

20 juni 1963

Verslagen V-122  
(R III-278-1963)

KONINKLIJK NEDERLANDS  
METEOROLOGISCH INSTITUUT

Verslag van het "International Symposium on the  
Methodology of Plant Eco - Physiology" gehouden  
te Montpellier van 7 tot en met 12 april 1962.

door

Dr. L.J.L. Deij en Dr. H.J. de Boer

De Bilt, februari 1963.

Kon. Ned. Meteor. Inst.  
De Bilt

Verslag van het "International Symposium on the Methodology of Plant Eco - Physiology" gehouden te Montpellier van 7 tot en met 12 april 1962.

door

551.506.8

Dr. L.J.L. Deij en Dr. H.J. de Boer

Het International Symposium on the Methodology of Plant Eco-Physiology, dat te Montpellier, Frankrijk, van 7 tot en met 12 april 1962, werd gehouden, werd officieel door 105 personen bijgewoond. Bovendien gaven vele onderzoekers en studenten van het Institut de Botanique van hun interesse blijk. Van deze 105 deelnemers waren er 25 uit Frankrijk, 20 uit West-Duitsland, 10 uit de Verenigde Staten van Noord-Amerika, 8 uit Nederland en 7 uit Israël. De overige 16 vertegenwoordigde landen hadden kleinere groepen afgevaardigd.

Engels, Frans en Duits waren de voertalen op dit symposium en tolken zorgden voor de vertaling van de taal door de spreker van het moment gebruikt, in de beide andere. De gehele organisatie van dit symposium verdient lof, maar opgemerkt moet worden dat het programma zeer omvangrijk was en de 14 à 15 voordrachten per dag tussen 9.00 en 19.00 met 2 uren onderbreking veel van het uithoudingsvermogen der toehoorders vergden.

De serie voordrachten begonnen met een vijftal over straling. De eerste twee hiervan handelden uitvoerig over de stralingsstromen, welke op een gewas vallen, te weten de kortgolvlige directe zonnestraling H, de kortgolvlige hemelstraling S en de langgolvlige tegenstraling van de atmosfeer G. Van het oppervlak van het gewas gaan de volgende stralingsstromen uit: het gereflecteerde deel van H en S genaamd R, het gereflecteerde deel van G genaamd r en de langgolvlige temperatuurstraling van het oppervlak van het gewas E. De stralingsbalans Q wordt dan  $Q = (H + S + G) - (R + r + E)$ . De grootheden H + S en R kunnen door twee pyranometers volgens Moll-Gorczyński worden gemeten, terwijl H + S + G en R + r + E door een stralingsbalansmeter volgens Schulze kunnen worden bepaald. Bij deze instrumentatie doen zich moeilijkheden voor, welke reeds op het K.N.M.I. zijn ondervonden.

De eerste drie termen van het rechterlid van de stralingsbalans zijn onafhankelijk van het gewas; de volgende drie termen zijn wel afhankelijk. Nu is het quotient  $R / (H + S)$  de albedo van het gewas in het golflengte-

gebied van  $0,3\mu$  tot  $3\mu$ . In het gewone spraakgebruik is albedo de verhouding van de gereflecteerde tot de inkomende straling op een vlak van een bepaalde stof in het zichtbare deel van het spectrum ( $0,38\mu$  tot  $0,78\mu$ ).

De z.g. kortgolvrige albedo van een gewas hangt af van het absorptievermogen van dat gewas voor de verschillende golflengten en dat absorptievermogen zal wel van gewas tot gewas verschillen. Hierover bestaat nog weinig of geen informatie. De absorptie als functie van de golflengte is alleen goed bekend voor chlorophyl. Op dit gebied is dus nog heel wat te doen. Men kan albedo-waarden bepalen door dezelfde opstellingen te gebruiken, maar dan inplaats van glas andere filtermaterialen toe te passen. Hiermede komt men dan op de optische eigenschappen van filtermaterialen, waarover in de laatste 10 jaren veel nieuws is verschenen. De moeilijkheid is altijd nog, dat betrouwbare stralingsmetingen alleen met dure instrumenten kunnen worden uitgevoerd door goed onderlegd personeel.

Eén nieuwtje op het gebied van instrumenten werd opgevangen. De insteltijd van een thermoziuil is bij Eppley (Rhode Island) gemeten en kan worden voorgesteld door  $1 - 2^{-t/t_0}$ .

Hierin kan  $t_0$  de z.g. insteltijd genoemd worden of ook halfwaarde tijd.

Deze eerste twee voordrachten waren van A.J. Drummond en U. Berger-Landefeldt.

De derde voordracht over straling werd door G. Stanhill gehouden. Deze constateerde, dat zonnestraling nodig is voor de verdamping van water en voor de  $CO_2$ -assimilatie. Om kwantitatieve studies over evapotranspiratie en fotosynthese te ondernemen moet de verdeling van de zonnestraling bekend zijn. Er zijn echter weinig stations waar de globale straling gemeten wordt. Daarom zoekt hij betrekkingen tussen dagsommen van de globale straling en vier andere grootheden: bewolkingsgraad per dag, zonneschijnduur per dag, dagsommen van de circumglobale straling gemeten met een Bellani pyranometer en dagsommen bepaald uit de optekeningen van een bimetaal-pyranometer. Hetzelfde werd gedaan voor weeksommen en voor maandsommen.

Voor dagsommen bleek van de vier geschatte grootheden degene, die bepaald werd uit de zonneschijnduur, het nauwkeurigste te zijn. De vier geschatte grootheden bleken een fout van 10 procent en minder te hebben.

Deze uitkomsten komen niet overeen met hetgeen één onzer indertijd heeft gevonden; de schattingen van dagsommen met behulp van Bellani-metingen bleken 2,4 maal zo nauwkeurig te zijn als met de schattingen met behulp van de zonneschijnduur, welke laatste gemiddeld een fout van 19 procent vertonen.

Deze bevindingen zijn logischer dan die van Stanhill. Voor weeksonnen bleek de methode met behulp van bewolkingsgraad de nauwkeurigste te zijn en die met de actinograafmetingen het minst nauwkeurig. De gemiddelde fout van de vier methoden bleek iets meer dan 5 procent.

Ook voor maandsommen bleek de bewolkingsgraadmethode de nauwkeurigste en de actinograafmethode de minst nauwkeurige. De fout van de laatste methode was iets minder dan 10%, terwijl de overige drie methoden elk een fout van minder dan 5% vertoonden.

Al deze aanpassingen aan de metingen van globale straling gelden voor een station in het zuiden van Israël.

R. Slatyer sprak daarna over stralingsmetingen in een acacia beplanting in de buurt van Alice Springs, een sterk aride gebied in het centrale deel van Australië. De acacia bomen staan in kleine groepjes bij elkaar, terwijl er open plekken tussen de groepjes zijn met een doorsnede van 2 tot 3 maal de boomhoogte. Gemeten werd de globale straling en de gereflecteerde globale straling (dus H + S en R) beide met een Moll-Gorczynski pyranometer. De netto straling of stralingsbalans Q werd bepaald door de niet-geventileerde stralingsbalansmeter van Funk (zie W.M.O. Bulletin XI no. 2 (1962) p. 83). Dit instrument is dus van Australische makelij, bezit een thermozuil van 250 lassen en heeft dus een gevoeligheid in de orde van  $30 \text{ mVolt cal}^{-1} \text{ cm}^2 \text{ min}^{-1}$ . Een ring is rondom het instrument gelegd voor verwarming, zodat geen dauw of rijp op het instrument zich kan afzetten. De warmtestroom, welke de grond ingaat, wordt gemeten door warmtestroomplaatjes op 2 cm diepte beneden het oppervlak. De temperatuur van het bodemoppervlak werd eveneens gemeten met behulp van N.T.C. weerstanden, waarvan de gevoelige uiteinden juist het bodemoppervlak raakten en nog net licht met aarde bedekt waren. Verder werden dagelijks maximum-huttemperaturen gemeten en dag-sommen van verdamping berekend uit veranderingen in de hoeveelheid grondwater, welke op een drietal wijzen werden bepaald.

De componenten van de stralingsbalans zijn in hun gemiddelde bekeken voor de vier seizoenen en voor natte en droge bodemcondities. Verder zijn uit het materiaal verbanden opgespoord tussen verschillende grootheden: zoals tussen de maximum temperatuur van het bodemoppervlak en de globale straling en tussen de tegenstraling G en  $\sigma T^4$ , waarbij T = huttemperatuur. De opgespoorde verbanden kwamen ons niet zeer bruikbaar voor.

De daarop volgende spreker P.R. Gast vertelde over verandering en meting van straling afkomstig van de zon, de hemel en de aarde ten behoeve

de transportstromen volgens  $F = \overline{(\rho w)'} \delta' = \overline{(\rho w)'} \delta' = \overline{(\rho w)'} \delta'$  en de meting van de gradiënten  $\frac{\partial \bar{E}}{\partial z}$  stellen dan in staat om de betreffende turbulente diffusiecoëfficiënten direct te bepalen, c.q. hun onderlinge gelijkheid of ongelijkheid vast te stellen. Daarbij valt te bedenken dat voor de onderste lagen van de atmosfeer  $\tau$ ,  $E$ ,  $H$  steeds onafhankelijk van de hoogte worden verondersteld, zodat waar de gradiënten in het algemeen hoogte afhankelijk zijn, de diffusiecoëfficiënten dit ook zullen zijn. Als maat voor de stabiliteit van de atmosfeer kan men het getal van Richardson gebruiken, maar ook in zekere zin de grootheid  $L = -\frac{\rho c_p T u_*^3}{k g H}$ , welke de dimensie van een lengte heeft en die een rol speelt in de theorie van het windprofiel, welke door Monin en Obukhov met gebruikmaking van dimensie beschouwingen werd ontwikkeld. ( $u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$ ,  $k = 0,40 =$  constante van Von Kármán,  $g =$  versnelling van de zwaartekracht). Swinbank publiceerde een nieuwe afleiding voor het windprofiel in een thermisch gelaagde stroming, leidende tot de uitdrukking:

$$\bar{u}(z_2) - \bar{u}(z_1) = \frac{u_*}{k} \lg \frac{1 - e^{-z_2/L}}{1 - e^{-z_1/L}}$$

of in differentiaalvorm:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{kL} \frac{1}{1 - e^{-z/L}}$$

Deze vorm levert de volgende uitdrukking voor  $K_m$ :

$$K_m = u_* kL (1 - e^{-z/L})$$

en voor kleine waarden van  $\frac{z}{L}$ , vindt men dan  $K_m = u_* kz$ , de oude bekende uitdrukking.

Opm. Wanneer men de op zich zelf zeer interessante afleiding van Swinbank nagaat zou men algemeen gesproken aan het windprofiel ook de volgende gedaante kunnen geven:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \lg \frac{1 - e^{-(z+z_0)/L}}{1 - e^{-z_0/L}},$$

daarbij zonder bezwaar de ruwheidsparameter  $z_0$  invoerende. Voor kleine waarden van  $\frac{z}{L}$  gaat deze vorm over in:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \cdot \left( \lg \frac{z+z_0}{z_0} + \frac{z}{2L} \right)$$

Deze vorm verschilt niet zoveel van die van Monin en Obukhov:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \cdot \left( \lg \frac{z}{z_0} + \frac{z}{L} \right)$$

waarbij  $\alpha \approx 0,6$  volgens hun experimenten zou zijn.

U. Berger-Landefeldt gaf een uiteenzetting over een door hem ontworpen instrument waarmee de dampspanning en de temperatuur kunnen worden geregistreerd. Het maakt ook gebruik van Pt-weerstandsthermometers voor de bepaling van droge- en natteboltemperaturen. Deze elementen hebben een zeer kleine massa waardoor kunstmatige ventilatie overbodig wordt en ook hun stralingsfout klein is. De dampspanning wordt door middel van een bepaalde schakeling door het instrument zelf geleverd volgens de bekende psychrometer formule:

$$e(t) = E(t_w) - c \cdot \frac{p}{755} (t - t_w)$$

waarin  $t$  = droge-bol-temperatuur,  $t_w$  = natte-bol-temperatuur,  $E(t_w)$  = maximale dampspanning bij de temperatuur  $t_w$ ,  $p$  de luchtdruk (in mm kwikdruk),  $c$  een constante.

De Pt-temperatuurelementen worden door een klein schermpje dat de zonnestand automatisch volgt tegen directe zonnestraling beschermd. De registratie van dampspanning en temperatuur geschiedt met een registreergalvonometer in twee kleuren over een schaalgebied van resp. 0-33 mm kwik en 0-33° C. Dit instrument is zeer geschikt voor micro meteorologisch onderzoek.

C.A.M. van Bavel, een Nederlander, doch reeds vele jaren werkzaam in de Verenigde Staten, het laatst bij het U.S. Water Conservation Laboratory, Tempe (Arizona), deed mededeling van zijn tezamen met J.L. Fritschen verrichte onderzoekingen naar de energiebalans van naakte grond, wanneer deze kunstmatig wordt bevochtigd en vervolgens uitdroogt in het aride klimaat van midden Arizona. Voor dit doel werden verschillende instrumenten ontwikkeld. De stralingsbalans aan het aardoppervlak wordt met kleine netto-stralingsmeters bepaald die niet selectief t.a.v. de straling werken en waarvan de output recht evenredig is met de intensiteit van de straling. Meting tot 0.01 cal/cm<sup>2</sup> min. is mogelijk. De warmtestroomdichtheid in de grond wordt met behulp van warmtestroomplaatjes bepaald op 5 cm diepte. Een correctie wordt aangebracht voor de daarboven liggende bodemlaag. De verticale waterdampstroomdichtheid in de atmosfeer wordt met behulp van weegbare preciselysimeters gemeten. Zij kunnen volgens de bewering nog 0.01 mm verdampt water vaststellen. De warmtestroomdichtheid in de atmosfeer wordt berekend als verschil verkregen uit de energiebalans-vergelijking of volgens de aerodynamische methode door simultane metingen van windsnelheid en luchttemperatuur op verschillende hoogten boven de grond. Alle componenten

van de energiebalans worden direct geregistreerd en omgezet in de passende fysische eenheden. De informatie wordt automatisch op ponsband overgenomen waardoor afdrukken van de waarnemingen later mogelijk is of het vervaardigen van ponskaarten waarmee verdere berekeningen kunnen worden uitgevoerd. Volgens verkregen uitkomsten zou de invloed van de advectie van warme droge lucht dicht bij de grond uit de omgeving op de verdamping uit de lysimeters gering zijn; de laatste hangt in de eerste plaats van de netto instraling af. Advectie is slechts voor korte perioden van betekenis in afhankelijkheid van de windsnelheid. Door irrigatie wordt de energiebalans aan het aardoppervlak sterk gewijzigd hetgeen van belang is voor de ecologie van pas geplante gewassen. De voordracht werd met een serie kleurenplaatjes toegelicht. Opvallend waren de krimpscheuren, die in het grondblok van de lysimeters konden worden opgemerkt. Volgens de spreker waren deze van weinig betekenis.

De tweede voordracht van G. Stanhill was gewijd aan het beginsel van de potentiële evapotranspiratie toegepast in de landbouw van de aride zones. Volgens onderzoekingen van spreker in de Negeb woestijn (Israël) is duidelijk gebleken dat de verdamping uit open wateroppervlakken niet gelijk is aan de potentiële evapotranspiratie van gewassen, waarbij zoals gebruikelijk onder potentiële evapotranspiratie de evapotranspiratie van een gewas moet worden verstaan onder optimale watervoorziening. Gebleken is dat bij de verdamping onder de heersende omstandigheden het z.g. "oase" effect, d.i., de advectieve toevoer van warmte een belangrijke invloed heeft op de evapotranspiratie. Tussen verschillende gewassen onderling, (zoals katoen, mais, aardnoten, druiven, agave), zowel als tussen de verschillende groeistadia van eenzelfde gewas bestaan aanmerkelijke verschillen in potentiële evapotranspiratie. Men moet hiermede bij de uitvoering van irrigatieplannen terdege rekening houden. Gunstig is dat de potentiële evapotranspiratie voor de gewassen in elk geval beneden de verdamping van een vrij wateroppervlak blijft, welke uit de meteorologische omstandigheden kan worden berekend; voorts is gebleken dat voor een maximale opbrengst niet altijd de watervoorziening optimaal behoeft te zijn.

R.J. Bouchet verdedigde het gebruik van de Piche-evaporimeter, geplaatst in de meteorologische hut, als indicator voor de potentiële evapotranspiratie, nadat een correctie in afhankelijkheid van luchttemperatuur en dauwpunt is toegepast. De dagelijkse potentiële evapotranspiratie wordt verkregen door de gecorrigeerde uitkomst van de Piche-evaporimeter te

combineren met de volgens Penman berekende verdamping voor een vrij wateroppervlak. De verhouding van de gecorrigeerde verdamping volgens de Piche-evaporimeters en de potentiële evapotranspiratie hangt af van de ariditeitsverhouding in de betreffende streek tussen de werkelijke evapotranspiratie en de potentiële.

Volgens Bouchet kan men tussen de potentiële evapotranspiratie en de potentiële droge-stof productie van een bepaald gewas onder bepaalde ecologische omstandigheden een eenduidig verband leggen. De vergelijking van de werkelijke verdamping en de potentiële verdamping levert dan een toets voor de mate waarin een plantendeck alle mogelijkheden van het klimaat benut.

Met de studie van de dagelijkse potentiële evapotranspiratie hoopt Bouchet een betere analyse te verkrijgen van de betrekkingen tussen klimaat, bodem en plant, wellicht resulterend in nieuwe mogelijkheden van landbouwproductie uitgaand van een betere water-economie. Helaas bleven de fysisch achtergronden van het betoog in het duister gehuld.

L. Turc gaf een door hem gevonden vereenvoudigde empirische formule voor de maandelijkse potentiële evapotranspiratie:

$$E_p = 0.40 \frac{t}{t + 15} (I_g + 50) \text{ [mm/maand]}$$

waarin  $t$  = luchttemperatuur [ $^{\circ}\text{C}$ ] gemeten in de hut,  $I_g$  = globale straling [ $\text{cal cm}^{-2} \text{ dag}^{-1}$ ]. In februari moet de factor 0.40 vervangen worden door 0.37. Wanneer de gemiddelde relatieve vochtigheid  $U$  voor de maand lager blijkt dan 50%, moet de uitkomst nog vermenigvuldigd worden met de factor  $(1 + \frac{50-U}{70})$ . Deze factor is alleen in aride klimaten van betekenis. Volgens Turc is deze formule buiten Frankrijk bruikbaar in alle jaargetijden in N-Europa zowel als in Afrika, Irak of Ceylon. De onnauwkeurigheid zou in 67% van de gevallen minder dan 15% bedragen voor perioden van een maand en in 75% van de gevallen zou dit zo zijn voor perioden van meerdere maanden. Berekende waarden lopen uiteen van 10 mm voor Denemarken in de winter tot 250 mm in Irak in de zomer. Soortgelijke waarden kan men vaststellen als men gebruik maakt van schattingen van  $I_g$  uit de kaarten van Black of Budyko.

C.H.M. van Bavel ging in zijn tweede voordracht verder in op zijn in samenwerking met R.J. Reginato te Tempe verricht onderzoek naar de verdamping gemeten met behulp van een drietal weegbare precisie-lysimeters. Elke lysimeter bestaande uit een stalen bak met vierkante doorsnede, bevat een natuurlijk grondblok van 3000 kg waarvan het gewicht op 10 g nauwkeurig kan worden gemeten en automatisch in ponsband overgebracht. Aan de bodem wordt



een zekere onderdruk onderhouden zoals die ook onder natuurlijke omstandigheden heerst. De temperaturomstandigheden in de lysimeters komen in voldoende mate overeen met die in de omringende bodem. Met de installatie is het mogelijk uurlijkse metingen van de verdamping te verrichten, zowel voor kale grond als voor met gewas begroeide grond. Het weegmechanisme is zo gevoelig dat winddrukvariaties door een geschikte demping zo veel mogelijk moeten worden geëlimineerd. De installatie is verder gevoelig genoeg om ook dauwval te kunnen registreren, maar tot dusverre werd deze nog nimmer waargenomen. Het vochtgehalte van de bodem wordt met de neutronen sonde vastgesteld. Het blijkt in de lysimeters iets hoger te zijn dan in de bodem daarbuiten, ondanks de omstandigheid dat de vochtpotentialiaal in de bakken zoveel mogelijk gelijk wordt gehouden met die in de bodem.

G. Hofmann hield een voordracht over de verdamping uit een vochtig oppervlak. De warmtebalans voor het verdampende oppervlak luidt:

$$V = S + B + L, \quad (1)$$

waarin  $V$  de hoeveelheid warmte die per tijdseenheid en per oppervlakte-eenheid voor de verdamping wordt verbruikt,  $S$  de opvallende netto stralingsstroomdichtheid,  $B$  de uit het lichaam naar het oppervlak gerichte warmtestroomdichtheid en  $L$  de uit de atmosfeer naar het oppervlak gerichte warmtestroomdichtheid. Voor  $L$  kan men schrijven:

$$L = \alpha_L (t - t_w) \quad (2)$$

waarin  $t$  de temperatuur van de lucht,  $t_w$  de temperatuur van het oppervlak,  $\alpha_L$  de warmteoverdrachtscoëfficiënt. Voor  $V$  stelt Hofmann de uitdrukking

$$V = A \alpha_L (E_{tw} - e_t) \quad (3)$$

waarbij

$$A = \frac{0,622 L_{tw}}{pc_p}$$

een constante voorstelt uit de bekende psychrometerformule. (Men krijgt deze laatste wanneer men in de warmtebalans  $B = S = 0$  stelt). Verder is  $E_{tw}$  de maximale dampspanning bij de temperatuur  $t_w$  van het oppervlak en  $e_t$  de dampspanning van de lucht bij de temperatuur  $t$ . Voor  $E_{tw} - e_t$  wordt geschreven:

$$\begin{aligned} E_{tw} - e_t &= (E_{tw} - E_t) + (E_t - e_t) \approx - \frac{dE_t}{dt} (t - t_w) + E_t \left(1 - \frac{e_t}{E_t}\right) \\ &= - \frac{dE_t}{dt} (t - t_w) + E_t (1 - U) \quad (4) \end{aligned}$$

waarin  $U$  de relatieve vochtigheid van de lucht voorstelt.

Wanneer men (2) in (1) substitueert en vervolgens naar  $(t-t_w)$  oplost; verder (4) in (3) substitueert en uit beide uitkomsten  $t-t_w$  elimineert vindt men als eindresultaat voor de hoeveelheid warmte die voor verdamping wordt verbruikt:

$$V = \frac{A \frac{dE_t}{dt}}{1 + A \frac{de_t}{dt}} (S + B) + \alpha_L \frac{AE_t}{1 + A \frac{dE_t}{dt}} (1-U) \quad (5)$$

of voor de hoeveelheid water die per tijdseenheid en per oppervlakteëenheid wordt verdampt:

$$W = \frac{V}{L_{tw}} = \omega_{s+b} (S + B) + \alpha_L \omega_r (1-U) \quad (6)$$

De coëfficiënten:

$$\omega_{s+b} = \frac{\frac{0,622}{pc_p} \frac{dE_t}{dt}}{1 + \frac{0,622 L_{tw}}{pc_p} \frac{dE_t}{dt}} \quad \text{en} \quad \omega_r = \frac{\frac{0,622}{pc_p} E_t}{1 + \frac{0,622 L_{tw}}{pc_p} \frac{dE_t}{dt}} \quad (7)$$

hangen enigermate van de temperatuur van de lucht af ( $L_{tw} \approx L_t$ ). De eerste term in het rechterlid van (6) wordt derhalve hoofdzakelijk door de nettostralingsstroombichtheid  $S$  en de warmtestroombichtheid  $B$  beheerst; de tweede term hangt af van de warmteoverdrachtscoëfficiënt  $\alpha_L$  en de relatieve vochtigheid  $U$  van de lucht,  $\alpha_L$  hangt af van de windsnelheid ( $u$ ). Volgens Frankenberger gelden b.v. de volgende bij elkaar behorende waarden:

$$\begin{cases} u \text{ [sec}^{-1}] & : 0.1 & 0.5 & 2 & 10 \\ \alpha_L \text{ [mcal.cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}] & : 3 & 7 & 14 & 30 \end{cases}$$

Als voorbeeld gaf Hofman het volgende tabelletje geldig voor  $t = 10^\circ \text{C}$  en  $u = 4 \text{ msec}^{-1}$  bij verschillende bewolgingsgraden  $N$

N	S + B	U	W
0	1,0	30	+0,70
0	1,0	90	+0,60
10	0,1	60	+0,13
10	0,1	90	+0,08
10	0,0	60	+0,07
10	0,0	90	+0,02
0	-0,1	60	+0,01
0	-0,1	90	-0,04

In het laatste geval treedt dus dauwvorming op.

Volgens Hofmann zou de door hem gegeven formule voor de potentiële verdamping uitkomsten geven die vrij goed overeenkomen met de gemeten verdamping in goed doordrenkte gronden. Goede overeenstemming werd met de uitkomsten van Piche-evaporimeters onder laboratorium omstandigheden verkregen.

Tenslotte vergeleek M.J. Blackwell nog eens de verschillende methoden welke kunnen worden gebruikt voor de bepaling van de verdamping uit natuurlijke bodemoppervlakken: de energiebalans methode, de aerodynamische methoden en de methode der turbulente fluctuaties. De beide eerstgenoemde meer eenvoudige methoden kunnen in de aride gebieden slechts worden toegepast indien de effecten van de verticale convectie (buoyancy) zorgvuldig in aanmerking worden genomen, de laatste methode stelt hoge eisen aan instrumenten en bewerking van resultaten. Bij de toepassing van de energiebalans-methode stelt men gewoonlijk de turbulente diffusiecoëfficiënten voor warmte en waterdamp,  $K_H$  en  $K_W$ , aan elkaar gelijk, maar het is zeer de vraag of deze onderstelling geoorloofd is. In de aerodynamische methode moet men weten hoe de turbulente diffusiecoëfficiënt voor impuls  $K_M$  van de stabiliteit afhangt. Daartoe heeft men de verdamping, berekend volgens de aerodynamische methode (Thorntwaite en Holzman), over een breed traject van onstabilitäten vergeleken met de verdamping uit een weegbare lysimeter bevattende een grondblok van 2000 kg en begroeid met kortgehouden gras. De vergelijking van Thorntwaite en Holzman is alleen voor neutraal evenwicht geldig en onder deze omstandigheden levert de vergelijking van beide methoden redelijke goede overeenstemming. De lysimeter uitkomsten worden daarom representatief beschouwd voor de directe omgeving. Men hoopt nu dat de invoering van een stabiliteitscorrectie op de aerodynamische methode de mogelijkheid zal geven de metingen die voordien tussen 0.25 en 0.75 m werden uitgevoerd op hogere niveau's te kunnen verrichten, zodat de foutenbron, welke door de invoering van nulvlak-verplaatsing wordt ingevoerd, kan worden gereduceerd.

Blackwell drong verder aan op studies in aride gebieden over de invloed van de advectie i.c. horizontale gradiënten van temperatuur en vochtigheid op de meting van de verdamping.

De tweede dag was voornamelijk gewijd aan het vocht in de grond, dauw, neerslaginterceptie en de transpiratie van de plant.

S.A. Taylor begon met een theoretische fundering van de meting van de vochtpotentialiaal in de bodem. Er zijn tweërlei soorten metingen

mogelijk om het vochtgehalte van de grond te bepalen: die welke gebaseerd zijn op de energietoestand van het grondvocht en die welke de hoeveelheid water in een gegeven massa of volume grond meten. Voor de eerste soort maakt men gebruik van geijkte tensiometers en drukapparatuur, dampspanningsmetingen, vriespuntsverlaging, weerstandsplaatjes e.d., bij de tweede soort zijn het de klassieke gravimetrische methoden die gebruikt worden, waaraan in de jongste tijd de neutronsonde methode werd toegevoegd. Bij toepassing van de energetische methoden (de eerste soort dus) moet men zich goed bewust zijn van de uitwendige omstandigheden o.m. van temperatuur en druk, hetgeen volgens Taylor lang niet altijd het geval is geweest en tot nutteloze controversen heeft aanleiding gegeven. De thermodynamische beschouwingswijze moet daarom de grondslag leveren.

Voor een z.g. open systeem, d.i. een systeem waaraan de samenstelling der fasen veranderlijk is door overgang van bestanddelen, kan de eerste en tweede hoofdwet der thermodynamica worden geschreven in de vorm:

$$dU = T dS - PdV + \sum_i^i \mu_i dn_i \quad (1)$$

waarin U de energie van het systeem, S de entropie, V het volume, T de temperatuur, P de druk,  $n_i$  de hoeveelheid van de stof i in grammoleculen en  $\mu_i$  de z.g. chemische potentiaal, gedefinieerd door:

$$\mu_i = \left( \frac{\partial U}{\partial n_i} \right)_{P, T, n_j \neq i} \quad (2)$$

Aangezien men vaak liever T als onafhankelijk veranderlijke kiest in plaats van S, en P in plaats van V, gaat men met voordeel over op een nieuwe functie:

$$G = U - T S + PV \quad (3)$$

de z.g. Gibbs-functie, ook wel genaamd (totale) thermodynamische potentiaal. Uit (3) volgt met gebruikmaking van (1):

$$\begin{aligned} dG &= dU - TdS - SdT + PdV + VdP = \\ &= - SdT + VdT + \sum_i^i \mu_i dn_i \end{aligned} \quad (4)$$

Met deze grondvergelijking wordt G uitgedrukt in de onafhankelijke variabelen P, T,  $\mu_i$ . Zij geldt voor de uit meer componenten samengestelde fase als geheel. Men kan echter door overgang op de z.g. partiële molaire grootheden soortgelijke betrekkingen voor de componenten afzonderlijk opschrijven. Algemeen corresponderen met een willekeurige extensieve eigenschap X (d.i. een eigenschap waarvoor de waarde voor het gehele systeem gelijk is aan de som van zijn waarden voor de verschillende fasen, zoals energie U,

entropie  $S$ , volume  $V$ ) in een fase die  $n_i$  grammol van iedere stofsoort  $i$  bevat de partiele molaire grootheden  $X_i$ , gedefinieerd door:

$$X_i = \left( \frac{\partial X}{\partial n_i} \right)_{T, P, n_j \neq i} \quad (5)$$

zodat:

$$X = \sum_i n_i X_i \quad (6)$$

Substitutie van (6) voor  $U$ ,  $S$ ,  $V$ ,  $G$  in (3) levert na partieële differentiatie naar  $n_i$ :

$$G_i = U_i - TS_i + PV_i \quad (7)$$

en evenzo bij substitutie in (4):

$$dG_i = -S_i dT + V_i dP + \left( \frac{\partial \mu_i}{\partial n_i} \right)_{T, P, n_j} dn_i + \sum_j \left( \frac{\partial \mu_i}{\partial n_j} \right)_{T, P, n_k \neq j} dn_j \quad (j \neq i) \quad (8)$$

Hieruit zien we dat bij constant gehouden temperatuur  $T$ , constante druk  $P$  en constante hoeveelheden der componenten  $n_j \neq i$   $dG_i = \left( \frac{\partial \mu_i}{\partial n_i} \right)_{T, P, n_j \neq i} dn_i$  is, of op een additieve constante na:

$$G_i = \mu_i \quad (9)$$

d.w.z. de partiële molaire thermodynamische potentiaal is gelijk aan de chemische potentiaal van de betrokken component.

Bij aanwezigheid van uitwendige krachten die eveneens arbeid op het systeem kunnen verrichten (zwaartekracht, capillaire krachten enz.), dient het rechterlid van (1) met de overeenkomstige arbeidstermen te worden uitgebreid.

Indien we (8) toepassen op de component  $i = w$  (ater) in het systeem grond-water, geldt, onderstellende dat de overige componenten  $j$  niet in hoeveelheid veranderen, dus  $dn_j = 0$  stellende, met in achtneming van (9):

$$d\mu_w = -S_w dT + V_w dP + \left( \frac{\partial \mu_w}{\partial n_w} \right)_{T, P} dn_w \quad (10)$$

Ieder van de onafhankelijk veranderlijken  $T$ ,  $P$ ,  $n_w$  kan gebruikt worden om de waterpotentiaal  $\mu_w$  te meten, mits onder de juiste omstandigheden.

Men kan figuren samenstellen die  $\mu_w$  als functie van  $T$  aangeven voor constante waarden van  $P$  en  $n_w$ , of  $\mu_w$  als functie van  $P$  voor constante waar-

den van  $T$  en  $n_w$  of  $\mu_w$  als functie van  $n_w$  voor constante waarden van  $T$  en  $P$ .

De drukafhankelijkheid van de waterpotentialiaal  $\mu_w$  levert een basis voor het meten van deze grootheid. ~~Om deze betrekking te vinden onderstellen we~~ dat de grondtemperatuur constant is ( $dT=0$ ) en dat de veranderingen in de samenstelling der bestanddelen te verwaarlozen is ( $dn_j = 0$ ). We onderstellen nu dat het grond-water systeem in evenwicht wordt gebracht met een vrij water systeem dat van het eerste door een membraan is gescheiden, welke permeabel is voor water, maar niet voor grond en lucht ( $dG_w=0$ ).

In dat geval geldt dus:

$$0 = V_w dP + \left( \frac{\partial \mu_w}{\partial n_w} \right)_{T,P} dn_w \quad (11)$$

Deze vergelijking kan worden geïntegreerd,  $V_w$  constant aannemende:

$$\int_{P_0}^P V_w dP = - \int_0^{n_w} \left( \frac{\partial \mu_w}{\partial n_w} \right)_{T,P} dn_w \quad (12)$$

Daarbij is  $P_0$  de druk waaronder het vrije water systeem staat (de atmosferedruk) en die gelijk is aan de druk voor het grond-water systeem wanneer dit water vrij is ( $n_w=0$ ) en  $P_1$  de druk waaronder het water in het grond-water systeem staat wanneer de waterhoeveelheid daarin  $n_w$  bedraagt.

De integratie levert dan:

$$\int_0^{n_w} \left( \frac{\partial \mu_w}{\partial n_w} \right)_{T,P} dn_w = - V_w (P_1 - P_0) \quad (13)$$

Het linkerlid kan niet direct worden geïntegreerd, omdat wel de temperatuur op een gegeven waarde  $T$  wordt gehouden, maar de druk  $P$  gevarieerd moet worden tussen  $P_1$  en  $P_0$  langs de integratieweg voor  $\left( \frac{\partial \mu_w}{\partial n_w} \right)_{T,P}$ . Verg. (13) is door vele onderzoekers gebruikt om de waterpotentialiaal te meten (met tensiometers bijv.) bij gegeven temperatuur, vochtgehalte en concentratie der opgeloste bestanddelen, zonder zich altijd nauwkeurig bewust te zijn van de grenzen die aan de toepassing van deze betrekking zijn gesteld! Men moet daarom met in de literatuur voorkomende meetresultaten vaak erg voorzichtig zijn, als men niet nauwkeurig aangeeft onder welke proefomstandigheden de metingen werden uitgevoerd.

De tweede voordracht van Taylor was gewijd aan de beweging van het bodemvocht in de vloeistof- en in de dampfase. Zij droeg eveneens een sterk theoretisch karakter. De spreker merkte op dat in beide fasen waterverplaat-

sing in de grond mogelijk is als gevolg van daarin heersende temperatuurgradiënten, een omstandigheid die vooral in aride gebieden van veel betekenis is.

Pogingen om de waterflux door zulke gronden te meten hebben tot dusverre weinig succes gehad, hoofdzakelijk vanwege twee factoren die niet voldoende in aanmerking werden gebracht in de vergelijkingen welke voor de beschrijving van het proces werden gebruikt. De eerste factor bestaat hierin, dat voor de beschrijving van de stroming 3 coëfficiënten nodig zijn t.w. die voor de waterstroming bij constante temperatuur, die voor de warmtestroming bij constant watergehalte, en een interactie coëfficiënt voor warmte- en water-transport. Met de laatste wordt dan gewoonlijk geen rekening gehouden. De tweede factor is dat als gevolg van deze interactiecoëfficiënt transport van de vloeibare fase kan plaatsvinden tegelijk met het transport van de dampfase langs de thermische gradiënt.

Door Taylor is een theorie ontwikkeld gebaseerd op de thermodynamica van irreversibele processen, die een scheiding maakt tussen het vloeistof- en het damptransport en rekening houdt met de interactie. Met deze theorie kan het stationnaire transport van water en waterdamp door homogene gronden onderworpen aan een stationnaire temperatuurgradient en bij een constante waterpotentiaal worden berekend. Ook kan het warmtetransport worden berekend in afhankelijkheid van de temperatuurgradiënt en de waterpotentiaal-gradiënt.

J. Sivadjian vertelde over methoden om bodemvochtigheid te meten, welke reeds lang bekend waren. Daartegenover stelde hij een door hem ontwikkelde methode. Een emulsielaag bestaande uit gelatine vermengd met AgJ en HgJ wordt met de grond in contact gebracht. De emulsielaag absorbeert het grondvocht met een snelheid welke groter is naarmate de hoeveelheid water in de grond groter is. Dit proces wordt dan geregistreerd door een kleurverandering evenredig aan de hoeveelheid geabsorbeerd water per eenheid van tijd en per eenheid van oppervlakte.

Wij kregen niet een goede indruk van deze methode uit de vertoonde lantaarnplaatjes.

Over de geschiedenis en de berekening van resultaten van dauwmeting (drosometrie) sprak R.D. Schein. Dauw is een meteorologisch verschijnsel, dat reeds ver voor Christus belangstelling opwekte. Eerst na 1870 werden instrumenten vervaardigd, welke drosometers genoemd konden worden, en een techniek ingevoerd genaamd drosometrie.

Er zijn enkele belangrijke aspecten van dauw:

- 1) hoeveelheden dauwafzetting in cm;
- 2) hoeveelheden dauw verzameld door planten;
- 3) dagelijkse duur van de dauw en zijn temperatuur;
- 4) bronnen van het afgezette water.

Om aan die aspecten te voldoen zijn verschillende materialen gebruikt om dauw te verzamelen, zoals hout, zink, porselein, glas, zwart-geschilderde regenmeter, gips (Leick), geëtst glas (Taylor) en dierlijke membranen (Wallin-Polhemus). Poreuze materialen bezitten de moeilijke eigenschap van hygroscopisch te zijn, terwijl niet-poreuze materialen wat hun albedo betreft planten behoren te benaderen.

Een z.g. bladnatschrijver (duration meter) van Taylor (een ronde te benatten schijf geëtst glas, waarop bij ronddraaien een potlood een spiraal beschrijft) werd het beste bevonden, hoewel het begin en einde van de dauwperiode uiteraard niet geheel juist wordt weergegeven.

Hoewel men tot de conclusie komt, dat eigenlijk geen enkel instrument datgene aangeeft wat men graag wenst, moeten toch duurmeters, drosometers en dauwpuntmeters worden gebruikt, welke de te meten grootheden in de bladerensfeer van gewassen zo goed mogelijk weergeven. Er moet vooral gelet worden op plaatsing en oriëntatie van de instrumenten, de luchtbeweging en de temperatuur. In dit opzicht werd vooral het werk van Monteith (Rothamsted) geroemd.

Vervolgens kwamen twee sprekers aan de beurt, welke over hetzelfde onderwerp spraken. Dit onderwerp behelsde de opvang van regen door vegetatie en een paar aanverwante problemen. R. Slatyer gaf een overzicht van zijn onderzoekingen over interceptie van regen door kronen van accasias, over door de kronen vallende regen en over regen welke langs de stammen naar beneden stroomt. De genoemde grootheden konden worden gemeten en berekend met behulp van de hoeveelheid regen gemeten buiten de kronen.

Zo kon de verdeling van de totale hoeveelheid regen in de genoemde onderdelen voor verschillende regens worden vastgesteld en daaruit kon worden bepaald de invloed van de totale hoeveelheid regen, intensiteit en regenduur op deze onderdelen. Verder bleek dat de windsnelheid en -richting slechts weinig invloed op de verdeling hadden.

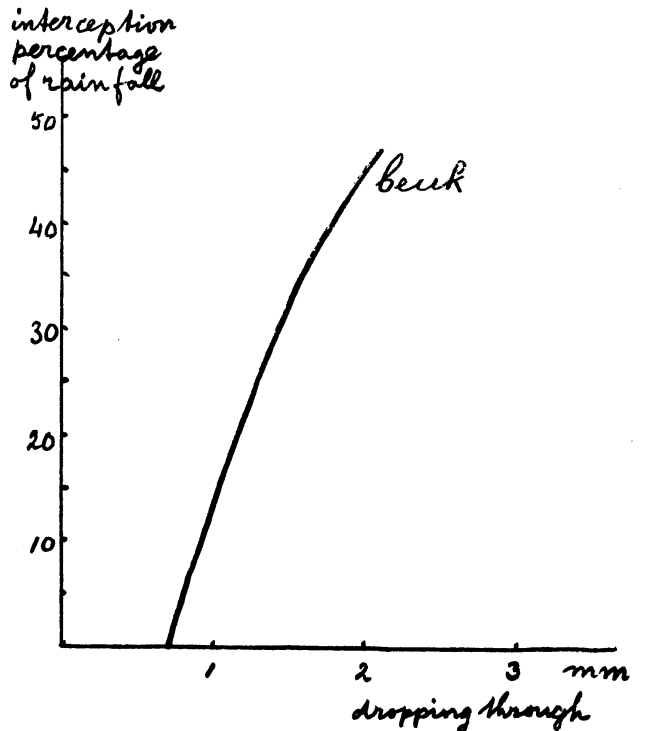
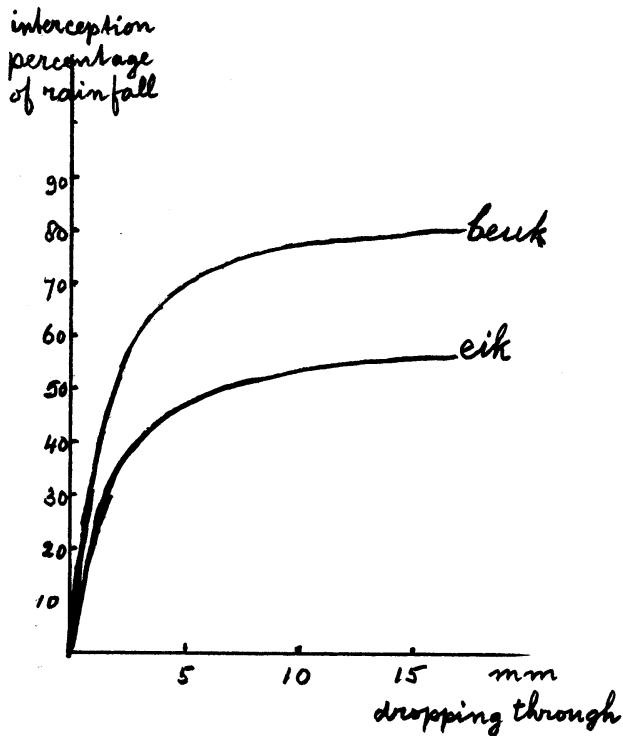
De hoeveelheid "stamneerslag" bereikte dikwijls een bedrag gelijk aan ongeveer de helft van de totale hoeveelheid neerslag gevallen op het oppervlak van de verticale projectie van de kroon. Dit hoge bedrag werd ver-



oorzaakt door de morfologie van de accasia bomen, namelijk hoofdzakelijk steil omhooggaande takken.

Het oppervlak van de verticale projectie van de kronen werd vanaf 200 m hoogte fotografisch bepaald.

B. Slavik rapporteerde eveneens over de opvang van regen door een bladverliezend woud bestaande uit eiken en beuken. Zijn bevindingen kunnen het best in twee grafieken weergegeven worden. Het eerste prentje geeft



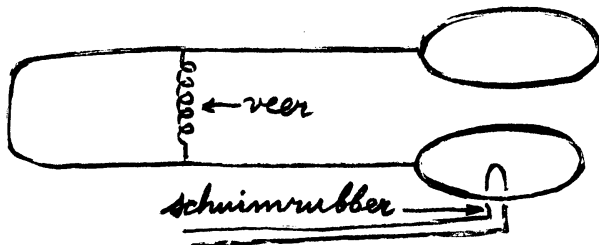
het verband weer tussen de hoeveelheid door de kronen van beuken en eiken doorgedruppelde regen in mm (= duur x intensiteit) en het percentage van de totale regenval welke door de kronen wordt vastgehouden. Het tweede plaatje geeft hetzelfde weer, maar alleen voor kleine hoeveelheden door de kronen van een beuk doorgedruppelde regen. Deze kromme heeft een vrij wijde betrouwbaarheidsband om zich heen.

Deze verbanden kunnen dus worden gebruikt om de neerslag onder bomen te meten en daaruit een schatting van de werkelijk opgetreden hoeveelheid neerslag te maken.

Er blijkt natuurlijk ook invloed van windrichting en windsterkte te bestaan.

O.L. Lange sprak over bladtemperaturen en methoden om deze te meten. Een wijze van meten van bladtemperaturen, welke ook door hem werd toegepast,

leek ons erg goed, daar deze de warmtehuishouding van het blad tijdens de meting zeer weinig stoort. Twee cirkelvormige klemmen, zoals in de figuur is aangegeven, zijn met katoendraad omwikkeld. Tussen de twee klemmen



wordt een blad geschoven, zodat dit goed en onbeschadigd blijft zitten. Vervolgens wordt een schuimrubber staafje tegen het blad aangedrukt, terwijl aan de punt van dit staafje

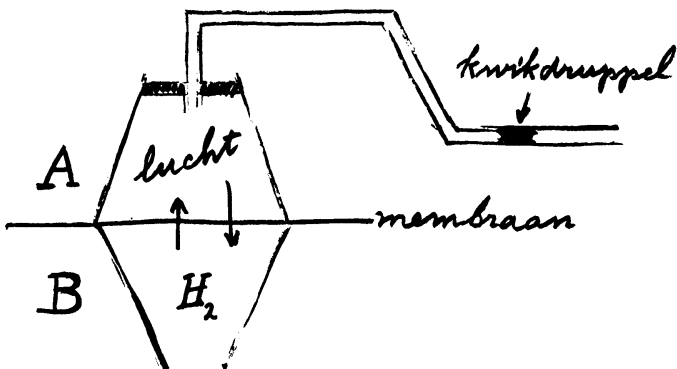
zich een NTC-weerstand bevindt. Aldus loopt het blad geen verwondingen op en kan de bladtemperatuur worden geregistreerd.

Uit de resultaten van zijn metingen kunnen we nog vermelden dat er bladeren zijn met temperatuur boven die van de omgeving tijdens het heetst van de dag, maar dat er ook bladeren zijn, welke temperaturen bezitten lager dan die van de omgeving tijdens het heetst van de dag tengevolge van transpiratie afkoeling.

Zijn de bladeren dikker of vleziger dan kan worden volstaan met een fijne thermokoppel of een dun glasbuisje, waarin een NTC-weerstand, in het blad te steken.

Hierna volgden 21 voordrachten, welke alleen over plantenfysiologie handelden en door ons dan ook niet zullen worden besproken met uitzondering van een voordracht van Ph. Louguet over de diffusie van gassen dwars door de bladeren; de inhoud van deze voordracht was interessant.

Als tussen twee klokken A en B een membraan wordt gelegd, terwijl A is



gevuld met lucht van 1 atm. druk en B met waterstofgas eveneens van 1 atm. druk, dan zullen deze gassen door het membraan heen diffunderen.  $H_2$  zal door de lichtheid sneller diffunderen dan de

$O_2$  en  $N_2$  van de lucht. Als gevolg hiervan zal de kwikdruppel in de buis (zie figuur) zich naar rechts verplaatsen. Deze verplaatsing geschiedt

exponentiëel met de tijd tot een evenwichtstoestand is bereikt.

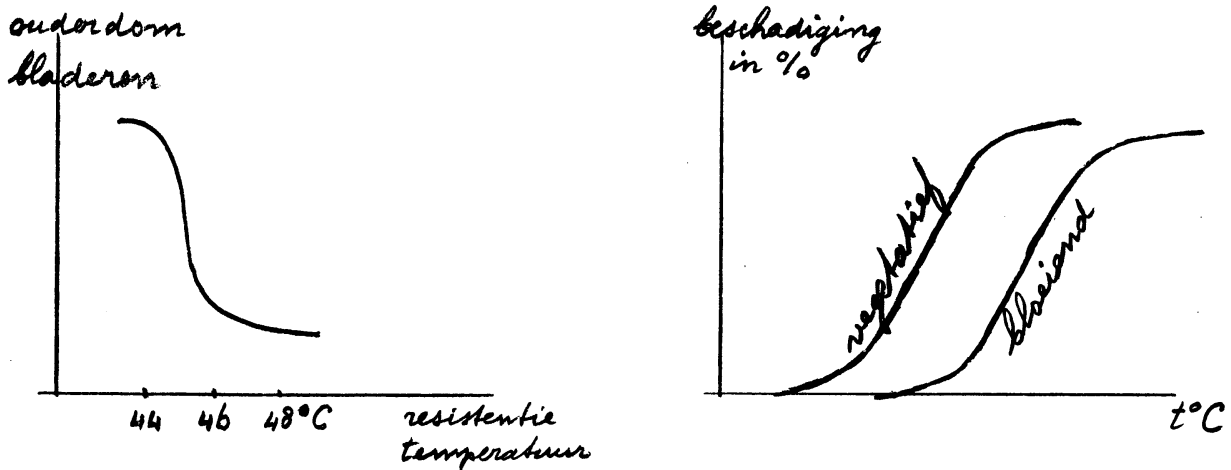
Als nu het membraan wordt vervangen door andere membranen en de proef wordt telkens herhaald dan blijkt dat de hoeveelheid door het membraan gediffundeerd gas afhangt van het aantal poriën en de doorsnede van die poriën; dit klopt dus met de wet van Poiseuille.

Wordt nu een blad van een geranium in de plaats van een membraan gelegd, dan blijkt dat de hoeveelheid per tijdseenheid gediffundeerd gas met de tijd toch nog veranderingen vertoont ondanks het feit, dat steeds hetzelfde stuk blad tussen beide klokken blijft liggen, d.w.z. het aantal stomata blijft het zelfde. Denkend aan de wet van Poiseuille concludeert de spreker, dat de opening van de stomata veranderlijk is, daar de weglengte door het blad natuurlijk dezelfde blijft. De veranderingen in de diffusiesnelheid van een gas door een blad hangt dus af van de grootte van de opening der stomata.

Op de laatste dag van het symposium werden weer een 12-tal voor ons interessante lezingen gehouden. De eerste in de reeks was een voordracht van O. Lange over de warmteresistentie van planten, haar veranderlijkheid en haar bepaling. Deze eigenschappen zijn natuurlijk van belang in hete klimaten, welke dan ook tot de aride gebieden behoren.

De experimentele bepaling van de warmteresistentie van een plant komt daarop neer, dat een plant gedurende een zekere tijd op een bepaalde temperatuur wordt gehouden, waardoor een zekere beschadiging van de plant optreedt. Op verschillende manieren kan het op een bepaalde temperatuur houden plaatsvinden. Als standaardmethode wordt aangenomen om bebladerde delen van planten in een waterbad gedurende 30 minuten op een dergelijke temperatuur te houden, dat 50% van het weefsel gedood wordt. Die temperatuur wordt dus beschouwd als degene, waarbij en waarboven de plant niet meer kan bestaan. Op deze wijze zijn voor een groot aantal plantensoorten de "warmteresistentietemperaturen" bepaald. Deze temperaturen lopen van  $44^{\circ}$ - $46^{\circ}$  C tot  $56^{\circ}$ - $59^{\circ}$  C met een gemiddelde van  $49^{\circ}$ - $50^{\circ}$  C. Dat elke plantensoort niet één bepaalde warmteresistentietemperatuur heeft maar een marge van veranderingsmogelijkheid vertoont, ligt aan het feit dat de weerstand van een plant tegen warmte afhangt van verschillende factoren. Deze factoren zijn: de leeftijd; de momentane hoeveelheid water in de plant; voorafgaande voorwaarden van temperatuur en vochtigheid van de plant (gewenning van de plant); de dagelijkse gang van licht en donker; de jaarlijkse gang en ten-

slotte de ontwikkelingstoestand van de plant. Zo zijn b.v. jonge bladeren ongeveer 2° C meer warmteresistent dan oudere bladeren, en kunnen bloeiende planten hogere temperaturen verdragen dan niet bloeiende (vegetatief)



De volgende twee voordrachten, die van J. Levitt en die van R.D. Asana, zijn eenvoudig als één geheel te behandelen, daar de eerste theoretische feiten en de tweede experimentele feiten over meting van de droogteresistentie afgestemd op de eerste heeft besproken. De eigenschap van droogteresistentie heeft twee componenten, namelijk (I) droogte-vermijding en (II) droogte-tolerantie.

Droogte-vermijding wordt veroorzaakt door factoren welke de waterinhoud van de plant ten behoeve van de groei optimaal probeert te houden. Zulke factoren zijn een diep wortelsysteem, een dik enticulum (vlies tussen vacuole en plasma in een cel), een kleine celgrootte, enz. Droogte-tolerantie daarentegen zorgt voor overleven bij een waterinhoud, welke te klein is voor groei, en wordt verder beschouwd afhankelijk te zijn van eigenschappen van het protoplasma zoals osmotische druk, gebonden water, viscositeit, overleving bij hoge temperatuur en lage relatieve vochtigheid. De som van deze twee componenten wordt de totale droogteresistentie genoemd.

Er zouden proeven in klimaatkamers gedaan kunnen worden om vast te stellen hoe de twee componenten afhangen van elk van de genoemde factoren. Dat lijkt eenvoudiger dan het is. Men kan nu in de klimaatkamer de vochtigheid veranderen, maar de relatieve vochtigheid kan slechts op 5% nauwkeurig worden gemeten. Daar volgens mededeling van Levitt 1% relatieve vochtigheid equivalent is met ongeveer 15 atmosfeer osmotische druk, is het onderzoek ondoenlijk.

Gebaseerd op de twee genoemde componenten zijn in India een aantal toetsen ontworpen om de droogteresistentie van oogstplanten in cijfers weer

te geven, zodat voorspeld kon worden hoe verschillende oogstsoorten zich in het veld zouden gedragen. Deze voorspellingen bleken geen succes te geven.

Buitendien kan men ook wel inzien dat dergelijke dingen moeilijk liggen. Immers als een plant een grote droogte kan weerstaan, terwijl andere planten er aan doodgaan, dan geeft die plant de grootste opbrengst. Toch kan het zijn, dat bij een matige droogte deze plant niet de grootste opbrengst geeft, daar niet alleen de droogteresistentie, maar ook de groei, de ontwikkeling en andere eigenschappen van een plant moeten worden gemeten onder verschillende graden van droogte om de opbrengstmogelijkheden beter te begrijpen.

E.C. Stone besprak een aantal hypothesen over de betekenis van dauw voor het in leven blijven van planten. De voornaamste hypothese is dat dauw door het blad wordt geabsorbeerd en dan via het wortelsysteem in de grond wordt gepompt. De spreker heeft hierover experimenten gedaan bij verschillende soorten pijnbomen, en hij concludeert dat deze hypothese onjuist is; want dat, als alle andere wegen waarlangs water in de grond terecht zou kunnen komen deugdelijk worden afgesloten, geen dauw langs de door de hypothese aangegeven weg in de grond aankomt. Een pijnboom zal dus dood gaan in uitgedroogde gronden, ofschoon water in de vorm van dauw wordt toegevoerd. Stone oppert nog wel de mogelijkheid dat het afsterven van de boom minder aan uitdroging ligt dan aan een onvoldoende gelegenheid tot ademhaling in de grondlaag.

E.A. Bernard gaf een beschouwing over de theorie van de meting van de evapotranspiratie. Men kan de evapotranspiratie in de natuur volgens de spreker achtereenvolgens op drie verschillende schalen bestuderen: microfysisch, micro-meteorologisch en hydro-meteorologisch. Daarbij wordt de evapotranspiratie telkens in een andere omlijsting van oorzaken en gevolgen geplaatst.

Micro-fysisch bekeken is het evapotranspiratie verschijnsel een proces van moleculaire diffusie van waterdamp in de atmosferische grenslaag aan het verdampend oppervlak. Deze gehoorzaamt aan de wet van Fick voor de diffusie. De meting van dit verschijnsel vergt zeer verfijnde meetmethoden uit de fysiologie, die onder natuurlijke omstandigheden moeilijk uitvoerbaar zijn.

Analyse van het verdampingsproces op micro-meteorologische schaal in de turbulente luchtlaag grenzende aan het verdampende oppervlak, levert

een praktische methode voor de bepaling der natuurlijke verdamping. In aanmerking komen dan de aerodynamische methode van het verticale turbulente waterdamptransport en de energiebalans methode. Deze methoden zijn voor de doeleinden van de ecologie der gewassen het meest geschikt.

Op hydro-meteorologische schaal leert men de verdamping voor grotere gebieden kennen uit waterbalansen.

Deze voordracht gaf niets wat niet reeds algemeen bekend was.

J.P. Hudson vertelde dat schattingen van waterverliezen per tijds-eenheid van een natte grond of van een volle bedekking van vrij groeiende planten op drie manieren kunnen worden gemaakt:

- a) door directe metingen van de hoeveelheid bodemwater in lysimeters, weegbare containers of door steekproeven uit het veld te nemen.
  - b) door analogieën met gemeten verliezen van een vrij wateroppervlak.
  - c) door berekeningen met behulp van verschillende meteorologische elementen.
- De juistheid van b) en c) kan alleen worden getoetst, als alle drie manieren tegelijkertijd op hetzelfde terrein worden toegepast en de eerste manier nauwkeurig kan worden uitgevoerd.

De spreker heeft experimenten uitgevoerd, waarin de drie manieren met elkaar konden worden vergeleken. Deze experimenten vonden plaats in een verwarmde kas in Engeland, in het open veld in Engeland onder gematigde verdampingscondities en in het open veld in de Sudan onder zeer aride omstandigheden. Uit deze experimenten meende hij voldoende algemene betrekkingen tussen a) en b) en a) en c) te kunnen afleiden. Hierdoor kon men dan de manier b) of c) toepassen om te kunnen weten hoeveel water minimaal moet worden toegevoerd voor irrigatie.

W.C. Visser ontwikkelde voor een geïdealiseerd grond-plant-atmosfeer model een betrekking tussen de actuele verdamping van een gewas, de potentiële verdamping volgens Penman, en het vochtgehalte van de bodem.

Een stationnaire stroming E van water onderstellende, ontleend aan het capillaire grondvocht, via de plant verdampende in de atmosfeer, neemt Visser aan dat deze stroming E wordt onderhouden door een potentiaalverschil tussen het grensvlak lucht-plant en grond-wortelgestel, zodat

$$E = \alpha (\psi_a - \psi_r) \quad (1)$$

Hier is  $\psi_a$  de zuigspanning aan het grensvlak plant-lucht,  $\psi_r$  de zuigspanning aan het grensvlak wortelgestel-bodem,  $\alpha$  een constante die afhankelijk is van de weerstand die de plant aan de stroming biedt. Is  $\psi_r = 0$  dan

verdampt de plant bij gegever  $\psi_a$  maximaal, d.w.z. dan is de potentiële evapotranspiratie bereikt. Deze wordt dan  $gE_0$  gesteld, waarin  $E_0$  de Penman verdamping voor een vrij wateroppervlak voorstelt en  $g$  een factor die van de aard van het gewas afhangt. Dus

$$gE_0 = \alpha \psi_a \quad (2)$$

Uit (1) en (2) volgt

$$\psi_r = \psi_a - \frac{E}{\alpha} \frac{gE_0 - E}{\alpha} \quad (3)$$

De vochtstroom in de onverzadigde grond in de omgeving van het wortelgestel wordt ondersteld gegeven te kunnen worden door de relatie ( $x$  een afstandcoördinaat naar de wortel)

$$E = -2\pi x \frac{\Delta}{\psi^2 + a^2} \frac{d\psi}{dx} \quad (4)$$

waarin  $\Delta$  en  $a$  constanten zijn. De factor  $\frac{\Delta}{\psi^2 + a^2}$  is een empirische uitdrukking van Gardner voor het vocht geleidingsvermogen in onverzadigde grond. Daar  $E$  constant is kan (4) worden geïntegreerd:

$$-\frac{E}{2\pi} \int_r^{r_0} \frac{dx}{x} = \int_{\psi_r}^{\psi_{r_0}} \frac{d\psi}{\psi^2 + a^2} \quad (5)$$

waarin  $r$  de afstand van het centrum van het wortelgestel tot de grens wortel-grond (het wortelgestel is geïdealiseerd tot een rechte cilinder) en  $r_0$  een zekere afstand waarop de normale bodemomstandigheden heersen.

De integratie levert

$$-\frac{E}{2\pi} \lg \frac{r_0}{r} = \frac{\Delta}{a} \left( \text{bgtg} \frac{\psi_{r_0}}{a} - \text{bgtg} \frac{\psi_r}{a} \right) \quad (6)$$

of na herleiding met gebruikmaking van (3):

$$\text{tg} \frac{E}{A} = \frac{a \left\{ (gE_0 - E) - \alpha \psi_{r_0} \right\}}{\alpha a^2 + (gE_0 - E) \psi_{r_0}}, \text{ waarin } A = \frac{2\pi \Delta}{a \lg \frac{r_0}{r}} \quad (7)$$

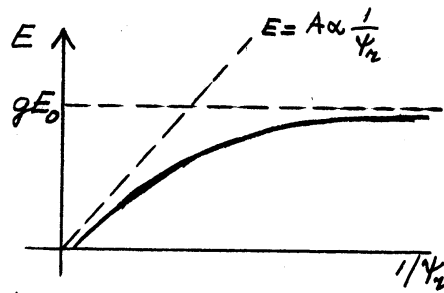
De voorlopige ervaring leert dat  $A \gg E$ , zodat  $\text{tg} \frac{E}{A} \approx \frac{E}{A}$ . Dan kan men (7) ook op de volgende vorm brengen:

$$(gE_0 - E) \left( \frac{Aa}{\psi_{r_0}} - E \right) = \alpha a A + \alpha a^2 \frac{E}{\psi_r} \quad (8)$$

Het blijkt verder dat  $A \gg a \frac{E}{\psi_r}$ , zodat de tweede tern in het rechterlid kan worden verwaarloosd, waarmede we tenslotte vinden:

$$(gE_0 - E) \left( \frac{A\alpha}{\psi_{r_0}} - E \right) = \alpha a A \quad (9)$$

Hiermede wordt een hyperbolisch verband gevonden tussen de actuele verdamping  $E$  en  $\frac{1}{\psi_{r_0}}$  de reciproke zuigspanning van de grond.



De horizontale asymptoot van de hyperbobl is  $E = gE_0$ . Deze komt dus hoger te liggen naarmate  $E_0$  hoger is, afhankelijk dus van de meteorologische omstandigheden. Verder wordt de maximale verdamping nog door de factor  $g$  beheerst die van de plant afhangt. De helling van de andere asymptoot wordt bepaald door  $A\alpha$ . Deze grootte houdt verband met de "worteldichtheid" van het gewas.

Men kan  $\psi_{r_0}$  nog met het actuele vochtgehalte van de grond in verband brengen. Bij benadering kan gesteld worden

$$\frac{1}{\psi_{r_0}} = G \cdot v^s$$

waarbij  $v$  = vochtgehalte,  $s = \text{const.} \approx 3$ ,  $G \approx \text{const.}$

Voor de toetsing der verschillende betrekkingen werd door het I.C.W. te Wageningen een weegbare lysimeter van bijzondere constructie gebouwd.

O. Klausing sprak over de meting van evapotranspiratie van gewassen en het bodemoppervlak in verhouding tot de potentiële verdamping. Bij de meting van de evapotranspiratie werd van lysimeters en van bodemvochtbepalingen gebruik gemaakt. Het gehele verhaal kwam er op neer, dat spreker tot een aanbeveling wilde komen van bepaalde meetmethoden en van bepaalde constructies van lysimeters. Hierbij dient erop te worden gewezen, dat door een Duitse fabriek registrerende piche-verdampingsmeters volgens Dr. Klausing worden vervaardigd.

Volgens de hierna volgende mededeling van Stanhill hebben A.Y. Shachori en A. Michaeli een 26-tal studies onderzocht over waterafvoer in wouden, maqui en grasbedekking in semi-aride gebieden. Hierbij werd uitgegaan van de volgende waterbalans:

$$P = E + T + I + Q_s + Q_g + \Delta M$$



waarin P = neerslag

E = verdamping

T = transpiratie

I = interceptie

$$\left. \begin{array}{l} E + T + I = \text{waterverbruik} \\ \text{(water use)} \end{array} \right\}$$

$Q_s$  = oppervlakte-afvoer

$Q_g$  = niveauverandering grondwater

$$\left. \begin{array}{l} Q_s + Q_g = \text{waterafvoer} \\ \text{(water yield)} \end{array} \right\}$$

$\Delta M$  = verandering in hoeveelheid hangwater (moisture storage)

De resultaten over waterafvoer in deze 26 studies hebben zij telkens vergeleken met de neerslagen. Zo kwamen ze tot het lineaire statistische verband tussen de jaarlijkse waterafvoer  $R_t$  in mm en de jaarlijkse neerslag P in mm voor beboste grond en een bedekking met dicht kreupelhout

$$R_t = 0,805 (P - 398 \text{ mm})$$

en voor grasland en onbegroeide gronden

$$R_t = 0,920 (P - 281 \text{ mm})$$

In beide gevallen bleek de correlatiecoëfficiënt tussen  $R_t$  en P 0,972 te bedragen volgens de schrijvers. Naar mijn mening is hier een fout gemaakt in de berekening van r. Uit de vergelijkingen blijkt dat de waterafvoer  $R_t$  vrij sterk afhangt van de begroeiing van de bodem.

Op deze wijze kan een schatting van  $R_t$  worden gemaakt; verder is P bekend en als we over een jaar  $\Delta M$  bepalen, kan men dus een schatting maken van het waterverbruik. Aldus de schrijvers.

Er is geen rekening gehouden met het feit, dat de grootheden in het rechterlid van de waterbalans niet onafhankelijk van elkaar zijn.

Daarna volgde een artikel van Shachori, Stanhill en Michaeli over een poging tot een bepaling van de effecten van verschillende typen bodembedekkingen op het neerslagregime in Carmel Mountains in Israël. In dit verhaal zaten zovele gaten, dat hierover geen verſlag wordt gegeven.

Vervolgens kwam G.F. Makkink ons vertellen over het berekenen van de waterbalans van de Schroewegpolder op Walcheren. Het komt er op neer dat de grootte van de verdamping en de veranderingen van de watervoorraad in de grond kunnen worden afgeleid uit afvoercijfers van de genoemde polder. Als uitgangspunt wordt de waterbalansvergelijking over een zeker tijdsverloop in de volgende vorm genomen:

$$N + K = D + E + \Delta V$$

N = neerslag, K = kwel, D = afvoer, E = verdamping, V = verandering van de watervoorraad.

Nu is één factor in deze vergelijking nog niet verdisconteerd; dit is de groei van de beworteling gedurende het tijdsverloop, waardoor meer water voor verdamping beschikbaar kan komen, indien de grond niet geheel op veldcapaciteit is. Het te beschouwen volume grond verandert dus met het bereik van het wortelstelsel. Dit kan dus door een waterlaagje  $\Delta W$  in mm worden voorgesteld. En om fouten door uitdroging van een grondlaag gedurende het tijdsverloop te voorkomen, wordt de waterbalans telkens over een korte periode genomen, bijv. een pentade. Tenslotte wordt  $\Delta V_i$  nog geschreven als  $V_i$  aan het einde van de  $i$ -de periode verminderd met  $V_{i-1}$  aan het einde van de  $(i-1)$ ste periode. De balansvergelijking ziet er dan uit als volgt:

$$V_i = V_{i-1} + N_i + K_i + \Delta W_i - E_i - D_i.$$

Nu is  $V_{i-1}$  is de uitkomst uit de vergelijking voor de periode  $(i-1)$  en  $N_i$  wordt gemeten met een regenmeter. De kwel per dag zal een functie zijn van de hoeveelheid water  $L$  in mm, die aan de grond moet worden toegevoegd om deze op veldcapaciteit te brengen. Tenslotte is deze kwel per dag constant aangenomen en een zekere waarde is daarvoor geschat.

Uit de definities van de grootheden ziet men, dat om een volume grond van volkomen droog tot veldcapaciteit te brengen, men  $(V + L)$  mm water moet toevoegen. Men moet bedenken dat verdamping uit de bodem zelf slechts over een geringe diepte kan plaatsvinden. Transpiratie kan door middel van de wortels veel dieper worden weggehaald. De hoeveelheid water, welke op een zeker moment in een grond op veldcapaciteit binnen bereik van het verdampend vermogen ligt, wordt  $B$  genoemd. Dit betekend dat, in een grond op veldcapaciteit of als het wortelstelsel zich uitbreidt in een grondlaag op veldcapaciteit,  $\Delta W_i = \Delta B_i$ . Volgens definitie is ook  $V_i + L_i \geq B_i$ . Het gelijkteken geldt als het gehele volume op veldcapaciteit is. Het groterteken geldt als slechts de laag, waarin zich de uitbreiding van het wortelbestel bevindt, op veldcapaciteit is. Eveneens geldt algemeen  $\Delta W_i \leq \Delta B_i = B_i - B_{i-1}$ .

$B$  is natuurlijk een bekende functie van de tijd  $t$ . Gezien hetgeen juist is uiteengezet, is het wel aannemelijk dat

$$\Delta W_i = B_i - (V_{i-1} + L_{i-1})$$

Hierdoor is dus  $\Delta W_i$  te berekenen, daar  $V_{i-1}$  en  $L_{i-1}$  uit de vorige periode bekend zijn.

De verdampingsterm  $E_i$  wordt nu als volgt bepaald. Eerst wordt de

potentiële verdamping  $E_p$  bijv. volgens Penman berekend. Is nu

$$V_{i-1} + N_i + K_i + \Delta W_i \geq E_{p,i},$$

dan wordt terecht voor  $E_i$  de waarde  $E_{p,i}$  ingevuld.

Is echter  $V_{i-1} + N_i + K_i + \Delta W_i < E_{p,i}$

dan wordt  $E_i$  berekend uit de tweede vorm van de waterbalansvergelijking waarin  $D_i$  en  $V_i$  gelijk nul worden gesteld; d.w.z. er wordt aangenomen, dat er geen drainage is en dat al het beschikbare water wordt verbruikt.

Bij de berekening van  $E_p$  moet wel de stand van het gewas mede in beschouwing worden genomen door toepassing van een factor, die een functie van de tijd is.

De afvoer of drainage  $D_i = 0$  als  $N_i + K_i - E_i \leq 0$ . Is de laatste voorwaarde niet vervuld, dan wordt verondersteld dat het door de grond zakkende water wordt vastgehouden voor zover er plaats is en dat de rest wordt afgevoerd. Hierdoor mag worden gesteld, dat

$$D_i = N_i + K_i - E_i - \overline{L}_i$$

$\overline{L}_i$  = gemiddelde leegte gedurende de periode  $i$  en deze grootte wordt domweg berekend uit de vergelijking  $\overline{L}_i = L_{i-1} - \frac{1}{2} (N_i + K_i - E_i)$ .

Bovenstaande is de essentie van de voorgestelde berekeningen.

Tenslotte vond nog een toetsing plaats tussen de berekende maandwaarden van de afvoer en de gemeten dito's over een tijdvak van 8 jaren. Deze toetsing bleek onjuist te zijn uitgevoerd.

A. Baumgartner sprak over meetmethoden ter bepaling van de warmte-, water- en  $CO_2$ -huishouding van een plantendek in het bijzonder van bos vegetatie. Het planteleven berust op stofomzettingen, welke zich voltrekken bij de processen der  $CO_2$ -assimilatie, de respiratie en de transpiratie. Zij hebben sapstromen in het gewas en gasstromen in de bestandsruimte tot gevolg. Zij staan in wisselwerking met de water- $CO_2$ -huishouding van de bestandsruimte.

De intensiteit van de stofomzettingen wordt door de warmtehuishouding gestuurd. De totale stofomzetting wordt begrensd door de energiebalans.

Na hetgeen reeds door vele sprekers eerder te berde was gebracht, gaf deze voordracht weinig nieuws.

Tenslotte volgden nog twee sprekers over min of meer hetzelfde onderwerp, n.l. over de meetmethoden van resp. de stofproductie en de drogestofproductie van gewassen en bossen. Deze twee voordrachten waren door hun plantenfysiologische aard voor ons niet te volgen.