

ENIGE BESCHOUWINGEN  
OMTRENT HET  
GEDRAG VAN DE TENSIMETER

DOOR

D. A. DE VRIES EN G. H. BOLT

Laboratorium voor Natuur- en Weerkunde L.H.S.

Directeur: Prof. Dr W. R. van Wijk

*Mededelingen van de Landbouwhogeschool*

*Deel 49 – Verhandeling 8*

H. VEENMAN & ZONEN – WAGENINGEN – 1949

57411

# ENIGE BESCHOUWINGEN OMTRENT HET GEDRAG VAN DE TENSIMETER

door

D. A. DE VRIES EN G. H. BOLT

(Ingezonden 2 Augustus 1949)

(Laboratorium voor Natuur- en Weerkunde L.H.S., Wageningen, Nederland)

## I. INLEIDING

De tensimeter wordt in vele gevallen gebruikt als meetinstrument voor de bepaling van de energetische toestand van het water in de grond, dat zich boven het phreatisch niveau bevindt. Het instrument bestaat in principe uit een poreuze pot gevuld met *zuiver* water, verbonden met een manometer waarop men de druk van het water in de pot kan aflezen. Plaatst men de pot in vochtige grond boven het phreatisch niveau en veronderstelt men, dat het *zuivere* water in de pot in evenwicht is met het water in de grond \*), dan zal de manometer een druk aanwijzen, welke lager is dan de atmosferische druk. Dit verschijnsel is te vergelijken met dat van de osmotische druk, waarbij het zuivere oplosmiddel ook een kleinere druk moet hebben dan de oplossing, willen beide via een semipermeabele wand in evenwicht zijn.

In de landbouwwetenschap maakt men tegenwoordig veelal gebruik van energetische beschouwingen bij de bestudering van het water in de grond. De energetische toestand van het grondwater kan worden gekarakteriseerd door de grootte  $p_F$ . Dit is de logarithme van het verschil tussen de atmosferische druk en bovengenoemde evenwichtsdruk gemeten in centimeters waterdruk<sup>1</sup>). Bij een zelfde temperatuur beweegt het water van plaatsen met kleinere  $p_F$  (hogere energie) naar plaatsen met grotere  $p_F$  (lagere energie).

De  $p_F$  houdt verband met de spanning van waterdamp in evenwicht met het grondwater, het vochtgehalte van de grond en – onder bepaalde omstandigheden – met de ligging van het phreatisch oppervlak, zodat men uit de tensimeteraflezing omtrent deze grootheden conclusies kan trekken.

Het doel van dit artikel is, aan de hand van enige theoretische beschouwingen en enkele eenvoudige laboratorium-experimenten een nader inzicht te verkrijgen in het gedrag van de tensimeter.

## II. THEORETISCHE BESCHOUWINGEN

Een noodzakelijke voorwaarde voor het bestaan van evenwicht tussen het water in de pot en dat in de grond is, dat de temperatuur van beide dezelfde waarde heeft. Tenzij anders wordt vermeld, zullen wij in het vervolg steeds veronderstellen, dat de temperatuur in het beschouwde systeem naar tijd en plaats constant is.

\*) Onder evenwicht wordt hier steeds verstaan de toestand waarbij geen warmte en/of wateruitwisseling optreedt. Tevens veronderstellen wij, dat er geen diffusie van zouten uit het grondwater naar het water in de pot plaats vindt (zie ook II).

De energetische toestand van het grondwater wordt bij gegeven temperatuur, grondsoort en vochtgehalte bepaald door de volgende factoren:

1. De grootte van de adsorptiekrachten waarmee het water aan de gronddeeltjes gebonden is.
2. De geometrische structuur van de grond; deze bepaalt, samen met de adsorptiekrachten (randhoek), de grootte van de capillaire krachten.
3. De concentratie van de opgeloste zouten; deze bepaalt de osmotische druk.
4. De potentiële energie in het veld van de zwaartekracht.

Bevat de tensimeter *zuiver* water, dan is de aanwijzing een maat voor de som van deze factoren. In werkelijkheid zal er echter steeds diffusie van zouten in de tensimeter plaats vinden, waardoor de osmotische druk slechts voor een deel of in het geheel niet tot de aanwijzing bijdraagt. In het meetgebied van de tensimeter ( $0 < p_F < 3$  \*) overwegen in het algemeen de capillaire krachten.

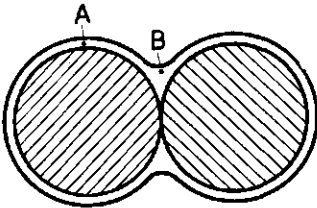


Fig. 1

Er zij nog gewezen op het verschil tussen de tensimeteeraanwijzing – door sommige onderzoekers<sup>2)</sup> waterspanning genoemd – en de plaatselijke druk van het grondwater. Laatstgenoemde kan zowel groter als kleiner dan de atmosferische druk zijn bij eenzelfde  $p_F$ . Het eerste geval vindt men b.v. dicht bij het oppervlak van een gronddeeltje (fig. 1, A) t.g.v. de daar heersende adsorptiekrachten, het tweede daarentegen onder een negatief gekromd oppervlak in een watteringetje tussen twee gronddeeltjes (fig. 1, B). Bij evenwicht is echter de  $p_F$  in beide gevallen dezelfde (de  $p_F$  is een maat voor de vrije enthalpie<sup>1)</sup>).

Daar twee hoeveelheden water, welke in evenwicht met elkaar zijn, dezelfde dampspanning moeten hebben (de invloed van de zwaartekracht wordt in hetgeen nu volgt buiten beschouwing gelaten, zie hiervoor IV), bestaat er bij gegeven temperatuur een eenduidig verband tussen de  $p_F$  en de dampspanning, of – hetgeen op hetzelfde neerkomt – de relatieve vochtigheid ( $r$ ). Het verband tussen deze grootheden is gegeven door Schofield<sup>1)</sup>:

$$(1) \quad p_F = 6,5 + \log(2 - \log r),$$

waarbij  $r$  in procenten is uitgedrukt. Dit is een benaderingsformule, welke geldt voor een temperatuur van 20 °C.

Daar in leer- en handboeken<sup>3, 4)</sup> deze formule wel gegeven wordt zonder nadere discussie, moge deze hier aan de hand van een eenvoudige afleiding volgen.

In de thermodynamica kent men verschillende functies van de absolute temperatuur ( $T$ ) en de druk ( $p$ ), welke kunnen dienen om de energetische toestand van een enkelvoudige stof te karakteriseren. Bij de bestudering van phase-overgangen maakt men bij voorkeur gebruik van de zg. soortelijke vrije enthalpie, welke als volgt is gedefinieerd:

\*) Als benedengrens zou men eigenlijk  $-\infty$  moeten opgeven; de negatieve  $p_F$ -waarden zijn echter praktisch niet van belang. De bovengrens wordt theoretisch bepaald door de diameter van de wijdste poriën van het potje. Wordt de onderdruk zó groot, dat deze poriën leeggezogen worden, dan treedt lucht in de tensimeterpot, waardoor de druk van het water aldaar 1 atmosfeer wordt. In de praktijk ligt deze bovengrens bij een  $p_F$ -waarde van ongeveer 3. Keuze van een pot met fijnere poriën heeft weinig zin, daar er vorming van waterdamp kan optreden, zodra de druk van het water daalt beneden de verzadigingsdruk bij de heersende temperatuur.

$$(2) \quad g = u + pv - Ts$$

Hierin zijn  $u$ ,  $v$  en  $s$  respectievelijk de inwendige energie, het volume en de entropie per gram van de beschouwde stof. Bij evenwicht tussen twee of meer fasen van eenzelfde stof is de soortelijke vrije enthalpie in elk der fasen even groot <sup>5, 6</sup>). Beschouwen wij b.v. een vloeistof in evenwicht met haar damp en geven wij de grootheden, die op de vloeibare en gasvormige fasen betrekking hebben respectievelijk aan met indices 1 en 2, dan is dus:

$$(3) \quad g_1 = g_2$$

Bij een willekeurige kleine verandering van beide fasen, waarbij het evenwicht behaald blijft, moet gelden:

$$(4) \quad dg_1 = dg_2$$

In de thermodynamica vindt men voor de differentiaaluitdrukking van  $g$ :

$$(5) \quad dg = vdp - sdT$$

Gaan wij uit van een toestand waarbij zuiver water met horizontaal, niet gekromd oppervlak onder atmosferische druk in evenwicht is met waterdamp (partiële druk  $p_{2,0}$ ) en veranderen wij bij constante temperatuur ( $dT = 0$ ) de druk van de vloeistof met een bedrag  $dp_1$  en die van de damp met een bedrag  $dp_2$ , zodanig dat de fasen in evenwicht blijven, dan is volgens (4) en (5):

$$(6) \quad v_1 dp_1 = v_2 dp_2$$

Willen wij deze vergelijking integreren, dan moet het verband tussen  $v_1$  en  $p_1$  enerzijds en  $v_2$  en  $p_2$  anderzijds bekend zijn. Nemen wij als eerste benadering  $v_1$  constant en voor het verband tussen  $v_2$  en  $p_2$  de ideale gaswet:

$$v_2 = \frac{RT}{18 p_2}$$

waarin  $R$  de gasconstante per grammolecule is, dan vinden wij voor een eindige verandering van de druk van de vloeistof  $\Delta p_1$ :

$$\begin{aligned} \Delta p_1 &= \frac{RT}{18 v_1} \int_{p_{2,0}}^{p_2} \frac{dp_2}{p_2} = \frac{RT}{18 v_1} \ln \frac{p_2}{p_{2,0}} = \frac{RT}{18 v_1 \log e} \log \frac{r}{100} \\ - \Delta p_1 &= \frac{RT}{18 v_1 \log e} (2 - \log r) \end{aligned}$$

Ter bepaling van de  $p_F$  moet  $\Delta p_1$  uitgedrukt worden in centimeters waterdruk. Zijn in bovenstaande vergelijking alle grootheden b.v. uitgedrukt in cgs eenheden en nemen wij als temperatuur van het water in de manometer eveneens  $T^\circ$ , dan is de omrekeningsfactor  $\frac{v_1}{g}$  ( $g$  = versnelling van de zwaartekracht) en:

$$(7) \quad p_F = \log \left( - \Delta p_1 \frac{v_1}{g} \right) = \log \frac{RT}{18g \log e} + \log (2 - \log r),$$

hetgeen voor  $T = 293^\circ \text{K}$ ,  $R = 8.31 \times 10^7 \text{ erg}^\circ \text{K}$  en  $g = 981 \text{ cm/sec}^2$  overgaat in:

$$(8) \quad p_F = 6.502 + \log (2 - \log r).$$

Een betere benadering wordt verkregen, wanneer men de samendrukbaarheid van water in rekening brengt. De afwijkingen van de ideale gaswet zijn bij de hier optredende dampdrukken van de orde van 1‰ en kunnen dus verwaarloosd worden. Schrijven wij voor het soortelijk volume van de vloeistof in afhankelijkheid van de druk in eerste benadering:

$$(9) \quad v_1 = v_{1,0} (1 - \alpha \Delta p_1),$$

waarin  $v_{1,0}$  het soortelijk volume bij 1 atm. druk is, dan vinden wij op dezelfde wijze als boven voor  $T = 293^\circ$ :

$$(10) \quad p_F = 6.502 + \log (2 - \log r) - \log (1 - \frac{1}{2} \alpha \Delta p_1)$$

De samendrukbaarheidscoëfficiënt  $\alpha$  is slechts gemeten voor drukken welke groter zijn dan 1 atmosfeer. Voor het gebied 1-50 atmosfeer vindt men:  $\alpha = 4.8 \times 10^{-8}$  (cm waterdruk)<sup>-1</sup>. Bij stijgende druk neemt  $\alpha$  af. Om een idee te krijgen van het verschil tussen de formules (8) en (10) berekenden wij de relatieve vochtigheid uit beide voor enige  $p_F$  waarden, waarbij voor  $\alpha$  de bovenstaande waarde werd genomen. De resultaten zijn in onderstaand tabelletje aangegeven.

| $r$<br>$p_F$ | Uit (8) | Uit (10) |
|--------------|---------|----------|
| 5,0          | 93,0    | 93,0     |
| 6,0          | 48,4    | 47,4     |
| 6,3          | 23,5    | 22,0     |
| 6,5          | 10,1    | 8,5      |
| 6,6          | 5,6     | 4,2      |
| 6,7          | 2,6     | 1,7      |
| 6,8          | 1,0     | 0,5      |
| 7,0          | 0,071   | 0,013    |

Uit de resultaten van bovenstaande tabel, waarin de formule van Schofield (8), de constante is hierbij niet afgerond) vergeleken wordt met een volgende benadering (10), waarbij de samendrukbaarheid van water in rekening is gebracht, volgt, dat men eerstgenoemde met voor de praktijk veelal voldoende nauwkeurigheid kan gebruiken ter berekening van  $p_F$  uit  $r$  of omgekeerd tot een  $p_F$  van ongeveer 6,5. Hierbij is verondersteld, dat de samendrukbaarheid van water niet sterk toeneemt bij de hier optredende lage drukken. Voor  $p_F$ -waarden groter dan 6,7 is de formule van Schofield niet meer bruikbaar \*).

Uit (7) kan men de waarde van de constante in de formule van Schofield voor willekeurige temperaturen berekenen.

### III. METING VAN DE RELATIEVE VOCHTIGHEID MET DE TENSIMETER

Uit het voorgaande volgt dat men met behulp van de tensimeter de relatieve vochtigheid kan meten. Bij een tensimeter, welke met een kwikmanometer is uitgerust, komt een aanwijzing van 1 cm op de manometer overeen met 12,6 cm waterdruk. Uit (1) vindt men voor de hierbij behorende relatieve vochtigheid bij  $20^\circ\text{C}$  een waarde van 99.996 %. In principe kan men dus met de tensimeter de relatieve vochtigheid in de nabijheid van het verzadigingspunt met grote nauw-

\*) Een soortgelijke beschouwing kan gehouden worden voor de eveneens veel toegepaste formule van Schofield <sup>1)</sup> (in de door Schofield gegeven afleiding staat een drukfout), welke het verband geeft tussen de  $p_F$  en de vriespuntverlaging ( $t$ ):

$$p_F = 4,1 + \log (t)$$

Men berekent hieruit de  $p_F$  bij gegeven  $t$  met een afwijking van minder dan 2,5 % voor  $t$ -waarden kleiner dan  $30^\circ\text{C}$ . Men zie voor deze en andere toepassingen van thermodynamische beschouwingen op grondwaterproblemen het uitvoerige artikel <sup>2)</sup>.

keurigheid meten. Een nadere beschouwing leert, dat hierbij echter aan zeer hoge eisen betreffende de constantheid van de temperatuur moet worden voldaan. De dampspanningsverlaging, welke met bovenstaande waarde van  $r$  overeen komt, bedraagt n.l. slechts 0.0007 mm kwikdruk. Een temperatuurverlaging van 0.00066 °C geeft echter reeds eenzelfde dampspanningsverandering. Bij een meting van de relatieve vochtigheid, waarbij men een aanwijzing wil verkrijgen, welke tot op 1 cm kwik constant is, dient men dus de temperatuur in het systeem tot op ongeveer 0.001 °C constant te houden.

Bij oriënterende experimenten in het laboratorium, waarbij de tensimeterpot zich in een afgesloten kolf ongeveer 1 cm boven een wateroppervlak bevond, bleek het ook niet mogelijk te zijn een constante aanwijzing te verkrijgen.

#### IV. INVLOED VAN DE STAND VAN HET PHREATISCH NIVEAU OP DE TENSIMETER

Tot dusver is de invloed van het veld van de zwaartekracht buiten beschouwing gebleven. De potentiële energie in dit krachtveld is evenredig met de verticale afstand tot een willekeurig gekozen vast horizontaal vlak. Twee tensimeters A en B, welke een verticale afstand  $h$  hebben, zullen een verschil in aanwijzing vertonen, dat overeenkomt met  $h$  cm waterdruk, indien er tenminste evenwicht bestaat tussen het grondwater bij A en dat bij B. Aangezien bij een in het phreatisch oppervlak geplaatste tensimeter de evenwichtsdruk van het water in de pot 1 atmosfeer bedraagt, zal men uit een tensimeteraflezing de ligging van dit oppervlak kunnen berekenen, veronderstellende, dat het water in de omgeving van de tensimeter in evenwicht is met dat ter plaatse van het phreatisch oppervlak. Aan de laatste voorwaarde is in de praktijk echter in het algemeen niet voldaan <sup>2)</sup>.

De invloed van de stand van het phreatisch oppervlak op de aanwijzing van de tensimeter werd nu als volgt experimenteel onderzocht:

Vier tensimeters A, B, C en D werden geplaatst in een kolom gezeefd zand (fractie 100–600  $\mu$ ) op diepten van respectievelijk 5, 15, 25 en 60 cm beneden het grondoppervlak. Het phreatisch oppervlak in de kolom kon door middel van een hevel geregeld worden. De capillaire stijghoogte in het zand bedroeg ongeveer 35 cm in 24 uur. Bij het begin van de proef was het zand luchtdroog.

Het phreatisch oppervlak werd trapsgewijs gevarieerd tussen 100 en 24 cm diepte en de bijbehorende tensimeterstanden werden dagelijks bepaald. De resultaten zijn weergegeven in de figuren 2 en 3, waar de diepte van het phreatisch oppervlak en de druk in de tensimeters in centimeters waterdruk op eenzelfde schaal zijn afgezet. Uit deze proef volgt, dat de tensimeter alleen dan op veranderingen van het phreatisch oppervlak reageert, wanneer de pot zich in of beneden de capillaire zone bevindt. Blijkbaar moet er via de vloeistofphase een contact met het phreatisch oppervlak bestaan. Is dit contact verbroken, dan vindt er uitwisseling via de dampphase plaats, welke zeer langzaam verloopt (zie ook V). In de lagen, die geen direct contact met het phreatisch oppervlak hadden overheerste bij dit experiment de verdamping naar de drogere delen van de grond en naar de relatief droge laboratoriumlucht. De tensimeter C reageerde nog via de dampphase op een stijging van de grondwaterstand op de 54ste dag.

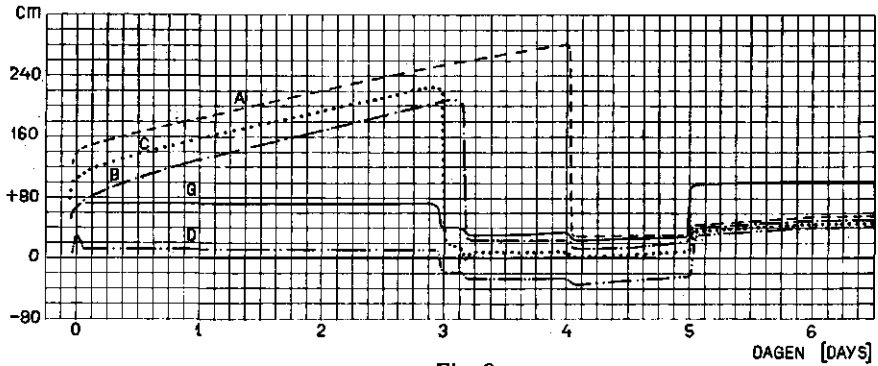


Fig. 2

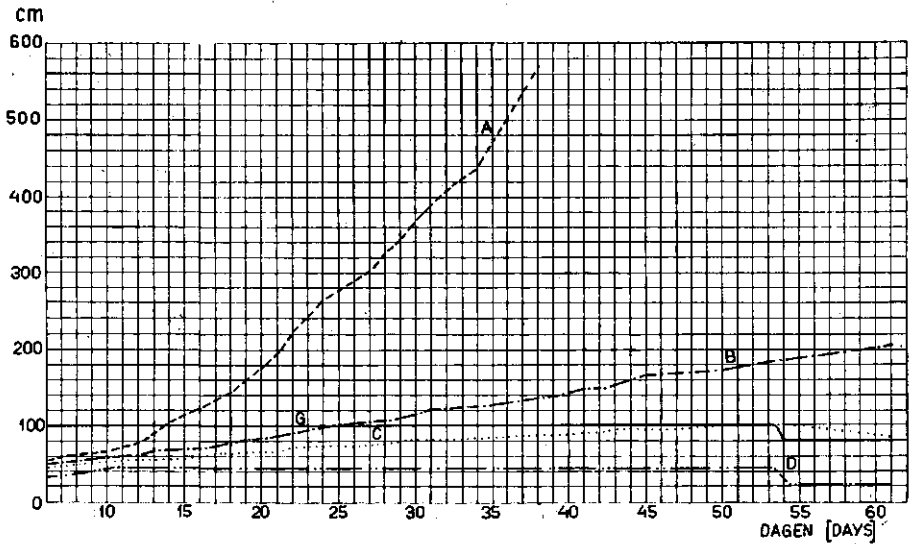


Fig. 3

Fig. 2 en 3. Invloed van de verandering van het phreatisch oppervlak (G) op de aanwijzing van tensiometers A (-5 cm), B (-15 cm), C (-25 cm) en D (-60 cm) in een zandkolom. De ordinaten geven voor de krommen A, B, C en D de tensiometeraanwijzingen in centimeters waterdruk (gereduceerd op het grondoppervlak), voor de kromme G de diepte in centimeters van het phreatisch oppervlak beneden het grondoppervlak.

Effect of the change in water table (G) on the readings of the tensiometers A (-5 cm), B (-15 cm), C (-25 cm) and D (-60 cm) in a column of sand. The ordinates give the tensiometer readings in centimeters water pressure for the curves A, B, C and D, the depth in centimeters of the water table below the sand surface for the curve G. The tensiometer readings are reduced for the depth of the cup below the sand surface.

## V. DE INSTELLINGSSNELHEID

Bij de meting van de  $p_F$  met de tensimeter is de snelheid waarmee zich het evenwicht tussen het water in de pot en dat in de grond instelt van groot belang. Reeds uit het eerste traject van de krommen in fig. 2 blijkt, dat de in droge grond ( $p_F$  waarde ongeveer 6) geplaatste tensimeters eerst snel oplopen om reeds spoedig langzamer te gaan stijgen.

Ter nadere bestudering van dit verschijnsel werden twee tensimeters respectievelijk geplaatst in luchtdroog zand (zelfde fractie als boven) en in luchtdroge klei (zeef fractie  $< 1$  mm van een structuurloze kalkarme rivierklei). De aanwijzing van de tensimeters werd bepaald als functie van de tijd; de resultaten zijn weergegeven in fig. 4. Het verloop van deze krommen kan als volgt kwalitatief worden verklaard. Wordt droge grond ( $p_F = 6$ ) in aanraking gebracht met de tensimeter, dan zal de grond trachten zijn poriën te vullen uit de tensimeterpot.

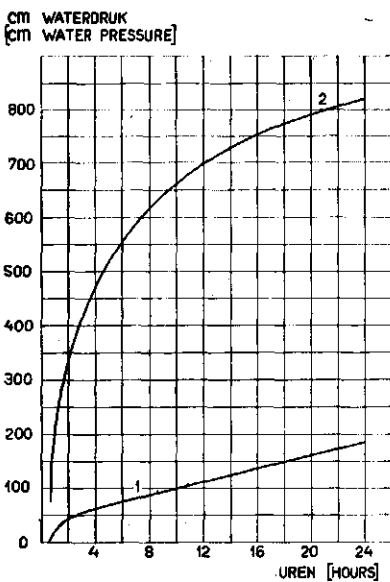


Fig. 4

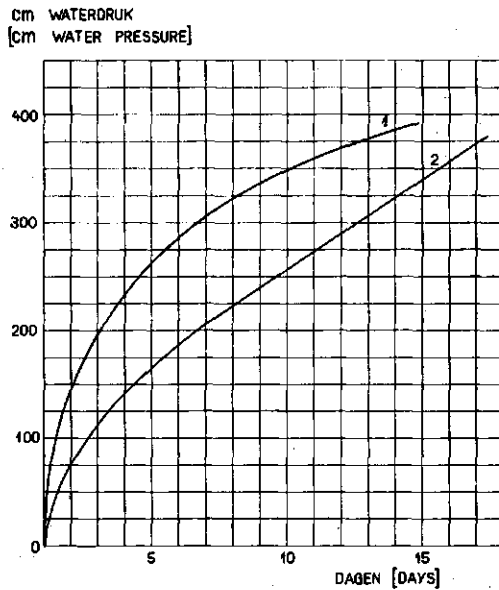


Fig. 5

Fig. 4. Tensimeteraflezing als functie van de tijd voor tensimeters geplaatst in luchtdroog zand (kromme 1) en luchtdroge klei (kromme 2).

Tensiometerreading against time for tensimeters placed in airdried sand (curve 1) and airdried clay (curve 2).

Fig. 5. Tensimeteraflezing als functie van de tijd voor twee tensimeters geplaatst in luchtdroog zand.

Kromme 1: Tensimeter heeft normaal contact met het zand.

Kromme 2: Tensimeter is omgeven door gazen kokertje.

Tensiometerreading against time for two tensimeters placed in airdried sand.

Curve 1: Tensimetercup has normal contact with sand.

Curve 2: Tensimetercup is surrounded by a small cage of copper wire filled with air.



De snelheid waarmede dit geschiedt, hangt af van de doorlatendheid van de pot en die van de grond, alsmede van het verschil in  $p_F$  tussen het water in de pot en dat in de grond. Zodra de spanning in de pot een waarde bereikt heeft, welke overeenkomt met de maximale capillaire stijghoogte in de grond, zal dit proces echter eindigen. De tensimeter is nu omgeven door een kleine „capillaire zône”, waarvan de dikte afhangt van de capillaire stijghoogte en van de diameter van de manometerbuis, waarin het kwik gestegen is. De  $p_F$  waarde correspondeert nu echter nog niet met die van de droge grond; er zal verdere uitwisseling via de dampphase plaats vinden door verdamping uit de vochtige laag om de tensimeter, waardoor deze verder oploopt, doch nu in een veel langzamer tempo, daar de diffusie van waterdamp door de grondporiën een langzaam proces is. In overeenstemming met deze redenering gaat de snelle stijging in de zandgrond door tot ongeveer 40 cm, terwijl in de kleigrond de snelle stijging tot een veel grotere waarde van de tensimeteeraanwijzing optreedt.

Ter verdere toetsing van deze redenering werd nog het volgende experiment verricht:

Twee tensimeters werden geplaatst in eenzelfde hoeveelheid droog zand. De ene had op normale wijze contact met het zand, de andere was door een gazen kokertje van directe aanraking met het zand uitgesloten en kon dus alleen via de dampphase water met de grond uitwisselen. Om verdamping naar de buitenlucht tegen te gaan werd het zand met een laag paraffine bedekt. Uit de aanwijzing van de tensimeters als functie van de tijd (fig. 5) blijkt, dat de tensimeter met het kokertje in stijgsnelheid aanvankelijk sterk bij de normale achterblijft, ook wanneer beide tensimeters reeds via de dampphase water met de grond uitwisselen, hetgeen een gevolg zal zijn van de kleinere dampspanningsgradiënt, welke tussen deze tensimeter en de grond bestaat t.g.v. de aanwezigheid van een luchtlaagje tussen beide. Uiteindelijk vertoont deze tensimeter echter weer een grotere stijgsnelheid dan de normale, t.g.v. het grotere  $p_F$  verschil met de grond gepaard gaande met een relatief kleinere invloed van het luchtlaagje, daar het diffusieproces nu over een grotere afstand in de grond is doorgedrongen.

Daar de traagheid van de tensimeter des te groter zal zijn, naarmate er meer water met de grond moet worden uitgewisseld om een gegeven aanwijzing te bereiken, verdient het dus aanbeveling, de manometerbuis welke op de pot is aangesloten een kleine inwendige diameter te geven. Een geringe traagheid is b.v. van belang voor het meten van de dagelijkse gang van het vochtgehalte.

## VI. METING VAN HET VOCHTGEHALTE MET DE TENSIMETER IRRIGATIE-CÔNTRÔLE

Tussen de  $p_F$  en het vochtgehalte van de grond bestaat bij gegeven temperatuur eveneens een verband, dat echter niet eenduidig is. Uit het bovenstaande volgt, dat dit verband in het meetgebied van de tensimeter vooral van de structuur en textuur van de grond zal afhangen, terwijl ook de concentratie van opgeloste zouten van invloed is. Doch zelfs indien deze factoren constant zijn vindt men niet een éénduidig verband tussen  $p_F$  en vochtgehalte bij afwisselend bevochtigen en wateronttrekken (zg. hysteresevervalsing, zie<sup>1</sup>).

Wil men de tensimeter gebruiken voor de contrôle van de vochttoestand in ver-

band met irrigatie, dan dient men het verband tussen  $p_F$  en vochtgehalte voor de betreffende grond in grote trekken te kennen. Zoals bekend, kunnen de meeste planten voldoende water aan de grond onttrekken, zolang de  $p_F$  waarde lager dan ongeveer 4 blijft. Bij welke waarde van de  $p_F$  men zal gaan irrigeren hangt af van factoren, waarvan de bespreking buiten het bestek van dit artikel valt. Is deze waarde kleiner dan 3, dan is de tensimeter bruikbaar voor irrigatiecontrôle. Dit zal b.v. steeds het geval zijn in gronden, waarin de hoeveelheid water welke in het traject  $3 < p_F < 4$  gebonden wordt, klein is; dus bij de grovere gronden.

## VII. DE NIET-EVENWICHTSTOESTAND

### INVLOED VAN DE TEMPERATUUR

Tot dusver werd geen aandacht geschonken aan de verschijnselen welke optreden, wanneer de waterhoeveelheden in verschillende delen van de grond niet in evenwicht met elkaar zijn, hetgeen in de praktijk vrijwel steeds het geval is. Er zal dan wateruitwisseling in de grond plaats vinden welke ook weer kan geschieden:

- a. Via de vloeibare phase (water in de capillaire of funiculaire toestand).
- b. Via de dampphase (water in de pendulaire toestand).

a. In dit geval zal er onder invloed van de capillaire krachten een waterbeweging optreden van plaatsen met lage  $p_F$  naar plaatsen met hoge  $p_F$ , totdat het verschil in  $p_F$  waarden correspondeert met het hoogteverschil. Deze vereffening van de  $p_F$  waarden zal over niet te grote afstanden vrij snel geschieden. Voor constante temperatuur is de evenwichtstoestand dan bereikt. Indien er echter temperatuurverschillen voorkomen, zal tevens door warmtegeleiding, convectie en uitwisseling via de dampphase (zie b) de evenwichtstoestand worden benaderd, waarbij de  $p_F$  weer langzaam verandert, tot de uiteindelijke waarde wordt bereikt.

b. In dit geval zal er een damptransport optreden van plaatsen met hoge dampspanning naar plaatsen met lage dampspanning. In het voorgaande hebben wij reeds gezien, dat de dampspanning afhangt van de temperatuur en de  $p_F$ , waarbij in het meetgebied van de tensimeter de invloed van laatstgenoemde verwaarloosbaar klein is. Het water verdampt dus op plaatsen met hoge temperatuur en condenseert op plaatsen met lage temperatuur. Door dit proces gepaard gaande met warmtegeleiding wordt de evenwichtstoestand weer benaderd.

Voor een uitvoerige bespreking van de invloed van de temperatuur op de  $p_F$  bij constant vochtgehalte moge verwezen worden naar <sup>6)</sup>. Brengt men alleen de capillaire krachten in rekening, dan kan uit de temperatuurafhankelijkheid van de oppervlaktespanning, die van de  $p_F$  berekend worden. Bij 20 °C geeft een verandering van 1 °C in dat geval een verandering van ongeveer 0.001 in de  $p_F$  <sup>7)</sup>.

Bevindt zich een tensimeterpot in grond, waarin geen evenwicht is tussen het water in de verschillende delen, dan zal ook langs de pot een verschil in temperatuur en  $p_F$  kunnen optreden. Uit het bovenstaande volgt, dat in het capillaire laagje rondom de tensimeter vrijwel steeds eenzelfde  $p_F$  zal heersen (afgezien van hoogteverschillen). De waarde van deze  $p_F$  zal afhangen van de voorgeschiedenis. Bij een stijging van de tensimeteraanwijzing zal deze waarde dichter liggen bij de laagste  $p_F$ , welke in de omgeving van de pot gevonden wordt, bij een daling juist dichter bij de hoogste  $p_F$ . Men mag dus niet zeggen dat de tensimeter een gemiddelde

$p_F$  waarde langs de pot aangeeft. Door wateruitwisseling via de dampphase en warmtegeleiding zal het evenwicht worden benaderd, doch deze processen verlopen vaak langzamer dan andere invloeden welke het evenwicht weer verstoren, zoals b.v. de dagelijkse warmtegolf in de grond en regenval. Daar in het algemeen zowel het temperatuur- als het vochtigheidsverval in verticale richting aanmerkelijk groter is dan in horizontale richting, verdient het daarom aanbeveling de tensiometerpot horizontaal te plaatsen, indien men de  $p_F$  op een bepaalde diepte wil meten.

## LITERATUUR

- 1) R. K. SCHOFIELD, Trans. of the 3rd int. Congr. of soil science, 2, 37, 1935.
- 2) J. A. PRINS en J. J. M. REESINCK, Meteorologische waarnemingen te Wageningen tot 1 Januari 1946 en helderheidsmetingen aan de hemel te Arnhem, *Mededelingen Landbouwhogeschool* 48, Verh. 3, 1946.
- 3) L. D. BAVER, Soil Physics, 1940.
- 4) E. BLANCK, Handbuch der Bodenlehre, Erster Ergänzungsband, 1939, blz. 210.
- 5) M. DE HAAS, Thermodynamica, 1946.
- 6) N. F. EDLEFSEN and A. B. C. ANDERSON, Thermodynamics of soil moisture, *Hilgardia* 15, 31-299, 1943/44.
- 7) J. D. COLEMAN, Soil thermodynamics and road engineering, *Nature* 163, 143, 1949.

## SUMMARY

The physics of tensiometermeasurements are discussed and studied in some laboratory-experiments.

The following conclusions are arrived at:

1) Measuring relative humidity near saturation with the tensiometer, although theoretically possible with great accuracy, requires a constancy of temperature which is not practicable.

2) Changes of water table level give rise to corresponding changes in the tensiometerreading only as long as the porous cup is situated in the capillary fringe or below it (figs. 2 and 3).

3) Water exchange between the tensiometercup and the soil takes place in the liquid phase for tensiometerreadings lying below a value corresponding to the  $p_F$  at the top of the capillary fringe. This liquid water fills the capillary pores of a layer of soil surrounding the cup. In reaching higher tensiometerreadings water will evaporate from this layer, being replaced by water from the cup. The water vapour must diffuse through the soil pores. Because the diffusion process is a slow one, the tensiometer shows a great time lag in this region (figs. 4 and 5). This time lag can be reduced by taking a manometertube with a small inner diameter.

4) If there is a  $p_F$  gradient along the cup, the tensiometer will generally not indicate an average value. The indication will depend upon history, being below or above average if the tensiometer is rising or falling respectively. Since gradients are generally steeper in vertical than in horizontal direction, a horizontal position of the cup must be recommended.

5) The influence of soil temperature on the tensiometerreadings is small. Temperature differences in the soil will, however, cause water transport, which will in turn affect the moisture content and the  $p_F$  value.