\exp(-0.1/\sin \beta)$.

Deze factor brengt de verzwakking van de straling door de atmosfeer in afhankelijkheid van de zonshoogte in rekening. Voeg deze vermenigvuldigingsfactor toe aan het simulatieprogramma en herhaal de berekeningen.

In sommige gevallen moeten we weten welk deel van de straling diffuus is, en welk deel direct van de zon komt. In de volgende tabel zijn standaardwaarden voor helder weer gegeven.

inclinatie van de zon	diffuus/totaal
5	1.00
15	0.32
25	0.22
35	0.18
45	0.16
90	0.13

Voor vrijwel alle praktische toepassingen mag de diffuse straling van de hemel als isotroop worden verondersteld. Dit betekent dat elk deel van de hemel even helder is. Het betekent ook dat de diffuse belichting van een blad onafhankelijk is van de bladstand, tenminste zo lang de straling van de volledige halve hemelbol binnenkomt.

reflectie en absorptie van straling door gewassen

Groene bladeren absorberen in het groen (550 nm) uiteraard minder dan in het rood (680 nm) of in het blauw (450 nm), maar een bijzonder scherpe

afname van de absorptie treedt op in de overgang van zichtbaar naar nabij-infrarood (750 nm). Dit verschijnsel legitimeert de grove tweedeling in zichtbare en nabij-infrarode straling. Gemiddeld is de verstrooiingscoëfficiënt van groene bladeren in het zichtbaar 0.2 en in het nabij-infrarood 0.8, waarbij de verstrooiing bijna gelijkmatig over reflectie en transmissie verdeeld is.

Uit de waarden die aan de top van het gewas gelden, moeten we de geabsorbeerde straling per eenheid van bladoppervlakte bepalen, en dus hoe de straling onderschept, ten dele verstrooid en gereflecteerd wordt. Bij gewassen met horizontale bladeren is dit relatief eenvoudig. We stellen ons voor, dat de bladeren laagsgewijs onder elkaar liggen, waarbij in elke laag bijvoorbeeld 0.1 deel van de oppervlakte door blad in beslag wordt genomen. Als de totale bladoppervlakte nu bijvoorbeeld 5 m² blad per m² grond is (leaf area index of LAI = 5), bestaat het gewas dus uit 50 lagen. Zijn de posities van de bladeren in opeenvolgende lagen onafhankelijk, dan zal in elke laag steeds weer 0.1 deel van de neerwaartse straling worden onderschept, zodat

$$\psi_d(j) = \psi_d(0) (1-0.1)^j \quad (09.9)$$

met $\psi_d(j)$ = de neerwaartse straling onder laag j. Deze meetkundige reeks kan ook worden voorgesteld als een exponentiële uitdoving volgens

$$\psi_d(LAI^l) = \psi_d(0) \exp(-K \cdot LAI^l) \quad (09.10)$$

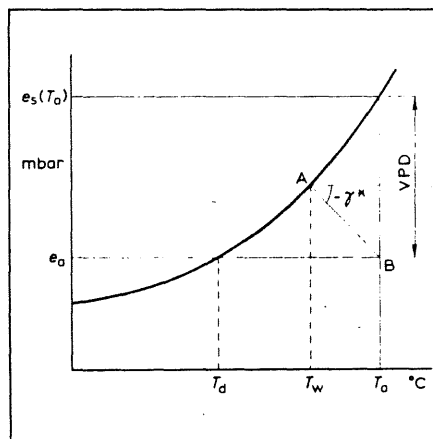
waar LAI^l de lopende waarde van LAI van bovenaf gerekend is en K de extinctie-coëfficiënt.

De waarde van K nadert tot 1 als de afzonderlijke lagen steeds talrijker worden en minder blad gaan bevatten. Als de bladeren niet zwart zijn maar verstrooien, verschijnt er ook een opwaartse straling die op zijn beurt weer onderschept kan worden enz. De formules worden aanzienlijk vereenvoudigd door de redelijke veronderstelling dat reflectie en transmissie van de bladeren aan elkaar gelijk zijn. We vinden dan voor het genoemde limietgeval van oneindig dunne laagjes dat de uitdoving exponentieel blijft en dat

$$K = (1 - \sigma)^{0.5} \quad (09.11)$$

09.1 Diagram van de waterdampspanning en de temperatuur.

- e_a waterdampspanning in de lucht (mbar)
- $e_s(T_a)$ verzadigde waterdampspanning
- VPD vapour pressure deficit ($e_s - e_a$)
- e_a/e_s relatieve vochtigheid
- T_d dauwpunttemperatuur
- T_w natte boltemperatuur
- T_a luchttemperatuur



$$\rho_c = (1 - \kappa)/(1 + \kappa) \quad (09.12)$$

waar ρ_c = de reflectiecoëfficiënt van het gewas

σ = de verstrooiingscoëfficiënt van de bladeren

Voor zowel horizontale als niet-horizontale zwarte bladeren en straling uit één richting geldt dat de uitdoving nog steeds exponentieel verloopt met een K -waarde van

$$K_b(\beta) = A(\beta)/\sin\beta \quad (09.13)$$

met $A(\beta)$ = de gemiddelde projectie van de bladeren in richting β per eenheid van bladoppervlakte

β = de hoek van inval van het licht t.o.v. de horizon.

De projectie $A(\beta)$ van de bladeren hangt af van de bladstand:

- a) horizontale bladeren : $A(\beta) = \sin\beta$
 b) verticale bladeren : $A(\beta) = (2/\pi)\cos\beta$
 c) isotrope bladeren : $A(\beta) = 0.5$

oefening (09.3):

Bereken de reflectiecoëfficiënt van een gesloten gewasdek met horizontale bladeren voor de totale kortgolvlige straling bij helder weer en bij bewolkt weer. Gebruik de eerder gegeven verstrooiingscoëfficiënten voor de individuele bladeren.

Meestal staan bladeren niet horizontaal, maar is de bladhoekverdeling ongeveer isotroop (sferisch). Dit betekent dat de hellingen van de bladeren net zo verdeeld zijn als die van de oppervlakte-elementjes van een bol. De gemiddelde geprojecteerde oppervlakte van een bladoppervlakte-eenheid is dan altijd 0.5, onafhankelijk van de richting. Voor zwarte bladeren is daarom de extinctiecoëfficiënt voor direct licht gelijk aan

$$K_b(\beta) = 0.5/\sin\beta \quad (09.14)$$

Als de zon in het zenit staat, is K dus gelijk aan 0.5, en als de zon op 30 graden staat gelijk aan 1. Voor diffuus licht vinden we de uitdoving door sommeling van exponentiële uitdovingscurven voor een aantal inclinatiezones van 0 tot 90 graden. Strikt genomen is zo'n som nooit zuiver exponentieel, als de K -waarde van de componenten verschillend is, maar we kunnen uitrekenen dat

de afwijking van een exponentiële curve bijna nooit groter is dan 5%. Een grove schatting van de gemiddelde extinctiecoëfficiënt voor diffuus licht vinden we door aan te nemen dat de gemiddelde lichtinclinatie 45 graden is. De K -waarde is dan dus $0.5/0.7 = 0.7$. Met behulp van een numeriek model blijkt dat 0.8 een betere waarde is. Uit hetzelfde numerieke model blijkt dat de invloed van verstrooiing voor horizontale en niet-horizontale bladeren ongeveer hetzelfde is. Voor een sferische bladstand is dus K bij benadering gelijk aan

$$K(\beta) = 0.5(1-\sigma)^{0.5}/\sin\beta \quad (09.15)$$

(direct licht)

en

$$K = 0.8(1-\sigma)^{0.5} \quad (09.16)$$

(diffuse straling)

oefening (09.4):

Bereken de K -waarden voor een sferische bladstand in het zichtbaar en nabij-infrarood voor een zonshoogte van 90, 45 en 30 graden en direct licht, en voor diffuus licht. Bereken de verhouding zichtbaar/nabij infrarood onder een LAI van 1, 2 en 5.

Voor niet-horizontale bladeren varieert de reflectiecoëfficiënt met de inclinatie van het invallende licht. Hoe lager de zon staat, hoe groter de reflectiecoëfficiënt. Voor een invalshoek van 30 graden (vanaf de horizon gerekend) is de reflectiecoëfficiënt vrijwel gelijk aan die voor horizontale bladeren; als de zon op 90 graden staat moeten we dit bedrag met 30% verminderen, en voor scherpe inval met 50% vermeerderen (bij een sferische bladstand). Dit laatste is echter van weinig praktisch belang, omdat de diffuse component dan toch overweegt. Voor tussenliggende zonshoogtes kunnen we het beste lineair interpoleren, evenredig met de sinus van de zonshoogte. De reflectiecoëfficiënt voor diffuse straling is ongeveer gelijk aan die voor directe straling onder een invalshoek van 55° .

oefening (09.5):

Bereken de reflectiecoëfficiënten voor de directe componenten en sferische bladstand bij een zonshoogte van 15, 30, 55 en 90 graden voor zichtbaar en nabij-infrarood. Die voor diffuse straling weten we nu ook.

convectief transport

In het vorige gedeelte hebben we de methoden uitgewerkt om de stralingsabsorptie door een blad uit te rekenen. De geabsorbeerde energie wordt gebruikt voor verdamping, warmteverlies aan de lucht en fotosynthese. De verdeling tussen deze drie verschijnselen wordt onder andere bepaald door de weerstand voor stof- en warmte-uitwisseling met de lucht.

grenslaagweerstand

Tussen het oppervlak van een voorwerp en de min of meer vrije lucht, bevindt zich een grenslaag waarin de moleculaire diffusie de beperkende factor voor uitwisseling is. De waarde van de weerstand van deze grenslaag hangt af van windsnelheid en afmeting van het voorwerp. Uit experimenteel onderzoek is gebleken dat voor het vrije veld de volgende formule een redelijk gemiddelde aan geeft:

$$r_b = 100(w/u)^{0.5} \quad (09.17)$$

waarin w de breedte van het blad is in m, u de windsnelheid in m s^{-1} en r_b de grenslaagweerstand in s m^{-1} . Het getal 100 geldt voor de weerstanden aan beide zijden van het blad parallel genomen. Let er op dat dit getal niet dimensieloos is. Het temperatuurverschil tussen het blad en de lucht wordt nu gegeven door

$$\Delta T = r_b C/(\rho c_p) \quad (09.18)$$

waar C = de warmtestroomdichtheid in W m^{-2}

ρc_p = de volumetrische warmtecapaciteit van de lucht
 ($1200 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)

oefening (09.6):

Bereken de temperatuur van een zwart metalen plaatje dat 100 W m^{-2} aan kortgolvlige stralingsenergie absorbeert. Verwaarloos de warmtestraling. De luchttemperatuur is 20°C en de windsnelheid 1 m s^{-1} . De breedte van het plaatje is 5 cm. Betrek vervolgens warmtestraling in de beschouwing, waarbij wordt aangenomen dat plaatje en omgeving zwart zijn en de stralingstemperatuur van de omgeving 20 , respectievelijk 0°C is.

oefening (09.7):

Auto's onder een carport hebben op een vroege winterochtend meestal geen bevroren ruiten, terwijl de anderen in de open lucht daar wel last van hebben. Dit komt doordat het dak de koude hemel afschermt. Bereken de temperatuur van een autodak buiten als de luchttemperatuur 0° C bedraagt, de breedte van het dak 1 m is, de windsnelheid 0.5 m s⁻¹ is en de hemel onbewolkt is. Denk erom dat de uitwisseling éézijdig is. Voor het dak van de carport is de uitwisseling tweezijdig. Wat wordt daarvan de temperatuur, als de breedte eveneens 1 m is. Gebruik deze temperatuur om de daktemperatuur van de auto eronder uit te rekenen.

verdamping en fotosynthese

De drijvende kracht voor verdamping is het verschil in waterdampspanning tussen het verdampend oppervlak en dat van de omringende lucht. De dampspanning van het verdampend oppervlak kunnen we gelijk stellen aan de verzadigde dampspanning bij de temperatuur van het oppervlak. In de vrije lucht is de dampspanning meestal lager dan de verzadigde dampspanning bij luchttemperatuur. Het verband tussen de verzadigde dampspanning en de temperatuur wordt goed weergegeven door

$$e_s = 6.11 \exp(17.4 T / (239 + T)) \tag{09.19}$$

met e_s uitgedrukt in mbar en T in °C.

Voor een nat oppervlak is de verdampingssnelheid

$$\lambda E = \frac{(e_s(T) - e_a) \rho c_p}{\gamma^* r_b} \tag{09.20}$$

waar e_a de dampspanning van de lucht is, en γ^* de effectieve psychrometerconstante (0.63 mbar C⁻¹). λ is de verdampingswarmte van water (2.45 10⁶ J kg⁻¹), en λE de energiestroom in W m⁻². Als de nettostraling van het verdampend oppervlak nul is, moet alle warmte door convectief transport geleverd worden ($C = -\lambda E$). Daarom is $(e_s(T) - e_a) / (T_a - T)$ gelijk aan γ^* . In figuur 09.1 is waterdampspanning uitgezet tegen temperatuur. De getrokken gebogen lijn is de verzadigde dampspanning. De toestand van de lucht aan het verdampend oppervlak wordt gekarakteriseerd door een punt op deze kromme (punt A). Dit punt is verbonden met e_a , T_a punt voor de vrije lucht via een rech-

te onder een helling van $-\gamma^*$. Het zojuist afgeleide verband geldt voor de welbekende nattebolthermometer. Aangezien we T_a vinden als de drogeboltemperatuur, kunnen we langs grafische weg e_a snel uit T_w , de natteboltemperatuur afleiden. In figuur 09.1 zijn verder de dauwpuntstemperatuur T_d en het dampdruktekort van de vrije lucht VPD aangegeven. Als de nettostraling niet nul is, moeten de volgende vier vergelijkingen simultaan opgelost worden:

$$\lambda E = \frac{(e_s(T) - e_a) \rho c_p}{\gamma^* (r_b + r_l)} \tag{09.21}$$

$$C = \frac{(T_l - T_a) \rho c_p}{r_b} \tag{09.22}$$

$$R_n = \lambda E + C \tag{09.23}$$

$$e_s(T) = 6.11 \exp(17.4 T_l / (239 + T_l)) \tag{09.24}$$

waar r_l de huidmondjesweerstand is. Een gemakkelijke manier van oplossen is de warmte-inhoud per oppervlakte blad een integraal te maken, en de temperatuur T_l uit de warmte-inhoud te berekenen.

oefening (09.8):

Schrijf een simulatieprogramma hiervoor. Neem $T_a = 20^\circ C$, $e_a = 15$ mbar, en de geabsorbeerde kortgolvlige straling 200 W m⁻². Verwaarloos de thermische stralingsuitwisseling met de omgeving. Stel de bladbreedte w op 10 cm, de windsnelheid op 0.5 m s⁻¹. Neem r_l achtereenvolgens 0, 10, 100, 200, 500, 1000 en 10⁴ s m⁻¹. Stel de warmtecapaciteit van het blad op 10⁴ J m⁻² C⁻¹. Wat is de tijdconstante? Wat zijn de evenwichtswaarden van T_l , C en λE ? Breng nu de thermische stralingsuitwisseling met de omgeving erin. Neem de stralingstemperatuur 20° C.

Dit groepje van vier vergelijkingen met vier onbekenden kan door eliminatie worden opgelost, mits alle vier lineair zijn. De laatste voor e_s is dat niet. We kunnen nu de benadering maken dat e_s lineair van de temperatuur afhangt in een klein gebied rond T_a , en we nemen aan dat T_l in dat gebiedje valt. We schrijven dan:

$$e_s(T_l) = e_s(T_a) + s(T_l - T_a) \tag{09.25}$$

waar s de helling van de verzadigde dampspanningscurve is bij temperatuur T_a . In tabel 2 zijn e_a , de benaderingsformule voor e_a en de helling s als functie van de temperatuur gegeven.

Onder toepassing van bovengenoemde linearisering vinden we na eliminatie:

$$\lambda E = \frac{s R_n + \delta}{s + \gamma^* \left(\frac{r_b + r_l}{r_b} \right)} \tag{09.26}$$

met δ de drogende kracht van de lucht, gedefinieerd als

$$\delta = \frac{(e_s(T_a) - e_a) \rho c_p}{r_b} \tag{09.27}$$

oefening (09.9):

Pas deze methode toe voor de situatie als gegeven in oefening 09.8 en vergelijk de uitkomsten.

Op de huidmondjesweerstand r_l na hebben we nu alle factoren besproken die de verdamping bepalen. De waarde van r_l wordt actief door de plant zelf geregeld en kan niet zonder meer uit de omgevingsfactoren worden afgeleid. Een algemeen verschijnsel is dat de huidmondjes dicht gaan (en r_l toeneemt) als

tabel 2

T (°C)	e_s (mbar)	6.11 exp (17.47/(T + 239))	s (mbar K ⁻¹)
0	6.11	6.11	0.445
5	8.72	8.73	0.609
10	12.27	12.29	0.823
15	17.04	17.07	1.10
20	23.37	23.42	1.45
25	31.67	31.74	1.89
30	42.43	42.54	2.44
35	56.24	56.40	3.17
40	73.78	74.04	3.97

de plant gebrek aan water krijgt. Aangezien CO₂ door dezelfde huidmondjes naar binnen moet, kan de CO₂-assimilatiesnelheid beperkt worden door de huidmondjesweerstand als er watergebrek is. Als de plant volop water heeft, blijkt vaak dat de huidmondjes dicht gaan als het uitwendige CO₂-gehalte toeneemt, soms zelfs in die mate dat de CO₂-assimilatiesnelheid niet verhoogd wordt door verhoging van het uitwendige CO₂-gehalte. Dit reactiepatroon kan

worden verklaard als de planten het CO₂-gehalte in de substomataire holten op een constant niveau trachten te houden. Bij toenemend licht wordt de assimilatiesnelheid verhoogd, daalt het inwendige CO₂-gehalte en dus gaan als reactie hierop de huidmondjes open. Hoe de samenhang van de huidmondjesweerstand r_1 met de milieufactoren ook zal zijn, het is een sleutelfactor voor de simulatie van transpiratie en fotosynthese.

literatuur

1. Goudriaan, J.: Crop micrometeorology: a simulation study. Pudoc. Wageningen 1977, 249 pp.
2. Brunt, D.: Notes on radiation in the atmosphere. *Q. J. Roy. Met. Soc.* 58 (1932): 389-420.
3. Monteith, J.L.: Principles of environmental physics. Edward Arnold, London 1973, 241 pp.

uitwerking oefeningen bij artikel 09

09.1 De nettostraling is gegeven door

$$R_n = (1 - 0.25) S + B_n$$

Voor helder en bewolkt weer kunnen de componenten als volgt worden uitgesplitst.

	helder	bewolkt
S		
S	1200 sinβ	240 sinβ
B_n	-100	-10
B_n met $R_n = 0$	6.4	3.2
R_n (β = 45 graden)	536	117

09.2 Doordat volgens de gegeven formules de inkomende straling evenredig is met de sinus van de zonshoogte, kan een analytische oplossing worden gevonden voor de dagelijkse totale straling door integratie van sinβ naar de tijd tussen zonsopgang en zonsondergang. De verandering van de declinatie gedurende de dag moet men dan verwaarlozen. Het tijdstip van zonsopkomst vinden we door sinβ gelijk aan nul te stellen. Voor de daglengte d vinden we dan

$$d = 12 \left(1 + \frac{2}{\pi} \arcsin(\operatorname{tg} \lambda \operatorname{tg} \delta) \right)$$

Voor onze breedte (52 graden) zijn tijdstip van zonsopkomst en daglengte:

	zonsopkomst (zonnetijd)	daglengte
21 december	8.24	7.52
21 maart	6.00	12.00
21 juni	3.76	16.48

De integraal van sinβ over de daglengte, uitgedrukt in s , is gegeven door

$$\int \sin \beta = \left\{ (\sin \lambda \sin \delta d + \frac{2 \times 24}{2\pi} \cos \lambda \cos \delta \sqrt{(1 - \operatorname{tg}^2 \lambda \operatorname{tg}^2 \delta)}) \right\} 3600$$

breedte graad	datum	DAYL in uren	DRADC in 10 ⁶ J m ⁻²	DRADO	DRNC	DRNO
0	21 december	12	30.3	6.06	14.08	3.68
	21 maart	12	33.0	6.60	16.11	4.09
	21 juni	12	30.3	6.06	14.08	3.68
30	21 december	10.08	16.76	3.35	3.93	1.65
	21 maart	11.92	28.35	5.67	12.62	3.39
	21 juni	13.92	37.35	7.47	19.37	4.74
52	21 december	7.58	5.36	1.07	- 4.62	- 0.06
	21 maart	11.92	19.92	3.99	6.33	2.13
	21 juni	16.42	37.81	7.56	19.72	4.81
75	21 december	0	0	0	- 8.64	- 0.86
	21 maart	11.75	8.11	1.62	- 2.56	0.35
	21 juni	24	39.77	7.95	21.19	5.10
90	21 december	0	0	0	- 8.64	- 0.86
	21 maart	0	0	0	- 8.64	- 0.86
	21 juni	24	41.18	8.24	22.24	5.31

waar d de daglengte in uren is, en 3600 staat voor het aantal seconden per uur. Na vermenigvuldiging met 1200 is het dagelijks totaal 5.4, 20.3 en 37.8 10⁶ J m⁻² op 21 december, maart en juni. Gewoonlijk worden deze waarden niet bereikt, doordat het nooit de hele dag volkomen helder is, en met de gegeven formule de straling bij lage zonnestand enigszins wordt overschat. Het is eenvoudiger deze oefening door simulatie op te lossen. Zie tabel

09.3 Invullen van de waarden 0.2 en 0.8 in de vergelijking voor de reflectiecoëfficiënt geeft 0.0557 en 0.3820. Als deze coëfficiënten met 0.5:0.5 gewogen worden (helder), vinden we gemiddeld 0.2188 en met 0.6:0.4 (bewolkt) 0.1862.

09.4 Invullen geeft voor de K -waarden:

zonshoogte	zwart	zichtbaar	nabij-infrarood
90	0.5	0.4472	0.2236
45	0.7071	0.6324	0.3162
30	1.0	0.8944	0.4472
diffuus	0.8	0.7155	0.3578

Het grote aantal decimalen dient niet om enigerlei nauwkeurigheid te suggereren, maar om uw berekening te kunnen verifiëren. Merk op, dat K voor zichtbaar tweemaal zo groot is als K voor de nabij-infrarood. De verhouding zichtbaar:nabij-infrarood wordt gegeven door:

$$V_0 \exp(-K_v \text{LAI}) / \exp(-K_n \text{LAI})$$

$$V_0 \exp(K_n - K_v) \text{LAI}$$

waar V_0 de verhouding boven het gewas is. Invullen geeft

LAI	90	45	30	diffuus
0	1	1	1	1.5
1	0.7996	0.7289	0.6394	1.0488
2	0.6394	0.5313	0.4089	0.7333
5	0.3269	0.2058	0.1069	0.2507

09.5 Uitgaande van de reflectiecoëfficiënten bij 30 graden, kunnen we die bij 0 en 90 graden berekenen door er respectievelijk 50 % bij op, en 30 % vanaf te trekken. Voor 15 en 55 graden moeten we evenredig met de sinus van de zonshoogte interpoleren. We vinden dan:

zons- hoogte	sinus	zichtbaar	nabij- infrarood
0	0	0.0836	0.5730
15	0.26	0.0691	0.4737
30	0.5	0.0557	0.3820
55	0.82	0.0450	0.3087
90	1.0	0.0390	0.2674

09.6 De r_b -waarde is $100(0.05/1)^{0.5} = 22.36 \text{ s m}^{-1}$. Het verschil met de luchttemperatuur is dus $22.36 \times 100/1200 = 1.86^\circ \text{C}$, zodat het plaatje een temperatuur heeft van 21.86°C , als we geen rekening houden met warmtestraling. Uit de vuistregel van 5 tot 6 W m^{-2} per $^\circ \text{C}$ temperatuurverschil volgt, dat B_n ongeveer -10 zal bedragen als de omgeving op 20°C ligt. Omdat zowel boven- als onderkant van het plaatje uitstralen, moet dit getal met 2 vermenigvuldigd worden, als we B_n per éézijdige oppervlakte uitdrukken. De nettostraling is nu dus ongeveer 80 W m^{-2} en de bijbehorende temperatuur 21.49°C . Eigenlijk moeten we B_n nu ook weer corrigeren enz.

Bij 0 graden stralingstemperatuur voor de omgeving vinden we door iteratie de volgende reeks: $T = 21.86^\circ \text{C}$, $B_n = -226.88 \text{ W m}^{-2}$, $R_n = -126.88 \text{ W m}^{-2}$, $T = 17.6$, $B_n = 179.03$, $R_n = -79.03$, $T = 18.53$, $B_n = -188.96$, $R_n = -88.96$, $T = 18.34$.

09.7 Bij een luchttemperatuur van 0°C is de stralingstemperatuur van de hemel -21°C (252 K). Met T_m op -10°C is de stralingswarmte weerstand (éézijdig) $1200/4 \times 263^3)^{1/4} = 291 \text{ s m}^{-1}$. r_b bedraagt $200 (1/0.5)^{0.5} = 282 \text{ s m}^{-1}$. De evenwichtstemperatuur is dus $-282 \times 21 / (282 + 291) = -10.34^\circ \text{C}$. Bij tweezijdige uitwisseling is de evenwichtstemperatuur -6.85°C . Als we dit als temperatuur van het dak van de carport nemen, is de daktemperatuur van de auto eronder $-6.85 \times 282 / (282 + 291) = -3.37^\circ \text{C}$. Dit is 7°C warmer dan bij de onbeschermd staande auto's.

09.8 r_b bedraagt $100 \times (0.1/0.5)^{0.5}$ ofwel 45 s m^{-1} . De tijdconstante is gelijk aan de warmtecapaciteit maal deze weerstand gedeeld door de volumetrische warmtecapaciteit

van de lucht ($10^3 \times 45/1200 = 375 \text{ s}$). Een tijdstap in de orde van 60 s zal dus wel goed zijn.

09.9 De waarde van r_b is 45 s m^{-1} . Bij 20°C is e_a gelijk aan 23.4 mbar en s gelijk aan $1.45 \text{ mbar } ^\circ \text{C}^{-1}$. De drogende kracht bedraagt dus

$$\frac{(23.4 - 15) \times 1200}{45} = 224$$

sR_n is gelijk aan $1.45 \times 200 = 290$, en met $\gamma^* = 0.62$ vinden we voor de verschillende waarden van r_l achtereenvolgens

r_l	λE	C	T_l
0	248.3	- 48.3	18.19
10	232.8	- 32.8	18.77
100	149.1	50.9	21.91
200	106.5	95.5	23.58
500	57.4	142.6	25.35
1000	32.4	167.6	26.29
10000	3.68	196.3	27.36

Nemen we de thermische stralingsuitwisseling met de omgeving erbij, dan vinden we

r_l	λE	C	B_n	T_l
0	259.4	- 43.3	16.2	18.37
10	239.8	- 29.0	10.9	18.91
100	142.7	41.7	-15.6	21.58
200	98.4	73.9	-27.7	22.79
500	50.9	108.4	-40.7	24.10
1000	28.3	124.9	-46.8	24.72
10000	3.13	143.2	-53.7	25.41

Als de bladtemperatuur meer dan enkele graden van de luchttemperatuur gaat afwijken, blijkt de thermische stralingsuitwisseling met de omgeving een niet te verwaarlozen term in de energiebalans.