

20 okt. 1960

KONINKLIJK NEDERLANDS
METEOROLOGISCH INSTITUUT

Verslagen V-72
(R III-257-1960)

Het meten van de warmtestroom in de
bodem met warmtestroommeetplaatjes

door

551.525.4

J.Q. Keijman

1. Inleiding.

Indien men de hoeveelheid warmte wil bepalen die de bodem in een gegeven tijdvak per oppervlakte-eenheid uit de atmosfeer opneemt of aan deze afstaat, kan men dit in principe op twee manieren doen.

In de eerste plaats kan men zijn doel bereiken door het meten van temperatuurveranderingen en soortelijke warmte tot een diepte waarop de temperatuurveranderingen te verwaarlozen zijn. Het produkt van soortelijke warmte en temperatuurverandering moet vervolgens voor de verschillende lagen gesommeerd worden.

In de tweede plaats kan men de warmtestroomdichtheid dicht onder het grensvlak van bodem en atmosfeer bepalen en vervolgens deze grootte integreren over het beschouwde tijdvak. Deze warmtestroomdichtheid kan met behulp van de verticale temperatuurgradiënt en het warmtegeleidingsvermogen van de bodem berekend worden.

De twee hierboven aangeduide methoden hebben vele praktische bezwaren. Een der voornaamste bezwaren is wel dat de zogenaamde bodemconstanten soortelijke warmte en warmtegeleidingsvermogen in het vrije veld in het geheel niet constant zijn daar zij afhangen van het steeds veranderende watergehalte van de bodem. Behalve de temperatuur zou men ook nog voortdurend het watergehalte van de bodem moeten bepalen.

Het is nu mogelijk gebleken de in de tweede plaats genoemde methode aanzienlijk te vereenvoudigen door de warmtestroomdichtheid te bepalen met behulp van warmtestroommeetplaatjes. Een dergelijk plaatje wordt horizontaal in de grond gebracht dicht onder het oppervlak. Een verticale warmtestroom veroorzaakt tussen de boven- en onderzijde van het plaatje een temperatuurverschil, dat als spanningsverschil geregistreerd wordt. Daar het warmtegeleidingsvermogen van het plaatje onafhankelijk van het watergehalte van de bodem is, bestaat er een vaste relatie tussen de warmtestroom door het plaatje en de afgegeven thermospanning.

2. Doel der metingen.

Tegen het gebruik van dergelijke plaatjes zijn bepaalde bezwaren in te brengen die een toetsing, onder omstandigheden zoals die in het vrije veld optreden, wenselijk maken. Door verschillende oorzaken zou de warmtestroom in de grond door het inbrengen van een plaatje verstoord kunnen worden, zodat de warmtestroomdichtheid door het plaatje niet gelijk is aan die door een horizontaal vlak op dezelfde diepte in de bodem. Deze mogelijke oorzaken van storing zijn:

- a) Een verschil in warmtegeleidingsvermogen van het plaatje en de omringende bodem. Is b.v. het geleidingsvermogen van het plaatje groter dan dat van de bodem, dan zal de warmtestroomdichtheid door het plaatje groter zijn dan in de bodem op gelijke diepte. Dit effect is kleiner naarmate de dikte van het plaatje kleiner is ten opzichte van de diameter of lengte en breedte.
- b) Bij neerslag kan zich water boven het plaatje verzamelen terwijl de bodem er onder droog blijft. Daardoor wordt het warmtegeleidingsvermogen boven het plaatje groter dan er beneden. Dit heeft weer een deformatie in het veld van de warmtestroom tot gevolg. De verschillen in watergehalte zullen door de capillaire werking van het bodemmateriaal vereffend worden. Dit bezwaar is geringer naarmate de horizontale afmetingen van het plaatje kleiner zijn.
- c) Het warmtecontact tussen plaatje en bodem kan onvoldoende zijn. Bepaalde grondsoorten zoals klei krimpen bij uitdroging, waardoor het contact tussen plaatje en bodem vermindert. Bij een grondsoort als zand treedt dit verschijnsel niet op.
- d) Er is in de bodem warmtetransport door waterdampdiffusie mogelijk. Dit is een transport van latente warmte dat natuurlijk om het plaatje heen gaat. Deze vorm van warmtetransport is te beschrijven met een schijnbaar warmtegeleidingsvermogen dat bij temperaturen zoals die gewoonlijk in de bodem optreden, klein is ten opzichte van het gewone warmtegeleidingsvermogen (de Vries, 1952).

Bij de metingen verricht in het laboratorium en buiten op het terrein van het K.N.M.I. is alleen aandacht besteed aan punt a). Daar zeer kleine plaatjes zijn gebruikt (zie hieronder) zal punt b) alleen tijdens en kort na regen van belang zijn, terwijl de remedie tegen het bezwaar van punt c) eenvoudig is de grond zo nodig wat aan te drukken.

3. Calibratiemethoden.

De gebruikte plaatjes bestaan uit een schijfje van een legering van tellurium en zilver waarop aan beide zijden fijn kopergeas is gewalst. De diameter is 12 mm en de dikte 1.3 mm. Nadere bijzonderheden vindt men in een artikel van Stafford Hatfield en Wilkens (1950). De thermo-e.m.k. en het warmtegeleidingsvermogen van de bovengenoemde legering zijn aanzienlijk groter dan van de gebruikelijke materialen voor thermokoppels. Zou men b.v. het schijfje van constantaan maken, dan zou de afgegeven spanning bij gegeven warmtestroom ongeveer 50 x kleiner zijn. Bij alle nog te beschrijven proeven zijn de plaatjes steeds in groepen van

vijf in serieschakeling gebruikt. Dit geschiedt in de eerste plaats om de afgegeven spanning groot genoeg te maken voor een bruikbare registratie op een Brown-recorder van 2.5 mV. In de tweede plaats wordt zo direkt een gemiddelde waarde van vijf plaatsen gevonden. Daar de verschillen van plaats tot plaats in warmtestroomdichtheid in het vrije veld groot kunnen zijn, moet men toch middelen. Het eenvoudigste is dan maar direkt een gemiddelde te registreren.

De ijking in het laboratorium geschiedde met behulp van een bekende warmtestroom die opgewekt werd met een verwarmingselement. De totale hoeveelheid warmte door het element opgewekt, is bekend uit de stroomsterkte en de spanning. De verdeling van de warmtestroomdichtheid over de plaat is bepaald met de meetplaatjes. De plaatjes lagen in schuimplastic met een geleidingsvermogen van $\lambda = 7.5 \cdot 10^{-5} \text{ cal cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C sec}^{-1}$ volgens opgave van de fabrikant. Gevonden werd een ijkfactor

$$\alpha = (0.13 \pm 0.01) \text{ cal cm}^{-2} \text{ h}^{-1} (\mu\text{V})^{-1}$$

Vervolgens werden de plaatjes geijkt in een zandlaag. Daartoe was op het terrein van het K.N.M.I. een cirkelvormige kuil met een diameter van 2.5 m en een diepte van 50 cm met zand gevuld. De plaatjes werden op een diepte van 1 cm in de grond gebracht. Verder werden op diepten van 1, 2, 4, 8, 16, 24 en 32 cm twee thermokoppels in de grond gebracht. Nadat geconstateerd was dat de temperatuurverschillen op gelijke diepte verwaarloosbaar klein waren, zijn de koppels op gelijke diepte verder gebruikt in serieschakeling. Met behulp van deze temperatuurmetingen en de soortelijke warmte van het zand kan de warmtestroom berekend worden en de ijkfactor van de plaatjes worden bepaald.

De theorie van de ijkmethode is de volgende. Voor de warmtestroming heeft de continuïteitsvergelijking de vorm

$$(1) \quad T \cdot \vec{q} + \frac{\partial}{\partial z} (\varrho' c T) = 0$$

Hierin is \vec{q} de warmtestroomdichtheid, ϱ' de schijnbare dichtheid van de bodem, c de soortelijke warmte per massa-eenheid en T de absolute temperatuur.

Integratie van (1) tussen de diepten z_1 en z_2 levert

$$(2) \quad \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial q_z}{\partial z} dz = - \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial}{\partial z} (\varrho' c T) dz - \int_{z_1}^{z_2} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) dz$$

Hierin zijn q_x en q_y de horizontale componenten van \vec{q} en q_z de vertikale component die in het volgende zonder index wordt gebruikt.

In het midden van de bak waar alleen gemeten is, is geen horizontale divergentie van enige betekenis zoals uit de reeds vermelde temperatuurmetingen blijkt. De laatste term in (2) kan verwaarloosd worden. Middelen over een periode van t_1 tot t_2 geeft nu

$$\frac{q_2 - q_1}{t_2 - t_1} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial}{\partial z} (\varrho' c T) dz dt$$

Daar $\frac{\partial}{\partial z} (\varrho' c T)$ een continue functie is van z en t , mag de integratievolgorde verwisseld worden.

$$\frac{q_2 - q_1}{t_2 - t_1} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{z_1}^{z_2} \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial}{\partial z} (\varrho' c T) dt dz$$

$$\frac{q_2 - q_1}{t_2 - t_1} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{z_1}^{z_2} [\varrho' c T]_{t_1}^{t_2} dz$$

De soortelijke warmte per volume-eenheid $\varrho' c$ verandert in de tijd doordat het watergehalte verandert. De veranderingen zijn echter gering, behalve tijdens en kort na regen. Voor tijdvakken van een uur kan $\varrho' c$ zeker constant genomen worden zodat geldt

$$[\varrho' c T]_{t_1}^{t_2} = \varrho' c \{T(t_2) - T(t_1)\} = \varrho' c \Delta T \text{ We krijgen nu}$$

$$(3) \quad \frac{q_2 - q_1}{t_2 - t_1} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{z_1}^{z_2} (\varrho' c) \Delta T dz$$

Voor de soortelijke warmte $\varrho' c$ geldt de relatie $\varrho' c = \varrho'_g C_g + \varrho'_w C_w$ waarin de index g op de droge grond betrekking heeft en de index w op het water in de bodem. Indien men ongedeformeerde grondmonsters neemt van bekend volume, kan men door te wegen, te drogen en weer te wegen de grootheden ϱ'_g en ϱ'_w bepalen. Verder is C_g eenvoudig met behulp van een Dewarvat te bepalen. De integrand $(\varrho' c) \Delta T$ is voor uurvakken bepaald voor de diepten waarop de temperatuur door middel van de thermokoppels geregistreerd wordt. Uit deze waarden is de integraal uit (3) berekend met de regel van Simpson. Voor z_1 kiezen we de diepten waarop de plaatjes zich bevinden dus 1 cm. Om de warmtestroomdichtheid q_1 nu met (3) te kunnen berekenen, moet de flux q_2 op een diepte z_2 bekend zijn. We nemen nu $z_2 = 28$ cm waarbij q_2 berekend wordt met $q_2 = -\lambda \frac{T_{32} - T_{24}}{8}$ of $z_2 = 20$ cm waarbij $q_2 = -\lambda \frac{T_{24} - T_{16}}{8}$ is. Gedurende de

metingen bleef op diepten groter dan 16 cm het vochtgehalte constant en wel 5 vol. %. De waarde van λ wordt voor dit vochtgehalte gesteld op $4 \cdot 10^{-3}$ cal $\text{cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ (zie de Vries, 1952). Bij de berekening van q_1 met behulp van (3) werden alleen die uurvakken gebruikt waarin $q_2 \leq 0,5$ cal $\text{cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$ is. Zelfs een onwaarschijnlijk grote fout van 50 % in de geschatte waarden van λ geeft dan slechts een kleine fout van $0,25$ cal $\text{cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$ in de berekende waarden van q_1 .

4. Metingen en resultaten.

In de periode 21 - 24 juli is er gemeten bij een toestand van sterke uitdroging van de bovenste centimeters van het zand. Het vochtgehalte bedroeg daar slechts 1 vol. %. In fig. 1 zijn de waarden van q_1 in cal $\text{cm}^{-2} \text{ uur}^{-1}$ berekend met (3) uitgezet tegen de spanning per plaatje in μV . De helling α van de rechte is berekend met de methode der kleinste kwadraten. De standaardfout in α is berekend met $\sigma_\alpha \approx \frac{S_e}{S_x \sqrt{n-2}}$. Hierin is S_e de standaardfout van $e = \bar{y}$ (gemeten) - y (regressie). Verder is S_x de standaardfout van de spanningen in μV . Het aantal waarnemingen n bedroeg 36. We vinden

$$\alpha = (0,22 \pm 0,01) \text{ cal cm}^{-2} \text{ uur}^{-1} \mu\text{V}^{-1}$$

Wegens het uitblijven van regen is vervolgens een hoeveelheid zand kunstmatig bevochtigd.

Daartoe is er een vak van 30 bij 30 cm en 4 cm diep uitgegraven. Het vochtgehalte van het zand werd op 20 vol. % gebracht. Vervolgens is het zand weer in het vak gebracht, waarbij plaatjes en thermokoppels weer op dezelfde diepten werden geplaatst. Om de uitdroging wat te vertragen, werden het vak en de omgeving afgedekt met cellophaan. Vervolgens werd er op 5, 6, 7, 8 en 9 augustus gemeten. Op 10 augustus werd het vochtgehalte van het bevochtigde zand bepaald. In de lagen 0 - 1, 1 - 2, 2 - 3, 3 - 4 cm was dit gedaald tot resp. 3, 5, 6 en 7 vol. %. Bij de berekeningen werd aangenomen dat het vochtverlies lineair met de tijd is verlopen. Daar het vochtverlies per dag slechts enkele procenten bedroeg, is het vochtgehalte voor een etmaal telkens constant genomen. De ijkfactor is per dag berekend en voor de gehele periode 5 - 9 augustus. We vinden

periode	aantal waarnemingen	α in cal $\text{cm}^{-2} \text{ uur}^{-1} \mu\text{V}^{-1}$
5 aug	22	$0,36 \pm 0,03$
6	11	$0,33 \pm 0,02$
7	10	$0,34 \pm 0,02$
8	10	$0,22 \pm 0,01$
9	13	$0,30 \pm 0,01$
5 - 9	66	$0,29 \pm 0,01$

5. Discussie.

Gedurende de metingen in vochtig zand nam het vochtgehalte op de diepte der plaatjes af van 17 tot 7 vol.%. Het geleidingsvermogen λ verandert dan weinig, nl. van ongeveer $5 \cdot 10^{-3}$ tot ongeveer $4 \cdot 10^{-3}$ cal cm⁻¹ °C⁻¹ sec⁻¹ (zie de Vries, 1952). De veranderingen in de α van dag tot dag zijn dan ook klein, als we de "uitschieter" van 8 aug. buiten beschouwing laten. Deze "uitschieter" houdt misschien verband met het feit dat het vochtige zand niet op alle plaatsen even snel opdroogde zoals direkt zichtbaar was. Bovendien konden bij het verwijderen van de plaatjes uit het zand constateren dat het zand in de onmiddellijke omgeving der plaatjes wat droger was dan het overige zand. Dergelijke omstandigheden die bij veldproeven moeilijk te vermijden zijn, introduceren oncontroleerbare fouten. Wegens de geringe variatie in λ kan men het beste alle waarnemingen van de periode 5 - 9 aug. samennemen en een enkele waarde van α berekenen. Dit geeft dan $\alpha = (0,29 \pm 0,01)$ cal cm⁻² uur⁻¹ μV^{-1} . De waarnemingen zijn in fig.2 uitgezet. Het verschil met de waarde van α voor droog zand is significant zoals uit de standaardfouten blijkt. Ook in fig.2, waar de ijklijn voor droog zand als streeplijn is aangegeven, komt dit duidelijk uit.

In onderstaande tabel zijn de uitkomsten nog eens samengevat.

aard van het medium	λ van het medium in cal cm ⁻¹ sec ⁻¹ °C ⁻¹	ijkfaktor α in cal cm ⁻² uur ⁻¹ μV^{-1}
plasticschuim	7.5 10 ⁻⁵	0.13 \pm 0.01
droog zand	0.5 - 1.10 ⁻³	0.22 \pm 0.01
vochtig zand	4 - 5 10 ⁻³	0.29 \pm 0.01

De afhankelijkheid van de ijkfactor van het geleidingsvermogen van het medium is aanzienlijk. Voor het gebruik van de plaatjes in de bodem is het echter een gelukkige omstandigheid dat het geleidingsvermogen in de meeste gevallen tussen $1 \cdot 10^{-3}$ en $5 \cdot 10^{-3}$ cal cm⁻¹ sec⁻¹ °C⁻¹ ligt. Dit geldt niet alleen voor zand maar ook voor klei en andere grondsoorten. Een uitzondering is veengrond dat in droge toestand nog wat lagere waarden van λ heeft dan zand. In de meeste gevallen kan $\alpha = 0,29$ gebruikt worden. Bij zeer droge bodem echter is het beter $\alpha = 0,22$ te gebruiken. Bij toepassing van deze regel kan de standaardfout gesteld worden op 10%.

Het is niet uitgesloten, dat de afhankelijkheid van α van λ verminderd wordt door de plaatjes te omgeven door een ring, daar genoemde afhankelijkheid immers een randeffect is. Deze mogelijkheid zal onderzocht worden.

6. Samenvatting en conclusie.

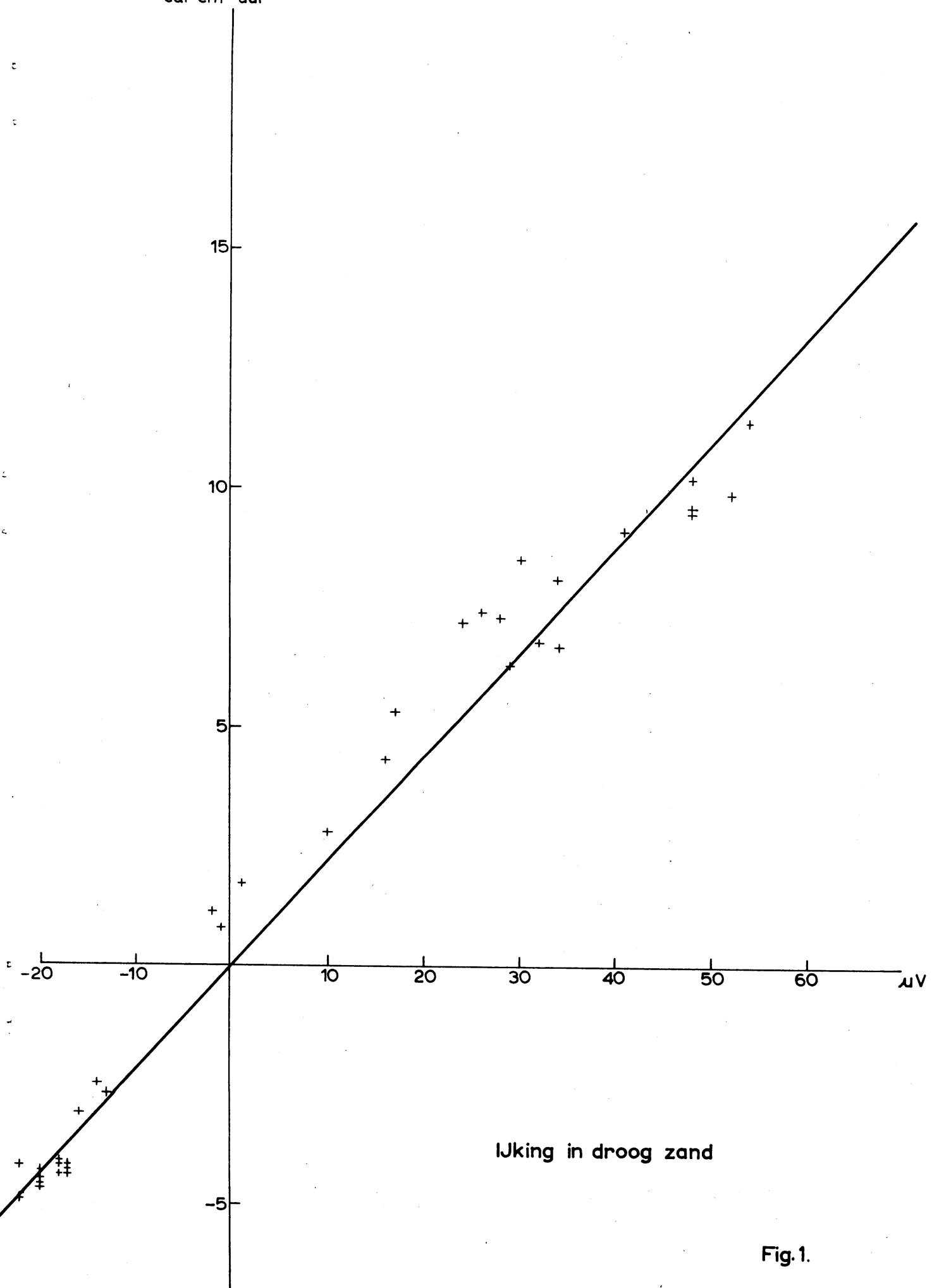
De bruikbaarheid van kleine warmtestroommeetplaatjes voor het meten van de warmtestroom in de bodem is onderzocht.

Gevonden is dat de ijkfaktor afhangt van het geleidingsvermogen van de bodem. Indien men echter op een eenvoudige wijze met dit feit rekening houdt, is de standaardfout in de ijkfaktor niet groter dan ongeveer 10%. Een voordeel van de plaatjes is, dat zij door hun geringe afmetingen het watertransport slechts weinig verstoren. De conclusie is dat met behulp van de plaatjes de warmtestroom met een redelijke nauwkeurigheid gemeten kan worden.

Literatuur.

1. Vries, D.A. de Het warmtegeleidingsvermogen van grond.
Med.Landbouwhogeschool 52 (1), 1952.
2. Stafford Hatfield, Ph.D. and A new heat-flow meter.
Wilkins, F.J. J. Scientific Instruments, 27, jan. 1950.

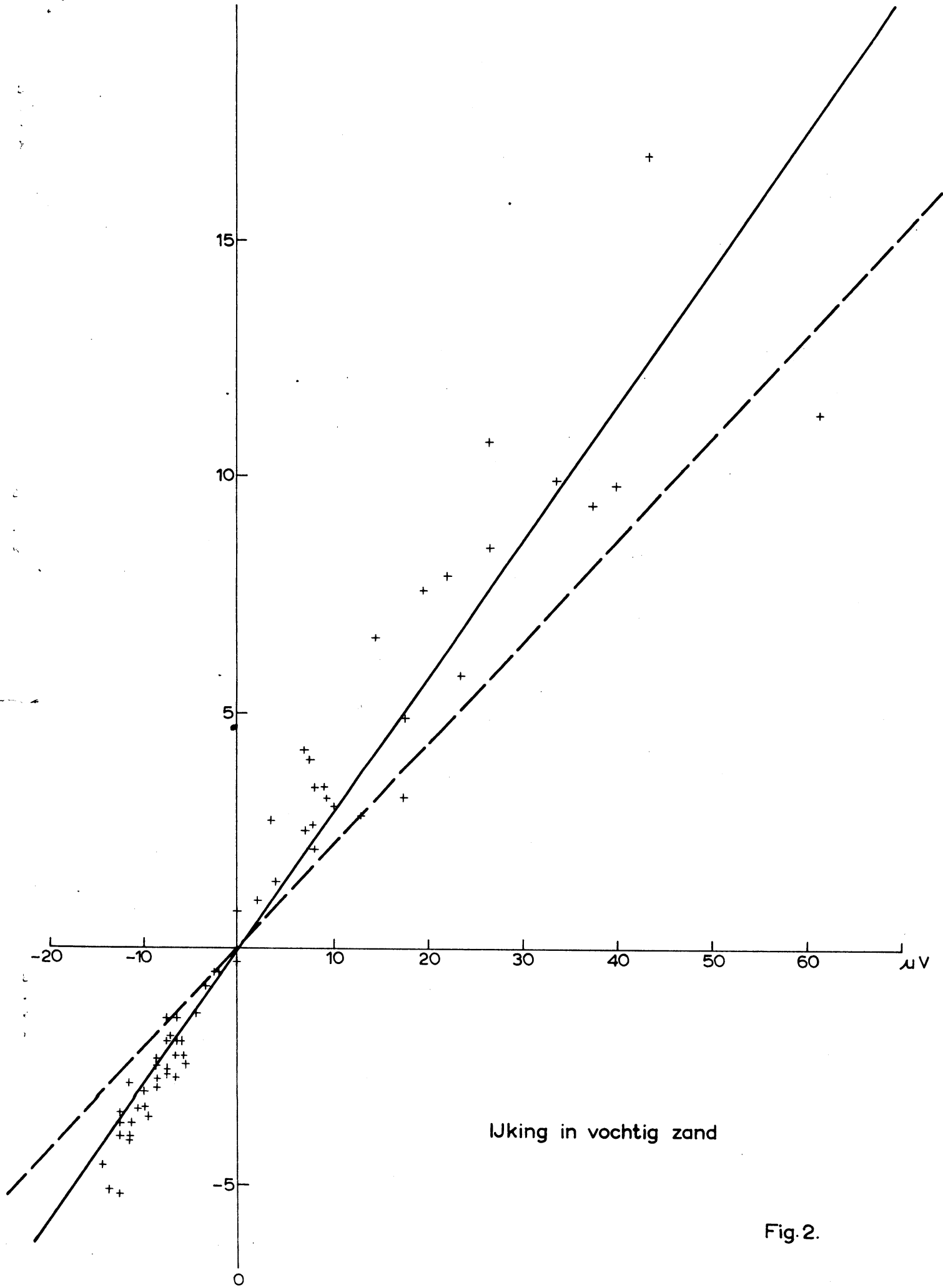
cal cm⁻² uur⁻¹



Iking in droog zand

Fig.1.

cal cm⁻² uur⁻¹



Ijking in vochtig zand

Fig. 2.