

**BIBLIOTHEEK
STARINGGEBOUW**



nota

— instituut voor cultuurtechniek en waterhuishouding, wageningen —

INVLOED VAN DE BEREKENING VAN DE LUCHTTEMPERATUUR EN LUCHTVOCHTIGHEID OP DE RELATIE TUSSEN GEWASOPWARMING EN GEWASVERDAMPING; een aanpassing van het TERGRA-model.

Bart van den Hurk
Gerard Nieuwenhuis¹
Henk de Bruin²

¹ Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen
² Vakgroep Natuur- en Weerkunde, Landbouw Universiteit, Wageningen



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

INHOUD

	blz
VOORWOORD	1
1. INLEIDING EN PROBLEEMSTELLING	2
2. HET GRENSLAAGMODEL	6
2.1. De convectieve grenslaag	6
2.2. Modellering van de convectieve grenslaag	7
2.3. Berekenen van luchttemperatuur en dampspanning op lage hoogten	11
2.4. Koppeling van het grenslaagmodel aan TERGRA	12
3. BEREKENING VAN DE B-FACTOR	15
4. RESULTATEN VAN DE BEREKENINGEN	18
4.1. Berekeningen voor 5 aug. 1977	18
4.2. Berekeningen voor 5 sept. 1977	25
4.3. Berekeningen voor 1 juni 1978	27
4.4. Berekeningen voor 12 okt. 1978	28
5. DISCUSSIE EN CONCLUSIES	30
5.1. Schaalafmetingen	30
5.2. Eendimensionaal karakter	31
5.3. Euleriaanse aanpak	31
5.4. Overshooting	32
5.5. Onmiddellijke menging	32
SAMENVATTING	34
LITERATUUROVERZICHT	36

VOORWOORD

In het kader van een 5-maandsvak meteorologie heb ik me ongeveer 2 maanden bezig gehouden met het TERGRA-probleem.

Ik heb mijn werk aan dit onderwerp als zeer waardevol ervaren. Niet alleen kwam ik op een voor mij nog onbekend terrein terecht (toepassingsmogelijkheden van remote sensing), ook was het toepassen van de in de rest van het vak vergaarde theoretische kennis een dankbare taak.

Een aangename bijkomstigheid van het werken aan een dergelijk interdisciplinair probleem is het overleg tussen de diverse betrokkenen dat eruit voortvloeit.

Het is echter duidelijk geworden dat in de twee maanden die ik voor dit onderwerp ter beschikking had, het probleem slechts ten dele kon worden aangepakt. De opdracht die ik van medewerkers van het ICW had gekregen was duidelijk en vast omljnd, maar eenmaal bezig bleek de ingeslagen weg een aantal vrij fundamentele (theoretische) problemen met zich mee te brengen, waar slechts beperkt aandacht aan kon worden besteed.

Dit rapport is een selectie uit de volledige doctoraalscriptie van het 5-maandsvak, bestemd voor hen die zich voornamelijk interesseren in de aanpassing van het TERGRA-model.

Ik wil tenslotte mijn begeleiders, Gerard Nieuwenhuis, medewerker van het ICW, en Henk de Bruin, universitair docent aan de vakgroep Natuur- en Weerkunde van de LUW, van harte bedanken voor hun begeleidingswerk. Verder bedank ik Cor Jacobs, wetenschappelijk assistent van dr de Bruin, voor zijn interesse en inhoudelijke bijdragen, Herman Thunnissen voor zijn belangstelling, en Niek Jan Bink voor zijn hulp bij het computergebruik.

Bart van den Hurk

1. INLEIDING EN PROBLEEMSTELLING

Remote sensing is een waarnemingstechniek die momenteel volop in ontwikkeling is. Een van de toepassingsmogelijkheden in studie is het karteren van gewasverdamping in een landbouwgebied met behulp van warmtebeelden van het aardoppervlak. Een reductie van de verdamping van een gewas gaat gepaard met een verhoging van de gewas temperatuur. Door de relatie tussen deze verdampingsreductie en gewasopwarming vast te stellen, kunnen uit remote sensing warmtebeelden eventuele tekorten van beschikbaar water in een landbouwgebied worden opgespoord.

De relatie tussen gewasopwarming en verdamping is opgesteld in een rekenmodel, TERGRA geheten. In dit model wordt de oppervlakte-energiebalans opgelost door bij een gegeven hoeveelheid globale straling en een groot aantal randvoorwaarden en parameters de oppervlaktetemperatuur T_0 iteratief te veranderen. Het model is opgesteld door SOER (1977) en aangepast door THUNNISSEN en VAN POELJE (1984) op het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW) in Wageningen.

Omdat het TERGRA-model aanzienlijk gecompliceerd is, en een grote hoeveelheid invoerparameters gebruikt, wordt voor praktisch gebruik de relatie tussen oppervlaktetemperatuur en gewasverdamping benaderd door de zogenaamde 'lineaire standaardrelatie'. Deze relatie wordt opgesteld door met behulp van TERGRA bij een aantal verdampingstoestanden (potentieel en gereduceerd) de corresponderende oppervlaktetemperatuur te berekenen, en de relatieve dagverdamping (LE/LE_p , op 24-uursbasis, uitgedrukt in mm) in een grafiek uit te zetten tegen de berekende gewasopwarming ($T_0 - T_0^*$, zie Figuur 1). Door hier een lijn doorheen te trekken wordt een eenvoudige lineaire relatie tussen oppervlaktetemperatuur en gewasverdamping verkregen.

Deze lijn heeft de vorm

$$LE/LE_p = 1 - B (T_0 - T_0^*). \quad (1)$$

Bij het vaststellen van deze relatie wordt ervan uitgegaan dat de via deze standaardrelatie berekende verdamping maximaal 10% afwijkt van de oorspronkelijk via TERGRA berekende waarde.

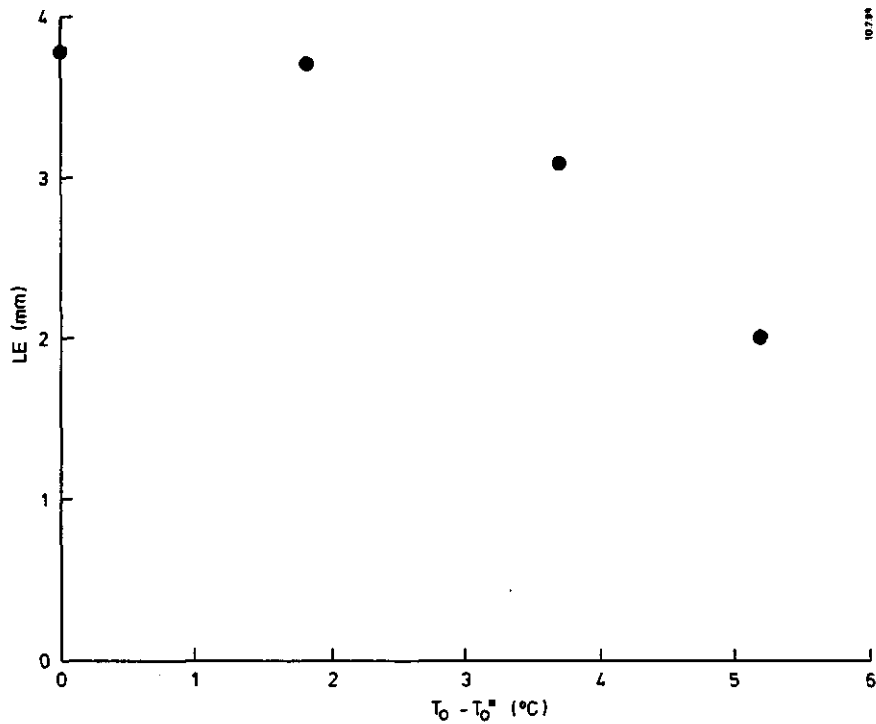


Fig. 1. Relatie tussen gewasopwarming ten opzichte van een potentieel verdampend gewas ($T_0 - T_0^*$) en de dagverdamping (LE), berekend met TERGRA

Bovendien geldt de relatie alleen wanneer de relatieve verdamping meer is dan 50%. Onder deze waarde worden de TERGRA-berekeningen onbetrouwbaar door verwelkingsprocessen, veranderende bodembekleding etc., welke niet in het model zijn geparаметriseerd. De B-factor in vergelijking (1) wordt berekend voor een relatieve verdamping van 50% (zie Figuur 1).

Belangrijke randvoorwaarden in het TERGRA-model worden gevormd door de atmosferische eigenschappen op lage hoogte boven het beschouwde perceel: luchttemperatuur, luchtvochtigheid en windsnelheid. Deze parameters worden in de buurt van het gebied gemeten, en voor het hele gebied horizontaal constant verondersteld. Hierdoor werd impliciet aangenomen dat verschillen in de energiebalans binnen het gebied geen invloed uitoefenen op deze atmosferische randvoorwaarden, met andere woorden, de luchttemperatuur en -vochtigheid is onafhankelijk van de (relatieve) verdampingstoestand van een perceel binnen het gebied.

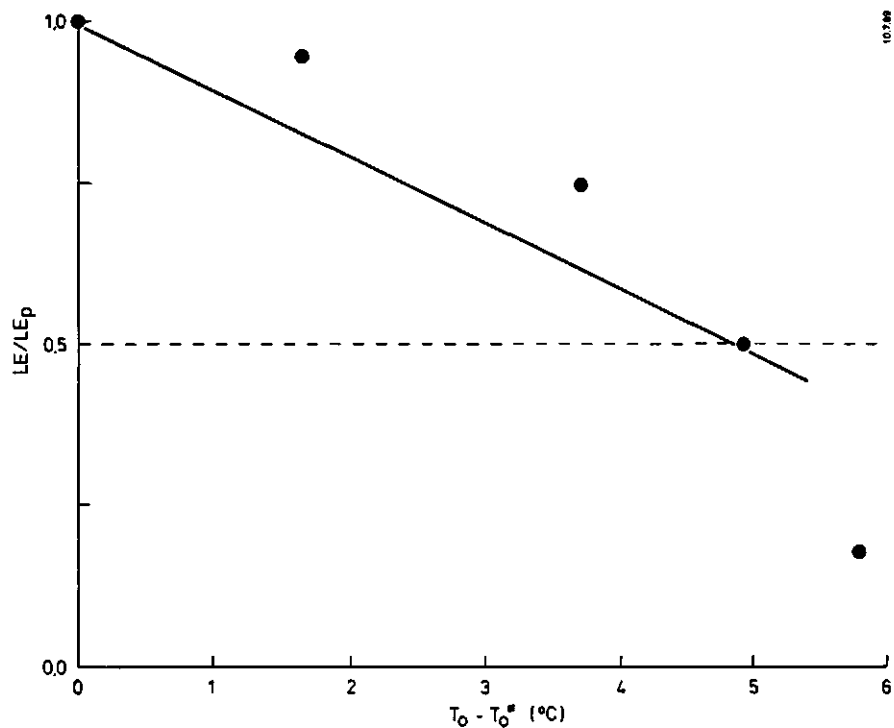


Fig. 2. Relatie tussen de gewasopwarming en de relatieve dagverdamping (LE/LE_p), berekend met TERGRA. De getrokken lijn representeert de standaardrelatie

KLAASSEN en VD BERG (1984) toonden echter aan dat deze atmosferisch randvoorwaarden wel degelijk door lokale verdampingsomstandigheden worden beïnvloed. Een berekening van de luchttemperatuur en luchtvochtigheid met behulp van een grenslaagmodel gaf een significante verbetering van de voorspelde verdamping te zien.

Ook in deze studie is het TERGRA-model gekoppeld aan een grenslaagmodel, met als doel om te bepalen of een berekening van de luchttemperatuur en -vochtigheid een significant andere relatie tussen de gewasverdamping en -opwarming oplevert dan wanneer deze atmosferische randvoorwaarden constant worden gehouden. Hiervoor zijn onder verschillende (grenslaag-) omstandigheden vergelijkingen gemaakt tussen de B-factor berekend bij enerzijds constante en anderzijds berekende atmosferische randvoorwaarden. Deze invloed is uitsluitend kwalitatief bestudeerd. Er zijn geen vergelijkingen gemaakt met waarnemingen, om te achterhalen welke benadering het beste overeenkomt met de werkelijkheid.

Na een korte beschrijving van het gebruikte grenslaagmodel en de koppeling aan het TERGRA-model (hoofdstuk 2), wordt beschreven hoe de invloed van de parametrisatie van de atmosferische randvoorwaarden op de B-factor is onderzocht (hoofdstuk 3). In hoofdstuk 4 worden de resultaten van de modelberekeningen gepresenteerd en in hoofdstuk 5 worden deze resultaten bediscussieerd, en worden er conclusies en aanbevelingen aan verbonden.

Dit rapport bevat een selectie uit het complete doctoraal-verslag (VD HURK, 1988) en beperkt zich tot de resultaten van de TERGRA-berekeningen. Voor een completer overzicht van de eigenschappen van het gebruikte grenslaagmodel en de mogelijkheden van een koppeling ervan aan een oppervlaktelaagmodel wordt naar het volledige verslag verwezen. Een volledige beschrijving van het TERGRA-model staat in SOER (1977) en THUNNISSEN en VAN POELJE (1984).

2. HET GRENslaagMODEL

2.1. DE CONVECTIEVE GRENslaag

De grenslaag is de onderste laag van de atmosfeer, waarin de invloed van het aardoppervlak door wrijving en opwarming nog merkbaar is (Wieringa, 1982). De lucht in de grenslaag is turbulent door buoyancy (dichtheidsverschillen door opwarming) en wrijving, en de dikte ervan varieert van zo'n 100 m tot enkele kilometers.

Het onderste deel van de grenslaag wordt gevormd door de zogenaamde 'oppervlaktelaag'. In deze laag, die verondersteld wordt 10% van de dikte van de totale grenslaag te hebben, kunnen fluxen van temperatuur, vocht, impuls en massa constant in de hoogte worden verondersteld. Temperatuur- en vochtprofielen kunnen worden berekend met de Monin-Obukhov-profielrelaties, waarvan ook in de oorspronkelijke versie van TERGRA gebruik wordt gemaakt (SOER, 1977).

's Nachts wordt de verticale uitwisseling van warmte en impuls in de grenslaag sterk gedempt door een stabiele opbouw van de atmosfeer. Hierdoor is de dikte van de turbulente laag, en daarmee van de grenslaag, relatief klein.

Overdag, wanneer het aardoppervlak opwarmt, wordt de grenslaag onstabiel van opbouw en kunnen warmere luchtpakketten sterk stijgen (buoyancy). Door deze instabiele opbouw, en een toenemende windsnelheid, neemt ook de impulsuitwisseling sterk toe. Mechanische en thermische turbulentie worden sterker, en de dikte van de turbulente grenslaag neemt overdag toe.

Dit betekent dat (overdag) een groot pakket lucht turbulent moet worden gemaakt. Opstijgende turbulente lucht bereikt de top van de grenslaag en botst tegen de erboven gelegen (laminaire) vrije atmosfeer aan. Hierdoor worden pakketten laminaire lucht 'ingevangen' en turbulent gemaakt. Dit proces wordt 'entrainment' genoemd.

Een belangrijke eigenschap van turbulentie is, dat het een sterke menging veroorzaakt. Profielen van temperatuur en vocht in de grenslaag lopen, wanneer deze sterke menging optreedt, boven de oppervlaktelaag vrijwel recht naar boven (zie Figuur 3).

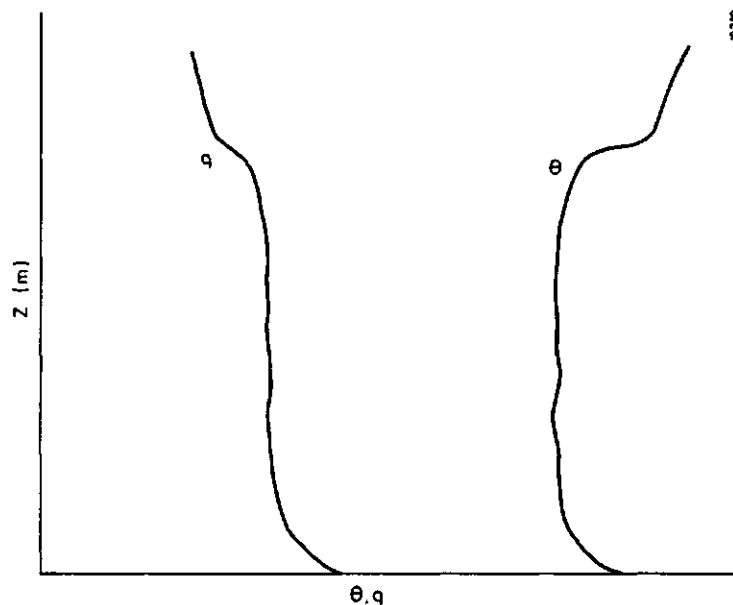


Fig. 3. Profielen van temperatuur (θ) en specifieke vochtigheid (q) in een goed gemengde, convectieve grenslaag

Het deel van de grenslaag boven de oppervlaktelaag wordt daarom ook vaak 'menglaag' genoemd. 's Nachts, wanneer de grenslaagturbulentie gedempt is, vindt deze menging in veel geringere mate plaats, en lopen deze profielen niet recht.

In geval van een sterke thermische turbulentie spreekt men wel van een 'convectieve grenslaag'. De grenslaagprofielen worden in sterke mate bepaald door sterke verticale uitwisseling van temperatuur (convectie).

2.2. MODELLERING VAN DE CONVECTIEVE GRENSLAAG

Grenslaaggroei overdag wordt veroorzaakt door entrainment aan de top van de grenslaag. Om deze entrainment te beschrijven kan gebruik gemaakt worden van een beschrijving van de turbulente kinetische energie-uitwisselingen aan de top (tke-vergelijking).

DRIEDONKS (1981) bespreekt een aantal parametrisaties van deze tke-vergelijking. Door verwaarlozing van bepaalde termen en het doen van enkele aannames stelde Tennekes (1973) een sterk vereenvoudigd grenslaagmodel op voor een convectieve situatie. Deze situatie doet zich voor op een heldere dag, overdag, bij een voldoende grote opwaarts gerichte sensibele warmteflux H . Dit model is in deze studie gebruikt.

De lucht uit de vrije atmosfeer boven de grenslaag is meestal warmer en droger dan die in de grenslaag (zie Figuur 3). Entrainment van deze lucht betekent dat warmtetransport naar beneden moet plaatsvinden. Dit warmtetransport wordt energetisch gevoed door de turbulente kinetische energie die ontstaat als gevolg van opwarming van het aardoppervlak (thermische turbulentie) en wrijving (mechanische turbulentie).

De thermische turbulentie aan de top van de grenslaag wordt in de Tennekes-afleiding evenredig verondersteld aan de warmteflux aan het oppervlak:

$$-\overline{w'\theta'_h} = c \overline{w'\theta'_0} \quad (2)$$

Hier is $w'\theta'_h$ de (benedenwaarts gerichte) flux van warmte aan de top van de grenslaag, $w'\theta'_0$ de (opwaartse) sensibele warmteflux (H) aan het oppervlak, en c een evenredigheidsconstante, met de waarde 0.2. De oppervlakte-warmteflux wordt gegeven door

$$\overline{w'\theta'_0} = H / \rho c_p \quad (3)$$

waar ρ de dichtheid van lucht is en c_p de specifieke warmte bij constante druk.

De mechanische turbulentie wordt eveneens geparametriseerd met behulp van een evenredigheidsconstante, en hangt verder af van de wrijvingsnelheid (u^*), de grenslaaghoogte (h) en een stabiliteitscorrectie (T_0/g):

$$-\overline{w'\theta'_h} = A (u^{*3} T_0)/(g h) \quad (4)$$

waar g de gravitatieversnelling is, T_0 een referentietemperatuur en A de waarde 5 heeft. De totale entrainment ten gevolge van zowel thermische als mechanische turbulentie wordt nu gegeven door

$$-\overline{w'\theta'_h} = c \overline{w'\theta'_0} + A (u^{*3} T_0)/(g h) \quad (5)$$

Voorals aan het begin van de dag, wanneer de grenslaaghoogte nog gering is, is de mechanische turbulentie-component van betekenis. Later op de dag, bij een grotere grenslaagdikte en warmteflux, is vooral de thermische turbulentie belangrijk.

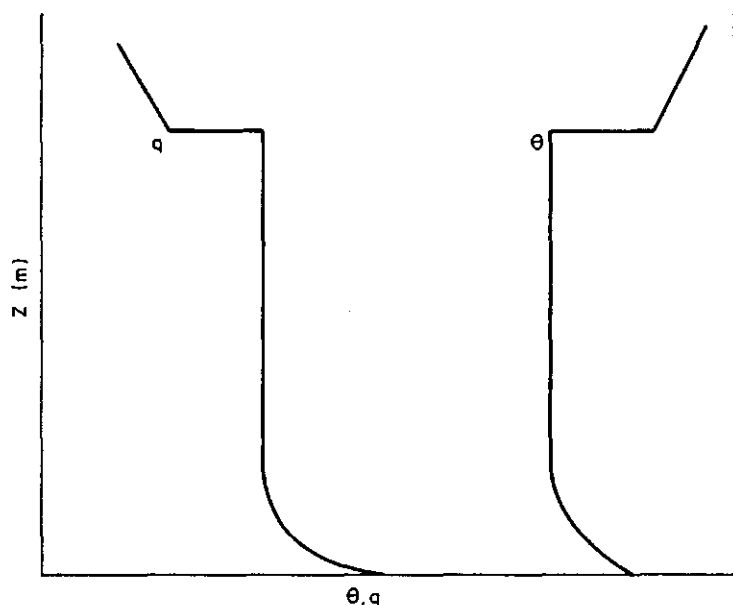


Fig. 4. Vereenvoudigde profielen van temperatuur (θ) en specifieke vochtigheid (q) volgens DRIEDONKS (1981)

Om het verloop van de temperatuur en vochtigheid in de grenslaag vast te leggen gebruikte DRIEDONKS (1981) een vereenvoudigde voorstelling van de temperatuur- en luchtvochtigheidsprofielen, uitgaande van een goede menging in de grenslaag (zie Figuur 4). Deze profielen worden nu verder bepaald door de menglaagtemperatuur en -specifieke vochtigheid (θ_m en q_m), de grenslaaghoogte (h), de temperatuur- en spec. vochtigheidssprong aan de top van de grenslaag (θ_m en q_m) en de helling van temperatuur en spec. vochtigheid boven de grenslaag (Γ_θ en Γ_q).

Het model beschrijft nu verder de verandering van deze parameters in de tijd, waarbij Γ_θ en Γ_q constant blijven op een dag. Behalve de variatie van de warmteflux en u^* in de tijd vormen dus initiele temperatuur- en spec. vochtprofielen de invoerdata van het model.

De verandering van de menglaagtemperatuur hangt af van de inkomende en uitgaande warmteflux aan de onder- en bovenkant van een kolom lucht, en de hoogte van die kolom:

$$d\theta_m/dt = (\overline{w'\theta'_o} - \overline{w'\theta'_h})/h \quad (6)$$

Hetzelfde geldt voor de specifieke vochtigheid van die kolom:

$$dq_m/dt = (\overline{w'q'_o} - \overline{w'q'_h})/h \quad (7)$$

Hierbij zijn $\overline{w'\theta'}$ en $\overline{w'q'}$ fluxen van respectievelijk warmte en vocht. Voor de waterdampflux geldt, analoog aan vergelijking (3):

$$\overline{w'q'_o} = LE / L \rho \quad (8)$$

waar ρ weer de luchtdichtheid is, E de latente warmteflux aan het oppervlak, en L de latente warmte-inhoud van waterdamp.

De grootte van de temperatuursprong $\Delta\theta_m$ hangt af van de menglaagtemperatuur en de hoogte van de grenslaag bij een vast liggende Γ_θ :

$$\frac{d\Delta\theta_m}{dt} = \Gamma_\theta \frac{dh}{dt} - \frac{d\theta_m}{dt} \quad (9)$$

Zo kan ook voor Δq_m afgeleid worden:

$$\frac{d\Delta q_m}{dt} = \Gamma_q \frac{dh}{dt} - \frac{dq_m}{dt} \quad (10)$$

De groei van de grenslaag is nu een resultante van de entrainment-flux aan de top ervan en de grootte van de temperatuursprong:

$$-\overline{w'\theta'_h} = \Delta\theta_m (dh/dt) \quad (11)$$

Zo geldt voor de entrainment van vocht aan de top van de grenslaag:

$$-\overline{w'q'_h} = \Delta q_m (dh/dt) \quad (12)$$

De term aan de linker kant van vergelijking (12) kan niet, zoals bij de warmte-entrainment, geparametriseerd worden met een empirische constante. Hierdoor is een oplossing van q_m analoog aan vergelijking (9) niet mogelijk. Voor een volledige q_m -vergelijking moet ook de sprong in spec. vochtigheid aan de top van de grenslaag bekend zijn:

$$\Delta q_m = \Gamma_q h - (q_m - q_{00}) \quad (13)$$

waarbij q_{00} de extrapolatie is van Γ_q naar hoogte $z=0$, te berekenen uit het initieel profiel:

$$q_{00} = q_{m0} + \Delta q_{m0} - \Gamma_q h_0 \quad (14)$$

Hier slaan de indices 'o' op de initiele waarde van de betreffende parameter.

De specifieke vochtigheid van de menglaag q_m volgt nu uit vergelijkingen (13), (12), (7) en (8):

$$\frac{dq_m}{dt} = \frac{\overline{w'q'_o}}{h} + \Gamma_q \frac{dh}{dt} + \frac{q_{00}}{h} \frac{dh}{dt} - \frac{q_m}{h} \frac{dh}{dt} \quad (15)$$

Ook de variatie van de latente warmte in de tijd (verdamping) moet nu bekend zijn om het bovenstaand stelsel vergelijkingen op te lossen.

De lucht boven de grenslaag is meestal droger dan de lucht erin ($\Gamma_q < 0$), zodat entrainment van droge lucht plaatsvindt aan de top van de grenslaag. De specifieke vochtigheid in de grenslaag wordt daardoor bepaald door een evenwicht tussen input van vochtige lucht van onderaf (door verdamping) en vermenging van droge lucht aan de top van de grenslaag.

Dit stelsel wordt in het computerprogramma numeriek opgelost door te veronderstellen dat voor kleine tijdstappen geldt dat $dt = \Delta t$, en de differentiaal-vergelijkingen als breuken kunnen worden beschouwd.

2.3. BEREKENEN VAN LUCHTTEMPERATUUR EN DAMPSPANNING OP LAGE HOOGTEN

De in paragraaf 2.2 berekende temperatuur en specifieke vochtigheid (θ_m en q_m) zijn waarden die heersen in de menglaag. Vanwege de recht lopende profielen zijn deze waarden gelijk aan de waarden aan de top van de oppervlaktelaag (zie Figuur 3).

Profielen van temperatuur, vocht, impuls en massa in de oppervlaktelaag kunnen (en worden in TERGRA) berekend met de zogenaamde profielrelaties:

$$\Delta\theta = (\theta^*/k) [\ln(z/z_0) - \Psi_h(z,\Lambda) + \Psi_h(z_0,\Lambda)] \quad (16)$$

waarbij (in dit geval) $\Delta\theta$ het temperatuurverschil is tussen niveau's z en

z_0 , k de Karmanconstante (= 0.4), Λ de Monin-Obukhov-lengte, welke wordt berekend in TERGRA, en Ψ_h een stabiliteitscorrectie inhoudt. Deze stabiliteitsfuncties zijn verschillend voor warmte en impuls, en worden beschreven in THUNNISSEN en VAN POELJE (1984) en VD HURK (1988).

De temperatuurschaal θ^* volgt uit de sensibele warmteflux H en de wrijvingssnelheid u^* :

$$H = - \rho c_p u^* \theta^* \quad (17)$$

Volgens de similariteitstheorie van Monin-Obukhov kan op analoge wijze een vochtigheidsverschil over de afstand $z-z_0$ berekend worden, waarbij de stabiliteitsfuncties voor vocht en warmte identiek zijn. Voor $\Delta\theta$ in (16) moet dan natuurlijk q ingevuld worden, en θ^* wordt vervangen door q^* . Deze q^* wordt gegeven door

$$LE = - \rho L u^* q^* \quad (18)$$

Bij een bekende menglaagtemperatuur θ_m , spec. vochtigheid q_m en oppervlaktelaaghoogte z_m , alsmede bekende Monin-Obukhov-lengte kan door invullen van een willekeurige hoogte z voor z_0 in vergelijking (16) de temperatuur T_a en spec. vochtigheid q_a op hoogte z worden berekend.

Via de eenvoudige vergelijking

$$e = \epsilon (q/p) \quad (19)$$

kan bij bekende druk p uit specifieke vochtigheid q de dampspanning e (in Pa) worden berekend. ϵ is hierbij de molecuulgewichtsverhouding voor water en lucht, en bedraagt 0.622.

De windsnelheid aan het oppervlak (u_a) werd berekend door de windsnelheid in de menglaag (u_m) gedurende de dag constant te houden, en met het logaritisch windprofiel hieruit u_a voor elke tijdstap afzonderlijk te berekenen.

2.4. KOPPELING VAN HET GRENSLAAGMODEL AAN TERGRA

Om de luchttemperatuur en -vochtigheid uit te kunnen rekenen heeft het grenslaagmodel data nodig die worden berekend in TERGRA (H , LE , u^*).

Anderson heeft TERGRA de luchttemperatuur (T_a) en -vochtigheid (q_a) nodig die door het grenslaagmodel worden geleverd. Aan deze 'simultane' infor-

matiebehoefte kan worden voldaan door hetzij het hele rekenschema van het gekoppeld model met kleine tijdstappen te doorlopen, hetzij een iteratieve methode toe te passen.

Deze laatste methode kost vrij veel rekentijd. Bovendien worden beide onafhankelijke modellen sowieso numeriek, met kleine tijdstappen, opgelost. Enkele experimenten toonden tenslotte aan dat een tijdstapgrootte van 2 min een verwaarloosbare vertraging van gegevensoverdracht tussen de beide modellen veroorzaakte. Derhalve is gekozen voor een numerieke, 'sequentiële' aanpak.

Bij deze aanpak werden eerst de oppervlaktefluxen door TERGRA berekend met de initiële atmosferische eigenschappen. Vervolgens werden voor de volgende tijdstap opnieuw deze parameters (T_a en q_a) berekend met het grenslaagmodel, waarna met het TERGRA-model voor deze nieuwe tijdstap de betreffende fluxen werden berekend.

Een van de tekortkomingen van het gebruikte grenslaagmodel is, dat het slechts werkt onder convectieve omstandigheden, wanneer de sensibele warmteflux H dus groter is dan 0 (dwz., opwaarts is gericht). Het model stopt haar berekeningen wanneer $H < 0$. Op dit moment (op een zomerse dag bij potentiële verdamping was dit om ongeveer 16.00 plaatselijke tijd) was echter nog 5 à 10% van de op die dag potentieel te verdampen hoeveelheid water nog niet verdampt. Om deze 5 à 10% alsnog te kunnen berekenen, en daarmee een betere schatting van de 24-uurs-verdamping te kunnen geven, werd een lineair verloop van de grenslaagtemperatuur en -specifieke vochtigheid ingevoerd zodra het grenslaagmodel aan het einde van de dag stopte. De grenslaaghoogte h werd gelijk gesteld aan de initiële waarde, terwijl θ_m en q_m lineair afnamen tot de initiële waarden. De temperatuur en luchtvochtigheid op referentiehoogte (2 m) werden vervolgens met de bekende profielmethode berekend. Zo werd een redelijk natuurlijk verloop van T_a en e_a over een heel etmaal verkregen.

Figuur 5 geeft het stroomschema van TERGRA, na toevoeging van het grenslaagmodel.

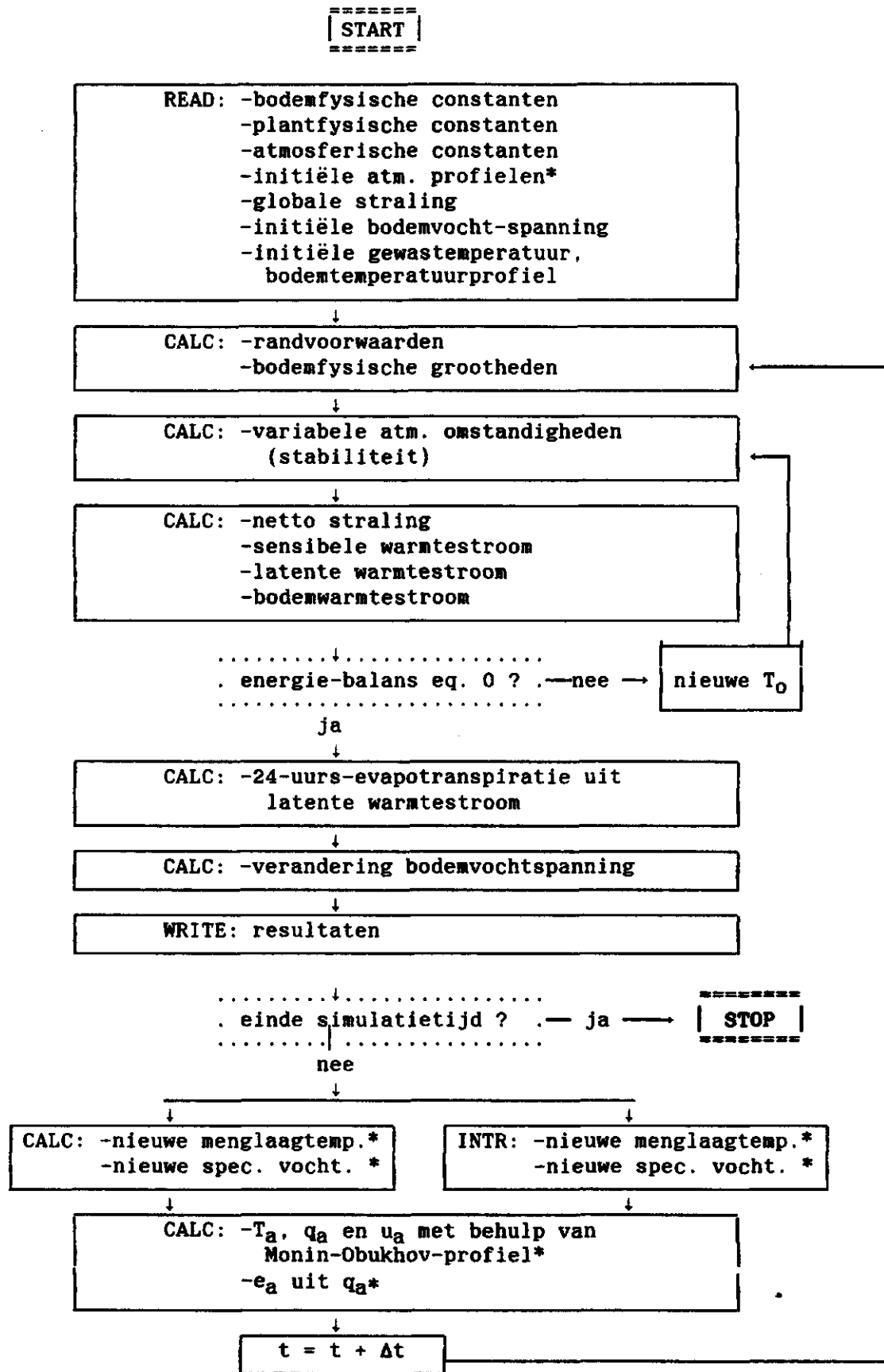


Fig. 5. Flowdiagram van TERGRA na uitbreiding met het grenslaagmodel (* = toegevoegde onderdelen); READ = inlezen van data, CALC = berekenen, WRITE = wegschrijven naar uitvoerfiles, INTR = intrapoleren

3. BEREKENING VAN DE B-FACTOR

Om de invloed van de parametrisatie van de atmosferische randvoorwaarden op de B-factor (verg. 1) te berekenen, is met zowel de originele als de aangepaste (zie Figuur 5) versie van TERGRA een aantal runs gedraaid. De berekeningen beperkten zich tot simulaties van de verdamping boven middelhoog grasland ($z_0 = 2,5$ cm, verplaatsingshoogte $d = 1,3$ cm). De 24-uursverdamping en de maximale gewasopwarming (T_0 om ca. 14.00 uur) werden hierbij genoteerd.

De waarde van de B-factor is specifiek voor bepaalde omstandigheden, geldend op een bepaalde dag. Van dag tot dag zal ze verschillen. Daarom zijn een aantal dagen, waarvoor atmosferische (start)profielen van temperatuur en vocht bekend waren, doorgerekend. De atmosferische invoerdata zijn ontleend aan Driedonks (1981), en de doorgerekende dagen zijn 5 aug. 1977, 5 sept. 1977, 1 juni 1978 en 12 okt. 1978. Deze dagen waren verschillend wat betreft de luchttemperatuur, vochtigheid, globale straling en dus verdamping. Voor 5 aug. 1977 werden bij de Cabauw-toren van het KNMI gemeten waarden van de globale straling als energie-input gebruikt, terwijl voor 5 sept. 1977 alleen de gemeten netto-straling beschikbaar was. Voor de beide andere dagen werd de globale straling berekend met een eenvoudige sinus-functie, waarbij de maximale hoeveelheid globale straling midden op de dag voor 1 juni 1978 ongeveer 800 W.m^{-2} bedroeg, en voor 12 okt. 1978 ca. 450 W.m^{-2} .

De gebruikte bodemfysische en plantfysische constanten en parameters, de heersende luchtdruk en reflectiecoëfficiënten zijn niet gevarieerd, en hadden dezelfde waarde als aangegeven in THUNNISSEN (1984).

Met name de invloed van de luchtvochtigheid op de B-factor is beschouwd, en hierbij golden 5 aug. 1977 (droog) en 1 juni 1978 (vochtig) als extreme dagen.

De stappen die zijn genomen om de invloed van de atmosferische randvoorwaarden op de B-factor te bepalen, zijn achtereenvolgens:

- 1) Kiezen van initieel grenslaagprofiel; voor de genoemde dagen is de aan het grenslaagmodel gekoppelde versie van TERGRA ('gekoppelde' versie) gerund, waarbij de dagverdamping werd berekend tussen de starttijd waarop het initieel profiel geldt (voor deze tijd trad nergens al verdamping op) en 24.00 uur 's nachts. De initiële oppervlakte- en referen-

tietemperatuur werd berekend met het model NUMER (VD HURK, 1988). Dit model is een met de gekoppelde TERGRA-versie vergelijkbaar grenslaagmodel, waarin in een oppervlaktelaagmodel de (initiële) oppervlaktetemperatuur iteratief wordt opgelost aan de hand van de menglaagtemperatuur, stralingshoeveelheid en atmosferische stabiliteit.

- 2) Berekenen van initieel bodem-temperatuurprofiel; in het TERGRA model werd de bodemtemperatuur op 30 cm diepte verondersteld gedurende de hele simulatieperiode constant te zijn. Het temperatuurprofiel tussen het oppervlak en 30 cm diepte werd elke tijdstap berekend. Om een startprofiel te verkrijgen dat enigszins realistisch is, is voor elke dag het niet gekoppelde TERGRA-model gerund, waarbij de berekeningen al om 20.00 uur op de avond voor de rekendag begonnen. Het initieel bodem-profiel was recht, en de temperatuur had de waarde van de oppervlaktetemperatuur. De atmosferische randvoorwaarden werden gevormd door metingen op de bij eerdere berekeningen met TERGRA gebruikte 'standaarddag' (THUNNISSEN, 1984). Op de starttijd (ca. 5.00 uur 's morgens) was het bodemtemperatuur-profiel redelijk in evenwicht, en konden deze waarden als invoerset gebruikt worden.
- 3) Berekenen van potentiële verdamping; met het gekoppelde TERGRA-model werd de voor die dag potentiële verdamping berekend, door de initiële bodemvochtspanning (Ψ_s) op -10 kPa te stellen. De gewasweerstand werd daardoor overdag ongeveer gelijk aan 60 s.m^{-1} , een voor grasland minimale waarde. Het berekende verloop van de luchttemperatuur, dampspanning en windsnelheid werd bewaard, en deze dataset vormde de 'constante atmosferische omstandigheden'.
- 4) Berekenen oppervlaktetemperatuur bij afnemende verdamping; door de bodemvochtspanning af te laten nemen (van -10 kPa tot ca. 200 kPa), en daardoor de relatieve verdamping af te laten nemen tot ca. 50%, kan de maximale gewasopwarming bij gereduceerde verdamping worden berekend. Deze relatie tussen relatieve verdamping en gewasopwarming wordt eerst met behulp van de gekoppelde TERGRA-versie berekend.
- 5) Berekenen van B-factor voor gekoppeld model; met behulp van vergelijking (1) kan de B-factor voor het gekoppelde TERGRA-model worden berekend. Door voor de relatieve verdamping 50% te nemen, en de daarmee corresponderende gewasopwarming in (1) in te vullen wordt de zogenaamde B50-waarde verkregen.

- 6) Berekenen van B-factor voor origineel model; herhalen van stap (3) met de originele TERGRA-versie (constante atmosferische randvoorwaarden) en het in stap (3) berekend verloop van de luchttemperatuur, vochtigheid en windsnelheid levert natuurlijk dezelfde potentiële verdamping en gewasopwarming op als verkregen via stap (3). Herhalen van stap (4) met de originele TERGRA-versie, en de genoemde atmosferische dataset, levert een berekende verdamping en gewasopwarming op bij constante (boven potentieel verdampend oppervlak berekende) atmosferische randvoorwaarden. Ook deze relatie tussen de gewasverdamping en -opwarming kan uitgedrukt worden met behulp van de standaardrelatie (vergelijking (1)), en ook hiervan wordt een B50-factor berekend.
- 7) Vergelijken van B50-factoren; door de B50-factoren berekend in stappen (5) en (6) te vergelijken kan beoordeeld worden of het constant houden van de atmosferische randvoorwaarden een andere relatie tussen gewasopwarming en verdamping oplevert dan wanneer de atmosferische randvoorwaarden worden berekend, en aldus afhankelijk zijn van de verdampingstoestand van het beschouwde perceel.

4. RESULTATEN VAN DE BEREKENINGEN

4.1. BEREKENINGEN VOOR 5 AUG. 1977.

Het verloop van de gemeten globale straling, die als energie-input van het model werd gebruikt, is aangegeven in Figuur 6. De initiële grenslaagomstandigheden staan vermeld in Tabel 1.

In Figuur 7 is de door TERGRA berekende relatie tussen de relatieve verdamping en gewasopwarming op die dag weergegeven. Zowel de standaardrelatie (getrokken lijn) voor $LE/LE_p = 0.5$, als de verschillende berekende waarden zijn opgetekend. In de figuur zijn zowel de resultaten bij een berekend als een constant T_a - en e_a -verloop op 2 m hoogte weergegeven.

Uit Figuur 7 kan afgeleid worden dat berekening van T_a en e_a een forse afname van de B50-waarde uit de standaardrelatie veroorzaakt ten opzichte van constante atmosferische randvoorwaarden (zie Tabel 2).

Tabel 1. Initiële grenslaagomstandigheden op 5 aug. 1977.

Parameter	betekenis	Waarde	Eenheid
t_0	starttijd	5.30	GMT
h_0	grenslaaghoogte	250	m
θ_{m0}	menglaagtemp.	13.2	C
q_{m0}	menglaag spec.v.	7.4	$g.kg^{-1}$
$\Delta\theta_{m0}$	temp.sprong	6.1	C
Δq_{m0}	vocht.sprong	-4.2	$g.kg^{-1}$
Γ_θ	temp.helling	5.6	$K.km^{-1}$
Γ_q	vocht.helling	0.47	$g.kg^{-1}.km^{-1}$
u_m	windsnelh.menglaag	8.2	$m.s^{-1}$

Tabel 2. B-factor voor 5 aug. 1977, bij constante en berekende T_a en e_a . De gewasopwarming ($T_0 - T_0^*$) en de B-factor gelden voor $LE/LE_p = 0.5$

	LE_p (mm)	$T_0 - T_0^*$ (C)	B (K^{-1})
berekend	4.42	7.4	0.069
constant	4.42	3.4	0.149

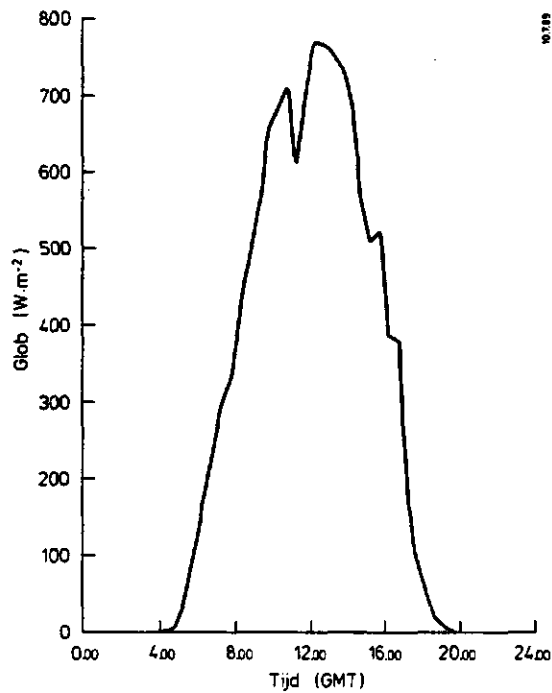


Fig. 6. Verloop van globale straling op 5 aug. 1977

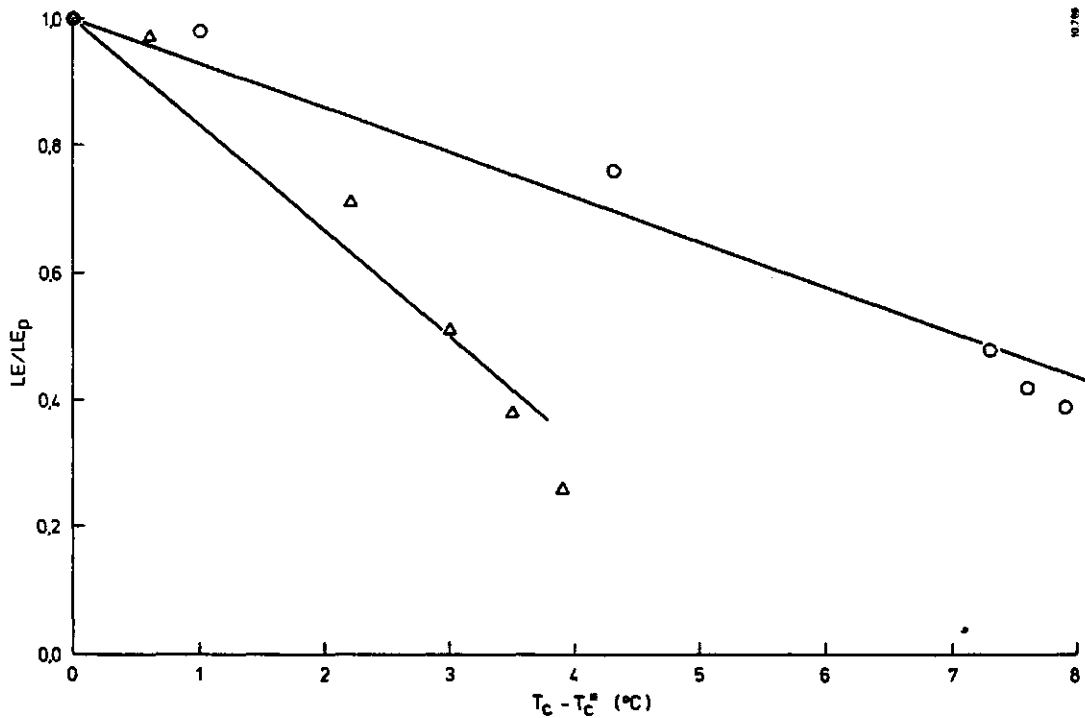


Fig. 7. De met het TERGRA-model berekende relatie tussen de relatieve verdamping (LE/LE_p) en de gewasopwarming ($T_c - T_c^*$) op 5 aug. 1977, bij constante (Δ) en berekende (\circ) atmosferisch randvoorwaarden. De getrokken lijnen geven de standaardrelatie, berekend met de B50-factor

Het constant houden van de atmosferische randvoorwaarden op 2 m betekent dus een overschatting van de (berekende) verdroging van een perceel bij een waargenomen oppervlaktetemperatuur-verhoging. Een opwarming van 3.4°C is reeds voldoende om een verdampingsreductie van 50% te veroorzaken. Wanneer T_a en e_a op 2 m afhankelijk zijn van de verdampingstoestand is voor deze verdroging een opwarming van 7.4°C nodig.

De T_a en e_a die als constante atmosferische randvoorwaarde zijn gebruikt zijn berekend boven een potentieel verdampend gewas ($s = -10$ kPa, $r_c = 60$ s.m⁻¹ gedurende het grootste deel van de dag). Vergeleken met de Cabauw-waarnemingen op die dag, welke eveneens boven grasland zijn verricht, werd in de berekeningen de temperatuur wat onderschat (zie Figuur 8), terwijl e (en q) wat overschat werd na de middag (Figuur 9). (De onderschatting van q na zonsondergang is nauwelijks van belang, vanwege het geringe aandeel van de totale verdamping na die tijd.) Ook de berekende verdamping was wat hoger dan de waarnemingen op die dag. Blijkbaar vond in het veld geen potentiële verdamping plaats. Bovendien kunnen de Cabauw-data zijn beïnvloed door advectie, wat niet in de TERGRA-berekeningen is beschouwd.

Uit Tabel 2 bleek al dat de keuze van de atmosferische randvoorwaarde veel invloed heeft op de berekende verdamping. Het 'potentieel verdampend' T_a - en e_a -verloop is als constante randvoorwaarde gekozen om bij de vergelijking met een berekende T_a en e_a uit te gaan van dezelfde potentiële verdamping en corresponderende gewasopwarming. Wanneer een ander T_a - en e_a -verloop wordt gekozen, bijvoorbeeld de Cabauw-dataset, verandert de standaardrelatie (zie Tabel 3).

Ook in de praktijk wordt een gemeten T_a - en e_a -verloop gebruikt als atmosferische randvoorwaarden (THUNNISSEN, 1984). Uit Tabel 3 blijkt dat bij gebruik van een boven niet-potentieel verdampend oppervlak gemeten dataset (Cabauw-data) de B50-factor kleiner is, en een deel van de overschatting door gebruik van constante atmosferische randvoorwaarden erdoor gecompenseerd wordt.

Op 5 aug. 1977 blijft de overschatting echter aanzienlijk: een opwarming van 3.9°C is al voldoende om een verdampingsreductie van 50% aan te tonen.

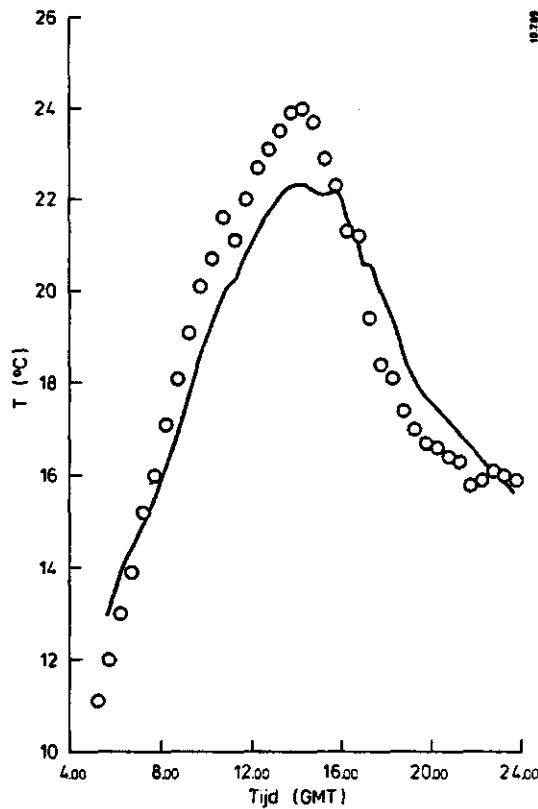


Fig. 8. Berekende (—) en gemeten (o) temperatuur op 2m, 5 aug. 1977

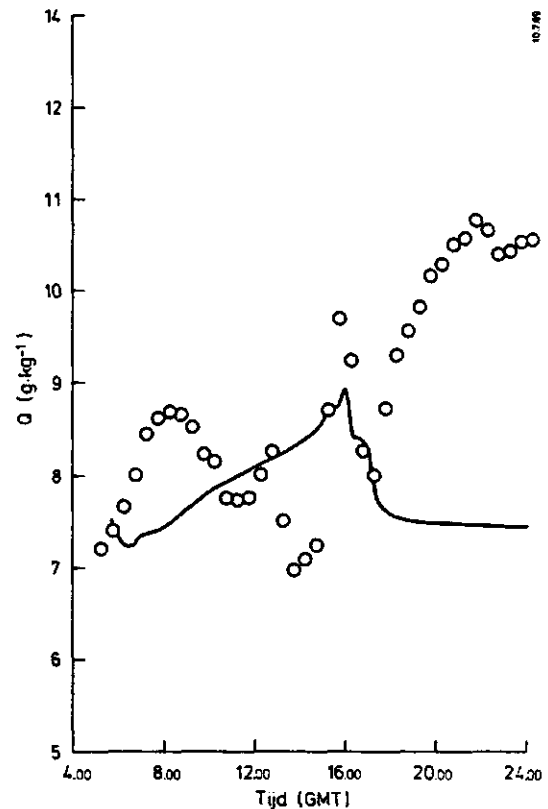


Fig. 9. Als figuur 8, voor de specifieke vochtigheid

Tabel 3. B-factor voor 5 aug. 1977, bij constante (zowel Cabauw-data als berekend boven potentieel verdampend oppervlak) en berekende T_a en e_a . De gewasopwarming ($T_0 - T_0^*$) en de B-factor gelden voor $LE/LE_p = 0.5$

Atm.rvw.	LE_p (mm)	$T_0 - T_0^*$ (C)	B (K^{-1})
berekend	4.42	7.4	0.069
constant (ber.)	4.42	3.4	0.149
constant (Cab.)	4.49	3.9	0.129

Deze overschatting wordt door een aantal factoren veroorzaakt. Uit figuren 10 en 11 is de (berekende) invloed van de verdampingstoestand op respectievelijk de luchttemperatuur (T_a) en dampspanning (e_a) op 2m af te leiden. Een grotere verdamping gaat gepaard met een lagere temperatuur en een hogere luchtvochtigheid. Door boven een niet-potentieel verdampend oppervlak een (te) lage temperatuur en (te) hoge dampspanning op te leggen, wordt de berekende verdamping onderschat als gevolg van een onderschatting van de luchtvochtigheidsgradiënt (zie SOER, 1977). Een onderschatting van LE veroorzaakt een overschatting van de B-factor in vergelijking (1).

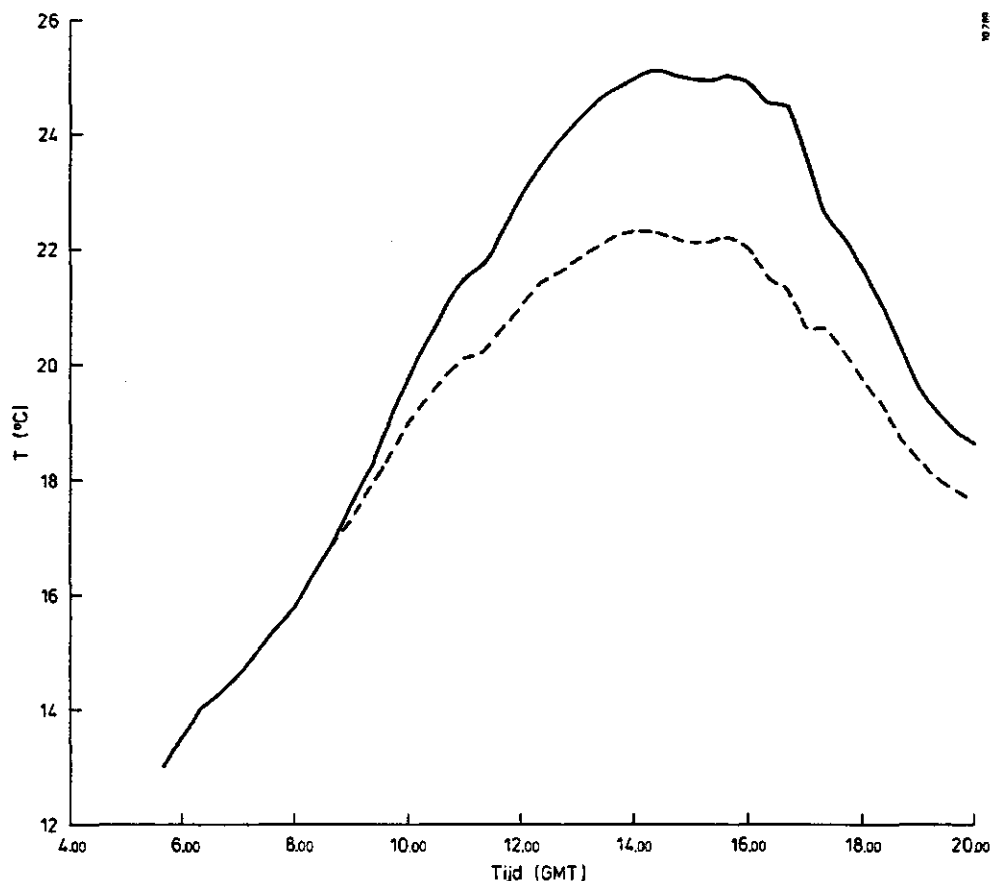


Fig. 10. Temperatuur op 2m bij potentiële verdamping (—, $\Psi_s = -10$ kPa) en gereduceerde verdamping (---, $\Psi_s = -100$ kPa) op 5 aug. 1977

Gebruik van een hogere T_a en lagere e_a , zoals de Cabauw-data, reduceren deze overschatting bij een beperkte verdamping.

Een tweede oorzaak van de geconstateerde overschatting bij gebruik van een te lage omgevingstemperatuur is het feit dat hierdoor ook een te lage oppervlaktetemperatuur wordt gevonden. Via een iteratieve berekening van T_0 wordt in TERGRA de oppervlakte-energiebalans kloppend gemaakt. De sensibele warmte-flux H is evenredig aan het temperatuurverschil tussen de lucht en het oppervlak, en kan omwille van een beperkte hoeveelheid beschikbare energie slechts een beperkte omvang hebben. Het gevonden temperatuurverschil heeft daardoor een beperkte omvang, en een onderschatting van de luchttemperatuur veroorzaakt ook een onderschatting van T_0 . Ook deze onderschatting veroorzaakt een overschatting van de B-factor in vergelijking (1).

Een derde factor is de keuze van de waarnemingshoogte, waarop T_a en e_a worden gemeten (of berekend).

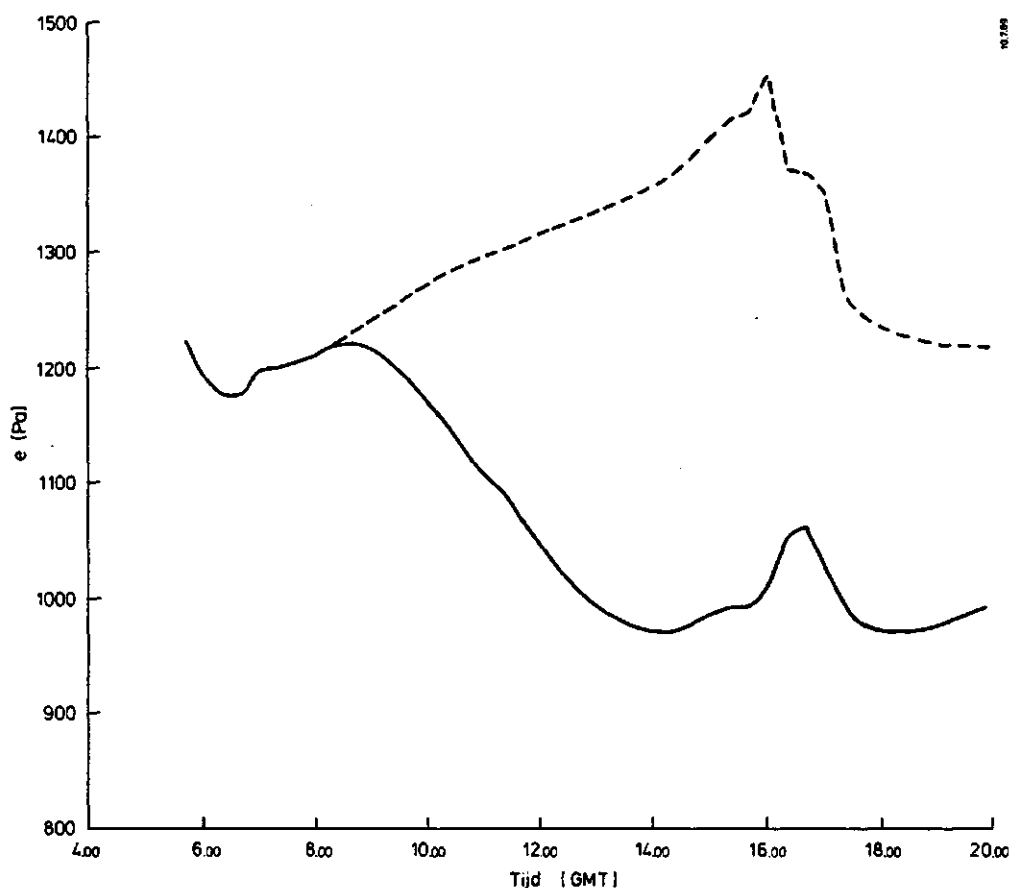


Fig. 11. Als Figuur 10, voor de dampspanning op 2 m

KLAASSEN en VD BERG (1985) geven aan dat een veronderstelde horizontale homogeniteit van temperatuur en luchtvochtigheid op een referentiehoogte van 2 m tot grote fouten in de fluxprofielen (op grotere hoogten) kan leiden (zie Figuur 12). Een veronderstelde constante T_a en e_a aan de top van de oppervlaktelaag (bijvoorbeeld op 50 m hoogte) maakt het mogelijk de luchteigenschappen op lagere hoogten af te leiden uit de logaritmische oppervlaktelaagprofielen, waarmee deze fouten kunnen worden vermeden. Ook WIERINGA (1982) gebruikt deze methode om uit windprofielen boven een bepaald terrein de windprofielen boven een (naburig) ander oppervlak af te leiden.

In een waarnemingsset zijn echter vrijwel nooit continue gegevens van de temperatuur en luchtvochtigheid op 50 m hoogte beschikbaar, maar in het gekoppelde TERGRA-model kunnen deze wel worden berekend.

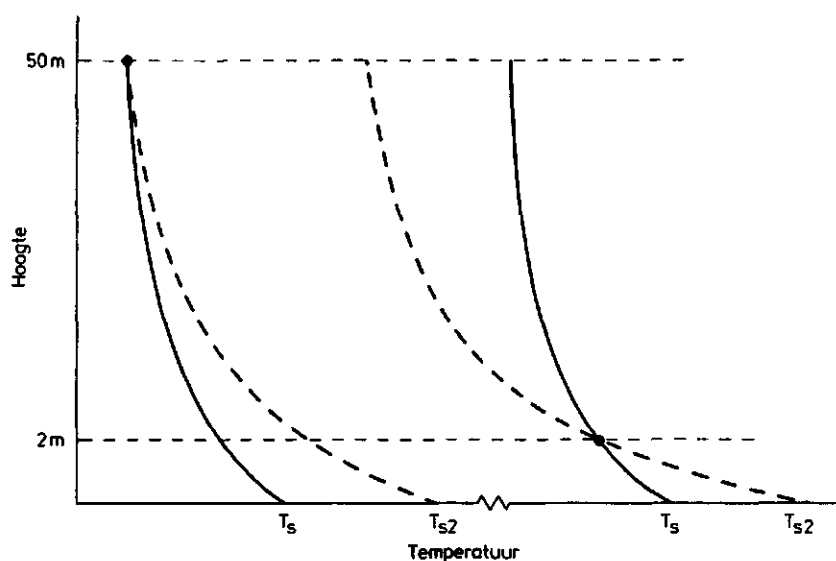


Fig. 12. Vertikale temperatuurprofielen in de oppervlaktelaag bij 2 verschillende referentiehoogtes: 50 m links, en 2 m rechts

Berekening van H en LE op grond van de profielrelaties levert voor een referentiehoogte van 2 m hetzelfde resultaat op als voor 50 m, door de aanname dat de fluxen van oa. temperatuur en vochtigheid in de oppervlaktelaag constant zijn met de hoogte (Tabel 4). Verplaatsing van de referentiehoogte van 2 m naar 50 m veroorzaakt bij een constante temperatuur en vochtigheid echter een verhoging van beide op lagere hoogten, bij een instabiel profiel als in Figuur 12. Ook hierdoor vindt een compensatie plaats van de overschatting van B_{50} , zoals blijkt uit Tabel 4.

Deze verhoging van de referentiehoogte betekent echter eveneens een verlaging van de B_{50} -factor. Doordat op deze hoogte de verschillen in luchteigenschappen, veroorzaakt door verschillende oppervlakten, sterk gedempd worden door horizontale en verticale menging van de lucht, sluit een aanname van een constante temperatuur en luchtvochtigheid op deze hoogte nauw aan bij de werkelijkheid.

Tabel 4. B -factor voor 5 aug. 1977, bij constante en berekende T_a en e_a , bij verschillende waarden voor de referentiehoogte. De gewasopwarming ($T_0 - T_0^*$) en de B -factor gelden voor $LE/LE_p = 0.5$

Atm.rvw.	Ref.h. (m)	$T_0 - T_0^*$ (C)	B (K^{-1})
berekend	2	7.4	0.069
berekend	50	7.4	0.069
constant	2	3.4	0.149
constant	50	4.1	0.123

De aanpassing van de B50-factor als gevolg van deze verhoging is dan ook een verbetering te noemen.

4.2. BEREKENINGEN VOOR 5 SEPT. 1977.

De waarnemingen van 5 sept. 1977 aan de luchtvochtigheid wijzen uit dat deze dag iets minder droog was dan 5 aug. 1977 (zie Tabel 5). De entrainment van lucht uit de vrije atmosfeer veroorzaakte iets minder uitdroging, doordat de lucht er wat vochtiger was dan op 5 aug. 1977 ($\Delta q_m(5 \text{ aug.}) = -4.2 \text{ g.kg}^{-1}$, $\Delta q_m(5 \text{ sept.}) = -3.0 \text{ g.kg}^{-1}$). De totale verdamping was echter vrij laag (berekende potentiële verdamping: 1.63 mm.dag^{-1}) door een geringe hoeveelheid beschikbare energie. De maximale hoeveelheid netto straling op die dag bedroeg ruim 250 W.m^{-2} .

Tabel 5. Initiële grenslaagomstandigheden op 5 aug. 1977

Parameter betekenis	Waarde	Eenheid
t_0 starttijd	5.30	GMT
h_0 grenslaaghoogte	80	m
θ_{m0} menglaagtemp.	12.2	C
q_{m0} menglaag spec.v.	6.5	g.kg^{-1}
$\Delta\theta_{m0}$ temp.sprong	3.0	C
Δq_{m0} vocht.sprong	-3.0	g.kg^{-1}
Γ_θ temp.helling	6.6	K.km^{-1}
Γ_q vocht.helling	-0.5	$\text{g.kg}^{-1}.\text{km}^{-1}$
u_m windsnelh.menglaag	5.2	m.s^{-1}

Tabel 6. B-factor voor 5 sept. 1977, bij constante en berekende T_a en e_a . De gewasopwarming ($T_0 - T_0^*$) en de B-factor gelden voor $LE/LE_p = 0.5$

Atm.rvw.	$LE_p(\text{mm})$	$T_0 - T_0^* (\text{C})$	B (K^{-1})
berekend	1.63	5.2	0.095
constant	1.63	2.9	0.171

Figuur 13 toont de invloed van berekening van T_a en e_a op de standaardrelatie. Opnieuw vindt een forse afname plaats van B50 wanneer T_a en e_a worden berekend (Tabel 6).

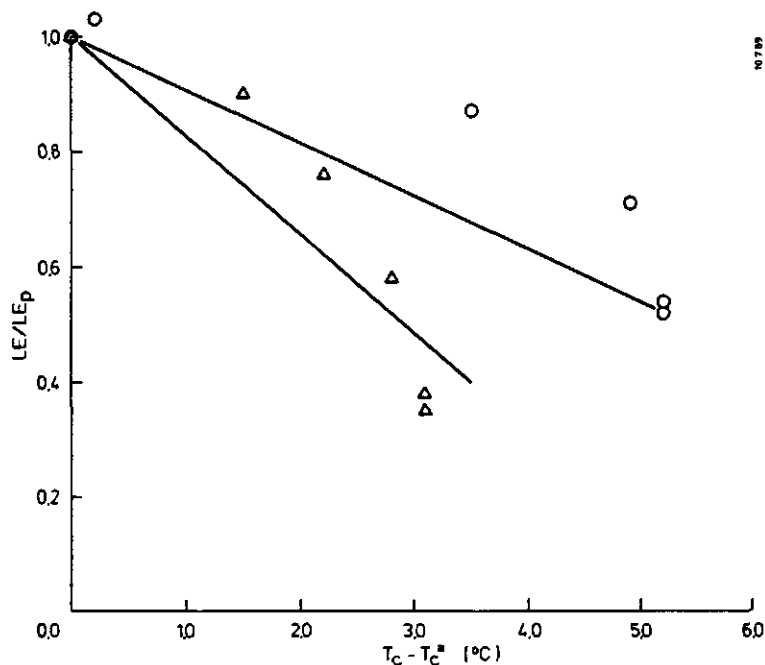


Fig. 13. De door TERGRA berekende relatie tussen de relatieve verdamping (LE/LE_p) en de gewasopwarming ($T_o - T_o^*$) op 5 sep. 1977, bij constante (Δ) en berekende (o) atmosferisch randvoorwaarden. De getrokken lijnen geven de standaardrelatie, berekend met de B50-factor

Ook hier is de reductie van B50 bijna een factor 2, en is met de gevonden relatie een onwaarschijnlijk hoge opwarming nodig voor een verdampingsreductie van 50%.

In Figuur 13 valt op dat bij een berekend verloop van T_a en e_a bij een oplopende gewasopwarming de verdamping eerst even toeneemt (bij $T_o - T_o^* = 0.2^\circ\text{C}$) en daarna pas afneemt. Dit effect wordt veroorzaakt door de invloed die de bodemwarmtestroom G ondervindt van een vochttekort in de bodem. Door een afname van de bodemvochtvoorraad θ daalt G even doordat de thermische geleidbaarheid er door afneemt (SOER, 1977). Hierdoor stijgt de hoeveelheid voor verdamping en opwarming beschikbare energie iets, waardoor de verdamping iets kan stijgen bij een afnemende bodemvochtspanning.

4.3. BEREKENINGEN VOOR 1 JUNI 1978.

Van de serie doorberekende dagen was 1 juni 1978 de vochtigste (zie Tabel 7).

Tabel 7. Initiële grenslaagomstandigheden op 1 juni 1978

Parameter betekenis	Waarde	Eenheid
t_0 starttijd	5.30	GMT
h_0 grenslaaghoogte	80	m
θ_{m0} menglaagtemp.	17.6	C
q_{m0} menglaag spec.v.	8.5	$g.kg^{-1}$
$\Delta\theta_{m0}$ temp.sprong	5.7	C
Δq_{m0} vocht.sprong	-0.4	$g.kg^{-1}$
Γ_θ temp.helling	2.5 (gem.)	$K.km^{-1}$
Γ_q vocht.helling	-1.5	$g.kg^{-1}.km^{-1}$
u_m windsnelh.menglaag	4.4	$m.s^{-1}$

De specifieke vochtigheid in de menglaag was hier overdag rond $8 g.kg^{-1}$ en de ingevangen lucht uit de vrije atmosfeer was (aanvankelijk) nauwelijks droger dan in de menglaag ($\Delta q_{m0} = -0.4 g.kg^{-1}$).

Opvallend is verder dat de invloed van de T_a - en e_a -berekeningen op de B-factor uit de standaardrelatie kleiner was dan op de overige dagen (Tabel 8). Figuur 14 toont de standaardrelaties.

Tabel 8. B-factor voor 1 juni 1978, bij constante en berekende T_a en e_a .
De gewasopwarming ($T_0 - T_0^*$) en de B-factor gelden voor $LE/LE_p = 0.5$

Atm.rvw.	LE_p (mm)	$T_0 - T_0^*$ (C)	B (K^{-1})
berekend	6.04	7.7	0.065
constant	6.04	4.6	0.108

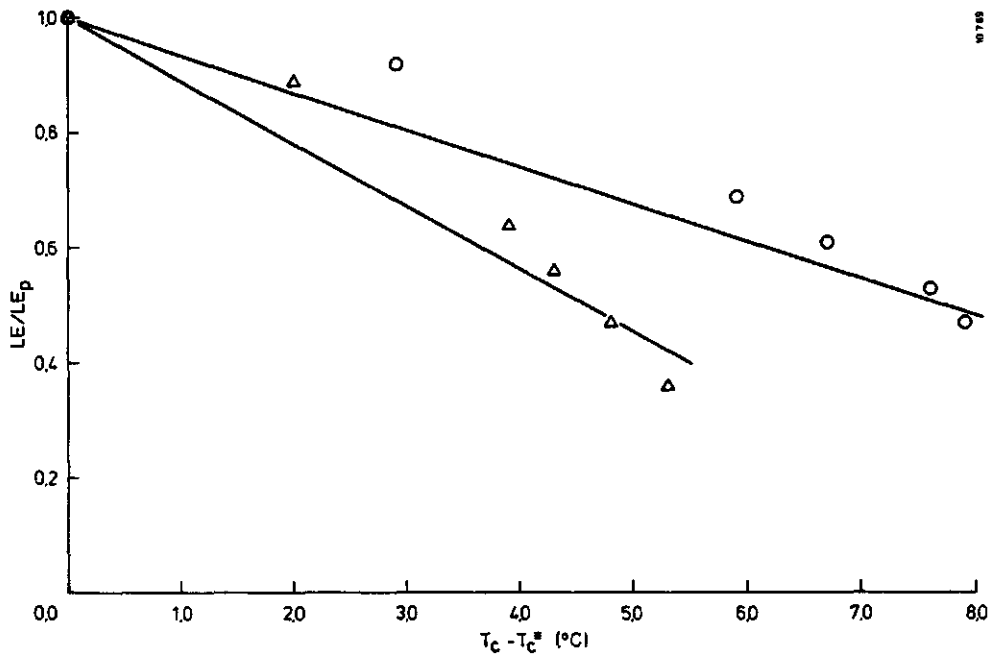


Fig. 14. De door TERGRA berekende relatie tussen de relatieve verdamping (LE/LE_p) en de gewasopwarming ($T_c - T_c^*$) op 1 juni 1978, bij constante (Δ) en berekende (\circ) atmosferisch randvoorwaarden. De getrokken lijnen geven de standaardrelatie, berekend met de B50-factor

Onder vochtiger omstandigheden is de invloed van verdamping op de luchtvochtigheid op lagere hoogten kleiner. De luchtvochtigheid in de oppervlaktelaag blijft, ook bij een geringe verdamping, relatief hoog door de bufferende werking van de erboven gelegen vochtige menglaag.

Desalniettemin veroorzaakt ook hier het constant houden van T_a en e_a op 2 m een overschatting van de verdroging bij een toename van de gewasopwarming.

4.4. BEREKENINGEN VOOR 12 OKTOBER 1978

Ook op 12 okt. 1978 wordt de B50-waarde uit de standaardrelatie weer vrijwel gehalveerd bij berekening van T_a en e_a (Tabel 9). De luchtvochtigheid in de menglaag bedroeg overdag ongeveer 7.5 g.kg^{-1} , en de maximale hoeveelheid netto straling ruim 200 W.m^{-2} .

Tabel 9. B-factor voor 12 okt. 1978, bij constante en berekende T_a en e_a .

De gewasopwarming ($T_0 - T_0^*$) en de B-factor gelden voor $LE/LE_p = 0.5$

Atm.rvw.	LE_p (mm)	$T_0 - T_0^*$ (C)	B (K^{-1})
berekend	1.46	4.6	0.114
constant	1.46	2.5	0.224

5. DISCUSSIE EN CONCLUSIES

De uitgevoerde berekeningen tonen duidelijk aan dat de invloed van de opgelegde atmosferische randvoorwaarde op de B-factor uit de standaardrelatie (vergelijking 1) groot is. Een berekening van T_a en e_a met behulp van het grenslaagmodel levert een reductie van B50 op tot meer dan 50%, afhankelijk van de atmosferische omstandigheden en de gekozen referentiehoogte.

Deze reductie is op grond van een theoretische beschouwing in par. 4.1 te verklaren, maar de omvang ervan is onrealistisch groot. Vergelijkingen tussen met behulp van de standaardrelatie verkregen verdampingskaarten enerzijds en een met een hydrologisch model (het SWATRE-model, dat de seizoensverdamping voor diverse gewassen en bodemtypen berekent op basis van de 24-uurs-verdamping) berekende verdamping anderzijds gaven aan dat het gebruik van de standaardrelatie onder de gebruikte aanname van constante atmosferische randvoorwaarden een realistische en werkbare benadering van de praktijksituatie opleverde.

Bovendien blijkt uit diverse veldmetingen en praktijkervaring van het ICW dat een gewasopwarming van 3 à 4°C voor gras vaak al voldoende is om een verdampingsreductie van 50% aan te tonen. Een hoge waarde van ruim 7°C (zoals op 5 aug. 1977 en 1 juni 1978) bij berekende temperatuur en vochtigheid) wordt in de praktijk zelden aangetroffen op percelen waar de relatieve verdamping 50% of meer is (NIEUWENHUIS, mond.med.).

Er zijn dus redenen om aan te nemen dat op theoretische gronden de invloed van een constante T_a en e_a op de relatie tussen gewasopwarming en verdamping niet verwaarloosbaar klein is, maar dat een berekening ervan met het gepresenteerde grenslaagmodel deze invloed overschat.

Voor deze overschatting zijn een aantal mogelijke oorzaken aan te wijzen:

1. Schaalafmetingen

Het grenslaagmodel waarmee hier de temperatuur en vochtigheid op 2 m worden berekend is ontwikkeld voor mesoschaal berekeningen. Het veronderstelt een

horizontaal homogeen terrein. Om een idee te krijgen van de afmetingen van zo'n terrein wordt de gemiddelde windsnelheid in de menglaag vastgesteld op 4 m.s^{-1} , en de lengte van de simulatieperiode (waarin voornamelijk convectieve omstandigheden heersen) op 8 uur. In deze tijd legt de lucht in de menglaag ruim 115 km af, wat een redelijke ordegrootte is voor de schaal waarop dit model werkt. De grootte-orde van de verticale afmetingen varieert van 50 m aan het begin van de dag tot ca. 1.5 km aan het einde. Het TERGRA-model is echter ontwikkeld om zeer lokale fluxverschillen te berekenen, met een horizontale afstand van hooguit enkele honderden meters, en een hoogte van slechts 2 m. Kleine variaties in deze fluxen kunnen tot onbedoeld grote veranderingen in de grenslaagparameters worden geëxtrapoleerd, die weer een grote invloed hebben op de lokale fluxen.

2. Eéndimensionaal karakter

Zowel het TERGRA-model als het grenslaagmodel zijn één-dimensionaal van opzet. Uitmiddeling van grote verschillen in atmosferische eigenschappen tussen naburige lokaties vindt in de praktijk plaats door middel van advectie en turbulentie, waarbij op een grotere afstand tot het aardoppervlak een grotere horizontale uitwisseling optreedt. Deze 'afvlakking' van extremen wordt in de gehanteerde modellen niet beschouwd, zodat extreme interacties tussen de menglaag en het oppervlak niet worden uitgemiddeld.

3. Euleriaanse aanpak

de modellen beschouwen de luchteigenschappen en fluxen op een plaats (Euleriaans). Het aantonen van regionale verschillen kan echter beter gedaan worden door denkbeeldig met een pakket lucht mee te reizen, en zo de voor-geschiedenis ervan te beschouwen (Langragiaans). Verandering van een grootheid (bijvoorbeeld θ) in de tijd hangt dan mede af van de windsnelheid:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d\theta}{dx} \cdot \frac{dx}{dt} = \frac{d\theta}{dx} u(x) \quad (20)$$

Voor deze aanpak is echter veel informatie vereist over de ruimtelijke variatie van de grootheid ($d\theta/dx$), zeker bij een sterk heterogeen terrein (KLAASSEN en VD BERG, 1985).

4. Overshooting

Door een combinatie van deze drie genoemde factoren kan 'overshooting' optreden: vergroting van de verschillen tussen de atmosferische eigenschappen boven terreinen met verschillende eigenschappen (fluxen). Een lucht die van een sterk verdampend naar een nauwelijks verdampend terrein stroomt, zal boven het verdampende terrein veel vocht opnemen, waardoor de vochtigheidsgradiënt tussen het aardoppervlak en een referentiehoogte afneemt, en de verdamping boven het toch al nauwelijks verdampende oppervlak extra wordt gereduceerd. Terwijl bij een sterk heterogeen terrein een middeling van atmosferische eigenschappen op grotere hoogten plaatsvindt, nemen de extremen in de oppervlaktefluxen toe door een variatie in luchtvochtigheid en temperatuur op lagere hoogten (zie ook VD HURK, 1988). Hierdoor reageren temperatuur en luchtvochtigheid nabij het oppervlak ook extreem snel op een sterke heterogeniteit. Deze extreme variatie kan deels worden ondervangen door een verhoging van de referentiehoogte.

5. Onmiddellijke menging

Het grenslaagmodel veronderstelt een onmiddellijke menging van temperatuur en vochtigheid over de gehele menglaag. Hierdoor worden profielen van deze grootheden in de menglaag voorgesteld als loodrechte lijnen. In de praktijk lopen met name vochtprofielen in de menglaag echter ietwat scheef. De specifieke vochtigheid in de menglaag wordt immers bepaald door een evenwicht tussen vochtinput door verdamping van onderaf, en een menging met drogere lucht aan de top van de grenslaag. Hierdoor zullen vochtprofielen in werkelijkheid iets aflopen met de hoogte. De specifieke vochtigheid aan de top van de oppervlaktelaag wordt daardoor onderschat, en de vochtigheidsgradiënt over de oppervlaktelaag dus overschat. Ook de berekende verdamping is hierdoor te hoog. Wat hiervan de invloed is op de relatieve verdamping, in te vullen in vergelijking (1), is niet duidelijk (zie ook VD HURK, 1988).

Een kwantitatieve analyse van de invloed van het constant houden van de atmosferische randvoorwaarden op de relatie tussen verdamping en gewasopwarming is vrij gecompliceerd. Een berekening van T_a en e_a op lagere hoogten vereist een meerdimensionale aanpak, waardoor lokale horizontale uitwisseling kan worden geparаметriseerd. De behoefte aan informatie over de horizontale variatie in het terrein neemt dan sterk toe, om processen als advectie en turbulentie in te kunnen calculeren.

Een aanpassing van de B50-factor via een verhoging van de referentiehoogte van 2 naar 50 m levert aanzienlijke reëlere resultaten op dan de bovengenoemde berekening van de atmosferische randvoorwaarden op 2 m. Ook via deze aanpassing wordt de berekende verdroging minder overschat dan bij een lage referentiehoogte. Op 50 m hoogte treedt sterke buffering op van temperatuur- en vochtigheidsverschillen ten gevolge van verschillen in het aardoppervlak door sterkere horizontale en verticale menging. Hierdoor mogen T_a en e_a op deze hoogte redelijkerwijs constant worden verondersteld.

Het probleem dat op 50 m hoogte nauwelijks waarnemingen kunnen worden verricht blijft echter aanwezig. Een aanpassing van de B50-factor via de referentiehoogte-verhoging zal dan ook op empirische basis moeten gebeuren.

SAMENVATTING

Het TERGRA-model is een rekenmodel om onder verschillende bodemvochttoestanden en voor verschillende gewassen het verloop van de verschillende energie-balanstermen en de gewastemperatuur op een heldere zomerse dag te berekenen. Een via remote sensing waargenomen temperatuur van een met gewas bedekt oppervlak kan met behulp van dit model worden gerelateerd aan een (relatieve) dagverdamping. Via een lineaire 'standaardrelatie' wordt deze relatie tussen relatieve dagverdamping en gewasopwarming vereenvoudigd voor praktisch gebruik.

Eén van de aannames van het TERGRA-model is een horizontaal homogene temperatuur en luchtvochtigheid op referentiehoogte, waarvoor 2 m is gekozen. Theoretische studies hebben echter uitgewezen dat deze parameters mede worden beïnvloed door de verdampingstoestand van het onderliggende oppervlak. Met behulp van een (vereenvoudigd) grenslaagmodel worden de temperatuur en luchtvochtigheid op referentiehoogte uitgerekend, afhankelijk van (o.a.) de sensibele en latente warmteflux van het oppervlak. De invloed van deze parametrisatie van de atmosferische randvoorwaarden op de standaardrelatie zijn onderzocht onder een aantal atmosferische omstandigheden.

Het blijkt dat wanneer de temperatuur en luchtvochtigheid op 2m worden uitgerekend, in plaats van constant verondersteld, de relatie tussen de gewasverdamping en -opwarming fors verandert. Globaal gezien gaat bij berekening van temperatuur en luchtvochtigheid een relatieve verdamping van 50% gepaard met een 2 maal zo grote gewasopwarming, dan wanneer deze parameters constant worden verondersteld. Deze veronderstelling betekent dus een overschatting van de berekende verdroging bij een waargenomen oppervlaktetemperatuur. Gebruik van temperatuur- en vochtigheidsdata, welke zijn gemeten boven niet-potentieel verdampend terrein, compenseert deze overschatting enigszins.

Dat deze overschatting optreedt is op grond van een theoretische analyse te verwachten, maar de mate waarin dit gebeurt is onwaarschijnlijk groot. Uit veldwaarnemingen en berekeningen van een hydrologisch model (het SWATRE-model) blijkt toepassing van de standaardrelatie namelijk redelijke resultaten op te leveren.

Mogelijke oorzaken van de overschatting van het effect van een berekening van de atmosferische randvoorwaarden zijn de schaal-verschillen tussen het grenslaagmodel en TERGRA, het niet beschouwen van horizontale uitwisseling van temperatuur en vochtigheid, de Euleriaanse aanpak, de eigenschap van het model om bij heterogeen terrein lokale fluxverschillen extra te vergroten, en de keuze van een lage referentiehoogte van 2 m.

Verhoging van deze referentiehoogte naar 50 m geeft weliswaar problemen bij het verkrijgen van temperatuur- en vochtigheids-waarnemingen op die hoogte, maar levert een reële benadering van de werkelijkheid. T_a en e_a mogen op deze hoogte door een sterke menging constant horizontaal verondersteld worden.

L I T E R A T U U R

- DRIEDONKS, A.G.M. (1981): Dynamics of the Well-Mixed Atmospheric Boundary Layer; KNMI-rapport 81-2, KNMI, De Bilt.
- HURK, B.J.J.M. vd. (1988): Coupling a Boundary Layer Model to a Surface Layer Model; Vakgroep Natuur- en Weerkunde, Landbouw Universiteit, Wageningen.
- KLAASSEN, W., en vd. BERG, W. (1985): Evapotranspiration derived from Satellite Observed Surface Temperatures; Journ. of Climate and Applied Meteorology (24), pp. 412-424.
- NIEUWENHUIS, G.J.A.
(mondelinge mededeling).
- SOER, G.J.R. (1977): The TERGRA-model - a Mathematical Model for the Simulation of the Daily Behaviour of Crop Surface Temperature and Actual Evapotranspiration; ICW-nota 1014, ICW, Wageningen.
- THUNNISSEN, H.A.M. (1984): Eenvoudige Methode voor de Bepaling van de Regionale Gewasverdamping; ICW-nota 1580, ICW, Wageningen.
- THUNNISSEN, H.A.M., en v. POELJE, H.A.C. (1984): Bepaling van de Regionale Gewasverdamping met behulp van Remote Sensing in een Studiegebied ten oosten van Hengelo (Gld); ICW-nota 1525, ICW, Wageningen.
- WIERINGA, J. (1982): De Atmosferische grenslaag (dl 1 en 2); cursusboek KNMI, De Bilt.