



Bodemmeteorologische onderzoeken te Wageningen

<https://hdl.handle.net/1874/363946>

A. g. w. 192, 1943

BODEMMETEOROLOGISCHE
ONDERZOEKINGEN
TE WAGENINGEN

DOOR

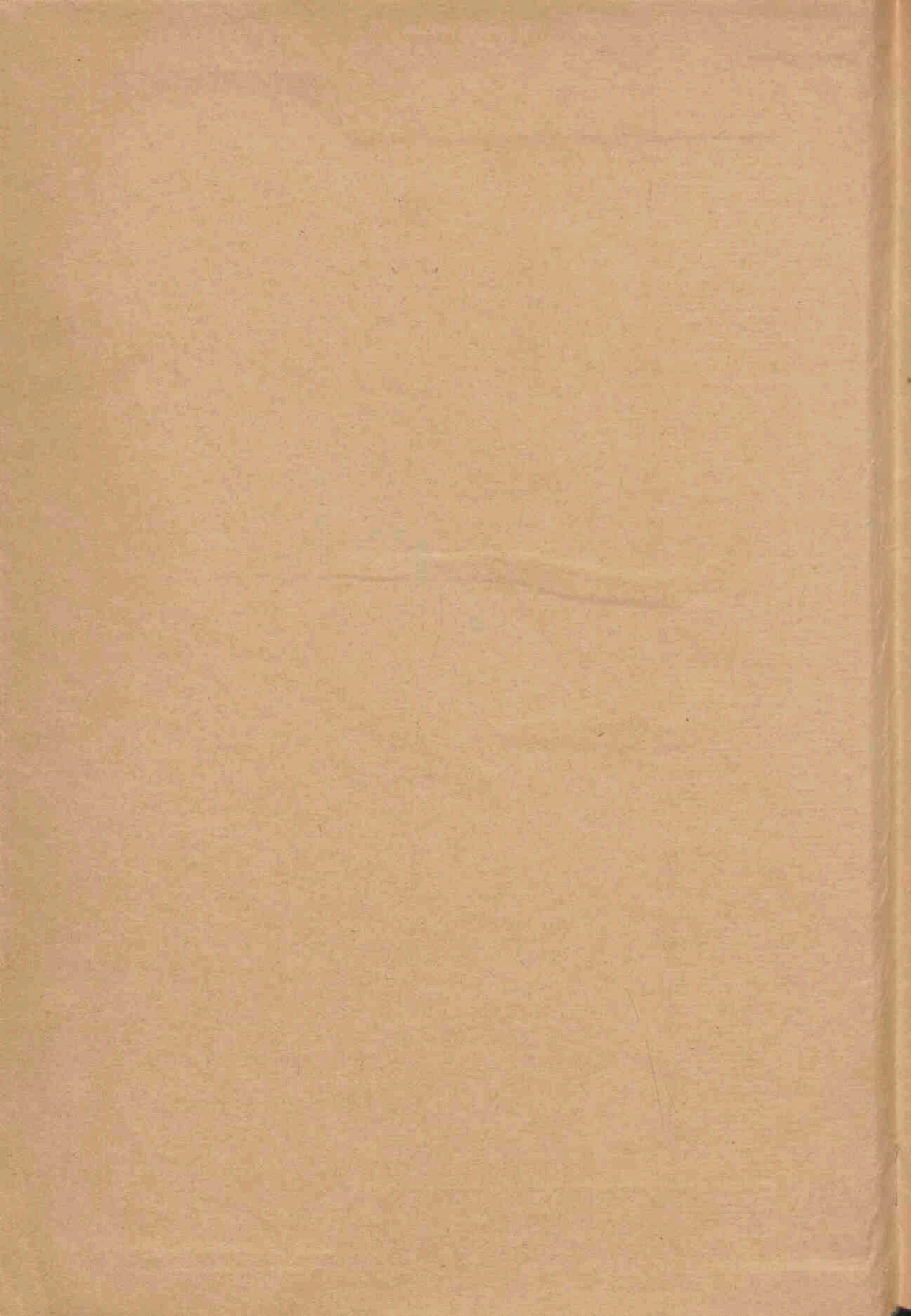
P. K. PEERLKAMP



*Overdruk uit
Mededeelingen van de Landbouwhoogeschool
Deel 47 — Verhandeling 3*

H. VEENMAN & ZONEN — WAGENINGEN — 1944

cht



meetsnel

A 9w 192

1943

*T.O.P.
gr. h...*

BODEMME TEOROLOGISCHE ONDERZOEKINGEN TE WAGENINGEN

PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN DOCTOR
IN DE WIS- EN NATUURKUNDE AAN DE RIJKS-
UNIVERSITEIT TE UTRECHT OP GEZAG VAN
DEN RECTOR MAGNIFICUS L. VAN VUUREN,
HOOGLEERAAR IN DE FACULTEIT DER LETTEREN
EN WIJSBEGEERTE, VOLGENS BESLUIT VAN DEN
SENAAT DER UNIVERSITEIT TEGEN DE BEDENKIN-
GEN VAN DE FACULTEIT DER WIS- EN NATUUR-
KUNDE TE VERDEDIGEN OP MAANDAG 5 JULI 1943
DES NAMIDDAGS TE 3 UUR

DOOR

PETRUS KORNELIUS PEERLKAMP

GEBOREN TE GRONINGEN



DRUK: H. VEENMAN & ZONEN TE WAGENINGEN

BODEMMETEOROLOGISCHE
ONDERZOEKINGEN
TE WAGENINGEN

DOOR

P. K. PEERLKAMP



Overdruk uit

Mededeelingen van de Landbouwhoogeschool

Deel 47 — Verhandeling 3

H. VEENMAN & ZONEN — WAGENINGEN — 1944

BODEMMETHEOROLOGISCHE
ONDERZOEKINGEN
TE WAGENINGEN

DOOR

P. K. PEERIKAMP



H. VAN NIMAN & ZOONEN - WAGENINGEN

BODEM METEOROLOGISCHE ONDERZOEKINGEN TE WAGENINGEN¹⁾

DOOR

P. K. PEERLKAMP

HOOFDSTUK I

INLEIDING. PROBLEEMSTELLING

§ 1. *Onderwerp.*

Omstreeks 1910 werd door de afdeling Natuurkunde van de toenmalige Rijks Hogere Land-, Tuin- en Bosbouwschool te Wageningen begonnen met het op bescheiden schaal verrichten van meteorologische waarnemingen. Na omzetting van deze school in Maart 1918 tot een Landbouwhogeschool (L.H.S.) zijn door het Laboratorium voor Natuur- en Weerkunde (Nat. Lab.) van de L.H.S. onder directoraat van prof. dr D. VAN GULIK de meteorologische waarnemingen geleidelijk uitgebreid. Onder leiding van den tegenwoordigen directeur, prof. dr J. A. PRINS, hebben ze sinds 1937 nogmaals sterke uitbreiding ondergaan. Het onderzoek werd toen speciaal gericht op de oplossing van het probleem der warmte- en vochtinhouding van het aardoppervlak onder Nederlandse omstandigheden. Deze verhandeling, die een bijdrage wil leveren tot de oplossing van dit probleem, behandelt in het bijzonder de hiertoe gedane onderzoekingen over grond- en luchttemperaturen en luchtvochtigheden in de nabijheid van het aardoppervlak en geeft bovendien een algemeen overzicht van het door het laboratorium verrichte meteorologische werk en zijn resultaten. Aan de hand hiervan zullen dan banen uitgestippeld kunnen worden, volgens welke verder onderzoek zou kunnen verlopen.

§ 2. *Het studieobject der meteorologie.*

Volgens de oude betekenis van het woord „meteoren” houdt de meteorologie zich bezig met de bestudering van alle verschijnselen in de atmosfeer. De meeste van deze verschijnselen vinden hun oorsprong in temperatuurverschillen tussen verschillende delen van de meer of minder vochtige dampkring. Bij het ontstaan van die temperatuurverschillen en van de vochtigheid speelt de geaardheid van de bovenste aardlaag en van haar oppervlak een belangrijke rol: De zonnestraling, die direct of indirect (in de vorm van in de atmosfeer verstrooide of gereflecteerde zichtbare straling en van atmosferische temperatuurstraling) het aardoppervlak treft, wordt daar voor een gedeelte, waarvan de grootte van de geaardheid van het oppervlak afhangt, gereflecteerd en voor de rest (voor een grasveld ongeveer 70 %; zie § 32) geabsorbeerd. De daarbij ontstane warmte dringt door geleiding en convectie gedeeltelijk in de aangrenzende aard- en luchtlagen door, waardoor deze in temperatuur stijgen. Een ander deel verdwijnt in de vorm van temperatuurstraling van het aardoppervlak en wordt grotendeels door de asymmetrische moleculen (H_2O , CO_2 , NH_3 , O_3) en het stof in de atmos-

¹⁾ Dissertatie Utrecht 1943.

VIIIc), omdat het grondwater naar of van elders warmte kan transporteren en het watergehalte van de grond voor een belangrijk deel de voor de warmtebeweging in de grond karakteristieke grootheden warmtecapaciteit en warmtegeleidingsvermogen bepaalt (hoofdstuk X).

In verband met de door doelstelling c (§ 3) vereiste „goede sortering in gegevens” werden aan het Nat. Lab. der L.H.S. de metingen opgezet volgens 1 en later uitgebreid naar behoefte van het onder 2 gestelde probleem. De geschiedenis en de huidige toestand van meteorologische waarnemingen en waarnemings-terrein worden in hoofdstuk II beschreven.

Een tweede specifiek probleem, dat ontstond uit een eis van de landbouwwetenschap, maar tevens naar voren komt bij het oplossen van het eerstgenoemde probleem, was het ontwerpen van een eenvoudig waarnemings-schema tot onderlinge vergelijking in meteorologisch opzicht van verschillende proefvelden in Nederland, waarbij slechts gebruik gemaakt mocht worden van een allereenvoudigst instrumentarium. In hoofdstuk V wordt dit *schema van agrometeorologische veldwaarnemingen* behandeld. Hoofdstuk VI geeft de resultaten van de volgens dit schema op verschillende proefvelden in Wageningen en daarbuiten verrichte waarnemingen van maximum- en minimumtemperaturen op +200, +10, -10 en -20 cm en van de temperaturen op -100 cm.

Een derde, algemener probleem van practisch belang is de vraag naar de wetmatigheden, welke in de afwijkingen van het bodemklimaat ten opzichte van het regionaal klimaat optreden. Kent men deze nl., dan is het mogelijk door beschouwing van een terrein in een bekend regionaal klimaat zich een oordeel te vormen over het bodemklimaat van dat terrein, zonder eerst een langdurige reeks bodemmeteorologische waarnemingen te verrichten. Als bijdrage ter oplossing van dit probleem wordt, naast het vergelijken van temperatuur en vochtigheid op +10 cm met die op +2 m (hoofdstukken VI, VII en VIIIa), in hoofdstuk VI de statistiek behandeld van de verschillen tussen de minimumtemperaturen op +2 m en op +10 cm voor verschillende waarnemingsplaatsen.

§ 5. Vroegere bodemmeteorologische onderzoeken.

Meteorologische onderzoeken in het gebied tussen -2 m en +2 m zijn in het buitenland reeds gedurende een halve eeuw in grote getale gedaan. Een samenvattend overzicht van de grondeigenschappen, die voor de bodemmeteorologie van belang zijn, werd o.a. gegeven door SCHUBERT (48) en door KEEN (26). De resultaten van het voornaamste werk op het gebied van de meteorologie en de klimatologie van de onderste luchtlagen vinden we in het boek van GEIGER (17) en in de handboekartikelen van GEIGER (18) en van SCHUBERT (47). Hierin komt hoofdzakelijk de fysische zijde van de bodemmeteorologische vraagstukken ter sprake. Daarnaast bestaat echter een uitvoerige literatuur over een groep bodemmeteorologische onderzoeken, waarbij van een biologisch standpunt wordt uitgegaan en waartoe ook die op het gebied van de phaenologie en van de ecologie gerekend moeten worden. Deze onderzoeken, waarbij de invloed van het klimaat op biologische objecten wordt bestudeerd, zullen hier verder buiten beschouwing blijven. Een uitvoerig overzicht van de in 1932-'37 in verschillende landen verschenen bodemmeteorologische literatuur wordt gegeven in de verslagen van de bijeenkomsten van de Commissie voor Landbouwmeteorologie van de Internationale Meteorologische Organisatie (40, 41).

De Nederlandse bodemmeteorologische literatuur is slechts van bescheiden

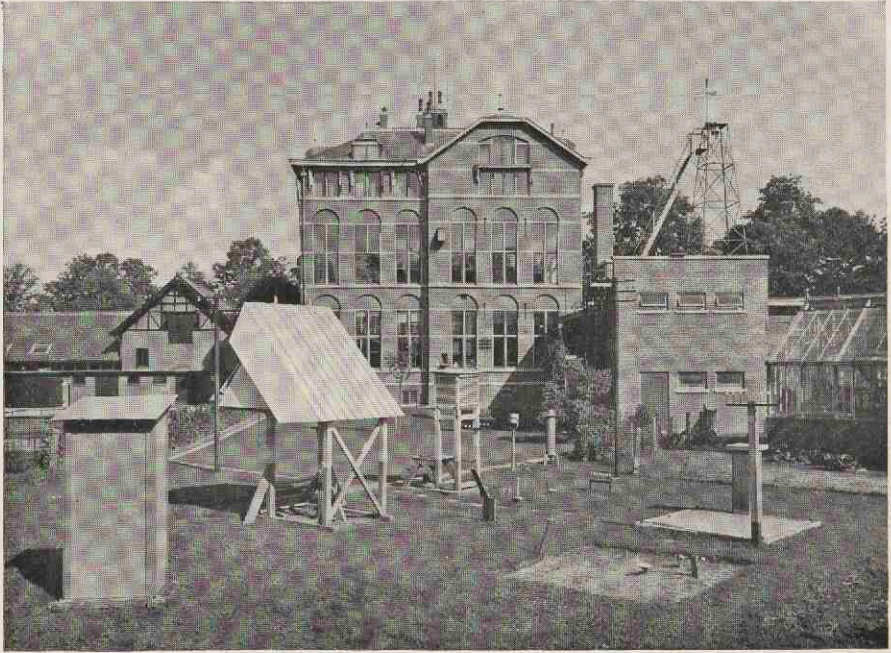


Fig. 1. Het meteorologisch waarnemingsterrein achter het Nat. Lab. te Wageningen
(51°58' N, 5°39' E)

omvang. Voor een deel heeft zij betrekking op termijnwaarnemingen van grondtemperaturen, die gedurende een lange reeks jaren aan het Rijkslandbouwproefstation te Groningen in verschillende grondsoorten en op verschillende diepten en in De Bilt en te Wageningen op verschillende diepten werden verricht en door BRAAK en VISSER (5, 10) zijn bewerkt. Luchttemperaturen op verschillende hoogten zijn door PINKHOF (33) in een bosachtig heuvelterrein bij Maarn geregistreerd. In samenhang met een onderzoek over het ontstaan van de duinen deed VAN DIEREN (13) aan verschillende zijden van een duin termijnwaarnemingen van grondtemperaturen op verschillende diepten en van luchttemperaturen en -vochtigheden op verschillende hoogten.

Verdampingsmetingen aan wateroppervlakken zijn reeds lange tijd op tal van plaatsen in ons land gedaan en werden samenvattend door BRAAK (6) behandeld. De verdamping van begroeide en onbegroeide grond is met lysimeters en door weging aan het Rijkslandbouwproefstation te Groningen onderzocht (29, 51) en met lysimeters te Castricum (11). Over de agrometeorologische waarnemingen door het Nat. Lab. der L.H.S. verschenen reeds enkele mededelingen in het Landbouwkundig Tijdschrift (37, 38, 39).

HOOFDSTUK II

DE METEOROLOGISCHE WAARNEMINGEN EN HET WAARNEMINGSTERREIN SINDS 1910

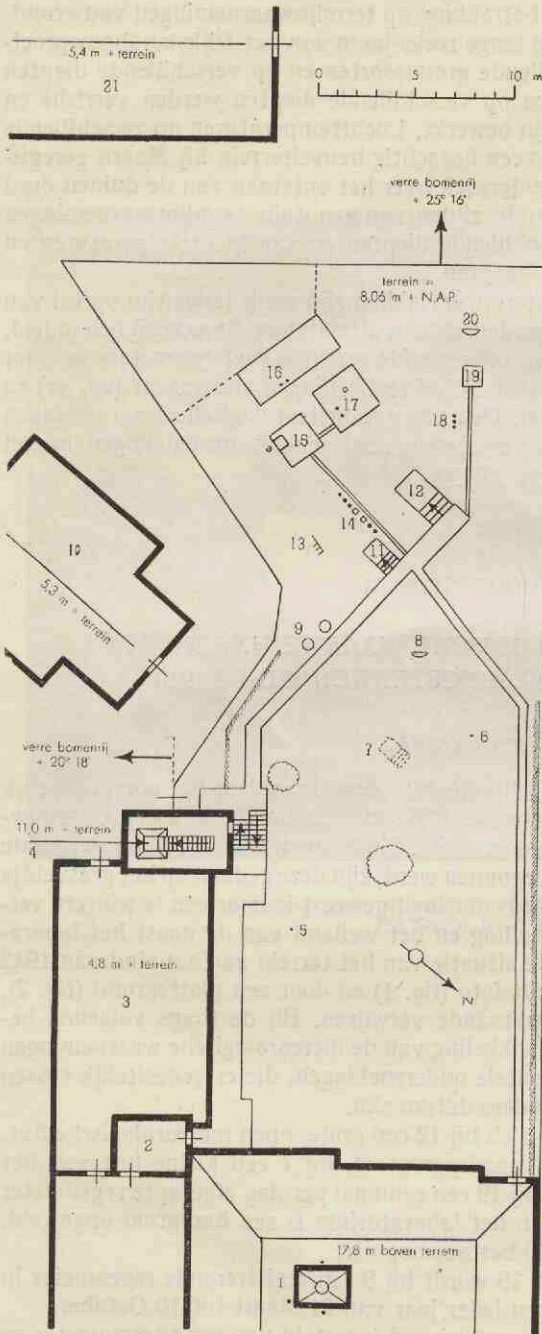
§ 6. *De geschiedenis van terrein en onderzoek.*

Het Nat. Lab. der L.H.S. is gelijkvloers ondergebracht in het oorspronkelijk gebouw (fig. 1, midden) der voormalige Rijks Hogere Land-, Tuin- en Bosbouwschool, waaruit later de L.H.S. voortkwam. Sinds omstreeks 1910 met geregelde meteorologische waarnemingen begonnen werd, zijn deze gedaan op het grasveldje achter het laboratorium, dat steeds omringd geweest is door een 's winters verwarmde kas, schuren voor veestalling en het weiland van de naast het laboratorium gelegen proefboerderij. De situatie van het terrein aan het eind van 1942 is weergegeven door een overzichtsfoto (fig. 1) en door een plattegrond (fig. 2), waarnaar de cijfers in het onderstaande verwijzen. Bij de thans volgende beschrijving van de historische ontwikkeling van de meteorologische waarnemingen zien we af van een aantal incidentele onderzoeken, die er gedeeltelijk tussen door lopen en gedeeltelijk van oudere datum zijn.

1910. Op het terrein bevinden zich bij 12 een grote, open meteorologische hut, waarin een thermograaf en een haarhygrograaf, bij 7 een kleine hut van het gebruikelijke type (zie fig. 1) en bij 19 een eenmaal per dag afgetapte regenmeter (regenstation van het N.M.I.). In het laboratorium is een barograaf opgesteld. Vleugel 3 van het gebouw (fig. 2) bestaat nog niet.

1914. Naast de regenmeter bij 19 wordt bij 9 een registrerende regenmeter in gebruik genomen, voorlopig alleen ieder jaar van 21 Maart tot 10 October.

1916. Er worden driemaaldaagse aflezingen ingesteld van een thermometer en van een psychrometer volgens AUGUST in de kleine hut en van drie grondthermometers op -25, -50 en -100 cm bij 18. Op dezelfde tijden worden schattingen genoteerd van de bevolking in $\frac{1}{4}$ delen, de windsterkte in graden Beaufort en de



1. Schoorsteen op het Nat. Lab. met drie windmeters.
2. Registrerkamer.
3. Nieuwe vleugel van het laboratorium.
4. Metalen toren met zonneshijnmeters.
5. Schaduwplaats van de losse grondthermometer.
6. Zonneplaats van de losse grondthermometer.
7. Oude plaats van de kleine hut.
8. Verdampingsproef.
9. Regenmeters.
10. 's Winters verwarmde kas.
11. Kleine hut.
12. Grote hut.
13. Simultane lucht- en grondtemperatuurmetingen met spanningsthermograaf.
14. Thermometers op -100 , -50 , -25 , -20 , -10 en $+10$ cm.
15. Oud fundament van de toren met zuil *a*.
16. Bouwland met thermometers op -10 en -20 cm.
17. Zandbak met thermometers op -20 , -10 en $+10$ cm.
18. Oude plaats van de thermometers op -100 , -50 en -25 cm.
19. Registratie van de grondwaterstand.
20. Verdampingsproef.
21. Varkensstal.

Fig. 2. Plattegrond van het waarnemingsterrein

windrichting in 8 streken. Na enkele jaren zijn al deze waarnemingen tot eenmaaldaags om 14 uur zonnetijd gereduceerd.

1926. Als novum in Nederland wordt begonnen met het registreren van de zonneshijn*intensiteit*. Hiertoe werden bij 15 op een metalen toren twee thermozuilen volgens MOLL opgesteld, waarvan de ene omgeven is door een 10 cm dikke watermantel. Beide zijn door spanleidingen verbonden met registrerende galvanometers in het laboratorium. De metingen lopen voorlopig telkens van 21 Maart tot 10 October.

1938. De termijnwaarnemingen worden grotendeels dubbeldaags gemaakt en uitgebreid volgens een speciaal agrometeorologisch schema (hoofdstuk V), dat ook op verschillende proefvelden in Wageningen en elders wordt ingevoerd.

Op de toren wordt naast de solarimeters een zonneshijnautograaf volgens CAMPBELL-STOKES opgesteld voor het meten van de zonneshijn*duur*.

1939. Aan het laboratorium wordt de nieuwe vleugel 3 gebouwd, waarin o.a. bij 2 een meteorologische registreerkamer. De metalen toren met de zonneshijnmeters wordt bij 4 op deze vleugel geplaatst. Het betonnen fundament bij 15 blijft staan. Er worden instrumenten bijgemaakt of bijgekocht, welke langs elektrische weg temperaturen op 6 verschillende punten (hoofdstuk VIIA), luchtvochtigheden op 6 plaatsen (hoofdstuk VIIIA), windrichting en windsnelheid (hoofdstuk IIIC) registreren. Het grasveld wordt geheel geëgaliseerd en opnieuw bezaaid, waarbij alleen de plek der grondthermometers bij 18 voorlopig ontzien wordt. De kleine hut wordt verplaatst naar 11, de regenmeter van 19 naar 9. Bij 14 komen de thermometers voor het agrometeorologisch schema. Langs een gedeelte van het terrein wordt een beukenhaag geplaatst (gearceerd in fig. 2) en middenop een notenboom. Bij 17 wordt een met rivierzand gevulde zandbak van 1 m diepte gemaakt en van lucht- en grondthermometers voorzien.

1940. Bij 16 wordt een stukje terrein omgespit en als „bouwland” gebruikt. De registreringen van regen en intensiteit van de ongefiltreerde zonnestraling worden over het gehele jaar uitgebreid.

1941. De registratie van de intensiteit van de door 10 cm water gefiltreerde zonnestraling wordt stopgezet en de registreerapparatuur met een „droge” solarimeter in Den Helder opgesteld. De grondthermometers van -25, -50 en -100 cm worden van 18 naar 14 verplaatst. Er wordt een apparaat gemaakt en in gebruik genomen, dat langs elektrische weg simultaan de temperaturen bij 13 op +20, +10, 0, -10, -20 en -30 cm registreert (hoofdstuk VII B).

1942. Bij 19 wordt een registrerende peilschaal geplaatst (hoofdstuk VIIIC). Bij 8 en 20 worden verdampingsproeven genomen (hoofdstuk VIIIB). Voor phaeologische waarnemingen worden in het „bouwland” bloembollen geplaatst, rechts van 20 een berk en els en rechts van 8 een lijsterbes en vlier.

1943. In de zandbak bij 17 en in de klei bij 14 worden waterspanningsmeters (hoofdstuk VIIIC) geplaatst. Op de grens van het terrein, rechts van 8, wordt op +2 m een ROBINSON-anemometer aangebracht. De zandbak is ongeveer 8 cm ingeklonken en wordt in de herfst bijgevuld. Boven 20 komen twee hazelaars.

§ 7. De tegenwoordige toestand van het waarnemingsterrein.

Deze volgt grotendeels uit de figuren 1 en 2. Het terrein, dat zich in NO-ZW-richting uitstrekt, wordt aan de NO-zijde afgesloten door het gebouw van het Nat. Lab. Aan de ZO-kant wordt het gedeeltelijk begrensd door de nieuwe vleugel van het Nat. Lab. en verder door een terrein, waarop de 's winters verwarmde

kas 10 staat. Hierachter ligt een strook tuingrond langs de stadsgracht, die op 39 m afstand evenwijdig aan de lengterichting van het laboratoriumterrein loopt. Aan de overzijde van de gracht bevindt zich een strook plantsoen met bomen. Daarachter ligt de stad. De ZW-kant van het waarnemingsterrein wordt begrensd door een pad, aan de overzijde waarvan de varkensstallen 21 staan. Daarachter liggen een sloot op grachtpeil, de „Nieuwe Weg” met bomen en een rij lage huizen en verderop de Gelderse Vallei. Aan de NW-zijde grenst het terrein aan dat van een proefboerderij van de L.H.S., voor het grootste deel bestaande uit weiland, met op ongeveer 30 m afstand van het laboratoriumterrein een schuur en een hooiberg. Bij de varkensstallen 21 bevindt zich soms een verzamelplaats van mest. Op het ten NW ervan gelegen terrein worden de laatste winters aardappelen ingekuuld. De nokhoogte van verschillende omringende gebouwen, alsmede de hoek, waaronder de bomenrijen aan de ZO- en ZW-kant worden gezien van de grens van het terrein af, zijn in fig. 2 aangegeven. Opgemerkt dient te worden, dat de entourage ook is te zien in de figuren van de horizon-afdekking voor de oude en nieuwe plaats van de grondthermometers (fig. 3 en 4).

De bodem van het waarnemingsterrein bestaat tot ongeveer 2 m diepte uit zware klei. Het grondwater blijft meestal meer dan 1 m onder het oppervlak. Het gras wordt sinds 1939 wekelijks gemaaid, voor die tijd slechts één of twee maal per jaar.

HOOFDSTUK III

A. ZONNESCHIJN EN BEWOLKING

§ 8. *De intensiteit van de op het aardoppervlak vallende straling.*

Aan de creditzijde van de energiebalans van het aardoppervlak staat als voornaamste post de intensiteit van de totale globale straling op de horizontale eenheid van oppervlak, d.w.z. de energiestroom, die in de vorm van directe zonnestraling en diffuse hemelstraling van alle golflengten tezamen op een horizontale cm^2 vallen. Deze is sinds 1926 aan het Nat. Lab. geregistreerd met een thermoziuil volgens MOLL (oppervlak 1 cm^2), verbonden aan een valbetugel-galvanometer (Cambridge-thread-recorder).

Door planimetreeren van de dagkurven (36) worden de dagsommen der totale globale straling gevonden.

De dagelijkse gang van de totale globale straling, welke we in hoofdstuk IX zullen gebruiken voor het opmaken van de dagelijkse energiebalans van het aardoppervlak, wordt bepaald door aan de dagkurven direct de uurgemiddelden der straling te meten met behulp van een doorzichtige schaalverdeling in $\text{cal}/\text{cm}^2\text{uur}$.

Voor de resultaten der Wageningse stralingsmetingen zij verwezen naar een drietal artikelen in de Med. der L.H.S. (21, 50, 43).

§ 9. *Heldere en donkere dagen.*

Bij de simultane temperatuurmetingen met de spanningsthermograaf (hoofdstuk VII B) zullen we o.a. de waarnemingsdagen naar de waarden van de relatieve dagsommen in groepen splitsen. Onder *relatieve dagsom* verstaan we het quotient I/Q , waarin I de dagsom van de totale globale straling voorstelt en Q de maximale waarde van deze dagsom, d.w.z. de tot bewolking nul geëxtrapolerde waarde

van I . Tussen beide grootheden en de relatieve zonneshijnduur R bestaat een verband, dat gegeven wordt door de formule van ÅNGSTRÖM:

$$I = Q [\alpha + (1-\alpha) R] \dots \dots \dots (1),$$

waarin α vrijwel constant is. Door REESINCK (42, 43) werd voor Wageningen voor de jaren 1938-40 de relatieve zonneshijnduur R , d.i. de met de Campbell-Stokes-autograaf geregistreerde zonneshijnduur gedeeld door de daglengte, vergeleken met de dagsom I der totale globale straling. Voor $\alpha = 0,30$ berekende hij uit (1) voor alle dagen van het jaar de waarde van Q (tabel II in (43)). Met behulp hiervan kunnen we de relatieve dagsommen bepalen. De dagen, waarvoor $I/Q > 0,708$ zullen we *heldere dagen* noemen, die waarvoor $I/Q < 0,448$ *donkere dagen*. Deze benamingen hangen samen met het feit, dat er tussen relatieve zonneshijnduur R en bewolgingsgraad W een relatie bestaat van de gedaante $R + W = 1 + \varepsilon$, waarbij ε voor Wageningen varieert tussen $-0,15$ in de winter en $+0,02$ in de zomer (42). Heldere dagen komen daardoor overeen met dagen, waarvoor $W < W_h$ (W_h verandert van $0,2$ in de winter tot $0,4$ in de zomer), donkere dagen met die, waarvoor $W > W_d$ (W_d schommelt tussen $0,7$ in de winter en $0,8$ in de zomer). De hier gedefinieerde heldere en donkere dagen zijn daardoor niet geheel dezelfde als de heldere en betrokken dagen in de publicaties van VAN DER STOK (49) en BRAAK (7), waarvoor resp. $W < 0,2$ en $W > 0,8$.

B. NEERSLAG

§ 10. *Het registreren van de neerslag.*

Naast de iedere dag om 9 uur 's ochtends (officiële tijd) afgetapte regenmeter van het reeds sinds jaren bij het N.M.I. in gebruik zijnde model is een registrerende regenmeter volgens HELLMANN in gebruik. De opvangtrechter heeft dezelfde vorm en afmetingen als die van de andere regenmeter, maar het water loopt in een cilinder, waarin zich een vlotter bevindt, die een stang met schrijffpen draagt. Is de cilinder vol, dan loopt hij door een hevel leeg in een verzamelbak. Op de wekelijkse diagramstroken is direct de gedurende zekere tijd gevallen regenhoeveelheid in mm af te lezen. De laatste jaren werkt de registrerende regenmeter ook 's winters door. Een brandende elektrische lamp in de ruimte, waarin zich de cilinder met vlotter en de registreertrommel bevinden en bemantering van het gehele apparaat met een strolaag verhindert bevrozing, terwijl tevens de opgevangen sneeuw wordt ontdooid en geregistreerd. Publicatie der resultaten geschiedt in de Med. der L.H.S. 47, Verh. 4, 1944.

C. WINDSTERKTE EN WINDRICHTING

§ 11. *Het meten van windsterkte en windrichting.*

Beide grootheden worden in het kader van het agrometeorologische schema tweemaal daags (zie § 18) geschat; daarnaast worden ze echter continu geregistreerd. Bij de windsterkte gebeurt dit o.a. met een anemometer volgens PAPILLON, waarbij het op het dak geplaatste molentje van ROBINSON een permanente magneet draagt (36), die in een paar stilstaande klossen een wisselspanning induceert, waarvan de grootte dus evenredig is met de draaisnelheid van het molentje. Deze wisselspanning wordt via een paar cupro-oxyd gelijkrichters naar een

registrerende galvanometer geleid. Daar de insteltijd van het gehele apparaat van de orde van grootte van een seconde is, worden (evenals b.v. bij de druk-anemometer volgens DINES) ook snelle variaties in windsterkte geregistreerd, in tegenstelling met de gebruikelijke registreermethode, waarbij het molentje telkens na een zeker aantal omwentelingen (bij het sneldraaiende molentje in Wageningen b.v. om de 500 omwentelingen) een contact sluit en de registreerpen b.v. in een lijn een hakkeltje zet. Tegenover dit voordeel van de anemometer volgens PAPILLON staat het nadeel, dat bij grote fluctuaties in windsterkte de gemiddelde windsterkte slechts ruw uit de diagrammen te bepalen is. Daarom werd een tweede registreerinrichting geconstrueerd, welke tegelijkertijd op het molentje kan worden aangesloten en die elke 500 omwentelingen van het molentje registreert. Daartoe worden de spanningsstoten, die ontstaan als de magneten de klossen passeren, via een tweetraps-weerstandsversterker aan het rooster van een lamprelais meedeeld. Dit relais is opgenomen in de stroomkring van een electromagnetisch telwerk, waardoor elke spanningsstoot omgezet wordt in het verspringen over één tand van een tandwiel. Dit sluit door middel van een vertragsmechanisme van tandwielen telkens na 500 omwentelingen van het molentje een contact, hetgeen op de gebruikelijke manier is te registreren. Publicatie van de resultaten der windsnelheidsmetingen geschiedt t.z.t. in de Med. der L.H.S. (waarschijnlijk in 1944).

Bij de constructie van de registrerende windvaan van het laboratorium werd getracht de voornaamste fouten, welke windwijzers kunnen aankleven, nl. te veel wrijving of te grote massa en daardoor te veel traagheid, te vermijden door als windvaan een met watervast cellophaan bekleed draadraam van roestvrij staaldraad (36) te gebruiken. Aan de as van deze vaan zit het glijcontact van een potentiometer, waardoor de stand van de vaan gekarakteriseerd wordt door een spanningsverschil, dat een registrerende voltmeter een bepaalde uitslag geeft.

HOOFDSTUK IV

GRONDTEMPERATUREN OP -25, -50 EN -100 CM

§ 12. Beschrijving en zuivering van het waarnemingsmateriaal. Jaargemiddelden.

Sinds 1916 zijn dagelijks (van 1921-1939 's Zondags niet) om 14 uur zonnetijd drie kwikthermometers afgelezen, die vertikaal in het grasveld achter het laboratorium (§§ 6 en 7) staan, met hun bollen op een nominale diepte van $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$ en 1 m. In Juni '41 werden de thermometers verplaatst van 18 (fig. 2) naar 14. De beschaduwing, die een belangrijke invloed kan uitoefenen op de grondtemperaturen (zie § 22), is voor beide plaatsen door de figuren 3 en 4 weergegeven. Hierin zijn als abscis de verschillende horizontale richtingen uitgezet en als ordinaat de hoeken, waaronder de omringende objecten in deze richtingen gezien worden, vanuit een punt op de grond op de plaats van de thermometers. Door een streep-lijn zijn de hoogste en laagste dagelijkse zonnebaan aangegeven.

De thermometers stonden aanvankelijk in houten kokers, later werden die van -50 en -100 cm in nieuw-zilveren kokers, die van -25 cm in een porceleinen huls geplaatst. Alle omhulsels hadden openingen ter hoogte van de thermometerbol, terwijl tussen thermometer en omhulsel op enkele plaatsen asbestproppen waren aangebracht om luchtcirculatie te verhinderen. Dat het warmtecontact van

de thermometerbol met de bodem op deze wijze voldoende is, werd geconstateerd door parallelmetingen met een thermometer met onbeschermd bol op -100 cm. Deze bleek dezelfde temperatuur aan te wijzen als die met beschermde bol.

Vóór 1939 schijnen er geen correcties van de thermometers bepaald te zijn. De ongecorrigeerde aflezingen voor de termijn 1917-'29 zijn door prof. VAN GULIK aan dr BRAAK verstrekt en door deze verwerkt (5). Om nu na te gaan of de cor-

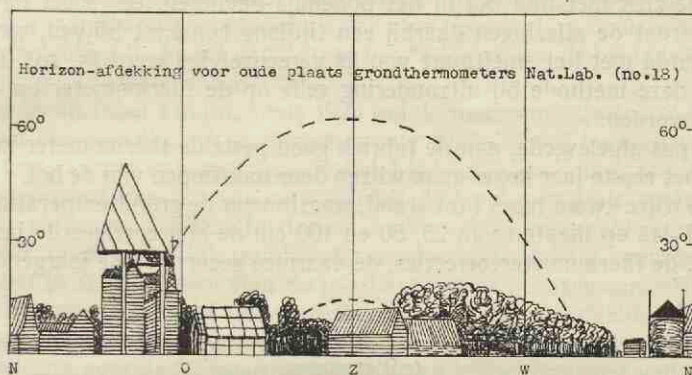


Fig. 3. Verklaring in de tekst (blz. 12)

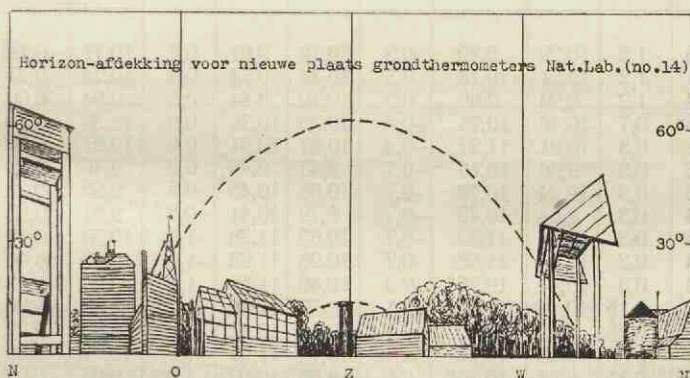


Fig. 4

recties, die aangebracht zouden moeten worden, ook sprongen vertoonden (tengevolge van het breken en vervangen van thermometers) en om tevens sporadisch voorkomende afleesfouten (meest een hele eenheid) op te sporen, werden alle directe gegevens grafisch uitgezet. Daarbij bleek, dat vóór 1935 herhaaldelijk thermometers gebroken en door nieuwe met een andere correctie vervangen waren. We hebben daarom als volgt getracht de correcties achteraf te reconstrueren.

Na 1939 zijn de thermometers verschillende keren geijkt, waarbij de correcties voldoende constant bleken. Deze ijkingen als uitgangspunt nemend, hebben we de correcties voor de voorafgaande jaren zo goed mogelijk geschat, waarbij we de volgende richtlijnen in acht namen:

a. De jaargemiddelden op verschillende diepten moeten voor eenzelfde jaar vrijwel onderling gelijk zijn en voor verschillende jaren in dezelfde zin veranderen als de overeenkomstige temperaturen in De Bilt ¹⁾).

b. Bij vervanging van één thermometer is een eventuele sprong in de correctie herkenbaar aan een verandering in het verschil in aanwijzing met de onveranderde thermometers en in het onredelijk worden der Fouriercoëfficiënten.

c. In sommige jaren, b.v. 1918, 1929, 1940, verschaft de opdooi bij de thermometers, die zich met hun bol in het bodemijs bevinden, een soort natuurlijke ijking, doordat de aflezingen daarbij een tijdlang constant blijven, welke constante waarde met het smeltpunt van ijs vereenzelvigd werd (5, 10). In Maart 1929 kon deze methode bij uitzondering zelfs op de thermometer op -100 cm toegepast worden.

d. Een pas afgeleverde, aan de fabriek goed gestelde thermometer kan in de loop van het eerste jaar hoger gaan wijzen door nakrimpen van de bol.

Op deze wijze kwam tabel I tot stand, waarin voor de grondtemperaturen in de jaren 1917-42 op diepten van 25, 50 en 100 cm de ongecorrigeerde jaargemiddelden T' , de thermometercorrecties, de daarmee gecorrigeerde jaargemiddelden

TABEL I.

Thermometercorrecties en daarmee gecorrigeerde jaargemiddelden van de grondtemperaturen te Wageningen

Jaar	T'_{25}	Corr.	T_{25}	T'_{50}	Corr.	T_{50}	T'_{100}	Corr.	T_{100}	$T_{25}-T_{100}$	$T_{50}-T_{100}$
1917	9,09	1,2	10,29	9,89	0,3	10,19	9,61	0,5	10,11	0,18	0,08
1918	9,31	1,2	10,51	10,14	0,3	10,44	9,74	0,5	10,24	0,27	0,20
1919	8,74	1,2	9,94	9,80	0,3	10,10	9,44	0,5	9,94	0,00	0,16
1920	9,76*	0,7	10,46	10,75* ²⁾	-0,4	10,35	10,36*	0,0	10,36	0,10	-0,01
1921	10,61	0,3	10,91	11,27	-0,4	10,87	10,91	0,0	10,91	0,00	-0,04
1922	9,36	0,3	9,66	10,15* ²⁾	-0,7	9,45	9,46*	0,0	9,46	0,20	-0,01
1923	9,94	0,3	10,24	10,78	-0,7	10,08	10,45*	-0,5	9,95	0,29	0,13
1924	9,54	0,3	9,84	10,49	-0,7	9,79	10,41	-0,8	9,61	0,23	0,18
1925	10,25*	0,3	10,55	11,32	-0,7	10,62	11,38	-1,0	10,38	0,17	0,24
1926	10,64	0,3	10,94	11,68	-0,7	10,98	11,88	-1,0	10,88	0,06	0,10
1927	10,14	0,3	10,44	10,76*	-0,3	10,46	11,56	-1,0	10,56	-0,12	-0,10
1928	10,27*	0,15	10,42	10,27	0,1	10,37	11,48	-1,0	10,48	-0,06	-0,11
1929	9,80	-0,35	9,45	9,50	0,1	9,60	10,52	-1,0	9,52	-0,07	0,08
1930	11,03	-0,35	10,68	10,66	0,1	10,76	11,97	-1,0	10,97	-0,29	-0,21
1931	9,89	-0,35	9,54	10,35*	-0,5	9,85	10,63	-1,0	9,63	-0,09	0,22
1932	10,49	-0,35	10,14	10,55	-0,5	10,05	11,03	-1,0	10,03	0,11	0,02
1933	10,22	-0,35	9,87	10,63	-0,4	10,23	10,96	-1,0	9,96	-0,09	0,27
1934	11,05*	-0,35	10,70	10,99	-0,3	10,69	11,33	-1,0	10,33	0,37	0,36
1935	11,00*	-0,2	10,80	10,99	-0,2	10,79	11,57	-1,0	10,57	0,23	0,22
1936	11,59	-0,7	10,89	11,03	-0,1	10,93	11,80	-1,0	10,80	0,09	0,13
1937	11,63	-0,7	10,93	10,84	0,1	10,94	11,82	-1,0	10,82	0,11	0,12
1938	11,47	-0,7	10,77	10,60	0,1	10,70	11,56	-1,0	10,56	0,21	0,14
1939	11,57	-0,7	10,87	10,59	0,1	10,69	11,63	-1,0	10,63	0,24	0,06
1940	10,78	-0,7	10,08	10,16	0,1	10,26	11,22	-1,0	10,22	-0,14	0,04
1941	10,88	-0,7	10,18	10,00	0,1	10,10	11,12	-1,0	10,12	0,06	-0,02
1942	11,02	-0,7	10,32	10,20	0,1	10,30	11,29	-1,0	10,29	0,03	0,01
Gem.			10,36			10,37			10,28	0,08	0,09

¹⁾ De waarnemingen tot 1942 te De Bilt verricht, werden ons op vriendelijke wijze door dr BRAAK ter beschikking gesteld, waarvoor we hier gaarne onze dank uitspreken. (Zie ook (12)).

T en de verschillen $T_{25}-T_{100}$ en $T_{50}-T_{100}$ zijn opgegeven. Het plaatsen van een nieuwe thermometer is met een * aangegeven; in de twee gevallen met een vraagteken is de vervanging onzeker. In de meeste gevallen gaat met een * een sprong in de correctie gepaard. Vond het vervangen van de thermometer midden in het jaar plaats, dan ligt uiteraard de correctie voor dat jaar tussen die voor het voorgaande en die voor het volgende jaar in. In dit geval staat in tabel I het *teken *op dezelfde hoogte* als het jaartal. Vond het vervangen dicht bij het begin of het einde van het jaar plaats, dan werden de aflezingen voor het kleinste stuk van het jaar zodanig omgerekend, dat voor het gehele jaar de correctie van het grootste deel geldt. In dat geval staat het *teken *tussen* de beide jaren, waarvoor de correctie verschillend is.

Daar, zoals uit tabel I blijkt, sinds 1928 weinig thermometers gebroken zijn en steeds maar één tegelijk, zijn de correcties voor 1928-'39 vrij betrouwbaar.

Uit de laatste twee kolommen van tabel I is te zien dat inderdaad de gemiddelde jaartemperaturen voor de verschillende diepten geen grote systematische verschillen vertonen. De laatste decimaal, die overal zekerheidshalve meegevoerd wordt, heeft natuurlijk weinig reële betekenis. De geringe waarde der verschillen pleit in het algemeen voor de juistheid van de gekozen correcties. Evenzeer is het bemoedigend dat de verschillen met de jaargemiddelden in De Bilt flink beneden $0,5^\circ$ blijven.

Na middeling over de 26 waarnemingsjaren en het aanbrengen van correcties voor afleestijd, uitstekende draad en 365ste dag, die in § 16 nader besproken zullen worden, vinden we voor Wageningen en De Bilt de in tabel II vermelde jaargemiddelden.

TABEL II.

Gecorrigeerde jaargemiddelden van de grondtemperaturen (gem. over 1917-'42)

	-25 cm	-50 cm	-100 cm
Wageningen	10,44	10,40	10,19
De Bilt	10,03	10,05	9,93

Hieruit blijkt:

- Te Wageningen treedt, in sterkere mate dan in De Bilt, een temperatuurgradiënt in de bodem op, waardoor een warmtestroom naar beneden ontstaat.
- De gemiddelde grondtemperaturen zijn te Wageningen enkele tiende graden hoger dan in De Bilt.

Daar deze systematische afwijkingen voor de benedenhelft van tabel I, waarvoor de correcties het zekerste zijn, in dezelfde richting liggen als voor de bovenhelft, zijn ze als reëel te beschouwen. Als oorzaken komen in aanmerking: de aanwezigheid van een 's winters verwarmde kas te Wageningen in de onmiddellijke nabijheid van het waarnemingsterrein (10 in fig. 2), de beschutte ligging van dit terrein en verschillen in beschaduwing en grasonderhoud van de terreinen in Wageningen en De Bilt.

§ 13. *De harmonische analyse.*

We willen nu uit de jaarlijkse gang van de grondtemperaturen de grootte berekenen van de grondeigenschappen, welke de warmtebeweging in de bodem

bepalen. Daartoe moeten van het temperatuurverloop op verschillende diepten de zuiver sinusvormige componenten van eenzelfde periode met elkaar vergeleken worden, wat een harmonische analyse van de jaarlijkse gang der grondtemperaturen noodzakelijk maakt. Het zou daarbij niets ter zake doen, als de temperaturen met een onbekende fout behept waren, mits deze telkens voor een vol jaar dezelfde was. De in tabel I gegeven correcties zijn dus slechts nodig, voor zover de twee delen van een jaar, waarin een thermometer brak, bij elkaar aangesloten moeten worden. De resultaten van de volgende beschouwingen hebben dienovereenkomstig een grotere graad van zekerheid dan de jaargemiddelden in § 12.

Ook voor het uitzonderlijk geval, dat een thermometercorrectie niet over de gehele schaal constant is, moet gecorrigeerd worden. Dit bleek nodig te zijn bij de thermometer op -50 cm, althans voor de laatste jaren, waarvoor een correctie aangebracht werd volgens de experimenteel gevonden formule:

$$\text{correctie} = 0,6 - 0,05 T.$$

Hierin stelt T de afgelezen temperatuur voor.

Van de aldus gecorrigeerde cijfers werden de weekgemiddelden bepaald, waarop vervolgens een harmonische analyse werd toegepast om de jaarlijkse gang te ontbinden in een zuiver sinusoidale „grondtoon” met een periode van 1 jaar en de „boventonen” hiervan. We berekenden de boventonen met perioden van $\frac{1}{2}$, $\frac{1}{4}$ en $\frac{1}{8}$ jaar, die alle veel zwakker zijn dan de grondtoon. Dit is vooral zo, wanneer men van de over het tijdvak 1917-'42 gemiddelde temperaturen uitgaat. Daarom werd de berekening ook uitgevoerd voor ieder jaar afzonderlijk, waardoor de boventonen, die hoofdzakelijk van „toevallige” fluctuaties in het jaarlijks verloop afkomstig zijn, beter tot hun recht komen. Voor iedere analyse werden de 52 weekgemiddelden in een bepaald schema (§ 14) geschreven, waarna met behulp van rekenmachine en rekenlineaal de Fourier-coëfficiënten gemakkelijk berekend konden worden.

De methode van de harmonische analyse is alleen geoorloofd, wanneer de te analyseren functie zuiver periodiek is. Aan het jaarlijks temperatuurverloop zou dan ook de eis gesteld moeten worden, dat het begin en einde voor ieder jaar behoorlijk op elkaar aansluiten. Is dit niet het geval, dan krijgt men „valse boventonen”, die zich niet volgens de gewone wetten voor de temperatuurgolf (zie § 15) voortplanten. Het is dan echter mogelijk de Fourier-coëfficiënten, welke op dezelfde wijze als bij een zuiver periodieke functie berekend zijn, te corrigeren met behulp van de zgn. correctie van LAMONT (§ 16).

§ 14. Het rekenschema voor de harmonische analyse.

Denken we de temperatuur T in een Fourier-reeks naar de tijd t ontwikkeld:

$$T = T_{\text{gem}} + a_1 \cos \omega t + b_1 \sin \omega t + a_2 \cos 2\omega t + b_2 \sin 2\omega t + \text{enz.} \quad (1),$$

waarin T_{gem} de over de gehele periode gemiddelde temperatuur en ω de cirkelfrequentie van de „grondtoon” is, dan berekenen we de Fourier-coëfficiënten a_1 , b_1 , a_2 , b_2 enz. uit:

$$26 a_n = \sum_{k=1}^{52} T_k \cos \frac{2\pi n (k - \frac{1}{2})}{52} \quad \text{en} \quad 26 b_n = \sum_{k=1}^{52} T_k \sin \frac{2\pi n (k - \frac{1}{2})}{52} \quad \dots \quad (2).$$

Dit zijn in wezen de bekende integraalvoorstellungen. De bijzondere vorm berust echter op het feit, dat we niet van een continue functie T uitgaan, maar van 52 weekgemiddelden T_k . Als eenheid van tijd dient de week, waardoor $\omega = 2\pi/52$ wordt; n is de orde van de termen in de Fourier-reeks. De grootheid $k - \frac{1}{2}$ is de waarde van de tijd t voor het midden van de k^{de} week.

De formules (2) kunnen zelfstandig afgeleid worden uit het feit, dat, door t achtereenvolgens de 52 waarden $k - \frac{1}{2}$ te geven, formule (1) uiteenvalt in 52 lineaire vergelijkingen met de 52 onbekenden: $T_{\text{gem}}, a_1, b_1, \dots, a_{25}, b_{25}$ en b_{26} . De cosinus-term van de 26ste orde is identiek gelijk aan nul. Door de 52 vergelijkingen te vermenigvuldigen met $\cos \frac{2\pi n (k - \frac{1}{2})}{52}$ of met $\sin \frac{2\pi n (k - \frac{1}{2})}{52}$ en op te tellen vindt men de formules (2). Theoretisch zouden dus T_{gem} en de

Fourier-componenten van orde $1/t/m 26$ uit de 52 weekgemiddelden te berekenen zijn. De componenten van hogere orde dan 8 hebben echter geringe reële betekenis, daar de hogere harmonischen van de functie $T(t)$ door de 52 punten niet voldoende worden vastgelegd.

In fig. 5 zijn de 52 waarden van T_k voor -25 cm en het jaar 1927 en die van $\sin \frac{2\pi n (k - \frac{1}{2})}{52}$ voor $n = 1$

aangegeven. Ze moeten met elkaar vermenigvuldigd en opgeteld worden om $26 b_1$ te geven. Men ziet, dat er slechts 13 verschillende sinus-waarden zijn, die achtereenvolgens met de tekens $+, +, -$ en $-$ voorkomen. De corresponderende cosinussen hebben dezelfde 13 waarden, maar in omgekeerde volgorde en achtereenvolgens met de tekens $+, -, -$ en $+$. Dit leidt tot het in fig. 6 weergegeven schema met de volgende rekenregels:

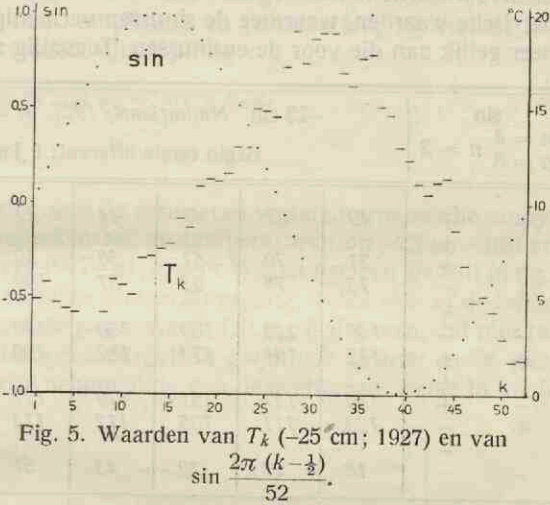


Fig. 5. Waarden van T_k (-25 cm; 1927) en van $\sin \frac{2\pi (k - \frac{1}{2})}{52}$.

-25 cm. *Natuurkunde 1927* Begin eerste interval: 1 Jan. $n = 1$

	-	49	57	47	44	42	27	29	42	56	51	70	71	-	
-sin	-	146	149	150	130	130	116	112	113	109	87	92	78	75	+
	+	172	191	174	187	190	190	169	162	177	179	151	147	130	+
	+	18	17	29	43	51	48	67	86	114	112	105	111	123	-
	→	5	2	6	56	69	95	95	93	123	148	113	110	107	←
		11	44	87	98	113	147	185	231	227	230	248	266	251	
		060	180	297	410	517	617	707	787	856	912	955	984	998	
-sin		0	0	2	23	36	59	67	73	114	135	108	108	107	832 = -260 b ₁
-cos		1	8	26	40	59	91	131	182	194	210	237	262	251	6192 = -260 a ₁

Fig. 6. Schema voor de berekening van de „grondtoon” in de temperatuurgolf

Schrijf de 52 temperatuurwaarden (in $0,1^\circ$), links bovenaan beginnend, zigzag in 4 rijen onder elkaar op. Tel op de rekenmachine, met inachtneming van de tekens (links staan die van $-\sin$, rechts die van $-\cos$), de 4 getallen in elk van de 13 kolommen op en schrijf de resultaten voor de sinus-term in de vijfde rij er onder, die voor de cosinus-term in de zesde rij, maar juist in omgekeerde volgorde. Vermenigvuldig nu met de rekenlineaal de getallen in de vijfde en zesde rij met de er onder staande goniometrische waarden (zevende rij; 0, is wegge laten) en schrijf de producten er onder in de achtste en negende rij. Bepaal vervolgens de som van de getallen in elk van deze beide rijen. Deling van die sommen door -260 levert de Fourier-coëfficiënten a_1 en b_1 .

De rekenschema's voor $n = 2, 4$ en 8 kunnen praktisch verenigd worden tot één geheel, wat in fig. 7 is weergegeven voor het jaar 1927 en diepte -25 cm. Het rekenvoorschrift is analoog aan dat voor de „grondtoon”; alleen zijn de goniometrische waarden, waarmee de sinussen vermenigvuldigd moeten worden, niet meer gelijk aan die voor de cosinussen. Toevallig zijn de tekencombinaties voor

sin $n = 4$ $n = 8$ $n = 2$		-25 cm <i>Natuurkunde</i> 1927 $n = 2, 4, 8$ Begin eerste interval: 1 Jan.							cos $n = 2$ $n = 4$ $n = 8$		
+	+	49	57	47	44	42	27	29	+	+	
-	+	71	70	51	56	59	42		-	+	
+	-	75	78	92	87	109	113	112	-	+	
-	-	146	149	150	130	130	116		+	+	
+	+	172	191	174	187	190	190	169	+	+	
-	+	130	147	151	179	177	162		-	+	
+	-	123	111	105	112	114	86	67	-	+	
-	-	18	17	29	43	51	48		+	+	
$n = 2$		sin	60	110	47	94	64	58	19	$275 = 260 b_2$	
		cos	121	355	568	749	886	971	1000		19
		7	39	27	70	57	56	0	-49 = 260 a_2		
$n = 4$		sin	54	54	37	22	38	48	0	$159 = 260 b_4$	
		cos	239	663	935	993	823	465	22	$5274 = 52 T_{\text{gen}}$	
		761	614	283	-701	-495	-695	-377	-1000	-377	$-10 = 260 a_4$
$n = 8$		sin	465	993	663	-239	-935	-823	0	$23 = 260 b_8$	
		cos	25	54	25	25	-5	-36	-40	$-106 = 260 a_8$	
		886	121	-749	-971	-355	568	1000	377	377	

Fig. 7. Schema voor de berekening van de 1e, 3e en 7e „boventoon” in de temperatuur golf.

$n = 4$ en $n = 8$ dezelfde, zodat voor deze orden met de beide sommaties van de 7 kolommen voor $n = 4$ volstaan kan worden. Daar bij de 7 optellingen voor de cosinus-term van de vierde orde alleen positieve tekens optreden, levert de som van de getallen in de zevende rij van onderen in het schema door deling door 52 direct de gemiddelde temperatuur.

De temperaturen op -100 cm werden in $0,01^\circ$ in beide schema's geschreven, waarbij om getallen van drie cijfers te krijgen, het eerste cijfer (een 1) bij temperaturen $\geq 10^\circ$ werd weggelaten. Een arcering gaf dan aan waar dit gebeurd was, zodat het gemakkelijk in rekening gebracht kon worden.

Tenslotte is het voor de verdere beschouwingen gewenst de Fourier-termen van éénzelfde orde te verenigen door

$$a_n \cos n\omega t + b_n \sin n\omega t = A_n \cos (n\omega t - \varphi_n) \dots \dots \dots (3)$$

te stellen, waarin A_n en φ_n resp. amplitude en fasevertraging van de n -de harmonische component voorstellen. Uit (3) volgt:

$$A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \text{ en } \varphi_n = \arctg b_n/a_n \dots \dots \dots (4).$$

§ 15. Voorlopige resultaten.

Bij de nu volgende bespreking van de resultaten van de harmonische analyse zullen we ons aanvankelijk beperken tot de temperaturen op -25 en -100 cm. De gang hiervan, gemiddeld over 1917-'41, is voor Wageningen en De Bilt in fig. 8 voorgesteld. We zullen deze jaarlijkse temperatuurgang, welke zich in de bodem voortplant, de *jaarlijkse temperatuurgolf* noemen. Uit fig. 8 ziet men, dat met toenemende diepte de jaarlijkse temperatuurgolf in *amplitude afneemt* en in *phase vertraagd* wordt. De theoretische behandeling van deze effecten, welke in hoofd-

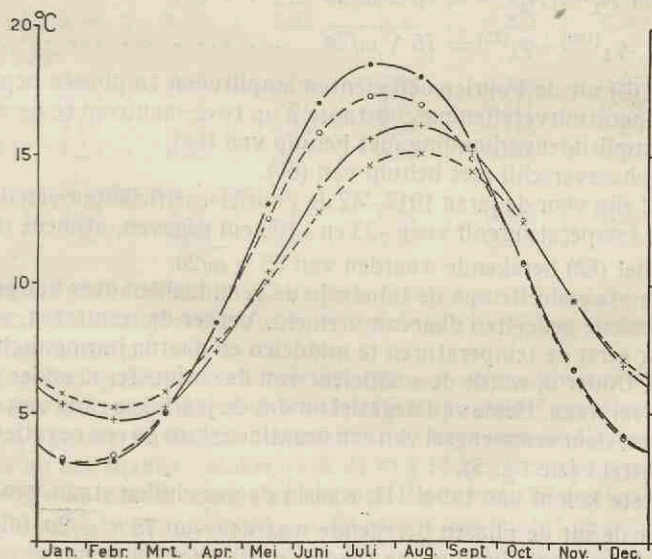


Fig. 8. Jaarlijkse gang van de grondtemperaturen op -25 en -100 cm te Wageningen en De Bilt (gemiddeld over 1917-'41)

- — • Wageningen -25 cm + — + Wageningen -100 cm
- — ○ De Bilt -25 cm x — x De Bilt -100 cm

stuk X zal worden gegeven, is het eenvoudigst, indien men de grond homogeen en de temperatuurgolf sinusoidaal veronderstelt. Daarom hebben we ook de totale temperatuurgolf door harmonische analyse in sinusoidale componenten gesplitst. Voor elk van deze componenten geldt dan de theorie in zijn eenvoudige vorm. Dit geeft voor de gehele temperatuurgolf het volgende resultaat:

$$T = T_0 + Kx + \sum_{n=1}^{\infty} T_n e^{-x\sqrt{n\omega/2a}} \cos(n\omega t - x\sqrt{n\omega/2a}) \dots \dots \dots (5).$$

Hierin is:

- T = de temperatuur op tijd t op diepte x ,
 T_0 = de gemiddelde temperatuur aan het oppervlak ($x = 0$),
 K = een constante (gradiënt van de gemiddelde temperatuur),
 T_n = de amplitude van de n -de harmonische aan het oppervlak,
 ω = de cirkelfrequentie van de „grondtoon” (hier = $2\pi/1$ jaar),
 a = de *temperatuurvereffeningscoëfficiënt* van de grond, waaronder het quotient λ/C verstaan wordt, indien λ het warmtegeleidingsvermogen en C de warmtecapaciteit (waterwaarde van de volumeëenheid) van de grond voorstelt.

Uit (5) volgt, dat de amplitude van de n -de harmonische, $T_n e^{-x\sqrt{n\omega/2a}}$, met toenemende diepte exponentieel afneemt, terwijl het phaseverschil met de n -de harmonische aan het oppervlak, $x\sqrt{n\omega/2a}$, lineair toeneemt.

Beschouwen we nu eerst de „grondtoon”. Zijn amplitude en phase daarvan voor een diepte van 25 cm resp. $A_1^{(25)}$ en $\varphi_1^{(25)}$ en voor een diepte van 100 cm resp. $A_1^{(100)}$ en $\varphi_1^{(100)}$, dan moet volgens (5):

$$\ln A_1^{(25)}/A_1^{(100)} = 75 \sqrt{\omega/2a} \dots \dots \dots (6a)$$

en $\varphi_1^{(100)} - \varphi_1^{(25)} = 75 \sqrt{\omega/2a} \dots \dots \dots (6b).$

Nadat met (4) uit de Fouriercoëfficiënten amplituden en fasen bepaald zijn, is dus de temperatuurvereffeningsconstante a op twee manieren te berekenen:

1. uit de amplitudenverhouding met behulp van (6a),
2. uit het phaseverschil met behulp van (6b).

In tabel III zijn voor de jaren 1917-'42 de Fourier-coëfficiënten van de „grondtoon” van de temperatuurgolf voor -25 en -100 cm gegeven, alsmede de daaruit met (6a) en met (6b) berekende waarden van $75 \sqrt{\omega/2a}$.

In het onderste gedeelte van de tabel zijn de gemiddelden over het gehele tijdvak en over enkele gedeelten daarvan vermeld. Verder de resultaten, welke men verkrijgt door eerst de temperaturen te middelen en daarna harmonische analyse toe te passen. Onder a_1 wordt de coëfficiënt van de cosinusterm, onder b_1 die van de sinusterm verstaan. Beide zijn negatief omdat de jaarlijkse gang van de temperatuur ongeveer door een mengsel van een negatieve sinus en een negatieve cosinus wordt voorgesteld (zie fig. 5).

Uit de laatste kolom van tabel III, waarin de verschillen staan van de uit de amplituden en de uit de fasen berekende waarden van $75 \sqrt{\omega/2a}$, blijkt dat er een systematische afwijking van de theorie optreedt:

De uit de amplitudenverhoudingen berekende waarden van $75 \sqrt{\omega/2a}$ zijn nl. niet gelijk aan die, welke uit de phase-verschillen berekend zijn, zoals de theorie vereist, maar ongeveer 10 % groter.

TABEL III.

Fourier-coëfficiënten van de eerste orde voor -25 en -100 cm en $75 \sqrt{\omega/2a}$ uit amplituden-verhoudingen en faseverschillen te Wageningen

Jaar	-25 cm		-100 cm		$75 \sqrt{\omega/2a}$		
	$-a_1$	$-b_1$	$-a_1$	$-b_1$	uit ampl.	uit phase	verschil
1917	9,23	4,40	4,81	5,08	0,397	0,369	0,028
1918	7,31	3,03	3,68	4,29	0,311	0,294	0,017
1919	8,23	2,60	3,33	4,93	0,372	0,290	0,082
1920	7,85	1,93	2,68	5,21	0,338	0,237	0,101
1921	7,84	2,66	3,60	4,91	0,309	0,308	0,001
1922	7,38	2,73	3,24	4,41	0,362	0,278	0,084
1923	6,98	3,25	3,64	3,69	0,383	0,370	0,013
1924	7,53	3,40	4,04	4,61	0,297	0,296	0,001
1925	7,55	2,17	3,14	4,81	0,320	0,310	0,010
1926	6,35	2,79	3,28	3,89	0,309	0,286	0,023
1927	6,51	3,20	3,54	3,83	0,329	0,289	0,040
1928	6,48	3,51	3,75	3,94	0,301	0,264	0,037
1929	7,41	5,21	5,62	4,49	0,232	0,285	-0,053
1930	7,30	2,70	3,45	4,73	0,286	0,276	0,010
1931	7,60	2,97	3,46	4,50	0,364	0,283	0,081
1932	7,46	3,90	4,20	4,44	0,336	0,323	0,013
1933	8,11	3,34	3,78	4,88	0,344	0,276	0,068
1934	7,14	3,56	3,93	4,50	0,289	0,254	0,035
1935	7,04	3,68	3,80	4,32	0,323	0,241	0,082
1936	7,09	3,56	4,06	4,33	0,289	0,292	-0,003
1937	7,54	3,80	4,27	4,38	0,322	0,292	0,030
1938	6,34	3,62	3,85	3,48	0,340	0,327	0,013
1939	7,13	3,09	3,75	4,22	0,319	0,327	-0,008
1940	9,29	3,25	4,22	5,70	0,326	0,310	0,016
1941	8,64	4,10	4,68	5,37	0,309	0,274	0,035
1942	8,46	4,80	5,02	5,22	0,295	0,288	0,007
Gemiddeld over:							
1917-1926	7,62	2,90	3,54	4,58	0,340	0,304	0,036
1925-1934	7,19	3,34	3,81	4,40	0,311	0,285	0,026
1933-1942	7,68	3,68	4,14	4,64	0,316	0,288	0,028
1917-1942	7,53	3,36	3,88	4,54	0,323	0,294	0,029
Uit de gemiddelde temperatuur over:							
1917-1941	7,48	3,27	3,83	4,51	0,322	0,292	0,030
1928-1941	7,47	3,57	4,06	4,52	0,313	0,286	0,027

Zowel bij de gemiddelden als bij de afzonderlijke jaren komt dit effect meer of minder sterk tot uiting. Alleen in 1929 ligt de afwijking aanmerkelijk in tegenovergestelde richting.

Voor vergelijking hebben we uit de door BRAAK verstrekte maandgemiddelden van de temperaturen op -25 en -100 cm in De Bilt dezelfde grootheden berekend. Terloops zij opgemerkt, dat de harmonische analyse met de 12 maandgemiddelden, welke op een manier, analoog aan de in § 14 beschrevene werd uitgevoerd, nog aanmerkelijk minder moeite vereist dan die met de 52 weekgemiddelden en in ons geval voldoende nauwkeurig is. Eveneens werden uit de door BRAAK (10) gepubliceerde maandgemiddelden over 1932-'37 van de grondtemperaturen op -20 en -100 cm in een proefvak klei bij het Rijkslandbouwproefstation te Groningen beide waarden van $75 \sqrt{\omega/2a}$ bepaald. De verschillende resultaten zijn in tabel IV verenigd.

TABEL IV.

Waarden van $75 \sqrt{\omega/2a}$, uit de amplitudenverhoudingen en uit de phase-verschillen berekend, in De Bilt, Wageningen en Groningen voor de bodemlaag van -25 tot -100 cm

Jaar	De Bilt			Wageningen			Groningen		
	uit ampl.	uit phase	verschil	uit ampl.	uit phase	verschil	uit ampl.	uit phase	verschil
1917	0,276	0,341	-0,065	0,397	0,369	0,028	-	-	-
1918	0,354	0,351	0,003	0,311	0,294	0,017	-	-	-
1929	0,400	0,310	0,090	0,232	0,285	-0,053	-	-	-
1917-1941 .	0,392	0,319	0,073	0,322	0,292	0,030	-	-	-
1932-1937 .	0,401	0,293	0,108	0,317	0,280	0,037	0,304	0,335	-0,031

Hieruit blijkt, dat het verschil te Wageningen en De Bilt gemiddeld in dezelfde richting ligt, maar dat het in bepaalde jaren (b.v. 1917, '29) wel andersom kan zijn. Dit wijst er op, dat de oorzaak niet in de eerste plaats onder meteorologische factoren gezocht moet worden. Men zou dan immers een sterker positieve correlatie tussen de afwijkingen te Wageningen en De Bilt verwachten. Te Groningen is de uit de amplituden berekende waarde gemiddeld *kleiner* dan de uit de fasen berekende, hetgeen zowel uit de waarnemingen over 1932-'37 (tabel IV) als uit die over 1923, '24, '25 en '28 (5) blijkt.

Blijkbaar speelt de bodemtoestand een overwegende rol. In hoofdstuk X zal aangetoond worden dat de gevonden afwijkingen van de gebruikelijke eenvoudige theorie kunnen optreden indien de bodem *niet homogeen* is. Zowel bij een discontinue als bij een continue verandering van het product λC van warmtegeleidingsvermogen en warmtecapaciteit met de diepte treedt er een verschil op tussen de waarde van de natuurlijke logaritme van de amplitudenverhouding en die van het phaseverschil, uitgedrukt in radialen. Neemt λC met toenemende diepte *toe*, dan blijkt \ln (amplitudenverhouding) $>$ phaseverschil. Bij een met de diepte afnemend product λC is het juist andersom. Nu hangt voor een bepaalde grondsoort de waarde van λC nog in belangrijke mate af van het watergehalte van de grond. Zo blijkt b.v. uit metingen van PATTEN (32) van warmtegeleidingsvermogen en warmtecapaciteit van kwartzand bij verschillend vochtgehalte, dat λC toeneemt van $3 \cdot 10^{-4}$ tot $18 \cdot 10^{-4}$ cal²/cm⁴sec °C², wanneer het vochtgehalte stijgt van 0 tot 20 gew. %.

In hoofdstuk X zullen we laten zien dat verschillen van deze orde van grootte voldoende zijn om ook kwantitatief de gevonden effecten te verklaren. Daar het watergehalte de voornaamste grondeigenschap is, die van jaar tot jaar kan verschillen (men denke aan veranderingen in waterstand, in afwatering, in begroeiing, in onderhoud van het vegetatiedek, in beschaduwing enz.), zouden we dan ook het watergehalte van de grond in zijn afhankelijkheid van de diepte als hoofdoorzaak willen beschouwen van de gevonden afwijkingen van de eenvoudige theorie. Een nadere bestudering van de waterhuishouding in de grond lijkt ook daarom noodzakelijk.

Uit amplituden en fasen van de „boventonen” met $n = 2, 4$ en 8 is de grootte $75 \sqrt{\omega/2a}$ op analoge wijze te berekenen. Hiertoe moeten de \ln (amplitudenverhouding) en het phaseverschil in radialen nog door \sqrt{n} gedeeld worden (zie formule (5)). Aan de uitkomsten hechten we echter, wegens de zwakte van de „boventonen” en de grote verschillen in verschillende jaren, veel minder waarde dan aan de resultaten voor $n = 1$. Aan $n = 1, 2, 4$ en 8 zouden we resp. ongeveer de gewichten 5, 2, 1 en 1 willen toekennen. We geven in tabel V slechts de gemid-

delde waarden op voor de bodemlaag tussen -25 en -100 cm en tevens voor die tussen -25 en -50 cm. Om verschillende redenen (o.a. over de schaal veranderlijke correctie en enkele onzekere verwisselingen van thermometers) beschouwen we de resultaten van de waarnemingen op -50 cm als minder zeker dan die op -25 en -100 cm.

Men ziet uit tabel V dat de besproken afwijking van de theorie ook bij de hoger harmonischen optreedt en, behalve bij $n = 4$ voor de laag -25 tot -100 cm, in dezelfde richting ligt als bij $n = 1$. De waarden van de temperatuurvereffeningscoëfficiënten zullen in § 17 nader beschouwd worden.

TABEL V.

Gemiddelde waarden van $75 \sqrt{\omega/2a}$ voor $n=1, 2, 4$ en 8 en voor de bodemlagen van -25 tot -100 cm en van -25 tot -50 cm te Wageningen

Laag	Jaren	$n = 1$		$n = 2$		$n = 4$		$n = 8$	
		uit ampl.	uit phase	uit ampl.	uit phase	uit ampl.	uit phase	uit ampl.	uit phase
-25 tot -100 cm	'17-'41 uit jaren afz.	0,323	0,293	0,400	0,325	0,299	0,344	0,290	0,264
	'17-'41 uit gem. temp.	0,322	0,292	0,393	0,289	0,286	0,383	0,267	0,215
-25 tot -50 cm	'17-'41 uit gem. temp.	0,415	0,288	0,767	0,382	0,396	0,209	0,278	0,037
	'28-'41 uit gem. temp.	0,438	0,300	0,906	0,780	-	-	-	-
Toe te kennen gewicht		5		2		1		1	

§ 16. Systematische correcties.

Alvorens tot een berekening van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt over te gaan, dienen eerst een aantal systematische correcties aangebracht te worden, die wellicht van invloed kunnen zijn op de gevonden anomalieën of misschien een gehele of gedeeltelijke verklaring kunnen geven. Als zodanig komen in aanmerking: een correctie voor de uitstekende draad, een correctie voor de afleestijd, een correctie voor de 365ste dag, een correctie volgens LAMONT, een correctie voor geleiding door de thermometer en een correctie voor verkeerde diepte. Ze zullen berekend worden als correcties op de gemiddelde temperatuur en op de Fourier-coëfficiënten.

1. *Correctie voor de uitstekende draad.* Een thermometer bezit een zodanige schaalverdeling en deze is bij aflevering door de fabriek zo gesteld, dat een temperatuur juist wordt aangegeven, indien de *gehele* thermometer zich op die temperatuur bevindt. Dit laatste is door het verschil tussen lucht- en grondtemperatuur en door de temperatuurgradiënt in de bodem bij een grondthermometer meestal niet het geval, wat een correctie nodig maakt.

Laat T_b de temperatuur van het kwik in de bol zijn, T_o die van het kwik ter hoogte van de schaalverdeling, L de lengte van de kwikdraad (onderkant schaalverdeling - bol), l de lengte van 1° op de schaalverdeling, O_b de doorsnede van de capillair ter hoogte van de schaalverdeling en O_m die tussen schaalverdeling en bol. Veronderstellen we het temperatuurverloop langs de kwikdraad exponentieel afnemend met de diepte, dan is gemakkelijk af te leiden, dat de correctie voor de uitstekende draad op de afgelezen temperatuur

$$-0,00018 \frac{O_m L}{O_b l} (T_b - T_o) \cdot 0,45 \dots \dots \dots (7)$$

bedraagt. De eerste numerieke factor is de kubieke uitzettingscoëfficiënt van kwik, de laatste wordt door het temperatuurverloop langs de kwikdraad bepaald en is hier uit de warmtecapaciteit en het warmtegeleidingsvermogen van kwik berekend. Bij een lineair temperatuurverloop zou deze factor 0,50 bedragen.

Om de correcties op gemiddelde temperatuur en Fourier-coëfficiënten te kunnen berekenen, moet de jaarlijkse gang bekend zijn van de temperaturen om 14 uur (tijdstip van waarneming) op +10, -25, -50 en -100 cm. We veronderstellen nl. dat de temperatuur T_b met de luchttemperatuur op +10 cm vereenzelvigd kan worden. Gebruik makende van het feit dat de maximum-temperatuur op +10 cm ongeveer om 14 uur optreedt (zie tabel XVI), werd de jaarlijkse gang van T_b afgeleid uit de maandgemiddelden van de maximum-temperaturen op +10 cm (hoofdstuk VI), gemiddeld over de jaren '39-'41. De jaarlijkse gang van T_o werd voor -25, -50 en -100 cm bepaald uit de maandgemiddelden over hetzelfde tijdvak van de waargenomen temperaturen op die diepten. Een harmonische analyse van de jaarlijkse gang van $T_b - T_o$ leverde met behulp van (7) de in tabel VI opgegeven waarden van de correcties op gemiddelde temperatuur en Fouriercoëfficiënten. Voor L en l werden de gemiddelde waarden bij 10° gebruikt. O_b en O_m werden gelijk verondersteld. De berekende waarden blijken in goede overeenstemming te zijn met de experimenteel bepaalde steelcorrecties. In tabel VI is tevens een schatting van de correctie op de waarnemingen in De Bilt opgenomen. Hierbij werd verondersteld, dat de thermometers in Wageningen en De Bilt dezelfde zijn. ¹⁾ De maximum-temperaturen op +10 cm in De Bilt werden verkregen door de daar gemeten minimum-temperaturen (I_2) te vermeerderen met de dagelijkse schommelingen op +10 cm. Deze werden met behulp van schattingen van de amplitudenverhoudingen A_{10}/A_{200} (zie § 20) uit de dagelijkse schommelingen op +2 m in De Bilt (9) afgeleid.

TABEL VI.

Systematische correcties op gemiddelde en Fourier-coëfficiënten van de grondtemperaturen te Wageningen (W) en De Bilt (B); T_g = gemiddelde temperatuur; a_1 = cos- en b_1 = sin-coëfficiënt van de eerste harmonische

Corr.		-25 cm			-50 cm			-100 cm		
		op T_g	op a_1	op b_1	op T_g	op a_1	op b_1	op T_g	op a_1	op b_1
uitst. draad	W	-0,02	+0,02	0,00	-0,03	+0,03	-0,01	-0,08	+0,11	-0,02
	B	-0,02	+0,02	0,00	-0,03	+0,03	-0,01	-0,07	+0,11	-0,01
aflees-tijd	W	+0,12	-0,08	0,00	+0,08	-0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
	B	+0,11	-0,07	0,00	+0,07	-0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
365ste dag	W	-0,02	-0,04	+0,07	-0,02	-0,03	+0,06	-0,01	-0,04	+0,05
	B	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lamont	W									
	B	0,00	0,00	$+\Delta T/\pi$	0,00	0,00	$+\Delta T/\pi$	0,00	0,00	$+\Delta T/\pi$
Totaal	W	+0,08	-0,10	$+0,07 + \Delta T/\pi$	+0,03	-0,05	$+0,05 + \Delta T/\pi$	-0,09	+0,07	$+0,03 + \Delta T/\pi$
	B	+0,09	-0,05	$+\Delta T/\pi$	+0,04	-0,02	$-0,01 + \Delta T/\pi$	-0,07	+0,11	$-0,01 + \Delta T/\pi$

¹⁾ Volgens prof. v. EVERDINGEN zou dit niet het geval zijn.

2. *Correctie voor de afleestijd.* Deze correctie dient aangebracht te worden omdat het tijdstip van aflezing van een bepaalde grondthermometer in het algemeen niet samenvalt met dat, waarop de dagelijkse temperatuurgang op de onderhavige diepte de gemiddelde waarde passeert.

Is de dagelijkse temperatuuramplitude op zekere diepte A , de tijd, waarop op die diepte de gemiddelde dagtemperatuur optreedt, t' en de afleestijd t , dan is de correctie voor de afleestijd

$$+A \sin \frac{2\pi (t' - t)}{24} \dots \dots \dots (8)$$

indien $t' - t$ in uren wordt uitgedrukt. De waarde van t' werd met behulp van de relatie: phaseverschil = diepteverschil (cm) $\times \sqrt{\pi/24a}$ (a in cm^2/uur) berekend uit de bij de metingen met de spanningsthermograaf (hoofdstuk VII B) gevonden waarde van de tijd, waarop het temperatuur-maximum op -20 cm optreedt. Voor a werden gemiddelde waarden (hoofdstukken IV en VII B) gebruikt. Bij de thermometer op -100 cm is A verwaarloosbaar klein, zodat geen correctie nodig is. Bij de beide andere diepten is de dagelijkse gang niet te verwaarlozen. Een harmonische analyse, toegepast op maandgemiddelden van A (verkregen uit de in hoofdstuk VII beschreven metingen), levert met behulp van (8) de waarden van de correcties op gemiddelde temperatuur en Fourier-coëfficiënten (zie tabel VI).

Voor De Bilt werd weer een schatting gemaakt van de correcties. De resultaten daarvan zijn eveneens in tabel VI vermeld. Doordat we de dagelijkse amplituden in De Bilt (waar de waarnemingen eveneens om 14 uur zijn gedaan), in overeenstemming met de jaarlijkse, een factor 1,1 kleiner veronderstellen, worden de correcties er iets kleiner dan in Wageningen.

3. *Correctie voor de 365ste dag.* Voor de harmonische analyse (§ 14) werd het jaar in weken ingedeeld en met de weekgemiddelden verder gerekend. Daardoor wordt steeds de 365ste dag weggelaten (bij schrikkeljaren ook de 366ste; de jaarlengte is echter steeds 365 dagen gesteld). Dit heeft tweërlei invloed. In de eerste plaats wijkt de temperatuur op de 365ste dag steeds aanmerkelijk af van de gemiddelde jaartemperatuur, waardoor op T_{gem} een correctie

$$\frac{T - T_{\text{gem}}}{365}$$

moet worden aangebracht, als T de temperatuur op de 365ste dag is (zie tabel VI).

In de tweede plaats werden bij de harmonische analyse de 52 weekgemiddelden geplaatst in de middens van 52 intervallen van $7\frac{1}{52}$ dag, in plaats van in de middens van de weken. De gehele temperatuurkromme wordt daardoor a.h.w. opgerekt van een totale lengte van 364 tot één van 365 dagen, wat hoofdzakelijk op de phase van invloed is. Is $T_w(t)$ de werkelijke temperatuurfunctie en $T_a(t)$ de geanalyseerde in tijd t , dan is

$$T_w(t) - T_a(t) = T_w(t) - T_w\left(t - \frac{t}{365}\right) \approx \frac{t}{365} \frac{dT_w}{dt} \dots (9).$$

De grootheid $\frac{dT_w}{dt}$ werd grafisch bepaald voor de middens van 12 intervallen van 30,4 dagen bij de over 1917-'41 gemiddelde jaarlijkse temperatuurgang en aan een harmonische analyse onderworpen. Uit (9) volgen dan de correcties op de Fourier-coëfficiënten. De resultaten zijn weer in tabel VI te vinden.

Daar de harmonische analyse voor De Bilt met gemiddelden voor de kalendermaanden is uitgevoerd, valt de correctie voor de 365ste dag hier weg.

4. *Correctie van Lamont.* Zoals reeds aan het slot van § 13 werd medegedeeld, is deze correctie nodig wanneer de jaarlijkse temperatuurgang, indien hij een aantal malen achter elkaar wordt afgezet, op de aansluitingsplaatsen een sprong ΔT vertoont. ¹⁾ We kunnen dan de jaarlijkse temperatuurgang $T(t)$ opvatten als een superpositie van een zuiver periodieke functie $\tau(t)$ en een functie, die binnen een interval van 1 jaar voorgesteld wordt door $T_1 + t \cdot \Delta T/l$ ($T_1 = \text{constante}$; $l = 1$ jaar; $t = \text{tijd}$) en aan de uiteinden van dat interval een discontinuïteit heeft (22). De Fourier-coëfficiënten van de eerste orde van deze continue functie zijn: $\cosinus\text{-coëfficiënt} = 0$; $\sinus\text{-coëfficiënt} = -\Delta T/\pi$. De correcties, welke op de Fourier-coëfficiënten a_1 en b_1 van $T(t)$ aangebracht moeten worden om de Fourier-coëfficiënten van de periodieke functie $\tau(t)$ te krijgen, zijn dus resp. 0 en $+\Delta T/\pi$. De sprong ΔT werd grafisch bepaald als de verschuiving evenwijdig aan de T -as, die het beginstuk van $T(t)$ moet ondergaan om behoorlijk bij het einde aan te sluiten. De waarde van de correctie op b_1 lag in de meeste gevallen tussen -25% en $+25\%$ (het $-$ teken wijst op een algemene temperaturredaling gedurende het jaar); in een enkel jaar (b.v. '34) steeg de correctie voor alle beschouwde diepten tot 50% . Gemiddeld over langere tijd is de correctie uiteraard vrijwel nul.

5. *Correctie voor geleiding door de thermometer.* Het zou mogelijk zijn, dat de grondthermometer in zijn geheel, door een betere warmtegeleider te vormen dan de grond, de temperatuur aanwees op een effectieve diepte, die kleiner was dan de werkelijke. Men zou daarbij de oorzaak in de eerste plaats zoeken in de warmtegeleiding door de metalen huls. De luchtcirculatie tussen thermometer en huls werd (§ 12) verhinderd door asbestpropfen. Parallelmetingen op -100 cm met een thermometer in een stalen huls, die de onderste 10 cm van de thermometer onbeschermd laat, toonden echter aan dat de geleiding door de huls voor 100 cm diepte te verwaarlozen is.

De grootste afwijking moet men verwachten bij de thermometer van -25 cm, vooral indien de bovenlaag van de grond zeer droog en los is. Daar dit bij de met gras begroeide klei van het waarnemingsterrein echter nooit het geval was, zal het warmtegeleidingsvermogen van de grond doorgaans van dezelfde orde van grootte zijn als dat van de porcelein huls. Ook hier lijkt genoemde fout daarom te verwaarlozen.

Terloops zij nog opgemerkt, dat men er wel op dient te letten, dat de thermometer niet in een scheur komt bij het uitdrogen en scheuren van de bovenste kleilaag. Daarbij kunnen nl. tengevolge van warmtetransport door luchtcirculatie aanmerkelijke fouten optreden.

6. *Correctie voor verkeerde diepte.* De mogelijkheid bestaat dat vóór 1938 niet steeds bij alle grondthermometers het midden van de bol op de aangegeven diepte stond. Bij afwijkingen van ongeveer 1 cm van de juiste diepte kunnen voor een laag van 25 cm dik reeds fouten van 20% in de waarde van a ontstaan. Daar echter deze fout voor vroegere jaren moeilijk te achterhalen is en de resultaten voor die jaren geen merkbare systematische afwijkingen vertonen van die sinds

¹⁾ We veronderstellen $\Delta T > 0$ als de temperatuur in de loop van het jaar gestegen is.

1938, waarbij de diepte gecontroleerd is, hebben we geen bijzondere correctie voor verkeerde diepte aangebracht.

§ 17. *De temperatuurvereffeningscoëfficiënt.*

Nadat op de Fourier-coëfficiënten van de eerste orde correcties volgens tabel VI waren aangebracht, werden hieruit met de formules (4) voor de diepten van 25, 50 en 100 cm amplituden en fasen berekend. Door combinatie van deze grootheden voor twee van die diepten (x_1 en x_2) werden de op de lengteëenheid gereduceerde waarden van \ln (amplitudeverhouding) en faseverschil bepaald uit:

$$p = \frac{1}{x_2 - x_1} \ln \frac{A(x_1)}{A(x_2)} \text{ en } q = \frac{\varphi(x_2) - \varphi(x_1)}{x_2 - x_1} \dots \dots \dots (10).$$

Volgens de theorie van de warmtebeweging in een homogene bodem moet $p = q$ (zie § 34). De gevonden waarden voldoen echter in 't algemeen niet aan deze gelijkheid.

De in § 15 gevonden anomalieën blijken ook nu nog te bestaan. Wel is door het aanbrengen van de correcties voor enkele jaren de richting van de afwijking omgekeerd. Voor 1924, '29, '35, '38, '40, '41 en '42 is nu $p < q$, voor de overige jaren is het juist andersom.

Met behulp van de formule (zie hoofdstuk X):

$$a = \frac{p\omega}{q(p^2 + q^2)} \dots \dots \dots (11)$$

werd vervolgens de temperatuurvereffeningscoëfficiënt a berekend. De resultaten voor de laag van -25 tot -100 cm te Wageningen zijn in fig. 9 weergegeven. Men ziet, dat de waarde van a van jaar tot jaar in dezelfde grond sterk kan veranderen en dat grote afwijkingen van de gemiddelde waarde (21,4 cm²/uur) kunnen optreden.

Nu volgt uit de voorbeelden in hoofdstuk X van gronden met een van de diepte afhankelijk product λC , dat er naast het verschil tussen p en q in het algemeen ook een systematische afwijking bestaat van de berekende a van de over de beschouwde laag gemiddelde werkelijke waarde. Indien $p > q$ vindt men een te kleine waarde van a , voor $p < q$ een te grote waarde. Dit zou er op kunnen wijzen, dat b.v. voor de jaren '24, '29, '35 en '38 de waarde van a nog kleiner en o.a. voor de jaren '23, '28, '30, '32, '34, '36 nog groter zou zijn, hetgeen de verschillen van jaar tot jaar nog vergroot. Tevens maakt deze systematische afwijking in de waarde van a , dat de verkregen waarden van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt slechts met de nodige voorzichtigheid gehanteerd dienen te worden.

De waarden van a in fig. 9 vertonen een grotere spreiding dan de in tabel III opgegeven waarden van $75 \sqrt{\omega/2a}$. Dit wordt ongeveer voor de helft veroorzaakt door de samenhang van a met deze grootheden in tabel III, indien we dit verband volgens formule (11) veronderstellen. Zouden we a uit tabel III volgens de eenvoudige theorie berekenen en het gemiddelde van de resultaten uit amplitudenverhouding en faseverschil nemen, dan zouden die gemiddelden een vrijwel even grote spreiding vertonen als de waarden van a in fig. 9. Bij onze rekenwijze wordt de grotere spreiding voor de andere helft veroorzaakt door variaties in de correctie van LAMONT. De aanname van het lineaire verloop van de gesuperponeerde temperatuurverandering (§ 16; 4) bij deze correctie is natuurlijk

enigszins willekeurig, maar lijkt onder de gegeven omstandigheden de eenvoudigste veronderstelling.

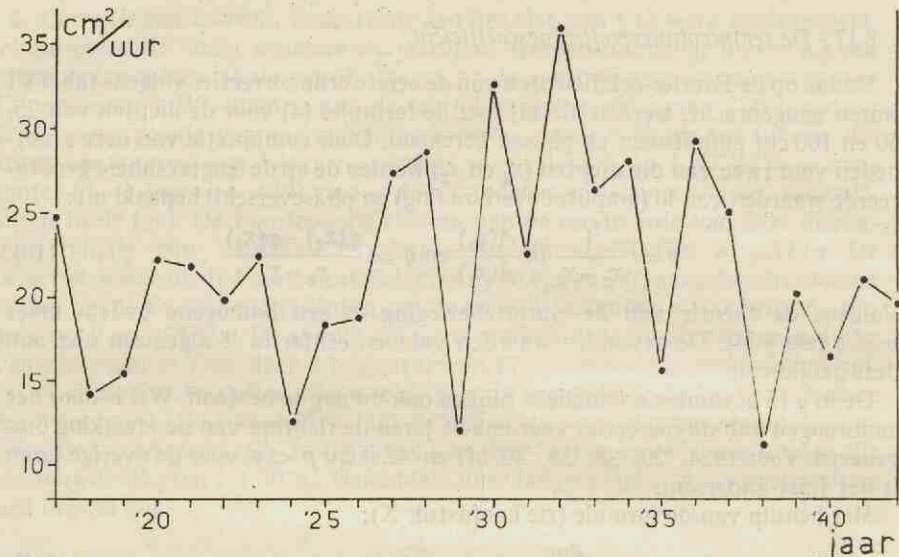


Fig. 9. Temperatuurvereffeningscoëfficiënt voor de laag van -25 tot -100 cm te Wageningen voor de jaren 1917-'42

In tabel VII zijn de waarden van p en q en die van de daaruit met (11) berekende temperatuurvereffeningscoëfficiënt opgegeven, welke verkregen zijn uit het gemiddelde temperatuurverloop over verschillende tijdvakken.

TABEL VII.

Op 1 cm diepteverschil gereduceerde waarden van \ln (amplitudenverhouding) en phaseverschil (resp. p en q) en van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt a in Wageningen, De Bilt en Groningen (p en q in cm^{-1} ; a in cm^2/uur)

Plaats	Jaren	25-100 cm			25-50 cm			50-100 cm		
		$p \cdot 10^3$	$q \cdot 10^3$	a	$p \cdot 10^3$	$q \cdot 10^3$	a	$p \cdot 10^3$	$q \cdot 10^3$	a
Wageningen	'17-'41	4,66	4,31	19,2	5,88	4,36	18,0	4,06	4,29	19,6
	'28-'41	4,65	4,36	18,8	6,40	4,32	17,8	3,78	4,38	18,5
	'32-'37	4,94	3,58	26,6	7,80	2,43	34,5	3,48	4,16	20,4
De Bilt	'17-'41	5,79	4,62	16,4	-	-	-	-	-	-
	'32-'37	5,43	4,56	17,0	-	-	-	-	-	-
Groningen	'32-'37	4,45	4,82	15,4	4,08	4,29	19,5	4,65	5,15	13,5

De waarden voor De Bilt zijn berekend uit de door dr BRAAK verstrekte maandgemiddelden, waarbij de in tabel VI vermelde geschatte correcties in aanmerking zijn genomen. Voor Groningen werden de reeds in § 15 genoemde maandgemiddelden verwerkt, waarbij geschatte correcties voor afleestijd en uitstekende draad en een correctie van LAMONT werden aangebracht. Daar te Groningen een

thermometer op -20 cm, in plaats van op -25 cm in gebruik is, hebben de voor die plaats verkregen waarden betrekking op de lagen $20-100$ cm, $20-50$ en $50-100$ cm. De eerste twee zijn in bovenstaande tabel echter in de kolommen $25-100$ cm en $25-50$ cm ondergebracht. Houdt men rekening met de mogelijkheid van bovengenoemde (blz. 27) systematische afwijkingen in de waarde van a bij ongelijkheid van p en q , dan blijkt uit tabel VII:

1. De temperatuurvereffeningscoëfficiënt te Wageningen is gemiddeld over 1932-'37 aanmerkelijk groter dan die te Groningen, terwijl de waarde voor De Bilt tussen beide in ligt. Ook gemiddeld over het langere tijdvak '17-'41 is a voor Wageningen groter dan voor De Bilt.
2. Gemiddeld over langere tijd zijn te Wageningen de temperatuurvereffeningscoëfficiënten voor de lagen $25-50$ cm en $50-100$ cm ongeveer even groot. Over een kortere periode ('32-'37) kan hiervan een aanmerkelijke afwijking optreden.
3. Zowel te Wageningen als De Bilt is voor $25-100$ cm $p > q$. In Wageningen is voor de laag $25-50$ cm $p > q$ en voor de laag $50-100$ cm $p < q$. Te Groningen is voor beide lagen $p < q$.

Dat de temperatuurvereffeningscoëfficiënt in de volgorde Wageningen-De Bilt-Groningen afneemt, volgt ook uit de door BRAAK (5) opgegeven waarden van amplituden en fasen voor de laag $25-100$ cm, wanneer men hieruit met (11) de waarden van a berekent. BRAAK komt met een berekening volgens de eenvoudige theorie (die de bodem homogeen veronderstelt) tot een ander resultaat. Hij vindt weliswaar voor Wageningen a groter dan voor De Bilt, maar krijgt voor Groningen een nog grotere waarde. Zoals echter in hoofdstuk X zal blijken, kan bij gebruik van de eenvoudige theorie een dergelijke afwijking optreden, daar voor Groningen $p < q$ en voor Wageningen en De Bilt $p > q$.

Het verschil tussen Wageningen en De Bilt zal ten dele toegeschreven kunnen worden aan het verschil in grondsoort. De klei in eerstgenoemde plaats vormt immers een betere warmtegeleider dan de grond in De Bilt, die uit een mengsel van zand, klei en veen bestaat (5, 12). Het vochtgehalte van de grond zal echter, zoals reeds in § 15 werd opgemerkt, een belangrijke rol spelen. We zouden dan ook de oorzaak van de verschillen in a voor Groningen enerzijds en Wageningen en De Bilt anderzijds voor een groot deel willen zoeken in verschillen in vochtigheidstoestand van de grond in het gedraineerde proefvak te Groningen en de op natuurlijke wijze afwaterende gronden in Wageningen en De Bilt.

Voor Groningen is $p < q$, hetgeen volgens hoofdstuk X veroorzaakt wordt door een naar beneden afnemende λC . Daar in Groningen de temperatuurvereffeningscoëfficiënt λ/C met toenemende diepte blijkbaar eveneens afneemt, zou het warmte-geleidingsvermogen er naar beneden toe moeten afnemen. De warmte-capaciteit kan dan nog constant zijn, dan wel toe- of afnemen. Waarschijnlijk speelt hier een met de diepte veranderende bodemstructuur een belangrijke rol.

Het feit, dat te Wageningen voor $25-50$ cm $p > q$ en voor $50-100$ cm $p < q$, wijst op een eerst met de diepte toe- en daarna afnemend product λC . Of dit veroorzaakt wordt door een groter vochtgehalte op ongeveer 50 cm zal door metingen van de bodemvochtigheid (§ 31) uitgemaakt dienen te worden.

Een vergelijking van de temperaturen op -100 cm op verschillende plaatsen

in en om Wageningen en daarbuiten, welke verkregen zijn uit waarnemingen in het kader van het agrometeorologisch onderzoek, zal in hoofdstuk VI worden gegeven. In het volgende hoofdstuk zullen we eerst de wijze bespreken waarop dit onderzoek werd uitgevoerd.

HOOFDSTUK V

DE AGROMETEOROLOGISCHE VELDWAARNEMINGEN

§ 18. *Het waarnemingsschema. Maandgrafieken.*

Bij vele landbouwkundige onderzoeken bleek het noodzakelijk de weersomstandigheden op verschillende proefvelden onderling en op verschillende tijden te vergelijken. De bodemmeteorologische waarnemingen, die hiervoor noodzakelijk waren, mochten echter geen grote kosten met zich brengen en moesten door het aanwezige personeel verricht kunnen worden, zodat ze niet te veel tijd mochten vergen. Bij het ontworpen waarnemingsschema wordt daarom gebruik gemaakt van een eenvoudig instrumentarium en van één groep waarnemingen des morgens om 9 uur officiële tijd, aangevuld met een tweede stel schattingen van wind en bewolking en eventueel een psychrometeraflezing om 14 uur des middags. Achteraf is het schema ook van groot nut gebleken voor het verkrijgen van een weeroverzicht aan het Nat. Lab., hoezeer daar ook door de registreerinstrumenten rijker materiaal geboden wordt.

Sinds in 1938 met het verrichten van waarnemingen volgens het agrometeorologisch schema werd begonnen, zijn, dank zij de medewerking van het personeel op de verschillende terreinen en van enkele belangstellenden, bevredigende resultaten behaald aan de volgende stations (zie fig. 10 en 11):

- a. Op de proefboerderij „Zeeland” te Wilhelminadorp bij Goes,
- b. Op de proefboerderij „Hoosterhof” te Beesel bij Roermond,
- c. Op verschillende terreinen in en om Wageningen, welke in fig. 11 met de cijfers I t/m VIII zijn aangeduid. Hiervan zijn thans alleen de stations IV (Landbouwscheikunde), V (Groenewoud en VI (Natuurkunde) nog in gebruik, tot eind 1943 ook VII (Wolfswaard) en VIII (Spijk).

Ook op andere terreinen en bij liefhebberijwaarnemingen op bodemmeteorologisch gebied zal het schema in normale tijden geen moeilijkheden bieden, als een betrouwbare, hoewel niet noodzakelijk deskundige waarnemer *iedere* dag een kwartier voor de waarnemingen beschikbaar heeft.

Het instrumentarium voor het agrometeorologisch waarnemingsschema bestaat uit:

1. Een regenmeter van het type, dat door het N.M. I. gebruikt wordt, met maatglas.
2. Een Six-thermometer van het type A (fig. 12), welke op een houten statiefje ligt, met het reservoir op +10 cm onder een horizontaal eternietplaatje (fig. 13). Het reservoir wijst naar het Z. en ligt iets hoger dan de steel.
3. Een soortgelijke thermometer, eveneens liggend opgesteld, op +2 m in een kleine thermometerhut van de door het N.M. I. gebruikte soort.

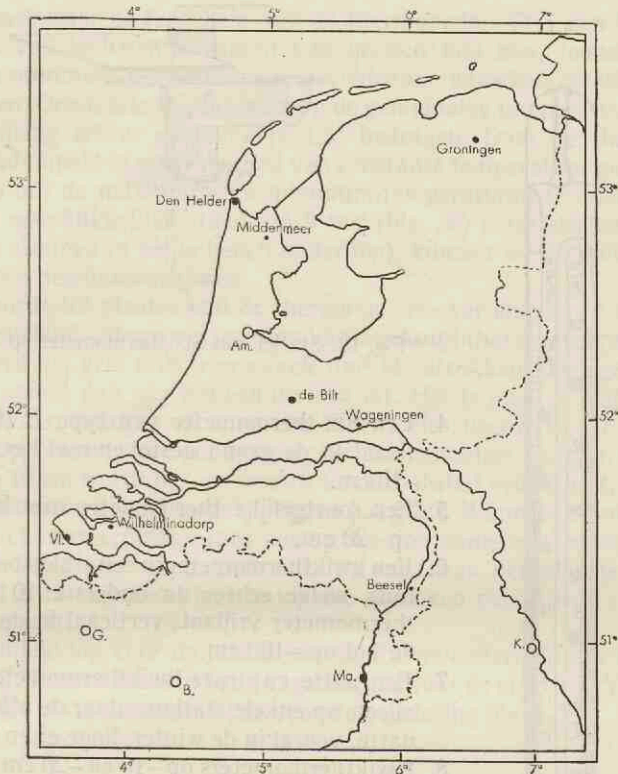


Fig. 10. Ligging der waarnemingsplaatsen

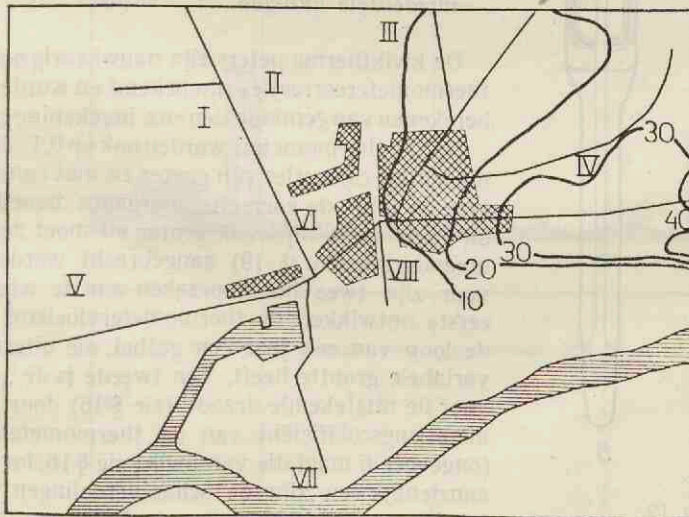


Fig. 11. Ligging van de agrometeorologische stations I t/m VIII te Wageningen. In het midden de bebouwde kom van de stad, ten O daarvan de Wageningse Berg met ingetekende hoogtelijnen. Ten W van de stad de Gelderse Vallei, ten Z de Rijn met haven

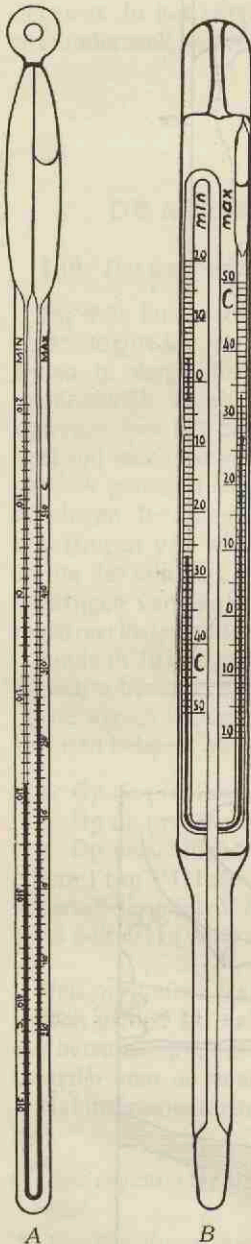


Fig. 12.
Six-thermometers:
A voor luchttemperatuur,
B voor grondtemperatuur

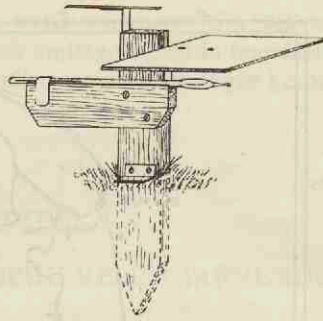


Fig. 13. Statief met Six-thermometer op +10 cm

4. Een Six-thermometer van type B (fig. 12), verticaal in de grond gestoken met het reservoir op -10 cm.
5. Een soortgelijke thermometer met het reservoir op -20 cm.
6. Een kwikthermometer in een stalen beschermings-huls, welke echter de onderste 10 cm van de thermometer vrijlaat, verticaal in de grond met de bol op -100 cm.
7. Een natte en droge kwikthermometer in de hut, alleen op enkele stations, daar de aflezing van de natte, vooral in de winter, hoge eisen stelt.
8. Kwikthermometers op -10 en -20 cm ter contrôle van de sub 4 en 5 genoemde thermometers op de meeste stations. Op de andere wordt volstaan met incidentele ijkingen.

De kwikthermometers zijn nauwkeurig op $0,1^\circ$. De thermometercorrecties zijn bekend en worden bij het berekenen van gemiddelden enz. in rekening gebracht.

De Six-thermometers worden ook op $0,1^\circ$ afgelezen, maar hun correcties zijn groter en niet constant. Bij type A blijft de correctie doorgaans beneden $0,5^\circ$, bij type B is hij vaak groter en moet zelfs in de maandgrafieken (§ 19) aangebracht worden. Hiervoor zijn twee hoofdoorzaken aan te wijzen. Ten eerste ontwikkelt de thermometervloeistof vaak in de loop van een jaar een gasbel, die uiteraard een variabele grootte heeft. Ten tweede is de „correctie voor de uitstekende draad” (zie § 16) door de grote uitzettingscoëfficiënt van de thermometervloeistof (ongeveer 6 maal die van kwik; zie § 16, formule (7)) aanzienlijk en zijn de schaalverdelingen door de fabriek aangebracht onder de (voor ons doel zeer ondoelmatige) veronderstelling, dat steel en schaalverdeling van de thermometer steeds op 20° blijven.

Een onderzoek naar de traagheid van de thermometers (27) van type A, die bij het meten van luchttemperaturen van invloed kan zijn, toonde aan, dat maximum- en minimum-temperatuur met voldoende nauwkeurigheid juist worden aangegeven. Omstreeks de tijd, waarop de gemiddelde temperatuur optreedt, kan de miswijzing echter gemakkelijk $1,5^\circ$ bedragen. Daar de thermometers steeds ondergedompeld in een waterbad van constante temperatuur geijkt werden en het slechts om de maximum- en minimum-temperaturen te doen is (de aflezing van de ogenblikkelijke stand om 9 uur (blz. 36) dient slechts ter vergelijking van de standen in beide benen onderling), kunnen we de invloed van de traagheid buiten beschouwing laten.

De grond wordt ter plaatse van de thermometers over enkele m^2 kaal gehouden, d.w.z. bouwland onbegroeid, grasland kort geknipt (het eerste waarnemingsjaar (1938) werd het gras zelfs over enkele dm^2 uitgetrokken). Het gewas buiten het kale stuk oefent dan nog wel een invloed uit. Het is juist de bedoeling deze invloed in de waarnemingen op te nemen. Eventuele sneeuw wordt in de regel slechts zover opgeruimd, als voor aflezing der thermometers nodig is. Bij de thermometer op $+10$ cm wordt b.v. de sneeuw van het statief verwijderd, maar blijft onder de thermometer zoveel mogelijk liggen (zie § 21). Wanneer bij uitzondering de zon onder het eternietplaatje juist nog op het thermometerreservoir kon schijnen, werd hiertegen een reepje zink over de rand van het plaatje gehangen. Sinds Dec. '42 is in verband hiermee bij alle statieven permanent een messing randje aangebracht.

De horizonafdekking voor de plaats van de thermometers op het terrein van het Nat. Lab. (VI) werd reeds in fig. 4 gegeven, die voor de stations IV, V, VII en VIII is in de fig. 14-17 aangeduid (zie voor de verklaring blz. 12).

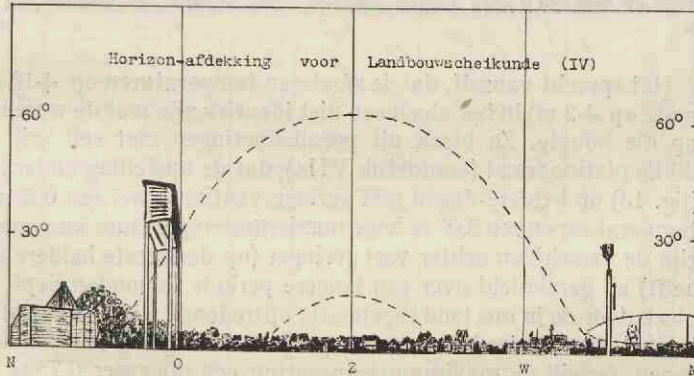


Fig. 14

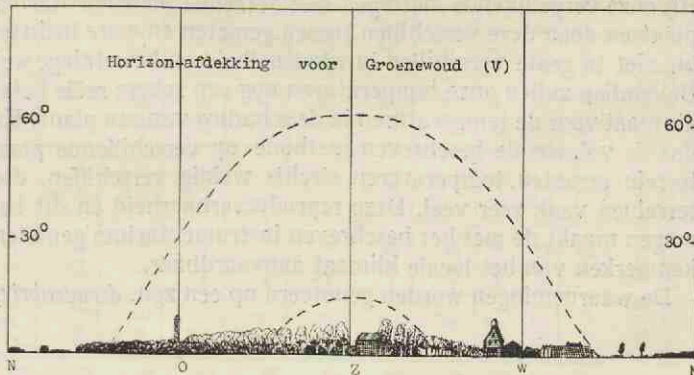


Fig. 15

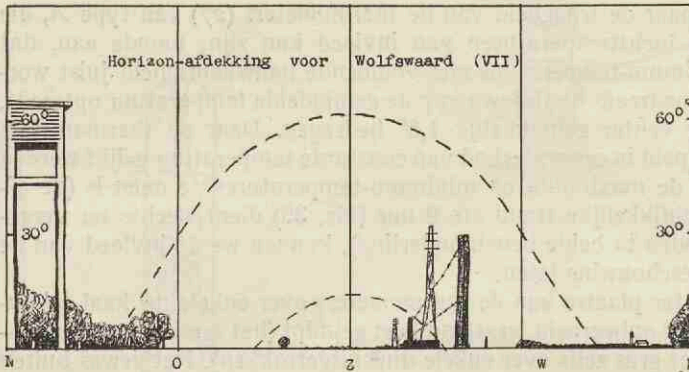


Fig. 16

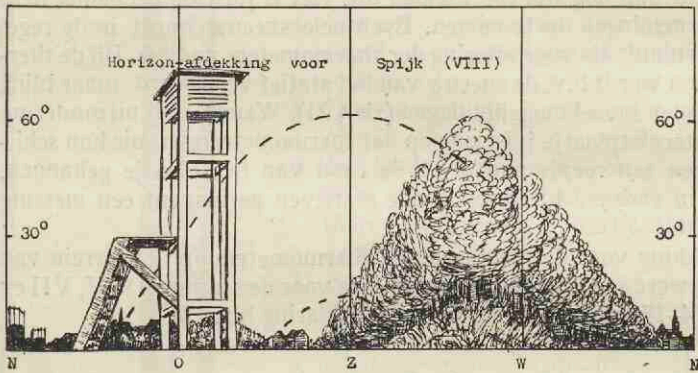


Fig. 17

Het spreekt vanzelf, dat de afgelezen temperaturen op +10 cm (en in mindere mate op +2 m) in het algemeen niet identiek zijn met de ware luchttemperaturen op die hoogte. Zo bleek uit parallelmetingen met een vrij uitgespannen 10μ dikke platinadraad (hoofdstuk VIIA), dat de opstelling onder het eternietplaatje (fig. 13) op heldere dagen met geringe ventilatie wel een $0,8^\circ$ te hoge minimumtemperatuur en een $2,0^\circ$ te hoge maximumtemperatuur kan opleveren. Doorgaans zijn de verschillen echter veel geringer (op de meeste heldere dagen ongeveer de helft) en gemiddeld over een langere periode (maanden Sept. '42 en Maart '43) bleek door de in ons land regelmatig optredende wind en bewolking de minimumtemperatuur onder het eternietplaatje een afwijking van minder dan $0,1^\circ$ te vertonen, terwijl de maximumtemperatuur een ongeveer $0,7^\circ$ te hoge waarde had. Bij onze vergelijkende metingen met hetzelfde instrumentarium op verschillende plaatsen doen deze verschillen tussen gemeten en ware luchttemperatuur echter, bij niet te grote verschillen in windsnelheid en bewolking, weinig ter zake (19). Bovendien zullen onze temperaturen nog een zekere reële betekenis hebben, b.v. als maat voor de temperaturen in de schaduw van een plant. Experimenteel bleek dat de volgens de beschreven methode op verschillende plaatsen op éénzelfde terrein gemeten temperaturen slechts weinig verschillen, die op verschillende terreinen vaak zeer veel. Deze reproduceerbaarheid en dit karakteriserend vermogen maakt de met het beschreven instrumentarium gemeten temperaturen als kenmerken van het locale klimaat aanvaardbaar.

De waarnemingen worden genoteerd op een zgn. *decadenbriefje* (fig. 18).

Plaats: *Wageningen (Nat. Lab.)* Waarnemer: *A. v. Harn.* Jaar: Maand: Decade: *III*

D	Temp. 2 m		Temp. 10 cm		Neersl.		Wind		Bew.		Temp. -10 cm		Temp. -20 cm		Onvoorzien					
	max.	min.	max.	min.	A	mm	9h	2h	9h	2h	max.	min.	max.	min.	9h	2h	Conter.			
21	16.9	3.1	18.3	1.9	≡	0.05	1	X.O	1	X.O	≡	10.5	10.5	8.4	8.5	17.4	14.5	2	10.0	
22	17.5	3.3	17.3	3.1	0	0	1	X.O	1	0	10	10.3	13.9	10.1	10.2	14.6	13.4	2	11.0	
23	14.7	6.5	15.1	7.0	0	0	3	N.O	4	N.O	10	12.5	12.5	9.8	9.0	9.0	6.6	1	11.2	
24	10.0	4.4	9.9	4.5	0	0	4	N.O	4	N.O	8	9.8	9.8	8.3	7.4	8.2	5.4	1	8.9	
25	7.1	-2.4	8.3	-3.2	0	0	1	N.W	6	N.O	2	6.2	6.1	4.7	4.8	6.7	4.5	1	6.0	
26	8.0	-1.1	10.1	-1.0	0	0	2	N.O	2	N.O	7	6.2	6.9	4.1	4.2	6.0	4.2	1	6.0	
27	6.0	-3.6	6.3	-4.5	0	0	1	N.W	2	N.W	9	5.5	5.4	3.2	3.5	6.9	4.0	1	5.0	
28	8.9	-1.2	11.8	-2.7	0	0	2	0	1	0	0	5.5	5.5	3.0	3.2	9.0	5.7	1	6.2	
29	8.8	-1.2	9.8	-2.7	0	0	1	0	1	N.O	0	5.1	5.1	2.5	2.5	7.1	4.4	1	4.7	
30	7.7	-2.8	9.6	-3.9	0	0	1	N.O	1	W	9	4.9	4.9	1.9	2.7	2.7	1.5	1	4.2	
(31)	2.9	-2.3	5.5	-3.3	0	0	3	X.O	6	X	10	4.8	4.9	2.0	2.0	7.0	7.0	3	4.0	
Som	108.5	2.7	122.0	-4.8	0	0	33.5	20	29	75	72	126.1	81.3	56.1	-1.4	-0.3	70	70	3	4.9

Fig. 18. Decadenbriefje. Jaartal en maand moesten door tijdsomstandigheden weggelaten worden. Geringe regenhoeveelheden worden, o.a. in verband met de regenstatistiek en in afwijking van het N.M.I., aangegeven door 0; 0,05 of 0,1. In de som op het decadenbriefje blijft de tweede decimaal pro memorie staan, geeft echter in het algemeen geen uitsluitel over de nauwkeurigheid van die som.

Des ochtends om 9 uur officiële tijd worden de thermometers op +2 m, +10, -10 en -20 cm afgelezen. Hierbij wordt het maximum (van de vorige dag!) het minimum en, na bijtrekken van de index, de ogenblikkelijke stand aan de maximum- (bovenste getal in fig. 18) en aan de minimumkant genoteerd. Verder worden dan de contrôlethermometers op -10 en -20 cm afgelezen (aangetekend in de kolom „Onvoorzien”; die van -10 cm boven) en wordt de regenmeter afgetaapt. De aard van de neerslag wordt onder het hoofd „A” met symbolen (37) genoteerd. Windrichting (in 8 streken), windsterkte (in graden Beaufort) en bewolgingsgraad (in tienden) worden geschat. In de kolom „Onvoorzien” wordt de bodemtoestand (37, 38) genoteerd, terwijl langs de rechterraand van het decadenbriefje met symbolen (37) verdere bijzonderheden als halo's, ijzel, phaenologische gegevens, toestand van het ijs in de gracht enz. worden aangetekend.

Des middags om 14 uur officiële tijd worden de schattingen van wind en bewolking herhaald en wordt eventueel de grondthermometer op -100 cm afgelezen (op sommige stations gebeurt dit laatste bij de ochtendwaarnemingen). Indien een psychrometer in de hut aanwezig is, wordt deze eveneens afgelezen. De gegevens worden weer op het decadenbriefje genoteerd. Van de stations in Wageningen vinden de wind- en bewolkingsschattingen alleen op station VI (Nat. Lab.) plaats; alle middagwaarnemingen geschieden daar om 14 uur zonnetijd.

Om het verkregen waarnemingsmateriaal te zuiveren van grove afleesfouten (11,3 i.p.v. 8,7; 15,4 i.p.v. 20,4 e.d.) en om belanghebbenden de nodige gegevens op overzichtelijke wijze te kunnen verschaffen, worden de resultaten van de agrometeorologische waarnemingen over iedere maand verwerkt tot zgn. „*agrometeorologische maandgrafieken*”, waarvan fotografische reproducties van het formaat 7 × 10 cm ter beschikking worden gesteld. Voor verdere bijzonderheden zij verwezen naar de over dit onderwerp verschenen artikelen (37, 38, 39).

HOOFDSTUK VI

DE TEMPERATUREN OP +200, +10, -10, -20 EN -100 CM VOLGENS DE AGROMETEOROLOGISCHE VELDWAARNEMINGEN

§ 19. *De temperatuuramplituden en hun verhoudingen.*

De maximum- (max.) en minimum- (min.) temperaturen op +200, +10, -10 en -20 cm, welke op de decadenbriefjes (fig. 18) voorkomen, worden eerst door het tekenen van de agrometeorologische maandgrafieken (§ 18) van grove afleesfouten gezuiverd. Bij de verwerking van het aldus verkregen materiaal zal door de grote en variabele correcties van de Six-thermometers in de eerste plaats het berekenen van een grootheid, die vrijwel niet door de thermometer-miswijzingen beïnvloed wordt, in aanmerking komen. Als zodanig kunnen we het verschil van maximum- en minimumtemperatuur op éénzelfde dag beschouwen, die we in dit hoofdstuk *temperatuuramplitude* zullen noemen. Deze grootheid werd voor iedere decade bepaald, door de som der waargenomen maxima met die der waargenomen minima en met een correctie te verminderen. Deze correctie is de decadesom van de *verschillen* der aanwijzingen in het maximum- en in het minimum-been, na het bijtrekken van de index tijdens de ochtendwaarnemingen (zie in fig. 18 onderaan de kolommen „9^b” bij de temperatuurwaarnemingen). De aldus verkregen getallen, gedeeld door 10 (ook voor „decaden” van 11 of 8 dagen, daar uiteindelijk

amplitudenverhoudingen beschouwd zullen worden) noemen we in dit hoofdstuk de temperatuuramplituden voor de betrokken decaden. We duiden ze voor +200, +10, -10 en -20 cm resp. aan met A_{200} , A_{10} , A_{-10} en A_{-20} . Uit deze grootheden worden afgeleid de amplitudenverhoudingen A_{10}/A_{200} en A_{-10}/A_{-20} , alsmede de geëxtrapolerde oppervlakteamplitude (A_0) = A_{-10}^2/A_{-20} , waaruit tenslotte nog de amplitudenverhouding $A_{10}/(A_0)$ wordt berekend. Een uittreksel uit de lijsten, waarin de verschillende amplituden en hun verhoudingen worden getabelleerd, geeft tabel VIII. De amplituden staan hierin nog geschreven als verschil van de waargenomen maximum- minus de minimumtemperatuur en bovengenoemde correctie.

TABEL VIII

Amplituden en amplitudenverhoudingen voor Groenewoud (V), Juli 1941

Decade	$\frac{A_{10}}{A_{200}}$	A_{200}	A_{10}	$\frac{A_{10}}{(A_0)}$	(A_0)	A_{-10}	A_{-20}	$\frac{A_{-10}}{A_{-20}}$
I	1,24	15,61+0,00	19,16+0,15	0,86	22,43	11,67-0,03	5,28-0,09	2,25
II	1,33	12,19+0,03	16,14+0,14	0,87	18,78	9,63-0,06	4,95-0,07	1,96
III (11)	1,35	11,14+0,16	15,17+0,11	0,80	19,12	9,68-0,07	4,93-0,09	1,99
Gem.	1,31			0,84				2,07

Van de maandgemiddelden der drie amplitudenverhoudingen A_{10}/A_{200} , $A_{10}/(A_0)$ en A_{-10}/A_{-20} werd daarna voor alle stations de jaarlijkse gang opgemaakt.

a. *De amplitudenverhouding A_{-10}/A_{-20} .* Deze blijkt weliswaar in de loop van een jaar sterk in waarde te veranderen (afwijkingen tot 50 % van de gemiddelde waarde komen voor), doch de systematische jaarlijkse gang is slechts zwak. Tabel IX geeft voor de verschillende waarnemingsstations de waarde van A_{-10}/A_{-20} , gemiddeld over de jaargetijden en de jaren 1939-'42. Hieruit blijkt dat de gemiddelde waarde het hoogst is voor de stations Groenewoud, Natuurkunde en Wilhelminadorp.

TABEL IX

De amplitudenverhouding A_{-10}/A_{-20} voor verschillende stations en jaargetijden (gem. over 1939-'42)

Station	No	Winter	Lente	Zomer	Herfst	Gemidd.	Grondsoort
Beesel	Limb.	1,75	1,66	1,61	1,64	1,68	Löss
Wilhelminadorp	Zeel.	1,47	1,97	2,06	1,70	1,80	Klei
Landbouwscheik.	IV	1,89	1,78	1,67	1,69	1,76	Zand
Groenewoud	V	1,66	2,06	2,07	1,97	1,92	Klei (zwaar)
Natuurkunde	VI	1,82	1,95	1,82	1,79	1,84	Klei (zwaar)
Wolfswaard	VII	1,44	1,77	1,76	1,57	1,64	Klei (uiterw.)
Spijk	VIII	1,59	1,72	1,95	1,75	1,75	Zavel
Gemiddeld		1,66	1,84	1,85	1,73	1,77	

Verder vertonen de meeste stations een zwak winterminimum van A_{-10}/A_{-20} . Alleen op de stations Beesel en Landbouwscheikunde is deze verhouding in de winter juist maximaal.

Volgens de theorie van de warmtebeweging in de bodem (hoofdstuk X) is de natuurlijke logaritme van de verhouding der amplituden van de eerste harmonische component van het dagelijkse temperatuurverloop op -10 cm en van de-

zelfde component op -20 cm gelijk aan $10 \sqrt{\omega/2a}$ (zie § 15). Hieruit volgt dat we de amplitudenverhouding A_{-10}/A_{-20} kunnen beschouwen als een maat voor de *temperatuurvereffeningscoëfficiënt* a . Deze grootte hangt weer af van een groep bodemeigenschappen, waarvan een gedeelte gewoonlijk onder de naam *grondsoort* wordt samengevat. Daarnaast kunnen echter vochtgehalte van de grond, pakking der gronddeeltjes, barsten, begroeiing e.d. een belangrijke invloed op de waarde van a uitoefenen. Dit zagen we reeds in hoofdstuk IV, maar het blijkt ook hier uit tabel IX. De veranderingen in de waarde van A_{-10}/A_{-20} gedurende een jaar op éénzelfde plaats zijn immers minstens even groot als de verschillen tussen de terreinen onderling. Verplaatsing van de thermometers op éénzelfde terrein bleek echter op de resultaten vrijwel geen invloed te hebben, zodat we de waarde van A_{-10}/A_{-20} als karakteristieke grootte voor de bodemlaag tussen -10 en -20 cm van een bepaald terrein moeten beschouwen, hetgeen landbouwkundige betekenis heeft.

Vergelijken we echter de hier gevonden waarden van A_{-10}/A_{-20} met die, welke uit de metingen met de spanningsthermograaf (tabel XVIII) volgen of met die, welke uit de metingen van de grondtemperaturen op -25 , -50 en -100 cm (hoofdstuk IV) afgeleid kunnen worden, dan blijken de met de Six-thermometers verkregen verhoudingen aanmerkelijk kleiner te zijn. Voor Natuurkunde vinden we hier gemiddeld 1,84, terwijl zowel uit hoofdstuk IV als uit hoofdstuk VIIb de waarde 2,22 volgt. Dit verschil kan geheel verklaard worden met de correctie voor de uitstekende draad, die hier door het grote gedeelte van de draad, dat zich bovengronds bevindt (fig. 12b) en de grote uitzettingscoëfficiënt van de thermometervloeistof (blz. 32) een aanzienlijke waarde (ongeveer 40 %) heeft en voor -20 cm groter is dan voor -10 cm. Voor een vergelijking van de verschillende stations onderling is het echter niet nodig deze correctie aan te brengen.

Het feit dat niet alleen de *grondsoort* bepalend is voor de waarde van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt, terwijl over de verdere bodemeigenschappen niet voldoende gegevens ter beschikking staan, maakt een volledige verklaring van de tussen de stations gevonden verschillen niet goed mogelijk. Bij verschillende onderzoeken vindt men voor klei een grotere waarde van a , wat dus parallel gaat met een kleinere waarde van A_{-10}/A_{-20} dan voor zand (zie b.v. (5)). We komen hier (tabel IX) juist tot het tegenovergestelde resultaat ¹⁾, hetgeen er op wijst, dat naast de grondsoort de overige bovengenoemde grondeigenschappen (vooral in de bovenste bodemlaag) een belangrijke rol kunnen spelen.

Het optreden van winterminima van A_{-10}/A_{-20} op de kleistations en van wintermaxima op de andere zou verklaard kunnen worden door het grotere vochtgehalte van de bodem in de winter. Deze grotere vochtigheid doet de klei nl. zwellen, waardoor een beter warmtecontact tussen de gronddeeltjes en een daarmee gepaard gaande vergroting van het geleidingsvermogen ontstaat, die de toename van de warmtecapaciteit overtreft. Hierdoor wordt a groter en A_{-10}/A_{-20} kleiner. In het geval van de wintermaxima zou dan bij stijgend vochtgehalte de toename van de warmtecapaciteit, die van het geleidingsvermogen overtreffen (wat o.a. ook bij de proeven van PATTEN (32) het geval was), waardoor met de grotere vochtigheid van de bodem in de winter een kleinere temperatuurvereffeningscoëfficiënt gepaard gaat. Een nader onderzoek naar de juistheid van deze verklaring door vergelijking van natte en droge perioden zal moeten volgen.

¹⁾ Ook het feit, dat in het algemeen de waterleiding in zand eerder befrist dan in klei, wijst op een kleinere a voor klei.

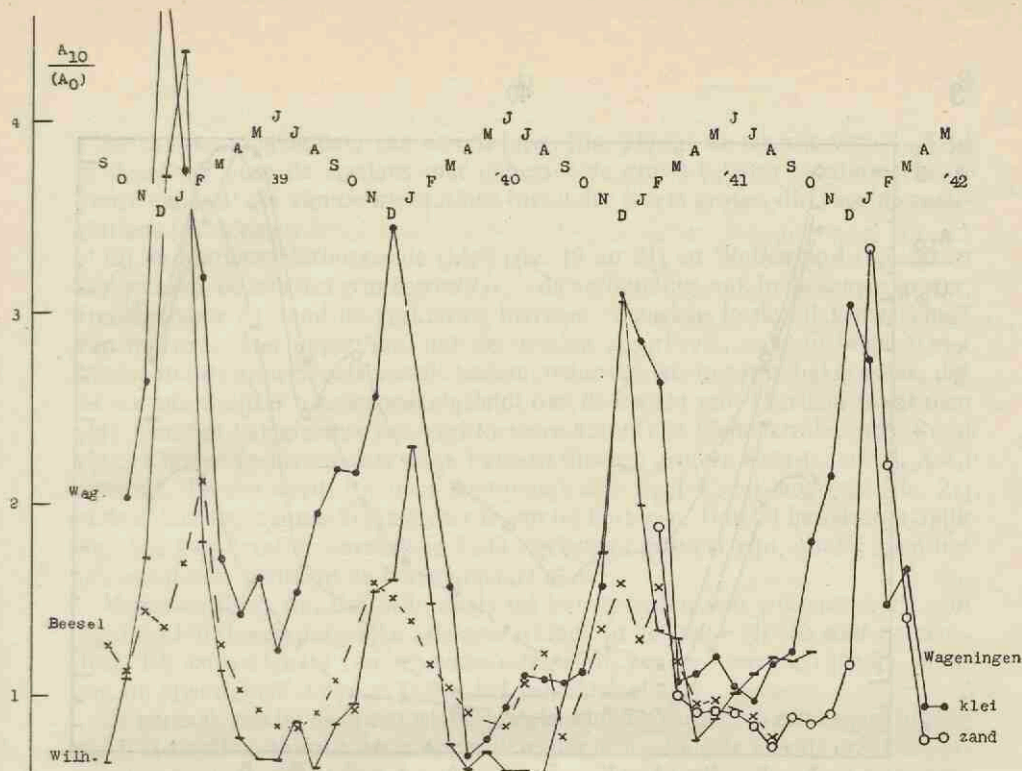


Fig. 19. „Dekenwerking” van het bodemoppervlak. De amplitudenverhouding $A_{10}/(A_0)$ voor de stations Natuurkunde VI (klei) (—•—•—), Natuurkunde VI (zand) (○—○—○), Beesel (x—x—x) en Wilhelminadorp (—•—•—) van Sept. '38 tot Mei '42

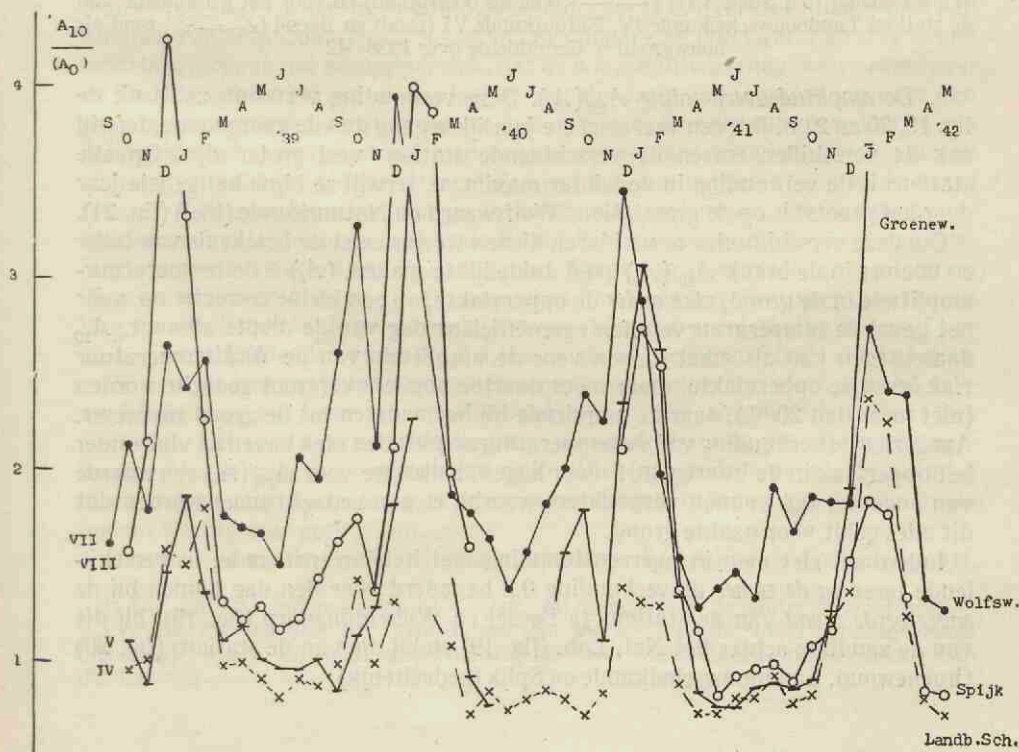


Fig. 20. „Dekenwerking” van het bodemoppervlak. De amplitudenverhouding $A_{10}/(A_0)$ voor de stations Landbouwscheikunde IV (x—x—x), Groenewoud V (—•—•—), Wolfswaard VII (—•—•—) en Spijk VIII (○—○—○) van Sept. '38 tot Mei '42

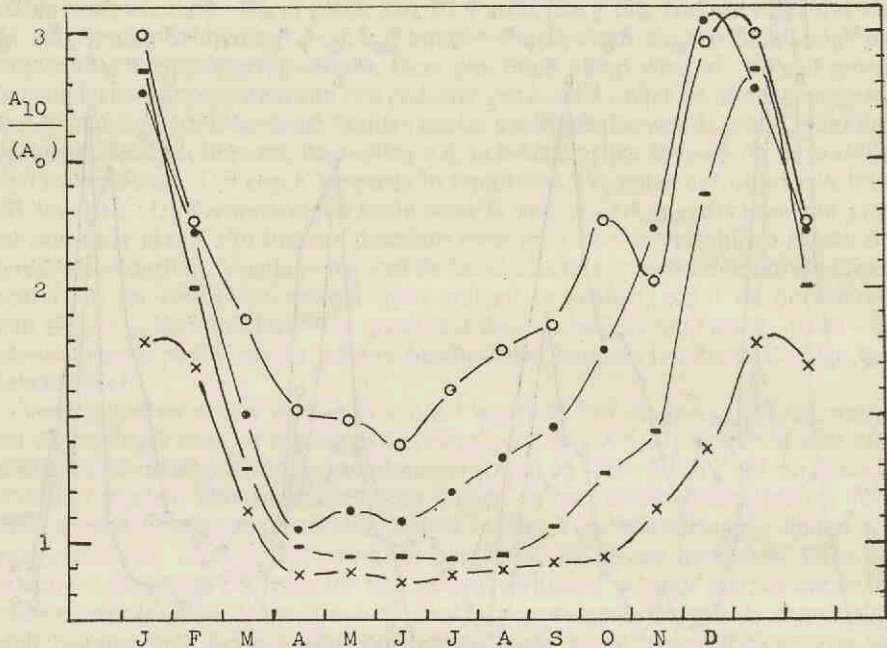


Fig. 21. „Dekenwerking” van het bodemoppervlak. Jaarlijkse gang van de amplitudenverhouding $A_{10}/(A_0)$ voor de stations Wolfswaard VII met lang gras (o—o) en Natuurkunde VI (klei) met kort gras (•—•), voor het gemiddelde van de stations Groenewoud V, Wilhelminadorp en Spijk VIII (—•—•, klei als bouwgrond) en voor het gemiddelde van de stations Landbouwscheikunde IV, Natuurkunde VI (zand) en Beesel (x—x—x, „zand als bouwgrond”). Gemiddelde over 1938–42

b. De amplitudenverhouding $A_{10}/(A_0)$. Deze verhouding vertoont, zoals uit de fig. 19, 20 en 21 blijkt, een veel sterkere jaarlijkse gang dan de voorgaande, terwijl ook de verschillen tussen de verschillende stations veel groter zijn. Op alle stations is de verhouding in de winter maximaal, terwijl ze bijna het gehele jaar door het grootst is op de grasstations Wolfswaard en Natuurkunde (klei) (fig. 21).

Om deze verschijnselen te verklaren dienen we ons eerst de betekenis van teller en noemer in de breuk $A_{10}/(A_0)$ goed duidelijk te maken. (A_0) is de temperatuuramplitude in de grond, vlak onder de oppervlakte, op een kleine correctie na, voor het geval de temperatuurvereffeningscoëfficiënt nog van de diepte afhangt. A_{10} daarentegen kan als maat dienen voor de amplitude van de luchttemperatuur vlak boven de oppervlakte, maar moet daartoe nog iets vergroot gedacht worden (niet meer dan 20 %), daar de amplitude bij het naderen tot de grond toeneemt. Aangezien de verhouding van de temperatuuramplituden vlak boven en vlak onder het oppervlak in de buurt van 1 moet liggen, zullen we voor $A_{10}/(A_0)$ een waarde van ongeveer 0,8 kunnen verwachten, waarbij er aan gedacht moet worden dat dit alles geldt voor naakte grond.

Inderdaad ziet men in overeenstemming met het bovenstaande, in verschillende jaren in de zomer de verhouding 0,8 benaderd voor den dag komen bij de onbegroeide grond van de stations te Beesel en Wilhelminadorp (fig. 19), bij die van de zandbak achter het Nat. Lab. (fig. 19) en bij die van de stations (fig. 20) Groenewoud, Landbouwscheikunde en Spijk (gedeeltelijk).

In het gemiddelde over een aantal jaren (fig. 21) ligt de waarde van $A_{10}/(A_0)$ in de zomer voor de stations met onbegroeide grond („bouw“-stations) in de buurt van 0,9; die van de kleistations hieronder is iets groter, die voor de zandstations iets kleiner.

Bij de stations Natuurkunde (klei) (fig. 19 en 21) en Wolfswaard (fig. 20 en 21), waar de bodem *met gras begroeid* is, is de verhouding, ook in de zomer, groter. Het ligt voor de hand de verklaring hiervoor te zoeken in de „dekenwerking“ van het gras. Het oppervlak, dat de straling absorbeert, valt nu immers niet samen met de oppervlakte van de bodem, maar ligt iets hoger in het grasdek, dat de warmte slechter naar beneden geleidt dan de bodem zelf. Hierdoor vindt men vlak beneden het grasdek een veel kleinere amplitude (gemeten door (A_0)) dan vlak er boven (gemeten door A_{10}), hetgeen dus een grotere waarde van $A_{10}/(A_0)$ oplevert. Tevens wordt hierdoor begrijpelijk dat $A_{10}/(A_0)$ bij lang gras (fig. 21) in de zomer nog aanmerkelijk groter is dan bij kort gras. Ook bij het station Spijk (fig. 20) kan dezelfde oorzaak in 1939 werkzaam geweest zijn, omdat toen het gewas tot zeer dicht bij de thermometers stond.

Merkwaardig is nu, dat zich, zoals uit het optreden van wintermaxima van $A_{10}/(A_0)$ blijkt, een dergelijke „dekenwerking“ *in de winter bij alle stations* voordoet. Bij aanwezigheid van een sneeuwdek is dit zonder meer begrijpelijk. Maar ook bij afwezigheid daarvan treedt het verschijnsel op.

De oorzaak zou bij de grasstations gezocht kunnen worden in een hogere ligging van het stralingsabsorberende oppervlak, die een gevolg is van de schuiner invallende zonnestraling (zie blz. 62). Dat het wintermaximum van $A_{10}/(A_0)$ echter ook bij kale grond optreedt, wijst op nog andere oorzaken. Indien de atmosfeer zijn warmtegolf in de winter niet uitsluitend aan het aardoppervlak ontleent, welke veronderstelling goed aansluit bij de resultaten, die met de Six-thermometers (blz. 42) en met de spanningsthermograaf (§ 27) verkregen zijn, dan kan hierdoor een amplitudesprong ¹⁾ aan het aardoppervlak ontstaan. Een stagnerend luchtlaagje ²⁾ aan het aardoppervlak, dat de warmteuitwisseling tussen atmosfeer en bodem belemmert en de verlaging van de oppervlakteamplitude door een grotere vochtigheid van de bovenste bodemlaag in de winter zullen daarbij een belangrijke rol spelen. Een deel van de geabsorbeerde stralingsenergie wordt dan overdag gebruikt om aan de oppervlakte water te verdampen of een in de nacht tevoren ontstaan bevroren laagje te ontdooien, waardoor het temperatuurmaximum in de grond gedrukt wordt. Bij het bevriezen van het oppervlakte-laagje 's nachts en eventueel bij dauw komt warmte vrij, waardoor het minimum in de grond minder laag wordt. Op deze wijze kan door een vochtige oppervlakte-laag de amplitude in de grond geringer worden en een soort „bufferwerking“ optreden, die dezelfde invloed op $A_{10}/(A_0)$ heeft als de „dekenwerking“ van het gras.

Bij een verdere bestudering van het waarnemingsmateriaal bleek, dat bij aanwezigheid van een bevroren oppervlaktelaagje in het algemeen het effect het sterkst is. Dit is in overeenstemming met de resultaten van grondtemperatuur-waarnemingen tijdens vorstperiodes in De Bilt (5) en Groningen (10), waarbij bleek dat de dagelijkse temperatuurschommelingen beneden een ijslaag in de bodem slechts zeer gering zijn.

Dat voor de zandstations het gehele jaar door $A_{10}/(A_0)$ het kleinst is (fig. 21),

¹⁾ Uit een later onderzoek (Sept. '43–Jan. '44) bleek, dat in de winter de amplitude op +1 cm slechts ongeveer 5% kleiner was dan die op +10 cm, zodat het stagnerende luchtlaagje, waarin de sterke amplitudeafname moet plaatsvinden, slechts enkele mm dik kan zijn.

zal toegeschreven moeten worden aan de grote (A_0), die bij zand door de relatief geringe waarden van warmtecapaciteit en -geleidingsvermogen optreden (zie tabel XVI).

c. *De amplitudenverhouding A_{10}/A_{200} .* Deze grootheid, die voor de maanden Febr. '38 tot Mei '42 in fig. 22 is aangegeven en waarvan de jaarlijkse gang in fig. 23 afgebeeld is (zie ook de tabellen X en XI), vertoont een tamelijk regelmatige jaarlijkse gang, terwijl de verschillen tussen de verschillende terreinen weinig systematisch zijn. Alleen voor de Wolfswaard is de waarde nog al eens extra hoog, vooral in de zomer (fig. 23), waardoor dit station het hoogste jaargemiddelde van A_{10}/A_{200} heeft (tabel XI). Dit komt waarschijnlijk doordat het gras dan hoog is tot dicht bij de thermometers, terwijl het vlak daarbij ook niet zo goed kort gehouden wordt als op het terrein van het Nat. Lab.

Het station Spijk VIII heeft gemiddeld de laagste waarde van A_{10}/A_{200} (tabel XI). Dit is een gevolg van het lage maximum en het hoge minimum op +10 cm. Het laatste maakt ook dat het station, wat nachtvorsten betreft (35) (§ 21), een gunstige plaats inneemt. De oorzaak moet waarschijnlijk ten dele gezocht worden in een betere verticale uitwisseling tussen de verschillende luchtlagen door de nabijheid van de gasfabriek, waar dag en nacht gestookt wordt en van de Zuidrand van stad en berghelling, ten dele in de beschaduwing van de waarnemingsplaats (fig. 17) en misschien de nabijheid van de stadsgracht (op een afstand van 10 m).

Samenvattend kunnen we zeggen dat bij onze manier van meten de amplitudenverhouding A_{10}/A_{200} zonder sterke regionale en locale verschillen verloopt van ongeveer 1,6 in de zomer tot 1,0 in de winter (bij vorst 0,9; erzonder 1,1). Blijkbaar neemt de warmteuitwisseling dus in de zomer niet voldoende toe om de sterkere verwarming van de lucht vlak bij de bodem te compenseren.

Het optreden van een kleinere amplitude op +10 cm dan op +200 cm bij vorst wordt, zoals uit de agrometeorologische maandgrafieken (37, 38, 39) blijkt, hoofdzakelijk veroorzaakt door een daarbij dikwijls voorkomende sterke verlaging van de maximumtemperatuur op +10 cm t.o.v. die op +200 cm, hetgeen voornamelijk aan de invloed van het bodemijs is toe te schrijven (zie ook blz. 41).

De hier gevonden resultaten betreffende de verhouding A_{10}/A_{200} kunnen van praktische beteekenis zijn bij het nabootsen van veldproeven door laboratoriumproeven met kunstmatig klimaat. Natuurlijk zijn de gegevens hierbij te completeren door het bekende feit (zie tabel X) dat de *gemiddelde* temperatuur op +10 cm gewoonlijk niet meer dan ongeveer 1° van die op +2 m verschilt, 's zomers meest in positieve, 's winters dikwijls in negatieve zin. Op bepaalde heldere stille dagen kan het verschil iets groter zijn en kan natuurlijk de amplitudenverhouding ook aanmerkelijk boven de waarde 1,6 rijzen.

§ 20. *De luchttemperaturen op +10 en +200 cm.*

Gaan we van de *temperatuuramplituden* op de *temperaturen zelve* over, dan moet terdege met de miswijzingen van de thermometers rekening gehouden worden. Bij de grondthermometers bleken de correcties zo groot en zo veranderlijk te zijn, dat we van een verdere bewerking van de grondtemperaturen op -10 en -20 cm moesten afzien. Gunstiger staat het met de luchtthermometers. De correcties bedragen daarbij slechts enkele tienden van graden. Soms schommelen ze in de loop van een jaar iets. Waarschijnlijk sleept het kwikkolommetje bij zijn bewegingen wat thermometervloeistof van het ene been in het andere. Indien de hierdoor veroorzaakte correcties in teken fluctueerden en niet boven 0,2° kwamen,

werden ze verwaarloosd. Ontwikkelde zich echter in de loop van de tijd een correctie in één bepaalde richting, dan werd deze in rekening gebracht. Op deze wijze werden van het reeds van grove afleesfouten (§ 18) gezuiverde waarnemingsmateriaal alleen de minimumtemperaturen (m) gecorrigeerd. De maximumtemperaturen (M) werden vervolgens hieruit afgeleid door m met de in § 19 behandelde temperatuuramplitude ($2A$; hierbij werd natuurlijk de juiste „decade”-lengte in aanmerking genomen) te vermeerderen. De som $m + A$ zullen we in deze paragraaf met de naam *gemiddelde temperatuur* (g) aanduiden, omdat g als rekenkundig gemiddelde van maximum- en minimumtemperatuur met zekere beperkingen de werkelijke gemiddelde dagtemperatuur voorstelt. Om deze beperkingen quantitatief te bepalen, werden voor de jaren 1937-'42 de ware daggemiddelden in de hut bepaald uit de registraties van een draagbare thermograaf van het gewone type (Bourdon-thermometer), die in traagheid vrij goed met onze Six-thermometers overeenkomt. Voor de maandgemiddelden van het verschil $\Delta_{200} = g -$ (ware gemiddelde) vonden we onderstaande waarden:

Maand	Jan.	Febr.	Maart	April	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jaar
Δ_{200}	-0,1	0,0	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,6	0,6	0,4	0,0	-0,1	0,2
$\Delta_{10} = 1,5\Delta_{200}$	-0,1	0,0	0,5	0,5	0,3	0,4	0,5	0,8	0,8	0,6	0,0	-0,2	0,4

De pieken in de dagelijkse temperatuurkromme, die blijkbaar meer dan het langgerekte minimum, het verschil tussen g en het ware gemiddelde veroorzaken, zijn op +10 cm iets groter dan op +200 cm. Daarom is $\Delta_{10} = 1,5 \Delta_{200}$ aangenomen. Als men bovenstaande correcties glad strijkt, zouden ze op onze g -waarden aangebracht kunnen worden. Maar in fig. 24 zou het verschil nauwelijks te zien zijn.

Bovendien moet volgens § 18 nog een kleine correctie, uitsluitend op +10 cm aangebracht worden tengevolge van de bijzondere opstelling van de thermometer onder het eternietplaatje. Deze correctie is voor het minimum te verwaarlozen; voor het maximum bedraagt ze ongeveer $-0,6^\circ$, zodat g met $-0,3^\circ$ gecorrigeerd moet worden. Hierdoor verandert het algemene verloop van de grafieken in fig. 24 echter zo weinig, dat we voor de verdere beschouwingen hier wel van deze correcties kunnen afzien.

Voor de verschillende stations te Wageningen zijn in tabel X de waarden van g en A , gemiddeld over de jaren 1938-'42, voor +200 en +10 cm opgegeven. Hieruit zijn direct met behulp van de relaties $M = g + A$ en $m = g - A$ de waarden van M en m af te leiden.

We beschouwen eerst de jaarlijkse gang van de over alle stations gemiddelde waarden van M , g en m , die in fig. 24 nog eens grafisch is voorgesteld en kunnen dan het volgende opmerken:

1. In de zomer is het maximum op +10 cm aanmerkelijk hoger dan dat op +200 cm, in de winter daarentegen iets lager.
2. Het minimum op +10 cm ligt steeds beneden dat op +200 cm.
3. Uit combinatie van 1 en 2 volgt voor de gemiddelde temperatuur op +10 cm in de zomer een hogere, in de winter een lagere waarde dan voor die op +200 cm.

Deze drie punten kunnen samengevat worden in de voorstelling dat door de overwegende uitstraling en de daarmee gepaard gaande afkoeling van het aardoppervlak 's nachts, steeds m bij de bodem verlaagd wordt, terwijl in de zomer de sterke bestraling van het aardoppervlak overdag M en g bij de bodem verhoogt, maar in de winter daarentegen verwarming van de lucht op +2 m overdag,

b.v. door advectie of via bestraalde muurvlakken, M op die hoogte groter maakt dan op $+10$ cm, waardoor dit ook met g het geval wordt (zie ook § 27).

Gemiddeld over het gehele jaar is, zoals uit tabel X blijkt (zie ook tabel XI), op de verschillende stations de gemiddelde temperatuur g op $+10$ cm enkele tienden van graden hoger dan op $+200$ cm. Dit is in overeenstemming met het feit dat de bovenste aardlaag gemiddeld iets warmer is dan de lucht bij de bodem (zie de tabellen XVI, XVII en XVIII). Beide feiten maken het waarschijnlijk, dat er gemiddeld een warmtestroom van de aarde naar de atmosfeer gaat.

Om de stations onderling beter te kunnen vergelijken zijn in tabel XI de over de jaren 1938-'42 gemiddelde jaargemiddelden van g , A , M en m op $+200$ en $+10$ cm verenigd, terwijl tevens de hieruit volgende waarden van A_{10}/A_{200} zijn opgegeven. Laatstgenoemde grootte staat in de eerste kolom tussen () om aan te duiden, dat de amplituden A_{200} en A_{10} van weliswaar dicht bij elkaar gelegen, doch verschillende stations afkomstig zijn.

In de eerste plaats zien we in tabel XI, dat systematische verschillen tussen de stations op $+10$ cm eveneens op $+200$ cm optreden, wat hun reële betekenis aannemelijk maakt. Zo blijkt Natuurkunde VI gemiddeld het warmste station te zijn. Daarop volgen: Landbouwscheikunde IV, de stations Groenewoud V en Spijk VIII en de stations Wolfswaard VII en Tuinbouwplantenteelt II (\approx Mycologie I). De hogere temperatuur van Natuurkunde, die ook bij een vergelijking van de grondtemperaturen op -100 cm te voorschijn komt (§ 22), zal waarschijn-

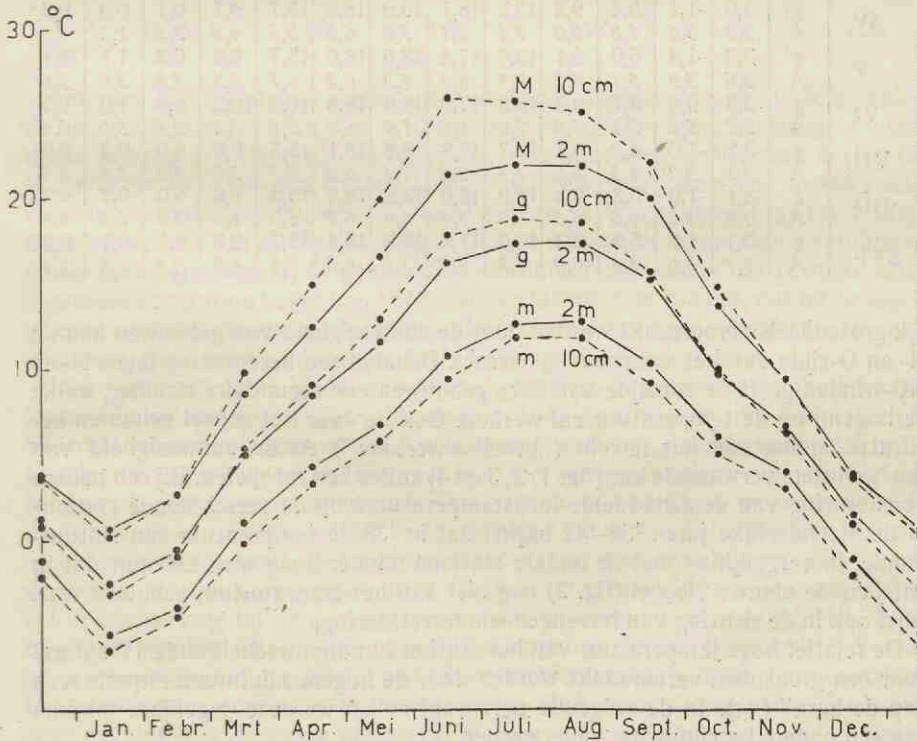


Fig. 24. Jaarlijkse gang van de maximum-, gemiddelde- en minimum-dagtemperaturen op $+10$ en $+200$ cm, gemiddeld over alle stations te Wageningen en over de jaren 1938-'42

TABEL X

Gemiddelde temperaturen $\left(g = \frac{M+m}{2}\right)$ en halve temperatuuramplituden $\left(A = \frac{M-m}{2}\right)$
op +2 m en +10 cm te Wageningen, gemiddeld over 1938-'42

Station		Jan.	Febr.	Maart	April	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jaar
+200 cm														
II	g	-2,7	-1,3	4,0	8,4	11,4	15,2	17,3	17,0	14,5	9,5	6,5	1,2	8,4
	A	3,3	3,5	3,8	4,7	5,1	5,5	5,0	5,0	4,9	4,1	3,1	2,7	4,2
IV	g	-2,6	-0,9	5,0	8,3	11,7	16,4	17,5	17,4	15,1	9,7	6,4	1,1	8,8
	A	3,3	3,2	3,9	4,3	4,8	5,5	4,6	4,5	4,7	3,9	2,8	2,5	4,0
V	g	-2,9	-1,0	4,7	8,3	11,4	15,8	17,4	17,1	15,2	9,6	6,7	1,3	8,6
	A	3,3	3,5	3,8	4,4	5,1	5,8	5,0	4,8	4,9	4,0	2,9	2,4	4,2
VI	g	-2,4	-0,4	5,2	8,6	12,3	16,5	17,7	17,5	15,1	9,8	6,7	1,2	9,0
	A	3,1	3,3	4,1	4,5	5,3	5,6	4,9	4,8	5,0	4,0	2,9	2,6	4,2
VII	g	-2,7	-0,8	3,9	7,9	11,5	15,5	16,9	17,0	14,7	9,6	6,4	0,8	8,4
	A	2,9	3,0	3,4	4,1	4,7	5,3	4,4	4,4	4,6	3,8	2,6	2,5	3,8
VIII	g	-2,8	-0,8	4,9	8,1	11,0	16,0	17,2	17,3	14,9	9,7	6,4	1,0	8,6
	A	3,0	3,1	3,9	3,9	4,5	5,1	4,5	4,5	4,6	3,7	2,7	2,5	3,8
gem.	g	-2,7	-0,9	4,2	8,3	11,5	15,9	17,3	17,2	14,9	9,6	6,5	1,1	8,6
	A	3,1	3,3	3,8	4,3	4,9	5,5	4,7	4,7	4,8	3,9	2,8	2,5	4,0
+10 cm														
I	g	-3,2	-1,2	4,5	9,5	13,5	17,0	18,4	18,3	15,4	9,7	6,0	0,7	9,1
	A	3,0	3,7	5,0	6,7	8,4	8,9	7,6	7,3	7,1	5,4	3,5	2,9	5,8
IV	g	-3,0	-1,1	5,4	9,2	13,3	18,1	19,0	18,8	15,7	9,7	6,1	0,9	9,3
	A	3,3	3,6	4,8	6,0	7,1	8,1	7,0	6,9	6,5	4,8	3,1	2,7	5,3
V	g	-3,3	-1,4	5,0	9,1	12,6	17,4	18,6	18,0	15,7	9,8	6,2	1,1	9,1
	A	3,6	3,9	5,1	6,2	7,4	8,5	7,3	6,8	6,7	5,2	3,3	3,0	5,6
VI	g	-2,8	-0,5	5,7	9,2	13,3	17,9	18,9	18,8	16,0	10,2	6,5	1,0	9,5
	A	3,2	3,8	5,1	6,0	7,0	7,9	7,0	6,9	6,7	5,2	3,4	3,0	5,4
VII	g	-3,2	-1,0	4,2	8,7	12,7	17,8	18,8	18,1	15,5	9,8	6,0	0,2	9,0
	A	3,3	3,2	4,5	5,8	7,4	9,2	7,4	6,8	6,7	5,0	3,3	2,8	5,5
VIII	g	-3,1	-1,0	5,3	9,3	12,9	18,0	18,8	18,4	15,5	9,8	6,0	0,7	9,2
	A	3,0	3,2	4,6	5,5	6,7	7,4	6,4	6,0	5,6	4,1	3,0	2,5	4,8
gem.	g	-3,1	-1,0	5,0	9,3	13,0	17,7	18,8	18,4	15,7	9,8	6,1	0,7	9,2
	A	3,3	3,6	4,9	6,0	7,3	8,3	7,1	6,8	6,6	4,9	3,3	2,8	5,4

lijk grotendeels veroorzaakt worden door de aanwezigheid van gebouwen aan de N- en O-zijde van het waarnemingsterrein. Behalve een beschutting tegen N- en NO-winden geeft de zonzijde van deze gebouwen een secundaire straling, welke verhogend op de temperatuur zal werken. Ook de over het geheel genomen beschutte ligging van het terrein („broeikaswerking”) en de aanwezigheid van een 's winters verwarmde kas (fig. 1, 2, 3 en 4) zullen een rol spelen. Bij een nadere beschouwing van de gemiddelde luchttemperaturen op de verschillende stations in de afzonderlijke jaren '38-'42 blijkt, dat in '38 de temperatuur van Natuurkunde, in vergelijking met de andere stations minder hoog was. Het feit dat in dat jaar de nieuwe vleugel (fig. 2) nog niet aan het laboratorium gebouwd was, wijst ook in de richting van bovengenoemde verklaring.

De relatief hoge temperatuur van het station Landbouwscheikunde IV zal wel voor een groot deel veroorzaakt worden door de hogere minimumtemperaturen „op de berg” (35). In de volgende paragraaf zullen we deze dagelijkse minima aan een nadere beschouwing onderwerpen.

§ 21. De minimumtemperaturen op +10 en +200 cm.

De minimumtemperaturen zijn niet alleen practisch (nachtvorsten) en theoretisch (invloed van de bodem) van groot belang, maar ze zijn ook met een eenvoudige opstelling (zoals de door ons gebruikte) beter te meten dan de maximumtemperaturen (§ 18).

TABEL XI

Jaargemiddelden van de daggemiddelden (*g*), de amplituden (*A*), de maxima (*M*) en de minima (*m*) op +200 en +10 cm te Wageningen, gemiddeld over de jaren 1938-'42
Amplitudenverhouding A_{10}/A_{200}

	Tuinb.plantent. II	Landbouwsch. IV	Groenewoud V	Natuurkunde VI	Wolfswaard VII	Spijk VIII
			+200 cm			
<i>g</i>	8,4	8,8	8,6	9,0	8,4	8,6
<i>A</i>	4,2	4,0	4,2	4,2	3,8	3,8
<i>M</i>	12,6	12,8	12,8	13,2	12,2	12,4
<i>m</i>	4,2	4,8	4,4	4,8	4,6	4,8
	(Mycologie I)		+10 cm			
<i>g</i>	9,1	9,3	9,1	9,5	9,0	9,2
<i>A</i>	5,8	5,3	5,6	5,4	5,5	4,8
<i>M</i>	14,9	14,6	14,7	14,9	14,5	14,0
<i>m</i>	3,3	4,0	3,5	4,1	3,5	4,4
$\frac{A_{10}}{A_{200}}$	(1,35)	1,32	1,33	1,28	1,45	1,26

Uit tabel XI blijkt dat de stations Natuurkunde, Landbouwscheikunde en Spijk de hoogste minima hebben. Op +10 cm heeft het station Spijk het hoogste minimum, waarop in § 19c reeds werd gewezen. De bijzondere positie van het op de Wageningse Berg gelegen station Landbouwscheikunde kwam ook in een reeds verschenen verhandeling over de nachtvorsten te Wageningen (35) tot uiting. Daarin bleek nl. dat op stralingsdagen (dagen waarop de temperatuuramplitude groter is dan gemiddeld) de gemiddelde minimumtemperatuur des te hoger was, naarmate het station hoger lag. Dit wordt verklaard door het feit, dat bij de hoger gelegen stations de door uitstraling afgekoelde lucht kan wegzakken en niet stagneert, zoals dat bij de stations in de Gelderse Vallei het geval is.

Het minimum op +10 cm zou voor de stations Groenewoud en Wolfswaard waarschijnlijk iets lager liggen, als daar in 1942 de statieven niet herhaaldelijk ondergesneeuwd gebleven waren. De internationaal vastgestelde werkwijze (40), waarbij dit zo gelaten wordt, lijkt voor ons land weinig gunstig. De meeste winters leveren nl. geen sneeuw genoeg om de statieven te bedekken. Gebeurt dit wel, dan ontstaat een aanmerkelijke discontinuïteit, die b.v. een belangrijke invloed op het gemiddelde heeft. Het lijkt daarom beter de sneeuw in alle gevallen boven de thermometer te verwijderen, maar die er onder te laten liggen. Deze werkwijze zal in het vervolg bij de agrometeorologische waarnemingen van het Nat. Lab. toegepast worden. Een andere mogelijkheid zou nog zijn, de thermometer in een op de sneeuw geplaatst statiefje met het sneeuwoppervlak te laten rijzen en dalen. Dit heeft echter praktische bezwaren. De in dit hoofdstuk gegeven cijfers voor +10 cm zijn voor de zware sneeuwval in Jan. en Febr. '42 gecorrigeerd en daardoor voor normale winters vrij representatief.

De waarde van het verschil tussen de minimumtemperaturen voor +2 m en

TABEL XII

Verskil der minimumtemperaturen op +200 en +10 cm ($m_{200} - m_{10}$) te Wageningen, gemiddeld over 1938-'42

Station	Jan.	Febr.	Maart	April	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jaar
II ¹⁾	0,2	0,1	0,7	0,9	1,2	1,6	1,5	1,0	1,3	1,1	0,9	0,7	0,9
I	0,4	0,6	0,5	0,8	0,7	0,9	0,9	1,0	1,2	0,9	0,6	0,4	0,7
V	0,7	0,8	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,3	1,0	0,9	0,8	1,0
VI	0,5	0,6	0,5	0,9	0,7	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6	0,7
VII	0,9	0,4	0,8	0,9	1,5	1,6	1,1	1,3	1,3	1,0	1,1	0,9	1,1
VIII	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,7	0,3	0,4
gem.	0,5	0,5	0,6	0,8	0,9	1,1	1,0	0,9	1,0	0,8	0,8	0,6	0,8

¹⁾ Hierbij is m_{200} afkomstig van station II, m_{10} van station I.

+10 cm is als een maatstaf te beschouwen voor het optreden van nachtvorsten op een station. In tabel XII zijn de maandgemiddelden van dit verschil opgegeven voor de verschillende stations in Wageningen, gemiddeld over de jaren 1938-'42. Men ziet hieruit dat de laaggelegen stations I, II, V en VII inderdaad de grootste waarden van $m_{200} - m_{10}$ vertonen, de stations VIII, IV en VI de laagste. De bijzondere positie van het station Spijk VIII (zie § 19c) komt ook hier goed tot zijn recht. Blijkbaar veroorzaken daar de sterkere roering van de atmosfeer, de beschaduwing van de waarnemingsplaats en de nabijheid van de stadsgracht een zeer kleine waarde van de nachtelijke gradiënt $m_{200} - m_{10}$. Verder zien we uit tabel XII, dat het verschil $m_{200} - m_{10}$, dat gemiddeld steeds positief is (zie ook de fig. 24 en 25), op de meeste stations een jaarlijkse gang vertoont. In de zomer is het maximaal, in de winter minimaal. Op andere wijze kwam dit zelfde verschijnsel, dat toegeschreven moet worden aan een sterkere toename van A_{10} dan van A_{200} in de zomer, reeds in § 19c (fig. 22 en 23) tot uiting. De minder sprekende jaarlijkse gang bij station V zal hoofdzakelijk geweten moeten worden aan een minder sterke aangroeiing van $m_{200} - m_{10}$ in de vegetatieperiode, wanneer het hoog opgeschietende gewas rondom de thermometers m_{10} verhoogt en m_{200} verlaagt. Het ontbreken van een jaarlijkse gang op station VIII zal ten dele aan hetzelfde feit, ten dele aan de reeds eerder (§ 19c) genoemde oorzaken toegeschreven moeten worden.

Nu zijn voor de nachtvorstschade de extreme minimumtemperaturen op +10 cm van groter belang dan de gemiddelde minimumtemperaturen op die hoogte, ook al bieden die op zichzelf natuurlijk al een veel betere maat voor het optreden van nachtvorsten dan de minimumtemperaturen op +2 m. In bovengenoemde publicatie over de verdeling van nachtvorsten te Wageningen (35) werden daarom de waarnemingsdagen gesplitst in „stralingsdagen” en „zeeklimaatdagen”, waarbij bleek dat de verschillen in minimumtemperatuur tussen de verschillende stations op eerstgenoemde dagen groter en systematischer waren dan op laatstgenoemde dagen. Daar een dergelijke splitsing echter steeds een zekere willekeur vertoont, willen we hier een andere bewerking van het cijfermateriaal geven. In fig. 25 zijn de statistieken weergegeven van de verschillen $m_{200} - m_{10}$ in de verschillende jaargetijden op de stations IV, V, VI en VIII te Wageningen. Op de gebruikelijke wijze zijn horizontaal de waarden van $m_{200} - m_{10}$ in °C afgezet, verticaal de aantallen waarnemingsdagen, waarop een bepaald verschil $m_{200} - m_{10}$ optreedt. Uit de figuur blijkt dat het station Spijk de minste spreiding vertoont. Bij het station Groenewoud treden daarentegen de grootste afwijkingen van

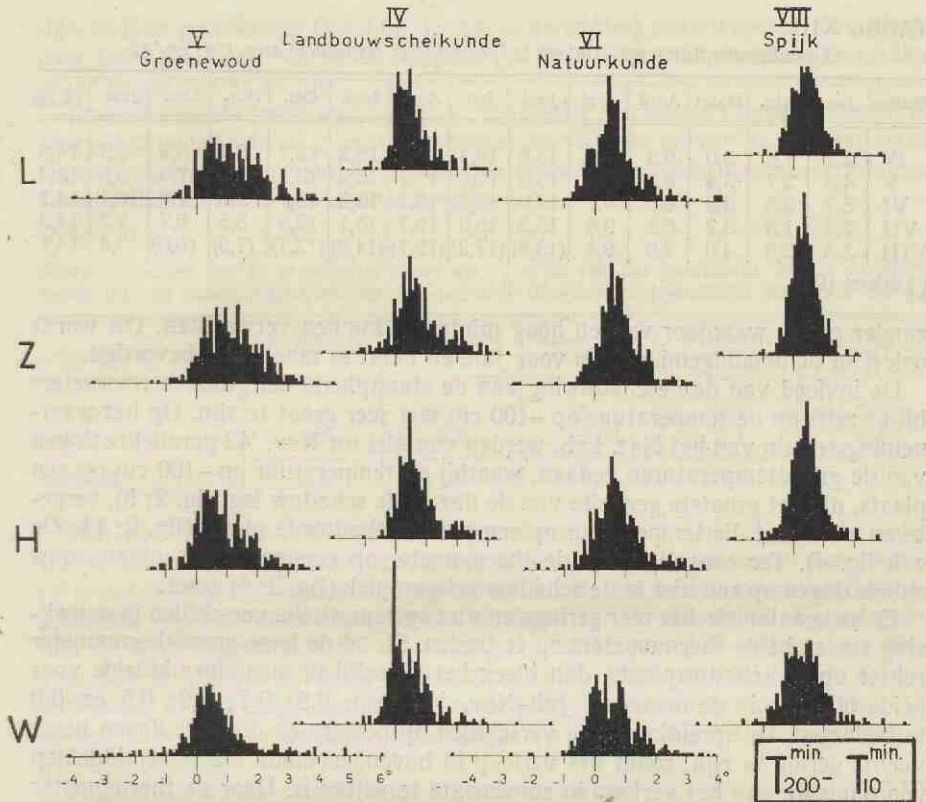


Fig. 25. Statistieken van de frequentie van $m_{200} - m_{10}$ in de verschillende jaargetijden te Wageningen (1938-'42)

het gemiddelde op. Dit station vertoont dus de meest extreme nachtelijke afkoeling nabij de bodem. Een verklaring van deze feiten werd reeds boven (blz. 47) gegeven. Uit fig. 25 blijkt verder, dat meestal $m_{200} > m_{10}$. Sterk negatieve waarden van $m_{200} - m_{10}$ zijn toe te schrijven aan een dikke sneeuwlaag, welke de thermometer op +10 cm bedekt; soms, naar het schijnt, ook aan regen.

§ 22. De grondtemperaturen op -100 cm.

In het kader van de agrometeorologische waarnemingen wordt sinds 1941 op verschillende stations iedere dag de grondtemperatuur op -100 cm gemeten (§ 18). De daarbij verkregen maand- en jaargemiddelden en de amplituden van de jaarlijkse gang ($A_{-100} = \text{maximum} - \text{minimum}$) zijn in tabel XIII vermeld. Omdat we alleen de stations onderling willen vergelijken zijn alleen de thermometercorrecties en geen van de in § 16 behandelde correcties aangebracht.

Evenals in § 20 (tabel XI) blijkt ook hier het station Natuurkunde VI weer het warmst te zijn. Voor de overige stations zijn de verschillen gering. De kleinste amplitude vertoont het Groenewoud V, hetgeen in overeenstemming is met de gevonden grote waarde van A_{-10}/A_{-20} (tabel IX). Uit tabel X blijkt dat de amplitude van de luchttemperatuur op dit station niet bijzonder laag is. Zoals echter fig. 20 laat zien was de „dekenwerking” er in de winters '40-'41 en '41-'42 bij-

TABEL XIII

Grondtemperaturen op -100 cm te Wageningen, gemiddeld over 1941 en '42

Station	Jan.	Febr.	Maart	April	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jaar	A ₋₁₀₀
IV	2,7	1,6	3,0	6,3	9,6	13,6	16,4	15,9	15,2	12,7	8,4	6,4	9,3	14,8
V	4,0	2,7	3,4	6,3	9,2	13,0	16,1	15,7	15,2	13,1	9,3	7,4	9,5	13,4
VI	3,7	2,5	3,8	6,6	9,7	14,0	16,7	16,7	16,2	13,7	9,8	7,5	10,1	14,2
VII	2,7	1,5	3,2	6,5	9,6	13,2	15,8	15,7	15,1	12,9	8,5	6,7	9,3	14,3
VIII	3,3	2,5	4,0	7,0	9,4	(13,6)	(17,2)	(15,7)	(14,8)	(12,7)	(7,9)	(6,0)	9,4	14,7

() alleen 1941

zonder groot, waardoor we een hoog minimum kunnen verwachten. Dit wordt ook door de maandgemiddelden voor Jan. en Febr. in tabel XIII bevestigd.

De invloed van de beschaduwing van de standplaats der grondthermometers blijkt zelfs op de temperatuur op -100 cm nog zeer groot te zijn. Op het waarnemingsterrein van het Natl. Lab. werden van Mei tot Nov. '42 parallelmetingen van de grondtemperaturen gedaan, waarbij de temperatuur op -100 cm op een plaats, die het grootste gedeelte van de dag in de schaduw lag (fig. 2; 5), vergeleken werd met die temperatuur op een niet beschaduwde plaats (fig. 2; 14. Zie ook fig. 4). Ter contrôle werd de thermometer op eerstgenoemde plaats soms enkele dagen op een niet in de schaduw gelegen plek (fig. 2; 6) gezet.

Er bleken dan slechts zeer geringe en niet systematische verschillen in aanwijzing tussen beide thermometers op te treden. Stond de losse grondthermometer echter op de schaduwplaats, dan bleek het verschil in maandgemiddelde voor beide plaatsen in de maanden Juli-Nov. '42 resp. 0,5; 0,7; 0,9; 0,5 en 0,0 te bedragen. De spreiding in de verschillen op heldere en donkere dagen bleek slechts gering te zijn, zodat het verloop in bovengenoemde maandgemiddelden voornamelijk aan het verloop in zonshoogte te wijten is. Daar de thermometer elders gebruikt moest worden konden de metingen helaas gedurende de winter niet voortgezet worden. De resultaten van een wel over een vol jaar lopende waarnemingsreeks levert tabel XIV.

TABEL XIV

Grondtemperaturen op -100 cm te Wageningen (tuin Marktstraat 33) op zonne- en schaduwplaats

Plaats	Juni '41	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec. '41	Jan. '42	Febr.	Maart	April	Mei '42	Gem.
Bij huis (zon)	13,7	17,5	15,6	14,7	13,1	7,8	6,8	3,5	1,4	1,6	7,1	11,1	9,5
Bij dijk (schaduw)	12,0	14,4	14,1	13,7	12,8	8,5	7,2	4,4	2,0	2,0	7,1	10,2	9,0
Verschil	1,7	3,1	1,5	1,0	0,3	-0,7	-0,4	-0,9	-0,6	-0,4	0,0	0,9	0,5

Hierin zijn de maandgemiddelden vermeld van de temperaturen op -100 cm op twee plaatsen in een achter de Rijndijk gelegen tuin (in fig. 11 ongeveer ten N van station VII aan de Z-zijde van de bebouwde kom). De ene thermometer stond bij het huis, dat de tuin aan de N-kant afsluit, het grootste deel van de dag in de zon, de andere ongeveer 15 m verder aan de N-zijde aan de voet van de dijk in de schaduw. Zoals men ziet veroorzaakt de intensievere bestraling bij het huis in de zomer een zelfs enkele graden hogere temperatuur; in de winter schijnt door een betere uitstraling de temperatuur er lager te worden. Ongetwijfeld zullen echter hierbij ook invloeden van grondsoort (bij het huis opgebracht zand, bij de

dijk klei) en grondwater (kwel bij de dijk in de winter) een rol spelen. Gemiddeld over het gehele jaar wordt de temperatuur op -100 cm bij het huis een halve graad hoger dan bij de dijk.

Tenslotte beschouwen we voor de verschillende stations het verschil tussen de jaargemiddelden van de grondtemperatuur op -100 cm en van de luchttemperatuur op $+2$ m (verkregen uit de gemiddelden van de dagelijkse maxima en minima. In tabel XV zijn deze grootheden opgegeven.

TABEL XV

Jaargemiddelden van de grondtemperatuur op -1 m en van het gemiddelde van de dagelijkse maximum- en minimumtemperatuur op $+2$ m te Wageningen (gemiddeld over 1941 en '42)

	Landbouwsch. IV	Groenewoud V	Natuurkunde VI	Wolfswaard VII	Spijk VIII
-1 m	9,3	9,5	10,1	9,3	9,4
$+2$ m	8,6	8,6	9,0	8,1	8,4
Verskil	0,7	0,9	1,1	1,2	1,0

Men ziet dat voor alle stations de grondtemperatuur hoger is dan de luchttemperatuur. Wat de grootte van de hier gevonden verschillen tussen deze temperaturen betreft, dient men in het oog te houden, dat de luchttemperaturen als gemiddelde van maximum en minimum berekend zijn en dus in het algemeen niet met de ware daggemiddelden overeenstemmen. Volgens § 20 bedraagt de hiervoor aan te brengen correctie echter maar $-0,2^\circ$. Daar bovendien door de verschillende, in § 16 besproken correcties de grondtemperaturen op -1 m met $0,1^\circ$ verlaagd moeten worden, zijn de werkelijke verschillen slechts $0,1^\circ$ groter dan de hier opgegevene.

Vergelijken we de verschillende stations onderling, dan zien we in tabel XV dat station VI weliswaar een relatief warm station is, doch dat dit bijna even sterk in de grond- als in de luchttemperatuur tot uiting komt, waardoor het verschil geen grote afwijking van dat voor de stations V, VII en VIII vertoont. Bij het station IV treedt door de relatief lage grond- en hoge luchttemperatuur de kleinste waarde van het beschouwde verschil op. Aan de jaarlijkse gang van het verschil tussen grond- en luchttemperatuur zal in § 24 nog enige aandacht besteed worden.

HOOFDSTUK VII

ELECTRISCHE TEMPERATUURREGISTRATIE OP VERSCHILLENDE HOOGTEN EN DIEPTEN

A. DE WEERSTANDSTHERMOGRAAF VAN BROWN

§ 23. De meetmethoden.

Bij de temperatuurmetingen, welke in de voorafgaande hoofdstukken besproken zijn, bestonden de waarnemingen uit directe thermometeraflezingen, die één keer of enkele malen per dag plaats vonden. Voor het bepalen van de jaarlijkse gang van de temperatuur op verschillende hoogten en diepten kan hiermede volstaan worden. Wil men echter de dagelijkse gang bestuderen, dan is het gebruik van registrerende instrumenten gewenst. De in de nabijheid van het aardoppervlak in het algemeen sterk met de hoogte veranderlijke temperaturen

vereisen, in het bijzonder bij bodemmeteorologische onderzoekingen, instrumenten van kleine afmetingen, die zo weinig mogelijk de natuurlijke temperatuurverdeling verstoren. Daardoor is men bij deze onderzoekingen aangewezen op elektrische meetmethoden, d.w.z. op het gebruik van weerstandsthermometers of thermoëlementen. De laatste soort heeft het nadeel dat slechts temperatuurverschillen gemeten kunnen worden tussen dicht bij elkaar gelegen punten (de inwendige weerstand der elementen wordt bij grotere afstanden te groot), zodat in de onmiddellijke nabijheid van de meetplaats een plek met een constante of met een geregistreerde veranderlijke temperatuur aanwezig moet zijn. Dat deze methode desondanks bij de in het tweede deel van dit hoofdstuk te bespreken waarnemingen werd toegepast, vond zijn oorzaak in het feit, dat de benodigde apparatuur gemakkelijk te vervaardigen is en aan de boven gestelde eis van een basistemperatuur voldaan kon worden.

Bij de bodemmeteorologische onderzoekingen van het Nat. Lab. wordt sinds 1940 voor het bepalen van het dagelijkse temperatuurverloop hoofdzakelijk gebruik gemaakt van weerstandsthermometers, verbonden aan een Brown Resistance Recorder. Dit registreerinstrument, waarop zes verschillende weerstandsthermometers aangesloten kunnen worden, werd reeds uitvoerig door PINKHOF (33) beschreven. De weerstandsthermometers zijn opgenomen in een tak van een brugschakeling volgens WHEATSTONE. Het instrument stelt automatisch het variabele contact zodanig, dat de „brug” stroomloos is. De stand van dit contact, welke een maat vormt voor de weerstand van de thermometer, dus voor de temperatuur, wordt geregistreerd op papier met een temperatuur- (°C) en tijdschaal. Door een bijzondere schakeling wordt de invloed van de weerstand van de leidingen, die de weerstandsthermometer met het registreerinstrument verbinden, geëlimineerd. De kleinste papiersnelheid van het apparaat bedraagt 2,55 cm/uur. Daar deze snelheid voor het bepalen van het dagelijkse temperatuurverloop in het algemeen onnodig groot is, werd in het instrument van het Nat. Lab. aan de synchroonmotor, die het gehele instrument drijft, een extra vertraging van 2 : 1 aangebracht, waardoor de papiersnelheid tot 1,28 cm/uur wordt gereduceerd. Dit geeft een besparing, zowel op het registreerpapier als op de bergruimte voor de registreerstroken, die per maand opgerold worden bewaard.

De weerstandsthermometers voor het meten van temperaturen in de bodem en op +10 cm werden ter bescherming in een nauwsluitend buisje van latoenkoper gemonteerd (lengte 7,0 cm; diameter 0,7 cm; wanddikte 0,1 mm). Dit buisje is door een glazen tussenstuk (ter vermindering van warmtegeleiding) met een enkele decimeters lange messingbuis verbonden, aan het bovineinde waarvan zich de door een bekerglaasje afgedekte aansluitingen op de naar het registreerinstrument in het laboratorium voerende leidingen bevinden (zie fig. 6 in (36) en het linkerdeel van fig. 26). Propjes asbestwol in tussenstuk en messingbuis verminderen convectie van de ingesloten lucht. De thermometers op +10 cm zijn evenals de Sixthermometers (§ 18) onder eternietplaatjes opgesteld (fig. 26, links). De grondthermometers staan onder een hoek van 30° met de oppervlakte in de bodem, met het midden van de weerstandsthermometer op de gekozen diepte; de messingbuis met aansluitklemmen steekt boven de grond uit en rust op een steuntje. De thermometer op +2 m is (zonder beschermend omhulsel) in de kleine thermometerhut opgesteld. Alle metingen worden gedaan op het terrein achter het Nat. Lab. Het registreerinstrument bevindt zich in de registreerkamer (fig. 2).

De weerstandsthermometers werden geregeld geijkt. Het grootste gedeelte der miswijzingen werd door het aanbrengen van kleine weerstanden in de toevoer-

leidingen bij het registreerinstrument gecorrigeerd. De rest is later als correctie op de waarnemingen aangebracht. Verschillende resultaten van de metingen met de weerstandsthermograaf zullen in de volgende paragraaf besproken worden.

De weerstandsthermometers kunnen voor het meten van luchttemperaturen evenmin als de vloeistofthermometers onbeschermd opgesteld worden, daar anders te grote stralingsfouten zouden optreden. Een dergelijke bescherming verstoort echter, vooral in de nabijheid van de bodem, de natuurlijke meteorologische toestand, waardoor ter plaatse van de thermometer andere temperaturen optreden dan bij afwezigheid van de bescherming.

Om dit verschil te bepalen werden, zoals reeds in § 18 werd vermeld, parallelmetingen uitgevoerd met een dunne platinadraad. Deze weerstandsthermometer werd vervaardigd door negen, 5 cm lange eindjes platinadraad in Wollastonuitvoering (diameter Pt-kern 10μ), zigzag achter elkaar in een raampje van 5×5 cm te monteren. Het einde van een voorgaand draadstuk werd met het begin van het volgende samen op een geïsoleerd metaalnokje van het raampje gesoldeerd. De vrije uiteinden van het eerste en laatste draadstuk waren met aansluitklemmen verbonden. Deze methode om de draad eerst in goed recht gemaakte en gave stukken te verdelen, in plaats van het zigzag uitspannen van één eind, bleek noodzakelijk om spanningen in de draad te vermijden. Bij het afetsen van de zilverlaag van de Wollaston-draad in een salpeterzuurbad brak de draad nl. gemakkelijk op sterk aangetaste plaatsen door mechanische spanningen in minder aangetaste gedeelten.

De aldus verkregen weerstandsthermometer bleek voldoende mechanische stabiliteit te bezitten om buitenshuis gebruikt te worden. Een kooitje van metaalgaas, dat ter bescherming om de thermometer was aangebracht, bleek op de temperatuuraanwijzing geen invloed te hebben, zoals vele controlemetingen met en zonder kooitje aantoonde. De platinadraad, waarvan, zoals experimenteel gebleken is, bij waarnemingen tot op $0,1^\circ$ nauwkeurig, door het kleine oppervlak de stralingsfout te verwaarlozen is (τ), werd onbeschermd tegen straling op +10 cm of op +2 m op het terrein achter het Nat. Lab. opgesteld en aangesloten op de registreerinrichting van de weerstandsthermograaf. Een langdurige ijking met een andere weerstandsthermometer en een kwikthermometer in of buiten een metalen doos in de thermometerhut gaf een lineair verband tussen de werkelijke temperatuur T en de door de registreerinrichting aangegeven schaalwaarde T_a van de gedaante $T = 1,24 T_a - 1,7$.

De resultaten van de vergelijkende metingen met de platinadraad op +10 cm werden reeds in § 18 medegedeeld. Uit de metingen op +2 m bleek nog eens het bekende feit (27) dat de gemiddelde temperatuur in de hut praktisch overeenkomt met die, welke met de platinadraad er buiten gemeten wordt, maar dat door de massa van de hut en haar inhoud de (enkele) amplitude van de dagelijkse gang in de hut ongeveer $0,2^\circ$ kleiner is dan die er buiten.

§ 24. Resultaten van de temperatuurmetingen met de weerstandsthermograaf.

Een continue registratie van 5 of 6 temperaturen, welke gedurende enkele jaren moet worden voortgezet, geeft een dusdanige hoeveelheid materiaal, dat de bewerking vele werkkrachten en zeer veel tijd vergt. Van de waarnemingen, die in April 1940 begonnen, kunnen hier dan ook, mede wegens de beperkte plaatsruimte, alleen de resultaten gegeven worden, voor zover het de maand- en jaargemiddelden van het dagelijkse temperatuurverloop betreft op +2 m (hut), op

10 cm boven en onder de oppervlakte van de met gras begroeide kleibodem van het waarnemingsterrein (klei +10 en klei -10) en op 10 cm boven en onder de oppervlakte van de onbegroeide, met rivierzand gevulde zandbak (fig. 2) in het waarnemingsterrein (zand +10 en zand -10).

Voor iedere dag werden de gemiddelde uurwaarden van de temperatuur op deze vijf plaatsen op de registreerstrook afgelezen en getabelleerd, waarna de maandgemiddelden van die uurwaarden werden bepaald en voor de thermometer-miswijzingen gecorrigeerd. Het aldus verkregen maandgemiddelde van de dagelijkse gang (eventueel gemiddeld over twee jaren) werd vervolgens aan een harmonische analyse onderworpen, die op een wijze, analoog aan de in § 14 beschrevene, werd uitgevoerd. De resultaten zijn in tabel XVI verenigd. Daar met de metingen op -10 cm in de zandbak eerst in Juli '41 begonnen werd, zijn voor deze plaats slechts waarnemingen over één jaar beschikbaar. Ter vergelijking hiermede zijn in tabel XVI ook de waarden voor zand +10 en klei -10 voor hetzelfde jaar opgegeven.

Bij een vergelijking van de gemiddelde temperaturen voor klei +10 en zand +10 met die in de hut merken we op dat die temperaturen op +10 cm in de zomer enkele tienden van graden hoger, in de winter een paar tiende graden lager zijn dan die op +2 m. Dit is in overeenstemming met de in § 20 beschreven resultaten, welke verkregen werden uit de gemiddelden van de dagelijkse maximum- en minimumtemperaturen. Het jaargemiddelde van de temperatuurgradiënt tussen +10 en +200 cm is hier echter practisch nul. De gemiddelde temperaturen voor zand +10 en klei +10 vertonen geen grote verschillen. Over het algemeen is eerstgenoemde temperatuur iets hoger.

De grondtemperaturen daarentegen zijn op -10 cm in zand en klei het gehele jaar door aanmerkelijk hoger dan de luchttemperaturen op +10 cm. In het jaargemiddelde bedraagt dit verschil voor klei 2,0°, voor zand 2,4°. Deze verschillen zijn iets groter dan de in De Bilt en Groningen uit metingen met kwikthermometers gevonden temperatuurverschillen tussen de bodem op verschillende diepten en de atmosfeer op +2 m. Ter vergelijking zijn in tabel XVII voor Wageningen en De Bilt de maand- en jaargemiddelden opgegeven van de gemiddelde dagelijkse luchttemperatuur op +2 m (voor Wageningen het gemiddelde van de uurwaarden van de weerstandsthermograaf; voor De Bilt het uit de termijnwaarnemingen ¹⁾ herleide ware gemiddelde) en van de grondtempera-

TABEL XVII

Grond- en luchttemperaturen in Wageningen (klei) en De Bilt (gemidd. over April '40-Maart '42)

	Jan.	Febr.	Maart	April	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jaar
W -1 m	4,0	2,7	3,8	6,8	10,2	14,3	16,8	16,2	15,2	13,0	9,3	6,8	9,9
+2 m	-3,9	-1,2	3,9	8,1	12,0	17,0	17,8	15,3	13,8	9,0	5,4	2,4	8,3
verschil	7,9	3,9	-0,1	-1,3	-1,8	-2,7	-1,0	0,9	1,4	4,0	3,9	4,4	1,6
B -1 m	4,6	3,2	4,2	6,9	9,6	12,4	14,8	14,7	14,1	12,4	9,0	7,0	9,4
+2 m	-3,8	-1,4	3,7	7,8	11,5	17,1	17,7	14,9	13,6	9,5	5,4	2,7	8,2
verschil	8,4	4,6	0,5	-0,9	-1,9	-4,7	-2,9	-0,2	0,5	2,9	3,6	4,3	1,2

W = Wageningen

B = De Bilt

¹⁾ De gegevens betreffende de luchttemperatuur in De Bilt werden ons op vriendelijke wijze door Dr BRAAK ter beschikking gesteld.

TABEL XVI

Maand- en jaargemiddelden van de gemiddelde dagelijkse temperaturen, van de amplituden van de eerste harmonische in de dagelijkse temperatuurgang en van de tijden, waarop het maximum van deze eerste harmonische optreedt (waarnemingen met de weerstandsthermograaf)

	Jan.	Febr.	Maart	April	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jaar
hut	-3,9	-1,2	3,9	8,1	12,0	17,0	17,8	15,3	13,8	9,0	5,4	2,4	8,3
zand +10	-4,0	-1,2	4,0	8,8	12,2	17,3	18,2	15,6	13,6	8,9	5,0	2,1	8,4
klei +10	-4,0	-0,7	4,0	8,3	12,2	17,2	18,2	15,4	13,4	8,8	4,9	2,1	8,3
klei -10	-0,1	0,3	4,2	9,5	14,5	20,1	20,9	17,8	15,6	10,6	6,6	3,6	10,3
Gemiddelde temperatuur (gem. over April '40-Maart '42)													
zand +10	-5,4	-4,6	3,2	10,2	14,0	16,8	17,2	15,1	14,0	8,7	3,4	4,0	8,0
zand -10	-1,8	0,2	3,8	11,3	15,4	19,4	19,8	17,9	17,0	11,4	5,2	4,7	10,4
klei -10	0,0	-0,9	3,0	10,9	15,3	18,0	18,4	17,4	16,0	11,4	5,7	5,4	10,0
De Bilt -10	-0,8	-1,1	0,9	8,6	13,1	15,5	16,8	16,1	15,2	10,7	5,0	4,5	8,7
Gemiddelde temperatuur (gem. over Aug. '41-Juli '42)													
hut	1,1	1,7	3,2	3,3	3,8	5,0	4,0	3,1	3,5	2,6	1,3	0,8	2,8
zand +10	1,1	2,4	4,1	4,6	5,0	7,2	5,9	4,4	4,7	3,3	1,6	0,9	3,8
klei +10	1,1	1,9	3,8	4,0	4,6	6,4	5,2	4,0	4,2	3,2	1,6	0,9	3,4
klei -10	0,1	0,4	1,1	2,0	2,2	3,0	2,3	1,7	1,4	0,7	0,4	0,1	1,3
Amplitude (gem. over April '40-Maart '42)													
zand +10	1,2	2,8	4,4	5,9	6,0	6,7	4,7	4,1	5,4	3,3	1,7	1,0	4,2
zand -10	0,3	0,1	1,6	3,3	2,7	3,1	2,3	2,1	2,4	1,3	0,7	0,3	1,7
klei -10	0,1	0,3	0,9	2,1	2,2	2,4	1,6	1,4	1,3	0,6	0,3	0,2	1,1
Amplitude (gem. over Aug. '41-Juli '42)													
klei	1,01	1,14	1,17	1,20	1,22	1,30	1,29	1,29	1,22	1,22	1,24	1,08	1,20
zand	0,95	1,41	1,28	1,39	1,32	1,46	1,48	1,42	1,34	1,26	1,22	1,08	1,60
Amplitudenverhouding A_{10}/A_{300} (gem. over April '40-Maart '42)													
hut	15,52	15,01	14,59	14,46	14,22	14,25	14,28	14,15	13,55	14,31	14,23	15,26	14,42
zand +10	15,02	13,40	14,11	14,01	13,36	13,34	13,34	13,29	13,11	13,38	13,33	14,31	13,50
klei +10	15,21	14,20	14,21	14,12	13,38	13,49	13,46	13,34	13,10	13,40	13,43	14,28	14,00
klei -10	18,09	17,56	17,58	17,39	17,22	17,22	17,47	17,23	16,48	17,31	17,30	17,23	17,34
Tijd max. 1e harm. (gem. over April '40-Maart '42)													
zand +10	14,45	13,11	14,05	13,50	13,46	13,24	13,37	13,28	13,32	13,26	14,05	14,14	13,47
zand -10	17,54	18,04	16,54	16,59	17,40	17,37	17,30	17,12	17,12	16,56	17,11	17,40	17,24
klei -10	17,58	18,12	17,43	17,43	17,38	17,17	17,31	17,30	17,16	16,54	17,35	17,48	17,35

turen op -1 m (voor beide plaatsen uit thermometeraflezingsen om 14 uur; zie voor De Bilt (I_2)). Door de kleinere jaarlijkse amplitude van de grondtemperatuur op -1 m is deze niet, zoals die op -10 cm, het gehele jaar door hoger dan de temperatuur op $+2$ m, maar alleen in herfst en winter. Het verschil is dan echter, absoluut genomen, groter dan in lente en zomer, zodat het jaargemiddelde van de grondtemperatuur op -1 m in Wageningen $1,6^\circ$, in De Bilt $1,2^\circ$ hoger is dan de luchttemperatuur op $+2$ m. Zoals men ziet ontstaat dit verschil tussen Wageningen en De Bilt doordat de gemiddelde luchttemperatuur in eerstgenoemde plaats ongeveer even hoog, de grondtemperatuur er daarentegen hoger is dan in De Bilt. Het laatstgenoemde feit komt ook tot uiting in tabel XVI, waar ter vergelijking, naast de gemiddelde temperaturen op -10 cm in klei en zand te Wageningen voor de maanden Aug. '41–Juli '42, de gemiddelde temperaturen op -10 cm voor hetzelfde tijdvak in De Bilt (ware gemiddelden, herleid uit de gemiddelden van de termijnwaarnemingen in (I_2)) zijn gegeven. Dat het verschil tussen Wageningen en De Bilt in het beschouwde temperatuurverschil niet veroorzaakt wordt door een uitzonderlijke positie van het waarnemingsstation te Wageningen volgt uit de beschouwingen aan het eind van § 22, waar voor de verschillende waarnemingsstations aldaar de verschillen tussen lucht- en grondtemperatuur met elkaar werden vergeleken.

Uit tabel XVI blijkt verder dat de gemiddelde temperatuur op -10 cm in het zand iets hoger is dan op dezelfde diepte in klei, hetgeen voor een groot gedeelte aan de sterkere verdamping van het grasdek op de klei toegeschreven zal moeten worden.

Verder blijken door het grasdek op de klei, zowel de jaarlijkse als de dagelijkse temperatuuramplitude op -10 cm in klei kleiner te zijn dan die in zand. In overeenstemming daarmee is de dagelijkse amplitude op 10 cm boven zand ook groter dan die op dezelfde hoogte boven klei.

De verhoudingen van de amplituden op $+10$ cm en $+2$ m, die in tabel XVI voor de temperaturen boven klei en zand zijn opgegeven, vertonen een jaarlijkse gang met een zomermaximum en een winterminimum. Dit is in overeenstemming met de in § 19c besproken resultaten van de metingen met Six-thermometers.

Bij een beschouwing van de tijd, waarop het maximum van de eerste harmonische in de dagelijkse temperatuurgang optreedt, volgt uit tabel XVI dat zowel op $+10$ als op -10 cm dit maximum bij zand ongeveer 10 minuten eerder bereikt wordt dan bij klei. Dit is in overeenstemming met de theorie (hoofdstuk X), die bij de grotere waarden van warmtegeleidingsvermogen en warmtecapaciteit van de klei een groter faseverschil tussen bestraling en oppervlaktetemperatuur eist dan bij zand.

B. DE SPANNINGSTHERMOGRAAF

§ 25. Doel. Meetmethode. Bewerking van het waarnemingsmateriaal.

Uit de metingen van grondtemperaturen op 25, 50 en 100 cm diepte werd gevonden (hoofdstuk IV) dat er tussen de natuurlijke logaritmen van de amplitudenverhoudingen en de bijbehorende faseverschillen zekere systematische verschillen bestaan. Om na te gaan of deze veroorzaakt worden door de inhomogeniteit van de grond, leek het gewenst temperatuurmetingen te doen in de bovenste 30 cm dikke bodemlaag, waar de inhomogeniteit waarschijnlijk het grootst is. Voor het verkrijgen van spoedige resultaten had bestudering van het dagelijks temperatuurverloop de voorkeur boven die van de jaarlijkse gang. Bovendien was, om een beter inzicht te krijgen in de warmtehuishouding van het aardoppervlak, continue temperatuurwaarneming in een aantal verticaal boven

elkaar gelegen punten vlak boven, in en onder het aardoppervlak gewenst. Om deze redenen werd in April 1941 een thermograaf met zes thermoëlementen (spanningsthermograaf) geconstrueerd voor simultane temperatuurregistraties op +20, +10, 0, -10, -20 en -30 cm boven en in de met gras begroeide kleibodem van het meteorologisch waarnemingsterrein achter het Nat. Lab. (fig. 2; 13).

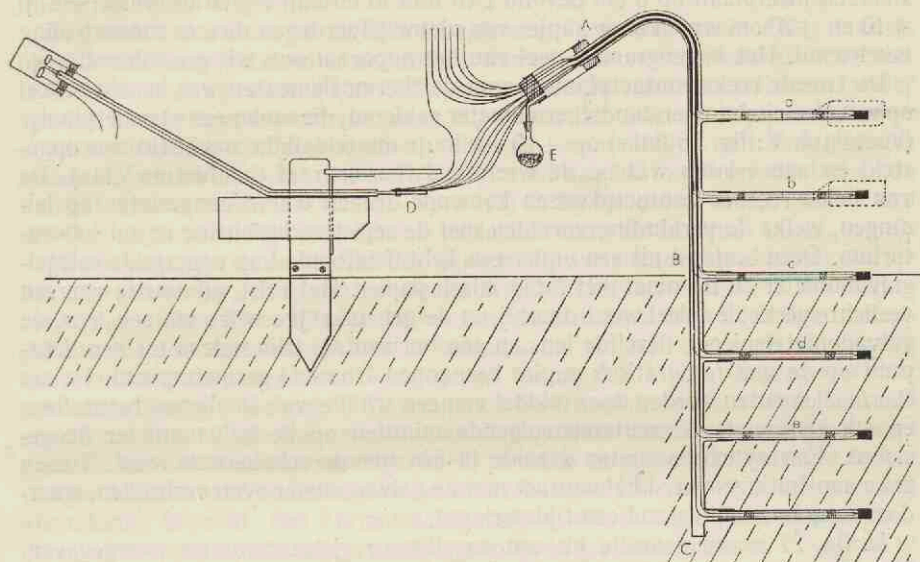


Fig. 26. Opstelling van de thermoëlementen voor de simultane temperatuurmetingen met de spanningsthermograaf op +20, +10, 0, -10, -20 en -30 cm. Eén reeks contactplaatsen in de uiteinden van de buizen *a* t/m *f*; de andere contactplaatsen gemeenschappelijk op de weerstandsthermometer bij *D*

De meetapparatuur is schematisch weergegeven in fig. 26. Bij de vormgeving werd uitgegaan van het principe dat door het ingraven van het apparaat de bodemtoestand zo weinig mogelijk verstoord mocht worden en dat het warmte-transport door het apparaat van de ene meetplaats naar de andere zo gering mogelijk moest zijn. Daartoe werden in zes, op onderlinge afstanden van 10 cm aangebrachte, zijspruiten van een koperen buis *ABC* de glazen buisjes *a* en *b* en de ebonietbuisjes *c*, *d*, *e* en *f* gekit. Aan het vrije uiteinde van deze 20 cm lange buisjes werden massieve messingcilindertjes ingekit, waarin zich de ene reeks contactplaatsen van zes koper-constantaan thermoëlementen bevonden. De contactplaatsen waren geschellakt en met Al-folie in potgaatjes in de messingcilindertjes geklemd, zodat bij elektrische isolatie toch een zo goed mogelijk warmte-contact verkregen werd. Koper- en constantaandraden werden via de zijbuisjes, buis *CBA* en het glazen verwijdingsstuk bij *A* door een afsluitkurk naar buiten gevoerd. Het droogmiddel in het glazen holletje *E* diende als indicator voor een eventueel in de grond opgetreden breuk in de apparatuur of barst in een kitting, waardoor bodemvocht naar binnen zou dringen en het droogmiddel zou vervloeien. Propjes asbestwol op enkele plaatsen in zijbuisjes en hoofdbuis aangebracht, verminderden convectie van de ingesloten lucht. Alle kittingen waren uitgevoerd met witte lak, tegen corrosie afgedekt met mastiek, evenals de kurken met het verwijdingsstuk.

Voor het ingraven werden in de verticale zijwand van een ongeveer 30 cm bij 30 cm breed en 40 cm diep gat in de grond op 10, 20 en 30 cm onder de oppervlakte horizontale, 20 cm lange gaten geboord. Daarna werd het apparaat verticaal in het gat neergelaten en zijdelings met de buisjes *d*, *e* en *f* in de geboorde gaten gedrukt, waarna het gat werd dichtgegooid en zo goed mogelijk de oude toestand hersteld. De meetplaats op 0 cm bevond zich half in en half boven de grond; die op +10 en +20 cm waren door kapjes van nieuw-zilver tegen directe zonnestraling beschermd. Het bovengrondse deel van het apparaat was wit geschilderd.

De tweede reeks contactplaatsen van de thermoëlementen was in zijn geheel op een elektrische weerstandsthermometer geklemd, die onder een eternietplaatje (hoofdstuk V; fig. 26 links) op +10 cm in de onmiddellijke nabijheid was opgesteld en aangesloten was op de weerstandsthermograaf (hoofdstuk VIIA). De van beide reeksen contactplaatsen komende draden waren aangesloten op leidingen, welke de verbinding vormden met de registreerinrichting in het laboratorium. Deze bestond uit een onder een lichtafsluitende kap opgestelde spiegelgalvanometer en trommel met fotografisch papier. Het licht, afkomstig van een verlichte verticale spleet werd daarbij op de gebruikelijke wijze via een lens, de galvanometerspiegel, dezelfde lens en een horizontale cilinderlens tot een lichtpunt op de met fotografisch papier bespannen trommel geconvergeerd. De zes thermoëlementen werden door middel van een schakelwals in oliebad beurtelings en elk gedurende 10 achtereenvolgende minuten op de galvanometer aangesloten. Een synchroonmotor draaide in één uur de schakelwals rond. Tussen twee aansluitingen werd het contact met de galvanometer even verbroken, waardoor deze in zijn nulstand een tijdmerk gaf.

In fig. 27 is een gedeelte uit een dagelijkse registreerkromme weergegeven. Het temperatuurverschil tussen elk van de zes meetplaatsen en de weerstandsthermometer op +10 cm is hieruit als uitwijking uit de nulstand te bepalen. Daartoe werd voor iedere meetplaats door de opeenvolgende „10 minuten lange” gedeelten van de bijbehorende registratie met kleurpotlood een vloeiende kromme getrokken, waarna aan deze kromme met behulp van een doorzichtige schaal-

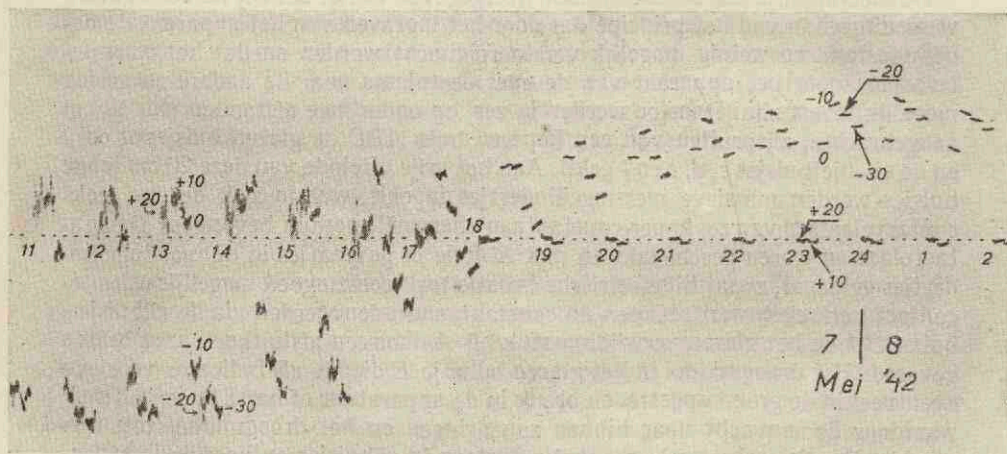


Fig. 27. Gedeelte uit een registratie van de simultane temperatuurmetingen met de spannings-thermograaf. Stippellijn = nulstand van de galvanometer, tevens tijdschaal. De afstand tot deze lijn is een maat voor het temperatuurverschil met de gemeenschappelijke contactplaats

verdeling de gemiddelde uurwaarden van de afstand tot de nullijn werden gemeten en getabelleerd. Opgemerkt dient te worden, dat in fig. 27 de uitwijkingen voor de meetplaatsen in de bodem en die in de lucht niet zonder meer te vergelijken zijn, daar bij de eerste, in verband met het optreden van grotere temperatuurverschillen, grotere weerstanden in de toevoerleidingen van de registreerinrichting waren opgenomen.

De gehele apparatuur werd geijkt door de weerstandsthermometer met de er op bevestigde contactplaatsen van de thermoëlementen in een thermosfles met water te houden en de zijbuizen *a* t/m *f* achtereenvolgens in een thermosfles met water van een andere temperatuur te steken. Dit gebeurde buiten op de plaats waar het apparaat ingegraven moest worden, nadat alle verbindingen met de registreerinrichting waren aangebracht. Deze ijking werd aan het begin en aan het einde van het waarnemingsjaar (Mei '41–April '42) en bij een defect in het midden van dat jaar uitgevoerd. Zij bleek daarbij voldoende constant te zijn.

Met behulp van de resultaten der ijkingen zijn de maandgemiddelden van de uurwaarden der op de registraties afgelezen uitwijkingen omgerekend tot temperatuurverschillen. Door deze te vermeerderen met de overeenkomstige maandgemiddelden der uurwaarden van de temperatuur op +10 cm, zoals die door de weerstandsthermometer wordt aangegeven (hoofdstuk VIIA), verkregen we het per maand gemiddelde dagelijkse temperatuurverloop op +20, +10, 0, -10, -20 en -30 cm. Op dezelfde wijze werden van de dagelijkse temperatuurgang het jaargemiddelde over alle waarnemingsdagen, alsmede de seizoengemiddelden en het jaargemiddelde over de heldere en de donkere dagen (zie voor deze splitsing § 9) afzonderlijk bepaald. Een harmonische analyse van de dagelijkse temperatuurgang, uitgevoerd op een wijze, analoog aan de in § 14 beschrevene, leverde in al deze gevallen amplitude en fase van de eerste harmonische, waarop zo nodig een correctie volgens LAMONT (§ 16; 4) werd aangebracht.

In de tabellen XVIII en XIX zijn de verkregen resultaten verenigd. De daarin onder het hoofd „Jaar” vermelde cijfers zijn gevonden uit een analyse van het jaargemiddelde van de dagelijkse temperatuurgang. Fig. 28 geeft de amplitude en fase van de eerste harmonische in de dagelijkse temperatuurgang in de lucht en in de grond. Ter vergelijking zijn (met verkorte hoogteschaal) ook de waarden van +2 m opgenomen, die met de weerstandsthermograaf werden verkregen.

§ 26. De temperaturen op 0, -10, -20 en -30 cm.

In tabel XVIII zijn o.a. de uit de uurwaarden berekende maandgemiddelden van de temperaturen op 0, -10, -20 en -30 cm opgegeven. We merken hierbij het bekende feit op, dat de grondtemperatuur in de maanden Oct., Nov., Dec., Jan. en Febr. met de diepte toeneemt, zodat dan in de bodem gemiddeld een warmtestroom naar het aardoppervlak ontstaat. In de maanden April, Mei, Juni en Juli vindt het omgekeerde plaats, terwijl in Maart en Sept. de temperatuurgradiënt gering is. In de regenrijke maand Augustus 1941 was de gradiënt eveneens klein, waarschijnlijk door de geringere bestraling, de afkoeling van de bovenste bodemlaag door de sterkere verdamping en door het koude regenwater. ¹⁾

¹⁾ De temperatuur van de regen is meestal een paar graden lager dan de luchttemperatuur (MINNAERT, De natuurkunde van het vrije veld II, blz. 89). Zou de warmteuitwisseling van het water (temp. 13°) van een regenbui van 10 mm met de bodem (temp. 17°) in de bovenste 4 cm dikke bodemlaag plaats vinden, dan zou alleen daardoor deze laag 2° in temperatuur dalen. In de energiebalans (hoofdstuk IX) kan deze invloed van de regen door de grote waarde van de verdampingswarmte gemiddeld t.o.v. de verdamping verwaarloosd worden.

TABEL XVIII

Maand- en jaargemiddelden van de gemiddelde dagelijkse temperatuur, de amplitude van de 1e harmonische in de dagelijkse temperatuurgang en het tijdstip, waarop deze 1e harmonische haar maximum bereikt volgens de waarnemingen met de spanningsthermograaf. (Waarnemingsjaar: Mei '41-April '42.)

	Mei	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Febr.	Maart	April	Jaar
+200 cm ¹⁾	10,0	17,1	19,4	15,0	14,7	9,1	4,0	4,5	-5,2	-4,6	3,0	9,5	8,0
+20 cm	9,3	18,2	20,4	15,1	14,1	8,8	3,8	4,3	-4,6	-3,5	3,6	10,3	8,3
+10 cm	9,5	18,3	20,7	15,4	14,2	8,7	3,7	4,2	-4,3	-2,8	3,6	10,5	8,5
0 cm	11,8	20,7	24,2	17,1	15,6	10,4	4,7	4,5	-1,2	-1,2	3,2	10,9	10,0
-10 cm	11,3	19,5	22,7	17,1	15,6	10,9	5,2	4,9	-0,6	-0,7	2,8	10,3	9,9
-20 cm	10,7	18,8	22,2	17,1	15,6	11,5	5,9	5,3	+0,7	-0,4	2,6	9,7	10,0
-30 cm	10,5	18,3	21,7	17,1	15,6	11,8	6,4	5,6	+1,4	-0,2	2,6	9,6	10,0
+20 en +10 gem.	9,4	18,2	20,6	15,2	14,2	8,8	3,8	4,2	-4,4	-2,6	3,6	10,4	8,4
0, -10, -20 en -30 gem.	11,1	19,3	22,7	17,1	15,6	11,2	5,6	5,1	0,1	-0,6	2,8	10,1	10,0
						Gemiddelde temperatuur							
+200 cm ¹⁾	3,8	4,6	4,7	2,6	3,9	2,4	1,4	0,7	1,3	1,8	3,4	4,0	2,9
+20 cm	5,8	6,4	6,6	3,3	5,0	3,2	1,9	0,9	1,6	2,4	4,0	5,8	4,0
+10 cm	6,4	6,8	7,0	3,8	5,2	3,4	1,8	0,9	1,4	2,1	4,3	6,2	4,1
0 cm	6,6	6,6	8,0	3,2	3,1	1,6	0,7	0,3	0,4	0,3	1,7	4,2	3,0
-10 cm	2,9	2,9	3,4	1,7	1,3	1,0	0,4	0,2	0,3	0,2	0,6	1,8	1,4
-20 cm	1,0	1,3	1,4	1,1	0,6	0,5	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,7	0,6
-30 cm	0,4	0,6	0,7	0,7	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,3	0,3
						Amplitude							
+200 cm ¹⁾	14,26	14,21	14,40	14,18	14,22	14,26	15,10	15,14	15,22	14,45	15,06	14,42	14,38
+20 cm	13,12	13,07	13,23	13,45	13,40	13,36	14,16	14,28	14,38	13,50	14,01	13,55	13,47
+10 cm	13,14	13,01	13,18	13,27	13,29	13,29	14,21	14,19	14,46	13,45	13,50	13,46	13,36
0 cm	13,53	13,49	13,55	14,37	14,21	14,52	15,42	16,30	15,42	14,55	14,34	14,39	14,14
-10 cm	16,29	16,18	16,13	18,03	17,26	16,47	17,13	18,22	15,46	14,56	17,13	17,43	16,40
-20 cm	18,13	18,57	19,04	21,49	21,07	19,38	19,20	22,57	—	—	18,04	20,00	19,41
-30 cm	21,08	21,07	21,02	23,53	24,09	22,25	20,28	2,05	—	—	—	23,24	22,10
						Tijd van maximum (uren en minuten)							

¹⁾ Uit metingen met de weerstandsthermograaf in dezelfde maanden.

TABEL XIX

Seizoen- en jaargemiddelden van de gemiddelde dagelijkse temperatuur, de amplituden van de eerste harmonische in de dagelijkse temperatuurgang en het tijdstip van het maximum van de eerste harmonische op heldere en donkere dagen volgens de metingen met de spanningsthermograaf (Mei '41-April '42)

	Lente		Zomer		Herfst		Winter		Jaar	
	h (39)	d (21)	h (30)	d (18)	h (25)	d (27)	h (16)	d (46)	h (110)	d (112)
	Gemiddelde temperatuur									
+20 cm	8,4	7,6	21,3	15,2	9,3	7,8	-4,8	1,2	9,9	6,2
+10 cm	8,3	7,4	21,5	15,3	9,4	7,8	-5,0	1,4	10,0	6,0
0 cm	9,4	7,9	24,7	17,2	10,9	8,8	-1,9	2,1	12,2	7,1
-10 cm	8,7	7,8	22,5	17,7	11,2	9,2	-0,7	2,6	11,8	7,7
-20 cm	7,9	7,6	21,2	18,0	11,8	9,6	0,4	2,8	11,3	7,8
-30 cm	7,9	7,5	20,4	18,1	12,0	10,0	1,3	3,1	11,4	7,9
+20 en +10 cm gem.	8,4	7,5	21,4	15,2	9,4	7,8	-4,9	1,3	10,0	6,1
0, -10, -20 en -30 cm gem.	8,5	7,7	22,2	17,8	11,5	9,4	-0,2	2,6	11,7	7,6
	Amplitude									
+20 cm	6,6	2,8	8,3	2,5	4,4	1,7	2,7	0,9	5,9	1,7
+10 cm	7,1	3,1	8,7	2,7	4,8	2,0	2,5	0,8	6,3	1,8
0 cm	5,3	2,2	8,3	2,8	2,5	1,0	0,6	0,2	5,0	1,1
-10 cm	2,3	1,1	4,1	1,2	1,3	0,6	0,3	0,2	2,2	0,6
-20 cm	0,8	0,4	2,0	0,8	0,5	0,3	0,2	0,1	1,0	0,3
-30 cm	0,4	0,1	0,9	0,3	0,3	0,3	0,1	0,0	0,4	0,1
	Tijd van het maximum (uren en minuten)									
+20 cm	13.47	13.54	13.17	14.03	13.39	13.04	14.26	14.40	13.37	13.59
+10 cm	13.36	13.52	13.13	13.48	13.28	13.04	14.18	14.29	13.29	13.52
0 cm	14.20	14.36	12.57	14.19	14.23	14.38	16.03	16.06	14.17	14.35
-10 cm	17.09	17.10	16.31	16.53	16.51	17.15	16.20	17.31	16.44	17.03
-20 cm	18.33	18.55	19.05	19.58	19.26	20.04	16.20	22.41	19.08	19.51
-30 cm	21.28	21.23	20.33	21.27	21.39	23.10	16.22	-	20.49	23.00

h = heldere, d = donkere dagen volgens § 9. () = aantal waarnemingsdagen.

In tabel XIX zijn o.a. de uit de uurwaarden berekende seizoengemiddelden van de temperaturen op de in § 9 gedefinieerde heldere en donkere dagen opgegeven. Het jaargemiddelde in de tabel, dat uit de waarnemingen op alle heldere, resp. donkere dagen bepaald werd, komt niet overeen met de gemiddelde waarde van de seizoengemiddelden, doordat in de lente en zomer meer heldere, in de herfst en de winter meer donkere dagen optreden. Uit de tabel volgt, dat de absolute waarde van de temperatuurgradiënt in de bodem op donkere dagen in het algemeen geringer is dan op heldere. Het wolkendek verhindert in de winter en de herfst een sterke afkoeling, in de zomer en de lente een sterke verwarming van de bovenste aardlaag. Het teken van de gradiënt is in de lente, herfst en winter op heldere dagen hetzelfde als op donkere. In de zomer was dit blijkbaar niet het geval, zodat dan op donkere dagen een warmtestroom naar boven ontstaat. Dat in het jaargemiddelde de temperatuur op heldere dagen met toenemende diepte af-, op donkere dagen toeneemt, zal hoofdzakelijk toegeschreven moeten worden aan bovengenoemd feit dat de heldere dagen voornamelijk uit zomer en lente, de donkere uit winter en herfst afkomstig zijn.

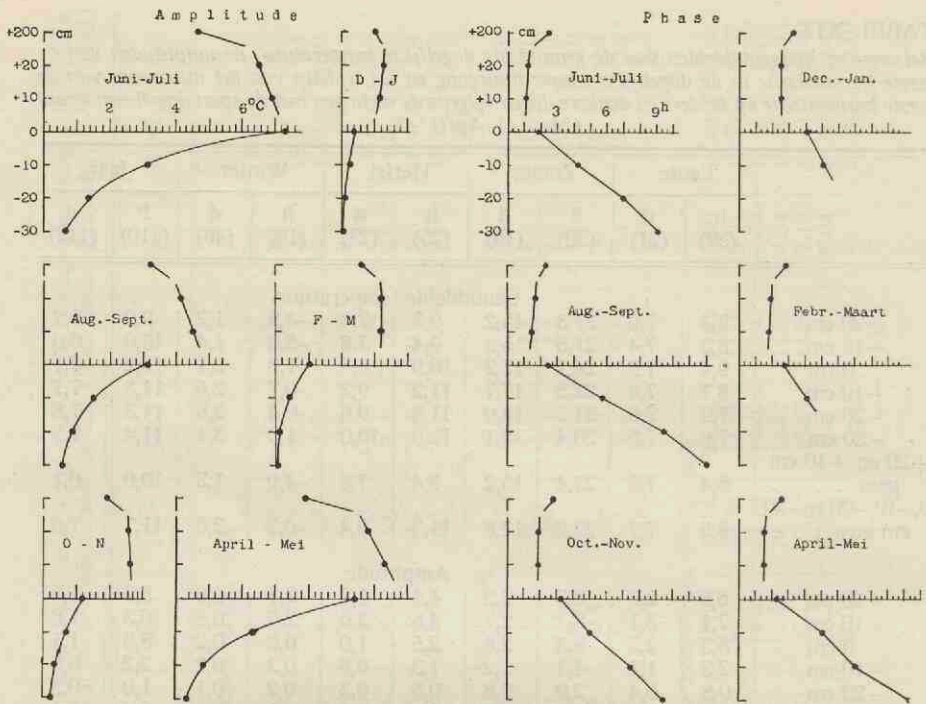


Fig. 28. Amplituden en fasen van de dagelijkse temperatuurgang op verschillende hoogten en diepten bij met gras begroeide klei, uit metingen met de spanningsthermograaf (+200 cm met de weerstandsthermograaf). Mei 1941-April '42. *Links*: amplituden van de eerste harmonische. *Rechts*: tijd na de middag, waarop het maximum van de eerste harmonische bereikt wordt.

De amplitude op 0 cm is, zoals uit fig. 28 en de tabellen XVIII en XIX blijkt, meestal kleiner dan die op +10 cm. In de zomer is dit effect geringer dan in de winter of zelfs omgekeerd. De oorzaak is gelegen in het feit dat de meetplaats op 0 cm zich in het bodemoppervlak, maar onder het gras en daardoor onder het straling absorberende oppervlak bevindt. Door de hogere zonnestand is 's zomers het effect geringer. Ook andere oorzaken kunnen een rol spelen (blz. 41).

Uit de door harmonische analyse verkregen waarden van amplituden en fasen van het dagelijks temperatuurverloop op 0, -10, -20 en -30 cm (fig. 28; tabellen XVIII en XIX) werden voor de bodemlagen 0-10; 10-20 en 20-30 cm diepte de natuurlijke logaritmische van de verhouding der amplituden aan boven- en onderzijde van elke laag (= $10p$; zie § 17) en het faseverschil in radialen tussen boven- en onderkant van iedere laag (= $10q$) berekend. De resultaten zijn in tabel XX vermeld. Voor de maanden Januari en Februari zijn alleen de waarden van de logaritmen van de amplitudenverhoudingen voor de bovenste laag opgegeven. Door de kleine amplituden zijn de overige verhoudingen en faseverschillen niet met voldoende nauwkeurigheid te bepalen.

Evenals in § 15 zien we ook hier dat de grootheden p en q , die volgens de theorie van de warmtebeweging in een homogene bodem gelijk moeten zijn, systematische verschillen vertonen. Voor de laag tussen 25 en 100 cm diepte vonden we (tabel III) dat meestal $p > q$. Hier komen we tot hetzelfde resultaat, hoewel

TABEL XX

Temperatuurmetingen met de spanningsthermograaf; $\ln(\text{amplitudenverhouding}) = 10p$ en
 faseverschil in radialen = $10q$ voor de bodemlagen 0-10; 10-20 en 20-30 cm diepte.
 Wageningen, Nat. Lab.; Mei '41-April '42 (p en q in cm^{-1})

Tijdvak	0-10 cm		10-20 cm		20-30 cm		10 ($p - q$)			regen (mm)
	10p	10q	10p	10q	10p	10q	0-10	10-20	20-30	
Mei '41	0,82	0,68	1,02	0,45	0,91	0,76	0,14	0,57	0,15	16
Juni	0,80	0,65	0,78	0,70	0,82	0,57	0,15	0,08	0,25	10
Juli	0,87	0,60	0,85	0,75	0,71	0,52	0,27	0,10	0,19	29
Aug.	0,62	0,90	0,49	0,99	0,43	0,70	-0,28	-0,50	-0,27	176
Sept.	0,88	0,81	0,72	0,96	0,51	0,79	0,07	-0,24	-0,28	22
Oct.	0,51	0,48	0,69	0,75	0,47	0,73	0,03	-0,06	-0,26	129
Nov.	0,48	0,40	0,71	0,56	0,25	0,30	0,08	0,15	-0,05	34
Dec.	0,46	0,49	0,46	1,20	-	-	0,03	-0,74	-	83
Jan. '42	0,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Febr.	0,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mrt.	1,03	0,70	1,73	0,22	0,79	-	0,33	1,51	-	27
Apr.	0,85	0,80	0,93	0,60	1,18	0,89	0,05	0,27	0,29	28
Mei '41-April '42	0,81	0,64	0,91	0,79	0,73	0,65	0,17	0,12	0,08	-
Lente: h (39)	0,82	0,65	1,10	0,37	0,70	0,76	0,17	0,73	-0,06	4
d (21)	0,70	0,67	1,07	0,46	1,00	0,65	0,03	0,61	0,35	49
Zomer: h (30)	0,70	0,94	0,73	0,67	0,77	0,38	-0,24	0,06	0,39	4
d (18)	0,86	0,67	0,41	0,81	0,87	0,39	0,19	-0,40	0,48	87
Herfst: h (25)	0,68	0,65	0,87	0,68	0,73	0,58	0,03	0,19	0,15	12
d (27)	0,62	0,58	0,56	0,74	0,13	0,81	-0,06	-0,18	-0,68	123
Winter: h (16)	0,51	0,07	0,43	0,00	0,45	0,00	0,44	0,43	0,45	-
d (46)	0,36	0,37	0,82	0,13	-	-	-0,01	0,69	-	-
Mei '41-Apr. '42										
h (110)	0,79	0,64	0,85	0,63	0,80	0,44	0,15	0,22	0,36	-
d (112)	0,56	0,65	0,82	0,73	1,03	0,83	-0,09	0,09	0,20	-

() = aantal waarnemingsdagen.

het in verschillende maanden en vooral in de lagen 10-20 en 20-30 cm wel andersom kan zijn. Bij een vergelijking van de verschillen tussen p en q met de maandelijks regenhoeveelheid (tabel XX) valt op te merken dat in de regenrijke maand Augustus '41 $p < q$ in alle drie beschouwde lagen. In de volgende maand met geringe regenval blijft dit echter in de lagen 10-20 en 20-30 cm het geval, evenals in de maand October met veel regen. Ook bij de naar heldere en donkere dagen gesplitste waarnemingen gaat voor de bewolkte herfstdagen met een grote regenval een negatieve waarde van $p - q$ voor alle drie lagen gepaard. Om dit verschijnsel nader te onderzoeken werd voor de maanden Mei, Juni en Juli '41 voor iedere dag afzonderlijk een harmonische analyse van het temperatuurverloop op 0, -10, -20 en -30 cm uitgevoerd. Hierbij bleken van de 86 waarnemingsdagen (waaronder 22 met meer dan 0,1 mm regen) er 21 te zijn, waarvoor $p - q$ in de laag tussen 0 en 10 cm een negatieve of zeer kleine positieve waarde had. Op 16 van die 21 dagen viel meer dan 0,1 mm regen. De beide andere bodemlagen vertoonden, hoewel in minder sterke mate, hetzelfde verschijnsel. Er schijnt dus een correlatie te bestaan tussen het verschil $p - q$ en de regenval, welke de in hoofdstuk IV geopperde veronderstelling zou bevestigen, dat de oorzaak van de gevonden afwijkingen van de eenvoudige theorie van de warmtebeweging gezocht zou moeten worden in een hoofdzakelijk door de vochtverdeling veroorzaakte inhomogeniteit van de bodem. Immers bij regenval kunnen we in de bovenste

bodemlaag een met toenemende diepte afnemend vochtgehalte en daarmee gepaard gaand afnemend product λC verwachten. Volgens de theorie van de warmtebeweging in een inhomogene bodem (hoofdstuk X) wordt dan $p < q$.

Uit de gevonden waarden van p en q werden met behulp van formule (11) in § 17 de temperatuurvereffeningscoëfficiënten berekend. In fig. 29 zijn deze voor verschillende maanden en seizoenen voorgesteld als functie van de diepte. Hierbij is door de drie berekende punten (in de middens der drie beschouwde lagen uit-

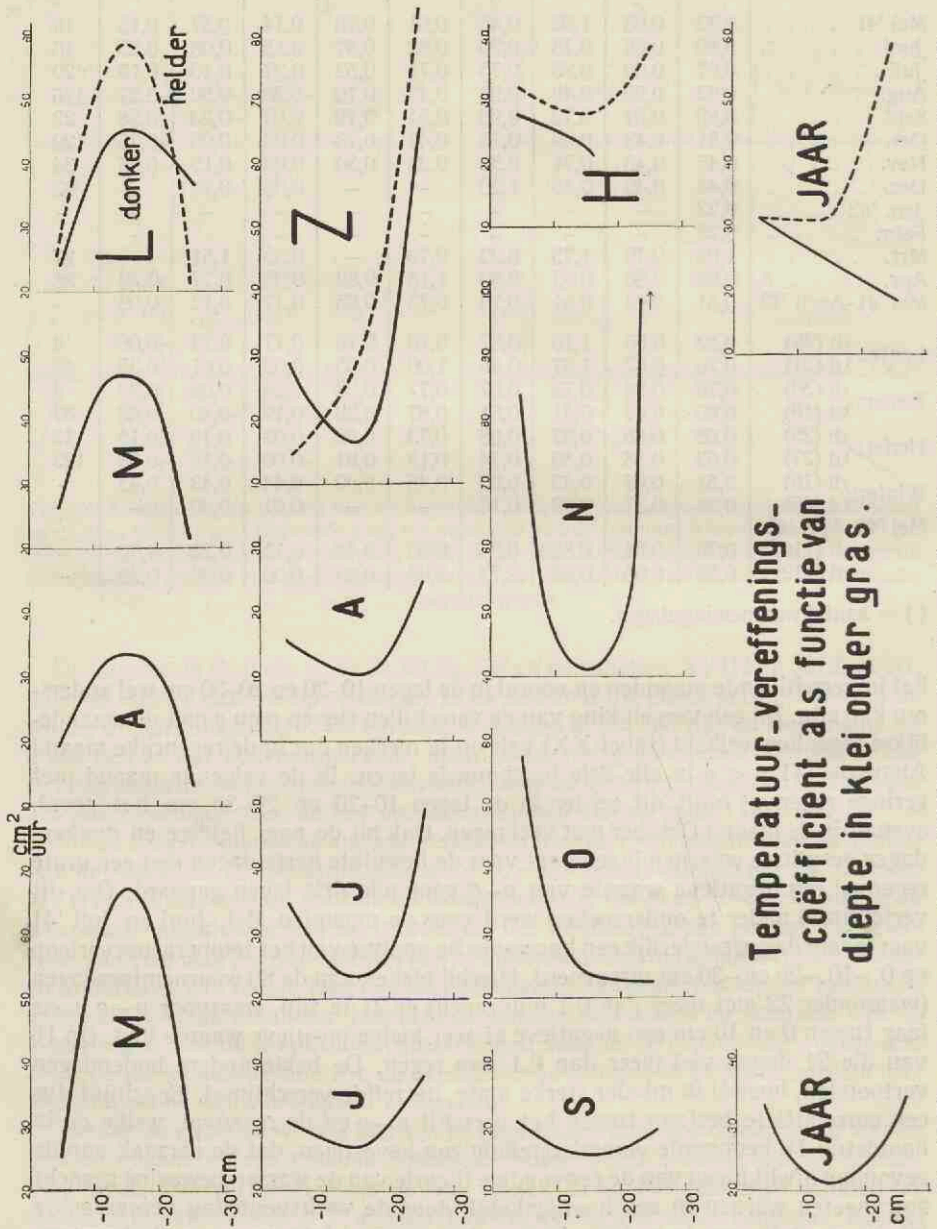


Fig. 29. Temperatuurvereffeningscoëfficiënt (in cm^2/uur) tussen 0 en 30 cm diepte te Wageningen (Mei 1941-April '42)

gezet) telkens een vloeiende kromme getrokken, die echter in verband met mogelijke discontinuïteiten in de bodemstructuur niet precies het juiste verloop van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt behoeft weer te geven. Uit de figuur blijkt in de eerste plaats dat in de maanden Maart, April en Mei de temperatuurvereffeningscoëfficiënt a in de laag tussen 10 en 20 cm diepte groter is dan in de lagen er boven en beneden. In de maanden Juni t/m November is het juist andersom. Dat dit effect waarschijnlijk reëel is, volgt mede uit het feit, dat voor Maart en April '42 (die in fig. 29 vooraan staan) hetzelfde resultaat gevonden werd als voor Mei '41. Waarschijnlijk wordt het grotendeels veroorzaakt door de bijzondere positie van de laag tussen -10 en -20 cm, waarin de onderkant van de graszode ligt. Ook in de grafieken voor heldere en donkere dagen komt dit verschijnsel tot uiting. Verder zien we, dat op heldere dagen in het algemeen a groter is dan op donkere dagen, wat wel toegeschreven moet worden aan de grotere bodemvochtigheid op laatstgenoemde dagen. Tenslotte blijkt a een zwakke jaarlijkse gang te vertonen met een minimum in de zomer en een maximum in de winter (voor Jan. en Febr. '42 wordt a , uit de amplitudenverhoudingen berekend, voor de bevroren grond tussen 0 en -10 cm zelfs resp. 270 en 167 cm^2/uur). Dit is in overeenstemming met de in § 19 gevonden resultaten, waarvan de oorzaak gezocht werd in een compactere structuur van de klei in de winter, tengevolge van een hoger vochtgehalte.

§ 27. De luchttemperaturen op +20 en +10 cm.

Bij een beschouwing van de gemiddelde luchttemperaturen in de tabellen XVIII en XIX merken we op, dat deze in het algemeen lager zijn dan de grondtemperaturen, wat in overeenstemming is met de in § 24 uit de metingen met de weerstandsthermograaf gevonden resultaten. Gemiddeld over het gehele waarnemingsjaar is de gemiddelde grondtemperatuur in de laag tussen 0 en -30 cm $1,6^\circ$ hoger dan het gemiddelde van de luchttemperaturen op +10 en +20 cm. In de meeste maanden ligt het verschil in deze richting. Neemt men de maanden Maart en April afzonderlijk, dan is het andersom, hetgeen blijkbaar veroorzaakt wordt door de relatief lage temperaturen, welke de diepere bodemlagen na de strenge winter nog bezitten.

De verschillen in gemiddelde temperatuur tussen +10 en +20 cm zijn uiteraard gering. Wel schijnt ook hier (in overeenstemming met het in § 24 gezegde) de gemiddelde temperatuur op +10 cm in de zomer hoger, in de winter (op heldere dagen) lager te zijn dan op +20 cm. Dat in Febr. '42 de temperatuur op +10 cm $0,7^\circ$ hoger was dan op +20 cm zal toegeschreven moeten worden aan een gedeeltelijk ondersneeuwen van de meetplaats op +10 cm.

Uit de waarden voor de temperatuuramplituden op +10 en +20 cm, die in tabel XVIII zijn opgegeven of uit fig. 28 zijn af te lezen, volgt, dat hun verhouding in de zomer groter is dan in de winter. Hetzelfde werd in § 24 en § 19c voor de verhouding tussen de amplituden op +10 en +200 cm gevonden. Zoals uit fig. 28 blijkt, wijzen zowel amplitude als fase erop, dat de temperatuur golf in het algemeen van het oppervlak uitgaat, omdat daar de meest extreme waarde wordt bereikt. In de wintermaanden (Dec.-Jan.) evenwel schijnt de temperatuur golf van iets grotere hoogte uit te gaan. Ditzelfde blijkt uit het feit, dat de amplitudenverhouding A_{10}/A_{200} bij de agrometeorologische waarnemingen op vorstdagen kleiner dan één was (blz. 42). Het kan de oorzaak zijn van een amplitudesprong aan het aardoppervlak (blz. 41). Temperatuurmetingen op verschillende

punten tussen 0 en +10 cm kunnen uitsluitel geven over de juistheid van dit beeld, door uit te maken hoe de aansluiting tussen het temperatuurverloop in de lucht en dat in de grond is ¹⁾.

In overeenstemming met de in het algemeen kleinere amplitude op +20 cm komt ook het maximum van de eerste harmonische op die plaats later (ongeveer 10 min.) dan op +10 cm, zoals uit de tabellen XVIII en XIX blijkt. Verder treedt blijkbaar op bewolkte dagen dit maximum iets later op dan op heldere.

HOOFDSTUK VIII

DE WATERHUISHOUDING NABIJ HET AARDOPPERVLAK

A. DE LUCHTVOCHTIGHEID

§ 28. De spanningspsychrometer.

In de energiebalans van het aardoppervlak (hoofdstuk IX) speelt door de grote waarde van de verdampingswarmte de post *verdamping* een belangrijke rol. Naast een directe bepaling van de verdamping van het aardoppervlak (Hoofdstuk VIII B) en de indirecte bepaling van deze grootte als sluitpost in de energiebalans, kan men probeeren voor een voldoende groot en homogeen terrein de verdampings-snelheid in de vorm van de vochtstroom te berekenen, die van het aardoppervlak in de atmosfeer naar boven gaat. Hiervoor is kennis van de grootte en het verloop van de luchtvochtigheid en van de uitwisselingscoëfficiënt (§ 32) op verschillende hoogten in de nabijheid van het aardoppervlak noodzakelijk.

Registratie van de luchtvochtigheid bij de bodem kan alleen langs elektrische weg geschieden, daar bij deze methode door de mogelijke scheiding van meet- en registreergedeelte van de vochtigheidsmeter een verstoring van de natuurlijke meteorologische toestand door de grote massa van een registreerinrichting (zoals bij de haarhygrograaf) vermeden wordt. Van de elektrische meetmethoden zijn de weerstands- en spanningspsychrometers de meest gebruikelijke. Bij de eerste soort wordt de vochtigheid bepaald uit de temperaturen van een droge en een natte weerstandsthermometer. Beide thermometers zijn doorgaans geventileerd en tegen straling beschermd, zoals dat ook bij de psychrometer volgens ASSMANN het geval is.

De spanningspsychrometer (45) bestaat uit een thermoëlement, waarvan de ene contactplaats nat gehouden wordt, terwijl de andere droog blijft. Het psychrometrisch verschil wordt als spanningsverschil tussen de uiteinden van het thermoëlement gemeten. Een nadeel is, dat voor het bepalen van de luchttemperatuur op de meetplaats, die voor het berekenen van de vochtigheid naast het psychrometrisch verschil bekend moet zijn, een afzonderlijke thermometer aangebracht moet worden. De stralingsfout is daarentegen bij de spanningspsychrometer volgens onderzoekingen van FRANSILA (16) te elimineren door de natte contactplaats iets groter te maken dan de droge. De fout door warmtegeleiding naar de natte contactplaats, welke volgens Rossi (45) 15 % van het psychrometrisch verschil kan uitmaken bij een constantaan-koper thermoëlement, is voldoende klein te houden door de koperdraden bij het thermoëlement zo dun mogelijk te nemen en het oppervlak van de contactplaatsen te vergroten. Dit laatste geeft weliswaar een grotere stralingsfout, doch deze is volgens het boven gezegde te elimineren.

¹⁾ Zie de noot op blz. 41.

Bij de spanningspsychrometer van het Nat. Lab. bestond elk thermoëlement uit een 30 cm lange en 0,25 mm dikke constantaandraad, aan de uiteinden waarvan 50 cm lange en 0,15 mm dikke koperdraden gesoldeerd waren. De contactplaatzen waren beschermd door een van onderen dichtgesmolten en van boven om de draden gekitte glascapillair (fig. 30). Eén contactplaat was omgeven door een kousje, dat door een capillaire hevel voortdurend vochtig gehouden werd. De watertoevoer werd zo geregeld dat ze ongeveer gelijk was aan de sterkste verdamping. Hierdoor viel meestal van tijd tot tijd een druppel van het kousje, waardoor dit voor verzouting gevrijwaard werd. Het element en de capillaire hevel waren op een houtblokje bevestigd, zoals in fig. 30 is weergegeven. Het registreergedeelte van de spanningspsychrometer was hetzelfde als dat van de spannings-thermograaf en werd reeds in § 25 beschreven.

Het psychrometrisch verschil werd op het waarnemingsterrein van het Nat. Lab. (fig. 1 en 2) op vijf verschillende plaatsen continu geregistreerd: op de toren (+11 m), in de hut (+2 m), op 10 cm boven het met gras begroeide oppervlak van het waarnemingsterrein (klei +10), op 10 cm boven het oppervlak van de zandbak (zand +10) en in de registreerkamer. De psychrometer-elementen op +10 cm en +11 m waren door eternietplaatjes tegen directe zonnestraling beschermd.

Om de invloed van de ventilatie na te gaan werd een reeks vergelijkende metingen met een psychrometer volgens ASSMANN uitgevoerd. Hierbij bleek dat de natuurlijke ventilatie van de spanningspsychrometer dusdanig was, dat de ventilatiefout in het psychrometrisch verschil in het algemeen beneden 5 % gehouden kon worden, indien voor de kamer de psychrometertabellen voor windstille (psychrometerconstante = 0,0012), voor de hut en klei +10 de tabellen voor zwakke wind (constante = 0,0008) en voor de toren en zand +10 die voor matige wind, welke overeenkomen met die voor de Assmann-psychrometer (constante = 0,0006), gebruikt worden.

Het uitmeten van de registreercurven gebeurde analoog aan dat bij de spannings-thermograaf (§ 25). Uit de zo verkregen uurwaarden van de psychrometrische verschillen en de bijbehorende uurwaarden van de temperatuur, werden met behulp van bovengenoemde tabellen voor de verschillende meetplaatsen de uurwaarden van relatieve vochtigheid en dampspanning bepaald.

§ 29. De dagelijkse gang van de luchtvochtigheid.

In de tabellen XXI en XXII zijn resp. de dagelijkse gang van de relatieve vochtigheid en van de dampspanning voor de verschillende meetplaatsen en voor verschillende tijdvakken opgegeven. Fig. 31 geeft het dagelijks verloop van betrekkelijke vochtigheid en dampspanning, gemiddeld over de waarnemingsperiode April-November 1940. Uit tabel XXI en de bovenhelft van fig. 31 blijkt, dat de relatieve vochtigheid, zoals bekend is, een sterke dagelijkse gang vertoont, die door de temperatuur-afhankelijkheid van de maximale dampspanning veroorzaakt wordt. Het verloop van de relatieve vochtigheid op +2 m vertoont, ook quantitatief, grote gelijkenis met dat in De Bilt (8). De onderlinge verschillen tussen de meet-

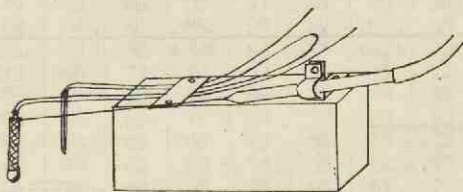


Fig. 30. Thermoëlement met natte en droge contactplaatzen en capillair voor watertoevoer bij de spanningspsychrometer

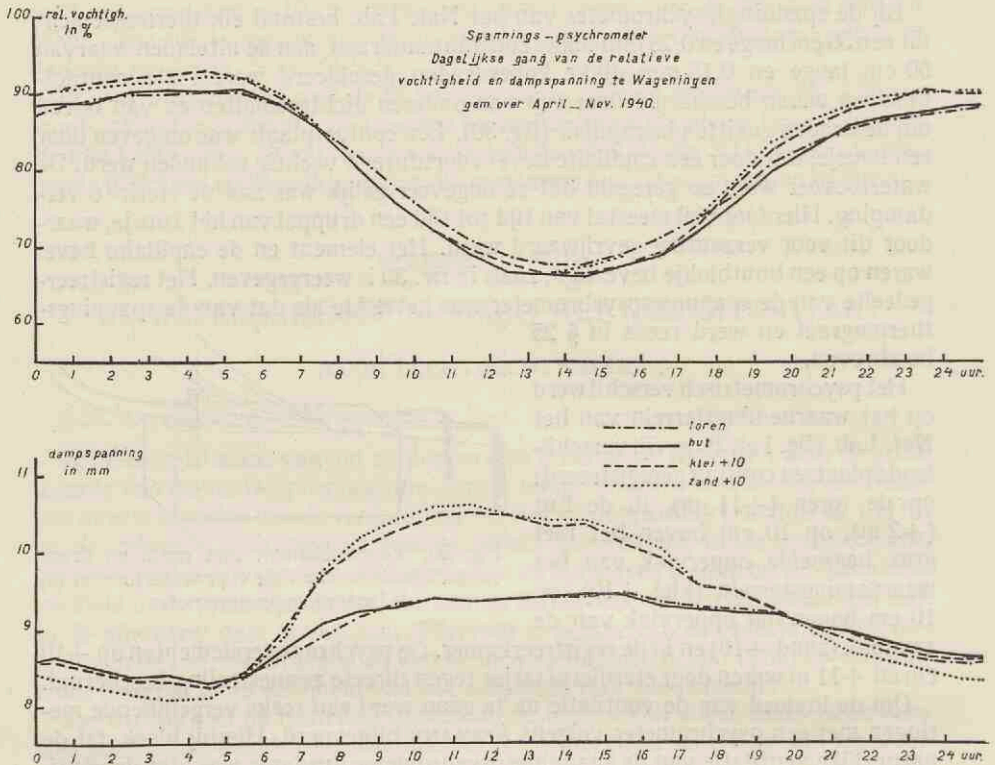


Fig. 31. Dagelijks gang van de relatieve vochtigheid en de dampspanning op +11 m, +2 m, +10 cm (boven gras) en +10 cm (boven zand) te Wageningen, gemiddeld over April-November 1940.

plaatsen zijn gering, doordat overdag de dampspanning en de maximumspanning bij het naderen van de grond in dezelfde mate toenemen. Beter komen deze verschillen tot hun recht in het dagelijks verloop van de dampspanning. Uit de benedenhelft van fig. 31 blijkt, dat 's nachts de dampspanningen op +11 m, +2 m en klei +10 cm praktisch gelijk zijn. Alleen boven het zand is de dampspanning, waarschijnlijk door de lagere temperatuur (tabel XVI), een paar tienden van mm geringer. Ook overdag zijn de dampspanningen voor +11 m en +2 m praktisch gelijk; alleen begint de dampspanning in de hut 's ochtends uiteraard iets eerder toe te nemen dan op de toren. In het gemiddelde over de gehele waarnemingsperiode (fig. 31) blijft de dampspanning voor +11 m en +2 m ongeveer van 10 uur tot 16 uur vrijwel constant.

Dit vlakke maximum bij een gemiddelde over langere tijd is in wezen hetzelfde als het bekende dubbele maximum, dat de dampspanning enkele meters boven de bodem in meerdere of mindere mate vertoont (8). De inzinking in het begin van de namiddag ontstaat doordat de toename van de turbulentie de overhand krijgt op de toename van waterdamp, die door verdamping aan de bodemoppervlakte ontstaat.

Op +10 cm is de dampspanning overdag groter dan op +2 m en +11 m. Van het dubbele maximum valt op +10 cm in het gemiddelde over enkele maanden

TABEL XXI

Dagelijkse gang van de relatieve vochtigheid (%) op +11 m, +2 m en +10 cm te Wageningen. Gemiddelden over: April en Mei '40 (L); Juni, Juli en Augustus '40 (Z); September, October en November '40 (H)

Uur	toren +11 m			hut +2 m			klei +10 cm			zand +10 cm		
	L	Z	H	L	Z	H	L	Z	H	L	Z	H
0-1	86	87	92	88	88	93	87	91	96	89	89	95
1-2	88	87	92	88	87	92	88	92	95	90	89	94
2-3	89	88	93	90	90	92	90	92	96	90	90	95
3-4	90	88	93	90	90	92	90	93	96	92	91	94
4-5	90	89	94	90	90	93	90	93	98	92	91	94
5-6	90	87	94	90	89	95	90	92	97	91	90	96
6-7	88	85	94	88	86	94	86	88	96	89	87	95
7-8	84	80	92	84	81	93	82	84	94	85	82	93
8-9	78	76	90	77	75	90	74	79	92	80	75	91
9-10	74	72	86	72	70	86	70	74	86	75	69	87
10-11	70	69	82	68	66	82	66	71	80	72	66	82
11-12	66	66	78	66	63	78	64	68	79	68	63	79
12-13	63	65	76	64	62	76	62	66	76	66	61	77
13-14	62	64	76	62	61	76	60	65	75	65	61	77
14-15	62	64	76	62	61	77	60	66	77	66	62	79
15-16	62	65	77	64	61	78	62	65	81	67	63	81
16-17	65	66	81	64	62	81	63	67	84	68	64	85
17-18	68	67	84	69	64	85	67	69	88	73	66	87
18-19	72	71	87	74	69	88	74	75	91	78	72	91
19-20	77	76	89	78	74	90	80	80	93	82	79	92
20-21	80	79	90	82	78	90	83	84	93	86	83	92
21-22	83	81	91	84	82	91	86	87	93	88	85	94
22-23	84	84	91	88	84	92	88	89	94	88	87	94
23-24	86	85	93	88	85	93	88	90	95	90	88	95
gem.	77	77	87	78	76	87	77	80	89	80	77	89

weinig te bespeuren. In sommige afzonderlijke maanden blijkt het wel duidelijk te kunnen optreden. De kleine inzinking op +10 cm tussen 13 en 14 uur (fig. 31) zou nog een aanwijzing kunnen vormen, dat hier tijdelijk de afvoer van waterdamp door turbulentie de aanvoer door verdamping overtreft. Bij het gras zal ongetwijfeld de regeling van de verdamping door de huidmondjes een belangrijke rol spelen.

De iets hogere dampspanning overdag boven zand dan boven gras wordt misschien ten dele door dit effect, ten dele door de hogere temperatuur (tabel XVI) veroorzaakt.

Tenslotte blijkt uit de in tabel XXII opgegeven waarden van de verschillen tussen de dagelijkse maximum- en minimum-waarde van de dampspanning, dat, zoals te verwachten is, in het algemeen de dagelijkse schommeling in de dampspanning met toenemende hoogte afneemt, terwijl verder de schommeling boven zand groter is dan boven klei.

B. DE VERDAMPING

§ 30. Methode en resultaten.

Om enig idee te verkrijgen omtrent de grootte van de verdamping van de met gras begroeide kleigrond van het waarnemingsterrein werden van Maart tot October 1942 een reeks verdampingsmetingen gedaan. Hiertoe werd een dunwan-

TABEL XXII

Dagelijkse gang van de dampspanning (mm) op +11 m, +2 m en +10 cm te Wageningen.
Gemiddelden over: April en Mei '40 (L); Juni, Juli en Aug. '40 (Z); Sept., Oct. en Nov. '40 (H)

Uur	toren +11 m			hut +2 m			klei +10 cm			zand +10 cm		
	L	Z	H	L	Z	H	L	Z	H	L	Z	H
0-1	7,6	9,6	7,7	8,0	9,7	7,7	7,8	9,4	7,5	7,8	9,2	7,5
1-2	7,6	9,5	7,7	7,9	9,6	7,7	7,6	9,4	7,5	7,6	9,1	7,5
2-3	7,6	9,4	7,7	7,8	9,5	7,6	7,6	9,3	7,5	7,4	9,0	7,5
3-4	7,4	9,2	7,7	7,8	9,5	7,6	7,4	9,2	7,5	7,3	8,9	7,4
4-5	7,4	9,2	7,6	7,6	9,4	7,6	7,4	9,2	7,7	7,2	9,0	7,4
5-6	7,4	9,4	7,6	7,6	9,5	7,6	7,3	9,5	7,7	7,3	9,5	7,5
6-7	7,5	9,9	7,8	7,8	10,0	7,8	7,5	10,3	7,8	7,7	10,4	7,5
7-8	7,7	10,2	8,1	8,0	10,4	8,1	7,9	11,3	8,2	8,4	11,4	8,2
8-9	8,0	10,3	8,5	8,1	10,5	8,4	8,2	11,6	8,8	9,1	11,7	8,8
9-10	8,2	10,6	8,6	8,4	10,5	8,6	8,5	11,8	9,0	9,4	11,8	9,0
10-11	8,0	10,6	8,7	9,2	10,6	8,8	8,6	12,0	9,1	9,7	12,0	9,3
11-12	7,9	10,6	8,6	8,2	10,5	8,6	8,8	12,0	9,2	9,8	12,1	9,1
12-13	7,9	10,6	8,6	8,3	10,5	8,6	8,8	11,9	9,0	9,7	11,8	9,0
13-14	8,0	10,6	8,7	8,3	10,6	8,6	8,6	11,8	8,9	9,7	11,7	8,9
14-15	7,8	10,7	8,6	8,3	10,6	8,6	8,6	11,9	8,8	9,6	11,8	9,0
15-16	8,0	10,8	8,5	8,5	10,5	8,6	8,5	11,8	8,6	9,6	11,6	8,7
16-17	8,1	10,6	8,5	8,4	10,4	8,5	8,4	11,3	8,5	9,4	11,4	8,4
17-18	8,0	10,6	8,2	8,4	10,4	8,4	8,3	11,0	8,4	9,1	11,0	8,2
18-19	8,0	10,8	8,1	8,4	10,5	8,3	8,3	11,0	8,1	8,7	10,9	8,1
19-20	8,0	10,6	8,2	8,2	10,5	8,1	8,2	10,4	7,9	8,3	10,6	7,9
20-21	7,9	10,2	7,9	8,2	10,3	7,9	8,0	10,1	7,9	8,2	10,1	7,8
21-22	7,8	9,9	7,9	8,1	10,2	7,8	8,0	10,0	7,7	7,9	9,8	7,7
22-23	7,6	9,8	7,7	8,1	10,0	7,8	7,9	9,8	7,6	7,7	9,6	7,6
23-24	7,6	9,7	7,7	8,0	9,9	7,7	7,7	9,6	7,5	7,7	9,4	7,6
gem.	7,8	10,1	8,1	8,1	10,1	8,1	8,1	10,6	8,2	8,5	10,6	8,2
max. - min.	0,8	1,6	1,1	0,9	1,2	1,2	1,5	2,8	1,7	2,6	3,2	1,9

dige stalen cilinder (diameter 7 cm; hoogte 10 cm) geheel in de bodem van het grasveld achter het Nat. Lab. geslagen en er daarna weer uitgetrokken, waarbij de uitgestoken zode in de cilinder bleef zitten. De cilinder werd daarna van onderen door een deksel afgesloten, van buiten schoon gemaakt en gewogen, waarna hij weer in het in de bodem ontstane gat werd geplaatst. De bovenrand van de cilinder viel dan samen met de oppervlakte van de kleibodem, het gras stak er bovenuit. De weging werd iedere ochtend herhaald. Telkens na twee of drie dagen werd een ander monster gestoken. Daar de gebruikte cilinder in verhouding tot de dikte van de graszode te kort bleek, zodat de onderste worteluiteinden niet mee uitgestoken werden, zijn een tijd lang parallelmetingen gedaan met een twee keer zo lange cilinder, waarmee de proeven later zijn voortgezet. De verdamping van de zode in deze „lange” cilinder bleek gemiddeld 25 % groter te zijn dan die bij de korte cilinder. De opgegeven waarden hebben dan ook betrekking op de metingen met de lange cilinder of zijn daarop herleid. De fout tengevolge van het groeien van het gras bedraagt ongeveer 1 % (5Z) en is hier te verwaarlozen.

Naast deze metingen van de verdamping van met gras begroeide kleigrond, werden waarnemingen gedaan over de verdamping van een vrij wateroppervlak, temidden van het gras van het waarnemingsterrein. Hiertoe werd een met water gevuld glazen petrischaaltje (diameter 7,8 cm) in de bodem ingegraven, zodat

de bovenrand met de bodemoppervlakte samenviel. Door weging werd de iedere dag verdampte waterhoeveelheid bepaald.

In het algemeen konden bij geringe regenval de resultaten van de verdampingsmetingen hiervoor gecorrigeerd worden. Bij zwaardere regen waren de waarnemingen door het uitspatten van water uit het glazen schaalte en het zijdelings wegvloeien van regenwater onbruikbaar.

TABEL XXIII

Dagsommen van de verdamping (in mm) van klei met gras en van een wateroppervlak (tussen het gras). Maandgemiddelden Maart-October 1942

Maand	aantal waarnemingsdagen	klei met gras	water
Maart	7	1,14	1,40
April	18	1,45	2,90
Mei	17	1,76 (2,67)	2,81 (2,33)
Juni	24	1,99 (4,14)	3,03 (1,78)
Juli	7	1,81 (2,78)	2,86 (2,75)
Augustus	9	2,43 (3,06)	2,02 (2,48)
September	26	1,24 (1,71)	1,18 (1,13)
October	10	1,28	0,74
gem. Maart-October	118	1,64 ¹⁾	2,12
gem. Mei-September	83	1,85 (2,87)	2,38 (2,09)

¹⁾ Uit een lange reeks waarnemingen aan met verschillende gewassen begroeide lysimeters vond MASCHHAUPT (29) te Groningen voor de jaarlijkse verdamping 526 mm, d.i., over het gehele jaar gemiddeld, per dag 1,44 mm.

() Waarden van ZIJLSTRA (51).

Tabel XXIII geeft de maandgemiddelden van de per dag verdampte hoeveelheid water in mm voor de met gras begroeide klei en voor het wateroppervlak. Tussen () zijn de waarden opgegeven, die ZIJLSTRA (51) voor de verdamping bij graszoden vond. Zoals men ziet, lopen de reeksen voor klei-met-gras en water niet parallel. Wel is voor beide de verdamping in de zomer het grootst. In de maanden Aug., Sept. en Oct. is te Wageningen de verdamping van het water kleiner dan die van het gras; bij de waarnemingen van ZIJLSTRA is dit voor alle beschouwde maanden het geval. In Wageningen komt het waarschijnlijk grotendeels doordat het gras in die drie maanden niet zo goed kort gehouden werd. De aanmerkelijk grotere waarden, die ZIJLSTRA voor de verdamping van de graszoden vindt, zal vooral aan het langere gras en de natte zode bij zijn proeven te wijten zijn. Het weinig parallele verloop van de verdamping bij gras en bij water blijkt ook uit de grote spreiding van de punten, die men verkrijgt, wanneer men de in beide gevallen verdampte hoeveelheden tegen elkaar uitzet. Hierbij treden afwijkingen tot 50 % van de gemiddelde waarde op. Voor een groot deel zal dit wel verklaard worden door het feit, dat we hier met een biologisch object te maken hebben, dat de verdamping op bepaalde wijze regelt.

Een onderzoek naar de correlatie tussen de dagsom van de verdamping van klei met gras en verschillende meteorologische grootheden (dagsom straling, verzadigingsdeficit, windsnelheid) leverde als enig resultaat, dat in het diagram, waarin de dagsommen van de verdamping tegen die van de straling werden uitgezet, alle punten tussen twee grenslijnen waren in te sluiten. Energetisch betekent

dit, dat de voor verdamping gebruikte energie ligt tussen 44 % en 5 % van de opvallende, met de solarimeter (§ 8) gemeten straling. Gemiddeld over de gehele waarnemingsperiode blijkt voor de verdamping een energie gebruikt te worden, die bij klei met gras 27 % en bij het water 34 % van de op het aardoppervlak vallende totale globale straling bedraagt.

C. HET BODEMWATER

§ 31. Meetmethoden.

In de hoofdstukken IV en VII B zagen we reeds, dat het vochtgehalte van de bodem een belangrijke invloed heeft op de warmtebeweging in de grond. Verder is het bij de bestudering van de vocht- en warmtebalans van het aardoppervlak van belang te weten, hoe het regenwater in de bodem dringt en hoe het bodemwater zich verplaatst. Hiertoe dienen in de eerste plaats metingen gedaan te worden in de bovenste, enkele decimeters dikke bodemlaag.

De meest directe methode zou zijn grondmonsters te nemen en hiervan het vochtgehalte te bepalen. Uiteraard leent deze methode zich wel tot het doen van enkele steekproeven, doch niet tot het bepalen van een dagelijks verloop of van de veranderingen na een regenbui. Daarom werden in het voorjaar van 1943 aan het Nat. Lab. proeven genomen met een waterspanningsmeter volgens GARDNER (24). Dit apparaat bestaat uit een poreuze pot met een stijgbuis, beide geheel gevuld met water. Aan de stijgbuis is een manometer verbonden, die onderdrukken kan aanwijzen. De pot wordt op een gekozen diepte (b.v. 30 cm) in de bodem ingegraven. De manometer bevindt zich bovengronds en wijst met een insteltijd van ongeveer een uur (bij latere modellen 5 min.) de hydrostatische druk van het bodemwater aan. Bij een niet geheel met water verzadigde bodem vormt deze druk een empirische maat voor het watergehalte, daar dit de kromming van de menisci rond de aanrakingspunten der korrels en daarmee de waterdruk bepaalt. Een iets gewijzigde vorm van deze waterspanningsmeter wordt door het Laboratorium voor Grondmechanica te Delft (23) gebruikt.

Om het apparaat ook 's winters bruikbaar te maken, kan het gedeelte dat voor het overbrengen van de druk van de poreuze pot naar de manometer dient, met glycerine, in plaats van met water gevuld worden. Beide vloeistoffen kunnen daarbij in de pot door een gummimembraan gescheiden zijn.

Door meerdere waterspanningsmeters op verschillende plaatsen en diepten te gebruiken kan de beweging van het bodemwater bepaald worden. Bij de proeven op -10 en -30 cm in de zandbak van het waarnemingsterrein achter het Nat. Lab. bleken reeds aanmerkelijke verschillen in de door de onderdruk bepaalde ligging van het schijnbare phreatisch niveau voor beide diepten op te treden. Hieruit blijkt, dat het bodemvocht zich niet in evenwicht bevindt en dat we hier een (gemakkelijk registrerend te maken) methode hebben om de voor de warmte- en waterhuishouding van de bodem zo belangrijke beweging van het bodemwater te vervolgen. Verder bleek ook reeds, dat het regenwater in het droge zand ongeveer een dag nodig heeft om 30 cm diepte te bereiken, terwijl bij nat zand regenval vrijwel onmiddellijk als een drukstijging op -30 cm wordt geconstateerd.

De uitvoerige resultaten van de metingen zullen, als waarnemingen over een voldoende lange tijd ter beschikking staan, in de Med. der L.H.S. gepubliceerd worden.

HOOFDSTUK IX

DE ENERGIEBALANS VAN HET AARDOPPERVLAK

§ 32. *Bepaling van de energiebalans voor het met gras begroeide waarnemings-terrein.*

De voornaamste posten van de energiebalans van het aardoppervlak zijn:

S_Z = de directe zonnestraling;

S_H = de diffuse hemelstraling;

S_R = de door het aardoppervlak gereflecteerde straling;

S_A = de temperatuurstraling van het aardoppervlak;

S_T = de tegenstraling van de atmosfeer;

B = de warmtestroom, die in de grond dringt;

L = de warmtestroom door de lucht;

V = de voor verdamping van water aan het aardoppervlak verbruikte energie.

Alle grootheden denken we betrokken op 1 cm² van het horizontale aardoppervlak. De vergelijking van de energiebalans wordt dan:

$$S = S_Z + S_H - S_R - (S_A - S_T) = B + L + V \dots \dots (1)$$

Gemakshalve zullen we de invloed van de advection verwaarlozen, die echter bij een inhomogeen terrein waarschijnlijk nog een aanmerkelijke rol kan spelen. De totale globale straling $S_Z + S_H$ wordt aan het Nat. Lab. geregistreerd met een solarimeter (zie § 8). De warmtestroom B , die in de bodem dringt, is uit de metingen van de grondtemperaturen te berekenen. De warmtestroom L door de lucht en de verdampingsenergie V hangen samen met de uitwisselingscoëfficiënt η en met de verticale gradiënten van resp. de potentiële luchttemperatuur Θ en de specifieke vochtigheid f . Deze samenhang wordt gegeven door de vergelijkingen voor de uitwisseling van warmte en vocht:

$$L = -\eta c_p \frac{\partial \Theta}{\partial x} \dots \dots \dots (2)$$

$$\text{en } V = -\eta w \frac{\partial f}{\partial x} \dots \dots \dots (3)$$

Hierin is c_p de soortelijke warmte van lucht bij constante druk en w de verdampingswarmte van water bij de temperatuur van het aardoppervlak. De gradiënten $\frac{\partial \Theta}{\partial x}$ en $\frac{\partial f}{\partial x}$ zijn uit de in de hoofdstukken VII en VIII beschreven metingen van luchttemperatuur en -vochtigheid te bepalen. De door W. SCHMIDT (46) ingevoerde uitwisselingscoëfficiënt η is echter onbekend. PRANDTL (34), VON KÁRMÁN (25), ROSSBY en MONTGOMERY (44) e.a. hebben deze grootheid uit de verandering van de windsnelheid met de hoogte boven het aardoppervlak berekend. Andere auteurs, zoals FRANSSILA (16), ÅNGSTRÖM (3) en FALKENBERG (15) bepaalden η juist uit de energiebalans.

Opgemerkt dient te worden, dat onder zekere voorwaarden nog een andere berekeningswijze van η mogelijk is. De differentiaalvergelijking

$$e \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) \dots \dots \dots (4)$$

voor het transport van een per gram lucht genomen grootheid u (b.v. specifieke vochtigheid of warmteinhoud) door de atmosfeer, waarin ρ = de luchtdichtheid, x = de hoogte boven het aardoppervlak en t = de tijd, is nl. op te lossen, indien verondersteld wordt, dat η lineair van de hoogte x afhangt (zie voor het meer algemene geval, waarbij η exponentieel met de hoogte verandert § 37). Deze veronderstelling kan gemaakt worden op grond van een door PRANDTL (34) theoretisch afgeleide formule, waarvan de geldigheid in de nabijheid van het aardoppervlak door ROSSBY en MONTGOMERY (44) experimenteel bevestigd is. Verder mag η nog een periodieke functie van de tijd zijn. Bij geschikt gekozen grensvoorwaarden wordt dan de hoogte-afhankelijkheid van u gegeven door een lineaire combinatie van het reële en imaginaire deel van een Hankelfunctie van de nulde orde met complex argument. Staàn nu gegevens omtrent het tijdelijk verloop van u op slechts twee hoogten ter beschikking, dan is η alleen te berekenen als deze grootheid constant in de tijd verondersteld wordt. Men vindt dan echter, zoals uit een toepassing op onze waarnemingen van luchttemperaturen en -vochtigheden bleek, waarden van de warmte- en vochtstroom, die ongeveer vijf maal te klein zijn. De hoofdoorzaak van deze discrepantie zal toegeschreven moeten worden aan het feit dat de uitwisselingscoëfficiënt in werkelijkheid een sterke dagelijkse gang vertoont en juist maximaal is wanneer ook de grootste waarden van de temperatuur- en vochtgradiënten optreden. Daarnaast kan ook de advection bij het kleine waarnemingsterrein afwijkingen veroorzaken. Er zal nader onderzocht moeten worden, of deze methode, waarbij η uit de amplituden en fasen van het periodieke verloop van de grootheid u op twee verschillende hoogten bepaald wordt, op een bewolkte winderige dag, waarop η vrij constant is, tot betere resultaten leidt.

Hier zullen we η als onbekende grootheid beschouwen en trachten haar uit de energiebalans te bepalen. Daartoe moet echter in (1) de stralingsbalans S bekend zijn. Het is mogelijk deze grootheid experimenteel te bepalen met een stralingsbalansmeter volgens ALBRECHT (2), maar daar een dergelijk instrument ons niet ter beschikking stond hebben we getracht de onbekende grootheden S_R , S_A en S_T te schatten.

De gereflecteerde straling S_R werd voor het grasveld, naar aanleiding van experimenten van ÅNGSTRÖM (17) over het albedo van verschillende bodemoppervlakken, op 30 % van de totale globale straling geschat.

De temperatuurstraling van het aardoppervlak, S_A , werd uit de wet van STEFAN-BOLTZMANN

$$S_A = \sigma T_A^4$$

berekend, waarin $\sigma = 0,83 \cdot 10^{-10}$ cal/cm²min(°C)⁴ en T_A de absolute temperatuur van het aardoppervlak voorstelt. De uurwaarden van laatstgenoemde grootheid werden voor het waarnemingstijdvak Maart–November 1940 met behulp van de met de spanningsthermograaf voor 1941–'42 verkregen resultaten (hoofdstuk VII B) afgeleid uit de met de weerstandsthermograaf in 1940 op +10 cm gemeten temperaturen.

De tegenstraling van de onbewolkte, vochtige atmosfeer werd berekend uit een formule van ÅNGSTRÖM (28):

$$S_T = \sigma T_L^4 (0,806 - 0,236 \cdot 10^{-0,069 e}) \dots \dots \dots (5),$$

waarbij voor T_L en e resp. de absolute temperatuur en de dampspanning (in mm) op +2 m gebruikt werden. Om nu, naast de invloed van de luchtvochtigheid op

de tegenstraling, ook de bewolkingsgraad en de aard van de bewolking in aanmerking te nemen, werd in de energiebalans een waarde van de effectieve uitstraling $S_A - S_T$ gebruikt, die 60 % bedroeg van de op bovenstaande wijze voor een onbewolkte, vochtige atmosfeer berekende waarde. Dit percentage werd aangenomen op grond van data van ÅNGSTRÖM (14) en het feit, dat geen negatieve waarden voor de uit de energiebalans berekende uitwisselingscoëfficiënt mochten optreden.

Uit de gemeten uurwaarden van de totale globale straling en de op bovenstaande wijze bepaalde waarden van S_R en $S_A - S_T$ kon nu met (1) de stralingsbalans S berekend worden.

De door 1 cm² van het oppervlak gaande warmtestroom, die in de bodem dringt, is gelijk aan het product van warmtegeleidingsvermogen en temperatuurgradiënt aan de oppervlakte of

$$B = -\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_{x=0}$$

Stellen we de grondtemperatuur op diepte x en tijd t voor door

$$T = T_0 + T_1 e^{-px} \cos(\omega t - qx),$$

met constante p en q (die echter niet gelijk behoeven te zijn), dan wordt

$$B = a C \sqrt{p^2 + q^2} T_1 \cos(\omega t + \varphi) \left. \vphantom{B} \right\} \dots \dots \dots (6).$$

met $\varphi = \arctg q/p$

De met de spanningsthermograaf voor 1941-'42 verkregen temperaturen op 0 en -10 cm werden tot overeenkomstige grondtemperaturen in 1940 gereduceerd door onderlinge vergelijking van de grondtemperaturen op -10 cm in de beschouwde jaren. Hieruit werden de oppervlakte-amplitude T_1 en verder p en q (zie form. (10) in § 17) berekend. Voor de temperatuurvereffeningscoëfficiënt a werden de in hoofdstuk VII B berekende waarden gebruikt. De waarde van de warmtecapaciteit C ligt volgens een aantal directe metingen tussen 0,5 en 0,7 cal/cm³(°C). Bij de berekening van B met (6) werd de gemiddelde waarde $C = 0,6$ genomen.

De uurwaarden van $S - B$ konden nu berekend worden voor lente, zomer en herfst van 1940. Deling hiervan door de overeenkomstige uurwaarden van

$$- \left[c_p \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{df}{dx} \right]$$

(zie de verg. (2) en (3)) levert de uurgemiddelden van η . De telkens over drie achtereenvolgende uren gemiddelde waarden van de aldus verkregen uitwisselingscoëfficiënt zijn in tabel XXIV vermeld.

TABEL XXIV

Dagelijkse gang van de uitwisselingscoëfficiënt η (in g/cm min) te Wageningen in lente, zomer en herfst 1940 (hoogte boven aardoppervlak ≈ 1 m)

Uren	Lente	Zomer	Herfst	Gemiddeld
0-3	23	7	19	16
3-6	53	44	98	65
6-9	68	18	75	54
9-12	95	43	68	69
12-15	106	57	119	94
15-18	125	89	50	88
18-21	67	13	26	35
21-24	17	2	16	12
Gem.	67	34	59	54

Zoals men ziet, schommelt η tussen 100 g/cm min in het begin van de middag en 0 g/cm min in de nacht. De orde van grootte is in goede overeenstemming met die van de door FRANSILLA (16) gevonden waarden. Opvallend is de kleine waarde van η in de zomer. Hoewel de bepaling van η gedeeltelijk op schattingen berust, zijn we toch geneigd dit effect grotendeels als reëel te beschouwen. De gemiddelde bewolking was voor de beschouwde drie seizoenen gelijk. De gemiddelde windsnelheid was in de zomer ongeveer 15 % kleiner dan in herfst en lente, zodat hierin wellicht een deel van de oorzaak gezocht kan worden.

Met behulp van de over Maart-November 1940 gemiddelde drie-uurs-gemiddelden van η werden de posten L en V van de energiebalans berekend. Het resultaat vindt men in tabel XXV.

TABEL XXV

Dagelijkse energiebalans van het aardoppervlak te Wageningen, gemiddeld over de maanden Maart–November 1940
Stralingsenergie S , warmtestroom in de bodem B en in de lucht L , verdampingsenergie V , alles in cal/cm²min

Uren	S	B	L	V
0–3	-0,09	-0,07	-0,02	0,00
3–6	-0,09	-0,01	-0,05	-0,03
6–9	0,10	0,05	0,01	0,04
9–12	0,29	0,09	0,08	0,12
12–15	0,31	0,08	0,08	0,15
15–18	0,08	0,03	-0,01	0,06
18–21	-0,08	-0,04	-0,04	0,00
21–24	-0,10	-0,08	-0,01	-0,01

Midden overdag blijkt van de totale stralingsenergie, die het aardoppervlak ten goede komt, ongeveer 30 % door de bodem en 30 % door de atmosfeer afgevoerd te worden, terwijl 40 % voor verdamping gebruikt wordt. 's Nachts wordt daarentegen ongeveer 80 % van de uitgestraalde energie door de bodem geleverd, terwijl de resterende 20 % aan toevoer uit de atmosfeer (straling uitgezonderd) en aan condensatiewarmte (dauw) toegeschreven moet worden.

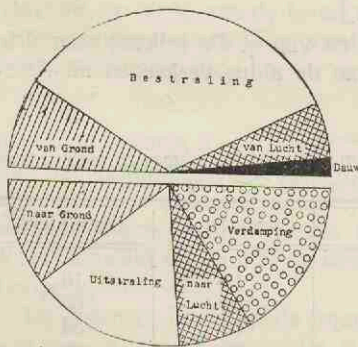


Fig. 32. Energiebalans van het aardoppervlak te Wageningen Mrt-Nov. 1940. Kort gras op klei. Oppervlak halve cirkel = 207 cal per dag. In Potsdam op heldere dagen 301 cal per dag

Om de energiebalans voor te stellen op een wijze, die aansluit bij een figuur van GEIGER (17), gaan we als volgt te werk. De tekens van B , L en V uit tabel XXV worden omgekeerd. Daarna wordt voor elk der vier posten S , B , L en V de dagsom der positieve waarden en die der negatieve gevormd. De eerste stellen de aan het aardoppervlak per etmaal toegevoerde energieën voor en worden in de bovenhelft van fig. 32 als cirkelsectoren afgezet. Evenzo staan de laatste in de onderste halve cirkel, als van het aardoppervlak uitgaande energieën. Een vergelijking met fig. 86 in (17) doet zien, dat onze fig. 32 goed tussen die van Potsdam en Finland in past, wat betreft de onderlinge verhouding der posten. Wat de absolute waarden betreft, deze zijn bij GEIGER ongeveer 45 %

hoger dan bij ons, omdat zijn waarden het gemiddelde voor enkele heldere dagen zijn, die van ons voor alle dagen.

Uit de laatste kolom in tabel XXV of uit fig. 32 blijkt, dat gemiddeld per dag 60 cal voor verdamping gebruikt worden, wat overeenkomt met 1 mm. Dit is ruim de helft van de uit de directe verdampingsmetingen (tabel XXIII) gevonden waarde. Waarschijnlijk zal dit verschil ten dele ontstaan doordat eerstgenoemde waarde, als resultaat van vochtigheidsmetingen op +10 en +200 cm door de advection een gemiddelde is voor het gehele, nogal inhomogene terrein. De directe verdampingsmetingen daarentegen geven de verdamping van het grasveld alleen.

Een ander gedeelte van het effect kan misschien toegeschreven worden aan de selectie van de directe verdampingsmetingen door het uitvallen van de meeste regendagen. De dagsom van de verdamping in de vijver van het N.M.I. in De Bilt blijkt gemiddeld over 1936¹⁾ op droge dagen 2,2 mm, op regendagen 1,7 mm te bedragen. Hoewel bij vergelijking van de verdamping van een vrij wateroppervlak met die van het biologische object gras enige voorzichtigheid geboden is, geven deze getallen toch een aanwijzing, dat ook het uitvallen van de regendagen bij de directe verdampingsmetingen een rol zal spelen bij het ontstaan van bovengenoemd verschil. De resultaten van lysimeterwaarnemingen wijzen eveneens in deze richting (29). Voor lysimeters met grasbedekking vond men tussen jaarlijkse verdamping V en regenval R een lineair verband $V = aR + b$, met $a = 0,4 - 0,5$. Bij lysimeters met andere gewassen of bij onbegroeide lysimeters was V slechts weinig afhankelijk van R ($a = 0,01 - 0,07$).

HOOFDSTUK X

THEORIE VAN DE WARMTEBEWEGING IN DE BODEM

§ 33. De afhankelijkheid van T , λ en C van de tijd.

De differentiaalvergelijking voor de warmtebeweging in een bodem met warmtecapaciteit C en warmtegeleidingsvermogen λ luidt:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right] = C \frac{\partial T}{\partial t} \dots \dots \dots (1).$$

Hierin is de temperatuur T een functie van de diepte onder de oppervlakte x en van de tijd t . In het algemeen zijn λ en C eveneens functies van x en t , waarover ter oplossing van (1) zekere veronderstellingen gemaakt dienen te worden. Zijn λ en C beide te schrijven als het product van een functie van x en een functie van t , dan zijn de veranderlijken x en t in (1) te separeren. Het van de tijd afhankelijke deel van T wordt dan:

$$K_1 e^{K_2 \int a dt} \dots \dots \dots (2),$$

waarin K_1 en K_2 constanten zijn en a het van de tijd afhankelijke gedeelte van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt $a = \lambda/C$ voorstelt.

We veronderstellen nu, dat T een enkelvoudige periodieke functie van de tijd is, met cirkelfrequentie ω . Uit (2) volgt dan, dat a constant moet zijn, zodat a niet

¹⁾ De gegevens werden ons op vriendelijke wijze door dr BRAAK verstrekt.

van de tijd afhangt. We kunnen diensgevolge de gemaakte veronderstellingen omtrent λ , C en T samenvatten in de voorwaarden:

$$\lambda = \lambda(x) \cdot f(t) \text{ en } C = C(x) \cdot f(t).$$

In het volgende zullen we steeds veronderstellen, dat aan deze voorwaarden voldaan is.

§ 34. De warmtebeweging in een homogene bodem.

Is de bodem *homogeen*, d.w.z. hangen λ en C niet van de diepte af, dan wordt de oplossing van (1):

$$T = T_0 + Kx + T_1 e^{-x/D} \cos(\omega t - x/D) + T'_1 e^{+x/D} \cos(\omega t + x/D) \quad (3),$$

waarin T_0 , T_1 , T'_1 en K constanten voorstellen. De grootheid $D = \sqrt{2a/\omega}$ zullen we de *dempingsdiepte* noemen.

De laatste term in het rechterlid van (3) stelt een naar boven lopende temperatuurgolf voor. Stellen we als grensvoorwaarde, dat deze ontbreekt m.a.w. dat voor grote waarden van x de temperatuur een lineaire functie van de diepte wordt, dan volgt hieruit dat $T'_1 = 0$, zodat de temperatuur in een homogene bodem bij een enkelvoudig periodiek temperatuurverloop van cirkelfrequentie ω wordt gegeven door:

$$T = T_0 + Kx + T_1 e^{-x/D} \cos(\omega t - x/D) \dots \dots \dots (4).$$

Is de temperatuur geen zuiver sinusoidale functie van de tijd, dan kan ze in Fourier-componenten ontbonden worden. Voor elk daarvan geldt bovenstaande theorie en heeft (1) een oplossing van de gedaante (4). De grondtemperatuur op tijd t en diepte x wordt dan:

$$T = T_0 + Kx + \sum_{n=1}^{\infty} T_n e^{-x\sqrt{n}/D} \cos(n\omega t - x\sqrt{n}/D) \dots (5),$$

wat overeenkomst met de in § 15 gebruikte vergelijking (5).

Beschouwen we het temperatuurverloop op twee verschillende diepten x_1 en x_2 , dan volgt uit (5), dat voor de n -de Fourier-component de natuurlijke logaritme van de verhouding der amplituden op beide diepten en het phaseverschil *beide* gelijk $(x_2 - x_1) \sqrt{n}/D$ zijn (zie de vergelijkingen (6a) en (6b) in § 15). Bij een homogene bodem is dus $p = q$ (zie § 17).

§ 35. Berekening van λ en C uit het temperatuurverloop in een inhomogene bodem.

We gaan weer uit van de differentiaalvergelijking van de warmtebeweging in de bodem (verg. (1) in § 33), maar veronderstellen nu λ en C afhankelijk van de diepte x . Invoering van amplitude $A(x)$ en phase $\varphi(x)$ van de temperatuurgolf en substitutie van $T = A e^{i(\omega t + \varphi)}$ in (1) geeft door gelijkstelling van de imaginaire en reële stukken in linker- en rechterlid de vergelijkingen

$$\left. \begin{aligned} \frac{\lambda}{C} \left(\frac{A''}{A} - \varphi'^2 \right) + \frac{\lambda'}{C} \frac{A'}{A} &= 0 \\ \text{en } \frac{\lambda}{C} \left(2 \frac{A'}{A} \varphi' + \varphi'' \right) + \frac{\lambda'}{C} \varphi' &= \omega \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (6),$$

waarin de accenten betrekking hebben op differentiatie naar x . Nu zullen bij een

inhomogene bodem in het algemeen de in § 17 gedefinieerde grootheden p en q afhangen van de keuze van het diepte-interval x_1, x_2 . We stellen daarom voortaan

$$p = -\frac{d(\ln A)}{dx} = -\frac{A'}{A} \text{ en } q = -\varphi' \quad \dots \dots \dots (7).$$

Invoering hiervan in (6), doet deze vergelijkingen overgaan in

$$\left. \begin{aligned} \frac{\lambda}{C} (p^2 - q^2 - p') - \frac{\lambda'}{C} p &= 0 \\ \text{en } \frac{\lambda}{C} (2pq - q') - \frac{\lambda'}{C} q &= \omega \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (8).$$

Lossen we hieruit de temperatuurvereffeningscoëfficiënt $a = \lambda/C$ en λ'/C op dan vinden we:

$$a = \frac{\lambda}{C} = \frac{p\omega}{q(p^2 + q^2) + p'q - pq'} \text{ en } \frac{\lambda'}{C} = \frac{(p^2 - q^2 - p')\omega}{q(p^2 + q^2) + p'q - pq'} \quad \dots \dots (9).$$

Is nu voor $x = x_1$ het warmtegeleidingsvermogen van de grond $\lambda = \lambda_1$, dan volgt uit (9):

$$\left. \begin{aligned} \lambda &= \lambda_1 e^{\int_{x_1}^{x_2} \frac{p^2 - q^2 - p'}{p} dx} \\ \text{en } C &= \lambda_1 \frac{q(p^2 + q^2) + p'q - pq'}{p\omega} e^{\int_{x_1}^{x_2} \frac{p^2 - q^2 - p'}{p} dx} \end{aligned} \right\} \dots \dots (10).$$

Uit metingen van grondtemperaturen zijn A en φ als functies van x te bepalen, waaruit p en q in hun afhankelijkheid van x berekend kunnen worden. Uit (9) is dan het verloop van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt te vinden. Is voor een bepaalde diepte het warmtegeleidingsvermogen of de warmtecapaciteit van de grond bekend, dan kunnen met (10) λ en C als functies van x berekend worden.

In de meeste gevallen beschikken we over te weinig meetpunten om p, q, p' en q' met voldoende nauwkeurigheid te kunnen bepalen. Doorgaans blijken echter in A en φ ruwweg lineair met de diepte te veranderen, zodat we bij benadering p en q constant kunnen veronderstellen. In dit geval wordt de temperatuurvereffeningscoëfficiënt

$$a = \frac{p\omega}{q(p^2 + q^2)} (= \text{constante}) \quad \dots \dots \dots (11),$$

wat overeenkomt met formule (11) in § 17. Uit (10) volgt, dat in het hier beschouwde geval λ en C beide op dezelfde wijze exponentieel met de diepte veranderen. We zullen in § 37 de warmtebeweging in een bodem, waarin warmtecapaciteit en warmtegeleidingsvermogen exponentieel met de diepte veranderen, nader onderzoeken. Eerst behandelen we het eenvoudiger geval van een uit twee lagen bestaande bodem.

§ 36. De warmtebeweging in een gelaagde bodem.

We beschouwen een bodem, bestaande uit een homogene bovenlaag (dikte d) met een homogene onderlaag met andere warmte-eigenschappen. Laten warmtegeleidingsvermogen, warmtecapaciteit en dempingsdiepte (§ 34) van de bovenlaag

resp. λ_b , C_b en D_b zijn, die van de onderlaag resp. λ_o , C_o en D_o . Verder voeren we de volgende afkortingen in:

$$\beta = D_b/D_o; \beta' = \beta \frac{\lambda_o}{\lambda_b} = \sqrt{\frac{\lambda_o C_o}{\lambda_b C_b}}; \zeta = x/D_b; \delta = d/D_b.$$

In de bovenlaag moet nu ook de tegen het scheidingsvlak teruggekaatste temperatuurgolf in aanmerking genomen worden. Het van de diepte afhankende deel van de temperatuur wordt dan:

$$\begin{aligned} \text{voor } 0 \leq x \leq d & \quad T = B_1 e^{-(1+i)\zeta} + B_2 e^{(1+i)\zeta} \text{ en} \\ \text{voor } x \geq d & \quad T = B_o e^{-(1+i)\beta\zeta}, \end{aligned}$$

waarin B_1 , B_2 en B_o complexe constanten zijn.

We stellen nu de volgende grensvoorwaarden:

1. Temperatuuramplitude aan het oppervlak = B of $B_1 + B_2 = B$.
2. Aan het grensvlak moeten de temperaturen in boven- en onderlaag aan elkaar gelijk zijn of

$$B_1 e^{-(1+i)\delta} + B_2 e^{(1+i)\delta} = B_o e^{-(1+i)\beta\delta}.$$

3. Aan het grensvlak moet de warmtestroom in de bovenlaag gelijk zijn aan die in de onderlaag of

$$-B_1 e^{-(1+i)\delta} + B_2 e^{(1+i)\delta} = -B_o \beta' e^{-(1+i)\beta\delta}.$$

Uit deze drie vergelijkingen kunnen B_1 , B_2 en B_o opgelost worden. Met behulp van deze oplossingen berekenen we de niet van de tijd afhankende gedeelten van de naar beneden en naar boven lopende temperatuurgolf in de bovenlaag en van de temperatuurgolf in de onderlaag en vinden resp.:

$$\begin{aligned} T_1 &= \frac{B(1+\beta') e^{-(1+i)\beta\delta}}{\Delta}; \quad T_2 = \frac{B(1-\beta') e^{-(1+i)\beta\delta}}{\Delta} \\ \text{en } T_o &= \frac{2B e^{-(1+i)\beta\delta}}{\Delta}, \end{aligned}$$

waarin $\Delta = (1+\beta') e^{(1+i)(1-\beta)\delta} + (1-\beta') e^{-(1+i)(1+\beta)\delta}$.

Voor de verhouding van opvallende en teruggekaatste golf aan het grensvlak volgt hieruit het analogon van de bekende relatie van FRESNEL:

$$T_1/T_2 = \frac{1+\beta'}{1-\beta'}.$$

Voor $\beta' > 1$ hebben beide golven aan het grensvlak dus tegengestelde phase, terwijl ze voor $\beta' < 1$ in phase zijn. Op afstand $\frac{1}{2}\pi D_b$ boven het grensvlak zijn deze phaserelaties juist omgekeerd. De teruggekaatste golf is daar echter relatief t.o.v. de heengaande e^π maal zo klein geworden als in het grensvlak, zodat hij op grotere afstand van dit vlak weinig te betekenen heeft en we ons tot de laag $d - \frac{1}{2}\pi D_b \leq x \leq d$ kunnen beperken. Aan de bovenzijde van deze laag wordt voor $\beta' > 1$ de resulterende temperatuuramplitude dus iets groter dan die van de heengaande golf, aan de onderzijde daarentegen veel kleiner. De resulterende amplitude neemt bijgevolg veel sterker af dan die van de heengaande golf. De bijbehorende phaseverandering van de resulterende golf is echter gelijk aan die van de heengaande (nl. $\frac{1}{2}\pi$). Hieruit volgt, dat in het beschouwde geval ($\beta' > 1$) voor twee diepten x_1 en x_2 ($0 \leq x_1 < x_2 \leq d$) de natuurlijke logaritme van de

amplitudenverhouding (p) groter is dan het bijbehorende phaseverschil in radialen (q). Dit geldt ook wanneer $x_2 > d$, daar de amplitude in de onderlaag uit de sterk verkleinde in het grensvlak ontstaat.

Neemt het product λC dus met de diepte toe, dan is $p > q$. Een analoge beschouwing toont aan, dat $p < q$, indien λC met toenemende diepte afneemt.

Ter toelichting geven we het volgende numerieke voorbeeld: $d = 20$ cm; $\lambda_b = 9,0$ en $\lambda_o = 10,0$ cal/cm uur $^\circ$ C; $C_b = 0,34$ en $C_o = 0,65$ cal/cm 3 $^\circ$ C. Deze data komen volgens PATTEN (32) overeen met die van 10, resp. 20 gew.% bodemvochtigheid bij kwartszand. Beschouwen we nu de jaarlijkse gang en de diepten 0 en 20 cm, dan vinden we door berekening:

$$\begin{aligned} 20 p &= \ln(\text{amplitudenverhouding}) = 0,113 \text{ en} \\ 20 q &= \text{phaseverschil} = 0,101. \end{aligned}$$

Het hieruit volgende verschil tussen p en q is van dezelfde orde van grootte als de experimenteel gevonden verschillen (§ 15).

Berekenen we in bovenstaand getallenvoorbeeld de temperatuurvereffeningscoëfficiënt van de bovenlaag, dan levert p alleen (§ 33) $a = 11,1$ cm 2 /uur; q alleen (§ 33) $a = 13,9$ cm 2 /uur en een combinatie van p en q (formule (11)) eveneens $a = 13,9$ cm 2 /uur. De werkelijke waarde bedraagt echter 26,5 cm 2 /uur. Verwisselen we de eigenschappen van boven- en onderlaag, dan vinden we afwijkingen van dezelfde orde van grootte in andere richting. Tengevolge van de inhomogeniteit van de bodem kan dus de uit het verloop van de temperatuur op twee diepten berekende waarde van a aanmerkelijk verschillen van de werkelijke.

Veranderen de bodemeigenschappen continu, dan moeten we volgens het bovenstaande soortgelijke verschillen tussen p en q en tussen de experimentele en berekende waarden van a verwachten, daar de bodem dan uit een groot aantal dunne homogene laagjes opgebouwd gedacht kan worden. In de volgende paragraaf zullen we laten zien dat dit inderdaad het geval is.

§ 37. *De warmtebeweging in een inhomogene bodem, waarvan λ en C exponentieel met de diepte veranderen.*

We beschouwen nu het geval van een inhomogene bodem met $\lambda = \lambda_o e^{\mu x}$ en $C = C_o e^{\nu x}$. Hierin zijn μ en ν constant in x en t , terwijl λ_o en C_o constant in x zijn, maar nog als factor éézelfde functie van t mogen bevatten (zie § 33; we kunnen deze factor in het volgende echter buiten beschouwing laten). Substitueeren we bovenstaande uitdrukkingen voor λ en C in (1) en stellen we de temperatuur weer voor door $T(x)e^{i\omega t}$, dan moet het van de tijd afhankende deel van de temperatuur voldoen aan de differentiaalvergelijking

$$T'' + \mu T' - \frac{i\omega}{a_o} e^{(\nu - \mu)x} T = 0 \quad \dots \dots \dots (12),$$

waarin $a_o = \lambda_o/C_o$.

We kunnen nu de volgende gevallen onderscheiden:

- a. $\mu = \nu$. Dit beteekent dat de temperatuurvereffeningscoëfficiënt $a = \lambda/C$ constant is, terwijl het product λC kan gelijk blijven, dan wel toe- of afnemen.
- b. $\mu = -\nu$. In dit geval is λC constant, terwijl λ/C kan veranderen.
- c. $\mu \neq \pm \nu$. Hierbij veranderen zowel λC als λ/C .

a. Is $\mu = \nu$, dan gaat (12) over in

$$T'' + \mu T' - \frac{i\omega}{a} T = 0.$$

De oplossing hiervan wordt, indien we ons tot de naar beneden gaande golf beperken,

$$T(x) = T_1 e^{-px - iqx},$$

$$\left. \begin{aligned} \text{waarin } p &= \frac{\mu}{2} + \sqrt{\frac{\mu^2}{8} + \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\mu^4}{16} + \frac{\omega^2}{a^2}}} \\ \text{en } q &= \sqrt{-\frac{\mu^2}{8} + \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\mu^4}{16} + \frac{\omega^2}{a^2}}} \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (13).$$

Hieruit volgt:

1. Is $\mu = 0$, dan is $p = q = \sqrt{\omega/2a}$. Dit geval is analoog aan het in § 34 behandelde.
2. Is $\mu > 0$, m.a.w. nemen λ en C met de diepte toe, dan is $p > q$.
3. Is $\mu < 0$, m.a.w. nemen λ en C met toenemende diepte af, dan is $p < q$.

Bij een inhomogene bodem met constante temperatuurvereffeningscoëfficiënt, waarbij λ en C exponentieel met de diepte veranderen, is dus $p > q$ bij een toename van λC met de diepte, terwijl $p < q$ indien λC met toenemende diepte afneemt.

Daar in het algemeen $\mu^2/4$ klein zal zijn t.o.v. ω/a vinden we, zoals uit (13) volgt, met $q = \sqrt{\omega/2a}$ vrijwel de juiste waarde van a . Berekenen we daarentegen a uit $p = \sqrt{\omega/2a}$, dan is de gevonden waarde te groot indien $\mu < 0$ en te klein als $\mu > 0$. Gebruik van formule (11) geeft hier uiteraard de juiste waarde van a , daar deze formule voor het hier beschouwde geval is afgeleid.

Is nu b.v. $\mu = 0,001 \text{ cm}^{-1}$, wat het geval zou kunnen zijn indien de bodemvochtigheid over een afstand van 50 cm toenam van 5 tot 6 gew. % (32), dan is voor de jaarlijkse gang en $a = 24 \text{ cm}^2/\text{uur}$ $p \approx \mu/2 + \sqrt{\omega/2a} = 4,4 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$ en $q \approx \sqrt{\omega/2a} = 3,9 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$. Neemt de vochtigheid met de diepte af, zodat $\mu = -0,001 \text{ cm}^{-1}$, dan is $p = 3,4 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$ en $q = 3,9 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$. We zien dus, dat de experimenteel gevonden verschillen tussen p en q op bovenstaande wijze ook kwantitatief verklaard kunnen worden.

b. Is $\mu = -\nu$, dan gaat door substitutie hiervan (12) over in:

$$T'' + \mu T' - \frac{i\omega}{a_0} e^{-2\mu x} T = 0.$$

Indien $\mu \neq 0$ (zie voor $\mu = 0$ § 34), dan wordt de oplossing van deze differentiaalvergelijking (als we ons tot de met toenemende diepte afnemende golf beperken):

$$T = T_1 e^{\frac{i+1}{\mu} \sqrt{\omega/2a_0} e^{-\mu x}} \dots \dots \dots (14).$$

Uit het gelijk zijn van het reële en imaginaire gedeelte van de exponent volgt, dat zowel voor $\mu > 0$ als voor $\mu < 0$ geldt $p = q$. Bij een inhomogene bodem, waarvoor $\lambda C = \text{constant}$ en λ en C exponentieel met de diepte veranderen, is dus steeds $p = q$.

Daar volgens (14) $p = q = \sqrt{\omega/2a_0} e^{-\mu x} = \sqrt{\omega/2a}$, geeft berekening van a uit $p = \sqrt{\omega/2a}$, uit $q = \sqrt{\omega/2a}$, zowel als uit (11) de juiste waarde.

c. We beschouwen nu het algemenere geval dat $\mu \neq \pm \nu$. Door in (12) de nieuwe veranderlijke

$$y = \sqrt{-\frac{4i\omega}{a_0(\nu-\mu)^2}} \cdot e^{\frac{\nu-\mu}{2}x}$$

in te voeren, gaat deze differentiaalvergelijking over in

$$T^{**} + \frac{\nu + \mu}{\nu - \mu} \frac{1}{y} T^* + T = 0 \dots \dots \dots (15),$$

waarin een * een differentiatie naar y aangeeft. De algemene oplossing van (15) luidt:

$$T = y^{-\frac{\mu}{\nu-\mu}} Z_s(y).$$

Hierin is Z_s een lineaire combinatie $k_1 J_s + k_2 H_s$ van een Bessel-functie J_s en een Hankelfunctie H_s ,¹⁾ van orde $s = \pm \frac{\mu}{\nu-\mu}$, met in het algemeen complexe coëfficiënten k_1 en k_2 . De algemene oplossing van (12) wordt dus (voor $\mu \neq \nu$):

$$T = e^{-\frac{\mu}{2}x} [k_1 J_s(y) + k_2 H_s(y)] \dots \dots \dots (16)$$

$$\text{met } y = \pm \frac{i-1}{\nu-\mu} \sqrt{\frac{2\omega}{a_0}} e^{\frac{\nu-\mu}{2}x} \text{ en } s = \pm \frac{\mu}{\nu-\mu}.$$

Voor het bijzondere geval $\mu = -\nu$ wordt de orde $s = \pm \frac{1}{2}$. Daar $J_s(y)$ en $H_s(y)$ dan beide te schrijven zijn als lineaire combinatie van $\sin y/\sqrt{y}$ en $\cos y/\sqrt{y}$, gaat (16) over in de sub *b* reeds direct afgeleide oplossing (14).

We moeten nu twee gevallen onderscheiden:

1. $\nu > \mu$. Het argument in (16) neemt hierbij met aangroeiende x toe. Het van x afhangelnde deel van de temperatuurgolf, die met toenemende diepte afneemt, wordt gegeven door

$$T = k e^{-\frac{\mu}{2}x} H_s^{(1)}\left(\frac{i-1}{\sqrt{2}}z\right) \dots \dots \dots (17),$$

$$\text{met } z = 2 \sqrt{\frac{\omega}{a_0}} \frac{e^{\frac{\nu-\mu}{2}x}}{\nu-\mu}, \quad s = \frac{\mu}{\nu-\mu} \text{ en } k = \text{complexe constante.}$$

Daar doorgaans $z \gg 1$, kunnen we voor de Hankelfunctie $H_s^{(1)}$, bij benadering en met weglating van constante factoren, schrijven:

$$\frac{e^{-\frac{z}{\sqrt{2}}}}{\sqrt{z}} e^{-i\frac{z}{\sqrt{2}}} \dots \dots \dots (18).$$

¹⁾ Zie voor de Bessel- en Hankelfuncties b.v. JAHNKE-EMDE, Funktionentafeln, Leipzig 1923.

Substitutie hiervan in (17) geeft voor p en q de volgende uitdrukkingen:

$$p = \frac{\mu + \nu}{4} + \sqrt{\omega/2a_0} e^{\frac{\nu - \mu}{2}x} = \frac{\mu + \nu}{4} + \sqrt{\omega/2a}$$

$$\text{en } q = \sqrt{\omega/2a_0} e^{\frac{\nu - \mu}{2}x} = \sqrt{\omega/2a}$$

Hieruit volgt dan $p > q$, als $\mu + \nu > 0$ en $p < q$ voor $\mu + \nu < 0$. Verder zien we, dat $p = \sqrt{\omega/2a}$ een te kleine waarde van a oplevert, als $\mu + \nu > 0$ en een te grote, indien $\mu + \nu < 0$. Uit $q = \sqrt{\omega/2a}$ zou de juiste a volgen. Daar (18) echter slechts een vrij ruwe benadering voorstelt, zal in het algemeen de uit q berekende waarde van a nog een geringe afwijking van de werkelijke vertonen, zoals uit onderstaande voorbeelden blijkt. De op deze wijze verkregen a vormt echter, evenals de uit (11) berekende, een veel betere benadering van de juiste waarde dan die, welke uit p alleen wordt berekend.

Is b.v. $a_0 = 24,0$ cm²/uur, $\mu = 0,00$ en $\nu = 0,08$ cm⁻¹, dan zijn (voor de dagelijkse gang) uit (17) amplituden en fasen op 0, 10 en 20 cm diepte en daaruit onderstaande waarden van p , q en a (cm²/uur) te berekenen.

x	p	q	a uit p	a uit q	a uit (11)	$a = a_0 e^{-\nu x}$	$\int_{x_1}^{x_2} a dx / (x_2 - x_1)$
0						24,0	
10	0,112	0,092	10,4	15,4	15,2	10,8	16,5
20	0,154	0,138	5,6	6,9	6,8	4,8	7,5

Ook hier zien we weer verschillen van dezelfde orde van grootte tussen p en q optreden als bij de experimenteel gevonden p 's en q 's. Tevens blijkt dat inderdaad het faseverschil en formule (11) aanmerkelijk betere waarden van a geven dan de amplitudenverhouding.

2. $\nu < \mu$. Het argument in (16) neemt nu af met toenemende x . Van de naar beneden afnemende temperatuurgolf wordt dan het van de diepte afhankende stuk:

$$T = k e^{-\frac{\mu}{2}x} J_s \left(\frac{1-i}{\sqrt{2}} \cdot 2 \sqrt{\frac{\omega}{a_0}} e^{\frac{\nu - \mu}{2}x} \right) \dots \dots (19),$$

met $s = \frac{\mu}{\nu - \mu}$ en $k =$ complexe constante. Daar ook nu voor de in aanmerking komende diepten in het algemeen het reële en imaginaire deel van het argument groter dan één zijn, kunnen we hier dezelfde beschouwing houden als sub 1. We komen dan tot hetzelfde resultaat betreffende p , q en a , hetgeen door het volgende voorbeeld toegelicht kan worden.

Is $a_0 = 10,0$ cm²/uur, $\mu = 0,00$ en $\nu = -0,06$ cm⁻¹, dan worden voor de dagelijkse gang p , q en a (cm²/uur) voor de lagen 0-10 en 10-20 cm:

x	p	q	a uit p	a uit q	a uit (11)	$a = a_0 e^{-\nu x}$	$\int_{x_1}^{x_2} a dx / (x_2 - x_1)$
0						10,0	
10	0,084	0,100	18,6	13,1	12,9	18,2	13,7
20	0,059	0,075	37,6	23,2	22,6	33,2	25,0

Opgemerkt dient nog te worden, dat het bijzondere geval van (19), waarbij de warmtecapaciteit constant is ($\nu = 0$) en het warmtegeleidingsvermogen met x toeneemt ($\mu > 0$), ook de warmtegolf in de *lucht* beschrijft in afhankelijkheid van de hoogte x boven het aardoppervlak.

De resultaten van de paragrafen 36 en 37 samenvattend, kunnen we zeggen dat het verschil tussen $\ln(\text{amplitudenverhouding})$ en phaseverschil in radialen bij grondtemperaturen veroorzaakt wordt door een verandering van het product λC met de diepte. Tevens wijkt hierdoor de met $p = \sqrt{\omega/2a}$ uit de $\ln(\text{amplitudenverhouding})$ berekende waarde van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt aanmerkelijk af van de werkelijke waarde. De met $q = \sqrt{\omega/2a}$ uit het phaseverschil berekende waarde van a vertoont veel geringere afwijkingen van de werkelijke, evenals de met (11) bepaalde. Uiteraard geeft (11) bij constante a steeds het juiste resultaat.

De samenhang tussen de verandering van λC , het verschil tussen p en q en dat tussen de uit p berekende en de werkelijke waarde van a is als volgt:

λC	p t.o.v. q	a uit p berekend
constant	$p = q$	juist
naar beneden toeneemend	$p > q$	te klein
naar beneden afnemend	$p < q$	te groot

De temperatuurvereffeningscoëfficiënt λ/C kan in elk van deze drie gevallen nog constant blijven, dan wel toe- of afnemen.

§ 38. Het phaseverschil tussen straling en oppervlaktetemperatuur.

Ter verklaring van de aan het eind van § 24 genoemde experimentele resultaten willen we ten slotte een schatting geven van het phaseverschil tussen straling en temperatuur aan de aardoppervlakte. We beschouwen daartoe een homogene bodem met een constante warmtecapaciteit C_B en een constant warmtegeleidingsvermogen λ_B , zodat de temperatuurvereffeningscoëfficiënt $a = \lambda_B/C_B$. De eerste Fourier-component van de grondtemperatuur op diepte x is dan:

$$T = T_1 e^{-x \sqrt{\omega/2a}} \cos(\omega t - x \sqrt{\omega/2a}).$$

De eerste Fourier-component van de warmtestroom, die in de bodem dringt, wordt nu:

$$B = -\lambda_B \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_{x=0} = T_1 \sqrt{\omega \lambda_B C_B} \cos(\omega t + \frac{1}{4}\pi) \dots (20).$$

Veronderstellen we in ruwe benadering het schijnbare geleidingsvermogen van de lucht λ_L constant in de hoogte ¹⁾ en de tijd, evenals de warmtecapaciteit C_L , dan krijgen we, analoog aan (20), voor de eerste Fourier-component van de warmtestroom in de lucht:

$$L = T_1 \sqrt{\omega \lambda_L C_L} \cos(\omega t + \frac{1}{4}\pi) \dots (21),$$

als aan het aardoppervlak grond- en luchttemperatuur gelijk verondersteld worden. Verdamping en condensatie (= negatieve verdamping) vormen een periodiek

¹⁾ Lineaire of exponentiële toename met de hoogte is meer in overeenstemming met de werkelijkheid; beide gevallen leiden tot Besselfuncties (verg. § 37).

proces, dat vrijwel in phase is met de oppervlaktetemperatuur. De eerste Fourier-component wordt:

$$V = V_1 \cos \omega t = K_1 A \cos \omega t \dots \dots \dots (22),$$

waarbij K_1 in het algemeen nog van A zal afhangen. Laat tenslotte de eerste Fourier-component van de stralingsbalans van het aardoppervlak voorgesteld worden door:

$$S = S_1 \cos (\omega t + \varphi) \dots \dots \dots (23),$$

waarin φ het phaseverschil is tussen straling en temperatuur aan het aardoppervlak. In eerste benadering wordt dan de energiebalans van het aardoppervlak

$$S = B + L + V.$$

Substitueren we hierin (20), (21), (22) en (23), dan ontstaat een vergelijking, identiek in t , waaruit volgt:

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{\sqrt{\omega} [\sqrt{\lambda_B C_B} + \sqrt{\lambda_L C_L}]}{K_1 \sqrt{2} + \sqrt{\omega} [\sqrt{\lambda_B C_B} + \sqrt{\lambda_L C_L}]} \dots \dots \dots (24).$$

De grootheid φ/ω stelt het tijdsverschil voor tussen het optreden van het maximum van de straling en dat van de temperatuur aan de oppervlakte. Uit (24) volgt dat dit verschil voor grotere waarden van λ_B en C_B groter is, hetgeen in overeenstemming is met de aan het einde van § 24 vermelde experimentele feiten.

SAMENVATTING

Deze verhandeling geeft een bewerking van de „bodemmeteorologische waarnemingen”, die in de jaren 1917-’42 vanwege het Laboratorium voor Natuur- en Weerkunde der Landbouwhogeschool te Wageningen verricht zijn. Onder „bodemmeteorologie” wordt de meteorologie van de atmosfeer tot 2 m hoogte (+2 m) en van de bodem tot 2 m diepte (-2 m) verstaan. Het grootste deel der waarnemingen werd gedaan op het terrein achter het laboratorium, de rest op verschillende proefvelden rondom Wageningen en op enkele daarbuiten.

Doel van het onderzoek was enerzijds, een bijdrage te leveren tot de oplossing van het probleem der warmte- en vochtthuishouding van het aardoppervlak onder Nederlandse omstandigheden, anderzijds het verkrijgen van in bodemmeteorologisch opzicht belangrijke gegevens, ten dienste van wetenschappelijk onderzoek en onderwijs aan de Landbouwhogeschool.

De onderzoeken in de bodem omvatten hoofdzakelijk temperatuurmetingen met kwikthermometers op -25, -50 en -100 cm en met Six-thermometers op -10 en -20 cm, verder elektrische temperatuurregistraties op verschillende diepten tussen 0 en -30 cm met weerstandsthermometers en thermoëlementen.

De metingen met de Six-thermometers vonden plaats in het kader van het agrometeorologisch waarnemingsschema, dat werd opgesteld om verschillende proefvelden in meteorologisch opzicht met elkaar te kunnen vergelijken. De amplitudenverhouding A_{-10}/A_{-20} vertoont een zwakke jaarlijkse gang met — op de meeste stations — een winterminimum, dat door het betere geleidingsvermogen van de bodem in de winter veroorzaakt wordt.

Uit de overige bovengenoemde grondtemperatuurmetingen zijn door Fourier-analyse amplitude en phase van de eerste (eventueel hogere) harmonische in de jaarlijkse of dagelijkse gang berekend. De hieruit volgende natuurlijke logaritmische

van de amplitudenverhouding voor twee diepten (p) blijkt systematische afwijkingen te vertonen van het bijbehorende faseverschil (q), ofschoon volgens de gebruikelijke theorie p en q gelijk moesten zijn.

De theorie van de warmtebeweging in een gelaagde bodem of in een bodem, waarvan warmtegeleidingsvermogen λ en warmtecapaciteit C exponentieel met de diepte veranderen, wordt ontwikkeld en laat zien dat genoemde afwijkingen, ook kwantitatief, door een inhomogeniteit van de bodem verklaard kunnen worden. Deze inhomogeniteit kan ontstaan door een met de diepte veranderend vochtgehalte. Volgens de theorie is $p > q$, als λC met de diepte toeneemt; $p < q$ als λC naar beneden afneemt en $p = q$ indien λC constant is. De uit het faseverschil berekende waarde van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt $a = \lambda/C$ vormt in het algemeen een veel betere benadering van de werkelijke waarde, dan de uit de amplitudenverhouding berekende a . Het verloop van a met de diepte blijkt in de bovenste 30 cm dikke laag een typische jaarlijkse gang te vertonen.

De waterhuishouding in de bodem wordt onderzocht met behulp van water-spanningsmeters, welk onderzoek nog in een beginstadium verkeert.

De metingen in de atmosfeer omvatten temperatuur- en vochtigheidsmetingen. Eerstgenoemden werden verricht met Six-thermometers op +10 en +200 cm (volgens het agrometeorologische schema), met weerstandsthermometers op dezelfde hoogten en met thermoëlementen op +10 en +20 cm. De waarnemingen met de Six-thermometers geven de amplitudenverhoudingen $A_{10}/(A_0)$ en A_{10}/A_{200} . Eerstgenoemde verhouding bezit, zowel bij kale als bij begroeiide grond, een uitgesproken wintermaximum, dat veroorzaakt wordt door een gedeeltelijke ont-koppeling van de warmtegolven in bodem en lucht, in samenwerking met een vochtig en soms bevroren oppervlaktelaagje. A_{10}/A_{200} vertoont daarentegen een zomermaximum, tengevolge van de sterke oververhitting van de lucht bij de bodem in de zomer en het feit dat de temperatuur golf in de winter blijkbaar niet van de bodemoppervlakte, maar van een enkele decimeters hoger gelegen niveau uitgaat. Het verschil tussen de minimumtemperaturen op +200 en +10 cm vertoont zowel in jaar- en maandgemiddelden als in frequentiestatistiek typische verschillen tussen de verschillende stations. De minimumtemperatuur op +10 cm is het gehele jaar door ongeveer een graad lager dan die op +200 cm; het dagelijks maximum op +10 cm is in de zomer enkele graden hoger, in de winter echter ongeveer een halve graad lager dan dat op +200 cm.

Zowel uit de metingen met de Six-thermometers als uit de elektrische registraties volgt dat het jaargemiddelde van de grondtemperatuur ruim een graad hoger is, dan dat van de luchttemperatuur.

Met een weerstandsthermometer, bestaande uit een vrij uitgespannen, 10 μ dikke Pt-draad, zijn de correcties tengevolge van de bijzondere thermometer-opstellingen bepaald.

Het psychrometrisch verschil op +10 cm, +2 m en +11 m werd met een spanningspsychrometer (thermoëlementen met natte en droge contactplaats) op het laboratoriumterrein geregistreerd. De dagelijkse gang van de relatieve vochtigheid vertoont voor de verschillende plaatsen slechts geringe verschillen. De dampspanningen op +2 m en +11 m verschillen weinig, die op +10 cm is overdag ongeveer een mm hoger.

Uit de resultaten van de metingen van totale globale straling, grond- en luchttemperaturen en luchtvochtigheden werd met behulp van schattingen van gereflecteerde straling en effectieve uitstraling, de energiebalans opgemaakt voor de oppervlakte van het laboratoriumterrein. Midden overdag wordt van de totale

stralingsenergie, die het aardoppervlak ten goede komt, 30 % door de bodem en 30 % door de lucht afgevoerd, terwijl 40 % voor verdamping gebruikt wordt. 's Nachts wordt 80 % van de uitgestraalde energie door de bodem geleverd, de rest door de atmosfeer en dauw. Uit de energiebalans volgt voor de dagsom van de verdamping van het aardoppervlak een waarde van 1 mm, hetgeen ruim de helft is van de verdamping, die door dagelijkse weging van een graszode bepaald werd. Het verschil ontstaat hoofdzakelijk door de advection, die bij het nog al inhomogene terrein een belangrijke rol speelt.

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird eine Bearbeitung gegeben der „bodenmeteorologischen“ Beobachtungen, welche 1917-'42 seitens des physikalisch-meteorologischen Laboratoriums der landwirtschaftlichen Hochschule in Wageningen gemacht worden sind. Mit „Bodenmeteorologie“ wird die Meteorologie der Luft- und Bodenschicht zwischen 2 m über (+2 m) und 2 m unter (-2 m) der Oberfläche bezeichnet. Die Untersuchungen haben grösstenteils stattgefunden am Rasenplatz hinter dem Laboratorium, weiter an mehreren landwirtschaftlichen Versuchsfeldern in Wageningen und an einigen draussen. Das wissenschaftliche Ziel war einen Beitrag zu liefern zur Lösung des Problems des Wärme- und Feuchthaushalts der Bodenoberfläche unter niederländischen Umständen. Praktisches Ziel war die Ermittlung in agrarmeteorologischer Hinsicht wichtiger Daten zu Diensten der landwirtschaftlichen Untersuchungen und des Unterrichts der obengenannten Hochschule.

Kapitel I gibt, neben einer allgemeinen Einleitung über Ziel und Plan der Untersuchungen, einen kurzen Überblick über die vorher in Holland vorgenommenen bodenmeteorologischen Forschungen.

Kapitel II beschreibt die Geschichte und den gegenwärtigen Zustand des Beobachtungsplatzes und die Experimente.

Kapitel III gibt eine kurze Beschreibung der Registrierungen von Sonnen- und Himmelstrahlung, von Niederschlagsmengen und von Windrichtung und -Stärke.

Kapitel IV behandelt die Bodentemperaturen in 25, 50 und 100 cm Tiefe in mit Gras bewachsenen Ton. Aus dem jährlichen Temperaturverlauf wurden mittels harmonischer Analyse Amplituden und Phasen der einfachen Wärmewellen berechnet. Es stellte sich heraus dass der natürliche Logarithmus vom Amplitudenverhältnis (p) und das Phasenunterschied in Bogenmass (q) zweier Horizontalebene einen systematischen Unterschied zeigen, der durch eine Inhomogenität des Bodens (z.B. infolge einer Inhomogenität des Feuchtgehalts) gedeutet werden kann. Die verschiedenen, an den täglichen Bodenthermometerablesungen angebrachten Korrekturen werden diskutiert. Die Werte von p und q und die daraus berechneten Temperaturausgleichskoeffizienten in Wageningen, Groningen und De Bilt werden miteinander verglichen.

Kapitel V beschreibt das agrarmeteorologische Beobachtungsschema, das aufgestellt wurde zum Vergleich verschiedener Versuchsfelder in agrarmeteorologischer Hinsicht.

In Kapitel VI werden die Temperaturmessungen mittels Sixthermometer auf +200, +10, -10 und -20 cm und mittels Hg-Thermometer auf -100 cm besprochen, welche im Rahmen des agrarmeteorologischen Beobachtungsschemas vor-

genommen wurden. Das Amplitudenverhältnis A_{-10}/A_{-20} zeigt nur einen schwachen jährlichen Gang. Das Verhältnis $A_{10}/(A_0)$ weist dagegen ein ausgesprochenes Wintermaximum auf, während A_{10}/A_{200} ein Sommermaximum hat. Die Ergebnisse verschiedener Stationen werden diskutiert. Es stellte sich heraus dass, über alle Stationen gemittelt, die Minimumtemperatur auf +10 cm das ganze Jahr hindurch ungefähr einen Grad niedriger ist als die Minimumtemperatur auf +200 cm. Das Maximum auf +10 cm ist im Sommer mehrere Grade höher, im Winter aber ungefähr einen halben Grad niedriger als das Maximum auf +200 cm. Die Frequenzstatistiken der Differenzen von den Minimumtemperaturen auf +200 und +10 cm, welche für das Nachtfroststudium wichtig sind, zeigen für die verschiedenen Stationen charakteristische Unterschiede. Die Bodentemperatur in 1 m Tiefe ist im Mittel einen Grad höher als die Lufttemperatur in 2 m Höhe.

Kapitel VII gibt die Ergebnisse elektrischer Temperaturregistrierungen in verschiedenen Höhen und Tiefen. In einem ersten Abschnitt sind die Ergebnisse der Messungen mit Widerstandsthermometern auf -10, +10 und +200 cm bei mit Gras bewachsenem Ton und bei nacktem Sand behandelt, somit Messungen mit einem 10μ starken Pt-Draht, zur Verifikation der verschiedenen Thermometeraufstellungen. Ein zweiter Abschnitt beschreibt Temperaturmessungen mit Thermoelementen auf +20, +10, 0, -10, -20 und -30 cm in spezieller Aufstellung, wodurch die natürlichen Umstände an den Messstellen am wenigsten gestört werden. Aus dem täglichen Temperaturverlauf im Boden folgt hier, ebenso wie aus dem jährlichen in Kapitel IV, eine systematische Ungleichheit zwischen p und q , die mit einer von der Bodenfeuchtigkeit verursachten Inhomogenität des Bodens in Zusammenhang gebracht wird. Das Verlauf der Temperaturausgleichungskoeffizient mit der Tiefe weist einen typischen jährlichen Gang auf.

Kapitel VIII gibt in einem ersten Abschnitt die Ergebnisse einer Luftfeuchtigkeitsregistrierung mit Thermoelementpsychrometern in 10 cm, 2 m und 10 m Höhe. Ein zweiter Abschnitt beschreibt die Messungen der Verdunstung der Bodenoberfläche und ihre Ergebnisse. Durch tägliche Wägungen einer Sode und einer eingegrabenen Schale mit Wasser wurde die Verdunstung von mit Gras bewachsenem Ton und von einer freien Wasseroberfläche bestimmt. In dem dritten Abschnitt wird kurz über einer experimentellen Methode zur Bestimmung der Bodenfeuchtigkeit und der Bodenwasserbewegung berichtet.

Kapitel IX behandelt die Energiebilanz der Oberfläche des mit Gras bewachsenen Versuchsfeldes. Der tägliche Gang des Austauschkoefizienten und der vier Posten: Strahlungsenergie, Wärmestrom im Boden, Wärmestrom in der Luft und Verdunstung wird berechnet.

Kapitel X bringt die Theorie der Wärmebewegung im homogenen und inhomogenen Boden. Es wird der Fall mit der Tiefe diskontinuierlich veränderlicher Wärmeleitfähigkeit λ und Wärmekapazität C im geschichteten Boden behandelt. Anschliessend wird, unter Annahme eines exponentiellen Verlaufs von λ und C mit der Tiefe, die Differentialgleichung der Wärmebewegung im Boden gelöst. Es wird gezeigt dass in beiden Fällen $p = q$ bei konstanter λC , $p > q$ bei mit der Tiefe zunehmender λC und $p < q$ bei mit der Tiefe abnehmender λC . Hierdurch lassen sich die gefundenen Unterschiede zwischen p und q auch quantitativ erklären.

LITERATUUROPGAVE

1. ALBRECHT, F.; Thermometer zur Messung der wahren Lufttemperatur. *Met. Zs.* 44, 420, 1927.
2. ALBRECHT, F.; Ein Strahlungsbilanzmesser zur Messung des Strahlungshaushaltes von Oberflächen. *Met. Zs.* 50, 62, 1933.
3. ÅNGSTRÖM, A.; On the radiation and temperature of snow and the convection of the air and its surface. *Archiv för matematik, astronomi och fysik* 13, 1918.
4. BLEEKER, W.; Leerboek der meteorologie I, blz. 20 e.v., Zutphen 1942.
5. BRAAK, C.; Het klimaat van Nederland. B. Lucht- en grondtemperatuur. *Med. en Verh. K.N.M.I.* 33, 1930.
6. BRAAK, C.; Het klimaat van Nederland. E. Verdamping. *Med. en Verh. K.N.M.I.* 39, 1936.
7. BRAAK, C.; Het klimaat van Nederland. F. Zonneschijn en bewolking. *Med. en Verh. K.N.M.I.* 40, 1937.
8. BRAAK, C.; Het klimaat van Nederland. G. Vochtigheid. *Med. en Verh. K.N.M.I.* 41, 1938.
9. BRAAK, C.; Het klimaat van Nederland. B (vervolg). Luchttemperatuur. *Med. en Verh. K.N.M.I.* 43, 1940.
10. BRAAK, C. en VISSER, S. W.; Grondtemperaturen te Groningen. *Verl. van landbouwk. onderz.* 47, 817, 1941.
11. BRAAK, C.; Meteorologische waarnemingen op het lysimeterstation te Castricum. Notulen van de 21ste vergadering der Commissie voor Landbouwecologie, 1942.
12. BRAAK, C.; Het klimaat van Nederland B. Grondtemperatuur, minimumtemperatuur nabij de grond en nachtvorst. *Med. en Verh. N.M.I.*, 47, 1943.
13. DIEREN, J. W. VAN; Organogene Dünenbildung. *Diss. A'dam*, 1934.
14. DORNÓ, C.; Physik der Sonnen- und Himmelstrahlung. Braunschweig 1919.
15. FALKENBERG, G.; Der nächtliche Wärmehaushalt bodennaher Luftschichten. *Met. Zs.* 49, 369, 1932.
16. FRANSSILA, M.; Mikroklimatische Untersuchungen des Wärmehaushalts. *Diss. Helsinki*, 1936.
17. GEIGER, R.; Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1942.
18. GEIGER, R.; Mikroklima und Pflanzenklima. *Handb. der Klim.* I D, 1930.
19. GEIGER, R.; Gibt es eine Lufttemperatur der bodennahen Luftschicht? *Biokl. Beibl.* 1, 115, 1934.
20. GEIGER, R. und SCHMIDT, W.; Einheitliche Bezeichnungen in kleinklimatischer und mikroklimatischer Forschung. *Biokl. Beibl.* 1, 153, 1934.
21. GULIK, D. VAN; Stralingsmetingen te Wageningen. *Med. van de L.H.S.* 33, verh. 5, 1929.
22. HANN und SÜRING; Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1926, blz. 788.
23. HUIZINGA, T. K.; Grondmechanica en haar toepassingen bij grond- en kunstwerken. Amsterdam 1942.
24. ISRAËLSEN, O. W.; The application of hydrodynamics to irrigation and drainage problems. *Hilgardia* 2, 479, 1927.
25. KÁRMÁN, TH. VON; Turbulence and skin friction. *Journ. of the aer. sci.* 1, 1, 1934.
26. KEEN, B. A.; The physical properties of the soil. London 1931.
27. KLEINSCHMIDT, E.; Meteorologische Apparate und Beobachtungsmethoden. Linke's meteorologisches Taschenbuch I, Leipzig 1931.

28. LINKE's Meteorologisches Taschenbuch II, blz. 42, Leipzig 1933.
29. MASCHHAUPT, J. G.; Lysimeter-onderzoekingen aan het Rijkslandbouwproefstation te Groningen en elders. I. Regenval, drainage en verdamping. Versl. v. landbouwk. onderz. 44, 1, 1938.
30. MILANKOVITCH, M.; Mathematische Klimalehre. Handb. d. Klin. I, A 98, 1930.
31. NEDERLANDSCH METEOROLOGISCH INSTITUUT; Beschrijving der verschillende vormen van neerslag, atmosferische troebeling en andere verschijnselen. Den Haag 1941.
32. PATTEN, H. E.; Heat transference in soils. Bull. of the Bureau of soils (U.S. Dept. of Agr.) 59, 1909.
33. PINKHOF, M.; Het micro-klimaat in een beboscht heuvelgebied. Hemel en dampkring 36, 213 en 260, 1938.
34. PRANDTL, Meteorologische Anwendung der Strömungslehre. Beitr. z. Phys. d. freien Atm. 19, 188, 1932.
35. PRINS, J. A.; Locale verdeling van nachtvorst om Wageningen. Landbouwk. Tijdschr. 5, 99, 1939.
36. PRINS, J. A. en PEERLKAMP, P. K.; Registrerende meteorologische instrumenten aan de L.H.S. te Wageningen. Hemel en dampkring 38, 377, 1940.
37. PRINS, J. A.; Winter, lente en zomer van 1940 te Wageningen in agrometeorologische maandgrafieken. Landbouwk. Tijdschr. 52, 525, 1940.
38. PRINS, J. A.; Het verrichten van agrometeorologische waarnemingen en de resultaten voor herfst en winter 1940-'41. Landbouwk. Tijdschr. 53, 510, 1941.
39. PRINS, J. A.; Agrometeorologische grafieken tot Maart 1942 met enkele beschouwingen daarover. Landbouwk. Tijdschr. 54, 219, 1942.
40. Protokolle der Tagung der Kommission für landwirtschaftliche Meteorologie der I.M.O. in Danzig in 1935. Leiden 1936.
41. Protokolle der Tagung der Kommission für landwirtschaftliche Meteorologie der I.M.O. in Salzburg in 1937. Leiden 1938.
42. REESINCK, J. J. M.; Het verband tussen zonnenschijnduur, bewolking en stralingsintensiteit in Nederland. Med. v. d. L.H.S. 44, verh. 5, 1940.
43. REESINCK, J. J. M. en VRIES, D. A. DE; De jaarlijkse en dagelijkse gang van het daglicht in Nederland. Med. v. d. L.H.S. 46, verh. 1, 1942.
44. ROSSBY, C. G. and MONTGOMERY, B. B.; The layer of frictional influence in wind and ocean currents. Mass. Inst. of Techn. Meteor. Papers 3, 1935.
45. ROSSI, V.; Über mikroklimatische Temperatur- und Feuchtigkeitsbeobachtungen mit Thermoelementpsychrometern. Mitt. d. Met. Inst. d. Univ. Helsingfors 24, 1933.
46. SCHMIDT, W.; Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Probleme der kosmischen Physik VII. Hamburg 1925.
47. SCHUBERT, J.; Das Klima der Bodenoberfläche und der unteren Luftschicht in Mitteleuropa. Handb. d. Bodenlehre II, 54, 1929.
48. SCHUBERT, J.; Das Verhalten des Bodens gegen Wärme. Handb. d. Bodenlehre VI, 1929.
49. STOK, J. P. VAN DER; Bijdrage tot de kennis van het klimaat van Nederland. Tijdschr. v. h. Kon. Ned. Aardr. Gen., 2e serie, 33, 1 en 163, 1916.
50. ZUIDHOF, G. en VRIES, D. A. DE; Stralingsmetingen te Wageningen 1930-1940. Med. v. d. L.H.S. 44, verh. 4, 1940.
51. ZIJLSTRA, K.; Het waterverbruik van grasland. Versl. v. landbouwk. onderzoek 44, 185, 1938.

LIJST VAN FIGUREN

	Blz.
1. Het meteorologisch waarnemingsterrein achter het Nat. Lab.	2
2. Plattegrond van het waarnemingsterrein	8
3. Horizonafdekking voor de oude plaats van de grondthermometers bij het Nat. Lab.	13
4. Horizonafdekking voor de nieuwe plaats van de grondthermometers bij het Nat. Lab.	13
5. Waarden van T_k (-25 cm; 1927) en van $\sin \frac{2\pi(k-\frac{1}{2})}{52}$	17
6. Schema voor de berekening van de „grondtoon” in de temperatuurgolf	17
7. Schema voor de berekening van de 1e, 3e en 7e „boventoon” in de temperatuurgolf	18
8. Jaarlijkse gang van de grondtemperaturen op -25 en -100 cm in Wageningen en De Bilt	19
9. Temperatuurvereffeningscoëfficiënt voor de laag van -25 tot -100 cm te Wageningen	28
10. Ligging der waarnemingsplaatsen in Nederland	31
11. Ligging der agrometeorologische stations te Wageningen	31
12. Six-thermometers voor lucht- en grondtemperatuur	32
13. Statief met Six-thermometer op +10 cm	32
14. Horizonafdekking voor Landbouwscheikunde (IV)	33
15. Horizonafdekking voor Groenewoud (V)	33
16. Horizonafdekking voor Wolfswaard (VII)	34
17. Horizonafdekking voor Spijk (VIII)	34
18. Decadenbriefje	35
19. $A_{10}(A_0)$ voor Natuurkunde VI (klei en zand), Beesel en Wilhelminadorp (Sept. '38-Mei '42)	39
20. $A_{10}(A_0)$ voor Landbouwscheikunde IV, Groenewoud V en Spijk VIII (Sept. '38-Mei '42)	39
21. Jaarlijkse gang van $A_{10}(A_0)$ gemiddeld over 1938-'42	40
22. A_{10}/A_{200} voor de verschillende stations (Febr. '38-Mei '42)	43
23. Jaarlijkse gang van $A_{10}A_{200}$ (gemiddeld over 1938-'42)	43
24. Jaarlijkse gang van de maximum, gemiddelde en minimum-dagtemperaturen op +10 en +200 cm te Wageningen	45
25. Statistieken van de frequentie van $m_{200} - m_{10}$ voor verschillende stations	49
26. Opstelling van de thermoëlementen bij de spanningsthermograaf	57
27. Gedeelte uit een registratie van de spanningsthermograaf	58
28. Amplituden en fasen van de dagelijkse temperatuurgang op -30, -20, -10, 0, +10, +20 en +200 cm	62
29. Temperatuurvereffeningscoëfficiënten tussen 0 en -30 cm als functie van de diepte	64
30. Thermoëlement met natte en droge contactplaats bij de spanningspsychrometer	67
31. Dagelijkse gang van relatieve vochtigheid en dampspanning op +10 cm, +2 m en +11 m	68
32. Energiebalans van het aardoppervlak in Wageningen	76

LIJST VAN TABELLEN

	Blz.
I. Thermometercorrecties en daarmee gecorrigeerde jaargemiddelden van de temperaturen op -25, -50 en -100 cm in de jaren 1917-'42	14
II. Gecorrigeerde jaargemiddelden van de temperaturen op -25, -50 en -100 cm in Wageningen en De Bilt (gem. 1917-'42)	15
III. Fourier-coëfficiënten van de eerste orde voor -25 en -100 cm en $75 \sqrt{\omega/2a}$ uit amplitudenverhoudingen en phaseverschillen in de jaren 1917-'42	21
IV. $75 \sqrt{\omega/2a}$ uit amplitudenverhoudingen en phaseverschillen in De Bilt, Wageningen en Groningen (laag -25 tot -100 cm)	22
V. Gemiddelde waarden van $75 \sqrt{\omega/2a}$ voor $n = 1, 2, 4$ en 8 en de bodemlagen 25-100 en 25-50 cm	23
VI. Systematische correcties op gemiddelde en Fourier-coëfficiënten van de temperaturen op -25, -50 en -100 cm in Wageningen en De Bilt	24
VII. p, q en a in Wageningen, De Bilt en Groningen	28
VIII. Amplituden en amplitudenverhoudingen voor Groenewoud (V), Juli '41	37
IX. A_{10}/A_{20} voor verschillende stations en jaargetijden (gemiddeld over 1939-'42)	37
X. Gemiddelde temperaturen en halve temperatuuramplituden op +2 m en +10 cm (gemiddeld over 1938-'42)	46
XI. Jaargemiddelden van daggemiddelden, amplituden, maxima en minima der temperaturen op +2 m en +10 cm (gem. 1938-'42)	47
XII. $m_{200} - m_{10}$ voor verschillende stations (gem. over 1938-'42)	48
XIII. Temperaturen op -100 cm voor verschillende stations (gem. over 1941 en '42)	50
XIV. Temperaturen op -100 cm op zonne- en schaduwplaats	50
XV. Jaargemiddelden van de temperatuur op -1 m en van $\frac{1}{2}(M + m)$ op +2 m (gem. over 1941-'42)	51
XVI. Maand- en jaargemiddelden van de gemiddelde dagelijkse temperatuur en van amplitude en tijdstip van het maximum van de eerste harmonische in de dagelijkse temperatuurgolf op +2 m, +10 en -10 cm. Metingen met weerstandsthermograaf	55
XVII. Grondtemperaturen op -1 m en luchttemperaturen op +2 m in Wageningen en De Bilt (gem. over April '40-Mrt. '42)	54
XVIII. Maand- en jaargemiddelden van gemiddelde dagelijkse temperatuur en van amplitude en tijdstip van het maximum van de eerste harmonische in de dagelijkse temperatuurgolf op -30, -20, -10, 0, +10 en +20 cm volgens metingen met de spanningsthermograaf	60
XIX. Seizoen- en jaargemiddelden van gemiddelde dagelijkse temperatuur en van amplitude en tijdstip van het maximum van de eerste harmonische in de dagelijkse temperatuurgolf op heldere en donkere dagen met de spanningsthermograaf	61

	Blz.
XX. 10p en 10q voor de bodemlagen 0-10, 10-20 en 20-30 cm diepte volgens metingen met de spanningsthermograaf	63
XXI. Dagelijkse gang van de relatieve vochtigheid op +11 m, +2 m en +10 cm	69
XXII. Dagelijkse gang van de dampspanning op +11 m, +2 m en +10 cm	70
XXIII. Dagsommen van de verdamping van klei met gras en water . . .	71
XXIV. Dagelijkse gang van de uitwisselingscoëfficiënt op ongeveer +1 m.	75
XXV. Dagelijkse gang van de energiebalans van het aardoppervlak . . .	76

LIJST VAN GEBRUIKTE SYMBOLEN

- a = temperatuurvereffeningscoëfficiënt ($= \lambda/C$).
 a_n = Fourier-coëfficiënt van de n -de cos-term.
 A = temperatuuramplitude op diepte (hoogte) x (in hoofdstuk VI: A_x).
 b_n = Fourier-coëfficiënt van de n -de sin-term.
 B = warmtestroom in de bodem.
 c_p = soortelijke warmte van lucht bij constante druk.
 C = warmtecapaciteit ($=$ waterwaarde van 1 cm^3).
 D = dempingsdiepte ($= \sqrt{2a/\omega}$).
 f = specifieke vochtigheid van de lucht.
 g = gemiddelde van de dagelijkse maximum -en minimum-temperatuur.
 I = dagsom van de totale globale straling.
 K = constante.
 L = warmtestroom in de lucht.
 m = dagelijkse minimum-temperatuur.
 M = dagelijkse maximum-temperatuur.
 p = \ln (temperatuuramplitudenverhouding) voor twee plaatsen met diepteverschil één.
 q = faseverschil in radialen tussen het temperatuurverloop op twee plaatsen met diepteverschil één.
 Q = maximale waarde van de dagsom der totale globale straling.
 R = relatieve zonneshijnduur.
 S = energiestroom in de vorm van straling.
 t = tijd.
 T = temperatuur.
 T_o = gemiddelde temperatuur aan het aardoppervlak.
 T_n = amplitude van de n -de harmonische in de temperatuurgolf aan het aardoppervlak.
 V = energie, per tijdseenheid voor verdamping aan het aardoppervlak gebruikt.
 w = verdampingswarmte van water.
 W = bewolkingsgraad.
 x = diepte onder of hoogte boven het aardoppervlak.
 η = uitwisselingscoëfficiënt.
 Θ = potentiële temperatuur.
 λ = warmtegeleidingsvermogen.
 φ = phase van de temperatuurgolf op diepte (hoogte) x .
 ω = cirkelfrequentie ($= 2\pi/\text{periode}$).

INHOUD

HOOFDSTUK I		Blz.
Inleiding. Probleemstelling		3
§ 1. Onderwerp		3
§ 2. Het studieobject oer meteorologie		3
§ 3. Doel en object der waarnemingen door het Nat. Lab. der L.H.S.		4
§ 4. Opzet der waarnemingen. Probleemstelling		5
§ 5. Vroegere bodemmeteorologische onderzoekingen		6
HOOFDSTUK II		
De meteorologische waarnemingen en het waarnemingsterrein sinds 1910		7
§ 6. De geschiedenis van terrein en onderzoek		7
§ 7. De tegenwoordige toestand van het waarnemingsterrein		9
HOOFDSTUK III		
A. Zonneschijn en bewolking		10
§ 8. De intensiteit van de op het aardoppervlak vallende straling		10
§ 9. Heldere en donkere dagen		10
B. Neerslag		11
§ 10. Het registreren van de neerslag		11
C. Windsterkte en windrichting		11
§ 11. Het meten van windsterkte en windrichting		11
HOOFDSTUK IV		
Grondtemperaturen op -25, -50 en -100 cm		12
§ 12. Beschrijving en zuivering van het waarnemingsmateriaal. Jaar- middelen		12
§ 13. De harmonische analyse		15
§ 14. Het rekenschema voor de harmonische analyse		16
§ 15. Voorlopige resultaten		19
§ 16. Systematische correcties		23
§ 17. De temperatuurvereffeningscoëfficiënt		27
HOOFDSTUK V		
De agrometeorologische veldwaarnemingen		30
§ 18. Het waarnemingsschema. Maandgrafieken		30
HOOFDSTUK VI		
De temperaturen op +200, +10, -10, -20 en -100 cm volgens de agrometeo- rologische veldwaarnemingen		36
§ 19. De temperatuuramplituden en hun verhoudingen		36
§ 20. De luchttemperaturen op +10 en +200 cm		42
§ 21. De minimum-temperaturen op +10 en +200 cm		47
§ 22. De grondtemperatuur op -100 cm		49

HOOFDSTUK VII		Blz.
Electrische temperatuurregistratie op verschillende hoogten en diepten . . .		51
A. De weerstandsthermograaf van Brown		51
§ 23. De meetmethoden		51
§ 24. Resultaten van de temperatuurmetingen met de weerstandsthermograaf		53
B. De spanningsthermograaf		56
§ 25. Doel. Meetmethode. Bewerking van het waarnemingsmateriaal . .		56
§ 26. De temperaturen op 0, -10, -20 en -30 cm		59
§ 27. De luchttemperaturen op +20 en +10 cm		65

HOOFDSTUK VIII		
De waterhuishouding nabij het aardoppervlak		66
A. De luchtvochtigheid		66
§ 28. De spanningspsychrometer		66
§ 29. De dagelijkse gang van de luchtvochtigheid op 10 cm, 2 m en 11 m		67
B. De verdamping		69
§ 30. Methode en resultaten		69
C. Het bodemwater		72
§ 31. Meetmethoden		72

HOOFDSTUK IX		
De energiebalans van het aardoppervlak		73
§ 32. Bepaling van de energiebalans voor het met gras begroeide waarnemingsterrein		73

HOOFDSTUK X		
Theorie van de warmtebeweging in de bodem		77
§ 33. De afhankelijkheid van T , λ en C van de tijd		77
§ 34. De warmtebeweging in een homogene bodem		78
§ 35. Berekening van λ en C uit het temperatuurverloop in een inhomogene bodem		78
§ 36. De warmtebeweging in een gelaagde bodem		79
§ 37. De warmtebeweging in een inhomogene bodem, waarvan λ en C exponentieel met de diepte veranderen		81
§ 38. Het phaseverschil tussen straling en oppervlaktetemperatuur . .		85
Samenvatting		86
Zusammenfassung		88
Literatuuropgave		90
Lijst van figuren		92
Lijst van tabellen		93
Lijst van gebruikte symbolen		94
Inhoud		95

Aan de nagedachtenis van mijn Vader
Aan mijn Moeder
Aan mijn aanstaande Vrouw

DE INHOUD VAN HET PROEFSCHRIFT KAN DOOR
BIJZONDERE OMSTANDIGHEDEN EERST LATER IN
DRUK VERSCHIJNEN EN ZAL DAN, ZOO MOGELIJK,
OPGENOMEN WORDEN IN DE MEDEDEELINGEN DER
LANDBOUWHOOGESCHOOL

Bij het beëindigen van dit proefschrift gaan mijn gedachten terug langs den weg, die naar deze mijlpaal in mijn leven voerde en gaarne grijp ik de gelegenheid aan om hun dank te zeggen, die mij op dezen weg hulp en steun verleenden.

Aan U, Hooggeleerde PRINS, denk ik daarbij in de eerste plaats. Onder Uw inspireerende leiding kwam dit proefschrift tot stand. Als Uw medewerker bij de reorganisatie van het natuurkunde-onderwijs aan de Landbouwhoogeschool en de daarmee gepaard gaande uitbreiding van Uw laboratorium kreeg ik, gesteund door Uw veelzijdige kennis, gelegenheid een rijke ervaring op te doen. Dat ik, mede door Uw toedoen, in staat gesteld werd die ervaring nog uit te breiden door het geven van de colleges in de hydraulica, stel ik zeer op prijs. De groote bereidwilligheid, waarmee Gij mij te allen tijde in grootere en kleinere wetenschappelijke en persoonlijke moeilijkheden met raad en daad hebt willen bijstaan, zal bij mij steeds in dankbare herinnering blijven.

Hooggeleerde VAN EVERDINGEN, dat Gij terstond bereid waart bij deze gelegenheid als Promotor op te treden, stel ik op hoogen prijs. Voor Uw levendige belangstelling en Uw critische opmerkingen, welke tot vruchtbare discussies leidden, ben ik U zeer erkentelijk.

Hooggeleerde COSTER, aan Uw laboratorium groeiden de physische kennis en de vaardigheid in het experimenteren op, waarvan ik in Wageningen terstond de vruchten kon plukken. De prettige medewerking, die ik als Uw leerling en Uw assistent steeds van U mocht ondervinden, stemt mij tot groote dankbaarheid.

Hooggeleerde ZERNIKE, de origineele manier, waarop Gij op Uw colleges vele onderwerpen uit de theoretische natuurkunde behandelt, is mij altijd een voorbeeld gebleven.

Hooggeleerde KRONIG, de wijze, waarop Gij mij hebt ingewijd in de geheimen van de moderne physica, zal steeds een prettige herinnering blijven. Dat ik destijds genoodzaakt was een reeds begonnen onderzoek, waarbij ik van U groote medewerking ondervond, op te geven, valt slechts te betreuren.

Zeergeleerde BRAAK, U ben ik grooten dank verschuldigd voor de bereidwilligheid, waarmee Gij als Directeur van de IIIde Afdeling van het Nederlandsch Meteorologisch Instituut steeds de gevraagde inlichtingen hebt willen verschaffen.

Geachte LOOIJEN, in U dank ik het personeel van de werkplaats van het Natuurkundig Laboratorium der Landbouwhoogeschool voor de veelzijdige en spontane hulp, die mij te allen tijde geboden werd.

Geachte SANDERSE, in U zeg ik het personeel, belast met den meteorologischen dienst aan het Natuurkundig Laboratorium der Landbouwhoogeschool, dank voor de medewerking bij het verwerken van het half millioen waarnemingen.

Mijn groote erkentelijkheid betuig ik aan het personeel op de verschillende proefvelden en aan de overige waarnemers voor de nauwgezetheid, waarmee zij de agrometeorologische waarnemingen hebben verricht.

STELLINGEN

I

De thermische eigenschappen van den bodem zijn in de eerste plaats afhankelijk van den pakkingsgraad en het vochtgehalte en slechts secundair van de grondsoort.

II

In afwijking van de voorstelling, die de meeste boeken hieromtrent geven, bestaan er systematische verschillen tusschen de natuurlijke logarithe van de amplitudenverhouding en het phaseverschil bij op verschillende diepten gemeten grondtemperaturen. Deze kunnen verklaard worden uit een gelaagdheid van den bodem.

III

Niet alleen bij begroeiiden, maar ook bij kalen grond werkt 's winters de oppervlakte als een deken, in dien zin, dat de temperatuuramplitude vlak onder het oppervlak eenige malen kleiner is dan vlak er boven. Dit is gedeeltelijk te wijten aan het feit, dat de oppervlakte vochtig is en soms bevroren.

IV

Het is wenschelijk met metingen van grondtemperaturen metingen over het watertransport in den bodem te verbinden, waartoe water-spanningsmeters het meest geschikte instrumenteele hulpmiddel zijn.

V

De bruikbaarheid van de methode, volgens welke de verdamping van het aardoppervlak uit het vochttransport in de atmosfeer bepaald wordt, dient aan directe verdampingsmetingen getoetst te worden.

VI

De bewering van Albrecht, dat met het door hem beschreven meet-instrument voor het warmtegeleidingsvermogen van den bodem het vochtgehalte van den grond te registreeren is, is in het algemeen onjuist.

VII

Het door Braak gevonden verschil in aanwijzing van grondthermometers met en zonder metalen beschermingshuls, dat door hem aan warmtegeleiding door de huls wordt toegeschreven, kan daardoor slechts ten deele verklaard worden.

Med. en Verh. N.M.I. **47**, 1943.

VIII

Bij zijn weerlegging van de door Schmidt gegeven afleiding van een verticale warmtestroom van de atmosfeer naar de aarde, gaat Ertel uit van een meestal niet toepasselijke voorstelling.

Met. Zs. **59**, 250, 1942.

IX

De nog sterk verbreide opvatting, dat de mogelijkheid van schaatsenrijden berust op vriespuntsverlaging tengevolge van den door den schaatsenrijder op het ijs uitgeoefenden druk, is onjuist.

Bowden and Hughes, Proc. Roy. Soc. **A 172**, 280, 1939.
Vrij, Faraday **13**, 1941.

X

De wijze, waarop in de meeste leerboeken de stralengang in den microscoop wordt voorgesteld, is doorgaans niet in overeenstemming met de werkelijkheid en geeft bij de leerlingen aanleiding tot misverstand omtrent de vergroting.

Lorentz, Beginselen der natuurkunde II.
Everh. Bouman, Beknopt leerboek der natuurkunde.
Reindersma en van Lohuizen, Nieuw leerboek der natuurkunde I.

XI

Het predicaat „amorf” voor dunne laagjes met afwijkende eigenschappen dient slechts met de grootste voorzichtigheid gebruikt te worden.

Kramer, Zs. f. Phys. **106**, 692, 1937.
Was, Diss. Utrecht, 1938.

XII

In verscheidene technische leerboeken worden de constanten in verschillende formules opgegeven met een nauwkeurigheid, die niet in overeenstemming is met de nauwkeurigheid van de formules zelf.

De Lange, Aerodynamica (Stroomingsleer).
Weyrauch und Strobel, Hydraulisches Rechnen.

XIII

De opvatting van Klemm, dat bij een vloeistofoppervlak de viscositeit van de oppervlaktelaag en de retardatie van de oppervlaktespanning twee geheel verschillende oorzaken zijn van de dynamische oppervlaktespanning, is onjuist.

Phys. Zs. **40**, 483, 1939 en **44**, 102, 1943.

XIV

De numerieke integratie van de differentiaalvergelijking van Laplace kan aanmerkelijk sneller uitgevoerd worden dan volgens de methode van Liebmann.

Journ. of appl. phys. **9**, 334, 1938.

XV

Bij het vervangen van de oude coördinaten x_i door nieuwe x'_i in de analytische projectieve meetkunde dient ook met woorden onderscheid gemaakt te worden tusschen

$$x'_i = \sum a_{ik} x_k \quad \text{en} \quad x_i = \sum b_{ik} x'_k.$$

Dit kan b.v. gebeuren, door $\|a_{ik}\|$ de „omrekeningsmatrix” en $\|b_{ik}\|$ de „substitutiematrix” te noemen, waardoor de naam „transformatie” voor het geheele begrip vrij blijft. Een tot verwarring aanleiding gevend gebruik van beide transformaties vindt men b.v. bij:

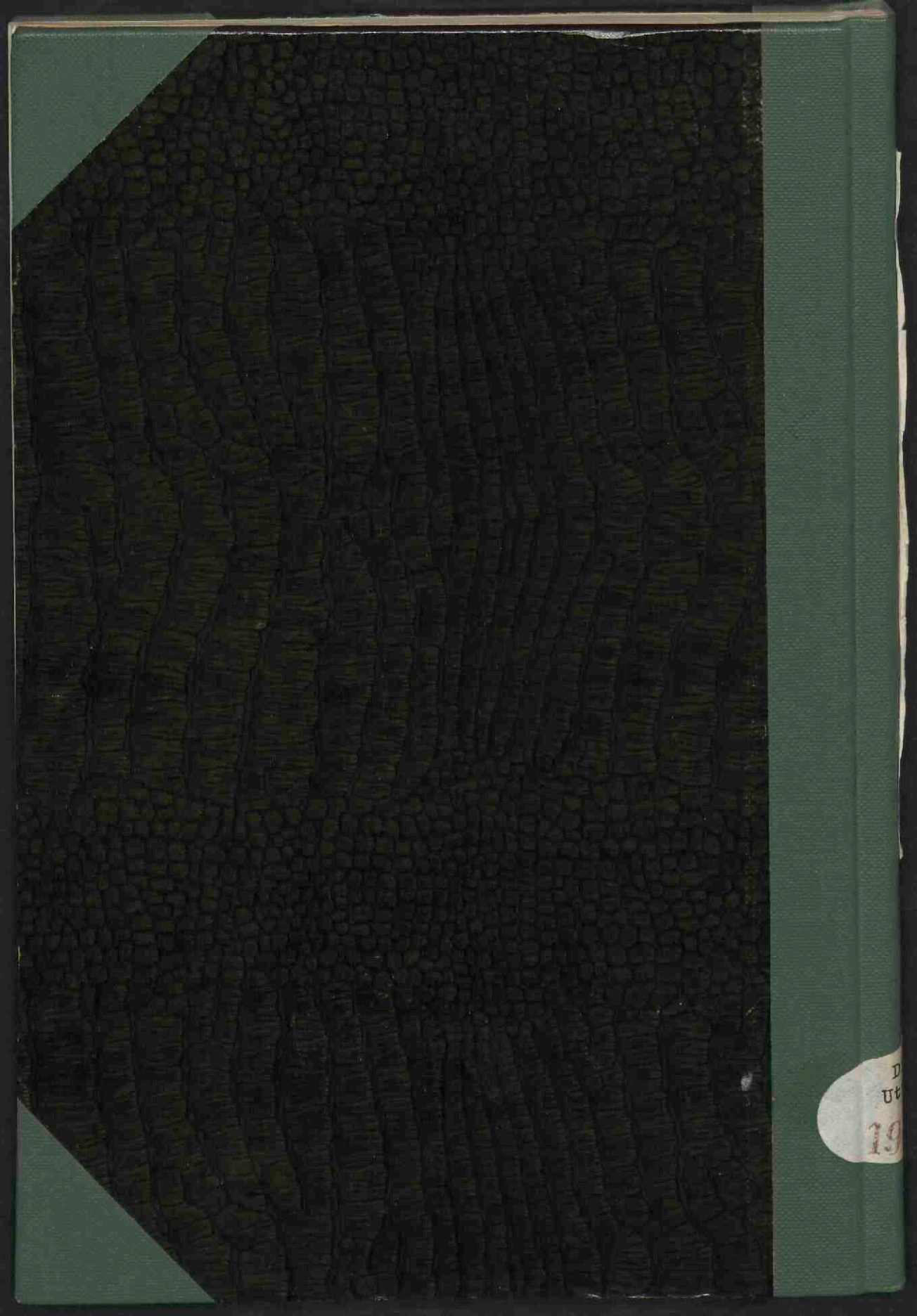
Bocher, Introduction to higher algebra,
1915, blz. 95 en 96.

Barrau, Analytische meetkunde I, 1918,
blz. 30 en 392.

XVI

Het is gewenscht bij de universitaire opleiding van physici „encyclopaedische colleges” voor de hulpwetenschappen en grensgebieden in te lassen, waarop in enkele uren de grondbegrippen en vaktermen aan voorbeelden worden duidelijk gemaakt, zonder naar algemeenheid te streven.

Rijksasiel „Veldzicht“
te Avereest.



D
U
19