OVER STRALINGSMETINGEN, DE WARMTEBALANS EN DE VERDAMPING VAN GRAS

D. W. SCHOLTE UBING

NN08201,263

OVER STRALINGSMETINGEN, DE WARMTEBALANS EN DE VERDAMPING VAN GRAS

(STUDIES ON SOLAR AND NET RADIATION AND ON EVAPOTRANSPIRATION OF GRASS)

PROEFSCHRIFT

ter verkrijging van de graad van doctor in de landbouwkunde op gezag van de rector magnificus ir w. de jong, hoogleraar in de veeteeltwetenschap, te verdedigen tegen de bedenkingen van een commissie uit de senaat van de landbouwhogeschool te wageningen op vrudag, 16 oktober 1959 te 16 uur

DOOR

DANIËL WILLEM SCHOLTE UBING

H. VEENMAN & ZONEN N.V. - WAGENINGEN - 1959

Indien geen stralingsbalansmeter ter beschikking staat kan de nauwkeurigheid van een schatting van de netto straling aan het aardoppervlak over kortere perioden vergroot worden, wanneer in de regressieformules voor de berekening van de netto langgolvige uitstraling gedurende de dag het gemeten zonneschijnpercentage en gedurende de nacht de bedekkingsgraad van de hemel gebruikt wordt.

Dit proefschrift.

Π

Uit de waarnemingen van RIDER is de conclusie dat, onder gelijke meteorologische condities, bij verschillende gewassen een aanmerkelijk verschillende "potentiële evapotranspiratie" optreedt alléén als gevolg van variaties in morphologische en/of physiologische eigenschappen niet te rechtvaardigen.

N. E. RIDER: Quart, J. Roy. Meteor. Soc. 83, (1957): 181-193.

Ш

Slechts onder gelijke of weinig variërende atmosferische omstandigheden en voor gelijke bodemoppervlakken mag de relatie tussen de netto straling (in cal. cm⁻². etm⁻¹ of in cal. cm⁻². dag⁻¹) en de totale globale straling (in cal. cm⁻². dag⁻¹) in de loop van het jaar lineair verondersteld worden. De mening van SHAW dat een verandering in bewolking geen invloed op deze relatie heeft is onjuist.

R. H. SHAW: Bull. Amer. Meteor. Soc. 37, (1956): 205-206.

Dit proefschrift.

IV

Met het aanduiden van een bepaalde ontwikkelingsperiode van gewassen in het groeiseizoen als "kritiek" of "minder kritiek" voor wat betreft de waterbehoefte dient vooralsnog voorzichtigheid betracht te worden.

W. H. VAN DOBBEN: Versl. Centr. Inst. Landbouwk. Onderz. (1955): 124–128.

R. M. HAGAN: Report XIVth Intern. Hortic. Congr. The Netherlands Symp. II, (1955).

C. KRAMER e.a.: Meded. en Verh. K.N.M.I. Serie A 57. No. 102, (1952).

V

In natte jaren zal een stralingstekort en in droge jaren zal op veel gronden een watertekort voor de gewasproductie in ons land, bij een voldoend vruchtbaarheidsniveau, dikwijls de beperkende factor zijn.

D. W. SCHOLTE UBING: Landbouwk. Tijdschr. 6, (1958): 453-464.

C. T. DE WIT: Meded. Inst. Biol. Scheik. Onderz. v. Landbouwgewassen. No. 59, (1958).

Extra watertoediening (en bemesting) tijdens het groeiseizoen in droge stralingsrijke jaren in ons land kan tot abnormaal hoge gewasproducties leiden. De eigenschappen van een bodemprofiel in natuurlijke toestand moeten bij de studie van de bodemfysica steeds voor ogen gehouden worden; het verdient evenwel aanbeveling om in bodemkundige beschrijvingen van gebieden verschillende eigenschappen van de bodem met behulp van de bodemfysica exacter te definiëren en te beschrijven.

J. C. F. M. HAANS: Versl. Landbouwk. Onderz. No. 60.7, (1955).

L. J. PONS: Versl. Landbouwk. Onderz. No. 63.11, (1957).

F. SONNEVELD: Versl. Landbouwk. Onderz. No. 64.4, (1958).

VIII

De door HESSE uitgevoerde verdampingswaarnemingen m.b.v. de door hem ontworpen "Kleinlysimeteranlage", laten geen algemeen geldende conclusie omtrent het waterverbruik of omtrent mogelijke variaties in het waterverbruik van verschillende gewassen toe.

IX

. Bij de bepaling van de benodigde hoeveelheid irrigatiewater voor nieuw te irrigeren gebieden, kan gebruik gemaakt worden van onderzoek naar de relaties tussen de netto straling en de totale globale straling in reeds geïrrigeerde en ook andere gebieden op aarde.

> B. P. ALISSOW, O. A. DROSDOW, E. S. RUBENSTEIN; Lehrbuch der Klimatologie. Berlin (1956); Kap. VIII.

Х

Voor stralingsmetingen en voor verdampingsbepalingen verdient het gebruik van solarimeters of stralingsbalansmeters de voorkeur boven de door VEIH-MEYER en HENDRICKSON beschreven methode met witte en zwarte atmometers.

N. A. HALKIAS e.a.: Hilgardia. 24, (1955): 207-233.

F. J. VEIHMEYER and A. H. HENDRICKSON: Intern. Comm. on Irrig. and Drain. May 1957 - San Francisco. Third Congress.

XI

De algemene geldigheid van de door MASO en SCHALKERS – ten behoeve van de Stichting Pootaardappelpropaganda in het Buitenland – ontworpen "klimaatsleutel" voor het vaststellen van de mogelijkheid van aardappelteelt in verschillende gebieden op aarde, moet worden betwijfeld.

K. H. SCHALKERS: Publ. Sticht. Agr. Onderz. Buitenl. Bureau Marktonderz.

R. H. A. VAN DUIN en D. W. SCHOLTE UBING: Landbouwk. Tijdschr. 67, (1955): 795-802.

L. M. KOPETZ und O. STEINECK: Der Züchter. 24, (1954): 69-77.

XII

In verband met het optreden van nachtvorst zou de juistheid van het instandhouden van een blijvend grasbestand in mulchboomgaarden betwijfeld kunnen worden, alhoewel onderzoek hiernaar moeilijk is. Tevens met het oog op de water- en luchthuishouding van de bodem dient het gras in ieder geval kort gehouden te worden.

> M. SCHARRINGA: Onderz. Contactgr. Landbouwmeteor. K.N.M.I. K. J. HOEKSEMA e.a.: Tijdschr. Ned. Heidemij. 67, (1956): 83-89; 109-120.

XIII

De snelle ontwikkeling van landen in Oost-Europa en Azië en in de toekomst ook in Afrika dwingt tot maatregelen waardoor meer wetenschappelijke publicaties uit die landen, ook op landbouwkundig gebied, in toegankelijke talen ten dienste van het wetenschappelijk onderzoek in West-Europa kunnen komen.

XIV

Wanneer de militaire dienstplicht vervuld kan (moet) worden voordat een studie aan een instelling van Hoger Onderwijs aangevangen wordt, moet dat in het algemeen niet als ongunstig worden aangemerkt.

Aan mijn Vrouw

Aan mijn Vader en Moeder,

.

WOORD VOORAF

Het geeft mij grote voldoening bij de verschijning van dit proefschrift hier in de allereerste plaats mijn ouders te kunnen bedanken voor alles wat zij in het belang van mijn studie aan de Landbouwhogeschool voor mij gedaan hebben. Voor hun opofferingen en hun zorgzaamheid gedurende zeer lange en soms moeilijke tijden, waardoor zij de mogelijkheid geschapen hebben om ook mij te kunnen laten studeren, ben ik hen intens dankbaar. De interesse die zij voor mijn werk steeds aan de dag legden zal ik nooit vergeten. Van Vader's kennis, van zijn liefde en zijn ontzag voor elk facet van de natuur heb ik veel geleerd.

Hooggeleerde VAN WUK, hooggeachte promotor, tijdens de vele besprekingen die ik met U mocht hebben zijn Uw waardevolle suggesties en zijn Uw critische opmerkingen voor mijn verdere opleiding en voor het tot stand komen van dit proefschrift in het bijzonder van uitermate groot belang geweest. Uw inzicht in de problemen bij de agro-meteorologie en de bodem-fysica heeft tot verruiming van mijn kennis bijgedragen. Reeds voor mijn afstuderen aan de Landbouwhogeschool had ik het voorrecht om aan Uw laboratorium werkzaam te zijn. Daar bracht U mij steeds in contact met specialisten op meteorologisch of bodem-fysisch gebied. Deze contacten zijn voor mij van grote betekenis geweest.

Hooggeleerde HELLINGA, aan Uw colleges waarin U mij als student in aanraking bracht met de vele facetten uit het vakgebied der cultuurtechniek in de ruimste zin, bewaar ik de prettigste herinneringen.

Aan Dr Ir R. H. A. VAN DUIN en Dr Ir J. WESSELING ben ik veel dank verschuldigd omdat zij mij in contact hebben gebracht met, mij hebben ingewerkt in en mij later dikwijls hebben geholpen bij de op dit laboratorium gehanteerde fysische benaderingswijze van veel landbouwkundige problemen.

Drs W. J. DERKSEN en Ir A. J. W. BORGHORST dank ik hier voor de vele vruchtbare gesprekken en discussies en voor de practische hulp die ik van hen mocht ontvangen. Zij besteedden vaak meer tijd aan problemen bij mijn onderzoek dan ik van hen mocht verwachten.

Ook breng ik dank aan Drs P. J. BRUHN en Drs J. HOVESTREHDT die mij behulpzaam waren bij berekeningen en die sommige vragen, bij mijn onderzoek gerezen, hielpen beantwoorden.

Speciaal dank ik hier ook de heer I. SANDERSE, die altijd bereid was hulp te bieden bij meteorologische waarnemingen en die veel technische moeilijkheden bij registratie apparaturen tot een oplossing bracht.

De heer M. LOOYEN dank ik voor de vervaardiging van veel meetelementen en voor zijn technische hulp in het algemeen. De leden van de werkplaats vervaardigden en repareerden enkele instrumenten zeer precies.

Voorts gaat mijn dank uit naar de heer CHR. F. KLEISS voor de uitstekende verzorging van het tekenwerk.

De redactie van de Mededelingen van de Landbouwhogeschool te Wageningen ben ik erkentelijk dat zij deze studie in haar Mededelingen heeft willen opnemen. **Overdruk**

1

MEDEDELINGEN VAN DE LANDBOUWHOGESCHOOL TE WAGENINGEN, NEDERLAND 59 (10):1-93 (1959)

OVER STRALINGSMETINGEN, DE WARMTEBALANS EN DE VERDAMPING VAN GRAS

(Studies on solar and net radiation and on evapotranspiration of grass)

door/by

D. W. SCHOLTE UBING

Laboratorium voor Natuur- en Weerkunde van de Landbouwhogeschool, Wageningen, Nederland

(Ontvangen/Received 22.4.'59)

INHOUD

		inite op	-
Ŧ	ĪNT		اz. ۲
*•	1111		-
II.	VE	DAMPING	4
	1.	Definities	4
		1.1. evaporatie	4
		1.2. transpiratie	5
		1.3. evapotranspiratie	5
	2.	De werkelijke en de potentiële evapotranspiratie	7
		2.1. werkelijke evapotranspiratie	7
		2.2. potentiële evapotranspiratie	7
		2.3. verdamping van vrij water en de berekening van de potentiële evapo-	
		transpiratie	8
	3.	Samenvatting en conclusies	11
	_	······································	
ш.	DE	ENERGIEBALANS AAN HET AARDOPPERVLAK	12
•	1.	De advectieve energie	12
	2.	De energiebalans	14
	3.	De termen van de energiebalans	15
		3.1. de kortgolvige zonnestraling	15
		32. de energie gebruikt voor de photosynthese	20
		3.3. de reflectiecoëfficiënt	21
		3.4. de langgolvige aard- en atmosferische straling	23
		3.4.1. netto uitstraling bij heldere hemel	25
		3.4.2. netto uitstraling bij bewolkte hemel	27
	-	3.5. de energietoevoer door condensatie	30
		3.6. de netto straling	30
	4.	Samenvatting en conclusies	31
		······································	

IV.]	Een	DIRECTE METING VAN DE NETTO STRALING	3
	1.	De "Economical Net Radiometer"	3
		1.1. constructie, opstelling en werking	- 3
		1.2. afleiding van de werkformules	3
		1.2.1. de warmtebalans op de zwarte vlakken	3
		1.2.2. de warmteafvoer door de lucht	3
		1.2.3. de warmteafvoer door isolatie en hout naar beneden	3
		1.2.4. de warmteafvoer door het hout naar buiten	3
		1.2.5. de werkformules	4
		1.3. enkele meetresultaten	4
		1.3.1. de gemeten dagelijkse gang van de netto straling	4
		1.3.2. vergelijking met regressieformules	4
		1.3.3. het verband tussen de netto straling en de zonnestraling	4
	2.	Een niet afgeschermde netto stralingsmeter	5
		2.1. constructie, opstelling en werking	5
		2.2. de meetresultaten	5
	3.	Samenvatting en conclusies	5
, .	ກະ	NEBDANDING VAN ODAS	5
¥ •	1/15 1	Benoling van de verdamning uit de waterholons	5
	۰.	1 de waterbalans	5
		1.2 benaling van de verandering van de hodemvoorraad water	5
		1.2.1 benaling van het warmtegeleidingsvermogen volgens een automa-	ý
		tische methode	6
		1.2.2. bepaling van de volumefracties vaste delen	6
	2.	De netto straling onder glas	6
	3.	De potentiële verdamping	6
		3.1. de verhouding E_{bo}/E_{b}	6
		3.2. de invloed van grasmaaien	7
	4.	Vochtonttrekking uit de bodem en verdamping bij limiterende watervoorziening	• 7
		4.1. de beschikbaarheid van het bodemvocht	7
		4.2. de vochtonttrekking uit de bodem	7
		4.3. grasgroei en grasopbrengst	7
		4.4. verdamping bij limiterende watervoorziening	7
	5.	Samenvatting en conclusies	8
BSTI	RAC	Γ	8
JUST	VAI	N GEBRUIKTE SYMBOLEN	86
JIER	ATU	JUR	- 85

I. INLEIDING

De aarde met de atmosfeer ontvangt energie door bestraling van de zon. De hoeveelheid die de zon in alle richtingen totaal per dag uitstraalt bedraagt ongeveer 10³¹ cal. Energie ontvangst op aarde afkomstig van andere hemellichamen is verwaarloosbaar.

De afstand van de aarde tot de zon is zo groot (1495.10⁸ km) dat de zonnestralen die de aarde bereiken als een evenwijdige bundel beschouwd mogen worden. Een vlak aan de rand van de atmosfeer loodrecht op de stralingsrichting ontvangt ca. 1,98 cal. cm⁻². min⁻¹ = 1,38 kW.m⁻² (zonneconstante). Stellen we de straal van de aarde op 6428 km en nemen we de ozonlaag op 50 km hoogte aan, dan ontvangt de aardhelft met de atmosfeer beneden deze laag ca. 257×10^{16} cal. min⁻¹ of 43×10^{14} kWh per dag.¹

Ongeveer 50 % van deze zonnestraling draagt bij tot verwarming van de bodem, verdamping van water op aarde en verwarming van de lucht en maakt, uiteraard met behulp van voldoende hoeveelheden water en voedingsstoffen, plantengroei en het bedrijven van landbouw op grote gedeelten van de aarde mogelijk. Op andere gedeelten evenwel blijven ten gevolge van een stralingstekort de bodem- en luchttemperaturen bijna voortdurend te laag voor plantengroei hoewel veelal genoeg water aanwezig is; op weer andere gedeelten is juist tijdens lange perioden van het jaar te weinig water voor de gewassen beschikbaar.

In dit proefschrift over stralingsmetingen boven een grasoppervlak en over de verdamping van gras zal de nadruk vallen op het laatste aspect: genoeg energie maar watertekort. Ook voor ons land geldt dat het beschikbare water tijdens bepaalde gedeelten van het groeiseizoen, hoewel niet de beheersende factor voor "plantengroei" in het algemeen, zeker wel de beperkende factor voor de opbrengst kan zijn. Het omgekeerde, een energietekort in het groeiseizoen, kan ook voorkomen.

Enige grootheden, die nu met de verdamping en waterbehoefte van gewacsen in het algemeen samenhangen worden in II van dit proefschrift besproken. De kennis van de verschillende warmtestroomdichtheden aan het aardoppervlak, de warmte- of energiehuishouding, is o.a. voor de cultuurtechniek (bij de watervoorziening b.v.) van groot belang voor een inzicht in de waterbehoefte van gewassen en in het waterverbruik van en dus de benodigde wateraanvoer naar landbouwgebieden of bebouwde oppervlakken.

De energie- of warmtebalans en de belangrijkste termen daarvan die voor de verwarming van de bodem en de lucht en voor de verdamping van belang zijn worden in III nader bezien. De meest gebruikte regressieformules die een relatie tussen stralingsenergie en de toestand van de atmosfeer b.v. aanwezige bewolking en/of luchtvochtigheid geven en andere energiebronnen dan straling worden daarin ook besproken.

Een tweetal in de laatste jaren ontwikkelde z.g. netto stralingsmeters werden beproefd en hun bruikbaarheid voor een nauwkeuriger opstelling van een stralingsbalans nagegaan. De meetresultaten boven gras en een vergelijking met berekeningsresultaten worden besproken in IV.

Metingen over de wateronttrekking uit de bodem op verschillende diepten

¹ Volgens gegevens van de Deutsche Wetterdienst in 1958 is dit 3×10^{9} keer meer dan de per dag opgewekte elektrische energie in heel W. Duitsland en 4×10^{5} keer meer dan de stralingsenergie die voor de voeding van de gehele wereldbevolking nodig is per dag.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

tengevolge van de verdamping van een grasmat werden uitgevoerd bij goede watervoorziening en ook bij slechte watervoorziening om het inzicht te verdiepen over de vraag bij welke grondvochtigheid de verdamping, de groei en de opbrengst van gras afnemen. De verdampingsbepalingen worden vergeleken met de netto stralingsmetingen. De vochtbepalingsmethodiek, waarbij nagegaan kon worden waar en in welke mate vochtonttrekking uit en buiten de wortelzone van gras op verschillende diepten plaats vond en de resultaten van dit onderzoek worden besproken in V.

Alle waarnemingen werden in de zomermaanden van 1958 door ons gedaan op het meteorologisch waarnemingsveld van het Laboratorium voor Natuuren Weerkunde te Wageningen.

II. VERDAMPING

1. DEFINITIES

1.1. Evaporatie

Evaporatie is de overgang van een vloeibare of vaste stof naar de gasvormige fase. De overgang van water in waterdamp, d.w.z. verdamping van water, moet dus feitelijk steeds met evaporatie aangeduid worden. Voor de verdamping is energie, d.w.z. verdampingswarmte, nodig.¹ Wanneer geen extra energie aangevoerd wordt, onttrekt een verdampend wateroppervlak warmte aan zijn omgeving. De temperatuur van het verdampend oppervlak daalt en de verdamping gaat door, totdat er bij een bepaalde temperatuur tussen damp en vloeistof evenwicht ontstaat, d.w.z. dat er dan per tijdseenheid en per oppervlakte eenheid evenveel moleculen uit de vloeistof naar de damp als van de damp naar de vloeistof gaan. Dit geval doet zich b.v. in een afgesloten ruimte voor. Bij de heersende temperatuur is in de evenwichtstoestand de damp boven de vloeistof verzadigd. Wordt de temperatuur verlaagd, dan condenseert de damp tot zich een nieuw evenwicht heeft ingesteld. Wordt energie aan het systeem toegevoegd, dan stijgt de temperatuur en gaat de vloeistof weer verdampen.

Wanneer genoeg energie aan een vrij verdampend wateroppervlak toegevoerd wordt, dan is de hoeveelheid water die per tijdseenheid kan verdampen sterk afhankelijk van de afvoersnelheid van de gevormde waterdamp uit de luchtlaag direct boven het verdampend oppervlak. De afvoer van waterdamp neemt toe, wanneer drogere lucht over het verdampend oppervlak gevoerd wordt.

In de landbouw is het toch gebruikelijk, de overgang van water in waterdamp te onderscheiden in evaporatie, transpiratie en evapotranspiratie, afhankelijk van het oppervlak waaraan verdamping plaats vindt. De verdamping van water b.v. aan bodemdeeltjes, d.w.z. aan kale grond, of aan een vrij wateroppervlak noemt men evaporatie.

De verdamping van een kale grond is bij voldoende energietoevoer voornamelijk afhankelijk van de verticale waterbeweging in de onverzadigde bodem als vloeistof en als damp. De waterbeweging als vloeistof vindt voornamelijk plaats onder invloed van de heersende vochtgradiënten en de zwaartekracht.

¹ De verdampingswarmte van water is afhankelijk van de temperatuur. De SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES (1951) geven voor 0, 10, 20 en 30°C resp. 597,3 591,7 586,0 en 580,4 cal.gr⁻¹. Met $\rho_w = 1$ volgt, dat voor de verdamping van 1 mm bij 15°C 58,9 cal.cm⁻² nodig zijn.

Temperatuurgradiënten en de invloed van de concentratie van het bodemvocht zijn van minder grote betekenis (DE VRIES¹). In de differentiaal vergelijkingen welke voor deze waterbeweging opgesteld kunnen worden en welke in principe overeenkomen met de wet van DARCY voor een met water verzadigde grond, komt het capillair geleidingsvermogen van de bodem voor dat niet constant maar sterk afhankelijk is van de zuigspanning van het water in de grond en wel sterk afnemend bij toenemende zuigspanning. Dit verband is weer afhankelijk van de textuur en de structurele eigenschappen van de bodem en dus van de grondsoort.

De beweging van waterdamp in de bodem wordt veroorzaakt door diffusie in de met lucht gevulde poriën als gevolg van gradiënten in de waterdampdichtheid. Het waterdamptransport in de bodem is veelal gering en mag als bijdrage in de verdamping van een kale droge grond verwaarloosbaar klein beschouwd worden (o.a. WESSELING, 1957; DE VRIES¹). Laatstgenoemde auteurs geven ook waarden van capillaire geleidingsvermogens van verschillende gronden bij verschillende vochtgehalten beneden veldcapaciteit.

Bij zeer vochtige grond overheerst de waterbeweging als vloeistof van beneden naar boven, bij lagere vochtgehalten is het capillair geleidingsvermogen veelal zo sterk afgenomen, dat het zeer geringe waterdamptransport dan relatief belangrijker wordt, m.a.w. de verdamping is dan zelfs bij voldoend beschikbare verdampingswarmte zo goed als nihil. Voor een "coarse sand" berekende DE VRIES, dat bij een bodemtemperatuur van 20°C een waterverlies van ca. 4 mm. etm⁻¹ kan optreden wanneer de grondwaterstand op slechts 20 à 25 cm diepte gehandhaafd zou blijven. Bij diepere grondwaterstanden drogen de bovenlagen van de kale grond snel uit en kan alleen waterdamptransport door die lagen optreden. Het "self-mulching" effect van kale grond werd in het veld ook door veel onderzoekers waargenomen, o.a. door VERHOEVEN (1953).

1.2. Transpiratie

De verdamping aan een plantenoppervlak van het door de plant opgenomen water uit de bodem noemt men transpiratie. Verdamping van b.v. neerslag op het plantenoppervlak, d.w.z. op de bladeren en stengels, zou men echter evaporatie moeten noemen.

Transpiratie vindt hoofdzakelijk in de huidmondjes (stomata) aan de onderen bovenkant van de bladeren plaats. De gevormde waterdamp diffundeert door de stomata naar buiten, afhankelijk o.a. van hun openingstoestand. Bij *Phaseolus vulgaris* vond BROUWER (1956), dat cuticulaire verdamping vergeleken met de verdamping door de geopende stomata klein is. Bij gesloten stomata kan alleen cuticulaire verdamping optreden. De nachtelijke verdamping van gras, dus bij gesloten stomata, door MONTEITH (1956, 1957) in Engeland bestudeerd, was verwaarloosbaar klein vergeleken met de verdamping over een heel etmaal. Het kan zijn, dat de cuticula de verdamping verhinderde, doch ongetwijfeld staat 's nachts in Engeland in het algemeen weinig energie voor verdamping ter beschikking. In gebieden waar 's nachts meer verdampingswarmte ter beschikking staat zou de nachtelijke transpiratie groter kunnen zijn.

1.3. Evapotranspiratie

Verdamping aan een met gewas begroeide grond is gedeeltelijk evaporatie en gedeeltelijk transpiratie. Men duidt de verdamping van een begroeid bodem-

5

¹ Proc. 2nd Austr. Conf. of Soil Sci. Melbourne (1957).

oppervlak dan ook aan met evapotranspiratie. De belangrijkste factoren die de evapotranspiratie per tijdseenheid bepalen zijn:

(1) de hoeveelheid energie die de verdampingswarmte moet leveren en die per tijdseenheid aan het verdampend oppervlak ter beschikking staat,

(2) de aanvoersnelheid van water naar het verdampend oppervlak,

(3) de openingstoestand van de huidmondjes, in verband met de waterdampdiffusie daar doorheen,

(4) de afvoersnelheid van de gevormde waterdamp uit de luchtlaag die grenst aan het verdampend oppervlak.

Bij een volledig gesloten gewas zal de evaporatie aan de bodemdeeltjes ook bij vochtige grond niet groot zijn; de bodem wordt door de bladeren van de planten beschaduwd en een snelle afvoer van waterdamp onder en tussen het gewas kan ook niet plaats vinden. Het verdampend oppervlak zal dus voornamelijk door de bladeren van de planten gevormd worden.

Ieder van bovengenoemde factoren (1) t/m (4) kan op de evaporatie van beperkende invloed zijn. Zo vond RASCHKE (1956) in Poona, India, bij een verdampingsonderzoek aan *Alocasia* bladeren bij een grotere windsnelheid dan $0,5 \text{ m.sec}^{-1}$ geen verdere toename van de verdamping. Onder zijn proefomstandigheden werd bij deze windsnelheid de gevormde waterdamp snel genoeg afgevoerd. Bij grotere windsnelheden werden de andere factoren of één van hen de beperkende.

De toevoer van water naar het verdampend oppervlak, dit is het bladoppervlak, is afhankelijk van de beschikbaarheid van het bodemwater aan en de opnamesnelheid door het actief worteloppervlak, de toestroming van water uit andere plaatsen in de bodem naar de worteloppervlakken, de groeisnelheid van het wortelsysteem en het transport van het opgenomen water door de plant. De openingstoestand van de huidmondjes is niet onafhankelijk van de toevoer van water naar het verdampend oppervlak.

Dikwijls gebruikt men bij de bestudering van de verdamping het begrip optimale watervoorziening zonder meer. Hierbij kan echter onderscheid gemaakt worden in "optimaal voor de bodem" en "optimaal voor de plant". Men zou kunnen zeggen dat een actief groeiend verdampend gewas onder de heersende omstandigheden voor de verdamping optimaal van water is voorzien, wanneer meer water geen verhoging van de verdamping tot gevolg heeft. Dikwijls wordt aangenomen, dat voor Nederlandse landbouwgewassen goede en misschien maximale opbrengsten verkregen worden bij deze watervoorziening.

Het is moeilijk te zeggen, bij welke beschikbaarheid van het bodemvocht, of m.a.w. bij welk vochtgehalte in de bodem, de toevoer naar het verdampend oppervlak te klein is en de plant net niet meer optimaal van water wordt voorzien. Optimale watervoorziening van de bodem, over een periode van enige dagen gerekend is dit het vochtgehalte bij veldcapaciteit, wordt vaak beschouwd als optimale watervoorziening voor de plant.

Voor de studie van de waterbehoefte van de gewassen is het nu van belang, de evapotranspiratie te onderscheiden in een werkelijke evapotranspiratie (E_{ac}) en in een potentiële evapotranspiratie (E_{po}) .

2. DE WERKELIJKE EN DE POTENTIËLE EVAPOTRANSPIRATIE

2.1. De werkelijke evapotranspiratie (E_{ac})

De verdamping die op een bepaald tijdstip of in een bepaald tijdsverloop optreedt, is de werkelijke evapotranspiratie. De werkelijke verdamping van een volledig gesloten gewas kan voorgesteld worden als het product van twee factoren A en B, waarin B de verdamping is van een nat oppervlak van gelijke vorm en grootte als dat van het verdampend plantenoppervlak en dat ook evenveel netto energie ontvangt en voorts onder gelijke meteorologische condities verkeert (VAN WIJK en DE VRIES, 1954). Het totale oppervlak van de huidmondjes is echter kleiner dan het totale bladoppervlak. Met de correctiefactor A zal het totale bladoppervlak teruggebracht moeten worden tot het oppervlak van de huidmondjes, terwijl daarbij rekening gehouden moet worden met de onderlinge beïnvloeding van de waterdampstromen door de stomata (BANGE, 1953). Bij geopende stomata en bij optimale watervoorziening zal A een maximale waarde krijgen, welke vooral bepaald wordt door de diffusieweerstand van waterdamp in de stomata.

Physiologische reacties van de plant onder bepaalde omstandigheden, b.v. een moeilijker wateropname of een mindere lichtintensiteit, kunnen de huidmondjes doen sluiten. De factor A wordt daardoor kleiner. Met limiterende watervoorziening werden een verminderde wateropname en een afnemende verdamping door veel onderzoekers waargenomen (o.a. TAYLOR en SLATYER, 1955; SLATYER, 1956; KRAMER, 1944, 1945, 1955; LOUSTALOT, 1945; WADLEIGH, 1955; MATHER, 1955; RICHARDS en WADLEIGH, 1952¹).

De vermindering van de verdamping bij limiterende watervoorziening is echter niet alleen afhankelijk van de beschikbaarheid van het bodemwater, d.w.z. van de vochtspanning in de bodem, maar ook van de potentiële verdamping (MAKKINK en VAN HEEMST, 1956). VEIHMEYER en HENDRICKSON (1955) zijn echter de mening toegedaan dat de verdamping van een gewas, totdat het verwelkingspunt bereikt is, niet vermindert met afnemende watervoorziening. Tussen veldcapaciteit en verwelkingspunt vindt volgens hen geen limitering door watergebrek plaats.

2.2. De potentiële evapotranspiratie (E_{po})

Wanneer de bovenbesproken factor A maximaal is, dan spreekt men van potentiële evapotranspiratie. De werkelijke evapotranspiratie kan dus gedurende zekere tijd gelijk zijn aan de potentiële. Tijdens de "Meeting on Physics in Agriculture" te Wageningen werd de potentiële evapotranspiratie als volgt gedefinicerd: "...it is the rate of evaporation, primarily determined by weather, from an extended surface of short green crop, activily growing, completely shading the ground, of uniform height and not short of water..."

De werkelijke evapotranspiratie hoeft derhalve niet gelijk te zijn aan de potentiële, wanneer:

(1) het gewas niet van gelijke hoogte is of geen "extended surface" beslaat. In deze gevallen kan de verdamping per oppervlakte eenheid groter worden. Een grotere ruwheid van het oppervlak kan een intenser turbulent waterdamptransport mogelijk maken, terwijl bij een klein en/of ongelijk oppervlak ook

¹ RICHARDS en WADLEIGH geven een zeer uitgebreid literatuuroverzicht van de relaties tussen plantengroei, verdamping en bodemvocht.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

meer energie voor de verdamping ter beschikking kan komen (advectieve energie). Een morphologische eigenschap als de vorm van de planten kan dus ook voor de verdamping belangrijk zijn.

(2) het gewas de bodem niet volledig bedekt. De evapotranspiratie kan nu kleiner maar ook groter worden, afhankelijk o.a. van de vochtigheid van het bodemoppervlak en de bestraling.¹

(3) het gewas niet actief groeit, b.v. na nachtvorstbeschadiging of wellicht bij gras na maaien. De verdamping is dan kleiner.

(4) het gewas niet optimaal van water wordt voorzien. Physiologische reacties van de plant zullen de verdamping doen afnemen.

Genoemde factoren kunnen hetzij alleen, hetzij in combinatie met elkaar optreden. De afwijking van de potentiële evapotranspiratie heeft bij (1) en (2) physische en bij (3) en (4) vooral plantphysiologische oorzaken. Onder natuurlijke omstandigheden zal de E_{ac} vaak om bovengenoemde redenen van de E_{po} verschillen. Men tracht de E_{po} uit meteorologische gegevens met halfempirische formules te berekenen (II.2.3).

Wanneer zeer veel energie voor verdamping ter beschikking staat, b.v. midden op een stralingsdag in de zomer, kan toch bij zeer goede watervoorziening de werkelijke evapotranspiratie plotseling kleiner worden dan de potentiële; SLATYER (1956) en RASCHKE (1956) e.a. namen dit verschijnsel, "midday depression", waar. Blijkbaar is onder de sterke instraling toch nog de toestroomsnelheid van het bodemwater naar de worteloppervlakken en/of de opname- en transportsnelheid van water door de plant te gering; er treden verschijnselen van verwelking op en de huidmondjes worden gesloten.

De invloed van de potentiële evapotranspiratie op de vermindering van de verdamping bij niet optimale watervoorziening voor de plant werd bij gras aangetoond door MAKKINK en VAN HEEMST en bij *Phaseolus vulgaris* door BIERHUIZEN (1958). Bij gras bleek, dat met afnemende beschikbaarheid van het bodemvocht in de wortelzone, dus bij toenemende vochtspanning, de werkelijke verdamping meer van de potentiële afweek naarmate de potentiële verdamping groter was. M.a.w. de werkelijke verdamping die nog net gelijk is aan de potentiële is kleiner bij toenemende vochtspanning. Men kan ook zeggen, dat het minimale vochtgehalte voor optimale watervoorziening voor de plant ($E_{ac} = E_{po}$) varieert met de potentiële verdamping. Het effect was bij gras op een kleigrond sterker dan bij gras op veen. Dit kan verklaard worden door een sterkere opwaartse waterbeweging naar de wortelzone in de veengrond of door een dieper wortelstelsel van het gras op die grondsoort.

2.3. De verdamping van vrij water en de berekening van E_{po}

Bij volledige bodembedekking en bij optimale watervoorziening van de ge-

¹ Door verschillende onderzoekers wordt aangenomen, dat de waterbehoefte over het hele groeiseizoen voor optimale opbrengsten gelijk is aan de potentiële verdamping. WESSELING en van WIIK (1955) toonden aan, dat optimale opbrengsten van akkerbouwgewassen verkregen kunnen worden bij een waterverbruik kleiner dan de E_{po} nl. \pm 75% daarvan. De belangrijkste oorzaak moet gezocht worden in een niet volledige bodembedekking gedurende het hele groeiseizoen. Van DUIN en SCHOLTE UBING (1955) bevestigden dit resultaat bij een onderzoek naar het waterverbruik van aardappelen op een zandgrond. Zij vonden, dat 0,75 E_{po} voldoende was voor optimale opbrengsten. Of de onvolledige bodembedekking de enige oorzaak is, of dat de plant gedurende zekere tijd om een of andere reden niet potentieel verdampt, is moeilijk te zeggen. Bij aardappelen op een kleigrond kon niet zo duidelijk aangetoond worden dat een watervoorziening van 0,75 E_{po} voldoende was (SCHOLTE UBING, 1958).

wassen is de warmte- of energiebalans een goede basis voor een berekening van de evapotranspiratie ¹ (BRIGGS EN SHANTZ, 1916, 1917; BERNARD, 1956; SUOMI en TANNER, 1958; BUDIKO, 1955; e.v.a.). De E_{ac} is dan gelijk aan de E_{po} . Bij limiterende watervoorziening is de beschikbaarheid van het bodemvocht voor de planten en zijn de physiologische reacties veel belangrijker en bepalend voor de werkelijk optredende verdamping. Voor een berekening van de verdamping onder deze omstandigheden is de methode van de energiebalans niet geschikt.²

Dikwijls berekent men eerst de verdamping E_0 uit een dunne laag water (nat filtreerpapier), die onder dezelfde meteorologische condities verkeert als de begroeide grond waarvoor men de potentiële evapotranspiratie wil weten. Een dun watervlies heeft een geringe massa en dus een geringe warmtecapaciteit. Dit geldt ook voor een bladerdek. De evaporatie van vrij water kan uit de energiebalans, waarin alle termen precies zijn vastgesteld, met voldoende nauwkeurigheid bepaald worden (LAKE HEFNER REPORT, 1952). Voor de berekening van de verdamping E_0 (mm. etm⁻¹) uit meteorologische gegevens is de volgende formule afgeleid door PENMAN (1948, 1956):

$$E_o = {}_{nt}H\Delta(\Delta + \gamma)^{-1}\rho w^{-1}L_T^{-1} + E_a\gamma(\Delta + \gamma)^{-1} \text{ mm.etm}^{-1}, \qquad (1)$$
waarin:

ntH = netto straling op het wateroppervlak (energie-stroomdichtheid, b.v. cal. cm⁻². etm⁻¹; zie III.2),

 $E_a = f(\mathbf{u})(e_a - e_d) \text{ mm.etm}^{-1},$

 e_a = verzadigingsdampdruk (mm Hg) op 2 m hoogte,

 e_d = werkelijke waterdampdruk (mm Hg) op 2 m hoogte,

 $f(\mathbf{u}) =$ factor, afhankelijk van windsnelheid op 2 m hoogte, ruwheid van het oppervlak en stabiliteit van de lucht,

- $u = windsnelheid (m.sec^{-1}),$
- γ = psychrometer constante,
- $\dot{\Delta}$ = helling van de verzadigingsdampdruk-temperatuur curve,
- $\rho_w = \text{dichtheid van water (gr. cm}^{-3}),$

 L_T = verdampingswarmte van water (cal.gr⁻¹).

Voor de bepaling van E_{po} van kort gras uit de verdamping van het vrije wateroppervlak maakt PENMAN nu gebruik van een empirische factor f (tabel 1) welke varieert in de loop van het jaar. ($fE_0 = E_{po}$).

TABLE 1. The constant $f = E_{po} \cdot E_o^{-1}$ for short grass, determined in S.E. England. According to PENMAN (1948, 1956).

Jan.	Febr.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,75

PENMAN en SCHOFIELD (1951) hebben getracht de E_{po} van gras direct uit de energiebalans te berekenen met inachtname van de openingstoestand van de

¹ Andere bekende methoden voor de bepaling van de verdamping zijn: berekening uit periodieke vochtbepalingen van de grond, uit lysimeterwaarnemingen, uit het verticaal damptransport en berekening m.b.v. correlatieformules. In dit proefschrift zal later gebruik gemaakt worden van een methode volgens periodieke vochtbepalingen. De andere methoden worden hier ook niet behandeld. De twee eerstgenoemde methoden zouden ook waterbalansmethoden genoemd kunnen worden.

² In gebieden met frequent watertekort zal bovendien de bodem niet geheel bedekt zijn en is de berekening van de advectieve energie moeilijk (III, 1).

huidmondjes en de diffusieweerstand van waterdamp daarin. Aan de berekening van E_{po} uit E_o met behulp van een empirische reductiefactor moet echter tot nu toe de voorkeur worden gegeven. Enigszins afwijkende waarden voor de *f*-factoren uit tabel 1 voor "kort gras" werden door MAKKINK (1955, 1957) gevonden onder de voor ons land geldende omstandigheden.

Gelijke reductiefactoren worden ook vaak voor de berekening van de potentiële verdamping van andere en dus hogere gewassen dan kort gras gebruikt. Dit is alleen verantwoord, wanneer:

(1) de gewassen de bodem volledig bedekken en zo goed gesloten en van gelijke hoogte zijn, dat geen wind tussen het gewas dringt. Ook de ruwheid van het oppervlak mag niet veranderen.

(2) de energiebalans voor iedere volledig begroeide grond gelijk is, d.w.z. dat de netto beschikbare energie voor de verdamping bij optimale watervoorziening onafhankelijk is van de aard van de bodembedekking, b.v. de kleur of de hoogte en de reflectie voor opvallende straling.

(3) de invloed van morphologische en/of physiologische verschillen van de gewassen op de verdamping bij optimale watervoorziening verwaarloosbaar klein is.

RIDER (1957) concludeert uit zijn verdampingswaarnemingen in Cambridge (Eng.) volgens het verticale damptransport, dat tussen de "potentiële verdamping" van gras (hoogte 10-30 cm), spruitkool (hoogte \pm 100 cm) en erwten (hoogte \pm 60 cm) aanmerkelijke verschillen zouden bestaan (tabel 2). De invloed van verschillende morphologische en/of physiologische eigenschappen op de verdamping is volgens hem groot. De grondsoort was voor alle gewassen dezelfde. Gras verdampte steeds het minst en zelfs zeer weinig op de zonnige dagen. Er werd geen extra water gegeven in de waarnemingsperiode; RIDER neemt hier de mening van PENMAN (1950) over, dat het bodemvocht tussen veldcapaciteit en verwelkingspunt voor een groot gedeelte gelijk opneembaar is. Dat het gras met een vrij ondiep wortelstelsel tijdens de waarnemingsperiode dus steeds optimaal van water was voorzien, mag hier niet zonder meer aangenomen worden.

MAKKINK (1957a) vond met zijn lysimeters, bij zeer goede watervoorziening, tussen de verdamping van lang en kort gras (lengte resp. ca. 12 en 3 cm) in het algemeen wel verschillen. De ruwheid van het verdampend oppervlak was bij lang gras veranderd, er drong wel wind tussen het gewas en wellicht was de energiebalans voor het lange gras anders dan voor het korte gras. Enkele russische onderzoekers (o.a. BUDAGOVSKII en SOVINA, 1956) zijn van mening, dat ongeacht de meteorologische omstandigheden verschillende gewassen een verschillend waterverbruik kunnen hebben.

Surface Crop height (cm)	$\frac{\text{grass}}{\pm 15}$	± 100	± 60	bare soil
26/5/*55 6/6/*55 18/6/*55 22/6/*55 9/7/*55 10/7/*55	2,2 2,3 0,6 1,2 2,7 2,3	3,6 4,3 - - - -	- 7,5 5,0 4,4 3,3	1,2 0,3 0,4 - 1,9 0,4

TABLE 2. The evapotranspiration of various crops completely shading the ground and the evaporation of a bare soil under equal meteorological conditions. According to observations of RIDER (1957) in Cambridge (Eng.). (mm. 24 hrs⁻¹).

10

Of de werkelijke verdamping van een goed gesloten, actief groeiend gewas bij goede watervoorziening in een bepaald groeistadium anders is dan de potentiële, is niet precies bekend. VAN DUIN en SCHOLTE UBING (1955) toonden aan, dat de grotere waterbehoefte van aardappelen op een humeuze zandgrond in Nederland na einde juni gedurende de jaren 1940 t/m 1952 niet een gevolg was van een werkelijk grotere verdamping, maar dat omstreeks einde juni begin juli de totaal beschikbare bodemvoorraad water in die grondsoort verbruikt, althans sterk verminderd was. Door laatstgenoemde auteurs werd de voor de berekening gebruikte potentiële evapotranspiratie berekend uit E_o met de *f*-factor van kort gras. De potentiële verdamping kan daardoor dus onderschat zijn, vooral in juni met volledige bodembedekking. Daarentegen zal de E_{po} in april en in mei weer te hoog berekend zijn wegens nog niet volledige bodembedekking. De getrokken conclusie zal vermoedelijk toch niet ver van de waarheid af zijn.

3. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Bij de verdamping van water wordt onderscheid gemaakt in evaporatie, transpiratie en evapotranspiratie. De evapotranspiratie wordt nog verdeeld in een werkelijke en in een potentiële verdamping. Enkele belangrijke factoren die van invloed zijn op de verdamping werden kort besproken.

Onder de voorwaarden, genoemd in de definitie van de potentiële verdamping, is de werkelijke verdamping gelijk aan de potentiële. Er is nog geen algemene regel te geven wanneer de plant voor zover het de verdamping betreft optimaal van water is voorzien. Dit is afhankelijk van de omstandigheden en misschien afhankelijk van de plant zelf. Wel is aan te geven, wanneer de bodem optimaal van water is voorzien.

Onder natuurlijke omstandigheden is de werkelijke verdamping vaak kleiner dan de potentiële. Zij zou echter ook groter kunnen zijn.

Bij niet optimale watervoorziening van de plant is de werkelijke verdamping niet eenvoudig te berekenen. Zij is dan afhankelijk van de vochtspanning in de wortelzone, maar ook van de potentiële verdamping die zou optreden bij optimale watervoorziening.

De potentiële verdamping laat zich beter berekenen, vooral wanneer alle factoren, dus ook de plantfactoren die op deze verdamping invloed hebben, bekend zijn. De plantfactoren zijn zelfs onder de gunstige omstandigheden bij potentiële verdamping nog moeilijk te bepalen. In sommige gebieden of onder bepaalde omstandigheden is dit ook voor de totaal beschikbare energie per oppervlakte eenheid en per tijdseenheid het geval.

Wanneer de netto beschikbare energie wel precies bekend is en bepaalde meteorologische gegevens ter beschikking staan, kan de verdamping E_0 van een dun watervlies goed berekend worden (uitdrukking (1)). Met een empirisch bepaalde reductiefactor f tracht men de E_{po} te berekenen uit fE_0 . PENMAN bepaalde de f-factoren voor zeer kort gras onder de gemiddelde meteorologische omstandigheden in Z.O. Engeland. MAKKINK vond voor Nederlandse omstandigheden iets andere waarden voor de reductiefactor.

Het gebruik van gelijke reductiefactoren voor alle gewassen is verantwoord onder bepaalde voorwaarden. Afgezien van de invloed van morphologische en/of physiologische verschillen zal iedere hogere bodembedekking niet helemaal ondoordringbaar zijn voor wind en zal niet ieder oppervlak een gelijke

ruwheid bezitten. Ook kan b.v. de hoogte en natuurlijk de kleur van het gewas van invloed zijn op de netto beschikbare energie. Met een voor kort gras bekende reductiefactor kan de werkelijke verdamping van een willekeurig ander gewas bij optimale watervoorziening en volledige bodembedekking uit E_0 te laag berekend worden.

Uit onderzoekingen naar mogelijke verschillen in potentiële verdamping van verschillende gewassen is soms moeilijk te concluderen of de gewassen werkelijk optimaal van water werden voorzien.

Het is moeilijk de werkelijke of de potentiële verdamping van verschillende gewassen onder precies dezelfde natuurlijke omstandigheden, d.w.z. op gelijke gronden onder gelijke bodemvocht- en meteorologische condities, gelijktijdig te bestuderen. Vooral met naast elkaar gelegen proefvelden moet bij de interpretatie van de waarnemingsresultaten rekening gehouden worden met de beperkte afmetingen van de veldjes en hun mogelijke onderlinge beïnvloeding.

Bij het hanteren van (berekende) potentiële verdampingscijfers moet men zich realiseren, dat gewerkt wordt met de maximale verdamping van een bodembedekking die aan bepaalde eisen moet voldoen en onder bepaalde omstandigheden verkeert. Wanneer water, b.v. ten gevolge van regen, op het verdampend oppervlak aanwezig is, dan is bij optimale watervoorziening voor de plant de wateronttrekking uit de bodem niet gelijk aan de berekende potentiële verdamping, maar kleiner.

III. DE ENERGIEBALANS AAN HET AARDOPPERVLAK

1. DE ADVECTIEVE ENERGIE, DE INVLOED VAN HET OPPERVLAK

De voor de verdamping beschikbare energie is uiteindelijk afkomstig van de zonnestraling die de aarde bereikt heeft; echter is de straling (energiestroomdichtheid) die op een bepaalde plaats en op een bepaald tijdstip aan het aardoppervlak ter beschikking staat vaak niet de enige warmtebron.

Vooral in aride en semi-aride gebieden kan verdampingswarmte uit van elders aangevoerde warmere lucht onttrokken worden (advectieve energie). De advectieve energie is de energie die in de onmiddellijke of verre omgeving van het. verdampend oppervlak door een gebrek aan water niet in verdampingswarmte kon worden omgezet.

De vergroting van de verdamping door onttrekking van verdampingswarmte uit de lucht, dus het gebruik van de advectieve energie, wordt het oasis-effect genoemd. Dit effect kan zeer groot zijn. In Irak b.v. is aangevoerde warme lucht een zéér belangrijke bron voor verdampingswarmte (WARTENA, 1959); de nachtelijke verdamping kan daar ook groot zijn. De verdamping aan een klein oppervlak in een woestijn kan wel enige honderden procenten groter zijn dan de berekende E_{po} . In Wisconsin (V.S.) werd aan een alfalfa-veld waargenomen, dat de energie voor een verdamping van ca. 2,2 mm. etm⁻¹, dit was ca. 25 % van de totale dagelijkse verdamping, onttrokken werd uit aangevoerde warme lucht (TANNER, 1957). Andere voorbeelden van het oasis-effect geven TANNER (1958)

Uit fig. 1, ontleend aan waarnemingen van LEMON in Texas (V.S.), blijkt de invloed van toenemend watergebrek in de onmiddellijke omgeving op de ver-

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)





damping van een klein oppervlak met gelijke bodembedekking, dat steeds optimaal van water wordt voorzien.

De onttrekking van warmte aan de lucht neemt bij grote oppervlakken naar de lijzijde geleidelijk af. Het temperatuurverloop in de lucht heeft zich dan ingesteld.

Indien het gewas de bodem wel volledig bedekt maar niet van gelijke hoogte is, kan eveneens meer energie aan de lucht worden onttrokken. Het oasis-effect neemt toe met toenemende turbulentie van de lucht boven het verdampend oppervlak. De turbulentie neemt toe met grotere windsnelheden maar ook met een grotere ruwheid van het oppervlak. Bij proeven in Madison (Wisconsin) bleek, dat de evapotranspiratie van lang "reed canary grass" uit lysimeters omgeven door kort gras 220 % bedroeg van de verdamping welke uit de stralingsbalans berekend kon worden (MOLDENHAUER, 1951). DRINKWATER en JANES (1957) namen aan een proefveld van "blue grass" een vermeerdering van ca. 23 % in de dagelijkse verdamping waar wanneer de omgeving niet meer uniform was. De werkelijke verdamping is dus sterk afhankelijk van de grootte van het oppervlak van het gewas via hetwelk energie opname kan geschieden.

De advectieve energie en dus ook de verdamping ten gevolge van het oasiseffect is moeilijk te berekenen. In gebieden waar het oasis-effect groot is, heeft de energiebalans zonder de advectieve term uiteraard weinig waarde voor de berekening van de verdamping. Onder de voorwaarden gesteld in de definitie van E_{po} , is in humide gebieden de advectieve energie klein.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

2. DE ENERGIEBALANS

Wanneer we de advectieve energie vooralsnog buiten beschouwing laten, dan kan de energiebalans voor een begroeide grond op een bepaald tijdstip of over een bepaald tijdsverloop als volgt geschreven worden¹:

$$\{(a_{t}H_{su} + a_{f}H_{su}) - r_{su}(a_{t}H_{su} + a_{f}H_{su}) - u(a_{t}H_{su} + a_{f}H_{su})\} - \{H_{ea} - (H_{at} - r_{at}H_{at})\} + H_{dw} = H_{so} + H_{ai} + H_{ev} + H_{cp}, \qquad (2)$$

waarin:

- $dr H_{su}$ = direct kortgolvige zonnestraling (direct short wave-length radiation),
- $_{df}H_{su}$ = diffuse kortgolvige zonnestraling (diffuse short wave-length radiation),
- $_{dr}H_{su} + _{df}H_{su} = H_{su} =$ totale kortgolvige zonne- en hemelstraling (total global radiation),
 - H_{ea} = langgolvige straling van het aardoppervlak (long wave-length radiation of the earth),
 - H_{at} = langgolvige atmosferische straling (long wave-length atmospheric radiation),
 - H_{dw} = warmtestroomdichtheid naar aardoppervlak ten gevolge van condensatie (latent heat flux density from dewfall),
 - H_{so} = warmtestroomdichtheid naar de bodem (sensible heat flux density to the soil),
 - H_{ai} = warmtestroomdichtheid naar de lucht (sensible heat flux density to the air),
 - H_{ev} = warmte gebruikt voor verdamping (latent heat flux density for evaporation),
 - H_{cp} = warmte opslag in en tussen het gewas (flux density of sensible heat stored in the crop),
 - r_{su} = reflectiecoëfficiënt van het oppervlak voor totale kortgolvige straling (reflectivity of the surface for total global radiation),
 - r_{at} = reflectiecoëfficiënt van het oppervlak voor atmosferische straling (reflectivity of the surface for atmospheric radiation),
 - *u* = percentage van de straling dat voor de photosynthese gebruikt wordt (efficiency of the light energy conversion).

 r_{su} , r_{at} en *u* zijn dimensieloos. Alle andere factoren hebben de dimensie van energiestroomdichtheid (cal. 1⁻². t⁻¹). De eerste en de tweede term tussen accolades zijn resp. de netto kortgolvige instraling ntH_{su} en de netto langgolvige

¹ De energie- of warmtebalans is hier in zijn algemene gedaante weergegeven. Op een bepaald tijdstip of over een bepaald tijdsverloop kunnen, afhankelijk van de omstandigheden, termen gelijk 0 worden of een ander teken krijgen dan in (2) aangegeven is. 's Nachts b.v. is $H_{su} = 0$, veelal $H_{ev} = 0$ en hebben H_{so} , H_{ai} en H_{cb} een negatief teken, d.w.z. dat er warmte aan de bodem, de lucht en het gewas onttrokken wordt. 's Nachts kàn H_{dw} positief zijn terwijl deze term overdag gelijk 0 is wanneer H_{ev} positief wordt.

De warmtebalans 's nachts:

$-H_{ea} + H_{ai}(1-r_{ai}) + H_{dw} = -H_{so} - H_{ai} - H_{cp}$

is belangrijk bij de bestudering van nachtvorst. De warmtegeleidingsvermogens van de media gelegen onder het vlak van uitstraling, bij een begroeide grond λ_{so} en λ_{ai} en bij een kale grond $(H_{cp} = 0) \lambda_{so}$ alleen, spelen echter bij dit verschijnsel nog een zeer belangrijke rol. Dit onderwerp zal hier niet verder besproken worden. Wel komt later het verschil $\{H_{ea} - H_{ai}(1 - r_{ai})\}$ nog ter sprake. Omdat 's nachts $\{H_{ea} - H_{ai}(1 - r_{ai}) - H_{dw}\} > 0$ hebben uiteraard H_{so} , H_{ai} en H_{cp} in bovenstaande vergelijking een negatief teken.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1–93 (1959)

14

X

uitstraling ntH_{ea} . Het verschil van deze twee termen is de netto straling ntH (net radiation). De energie- of warmtebalans is in fig. 2 nog eens weergegeven. Voor niet begroeide grond zijn H_{cp} en u gelijk nul.



unit area

FIG. 2. Schematic representation of the energy balance of a horizontal cultivated surface on earth (unit area). The total global radiation H_{su} , on an average clear day in summer at Wageningen is 100% in this figure. All other radiant and heat flux density terms (cal. cm⁻².etm⁻¹) are expressed as percents of H_{su} by the width of the arrows. The figure is a representation of eq. (2). The radiant, the latent heat and the sensible heat flux density terms are indicated separately. The advected energy will be small and is unknown but is still indicated in this figure. The lengths of the arrows are arbitrarily chosen.

3. DE TERMEN VAN DE ENERGIEBALANS

3.1. De kortgolvige zonnestraling

Bij een volkomen doorzichtige atmosfeer is de energiestroomdichtheid op een horizontaal vlak op aarde, ten gevolge van de bestraling door de zon, op ieder tijdstip afhankelijk van de zonshoogte.¹ De atmosfeer is echter voor de

¹ Wanneer de variaties in de afstand zon tot aarde verwaarloosd worden en ook de zonneactiviteit constant verondersteld wordt, is de energiestroomdichtheid H (cal. cm⁻². min⁻¹) op een horizontaal vlak aan de rand van de atmosfeer op ieder tijdstip overdag gelijk aan de gemiddelde waarde van de zonneconstante $H^{s.c.}$ (ca. 1,98 cal. cm⁻². min⁻¹) maal de cosinus van de hoek tussen de invallende stralenbundel en de normaal op dat vlak. Voor het horizontale eenheidsvlak is deze hoek de zenithafstand van de zon en kan de verhouding $H/H^{s.c.}$ op ieder tijdstip overdag ook uitgedrukt worden in de breedtegraad φ (plaats van het vlak), de declinatie van de zon δ en de uurhoek, d.w.z. de tijd:

 $H = H^{s.c.} \{ \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos 2\pi T^{-1} (t - t_o) \}$ cal. cm⁻². min⁻¹. Hierin is T gelijk aan 24 uur en zou voor t_o 12 uur ingevuld kunnen worden, t is de tijd in

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

zonnestraling niet volkomen doorlatend. Een deel van de straling wordt geabsorbeerd door ozon, CO₂, waterdamp en stofdeeltjes, een deel wordt gereflecteerd, b.v. tegen de wolken, en een ander deel wordt door de luchtmoleculen, de waterdamp en de stofdeeltjes verstrooid. De direct doorgelaten en dus "gerichte" straling $d_r H_{su}$ en de diffuse straling $d_f H_{su}$ vormen samen de totale kortgolvige zonnestraling H_{su} op aarde. De golflengte varieert toch echter van ca. 0,3 μ tot ca. 3 μ .

Berekening van de totale of directe en diffuse straling op aarde op ieder tijdstip uit de temperatuurstraling van de zon is niet eenvoudig maar wellicht mogelijk, wanneer steeds genoeg gegevens over absorptie, reflectie en verstrooiing in de atmosfeer bekend zouden zijn. De aan het aardoppervlak teruggekaatste straling zal ook weer door de atmosfeer diffuus naar het aardoppervlak teruggezonden worden. De dagelijkse gang van de totale straling kan evenwel goed gemeten worden b.v. met een thermozuil (Kipp-solarimeter) verbonden met een registrerende galvanometer (Cambridge thread-recorder). De totale dagelijkse straling (cal. cm⁻². etm⁻¹) wordt dan met behulp van een ijkfactor verkregen door planimetreren van het oppervlak tussen registratiecurve en de nul-lijn van de galvanometer.

Omdat maar op betrekkelijk weinig plaatsen op aarde deze straling continu gemeten wordt, zal men H_{su} veelal uit bestaande regressieformules, waarin de bewolkingsgraad of het zonneschijnpercentage verwerkt is, moeten berekenen. Voor Wageningen (51°58' N, 5°39' E) bleek de correlatie tussen totale straling en relatieve zonneschijnduur iets groter te zijn dan tussen totale straling en bewolkingsgraad (DE VRIES, 1955); ook voor andere streken blijkt dit dikwijls het geval te zijn (HINZPETER, 1958).

De totale dagelijkse straling H_{su} moet berekend worden uit de relatieve dagelijkse zonneschijnduur n_N of uit de gemiddelde bewolkingsgraad \overline{m}_d overdag; de gemiddelde maandelijkse dagwaarde van H_{su} wordt berekend met de gemiddelde maandelijkse dagwaarden van n_N of \overline{m}_d .

ÅNGSTRÖM (1924) neemt een lineaire betrekking aan tussen de totale dagelijkse straling en het zonneschijnpercentage:

$$H_{su} = p + q^{n}/_{N} \text{ cal. cm}^{-2} \text{. etm}^{-1}.$$
 (3)

Hierin zijn p en q constanten, afhankelijk van de plaats op aarde en ook van de tijd van het jaar. n is de werkelijke dagelijkse zonneschijnduur, N is de maximale zonneschijnduur¹, zodat geldt: $0 \le n/N \le 1$. Voor volkomen bedekte hemel is n = 0 en dus $H_{su} = p$. Voor volkomen heldere hemel geldt n = N en is $H_{su} = p + q = H_{uu}^{\alpha}$. Voeren we in $\alpha = p(p+q)^{-1}$ dan gaat (3) over in:

$$H_{su} = H_{su}^{o} \{ \alpha + (1 - \alpha)^{n} / N \} \text{ cal. cm}^{-2} \text{.etm}^{-1}, \qquad (4)$$

waarin:

uren. *H* kan nooit negatief zijn. Dus als het rechterlid kleiner dan 0 wordt is H = 0. Integratie van bovenstaande uitdrukking over de tijd *t* van zonsopkomst tot zonsondergang, δ verandert namelijk weinig gedurende een dag, geeft de energiestroomdichtheid H_A in cal. cm⁻², etm⁻¹ op een horizontaal vlak buiten de atmosfeer of op een horizontaal vlak op aarde bij afwezigheid van een atmosfeer. De zo gevonden waarde van H_A kan ook gelijkgesteld worden aan de energiestroomdichtheid op een horizontaal vlak op aarde bij volkomen doorzichtige atmosfeer als de straalbreking verwaarloosd wordt. De grootheid H_A of "Angot value" komt later nog ter sprake.

¹ De maximale zonneschijnduur op iedere dag voor elke breedtegraad wordt gegeven in de SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES (1951); tabel 171.

- H_{stt}^{o} = totale dagelijkse kortgolvige zonne- en hemelstraling op een horizontaal vlak op aarde bij onbewolkte hemel (cal. cm⁻². etm⁻¹),
- α = empirische constante afhankelijk van de plaats op aarde. De jaarlijkse variatie bleek voor Wageningen klein (DE VRIES, 1955).

Een lineaire betrekking tussen de totale dagelijkse straling en de gemiddelde bewolkingsgraad \overline{m}_d ($0 \le \overline{m}_d \le 1$) werd gegeven door KIMBALL (1927):

$$H_{su} = H_{su}^{o} \{1 - (1 - \alpha) \,\overline{m}_d\} \text{ cal. cm}^{-2}. \text{ etm}^{-1}.$$
(5)

Algebraïsch volgt uit (4):

$$H_{su} = H_{su}^{o} \{ 1 - (1 - \alpha) (1 - n/N) \},\$$

waaruit blijkt, dat de formules (4) en (5) alleen identiek zijn als $(n_N + \overline{m}_d) = 1$. In werkelijkheid is dit meestal niet het geval: $(n_N + \overline{m}_d)$ heeft veelal een minimum in de winter en een maximum in de zomer. Dit kan veroorzaakt worden door een schermeffect van de wolken voor zonnestraling bij lagere zonnestand (REESINCK, 1940) waardoor \overline{m}_d feitelijk te laag geschat wordt, maar zou ook te verklaren zijn door het nog niet inbranden van het kartonnen strookje bij zeer lage zonnestand, waardoor *n* te laag bepaald wordt. Dit laatste zou dus een instrumentele fout van het Campbell-Stokes instrument zijn. In de winter wegen deze fouten zwaarder dan in de zomer. Algemeen kunnen we stellen $(\beta^{*n}/_N + \gamma^{*}\overline{m}_d) = 1$. Voor Wageningen bepaalde DE VRIES (1955) de gemiddelde maandelijkse waarden van $\beta^* en \gamma^* en vond voor de zomermaanden$ $<math>\beta^* \approx 1,12$ en $\gamma^* \approx 0,88$ en voor de wintermaanden voor β^* en γ^* resp. 1,29 en 1,00. Laatstgenoemde auteur vond voor Wageningen dan ook een iets andere relatie tussen H_{su} en \overline{m}_d :

$$H_{su} = f H_{ru}^{o} \{ 1 - (1 - \alpha') \, \overline{m}_d \} \text{ cal. cm}^{-2} \text{.etm}^{-1}, \tag{6}$$

waarin het jaargemiddelde van α' gelijk is aan 0,36 en dat van f gelijk aan 0,88. De "gemiddelde" dagelijkse bewolkingsgraad \overline{m}_d was echter gebaseerd op slechts twee bewolkingsschattingen per dag. De jaarlijkse variatie van α' is iets groter dan die van α . Ook f varieert voor iedere maand van het jaar.¹

Door het Centraal Geofysisch Observatorium te Leningrad (Rusland) werd voor warmtebalans berekeningen de formule van SAVINOV-ÅNGSTRÖM gebruikt (BUDIKO, 1956), welke geheel met die van KIMBALL overeenkomt:

$$H_{su} = H_{su}^{o} \{1 - (1 - k) m_{d}\} \text{ cal. cm}^{-2} \text{.etm}^{-1}.$$
(7)

Door enkele russische onderzoekers werden voor verschillende breedtegraden op het noordelijk halfrond gemiddelde jaarlijkse waarden van k (experimenteel?) bepaald (tabel 3).

TABLE 3. Values of the constant k in the formula of SAVINOV-ÅNGSTRÖM (7) for various latitudes (Data after BUDIKO, 1956).

φ	75°	70°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°	0°
k	0,55	0,50	0,40	0,38	0,36	0,34	0,33	0,32	0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,34	0,35

¹ De waarden van α en α ' voor iedere maand van het jaar en de dagelijkse waarden van H_{su}^{o} en van fH_{su}^{o} in (4) en (6) werden voor Wageningen (51°58' N; 5°39' W) bepaald door REESINCK (1940) en DE VRIES (1955).

De afname van k voor lagere breedtegraden duidt op verschillen in eigenschappen van de bewolking. Uit het verloop van k zou volgen dat met lagere breedtegraden de invloed van eenzelfde bedekkingsgraad op de vermindering van de zonnestraling sterker wordt. Dit is niet in overeenstemming met waarnemingen b.v. in Irak (WARTENA, 1959) en in Australië¹ waar gevonden werd dat een dikwijls gemiddeld hogere en dunnere bewolking de zonnestraling minder sterk beïnvloedt. Het verband tussen n/N en m_d in die gebieden is daarom veelal niet rechtlijnig. Deze zelfde invloed van bewolking op de langgolvige uitstraling zal later besproken worden (zie tabel 14 en fig. 4). De waarde van k voor Nederland (52° NB) komt overeen met de waarde van α' uit (6). Echter wordt in (7) toch alleen H_{su}^{s} gebruikt; f wordt dus gelijk 1 gesteld.

De dagelijkse variatie van k (tabel 4) duidt op een sterke afname van de zonnestraling bij lagere zonnestand. De waarden van k bij een bepaalde zonshoogte hebben slechts practische betekenis wanneer ook de dagelijkse gang van H_{su}^o bekend is. Dit is meestal niet het geval.

TABLE 4. The constant k, in the formula of SAVINOV-ÅNGSTRÖM (7), as a function of solar altitude. Data for average cloud conditions in the U.S.S.R. (Data according to BUDIKO, 1956).

Solar altitude	0 °	10°	20°	30°	40 °	50°	60°
k	0,20	0,27	0,32	0,37	0,42	0,47	0,53

Door de continue registratie met het Campbell-Stokes instrument zal de zonneschijnduur, vooral over kortere perioden, een betere aanwijzing geven over de totale instraling dan \overline{m}_d . Immers bij een schatting van de bedekkingsgraad van de hemel wordt vaak geen rekening gehouden met de aard van de bewolking, terwijl de bedekkingsgraad of het bewolkingspercentage veelal slechts twee of driemaal daags geschat wordt. Uitbreiding van de frequentie van bewolkingsschattingen, vooral daar waar het zonneschijnpercentage niet gemeten wordt, zal de gebruikswaarde van formules (5) en (6) echter wel verhogen.

Omdat het werkelijke verband tussen straling en relatieve zonneschijnduur veelal niet rechtlijnig blijkt te zijn (H_{su} neemt vaak iets sneller af dan n_N vooral voor $n_N <$ ca. 0,15), geven THAMS (1942), MATZKE (1933) en HINZ-PETER (1953) functies van de tweede graad, veelal nog afhankelijk van wolkensoort en hoogte. Deze formules zijn wel nauwkeuriger, maar hebben echter tot nu toe niet meer dan plaatselijke betekenis in verband met de onbekendheid van de constanten voor andere gebieden dan die waarin de formules ontworpen zijn. Met een lineair verband b.v. volgens ÅNGSTRÖM door de punten ($n_N = 1$, $H_{su} = H_{su}^o$) en ($n_N = 0$, $H_{su} = \alpha H_{su}^o$) kunnen voor $0 < n_N < 1$ te kleine H_{su} waarden berekend worden.

Voor de gemiddelde maandelijkse dagwaarde van H_{su} kan geschreven worden:

$$H_{su} = a' + b' n/_{N} \text{ cal. cm}^{-2} \text{.etm}^{-1}.$$
 (8)

Hierin zijn a' en b' constanten, afhankelijk van de plaats op aarde en is n/N nu de gemiddelde maandelijkse dagwaarde van het zonneschijnpercentage. Omdat dus gemiddelde waarden van n/N of soms van \overline{m}_d gebruikt worden en dus, op

¹ Volgens mededelingen van Prof. Dr. D. A. DE VRIES.

18

	Locat	ion	Altitude (m)	α	
Helsingfors Stocksund Wageningen Davos Madison Blue Hill Lincoln Washington Belgian Congo Bandung	(Finl.) (Swed.) (Neth.) (Switz.) (U.S.) (U.S.) (U.S.) (Afr.) (Indon.)	60° 6' N, 9°48'E 59°18' N, 18° 6' E 51°58' N, 5°39' E 46°48' N, 9°48' E 43° 6' N, 89°24' W 42°12' N, 71° 6' W 40°48' N, 96°42' W 38°54' N, 77° 6' W 5° N-10° S, 20°-30° E 6°55' S, 107° 32' E	12 57 40 1600 308 195 381 34 - 750	0,24 0,21-0,26 0,29-0,30 0,48 (June, July) 0,22 0,27 0,22 0,22 0,22 0,22 0,22 0,22	(a) (b) (c) (d) (e) (f) (e) (g) (b)

TABLE 5. Some average values of the constant α in the empirical equation: $H_{su} = H_{su}^{\alpha} \{ \alpha + (1 - \alpha)^{n} / N \}.$

References: (a) LUNELUND (1929); (b) ÅNGSTRÖM (1928, 1924); (c) DE VRIES (1955), REESINCK (1940); (d) PROHASKA (1943); (e) KIMBALL (1927); (f) HAURWITZ (1934); (g) BERNARD (1956); (h) DEE and REESINCK (1951).

veel plaatsen op aarde, zeer grote (≈ 1) of zeer kleine (≈ 0) waarden van n_N niet vaak voor zullen komen, worden veelal lineaire betrekkingen tussen H_{su} en n_N gevonden. Deze regressieformules gelden dan ook in het algemeen niet voor $n_N \approx 1$ of $n_N \approx 0$ en kunnen dus niet voor kortere perioden, waarin n_N wel groot of klein kan zijn, gebruikt worden. Bij deling door H_A gaat (8) over in:

$$H_{su} = H_A(a + b^{n}/N) \text{ cal. cm}^{-2} \text{ etm}^{-1},$$
 (9)

waarin:

 H_A = gemiddelde maandelijkse dagwaarde van de zonnestraling op een horizontaal vlak buiten de atmosfeer (ANGOT value; cal. cm⁻².etm⁻¹)¹

a, b = empirische constanten, afhankelijk van de plaats op aarde.

BLACK (1956) correleerde voor 88 waarnemingsstations, verspreid over de hele aarde, de bewolkingsgraad \overline{m}_d met H_{su} en vond:

$$H_{sw} = H_A (0.803 - 0.340 \ \overline{m}_d - 0.458 \ \overline{m}_d^2) \text{ cal. cm}^{-2} \text{.etm}^{-1}.$$
 (10)

De uit formule (10) berekende waarden van H_{su} voor iedere willekeurige plaats op aarde kunnen natuurlijk zeer sterke afwijkingen vertonen van de gemeten waarden (BURDECKI, 1958). De kwadratische formules, waarin tevens rekening gehouden wordt met lage, middelbare en hoge bewolking, zijn nauwkeuriger. Zij bevatten echter veel empirische constanten en hebben tot nu toe weinig praktische betekenis.

Het gebruik van regressieformules is alleen geoorloofd als voor de betreffende plaats op aarde en voor het bepaalde tijdstip de juiste constanten bekend zijn. Enkele waarden van α uit (4) en van a en b uit (9) zijn weergegeven in de tabellen 5 en 6. De b vertoont evenwel geen duidelijke variatie met de breedtegraad. a heeft echter de kleinste waarde op de hogere breedte. Dit zal verband houden met eigenschappen van de bewolking en de atmosfeer. Uit de bekende waarden voor b volgt als gemiddelde 0,54. Globale gemiddelde waarden van a voor breedtegraden φ van 0° tot 60° zouden geschat kunnen worden uit 0,29 cos φ .

¹ Dagwaarden en gemiddelde maandelijkse dagwaarden van H_A voor iedere breedtegraad. worden gegeven in de SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES (1951); tabel 132 en 134.

Meded, Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

<u> </u>	Locatio	on	a .	a ·b			
Rothamsted	(Eng.)	51°64′ N, 0°24′ W	111 0.18	0,55	(a)		
	(0)	510 (LAT 10000) T	0,20	0,48	(b)		
Wannsdori	(Germ.)	51° 6' N, 13° 50' E	- 0,19	0,57	(C)		
Gembloux	(Belg.)	50°30' N, 4°42' E	0,15	0,54	(d)		
Versailles	(Fr.)	48°48' N, 2°30' E	0,23	0,50	(e)		
Lisbon	(Port.)	38°43′ N, 9° 8′ W	0,19	0,66	(f)		
Virginia	(U.S.)	37° 0′ N, 78° 0′ W	0,22	0,54	(g) .		
Poona	(India)	18°30' N, 73°54' E	0,27	0,61	(h)		
Djakarta, Bandung	(Indon.)	6°55' S, 107°32' E	0,29	0,59	(i)		
Dry Creek	(Austr.)	34°48′ S, 138°36′ E	0,30	0,50	L (j)		
Adelaide	(Austr.)	34°54′ S, 138°36′ E	0,23	0,48	(k)		
Canberra	(Austr.)	35°17′ S, 149° 7′ E	0,22	0,54			
Mt. Stromlo	(Austr.)	35°17′ S, 149° 6′ E	0,25	0,54	(m)		

TABLE 6. Some values of the constants a and b in the empirical equation: $H_{su} = H_A(a + b n/N)$.

References: (a) PENMAN (1948); (b) PENMAN (KRAMER, 1957); (c) GOLDSCHMIDT (1951); (d)
BULL. INST. AGR. ET STAT. RECH. GEMBLOUX (1940–1951); (e) ANNALES AGRONO-MIQUES, VERSAILLES (1936–1952); (f) BARATA (1955); (g) KIMBALL (1914); (h) RE-CORDS OF CENTRAL AGRIC. MET. OBS., POONA; (i) BOERMA and BERLAGE (1948);
(j) RECORDS OF I.C.I. ALKALI PTY LID; (k) BLACK, BONYTHON and PRESCOTT (1954); (l) PRESCOTT (1940); (m) RIMMER and ALLEN (1950).

Over korte perioden kunnen met de hier genoemde (en tot nog toe meest bruikbare) regressieformules slechts zeer globale waarden voor H_{su} berekend worden, omdat:

(1) het verband tussen de totale straling H_{su} en n/N of \overline{m}_d toch niet zo eenvoudig is als de regressieformules doen vermoeden,

(2) de "constanten" in de formules in werkelijkheid niet precies constant zijn. Zij variëren toch in de loop van het jaar. De opgegeven waarden zijn dan ook vaak gemiddelden, bepaald over langere perioden, b.v. een maand of enkele maanden, en dus bepaald onder de gemiddelde atmosferische omstandigheden voor de betreffende plaats op aarde.

Voor een nauwkeurige opstelling van een energiebalans, vooral over kortere perioden, is het dan ook gewenst de totale straling H_{su} , één van de belangrijkste termen in de balans, direct te meten.

3.2. De energie gebruikt voor de photosynthese

Het percentage u van de invallende totale straling H_{su} voor golflengten van ca. 0,4 μ -0,7 μ dat voor het photosynthese proces gedurende het hele groeiseizoen van onze landbouwgewassen gebruikt wordt, wordt in veel literatuur op gemiddeld 1 à 2 % gesteld (o.a. WASSINK, 1948; BERNARD, 1956). Men komt tot dit percentage door de calorische waarde van de totaal geproduceerde organische stof per bodemoppervlakte eenheid te vergelijken met de totale straling op die oppervlakte eenheid over het hele groeiseizoen. Omdat de opgegeven waarden van 1 à 2 % gelden voor het hele groeiseizoen, waarin veel akkerbouwgewassen gedurende zekere tijd de bodem niet geheel bedekken, is het mogelijk dat met volledige bodembedekking gedurende zekere tijd dit percentage groter zou zijn.

GAASTRA (1958) vond in Wageningen bij verschillende bietenvariëteiten in sommige perioden van 5-10 dagen tussen eind juli en half september met vol-

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

ledige bodembedekking ook hogere waarden van u (5 tot 9 % voor λ van 0,4 μ -0,7 μ). In mei, juni en de eerste helft van juli was de "efficiency" laag, 0-3 %, evenals in de tweede helft van september tot aan de oogst. Laatstgenoemde auteur geeft ook andere redenen waarom dit percentage in bepaalde groeiperioden groter of kleiner dan 1 à 2 % zou kunnen zijn. De invloed van de bodembedekking is uiteraard heel belangrijk. In de energiebalans wordt het percentage van de totale straling H_{su} (alle golflengten tesamen) dat voor de photosynthese gebruikt wordt veelal verwaarloosbaar klein geacht. Over kortere perioden in het groeiseizoen hoeft dit echter niet altijd het geval te zijn.

3.3. De reflectiecoëfficiënt r_{su}

Omdat de totale straling uit directe en diffuse straling bestaat, kan voor r_{su} op tijdstip t geschreven worden:

$$r_{su} = dr r_{su(t)} (1 - n_{(t)}) + df r_{su(t)} n_{(t)}.$$
(11)

Hierin is $n_{(t)}$ het percentage diffuse straling op tijdstip t en zijn $d_r r_{su(t)}$ en $d_f r_{su(t)}$ de reflectiecoëfficiënten van het aardoppervlak voor resp. directe en diffuse straling op tijdstip t.

Het percentage diffuse straling is vooral bij heldere hemel zeer sterk afhankelijk van de zonshoogte.¹ Bij bewolkte hemel zijn tevens de helderheid van de lucht en de bewolkingsgraad van grote invloed op $n_{(t)}$ en op de spectrale distributie in de totale straling. Bij een begroeide grond kan ieder blad of een gedeelte daarvan als een reflecterend oppervlak worden beschouwd. Omdat de reflectie dus afhankelijk moet zijn van de aard van het oppervlak, b.v. de kleur en de bladstand van het gewas, de zonshoogte en de golflengten in de directe en diffuse straling en omdat de percentages directe en diffuse straling nog sterk kunnen variëren, is r_{su} op een bepaald tijdstip uit (11) moeilijk te berekenen. De reflectiecoëfficiënt wordt daarom veelal empirisch bepaald.

TABLE 7. The diurnal variation of reflectivity r_{su} , of a cultivated surface (probably a grassfield) for short wave-length radiation under a clear sky (observations in Hamburg-Fuhlsbüttel), and the reflectivity of a desert sand soil as a function of solar altitude (according to ASHBURN and WELDON, 1956). (r_{su} in %).

cultivated	local time (hr)	06.00	08.	.00	10.00	12.0	0 1	4.00	16.00	18.00	day
surface	$5/6/354 \ (\overline{m}_d \approx 0)$	22,5	21,	,3	19,2	18,8	3 1	9,4	20,0	21,6	19,1
(grass)	$29/5/55 (\overline{m}_d = 0)$		22,	,2	19,2	18,5	5 2	0,0	22,2	24,5	-
desert	solar altitude	2°	6°	10°	15°	20°	25°	30°	33°	47°	60°
sand		28	35	38	38	32	28	25	25	24	24

Op heldere dagen is er een zeer duidelijke dagelijkse gang van r_{su} (tabel 7). Enkele in de literatuur opgegeven waarden van de reflectiecoëfficiënt voor

¹ Wanneer de zon laag boven de horizon staat moeten de zonnestralen een langere weg door de atmosfeer afleggen dan bij zon in zenith. Het percentage diffuse straling zal dan ook bij lagere zonnestand groter zijn. DRUMMOND (1958) vond in Pretoria (Z. Afrika) in September b.v. om 07.00, 09.00, 12.00, 15.00, 17.00 en 18.00 uur resp. gem. 52%, 21%, 15%, 19% 34% en 65% diffuse straling. $d_f r_{su}$ is ook kleiner dan $d_r r_{su}$ (TURNER, 1958).

solar altitude	olar altitude			20°	30°	40°	50°	60°	- 70°	90°	1
computed for a pl water surface	ane, undisturbed	100	34,8	13,4	6,0	3,4	2,5	2,1	2,1	2,0	(a)
clear sky	$\overline{m}_d = 0$	-	20,0	12,0	8,0	7,0	5,5	4,5	4,0		
low clouds,	$0,1 \leqslant \overline{m}_d \leqslant 0,5$	_	24,0	11,0	7,5	6,5	5,0	4,5	4,0	_	
cloud base up to	$0,6 \leqslant \overline{m}_d \leqslant 0,9$	-	16,2	10,0	7,5	6,5	5,0	4,5	4,0	_	
2000 m	$0,9 \leq \overline{m}_d \leq 1,0$		10,0	8,0	7,3	6,5	6,0	6,0	6,0	-	(b)
heigh clouds,	$0,1\leqslant \bar{m}_d\leqslant 0,5$	~	22,0	11,5	8,0	6,0	5,0	4,5	4,0	-	
cloud base higher	$0,6 \leqslant \overline{m}_d \leqslant 0,9$	-	17,0	10,0	7,5	6,0	5,0	4,5	4,0		
than 6000 m	$0.9 \leqslant \overline{m}_d \leqslant 1.0$	-	13,0	9,0	7,0	6,0	5,5	5,0	4,5	-	

TABLE 8. Reflectivity r_{su} , of a natural water surface for short wave-length radiation as a function of solar altitude and cloudiness (r_{su} in %).

References: (a) SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES (1951) (b) LAKE HEFNER REPORT (1952)

een wateroppervlak in afhankelijkheid van zonshoogte en bewolking zijn verzameld in tabel 8.

Uit deze tabel blijkt de toename van de diffuse straling bij meer en vooral lagere bewolking. De reflectiecoëfficiënt voor de diffuse straling varieert minder met de zonshoogte dan de reflectiecoëfficiënt voor directe straling.

Voor verschillende landoppervlakken zijn hoofdzakelijk alleen "gemiddelde dagelijkse" waarden van r_{su} bekend (tabel 9). In hoever dit werkelijk gemiddelde dagelijkse waarden zijn en onder welke meteorologische omstandigheden de metingen werden uitgevoerd is meestal niet bekend. Uit tabel 9 blijkt duidelijk, dat de reflectiecoëfficiënt van een nat oppervlak veel, ca. 37,5 %, kleiner is dan van hetzelfde droge oppervlak. Graangewassen hebben, vooral in het rijpingsstadium, kleinere gemiddelde dagelijkse reflectiecoëfficiënten dan lagere gesloten groene gewassen.

Bij een hoog graangewas met bijna loodrechte stand van halmen en bladeren kan ook gemiddeld meer zonnestraling het inwendige van het bestand en de bodem bereiken. De absorptie van straling in het gewas en aan de bodem is daardoor bij granen groter en de reflectiecoëfficiënt kleiner dan bij andere lagere gewassen.

Door SUOMI werd in Madison (V.S.) midden op een zomerdag een plotselinge vermindering in de verdamping van "corn" en een stijging van de bodem- en luchttemperatuur waargenomen. De verklaring moet hier vooral gezocht worden in de loodrechte inval van de zonnestraling tussen de rijen, waardoor veel straling de bodem direct bereikt. In een gewas van lang gras en granen wordt de zonnestraling ook geleidelijker geabsorbeerd door bladeren en stengels dan bij zeer lage gewassen (kort gras). Het gevolg hiervan is een veelal gematigder microklimaat met gemiddeld lagere temperaturen overdag.

Voor een niet te hoog groen gewas dat de grond volledig bedekt mag vooralsnog de "gemiddelde" reflectiecoëfficiënt op 20-22 % gesteld worden. Zijn de bladeren nat, dan is r_{su} kleiner. Graangewassen in de latere groeistadia en hoger dan ca. 0,90 m hebben een kleinere reflectiecoëfficiënt, ca. 10 %. De reflectiecoëfficiënt van kale grond is sterk afhankelijk van de kleur (grondsoort) en de vochtigheid.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

Surface	rsu.		Surface	r _{su}	
fresh snow	75-85	(a, b, f)	grass, height 8–10 cm, very		
fallow land, dry	12-20	(b. c)	drv	19	(c. b)
wet ploughed soil	5-14	(b)	meadow, grasslength 25-		x- , -, .
dry blue clay	23	ஞ்	30 cm	21	(e)
wet blue clay	16	(b)	winter rve, maturity stage.		
dry dark sand	18	(d) -	height 100 cm	9-13	(e)
wet dark sand	9	Ъ.	oats and barley, beginning		(-)
dry black soil	14	(d.f)	of maturity stage, height		
wet black soil	8	(d, f)	90–110 cm	15	(é)
yellow quartz sand	35	(b)	wheat fields	7	(c) ·
white quartz sand	34	ÌÒ	stubble fields	15-27	(b)
river quartz sand	29	(b)	rapeseed, height 90 cm	22	(e)
desert sand	24-30	(c. f)	potato fields	20	(e, f)
needle leaved trees, pine			Îupine	20	(e)
forest	6-19	(b, f, g)	cotton plants	20-25	ĥ
foliage trees	16-27	(b, f)	tundra	15-20	ĥ
yellow leaves	- ·		dry steppe	20-30	(f)
(autumn leaves)	33-38	(b)	grass fields in Sussex (Eng.),	· .	
dry green leaves of trees	29	(d)	solar altitude 20-30°;		
wet green leaves of trees	19	(d)	measurements made from		
dry high grass	31-33	(c, d)	aircraft	15	
wet high grass	22	(c, d)	common vegetable fields and		I .
short grass	16-27	(c)	shrubs	24-28	(g)

TABLE 9. Reflectivities of various surfaces for short wave-length radiation. In energy-balance computations these values are often used as average daily values (r_{su} in %).

References: (a) BERICHTE DES DEUTSCHEN WETTERDIENSTES (1958); (b) ALISSOW, DROSDOW, RUBENSTEIN (1956); (c) LIST (1951); (d) ÅNGSTRÖM (1925); (e) unpublished research of the LABORATORY of PHYSICS and METEOROLOGY at WAGENINGEN; (f) BUDIKO (1956); (g) BROOKS (1957). Reflectivities of various overgrown surfaces at high altitudes (the Alps) are given by TURNER (1958).

Uit de ter beschikking staande gegevens blijkt, dat er tussen de "gemiddelde dagelijkse" reflectiecoëfficiënten van onze landbouwgewassen, bij volledige grondbedekking, met uitzondering van granen en misschien zeer lang gras, onder gelijke condities van vochtigheid geen grote verschillen bestaan.

3.4. De langgolvige aard- en atmosferische straling

Voor de totale energie H, die door een volkomen zwart lichaam ("black body") met een temperatuur van T° Kelvin per cm² en per min in alle richtingen wordt uitgezonden, geldt de wet van STEFAN-BOLTZMANN:

$$H = \sigma T^4 \operatorname{cal.cm}^{-2} \operatorname{min}^{-1},$$

waarin σ (dit is de constante van STEFAN-BOLTZMANN) = 0,8132.10⁻¹⁰ cal. cm⁻². min⁻¹. °K⁻⁴. De uitgestraalde energiestroomdichtheid H^* van een niet volkomen zwart lichaam van dezelfde temperatuur is gelijk aan εH cal.cm⁻². min⁻¹, waarbij $\varepsilon < 1$. ε noemt men de emissiecoëfficiënt van het oppervlak voor langgolvige straling bij T°K. Voor een volkomen zwart lichaam is per definitie $\varepsilon = 1$.

Omdat de temperatuur van het aardoppervlak hoger is dan -273 °K is er temperatuurstraling. Voorts wordt de aarde voor wat betreft de uitzending van deze straling veelal opgevat als een zwart lichaam. De voorkomende temperaturen zijn van dien aard, dat de uitstraling van de aarde langgolvig is (λ van ca. 3 μ tot ca. 50 μ). Uit de wet van WIEN kan berekend worden, dat bij een

temperatuur van 288 °K de maximale stralingsintensiteit per eenheid van golflengte interval ligt bij een λ van ca. 10 μ .

De atmosfeer is voor de kortgolvige zonnestraling bijna geheel doorzichtig, de infrarode straling wordt er voornamelijk door waterdamp, waterdruppeltjes en CO₂ sterk in geabsorbeerd en omgezet in warmte. De "vensters", dit betekent gedeeltelijke doorzichtigheid van waterdamp en CO₂ voor golflengten van ca. 10 μ – dit is tevens het gebied van maximale stralingsintensiteit van de aarde – en in mindere mate van ca. 4 μ , zijn verantwoordelijk voor de sterke afkoeling van de aarde 's nachts bij onbewolkte hemel (zie ook fig. 3).

Voor de langgolvige uitstraling van het aardoppervlak kunnen we schrijven:

$$H_{ea} = \varepsilon_{ea} \sigma T_{ea}^4 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \min^{-1}, \qquad (12)$$

waarin :

 ε_{ea} = emissiecoëfficiënt van het "oppervlak",

 T_{ea} = temperatuur van het "effectief uitstralend oppervlak" (°K),

5 = constante van Stefan-Boltzmann.

Enkele in de literatuur vermelde waarden voor ε zijn verzameld in tabel 10.

Table 10.	Long-wave	emittance,	ε, of	' various	surfaces	$(\lambda >$	2,5 μ).	
-----------	-----------	------------	-------	-----------	----------	--------------	---------	--

Surface	ε		Surface	ε	
water	0,950,98	(a, b)	paper, white	0,95	(a)
ice, with sparse snow			bricks, red	0,92	(h)
cover	0,96-0,97	(c)	wood, planed oak	0,90	(h)
snow	0,82-0,89	(c)	glass pane	0,94	(h)
frozen soil	0,93-0,94	(a)	aluminium paint.		
desert surface, dry			bright new	0.43	(h)
sand	0,90	(c)	aluminium foil	0.01-0.05	(a)
wet sand, wet soil	0,95	(c)	galvanized iron, clean,		
grass, trees and leaves	0,91-0,98	(a, d, e, f)	new	0.13	(a)
pine forest, oak wood-			galvanized sheet iron.	,	()
land	0,90	(a)	gray oxidized	0.28	(h)

References: (a) BROOKS (1957); (b) LAKE HEFNER REPORT (1952); (c) LIST (1951); (d) THORNTH-WATTE and MATHER (1954); (e) BERNARD (1956); (f) ALISSOW, DROSDOW, RUBEN-STEIN (1956); (g) FORSYTHE (1954); (h) HOTTEL (1954).

Ook de temperatuur van de atmosfeer geeft aanleiding tot een langgolvige straling, de atmosferische straling. Stellen we de "gemiddelde temperatuur" en de "gemiddelde emissiecoëfficiënt" van de atmosfeer gelijk aan resp. T_{at} en ε_{at} , dan geldt voor de atmosferische straling H_{at} :

$$H_{at} = \varepsilon_{at} \sigma T_{at}^4 \text{ cal. cm}^{-2} \text{ min}^{-1}.$$
(13)

Is de reflectiecoëfficiënt van het aardoppervlak voor atmosferische straling gelijk aan r_{at} , dan kunnen we voor de netto langgolvige uitstraling, $n_t H_{ea}$, schrijven:

$$\begin{aligned} ntH_{ea} &= \{H_{ea} - (H_{at} - r_{at}H_{at})\} = \\ &= \{\varepsilon_{ea} \ \sigma \ T_{ea}^4 - (1 - r_{at}) \ \varepsilon_{at} \ \sigma \ T_{at}^4\} \ \text{cal. cm}^{-2} \ \text{min}^{-1} \end{aligned}$$
(14)

Een preciese berekening van de netto uitstraling is zeer gecompliceerd, omdat we te maken hebben met een gedeeltelijke en wisselende absorptie van langgolvige aardstraling in de atmosfeer en omdat gegevens betreffende de totaal aanwezige hoeveelheid waterdamp en de temperatuurverdeling in de atmosfeer

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

alsmede de aanwezigheid van waterdruppeltjes en ijs op verschillende hoogten bekend moeten zijn. De benadering van H_{at} zoekt men dan ook veelal in empirische oplossingen.

3.4.1. Netto uitstraling bij heldere hemel

Voor de atmosferische straling bij heldere hemel, H_{at}^{o} , stelt men:

$$H_{ai}^{\circ} = \sigma T_{ai}^{4} f(e_d) \text{ cal. cm}^{-2} . \min^{-1}, \qquad (15)$$

waarin:

 T_{ai} = luchttemperatuur op 2 m hoogte (°K),

 e_d = waterdampdruk in de lucht op 2 m hoogte (mm Hg of mb).

ÅNGSTRÖM (1915) en BRUNT (1932) geven voor $f(e_d)$ in (15) resp. de volgende empirische vormen:

$$f(e_d) = A - B \, e^{-\gamma e_d} \tag{16}$$

$$f(e_d) = a + b \sqrt{e_d} \tag{17}$$

De uitdrukkingen van ROBITZSCH, ELSASSER en ANDERSON, die de totale massa aanwezige waterdamp in de atmosfeer in aanmerking nemen, zijn moeilijker te hanteren (LAKE HEFNER REPORT, 1952). A, B, γ, a en b in (16) en (17) zijn constanten, afhankelijk van de plaats op aarde (tabel 11 en 12).

TABLE 11. Some values of the constants A, B and γ in the empirical formula of ÅNGSTRÖM: $f(e_d) = A - Be^{-\gamma e_d}$. The vapor pressure in the air e_d , at 2 m height, expressed as mb (1 mb ≈ 0.75 mm Hg).

Loc	Altitude (m)	A	B	Ŷ		
Uppsala (Swed.)	59°54' N, 15°12' E	200	0,81	0,236	0,119	(a)
Kanzelhöhe (Austria)	47°20' N, 14° 0' E	1500	0,71	0,240	0,163	(b)
Europe	· ·	_ ·	0,82	0,250	0,218	(c)
Virginia (U.S.)	37° 0' N, 78° 0' W	540	0,80	0,326	0,154	(d)
Lake Hefner (U.S.)	35°40' N, 97°40' W	363	0,81	0,330	0.074	(e)
Oklahoma (U.S.)	35° 0' N, 97° 0' W	_	1,107	0,405	0.022	(e)
Poona (India)	18°30' N, 73°54' E	564	0,79	0,273	0,112	(Ĥ)

Sometimes ÅNGSTRÖM's formula is given as: $f(e_d) = A - B10^{-\gamma'}e_d$. The values γ must then be multiplied by ¹⁰ log e = 0.4343 to obtain the values of γ' . If e_d is expressed as mm Hg instead of as mb, γ becomes 4/3 times greater.

References: (a) ÅNGSTRÖM and ASKLÖF (1915); (b) ECKEL (1934); (c) BOLZ and FALCKENBERG (1949); (d) KIMBALL (1918); (e) ANDERSON (1952); (f) RAMANATHAN and DESAI (1932).

Stellen we $r_{at} = 1 - \varepsilon_{ea}$ en substitueren we (15) in (14), dan wordt de netto langgolvige uitstraling bij heldere hemel, $n_t H_{ea}^{o}$:

$$_{nt}H^o_{ea} = \varepsilon_{ea} \sigma \{T_{ea}^4 - T_{ai}^4 f(e_d)\} \text{ cal. cm}^{-2}. \text{min}^{-1}.$$
(18)

De ligging van het "effectief uitstralend oppervlak" voor een begroeide grond, dit is het schijnbaar oppervlak van de aarde, en de temperatuur $T_{e\alpha}$ daarvan zijn moeilijk te bepalen. Gezien het temperatuurverloop in een gewas kan dit oppervlak ergens tussen het plantendek gedacht worden, terwijl de hoogteligging sterk afhankelijk zal zijn van de lengte, de dichtheid en de bladstand

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

Location				Altitude (m)	a	· b	
Uppsala	(Swed.)	59°54′ N,	15°12' E	200	0,43	0,082	(a)
Benson	(Eng.)	51°70' N,	1°20′ W	, — [:]	0,53	0,065	(b)
Rothamsted	(Eng.)	51°64′ N,	0°24′ W	_	0,44	0,080	(c)
					0,53	0,067	(d)
Kew Observatory	(Eng.)	51°30′ N,	0°10′ W	. 5	0,62	0,056	(e)
Kanzelhöhe	(Austria)	47°20' N,	14° 0′ E	1500	0,47	0,063	(f)
Lindenberg	(Switz.)	47°15′ N,	8°18′ E	890	0,34	0,110	(g)
S. France	(Europe)	44° N.	3° E	-	0,59	0,042	(h, i)
Russia	(Europe)			-	0,61	0,050	(j)
Washington	(U.S.)	39°54' N,	77° 6′ W	34	0,44	0,061	(k)
Virginia	(U.S.)	37° 0' N,	78° 0′ W	- 540	0.52	0,066	(l)
Bassour	(Alg.)	36°47' N,	3° 2′ E	1160	0,48-0,42	0,058	(m)
California	(U.Š.)	36°40' N,	120° 0′ W	_ ·	0,66-0,64	0,040-0,052	(n)
Mt. Whitney	(U.S.)	36°36' N,	118°18' W	4520	0,50	0,032	(0)
Lake Hefner	(U.S.)	35°40′ N,	97°40′ W	363	0,48-0,68	0,056-0,036	(p)
Poona	(India)	18°30' N,	73°54' E	564	0,55-0,62	0,038-0,029	(q)

TABLE 12. Some values of the constants a and b in the empirical formula of BRUNT: $f(e_d) = a + b \sqrt{e_d}$. The vapor pressure in the air at 2 m height expressed as mb (1 mb ≈ 0.75 mm Hg).

If e_d is expressed as mm Hg instead of as mb, b becomes 1.1545 times greater.

References: (a) ASKLÖF (1920); (b) DINES (1927); (c) PENMAN (1948); (d) PENMAN (KRAMER, 1957); (e) STAGG (1950); (f) ECKEL (1934); (g) ROBITZSCH (1926); (h) BOUTARIC; (i) GEIGER (1950); (j) BUDIKO (1956); (k) (l) KIMBALL (1918); (m) ÅNGSTRÖM (1915); (n) GOSS (1956); (o) ÅNGSTRÖM (1924); (p) ANDERSON (1952); (g) RAMA-NATHAN AND DESAI (1932).

van het gewas (GEIGER, 1950). Over het microklimaat van een met gras begroeide bodem schrijven ALISSOW, DROSDOW en RUBENSTEIN (1956): "... je dichter der Grasbestand ist, umso niedriger ist die Temperatur zwischen den Pflanzen und umso mehr nähert sie sich den Verhältnissen in 2 m Höhe. Bei spärlichem Bestand wenn nicht beregnet wurde, erwärmen sich der Erdboden und die unteren Teile der Pflanzen betrachtlich..."

In energiebalansberekeningen mag, ook voor een begroeide grond, in het algemeen niet worden aangenomen, dat op een bepaald tijdstip de luchttemperatuur T_{at} op 2 m hoogte gelijk zal zijn aan T_{ea} . Wel heeft de verdamping zelf een verlagende invloed op de temperatuur van het verdampend oppervlak (uit waarnemingen van RASCHKE (1956) in Poona, India, blijkt dat onder de proefomstandigheden de bladtemperatuur door verdamping ca. 8 °C daalde), maar toch kan T_{ea} overdag aanmerkelijk groter zijn dan T_{at} (GEIGER, 1950). De hoogste oppervlaktetemperaturen zullen optreden bij een dun gewasbestand dat de bodem dus niet volledig bedekt, de luchtbeweging dicht bij het oppervlak wel sterk afremt en watergebrek heeft.

Voor etmaalgemiddelden en zeker voor maandgemiddelden van T_{ai} en T_{ea} kan de benadering $\overline{T}_{ai} \approx \overline{T}_{ea}$ wel beter zijn. Voor het geval $\overline{T}_{ea} = \overline{T}_{ai} + \Delta T$ geeft tabel 13 het verschil in netto uitstraling bij heldere hemel voor enkele waarden van \overline{T}_{ai} en ΔT . Met temperatuurverschillen van 1 tot 5°C bij \overline{T}_{ai} van 10 tot 20°C neemt de uitstraling 10 tot 60 cal. cm⁻². etm⁻¹ toe. De invloed van T_{ea} op $\varepsilon_{ai} \sigma T_{ai}^4$ (zie (14)) zal vooral bij niet te grote oppervlakken verwaarloosd kunnen worden. De aard van de bodembedekking kan, vooral op onbewolkte dagen, dus van invloed zijn op de netto uitstraling.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

in the net long	In the net long wave-length back radiation expressed as cal. cm^{-2} . 24 hrs ⁻¹ .								
Δ <i>T</i> (°C)	1	3	5	10 .					
	····· ·· · · · · · · · · · · · · · · ·	• *		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·					
$\bar{T}_{ai} = 10^{\circ} \text{C} = 283^{\circ} \text{K}$	10,3	31,4	52,8	108,1					
$\widetilde{T}_{ai} = 15 ^{\circ}\mathrm{C} = 288 ^{\circ}\mathrm{K}$	11,3	34,4	57,9	118,1					
$\overline{T}_{ai} = 20^{\circ}\mathrm{C} = 293^{\circ}\mathrm{K}$	11,5	41,5	58,5	119,8					
$\overline{T}_{ai} = 30^{\circ}\mathrm{C} = 303^{\circ}\mathrm{K}$	13,6	43,6	64,5	124,1					

TABLE 13. The difference between $n_t H_{ea}^{\sigma}$ computed with $\vec{T}_{ea} = \vec{T}_{ai} + \Delta T$ in eq. (18) and $n_t H_{ea}^{\sigma}$ computed with $\vec{T}_{ea} = \vec{T}_{ai}$ for some values of \vec{T}_{ai} and ΔT . The difference in the net long wave-length back radiation expressed as cal. cm⁻². 24 hrs⁻¹.

Met $\overline{T}_{ea} = \overline{T}_{ai}$ gaat (18) over in de vorm:

$${}_{nt}H^o_{ea} = \varepsilon_{ea} \sigma \,\overline{T}_{ai}^4 \left\{ 1 - f(\overline{e}_d) \right\} \text{ cal. cm}^{-2}.\text{etm}^{-1}, \tag{19}$$

waarin $\sigma = 117, 1.10^{-9}$ cal. cm⁻². etm⁻¹. °K⁻⁴.

Metingen in de Verenigde Staten laten zien, dat het gebruik van de regressieformules (16) en (17) met de juiste constanten voor energiebalans berekeningen alleen geoorloofd zou zijn voor perioden niet korter dan 5–7 dagen. Voor kortere perioden, b.v. dagelijkse, waarin abnormale waterdamp- en temperatuurverdelingen in de atmosfeer kunnen voorkomen, bestáát de kans op grotere fouten.

3.4.2. Netto uitstraling bij bewolkte hemel

Door bewolking neemt de atmosferische straling snel toe en neemt de netto uitstraling sterk af. Voor het verband tussen de netto uitstraling bij bewolkte hemel, $n_t H_{ea}$, en bij onbewolkte hemel, $n_t H_{ea}^o$, worden ook empirische oplossingen gezocht. Algemeen wordt een lineaire vergelijking gebruikt van de vorm:

$$ntH_{ea} = ntH_{ea}^{o} (1 - \sqrt{m}_{24}) \text{ cal. cm}^{-2} \text{.etm}^{-1},$$
 (20)

waarin:

v = empirische factor, afhankelijk van wolkenhoogte en -soort, $\overline{m}_{24} =$ gemiddelde bewolkingsgraad over een etmaal.

ALISSOW, DROSDOW en RUBENSTEIN (1956) geven voor v een gemiddelde waarde van 0,75. Andere auteurs, o.a. GEIGER (1950), geven voor lage, dikke bewolking (Ac, Sc, Ns, St) v = 0,90 tot 0,76; voor hoge, lichte bewolking (Ac, As, Cs) v = 0,52; voor zeer lichte cirrus wolken v = 0,20 tot 0,26.

Met verschillen in bewolking op verschillende hoogten tegelijkertijd wordt in (20) geen rekening gehouden; er moet dan een gemiddelde waarde voor v gebruikt worden. Overdag kan beter het zonneschijnpercentage in de regressieformule gebruikt worden. Bij de bepaling van dit percentage uit de brandstrookjes van het Campbell-Stokes instrument wordt immers rekening gehouden met de intensiteit van de inbranding. Daardoor wordt automatisch verschil gemaakt tussen dichte en ijlere wolken op ieder ogenblik, ook al is de bedekkingsgraad dezelfde. Indien voor een heel etmaal $\overline{m}_{24} = (1 - n/N)$, dan moet voor v de grootste waarde ingevuld worden. Vergelijking (20) gaat dan over in b.v.:

$$_{nt}H_{ea} = {}_{nt}H_{ea}^{\circ}(0.24 + 0.76 \ n/N) \text{ cal. cm}^{-2}. \text{etm}^{-1}.$$
 (21)

27

Vooral in gebieden met convectieve bewolking overdag of in het algemeen wanneer de bewolking overdag sterk verschilt van de nachtelijke bewolking

kunnen met gebruik van (21) voor een heel etmaal te kleine of te grote waarden voor de netto uitstraling berekend worden. Betere waarden van ntH_{ea} volgen dan uit:

$$ntH_{ea} = {}_{nt}H_{ea}^{o} \{ N/24 \ (0,24 + 0,76 \ n/N) + (1 - N/24) \ (1 - \sqrt{m_n}) \} \text{ cal. cm}^{-2} \text{.etm}^{-1},$$
(22)

waarin \overline{m}_n de gemiddelde bewolkingsgraad 's nachts voorstelt. N is de daglengte in uren. Ook als de nachtelijke bewolking niet bekend zou zijn, kan toch een indruk daarvan verkregen worden uit het verloop van de luchttemperatuur 's nachts (fig. 3).



FIG. 3. Air and soil temperature variations during the night under various cloud conditions. A, B and C are some results of measurements above short grass at Wageningen, D is the result of nocturnal measurements of KRAUS (1958) in S. Germany.

A: B: C:	2/8- 3/8/'58, 8/8- 9/8/'58, 12/8-13/8/'58,	$\overline{m}_n = 0 -0.1$ $\overline{m}_n = 0.8-1.0$ $\overline{m}_n = 0.4-0.5$	D (1): 9/10-10/10/'56, D (2): 11/10-12/10/'56, D (3): 10/10-11/10/'56,	$ \overline{m}_n = 0,8-0,9 \\ \overline{m}_n = 0,4-0,5 \\ \overline{m}_n = 0 -0,1 $
		$\circ _ \circ = \circ$ = air temp	perature at 200 cm height	-
		$\overline{\Delta} \cdots \overline{\Delta} = \operatorname{air} \operatorname{temp}$	perature at 10 cm height	
÷	•	$\Box \Box = $ soil tem	perature at 3 cm depth	

Russische formules, o.a. van EFINOW, waarin rekening gehouden wordt met de temperatuur en het watergehalte van de lage, middelbare en hoge wolken, zijn in principe wel beter, maar vereisen veel gegevens en bevatten veel empiri-

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

sche constanten. Recente onderzoekingen in Rusland tonen aan, dat de netto uitstraling $n_t H_{ea}$ niet lineair maar eerst weinig en daarna sneller zou afnemen met toenemende bewolking. Gebruikt wordt o.a. een vergelijking van de vorm:

$$nt H_{ea} = nt H_{ea}^{\rho} (1 - c \overline{m}_{24} p) \text{ cal. } \text{cm}^{-2} \cdot \text{etm}^{-1},$$
(23)

waarin de constante p een waarde heeft van 1,5 à 2,0. M.E. BERLIAND (BUDIKO, 1956) berekende voor verschillende breedtegraden globale waarden van c met inachtname van de gemiddelde bewolkingsgraad op verschillende hoogten (tabel 14).

TABLE 14. Average values of the constant c in the formula $_{ni}H_{ea} = {}_{nt}H_{ea}^o$ $(1 - c\overline{m}_{24}p)$ for various latitudes. (According to BUDIKO, 1956).

φ	75°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°
с	0,82	0,80	0,76	0,72	0,68	0,63	0,59	0,55	0,50

De afname van c voor lagere breedtegraden kan verklaard worden door de grotere gemiddelde wolkenhoogte daar.

T. W. KIRILLOWA en E. D. KOWALEWA (uit ALISSOW, DROSDOW en RUBEN-STEIN, 1956) voeren de correctie voor lage, middelbare en hoge bewolking



FIG. 4. Relation between the average cloud cover \overline{m} , and the ratio net radiation of the earth $\binom{n_1H_{ea}}{n_1H_{ea}}$ cloud cover \overline{m} , and the ratio net radiation of the earth under a clear sky $\binom{n_1H_{ea}}{n_1H_{ea}}$. Calculated according to the formulas (20) and (23) for various cloud properties (v-values) and for 52° Northern Latitude respectively. Formula (23) gives a better representation of the general conditions under the various cloud covers.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)
reeds bij de berekening van de atmosferische straling in. Deze formules kunnen in principe beter zijn, maar bevatten veel empirische constanten die meestal niet bekend zijn. Uit stralingsmetingen bij het Hefner meer (ANDERSON, 1952) bleek evenwel, dat een directe berekening van de atmosferische straling waarbij rekening gehouden werd met bedekkingsgraad en wolkenhoogte uiteindelijk voor de bepaling van ntH_{ea} geen betere, maar ongeveer dezelfde resultaten gaf als de berekening van ntH_{ea} uit ntH_{ea}^{e} en $f(\overline{m})$.

De uitdrukkingen (20), (21) en (23) hebben tot nu toe de meest practische betekenis. Er bestaan belangrijke verschillen in de vormen (20) en (23) (fig. 4). Uitdrukking (23) houdt met de gemiddelde aard van de bewolking bij een bepaalde bedekkingsgraad wellicht beter rekening dan uitdrukking (20) wanneer een gemiddelde waarde voor v ingevuld wordt, hetgeen dikwijls het geval is.

3.5. De condensatiewarmte

Wanneer ten gevolge van de uitstraling 's nachts de temperatuur van het bodemoppervlak en van de onderste luchtlagen daalt, kan waterdamp uit de atmosfeer op het oppervlak condenseren (dauw). Er komt dan condensatiewarmte vrij. Dauw kan slechts onder bepaalde omstandigheden van windsnelheid en luchtvochtigheid optreden. Door MONTEITH (1957) werd in Engeland onder zeer gunstige omstandigheden voor dauw 's nachts een maximale condensatie op kort gras van ca. 0,035 mm.uur⁻¹ waargenomen. Wanneer maximale dauw gedurende 8 uren achtereen opgetreden zou zijn, betekende dit een energietoevoer van slechts ca. 15 cal. cm⁻². nacht⁻¹.

Mogelijke destillatie van waterdamp, bij zeer lage windsnelheden, van het relatief warme grondoppervlak 's nachts naar het koudere plantendek is zeer gering (in Engeland maximaal ca. 0,015 mm.uur⁻¹ bij kort gras waargenomen). Dit verschijnsel is geen echte dauw en heeft ook geen hydrologische betekenis, omdat het een verplaatsing van water van het ene bodemoppervlak naar het andere is.

De condensatie van waterdamp uit de atmosfeer 's nachts heeft maar weinig invloed op de vermindering van de transpiratie overdag; de condensatiewarmte mag dan ook veelal in de energiebalans voor een schatting van de verdamping verwaarloosd worden.

3.6. De netto straling

Voor de netto straling, $n_t H$, op ieder horizontaal vlak op aarde moeten we nu schrijven:

$$_{t}H = {}_{nt}H_{su} - {}_{nt}H_{ea},$$

of:

$$ntH = H_{su}\left(1 - r_{su} - u\right) - \varepsilon_{ea}\sigma \overline{T}_{al}^{4}\left\{1 - f(\overline{e}_{d})\right\}\left\{f(\overline{m}_{24})\right\} \text{ cal. cm}^{-2} \cdot t^{-1}.$$
 (24)

De tijdseenheid t in (24) zal in principe niet kleiner dan een etmaal genomen kunnen worden. De netto straling per etmaal kan ook gelijkgesteld worden aan de netto straling van zonsopkomst tot zonsondergang minus de nachtelijke uitstraling. De netto straling overdag, dit is boven een begroeide grond wanneer de huidmondjes van de planten in het algemeen geopend zijn en verdamping dus wateronttrekking uit de bodem plaats vindt, is dus altijd groter dan de netto straling over een heel etmaal.¹

¹ De advectieve energie wordt hier niet in de beschouwing betrokken.

30

De gemiddelde temperatuur \overline{T}_{ea} van het uitstralend oppervlak over een bepaalde periode kan bij een hoog, dicht gewas dat volledig de bodem bedekt anders zijn dan bij een laag open gewas b.v. kort dun gras. De netto straling, b.v. over een etmaal, zal voor het dichte gewas dan ook anders en wellicht hoger zijn dan voor een lage, open vegetatie. Is de temperatuur $\overline{T}_{ea} \Delta T^{\circ}C$ lager dan \overline{T}_{ai} , dan is de toename van de netto straling op heldere etmalen voor een bepaalde waarde van \overline{T}_{ai} en van ΔT ongeveer gelijk aan de opgegeven waarden in tabel 13. De netto straling voor een begroeide grond met een gemiddelde temperatuur \overline{T}_{ea} van 20°C is bij $f(\overline{m}_{24}) \approx 1$ en $\overline{T}_{ai} = 20$ °C ca. 58 cal. cm⁻². etm⁻¹ groter dan voor een bodembedekking waarvoor geldt $\overline{T}_{ea} = 25$ °C onder overigens gelijke omstandigheden.

Bij goede watervoorziening is de hoogte en de dichtheid van de bodembedekking op ieder ogenblik ook van invloed op de verdeling van de netto stralingswarmte over bodem, lucht en verdamping. Bij een korte, open vegetatie kan meer energie de bodem bereiken dan bij een hogere, dichte, volledige bodembedekking onder gelijke meteorologische- en bodemvochtcondities.

De warmteopslag in en tussen het gewas is niet groot en wordt over een heel etmaal vaak verwaarloosd (TANNER, 1958). RASCHKE (1956) bepaalde de warmtecapaciteit van 1 cm² Alocasia blad op ca. 0,020 cal. MONTEITH (1957) stelt de warmtecapaciteit van 1 cm³ "bodembedekking", dit was de lucht-graslaag van zeer kort gras, op ca. 0,15 cal. In een bodembedekking van 20 cm hoogte en met een gelijke dichtheid als van kort gras worden bij een uiteindelijke temperatuurstijging van 10 °C dan ca. 30 cal. opgeslagen. Deze waarde is echter aan de grote kant omdat een hogere bodembedekking wellicht een mindere dichtheid zal hebben dan een kort grasdek.

Met bekende warmtestromen naar de bodem en naar de lucht zou H_{ev} direct uit $_{nt}H = H_{so} + H_{ai} + H_{ev}$ te bepalen zijn. H_{so} en H_{ai} zijn echter niet eenvoudig te berekenen. Dikwijls stelt men voor een etmaal of voor een langere periode bij benadering H_{so} gelijk aan 0. Met $H_{ai}/H_{ev} = \beta_r$ (BOWEN ratio) volgt dan: $H_{ev} = _{nt}H(1 + \beta_r)^{-1}$ of $E_{ac} = _{nt}H(1 + \beta_r)^{-1}\rho_w^{-1}L_T^{-1}$ mm. etm⁻¹.

Zelfs met een aanname van gelijke uitwisselingscoëfficiënten voor het (turbulente) verticale warmte- en waterdamptransport is de berekening van β_r , vooral voor een begroeide grond, nog moeilijk omdat daarvoor ook feitelijk de temperatuur van het verdampend oppervlak nodig is.

Wanneer de gewassen niet optimaal van water worden voorzien, is de hoeveelheid energie, die voor de verdamping gebruikt kan worden, sterk afhankelijk van de mate van beschikbaarheid van het bodemvocht. De vochttoestand van de bodem is onder deze omstandigheden veel meer bepalend voor de verdeling van de netto energie over de bodem, de lucht en de verdamping, dan de aard van de bodembedekking.

4. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Indien voor de opstelling van een energiebalans de totale dagelijkse kortgolvige straling, H_{su} , niet gemeten wordt, kan deze over een bepaalde periode uit correlaties met het zonneschijnpercentage of de bewolkingsgraad berekend worden. Voor zeer korte perioden, b.v. een dag, kunnen met deze formules met gebruik van de juiste constanten voor de betreffende plaats slechts zeer globale waarden voor H_{su} geschat worden.

Omdat de reflectiecoëfficiënt van het oppervlak voor kortgolvige straling

vooral afhankelijk is van de aard van het oppervlak, dit is de kleur, de vochtigheid en bij een begroeide grond ook de bladstand en de dichtheid van het gewas, en de zonshoogte, kan de netto kortgolvige straling $_{nt}H_{su}$ voor ieder oppervlak anders zijn.

Gezien de nauwkeurigheid waarmee de totale globale straling gemeten of berekend kan worden, mag de energie die voor een met gewas begroeide grond over het hele groeiseizoen voor de photosynthese gebruikt wordt, dit is ca. 1 % van de totale straling, verwaarloosd worden. Over kortere perioden kan dit percentage echter groter zijn (3 à 5 %).

Omdat de temperatuur- en de waterdampverdeling met de hoogte in de atmosfeer op ieder tijdstip onbekend is, zijn regressieformules voor de berekening van de atmosferische straling bij heldere hemel ontworpen, waarmee met de luchttemperatuur T_{ai} en met de waterdampdruk e_d op 2 m hoogte over korte perioden van b.v. een etmaal slechts zeer globale waarden van H_{ai}° berekend zouden kunnen worden. Voor de berekening van de netto uitstraling moet ook vooralsnog \overline{T}_{ea} gelijk aan \overline{T}_{ai} gesteld worden. Het is mogelijk, dat daardoor de netto uitstraling onder bepaalde omstandigheden te hoog berekend wordt. Met zwaarbewolkte hemel zal de onderstelling $\overline{T}_{ea} = \overline{T}_{ai}$ bij $f(\overline{m}_{24}) = f(n/N)$ over een heel etmaal wel ongeveer juist zijn. De regressieformules voor ntH_{ea} geven dan uiteraard betere waarden ook over kortere perioden. De zwaarbewolkte dagen zijn echter voor de verdamping de minst belangrijke.

Het is beter de invloed van de bewolking op de netto uitstraling overdag met behulp van het zonneschijnpercentage en 's nachts met behulp van de bedekkingsgraad van de hemel te berekenen.

Onder gelijke meteorologische condities, vooral op heldere dagen, is de netto straling voor ieder oppervlak op elk tijdstip afhankelijk van:

- (1) de emissiecoëfficiënt van het oppervlak voor langgolvige straling,
- (2) de temperatuur van het "uitstralend oppervlak",
- (3) de reflectiecoëfficiënt van het oppervlak.

Voor een bodem die met een goed groeiend en groen gewas bedekt is bedraagt de emissiecoëfficiënt ongeveer 0,97.

De energie die in de vorm van warmere lucht door de wind van elders aangevoerd wordt, kan vooralsnog niet in energiebalansberekeningen betrokken worden.

Dauw, dit is de condensatie van waterdamp uit de atmosfeer, treedt slechts 's nachts onder bepaalde condities van wind en luchtvochtigheid op. De daardoor vrijkomende energie is veelal klein en mag verwaarloosd worden. Het is ook geen vaste post in de energiebalans.

De energie die per etmaal of gemiddeld per etmaal over een bepaalde periode bij een begroeide grond voor verwarming van de bodem, de lucht en voor verdamping ter beschikking staat, zal in humide gebieden dikwijls wel gelijk aan de netto straling zijn.

Beregening of irrigatie van grote landoppervlakken (b.v. woestijngebieden) zal het oorspronkelijke (micro-)klimaat van die gebieden doen veranderen. De luchtvochtigheid wordt vergroot terwijl de bodem- en luchttemperatuur en de reflectiecoëfficiënt r_{su} van het oppervlak ten gevolge van de begroeiing en vochtigheid aanzienlijk lager worden. De afname van de langgolvige uitstraling tesamen met de kleinere reflectiecoëfficiënt zullen de netto straling, ntH, vergeleken met die tijdens de oorspronkelijke toestand, doen toenemen. Ook de verdeling van de

netto stralingswarmte over de bodem, de lucht en de verdamping zal veranderen. Ten gevolge van kunstmatige watertoediening in droge gebieden werden door enkele onderzoekers in Rusland zelfs toenamen in de netto straling van 25-50% waargenomen (zie ALISSOW, DROSDOW en RUBINSTEIN, 1956).

Ook tijdens en na beregening of irrigatie van kleinere oppervlakken zullen een kleinere r_{su} en een lagere T_{ea} invloed hebben op de stralingsbalans.

IV. EEN DIRECTE METING VAN DE NETTO STRALING

Gezien de te verwachten onnauwkeurigheden in de uitdrukkingen (18), (19) en (20) is een directe meting van de netto straling belangrijk. In 1958 werd ons door Dr W. v. D. BIJL¹ een Amerikaanse netto stralingsmeter, de "economical net radiometer", ter beschikking gesteld. Gedurende korte tijd werden ook enkele metingen verricht met een in Rusland ontworpen netto stralingsmeter.

1. DE "ECONOMICAL NET RADIOMETER"

1.1. Constructie, opstelling en werking

De "economical net radiometer" of de "poor man's radiometer" (foto 1), waarmee door ons in de zomer van 1958 metingen zijn verricht, werd door Suomi en KUHN te Wisconsin (V.S.) ontworpen. Voor de samenstellende delen, de constructie en de gebruikelijke opstelling op ca. 1,50 m hoogte in het vrije veld wordt verwezen naar fig. 5 en foto 1.

Wanneer het instrument horizontaal boven de grond opgesteld staat, wordt de per tijdseenheid en per oppervlakte-eenheid van boven invallende straling, dit is dus de dif- plywood fuse en directe zonnestraling en de atmosferische straling (zie (2)), door de twee polyaethyleenbladen (dikte 0,01-0,02 mm) gedeeltelijk gereflecteerd, geabsorbeerd en gedeeltelijk doorgelaten. De doorgelaten straling wordt bijna geheel door het zwarte oppervlak van het isolerend materiaal en van de houdoor het koperen plaatje in het kastje geabsorbeerd en daar omgezet in warmte. Het bovenste zwarte



ten wanden en dus ook Fig. 5. Cross section "poor man's radiometer". t, b = blackend upper and bottom surface respectively of fiberglass insulator blocks *i*. t_{p_1} , t_{p_2} , b_{p_1} , $b_{p_2} =$ polyethylene layers, thickness 0,01-0,02 mm. The dimensions and the essential accessories of the instrument can be derived from the figure.

¹ Kansas State College, Department of Physics.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

oppervlak staat echter weer warmte aan zijn omgeving af door straling, door vooral convectieve warmteoverdracht in de dikke luchtlaag en door warmtegeleiding in de dunne luchtfilm naar boven, door geleiding naar beneden in het isolerend materiaal en door geleiding in de houten wand. Convectieve warmteoverdracht in de dunne luchtlaag tussen de polyaethyleenbladen en turbulente warmteuitwisseling met de omgeving zal niet plaats vinden.

Ook de aan de onderkant van het kastje invallende straling, dit is de aardstraling, de door het aardoppervlak gereflecteerde kortgolvige straling en de gereflecteerde atmosferische straling, wordt door het polyaethyleen gedeeltelijk doorgelaten, daarna bijna geheel geabsorbeerd door het onderste zwarte oppervlak en daar omgezet in warmte. Wanneer de beide zwarte oppervlakken in warmte-evenwicht met hun omgeving staan, kan met behulp van de buitenluchttemperatuur op de meethoogte en met behulp van de afgelezen temperaturen van de koperen plaaties de netto straling, ntH, berekend worden.

Door ons werden onder de koperen plaatjes koper-constantaan thermokoppels bevestigd. De temperaturen van beide plaatjes konden nu continu geregistreerd worden met behulp van een Honeywell-Brown spanningsthermograaf (fig. 6).



FIG. 6. Diurnal variations of T_{ai} , T_f and T_b on a clear day in August. Records of a Honeywell-Brown potentiometer. T_f = temperature blackened upper surface; T_b = temperature blackened bottom surface of net radiometer (°C); T_{ai} = air temperature at 200 cm height (°C). The records show the phase shifts in the temperature variations and the gradual cooling of the earth surface (short grass).

De "poor man's radiometer" is gevoelig voor vocht. Tijdens regen of tijdens grote luchtvochtigheid kan alleen gemeten worden met een polyaethyleen hoes om het kastje. De extra temperatuurstijgingen van de zwarte oppervlakken tijdens metingen met een hoes bleken echter verwaarloosbaar klein.

1.2. De afleiding van de werkformules voor ntH^{1}

Wij gebruiken de volgende symbolen:

T_t, T_b	= temperatuur van resp. bovenste zwarte vlak t en onderste zwarte vlak b (°K).
T_{tp_1}, T_{tp_2}	= temperatuur van resp. het bovenste en het daaronder liggende vel polyaethyleen boven vlak t (°K),
T_{bp_1}, T_{bp_2}	= temperatuur van resp. het onderste polyaethyleen en het daar- boven gelegen vel onder vlak b (°K).
Tai	= temperatuur omgevende lucht on meethoogte (°K)
ε _p , ε	= emissiecoëfficiënt van resp. polyaethyleen en zwarte oppervlak- ken,
Ύ <i>p</i>	 transmissiecoëfficiënt van polyaethyleen voor lang- en kort- golvige straling,
r _p , r	= reflectiecoëfficiënt van resp. polyaethyleen en zwarte opper- vlakken voor alle straling,
λ	= warmtegeleidingsvermogen isolerend materiaal
·	$(cal. cm^{-1}. sec^{-1}. °C^{-1})$
λιπο	= warmtegeleidingsvermogen hout (cal. cm ⁻¹ sec ⁻¹ °C ⁻¹)
Jas	= warmtegeleidingsvermogen lucht (cal. cm^{-1} . sec^{-1} .
Het. Het	= resp. loodrecht inkomende straling op vlak t en loodrecht uit-
	gaande straling van vlak t (cal cm ⁻² min ⁻¹)
Hat. Hat	= resp. loodrecht inkomende straling op vlak h en loodrecht uit-
	gaande straling van vlak h (cal cm ⁻² min ⁻¹)
miHe miHe	= resp. petto straling on vlak t en petto straling on vlak h
100~~L, 700D	(cal.cm ⁻² min ⁻¹)
Hast Hast	- verticale warmtestroom door de lucht resp. naar boven en naar
	beneden gericht (cal $cm^{-2} min^{-1}$)
Hat Hand	- naar beneden gerichte warmtestroom door resp. isolatie en hou-
	ten wand (cal cm ⁻² min ⁻¹).
H	- horizontale warmtestroom door houten wanden
~-wu	(cal $cm^{-2} min^{-1}$)
	(cuit this initial).

1.2.1. De warmtebalans op de zwarte vlakken

Voor $H_t \downarrow$ en $H_t \uparrow$ kunnen we schrijven:

$$H_{t^{\downarrow}} = \gamma_p^2 (H_{su} + H_{at}) + \gamma_p \varepsilon_p \sigma T_{t_{p_1}}^4 + \varepsilon_p \sigma T_{t_{p_2}}^4 + r_p H_{t^{\uparrow}}$$
(25)
$$H_{t^{\uparrow}} = \varepsilon \sigma T_t^4 + r H_{t^{\downarrow}}$$
(26)

Substitutie van (26) in (25) geeft:

$$H_{t+} = \frac{\gamma_p^2 (H_{su} + H_{at}) + \gamma_p \varepsilon_p \sigma T_{tp_1}^4 + \varepsilon_p \sigma T_{tp_2}^4 + r_p \varepsilon \sigma T_t^4}{1 - rr_p}.$$

Substitutie van (25) in (26) geeft:

$$H_{t^{\dagger}} = \frac{r\gamma_p^2 \left(H_{su} + H_{at}\right) + r\gamma_p \varepsilon_p \sigma T_{tp_1}^4 + r\varepsilon_p \sigma T_{tp_2}^4 + \varepsilon \sigma T_t^4}{1 - rr_p}.$$

¹ Door ons zal een geheel andere afleiding van $_{nt}H$ gegeven worden dan door SUOMI en KUHN gedaan is in een gestencild rapport van AGMET PRODUCTS Co, Middleton, Wisconsin (V.S.): An Economical Net Radiometer.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

De netto straling op vlak t volgt uit $H_t + - H_t$:

$${}_{nt}\mathbf{H}_{t} = \frac{(1-r)\gamma_{p}^{2}(H_{su} + H_{at}) + (1-r)\gamma_{p}\varepsilon_{p}\sigma T_{tp_{1}}^{4}}{1-rr_{p}} + \frac{(1-r)\varepsilon_{p}\sigma T_{tp_{2}}^{4} - (1-r_{p})\varepsilon\sigma T_{t}^{4}}{1-rr_{p}}.$$
 (27)

Voor de netto straling op vlak b vinden we op dezelfde wijze:

$$ntH_{b} = \frac{(1-r)\gamma_{p}^{2}(r_{su}H_{su} + r_{at}H_{at} + H_{ea}) + (1-r)\gamma_{p}\varepsilon_{p}\sigma T_{bp_{1}}^{4}}{1-rr_{p}} + \frac{(1-r)\varepsilon_{p}\sigma T_{bp_{1}}^{4} - (1-r_{p})\varepsilon\sigma T_{b}^{4}}{1-rr_{p}}.$$
 (28)

In de evenwichtstoestand geldt voor ntH_t :

 $_{nt}$ H_t = warmteafvoer door luchtlagen naar boven + warmteafvoer door isolatie en door houten wand naar beneden + warmteafvoer door houten wand naar buiten.

Een analoge vergelijking geldt dan ook voor ntH_b .

1.2.2. De warmte afvoer door de lucht

Omdat de twee afgesloten luchtlagen boven vlak t van onderen verwarmd worden, kan naast warmtegeleiding ook convectieve warmteoverdracht in deze luchtlagen een rol gaan spelen. Uit de gemeten temperaturen van vlak t blijkt, dat in de zomer gedurende zekere tijd overdag maximale verschillen tussen T_t en T_{at} van ca. 90°C verwacht mogen worden.

Stellen we dat er op een gegeven ogenblik convectie in de dikste luchtlaag boven vlak t optreedt, dan kunnen we voor die laag een schijnbaar warmtegeleidingsvermogen λ_{ap} invoeren, zodat toch geschreven kan worden:

$$H_{ait} = \lambda_{ap} \frac{T_t - T_{t_{p_2}}}{d_2} \text{ cal. cm}^{-2} . \min^{-1}.$$
 (29)

 d_2 is de dikte van de luchtlaag (1,25 cm). Het schijnbaar warmtegeleidingsvermogen λ_{ap} is dus ten gevolge van convectie groter dan λ_{ai} . Ook kunnen we $H_{ai^{\dagger}}$ gelijk stellen aan $a^*(T_t - T_{tp_2})$, waarin a^* cen coëfficiënt van warmteoverdracht is (cal. cm⁻². min⁻¹. °C⁻¹) die geldt voor de hele luchtlaag. a^*d_2 is dus hier gelijk aan λ_{ap} . Wanneer geen convectie optreedt dan geldt:

$$H_{ai} = \lambda_{ai} \frac{T_t - T_{t_{p_2}}}{d_2} \text{ cal. cm}^{-2} . \text{min}^{-1}.$$

In de warmtetechniek wordt bij de bestudering van de warmteoverdracht, b.v. in spouwen waarin een temperatuurgradiënt heerst, gebruik gemaakt van het kengetal van NUSSELT (N_u) . Dit getal, gelijk aan a^*d_2/λ_{ai} , geeft ons een maat voor het optreden van convectie. Wanneer $N_u = 1$, dan is a^*d_2 en dus ook λ_{ap} gelijk aan λ_{ai} en treedt er geen convectie op. Eerst wanneer $N_u > 1$ is er wel convectie, want dan is a^*d_2 en ook $\lambda_{ap} > \lambda_{ai}$.

Bij een bepaald temperatuurverschil ΔT over een horizontale spouw van dikte d kan het NUSSELT-getal gevonden worden uit het bestaande verband tussen N_u en het kengetal van GRASHOF. Het kengetal van GRASHOF (G_R) is gelijk aan

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

 $gd_1^3\beta\Delta T\xi^{-2}$, waarin g = versnelling van de zwaartekracht (cm. sec⁻²), β = uitzettingscoëfficiënt van een gas (1/273), ξ = kinematische viscositeit (cm². sec⁻¹). Het GRASHOF-getal kan dus berekend worden voor iedere waarde van d en ΔT .

Het verband tussen N_u en G_R werd hier ontleend aan DE GRAAF (1952). Het NUSSELT-getal was gelijk aan 1 voor $G_R \leq 1700$. Voor de luchtfilm van 0,6-0,7 cm dikte tussen de polyaethyleenbladen kan berekend worden, dat G_R kleiner dan 1700 is wanneer het temperatuurverschil $(T_{tp_2} - T_{tp_1})$ tussen onder- en bovenkant van de luchtfilm kleiner is dan ca. 50°C. Er treedt dan geen convectie op. Omdat over de totale luchtlaag van (1,25 + 0,65) cm boven vlak t reeds een maximaal temperatuurverschil van ca. 80-90°C kan voorkomen, kunnen we aannemen, dat de temperatuurverschillen tussen T_{tp_2} en T_{tp_1} veelal kleiner zijn dan 50°C, zodat convectieve warmteoverdracht in de dunne luchtfilm altijd verwaarloosbaar klein zal zijn.

Voor de warmtestroom van t_{p_s} naar t_{p_i} geldt, met aanname $T_{t_{p_i}} \approx T_{ai}$:

$$H_{ai^{\dagger}} = \lambda_{ai} \frac{T_{t_{p_2}} - T_{ai}}{d_1 + \alpha} \text{ cal. cm}^{-2}.\text{min}^{-1}, \qquad (30)$$

waarin $d_1 = 0.65$ cm en α de dikte is van een dunne luchtlaag (dit is een grenslaagje) direct buiten t_{p_1} waarin ook geleiding voorkomt.¹ Oplossing van $T_{t_{p_2}}$ uit (29) en substitutie in (30) geeft:

$$H_{ai^{\dagger}} = \frac{\lambda_{ai} \left(T_{t} - T_{ai} - \frac{H_{ai^{\dagger}} d_{2}}{\lambda_{ap}}\right)}{d_{1} + \alpha} \text{ cal. cm}^{-2} \text{ min}^{-1},$$

of:

$$H_{ai^{\dagger}} = \frac{\lambda_{ai} + \lambda_{ap}}{\lambda_{ap} (d_1 + \alpha) + \lambda_{ai} d_2} (T_t - T_{ai}) \text{ cal. cm}^{-2} \text{. min}^{-1},$$

waarin λ_{ap} afhankelijk is van $(T_t - T_{ai})$.

Voor verschillende waarden van $(T_t - T_{ai})$ werden nu de waarden van H_{ait} berekend, waarbij rekening gehouden werd met de verandering van λ_{ap} met de temperatuur.² Ook werd H_{ait} berekend voor het geval, dat er geen convectie optrad in de luchtlagen boven vlak t, maar dat er alleen warmtegeleiding was in de laagdikte van $(d_1 + \alpha + d_2)$ cm, en voor het geval dat er alleen warmtegeleiding was in de dunne luchtfilm van $(d_1 + \alpha)$ cm dikte. De resultaten zijn weergegeven in fig. 7.

Voor $(T_t - T_{ai}) \le 8.4$ °C bleek het getal van GRASHOF voor de lucht boven vlak t kleiner te zijn dan 1700. Er treedt dan geen convectie op en er geldt

¹ De gemiddelde dikte van deze grenslaag voor het buitenoppervlak van het kastje werd op 0,1 tot 0,2 cm gesteld (U. GRIGULL: Die Grundsätze der Wärmeübertragung; Springer-Verlag, Berlin/Göttingen/Heidelberg, 1955).

² Steeds werd eerst een *GR*-getal gekozen, b.v. 17000. Het bijbehorend *N_u*-getal is 2,45 (DE GRAAF, 1952). Het warmtegeleidingsvermogen over de dikste luchtlaag van 1,25 cm is dan 2,45 keer groter geworden. We kunnen echter ook zeggen, dat de dikte van de luchtlaag bij gelijkblijvend warmtegeleidingsvermogen 1,25/2,45 = 0,51 cm geworden is. Uit *GR* = 17000 over 1,25 cm volgt een ΔT van 51 °C. Over (0,8 + 0,51) cm zou dit een temperatuurverschil ($T_f - T_{ai}$) van (0,8 + 0,51)/0,51 × 51 °C = 131 °C zijn. In de dunne luchtlaag van (0,65 + 0,15) cm werd altijd warmtegeleiding aangenomen. Met $\lambda_{ai} = 0,0036$ cal. cm⁻¹. sec⁻¹. °C⁻¹ volgt: $H_{ai} \dagger = \frac{0,0036.131}{1,31} = 0,360$ cal. cm⁻². min⁻¹.





 Φ gives the function:

$$H_{ai\uparrow} = \frac{\lambda_{ai} + \lambda_{ap}}{\lambda_{ap}(d_1 + \alpha) + \lambda_{ai}d_2} (T_f - T_{ai}) = f^{\oplus} (T_f - T_{ai}) \text{ if } (T_f - T_{ai}) > 8.4^{\circ}\text{C};$$

by gives the function:

 $H_{ai\dagger} = \lambda_{ai} 2.05^{-1} (T_{t,b} - T_{ai}) = f^{\textcircled{0}} (T_{t,b} - T_{ai})$ if $T_{ai} = 15^{\circ}C$;

S gives the function:

 $H_{ai\uparrow} = \lambda_{ai} 0.8^{-1} (T_{t,b} - T_{ai}) = f \oplus (T_{t,b} - T_{ai})$ if $T_{ai} = 15^{\circ}$ C.

 $\begin{array}{c} -----: : H_{ai} = 1.93 \ 10^{-3} \ (T_{f,b} - T_{ai}); \\ \hline \\ ----: : H_{ai} = 2.52 \ 10^{-3} \ (T_{t} - T_{ai}); \\ \hline \\ \cdots \\ : H_{ai} = 2.25 \ 10^{-3} \ (T_{t,b} - T_{ai}). \end{array}$

These functions were used in heat-budget computations of the net radiometer. The derivations of the formulas are discussed in the text.

voor de warmtestroom: $H_{ai^{\dagger}} = f^{\textcircled{D}}(T_t - T_{ai})$ cal. cm⁻².min⁻¹. Ook wanneer $(T_t - T_{ai}) < 0$ geldt deze betrekking.

Uit het verloop en de ligging van de lijnen Φ , \otimes en \otimes in figuur 7 volgt direct, dat de aanname: er treedt nergens convectie op, veel minder slecht is dan de

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

aanname: er treedt zoveel convectie op tussen t_{p_2} en t dat $T_{t_{p_2}} \approx T_t$. Met een aanname $T_{t_{p_2}} \approx T_t$ worden veel te grote waarden van Hait berekend.

Het warmtetransport door geleiding in de luchtlagen zou benaderd kunnen worden door:

$$H_{at\uparrow} = 1.93.10^{-3} (T_t - T_{ai}) \text{ cal. cm}^{-2} . \text{min}^{-1}.$$
 (31)

Het warmtetransport door geleiding + convectie in de dikke luchtlaag zou benaderd kunnen worden door:

$$H_{ai^{\uparrow}} = 2,52.10^{-3} (T_t - T_{ai}) \text{ cal. cm}^{-2}. \text{min}^{-1}.$$
 (32)

1.2.3. De warmteafvoer door isolatie en hout naar beneden

Voor de stationnaire warmtestroom loodrecht door de isolatie naar beneden gericht geldt:

$$H_{i\downarrow} = \lambda_i \frac{T_t - T_b}{d_i}$$
 cal. cm⁻². min⁻¹.

Met $\lambda_i \approx 6,0.10^{-5}$ cal. cm⁻¹. sec⁻¹. °C^{-1 1} voor de gemiddelde temperatuur van de isolatie en $d_i = 10,2$ cm vinden we:

$$H_{i\downarrow} = 0.35.10^{-3} (T_t - T_b) \text{ cal. cm}^{-2} \text{ min}^{-1}.$$
 (33)

Met het temperatuurverschil in de houten wanden over de afstand d_i , dit is dus van het ene zwarte oppervlak naar het andere, gelijk aan $(T_t - T_b)$, berekenen we de warmtestroom in het hout van boven naar beneden uit:

$$H_{wo\downarrow} = c_1 \lambda_{wo} \frac{T_t - T_b}{d_i} \text{ cal. } \text{cm}^{-2}.\text{min}^{-1},$$

waarin c_1 de verhouding is tussen het houtoppervlak, dat bij de warmteuitwisseling tussen t en b een rol speelt, en het oppervlak van het isolerend materiaal. Met $\lambda_{wo} \approx 27,0.10^{-5}$ cal. cm⁻¹. sec⁻¹. °C⁻¹, $d_i = 10,2$ cm en $c_1 = 0,22$ vinden we:

$$H_{wot} = 0,35.10^{-3} (T_t - T_b) \text{ cal. cm}^{-2} \text{.min}^{-1}.$$
 (34)

De warmtestroom Hwot door de houten wanden kan evenwel kleiner zijn dan afgeleid werd, omdat:

(1) de gemiddelde afstand waarover warmtegeleiding naar beneden in het hout plaats vindt groter kan zijn dan d_i ,

(2) het temperatuurverschil over die afstand kleiner zal zijn dan $(T_t - T_b)$,

(3) de horizontale temperatuurgradiënt in het hout groter zal zijn dan de verticale. Immers het verschil tussen de luchttemperatuur aan de binnenzijde van het hout en de buitenluchttemperatuur T_{at} zal veelal groter zijn dan het temperatuurverschil in het hout aan de boven- en benedenzijde van het kastje.

1.2.4. De warmteafvoer door de houten wanden naar buiten

Voor het stationnaire warmtetransport door de grenslaagjes α_1 en α_2 en door de houten wand (zie fig. 8) kunnen we schrijven:

¹ De thermische gegevens werden ontleend aan: SMITHSONIAN PHYSICAL TABLES (1954); LANDOLT-BÖRNSTEIN: Zahlenwerte und Funktionen (1955).



 $H_{wo}^{+} = c_2 \lambda_{ai_1} \frac{T_y - T_1}{\alpha_1}$ cal. cm⁻². min⁻¹; (35)

$$H_{wo} = c_2 \lambda_{wo} \frac{T_1 - T_2}{d_{wo}}$$
 cal. cm⁻².min⁻¹; (36)

$$H_{wo} = c_2 \lambda_{ai_2} \frac{T_2 - T_{ai}}{\alpha_2}$$
 cal. cm⁻².min⁻¹. (37)

FIG. 8. Heat conduction across the plywood frame of "poor man's radiometer".

Oplossing van T_1 en T_2 uit (35) en (37) en substitutie in (36) geeft met $\lambda_{ai_1} \approx \lambda_{ai_2}$:

$$H_{wo} = c_2 \frac{\lambda_{ai} \cdot \lambda_{wo}}{\lambda_{ai} d_{wo} + \lambda_{wo} (\alpha_1 + \alpha_2)} (T_y - T_{ai}) \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \min^{-1},$$

waarin c_2 de verhouding is tussen het houtoppervlak, dat bij horizontale warmteuitwisseling tussen de lucht boven vlak t en de buitenlucht een rol speelt en het oppervlak van het isolerend materiaal. T_y is de gemiddelde luchttemperatuur boven vlak t. Met: $\lambda_{ai} \approx 6,0$. 10⁻⁵ cal. cm⁻¹. sec⁻¹. °C⁻¹; $\lambda_{wo} \approx 27,0$. 10⁻⁵ cal. cm⁻¹. sec⁻¹. °C⁻¹; $\alpha_1 = \alpha_2 \approx 0,15$ cm; $c_2 \approx 0,30$ en $T_y \approx (T_t + T_{ai})/2$ berekenen we voor de warmtestroom door de houten wand naar buiten:

$$H_{uv} = 0.93. \ 10^{-3} (T_t - T_{ai}) \ cal. \ cm^{-2} \ min^{-1}.$$
 (38)

Het is moeilijk de factor c_2 precies te bepalen. Eenzelfde uitdrukking kan afgeleid worden voor de warmtebeweging door het hout aan de onderzijde van de netto stralingsmeter.

1.2.5. De werkformules

Voor $n_t H_t$ kunnen we nu schrijven:

$$_{nt}\mathbf{H}_{t}=\mathbf{H}_{ai^{\uparrow}}+\mathbf{H}_{i^{\downarrow}}+\mathbf{H}_{wo^{\downarrow}}+\mathbf{H}_{wo}^{\leftarrow},$$

of:

$$n_{t}H_{t} = f^{\oplus}(T_{t} - T_{ai}) + 2.0,35.10^{-3}(T_{t} - T_{b}) + 0.93.10^{-3}(T_{t} - T_{ai}) \text{ cal. cm}^{-2}.\text{min}^{-1}, \quad (39a)$$

voor $(T_t - T_{ai}) > 8,4^{\circ}$ C, en:

$$n_t H_t = f^{\oplus} (T_t - T_{ai}) + 2.0,35.10^{-3} (T_t - T_b) + + 0,93.10^{-3} (T_t - T_{ai}) \text{ cal. cm}^{-2} \text{.min}^{-1}, \quad (39b)$$

voor $(T_t - T_{ai}) \leq 8,4$ °C.

Omdat de luchtlagen onder het onderste zwarte oppervlak b van boven verwarmd worden, waarbij de temperaturen van dit vlak overdag nog veel lager zijn dan van vlak t, zal in deze luchtlagen geen convectie optreden (DE GRAAF, 1952). Voor de warmte, die door de lucht van dit oppervlak afgevoerd wordt, geldt dan met $T_{bp_1} = T_{at}$:

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

$$\mathbf{H}_{ai} = \lambda_{ai} \frac{T_b - T_{ai}}{d_1 + \alpha + d_2} \text{ cal. } \mathrm{cm}^{-2}.\mathrm{min}^{-1}$$

In de evenwichtstoestand mogen we nu voor de warmtebalans van b schrijven:

$$_{nt}\mathbf{H}_{b}=\mathbf{H}_{ai\downarrow}-\mathbf{H}_{i\downarrow}-\mathbf{H}_{wo\downarrow}+\mathbf{H}_{wo}^{\leftarrow},$$

of:

$$_{nt}H_b = f^{\oplus} (T_b - T_{ai}) - 2.0,35.10^{-3}(T_i - T_b) + + 0,93.10^{-3}(T_b - T_{ai}) \text{ cal. cm}^{-2} \text{ min}^{-1}.$$
 (40)

Nu geldt ook:

$$(27) - (28) = (39) - (40).$$

Met
$$T_{t_{p_1}} = T_{b_{p_1}} = T_{ai}$$
 volgt:
(27)-(28) = $\frac{(1-r)\gamma_p^2 n_t H + (1-r)\varepsilon_p \sigma(T_{t_{p_2}} - T_{b_{p_2}} - T_{b_{p_2}} - (1-r_p)\varepsilon\sigma(T_t - T_b - T_b)}{1 - rr_p}$, (41)

en:

$$(39) - (40) = f^{\oplus}(T_t - T_{ai}) - f^{\oplus}(T_b - T_{ai}) + 4.0,35.10^{-3}(T_t - T_b) + 0,93.10^{-3}(T_t - T_b).$$
(42)

(41) = (42) geeft nu:

$${}_{nt}H = \frac{1 - r_p}{(1 - r)\gamma_p^2} \varepsilon \sigma (T_t^4 - T_b^4) - \frac{1}{\gamma_p^2} \varepsilon_p \sigma (T_{t_{p_2}} - T_{b_{p_2}} + T_{b_{p_2}} + \frac{1 - rr_p}{(1 - r)\gamma_p^2} \{ f^{\oplus} (T_t - T_{ai}) - f^{\oplus} (T_b - T_{ai}) + 2,33, 10^{-3} (T_t - T_b) \}.$$
(43)

De transmissie van polyaethyleen (polytheen) voor lang- en kortgolvige straling is zeer groot. Er zijn nauwe absorptiebanden bij λ van ca. 3,5 μ , 6,9 μ . en 13,9 μ , maar voor de andere golflengten mag de transmissiecoëfficiënt van polytheen van 0,05-0,1 mm dikte bij loodrecht invallende straling op 0,85 à 0,90 en de reflectiecoëfficiënt op 0,06 à 0,08 gesteld worden. (TRICKETT en GOULDEN, 1958; en volgens waarnemingen van het METEOR. OBS. HAMBURG). Uit de gegevens van Suomi en KUHN voor de transmissie van polyaethyleen

van 0,01 mm dikte volgt, dat voor 0,3 $\mu \leq \lambda \leq 3 \mu \gamma_p$ gelijk is aan ca. 0,92. De maximale stralingsintensiteit van een zwart lichaam met temperaturen van 15°C tot 90°C ligt in het golflengte gebied van ca. 11 μ tot ca. 8 μ. Ook voor deze golflengten is de transmissiecoëfficiënt hoog, ca. 0,94. In onze berekening stellen we voor loodrecht invallende straling $\gamma_p = 0.92$, $r_p = 0.07$ en r = 0.02. In de term $1/\gamma_p^2 \varepsilon_p \sigma(T_{tp_2} - T_{bp_2} + T_{bp_2})$ zijn T_{tp_2} en T_{bp_2} onbekend. Deze term wordt echter verwaarloosbaar omdat de emissiecoëfficiënt ε_p van polyaethyleen

voor langgolvige straling zeer klein is. Met $\varepsilon = 0.98$ gaat (43) nu over in de eindformules:

$$ntH = 1,07 \ \sigma(T_t^4 - T_b^4) + 1,16 \left\{ f^{\oplus} (T_t - T_{ai})^{-1} - f^{\oplus} (T_b - T_{ai}) + 2,33, 10^{-3} (T_t - T_b) \right\} \text{ cal. cm}^{-2} \text{. min}^{-1}, \quad (44a)$$

voor $(T_t - T_{ai}) > 8,4^{\circ}C$, en:

$$ntH = 1,07 \sigma(T_t^4 - T_b^4) + 1,16 \{ f^{(2)}(T_t - T_b) + 2,33, 10^{-3}(T_t - T_b) \} \text{ cal. cm}^{-2} \text{.min}^{-1}, \quad (44b)$$

voor $(T_t - T_{ai}) \leq 8,4$ °C.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

2,33. 10^{-3} $(T_t - T_b)$ is ontstaan uit de som van o.a. 2 termen ((34) en (38)) waarvan de ene iets te groot en de andere iets te klein berekend kan zijn.

Wanneer T_{ai} niet bekend is, zou ntH vereenvoudigd kunnen worden door (zie fig. 7):

$$ntH = 1,07 \sigma(T_t^4 - T_b^4) + 1,16 \{2,25, 10^{-3}(T_t - T_b) + 2,33, 10^{-3}(T_t - T_b)\} \text{ cal. cm}^{-2}, \min^{-1},$$

of:

$$_{nt}H = 1,07 \sigma(T_t - T_b^4) + 0,0053 (T_t - T_b) \text{ cal. cm}^{-2}. \text{min}^{-1}.$$
 (45)

Een term ter grootte van +0.3. 10^{-3} $(T_t + 1.2T_b - 2T_{ai})$ cal. cm⁻².min⁻¹ wordt dan verwaarloosd.

Omdat op heldere dagen midden op de dag $(T_t - T_{ai})$ groot kan zijn worden met de vereenvoudigde term 2,25. 10^{-3} $(T_t - T_{ai})$ te kleine waarden voor $H_{ai^{\dagger}} - H_{ai^{\dagger}}$ en dus ook te kleine waarden voor ntH berekend. Op bewolkte dagen met minder hoge $(T_t - T_{ai})$ waarden gedurende kortere tijd, zullen de absolute verschillen tussen ntH uit (45) en ntH uit (44) uiteraard kleiner zijn. Voor $(T_t - T_{ai}) \leq 8,4$ °C, dit is b.v. 's nachts het geval, heeft het geen zin vorm (45) te gebruiken, omdat dan $H_{ai^{\dagger}} = f^{\oplus}(T_t - T_{ai})$ en $H_{ai^{\dagger}} = f^{\oplus}(T_b - T_{ai})$, zodat ntHdirect uit (44b) berekend kan worden. De verschillen in netto straling berekend volgens (44b) en (45) zullen bij lage $(T_t - T_{ai})$ waarden echter klein zijn.

De vormen voor ntH bij warmte-evenwicht werden hier afgeleid voor loodrecht invallende straling. Bij lagere zonnestanden vangen ook de buitenkanten van het instrument meer straling op, maar vooral is dan de reflectiecoëfficiënt van het polyaethyleen onder deze omstandigheden groter en dus de transmissiecoëfficiënt kleiner. Dit zal vooral gelden voor de directe zonnestraling.

Uit (47) volgt, dat met kleinere waarden van γ_p een grotere netto straling berekend wordt dan met handhaving van γ_p voor loodrechte instraling. SUOMI en KUHN vonden experimenteel dat de verhouding tussen de netto straling, gemeten met een geventileerde stralingsmeter en met de "economical radiometer" voor zonshoogten van 75°, 35° en 20° gelijk was aan resp. 1,1, 1,2 en 1,3. Er werden dus met dit instrument bij lage zonnestanden te lage ntH waarden berekend. Over de verwaarlozing van de verandering in γ_p en over de straling op de houten wanden bij lage zonnestanden schrijven zij: "...however, at most latitudes the error in the total daily radiation will be small...".¹

Met de invoering van een grotere reflectiecoëfficiënt bij lage zonnestanden en met gebruik van T_{at} wordt de berekening van ntH weer vrij gecompliceerd en verliest dit instrument aan waarde als een eenvoudige netto stralingsmeter.

Omdat de "economical radiometer" groot is en het hout toch een vrij grote warmtecapaciteit bezit, ca. 0,35 cal. gr^{-1} . °C⁻¹ voor temperaturen van 0-100 °C, zal met een vrij lange insteltijd (20-30 min), dit is de tijd waarin het warmteevenwicht bereikt wordt, rekening gehouden moeten worden. Vooral bij een

¹ Stellen we de transmissiecoëfficiënt van polyaethyleen voor kortgolvige straling in verg. (27) gelijk aan $\gamma_p - \Delta \gamma_p$, waarin $\Delta \gamma_p$ de verandering van de coëfficiënt bij lage zonnestanden is, dan vinden we als gecorrigeerde netto straling: $_{ni}H = _{nt}H(\text{uit}(43)) + (2,1 \Delta \gamma_p - 1,16 \Delta \gamma_p^2)$ cal.cm⁻².min⁻¹. Wanneer $\Delta \gamma_p$ gelijk is aan 0,1, 0,2 en 0,3, d.w.z. wanneer de reflectiecoëfficiënten gelijk zouden zijn aan resp. 0,17, 0,27 en 0,37, dan wordt $_{ni}H$ uit (43) met resp. ca. 20, 37 en 53% van H_{su} groter. Bij lagere zonnestanden neemt echter niet alleen γ_p maar ook H_{su} snel af.

sterke en wisselende instraling zal overdag dit evenwicht niet altijd bereikt worden, zodat op een bepaald tijdstip dan een te grote of een te kleine netto straling berekend wordt. De periode waarover ntH totaal geïntegreerd kan worden zal onder deze omstandigheden veelal niet korter dan de daglengte kunnen ziin.

1.3. Enkele meetresultaten

1.3.1. De gemeten dagelijkse gang van de netto straling

Fig. 9, ontleend aan gegevens van SUOMI en KUHN, geeft een vergelijking tussen de netto straling per uur (boven gras?) op 26/7/'56 te Madison, Wisconsin (V.S.), gemeten met een geventileerde stralingsmeter van SUOMI, FRANSILLA en ISLITZER en met de "poor man's radiometer". De netto straling was uit de temperatuurgegevens van de "poor man's radiometer" berekend volgens:1

$$ntH = 1,25 \sigma(T_t^4 - T_b^4) + 0,0025 (T_t - T_b) \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \min^{-1}.$$
 (46)

Deze in Amerika opgestelde formule, waarin γ_p en T_{at} niet als veranderlijke voorkomen, wordt opgegeven tot op 3-5 % nauwkeurig. Met (46) wordt echter over een heel etmaal een ca. 10 % lagere waarde voor ntH berekend dan gemeten werd met de geventileerde stralingsmeter.



FIG. 9. Diurnal variations of the net radiation, measured with a ventilated radiometer of good accuracy (-----) and measured with the "poor man's radiometer" (-----) when the temperatures of the upper and lower blackened surfaces, averaged over one hour, are substituted in (46). The measured net radiation amounts to 298,2 and 269,0 cal. cm⁻².24 hrs⁻¹ respectively. Data from SUOMI and KUHN, Madison, Wisconsin (43° N.L.).

Fig. 10 en fig. 11 geven de dagelijkse gang van de netto straling en van de luchttemperatuur op 2 m hoogte te Wageningen (52° NB) op een stralingsdag

¹ Deze uitdrukking wordt als werkformule opgegeven door de leveranciers van de "poor man's radiometer": AGMET PRODUCTS Co, Middleton, Wisconsin.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

(3/9/58) en een bewolkte dag (16/7/58). De netto straling per minuut berekend volgens de benaderingsformule (45) ligt overdag, dit is dus met positieve ntH, onder de ntH waarden berekend volgens (44). Omdat voor T_{ai} de luchttemperatuur op 2 m genomen werd en het instrument ca. 1,50 m boven de grond opgesteld was, kunnen $(T_t - T_{ai})$ en $(T_b - T_{ai})$ in (44) iets te groot berekend zijn. De fout zal echter zeer klein zijn.

De verschillen in de berekende nachtelijke uitstraling zijn zowel voor bewolkte als voor stralingsnachten klein. Tussen de benaderingsformule (45) en de bij het instrument opgegeven werkformule (46) bestaat een zeer goede overeenstemming. Zij geven beide nagenoeg dezelfde resultaten. Met de hier afgeleide uitdrukkingen (44a) en (44b) werd voor een heel etmaal, met een constante γ_p echter afhankelijk van T_{ai} , steeds een 10–15 % grotere netto straling berekend dan volgens (45) of (46).¹



FIG. 10. Diurnal variations of some radiant flux densities measured above short grass under a clear sky at Wageningen (3/9)'58). — — = total global radiation H_{su} ; ……… = reflected total global radiation $r_{su}H_{su}$. (r_{su} estimated according to table 7); ……… = net radiation $n_t H$, computed from (44); — $= n_t H$ computed from (45); — ……… = $n_t H$ computed from (46). The agreement between the formulas (45) and (46) is reasonable. Formula (44) gives somewhat higher values of $n_t H$. The heat capacity of the net radiometer and the use of γ_p for vertical irradiation under low solar altitudes causes a shift in the points $n_t H = 0$ of abt. one hour. However, the values of $n_t H$ at noon are too high. The net radiation computed from (44) and (46) amounts to 200,3 and 176,4 cal. cm⁻².24 hrs⁻¹ respectively and amounts to 75,0 and 70,5 cal. cm⁻².night⁻¹ respectively. $t_1 =$ sunrise; $t_2 =$ sunset; — …… = air temperature at 200 cm height (°C). Further details are discussed in the text.

De nachtelijke netto uitstraling, dit is $\{H_{ea} - (1 - r_{at}) H_{at}\}$, bedroeg hier bij heldere hemel ca 0,11 cal. cm⁻². min⁻¹. Steeds is dan $H_{ea} > (1 - r_{at})H_{at}$. Tijdens

¹ Op enkele dagen in de zomer van 1958 werd in Ames (Iowa, V.S.) de netto straling overdag met drie verschillende netto stralingsmeters gemeten. Uit cijfers bleek, dat de meetresultaten van de "poor man's radiometer" ca 14% lagere waarden gaven vergeleken met de resultaten van de andere stralingsmeters. Met (44) zouden waarschijnlijk beter overeenstemmende waarden berekend zijn.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)



FIG. 11. Total global radiation, net radiation and air temperature measured above short grass under a cloudy sky at Wageningen $(16/7)^{1}58)$. $= H_{su};$ $= n_{t}H$, computed from formula (44); $= n_{t}H$, computed from (46); = air temperature at 200 cm height (°C). The net radiation computed from (44) and (46) amounts to 51,0 and 44,0 cal. cm⁻¹. 24 hrs⁻¹ respectively and amounts to 16,0 cal. cm⁻². night⁻¹. Sometimes H_{su} equals $n_{t}H$ or becomes somewhat greater. This is caused by the slow response of the net radiometer. The differences between the results of formulas (45) and (46) were negligible on such days. $t_{1} = \text{sunrise}; t_{2} = \text{sunset}.$

zware bewolking is de nachtelijke uitstraling klein, 0-0,02 cal. cm⁻². min⁻¹ (zie ook fig. 21). De temperatuur van het uitstralend oppervlak van de aarde is dan ongeveer gelijk aan de temperatuur van de onderkant van het wolkendek, zodat $H_{ea} \approx H_{at}$. Deze resultaten zijn in goede overeenstemming met die van

SAUBERER (1951). Nemen we voor 3/9/58 het dagelijkse verloop van r_{su} volgens tabel 7, dan Nemen we voor 3/9/58 het dagelijkse gang van H_{su} en uit het berekende verloop blijkt uit de hier gemeten dagelijkse gang van H_{su} en uit het berekende verloop van $_{nt}H$, dat er twee tijdstippen zouden zijn, ca. 09.30 uur en ca. 14.30 uur, waarop $_{nt}H = H_{su}(1-r_{su})$, waaruit zou volgen dat dan $H_{ea} = (1-r_{at})H_{at}$. waarop $_{nt}H = H_{su}(1-r_{su})$, waaruit zou volgen dat dan $H_{ea} = (1-r_{at})H_{at}$. Van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was Van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was van 09.30 uur tot 14.30 uur zou dan $H_{ea} < (1-r_{at})H_{at}$. Om ca. 12.00 uur was het witstralend het was bet witstralend in the second seco

SCHER, 1954). Omdat juist midden op een stralingsdag de temperatuur van het uitstralend oppervlak gestegen zal zijn, is het ook niet te verwachten dat op 3/9/58 Hat

groter wordt dan H_{ea} . Er werd boven een goed gesloten kort grasdek gemeten, zodat met de waarden uit tabel 7 r_{su} waarschijnlijk niet te hoog geschat werd. De kortgolvige den uit tabel 7 r_{su} waarschijnlijk niet te hoog geschat werd. De kortgolvige zonnestraling H_{su} werd met twee solarimeters gemeten. De meetresultaten waren gelijk. Ook uit een vergelijking met de resultaten van DE VRIES (1955)

blijkt niet, dat H_{su} om \pm 12.00 uur op een stralingsdag in september met ca. 0,8 cal. cm⁻².min⁻¹ te laag gemeten werd.

Het is nu waarschijnlijk, dat bij de sterke instraling het bovenste zwarte oppervlak niet in het hier veronderstelde warmte-evenwicht met de omgeving gekomen is. De temperatuur T_t moet van ca. 09.30 tot ca. 14.30 uur feitelijk te hoog geweest zijn, waardoor ntH te groot berekend werd. Ten gevolge van de grote warmtecapaciteit van het instrument en door de fout in γ_p zal's morgens en misschien ook tegen zonsondergang echter een te lage waarde van ntH berekend zijn.

Na zonsopkomst, om ca. 05.00, uur is er een tijdstip waarop ntH = 0. Dan geldt $H_{su}(1 - r_{su}) = \{H_{ea} - (1 - r_{at})H_{at}\}$. Nemen we aan, dat H_{ea} nog maar weinig toegenomen is, dan moet de netto uitstraling nog ca. 0,1 cal. cm⁻². min⁻¹ bedragen. Met $r_{su} = \pm 0,22$ volgt, dat H_{su} dan gelijk moet zijn aan 0,127 cal. cm⁻².min⁻¹. Op 3/9/'58 had H_{su} die waarde om ± 06.15 uur en niet om 07.10 uur. Reeds om ± 06.15 uur zal ntH gelijk 0 geweest moeten zijn, terwijl met deze netto stralingsmeter toen nog een negatieve waarde gemeten werd. De vrij grote horizontale afstand tussen de H_{su} -curve en de ntH-curve van 05.00 uur tot 09.00 uur zou hiermede verklaard kunnen worden. Het kan zijn, dat de invloed van de fout in γ_p tegen zonsondergang zwaarder weegt dan de invloed van de warmtecapaciteit van het instrument en dat ook dan ntH te laag berekend werd. 's Morgens werken de beide factoren in één richting. De conclusie dat de netto straling ongeveer 1 uur na zonsopkomst en misschien 1 à 1.50 uur voor zonsondergang gelijk 0 is, kan steun vinden in de stralingsliteratuur.

's Nachts zal de netto stralingsmeter wel in goed warmte-evenwicht met de omgeving staan. De fout in de over een heel etmaal, van t = 00.00 tot t = 24.00 uur, geïntegreerde netto straling zal dan ook klein zijn.

1.3.2. Een vergelijking met correlatieformules

Fig. 12 geeft een vergelijking tussen de gemeten en de gedeeltelijk volgens formules berekende netto straling boven kort gras voor enkele zeer heldere en zwaarbewolkte etmalen te Wageningen in de periode half juni t/m half september 1958.

De netto uitstraling, ntH_{ea} , per etmaal werd berekend uit:

$$ntH_{ea} = \varepsilon_{ea}\sigma \overline{T}_{ai}^4 \{1 - f(\overline{e}_d)\} \{f(\overline{m}_{24})\}.$$

Met $(\overline{m}_{24} + n/N) = 1$, $\varepsilon_{ea} = 0.97$ en met e_a in mm Hg, vinden we voor een heel etmaal:

$$ntH_{ea} = 0.97 \ \sigma \overline{T}_{ai}^4 \left\{ 1 - (0.44 + 0.092 \sqrt{\overline{e}_d}) \right\} \left\{ 0.10 + 0.90 \ n/N \right\}$$

volgens PENMAN (1948),

$$ntH_{ea} = 0.97 \ \sigma \overline{T}_{ai}^{4} \left\{ 1 - (0.53 + 0.077 \ \sqrt{e}_{d}) \right\} \left\{ 0.20 + 0.80 \ n_{N} \right\}$$

naar de nieuwere inzichten van PENMAN (KRAMER, 1957),

$$ntH_{ea} = 0.97 \ \sigma \overline{T}_{ai}^4 \left\{ 1 - (0.59 + 0.049 \sqrt{\bar{e}_d}) \right\} \left\{ 0.24 + 0.76 \ n_N \right\}$$

volgens GEIGER (1950),

$$ntH_{ea} = 0.97 \ \sigma \overline{T}_{ai}^4 \{1 - (0.61 + 0.058 \sqrt{\overline{e}_d})\} \{1 - 0.72 \ \overline{m}_{aa}^2\}$$

volgens BUDIKO (1956) voor 52° NB.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

 H_{su} werd met een Kipp-solarimeter gemeten. Met $r_{su} = 0,20$ volgt $_{nt}H$ per etmaal uit 0,80 $H_{su} - nt H_{ea}$.¹

Voor toepassing van bovengenoemde formules zou de periode van één etmaal feitelijk te kort zijn. Toch werden met de formules van GEIGER en BUDIKO op de geheel bewolkte etmalen ondanks deze korte perioden vrij goede waarden voor $_{ni}H$ berekend. De fouten in $f(\overline{e}_a)$ en in de aanname $\overline{T}_{ea} = \overline{T}_{ai}$ waren op deze dagen ook uiteraard kleiner. Op de heldere etmalen werden hier met de nieuwe formule van PENMAN de beste waarden gevonden.



FIG. 12. Measured net radiation and computed net radiation on single days under different cloud conditions. \Box = according to the formula of GEIGER; \bigcirc = according to BUDIKO; ∇ , \bullet = according to the old and new formula of PENMAN respectively. Under a cloudy sky $(0,5 \le \overline{m}_{24} \le 1,0)$ the formulas of GEIGER and BUDIKO give the best results. Under a clear sky the best results were obtained with the new formula of PENMAN. The discrepancies on 25/7/58, 27/8/58 and on 6/9/58 are caused by different cloud conditions during the daytime and the night $(\overline{m}_d < \overline{m}_n)$. In general the computations give reasonable results.

Tijdens de periode waarmee met de netto stralingsmeter gewerkt werd, waren de etmalen van 25 juli, 27 augustus en 6 september overdag wel helder maar was er bij ieder een vrij zware nachtelijke bewolking, die de uitstraling vergeleken bij de heldere etmalen met resp. ca. 60, 30 en 30 cal. cm⁻².etm⁻¹ verminderde (tabel 15).

¹ Alle benodigde meteorologische gegevens werden ontleend aan de waarnemingen, gedaan op het Laboratorium voor Natuur- en Weerkunde te Wageningen.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1–93 (1959)

TABLE 15. The measured net radiation by day, at night and for 24 hours and the computed net radiation for 24 hours on days under equal cloud conditions during the dayby day and night $((\overline{m}_{24} + n/N) = 1)$, and on days with different cloud conditions by day and night $((\overline{m}_{24} + n/N) \neq 1)$. $n_t H =$ net radiation, cal. cm⁻², t⁻²; n/N == sunshine percentage; \overline{m}_d and \overline{m}_n = parts of the sky, in tenth, covered by clouds during the day and the night model. during the day and the night respectively.

•.		(m ₂	(4 + n/N)	<i>≠</i> 1	$(\overline{m}_{24} + n/N) = 1$						
		25/7/58	27/8/58	6/9/58	5/8/58	20/7/58	2/9/58	1/9/58	3/9/58		
$m/N = (1 - \overline{m}_d)$ \overline{m}_n		0,70 0,9–1,0	0,66 0,6	0,68 0,7–0,8	0-0,1 0,9	0,30 0,7	0,74 0,3	0,75 0,2	0,77 0,2		
nıH	daytime night 24 hours	407 10 397	288 37 251	231 30 201	124 15 109	240 32 208	248 64 184	244 65 179	246 . 70 176		
	computed 24 hrs	300	225	163	111	207	188	181	173		

De nachtelijke bewolking kon hier uit de continue registraties van de netto stralingsmeter en uit het temperatuurverloop van de lucht geconstateerd en geschat worden. De etmalen met lichte bewolking overdag maar met zwaardere bewolking 's nachts vertonen een versterkt "broeikas effect". (Vergelijk 3/9/'58 met 6/9/'58). Omdat in de bovengenoemde formules voor ntH_{ea} , $f(\overline{m}_{24})$ berekend werd uit het zonneschijnpercentage, werden voor de netto uitstraling op deze etmalen te hoge en dus voor de netto straling te lage waarden gevonden. De grote afwijking tussen de gemeten en de berekende $_{nt}H$ op deze data kan dus hier voornamelijk met de fout in $f(\overline{m})$ verklaard worden. Ook met een betere berekening van $f(\overline{m})$, b.v. volgens (22), moet nog voor de korte perioden met een mogelijke fout in $f(\bar{e}_d)$ en in de aanname $\bar{T}_{ea} = \bar{T}_{ai}$ rekening worden gehouden.

Op de dagen waarvoor $f(\overline{m})$ wel goed berekend was, nl. de geheel heldere en de bewolkte, bleken evenwel deze fouten in $f(\vec{e}_d)$, in $\overline{T}_{ea} = \overline{T}_{al}$ en in de aanname $r_{su} = 0,20$ voor kort gras hier niet bijzonder groot te zijn.

1.3.3. Het verband tussen ntH en H_{su}

Teneinde tot een snellere schatting van de netto straling te komen, kan gezocht worden naar een echvoudig verband tussen ntH en de gemeten dagelijkse

Uit $_{nt}H = (1 - r_{su})H_{su} - \{\varepsilon_{ea}\sigma\overline{T}_{ea}^4 - \varepsilon_{ea}\sigma\overline{T}_{ai}^4f(\bar{e}_d)\}\{f(\bar{m}_{24})\}$ cal. cm⁻². etm⁻¹ volgt, dat de relatie tussen $_{nt}H$ en H_{su} lineair is, indien de term $_{nt}H_{ea} = \{\varepsilon_{ea}\sigma\overline{T}_{ea}^4 - \varepsilon_{ea}\sigma\overline{T}_{ea}^4f(\bar{e}_{ea})\}\{f(\bar{m}_{24})\}$ cal. cm⁻². etm⁻¹ = { $\varepsilon_{ea}\sigma \overline{T}_{ea}^4 - \varepsilon_{ea}\sigma \overline{T}_{ai}^4 f(\overline{e}_d)$ } { $f(\overline{m}_{24})$ } niet varieert. Omdat H_{su} en $_{nt}H_{ea}$ sterk afhankelijk zijn van bewolking, in die zin dat ze beide afnemen of toenemen met resp. toenemende of afnemende bewolking, zal er voor perioden, waarin licht-, zwaar- en onbewolkte dagen voorkomen, uiteraard een verband zijn tussen

Ook uit de ligging van de punten voor onbewolkte en zwaarbewolkte dagen in september ten opzichte van de overeenkomstige dagen in juni, juli en augustus blijkt, dat de relatie tussen H_{eu} en ntH_{ea} over deze perioden voornamelijk ontstaan is door de term $f(\overline{m}_{24})$ in de uitdrukking voor $n_t H_{ea}$, en dat { $\varepsilon_{ea}\sigma \overline{T}ea^4$ $-\varepsilon_{ea}\sigma \overline{T}_{ai}^{4}f(\overline{e}_{a})$ } hierop van weinig invloed is.¹ Voor dagen met een constante of

¹ De laatstgenoemde term kan in principe wel van invloed zijn wanneer de netto straling oven een laag en hoog gewas met elkaar varietel boven een laag en hoog gewas met elkaar vergeleken wordt omdat dan \overline{T}_{ea} kan variëren

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1–93 (1959)





bijna constante waarde voor $f(\overline{m}_{24})$ over een heel etmaal kunnen we hier voor de netto straling schrijven:

$$_{nt}H = (1 - r_{su}) H_{su} - C \text{ cal. cm}^{-2} \text{.etm}^{-1},$$
 (47)

waarin C gelijk is aan een constante gemiddelde waarde van ntH_{ea} voor die

dagen. Voor alle heldere dagen $(n_N \ge 0.64)$ in juni, juli, augustus en half september bleek hier $C \approx 150$ cal. cm⁻². etm⁻¹, voor alle zwaarbewolkte dagen $(n_N \le 0.10)$ bleek $C \approx 50$ cal. cm⁻². etm⁻¹. Voor de hier tussenin liggende dagen is het interval $0.20 \le n_N \le 0.50$ te groot om de uitstraling constant te stellen. Met $r_{su} = 0.20$ voor kort gras moeten we nu voor de geheel bewolkte en voor de heldere etmalen resp. vinden:

 $_{nt}H \approx 0,80 \ H_{su} - 50 \ \text{cal. cm}^{-2} \ \text{etm}^{-1},$ (48)

$$_{nt}H \approx 0.80 \ H_{su} - 150 \ \text{cal. cm}^{-2} \ \text{etm}^{-1}.$$
 (49)

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

en:

Wordt voor C geen constante of bijna constante waarde genomen, dus worden perioden beschouwd waarin de bewolkingsgraad sterk varieert, dan moet gelden:

$$_{nt}H = (1 - r_{su}) H_{su} - f(H_{su}) \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{etm}^{-1},$$
 (50)

waarin $f(H_{su})$ af hankelijk is van de tijd van het jaar.

Het verband tussen de gemeten totale straling H_{su} en de gemeten netto straling (in cal. cm⁻².etm⁻¹) boven gras, voor geheel bewolkte etmalen ($0 \le n/N \le 0,10$) en voor heldere etmalen ($0,64 \le n/N \le 1,0$) in de periode half juni t/m half september (fig. 14), komt goed overeen met de uitdrukkingen (48) en (49). De regressielijnen van Y (= ntH) op $X (= H_{su})$ werden bepaald volgens de methode van de kleinste kwadraten, waarbij X foutloos werd verondersteld. Omdat de nachtelijke uitstraling op dagen met een kleine waarde van $f(\overline{m}_{24})$ over het hele etmaal tijdens de hier beschouwde periode zeer klein is, 10 - 18 cal. cm⁻², en op dagen met een grote waarde van $f(\overline{m}_{24})$ groot is, 50-80 cal. cm⁻², zal het verband tussen de netto straling over dag en H_{su} op bewolkte etmalen niet veel afwijken van dat tussen de netto straling over een heel etmaal en H_{su} . Op heldere dagen zal dit verschil wel groter zijn.

We vinden hier:

$$_{nt}H = 0,79 \ H_{su} - 26,6 \ \text{cal.} \ \text{cm}^{-2} \ \text{dag}^{-1},$$
 (51)

en:

$$_{ut}H = 0.87 H_{su} - 104.0 \text{ cal. cm}^{-2}.\text{dag}^{-1},$$
 (52)

voor resp. de zwaarbewolkte en heldere dagen in de waarnemingsperiode. Deze relaties komen goed overeen met de regressielijnen die SHAW (1956) vond bij metingen van ntH en H_{su} in Ames (V.S.) in 1954: voor niet heldere dagen $(0 \le n/N \le 0.75)$ over de periode juni t/m november $ntH = 0.75 H_{su} - 21.4$ cal. cm⁻².dag⁻¹, en voor geheel heldere dagen ($0.75 \le n/N \le 1.0$) over deze periode: $ntH = 0.87 H_{su} - 84.0$ cal. cm⁻².dag⁻¹.

Omdat het interval $0 \le n/N \le 0.75$ feitelijk te groot is, waardoor dus $ntH_{ea} = f(H_{su})$, vindt SHAW een vrij grote spreiding van de waarnemingspunten voor zijn "cloudy days". In oktober en november liggen de punten voor die dagen soms duidelijk op lijnen volgens (50), waardoor 0,25 een schijnbare "reflectiecoëfficiënt" van gras kan zijn.^{1,2}

Voor etmalen waarvoor geldt $\overline{m}_{24} = (1 - n/N) = 0,70$ vonden wij uit onze metingen:

$$_{nt}H = 0.83 H_{su} - 61.0 \text{ cal. cm}^{-2} \text{ .dag}^{-1}$$

en:

$_{nt}H = 0.83 H_{su} - 95.0 \text{ cal. cm}^{-2}.\text{etm}^{-1}.$

Uit de waarnemingen zou voor de heldere dagen een gemiddelde dagelijkse reflectiecoëfficiënt van kort gras voor kortgolvige straling volgen van ca. 14 %. Dit is laag vergeleken met de vermelde waarden in tabel 7. De geheel bewolkte

¹ Volgens (44) werden iets hogere waarden voor $_{nt}H$ gevonden. Uitdrukkingen (51) en (52) gaan dan over in:

 $_{nt}H = 0.81 H_{su} - 22.1 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{dag}^{-1} \text{ en }_{nt}H = 0.88 H_{su} - 88.4 \text{ cal. cm}^{-2} \cdot \text{dag}^{-1}$, welke geheel overeenkomen met de resultaten van SHAW.

² FLEISCHER (1954, 1956) maakte bij zijn stralingsonderzoek in Hamburg in 1954 geen onderscheid tussen heldere, licht of zwaarbewolkte dagen. Voor de periode mei t/m october geeft hij één rechtlijnig verband tussen ntH en H_{su} . De relaties tussen de gemeten dagelijkse waarden van ntH en H_{su} voldoen echter voor iedere maand duidelijk aan functies:

$$_{nt}H=(1-r_{su})H_{su}-f(H_{su}).$$

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)



FIG. 14. Linear relation between measured net radiation and measured total global radiation Linear relation between measured net radiation and measured total global radiation under clear sky conditions $(n/N \ge 0.65)$ and under overcast sky conditions $(n/N \le 0.10)$. $\bullet =$ overcast sky, daytime observations; $\Box =$ clear sky, 24 hours observations; $\Box =$ clear sky, 24 hours observations. The following regression equations were obtained. vations. The following regression equations were obtained .:

1: $_{ni}H = 0,80 H_{su} - 43,0$ cal. cm⁻², 24 hrs⁻¹; 2: $_{ni}H = 0,79 H_{su} - 26,6$ cal. cm⁻², day⁻¹; 3: $_{ni}H = 0,86 H_{su} - 164,6$ cal. cm⁻², 24 hrs⁻¹; 4: $_{ni}H = 0,87 H_{su} - 104,0$ cal. cm⁻², day⁻¹. Relations 1 and 3 hold only if \overline{m}_d equals \overline{m}_n . During the whole night the net radiation The earth under overcast sky and under clear sky conditions equals 0-20 cal. cm⁻² and 50-80 cal. cm⁻² respectively.

dagen geven een gemiddelde reflectiecoëfficiënt van ca. 20 %, hoewel op die dagen het percentage diffuse straling toch groter geweest zal zijn. Deze conclu-sies roude sies zouden ook uit de waarnemingen van SHAW getrokken moeten worden;

echter kan de waarde van 25 % voor de "bewolkte" dagen te groot zijn. Uit de gegevens van tabel 8 volgt evenwel dat de gemiddelde dagelijkse reflectiecoëfficiënt van een wateroppervlak op bewolkte dagen enkele procenten kleiner is dan op de heldere dagen met meer directe straling. Het kan zijn, dat met de gebruikte netto stralingsmeters op heldere en zeer warme dagen midden in de zomer iets te grote waarden voor ntH gemeten worden en dat daardoor de regressielijnen tussen ntH en H_{su} voor alle heldere dagen wat te steil verlopen.

Wij volstaan hier met deze vermelding van de door ons gevonden verschillen in de reflectiecoëfficiënten.

De netto straling werd steeds op ca. 1,50 m hoogte gemeten. Er werden nog geen metingen tegelijkertijd op verschillende hoogten verricht. Voor een onderzoek naar de invloed van de onderste luchtlagen op de uitstraling van de aarde kunnen dergelijke metingen wel van belang zijn. Overdag zouden echter met dit instrument nauwelijks verschillen gemeten kunnen worden omdat de zonnestraling dan de belangrijkste factor voor de netto straling is. 's Nachts met alleen de meer gelijkmatige aard- en atmosferische straling zou dit wel het geval kunnen zijn.

Door KRAUS (1958) werd in Z. Duitsland bij nachtelijke metingen tussen 1,0 en 4,0 m hoogte een afname van de netto uitstraling, dus een toename van de netto straling met de hoogte geconstateerd (tabel 16). De onderste luchtlagen zouden dus al een invloed hebben op de stralingsbalans op aarde. De invloed was evenwel nog niet groot.

	Hazy night	Clear night		
$ntH_{ea}^{30} - ntH_{ea}^{30}$ $ntH_{ea}^{30} - ntH_{ea}^{100}$	0 3,5	0 5,0		
$ntH_{ea}^{30} - ntH_{ea}^{200}$		16,2		
$ntH_{ea}^{30} - ntH_{ea}^{350}$	12,5	12.4		

TABEL 16. The decrease of $n_t H_{ea}$ with height. $n_t H_{ea}^*$ = net back radiation measured at x cm height above grass. According to nocturnal observations of KRAUS (1958) in S. Germany. (10⁻³ cal.cm⁻².min⁻¹).

De resultaten van netto stralingsmetingen onder een glasafdekking zullen in V ter sprake komen.

2. EEN NIET AFGESCHERMDE NETTO STRALINGSMETER

2.1. Constructie, opstelling en werking

Gedurende enige dagen werden ook metingen verricht met een in Rusland ontworpen en niet tegen wind afgeschermde netto stralingsmeter. Het instrument was veel kleiner dan de "poor man's radiometer" en bestond feitelijk uit een thermoëlement (of thermozuil?) in de vorm van twee zwarte oppervlakken van ieder ca. 25 cm², één aan de bovenkant en één aan de onderkant. Deze beide zwarte plaatjes, die niet geheel vlak maar een weinig bolvormig waren, zaten opgesloten in een ronde pakring, verbonden aan een metalen staaf. De dikte van dit instrument was 0,5 à 1,0 cm, de diameter ca. 10 cm. Omtrent de

aanwezigheid van een isolatie tussen de beide zwarte oppervlakken was niets bekend.

Het instrument wordt weer horizontaal boven de grond opgesteld. Ten gevolge van de van boven en van onderen opvallende straling zullen de zwarte oppervlakken ieder een bepaalde temperatuur krijgen; een temperatuurverschil zal nu een spanningsverschil te weeg brengen. Met b.v. een Cambridge-recorder kan dit spanningsverschil geregistreerd worden (fig. 15 en 16).

De opstelling van een warmtebalans voor ieder van de beide zwarte oppervlakken is voor een theoretische afleiding van ntH nodig. Dit is evenwel moeilijk, omdat het instrument niet tegen wind afgeschermd is en dus turbulente warmteuitwisseling met de omgeving kan plaats vinden. Ook zijn de werkelijke temperaturen van de zwarte oppervlakken niet bekend. Bij de bespreking van de "poor man's radiometer" bleek, dat ook deze temperaturen wel een rol spelen bij de bepaling van ntH. De warmteuitwisseling door geleiding tussen de beide zwarte oppervlakken zal hier evenwel belangrijker zijn.

Uit een en ander volgt, dat dit instrument in deze vorm voor de bepaling van de netto straling moeilijker te hanteren zal zijn dan de "poor man's radiometer". De goede eigenschappen van deze netto stralingsmeter zijn:

(1) de kleine afmeting met wellicht een kleine warmtecapaciteit door geringere massa. Het instrument zou ook geschikt kunnen zijn voor metingen dichter

bij de grond en tussen gewassen,

(2) een minder grote reflectie voor straling bij lagere zonnestanden,

(3) de warmteafvoer van de zwarte oppervlakken zal hier vooral ook door geleiding plaatsvinden en warmtegeleiding is goed voor berekening vatbaar. Het gevolg is echter weer, dat er nooit vrij grote temperatuurverschillen tussen de zwarte oppervlakken zullen ontstaan, zodat de gevoeligheid van het instrument ook minder groot zal zijn.

2.2.

Uit de registratiecurven van de Cambridge-recorder (fig. 15 en fig. 16) blijkt direct, dat de warmteafvoer van de zwarte oppervlakken sterk varieert. Dit is vooral overdag het geval zodra er temperatuurverschillen van enige betekenis ontstaan. (Een vergelijking met de solarimetercurve liet zien, dat de spreiding van de afzonderlijke punten b.v. op 25/7/'58 niet veroorzaakt kon zijn

's Nachts, met een zeer klein temperatuurverschil tussen onder- en bovenkant door bewolking alleen). en met minder convectie op geringe hoogte, heeft overstrijkende wind op de warmteafvoer van de onder- en bovenkant ongeveer een gelijke invloed. Overdag is dit haast nooit het geval. Door turbulentie en convectie is de warmteafvoer dan veel grilliger en nog niet voor berekening vatbaar. Ook met bekende correctiefactoren voor alle voorkomende windsnelheden, b.v. verkregen door ijking in een windtunnel, is dit instrument nog niet eenvoudig te gebruiken omdat de moeilijk te meten kleine windstromingen nog een grote invloed op de warmte-

De invloed van bewolking is op de registratie van 30/7/'58 beter te onderafvoer kunnen hebben. scheiden van de invloed van een grillige warmteafvoer dan op 25/7/'58. Het blijkt evenwel, dat de temperatuur van het bovenste zwarte plaatje op 30/7/'58 gedurende zekere tijd, ca. 14.30 en ca. 16.20 uur, lager is geweest dan die van het onderste zwarte plaatje. Dit is ook even het geval geweest op 25/7/'58 tus-



FIG. 15 Two records (galvanometer deflection in the Cambridge-thread-recorder) of the net and 16. radiometer not shielded against wind. On the clear day, 25/7/'58, the scattering of the points and the negative deflection at 07.30 hr was caused by wind. There are also negative deflections at 14.30 hr and at 16.15 hr on the cloudy day 30/7/'58. This was caused also by wind after a sudden decrease of total global radiation. However, there must be a positive net radiation at such instants.

sen 07.00 en 08.00 uur. Omdat er zelfs bij zware bewolking nog altijd diffuse straling is, is het niet waarschijnlijk dat op genoemde tijdstippen de netto uitstraling overdag werkelijk groter was dan de netto instraling. Op 25/7/'58 was er zelfs omstreeks 07.30 uur geen bewolking. Omdat er ook op deze tijdstippen geen neerslag was moet opstekende wind de oorzaak zijn geweest voor deze negatieve netto straling, die zelfs sterker negatief was dan 's nachts.

Met een goede afscherming tegen wind kan dit instrument belangrijker worden.

3. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Gedurende enkele zomermaanden in 1958 werd de netto straling met behulp van de door SUOMI en KUHN in Amerika ontworpen "poor man's radiometer" gemeten. Bij een theoretische afleiding van de werkformule voor de berekening van de netto straling, ntH, uit de temperatuurgegevens van het instrument blijkt,

dat de temperatuur van de omgevende lucht wel van invloed is op de warmteafvoer uit het kastje.

Naarmate het verschil tussen de temperatuur T_t van het bovenste zwarte oppervlak en de buitenluchttemperatuur groter wordt, is ook het convectieve warmtetransport door de dikste luchtlaag boven het zwarte oppervlak groter. Wanneer $(T_t - T_{at})$ kleiner is dan ca. 8,4 °C treedt daar geen convectie in op. In de dikke luchtlaag onder het onderste zwarte oppervlak en in de lucht tussen de onderste polyaethyleenvliezen treedt nooit convectie op. Ook mogen we aannemen, dat tussen de bovenste polyaethyleenvliezen geen convectie zal optreden.

De warmteafvoer naar buiten door de houten wanden van het kastje is niet verwaarloosbaar klein. Het warmtetransport door isolatie en houten wanden van het bovenste naar het onderste zwarte oppervlak in het kastje is gering.

Het instrument zal vooral met heldere hemel overdag niet altijd in warmteevenwicht met de omgeving staan. De "poor man's radiometer" is daarom in het algemeen minder geschikt voor netto stralingsmetingen op één bepaald tijdstip of voor korte tijdsintervallen overdag. 's Nachts zijn de omstandigheden voor warmte-evenwicht veel gunstiger omdat de aard- en atmosferische straling gelijkmatiger zijn.

Bij lage zonnestanden, vooral bij heldere hemel, is de reflectie van het polyaethyleen voor van boven invallende straling en wellicht voor de gereflecteerde directe straling groter. De fout ten gevolge van de verwaarlozing van de verandering van γ_p onder zulke omstandigheden is procentueel groot. Met de afgeleide en de opgegeven werkformules voor loodrecht invallende straling wordt de netto straling bij lage zonnestanden te klein berekend.

De "poor man's radiometer" is met heldere hemel beter geschikt voor stralingsmetingen per dag of per etmaal. De fouten door een slecht warmte-evenwicht en door de handhaving van γ_p voor loodrechte instraling heffen elkaar dan gedeeltelijk op.

Wanneer geen rekening gehouden wordt met de temperatuur van de omgevende lucht bleek hier, dat met de vereenvoudigde werkformule op heldere dagen afhankelijk van T_{ai} tot ca. 15% te kleine waarden voor $_{nt}H$ per etmaal berekend kunnen worden. Op bewolkte dagen met minder hoge $(T_t - T_{ai})$ waarden is de absolute fout door de verwaarlozing van T_{ai} uiteraard geringer. 's Nachts is $(T_t - T_{ai})$ kleiner dan 8,4°C, zodat dan de verschillen in de werkformules zeer klein zijn. Het is dan ook niet nodig een benaderingsformule te gebruiken.

Gezien de grootte van de "poor man's radiometer" is zij minder geschikt voor metingen dicht bij de grond of tussen gewassen.

Op zwaarbewolkte en op geheel onbewolkte etmalen kon hier de netto straling voor korte perioden van een etmaal met behulp van bekende regressieformules voor de uitstraling toch vrij goed geschat worden. De afwijking van de gemeten netto straling was plus of min 25 à 50 cal. cm⁻².etm⁻¹ (fig. 12). Wanneer de bewolking echter sterk varieert, b.v. 's nachts anders is dan overdag, werden met de bestaande regressieformules, waarin het zonneschijnpercentage verwerkt zit, grote fouten gemaakt. De netto uitstraling kan onder zulke omstandigheden beter berekend worden uit (22). De nachtelijke bewolking moet dan echter bekend zijn. Een indruk daarvan kan verkregen worden uit het temperatuurverloop van de lucht 's nachts (fig. 3).

Gedurende de periode juli t/m september blijkt hier, dat voor alle etmalen

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

met eenzelfde waarde van n/N de netto uitstraling weinig varieert (fig. 13). Het hier op 52° NB gevonden verband tussen ntH en H_{su} overdag voor bepaalde waarden van n/N komt zeer goed overeen met de in Ames (Iowa, V.S.) op 42° NB gevonden relatie voor dezelfde waarden van n/N. Bewolking heeft betrekkelijk weinig invloed op de richting van de regressielijn tussen ntH en H_{su} . Door bewolking verschuift de lijn bijna evenwijdig naar links of naar rechts.

Wanneer geen onderscheid gemaakt wordt in bewolking wordt het verband tussen ntH en H_{su} een gebroken lijn, afhankelijk van de relatie tussen H_{su} en ntH_{ea} en dus afhankelijk van de tijd van het jaar.

Uit onze waarnemingen volgen gemiddelde dagelijkse reflectiecoëfficiënten van kort gras voor kortgolvige straling op heldere, halfbewolkte en geheel bewolkte etmalen in de waarnemingsperiode van resp. 13-14 %, 18-19 % en 19-21 %. Het is mogelijk dat de reflectiecoëfficiënt op de heldere dagen te klein bepaald werd als gevolg van de eigenschappen van de gebruikte netto stralingsmeter.

Uit het onderzoek blijkt, dat:

(1) gestreefd moet worden naar netto stralingsmeters met een geringe massa en een geringe warmtecapaciteit. Een dergelijk instrument komt snel in warmteevenwicht met zijn omgeving, waardoor de netto straling ook beter over korte tijdsintervallen bepaald kan worden.

(2) een netto stralingsmeter klein moet zijn, waardoor zij geschikt wordt voor metingen dichter bij de grond of tussen gewassen zonder veel invloed op de omgeving uit te oefenen.

(3) een netto stralingsmeter wel afgeschermd moet zijn tegen turbulente warmteuitwisseling (wind invloed), maar dat gestreefd moet worden naar een min of meer bolvormige afdekking. De waarnemingen bij lagere zonnestanden zullen dan betrouwbaarder zijn.

V. DE VERDAMPING VAN GRAS

1. DE BEPALING VAN DE VERDAMPING UIT DE WATERBALANS

1.1. De waterbalans

De werkelijke evapotranspiratie van een met gewas begroeide grond kan over een bepaald tijdsinterval berekend worden uit de waterbalans van de wortelzone:

$$E_{ac} = W_{so} \pm \Delta S_{so} \pm Z, \tag{53}$$

waarin:

 W_{so} = hoeveelheid water die in het tijdsverloop de wortelzone van bovenaf is binnengedrongen (mm). $W_{so} \ge 0$.

 $\pm \Delta S_{so}$ = de verandering van de bodemvoorraad water in de wortelzone (mm). Een negatief teken betekent een toename van de bodemvoorraad water, een positief teken betekent een afname. Wanneer W_{so} gelijk 0 is kan ΔS_{so} negatief maar ook positief zijn.

 $\pm Z$ = uitwisseling van water tussen de wortelzone en de diepere bodemlagen (mm). Z wordt negatief geteld wanneer water uit de wortelzone naar diepere lagen verdwijnt (drain water). Wanneer W_{so} groot is zijn meestal Z en ΔS_{so} negatief.

In weegbare lysimeters zijn voor een groot grondvolume ΔS_{so} en Z vrij nauwkeurig te bepalen (MAKKINK, 1953). Onder natuurlijke omstandigheden zullen deze termen uit periodieke vochtbepalingen op verschillende diepten berekend moeten worden. Bij ons onderzoek naar de verdamping van gras op een zandgrond¹, gedurende enkele zomermaanden van 1958, werd het vochtgehalte op verschillende diepten berekend uit het gemeten warmtegeleidingsvermogen. Het verband tussen het vochtgehalte van een grond en het warmtegeleidingsvermogen λ_{so} , in afhankelijkheid van de volumefracties van de bodemcomponenten en hun thermische eigenschappen, werd door DE VRIES (1952) uitvoerig behandeld. De bepaling van λ_{so} met behulp van de meetelementen zoals die door genoemde auteur ontworpen zijn (foto 2) heeft het voordeel, dat de verstoring van de grond op de plaats van de meting verwaarloosbaar is. De elementen zijn echter zeer kwetsbaar en volgens onze ervaringen moeilijk in de grond aan te brengen.

De neerslag P werd op ca. 28 m van het proefveld met een K.N.M.I. regenmeter gemeten (opstelling 40 cm boven de grond). De gemeten neerslag is gelijk aan W_{so} wanneer:

(1) op het gras geen neerslag achterblijft en daarvan direct verdampt,

(2) de neerslag op de plaats van de metingen de grond indringt en niet bovengronds afvloeit,

(3) geen neerslag van elders bovengronds toestroomt.

Het maaiveld lag goed horizontaal. Het grasproefveld $(6,5 \text{ m} \times 5,5 \text{ m})$ kon geheel of gedeeltelijk met glasplaten tegen regen afgeschermd worden (foto 3).² Van 8/8/'58 tot 18/8/'58 werd ook de netto straling onder glas met behulp van de "poor man's radiometer" gemeten. (Enkele resultaten van deze netto stralingsmetingen zullen in paragraaf 2 besproken worden).

1.2. Bepaling van de verandering van de bodemvoorraad water

We stellen de volumefracties vaste delen, water en lucht in de grond voor met X_{sl} , X_{w} en X_{al} . Met bekende waarden van λ_{so} en X_{sl} kan X_{w} op ieder ogenblik bepaald worden uit het verband tussen λ_{so} en X_{sl} voor een bepaalde waarde van X_{sl} . De relaties tussen λ_{so} en X_{w} voor verschillende waarden van X_{sl} voor deze zandgrond geeft fig. 17. Deze relaties werden berekend zoals DE VRIES (1952) aangeeft. (Uit de waarnemingen van het vochtgehalte bij het verwelkingspunt en bij veldcapaciteit bleek, dat de grond, die dezelfde is waarin DE VRIES in 1952 en 1953 zijn metingen heeft gedaan, sindsdien niet merkbaar is veranderd).

Met een meetelement wordt het warmtegeleidingsvermogen, λ_{so} , en dus ook

¹ Een gedeelte van het meteorologisch waarnemingsveld van het Laboratorium voor Natuur- en Weerkunde bestaat uit zandgrond van de Wageningse Eng. De korrelgrootte van het zand was 0,1 tot 0,6 mm. De samenstelling van de minerale delen was 89% kwarts en 11%veldspaat en gesteenteresten. Het zand bevatte ca. 3,5% humus. Het gehele waarnemingsveld was met gras bedekt.

² De afdekking bestond uit 85% glas en 15% raamwerk. De zijkanten bleven open. De glaskap maakte een hoek van 23,5° met het bodemoppervlak. De lengterichting van het veld was NNO-ZZW. De grondwaterstand was diep, ca. 2,00 à 2,50 m, zodat capillaire opstijging naar de wortelzone van gras wel verwaarloosd mag worden.

Gedurende de periode van de vochtbepalingen werden zowel met als zonder glasafdekking de luchttemperaturen op 10 en 50 cm hoogte, de bodemtemperaturen op 3 en 15 cm diepte, de windsnelheid en de relatieve vochtigheid op 20 en 200 cm hoogte continu geregistreerd.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)



FIG. 17. Relation between thermal conductivity λ_{10} (in 10⁻³ cal. cm⁻¹.sec⁻¹.°C⁻¹) and volume fraction of water X_{w} for different volume fractions of solid material X_{sl} . According to the computation method of DE VRIES (1952).

het vochtgehalte, X_w , slechts in de directe omgeving van het element gemeten. Over een tijdsinterval t_1 tot t_2 volgt de verandering van de vochtvoorraad ΔX_w op één bepaalde (meet-)diepte van λ_{so} direct uit $(X_w(t_1) - X_w(t_2))$.

Op verschillende plaatsen werden nu series van 7 tot 10 elementen (in totaal 52 elementen) onder elkaar horizontaal vanuit een profielkuil in de bodem aangebracht op diepten van 2 of 3, 5, 9, 15, 25, 35, 45, 60 en 75 cm. De elementen op -2, -3 en -5 cm werden niet precies loodrecht onder elkaar aangebracht. Omdat de meetelementen zeer kwetsbaar zijn, moeten op de meetdiepten dunne gaten in de grond geprikt worden, waarin de elementen nauw sluiten. Voor betrouwbare metingen is uiteraard een volledig en goed contact tussen grond en element noodzakelijk. Voor zover nagegaan kon worden was dit voor alle elementen bij de aanvang van de metingen steeds het geval. Een zéér slecht contact kan direct aan de meetresultaten geconstateerd worden. Zijn de waarden van λ_{so} op meerdere diepten en op dezelfde tijdstippen bekend, dan kan voor iedere diepte ΔX_w over hetzelfde tijdsinterval bepaald worden.

De verandering van de bodemvoorraad ΔS_{so} over de totale meetdiepte, dit was ca. 75 cm, werd door ons steeds grafisch bepaald uit het verband tussen ΔX_w op iedere meetdiepte en de diepte in mm. Omdat de meetelementen niet te dicht onder het maaiveld aangebracht kunnen worden (vAN DUIN en DE VRIES, 1954) bestaat over de vochthuishouding in de laag van 0 tot 2 à 3 cm altijd onzekerheid. Het verband tussen ΔX_w en de diepte moest daar door extrapolatie worden verkregen. De maximale diepte (ca. 75 cm) waar λ_{so} nog gemeten werd bleek in bijna alle gevallen ruimschoots voldoende om de factor Z in (53) geheel bij ΔS_{so} onder te brengen. Indien $P = W_{so}$ volgt E_{ac} voor een bepaald tijdsinterval uit ($P \pm \Delta S_{so}$).

De *pF*-curve van deze grond verschuift met de diepte naar grotere watergehalten (fig. 18). Per volume-eenheid is dus tussen veldcapaciteit ($pF \approx 2.7$)

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)



The determinations were carried out by the Laboratory of Soil and Crop Research at Oosterbeek.

en verwelkingspunt ($pF \approx 4,2$) op grotere diepte wel steeds iets meer water aanwezig ("beschikbaar water"), maar toch blijkt deze grondsoort sterk droogtegevoelig. In een grondlaag van 0 tot 10 cm, 0 tot 20 cm, 0 tot 30 cm en 0 tot 40 cm diepte zijn tussen veldcapaciteit en verwelkingspunt slechts resp. ca. 4, 7, 13 en 20 mm water beschikbaar. De totaal beschikbare hoeveelheid over een diepte van 75 cm bedraagt ca. 45 mm. Omdat het onderlinge contact tussen de bodemdeeltjes bij vochtgehalten beneden veldcapaciteit ($X_{w} < 0,12$) sterk afneemt, moet ook het warmtegeleidingsvermogen bij lagere vochtgehalten dan ca. 12 vol. % snel minder worden. De plotselinge sterke afname van λ_{s0} voor $X_{w} < 0,12$ (fig. 17) is hiermee in overeenstemming.

De termen van de waterbalans werden zo nauwkeurig mogelijk bepaald. Een mogelijke fout in de aanname $P = W_{so}$ kan kleiner gemaakt worden door zo-, veel mogelijk perioden te kiezen waarin P = 0. X_w was niet op iedere willekeurige diepte bekend; in ΔS_{so} schuilt de fout die hiervan het gevolg is. Ook zit in ΔS_{so} de fout van de grafische bepaling en van de fouten in de bepalingen van λ_{so} en X_{sl} . Er is evenwel geen duidelijke reden om aan te nemen dat er systematische fouten gemaakt werden en dat alle fouten in één richting zouden werken. Het voordeel van periodieke vochtbepalingen is dat een indruk ver-

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

- 59

kregen wordt van het vochtgehalteverloop en dus van de mate van vochtonttrekking en wortelactiviteit op een bepaalde diepte.

1.2.1. Bepaling van λ_{so} volgens een automatische methode

Iedere nacht werden met elk element twee of drie metingen automatisch uitgevoerd. De meetresultaten werden fotografisch vastgelegd. Alle meetelementen, waarin een goed geïsoleerde constantaan verwarmingsdraad en een koper-constantaan thermokoppel aanwezig zijn, werden beurtelings in één verwarmingskring en in één thermokoppelkring opgenomen. Een globale technische beschrijving van de omschakel- en registratieapparatuur werd reeds door VAN DUIN en DE VRIES (1954) gegeven (foto 4). De affeiding van de werkformule voor de berekening van λ_{so} uit de registratiegegevens zal hier behandeld worden.

Tijdens de korte verwarming (165 sec.) van ieder meetelement is de uitslag van de gevoelige spiegelgalvanometer in de thermokoppelkring op ieder ogenblik een functie van het temperatuurverschil ΔT (ca. 1-2,0°C) tussen de warme las van het thermokoppel halverwege in het element en de koude las buiten het element maar op gelijke diepte in de bodern en van de weerstand in de thermokoppelkring. Omgekeerd geldt, dat het temperatuurverschil ΔT op een bepaald tijdstip een functie is van de uitslag u_g van de galvanometer in de gebruikte opstelling op dat tijdstip. Tussen de tijd t, verstreken sinds het begin van de verhitting van een meetelement, en het temperatuurverschil $\Delta T = fu_g$ tussen de twee thermolassen bestaat een logarithmisch verband (DE VRIES, 1952):

$$fu_g = \frac{q}{4\pi \lambda_{so}} (ln t + c) \qquad \text{voor } t > 10 \text{ sec.}^1 \qquad (54)$$

Wanneer na t' sec. de verhitting gestopt wordt, geldt tijdens de afkoeling:

$$fu_g = \frac{q}{4\pi \lambda_{so}} \ln \frac{t}{t-t}, \qquad \text{voor } (t-t') > 10 \text{ sec},^1 \quad (55)$$

waarin:

q = warmteproductie per tijdseenheid en per lengte-eenheid van de verhitterdraad in het meetelement (cal. sec⁻¹.cm⁻¹). Voor q kan geschreven worden: i^2r . 10⁷ erg. sec⁻¹ = = 0,239 i^2r . cal. sec⁻¹.cm⁻¹, waarin *i* de stroomsterkte in Ampères en r de weerstand per cm verhitterdraad is. Voor de hier gebruikte elementen werd r bepaald op 0,550 Ω . u_e = uitslag van de galvanometer in de gebruikte opstelling na *t* sec (cm).

= temperatuurverschil tussen warme en koude las per cm uitslag van de galvanometer

in de gebruikte opstelling (°C. cm⁻¹).

 λ_{so} = warmtegeleidingsvermogen van het medium (cal. cm⁻¹. sec⁻¹. °C⁻¹).

De uitslag van de galvanometer vanaf de 0-stand wordt fotografisch vastgelegd door met bepaalde tijdsintervallen een lichtvlek van de spiegelgalvanometer via een sluiter op een discontinu voortbewegend negatief te laten vallen. Na iedere foto schuift de film een constante afstand, dit was 1,01 mm, op. 14 Sec. en 21 sec. nadat de verhitting begint worden resp. de eerste en de tweede foto gemaakt. De volgende tijdsintervallen kunnen nu zó berekend worden, dat de lichtpunten zowel tijdens de verwarming als tijdens de afkoeling het verband tussen u_g en log *t* en tussen u_g en de filmverplaatsing als een rechte lijn weergeven (fig. 19). De 7e en laatste verwarmingsfoto wordt na 160 sec. gemaakt; 5 sec. later stopt de verhitting. Na

¹ Deze uitdrukkingen zijn met enige benadering afgeleid uit de algemene vergelijking:

$$\Delta T = \left(\frac{q}{4\pi\lambda}\right) \left\{-Ei\left(\frac{-r^2}{4at}\right)\right\}$$

voor een lijnvormige verwarmingsbron van oneindige lengte. $(a = \text{temperatuurvereffenings$ coëfficiënt van het medium; <math>r = afstand tot verhitter). De afwijkingen van de Ei-functie van de log-functie en de invloed van de kleine $(\pm 0.07 \text{ cm})$ van nul verschillende straal van de meetelementen, kunnen in rekening gebracht worden m.b.v. een tijdcorrectie t_0 . Mede door de traagheid van de galvanometer is voor t < 5 sec. de onnauwkeurigheid in de vereenvoudigde formules (54) en (55) relatief groot. Voor t > 10 sec. mag echter de tijdcorrectie veelal verwaarloosd worden en is ook de fout t.g.v. de traagheid van de galvanometer klein (DE VRIES, 1952a). In (54) is c een constante, die bij een grafisch verband tussen u_g en ln t geen invloed heeft op de helling van de verkregen lijn, maar slechts de plaats daarvan bepaalt. Slechts deze helling van de verkregen lijn gaat ons interesseren.



15 sec., dus op t = 180 sec., wordt de eerste van 5 afkoelingsfoto's gemaakt. Na afkoeling worden nog 7 nulpunten geregistreerd. Direct daarna wordt een ander element in de verwarmings- en thermokoppelkring opgenomen en begint een tweede meting. Alle metingen worden automatisch herhaald.

Met $ln t = 2,302 \log t$ volgt λ_{so} voor elementen met een dubbele verhitterdraad uit (54) en (55):

$$\lambda_{so} = \frac{0,239.0,550.2,302.2}{4\pi} \cdot \frac{i^2}{f} \cdot \frac{\log t}{u_g} =$$

= 48,1.10⁻³ $\frac{i^2}{f} \cdot \frac{1}{tg\delta}$ cal. cm⁻¹.sec⁻¹.°C⁻¹, (56)

als tg $\delta = u_g (\log t)^{-1}$.

De op de film uitgemeten hoeken tg α zijn gelijk aan u_g /filmverplaatsing *l*. De totale filmverplaatsing *l* van t = 14 sec. tot t = 160 sec., na 7 foto's, is 6×0.101 cm = 0.606 cm. Na dat tijdsverloop is $u_g = 0.606$ tg α . De totale uitslag was ook gelijk aan tg $\delta \times (\log 160 - \log 14) = 1.0567$ tg δ . Nu volgt voor de gebruikte opstelling, dat tg $\delta = 0.5734$ tg α .

De factor f is afhankelijk van de opstelling en eigenschappen van de galvanometer en van de totale weerstand in de thermokoppelkring. De weerstand van de nieuwe, gevoelige Mollmicro-galvanometer (No A23) werd door ons op verschillende wijzen bepaald op 22,62 Ω . In een testopstelling, met de koude las van een koper-constantaan thermokoppel in smeltend ijs en de warme las in een thermostaat, met een weerstand in de buitenkring van 47,3 Ω en met aperiodisch gedempte galvanometer, bleek f = 2,75 °C/cm uitslag. Omdat tijdens de veldwaarnemingen telkens een ander element en dus ook een andere weerstand in de kring opgenomen wordt, zal f voor ieder element and rs zijn. Er geldt nu:

$$f = 2,75 \frac{22,62 + R_{th}}{22,62 + 47.3},$$

waarin R_{th} de buitenweerstand in de wisselende thermokoppelkring is. De waarde van R_{th} werd voor ieder element bepaald. Bij de testopstelling werd juist 47,3 Ω gebruikt, omdat

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

tijdens de veldwaarnemingen ook deze orde van grootte verwacht wordt, waardoor de factor f dicht bij 1 ligt.

Uitdrukking (56) kan nu overgaan in de werkformule:

$$\lambda_{so} = 29,2.10^{-3} \cdot \frac{22,6+47,3}{22,6+R_{th}} \cdot \frac{i^2}{\lg \alpha} \text{ cal. cm}^{-1} \cdot \sec^{-1} \cdot \circ C^{-1}.$$
(57)

Gestreefd werd naar hoeken op de film van $\pm 45^{\circ}$. Met de bekende waarden van R_{th} en aangenomen waarden van λ_{so} kon de meest gewenste stroomsterkte *i* voor ieder element ook uit (57) berekend worden. In de verwarmingsketen waren regelbare weerstanden aanwezig. Gewerkt werd met 0,110 $A \le i \le 0,370 A$. Tijdens de metingen werd *i* steeds geregistreerd op een Metrawatt volt- en ampère-meter.

Het vochttransport t.g.v. de verhitting in de onmiddellijke omgeving van ieder element mag door de korte duur van de verwarming en het kleine temperatuurverschil ΔT verwaarloosd worden. Omdat de theorie van het warmtegeleidingsvermogen slechts geldt voor homogene media is door inhomogeniteit van de grond, b.v. t.g.v. wormgangen, scheuren, luchtholten en de variatie van λ_{so} met de diepte, de nauwkeurigheid in technisch foutloos gemeten waarden van λ_{ro} ca. 5% (DE VRIES, 1952). De invloed van een contact tussen wortels en meetelement zal niet groot zijn zolang het contactoppervlak maar klein is vergeleken bij het

In de bestaande omschakel- en registratieapparatuur werden enige veranderingen en vernieuwingen aangebracht. Vooral door wijziging van de methode van de filmverplaatsing en door veranderingen in de tijdregelapparatuur voor de verwarming, afkoeling, filmverplaatsing en fotografische opnamen, kon de bedrijfszekerheid verhoogd worden. Voor zover mogelijk werden ook alle onderdelen, vooral in de buitenopstelling, vernieuwd. De registratieresultaten leken dan ook betrouwbaar, d.w.z. de punten op de film lagen in de meeste gevallen precies op rechte lijnen. De richting van iedere lijn kon dan steeds nauwkeurig bepaald worden.

De uiteindelijke waarde van tg α voor ieder element werd verkregen als gemiddelde van twee of drie bepalingen 's nachts. De waarde van tg α voor iedere bepaling was het gemiddelde van de tijdens de verwarming en tijdens de afkoeling verkregen waarden. De verschillen in helling van de bij de verwarming en bij de afkoeling verkregen rechten waren steeds klein (0-7%). Wanneer er verschillen waren kon niet gezegd worden, dat de helling van de rechte door de verwarmingspunten steeds groter of kleiner was dan de helling van de rechte verkregen bij de afkoeling. Er was geen systematisch verschil.

De levensduur van de elementen in de grond bleek hier korter te zijn dan 5 maanden zoals door De VRIES opgegeven wordt. Waarschijnlijk is de mate van wisseling in het vochtgehalte van de grond en de frequentie van de metingen hierop van invloed. Na frequent gebruik gedurende ca. 3 maanden bleken de elementen, vooral bij een plotseling toenemend vochtgehalte ontstaat dan waarschijnlijk kortsluiting doordat de elementen niet meer waterdicht zijn en schien de levensduur van de elementen in deze uitvoering onder minder gunstige omstandigheden verlengen.

1.2.2. Bepaling van de volumefracties vaste delen

Voor 1 cc ongestoorde grond met $X_w = 0$ volgt uit $X_{sl} + X_w + X_{ai} = 1$ dat $X_{sl} = G/\rho_{sl}$ als G het gewicht van 1 cc van die droge grond is. Het soortelijk gewicht van het vaste materiaal van deze zandgrond werd door ons op 2,64 gesteld. (Dit is volgens de laatste bepalingen van het Laboratorium van Geologie en Mineralogie geoorloofd).

Direct tijdens het plaatsen van de meetelementen en ook aan het einde van de waarnemingsperiode werden op de plekken van de series elementen en ook op enkele andere plaatsen met het op foto 5 afgebeelde instrument grondmonsters genomen op de diepten van de elementen en op diepten daar tussenin. De dunwandige koperen cylinder met zeer scherpe onderrand (wanddikte bovenaan 0,05 cm, binnendiameter *d* overal 4,08 cm, lengte ca. 25 cm) werd op de in de bodem gebracht. Op de buitenwand was een schaalverdeling ingekrast, zodat nauwkeurig kon worden afgelezen hoe diep de cylinder in de grond gedrukt was. Door plaatsing van de of de grond in de cylinder de oorspronkelijke pakking in de drukrichting behouden had. Na uittrekken van de cylinder werd de onderkant met een mes glad afgesneden. Met behulp van de zuiger werd de grond in zijn geheel als één monster of in gedeelten, na steeds glad afsnijden

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

aan de onderkant, als twee of drie monsters zeer voorzichtig uit de cylinder gedrukt. De lengte van de grondcylinder kon ook precies afgelezen worden met de schaalverdeling op de zuigerstang. De monsters werden genomen in vochtige grond. Op de boven beschreven wijze werd getracht een zo min mogelijk gestoord monster van middelmatig groot volume te verkrijgen

De grondmonsters werden 24 uur bij 105°C gedroogd, daarna afgekoeld en gewogen. Het gewicht van 1 cc droge grond was gemiddeld 1,513 gr, het gewicht van de wortels in 1 cc gedroogde grond was in de bovenste grondlagen altijd kleiner dan 0,008 gr. Wanneer G_v het totale gewicht (gr) van een gedroogd grondmonster is en de lengte van het grondmonster in de cylinder gelijk was aan l cm, dan volgt de volumefractie vaste delen uit:

$$X_{sl} = \frac{4G_v}{l\pi d^2 \rho_{sl}} = \frac{G_v}{l \; 34,515}.$$

De bepalingen van X_{sl} voor elke diepte werden in duplo of triplo uitgevoerd. Uit de resultaten bleek, dat de grond ook in horizontale richting vrij goed homogeen was. Fig. 20 geeft een voorbeeld van het verloop van X_{st} met de diepte op een plaats links en op een plaats rechts in het proefveld.



FIG. 20. Variation of X_{st} with depth in the sandy soil. L = a place to the left, R = a place to the right on the trial field. The soil seems fairly homogeneous in the vertical but also in the horizontal direction.

2. DE NETTO STRALING ONDER GLAS

Voor vensterglas van ca. 3,5 mm dikte, dit glas werd gebruikt voor de afdekking tegen regen, is de transmissie voor straling van $\lambda > 4 \mu$ volgens TRICKETT en GOULDEN (1958) gelijk aan 0. De transmissie voor loodrecht opvallende straling van $\lambda \approx 0.6 \,\mu$ werd door deze auteurs bepaald op 90-100 %. De gegevens van SEEMANN (1953) komen met die van TRICKETT en GOULDEN

We stellen nu de gemiddelde dagelijkse transmissiecoëfficiënt van de glasafdekking met het raamwerk voor kortgolvige straling gelijk γ_g . Noemen we de overeen. per etmaal inkomende straling op een cm² bodemoppervlak onder glas H_{\downarrow} en de uitgaande straling per cm² H_{\uparrow} , dan geldt:

$$H_{\perp} = H_{su} \gamma_g + H_g + \text{reflectie Ht}, \qquad (38)$$

(59)

63

en:

 $H_{t} = H_{ca}^{g} + \text{reflectie } H_{t..}$

Hierin is H_g de langgolvige straling van het glasdek. Na substitutie van (58) in (59) en van (59) in (58) geeft ($H_{\downarrow} - H_{\uparrow}$) de netto straling, $_{nt}H^{g}$, onder glas:

$${}_{nt}H^{g} = H_{su}\gamma_{g}(1 + r'_{g}r_{su} - r_{su}) + H_{g}(1 + r''_{g}r_{at} - r_{at}) - - H^{g}_{s}(1 + r''_{s}r_{at} - r''_{at}) \operatorname{cal.cm}^{-2} \operatorname{etm}^{-1}$$
(60)

 r'_g en r''_g zijn de gemiddelde dagelijkse reflectiecoëfficiënten van de afdekking voor de aan het aardoppervlak teruggekaatste kort- en langgolvige straling.



local time (hours)

FIG. 21. Comparison between the nocturnal net radiation measured under glass (the cover against rain) and the net radiation measured in the open, under different cloud conditions of the sky.

************************	27/8-28/8/'58, clear night, not under glassy
	2/9-3/9/58, clear night, not under glass,
	8/8- 9/8/'58, overcast sky, not under glass.
	8/8-9/8/'58, overcast sky, under glass.
	12/8-13/8/'58, broken sky, not under glass
····· ==	12/8-13/8/'58, broken sky, under glass,

Fig. 21 geeft het verloop van de netto uitstraling, gemeten met de "poor man's radiometer" onder het glasdek en tegelijkertijd buiten het glasdek op enkele zeer heldere nachten, zwaarbewolkte nachten en een halfbewolkte nacht. Het blijkt, dat 's nachts de uitstraling onder glas steeds zeer klein is $(0-6 \text{ cal. cm}^{-2} \text{ nacht}^{-1})$. Ook bij heldere hemel gedraagt de netto uitstraling zich alsof er zware bewolking was. Er zou geconcludeerd kunnen worden dat bij glasafdekking $H_g \approx H_{ae}^g$ en dat dus de temperatuur van het glasdek ongeveer gelijk zal zijn aan de temperatuur van het aardoppervlak. De netto uitstraling overdag kan uit (60) berekend worden als de netto kortgolvige straling onder glas, $_{nt}H_{su}^g = H_{su}\gamma_g(1 + r_g^*r_{su} - r_{su})$, bekend is.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

De kortgolvige straling onder glas, H_{su}^g , werd ook steeds met de solarimeter gemeten. (Steeds werd bij het planimetreren van de solarimetercurve met de schaduwwerking van het raamwerk rekening gehouden). Er geldt:

$$H_{su}^g = H_{su}\gamma_g (1 + r_g^{\prime}r_{su}) \text{ cal. cm}^{-2} \text{ etm}^{-1},$$

of:

$$H_{su}^{g} = H_{su}\gamma_{g} \{1 + (1 - \gamma_{g}^{'} - a_{g}^{'}) r_{su}\} \text{ cal. cm}^{-2} \text{ etm}^{-1},$$

waarin γ'_g en a'_g resp. de gemiddelde transmissie- en absorptiecoëfficiënt van de afdekking voor de aan het aardoppervlak teruggekaatste kortgolvige straling is. Verwaarlozen we in deze term de absorptie van het raamwerk en stellen we $\gamma'_g = \gamma_g$ en $r_{su} = 0.20$ dan volgt:

$$H^{g}/H_{ev} = 1.2 \gamma_{g} - \gamma_{g}^{2} 0.20.$$
(61)

De verhouding H_{su}^g/H_{su} varieert met de zonshoogte en dus ook met de tijd van het jaar. Op 1/7, 1/8, 1/9 en 15/9/'58 was deze verhouding voor de hier gebruikte glasafdekking (85 % glas, 15 % raamwerk) resp. ca. 0,69, 0,67, 0,64 en 0,62. Voor de periode van 8/8/'58 tot 18/8/'58, waarin de netto straling onder glas gemeten werd, was deze verhouding gemiddeld 0,66. Uit (61) volgt nu de gemiddelde dagelijkse transmissiecoëfficiënt, γ_g , van het glasdek met het raamwerk voor deze periode van 61,2 %. De eerst aan het aardoppervlak en daarna tegen het glasdek teruggekaatste straling zou dus nog ca. 4,8 % van H_{su} bedragen. De netto kortgolvige straling onder glas, ntH_{su}^s , kan nu berekend wor-

den uit $(H_{su}^{g} - H_{su}\gamma_{g}r_{su})$. In de periode van 8/8/'58 tot 18/8/'58 bedroeg de netto (langgolvige) uitstraling per etmaal, zowel bij heldere als bij bewolkte dagen, 20 tot 30 cal. cm⁻². Uiteraard is de invloed van H_{su} op de netto uitstraling hier door de glasafdek-Uiteraard is de invloed van H_{su} op de netto straling onder glas, ntH^{g} , zal king veel minder dan zonder afdekking. De netto straling onder glas, ntH^{g} , zal kus betrekkelijk weinig van de netto kortgolvige straling onder glas, ntH_{su}^{g} verschillen. Voor deze periode vonden we dat ntH^{g} gelijk was aan 0,925 ntH_{su}^{g} -14,0 of aan 0,753 H_{su}^{g} - 13,5. Door de hier gebruikte glasafdekking werd de netto straling per etmaal, vergeleken zonder afdekking, met 25-30 % verminderd. Met de juiste waarden voor γ_{g} zou dus ntH^{g} ook voor andere perioden uit Met de juiste waarden voor γ_{g} zou dus ntH^{g} ook voor andere perioden uit

 ntH_{su}^g of uit H_{su}^g geschat kunnen worden. De invloed van een glasafdekking op de lang- en kortgolvige straling is in tabelvorm nog eens samengevat (tabel 17). Omdat de constructie en de stand van kassen sterk kunnen verschillen zijn de resultaten van stralingsonderzoek onder glas moeilijk met elkaar te vergelijken (SEEMANN, 1953).

TABLE 17. Radiation under glass compared with the radiation in the open air under various cloud conditions. The angle between glasscover (85% glass, 15% frame work) and soil was 23,5°. H_{zv} , n_tH_{zv} , n_tH_{zv} , n_tH_{zv} , n_tH_{zv} and H_{zv} radiation, net short wave-length radiation, net long wave-length radiation and net radiation respectively. s = under glass. $r_{zu} = 0,20$. n_tH_{zv} and $n_tH_{zv}^s$ were computed, the other terms were measured (cal. cm⁻², 24 hrs⁻¹).

		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6) (<i>H^g</i>	(7)	(8) n1 Hg	(9) (5)/(1)	(10) (6)/(2)	(11) (7)/(3)	(12) (8)/(4)	(13) (8)/(6)
15/8/'58 8/8/'58 17/8/'58	0 0,12 0,27	H _{su} 124,0 281,0 320,7	99,2 224,8 256,6	ntHea 21,8 49,0 70,6	77,4 175,8 186,0	88,5 185,3 215,2 287,0	73,3 146,3 176,0 232,1	21,1 16,7 32,0 30,5	52,2 129,6 144,0 201,6	0,70 0,64 0,66 0,66	0,74 0,65 0,68 0,65	0,97 0,34 0,45 0,39	0,67 0,73 0,78 0,72	0,71 0,88 0,82 0,86
10/8/258	0 54	448.3	1358.6	177,5	201,1	1-01,0	1	•					1	e
3. DE POTENTIËLE VERDAMPING

De omstandigheden of de voorwaarden voor potentiële evapotranspiratie werden in II.2.2 besproken. Tijdens de waarnemingsperiode werd de graslengte steeds kleiner dan \pm 6 cm gehouden; de bodem was steeds volledig bedekt en op het proefveld was het gras ook altijd van gelijke hoogte. Ook het gras buiten het proefveld werd regelmatig gemaaid en was kort.

Het is helaas niet bekend welke invloed de advectieve energie op de warmtebalans van het meteorologisch waarnemingsveld had. De vrij ingesloten ligging heeft zeker het microklimaat van het terrein beïnvloed. Ter illustratie diene een vergelijking (tabel 18) tussen de door ons gemeten gemiddelde windsnelheden op 2 m hoogte in de zomer van 1958, en de tot die hoogte gereduceerde gemiddelde windsnelheden volgens de waarnemingen van de Bilt.¹ De gemiddelde windsnelheden op 20 cm hoogte waren uiteraard nog veel lager dan die op 2 m hoogte. Voor de berekening b.v. van de verdamping E_0 van een vrij watervlies werd steeds gebruik gemaakt van de eigen meteorologische waarnemingen. De gemiddeld lage windsnelheden kunnen erop wijzen, dat een mogelijk oasiseffect hier niet bijzonder groot zou zijn.

TABLE 18. Data of windspeed measured at 200 cm height above the observation field, compared with windspeed reduced to the same height from data of the Meteorological Institute at de Bilt (u_{200} expressed as m. sec⁻¹).

			Observat	tion fi	eld W	ageningen	I		,	de Bilt	whole country
		daytime night 24 hours			ours	24 hrs	24 hrs				
	max	min	monthly average	max	min	monthly average	max	min	monthly average	monthly average	monthly average
May	-	_ _	-	-	_ _		3,15 2,64	0,78	1,48	3,35	3,70
July Aug Sept 1-15	2,20 2,08 3,81	0,51 0,21 0,51	1,11 0,80 1,70	1,58 1,51 1,57	0,06 0,00 0,09	0,55 0,38 0,82	1,81 1,72 2,26	0,10 0,17 0,34	0,70 0,57 1,22	3,29 3,18 3,51	3,68 3,64 4,00

Dagen waarop het vochtgehalte in de bodem tot 40 à 50 cm diepte overal groter of gelijk aan 12 vol. % maar kleiner of gelijk aan 20 vol. % was, werden hier als dagen met een optimale watervoorziening beschouwd. Alle dagen met zeer goede watervoorziening konden evenwel niet voor de berekening van de verdamping uit λ_{so} en X_{sl} gebruikt worden. Vooral tijdens regen van enige

¹ De door het K.N.M.I. op de maandelijkse weeroverzichten opgegeven snelheden gelden voor een hoogte van \pm 10 m. Volgens KRAMER (1957) zal de gemiddelde windsnelheid in de zomermaanden op 10 m hoogte in de Bilt betrekkelijk weinig (ca. 5-10%) groter zijn dan de gemiddelde snelheid op deze hoogte in Wageningen (op 36 km afstand van De Bilt). Voor omrekening tot 2 m werd een logaritmisch snelheidsprofiel met de hoogte aangenomen: $u_{200} =$

 $= u_{1000} \ln\left(\frac{200 + z_o}{z_o}\right) \left(\ln\left(\frac{1000 + z_o}{z_o}\right) \right)^{-1}.$ De ruwheidsparameter z_o mag volgens SUTTON

(1953) voor kort gras (± 1 cm hoogte) op 0,1 en voor weilandgras (tot ± 10 cm hoogte) op 2,3 gesteld worden. Wij namen hier een waarde van 1,2 aan. Bij de beoordeling van de cijfers in tabel 18 moet men bedenken, dat de windsnelheid gemeten werd met (integrerende) cupanemometers en dat de aanloopsnelheid van de door ons en door het K.N.M.I. gebruikte meters wel verschillen zullen vertonen. De anemometer op het waarnemingsveld liep aan bij u > 0,7 m. sec⁻¹. Wanneer op een bepaald ogenblik u < 0,7 m. sec⁻¹ is, wordt een windsnelheid op geregistreerd.

betekenis of direct daarna werden soms te grote waarden voor λ_{so} gemeten. Gedurende de gehele waarnemingsperiode waren er dus maar betrekkelijk weinig dagen (in totaal 38 in juni, juli en begin augustus verdeeld in perioden van 1, 2, 3, 5 en 6 dagen) voor de berekening van E_{po} geschikt. Wanneer regen gevallen was werd aangenomen dat $P = W_{so}$.

Steeds bleek, dat bij goede watervoorziening de vochtonttrekking uit de bodem plaats vond in de laag van 0 tot 35 à 40 cm diepte.

Tussen de uit de waterbalans berekende verdamping en de (veelal gemeten) netto straling boven gras op die dagen bleek een behoorlijk rechtlijnig verband te bestaan, ongeveer evenwijdig aan de 45°-lijn (fig. 22). Bij zware bewolking en dus bij een zeer kleine netto straling per etmaal (ca. 50-70 cal. cm⁻²) was de verdamping van kort gras middenin de zomer reeds nihil. De regressielijn tussen ntH en H_{ev} of E_{po} gaat niet duidelijk door het 0-punt van het assenstelsel. Ook op dagen met een zeer sterke instraling werd geen duidelijke "midday depression" in de verdamping gevonden.

De verhouding $(H_{so} + H_{ai}) H_{ev}^{-1}$ kan uit de figuur globaal berekend worden, en varieert in deze periode voor $_{nt}H = 320$ cal. cm⁻². etm⁻¹ tot $_{nt}H = 80$ cal. cm⁻². etm⁻¹ van ca. 0,23 tot 3,0. Voor een gemiddelde waarde van 240 cal. cm⁻². etm⁻¹ is deze verhouding ca. 0,33. Wanneer $H_{so} \approx 0$ zou dan per etmaal onder



FIG. 22. Relation (over short periods) between measured net radiation above short grass and latent heat flux density of evaporation. • = measured potential evapotranspiration of short grass (E_{po}) ; Δ = evaporation of an open thin waterlayer (E_o) computed from the energy balance of a water surface; \Box = evaporation of a thin waterlayer computed from the measured net radiation above short grass (E'_o) . Evaporation in this figure expressed as cal. cm⁻².24 hrs⁻¹ = H_{ev} . 1, 2, 3, etc. indicate the number of days in each observation period. The regression line between n_tH and E_{po} (......), according to the observations of TANNER (1958), at the right of the 45°-line points to advected energy.

de heersende proefomstandigheden ca. $3 \times zoveel energie voor de verdamping gebruikt worden dan door de lucht opgenomen en afgevoerd wordt.$

In de figuur zijn voor de waarnemingsdagen tevens de verdamping E_o van vrij water, berekend uit de energiebalans boven water, en de verdamping E'_o berekend uit de energiebalans boven gras weergegeven. E_o moest volgens (1) berekend worden met behulp van de regressieformules voor de netto uitstraling, omdat immers de netto straling boven water niet gemeten werd (table 19). E'_o werd ook volgens (1) berekend maar met behulp van de gemeten ntH boven gras.

TABLE 19. Computation of the evaporation of a thin waterlayer from meteorological data. $E_o = {}_{nt}H\Delta(\Delta + \gamma)^{-1}\rho_w^{-1}LT^{-1} + E_d\gamma(\Delta + \gamma)^{-1}$ mm. 24 hrs⁻¹ according to the formula of PENMAN. $E'_o =$ evaporation computed from the measured net radiation above short grass. $E''_o =$ evaporation computed according to a simplified method of MAKKINK (1957). $\gamma = 0.49$; $E_a = f(u)(e_a - e_d)$; f(u) = 0.35 ($0.5 + 0.54 u_{200}$); $u_{200} =$ windspeed at 200 cm height (m. sec⁻¹). ${}_{nt}H$ expressed as cal. cm⁻². 24 hrs⁻¹, e_a and e_d expressed as mm Hg. $E_{po} =$ observed potential evapotranspiration. The computations concern rainless days only.

	_{nt} H (grass)	' _{nt} H (water)	T _{ai} (°C)	$ \Delta = \\ de_a \\ dT_{ai}$	ea	ea	u ₂₀₀	E	E'	'E"	Epo	E_{po}/E_o	E_{po}/E_o
$_{ni}H \ge 250$ above grass	325	382	14,0	0,76	12,0	6,6	1,50	5,2	4,6	5,5	4,5	0,86	0,98
	260	320	16,3	0,87	13,9	10,4	0,73	4,2	3,5	4,5	3,6	0,85	1,02
	250	328	20,0	1,06	17,5	13,9	0,30	4,3	3,4	4,5	3,0	0,70	0,88
$_{nt}H \le 75$ above grass	75	95	19,3	1,02	16,7	14,2	0,93	1,4	1,2	1,2	0	0	0
	44	67	17,5	0,92	15,0	14,2	1,24	0,82	0,65	0,96	0,3	0,36	0,46

De punten voor de verdamping van vrij water groeperen zich om de 45°-lijn in de figuur, d.w.z. dat E_0 uitgedrukt in cal. cm⁻².etm⁻¹ ongeveer overeenkomt met de netto straling boven gras.¹

De berekende E_o waarden, welke te vergelijken zijn met de B-factoren besproken in II.2.1, liggen tussen de E_o en de E_{po} -waarden in. E'_o is meestal kleiner dan E_o omdat de reflectiecoëfficiënt r_{su} voor water kleiner is dan voor begroeide grond en ook omdat de uitstraling van de bodem door de wellicht hogere temperaturen groter kan zijn dan die van een wateroppervlak. Dit is uiteraard belangrijker op heldere dagen met een sterke instraling dan op zwaar bewolkte dagen.

Stellen we $E_{po} = AB$ met $B \approx E_o$ dan blijkt, dat A op de heldere dagen in de waarnemingsperiode dicht bij 1 ligt en met toenemende bewolking (= afnemende stralingsintensiteit) kleiner wordt. Dit zou veroorzaakt kunnen worden door een kleinere opening van de huidmondjes of door een grotere stabiliteit van de lucht onder deze omstandigheden. Het is evenwel moeilijk te zeggen

¹ MAKKINK (1957) vond tussen de berekende gemiddelde maandelijkse dagwaarde van E_o en de gemiddelde maandelijkse dagwaarde van $H_{su}\Delta(\Delta + \gamma)^{-1}$ voor Wageningen een goed lineair verband: $E_o = 1,01 H_{su}\Delta(\Delta + \gamma)^{-1} - 0,50 \text{ mm.etm}^{-1}$ of $E_o \approx 1,01 H_{su}\Delta(\Delta + \gamma)^{-1} - 29 \text{ cal. cm}^{-2}$. etm⁻¹. Voor onze waarnemingsdagen en voor andere zowel onbewolkte, halfbewolkte als zwaarbewolkte dagen in juni, juli en augustus, varieerde $\Delta(\Delta + \gamma)^{-1}$ tussen 0,61 en 0,69. Met $\Delta(\Delta + \gamma)^{-1} = 0,65$ zou de regressielijn overgaan in: $E_o \approx 0,65 H_{su} - 29 \text{ cal.}$ cm⁻². etm⁻¹. Uit netto stralingsmetingen boven gras en solarimeterwaarnemingen vonden wij hier voor onbewolkte, halfbewolkte en zwaarbewolkte dagen bij elkaar in juni, juli en augustus: $_{nt}H \approx 0,67 H_{su} - 30 \text{ cal. cm}^{-2}$. etm⁻¹ wanneer de feitelijk gebroken lijn (zie IV 1.3.3) benaderd wordt door een rechte. Nu zou ook volgen, dat in de hier beschouwde periode, E_o uitgedrukt in cal. cm⁻². etm⁻¹ ongeveer gelijk moet zijn aan de $_{nt}H$ boven gras gemeten.

welke factoren van invloed zijn, en of een mogelijke sluiting van de stomata veroorzaakt wordt door bewolking alleen of dat ook een gemiddeld lagere bladtemperatuur en misschien een hoger CO_2 -gehalte van de lucht dichtbij het bladoppervlak onder deze omstandigheden van belang zijn. Er is nog weinig onderzoek verricht naar het CO_2 -gehalte van de onderste luchtlagen onder verschillende stralingscondities (HUBER, 1953). Wel is bekend, dat de CO_2 -assimilatie sterk afneemt bij toenemende bewolking (zie DE WIT, 1958). Het lijkt niet erg aannemelijk, dat bij kort gras van gem. 3 à 4 cm lengte de bladeren elkaar sterk beïnvloeden wat belichting betreft.

De regressielijn tussen de gemeten potentiële verdamping van lucerne in Madison (Wisconsin, V.S.) en de gemeten netto straling, volgens recente waarnemingen van TANNER (1958), ligt rechts van de 45°-lijn. Lucerne is een hoger gewas en bezit dus een groter oppervlak voor energieopname (advectieve energie).

3.1. De verhouding E_{po}/E_o

Tussen de gemeten dagelijkse of gemiddelde dagelijkse potentiële verdamping van kort gras in de zomer en de over dezelfde perioden volgens (1) berekende verdamping van vrij water E_o werd een rechtlijnig verband gevonden



FIG. 23. Relation (over short periods) between the measured potential evapotranspiration of short grass and the computed evaporation of an open thin waterlayer. 1, 2, 3, etc. indicate the number of days in each observation period. ——— = relation between the average daily values of E_{po} and E_o for each month of the year according to the lysimeter observations of MAKKINK (1957).

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

(fig. 23). Bij een zeer kleine netto straling is de E_{po} van gras reeds 0 terwijl voor open water dan nog een kleine verdamping berekend wordt.

De verhouding E_{po} . $E_o^{-1} = f$ bleek hier dus niet constant te zijn. Fig. 24 geeft de variatie van f met de (gemeten) netto straling boven gras op de waarnemingsdagen. f varieerde van 0 tot 0,86. Hoewel de waarde 0 direct opvalt heeft zij echter een minder grote practische betekenis, omdat dan ook E_o zeer klein is. Theoretisch is deze waarde wel belangrijk omdat dit duidt op een sterke afname van f bij zeer kleine $_{nt}H$. Ook hieruit zou volgen (aangenomen dat de berekeningswijze van E_o goed is), dat gras met een kleinere opening van de huidmondjes zou reageren op omstandigheden met zware bewolking. Een grotere $_{nt}H$ gaf hier een toename van f. Voor de meeste waarnemingsdagen vonden we een f > 0,50.



FIG. 24. Relation between measured net radiation and the ratio factor $f = E_{po} \cdot E_o^{-1}$. 1, 2, 3, etc. indicate the number of days in each observation period. This figure derived from the data of figures 22 and 23.

In de literatuur zijn voor kort gras of andere gewassen geen f-waarden over zeer korte perioden bekend. Over perioden van ongeveer een halve maand vond PENMAN (1948) in Engeland in de zomer van 1945 waarden tussen 0,69 en 0,96.

Uit de hier gevonden relatie tussen $n_t H$ en f zou een gemiddelde waarde van f voor de waarnemingsperiode geschat kunnen worden, wanneer ook de gemiddelde netto straling over deze periode bekend is. Fig. 25 geeft de jaarlijkse gang

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

van de gemiddelde maandelijkse dagwaarde van de netto straling in Wageningen, berekend (over 15 jaren) volgens regressieformules voor de netto uitstraling voor elke maand van ieder jaar en in de zomermaanden ook voor decaden. Zelfs voor perioden van 10 dagen komt in de beschouwde periode van 1943 t/m 1958 de gemiddelde dagelijkse netto straling in juni, juli en de eerste helft van augustus niet onder de 150 cal. cm⁻². etm⁻¹. De gemiddelde maandelijkse dagwaarde ligt voor de zomermaanden tussen ca. 180 en ca. 260 cal. cm⁻². etm⁻¹. Volgens fig. 24 zou dit overeenkomen met een gemiddelde f-waarde voor juni, juli en half augustus van ca. 0,67.



FIG. 25. Variation of the average daily values of net radiation above grass, of evaporation of an open thin waterlayer and of potential evapotranspiration of short grass. $\bigcirc =$ computed net radiation averaged over a period of 15 years; I = variation of these values for the single months in this period; $\longrightarrow = E_{po}$, computed from fE_o (table 1); $\longrightarrow = E_o$, according to KRAMER (1957), who gives these values averaged over a period of 20 years. However, the values of E_o and therefore the values of E_{po} are somewhat too high. From April till September there is a good agreement between $n_t H$ above short grass and E_o . Evaporation expressed as cal. cm⁻².24 hrs⁻¹ = H_p in this figure.

Uit een van de laatste bewerkingen van zijn lysimeterwaarnemingen bij Wageningen komt MAKKINK (1957) tot een f-waarde van kort gras in de zomermaanden van 0,65. Het door laatstgenoemde auteur gevonden verband tussen E_{po} en E_0 voor iedere maand van het jaar is in fig. 23 met een gestippelde lijn weergegeven. Het bovenste gedeelte van deze lijn geeft het verband in de zomermaanden weer, en dit gedeelte valt ongeveer samen met het midden van de

door ons gevonden regressielijn tussen E_{po} en E_o voor zeer korte perioden in dezelfde tijd van het jaar. MAKKINK vond ook in voor- en najaar een grotere maandelijkse f-waarde dan in de zomer. Deze toename van de gemiddelde f met afnemende daglengte en dus met afnemende $_{nt}H$ zou, vergeleken met de hier gevonden relatie tussen $_{nt}H$ en f midden in de zomer, erop duiden, dat op andere tijden van het jaar voor gras ook andere relaties tussen $_{nt}H$ en f over zeer korte perioden bestaan en dat gras in ons land in het voor- en najaar b.v. een efficiënter gebruik van de netto straling zou kunnen maken dan in de zomer.

De gemiddelde maandelijkse verdamping E_o van een dun watervlies voor centraal Nederland (ontleend aan KRAMER (1957) die de berekeningen over 20 jaar uitvoerde) en de daaruit berekende potentiële verdamping van kort gras (volgens de f-factoren in tabel 1) zijn ook in fig. 25 weergegeven. Uit deze figuur volgt nu, dat in de zomermaanden bij optimale watervoorziening van gras gemiddeld ongeveer 88 % van de netto straling voor de verdamping en ongeveer 12 % voor de verwarming van bodem en lucht gebruikt wordt. Uit onze waarnemingen over korte perioden volgen voor een netto straling van 220 tot 260 cal. cm⁻².etm⁻¹ percentages van resp. 75 en 25. Het verschil wordt hier voornamelijk veroorzaakt door verschillen in de f-factor.

3.2. De invloed van het grasmaaien

Van de tien keer dat speciale aandacht werd besteed aan de invloed van het grasknippen op het vochtgehalteverloop in de bodem en op de verdamping, kon hier toch geen enkele maal een duidelijke afwijking (vermindering) in verdamping waargenomen worden.

Redenen waarom de potentiële verdamping verminderd zou kunnen zijn worden hier gerecapituleerd:

(1) door maaien wordt het gewas beschadigd en wordt het verdampend oppervlak (huidmondjes) sterk gereduceerd,

(2) het oppervlak waaraan energieopname kan geschieden wordt verkleind en ook de ruwheid van het oppervlak kan afgenomen zijn,

(3) maaien kan invloed hebben op de bodembedekking, vooral bij een dun gewas. Bij niet volledige bodembedekking kan meer energie voor de verwarming van bodem en lucht gebruikt worden,

(4) bij een kort gewas kan de temperatuur T_{ea} van het uitstralend oppervlak anders (hoger) zijn dan bij een hoger gewas. Maaien kan dus de netto straling beïnvloeden (verminderen).

Het kan zijn dat hier de graslengte (max. \pm 6 cm), vooral in verband met de lage windsnelheden en dus geringe advectie (tabel 18), nooit lang genoeg geweest is om een meetbare invloed op de verdamping uit te oefenen.

MAKKINK (1957) vond ook niet altijd een duidelijke toename van de verdamping bij langer gras (hoogte soms 13 cm) doch wel meestal een afname na maaien (tabel 20). Een verschil tussen de met lysimeters gemeten en de berekende E_{po} kon niet stééds overbrugd worden met een correctie voor grotere ruwheid van lang gras. De afvoer van de gevormde waterdamp hoeft immers niet altijd de beperkende factor voor verdamping te zijn.

Wanneer ten gevolge van maaien van een gewas een vermindering in de verdamping waargenomen wordt is soms moeilijk te zeggen welke van bovengenoemde factoren al of niet hierop van invloed geweest zijn. Afname in potentiële verdamping van lucerne na maaien in Wisconsin (V.S.) wordt door

TABLE 20. The effect of grasslength and of the cutting of grass on the potential evapotranspiration in June, July and half August 1953. Data according to lysimeter observations of MAKKINK (1957) at Wageningen. $(E_{po} \text{ expressed as mm. 7 days}^{-1})$.

Grasslength (cm)	3	5,5	8	4	5,5	8	11	2,5	4	6	8
$E_{po} \text{ computed } (= E_o \cdot 0.8)$ $E_{bo} \text{ observed } (= E_o \cdot f^*)$	27	23	24	24	22	22	26	19	14	25	18
	22	23	24	25	31	23	32	11	11	36	31
0,8/f*	1,22	1,00	1,00	0,96	0,71	0,95	0,81	1,72	1,27	0,70	0,58
f*		0,80	0,80	0,83	1,12	0,84	0,98	0,46	0.63	1.14	1,35

TANNER (1958) en door SUOMI en TANNER (1958) vooral toegeschreven aan de niet meer volledige bodembedekking. Over de, volgens laatstgenoemde auteurs, goed uitgevoerde experimenten van ASLYNG en KRISTENSEN in Denemarken en van HAGAN en PETERSON in Californië schrijven zij: "...the experiments demonstrated that the evapotranspiration from clover-grass mixtures and alfalfa was not influenced appreciably by the frequency of cutting, which would effect total leaf area..."

4. VERDAMPING, OPBRENGST EN WATERONTTREKKING BIJ LIMITERENDE VOCHT-VOORZIENING

4.1. De beschikbaarheid van het bodemvocht

Hoewel in deze zandgrond tussen veldcapaciteit en verwelkingspunt slechts weinig water voor onttrekking door planten ter beschikking staat, ca. 5-6 vol. %





voor diepten van 0 tot 30 cm (fig. 18), bleek deze grond toch wel geschikt voor bestudering van de vochtonttrekking bij vochtgehalten beneden veldcapaciteit. Het is nl. niet zo, dat van het totaal beschikbare bodemvocht tussen $pF \approx 2,7$ en $pF \approx 4,2$ een groot percentage onttrokken kan worden zonder dat daarbij de vochtspanning sterk toeneemt, zoals bij veel lichtere gronden dikwijls het geval is. De kracht waarmee het water aan de bodemdeeltjes gebonden wordt neemt hier reeds na geringe wateronttrekking direct toe (fig. 26).

Wanneer van 15 mm beschikbaar water over 0-30 cm diepte 40, 60 of 80 % onttrokken wordt, dit zijn resp. ca. 6, 9 of 12 mm, neemt de vochtspanning in deze grond reeds toe tot resp. ca. 3, 6 en 10 atm. Bij vochtgehalten beneden veldcapaciteit kan het gras slechts met steeds grotere kracht nog water aan de bodem onttrekken. Uit de "sandy soil" (curve in fig. 26 volgens gegevens van HAGAN (1958)) zou 80 % van het totaal beschikbare water onttrokken kunnen worden zonder dat de vochtspanning daarna hoger oploopt dan tot 1,5 à 2 atm.

4.2. De vochtonttrekking uit de bodem

Voor de bestudering gedurende wat langere tijd van de vochtontrekking uit de bodem en van de verdamping van gras bij vochtgehalten beneden veldcapaciteit werd het proefveld met glas tegen regen afgedekt (foto 3).

Fig. 27 geeft het vochtgehalteverloop op enkele diepten onder gras tijdens een korte en een lange uitdrogingsperiode van half juli tot half augustus. Op dag A en op de dagen B werd water gegeven.

Tijdens de langere uitdrogingsperiode nam de vochtonttrekking tussen $pF \approx 2,7$ en $pF \approx 4,2$ op de meetdiepten van 2, 5 en 9 cm met de tijd duidelijk af. Tijdens de korte uitdroging na watergift op dag A was dit nog niet het geval. De hier geconstateerde steeds sterkere afname in de wateronttrekking uit de wortelzone (volgens o.a. WEAVER (1926), GOEDEWAGEN (1942) en SCHUURMAN (1954) mag aangenomen worden dat 80-90 % van het wortelstelsel van gras zich in de laag van 0-15 cm diepte bevindt en dat die laag goed doorworteld is) was geen gevolg van een steeds mindere verdamping van gras, maar moet veroorzaakt zijn door het moeilijker beschikbaar komen van het bodemvocht bij hogere vochtspanningen. Dit resultaat voor de wateronttrekking uit de wortelzone van gras is dan in strijd met de proefresultaten en met de opvatting van VEIHMEYER en HENDRICKSON (1955, 1957) als zou het verloop van het vochtgehalte in de wortelzone van gewassen met de tijd, van veldcapaciteit tot verwelkingspunt, veelal rechtlijnig en het bodemvocht tussen deze grenzen gelijk beschikbaar zijn (theory of "equal availability").

Opvallend is, dat het vochtgehalte op 25 cm diepte (fig. 27) tijdens deze uitdrogingsperiode zo weinig en langzaam verminderde. Er was tijdens deze periode slechts twee keer een duidelijke afname in X_w op die diepte. Het is mogelijk dat de diepere wortels juist in de buurt van dit meetelement minder actief waren, maar ook op andere meetplaatsen in het proefveld bleek, dat bij afnemende vochtvoorziening in de bovengrond de wateronttrekking op 25 cm en dieper niet sterk toenam, zoals verwacht zou kunnen worden, maar zelfs verminderde ondanks een vrij hoog vochtgehalte daar. Op deze zandgrond en onder de proefomstandigheden bij afnemende watervoorziening bleken de wortels in de laag van 0 tot ca. 20 cm de meeste activiteit te ontplooien.

Uit het verloop van het vochtgehalte blijkt ook, dat eerst het meeste bodemvocht uit de bovenste grondlagen onttrokken wordt en dat daarna de wortels op 5 tot 10 cm diepte voor de vochtvoorziening van het gras relatief belangrijker



FIG. 27. Decrease of moisture content (X_w) at various depths in the sandy soil under grass. A, B = irrigation days. The net radiant flux densities, as a measure of E_{po} , on each day are indicated at the top of the figure. The observations were carried out during each night. $\triangle = 2 \text{ cm depth}; \bigcirc = 5 \text{ cm depth}; \bigcirc = 9 \text{ cm depth}; \bigcirc = 25 \text{ cm depth}$. About 20 days after the last irrigation the grass stopped growing (a), 4 days later on the grass field showed yellow spots (b) and 10 days later on again the whole grass field begun withering (c) (compare figure 28). Details concerning the wateruptake at moisture contents within the available range, between field capacity and wilting point, are discussed in the text.

worden. Het verloop op -5 en vooral op -9 cm vertoont gedurende zekere tijd een min of meer rechtlijnig karakter terwijl dan juist de onttrekking op -2 cm sterk verminderd is. Dit, en de uiteindelijk sterkere onttrekking van het bodemvocht op -5 maar vooral op -9 cm (onttrekking tot iets beneden het verwelkingspunt?) duidt op een grotere worteldichtheid of op een grotere of groter wordende wortelactiviteit op deze diepten.

Het vochtgehalteverloop op verschillende diepten in een POPOFF-pot¹ is in fig. 28 weergegeven. Het verloop op -2 cm vertoont een duidelijk kromlijnig verband met de tijd zoals gevonden werd in de wortelzone van gras onder veldomstandigheden. Op -5 cm is het verloop van X_w nog wel als kromlijnig te beschouwen maar toch is er ook een min of meer rechtlijnig gedeelte. Het verband tussen X_w en de tijd op grotere diepten is duidelijk lineair en op -20 cm is het zelfs een weinig naar beneden gebogen lijn. De gedeeltelijk gemeten en

¹ Een POPOFF-pot is een weegbare cylinder, 25 cm diep en 25 cm in doorsnede, waarvan de bodem uit fijn gaas bestaat. Het is een zeer kleine en eenvoudige lysimeter; drainwater kan opgevangen worden.



FIG. 28. Decrease of moisture content (X_w) at various depths in the sandy soil under grass, grown in a Popoff-pot. B = irrigation day. The net radiant flux densities, as a measure of E_{po} , on each day are indicated at the top of the figure. The observations of X_w were carried out during the night. $\bigcirc = 2 \text{ cm depth}; \bullet = 5 \text{ cm depth}; \triangle = 10 \text{ cm depth};$ $\checkmark = 20 \text{ cm depth}$. About 9-10 days after irrigation the grass stopped growing (a) and about 13-14 days after irrigation the grass withered here on this sandy soil (c). (Compare figure 27). Discussions on wateruptake from various depths are given in the text.

gedeeltelijk berekende netto straling is ook in de figuur weergegeven en vertoont geen duidelijke constante toename met de tijd.

Het hier gevonden vochtgehalteverloop op 10 en 20 cm diepte in de pot zou op het eerste gezicht de theorie van "equal availability" steunen. Het is echter duidelijk, dat een conclusie over gelijke beschikbaarheid van water niet alleen gebaseerd kan zijn op een rechtlijnig verband tussen X_w en de tijd. Ondanks het lineaire vochtgehalteverloop op 10 en 20 cm diepte blijkt hier direct, dat de verdamping toch sterk gereduceerd moet zijn. Een rechtlijnig verband duidt er

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

alleen op, dat de vochtonttrekking per dag op de plaats van de meting constant blijft.

Ook uit deze waarnemingen moet verder geconcludeerd worden, dat naarmate de bovenste grondlaag uitdroogt de wateronttrekking door de wortels op grotere diepte belangrijker wordt. Ook hier werd op -5, -10 en -20 cm een sterkere vochtonttrekking waargenomen, nl. tot het vochtgehalte bij $pF \approx 4,2$, dan op -2 cm.

De worteluitbreiding was in de POPOFF-pot sterker dan in het vrije veld. De wortels waren over het hele oppervlak door het gaas aan de onderkant van de pot heengegroeid en hingen daar met een lengte van ca. 20 cm onderuit. Het vochtgehalteverloop op -10 en -20 cm in de pot kan er op duiden, dat dichter bij de (actievere) wortels gemeten werd. Het min of meer naar beneden gebogen vochtgehalteverloop, bij soms afnemende netto straling, zou meer in de richting kunnen wijzen van actievere wortels of wortelgroei dan van meting dichter bij de wortels ten gevolge van een grotere worteldichtheid alleen.

BROWN, DARROW, HARRISON en SPRAQUE (ontleend aan MAKKINK (1954)) vermelden, dat de beste temperatuur voor wortelgroei van gras tussen 13 en 21 °C ligt (voor Poa pratensis beneden 16 °C) en dat wortelgroei stilstaat wanneer de bodemtemperatuur hoger is dan 27°C. De bodemtemperaturen in de pot waren steeds 0-2,5°C hoger dan in het proefveld. In het proefveld onder glas varieerden tijdens de uitdrogingsperioden de maximum temperaturen op 3 en 15 cm diepte resp. tussen 22,0 en 31,5 °C en tussen 19,0 en 24,5 °C. De minimum temperaturen op die diepten varieerden resp. tussen 15,0 en 20,5 °C en tussen 16,5 en 20,5 °C. Het blijkt dus, dat zowel gunstige als heel ongunstige temperaturen voor wortelgroei voorgekomen zijn en dat wortelgroei toch niet uitgesloten geacht moet worden.

De mindere worteldichtheid, wortelactiviteit of wortelgroei op -2 cm zou wellicht verklaard kunnen worden door de gemiddeld hogere en vaker voorkomende ongunstige temperatuur daar.

4.3. De grasgroei en de grasopbrengst

Tijdens verschillende uitdrogingsperioden en tegelijkertijd ook bij optimale watervoorziening werden om de 10 à 12 dagen de grasopbrengsten van 2500 cm² bodemoppervlak bepaald. Daartoe werd een raam van 50 cm \times 50 cm op de grasmat gelegd en het gras daarbinnen steeds tot ca. 1,5 cm boven de grond afgeknipt. Het vers gewicht werd door weging bepaald. De opbrengstbepalingen werden in drievoud uitgevoerd, zodat voor iedere periode steeds 6 opbrengstgegevens verkregen werden, nl. 3 van het gras bij optimale- en 3 bij limiterende watervoorziening. Van ieder paar bepalingen werd de opbrengstverhouding O_{ac}/O_{po} berekend. (O_{ac} en O_{po} zijn de opbrengsten van het verse materiaal bij resp. limiterende en optimale watervoorziening). Na de opbrengstbepalingen werd steeds het hele proefveld geknipt. De opbrengsten onder glas bij goede watervoorziening in de zomermaanden varieerden weinig, nl. van 55 tot 62 gr vers materiaal per 10 dagen. Ook de netto straling was vrij constant, nl. 200 tot 220 cal. cm⁻².etm⁻¹ gemiddeld over iedere droogteperiode.

Fig. 29 geeft het verband tussen $O_{ac}/O_{po} \times 100$ % en het percentage van het beschikbare water dat gemiddeld over de meetdiepten van 2, 5, 9 en 15 cm en gemiddeld over de perioden van 10 à 12 dagen onttrokken was. Bij de bepaling van dit percentage werden dus aan de vochtspanningen op iedere dag in de periode gelijke gewichten gegeven.

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)



FIG. 29. Relative yield of grass as a function of moisture depletion. The depletion averaged over each growing period of 10-12 days and averaged over the total root depth. The yields (O_{po}) obtained under potential evapotranspiration were considered as 100%. The green weights of the leaves (gr) at harvesting days were considered as the yields of grass. ———— = relation with depletion only in the upper soil layers (2 cm depth) but averaged over the whole growing periods; ——— = relation with depletion only in the deeper soil layers (10-15 cm depth) but also averaged over the growing periods; • = grass grown in a POPOF-pot. All other data from observations and determinations on grass grown in the field.

Uit de figuur blijkt duidelijk dat, op deze grondsoort en onder de heersende proefomstandigheden, de grasopbrengst afneemt zodra de gemiddelde vochtspanning in de wortelzone tijdens de groeiperiode boven $pF \approx 2,7$ komt. Uit de ligging van de waarnemingspunten zou geconcludeerd moeten worden dat wanneer ca. 100 % van het beschikbare water onttrokken is, de grasgroei (in het veld) nog niet helemaal stil staat. Het is evenwel mogelijk, dat het vochtgehalte in de wortelzone op de plaats waar de grasopbrengsten bepaald werden niet overal gelijk was aan het vochtgehalte op de meetplaatsen van λ_{so} . De conclusie dat de opbrengst hier sterk afneemt met toenemende vochtspanning in de wortelzone kan toch gehandhaafd blijven. In de POPOFF-pot werd, nadat alle beschikbare bodemvocht onttrokken was, wel een duidelijke stilstand in de grasgroei geconstateerd.

Met de mogelijkheid dat maaien reeds een verlagende invloed op de volgende grasopbrengst kan hebben moet rekening worden gehouden. Voor hernieuwde groei na maaien zullen immers voedselreserves vooral in de ondergrondse plantendelen aangesproken moeten worden. Dit kan (op de wortelactiviteit en

dus ook op de verdamping) een nadelige invloed hebben. De opbrengst O_{ac} werd echter steeds vergeleken met de grasopbrengst O_{po} over dezelfde groeiperiode bij goede watervoorziening waarbij dus ook dit verschijnsel opgetreden zal zijn. Het kan zijn, dat de nadelige invloed bij limiterende watervoorziening wat zwaarder weegt.

In de figuren 27 en 28 zijn ook enkele bijzonderheden omtrent de toestand van de grasmat aangetekend. Hoewel op de 3e dag na watergift B in de wortelzone van gras in de pot meer water aanwezig was dan in de wortelzone van gras op het proefveld, stond de grasgroei in de pot eerder stil dan de groei elders. Ook verdorde en vergeelde het gras in de pot eerder dan het gras buiten de pot.

Aan het einde van de uitdrogingsperioden werd steeds water gegeven en werd veelal de glasafdekking verwijderd. Het dikwijls verdroogde grasdek herstelde zich na regenval of extra watergift opmerkelijk snel. Na drie of vier dagen was de grasmat weer groen en groeide het gras weer. Het gras bleek ondergronds nooit dood te zijn geweest.

Het verband tussen de opbrengstverhouding en de wateronttrekking (fig. 29) verandert hier slechts weinig van gedaante maar wel van plaats wanneer aan de vochtspanning op een bepaalde diepte of op een bepaald tijdstip een groter gewicht wordt toegekend dan op andere diepten en op andere tijden in de groeiperiode. Het blijkt ook uit het vochtgehalteverloop volgens de figuren 27 en 28, dat hier een sterkere resp. een minder sterke afname van de opbrengst bij hoger wordende vochtspanning geconstateerd wordt wanneer alleen de vochtonttrekking op resp. -2 cm en op -10 cm in de beschouwing betrokken wordt. Ook wanneer de vochtonttrekking aan het begin resp. aan het einde van de periode als maatstaf genomen wordt, verschuiven de punten in fig. 29 hier resp. naar links en naar rechts. Wanneer alleen de bovenste curve van fig. 29 bekend is, zou voor dit grasdek op deze grondsoort daaruit geconcludeerd moeten worden dat eerst na ca. 20 % onttrekking van het beschikbare bodemvocht water toegediend moet worden om oogstdepressies te voorkomen; uit de onderste curve zou volgen dat de bodem altijd op veldcapaciteit moet zijn. (Aangenomen wordt dan dat hier optimale grasopbrengsten verkregen zouden worden met vochtge-

halten in de wortelzone bij veldcapaciteit). Het bleek, dat de vochtspanning op 5 cm diepte veelal een goede indruk gaf van de gemiddelde vochtspanning in de actieve wortelzone.

Het was niet goed mogelijk de uitdrogingsperioden van het gras te verdelen in perioden met duidelijk verschillende netto straling of verdamping. De droogteperioden werden hier immers kunstmatig verkregen door de afdekking tegen regen. Het is wellicht te verwachten dat het hier gevonden verband tussen het opbrengstpercentage en het percentage onttrokken bodemvocht nog afhankelijk is van de potentiële evapotranspiratie, nl. een sterkere opbrengstdepressie bij grotere verdamping en een minder grote depressie bij lagere verdamping.

De verdamping bij limiterende watervoorziening

De afname van de dagelijkse verdamping ten gevolge van hogere vocht-4.4. spanningen in de wortelzone blijkt uit fig. 30. (Door de lage windsnelheden onder de glaskap en de overal gelijke en vrij hoge luchttemperatuur daar zal het verschil in verdamping veroorzaakt zijn door verschillen in beschikbaarheid

Zoveel mogelijk werd onderscheid gemaakt in dagen met een grote, middelvan het bodemvocht.) matige en lage netto straling, resp. $ntH \ge 300$, $150 \le ntH \le 250$ en $ntH \le 90$



available water depletion (%)

FIG. 30. Relative daily evapotranspiration rate of short grass as a function of moisture depletion averaged over the total root depth. The evapotranspiration under moisture contents greater than or equal to the moisture content at field capacity in the root zone was considered as potential evapotranspiration. $\triangle =$ under $_{nt}H \le 90$ cal. cm⁻². 24 hrs⁻¹; $\nabla =$ under $_{150} \le _{nt}H \le 250$; $\bigcirc =$ under $_{nt}H \ge 300$ cal. cm⁻². 24 hrs⁻¹. The decrease of evapotranspiration under moisture stress is dependent on net radiation gain.

cal. cm⁻². etm⁻¹. De waarnemingen wijzen erop, dat de grootte van de werkelijke evapotranspiratie bij limiterende watervoorziening niet alleen afhankelijk is van de heersende vochtspanning, maar ook van de netto straling, d.w.z. van de verdamping die opgetreden zou zijn bij optimale watervoorziening. Dit resultaat is in overeenstemming met de conclusies van MAKKINK en VAN HEEMST (1956) uit hun lysimeteronderzoek.

De snelle afname van de verdamping bij hogere vochtspanning in de laag van 0 tot 20 cm diepte, vooral bij sterke instraling, duidt erop dat de onttrekking van bodemwater door de wortels in de diepere lagen voor de vochtvoorziening van het gras hier van ondergeschikt belang is geweest.

Beschouwen we alleen de dagen met $150 \le {}_{nt}H \le 250$, dan volgt uit een vergelijking van fig. 29 met fig. 30 dat de opbrengstverhouding O_{ac}/O_{po} bij ieder vochtgehalte in de wortelzone ongeveer gelijk is aan de verhouding E_{ac}/E_{po} en dat de productie vers materiaal, O_{ac} , dan gelijk is aan $(O_{po}/E_{po}) E_{ac}$. Het zou voor de hand liggen direct te concluderen dat voor O_{ac} geschreven kan worden: een min of meer constante factor (b.v. gr vers materiaal per kg water) × het waterverbruik (in kg water) in analogie met de formule $P_r = nW$ volgens DE WIT (1958), waarin P_r de totale productie aan droge stof per oppervlakte een-

heid en n een constante factor is. Er zijn echter belangrijke verschillen alleen al omdat hier O_{ac} de productie vers materiaal is en het gras onder een glasafdekking groeide.

5. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Het waterverbruik van kort gras op een zandgrond onder optimale en limiterende watervoorziening werd nagegaan volgens de methode van de waterbalans in de wortelzone.

De vochtgehalten op verschillende diepten in de grond werden berekend uit de gemeten warmtegeleidingsvermogens. De warmtegeleidingsvermogens werden gedurende de waarnemingsperiode iedere nacht automatisch gemeten en geregistreerd. Over een bepaald tijdsverloop werd de totale verandering van de bodemvoorraad water (ΔS_{so}) tot 75 cm diepte grafisch bepaald uit het verband tussen ΔX_w op iedere meetdiepte en de diepte. Omdat capillaire opstijging van water naar de wortelzone van het gras hier verwaarloosd mocht worden, kon de verdamping berekend worden uit $P \pm \Delta S_{so}$, waarin P de gemeten neerslag was.

Bij herhaald dagelijks gebruik bleken de meetelementen een levensduur van ca. 3 maanden te hebben.

Kunstmatige droogteperioden werden verkregen door plaatsing van een glasdek over het proefveld (foto 3). Met behulp van de "poor man's radiometer" kon de straling onder glas bestudeerd worden.

De gemiddelde dagelijkse transmissiecoëfficiënt γ_g van het glasdek met het raamwerk varieert met de gemiddelde zonshoogte (begin juli ca. 65 % en half september ca. 57 %). De eerst aan het aardoppervlak en daarna tegen het glasdek teruggekaatste straling bedraagt hier nog 4 à 5 % van de totale straling buiten glas. De netto langgolvige uitstraling van de bodem $(n_t H_{ea}^g)$ wordt door het glas sterk verminderd (tabel 17, fig. 21). De netto straling onder glas $(n_t H^g)$ is hier ca. 92 % van de netto kortgolvige straling onder glas $(n_t H_{su}^g)$ en ca. 75 % van de gemeten kortgolvige straling onder glas (H_{su}^g) . Ten gevolge van de glasafdekking wordt de netto straling 25-30 % verminderd.

Over perioden van 1 tot 6 dagen in de zomer (veelal regenloze dagen) wordt tussen de potentiële verdamping van kort gras (E_{po}) en de (gemeten) netto straling (ntH) een goed rechtlijnig verband gevonden (fig. 22). De hoeveelheid energie die voor de potentiële verdamping van deze grasmat gebruikt wordt varieert voor zeer zwaarbewolkte dagen tot zeer heldere dagen van 0 tot 85 % van ntH. Voor een gemiddelde waarde van ntH in de zomerperiode wordt hier ca. 70-75 % van ntH voor de verdamping en ca. 30-25 % voor de verwarming van bodem en lucht gebruikt.

De berekende verdamping van vrij water (E_o) , uitgedrukt in cal. cm⁻². etm⁻¹, blijkt in deze perioden ongeveer gelijk te zijn aan de gemeten netto straling boven gras. De in de literatuur opgegeven waarden van de verhouding E_{po}/E_o voor langere perioden, b.v. van een maand met dus gemiddelde waarden van de netto straling per dag, variëren in de zomer ook van 0,6 tot 0,8.

Het hier gevonden verband tussen E_{po} en E_o voor korte perioden is rechtlijnig (fig. 23) en f varieert van 0 tot ca. 0,95. Voor de meeste waarnemingsdagen blijkt f > 0,50 te zijn (fig. 24). Het is mogelijk een gemiddelde waarde van $f(\pm 0,67)$ voor de zomerperiode uit deze dagelijkse waarnemingen te bepalen. De indruk wordt verkregen, dat de grootte van de factor f, misschien ook door

Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59 (10), 1-93 (1959)

de openingstoestand van de huidmondjes, afhankelijk is van weersomstandigheden. Met toenemende bewolking neemt f af.

Hoewel er factoren zijn die na maaien van een gewas de potentiële verdamping kunnen doen verminderen, kan hier onder de heersende proefomstandigheden toch geen duidelijke invloed van het grasmaaien op de verdamping aangetoond worden. Misschien is de graslengte onder de proefomstandigheden nooit lang genoeg geweest, of misschien was het maairegime voor het kort houden van het gras te frequent waardoor het gras zich nooit goed heeft kunnen herstellen van beschadiging.

Bij limiterende watervoorziening blijken de verdamping en de grasopbrengst te verminderen zodra het vochtgehalte in de wortelzone beneden dat bij veldcapaciteit komt (fig. 29 en fig. 30). Het verband tussen opbrengst resp. verdamping en vochtspanning in de wortelzone is echter afhankelijk van de diepte waarop de vochtspanning gemeten wordt. De afname van de verdamping ten gevolge van hogere vochtspanningen is ook afhankelijk van de potentiële verdamping.

Verschillen in vochtonttrekking op verschillende diepten in de wortelzone zullen veroorzaakt worden door variaties in worteldichtheid en/of wortelactiviteit. Het blijkt dat hier de vochtonttrekking op -5 tot -10 cm sterker is dan op 2 cm diepte en dat, in het proefveld, dieper dan 25 cm de worteldichtheid zeer gering is of dat de wortels daar voor de watervoorziening van het gewas minder belangrijk zijn (fig. 27 en fig. 28).

De worteluitbreiding in een pot is hier sterker dan in het veld. Het gras in de pot groeit sneller en bij limiterende watervoorziening is het vochtgehalte in de grond ook eerder op verwelkingspunt gekomen dan buiten de pot. De gemiddeld hogere bodemtemperaturen in de pot wijzen op een andere warmtehuishouding, waarbij tevens de verdamping vergroot moet zijn.

Met de hier gevolgde continue vochtgehaltebepalingsmethode met behulp van de meetelementen voor λ_{so} , kon een goede indruk verkregen worden omtrent de wijze van wateronttrekking uit de wortelzone of van de wortelactiviteit.

ABSTRACT

STUDIES ON RADIATION AND ON EVAPOTRANSPIRATION OF GRASS

I. INTRODUCTION

The radiant flux from the sun that reaches the earth and its atmosphere is about 43×10^{14} kWh per day. The study of solar radiation and of the energy balance at the earth surface is important for water use of plants and water requirements of cultivated areas. This is especially true for land and water management in irrigated areas. About 50 % of the radiant flux from the sun, as it reaches the outer atmosphere, is used in heating of soil and air and in evaporation of water.

The most important physical factors connected with water use and transpiration of different crops are discussed. The energy or heat balance and the different heat flux density terms, important for the heating of the soil and the air and evaporation of water, are examined. Regression formulas, which give a

relation between the radiant heat flux density and the state of the atmosphere as cloudiness or humidity of the air, and sources of energy different from radiation are also discussed.

Two net radiometers, one developed in the U.S.A. and the other in the U.S.S.R., were tested and their usefulness for precise computations of the radiation balance was examined.

Water uptake by short grass from various depths in a sandy soil under low moisture stress (to study the potential evapotranspiration) and under high moisture stress (to study the decrease in evapotranspiration, in growth and in yield) is studied. A description of the automatic measuring method, with which the moisture content in the root zone and its variations, both with time and depth, were recorded over very short time intervals during long periods and the results obtained are also given. The evapotranspiration, the growth and the yields are compared with the measured net radiation.

The measurements were carried out by the author in 1956–1958 at the observation field of the Laboratory of Physics and Meteorology at Wageningen $(51^{\circ}58' \text{ N}, 5^{\circ}39' \text{ E}).$

II. EVAPORATION

The most important factors which determine the evapotranspiration of a crop (cultivated area) in a given time interval are discussed (energy, latent heat of vaporization, available at the evaporating surface during the period; velocity of watersupply to the evaporating surface (= leaves); aperture of the stomata in relation with the diffusion of water vapor; transport of water vapor from the airlayer above the evaporating surface). Actual evapotranspiration (E_{ac}) has been compared with potential evapotranspiration (E_{po}) . There are circumstances under which E_{ac} equals E_{po} . They were discussed at the Meeting on Physics in Agriculture at Wageningen in 1955.

The E_{ac} differs from E_{po} if the plants are not of uniform height, or the area is not an extended surface. There may be a more intensive turbulent water vapor transport and more advected energy. If all other factors are equal, E_{ac} exceeds E_{po} . The shape of the plants may also have an influence on the evapotranspiration. If there is no complete shading of the ground the actual evapotranspiration can exceed E_{po} or can be smaller, dependent on moisture content of the upper soil layers and on irradiation. When the crop is not actively growing, for example grass after cutting, and when there is a shortage of water evapotranspiration also decreases (physical and plant physiological effects).

The evaporation (E_o) of an extended open thin waterlayer can be computed from an energy balance if all the terms are determined with sufficient accuracy.

The E_{po} of a cultivated area is usually assumed to be proportional to E_o . An empirical proportionality factor f is introduced (table 1). It is better to determine E_{po} using this empirical factor than from a computation which considers the aperture of the stomata, daylength, etc. One often uses the same reduction factor for different crops with different heights. Mostly the f factor for short grass is used. This is only justified under special circumstances (no wind movement through the crops and no difference in roughness of the evaporating surfaces; the available energy for evaporation for each overgrown surface must be the same; the influence of morphological and physiological differences of the various crops must be negligible).

It is difficult to conclude from experiments on adjacent small areas with different crops whether the morphological differences of the crops influence evapotranspiration or not.

III. THE ENERGY BALANCE

The complete energy balance is given in eq. (2) and fig. 2. The influence of advected energy on evapotranspiration (oasis-effect) can be enormous but this term is still difficult to compute. Therefore the method of the energy balance is less suitable for evaporation estimates in areas in which a considerable supply of sensible heat by warm dry winds takes place (arid- and semi-arid climates).

If the short wave-length radiation of the sun and sky (H_{su}) is not measured, it must be calculated from empirical regression equations (4) to (9). See also the tables 3 to 6. The errors in such equations are discussed.

The energy going into photosynthesis is generally ignored in the energy balance. During some short periods, however, in the growing season the light energy conversion can be much greater than the usual 1-2% of the energy in all visible wave-lengths (5-10% for sugar beets).

Reflectivities of overgrown surfaces are difficult to compute. Some experimental determinations are collected in the tables 7, 8 and 9. The meteorological conditions under which the observations were carried out are not always wellknown, although these conditions, for example cloudiness, must have had influence on the results.

The net long wave-length radiation of the earth under a clear sky $(_{nt}H_{ea}^{o})$ must be computed from eq. (18). The empirical constants are collected in the tables 10, 11 and 12. Often one supposes $\bar{T}_{ai} = \bar{T}_{ea}$ and then eq. (18) equals eq. (19). If \bar{T}_{ea} is somewhat higher than \bar{T}_{ai} , $_{ni}H_{ea}^{o}$ becomes greater (table 13). Eq. (18) must then be used.

Formulas (20) to (23) give the influence of clouds and sunshine percentage respectively on the net long wave-length radiation of the earth (see also fig. 4). Computations using the sunshine percentage $n_{/N}$ give better results during the daytime than computations using cloudcover factors \overline{m}_d and ν . During the night the cloudiness \overline{m}_n must be used. The nocturnal cloud conditions can be estimated from the air and soil temperature variations during the night (fig. 3, eq. (22)).

The latent heat flux density from dewfall (H_{dw}) is small and can be neglected. The heat stored in the cropvolume is small, especially for short crops. Thus the net radiant heat flux density (eq. (24)) equals the sensible heat flux densities to the soil and the air $(H_{so} + H_{ai})$ plus the latent heat flux density for evaporation (H_{ev}) . Especially H_{at} is still difficult to compute.

Under conditions of moisture stress, the moisture content of the soil is much more important for the distribution of the available heat over soil, air and evaporation than the type of soil cover.

IV. MEASUREMENT OF THE NET RADIATION

The "poor man's radiometer" of SUOMI and KUHN is shown on photo 1 and in figure 5. A record is reproduced in fig. 6. The theory of the instrument is given (formulas (44a) and (44b)). If the temperature of the surrounding air is unknown, the simpler but less accurate formula (45) (see also fig. 7) may be used. This formula is in good agreement with formula (46) developed in the U.S.A., but

84

gives somewhat too low values for ntH (see captions to figures 9, 10 and 11). This net radiometer seems to be less suitable for measurements over short time intervals or close to the surface.

From a comparison of the measured net radiation above short grass with the computed net radiation from \overline{T}_{ai} , \overline{e}_d and n_N according to formulas (19), (21) and (23), it follows that, even for periods of one day, the error in $f(\overline{e}_d)$, in $\overline{T}_{ai} = \overline{T}_{ea}$, and in $f(\overline{m}_d)$ or $f(n_N)$ is relatively small (fig. 12). However, when the cloudiness during the night differs from the cloudiness during daytime the errors in the computations become greater due to the errors in $f(n_N)$ (see fig. 12 and table 15). Better results are obtained from formula (22).

Fig. 14 gives the relation between H_{su} and $_{nt}H$ under a clear sky and under a cloudy sky. The net long wave-length radiation of the earth is more or less constant for such days (fig. 13). The regression formulas obtained from these measurements are in good agreement with results in the U.S.A.

Some measurements with a second net radiometer, developed in the U.S.S.R., which is not shielded against wind are given in the figures 15 and 16. The convective and turbulent transport of heat from the blackened surfaces shows clearly in the records and has a highly disturbing influence.

The figures, the tables and the formulas in this chapter are self-explanatory.

V. THE EVAPOTRANSPIRATION OF SHORT GRASS

Over a certain time interval, often one to three days, the evapotranspiration of grass was calculated according to formula (53). The moisture content X_w of the soil at various depths (max. 75 cm) was determined continuously from thermal conductivity measurements (see figures 17 to 20 and photographs 4 and 5). The total change in soil moisture (ΔS_{so}) over a time interval can be determined from a graph giving ΔX_w as a function of depth. The ground water table was at 2 m depth. Capillary rise of water to the root zone could be neglected.

Artificial drying periods were obtained by screening the grassfield by a glass cover (photo 3). The radiation under glass was studied by means of the net radiometer. Some results of the measurements are summarized in table 17.

Fig. 22 gives the relation between ntH and E_{po} . The ratio $(H_{so} + H_{at})H_{ev}^{-1}$ varies from 0,2 to 3,0, dependent on ntH.

There is a variation of E_{po} . E_0^{-1} with the net radiation (figures 23 and 24). It is difficult to say whether the aperture of the stomata or the stability of the atmosphere are of influence. Here, the average value of f was found to be ca. 0,67.

About 75–80 % of the net radiant heat flux density was used for evaporation and about 25-20 % for heating the soil and the air. No influence of cutting the grass was observed.

The moisture uptake at various depths from the soil is given in the figures 27 and 28. There is a difference between the uptake from the field soil and from the soil in a POPOFF-pot. Differences in soil temperature could have had influence on root growth which was different in the field from that in the POPOFF-pot.

The decrease of yields and of evapotranspiration due to increase of moisture stress on various depths in the soil is given in figures 29 and 30. Evapotranspiration at a given moisture stress is still dependent on the net radiation and thus on the E_{po} . The same holds for the yield.

SYMBOLS USED

(There is some duplication of symbols because of the desire to preserve the notation in the original papers).

A	Correction factor (II.2.1; V.3).	· .
A	Empirical constant in the vapor pressure function	
	(16); table 11.	
a	Empirical constant in the radiation formula (9);	1
	table 6.	· .
а	Empirical constant in the vapor pressure function	
	(17): table 12.	
<i>a</i> *	Coefficient of heat transfer.	cal. cm^{-2} . min^{-1} . $^{\circ}C^{-1}$
a,	Average absorption coefficient of the glasscover for	
~ <i>g</i>	the reflected short wave-length radiation.	
B	Evaporation (II.2.1: V.3).	mm, 24 hrs ⁻¹
B	Empirical constant in the vanor pressure function	
2	(16): table 11	
h	Empirical constant in the radiation formula (9).	
U .	table 6	
h	Empirical constant in the vapor pressure function	
U	(17): table 12	
ĥ	Blackened bottom surface of net radiometer	
C	Factor in the cloud formula (23): table 14	
C1. C2. C	Surface ratios: some constants.	
d1. d2. di. dina	Laver thickness.	cm
Ea.	Value of E_0 obtained by putting $e_0 = e_0$ in sink	
— w	strength formula $E_0 = f(u)(e_n - e_d)$.	mm. 24 hrs ⁻¹
Eac	Actual evapotranspiration.	mm. 24 hrs ^{-1}
E_0, E', E''	Evaporation of an open thin waterlayer.	mm 24 hrs ^{-1}
E_{no}	Potential evapotranspiration.	mm. 24 hrs ^{-1}
e	Naperian base.	
ea	Saturation vapor pressure at air temperature, 2 m	
	height.	mm Hg. mb
ел	Saturation vapor pressure at dew point temperature	
	of the air, 2 m height.	mm Hg mh
ls	Saturation vapor pressure at surface temperature	mm Hg mh
f	Ratio E_{n0} , E_0^{-1} (table 1); ratio factor used for dif-	
	ferent purposes (6).	
f	Galvanometer constant.	°C cm ⁻¹
G, G_v	Weight of a dry soil volume.	or .
G_R	GRASHOF number (= $gd^3\beta\Delta T\xi^{-2}$) (IV.1.2.2).	5.
g	Acceleration of gravity.	cm. sec ⁻²
H. H	Radiant flux density. Black-body radiation	$(cal cm^{-2} min^{-1})$
		cal cm^{-2} 24 hrs ⁻¹
$_{nt}H$	Net radiant flux density (all wave-lengths).	$(cal cm^{-2} min^{-1})$
***	······································	$cal cm^{-2} 24 hrs^{-1}$
H_A	Radiant flux density on a horizontal surface out-	WHIT THE THE
<i>**</i>	side the atmosphere, (ANGOT's value: short wave-	ana Ang taong
	length radiation).	cal cm^{-2} 24 hrs ⁻¹
		vui, viii , 27 1113
0.0		

86

H_{at}, H_{at}^{o}	Radiant flux density from the atmosphere. The sign	1 9 9 4 1 1
Hai, Hai	Sensible heat flux density to the air.	cal. cm^{-2} . 24 hrs ⁻¹ (cal. cm^{-2} . min^{-1}
Hb. ntHb	Radiant flux density and net radiant flux density on	$(cal. cm^{-2}.24 hrs^{-1})$
• • • • • • •	surface b . (all wave-lengths)	cal. cm ⁻² . min ⁻¹
H_{cp}	Flux density of sensible heat stored in the crop	1 9041 1
Han	Volume. Latent heat flux density from dewfall	cal. cm^{-2} . 24 hrs ⁻¹
Heat Hea	Radiant flux density from the earth. The sign ° indi-	cai. cm 24 mrs -
	cates cloudless sky conditions. (Long wave-length	
	radiation).	cal. cm ⁻² .24 hrs ⁻¹
$ntH_{ea}, ntH_{ea}^{\circ}$	Net radiant flux density from the earth. $\circ =$ under	
nt H ea	a clear sky; $y =$ under glass.	cal. cm^{-2} . 24 hrs ⁻¹
$H_{-} $	Radiant flux density from glass and net radiant	cal. cm^{-2} . 24 hrs ⁻¹
11g, nt11"	flux density under glass. (Long wave-length radia-	,
	tion).	cal. cm ⁻² . 24 hrs ⁻¹
H_{i}	Sensible heat flux density to insulating material.	cal. cm^{-2} . min^{-1}
Hso	Sensible heat flux density to the soil.	cal. cm ⁻² .24 hrs ⁻¹
$H_{su}, H_{su}^o, H_{su}^g$	Radiant flux density from sun and sky on a horizon-	
	tal surface on earth. (Total global radiation).	an1 array 2.04 harran
de How de How	= under a clear sky; $* =$ under glass. Direct and diffuse short wave-length radiation	cai. cm ² .24 nrs ⁻¹
u1-1-8u, aj+1-su	$(d_{tr}H_{sou} + d_{t}H_{sou} = H_{sou}),$	cal. cm^{-2} , 24 hrs ⁻¹
$_{nt}H_{su}, _{nt}H_{su}^{g}$	Net radiant flux density from sun and sky	
	$(H_{su}(1-r_{su}-u)=n_tH_{su}); g = under glass.$	cal. cm ⁻² .24 hrs ⁻¹
$H_t, nt H_t$	Radiant flux density and net radiant flux density on	
ч	surface <i>t</i> .	cal. cm^{-2} . min^{-1}
nwo	Sensible near nux density to the wood.	Amp
$\overset{i}{k}$	Empirical constant in the radiation formula (7):	mp
	tables 3 and 4.	
L_T	Latent heat of vaporization at T °K.	cal.gr ⁻¹
!_	Length.	cm
m_d, m_n, m_{24}	Fraction of the sky covered by clouds. $a = day$	
N	time; $n = \text{mgnt}$; $24 = 24 \text{ ms.}$ ($0 \le m \le 1$). Possible duration of sunshine (daylength)	hr
n	Actual duration of sunshine.	hr
$n_{(t)}$	Percentage of diffuse radiation at instant t.	
N_u	NUSSELT number (= $a^*d\lambda_{ai}^{-1}$) (IV.1.2.2).	
O_{ac}, O_{po}	Yield of grass (fresh weight) grown under not op-	
	timal and under optimal soil water conditions	ar 10 days=1
P	respectively.	mm 24 hrs -1
1 n	Empirical constants in the radiation formulas (3)	
•	and (23); atmospheric pressure.	mb
q	Empirical constant in the radiation formula (3).	
q	Amount of heat produced per unit of time and	an1
	unit of length of an electricary heated wire (54).	cai. sec cm ⁻¹

٠

87

.

-	Resistance of heating wire (54)	Ohm cm ⁻¹
. I r	Reflectivity of the blackened surfaces t and b under	
	vertical irradiation (27), (28).	
Lat.	Reflectivity of the earth surface for atmospheric	
- 60	radiation.	
$r'_{\sigma}, r''_{\sigma}$	Reflectivity of the glass cover for the reflected short-	
8, 8	and long wave-length radiation of the earth respect-	
	ively.	
r_p	Reflectivity of polyethylene film under vertical ir-	
	radiation.	
r _{su}	Reflectivity of the earth surface for total global ra-	
	diation.	
dr ^r su, df ^r su	Reflectivity of the earth surface for direct and dif-	
n	Tuse short wave-length radiation respectively.	Ohm
Kth	Total resistance in the inernocouple-circuit.	mm
D_{SO}	Walet Stored III me tool 2011c. Time	111111
$T_{1}, T_{2}, T_{1}, T_{2}$	Temperature $a_{i} = air' a_{i} = earth surface$	
$1, 1ai, 1ea, 1ip_1$ etc	$t_m = $ upper polyethylene film above surface t etc	°K °C
<i>t</i>	Blackened top surface of net radiometer.	, ~
to to	The first (upper) and the second polyethylene film	
p_1, p_2	above surface t.	
U 200	Windspeed at 2 m height.	m.sec ⁻¹
u	Light energy conversion factor.	7
ua	Deflection of the galvanometer light spot on the	:
<i>u</i>	film.	cm
W_{so} .	Water, infiltrating the root zone from above.	mm
X_{ai}, X_{sl}, X_w	Volume fractions of air, solid material and water in	
	the soil respectively.	•
Z	Drainage or capillary rise.	mm
Z	Height.	cm
<i>z</i> ₀	Roughness parameter.	cm
Ċ.	Angle between u_{σ} and the film removal (56) (57)	· · · · ·
α.	Empirical constant in the radiation formula (4).	
	table 5.	
α'	Empirical constant in the radiation formula (6).	
α1, α2, α	Thickness of boundary layers (IV.1.2.2).	cm
β	Coefficient of expansion of a gas (see G_R -number).	÷
βr	Bowen ratio (= 0,61 ($T_{ea} - T_{ai}$) ($e_s - e_d$) ⁻¹ p. 10 ⁻³).	
	(III.3.6).	1
β*	Empirical constant.	
γ*	Empirical constant.	•_ •
Υ.	Constant of wet and dry bulb hygrometer equation.	mm Hg. °C ⁻¹
γ, γ΄	constants in the vapor pressure function (16);	• •
	Laure 11.	and the second sec
Ύg	for total global radiation	
	ioi ioiai giobai iadiatioii,	
88	Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen 59	(10), 1-93 (1959)

- Ύe Average transmission coefficient of the glasscover for reflected short wave-length radiation.
 - $(1 = \gamma_g + r'_g + a'_g).$
- δ Angle between u_g and log t (56). Sun's declination (III.3.1).

 ε , ε_{ea} , ε_p , etc. Emissivity. $_{ea}$ = earth, $_p$ = polyethylene film, etc. Wave-length.

- $\lambda_{ai}, \lambda_{so}, \lambda_i,$ etc. Thermal conductivity of air, soil, insulation material, etc.
 - Apparent thermal conductivity of air. λ_{ap}
 - Cloud factor dependent on the properties of clouds. ξ Kinematic viscosity of air (see G_R -number).
 - Density of water and of solid materials in the soil Pw, Psi respectively.
 - STEFAN-BOLTZMANN constant for black-body σ radiation.
 - Δ de_a/dT_{ai} = slope of saturation vapor pressure vs temperature curve.
 - Indication of direction. ¥, ↑, ←

cal.cm⁻¹.sec⁻¹.°C⁻¹ cal. cm⁻¹. sec⁻¹. °C⁻¹

cm². sec⁻¹

gr. cm⁻³

cal. cm⁻². min⁻¹. °K⁻⁴

mm Hg. °C⁻¹

- LITERATUUR
- 1. ALBRECHT, F.: Über Pyrgeometer. Arch. Met. Geoph. Biokl. 9, (1958) p. 42.
- 2. ALISSOW, B. P., O. A. DROSDOW, E. S. RUBENSTEIN: Lehrbuch der Klimatologie. Veb. Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin (1956).
- 3. ANDERSON, L. J.: Energy-Budget studies. Water-Loss investigations: Vol. I Lake Hefner studies. Technical Report, Geological Survey circular 229, Washington 25 D.C. (1952).
- 4. ANGSTRÖM, A .: A study of the radiation of the atmosphere. Smithsonian Institution Misc. Collection. 65 Nr 3, (1915) p. 66.
- 5. ----: Solar and Terrestrial radiation. Quart. J. Roy. Met. Soc. 50, (1924) p. 121.
- ---, The albedo of various surface of ground. Geografiska Annaler (1925) p. 323. 6. -
- Meddel. Stat. Met. Hydr. Anst. 4 Nr 3, (1928).
 On the variation of atmospheric radiation. Beiträge zum Geophysik. 21, (1929) p. 145.
- 9. ASHBURN, E. V. and R. G. WELDON: Spectral diffuse reflectance of desert surfaces. Opt. Soc. Amer. Journ. 46 Nr 8, (1956) p. 583.
- 10. Asklöf, S.: Über den Zusammenhang zwischen der Nächtlichen Wärme-Ausstrahlung der Bewölkung und der Wolkenart. Geografiska Annaler 3, (1920).
- 11. BANGE, G. G. J.: On the quantitative explanation of stomatical transpiration. Acta Botanica Neerlandica. 2, (1953) p. 255.
- 12. BARATA, A. TH .: Considerações acerca do método de Penman para a medida da evaporação em superficies naturais. Revista Agron. 38, (1955).
- 13. BERNARD, E. A.: Le déterminisme de l'évaporation dans la nature. Publications de l'I.N.É.A.C. Série Scientifique 68, (1956).
- 14. BIERHUIZEN, J. F.: Some observations on the relation between transpiration and soil moisture. Neth. J. Agric. Sci. 6, (1958) p. 94.
- 15. BLACK, J. N.: The distribution of Solar Radiation over the earth's surface. Arch. Met.
- Geoph. Biokl. 7, (1956) p. 165. 16. BLACK, J. N., C. W. BONYTHON and J. A. PRESCOTT: Solar radiation and the duration of sunshine. Quart. J. Roy. Met. Soc. 80, (1954) p. 231.
- BOERMA, J. and H. P. BERLAGE: Solar Radiation Measurements in the Netherlands Indies. K. Mag. Meteor. Obs. Batavia 34, (1948).
- 18. BOLZ, H. M. und G. FALCKENBERG: Neubestimmung der Konstanten der Angströmschen Strahlungsformel. Zeitschr. f. Meteor. 3, (1949) p. 97.

- 19. BRIGGS, L. J. and H. L. SHANTZ: Hourly transpiration rate on clear days as determined by cycle environment factors. Journ. Agr. Research 5, (1916) p. 583.
- 20. _____: The water requirement of plants as influenced by environment. Proc. 2nd Pan-Amer. Sci. Congr. 3, (1917) p. 95.
- 21. BROOKS, F. A.: An introduction to physical microclimatology. University of California (1957).
- 22. BROUWER, R.: Radiation intensity and transpiration. Neth. J. Agr. Sci. 4, (1956) p. 43.
- 23. BRUNT, D.: Notes on radiation in the atmosphere. Quart. J. Roy. Met. Soc. 58, (1932) p. 389.
- 24. BUDAGOVSKII, A. I., S. S. SOVINA: Meteorologiia i Gidrologiia (Moscow) 8, (1956) p. 20.
- 25. BUDIKO, M. I.: Determination of evaporation from land surfaces. Meteorologiia i Gidrologiia (Leningrad) 1, (1955) p. 52.
- 26. ____: The heat balance of the earth surface. Gidrometeorologicheskoe izdatel 'stvo, Leningrad (1956).
- 27. BURDECKI, F.: Remarks on the distribution of solar radiation over the surface of the earth. Arch. Met. Geoph. Biokl. 8, (1958) p. 326.
- 28. BUTLER, P. F. and J. A. PRESCOTT: Evapotranspiration from wheat and pasture in relation to available moisture. Austr. J. Agric. Research. 6, (1955) p. 52.
- 29. COLLMAN, W.: Diagramme zum Strahlungsklima Europas. Ber. Dt. Wetterd. Nr 42 (1958) p. 3.
- COMM. HYDR. ONDERZOEK: Versl. Techn. Bijeenk. I-IV, VII-X en XI-XII. Versl. Meded. Comm. Hydr. Onderz. T.N.O. (1952, 1955, 1958).
- 31. DEE, R. W. R. en J. J. M. REESINCK: Stralingsmetingen te Bandoeng. Meded. Landbouwh. Wageningen 51, (1951) p. 167.
- 32. DINES, W. H.: Monthly mean values of radiation from various parts of the sky at Benson, Oxfordshire. Roy. Meteor. Soc. Memoirs 2 Nr 11, (1927).
- 33. DRINKWATER, W. O. and B. E. JANES: Relation of potential evapotranspiration to environment and kind of plant. Amer. Geoph. Union, Transactions. 38, (1957) p. 524.
- DRUMMOND, A. J.: Notes on the measurement of Natural Illumination. Arch. Met. Geoph. Biokl. 9, (1958) p. 149.
- 35. VAN DUIN, R. H. A. en D. W. SCHOLTE UBING: De invloed van het weer op de opbrengst van de aardappel. Landbk. Tijdschr. 67, (1955) p. 795.
- 36. VAN DUIN, R. H. A. and D. A. DE VRIES: A recording apparatus for measuring thermal conductivity and some results obtained with it in soil. Neth. J. Agric. Sci. 2, (1954) p 168.
- 37. ECKEL, O.: Messungen der Ausstrahlung und Gegenstrahlung auf der Kanzelhöhe. Meteor. Zeitschr. 51, (1934) p. 234.
- FLEISCHER, R.: Der Jahresgang der Strahlungsbilanz und ihre Komponenten. Ann. Meteor. 6, (1953/1954) p. 357.
- Der Jahresgang der Strahlungsbilanz sowie ihrer lang- und kurzwelligen Komponenten. Das System Strahlungsbilanz-Globalstrahlung. Ber. Dt. Wetterd. Nr 22 (1956) p. 32.
- 40. FORSYTHE, W. E.: Smithsonian Physical Tables. 9th ed. Published by the Smithsonian Institution, Washington (1954).
- 41. GAASTRA, P.: Light energy conversion in field crops in comparison with the photosynthetic efficiency under laboratory conditions. *Meded. Landbouwh. Wageningen.* 58, (1958) p. 1.
- 42. GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig (1950).
- 43. GEMBLOUX 1940-1951: Bull. Inst. Agr. et Stat. Res., Gembloux.
- 44. GOEDEWAGEN, M. A. J., Het wortelstelsel der landbouwgewassen (1942).
- GOLDSCHMIDT, J.: Untersuchungen zur Globalstrahlung. Arch. Met. Geoph. Biokl. 3, (1951) p. 244.
- Goss, J. R.: Constants for empirical expressions for downcoming atmospheric radiation under cloudless sky. Journ. Meteor. 13, Nr 5 (1956) p. 482.
- 47. DE GRAAF, J. G. A.: Het verband tussen de warmte overgang en de stromingsverschijnselen in gesloten spouwen. *Thesis Utrecht* (1952).
- 48. HAGAN, R. M.: Factors affecting soil moisture-plant growth relations. Report of the XIVth international Horticultural Congress, The Netherlands (1955). Symposium II.
- 49. HAURWITZ, B.: Daytime radiation at Blue Hill. Harvard Met. Stud. Nr 1 (1934).
- HINZPETER, H.: Studie zum Strahlungsklima von Potsdam. Veröff. Met. Hydr. D. DDR. Nr 16 (1953).

- 52. HOTTEL, H. C.: Heat transmission. Mc Graw-Hill Book Co. New York (1954).
- 53. HUBER, B.: Die Schwänkungen des CO2-Gehaltes der Atmosphäre. Arch. Met. Geoph. Biokl. 4. (1953) p. 154.
- 54. I.C.I. ALKALI: I.C.I. Alkali (Australia) Ptv Ltd. Official Records.
- 55. KIMBALL, H. H.: Mon. Weather Rev. 42, (1914) p. 474.
 56. ——: Nocturnal radiation measurements. Mon. Weather Rev. 46, (1918) p. 57.
- 57. ----: Measurements of solar radiation intensity and determinations of its depletion by the atmosphere. Mon. Weather Rev. 55, (1927) p. 168.
- 58. KRAMER. C.: Berekening van de gemiddelde grootte van de verdamping voor verschillende delen van Nederland volgens de methode van Penman. Meded. Verh. K.N.M.I. No 70 (1957).
- 59. KRAMER, P. J.: Soil moisture in relation to plant growth. The Botanical Review 10 Nr 9. (1944) p. 525.
- 60 È -: Absorption of water by plants. The Botanical Review 11, (1945) p. 310.
- 61. --------: Transpiration and soil moisture, Discussion. Amer. Geoph. Union. Transactions 36. (1955) p. 438.
- 62. KRAUS, H.: Untersuchungen über den nächtlichen Energie-transport und Energiehaushalt in der bodennahen Luftschicht bei der Bildung von Strahlungsnebeln. Ber. Dt. Wetterd. 7, Nr 48 (1958).
- 63. LAKE HEFNER REPORT: Waterloss investigations. Vol. 1. Lake Hefner studies. Technical Report, U.S. Navy Electronics laboratory, San Diego 52, California, (This report also issued as Geological Survey circular 229, Washington 25, D.C. (1952)).
- 64. LANDOLT-BÖRNSTEIN: Landolt-Börnstein Zahlenwerte und Funktionen Bd I-IV. Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg, (1950-1955).
- 65. LEMON, E. R. e.a.: Some aspects of the relationship of soil, plant and meteorological factors to evapotranspiration. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 21, (1957) p. 464.
- 66. VAN LIESHOUT, J. W.: De wortelontwikkeling van haver in het jeugdstadium bij verschillende vocht- en voedingstoestand van de grond. Landbk. Tijdschr. 69, (1957) p. 317.
- 67. --: De invloed van de wortelontwikkeling op de waterhuishouding van een hoge zandgrond. Landbk. Tijdschr. 69, (1957) p. 165.
- 68. LINDHOLM, F.; Die Globalstrahlung in Stockholm. Arch. Met. Geoph. Biokl. 9, (1958) p. 292.
- 69. LIST, R. J.: Smithsonian Meteorological Tables, 6th ed. Published by the Smithsonian Institution, Washington (1951).
- 70. LOUSTALOT, A. J.: Influence of soil moisture condition on apparent photosynthesis and transpiration of pecan leaves. Journ. Agr. Res. 71, (1945) p. 519.
- 71. LUNELUND, H.: Registrierung der Sonnen- und Himmelstrahlung in Helsingfors. Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys. Math. 5, (1929) p. 6.
- 72. MAKRINK, G. F.: Een nieuw lysimeter station. Water No 13 (1953) p. 159.
- 73. ----: De midzomerdepressie bij grasland. Landbk. Tijdschr. 66, (1954) p. 17.
- -: Toetsing van de berekening van de evapotranspiratie volgens Penman. Landbk. 74. -Tijdschr. 67, (1955) p. 267.
- 75. _____; Ekzameno de la formulo de Penman. Neth. J. Agric. Sci. 5, (1957) p. 290.
- -: Testing the Penman formula by means of lysimeters. Journ. Inst. Water Engi-76. neers, 11 Nr 3, (1957a) p. 277.
- 77. MAKKINK, G. F. en H. D. J. VAN HEEMST: The actual evapotranspiration as a function of the potential evapotranspiration and of the soil moisture tension. Neth. J. Agr. Scl. 4, (1956) p. 67.
- 78. MATHER, J. R.: Transpiration and soil moisture. Discussion. Amer. Geoph. Union. Transactions, 36, (1955) p. 434 and p. 430. 79. MATZKE, H.: Beiträge zur Kenntnis der Globalstrahlung in Greifswald. Abh. Met. Hydr.
- D, DDR, Nr 16 (1933).
- 80. MET. OBS. HAMBURG: Strahlungsregistrierungen Meteorologisches Observatorium Hamburg, 1954-1955.
- 81. MOLDENHAUER, R. E .: Sewage effluent disposal through crop irrigation. Thesis, University of Wisconsin (1951).
- 82. MONTEITH, J. L.: Evaporation at night. Neth. J. Agr. Sci. 4, (1956) p. 34.
- -: Dew. Quart. J. Roy. Met. Soc. 83, (1957) p. 322. 83. ---
- 84. PENMAN, H. L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Rov. Soc. A 193 (1948) p. 120.
- -: The dependence of transpiration on weather and soil conditions. Journ. of Soil 85. Sci. 1, (1950) p. 74.

- 86. PENMAN, H. L.: Evaporation: An introductory survey. Neth. J. Agr. Sci. 4, (1956) p. 9.
- PENMAN, H. L. and R. K. SCHOFIELD: Some physical aspects of assimilation and transpiration. Proc. Symposia, Nr V, Soc. Exp. Biology (1951) p. 115.
- 88. POONA: Central Agric. Met. Obs. Poona.
- 89. PRESCOTT, J. A.: Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. Roy. Soc. South Australia, Transactions, 64, (1940) p. 114.
- 90. PROHASKA, F.: Die Globalstrahlung in Davos. Gerl. Beitr. Geoph. 59, (1943) p. 247.
- RAMANATHAN, K. R. and B. M. DESAI: Nocturnal atmospheric radiation at Poona, a discussion of measurements made during the period of January 1930 to February 1931 *Beitr. Geoph.* 35, (1932) p. 68.
- RASCHKE, K.: Micrometeorologisch gemessene Energie-umsätze eines Alocasiablattes. Arch. Met. Geoph. Biokl. 7, (1956) p. 240.
- REESINCK, J. J. M.: Het verband tussen zonneschijnduur, bewolking en stralingsintensiteit in Nederland. Meded. Landbouwh. Wageningen. 44 Verh. 5, (1940).
- RICHARDS, L. A. and S. J. RICHARDS: Soil moisture. Soil, The Yearbook of Agric. U.S. Dept. of Agric. (1957) p. 49.
- 95. RICHARDS, L. A. and C. H. WADLEIGH: Soil water and plant growth. Agronomy 11, Acad. Press. Inc. New York (1952) p. 73.
- RICHARDS, S. J., R. M. HAGAN and T. H. MC CALLA: Soil temperature and plant growth. Agronomy 11, Acad. Press. Inc. New York (1952) p. 303.
- RIDER, M.: Über die Genauigkeit der Registrierungen des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes. Arch. Met. Geoph. Biokl. 9, (1958) p. 199.
- 98. RIDER, N. E.: Waterlosses from various land surfaces. Quart. J. Roy. Met. Soc. 83, (1957) p. 181.
- RIMMER, W. B. and C. W. ALLEN: Solar radiation observations on Mt Stromlo 1927– 1939. Mem. Comm. Obs. Mt Stromlo Nr 11 (1950).
- ROBITZSCH, M.: Strahlungsstudien Ergebnisse, Lindenberg. Preussisches Aeronautisches Observatorium Arbeiten 15, (1926) p. 194.
- 101. RUSSELL, E. J.: Soil conditions and plant growth. Longmans Green and Co. London-New York-Toronto. 8th ed. (1956).
- SAUBERER, F.: Registrierungen der nächtlichen Ausstrahlung. Arch. Met. Geoph. Biokl. 2, (1951) p. 347.
- 103. SCHOFFELD, R. K.; Free discussion on soil moisture. Neth. J. Agric. Sci. 4, (1956) p. 151.
- 104. SCHOLTE ÜBING, D. W.: De invloed van de watervoorziening en de totale instraling op de opbrengst van aardappelen. Landbk. Tijdschr. 6, (1958) p. 453.
- 105. SCHÜEPP, W.: Meteorologische Gesichtspunkte zur technischen Auswertung der Sonnenenergie. Arch. Met. Geoph. Biokl. 9, (1958) p. 272.
- 106. SCHULZE, R.: Einige Meszergebnisse zum Energieumsatz am Erdboden. Arch. Met. Geoph. Biokl. 9, (1958) p. 254.
- 107. SCHUURMAN, J. J.: Enkele resultaten van een vergelijkend onderzoek naar de wortelontwikkeling van een aantal grassoorten. Landbk. Tijdschr. 66, (1954) p. 27.
- 108. SEEMANN, J.: Strahlungsverhältnisse in Gewächshäusern. Arch. Met. Geoph. Biokl. 4, (1953) p. 193.
- 109. SHAW, R. H.; A comparison of solar radiation and net radiation. Bul. Amer. Meteor. Soc. 37, Nr 5, (1956) p. 205.
- 110. SLATYER, R. O.: Studies of the water relations of crop plants grown under natural rainfall in Northern Australia. Austr. J. Agric. Research 6, (1955) p. 365.
- 111. -----: Evaporation in relation to soil moisture. Neth. J. Agr. Sci. 4, (1956) p. 73.
- 112. STAGG, J. M.: Solar Radiation at Kew Observatory. Met. Office. Geoph. Mem. 86 (1950).
- 113. SUOMI, V. E. and C. B. TANNER: Evaporation estimates from heat-budget measurements over a field crop. Amer. Geoph. Union. Transactions 39, (1958) p. 298.
- 114. SUOMI, V. E. and P. M. KUHN: An economical net radiometer. Agmet Products Co., Middleton, Wisconsin (U.S.A.).
- 115. SUITON, O. G.: Micro climatology. Mc Graw-Hill Book Co, London (1953).
- 116. TANNER, C. B.: Factors affecting evaporation from plants and soils. Journ. Soil and Water conservation, 12, (1957) p. 221.
- 117. ——: Energy balance approach to evapotranspiration from crops (manuscript, 1958).
- 118. TAYLOR, S. A.: Use of mean soil moisture tension to evaluate the effect of soil moisture on crop yields. Soil Sci. 74, (1951) p. 217.
- 119. TAYLOR, S. A. and R. O. SLATYER: When to irrigate and how much water to apply. Water, The Yearbook of Agric. U.S. Dept. of Agric. (1955) p. 372.

- 120. THAMS, J. C.: Die Strahlung von Sonne und Himmel in Zürich. Ann. Schweiz. Met. Zentralanst. 79 Anh. S. 37, (1942).
- 121. THORNTHWAITE, C. W. and J. E. MATHER: The measurement of evaporation. Johns Hopkins Univ. Pub. in Climatology (1954).
- TRICKETT, E. S. and J. D. S. GOULDEN: The radiation transmission and heat conserving properties of glass and some plastic films. *Journ. Agric. Engin. Research* 3, (1958) p. 28.
 TURNER, H.: Über das Licht- und Strahlungsklima einer Hanglage der Otztaler Alpen
- 123. TURNER, H.: Uber das Licht- und Strahlungsklima einer Hanglage der Otztaler Alpen bei Obergurgl und seine Auswirkung auf das Microklima und auf die Vegetation. Arch. Met. Geoph. Biokl. 8, (1958) p. 273.
- 124. VEIHMEYER, F. J. and A. H. HENDRICKSON: Does transpiration decrease as soil moisture decreases? Amer. Geoph. Union, Transactions 36, (1955) p. 425.
- 126. VERHOEVEN, B.: Over de zout- en vochthuishouding van geïnundeerde gronden. Thesis Wageningen (1953).
- 127. VERSAILLES 1936-1952: Travaux effectués par les Stations Agronomiques, Annales Agronomiques.
- 128. DE VRIES, D. A.: Het warmtegeleidingsvermogen van grond. Meded. Landbouwh. Wageningen. 52, (1952) p. 1.

- 131. _____: Solar radiation at Wageningen. Meded. Landbouwh. Wageningen. 55, (1955) p. 277.
- 132. WADLEIGH, C. H.: Soil moisture in relation to plant growth. Water, The Yearbook of Agric. U.S. Dept. of Agric. (1955) p. 358.

133. ----: Growth of plants. Soil, The Yearbook of Agric. U.S. Dept. of Agric. (1957) p. 38.

- 134. WARTENA, L.: Meded. Landbouwh. Wageningen. 59, (9) (1959).
- 135. WASSINK, E. C.: De lichtfactor in de photosynthese en zijn reactie tot andere milieufactoren. Meded. Dir. v. d. Tuinbouw 11, (1948) p. 503.
- 136. WEAVER, J. E.: Root development of field crops. Mc Graw-Hill Book Co, New York (1926).
- 137. WESSELING, J. and W. R. VAN WUK: Optimal depth of drainage. Neth. J. Agr. Sci. 3, (1955) p. 106.
- 138. VAN WIJK, W. R. and D. A. DE VRIES: Evapotranspiration. Neth. J. Agr. Sci. 2, (1954) p. 105.
- 139. DE WIT, C. T.: Transpiration and crop yields. Inst. Biol. Scheik. Onderz. Landbouwgewassen, Wageningen. Meded. 59 (1958).
- 140. ZUIDHOF, G. en D. A. DE VRIES: Stralingsmetingen te Wageningen 1930-1940. Meded. Landbouwh. Wageningen 44 Verh. 4, (1940).



ł

Рното 1. The "poor man's radiometer" in horizontal position at about 150 cm above short grass.



PHOTO 2. The measuring element for thermal conductivity. Length 11 cm, thickness 0,15 cm. The element here without insulating socket. The heating wires and the copper and constantan thermo-couple wires are shown.





PHOTO 3. The trial field $(6,5 \text{ m} \times 5,5 \text{ m})$ with the glass cover against rain. The total area of the cover consists of 85% glass (thickness 3,5 mm) and 15% framework. The cupanemometer, the solarimeter and the air temperature measuring elements (= thermally sensitive resistors) are also shown on the photo below.



Рното 4. The time regulating system for heating and thermo-couple circuits, film removal, etc. and the rotating cylinders with contact strips for switching from one element or one series to the next. The apparatus inside the laboratory (above) and outside near the trial field (below).



٠

Photo 5. Soil sampling apparatus with centimeter scales on the cylinder wall and on the pressure rod. This apparatus was used for the determinations of X_{st} on various depths in the soil.

5

.