

COMMISSIE VOOR HYDROLOGISCH ONDERZOEK T.N.O.

VERSLAGEN EN MEDEDELINGEN NO. 5

VERSLAGEN
TECHNISCHE BIJEENKOMSTEN
13 EN 14



NEDERLANDSE CENTRALE ORGANISATIE VOOR
TOEGEPAST NATUURWETENSCHAPPELIJK ONDERZOEK

VERSL. MEDED. COMM. HYDROL. ONDERZ. T.N.O. No. 5 - 'S-GRAVENHAGE - 1960

COMMISSIE VOOR HYDROLOGISCH ONDERZOEK T.N.O.

VERSLAGEN EN MEDEDELINGEN NO. 5

VERSLAGEN
TECHNISCHE BIJEENKOMSTEN
13 EN 14



NEDERLANDSE CENTRALE ORGANISATIE VOOR
TOEGEPAST NATUURWETENSCHAPPELIJK ONDERZOEK

VERSL. MEDED. COMM. HYDROL. ONDERZ. T.N.O. No. 5 - 'S-GRAVENHAGE - 1960

COMMITTEE FOR HYDROLOGICAL RESEARCH T.N.O.

PROCEEDINGS AND INFORMATIONS NO. 5

PROCEEDINGS
OF THE TECHNICAL MEETINGS
13 AND 14



INHOUD

	Blz.
WOORD VOORAF	5
PREFACE	7

Dertiende Technische Bijeenkomst op 16 mei en 7 juni 1957

I. GRONDWATERSTANDEN EN GRONDWATERBEWEGING IN DE NEDERLANDSE ZANDGRONDEN	9
1. Algemene inleiding, A. VOLKER	11
2. De stand van het waterhuishoudkundig onderzoek ten behoeve van de waterbeheersing in de landbouw, W. C. VISSER	13
3. Het geohydrologisch onderzoek in Zeeuwsch-Vlaanderen, G. P. FELIUS	42
4. Het geohydrologisch onderzoek in het Veluwerandgebied, C. H. DE JONG	51
Discussies over de voordrachten 2, 3 en 4	69
5. Problemen bij het infiltreren van water ter aanvulling van het grondwater, B. A. VAN NES	71
6. Ervaringen bij het infiltreren van water in het gebied van de duinen van de waterwinplaats der Leidsche Duinwater Maatschappij (L.D.M.), P. C. LINDENBERGH	73
7. Inventarisatie van grondwaterstanden, J. KOST	82
8. Overzicht betreffende de doorlatendheid van de bodem, B. A. VAN NES	90
9. Gegevens over het bergend vermogen van zandgronden, C. L. VAN SOMEREN	92
10. Stromingsweerstanden, J. W. VAN HOORN	98
11. De „nuttige neerslag” bij Nederlandse zandgronden, R. WIND HZN. (†)	103
Aanvulling van de voordracht van R. WIND HZN. (†), G. F. MAKKINK	112
Discussies over de voordrachten 5, 6 en 9	114

Veertiende Technische Bijeenkomst op 11 november 1958

II. HET WATER IN ONVERZADIGDE GROND (WATER IN UNSATURATED SOIL)	117
1. General introduction, by F. HELLINGA	119

2. Moisture retention by soils, by P. K. PEERLKAMP and P. BOEKEL	122
Discussion	138
3. Available moisture in soils of the Netherlands, by J. C. F. M. HAANS	140
Discussion	159
4. Principles of the unsaturated flow and their application to the penetration of moisture into the soil, by J. WESSELING	161
Discussion	184
5. Capillary rise and some applications of the theory of moisture movement in unsaturated soils, by G. P. WIND	186

FUNCTIES VAN DE INLEIDERS TEN TIJDE VAN DE BIJENKOMSTEN

Ir. P. BOEKEL	Wetenschappelijk ambtenaar bij de afdeling Natuurkunde van de Grond van het Instituut voor Bodemvruchtbaarheid, Groningen.
Ir. G. P. FELIUS	Ingenieur bij het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening, 's-Gravenhage.
Dr. ir. J. C. F. M. HAANS	Wetenschappelijk hoofdamtenaar bij de Stichting voor Bodemkartering, Bennekom.
Prof. ir. F. HELLINGA	Hoogleraar in de Cultuurtechniek aan de Landbouwhogeschool Wageningen.
Ir. J. W. VAN HOORN	Wetenschappelijk ambtenaar 1e klasse bij het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
Ir. C. H. DE JONG	Hoofdingenieur bij de Dienst der Zuiderzeewerken, 's-Gravenhage.
J. KOST	Assistent-conservator van het Archief van Grondwaterstanden T.N.O., 's-Gravenhage.
Dr. ir. P. C. LINDENBERGH	Directeur van de N.V. Leidsche Duinwater Maatschappij, Leiden.
Drs. G. F. MAKKINK	Wetenschappelijk hoofdamtenaar bij het Instituut voor Biologisch en Scheikundig Onderzoek van Landbouwgewassen, Wageningen.
Ir. B. A. VAN NES	Hoofdingenieur bij het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening, 's-Gravenhage.
Dr. P. K. PEERLKAMP	Hoofd van de afdeling Natuurkunde van de Grond van het Instituut voor Bodemvruchtbaarheid, Groningen.
Ir. C. L. VAN SOMEREN	Inspectie Onderzoek van de Cultuurtechnische Dienst, Utrecht.
Ir. W. C. VISSER	Adjunct-directeur van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
Ir. A. VOLKER	Hoofdingenieur bij de Dienst voor de Waterhuishouding, 's-Gravenhage.
Dr. ir. J. WESSELING	Wetenschappelijk ambtenaar 1e klasse bij het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
Ir. G. P. WIND	Wetenschappelijk ambtenaar 1e klasse bij het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.
Dr. R. WIND HZN. (†)	Onderzoeker bij de Werkgroep Lysimeters van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O., 's-Gravenhage.

WOORD VOORAF

Vraagstukken van waterhuishouding en waterbeheersing blijven in al hun aspecten, zowel in nationaal als internationaal verband, in steeds sterkere mate de aandacht vragen van de beheerders en van de gebruikers van grond- en oppervlaktewater. In de reeks van Technische Bijeenkomsten van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. zijn verschillende onderdelen van dit vraagstuk reeds ter sprake gekomen. Gewezen wordt op *Versl. en Meded. no. 1*: „De verzouting van grond- en oppervlaktewater in Nederland”, en op *Versl. en Meded. no. 3*: „Watervoorziening van zandgronden”, en: „Kwaliteitseisen van oppervlaktewater”. Ook de 13e Technische Bijeenkomst, „Grondwaterstanden en grondwaterbeweging in de Nederlandse zandgronden”, waarvan het verslag hier thans verschijnt, behandelt een belangrijk aspect van de waterhuishouding. Het onderwerp sluit min of meer aan bij dat van de 11e Bijeenkomst, „Watervoorziening van zandgronden”, en betreft o.m. de vraag in hoeverre het grondwater in de zandgronden aan verschillende watervoorzieningsbelangen dienstbaar kan worden gemaakt.

Evenzeer van bijzondere betekenis is het onderwerp van de 14e Technische Bijeenkomst, „Het water in onverzadigde grond”, geweest. De kennis van het gedrag van het water in onverzadigde grond, tussengebied tussen meteorologie en geo-hydrologie, heeft de laatste jaren door de bestudering van dit onderwerp door agro-hydrologen een krachtige ontwikkeling doorgemaakt. Het hier gepubliceerde verslag van de 14e Bijeenkomst geeft van de verworven inzichten duidelijk blijk.

De tekst van dit verslag is in het Engels gesteld; voortvloeiend van het streven van de Commissie de bruikbaarheid van de publikaties te verhogen en de stand van de Nederlandse hydrologische kennis in het buitenland een bredere bekendheid te geven.

De gehouden Technische Bijeenkomsten hebben opnieuw bijgedragen tot een uitwisseling van inzichten tussen de onderscheidene vakgebieden van de hydrologie. Als zodanig hebben zij beantwoord aan een van de belangrijkste doelstellingen van de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O.

De verschijning van dit vijfde nummer in de reeks Verslagen en Mededelingen heeft vertraging ondergaan door het overlijden, in 1958, van Dr. R. WIND HZN. De grote bekwaamheid waarmee Dr. WIND de voorgaande publikaties verzorgde wordt hier met dankbaarheid in herinnering gebracht. Een opvolger voor Dr. WIND kon nog niet worden gevonden. Het persklaar maken van de tekst van deze

publikatie geschiedde door de Hoofdafdeling Documentatie en Publikaties van het Ministerie van Landbouw en Visserij.

Wederom zij hier dank gebracht aan de Centrale Organisatie voor Toegepast Wetenschappelijk Onderzoek T.N.O., die door haar financiële steun deze uitgave mogelijke maakte.

Wageningen, februari 1961

F. HELLINGA

*Voorzitter van de Commissie voor
Hydrologisch Onderzoek T.N.O.*

PREFACE

The problem of water management research in all its aspects is acquiring to an increasing degree the attention of water management authorities and of water users. Various aspects of this problem were already discussed in the Technical Sessions of the T.N.O. Committee for Hydrological Research (*Proceedings and Informations no. 1 and no. 3*). An important aspect of water management research, „Groundwater levels and groundwater movement in the sandy areas of the Netherlands”, published in this volume, was discussed in the 13th Technical Session. The subject is related to that of the 11th Technical Session, „Water supply of sandy regions” (*Proc. and Inf. no. 3*), and discusses i.a. the question, to what extent the underground water in sandy regions can be made subservient to the country's water management.

The 14th Technical Session, also published in this volume, dealt with a subject of special importance, viz „Water in unsaturated soils”. The knowledge of the behaviour of water in the non-saturated zone, a field of science between meteorology and hydrogeology, increased considerably in recent years by the work of many agronomists. The proceedings of the 14th Technical Session give evidence of this great progress.

Wageningen, February 1961

F. HELLINGA

*Chairman of the T.N.O. Committee
for Hydrological Research*

Dertiende Technische Bijeenkomst

op 16 mei en 7 juni 1957

I. GRONDWATERSTANDEN EN
GRONDWATERBEWEGING IN DE
NEDERLANDSE ZANDGRONDEN

I. ALGEMENE INLEIDING

A. VOLKER

Dienst voor de Waterhuishouding, 's-Gravenhage

Toen in 1811 een commissie zich bezig hield met de voorbereidende studies voor de aanleg van de Zuid-Willemsvaart, werd door een der leden van deze commissie – de heer WESSELMAN – gewezen op de voordelen die dit kanaal zou kunnen hebben voor de watervoorziening van de landbouw. Hij beriep zich daarbij op de „geachtste Engelsche en Fransche schrijvers”, om de overtuiging te doen ontstaan „welke wonderen van vruchtbaarheid door irrigatiën en inundatiën, mits men ze ten allen tijde in bedwang heeft, worden teweeggebracht”.

Het probleem van de watervoorziening van de zandgronden is dus bijna al anderhalve eeuw oud en toch zal nog heel wat onderzoek moeten worden uitgevoerd voordat de problematiek van deze watervoorziening volledig wordt beheerst. Want al heeft men reeds vroeg beseft welke mogelijkheden tot opvoering van de landbouwkundige produktiviteit van de zandgronden aanwezig waren, tot een serieuze aanpak van dit vraagstuk is men eerst in recente tijd overgegaan.

Het is met de watervoorziening van de zandgronden evenzo gesteld als met de bestrijding van de verzilting van het lage deel van Nederland, een ander middel tot verbetering van onze landbouw. In 1667 wees HENDRIC STEVIN immers reeds op de oorzaken en gevolgen van deze verzilting en beval als bestrijdingsmiddel aan het vormen van reservoirs met zoet water door de afsluiting van de Zuiderzee en van de zeegaten van het Deltagebied. Doch eerst in recente tijd is men deze werken gaan zien als essentiële voorwaarden voor het scheppen van een doeltreffende waterhuishouding van Nederland.

Zo heeft ook eerst in de laatste tien jaar het probleem van de watervoorziening van de zandgronden de aandacht gekregen die het verdient. Tijdens de Landbouwweek van 1950 te Wageningen werden door de heren MESU en THUSSE de voordelen en mogelijkheden van deze watervoorziening in grote trekken op overtuigende wijze belicht; thans is het onderzoek – landbouwkundig en waterstaatkundig – in volle gang.

Hoewel de organisatie van het onderzoek dus eerst in recente tijd tot stand is gekomen, vindt men toch in de periode 1811—1950 enige belangstelling voor de mogelijkheden tot opvoering van de produktiviteit van de zandgronden in Brabant en Noord-Limburg.

In 1850 schatte de Nederlandse Waterstaat de grootte van de woeste gronden in dit gebied op 150 000 bunder, waarvan 100 000 bunder voor bevoeiing in rekening werden gebracht. Men vindt uitvoerige beschouwingen over de waterbehoefte van deze gronden, deels gebaseerd op de ervaringen met bevoeiingen in de Belgische Kempen.

In 1852 betoogde „een hoog Nederlands ambtenaar, niet van de Waterstaat”, dat de bevoeiing van de Peel voor Noord-Brabant en Limburg een goudmijn zou

kunnen worden. Een jaar daarvoor had de Algemene Dienst van de Rijkswaterstaat een ontwerp gemaakt voor de bevoeiing van een complex gronden ter grootte van 5 000 ha onder de gemeenten Weert, Nederweert en Someren.

Ook de vraag waar het benodigde water vandaan moest komen indien tot de watervoorziening van grote oppervlakten zou worden overgegaan, werd onder ogen gezien. Daarvan getuigt een rapport van 1859 getiteld: „Aanteekeningen betrekking hebbende tot de wateraftappingen van de Boven-Maas”, waarin op de onvoldoende debieten van deze rivier werd gewezen indien grote aftappingen nodig zouden worden. Ook van de onvoldoende capaciteit van de Zuid-Willemsvaart voor het doorvoeren van grote hoeveelheden irrigatiewater was men zich bewust. Ten slotte gaf men zich rekenschap van de invloed van de kunstmatige watervoorziening van uitgestrekte oppervlakten op de naburige lager gelegen gebieden.

Bekend is voorts het verslag van 1897 van de Staatscommissie inzake de bevoeiingen, een gedegen rapport waarvan prof. ADOLF MAYER voor de landbouwkundige beschouwingen verantwoordelijk was. Aan de voorstellen dezer commissie om de watervoorziening technisch en organisatorisch te gaan bestuderen, is echter geen gevolg gegeven.

Ook in onze tijd houdt niet alleen meer Waterstaat zich met deze problemen bezig. De activiteit van de Cultuurtechnische Dienst en het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding op dit gebied vormt hiervoor een duidelijk bewijs. In vele provinciën zijn commissies voor de waterhuishouding en de watervoorziening ingesteld, waarin door waterstaatkundigen en landbouwkundigen de verbetering van de landbouwkundige toestand wordt gezien. Door de oprichting van de „Dienst voor de Waterhuishouding” gaf de Rijkswaterstaat te kennen dat ook aan de landelijke distributie van het beschikbare water aandacht zal worden besteed.

In de organisatie van de beide dagen welke de „Commissie Hydrologisch Onderzoek T.N.O.” aan het grondwater in de Nederlandse zandgronden zal wijden, komt het samenspel tussen civiel-technici en agronomen duidelijk tot uitdrukking en op beide dagen komen voordrachten voor van verschillend vakgebied.

De eerste dag zal gewijd worden aan het agro- en geo-hydrologisch onderzoek, waarbij de nadruk zal vallen op de methoden van onderzoek van de beweging van het grondwater, zowel nabij de oppervlakte als in de diepere lagen.

Op de tweede dag zal allereerst het gebruik van het grondwater worden besproken; voorts de gevolgen van dit gebruik en de middelen om hierin te voorzien. Nadat aldus de methoden van onderzoek en de praktische problemen zijn besproken, kan vervolgens een inventarisatie van de bestaande gegevens worden opgemaakt om daaruit de hoofdlijnen van het programma voor verder onderzoek af te leiden.

Uiteraard zal het hydrologisch aspect van de watervoorziening van de zandgronden op de voorgrond staan. Technische uitvoering, financiering en bestuurlijke organisatie blijven dus buiten beschouwing. Evenzo de economie van het geheel, al zal bij de behandeling van de hydrologische onderdelen van de watervoorziening, de uitvoerbaarheid van bepaalde mogelijkheden aan de economie moeten worden getoetst.

II. DE STAND VAN HET WATERHUISHOUDKUNDIG ONDERZOEK TEN BEHOEVE VAN DE WATERBEHEERSING IN DE LANDBOUW

W. C. VISSER

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen

1. INLEIDING

De grote gedachte in de cultuurtechniek in de laatste tien jaren was, dat het mogelijk moest zijn tot een hogere produktiviteit van onze droge zandgronden te komen door het gewas voortdurend optimaal met water te verzorgen. In de laatste tientallen jaren had men reeds aan vele groeifactoren aandacht besteed. Er waren ten aanzien van de goede verzorging van het gewas grote vorderingen gemaakt. Meer en meer werd het duidelijk dat verdere voortgang steeds moeilijker zou worden, zodat naar een andere mogelijkheid van verbetering moest worden omgezien. Aan de studie van de meest gewenste vochttoestand was veel minder gedaan dan aan de studie van de bemesting, het rassensortiment enz., zodat op dit punt van de waterhuishouding een snelle vordering van theoretische zowel als praktische kennis binnen het bereik van de mogelijkheden leek te liggen.

Vele onderzoekers hebben zich in de laatste tien jaren op het vraagstuk van de waterhuishouding geworpen. Het moment was daartoe gunstig want technisch werd het geleidelijk mogelijk de wateroverlast, waar deze nog uit vroegere eeuwen was overgebleven, op te heffen in elke omvang die men zich wenste. Er zijn daarbij verbeteringen van polders en stroomgebieden uitgevoerd waar men van de wateroverlast in de verdroging terecht kwam. Het werd duidelijk dat het bij de waterbeheersing om het juiste midden ging.

Het moment was gunstig om het onderzoek naar de middenweg tussen wateroverlast en verdroging aan te vatten. Het streven naar steeds verder gaande ontwatering – de richtlijn van het vroegere werk ten aanzien van polderverbetering – werd plotseling gestuit door de landelijke ervaring met verdroging in de jaren 1947 en 1949. Ook drong de Amerikaanse ervaring uit aride gebieden steeds meer tot Nederland door en kregen velen de gelegenheid aan de overzijde van de oceaan een kijkje te nemen. De studie van de waterafvoer ging over in de studie van de waterbeheersing en vele landbouwkundigen namen deel aan dit zich op nieuwe doelen richtende onderzoek.

Grote steun ondervonden deze hydrologische studies van het vele werk dat in kringen van de technici werd uitgevoerd. Veel wat de Delftse collega's deden was voor de landbouwkundige problemen van het grootste belang. Het is interessant aan te geven hoe groot de groep is die de ontwikkeling van de agrohydrologische kennis binnen de landbouw in de laatste jaren draagt. Figuur 1 geeft hiervan een overzicht. Deze studies beslaan vrijwel het gehele gebied van de fysica en de plantenfysiologie dat voor de waterbeheersing van belang is. Elk deel van de weg van de waterdruppel uit de atmosfeer via de grond naar het gemaal of uit de sloot via grond en gewas naar de atmosfeer wordt door een van deze studies behandeld.

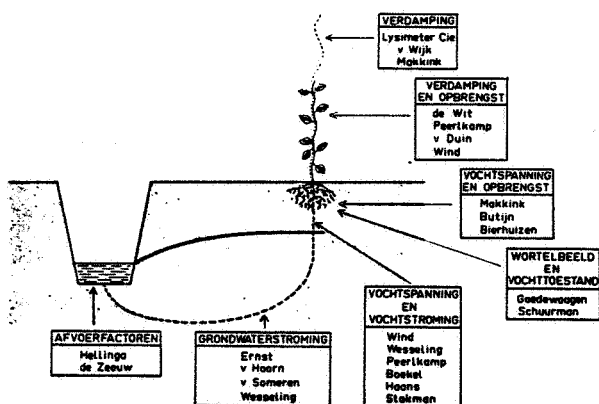


FIG. 1.

Weg door de waterdruppel afgelegd. Voor elk traject zijn enige namen van Nederlandse onderzoekers genoemd, die onder meer op dit gebied hebben gewerkt.

1.1. Onderzoek en de toepassing in plannen

Zoals werd opgemerkt overdekt het onderzoek het gehele veld van fysische factoren vrij volledig. De afzonderlijke onderzoeker, die worstelt met de problemen van zijn eigen detailgebied, mag misschien niet steeds getuigen van de betekenis van zijn werk voor het geheel, dit neemt niet weg, dat vrijwel elk onderzoek scherp kan worden gericht op de vraagstukken, die bij het ontwerpen van plannen naar voren komen.

De huidige problematiek is echter – als men het goed beschouwt – minder een technische dan een economische en sociale. Hierbij is minder de vraag, wat met hydrologische maatregelen bereikt zou kunnen worden dan wel wat de gemiddelde landbouwer ermede zal bereiken en wat in de bestaande marktsituatie doelmatig zal zijn. Dit zijn echter geen hydrologische vraagstukken meer en zij blijven hier dus verder beter buiten beschouwing.

Wanneer men zich dus afvraagt of onze zandgronden van water kunnen worden voorzien, dan beperkt zich bij deze bespreking het vraagstuk tot de studie van de waterbalans en van de reactie van de gewassen op de vochttoestand. Het onderzoek tracht wat de waterbalans betreft gegevens te verschaffen omtrent de capaciteit, die aan afvoerleidingen en gemalen gegeven moet worden, de diepte en afstand van de drainage, de verdamping en de ondergrondse verliezen en de behoefte aan aanvoer van water. Ten aanzien van het gewas wordt gezocht naar de meest gewenste diepte van het grondwater, de meest gewenste zuigspanning van het bodemvocht en de meest gewenste verdampingssnelheid voor een goede groei van het gewas. Behalve de toestand, die een optimale groei toestaat, is de vermindering van de opbrengst van belang, die ontstaat wanneer de optimale toestand niet wordt bereikt of wel wordt overschreden. Ook aan deze aanloop naar het optimum dient het onderzoek aandacht te geven, omdat de ontwerper van de plannen juist speciaal op grond van een minimum aan schade ten gevolge van niet-optimale toestanden zijn water-beheersingsplan moet opmaken.

1.2. *De richting van ontwikkeling van het onderzoek*

Het doel van het onderzoek mag men wel omschrijven als het voorspelbaar maken van elke term van de waterbalans afzonderlijk. Daaruit kan dan het geheel van de balans volgen, en zo kan men de depressie in de opbrengst afleiden uit de daarvoor in aanmerking komende termen van de waterbalans. De kennis van de waterbalans en die van de reactie van de plant begint meer en meer een samenhang te vertonen doordat dezelfde fysische wetten de reacties blijken te beheersen.

Het grote winstpunt van de laatste jaren wordt gevormd door de theorie die de berekening van de getalwaarde voor de verdamping van een vrij wateroppervlak mogelijk maakt, en de theorie die de capillaire stroming van het water in het profiel boven de grondwaterspiegel leert overzien. Beide zijn onderwerpen waarop zich thans een aanzienlijk deel van het onderzoek concentreert.

Bij deze studie ziet men niet alleen dat er tussen de onderwerpen van onderzoek een nauwe band ontstaat, maar ook bij methoden die men volgt. In het landbouwkundig onderzoek heeft het sterk statistische onderzoek lange tijd een vooraanstaande plaats ingenomen. Opbrengsten werden met vochtconstanten in verband gebracht, regenhoeveelheden werden met afvoeren verminderd en de samenhang die hierbij uit een grafische voorstelling volgde, gaf de opbrengstcurve of de verdamping. Door welke wetten dit werd beheerst, en hoe dit op andere omstandigheden zou kunnen worden overgedragen, was een onderzoek apart. Alleen de afvoer van water is steeds als een fysisch gebeuren beschreven en als zodanig steeds als een algemene, overal geldende wet geformuleerd.

De richting, die vooral statistisch dacht en werkte, stond vroeger duidelijk los van die, welke van fysische beschouwingen uitging. De ene methode hield te weinig rekening met de noodzaak van toetsing aan fundamentele wetten, de andere te weinig met de noodzaak van toetsing aan de werkelijkheid.

Men ziet nu een ontwikkeling zich voltrekken, waarbij beide methoden elkander naderen. De statistische beschouwing gaat van de fysische theorie uit, de fysische theorie wordt volgens statistische methoden aan de werkelijke uitkomsten getoetst. Bij afvoer en drainage, bij capillaire opstijging en verdamping en ten slotte bij de samenhang tussen gewasreactie en vocht karakteristiek ziet men deze verweving van de twee studierichtingen tot uiting komen. En wanneer men zich afvraagt waar deze studie toe zal leiden, dan zal dit de synthese moeten zijn, waarin alle grondslagen op de juiste wijze hun bijdrage in het geheel leveren. Deze synthese lijkt de formule voor de waterbalans en die voor de opbrengst te zullen zijn, waarin elke term de betekenis weergeeft van de wetten, die de waterbalans en de opbrengst beheersen voor de door deze term weergegeven deel-reactie.

2. DE AFWATERING

De studie die aan de afwatering wordt gewijd, richt zich vooral op het kennen van de maximale afvoer, die men in de loop van de jaren mag verwachten. Deze maximale afvoer is van belang voor de bepaling van de grootte van de afvoerleidingen en de capaciteit van de gemalen.

De methoden om tot de kennis van deze maximale afvoer te komen, te weten de frequentieverdeling van de gemeten afvoeren, de bestudering van de droogweerafvoer en de relatie tussen de drukhoogte van het water in het land en de daarmee samenhangende afvoer door de grond, zijn alle drie in Nederland bekend. De meest directe studie van dit vraagstuk binnen de landbouwgroep, uitgevoerd door prof. HELLINGA en ir. DE ZEEUW¹, maakt gebruik van de methode van de droogweerafvoer. Dit onderzoek leverde reeds voor enkele projecten, onder andere in Zeeuws Vlaanderen,² interessante resultaten voor de te kiezen afvoerfactor.

De voor de afvoerberekening gebruikte formule luidt:

$$a_t = a_0 e^{-\alpha t} \quad 1)$$

Hierin stelt a_0 de afvoer direct na het vallen van de regenbui voor, terwijl a_t de afvoer ten tijde t aangeeft. De α is een proportionaliteitsfactor welke een maat is voor de hydrologische ontsluiting van het gebied. Waar de afvoercapaciteit te klein is, wordt de afvoer gerekend vanaf het moment waarop het debiet zo gedaald is, dat vrije afvoer mogelijk wordt en de gemeten afvoercurven door de formule kunnen worden weergegeven. In fig. 2 wordt een resultaat uit het genoemde onderzoek weergegeven.

De formule is van het quasi stationaire type, dat prettig hanteerbaar wordt indien men mag aannemen, dat de afvoer asymptotisch tot nul nadert. Waar de frequentie van de regen echter groot is tegenover de snelheid van dalen van die afvoer, zou men moeten rekenen met een asymptotisch naderen van de afvoer, die als een evenwichtswaarde onder gemiddelde klimatologische condities niet wordt onder-

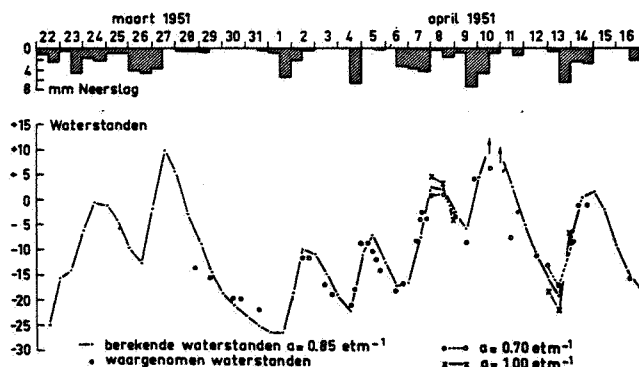


FIG. 2.

Met gebruik van formule 1 waren HELLINGA en DE ZEEUW in staat voor gedurende vrij lange tijdvakken de afvoer van beken met goede nauwkeurigheid uit de regenval, en een afvoerconstante, te berekenen

¹ HELLINGA en DE ZEEUW, Afvoer van polders en stroomgebieden. Intern rapport. Afdeling Cultuurtechniek van de Landbouwhogeschool. 1953.

² VAN 'T LEVEN, Het doormeten van een polder. Cursus Waterbeheersing Groninger Waterschapsbond. Druk in voorbereiding.

schreden. Deze formule, die voor grotere afvoereenheden, waaruit voortdurend water tot afvoer komt, wellicht een bredere geldigheid zou kunnen hebben, is echter van een veel minder prettige vorm. Voor de bepaling van de afvoerrelatie heeft deze formule echter mogelijk een toekomst. Deze formule, die de met de tijd veranderende grondwaterstand geeft ten opzichte van de grondwaterstand die bij een laagste afvoer optreedt, wanneer met een voor een langere periode geldende gemiddelde regenval wordt gerekend, luidt:

$$\frac{k_t}{P l^2} = \frac{1}{A + B} \ln \frac{A + \Delta Z_t}{A + \Delta Z_a} \frac{B - \Delta Z_a}{B - \Delta Z_t} \quad 2)$$

$$A = \sqrt{D^2 + \frac{S_e l^2}{k} + \frac{N l^2}{k}} + \sqrt{D^2 + \frac{S_e l^2}{k}}$$

$$B = \sqrt{D^2 + \frac{S_e l^2}{k} + \frac{N l^2}{k}} - \sqrt{D^2 + \frac{S_e l^2}{k}}$$

D = dikte doorstroomde laag

S_e = laagste afvoer over langere tijd

l = halve ontwateringsafstand

k = doorlaatfactor

N = neerslag gedurende de tijd

ΔZ = stijging of daling van de waterstand ten opzichte van die bij de gemiddelde afvoer

P = bergend vermogen

De asymptotische nadering tot een laagste afvoer S_e zou van belang kunnen zijn voor die omstandigheden, waar kwel uit hogere gebieden voorkomt (zie litt. nr. 3).

Ook uit de berekening van de niet-stationaire stromingen volgt een formule, die nog weer van een iets andere bouw is. Uit door ERNST toegepaste formules volgt als consequentie:

$$a_t = \frac{h}{\sqrt{\pi}} t^{-\frac{1}{2}} \quad 3)$$

Ook de samenhang tussen de droogweerafvoer en $t^{-\frac{1}{2}}$ ligt dus blijkbaar in de theorie verankerd, evenals de als formule 1 genoemde e-functie. Een aantal omstandigheden zijn oorzaak, dat te verwachten valt dat deze theoretische vormen niet geheel bij de werkelijkheid zullen aansluiten. Men mag hierbij noemen de veronderstelling van een zeer korte regenduur of een regenval van constante intensiteit over langere periode, de afwezigheid van intredeweerstanden in de sloot en de constantheid van het bergend vermogen, die geen van alle met de werkelijkheid overeen zullen komen. Tot een goede toetsing van de ontwikkelde formules en bestaande methoden is het tot dusverre niet gekomen.

3. DE ONTWATERING

De studie van de stroming van het water in de grond is in ons land het eerste tot ontwikkeling gekomen. Binnen de landbouwgroep is het HOOGHOUTD geweest,

die door zijn werk het inzicht in dit vraagstuk tot een bruikbare theorie deed uitgroeien en zijn naam onverbrekkelijk aan de ontwikkeling van de drainage-theorie verbond. Ook thans nog maakt men voor het stationaire stromingsgeval bij de waterbeheersing van onze zandgronden met succes van zijn formules en meetmethode gebruik.

De gedachten gaan thans echter meer in de richting van de niet-stationaire oplossing. Verschillende pogingen werden gedaan om uitgaande van de stationaire formules tot formules voor het niet-stationaire geval te komen.³ Men krijgt op deze wijze rekenvoorschriften, die niet zo gemakkelijk zijn toe te passen wegens hun wat moeilijk hanteerbare vorm. Het is echter te danken aan het werk van ERNST, dat geleidelijk formules beschikbaar komen die op een mathematisch juiste oplossing van de continuïteitsvergelijking berusten.⁴ De ervaring met het hanteren van deze formules is nog in een aanvangsstadium, maar het lijkt niet onwaarschijnlijk dat formules van dit niet-stationaire type in de toekomst een betere greep op de waterbeheersing in onze zandgebieden mogelijk zullen maken.

Door ERNST werd een overzicht van zijn werk reeds aan de Hydrologische Commissie T.N.O. voorgelegd,⁴ waarnaar hier verwezen kan worden. Voor het hier gehouden betoog is het echter van belang, vooral te wijzen op de mogelijkheid om met deze formules de aanpassing aan klimatologische waarnemingen veel nauwer te maken. Van belang is tevens, dat ERNST erin geslaagd is deze formule zo uit te breiden, dat een aansluiting aan de studiegebieden van de afwatering enerzijds en de capillaire stroming anderzijds mogelijk wordt.

De grondslag van deze berekeningen van wisselende wateraanvoer en afvoer wordt gevormd door een functie van het type:

$$h = \frac{2 h_0}{\sqrt{\pi}} \int_z^{\infty} e^{-z^2} dz \quad 4)$$

$$q = \frac{h - h_0}{\sqrt{\pi}} \frac{e^{-z^2}}{\sqrt{t}} \quad 5)$$

$$z = \sqrt{\frac{P x^2}{4k Dt}} \quad 6)$$

Deze formules kunnen nu op de grondwaterstanden, zoals die in werkelijkheid variëren, worden toegepast, niet ongelijk aan de toepassing van de formule bij de afwatering als in fig. 2 weergegeven. Hiermede kan men een inzicht verkrijgen in

Na het afsluiten van dit overzicht is ten aanzien van de bepaling van de maximale afvoer een belangrijke stap vooruit mogelijk geworden door het onderzoek van KRAAYENHOFF VAN DE LEUR, dat van een niet-stationaire oplossing gebruik maakt.

³ VISSER, W. C., Grondslagen van de drainageberekening. *Landbouwk. Tijdschr.* 65 (1953) 66.

⁴ ERNST, L. F., Voordracht Den Haag Hydr. Comm. T.N.O.

de gevaren van wateroverlast die ontstaan door de vertraging van de afvoer van de regen. Ook de snelheid waarmee de buien elkander kunnen opvolgen, kan in deze formule worden verantwoord.

In een dergelijke bewerking worden de aflopende staarteinden van elke afvoergolf gesommeerd, daarbij rekening houdende met de sinds het vallen van de bui verlopen tijd. Deze omvangrijke berekening kan ten dele worden vervangen door de regenoverschotten voor de opeenvolgende dagen van het jaar in een cyclische functie samen te vatten. De voor een dergelijke regenverdeling geldende afvoerformule luidt:

$$\frac{h}{A} = \cos \left\{ \frac{2\pi t}{T} - \frac{x\sqrt{\pi}}{a\sqrt{T}} \right\} e^{\frac{-x\sqrt{\pi}}{a\sqrt{T}}} \quad 7)$$

A = amplitude van de vereffende jaarcurve voor de waterstanden

T = lengte van de periode van de schommeling in de waterstanden

t = willekeurig tijdstip

a = wortel uit het quotiënt van de kD-waarde en het bergend vermogen P

h = waterstand op tijd t

x = afstand tot de afvoerleiding.

Men kan nu de som van de aflopende staarteinden van de afvoergolven met formule 7 samenvatten en de afwijkingen ten opzichte van de vereffende curve volgens de formules 4 en 5 behandelen. Dit vraagt dan de sommering van een kortere reeks van minder belangrijke termen voor de meer recente waterstandsvariëaties.

Interessant uit methodisch oogpunt is de uitbreiding, die ERNST aan de theorie van de niet-stationaire stromingen heeft gegeven door het verlies aan water door capillaire opstijging in de formule op te nemen.

Er ontstaat dan een functie van de volgende vorm:

$$\frac{h}{h_0} = \left[\frac{e^{-gx} + e^{gx}}{2} \right] + \frac{e^{-gx}}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-z^2} dz - \frac{e^{gx}}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-z^2} dz \quad 8)$$

$$a^2 = \frac{kD}{P_0} \quad g^2 = \frac{C_0}{kDh_0} \quad \begin{array}{l} P_0 = \text{bergend vermogen ten tijde } t_0 \\ C_0 = \text{capillair vochtverlies ten tijde } t_0 \end{array}$$

In deze formule mag men de benadering van de formule van de waterbalans zien, die de werkelijke verhoudingen dichter benadert dan enige tot dusverre ontworpen formules. De formule van de waterbalans, als principeformule zo aantrekkelijk eenvoudig met zijn termen van regen, verdamping, afvoer en berging, gaat, zodra de meetbare grootheden in de formule worden opgenomen en de onderlinge samenhang tussen de termen wordt verantwoord, er heel wat ingewikkelder uitzien. Hiertoe zullen formules als no. 8 verder moeten worden uitgebreid met verdere verfijningen

van de weergave van de samenhang tussen regen en waterstandsstijging of verdamping en capillair nalevering. Dat hierbij aanzienlijke wiskundige moeilijkheden te overwinnen zijn, laat zich wel aanzien.

4. DE CAPILLAIRE STROMING

Een nieuw hoofdstuk ten aanzien van de vochthuishouding van de grond werd opengeslagen, toen WIND de consequenties overwoog van zijn vondst, dat de logaritme van het capillair geleidingsvermogen k vrijwel lineair samenhangt met de logaritme van de vochtspanning ψ ⁵. Dit houdt in dat de formule voor het geleidingsvermogen kan worden geschreven als

$$k = d\psi^{-n} \quad 9)$$

De waarden van d en n hangen af van de aard van de grond. WESSELING⁶ geeft een grafiek waaruit voor verschillende grondsoorten een waarde voor de exponent kan worden afgeleid. Houdt men tevens rekening met de weinige thans bestaande ervaring, dan zou men de volgende waarden als voorlopige schatting willen voorstellen.

Grondsoort	Exponent
zware komklei	1,6
zware klei	1,8
zavel	2,0
goede zandgrond	2,2
arme grove zanden	2,5
zeer grof zand	3,0

Voor de waarde van d kan men het beste de doorlatendheid van de verzadigde grond kiezen, waarvoor bij anisotropie de verticale doorlatendheid zou moeten worden gekozen.

Door WIND en WESSELING werden nu de formules opgesteld, die de capillaire stroming beheersen. Hierin komen ter karakterisering van het drukverval de grondwaterdiepte z en de vochtspanning ψ , welke op willekeurige hoogte in het profiel heerst, voor. De samenhang wordt beheerst door de formule

$$z = \int_0^{\psi} \frac{d\psi}{\frac{v}{d} \psi^n \pm 1} \quad \begin{array}{l} v = \text{vochtstroom} \\ d = \text{doorlaatfactor} \end{array} \quad 10)$$

Het plusteken geldt voor stroming tegen de zwaartekracht in, het minteken voor stroming in de richting van de zwaartekracht.

Voor de waterbalans is de capillaire opstijging het belangrijkste, omdat dit het vocht uit de grond verloren doet gaan. Voor deze vochtstroom geldt nu het volgende:

⁵ WIND, G. P., *Neth. Jour. Agric. Sci.* 3 (1955) 60—70.

⁶ WESSELING, J., *Versl. Landbouwk. Onderz.* 63.5 (1957) 14, fig. 2.

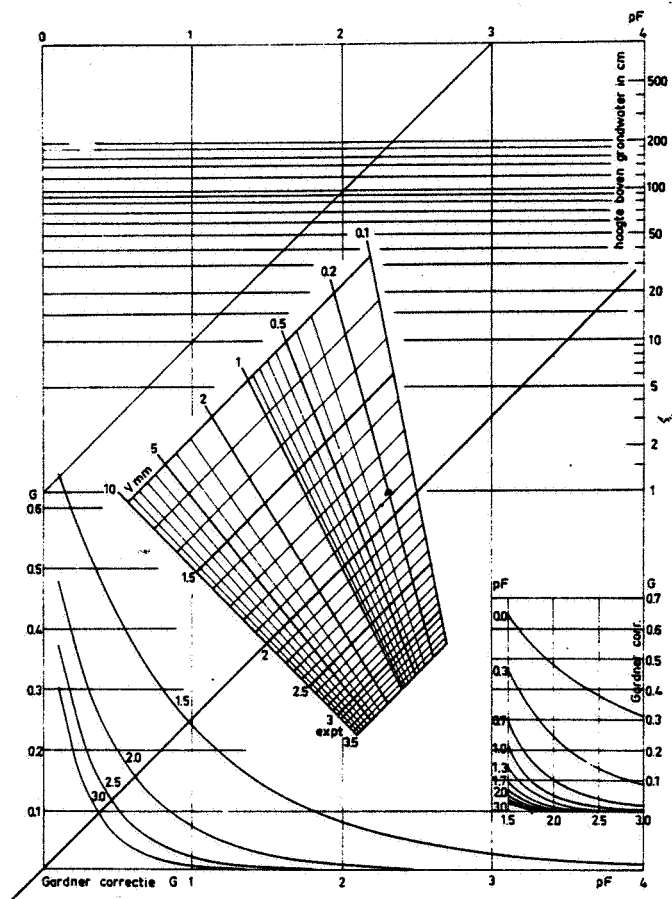
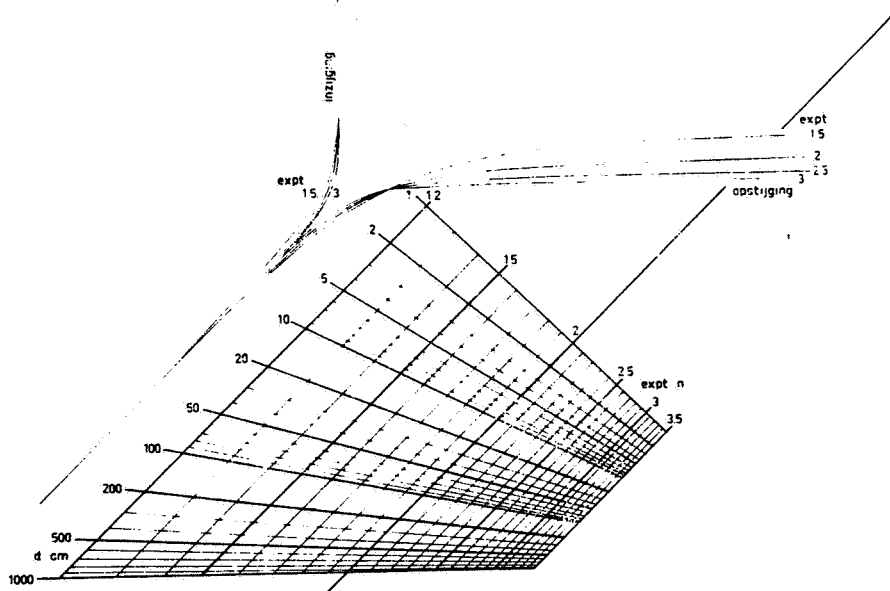


FIG. 3.

Te schuiven monogram voor het vinden van het verband tussen de pF, de diepte van het grondwater (z) en de snelheid van de capillaire opstijging of de inzigging (v), voor elke waarde van de exponent (n) en de verzadigde doorlatendheid (d), eventueel met toepassing van de correctie volgens GARDNER



De oplossing van formule 10 geeft een uitkomst, die voor elke waarde van n het aanzien geeft aan een eigen formule, die in schrijfwijze buitengewoon sterk kan verschillen van de oplossing voor een waarde van n die iets hoger of iets lager is.

De eenvoudigste uitkomst geeft WESSELING voor de waarde 2, namelijk:

$$\left| \frac{v}{d} z = bg \operatorname{tg} \right| \frac{v}{d} \psi \quad (11)$$

Aangezien deze steeds verschillende oplossing voor verschillende waarde van n en de soms zeer gecompliceerde formules, die men verkrijgt, de vrijheid van keuze van de n wel zeer beperken, werd een nomogram ontworpen dat aflezing van de samenhang tussen z , ψ , v en d voor elke waarde van de vier veranderlijken mogelijk maakt. Figuur 3 geeft dit nomogram weer.

Door van dit nomogram in het blad met de gekromde lijnen de gewenste waarde van n en d in het coördinatennet op te zoeken, hetzelfde te doen voor de waarden n en v in het coördinatennet van het blad met de pF - en z -schaal, deze punten op elkander te leggen, zodat de 45° lijnen in beide bladen samenvallen, heeft men de gekromde lijnen op de juiste wijze op de pF - z -schalen gelegd en kan men aflezen, welke combinaties van pF , z , d en v samenhangen.

In fig. 4 wordt een beeld gegeven van wat men met behulp van het nomogram aan inzicht in de onderlinge samenhang tussen deze variabelen kan verkrijgen. Als exponent n werd gekozen 1,6, als waarde voor d werd 50 cm genomen. Men kan nu voor elke gewenste waarde voor de capillaire stroom V de curve voor de samenhang tussen de pF en $\log z$ overnemen. Het is echter ook mogelijk om de waarden voor $\log z$ en V te combineren voor vaste waarden van de pF . Dit is in de beide grafieken van figuur 4 gedaan. De eerste figuur geeft een indruk van de vochtspanning die op een bepaalde hoogte boven het grondwater optreedt bij een aangenomen

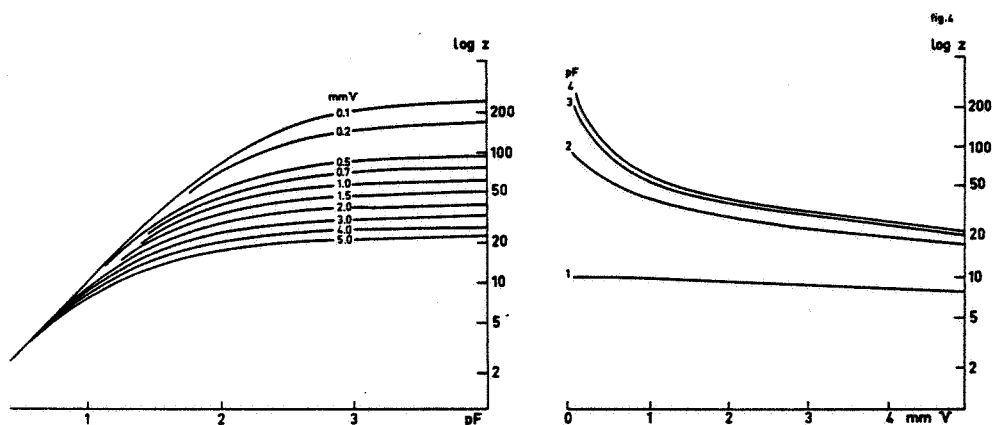


FIG. 4.

Links: verband tussen pF en de afstand tot het grondwater (z) bij gelijke capillaire opstijging. Rechts: verband tussen opstijging (v) en diepte van het grondwater bij constante pF .

capillaire stroomsterkte V . De tweede figuur geeft aan, hoe bij een bepaalde pF de samenhang tussen de hoogte boven het grondwater en de capillaire stroomsterkte V is.

Er bestaan nog ambitieuzer plannen ten aanzien van deze formules voor de capillaire waterbeweging. Getracht wordt geleidelijk over te gaan op de niet-stationaire capillaire stromingen, in de hoop zo nog weer dichter te kunnen naderen tot de veranderlijkheid van de toestanden te velde. Een niet onbelangrijke verzwaaring van de wiskundige moeilijkheden mag men daarbij wel verwachten.

De niet-stationaire capillaire stroming wordt beheerst door de vergelijking

$$\frac{dq}{dt} = \frac{d}{dz} \left\{ k \frac{\delta \psi}{\delta c} \frac{dc}{dz} + 1 \right\} \quad (12)$$

In deze formule stelt $\frac{dq}{dt}$ de stroomsnelheid voor, $\frac{\delta \psi}{\delta c}$ is de afgeleide van de ont-logaritmiseerde pF -curve. Verder geeft $\frac{dc}{dz}$ de vochtverdeling over het profiel weer.

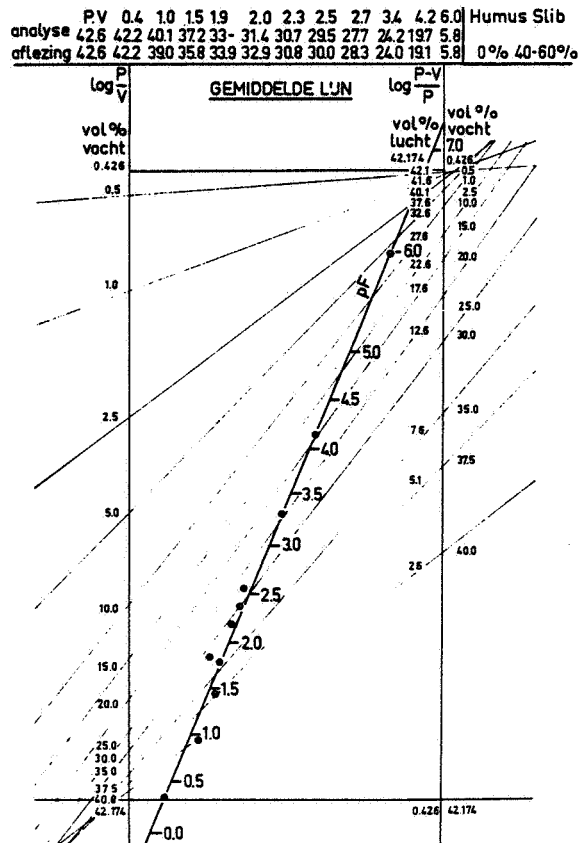


FIG. 5.

Het is mogelijk de pF -curve tot een rechte lijn te herleiden door een nomografische vereffening met twee logaritmische en een metrische schaal. Hiermede kan de formule voor de pF -curve worden gevonden of analysecijfers worden gecontroleerd.

Als k komt men weer het capillair geleidingsvermogen tegen, dat wij reeds als functie van ψ leerden kennen. In deze formule moet de waarde van $\frac{\delta \psi}{\delta c}$ gegeven zijn, wat dus de als formule weergegeven pF-curve aan de orde stelt.

Voor de pF-curve kan een formule worden gevonden van het type

$$\frac{A - pF}{B - pF} = \frac{\log. \frac{v^p}{(C - v)^q}}{\log. D v} \quad \begin{array}{l} v = \text{vochtgehalte} \\ A, B, C \text{ en } D \text{ zijn constanten} \\ p + q = 1 \end{array} \quad (13)$$

De weergave van deze formule vindt men in figuur 5. Volgens de in figuur 5 toegepaste wijze van uitzetten van pF en vochtgehalte tegen elkander met behulp van een nomogram met twee evenwijdige rechte assen werden reeds een ruim aantal pF-curven bewerkt en werd nog geen aanwijzing verkregen, die tegen de algemene geldigheid van bovenstaande empirische formule zou pleiten. Of met deze formule in de differentiaalvergelijking 12 veel aan te vangen zal zijn, lijkt minder zeker. De grafiek is wat constructie en afleesbaarheid betreft van een meer aanvaardbare graad van gecompliceerdheid en kan bij grafische bewerkingen wellicht nuttig dienst doen.

De grafieken laten bijvoorbeeld reeds aflezen, dat bij een aantal gronden een benadering voor de vochtspanning volgens de formule

$$\psi = a(c - v)^b \quad a \text{ en } b \text{ zijn constanten.} \quad (14)$$

een niet onredelijke uitkomst kan geven. Voor andere profielen kan men meer andere benaderingsformules uit formule 13 afleiden. Op het punt van de niet-stationaire beweging in de capillaire zone is echter nog veel te doen.

5. DE VERDAMPINGSWEERSTAND EN DE PLANT

Wanneer men de vochtspanning in de grond en de verdamping door de plant met elkaar in verband brengt, blijkt, zoals te verwachten valt, dat naarmate de vochtspanning toeneemt, de plant meer moeite heeft om zich van het vocht meester te maken, zodat de verdamping afneemt. Dit is een belangrijk punt, dat beheerst wordt door het capillair vochttransport, de verdampingsmogelijkheid op grond van klimatologische toestanden en het vochtopnemend vermogen van het gewas.

Ten aanzien van de reductie van de verdamping bij toenemende vochtspanning staan ons twee gegevens ter beschikking.

MAKKINK⁷ leidde de samenhang tussen verdamping en vochtspanning af uit gegevens van zijn lysimeters. Zijn resultaat wordt weergegeven in figuur 6. De daling

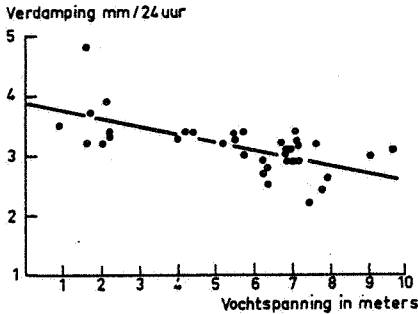


FIG. 6.

Het verband, bepaald aan weegbare lysimeters, tussen de verdamping en de vochtspanning in de bovenlaag (naar MAKKINK)

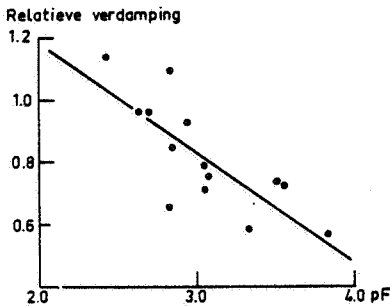


FIG. 7.

Het verband, bepaald in het vrije veld, tussen relatieve verdamping en de pF in de bovenlaag (naar WIND)

van de verdamping kan worden weergegeven door:

$$F_w = 0,4 - 0,00014 \psi \text{ cm} \quad (15)$$

De gegevens van WIND⁸ zijn ontleend aan een grondblok, dat te velde van de diepere ondergrond werd afgesneden door er een plastic zeil onder door te trekken. Evenals bij MAKKINK bestond het gewas uit grasland. WIND legt een lijn door zijn waarnemingen, die echter zou wijzen op een verdamping die ver boven pF 4,2 nog voortgaat. Een wat steilere lijn komt beter met de te verwachten samenhang overeen en valt met de waarnemingen wel in overeenstemming te brengen. In figuur 7 vindt men het resultaat van het door WIND uitgevoerde onderzoek weergegeven. Als samenhang wordt gevonden

$$F_w = E_o (2,73 - 0,65 \text{ pF}) \quad (16)$$

Het zal duidelijk zijn dat de formule van MAKKINK bij hoge spanningen niet zal mogen worden gebruikt, terwijl de samenhang volgens het onderzoek van WIND bij lage waarden niet zal opgaan.

Een verder onderzoek naar de invloed van het gewas op de verdamping wordt nog verricht door SCHUURMAN, die de wateronttrekking door verschillende gewassen

⁸ WIND, G. P., *Neth. Jour. Agric. Sci.* 3 (1955) 63, fig. 3.

aan grondkolommen bestudeert. Dit onderzoek is nog midden in een ontwikkeling die veel belooft, maar waarover hier nog geen mededeling gedaan kan worden. Eenzelfde onderzoek wordt bij diverse lysimeters uitgevoerd, doch ook hierover zijn gegevens, die toelaten de vochtonttrekking door verschillende gewassen te vergelijken, nog niet beschikbaar.

Het zou verleidelijk zijn om met behulp van formule 15 of 16 de verdamping $v = E_w$ of de spanning ψ uit de formule 11 te elimineren en zo een directe betrekking tussen de grondwaterdiepte z en de overblijvende grootte, hetzij ψ of v af te leiden. Het zal daarbij blijken, dat men alleen voor de laagste waarden van de verdamping een redelijke grondwaterdiepte verkrijgt, terwijl alle hogere waarden van v overeenkomen met zeer ondiepe grondwaterniveaus. Dit doet vermoeden dat de gevonden hoge verdampingen alle het gevolg zijn van de niet-stationaire toestand, die na een regenbui optreedt. Men kan zich hiervan vergewissen door een gemiddelde waarde voor de reductiefactor, welke E_o in E_w omzet, in de berekening op te nemen. Hiervoor zijn de volgende cijfers een eerste poging tot bepaling van de afname van de verdamping met toenemende vochtspanning (zie fig. 7).

pF	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
$E_w/E_o = f.$	1,00	0,99	0,97	0,90	0,65	0,38	0,11

Met behulp van de diagrammen voor de pF-curve als weergegeven in figuur 5 kan men voor elke grondsoort en structuurtoestand de bijbehorende vochtgehalten vaststellen. Belangrijker nog zal het onder bepaalde omstandigheden echter zijn om het luchtgehalte af te lezen, dat bij deze verdamping behoort, omdat dit een inzicht kan geven in de geschiktheid van een profiel voor infiltratie en akkerbouw. De gronden met een te gering luchtgehalte hebben een onvoldoende structuur en zijn gevoelig voor te hoge waterstanden.

6. DE VERDAMPING

In de beschouwing over de verdampingsweerstand, die het gewas te boven moet komen, werd als norm de verdamping van het vrije wateroppervlak – de waarde E_o – gebruikt, die ook wel de verdamping volgens PENMAN wordt genoemd. Deze grootte, die voor de hydroloog een zeer welkome stap vooruit in de klimatologie vormt, is de laatste schakel in de hydrologische keten. Deze mogelijkheid tot berekenen van de verdamping is uit Engeland tot ons gekomen en wordt thans graag aanvaard als een grootte, die in vraagstukken van de waterbalans de gegevens verschaft, die voordien door de resultaten van het lysimeteronderzoek moesten worden geleverd. Het zal duidelijk zijn, dat het kunnen berekenen van de verdamping voor het vraagstuk van wateraanvoer op de hoge zandgronden van zeer groot belang is.

De verdampingsstudie heeft in Nederland voor de landbouwgroep een centrum van activiteit in de Lysimetercommissie T.N.O. en bij de Leerstoel voor Natuurkunde

te Wageningen. De studierichting, die met lysimeters werkt, heeft voor enkele jaren zijn studiedoel een sterke wijziging zien ondergaan, toen de formule van PENMAN de verdampingscijfers veel beter toegankelijk maakte. Het verdampingsonderzoek kreeg toen meer tot taak reductie-coëfficiënten te bepalen, die de PENMAN-cijfers tot het niveau van de werkelijke verdamping kunnen herleiden.

In het algemeen gebruikt het lysimeteronderzoek dan ook graag de cijfers voor de mogelijke verdamping volgens het berekeningsvoorschrift van PENMAN. Aan deze voorschriften kleven nog enkele kleine bezwaren wat betreft enkele constanten en de verantwoording van de invloed van de warmtestroom vanuit de grond. Omtrent het laatste onderwerp wordt door VAN WIJK en medewerkers fundamenteel onderzoek verricht, terwijl MAKINK naar juistere waarden van enkele constanten zoekt. Door de genoemde tekortkomingen zijn de uitkomsten voor tijdvakken van een week en minder nog onvoldoende betrouwbaar.

Het valt op grond van de ondernomen studies te voorzien, dat de waarden voor de mogelijke verdamping in de toekomst nog verder in nauwkeurigheid zullen toenemen en dat de verdampingscijfers voor kortere tijdvakken zullen mogen worden berekend.

Een nieuwe impuls zal het onderzoek met lysimeters ongetwijfeld krijgen van de verdieping van ons inzicht in de capillaire nalevering van vócht. Men zou nu een scheidingslijn kunnen leggen tussen de reductie, die de verdamping verkrijgt door de beperking die de vochtstroom in de grond ondergaat, en de reducties die door effecten worden veroorzaakt, die uit de invloeden van het gewas voortspuiten.

De reductie als gevolg van de traagheid van de vochtstroom in de onverzadigde grond zou men nog onder de hydrologie willen brengen. De reductie door gewas-invloeden zouden wij hiervan los willen zien als een component van de verdampingsstudie in engere zin. De invloed van de regenval staat hier tussenin als de som van de invloed van de verdamping uit het bladerdek en die uit de natte bovenste centimeters van de grond.

Deze de verdamping reducerende effecten kunnen in de volgende elementen worden onderscheiden:

6.1. *De diepte van de hoofdwortelzone*

Door WIND werd berekend, dat de hoofdwortelzone voor grasland niet meer dan 10 tot 20 cm bedroeg. Daarbeneden wordt de vochtstroom door de capillaire nalevering beheerst, daarbinnen door de stroming door de wortels. Dit inzicht doet vermoeden, dat het achter het vochtfront aangroeien van de wortels misschien niet zo belangrijk is als men wel meende. SCHUURMAN⁹ toonde aan, dat bij verschillende gewassen een verschillende diepte van hoofdzakelijke vochtonttrekking optreedt, afhankelijk van de omvang van het wortelstelsel.

⁹ SCHUURMAN, J. J., Meded. Congres Int. Bodemk. Vereniging. Kopenhagen, 1958.

6.2. De invloed van niet homogene verdeling van het vocht in het profiel

De verdamping uit een profiel met een homogene vochtstroom naar boven of naar beneden zou men als een norm van vergelijking kunnen beschouwen tegenover de verdamping, die ontstaat in die gevallen waar een regenbui onderweg is van het maaiveld naar de grondwaterspiegel. Bij een waterverdeling, die niet overeenkomt met het dynamisch evenwicht van een homogene vochtstroom, zal de plant andere verdampingsmogelijkheden hebben dan bij de gevallen van een eenvoudig dynamisch evenwicht. In praktische termen uitgedrukt zal van de pas gevallen regenbui meer verdampen dan van een regenbui van gelijke sterkte, die zich reeds over een dikkere grondlaag verspreidde.

6.3. De invloed van de bedekkingsgraad

De plant is een belangrijke bemiddelaar tussen de instralende energie en het verdampende vocht in de vochtstroom vanuit het grondwater naar de atmosfeer. Waar geen gewas op dat land voorkomt zal de verdamping geringer zijn. Nu zal de bedekkingsgraad in de loop van het jaar afhangen van de vochthoudendheid en grondwaterdiepte van de profieltypen, omdat de verbouwde gewassen hierop reageren. In figuur 8 wordt een beeld gegeven van de mate van bedekking van de zandgrond in Drente bij het daar gebruikelijke bouwplan, dat gedifferentieerd werd naar de ontwateringsdiepte. Voorzover de studies van SNIJDERS tot nu toe hebben kunnen uitwijzen, lijkt de invloed van de grondwaterdiepte op de hydrologie, voor zover het de invloed van de bedekkingsgraad betreft, niet groot. Een overzicht van de kwantitatieve samenhang tussen verdamping en bedekking ontbreekt echter nog.

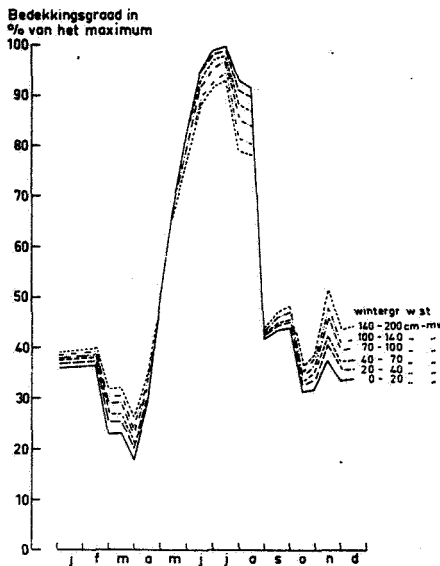


FIG. 8.

De invloed van de grondwaterstand op de bedekkingsgraad van een groot gebied. De beperkte invloed van de grondwaterdiepte blijkt duidelijk.

In deze studie van de reducerende invloeden ten opzichte van de PENMAN-cijfers vindt wellicht het lysimeteronderzoek een nieuwe taak, waarbij het uitgangspunt vooral ontleend kan worden aan de diepere inzichten, welke ten aanzien van de stroming in de capillaire zone ontstaan zijn. Omdat echter deze inzichten nog zo recent zijn, zal veel van dit werk nog zijn vorm moeten vinden. Het is ongetwijfeld een voordeel dat er thans een stevige theoretische grondslag aan het ontstaan is.

7. HET STATISTISCH ONDERZOEK VAN DE HYDROLOGIE

De hydrologie pleegt van bepaalde veronderstellingen uit te gaan, als de onsamendrukbaarheid van water of de wet van DARCY. Vanuit deze uitgangspunten worden formules ontwikkeld die de stromingsverschijnselen beheersen. Men kan echter ook een aantal waarnemingen, die de uitingvormen zijn van de waterhuishouding, vaststellen en in de samenhang tussen deze grootheden de wetten trachten te vinden, waar de hydrologie van pleegt uit te gaan. Een combinatie van de beide methoden zal dan ten slotte de meest betrouwbare samenvatting van de vochtshuishouding kunnen geven.

De waarnemingen die ter beschikking staan, en die een volledig overzicht kunnen geven, zijn de grondwaterdiepte, de regen en de verdamping. De grondwaterdiepte vormt daarbij een indicatie van de afvoer. De verhouding tussen regen en grondwaterstijging geeft een inzicht in het bergend vermogen. De PENMAN-verdamping levert een maatstaf voor de verdamping. Het blijkt echter dat er een grote onderlinge samenhang bestaat en dat alle grootheden elkander beïnvloeden.

De bewerking heeft dan ook de vorm van een volledige polyfactor-analyse van de zes grootheden: de regen N , de verdamping E_0 , de slootwaterstand S , de grondwaterdiepte H , de verandering van de grondwaterdiepte ΔH gedurende de eenheid van tijd en de maand van het jaar m . De zo gevonden samenhang neemt echter maar ten dele een overzichtelijke vorm aan en het is dan ook beter, uit deze meer dimensionale betrekking een paar nieuwe relaties samen te stellen. Dit heeft tot gevolg dat thans drie figuren worden samengesteld.

De afvoer wordt bepaald door het regenoverschot, gedeeld door de drukhoogte $H - S$, uit te zetten tegen $H - S$. Het regenoverschot vindt men als de regenhoeveelheid N verminderd met de E_0 en gecorrigeerd met een te bepalen bedrag x . De x is daarbij het bedrag, dat $E_0 - x$ gelijk maakt aan de werkelijke verdamping E_w , $H - S$ is verder grondwaterstand min slootwaterstand.

Door de drukhoogte en het regenoverschot langs de assen uit te zetten voor de gevallen waar ΔH gelijk nul is, of voor de andere gevallen na herleiding op ΔH gelijk nul, krijgt men een afbeelding van de stationaire stroming. De samenhang wordt een rechte lijn indien de drainageformule volgens HOOGHOUTD geldt.

In figuur 9 vindt men een voorbeeld van een dergelijk resultaat zowel voor het geval dat de waterhoeveelheid niet door $H - S$ gedeeld is als voor het geval waar dit wel zo is.

De helling van de lijn geeft volgens de formule van HOOGHOUTD de doorlatendheid

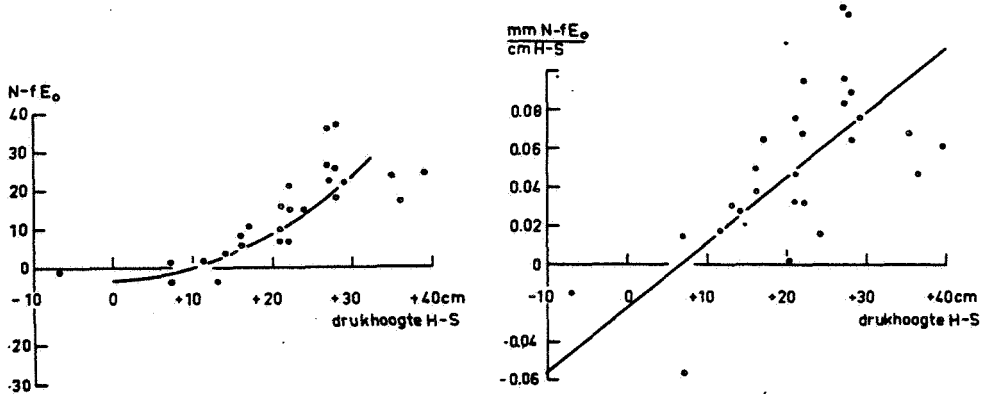


FIG. 9.

Links: verband tussen het neerslagoverschot en de drukhoogte voor tijdvakken met niet veranderende grondwaterstand. Geeft indruk van afvoercurve. Rechts: verband tussen de verhouding neerslagoverschot en drukhoogte, en de drukhoogte voor tijdvakken met niet veranderende grondwaterstand. Volgens de formule van HOOGHOUT een rechte lijn, waaruit de hydrologische constanten kunnen worden gevonden.

van de bovenste doorstroomde laag aan, het afgesneden stuk van de $N - E_0$ -as is de kD -waarde van de diepere laag, beide gedeeld door het kwadraat van de ontwateringsafstand. Men kan op deze wijze van elke voldoende veelvuldig opgenomen waterstandsbuis de gegevens afleiden alsof het een drainageproefveld was.

De tweede figuur wordt samengesteld door het bergend vermogen tegen de diepte van het grondwater uit te zetten voor verschillende waarden van het regenoverschot $N - E_w$.

Het bergend vermogen wordt gevonden als de helling van het meer dimensionale vlak in de doorsnede H en E_0 constant als ΔH gedeeld door $\Delta (N - E_w)$.

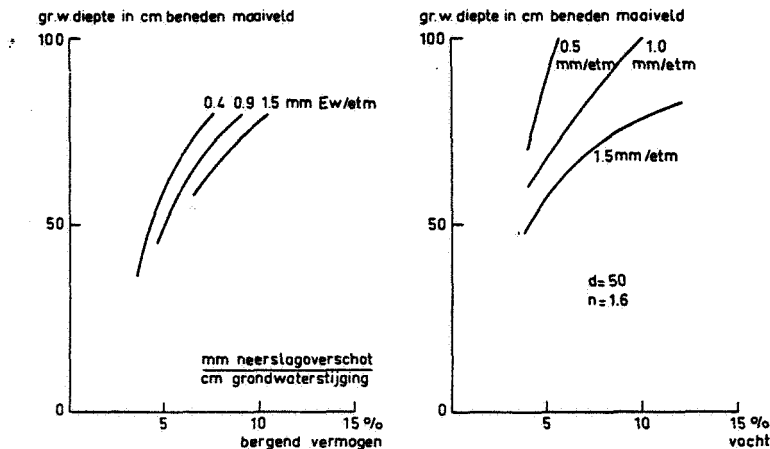
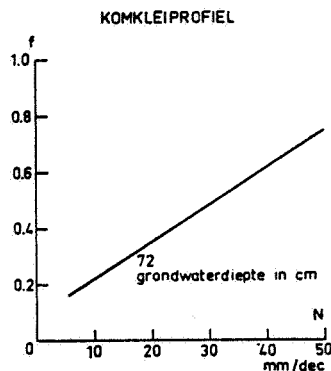


FIG. 10.

Links: het bergend vermogen, uit de analyse van de grondwaterstanden af te leiden, blijkt af te hangen van de diepte van het grondwater en het verdampingsoverschot. Rechts vindt men de met het nomogram van fig. 4 berekende samenhang, die op niet-stationaire relaties wijst.

FIG. 11.

In de zomer blijkt de verdamping sterk toe te nemen, wanneer regen is ingevallen en de bovenlaag van de grond dus vochtig is. Bij 72 cm grondwaterdiepte nadert de reductiefactor dichter tot één, naarmate meer regen per decade valt.



In figuur 10 vindt men een beeld van het resultaat, dat men bij deze wijze van uitzetten verkrijgt. Belangrijk is ten aanzien van de hier gevonden samenhang dat wanneer een zekere hoeveelheid vocht capillair opstijgt, dit alleen kan geschieden door het ontstaan van een potentiaal verval en dus door een lager vochtgehalte.

Bij de gebruikelijke hydrologische formules veronderstelt men steeds, dat het bergend vermogen onafhankelijk is van de grondwaterdiepte H . Zonder deze veronderstelling zouden de differentiaalvergelijkingen waaruit de formules werden afgeleid, veelal niet op te lossen zijn. Het hier getoonde resultaat maakt duidelijk, dat deze veronderstelde constantheid van het bergend vermogen in bepaalde gevallen niet zal bestaan, gevallen vooral, zoals die zich in de landbouw met ondiepe waterstanden vaak zullen voordoen. Het statistisch onderzoek heeft in dergelijke gevallen dus een belangrijke toetsende waarde. Als tegenhanger wordt nog een figuur toegevoegd van de samenhang tussen deze drie factoren volgens de nomogrammen 3 en 5, voor een ongeveer gelijke grond. Men ziet dat de overeenkomst naar type reeds vrij goed is. Met ter plaatse bepaalde pF -curven, die bij dit onderzoek niet ter beschikking stonden, zou de overeenkomst nauwkeuriger hebben kunnen worden bestudeerd.

De derde samenvatting is die, waarbij de reductiefactor en de regenval tegen elkander worden uitgezet. In figuur 11 vindt men weergegeven hoe de werkelijke verdamping van de E_0 en de neerslag afhangt. Het blijkt uit deze figuur, dat de hier bestudeerde grond weinig water voor verdamping ter beschikking kan stellen wanneer het niet regent. De verdamping vindt voornamelijk plaats vanuit de bovenste dunne laag nadat door regen deze laag vochtiger is geworden. De berekening volgens nomogram 3 maakt weer duidelijk, dat deze grond inderdaad bij de waargenomen waterdiepte slechts deze geringe verdamping in stand kan houden. De resultaten als in figuur 10 en 11 weergegeven laten toe een benaderend inzicht in de capillaire geleiding van de grond te verkrijgen.

De statistische bestudering van de hydrologie blijkt bij zorgvuldige bewerking van het over het algemeen grote waarnemingsmateriaal een diep inzicht in de hydro-

logie te kunnen geven. De polyfactor-analyse heeft het voordeel premisse-vrij te zijn. Een toetsing aan de bestaande formules, die wel op bepaalde premissen gebaseerd zijn, kan aantonen of deze veronderstellingen juist waren. Gewezen werd reeds op het niet constant zijn van het bergend vermogen ten opzichte waarvan de fysische beschouwing afwijkt van het statistische resultaat. Het grote aantal in Nederland opgenomen waterstandsbuizen maakt het mogelijk de hydrologische toestand op vele plaatsen in onderzoek te nemen, zonder dat het nodig is ter plaatse nog een reeks waarnemingen te gaan doen. Wel zal het van veel belang zijn indien niet slechts de grondwaterdiepte, maar vooral tegelijk het slootpeil wordt opgenomen. In de thans aanwezige verzameling van waterstandswaarnemingen ontbreekt dit belangrijke gegeven meestal.

8. DE VOCHTHUISHOUDING EN DE OPBRENGST

Het onderzoek naar de samenhang tussen de vochttoestand van de grond en het landbouwkundige resultaat maakt nog voortdurend verdere voortgang. Vroeger heeft het onderzoek zich vooral op de opbrengst gericht. Thans wordt ook aandacht gegeven aan de invloed van de vochttoestand op de keuze van de verbouwde gewassen. Verder is de invloed, die de vochttoestand heeft op de arbeidskracht, die onder deze vochttoestand nodig is om het land te bewerken, het gewas te verzorgen en de oogst binnen te brengen, een punt van studie. Men streeft hier naar het bijeenbrengen van al die gegevens, die nodig zijn om een economische beoordeling van de waterhuishoudkundige toestand te maken.

Het onderzoek vertoont een opvallende verschuiving van zijn doelstelling, wanneer men de ontwikkeling van verleden naar toekomst eens tracht te overzien. Het ving aan met het leggen van een direct verband tussen het polderpeil en de opbrengst. Het werd reeds spoedig duidelijk, dat de tussenfasen, zoals de relatie tussen polderpeil en grondwaterpeil of grondwaterpeil en vochtspanning in de wortelzone, teveel variabiliteit veroorzaakten om een verband te vinden, dat overdraagbaar was op andere gebieden.

Men splitste eerst de relatie tussen polderpeil en grondwaterpeil af en bestudeerde de invloed van de grondwaterdiepte op de opbrengst. Daarna werd de studie gericht op de vochtspanning in de wortelzone en de invloed daarvan op de opbrengst. Hiermede werd de samenhang tussen grondwaterdiepte en pF afgesplitst. Weer een stap verder gaat men met dit afsplitsingsproces waar de samenhang tussen de verdamping en de opbrengst wordt bestudeerd. Hier toch wordt de samenhang tussen de vochtspanning en de verdamping nog weer uit het planteteeltkundige probleem gelicht en naar de groep van fysische problemen verschoven.

Wanneer het vraagstuk van het gewenste polderpeil zich zo in een keten van opeenvolgende relaties opsplijt, dan is het een eis van praktische toepassing, dat men telkens alle detailbeschouwingen weer aaneenkoppelt om tot een oplossing van het oorspronkelijke vraagstuk te komen. Het blijkt echter dat aan het onderzoek naar de samenhang tussen het vochtkenmerk en het gewas meer gedaan is dan aan de aansluiting via de reeks van hydrologische relaties van het vochtkenmerk aan het

polderpeil. Het statistisch hydrologisch onderzoek, dat hiervoor werd behandeld, sluit thans deze kloof.

In het onderzoek ziet men de richting, die de opvattingen uitgaan, meer en meer tot uiting komen. De kenschetsing van het vochtkenmerk verandert geleidelijk. Vatte men de maatgevende vochtbeschrijving eerst op als een min of meer onveranderlijke toestand, later is men meer aan een stroming gaan denken. Men heeft de groei van het gewas eerst afhankelijk gedacht van een stationair evenwicht, daarna van een dynamisch evenwicht, terwijl thans de gedachten uitgaan naar vochtbeschrijvingen die niet meer een evenwicht veronderstellen. Waar tegelijkertijd ook ten aanzien van de eisen van het gewas niet meer van een onveranderlijkheid wordt uitgegaan, wordt de doelstelling van het onderzoek het oplossen van een zeer gecompliceerde, sterk door de tijdfactor beïnvloede relatie van factoren. Men zal zich afvragen of deze gecompliceerdheid wel nodig is. Fraaie resultaten, die men ten aanzien van de verklaring van de hoogte van de opbrengst met de grondwaterdiepte, de pF, de vochtvoorraad en de verdamping heeft bereikt, lijken deze ingewikkeldheid niet te bevestigen. Wel blijft het vreemd, dat zo verschillende vochtaspecten alle een goede maatstaf voor de produktiviteit zouden zijn.

Er steekt in deze gecompliceerde probleemstelling een waardevolle kant. Zeer verschillende vraagstukken komen hier bij elkander. Tussen het onderzoek voor de bepaling van een polderpeil en voor de beregeningsbehoefte bestaat bij de huidige probleemstelling weinig verschil meer, terwijl evenzeer de studie voor gematigde en tropische gebieden bij deze wijze van aanpakken op eenzelfde noemer komen. De vraagstukken van winter- en zomerpeil en die van de kritische perioden volgen uit hetzelfde onderzoek, maar ook de vraagstukken van de afvoer van water blijken ten dele op dezelfde beschouwingen te berusten als die van de groei van de gewassen. De gecompliceerde probleemstelling maakt het onderzoek tot een knooppunt waarin de studie van veel vraagstukken samenkomen. Wat ten aanzien van de toepassing op praktijkproblemen ingewikkeld lijkt, zal voor de techniek van het onderzoek doeltreffend en werkbeparend blijken te zijn.

8.1. *De invloed van de grondwaterdiepte*

Ten behoeve van het COLN-onderzoek werd getracht op grond van alle beschikbare inzichten en ervaringen tot een stelsel van curven te komen, die het vocht- en luchthoudend vermogen van de grond, de grondwaterdiepte in zijn variërende grootte en de capillaire opstijging konden verantwoorden. Aangezien gebruik kon worden gemaakt van de enkele duizenden opbrengsten tellende schat van gegevens van het Produktie Niveau Onderzoek van het CILO, konden de bestaande inzichten omtrent de reactie van de gewassen op de vochttoestand worden getoetst en gecorrigeerd. Een verzameling aan waarnemingen van deze omvang zal vermoedelijk in de naaste toekomst wel niet worden overtroffen of zelfs maar benaderd. Dit is oorzaak dat de curven voor de COLN, wat breedheid van het basismateriaal betreft, niet spoedig door betere gegevens vervangen zullen kunnen worden. De verkregen curven

zouden wel eens gedurende geruime tijd de afsluiting van dit type studie kunnen vormen.

Het tijdseffect was in de COLN-curven vrij eenvoudig in te brengen. Bij het uitzetten van een aantal tijdstijghoogtelijnen op een wijze als in figuur 12 weergegeven, bleek dat in Nederland de daling van de grondwaterdiepte van het hoge winterpeil naar het lage zomerpeil per buis regelmatig en voor alle jaren op vrijwel gelijke wijze plaatsvond. Dit wil zeggen dat de gemiddeld hoogste winterstand en de gemiddeld laagste zomerstand de veranderlijkheid van het waterpeil grotendeels kunnen beschrijven en dat de waterstanden in tussengelegen maanden maar weinig nieuwe informatie kunnen aanbrengen. De bewerking beperkte zich dus tot het bestuderen van de invloed van de zomer- en winterstand op de opbrengst.

De resultaten van het onderzoek zijn weergegeven als lijnen van gelijke opbrengst-depressie voor elke combinatie van de gemiddeld hoogste winterstand en gemiddeld laagste zomerstand. Dit gemiddelde werd berekend door in de periode van twee à drie maanden van de hoogste of laagste stand over enkele jaren de veertiendaagse waterstandswaarnemingen te middelen. Deze lijnen van gelijk produktievermogen of isocarpen (fig. 13) werden voor zeven profielgroepen vervaardigd. Van elk in Nederland voorkomend profieltype werd vastgesteld tot welke profielgroep het behoorde. De isocarpen zijn nog niet tot zodanige verfijning uitgewerkt, dat profielen met storende lagen hierin een plaats kunnen krijgen. Ook worden vochtkenmerken als pF, regenval of verdamping niet als differentiërende factoren verantwoord.

De isocarpen hebben tot nieuwe inzichten geleid. Van belang voor de regeling van de vochthuishouding van de zandgronden is, dat voor een goede groei een niet onaanzienlijke daling van de waterstand van de winter naar de zomer vereist is. De hierbij vrij komende vochthoeveelheid mag men als een gedurende de winter te vormen vochtvoorraad zien, die tijdens de groei van de gewassen beschikbaar komt. Deze hoeveelheid kan in mindering gebracht worden op de aanvoer.

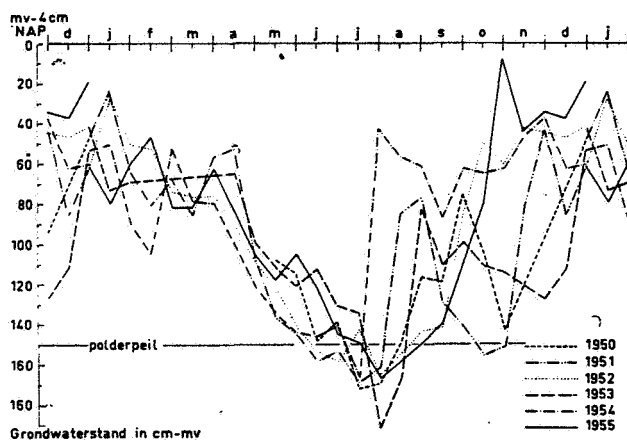


FIG. 12.

De grondwaterstand op een bepaalde plaats blijkt van januari tot juli als gemiddelde over een aantal jaren steeds ongeveer eenzelfde dalingscurve te doorlopen. De grondwaterdiepte in de groeiperiode kan daarom vrijwel geheel door de gemiddelde voorjaars- plus zomerstand worden beschreven.

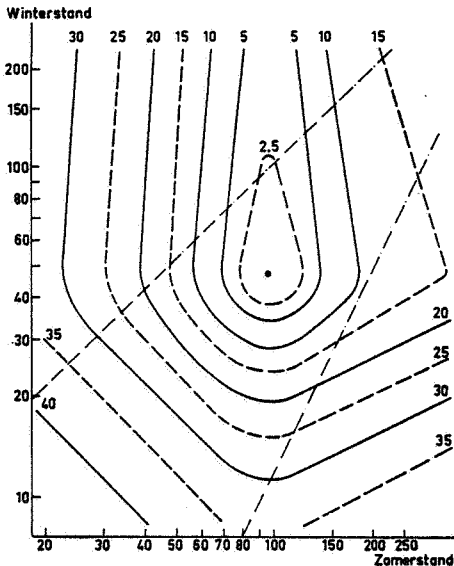


FIG. 13.

Uit een zeer breed waarnemingsmateriaal werd de relatie tussen winter- en zomerstand enerzijds en de opbrengst anderzijds vastgesteld en met een, hier voor een bepaald profieltype weergegeven, isocarpendiagram afgebeeld.

De beschrijving door middel van de isocarpendiagrammen van de eisen, die de gewassen aan de waterhuishouding stellen, is op het ogenblik de enige beschrijving die landelijk is uitgewerkt, met de bodemtypen rekening houdt en de variatie met de tijd van de waterstand in de beschouwing betreft. De nieuwere studies van de relatie tussen gewas en vocht hebben nog niet deze uitbreiding gekregen. De doelstelling van de oplossing met isocarpen is wel zeer sterk op de ondiepe waterstanden van de bouw- en graslanden van onze polders en beekgebieden gericht en dus typisch Nederlands. Zou de ontwikkeling van de waterbeheersing meer in de richting van beregening en bevoeiing gaan, dan krijgen de hierna te bespreken methoden van kenschetsen van de vochttoestand een grotere kans.

8.2. De betekenis van de pF

Toen men de spanning leerde bepalen die overwonnen moest worden om vocht aan de grond te onttrekken, werd het interessant deze grootte als maat voor de produktiviteit te gebruiken. Men verkreeg hiermede goede resultaten, hetgeen vanzelf spreekt. De pF is bij gelijke profielen een indicatie voor de vochtvoorraad. Bij gelijke verdamping is het een getal dat nauw samenhangt met de grondwaterdiepte. Bij gelijkblijvende grondwaterdiepte – en bij grote waterdiepte ook in geval wel variatie optreedt – bestaat er een nauwe relatie tussen de pF en de verdamping. De bepaling van de pF is echter moeilijk en de variatie over het veld en over het profiel zijn nogal groot. Als gevolg hiervan is het pF -onderzoek nog voornamelijk tot het wetenschappelijk werk beperkt gebleven.

In potproeven of proeven met grotere vaten zijn echter fraaie curven bepaald. Figuur 14, uit het onderzoek van MAKINK, geeft hiervan een indruk voor grasland.

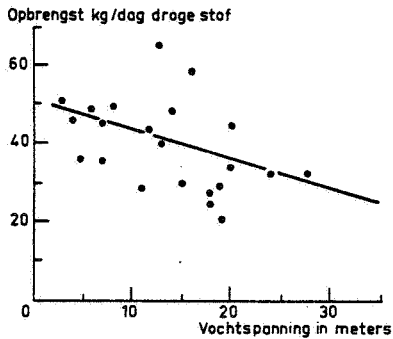


FIG. 14.

Aan lysimetergegevens werden getalwaarden voor de grasopbrengst en de vochtspanning ontleend, die aantonen dat de opbrengst bij toenemende vochtspanning afneemt (naar MAKINK).

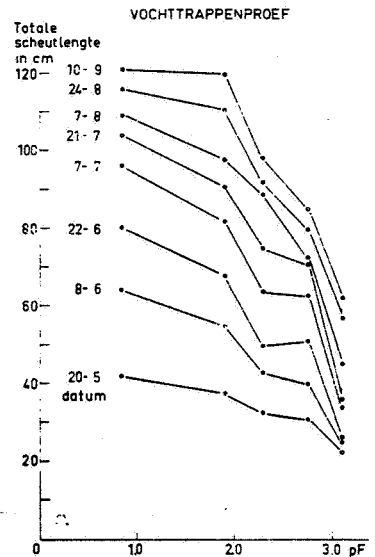


FIG. 15.

Door lengtemetingen aan fruit uit te zetten tegen vochtspanningen kon worden aangetoond dat in de loop van het jaar deze relatie zeer weinig in vorm verandert, wat pleit tegen „kritische perioden” bij fruit ten aanzien van de vochtspanning (naar BUTIJN)

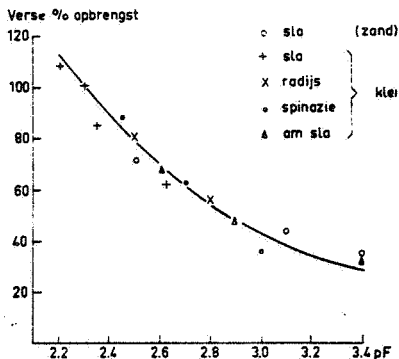


FIG. 16.

Met behulp van de pF kon voor de opbrengstcurven voor verschillende gewassen en de verschillende grondsoorten eenzelfde lijn worden vastgesteld, wat de betekenis van de pF doet uitkomen (naar BIERHUIZEN)

Figuur 15 beeldt de invloed van de pF af, die BUTIJN voor de schotlengte van fruitbomen vaststelde. Interessant zijn in dit verband nog de resultaten, die BIERHUIZEN voor zand en klei met een aantal verschillende proefgewassen vaststelde (zie figuur 16). Het valt op hoe hier de pF-opbrengstcurve voor al deze variaties in grond en gewas gelijk uitvalt, een punt dat reeds vaker werd gevonden. Dit voert herhaaldelijk tot de conclusie, dat de pF een goede benadering voor een absolute vocht karakteristiek zou zijn. Hierbij is echter voorzichtigheid geboden.

Evenals bij stationaire toestanden het bergend vermogen voor stromingen niet van belang is, is bij stationaire vochttoestand de vochthoudendheid voor de gewasgroei blijkbaar niet van belang. De goede correlatie zou daarom niet behoeven te betekenen dat de pF de groeifactor water vrijwel foutloos weergeeft, maar zou er dus ook op kunnen wijzen, dat bij de proef stationaire toestanden dicht werden

benaderd. De conclusie dat de pF de maatgevende factor voor de invloed van vocht op de gewassen is, is dus waarschijnlijk nog wel wat voorbarig, daar hier de praktische omstandigheden van niet-stationaire, niet-evenwichtsstroming misschien nog onvoldoende zijn verantwoord.

Een punt, dat telkens weer opvalt, is dat bij lage pF -waarden zo zelden aanwijzing van een opbrengstdaling door een onvoldoend optimale luchthuishouding wordt gevonden. Het zal gewenst zijn na te gaan of dit het gevolg is van een goede luchthuishouding onder de proefomstandigheden, ook bij de lage pF -waarden van de meest vochtige objecten, of van een onvoldoende opnemen van te natte objecten in deze onderzoeken. De opzet van de proefnemingen met variabele pF hebben meestal de tekortkoming, dat de aandacht zozeer op de droge kant van de curve is gericht, dat er van de natte tak van de curve te weinig trappen aanwezig zijn en men deze kant van de vochthuishouding dus niet kan beoordelen.

Het lijkt een moeilijke opgave met de pF tot een voor de praktijk bruikbare adviesbasis te komen, gezien de moeilijke bepaling. Schatting van de vochttoestand is voor de brede praktijk vermoedelijk de enige weg. Meer hulp lijkt er te verwachten te zijn van een procedure, waarbij men de pF zoveel mogelijk elimineert door op de verdamping over te gaan of door de pF in een vochtgehalte om te zetten, zoals dit bij formule 13 werd nagestreefd.

8.3. *De betekenis van de verdamping*

Een steeds groter aantal onderzoekers gaat thans het kencijfer voor de vochthuishouding, waarvan men meent dat de groei van het gewas er het nauwste mee zal correleren, zoeken in de hoeveelheid verdampt water. Dit is eigenlijk een opmerkelijke poging, omdat zal blijken dat dit een weg terug is naar de oude opvatting, dat een aantal liters vocht moet verdampen om een kg droge stof te kunnen produceren.

Het aan elkaar koppelen van de verdampte vochthoeveelheid en de opbrengst-depressie is vooral van betekenis voor de problematiek van de vochtbehoefte van een gebied, dat van water moet worden voorzien. Deze moderne ontwikkeling van het onderzoek naar de relatie tussen vochthuishouding en groei van de gewassen is daarom voor het bepalen van de vochtbehoefte van onze zandgronden wel zeer de aandacht waard. Het onderzoek, dat op dit punt wordt gedaan, lijkt echter nog te zeer een individuele poging van een aantal onafhankelijk van elkaar werkende onderzoekers om reeds als een voldoende vaste basis voor de berekening van de waterbehoefte te mogen worden beschouwd.

Drie groepen gegevens, welke voor Nederlandse toestanden werden verzameld, mogen voorafgaan. In figuur 17 worden gegevens van PEERLKAMP en GOEDEWAAGEN getoond (dit onderzoek is nog niet gepubliceerd), die de opbrengst van een goed groeiend gewas geven, dat vanaf een zeker moment tegen de regen beschermd werd, terwijl geen water werd gegeven. De groei na dit moment vindt plaats onder verdamping van vocht, dat uit het profiel wordt opgenomen. In dit geval zijn alle vocht-

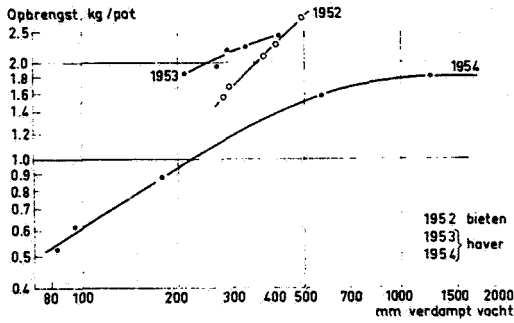


FIG. 18.

Graslandopbrengsten uitgezet tegen de geschatte hoeveelheid verdampt water wijzen op een vrijwel rechtlijnige samenhang binnen de in de praktijk optredende variatiebreedte van vochtgebruik (naar WIND)

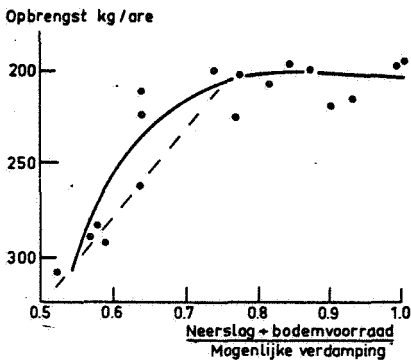
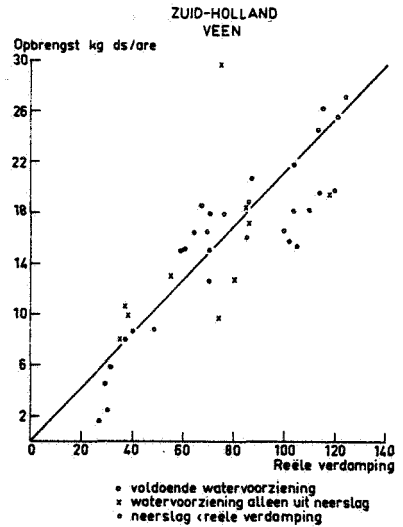


FIG. 19.

Het opbrengstniveau van aardappelen in de opeenvolgende jaren blijkt nauw samen te hangen met de hoeveelheid werkelijk verdampt water betrokken op de mogelijke verdamping. Men kan hier de gekromde lijn in trekken, maar ook de lijn met een rechte opgaande en een rechte horizontale tak is mogelijk (naar VAN DUIN).

FIG. 17.

De opbrengst van een gewas, dat geen regen ontving en alle vocht aan de grond moest onttrekken, wijst uit dat de verdamping per eenheid droge stof voor verschillende gewassen ongelijk is (naar PEERLKAMP en GOEDEWAAGEN)



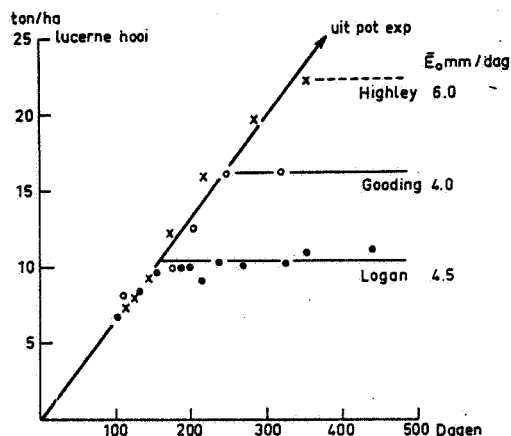


FIG. 20.

De meest waarschijnlijke opbrengstcurve heeft de vorm als hier aangegeven. Dit is een afbeelding van de wet van de begrenzen- de factoren (naar DE WIT).

variabelen ongetwijfeld met elkaar gecorreleerd en krijgt men een fraai nauwkeurig resultaat. Dit resultaat valt voor haver en bieten vrij sterk verschillend uit.

Figuur 18 geeft de relatie tussen de zo goed mogelijk door WIND geschatte verdamping van grasland op de C I 203 veldjes en de op deze velden bepaalde opbrengst. (Ook dit onderzoek is nog niet gepubliceerd). Dit zijn opbrengsten van veengronden bij zeer verschillende bodem- en vochtcondities. Het zal opvallen dat hier de gebogen curve van de vorige figuur niet meer te ontdekken is.

In figuur 19 vindt men een samenvatting voor aardappelen van VAN DUIN, waar de verhouding tussen werkelijke en mogelijke verdamping als index voor de opbrengst van een aantal opeenvolgende jaren is gebruikt. Er werd hier weer een in sterke mate gekromde vorm voor de curve ingetekend, terwijl uit de figuur geconcludeerd zou moeten worden, dat een deel van de mogelijke verdamping reeds voldoende is om een volledige opbrengst te krijgen, iets wat de beide andere figuren niet deden verwachten. Deze figuur vormt een overgang naar de hierna te behandelen visie, die DE WIT op het vraagstuk heeft, want de waarnemingen laten de vrijwel rechte lijnen voor de wet van het minimum – hier door schrijver dezes gestippeld ingetekend – zeer wel toe.

Een samenvatting van een aantal Amerikaanse gegevens werd door DE WIT in figuur 20 opgesteld. Hier staat de waterbehoefte, welke uit de toegepaste hoeveelheid irrigatiewater werd berekend, uitgezet in delen van de mogelijke dagverdamping, waardoor de horizontale as becijferd wordt met dagen maal de werkelijke verdamping, gedeeld door de mogelijke verdamping. Langs de horizontale as staat daarom een variabele die dus in dagen met de mogelijke verdamping kan worden uitgedrukt. Deze samenvatting van resultaten, bij verschillende bodemtoestanden en verdampingssterkten verkregen, brengt ons weer een stap verder door aan te tonen, dat de groeiwet van de minimum factoren als beschrijving van de wet van de werking van het vocht vermoedelijk geldt. De opbrengst zou door meer water te geven toenemen,

totdat een te laag niveau van de andere groeifactoren verdere verhoging van de opbrengst onmogelijk maakt. Bij deze Amerikaanse gegevens zal men moeten overwegen, of de geringe regen en de diepe grondwaterstand ook hier wegens het optreden van stationaire toestanden de vereenvoudiging in de vochthuishouding wellicht in de hand hebben gewerkt. Dit zou het probleem zo kunnen beperken, dat deze samenvatting een zo eenvoudig resultaat kan geven. Overigens zou een stevige correlatie tussen de beschrijvende grootheden voor de vochttoestand een soortgelijk resultaat kunnen leveren. In ons klimaat is men in elk geval geconfronteerd met niet-stationaire, niet-evenwichtstoestanden en zal een correlatie wel veel vaker verstoord worden. Men mag daarom niet uitsluiten, dat de vochtcurve van het profiel, de grondwaterdiepte en de pF-waarden van de wortelzone als maat voor de vochthuishouding naast de verdamping nodig zullen zijn om een goed resultaat te leveren.

Overweegt men welke verwachtingen men mag koesteren ten aanzien van deze belangrijke omschakeling van een verklaring van de produktiviteit door vochtspanningen op een verklaring door vochtstroming, dan is het wellicht toch een te beperkte veronderstelling aan te nemen, dat het gewas op precies hetzelfde samenspel van factoren reageert als de verdamping. Men zal het onderzoek, dat thans van vier verschillende zijden wordt ondernomen, wellicht zo moeten complementeren, dat men de grondwaterdiepte, de evenwichtsverdeling in het profiel, de vochtspanning en de mogelijke verdamping in zijn beschouwing betreft als afzonderlijke variabelen. Wanneer echter de verdamping de produktiviteit – voor zoverre niet andere factoren in het minimum komen – wel geheel zou beheersen, dan zal de werkelijke verdamping vermoedelijk volgens de niet-stationaire capillaire nalevering, dus volgens formule 12 moeten worden berekend. Hieruit wordt duidelijk, dat, nu men de groeifunctie voor het vocht op de hypothese van de vochtstroming wil opbouwen, de samenwerking tussen de plantenfysioloog en de hydroloog thans meer en meer noodzakelijk wordt om tot een conclusie in een van beide vakgebieden te geraken. In dit opzicht wordt de samenwerking tussen de plantenfysioloog en de bodemkundige, die nodig was toen men de grondslag nog in de stationaire vochtspanning zocht, op een nieuwere groepering van deskundigen overgedragen, nu men van de verdamping als een dynamisch evenwicht uitgaat.

Er wordt met kracht aan de problemen van de voorspelling van het opbrengst-effect van de waterbeheersing gewerkt. Zo lang het overzicht niet volledig is, heeft de huidige ontwikkeling toch reeds het voordeel, dat men een methode voor onze polderproblemen vindt in de isocarpen, terwijl de problemen van de wateraanvoer directer door de onderzoeksrichting wordt gediend die van de verdamping uitgaat. In de laatste jaren hebben deze verschillende richtingen van onderzoek de kennis en het inzicht in de reactie van het gewas op de vochthuishouding nog weer in belangrijke mate verrijkt.

9. SAMENVATTING

Het onderzoek naar de vochthuishouding van de grond is in de laatste jaren zodanig gegroeid, dat vrijwel alle schakels van de keten van samenhangende pro-

cessen, zich uitstrekkende van de afwatering tot de verdamping, thans kunnen worden overzien. De formules en betrekkingen, die de afwatering, ontwatering, capillaire opstijging en verdamping beschrijven, worden achtereenvolgens behandeld. De grootste aandacht wordt thans wel aan de capillaire verschijnselen gegeven. De stromingsproblematiek in zijn niet-stationaire vorm is daarnaast een onderwerp dat veel aandacht ontvangt. In de landbouwgroep wordt van de vochtstroming in de genoemde vier gedeelten van de kringloop van het water een diepgaande studie gemaakt.

Naast deze fysische studies worden er goede vorderingen met een statistisch hydrologisch onderzoek gemaakt, waarbij de verschillende gedeelten van de kringloop van het water worden afgeleid uit grondwaterstanden, de regenval en de berekende verdamping. De afvoerfunctie, het bergend vermogen, de capillaire opstijging en de werkelijke verdamping laten zich reeds met goede betrouwbaarheid uit de waargenomen grondwaterstanden afleiden. Er wordt een goede overeenstemming gevonden met het meer fysisch georiënteerde onderzoek.

Het onderzoek naar de invloed van de vochthoudendheid op de groei van het gewas is sterk in beweging. Het onderzoek naar de invloed van de grondwaterdiepte lijkt in de vorm van de isocarpes-diagrammen tot een zekere uitkristallisering te zijn gekomen. Het is echter een onderzoekstype, dat wel zeer gericht is op de alleen maar in het alluviale westen voorkomende vlakke gebieden met hoge waterstanden.

Een verdere uitbreiding van de studie maakt gebruik van de pF-bepaling en de verdamping. Dit onderzoek richt zich meer op de problemen van de berekening en op die van aride gebieden. Ook hier valt een goede voortgang te vermelden. Vooral van belang is, dat dit onderzoek in sterke mate kan steunen op het moderne onderzoek van de waterbalans.

Uit het vergelijken van de thans door de onderzoekers uit de landbouwgroep uitgevoerde studies blijkt, dat een goede samenhang tussen het werk van de individuele onderzoekers bestaat en er weinig hiaten aan te wijzen zijn. De kennis van de waterhuishouding wordt een steeds vastere grondslag voor de juiste opzet van plannen tot verbetering van de waterhuishouding.

III. HET GEOHYDROLOGISCH ONDERZOEK IN ZEEUWSCH-VLAANDEREN

G. P. FELIUS

Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening, 's-Gravenhage

1. INLEIDING

Met Zeeuwsch-Vlaanderen is in het hierna volgende bedoeld de waterwinplaats van de Waterleiding Maatschappij „Zeeuwsch-Vlaanderen”.

Toen in de jaren omstreeks het begin van de eerste wereldoorlog de gedachte aan een centrale drinkwatervoorziening voor Zeeuwsch-Vlaanderen vaste vorm begon aan te nemen, moest in de eerste plaats worden uitgezien naar een waterwinplaats. Bij een in 1918 uitgevoerde verkenning van het gehele Zeeuwsch-Vlaamse gebied bleek dat alleen in de zandgronden langs de Belgisch-Nederlandse grens in de gemeenten St. Jansteen en Clinge zoet grondwater in enigszins betekende hoeveelheid wordt aangetroffen. Dit gebied was dan ook de enige mogelijkheid om een zoetwaterwinning binnen Zeeuws-Vlaanderen in te richten.

Het hiernavolgende zal in het bijzonder worden gewijd aan een geohydrologisch onderzoek van dit waterwingebied met toepassing van een experiment op laboratoriumschaal.

2. BESCHRIJVING VAN HET WATERWINGEBIED (fig. 1 en 2)

In de ondergrond van Zeeuwsch-Vlaanderen wordt op een diepte van 5 à 22 m onder maaiveld klei aangetroffen in een laag van grote dikte. Deze klei wordt gerekend tot het Oligoceen; zij vormt de ondoorlatende basis van het watervoerende pakket.

Boven deze basis komen op vele plaatsen zandlagen van eveneens tertiaire ouderdom voor, nl. het boven-Mioceen en het Pliocene. Deze lagen bestaan hoofdzakelijk uit fijne zanden.

Tot het kwartair behoren de bovenste lagen, nl. het oud-Pleistocene. Deze lagen bestaan uit fijn tot matig grove zanden.

Oorspronkelijk was het water in deze mariene zandlagen zout, maar na het terugtrekken van de zee trad door de neerslag en de afstroming van zoet water uit het hogere Belgische achterland een verzoeting van het grondwater op. Er ontstond in de lagere delen van Zeeuwsch-Vlaanderen een moerasvegetatie achter de inmiddels langs de kust gevormde duinenrij.

In het begin van de Middeleeuwen brak de zee door de duinenrij. Vrijwel geheel Zeeuwsch-Vlaanderen werd weer overstroomd en op verschillende plaatsen werd de veenlaag geheel of gedeeltelijk vernield. Het gevolg hiervan was een verzouting van het grondwater. Slechts de hoger gelegen zandgronden nabij de Belgisch-Nederlandse grens werden niet overstroomd; het zoete grondwater bleef daar behouden.

In het geïnundeerde gebied werd jong-holocene zeeklei afgezet. Deze moeilijk

doorlatende laag belet de ontzilting van de onderliggende zandlagen: de neerslag op dit gebied vloeit vrijwel geheel als oppervlaktewater af.

De scheiding tussen zoet en brak grondwater (nl. de isohaline van 150 mg Cl⁻/l, zie fig. 1) geeft dus de grens aan van het gebied dat voor waterwinning in aanmerking komt, nl. de zandgronden met het zoete grondwater. In dit gebied kan dus zoet water worden onttrokken aan het direct onder de oppervlakte voorkomende zandpakket.

3. GESCHIEDENIS VAN DE WATERWINNING, DOEL VAN HET ONDERZOEK

In de tijd tussen de verkenning in 1918 en het begin van de waterwinning in 1937 werden in het onderhavige gebied verschillende geohydrologische onderzoeken verricht, nl. in 1919, 1928 en 1934/1935.

Het doel van deze onderzoeken was de bepaling van het blijvende leveringsvermogen van het onderhavige gebied en de inrichting van de waterwinplaats.

Al deze onderzoeken, die o.m. uitgebreide pompproeven omvatten, leidden tot vrijwel gelijke uitkomsten t.a.v. het blijvende leveringsvermogen. Dit werd gesteld op ca. 2 miljoen m³/jaar voor een jaar met gemiddelde neerslag.

In 1937 begon de waterwinning te Sint Jansteen (aangeduid met I in fig. 1). De waterwinning geschiedt er door middel van geboorde putten, die zijn gegroepeerd in batterijen, nl. vijf batterijen van acht pompputten en één van dertien. De wateronttrekking geschiedt centraal door pompen, die in een drietal pomphuisjes zijn opgesteld.

In 1941 werd de winplaats Clinge (II in fig. 1) in gebruik genomen. Daar werden in totaal 8 batterijen met elk 8 putten in gericht. In 1944 was het waterverbruik gestegen tot 1,4 miljoen m³/jaar. Met het oog op de toekomst werd overgegaan tot infiltratie van uit België afstromend zoet oppervlaktewater in de winplaats Sint Jansteen, ter aanvulling van het grondwater.

Ten behoeve van de inrichting van deze infiltratie werden in het hydrologisch laboratorium van het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening onderzoeken verricht aan een zg. verticaal spleetmodel, dat een dwarsdoorsnede over het onderhavige gebied voorstelde.

De infiltratie geschiedt te Sint-Jansteen door middel van kanalen die op 90 à 100 m afstand van de putten en evenwijdig daaraan zijn gelegd.

Op grond van beschouwingen van de sinds de aanvang van de waterwinning verzamelde bedrijfsgegevens werd in 1951 nogmaals een uitspraak gedaan t.a.v. de capaciteit van de waterwinplaatsen, nl. 2 miljoen m³/jaar in een jaar met gemiddelde neerslag zonder infiltratie en 2,8 miljoen m³/jaar in zulk een jaar met infiltratie. In droge jaren zou het leveringsvermogen beduidend minder bedragen.

In 1952 konden de kanalen te Sint Jansteen worden uitgebreid tot de tegenwoordige lengte, daar meer water voor infiltratie ter beschikking kwam. De capaciteit van de winplaatsen nam hierdoor nog weer met enige honderdduizenden m³/jaar toe.

Het waterverbruik bleef echter gestadig toenemen en naderde spoedig de capaciteit van de waterwinplaatsen. Dit bleek b.v. tegen het einde van de zomer van het

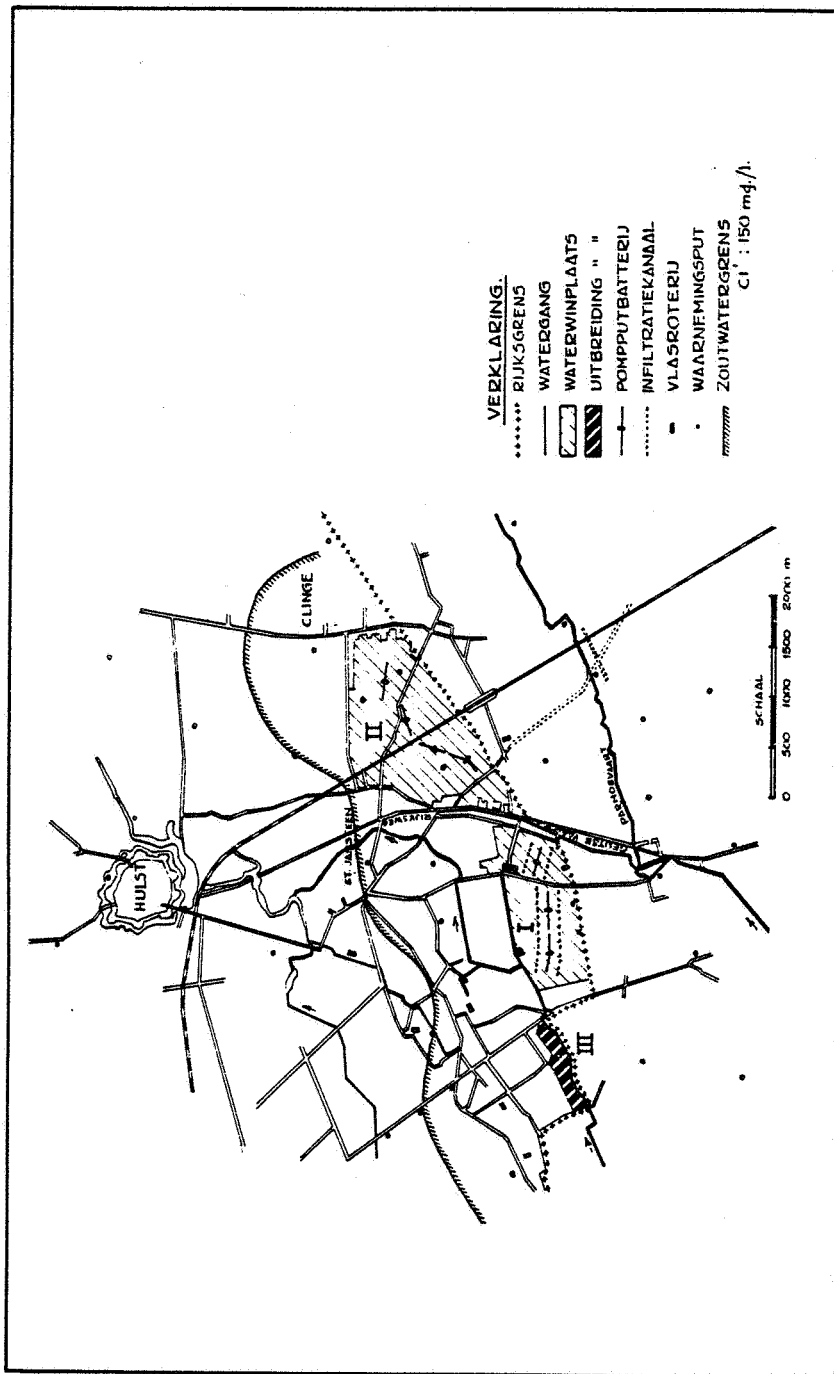
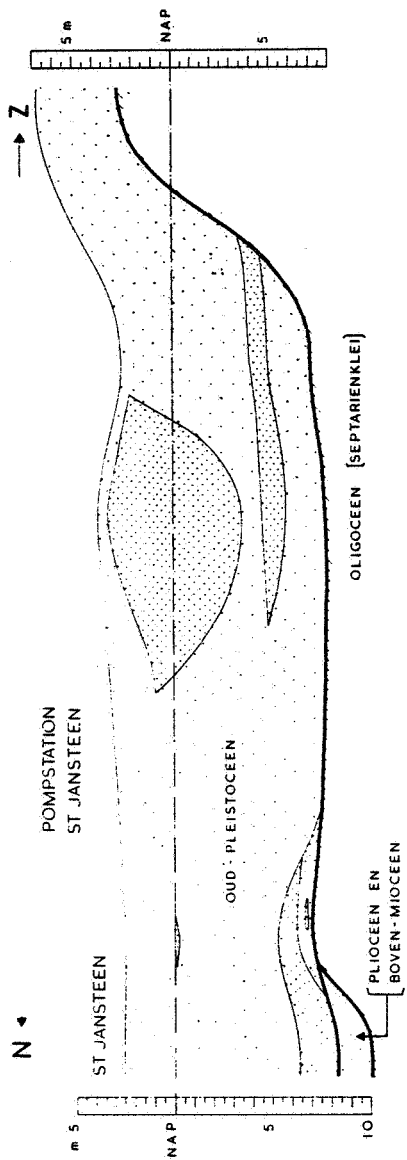


FIG. 1. Overzicht waterwingebied te St. Jansteen en Clinge.

GEOLOGISCH PROFIEL NOORD-ZUID



GEOLOGISCH PROFIEL WEST-OOST

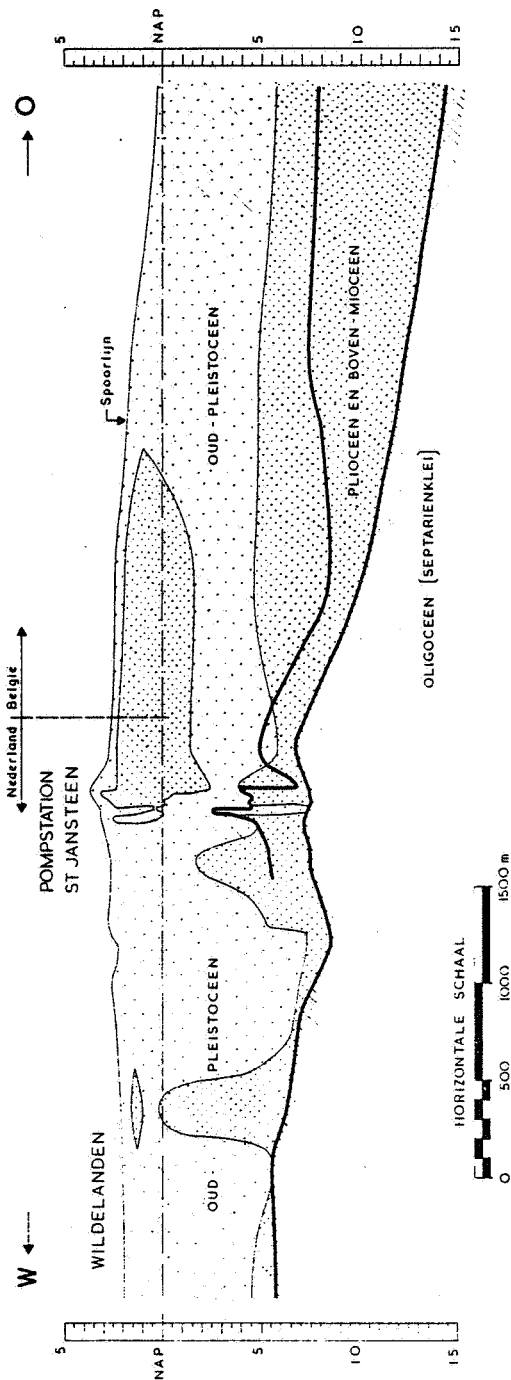


FIG. 2.

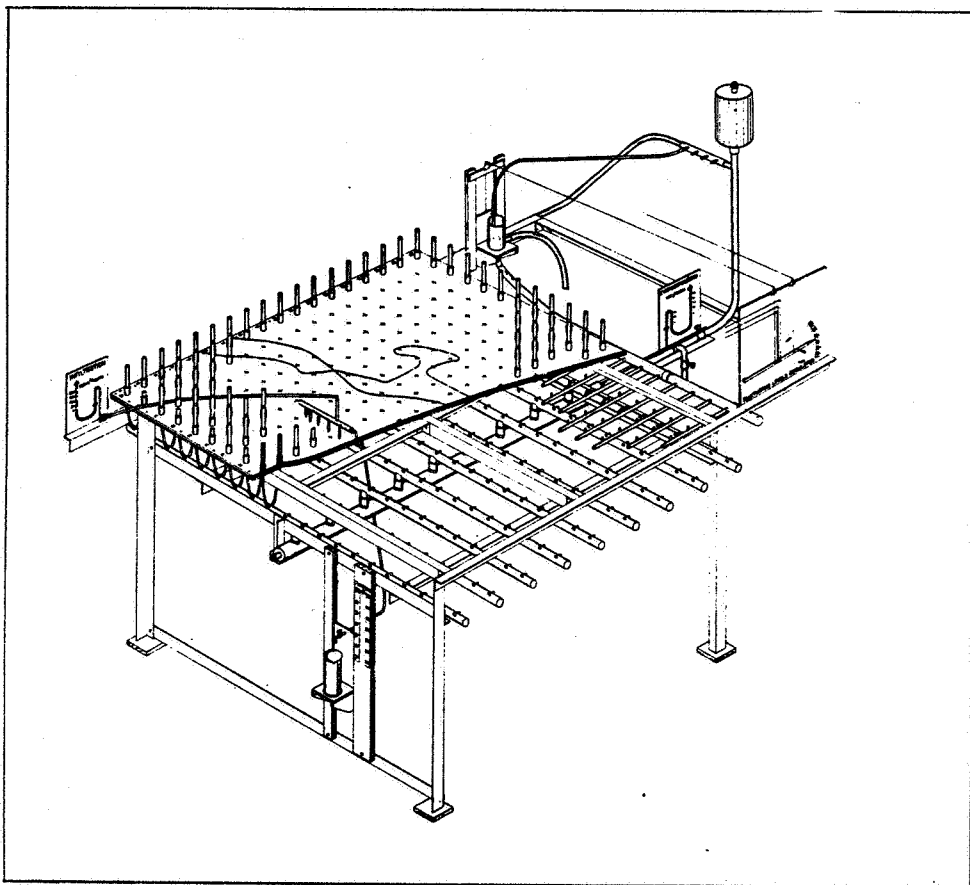


FIG. 3. Horizontaal spleetmodel

droge jaar 1955, toen de grondwaterstand in de waterwinplaats zo diep was gedaald dat de putten niet meer de nodige hoeveelheid water konden opbrengen. Het bleek nl. onmogelijk een gemiddelde opbrengst van $320 \text{ m}^3/\text{uur}$, overeenkomende met 2,8 miljoen m^3/jaar , te handhaven.

In 1956 werd nog een uitbreiding van de waterwinnings-capaciteit met enige honderdduizenden m^3/jaar verkregen door aanleg van een puttsenserie in de zg. Wildelanden, het gebied ten westen van de waterwinplaats Sint Jansteen (aangeduid met III in fig. 1).

In verband met de steeds stijgende behoefte aan water moest echter worden gevreesd dat zich in de nabije toekomst dezelfde moeilijkheden als in 1955 zouden kunnen voordoen.

Maatregelen ter uitbreiding van de waterwinningscapaciteit ten behoeve van Zeeuwsch-Vlaanderen die ook in een verre toekomst voldoende zouden blijken te

zijn en die buiten het onderhavige wingebied zouden worden getroffen, zullen nog wel enige tijd opzich laten wachten.

De vraag rees dus of het toelaatbaar zou zijn onder omstandigheden als in 1955 de grondwaterstand in de waterwinplaats Clinge met daartoe te scheppen middelen nog verder te verlagen dan met de bestaande winningsmiddelen mogelijk is, m.a.w. is tijdelijke overbelasting van de winplaats Clinge toelaatbaar?

Het is vrijwel onmogelijk dit vraagstuk, dat betrekking heeft op de niet-permanente stromingen van zoet en zout grondwater, door mathematische behandeling op te lossen. Derhalve werd in het hydrologisch laboratorium van het Rijksinstituut door middel van een model-experiment het antwoord op de gestelde vraag gezocht.

4. INRICHTING VAN HET ONDERZOEK (fig. 3 en 4)

Voor het onderzoek werd gebruik gemaakt van een zg. *spleetmodel*. Dit type model voor het onderzoek van grondwaterstromingen is toegelicht in de Achtste Technische Bijeenkomst (zie *Versl. Meded. Comm. Hydrologisch Onderz. T.N.O. nr. 2* (1955) 84-91). Derhalve wordt hier volstaan met de opmerking dat in een spleetmodel de grondwaterbeweging wordt nagebootst door de laminaire stroming van een visqueuze vloeistof door een nauwe spleet. Een spleetmodel bestaat uit twee platen die op een kleine afstand (enige mm) van elkaar zijn geplaatst. De spleet tussen de platen stelt de grond voor, de visqueuze vloeistof het grondwater.

De spleetmodellen worden verdeeld in twee groepen, nl. „verticale” en „horizontale” modellen. Een verticaal model stelt een verticale doorsnede over de ondergrond voor; een horizontaal model bootst een watervoerend pakket in zijn geheel na.

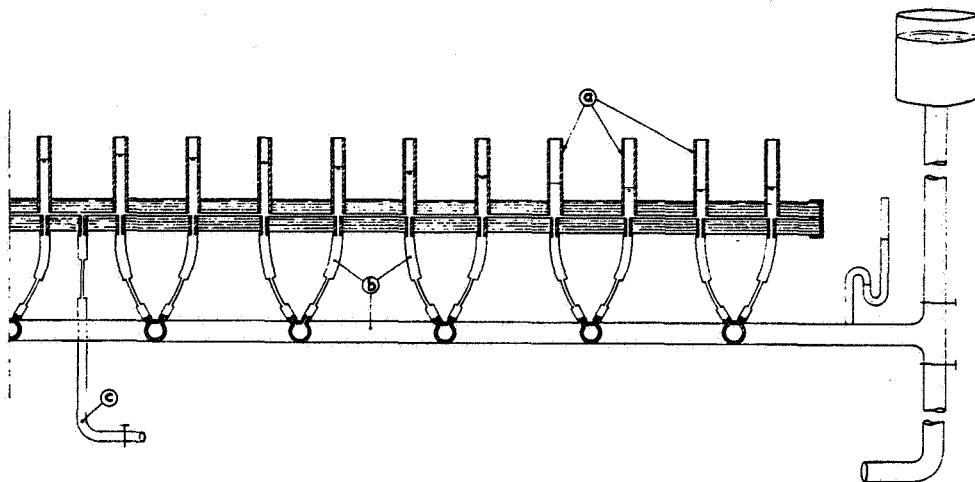


FIG. 4. Verticale doorsnede over een deel van het model

In het onderhavige geval werd een horizontaal model toegepast.

Het model stelt de winplaatsen Sint Jansteen en Clinge met hun omgeving voor. Het geeft een nabootsing van de over dit gebied aanwezige watervoerende zandlaag met zijn van plaats tot plaats wisselende dikte en doorlaatcapaciteit.

Het model bestaat uit twee perspexplaten van 180 x 200 cm die horizontaal zijn opgesteld en met behulp van afstandhouders een spleet met een breedte variërend van 0,8 tot 1,3 mm insluiten. Het grondwater wordt voorgesteld door een visqueuze olie.

De dikte van het watervoerende pakket is bepaald door een aan de hand van boorgegevens samengestelde hoogtelijnenkaart van de bovenkant van de oligocene klei en de gemiddelde waarde van de grondwaterstanden voor de periode 1952-1955.

De doorlatendheidscoëfficiënt van het zand is aangehouden op 8,5 m/etm., een uit de vroegere onderzoeken gevonden waarde.

De lengteschaal van het model bedraagt 1 : 3750; het nagebootste gebied is dus ca. 6,75 x 7,5 km² groot. De tijdschaal is zodanig, dat 1 maand in de werkelijkheid door ca. 5 sec. in het model wordt weergegeven.

Aangenomen wordt dat het door het model weergegeven gebied voldoende groot is om de invloed van de ver verwijderde vaste grenzen in het model op de metingen in de waterwinplaatsen te kunnen verwaarlozen.

Voor de meer nabijgelegen grenzen, waarvan in werkelijkheid ook meer gegevens bekend zijn, zijn de waterstanden over de jaren 1952/1955 geanalyseerd. Hierbij konden verschillende gebieden worden onderscheiden, in elk waarvan de waterstanden in de verschillende waarnemingsputten ongeveer gelijk zijn en dezelfde fluctuaties vertonen. De fluctuaties volgen een sinussoïde. Ieder gebied heeft een sinussoïde met eigen amplitude. In het model worden deze variërende peilen nagebootst door middel van verstelbare overloopvaten.

Het bergend vermogen van het grondpakket kan niet door de ruimte tussen de platen worden voorgesteld, doch moet afzonderlijk worden nagebootst. Van belang is hierbij de vraag welk effectief poriëngehalte aan het pakket kan worden toegekend. Om hierover met zekerheid uitspraak te kunnen doen was te weinig waarnemingsmateriaal voorhanden. Daarom moest deze grootheid, uitgaande van een op redelijke gronden gekozen waarde, worden gevonden uit de modelproeven.

Om de berging in het model na te bootsen zijn de op bovenplaat op afstanden van 10 cm cilindrische bergingsvaten aangebracht. Deze vaten doen tevens dienst als peilbuizen. In de onderplaat zijn, op dezelfde plaatsen als de bergingsvaten op de bovenplaat, aansluitingen gemaakt voor de regen- en verdampingsapparatuur. Deze voert dus vloeistof aan resp. af. Voor de nuttige neerslag werd uitgegaan van een totaal van 265 mm in een normaal jaar, op een bepaalde wijze over het jaar verdeeld. Bij de proeven kan deze waarde worden gecorrigeerd.

De pompputten en de infiltratiekanalen zijn schematisch nagebootst door een aantal uitlaten in de onderplaat, resp. in de bovenplaat, die zijn aangesloten op een regelapparatuur.

Aan de hand van de bedrijfsgegevens werden geschematiseerde maandhoeveelheden voor de pompopbrengsten en de aangevoerde hoeveelheden infiltratiewater opgesteld en in het model nagebootst.

Deze stroming ter plaatse van de scheiding van zoet en zout water in het model kon zichtbaar worden gemaakt door injectie van een hoeveelheid sterk gekleurde vloeistof via de bergingsvaten. Het verschil in s.g. tussen de beide watersoorten werd verwaarloosd in verband met het lage Cl^- -gehalte van het zoute water, nl. 150 mg/l.

Opgemerkt dient te worden dat als gevolg van de schematisering in de naaste omgeving van onttrekkings- en voedingspunten in het model onvolkomenheden kunnen optreden, waarmee bij de beoordeling van uitkomsten rekening dient te worden gehouden.

5. UITGEVOERDE EXPERIMENTEN EN DE UITKOMSTEN DAARVAN

Bij een proef waarbij een groot aantal „normale” jaren (dat zijn jaren met opgepompte hoeveelheden en geïnfiltreerde hoeveelheden gelijk aan het werkelijke gemiddelde over de periode 1952-1955 en een nuttige neerslag van 265 mm/jaar) achter elkaar werden nagebootst, bleek het vloeistofpeil in het model te stijgen boven het niveau, overeenkomende met het maaiveld. Dit verschijnsel kon slechts worden verklaard door aan te nemen dat de veronderstelde waarde voor de nuttige neerslag, 265 mm/jaar, te hoog is. In dit verband zij opgemerkt dat in het rapport 1935 voor een bepaald terreingedeelte 130 mm/jaar werd becijferd.

De jaarlijkse hoeveelheid nuttige neerslag werd daarom vervolgens experimenteel vastgesteld op grond van de volgende overwegingen.

Vóór de wateronttrekking moest de nuttige neerslag op natuurlijke wijze afvloeien. In het model geschiedt die afvloeiing via de randniveaus, die fluctueren volgens de in werkelijkheid waargenomen grondwaterstanden.

Aangezien het om de totale jaarhoeveelheid gaat, kunnen deze niveaus op een gemiddelde stand worden ingesteld, indien ook de neerslag over het gehele jaar gelijkmatig wordt verdeeld. Onder invloed van de neerslag en de natuurlijke afvloeiing zal zich na verloop van tijd een stationaire toestand instellen. Het bleek nu dat dit alleen mogelijk was bij een nuttige neerslag van minder dan de helft van de oorspronkelijk aangenomen hoeveelheid. Maximaal zou deze ca. 130 mm/jaar kunnen bedragen. Voor een droog jaar zou zij echter tot beneden 100 mm/jaar kunnen dalen.

Bij een nabootsing in het model van de periode 1950-1955 bleken de fluctuaties van de waarnemingsputten, die niet tot de randniveaus in het model behoren, belangrijk kleinere amplituden te vertonen dan de overeenkomst met de werkelijkheid. De gemiddelde hoogte echter stemde redelijk met de werkelijkheid overeen. De oorzaak hiervan werd geweten aan een te grote bergingsfactor. Daarvoor was oorspronkelijk aangehouden 33 %. Een waarde van 22 % bleek betere resultaten op te leveren.

Ten slotte werden in het model verschillende mogelijkheden voor de toekomstige afwisseling van droge en normale jaren nagebootst. Daaruit bleek dat globaal mag worden aangenomen, dat voor elk droog jaar één normaal jaar (dus bij twee achtereenvolgende droge jaren twee normale jaren enz.) moet volgen om de schade te compenseren en om in het daaropvolgende tweede normale jaar weer de gewone toestand te hebben bij pompopbrengsten als in 1955.

Voorts volgde uit deze proeven dat geen vrees behoeft te bestaan dat de zoetzoutwatergrens bij het huidige pompprogramma in een droge periode van niet te lange duur noemenswaard zal opschuiven.

Wijziging van de waterwinningsmiddelen te Clinge, zodanig dat een „uitputtende” exploitatie van deze winplaats zou kunnen worden gevoerd, dient te worden afgeraden, aangezien daarbij elk droog jaar door ten minste twee normale jaren zou moeten worden gevolgd, teneinde de oude situatie weer terug te krijgen.

Ten slotte bleek de opbrengst van de winplaats Sint Jansteen ten sterkste te worden beïnvloed door de beschikbare hoeveelheid infiltratiewater.

6. CONCLUSIE

De conclusie is gerechtvaardigd dat het horizontale spleetmodel een bruikbaar middel is bij het onderzoek naar een verantwoorde exploitatie van het grondwater in het beschouwde gebied.

IV. HET GEOHYDROLOGISCH ONDERZOEK IN HET VELUWERANDGEBIED

C. H. DE JONG

Waterloopkundige Afdeling van de Dienst der Zuiderzeewerken, 's-Gravenhage

INLEIDING

Een wijziging in het geohydrologisch regime van een gebied met een water doorlatende ondergrond, zoals veelal in Nederland wordt aangetroffen, blijft niet beperkt tot dit gebied, maar plant zich voort in de omgeving. Wordt b.v. in een gebied met een horizontale grondwaterstand en homogeen grondwater (dus zonder aanvankelijke grondwaterstroming) over een beperkt deel de grondwaterstand door watertoevoer verhoogd, dan zal door de natuurlijke neiging van water om van hoog naar laag te stromen een grondwaterstroming naar de omgeving optreden, die de waterbalans van de omgeving beïnvloedt; dit kan aldaar gepaard gaan met grondwaterstandsverhoging. Deze verhoging kan op zijn beurt het regime binnen het gebied, waarvan de grondwaterstand moet worden verhoogd, beïnvloeden. Het omgekeerde treedt op bij verlaging van de grondwaterstand over een bepaald gebied, zoals plaatsvindt bij het droogmalen van een droogmakerij als Oostelijk Flevoland. Door een geohydrologisch onderzoek kan een inzicht worden verkregen in de wederzijdse beïnvloeding van naburige gebieden, wanneer het regime in één van deze gebieden wordt gewijzigd.

Tot voor enkele jaren, toen de plaatselijke grondwaterstand nog als de bepalende hydrologische factor werd beschouwd voor het landbouwkundig gebruik van de grond, was het belang van een geohydrologisch onderzoek bij een enigszins belangrijke ingreep evident.

Bij het tussen 1948 en 1952 onder leiding van ir. A. VOLKER door de Dienst der Zuiderzeewerken verrichte onderzoek naar de hydrologische gevolgen voor de omgeving van de droogmaking van Oostelijk Flevoland, welk onderzoek in het navolgende zal worden beschreven, zijn dan ook de veranderingen in de grondwaterstand in de omgeving maatgevend gesteld voor de beoordeling van de gezochte invloed. Hiertoe bestond de mogelijkheid dank zij het door de Directie van de Noordoostpolderwerken verrichte onderzoek naar het verband tussen oogstopbrengst, grondwaterstand en bodemprofiel.

De vraag kan worden gesteld of de betekenis van een geohydrologisch onderzoek onder de huidige omstandigheden nog groot is, nu naast de grondwaterstand andere bepalende factoren, zoals de vochtcapaciteit van de grond, zijn onderkend. Het antwoord is bevestigend, daar het aanbrengen van het gunstigste samenstel van hydrologische factoren weer een hydrologische ingreep is.

Bij herhaling van het voor Oostelijk Flevoland verrichte onderzoek met volledige kennis omtrent het verband tussen oogstopbrengst, bodemprofiel en de verschillende geohydrologische factoren, zoals grondwaterstand en vochtcapaciteit, zou

dan ook toch in eerste instantie een geohydrologisch onderzoek moeten worden verricht naar de veranderingen in de grondwaterstand.

Bij de droogmaking van Oostelijk Flevoland is de grondwaterstand over een oppervlakte van 54 000 ha ca. 5 m verlaagd. Dit betekent een belangrijke ingreep in de hydrologische toestand. De invloed van de droogmaking op de omgeving hangt af van de geotechnische opbouw en de doorlatendheidseigenschappen van de bodem, welke men veelal niet in de hand heeft, en van de wijze, waarop de overgang tussen de polder en het oude land is ingericht. Zo zal directe aansluiting van de polder aan het oude land in het laatste een grote wijziging veroorzaken, terwijl een breed meer tussen de polder en het oude land de invloed hierop zal beperken.

Het doel van het vóór de droogmaking uitgevoerde geohydrologische onderzoek was dan ook de „dalingskaarten” van het freatisch vlak te bepalen bij verschillende inrichtingen van de overgang polder-kustgebied, welke kaarten als grondslag dienden voor de landbouwkundigen om de bijbehorende „schadekaarten” vast te stellen. Mede op grond van de aldus verkregen dalings- en schadekaarten kon de inrichting van de overgang tussen de polder en het oude land worden vastgesteld (VOLKER, 1954).

Zoals bekend mag worden verondersteld, is de keuze tussen Harderwijk en Nunspeet gevallen op een zodanig breed randmeer met een hoog zomerpeil dat het oude land langs dit meer hydrologisch niet wordt beïnvloed. Benoorden Nunspeet wordt enige beïnvloeding geaccepteerd, zodat daar een smaller randmeer kon worden geprojecteerd.

Hierop zal echter niet worden ingegaan. De verdere beschouwingen blijven beperkt tot het aangeven van de methode waarmee vóór de droogmaking van Oostelijk Flevoland de hydrologische gevolgen hiervan voor het kustgebied tussen Harderwijk en Nunspeet zijn bepaald.

1. DE GEOHYDROLOGISCHE TOESTAND VÓÓR DE DROOGMAKING VAN OOSTELIJK FLEVOLAND

1.1. *Beschrijving van het gebied*

Uit een groot aantal boringen, in diepte variërend van 20 tot 350 m, is een inzicht verkregen in de geotechnische opbouw van de bodem onder Oostelijk Flevoland en de omgeving. In het algemeen bestaat de bodem uit een ca. 250 m dik, goed doorlatend zandpakket van pleistocene oorsprong, dat rust op een nagenoeg ondoorlatende kleilaag. Het zandpakket is in het IJsselmeer en in het aan Oostelijk Flevoland grenzende kustgebied afgedekt door min of meer afsluitende klei- en veenlagen. Over een deel van het gebied komen op ca. 20 m diepte slecht doorlatende eemkleilagen voor.

In het zandpakket onder het betreffende gebied treedt een grondwaterstroming van grote omvang op. Het deel van de neerslag op de Veluwe dat niet verdampt dringt nl. in de grond en voedt een grondwaterheuvel met afstroming naar alle zijden. De ondergrondse stroom in noordwestelijke richting naar het IJsselmeer kwelt

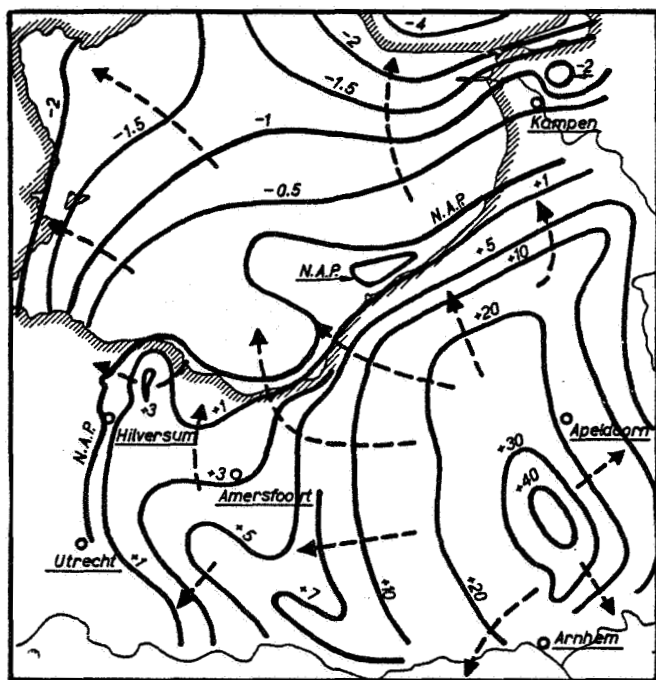


FIG. 1.

Geohydrologische toestand voor de droogmaking van Oostelijk Flevoland; isohypsen (in m t.o.v. N.A.P.) en stroomrichting diep grondwater.

tussen Harderwijk en Elburg voor een deel op in de kuststrook over een breedte van ca. 2,5 km en voert daar – naast de neerslag op deze kuststrook – een veertiental beken. De rest van deze grondwaterstroming passeert de kustlijn en kwelt op in het IJsselmeer. In fig. 3a is deze stroming in een dwarsprofiel schematisch aangegeven, terwijl fig. 1 de geohydrologische toestand van het gebied weergeeft zoals deze was vóór de droogmaking van Oostelijk Flevoland. Als kenmerk hiervoor is genomen de stijghoogte van het grondwater in het pleistocene zandpakket op ca. 25 m diepte. Pijlen geven de richting van de stroming in het zandpakket aan. De grondwaterheuveld onder de Veluwe komt in fig. 1 duidelijk naar voren, alsmede de verlagende invloed van de Noordoostpolder en van de droogmakerijen en het diep gelegen polderland in Noordholland.

Fig. 1 is afgeleid uit stijghoogtewaarnemingen aan filters, die op verschillende diepten in de bovengenoemde boringen zijn geplaatst. Uit de gegevens op verschillende diepten blijkt, dat in een bepaalde verticaal de stijghoogten beneden een diepte van 25 m vrijwel niet van elkaar afwijken. Beneden deze grens treedt dus een nagenoeg volkomen gelijkmatige horizontale snelheidsverdeling op, waarvoor de stijghoogte op 25 m als maatgevend kan worden beschouwd.

Ten aanzien van de hoogteligging van de kuststrook tussen Harderwijk en Elburg kan worden opgemerkt, dat het maaiveld in het algemeen landinwaarts stijgt. Plaatselijk komen evenwijdig aan de kustlijn hogere ruggen voor.

1.2. Bepaling van de maatgevende bodemconstanten

De maatgevende bodemconstanten voor de grondwaterstroming bij de onder 1.1. aangeduide geotechnische opbouw zijn:

1. de kD -waarde van het zandpakket en
2. de c -waarde van de afsluitende bovenlagen.

k is de horizontale doorlatendheid en D de dikte van het zandpakket, terwijl $c = \frac{d}{k'}$, waarin d de dikte en k' de verticale doorlatendheid van de afsluitende lagen voorstellen.

In principe zijn er twee mogelijkheden om deze bodemconstanten te bepalen:

- a. door middel van boringen de dikte van de laag vaststellen en aan ongeroerde grondmonsters de doorlatendheid bepalen, en
- b. uit het onderzoek van een grondwaterstroming in het betreffende gebied de gezochte grootheden afleiden.

De eerste methode komt door de grote variaties in de bodemgesteldheid op kleine onderlinge afstand (afgezien nog van de moeilijkheid om ongeroerde monsters te steken) niet in aanmerking, als gebruik kan worden gemaakt van methode *b*.

Voorwaarde voor de toepassing van methode *b* is echter, dat de aanwezige grondwaterstroming (natuurlijk of kunstmatig) van dezelfde omvang is als de te onderzoeken wijziging in de grondwaterbeweging. Bij de bestudering van de gevolgen van de drooglegging van een grote polder kan daarom in het algemeen geen gebruik worden gemaakt van kunstmatige stromingen zoals bij proefpompingen of bij bemaling van bouwputten optreden; de schaal hiervan is te klein.

In het Veluwerandgebied voldoet de onder 1.1. aangegeven stroming van het hoge Veluwegebied naar het IJsselmeer aan de gestelde voorwaarde, zodat hieruit kD - en c -waarden kunnen worden afgeleid.

1.2.1. De kD -waarde van het zandpakket. Uit het onderzoek van de bestaande grondwaterstroming volgt de stijghoogte van het grondwater in het zandpakket en hieruit het verhang i , waaronder de stroming plaats vindt.

Toepassing van de Wet van DARCY op de totale horizontale stroming q door een verticaal vlak ter breedte ds en een hoek φ makend met de stroombanen geeft:

$$q = kDi \cos \varphi ds \quad (1)$$

Integratie van vergelijking (1) over de omtrek van een bepaald gebied levert:

$$\int q_s = kD \int i \cos \varphi ds \quad (2)$$

wanneer kD constant wordt verondersteld over het beschouwde gebied.

$\int i \cos \varphi ds$ is te bepalen uit het beeld van de stroombanen en van de stijghoogten (fig. 1).

Het linker lid van vergelijking (2) stelt de totale toe- of afvoer K voor naar het

betreffende gebied, veroorzaakt door de grondwaterstroming in de beschouwde periode. K kan soms worden bepaald uit de waterbalans van het beschouwde gebied:

$$N + K = V + A + B \quad (3)$$

waarin

N = neerslag

V = verdamping

A = oppervlakte afvoer

B = bergingsverandering in bodem en watergangen tijdens de beschouwde periode.

Dus

$$K = (A - N) + V + B \quad (3a)$$

A en N kunnen direct worden gemeten, V en B niet.

Door de waterbalans op te stellen voor de maanden december tot en met februari wordt de invloed van de verdamping V gering, terwijl dan ook in het algemeen de bergingsverandering B klein is. Op het laatste is enige controle mogelijk via het freatisch vlak. In het kwelgebied van het Veluwerandgebied waarvoor de vergelijkingen (2) en (3) over de wintermaanden zijn opgesteld, bleek het freatisch vlak bovendien steeds dicht onder het maaiveld te liggen, waardoor de berging(sverandering) zeer gering is. Uit de op het kwelgebied betrekking hebbende gegevens volgde een kD-waarde van 8000 m² per etmaal, welke als gemiddelde waarde voor het kwelgebied moet worden beschouwd.

Op overeenkomstige wijze is door het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening (Rapport Noordoostpolder, 1938) een kD-waarde van 7000 m² per etmaal gevonden voor de Polder de Koekoek ten noordwesten van Kampen. Ook de tot dusver beschikbare gegevens omtrent de geohydrologische gesteldheid van de Noordoostpolder wijzen op een kD-waarde van 7500 m² per etmaal.

In het rapport „Wateronttrekking aan de Veluwe” van 1933 wordt daarentegen voor het Veluwerandgebied een kD-waarde aangegeven van 5000 m² per etmaal. Bedacht moet evenwel worden dat de laatste waarde met opzet laag is gehouden om de berekening van de te verwachten verlaging van de stijghoogte van het grondwater, onder invloed van de wateronttrekking door een eventueel te stichten waterwinplaats niet te flatteren.

Bij de studie van de hydrologische invloed van de droogmaking van Oostelijk Flevoland is dan ook over het gehele gebied een kD-waarde van 8000 m² per etmaal aangehouden.

Controle op de orde van grootte was nog mogelijk door het bepalen van de doorlatendheid van een groot aantal zandmonsters, welke bij enkele diepe boringen over de gehele hoogte van het pleistocene zandpakket zijn genomen. De doorlatendheid van deze geroerde monsters is door het Laboratorium voor Grondmechanica bepaald voor twee gevallen, te weten een zo dicht mogelijk pakking en een zo los mogelijke pakking. De hieruit voortvloeiende limieten voor de kD-waarde bedroegen 5000 en 12000 m² per etmaal. Het in situ bepalen van de grondwatersnelheden door middel van zoutinjecties is nagelaten wegens de geringe snelheden (enkele tientallen meters per jaar).

Ten slotte zij opgemerkt, dat wanneer de kD -waarde en het verloop van de stijghoogten bekend zijn, de verdeling van de kwel of inzijging over het gebied kan worden berekend met behulp van vergelijking (2).

1.2.2. De c -waarde van de afsluitende lagen. Toepassing van de Wet van DARCY op een verticale stroming door horizontale afsluitende lagen geeft:

$$v = k' \frac{\varphi - h}{d} \quad (4)$$

waarin v = kwel (resp. inzijgings)snelheid per eenheid van oppervlakte.

φ = stijghoogte van het water beneden de laag

h = stijghoogte boven de laag.

Voor $\frac{d}{k'}$ wordt meestal geschreven de weerstand c van de afsluitende lagen, waardoor (4) overgaat in

$$\varphi - h = c v \quad (5)$$

Om c te bepalen is weer gebruik gemaakt van de bestaande grondwaterstroming vóór de droogmaking van Oostelijk Flevoland. Hierbij is de totale c -waarde berekend voor de lagen tussen 25 m diepte en het freatisch vlak. De weerstanden van de afsluitende bovenlaag en van eventueel aanwezige diepere afsluitende lagen (eemkleilagen) zijn dus samengenomen.

Het kustgebied is in zo klein mogelijke waterstaatkundige eenheden verdeeld, waarvan de waterbalans in winterperioden werd opgesteld. Dit leverde de kwelafvoer v voor een dergelijke eenheid. Gelijktijdig is over dit gebiedje het gemiddelde verschil $\varphi - h$ tussen het freatisch vlak (uit grondwaterstandswaarnemingen aan vele „landbouwbuizen”) en de stijghoogte van het grondwater op 25 m diepte bepaald. De gemiddelde c -waarde over het gebiedje was vervolgens met de vergelijking (5) te berekenen.

In het IJsselmeer is anders te werk gegaan. Filters in het meer op 25 m diepte verschaften de overdruk in een bepaald punt ten opzichte van het IJsselmeerpeil. Daar een kwelstroming invloed uitoefent op de zoutverdeling in de bovenste grondlagen en deze laatste bekend was kon hieruit de kwelsnelheid v worden berekend, waarna de c -waarde weer met vergelijking (5) kon worden vastgesteld.

Het verloop van de c -waarde is weergegeven in fig. 2. Zoals te verwachten was is het beeld van de c -waarde een weerspiegeling van het voorkomen van afsluitende lagen. Onder de Veluwe is de c -waarde dan ook te verwaarlozen.

1.3. *Het rekenmodel*

Het rekenmodel is getoetst aan de gemiddelde hydrologische toestand over enkele jaren voor de droogmaking van Oostelijk Flevoland. De stroming wordt dus als een permanente beweging beschouwd.

Het kustgebied is door dwarsdoorsneden loodrecht op de isohypsen (= lijnen

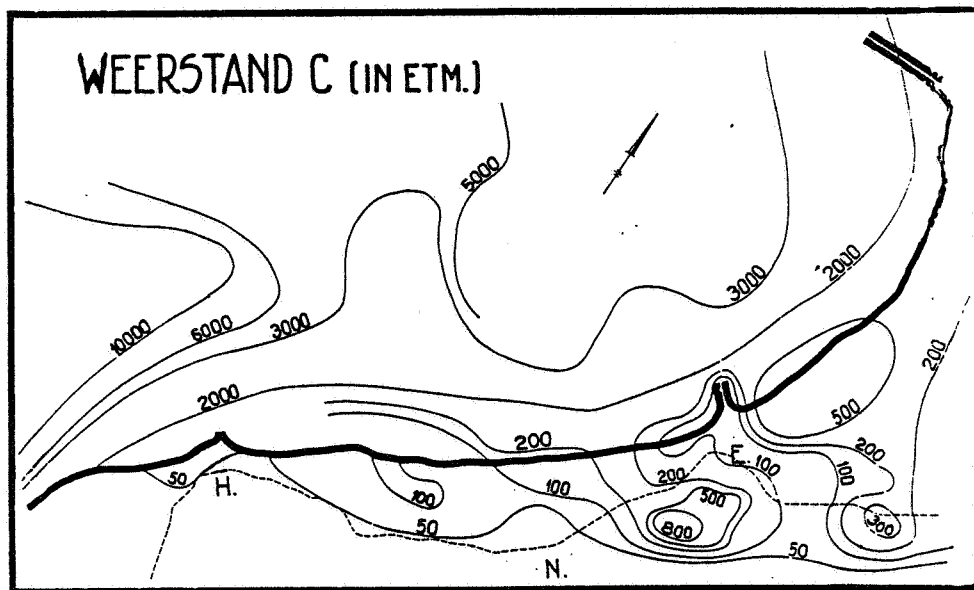


FIG. 2. C-waardekaart van kuststrook en aangrenzend IJsselmeergebied.

van gelijke stijghoogte) van het diepe water zodanig verdeeld in stroomgebieden, dat binnen elk stroomgebied de geohydrologische toestand weinig varieert.

De kromming van de isohypsen in een dergelijk stroomgebied is zo gering, dat de verticale overgangsvlakken tussen de gebieden als onderling evenwijdig beschouwd kunnen worden.

Voor de mathematische beschrijving van de stroming in zulk een gebied kan derhalve worden volstaan met de beschrijving van de stroming in één dwarsdoorsnede loodrecht op de isohypsen. In fig. 5a is een dergelijke doorsnede aangegeven met het verloop van het maaiveld, van de stijghoogte φ van het diepe grondwater en van het freatisch vlak h in de doorsnede.

Het voor de mathematische beschrijving van de stroming te kiezen schema hangt uiteraard af van de geohydrologische omstandigheden. Het is duidelijk, dat voor de stroming onder het IJsselmeer het rekenschema van het „Hollands profiel” in aanmerking komt, terwijl voor het infiltratiegebied van de Veluwe als mathematisch model dient te worden gekozen de stroming onder een vrije waterspiegel in een homogeen materiaal, gevoed door de nuttige neerslag.

Het kwelgebied van de kuststrook vormt in geohydrologisch opzicht een overgangsgebied tussen het IJsselmeer en het infiltratiegebied van de Veluwe. Hoewel toepassing van één van de beide bovengenoemde rekenschema's op het eerste gezicht niet mogelijk lijkt, bleek een beschrijving met behulp van de formules voor het Hollandse profiel goede resultaten op te leveren. Hiertoe werd de doorsnede verdeeld in vakken, waarbinnen de c -waarde constant is en het freatisch vlak door een rechte lijn benaderd kan worden.

Het schema voor een vak is weergegeven in figuur 4.

Tussen de horizontale stroming in het watervoerende complex aan het begin, resp. aan het eind van het beschouwde vak, en de waarden van h en φ aan het begin en het eind van het vak bestaat een verband, dat weergegeven wordt door de bekende formules (Rapport Zuiderzeewerken no. 5, 1936) voor het Hollandse profiel:

$$S_1 = \beta \left[\frac{\varphi_1 - h_1}{\operatorname{tgh} \frac{L}{\lambda}} - \frac{\varphi_1 - h_2}{\sinh \frac{L}{\lambda}} \right] + \frac{h_1 - h_2}{L} kD \quad (6)$$

$$S_2 = \beta \left[\frac{\varphi_1 - h_1}{\sinh \frac{L}{\lambda}} - \frac{\varphi_2 - h_2}{\operatorname{tgh} \frac{L}{\lambda}} \right] + \frac{h_1 - h_2}{L} kD \quad (7)$$

waarin $\beta = \sqrt{\frac{kD}{c}}$ en $\lambda = \sqrt{kDc}$

Daar voor de bestaande toestand φ_1 , h_1 , φ_2 , h_2 en L direct bekend zijn uit de waarnemingen, terwijl kD en c volgens de in de vorige paragraaf uiteengezette methode zijn te bepalen, kunnen S_1 en S_2 in elk vak met behulp van de formules (6) en (7) worden berekend.

Indien op de overgang tussen 2 vakken toepassing van de bovenaangegeven formules voor elk van deze vakken dezelfde S op die overgang oplevert en deze S bovendien overeenstemt met $S = ikD$ (waarin i het verhang van de stijghoogte van het diepe grondwater op de overgang voorstelt), dan kan enerzijds worden aangenomen, dat de bodemconstanten juist zijn en anderzijds dat het mathematisch model als een goede benadering van de werkelijkheid kan worden beschouwd.

Door een geschikte keuze van de vakken in een doorsnede, waarbij tot maximaal 8 vakken werd gegaan, en door kleine correcties op de oorspronkelijke grootten van h , φ en c toe te passen, gelukte het voor alle doorsneden aan de gestelde voorwaarden te voldoen, zodat inderdaad de vergelijkingen van het Hollandse profiel mogen worden gebruikt voor het kwelgebied in de kuststrook.

2. DE WIJZIGINGEN IN DE HYDROLOGISCHE TOESTAND DOOR DE DROOGMAKING VAN OOSTELIJK FLEVOLAND

2.1. Inleiding

Een bepaalde inrichting van de overgang tussen Oostelijk Flevoland en het oude land betekent, dat in het onder 1.3 aangegeven rekenmodel de bijbehorende randvoorwaarden moeten worden aangebracht. Uitgaande van de veronderstelling dat de nieuwe randvoorwaarden geen of bekende veranderingen in de bodemconstanten veroorzaken, zijn de gevolgen van de te onderzoeken inrichting te berekenen, mits in elk punt van het kustgebied het verband bekend is tussen de stijghoogte van het

diepe grondwater en het freatisch vlak. In paragraaf 2.2 wordt aangegeven hoe dit verband in het bewuste gebied kan worden bepaald.

Het droogvallen en ontginnen van Flevoland is plaatselijk van invloed op de waarde van de bodemconstanten, vooral in de strook van Flevoland, grenzend aan het oude land of aan het eventuele randmeer. De bovenste afsluitende laag is hier dun. De voor de ontwatering noodzakelijke sloten en draineerbuizen zullen deze laag veelal perforeren, waardoor de c -waarde sterk zal verminderen (fig. 3), tenzij op grotere diepte nog afsluitende lagen aanwezig zijn. Op dit punt zal hier niet worden ingegaan.

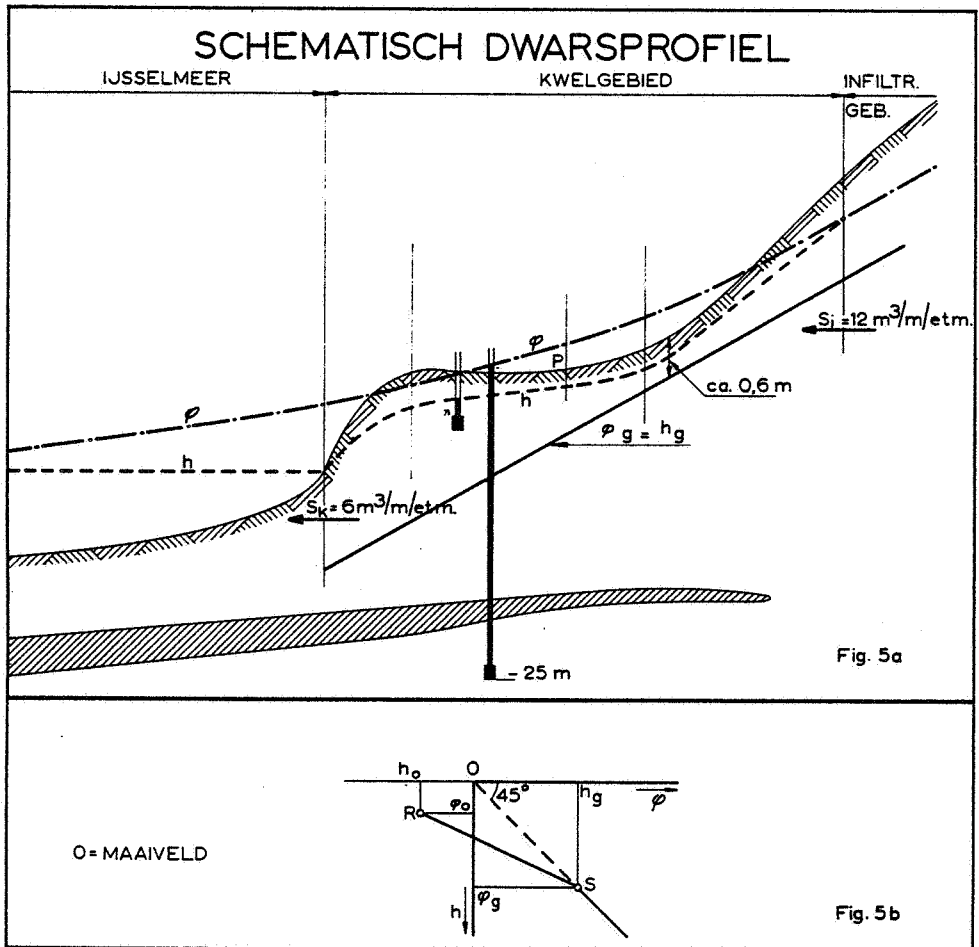


FIG. 5a. Schematisch dwarsprofiel.

FIG. 5b. Verband tussen freatisch vlak en stijghoogte diep grondwater in het punt P van het dwarsprofiel.

2.2. Het verband tussen h en φ in de kuststrook

In deze paragraaf zal een methode worden geschetst om voor elk punt van de kuststrook het gezochte verband te bepalen.

Uit het volgende zal blijken, dat voor het vaststellen van de relatie $h = h(\varphi)$ de gehele doorsnede in beschouwing moet worden genomen.

Voor het punt P van de in fig. 5a aangegeven doorsnede zal de gevolgde methode worden uiteengezet aan de hand van fig. 5b. In de laatste figuur zal voor het punt P het gezochte verband grafisch worden weergegeven; langs de horizontale as wordt φ uitgezet en langs de verticale as h (h en φ gemeten t.o.v. het maaiveld).

In het diagram is onmiddellijk aan te geven het punt R, behorende bij de jaargemiddelden h_0 en φ_0 van h en φ in de toestand voor de droogmaking.

De spreiding in de over verschillende perioden bepaalde gemiddelden is te gering om hieraan meer punten van het diagram te kunnen ontleen.

Met behulp van de volgende gedachtengang kan evenwel het punt S worden gevonden. Beschouw daartoe fig. 5a. Men kan zich voorstellen dat de grondwaterstand zover verlaagd wordt, dat de ondergrondse afvoer van de Veluwe en de nuttige neerslag op het huidige kwelgebied geheel ondergronds worden afgevoerd door de kustlijn. Dit verschijnsel treedt op vanaf het moment, dat het freatisch vlak nergens meer aangesneden wordt door open watergangen of draineerbuizen. Voor het betreffende gebied met zijn gebrekkige ontwatering is aangenomen, dat dit grensgeval wordt bereikt, indien in het dwarsprofiel de kleinste afstand tussen het freatisch vlak en het maaiveld 0,6 m bedraagt.

Wordt hieraan voldaan en is de nuttige neerslag n op het kwelgebied bekend, en wordt voorts gesteld, dat de horizontale stroming S_1 op de overgang van infiltratiegebied naar kwelgebied niet wordt beïnvloed door hydrologische wijzigingen in het kwelgebied, dan kan het verloop van φ en h over het kwelgebied worden bepaald.

In het navolgende is eenvoudigheidshalve $n = 0$ gesteld; φ en h vallen dan samen, zodra het grensgeval is bereikt en dus de oppervlakteafvoer in het kwelgebied nul is. De waarden van φ en h voor het grensgeval worden weergegeven door φ_g en h_g , waarbij $\varphi_g = h_g$. De grondwaterstroming bij φ_g is binnen het kwelgebied constant over de gehele dwarsdoorsnede en gelijk aan S_1 .

Bij constante kD , wat hier mag worden aangenomen, wordt het verloop van φ_g in de dwarsdoorsnede dus voorgesteld door een rechte lijn onder het bekende verhang

$$\frac{S_1}{kD}$$

Deze lijn is in de dwarsdoorsnede op eenvoudige wijze in te tekenen en levert het punt S (φ_g , h_g) van fig. 5b. Daalt φ_g nog verder, dan blijft $\varphi = h$ en verplaatst de verhanglijn zich evenwijdig aan zichzelf. In fig. 5b wordt het verband tussen φ en h voor $\varphi > \varphi_g$ dus weergegeven door een rechte lijn onder 45° door de oorsprong.

Langs theoretische weg kan de functie $h = h(\varphi)$ voor $\varphi_g < \varphi_0$ niet worden bepaald gezien de gecompliceerdheid van het verschijnsel en de onbekendheid met de bodemconstanten in de onmiddellijke omgeving van P. Er is evenwel geen reden te veronderstellen, dat het verloop van $h = h(\varphi)$ discontinu is.

De lijn welke de functie $h = h(\varphi)$ voorstelt zal dus vermoedelijk in het punt S van fig. 5b vloeiend overgaan in de rechte $h = \varphi$, welke geldt voor $\varphi \geq \varphi_g$. Ter vereenvoudiging is gesteld, dat de gezochte lijn tussen R en S rechtlijnig verloopt. Aangevoerd kan worden, dat door het aanhouden van de aldus in fig. 5b weergegeven relatie tussen h en φ in de uit te voeren berekeningen een veiligheid wordt ingevoerd. De berekende gemiddelde dalingen van het freatisch vlak zijn groter dan de dalingen van de zomergrondwaterstanden welke voor de landbouw van het meeste belang zijn.

Het verband $h = h(\varphi)$ is op de bovengeschetste wijze voor elk willekeurig punt van het kwelgebied in de kuststrook eenvoudig te bepalen.

2.3. *Mathematische beschrijving van de grondwaterstroming in een dwarsprofiel*

In paragraaf 1.3 is geschetst op welke wijze een mathematisch model voor de bestaande grondwaterstroming in een bepaalde doorsnede kan worden verkregen. In de onderhavige paragraaf zal worden aangegeven hoe het hydrologisch regime in deze doorsnede kan worden gevonden, indien de aansluiting van Flevoland aan het oude land op een bepaalde wijze wordt ingericht. Hiertoe worden de door de aansluiting veroorzaakte wijzigingen van de randvoorwaarden in het mathematisch model van de bestaande stroming aangebracht. Vervolgens wordt de nieuwe toestand berekend.

De wijze van berekening van de nieuwe toestand zal worden toegelicht aan de hand van het rekenschema, aangegeven in fig. 6a.

Om praktische redenen worden de berekeningen voor het huidige IJsselmeer en voor het oude land onafhankelijk van elkaar opgezet en daarna samengevat.

Het in het huidige IJsselmeer gelegen deel van de dwarsdoorsnede is in het als voorbeeld genomen geval verdeeld in 3 vakken, te weten: één vak ter breedte van het randmeer, één vak in Flevoland met een hellend maaiveld en het laatste vak eveneens in Flevoland met een horizontaal maaiveld. Daar voor het laatste vak $L > 3\lambda$ kan het als oneindig lang worden opgevat. Het freatisch vlak in elk van deze vakken is of bekend (randmeer) of met voldoende benadering aan te geven.

Er zijn 6 onbekenden, nl. φ_3 , φ_4 , S_3 en S_4 op de vakovergangen III en IV en de φ_k en de S_k in de kustlijn. Toepassingen van de formules (6) en (7) levert 5 lineaire vergelijkingen in de onbekenden. De onbekenden kunnen dus alle worden bepaald als lineaire functies van één onbekende grootheid, waarvoor gekozen wordt φ_k . In fig. 6b wordt het lineaire verband tussen S_k en φ_k voorgesteld door de rechte a. Met een daling van φ_k komt dus overeen een vermindering van S_k .

In elke dwarsdoorsnede behoort dus bij een bepaalde inrichting van de aansluiting een bepaalde lijn $S_k = S_k(\varphi_k)$.

De gang van zaken voor het kwelgebied in het oude land is als volgt. In het beschouwde dwarsprofiel werd met een onderverdeling in 3 vakken een voldoende overeenstemming tussen het mathematisch model en de huidige grondwaterstroming verkregen.

De vraag rijst of door de daling van het freatisch vlak nog mag worden aangenomen, dat dit in de nieuwe toestand binnen een vak een rechte lijn is, een voor-

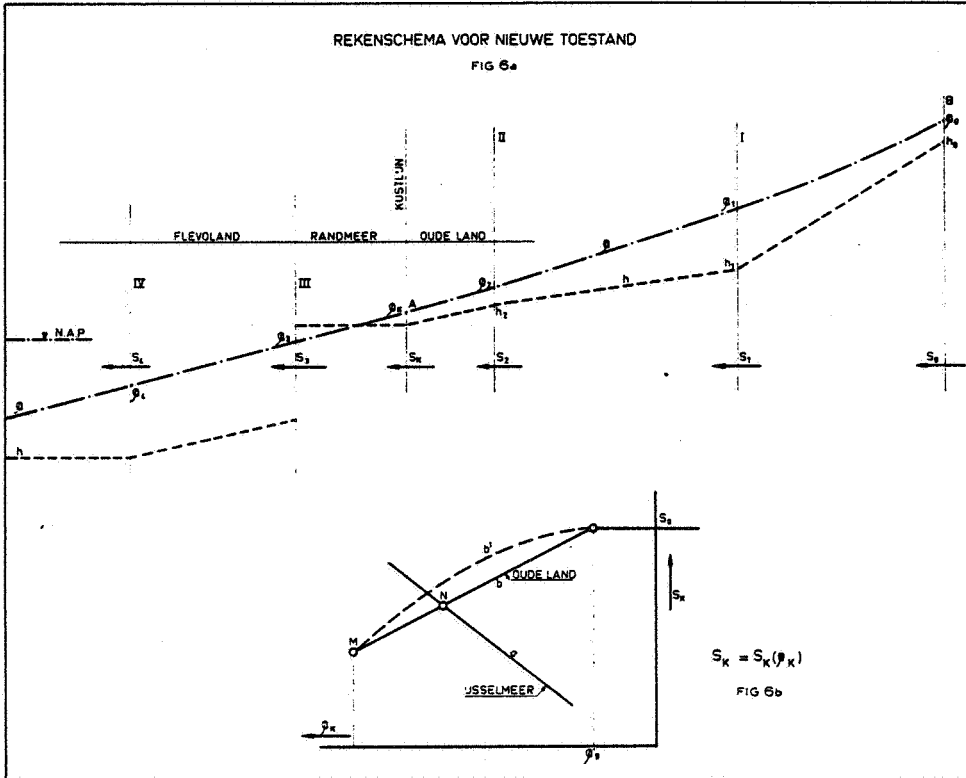


FIG. 6a en 6b. Rekenschema voor nieuwe toestand.

waarde voor het gebruiken van de formules (6) en (7). Nu wordt de gebogen vorm van het freatisch vlak voor een belangrijk deel bepaald door het verloop van het maaiveld; bij een daling van het freatisch vlak zal de invloed van het maaiveld geringer worden, waardoor de krommingen van het freatisch vlak zullen afnemen. Het vervangen van het werkelijk verloop door een rechte lijn is dus ook voor de nieuwe toestand zeker toelaatbaar.

Er zijn nu 10 onbekenden op de vakgrenzen, nl. de stijghoogten φ_0 , φ_1 , φ_2 en φ_k , de hoogten van het freatisch vlak h_0 , h_1 en h_2 en de ondergrondse afvoeren S_1 , S_2 en S_k .

De ondergrondse afvoer S_0 op de grens B tussen het kwelgebied en het infiltratiegebied wordt als onafhankelijk beschouwd van de hydrologische toestand links van B, en is dus steeds gelijk aan de bekende afvoer S_0 in de bestaande toestand. Voorts is in de kustlijn het freatisch vlak bekend.

Toepassing van de formules (6) en (7) op de 3 vakken levert 6 lineaire vergelijkingen.

Volgens de in par. 2.2 geschetste methode kan op de vakgrenzen het verband worden bepaald tussen h en φ . Dit geeft 3 lineaire vergelijkingen in de onbekenden.

In totaal wordt dus beschikt over 9 lineaire vergelijkingen in de 10 onbekenden. Elk van de onbekenden kan dus worden uitgedrukt als een lineaire functie van een andere onbekende, waarvoor weer gekozen wordt φ_k .

In fig. 6b is op dezelfde wijze als voor het IJsselmeer het verband $S_k = S_k(\varphi)$ aangegeven voor het oude land, nu door de rechte b.

In tegenstelling tot de situatie buiten de kustlijn neemt voor het oude land S_k toe bij dalende φ_k . Dit gaat niet onbeperkt door. Zodra de grenswaarde φ_g in de kustlijn bereikt wordt, en dus S_k gelijk aan S_0 wordt, kan S_k bij verdere dalingen niet verder toenemen. Voor $\varphi_k \geq \varphi_g$ wordt dan b een rechte evenwijdig aan de φ_k -as.

Behalve het punt (φ_g, S_0) is van de lijn b eveneens bekend het punt M, behorende bij de φ_k en de S_k in de huidige toestand.

Het is dus voldoende om uit de vergelijkingen voor het oude land te constateren, dat het verband tussen S_k en φ_k rechtlijnig moet zijn om b te kunnen trekken; voor dit doel is het derhalve niet nodig de vergelijkingen op te lossen.

Het snijpunt N tussen de lijnen a en b geeft de φ_k en S_k , welke zich in de nieuwe toestand zullen instellen. Daar alle verdere onbekende grootheden lineair afhankelijk zijn van φ_k , zijn deze nu ook eenvoudig te bepalen.

De nieuwe hydrologische toestand is hiermede bekend voor de beschouwde dwarsdoorsnede en dientengevolge eveneens de door het droogvallen van Flevoland veroorzaakte wijziging van de bestaande toestand.

Uit fig. 6b blijkt, dat de uitkomsten bij de toegepaste methode aan de veilige kant zijn. Het is nl. onwaarschijnlijk, dat de lijn b in de werkelijkheid een knik zal vertonen; het juiste verloop zal ongeveer zijn als aangegeven door de kromme b'. In werkelijkheid zullen dus de φ_k en daarmee alle waarden van h in het oude land groter zijn dan de met behulp van de lijn b bepaalde φ_k - en h-waarden.

De beschreven methode biedt niet alleen de mogelijkheid om de wijzigingen van de bestaande hydrologische toestand te berekenen voor een bepaalde inrichting van de aansluiting van Flevoland aan de Veluwekust, maar ook om de invloed van maatregelen in het oude land ter opheffing van de vorenbedoelde wijziging aldaar na te gaan. Zo zou een daling van het freatisch vlak in de kuststrook geheel of gedeeltelijk kunnen worden gecompenseerd door infiltratie van het gebied.

Voor het vaststellen van de benodigde hoeveelheden infiltratiewater wordt dan uitgegaan van het gewenste freatische vlak in de kuststrook. Met behulp van de vakvergelijkingen (6) en (7) wordt vervolgens het bijbehorende verloop van φ in de dwarsdoorsnede berekend. Uit φ , h en c volgt dan de hoeveelheid water, die geïnfiltreerd moet worden, opdat het gewenste freatisch vlak wordt verkregen.

2.4. De hydrologische toestand in het gehele gebied

In het voorgaande is aangenomen, dat in de uiteindelijke toestand de stromingen in de dwarsprofielen elkaar niet beïnvloeden. Dit is in werkelijkheid wel het geval.

Zodra alle dwarsprofielen onafhankelijk van elkaar zijn doorgerekend, moet derhalve voor het gehele gebied een nieuwe isohypsenkaart van de stijghoogten van het

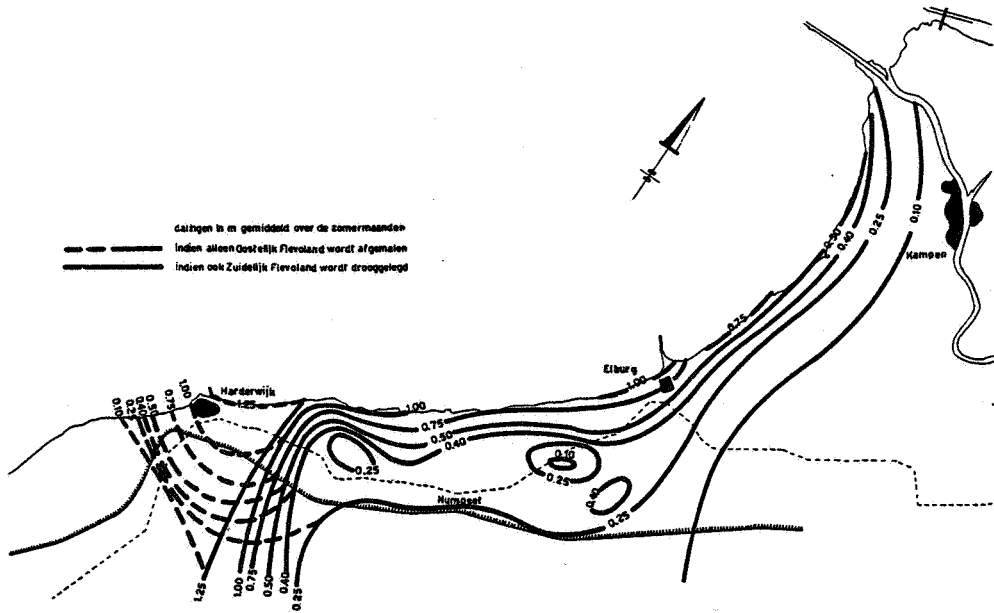
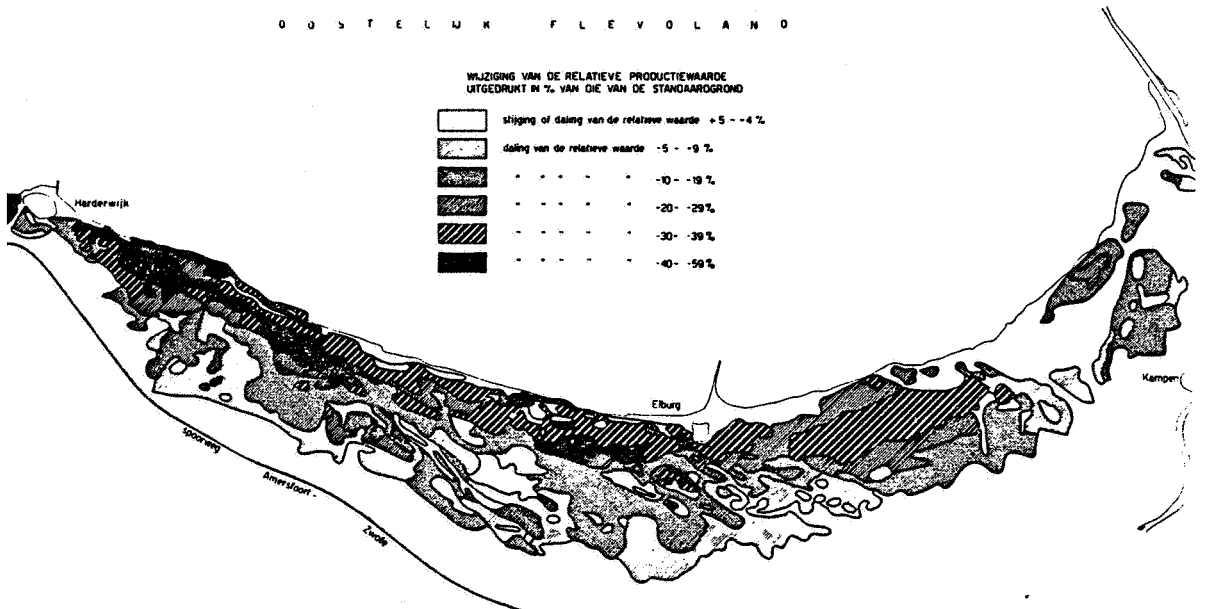


FIG. 7. Berekende dalingen van het freatisch vlak in de zomermaanden in het Veluwe- en Randgebied, indien Flevoland onmiddellijk tegen het kustgebied zou worden aangesloten. (Cliché De Ingenieur)

FIG. 8. Opbrengstvermindering in het Veluwe- en Randgebied, indien Oostelijk Flevoland onmiddellijk tegen de kustlijn zou worden aangesloten en de meteorologische omstandigheden van het jaar 1949 zich zouden herhalen. Uitgegaan is van de dalingen, aangegeven in figuur 7. (Cliché De Ingenieur)



diepe grondwater worden getekend, berustend op de in de dwarsprofielen bepaalde waarden van φ .

Hieruit volgt een gewijzigde indeling van het kustgebied in eenheden. Voor het dwarsprofiel loodrecht op de nieuwe isohypsen, dat maatgevend is voor een dergelijke eenheid, wordt de in het vorige hoofdstuk aangegeven berekening herhaald.

De uitkomsten hiervan kunnen aanleiding geven om de isohypsenkaart nogmaals te wijzigen en de berekening te herhalen voor de hierbij behorende dwarsprofielen. Na enkele herhalingen zijn de verschillen reeds zo gering, dat verdere correcties geen zin hebben.

Vergelijking van de alsdan gevonden hydrologische toestand voor het gehele gebied met het bestaande regime levert de hierin door het droogvallen van Flevoland veroorzaakte wijzigingen. Het resultaat voor een bepaald geval is in fig. 7 aangegeven, terwijl fig. 8 de bijbehorende „schadekaart” voor een jaar als 1949 weergeeft.

3. ENKELE KRITISCHE BESCHOUWINGEN

De belangrijkste aannamen, die het uitgangspunt vormen voor de uiteengezette methode zullen in het navolgende worden opgesomd en, voor zover dit niet reeds is geschied, aan een kritisch onderzoek worden onderworpen.

De toegepaste methode berust op de volgende aannamen:

- a. De stromingstoestand is zowel vóór als ná het droogvallen van Flevoland permanent.
- b. Het rekenschema van het „Hollands profiel” is van toepassing op de huidige stroming in het kwelgebied langs de Veluwekust.
- c. Het freatisch vlak in het kwelgebied kan na het droogvallen van Flevoland in een dwarsprofiel, dat loodrecht staat op de isohypsen van φ , benaderd worden door een lijn, welke recht is binnen de vakken, waarin het dwarsprofiel verdeeld is in het rekenschema van de bestaande stroming.
- d. De grondwaterstroom S_0 in het watervoerende pakket op de overgang tussen het bestaande kwelgebied en het infiltratiegebied van de Veluwe is onafhankelijk van wijzigingen in het kwelgebied.

Ad a. Het voornaamste bezwaar tegen de methode is wel, dat zowel de bestaande als de toekomstige grondwaterstroming opgevat wordt als een permanent verschijnsel, terwijl deze stromingen in feite niet permanent zijn.

Andere methoden zijn overwogen om dit bezwaar op te vangen. De bij de uitwerking hiervan optredende moeilijkheden waren evenwel van dien aard, dat deze methoden weinig uitzicht op een praktische toepassingsmogelijkheid boden. En al zou dit wel het geval zijn geweest, het zou niet hebben geleid tot een meer verantwoorde keuze tussen de oplossingen, welke voor de aansluiting van Flevoland aan het oude land mogelijk zijn. De landbouwwetenschap was nl. nog niet zo ver gevorderd, dat voor het oude land aangegeven kon worden het verschil tussen de oogstproductie vóór het droogvallen van Flevoland en de produktie ná het droogvallen.

indien in beide gevallen het verloop van het freatisch vlak over een bepaalde tijdsduur bekend zou zijn. Men zal dan toch moeten teruggrijpen op gemiddelden over deze periode.

Gezien ook de grote onzekerheden in de niet-permanente oplossing van het probleem, verdient het dan aanbeveling onmiddellijk van de gemiddelde toestand over een periode uit te gaan, hetgeen overeenkomt met het probleem als permanent te beschouwen, waarmee aanname a gemotiveerd is.

Ad b. De toelaatbaarheid van deze veronderstelling wordt aangetoond door de goede overeenstemming, welke bij toepassing van het rekenschema van het „Hollands profiel” op de bestaande grondwaterstroming verkregen wordt tussen de berekening en de werkelijkheid. Dit houdt tevens in, dat het waargenomen gebogen verloop van het freatisch vlak in een dwarsprofiel inderdaad vervangen mag worden door een gebroken rechte lijn.

Ad c. Deze aanname, welke noodzakelijk is om het rekenschema van het „Hollands profiel” voor de bestaande stroming ook – uiteraard met andere randvoorwaarden – voor de toestand na het droogvallen van Flevoland te kunnen gebruiken, is gemotiveerd in paragraaf 2.3.

Ad d. Het aannemen van een constante S_0 is niet essentieel voor de berekening, maar vereenvoudigt hem evenwel in sterke mate.

In principe is het mogelijk ook het infiltratiegebied van de Veluwe in de berekening te betrekken.

De grondwaterstroming in dit gebied is een door de nuttige neerslag gevoede stroming onder een vrije waterspiegel in een aan de onderzijde afgesloten homogeen pakket. De hoogteligging van de hiermede samenhangende grondwaterheuvel wordt bepaald door de randvoorwaarden: dit zijn in het onderhavige probleem voornamelijk de voorwaarden op de grenzen van het kwelgebied langs de IJsselmeerkust en langs de IJssel.

Een verlaging van het freatisch vlak h_0 op de eerstgenoemde grens betekent een verschuiving van de waterscheiding naar de kant van de IJssel en het toenemen van de grondwaterstroming naar het IJsselmeer. De stroming S_0 zal dus ook toenemen.

Nu zijn de verlagingen h_0 klein, zodat, gezien ook de grote breedte van het infiltratiegebied, de toename van S_0 en de invloed hiervan op de hydrologische toestand in het kustgebied gering zullen zijn.

Aangezien de veronderstelling van een constante S_0 bovendien uitkomsten oplevert, welke iets aan de veilige kant zijn, is hij met het oog op de sterke vereenvoudiging van de berekening zeker gemotiveerd.

Ten slotte dient nog een opmerking gemaakt te worden over de verlaging van de grondwaterstand in het infiltratiegebied. Uit „ S_0 is constant” volgt, dat een daling van h_0 op de rand van dit gebied zich landinwaarts ongewijzigd zal voortplanten. Na het voorgaande zal het duidelijk zijn, dat dit in werkelijkheid niet het geval is en dat deze daling landinwaarts heel langzaam zal afnemen.

4. CONCLUSIES

1. De gevolgen van wijzigingen in het hydrologische regime van een gebied zijn betrouwbaar aan te geven, indien een grondwaterstroming van eenzelfde omvang in het betreffende gebied de bodemconstanten levert en de mogelijkheid biedt het rekenschema te toetsen.
2. Integrale bestudering van een bestaande grondwaterstroming is noodzakelijk voor het bepalen van de bodemconstanten en het vaststellen van het rekenmodel. Dit houdt o.a. in, dat naast het onderzoek van de geotechnische opbouw en van de grondwaterbeweging tevens waterbalansen dienen te worden opgesteld.
3. Voor het bepalen van de gevolgen van de wijzigingen in het hydrologisch regime in een gebied kan men zich niet beperken tot de studie van dit gebied, maar dient ook de omgeving in beschouwing te worden genomen.

SAMENVATTING

De droogmaking van de diepe polder Oostelijk Flevoland kan, afhankelijk van de wijze van aansluiting aan de kust, via de goeddoorlatende zandlagen in de ondergrond de grondwaterstanden in het Veluwekustgebied min of meer beïnvloeden. Naar deze voor de landbouw belangrijke wijzigingen heeft een geohydrologisch onderzoek plaatsgevonden, waarvoor de huidige grondwaterstroming van de Veluwe naar het IJsselmeer de noodzakelijke gegevens over de geotechnische opbouw en de doorlatendheidseigenschappen van de ondergrond heeft geleverd.

Een groot aantal boringen (van 20 tot 350 m diepte) en stijghoogtewaarnemingen in filters welke op verschillende diepten in deze boringen zijn geplaatst, geven een algemeen inzicht in de uitgebreidheid van de watervoerende en de gedeeltelijk afsluitende lagen (geotechnische opbouw).

Uit de stijghoogtewaarnemingen in deze filters en in enkele honderden landbouwbuizen volgen de maatgevende bodemconstanten (kD en c) van de grondwaterstroming, nadat voor deelgebieden met behulp van afvoermetingen aan beken en neerslaggegevens waterbalansen zijn opgesteld.

Vervolgens biedt de bestaande stroming de mogelijkheid het rekenschema te toetsen, waarbij blijkt dat de stroming in het kustgebied goed wordt benaderd door toepassing van het schema van het „Hollands profiel”.

De wijzigingen in de hydrologische toestand bij een bepaalde wijze van aansluiting van de polder aan de kust kunnen dan worden berekend door in het rekenschema de bij de nieuwe toestand behorende randvoorwaarden aan te brengen. Hierbij is de moeilijkheid dat het freatisch vlak in het algemeen niet op peil blijft, opgelost door uit de huidige stroming een verband tussen dit vlak en de stijghoogte van het diepe grondwater af te leiden.

Uiteraard zijn op analoge wijze de hydrologische gevolgen voor het kustgebied na te gaan van andere werken: drainage of infiltratie in het kustgebied, wateronttrekking aan de Veluwe.

LITERATUUR

1. Rapport inzake een geohydrologisch onderzoek ten behoeve van de Noordoostpolder uitgebracht door het Rijksbureau (tegenwoordig Rijksinstituut) voor Drinkwatervoorziening 1938.
2. Wateronttrekking aan de Veluwe. Landsdrukkerij 1933.
3. A. VOLKER, Het randmeer langs de Veluwe. *Ingenieur* 48 (1954) B 173—180.
4. Rapporten en mededelingen betreffende de Zuiderzeewerken nr. 5. Geohydrologische gesteldheid van de Wieringermeer. Landsdrukkerij 1936.

DISCUSSIES

Discussie over de voordracht van W. C. VISSER

Dr. ir. P. C. LINDENBERGH: De inleider verdient een woord van lof voor de voortreffelijke wijze waarop hij deze moeilijke stof heeft behandeld. Bij de behandeling zijn alleen die gevallen gezien, waar de capillaire zone nog binnen het bereik van de plantenwortels ligt. Hoe is het nu met de gevallen waar de waterstand veel dieper ligt? Vraagsteller heeft proeven genomen met een grondwaterstand op 4 m diepte. De uitkomsten daarvan zouden wellicht met de door inleider ontwikkelde formules kunnen worden gecontroleerd, teneinde na te gaan binnen welke grenzen die formules zonder bezwaar kunnen worden toegepast. In het door vraagsteller genoemde geval zouden dus negatieve opstijgingen moeten worden gevonden.

ANTWOORD: De formules voor de stroming in de onverzadigde lagen zijn nog maar zeer recent ter beschikking gekomen. De niet-stationaire gevallen laten zich wegens moeilijkheden met het oplossen van de differentiaalvergelijkingen nog niet gemakkelijk behandelen. Nu is het indringen van water, wanneer dat niet uit een laag op het land staand water geschiedt, maar uit nu en dan vallende regen, naar zijn aard een niet-stationair probleem. Wij hopen deze problemen in de toekomst te kunnen oplossen, maar zitten thans nog midden in het onderzoek naar de stromingsvoorwaarden. Opgemerkt mag worden, dat de huidige opvatting rekening houdt met een capillair contact, dat wel zwakker wordt, maar bij toenemende waterdiepte niet verdwijnt. In dit opzicht zou dus een grondwaterspiegel op 4 m diepte niet anders beschouwd behoeven te worden dan een op 1 m. Wel zou natuurlijk de capillaire vochtstroom zeer veel kleiner zijn.

Prof. W. F. J. M. KRUL: Dr. LINDENBERGH's ervaring heeft betrekking op het zeer homogene duinzand. Bij de zandgronden die voor landbouw in gebruik zijn, is de homogeniteit veel geringer, met name door de aanwezigheid van humus. Zal daardoor in dergelijke gronden niet een opstijging van vocht door verdamping kunnen optreden, ook bij diepe ligging van het freatisch vlak?

ANTWOORD: De mogelijkheid van vochttransport in dampfase is ongetwijfeld aanwezig. Zowel de verschillen in verzadiging van de grondlagen als temperatuurverschillen kunnen het verval leveren, dat deze stroming in stand houdt. In de zomer is echter de bovengrond hoger in temperatuur dan de diepere lagen en zou dus alleen een stroming naar de diepte kunnen worden verklaard. De vraag van Prof. KRUL raakt een probleem, welke temperatuurverschillen moeten worden verondersteld om de stroming door verschillen in verzadiging teniet te doen. Ik ben hierover in de literatuur niets tegengekomen, maar de oplossing van het vraagstuk van stroming zowel in de vloeistof- als in de gasfase kon voor de problemen van dr. LINDENBERGH wel van meer belang zijn dan die van de vloeistoffase alleen, waaraan thans aan ons Instituut gewerkt wordt.

A. J. GURCK: In de duinen zien we boomgroei op 20 m en meer boven het freatisch oppervlak. Is daar ook nog wateronttrekking door de wortels aan de diepe lagen?

ANTWOORD: Over de diepte tot waar bomen het grondwater kunnen aantasten, weten wij weinig. De indruk bestaat, dat de boomwortel tot aanzienlijke diepte kan uitgroeien, mits er maar voldoende tijd voor beschikbaar is en de grondwaterstand niet tussentijds in de doorwortelde zone doordringt. Dat echter tot 20 m water zou kunnen worden

onttrokken, lijkt niet waarschijnlijk. Men zou misschien mogen vermoeden, dat 5 m vaak door de boomwortels wordt overbrugd en 10 m maar in zeldzame gevallen. Mijn eigen ervaring op dit punt is echter gering. Wel zou erop gewezen mogen worden, dat het er eigenlijk niet zoveel toe doet of de planten water aan diepe of minder diepe lagen onttrekken. Wat hoger in het profiel wordt onttrokken, moet door de regen worden aangevuld, vóór de diepere lagen weer nieuwe toevoer krijgen. Het verschil met onttrekking is dan niet groot.

Ir. L. HUISMAN: Gewaarschuwd dient te worden tegen het „argeloos” toepassen van hydrologische formules.

ANTWOORD: In landbouwkundige kringen is – omdat men reacties bestudeert, waaromtrent nog geen algemeen aanvaarde wiskundige formulering bestaat – over het algemeen de behoefte aan toetsing zeer sterk. Aan foutenberekening wordt zeer veel gedaan. Deze goede gewoonte zal men wel niet verliezen, wanneer men met relaties gaat werken, die een veel steviger wiskundig geformuleerd uitgangspunt hebben.

Discussie over de voordracht van G. P. FELIUS

Ir. P. DE GRUYTER: Is de nuttige neerslag van 130 mm/jaar niet bijzonder laag? Hoe groot is de gemiddelde jaarlijkse neerslag?

ANTWOORD: De gemiddelde jaarlijkse neerslag bedraagt ca. 680 mm. Een nuttige neerslag van 130 mm/jaar is dus bijzonder laag. Uitkomsten van landbouwkundige onderzoeken wijzen echter in dezelfde richting.

Ir. W. C. VISSER: In het door de inleider genoemde gebied komen weinig sloten voor. Men heeft zich afgevraagd, wat hiervan de verklaring kan zijn. Men veronderstelt nu, dat bedoeld gebied zich bevindt in de regenschaduw van de Noordzee. De verdamping is er groter. Ook in de tuinbouw heeft men de ervaring opgedaan, dat dit een droger gebied is.

Drs. G. F. MAKKINK: Onderzoeken van dr. L. J. L. DEY bevestigen de conclusie, dat Zeeuws-Vlaanderen een droger gebied is. Verdampingslijnen, berekend voor Zeeland met behulp van de verdampingscijfers van PENMAN en de windsterkte, buigen terug over Zeeuws-Vlaanderen en geven voor dat gebied hoge waarden.

Ir. A. G. WIERSMA: Ook op Walcheren blijkt volgens de resultaten van metingen de afvoer van overtollig water relatief klein te zijn.

Discussie over de voordracht van C. H. DE JONG

Ir. L. HUISMAN: De stijghoogte van het diepe grondwater in het IJsselmeer ligt boven IJsselmeerpeil. In hoeverre wordt dit overschot aan stijghoogte veroorzaakt door de aanwezigheid van zout water in de diepe ondergrond?

ANTWOORD: (door ir. A. VOLKER)
Inderdaad moet bij de studie van de stijghoogten van het diepe grondwater onder het IJsselmeer nabij de Veluwe rekening worden gehouden met de verdeling van het zoutgehalte van het grondwater zowel in horizontale als in verticale zin. Deze verdeling is door boringen en geo-elektrische metingen nauwkeurig bekend. Uit een berekening blijkt, dat de invloed van deze verdeling op de stijghoogten van het diepe grondwater van weinig betekenis is.

Ir. P. DE GRUYTER: Zou de inleider ook enkele waarden van de doorlatendheidscoëfficiënt willen noemen?

ANTWOORD: Uit het hydrologisch onderzoek volgt voor het pleistocene zandpakket in het Veluwe-kustgebied een totale kD -waarde van 7500 à 8000 m^2 per etmaal. De dikte D van het pakket is ongeveer 250 m, zodat de gemiddelde k -waarde van het pleistocene zand ruim 30 m per etmaal is. Dit is in overeenstemming met de resultaten van doorlatendheidsproeven op zandmonsters uit diepe boringen in het betreffende gebied. Afhankelijk o.a. van de pakking van de monsters varieerde de k -waarde hierbij tussen 20 en 50 m per etmaal.

V. PROBLEMEN BIJ HET INFILTREREN VAN WATER TER AANVULLING VAN HET GRONDWATER

B. A. VAN NES

Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening, 's-Gravenhage

Als het regent vormt zich grondwater uit het overschot van neerslag boven verdamping. Dit verschijnsel heet infiltratie en vormt als zodanig geen probleem.

De problemen komen pas als we de natuur gaan compliceren en we meer infiltratiewater willen hebben dan de natuur ons geeft, dus gaan trachten de „nuttige neerslag” te vergroten.

Hiermede trachten we te bereiken:

1. Een verhoging van de grondwaterstand, b.v. in landbouwgebieden met een periodiek of voortdurend te laag grondwaterpeil.
2. Berging van grondwater, b.v. in waterwingebieden, die in droge tijden niet voldoende grondwater kunnen leveren. Gedurende de periode dat oppervlaktewater beschikbaar is, wordt dit door infiltratie in de grond geaccumuleerd om in het droge seizoen weer te worden onttrokken.
3. Verbetering van de kwaliteit van oppervlaktewater, dank zij het reinigend vermogen van de grond.

De technische inrichting van een infiltratiewerk dient uiteraard te worden aangepast aan de geohydrologische gesteldheid van de ondergrond van het infiltratiegebied.

Wanneer de te voeden goed waterdoorlatende lagen tot aan het maaiveld reiken, kan worden volstaan met de aanvoer van het te infiltreren water op het terrein. Hierbij zal in het algemeen gebruik worden gemaakt van aanwezige natuurlijke laagten of van kunstmatig gevormde ontvanginrichtingen (greppels, sloten, kanalen, vijvers). Aldus worden oppervlaktewateren gevormd, waaruit het water in de ondergrond kan infiltreren.

In het geval dat de te voeden goed waterdoorlatende lagen zijn afgedekt door slecht doorlatende lagen van betrekkelijk geringe dikte, kan eenzelfde werkwijze worden toegepast door de bodem van de ontvanginrichting tot in de goed doorlatende laag te laten reiken.

In het geval dat de moeilijk doorlatende deklaag een zo grote dikte bezit dat doorgraving een oneconomisch groot grondverzet vordert, kan infiltratie worden toegepast met behulp van geboorde putten. Blijkens de ervaring dienen bij toepassing van deze werkwijze, ter voorkoming van verstopping van de putfilters, zeer hoge eisen te worden gesteld aan de zuiverheid van het infiltratiewater.

De intrede van het infiltratiewater uit de ontvanginrichtingen in de poriën van de grond gaat in het algemeen gepaard met een stijghoogteverlies, dat wordt veroor-

zaakt door de weerstand van de slib- of slijmlaag, die op de bodem van de infiltratiewerken wordt gevormd.

Naarmate een infiltratiewerk langer in bedrijf is, neemt de dikte van genoemde laag toe en daarmee de weerstand van de laag tegen waterbeweging. De infiltratiesnelheid neemt dus af. Regeneratie van de bodem kan plaatsvinden door droogleggen van het infiltratiewerk gedurende enige tijd en het laten verweren van de sliblaag door de natuur.

Na het passeren van de genoemde sliblaag bereikt het water de te voeden goed doorlatende zandlaag.

Afhankelijk van de hoogteligging van de bodem van de infiltratiewerken t.o.v. het freatische vlak vóór de aanvang van de infiltratie zijn de poriën van de bovenste zone van deze laag bij de aanvang van de infiltratie al of niet geheel gevuld met water.

In het geval van geheel gevulde poriën zal het infiltratiewater hier dus bij de bestaande grondwatervoorraad worden gevoegd en tot afstroming komen in de richting van een gebied met een lagere grondwaterpotentiaal dan ter plaatse van de infiltratiewerken. In het algemeen zal dit in de richting van de waterwinningsmiddelen zijn.

In het geval dat de bodem van de infiltratiemiddelen is gelegen boven het aanvankelijk aanwezige freatische vlak, moet het infiltratiewater een zone van met lucht gevulde poriën passeren. Dit luchtkussen biedt weerstand tegen de waterbeweging. De infiltratiesnelheid blijft dus beperkt.

De hoeveelheid water, die bij infiltratie in de grond kan worden gebracht, wordt enerzijds bepaald door de infiltratiesnelheid, anderzijds door het verhang van het grondwater tussen de infiltratiezone en de waterwinningsmiddelen en de doorlatendheid van de bodem.

Indien het freatische vlak onder invloed van de infiltratie stijgt tot nagenoeg het niveau van de waterspiegel in de infiltratiebassins, zal de infiltratiesnelheid verminderen en wordt de infiltreerbare hoeveelheid water bepaald door de doorlatendheid van de bodem en het verhang van het grondwater naar de waterwinningsmiddelen.

De berekening van de bij infiltratie optredende grondwaterstroming geeft geen aanleiding tot grotere moeilijkheden dan in het algemeen naar voren komen bij vraagstukken op dit gebied. In de loop der jaren zijn een aantal methoden ontwikkeld, waarmee deze problemen met succes kunnen worden opgelost. In dit verband zou nog speciaal gewag kunnen worden gemaakt van het onderzoek van niet-stationaire stroomvelden met behulp van modelproeven.

VI. ERVARINGEN BIJ HET INFILTREREN VAN WATER IN HET GEBIED VAN DE DUINEN VAN DE WATERWINPLAATS DER LEIDSCHÉ DUINWATER MAATSCHAPPIJ (L.D.M.)

P. C. LINDENBERGH

N.V. Leidsche Duinwater Maatschappij, Leiden

REDEN WAAROM TOT HET INFILTREREN VAN WATER IN DE DUINEN DER L.D.M. IS OVERGEGAAN

In de dertiger jaren ondervond de L.D.M. steeds grotere moeilijkheden door de toenemende vraag naar leidingwater in haar voorzieningsgebied. De capaciteit van de bestaande duinwaterwinplaats was te gering om die hoeveelheden blijvend te kunnen leveren. Vergroting van het oppervlak van de winplaats was niet mogelijk. Daarom is toen besloten een gedeelte van de duinen te infiltreren met boezemwater van Rijnland, afkomstig uit de geestgronden aan de binnenvoet der duinen.

Behalve de bovengenoemde, met de watervoorziening samenhangende problemen, deden zich ook nog moeilijkheden voor met de eigenaren van de aan de voet van de duinen gelegen teellanden. Deze geleidelijk naar polderpeil aflopende teellanden droogden steeds meer uit. De eigenaren gaven de schuld daarvan aan de wateronttrekking door de L.D.M. en de L.D.M. weet dit aan de grote ontzandingen ter plaatse.

Om aan deze geschillen een einde te maken werd besloten de teelgronden en het reeds ontzande, op 4 m $\pm$ N.A.P. liggende terrein, in het bevoeiingsstelsel op te nemen (fig. 1). Ook voor de teellanden moest, evenals voor de doeleinden der L.D.M., gebruik worden gemaakt van het wateraccumulerend vermogen van het duincomplex. De kwaliteit van het boezemwater langs de voet van de duinen was namelijk alleen 's winters geschikt voor infiltratie. In de zomer was het zoutgehalte te hoog.

1. PRAKTIJKERVARINGEN, DIE AANLEIDING HEBBEN GEGEVEN HET BEVLOEIINGSPLAN OP TE VATTEN

Ervaringen met permanente duinbevoeiing waren niet beschikbaar. Wel was bij het Provinciaal Waterleidingbedrijf van Noord-Holland tijdelijk water uit de sluisput bij IJmuiden in de duinen gepompt. Daarbij werden, als gevolg van het ijzergehalte van dit water, moeilijkheden bij de infiltratie ondervonden.

a. *Accumulatievermogen van het duinzand*

Het wateraccumulatievermogen van het duinzand, waarvan bij de bevoeiing gebruik moest worden gemaakt, was in de loop van de jaren in de verschillende duinwaterwinplaatsen voldoende gebleken. Daar toch wordt het surplus van de winterregens door het duinzand vastgehouden. De daardoor gevormde voorraad is in de

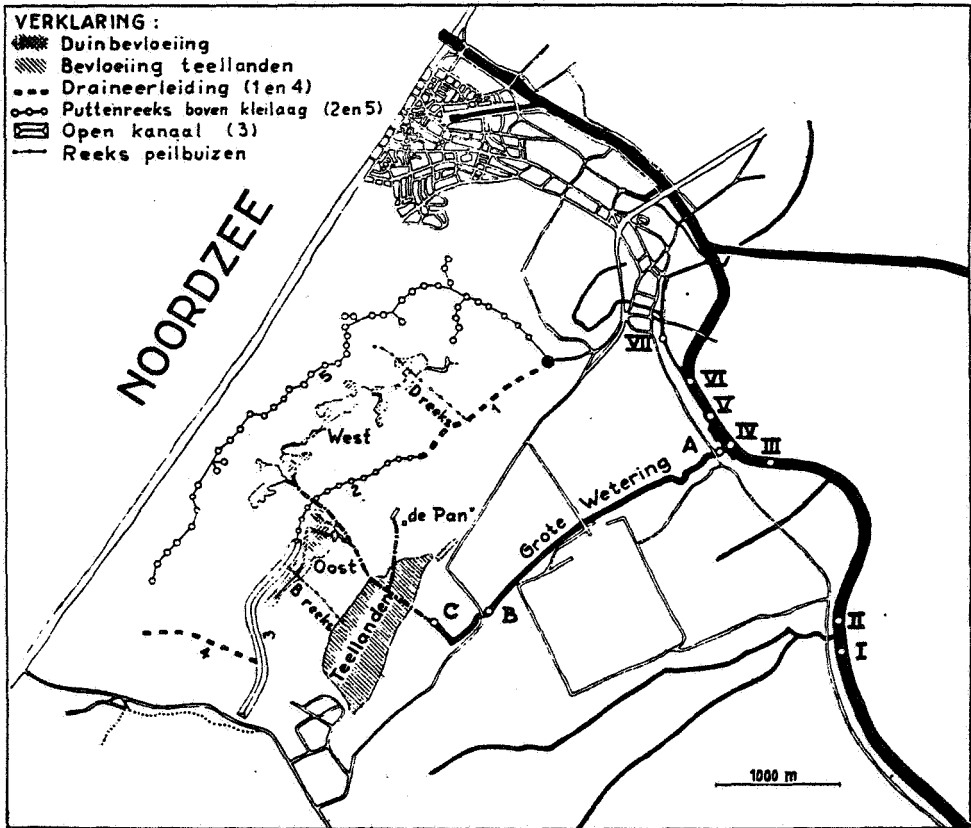


FIG. 1.

zomer nog in voldoende mate aanwezig om ten dienste van de watervoorziening te kunnen worden gewonnen.

De hoeveelheid duinzand boven het freatisch vlak is zó groot dat aangenomen kon worden dat een aanmerkelijk groter surplus 's winters op dezelfde wijze in de poriën van het zand geborgen zou kunnen blijven. Indien een dergelijk extra surplus 's winters via hoog gelegen kanalen in de duinen zou kunnen worden gebracht, zou de capaciteit van de waterwinplaats bij gelijkblijvend duinoppervlak aanzienlijk kunnen worden vergroot.

Van sommige zijden werd gevreesd, dat het zuurstofrijke bevoeiingswater aanleiding zou geven tot ongewenste omzettingen (opnemen en weer afzetten van ijzer en mangaan) in het duinzand. Deze vrees kwam mij echter ongegrond voor, omdat met regenwater, dat toch ook zuurstofrijk is, dergelijke moeilijkheden in het duinzand nimmer zijn ondervonden. In de bevoeiingspraktijk zijn de gevreesde omzettingen niet voorgekomen.

b. *Intermitterend infiltreren van spoelwater*

Aanvankelijk werd gevreesd, dat de infiltratiesnelheid ernstig zou kunnen worden belemmerd door het ontstaan van een zogenaamde „filterhuid”. Deze wordt op langzame zandfilters gevormd door het met het water meegevoerde slib en andere zwevende stoffen, alsmede door de groei van algen e.d. Daar staat tegenover dat een grote infiltratiesnelheid niet nodig is, omdat voldoende oppervlakte beschikbaar is en dat het voor het gestelde doel juist goed is, dat het water over een groot oppervlak wordt verdeeld.

Om het desalniettemin gevreesde bezwaar van „dichtslaan” van het infiltratieoppervlak en de daaruit voortvloeiende belemmering van de infiltratiesnelheid te ondervangen, is besloten tot toepassing van intermitterende bevoeiing. Overigens moest daartoe, in verband met de wisselende kwaliteit van het polderwater, toch worden overgegaan.

Aanleiding tot de veronderstelling dat dan met het voor infiltratie beschikbare water de bovengeschetste bezwaren niet zouden worden ondervonden, was een in het verleden bij de L.D.M. opgedane ervaring met het terugpompen van spoelwater van de voorfilters naar de duinen. In verband met de grote waterschaarste werd namelijk het sterk verontreinigde spoelwater reeds sinds geruime tijd in duinpannen teruggepompt, teneinde op die wijze weer aan het grondwater te worden toegevoegd. Inderdaad verstopten deze duinpannen na één of twee jaar en het water werd dan in een andere duinpan geleid. Op den duur gaf dit natuurlijk moeilijkheden, totdat bleek dat een reeds gebruikte duinpan, nadat deze enige tijd had droog gestaan, weer zonder bezwaar voor infiltratie kon worden gebruikt. De verwachting, dat een intermitterende bevoeiing met het veel minder verontreinigde boezemwater zou slagen, was dan ook gewettigd.

2. DE ONDERZOEKINGEN EN BEREKENINGEN, DIE AAN HET BESLUIT VAN UITVOERING DER BEVLOEIINGSWERKEN ZIJN VOORAFGEGAAN

Het spreekt vanzelf, dat de bovengenoemde gegevens alleen niet voldoende waren om zonder meer met bevoeiing der duinen te beginnen. Hieraan moesten nog veel onderzoeken voorafgaan.

a. *Het nagaan of er gedurende een voldoende lange periode genoeg water van aanvaardbare kwaliteit beschikbaar was (kostenkwestie)*

In de eerste plaats moest bekend zijn of er genoeg water van aanvaardbare kwaliteit beschikbaar was en gedurende hoe lang en in welke periode van het jaar daarop kon worden gerekend. Om een antwoord op deze vragen te vinden, zijn diepgaande en langdurige onderzoeken gedaan van het water in de Zuidhollandse plassen (Braassemermeer, Kagermeer, Wijde Aa). Bijzonderheden hierover vindt men in het Rapport van Rijnlands Boezem, deel I. Onderzoek plassenwater.

Dicht in de nabijheid van de waterwinplaats, langs de oostkant van de duinen, waar de teellanden liggen, zijn eveneens gedurende lange tijd dagelijks monsters

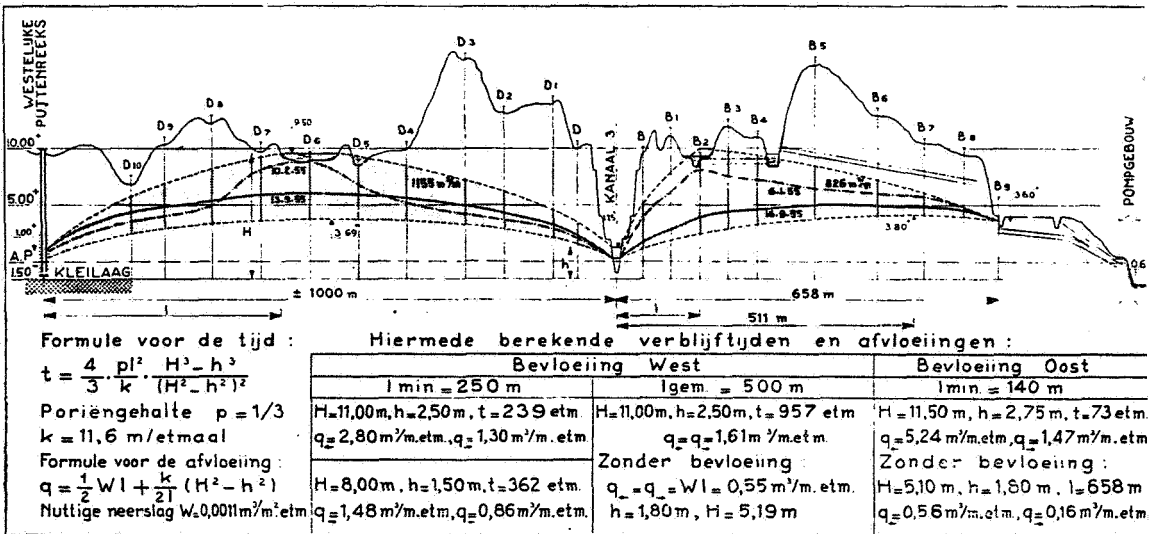


FIG. 2.

van Rijnlands boezemwater genomen en onderzocht. Daarbij bleek, dat hier gedurende de wintermaanden veel goed water beschikbaar was. De kwaliteit daarvan was ongeveer gelijk aan die van ruw duinwater. Hiervan kon gedurende de wintermaanden ten minste 1 miljoen m^3 voor bevoeiing worden ingepompt.

De eerste bevoeiing van de L.D.M. (de bevoeiing „Oost”) is zó opgezet, dat daarvan zeer veel gegevens konden worden verzameld om in de toekomst voor andere bevoeiingen te kunnen worden gebruikt.

Eén van de voorwaarden voor de bevoeiing was, dat het daarvoor te gebruiken water elk jaar gedurende een voldoende lange tijd ter beschikking zou staan. Immers, hoe korter die tijd was, hoe groter de transportleiding zou moeten zijn om het water naar de duinen te brengen; een economische voorwaarde derhalve.

De hoeveelheid water, die in de tijd, dat het water voor bevoeiing geschikt is, wordt opgepompt, speelt ten opzichte van de waterhoeveelheden, die Rijnland in natte tijden moet uitslaan, geen rol. Deze laatste zijn uiteraard van een geheel andere orde van grootte.

b. *Het uitvoeren van betrouwbare berekeningen over de verblijftijd (snelheid van afvloeiing) van het water in het duinzand; stationaire en niet-stationaire bewegingen*

Reeds is gezegd, dat behalve belangen van de drinkwatervoorziening ook agrarische belangen in de bevoeiing van de duinen moesten worden betrokken. Daarom was het nodig nauwkeurig te berekenen hoeveel procent van het tot bevoeiing gebrachte water naar de teellanden zou afvloeien (fig. 2). Te veel zou verspilling betekenen en te weinig zou in de zomer moeilijkheden geven in de agrarische sector. Dit laatste, omdat er in de zomer slechts weinig water (lekwater van de bevoeiing)

beschikbaar is om de piekbehoeften van het landbouwareaal te dekken. Er is naar gestreefd om de gemiddelde hoeveelheid water, die het landbouwareaal nodig heeft, gedurende de zomer als bevoeiingswater uit de duinen naar de teellanden te doen afvloeien. In de praktijk is dat altijd goed gegaan. De waterstand in het landbouwareaal wordt door overstorten ook in omgekeerde richting (te veel water) volledig beheerst. Daardoor is landbouwkundig een ideale toestand ontstaan, hetgeen blijkt uit het feit, dat deze teellanden nu maximum opbrengsten aan groenten en bloembollen opleveren, terwijl de opbrengst voorheen vrijwel nihil was.

Om de berekeningen over de verblijftijd van het water in het duinzand te kunnen maken, moesten eerst de volgende fysische eigenschappen van het duinzand voldoende bekend zijn:

1. Het poriënvolume. Dit bleek rond 40 vol. % te zijn.
2. De korrelgrootte. Deze is bepaald door een serie zeefproeven.
3. Het bergend vermogen. Dit bleek te zijn 30 vol. %.
4. De doorlatendheidsfactor k . Deze bleek te zijn 11,6 m/etmaal.
5. De hoeveelheid lucht, welke door het van boven af infiltrerende water in het duinzand wordt opgesloten (grotere weerstand).
6. De capillaire stijghoogte. Deze is gemiddeld 30 cm.
7. De waterberging boven het freatisch vlak. Deze is afhankelijk van voorafgaande regen (zie verdringsproef).

Om deze gegevens te verkrijgen zijn uitgebreide wetenschappelijke proeven genomen. Controle van de gevonden waarden was mogelijk door voor de waterwinplaats over bepaalde tijden uit het verleden waterbalansen te maken. Bij de L.D.M. waren over de voorliggende veertig jaren namelijk vele nauwkeurige gegevens verzameld, die hiervoor met succes konden worden gebruikt. Het zou mij te ver voeren hierop in dit bestek nader in te gaan. Een en ander is bij verschillende gelegenheden uitvoerig gepubliceerd. Zie b.v.:

Dissertatie „Bijdrage tot oordeelkundig beheer van het duinwaterkapitaal“.

Drawing water from a dune area. *Journ. American Water Works Ass.* (1951) no. 9, p. 713.

Replenishment of groundwater in the catchment area of the Leyden dunewater company. Algemeen rapport congres International Water Supply Association, Parijs, 1952.

Verdringsproef te Katwijk. *Water* (1952) no. 4, p. 39.

Zestien jaar duinbevoeiing. *Water* (1956) no. 18, p. 231.

c. Bekendheid geologische situatie noodzakelijk voor bepaling kD

Behalve deze fysische eigenschappen van het duinzand moest ook de geologische situatie van het te bevoeien terrein voldoende nauwkeurig bekend zijn. De L.D.M. beschikt over een zeer uitgebreid geohydrologisch rapport betreffende de duinwaterwinplaats, in 1933 uitgebracht door het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening. Daaruit blijkt dat het duinzand boven de kleilaag voldoende homogeen is om de kD te bepalen en met succes hydrologische berekeningen te kunnen uitvoeren.

d. *Berekening nuttige neerslag uit 40-jarige waarnemingen van regenval en grondwaterstanden*

Voor de hydrologische berekeningen moesten ook de regenval en de nuttige neerslag in de terreinen bekend zijn. Om de nuttige neerslag te kunnen bepalen, kon ook weer gebruik worden gemaakt van de in de loop der jaren in de waterwinplaats der L.D.M. verrichte waarnemingen.

Zo is er een periode van tien jaar geweest, waarin de oppervlakte van het beheerste gebied nauwkeurig bekend was, de regenval nauwkeurig is waargenomen en de grondwaterstanden aan het begin en aan het eind van de periode nagenoeg gelijk waren. Aangezien tevens bekend was welke hoeveelheden water waren onttrokken, kon aan de hand van deze gegevens voor een zeer groot gebied (enkele honderden hectaren) de nuttige neerslag worden berekend. Deze was gemiddeld 400 mm per jaar, bij een regenval van gemiddeld 744 mm per jaar.

3. HYDROLOGISCHE BEREKENINGEN GECONTROLEERD DOOR MODELPROEF, WAARMEDE RESULTATEN VAN ENKELE JAREN BEVLOEIING TEVOREN KONDEN WORDEN BEPAALD

De nodige berekeningen moesten worden opgezet voor niet-stationaire waterbewegingen. Immers, tijdens bevloeiing en gedurende de winter neemt de afvloeiing aan de buitenzijden van het terrein wel toe, doch ook het freatisch vlak gaat omhoog. Hiervoor wordt water gebruikt. Aanvankelijk stroomt er dus belangrijk minder water uit het terrein dan erin gebracht wordt. In de zomer is dat omgekeerd. Daardoor ontstaan vertragingen in de uitvloeiing van water uit de duinen ten opzichte van het moment van bevloeiing. Het zijn juist deze vertragingen, die van groot belang zijn, omdat het bevloeiingswater in de winter beschikbaar is en voor de drinkwatervoorziening en de teellanden in de zomer moet worden gebruikt.

Om het accumulerend vermogen van de duinen zo veel mogelijk te benutten, was het noodzakelijk de bevloeiingskanalen op de juiste plaats aan te leggen. Uiteraard moesten zij evenwijdig met de waterwinningsmiddelen en in de hoofdrichting van de teellanden lopen. Rekening houdend met de behoefte der teellanden, werden deze kanalen zodanig gesitueerd, dat circa 20 % van al het ingepompte bevloeiingswater (gemiddeld 200 000 m³ per jaar) gedurende de zomer uit de duinen naar de teellanden zou afvloeien.

De daarvoor noodzakelijke berekeningen waren met de beschikbare gegevens mogelijk en zijn ook uitgevoerd. Zij waren echter zeer ingewikkeld en tijdrovend. Daarom is besloten hiervoor een modelproef op te zetten. Dit is in 1940/1941 geschied door het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening. Ook in 1955 is een dergelijke modelproef, eveneens door het Rijksinstituut, opgezet. Ditmaal ter controle van de uitkomsten van een uitbreiding der bevloeiing in het westelijke gedeelte van de duinen der L.D.M. (bevloeiing „West”).

De gemaakte berekeningen bleken in beide gevallen op overtuigende wijze te kloppen met de uitkomsten van de modelproeven, waarna de geprojecteerde werken overeenkomstig deze berekeningen en uitkomsten werden uitgevoerd.

4. WAARNEMINGEN IN DE PRAKTIJK

In de jaren van bevoeiingspraktijk zijn in de duinterreinen voortdurend waarnemingen verricht. Daarbij bleken de werkelijke verblijftijden en afvoersnelheden van het water in het duinzand op bevredigende wijze overeen te stemmen met de uitgevoerde berekeningen en de uitkomsten van de modelproef.

Als bijzonderheid kan vermeld worden, dat uit de berekeningen, de modelproef en de praktijk is gebleken, dat met intermitterende bevoeiing niet in een cyclus van één jaar de maximale stijghoogte van het freatisch vlak wordt bereikt. Deze stijghoogte neemt in de loop der jaren toe. De duur van deze stijging is afhankelijk van de breedte van het terrein.

Bij de bevoeiing „Oost” duurde het ongeveer drie jaar, doch bij de bevoeiing „West” zijn wij na vier jaar waarschijnlijk nog niet op maximum hoogte. Hierbij is ervan uitgegaan, dat elk jaar op dezelfde tijd dezelfde hoeveelheid water wordt ingepompt bij gelijkblijvende wateronttrekking. Dit klopt in de praktijk natuurlijk niet geheel.

Uit het voorgaande volgt, dat, indien er een winter zou zijn, dat de inpomping door geringere neerslag belangrijk minder zou moeten zijn, op de intussen in de terreinen gevormde waterreserves kan worden geteerd.

Dit laatste kan ook voor de landbouw van groot belang zijn.

5. DE INFILTRATIESNELHEID

a. *De groeiende weerstand van de zich vormende filterhuid (door intermitterende bevoeiing te ondervangen)*

Bij de duinwaterleidingen zijn reeds vele jaren langzame zandfilters in bedrijf. Als regel wordt in deze filters duinzand als filtermateriaal gebruikt. Op het eerste gezicht zou dus verondersteld kunnen worden, dat de filtersnelheid in dergelijke zandfilters een maatstaf zou zijn voor de infiltratiesnelheid bij irrigatie in de duinen. Bij tevoren genomen proeven bleek dit al direct niet het geval te zijn.

De toename van de intredeweerstand door het ontstaan van een filterhuid kan bij bevoeiing, evenals bij filters, worden tegengegaan door de filterhuid te verwijderen. Zoals bij de terugpompeling van het spoelwater van de filters naar de duinen reeds was gebleken, kan hetzelfde resultaat echter ook worden verkregen door intermitterend te bevoeien (meer-kanalensysteem).

Niettemin is, om na te gaan, welke invloed een gevormde filterhuid op de infiltratiesnelheid zou hebben, in 1940 een bezinkvijver aangelegd van rond 5000 m² oppervlak. Daarin verzamelt zich al het voor de bevoeiing „Oost” bestemde water, dat vervolgens in de kanalen wordt geleid. In deze vijver is dus per m² oppervlak meer bezinking te verwachten dan in de kanalen. In de zeventien jaar gedurende welke de bevoeiing „Oost” heeft gewerkt is inderdaad een bezinking van enige dikte ontstaan. Telkens na een bevoeiingsperiode, die soms drie à vier maanden duurde, kwam de bodem van de bezinkvijver droog te liggen. Enkele dagen nadat de capillaire zone tot beneden de bodem was gezakt, was de gevormde filterhuid door uitdroging

gebarsten en werden de organische stoffen spoedig gemineraliseerd. Het restant heeft een korrelstructuur en is even doorlatend als het duinzand. De plantengroei, die zeer spoedig na het droogvallen van de bodem ontstaat, werkt tezamen met de fauna daaraan mee. In de zeventienjarige bevoeiingspraktijk is niets gebleken van een blijvende vermindering van de infiltratiesnelheid in de bezinkvijver.

Op een andere plaats is er voorts een vijver, die eveneens met bevoeiingswater wordt gevoed, doch gedurende de zomer water blijft bevatten. Het bleek inderdaad na enige jaren, dat het natblijvende gedeelte van die vijver merkbaar minder water doorlaat bij overdruk in de vijver. De in de zomer droogvallende taluds zijn echter tot dusver altijd voldoende doorlatend gebleven om toereikende hoeveelheden irrigatiewater ter plaatse in de bodem te brengen.

Hoewel dus bij intermitterende duinbevloeiing geen grote vermindering van de infiltratiesnelheid door de vorming van een filterhuid behoeft te worden gevreesd, is toch de infiltratiesnelheid in de duinen belangrijk lager dan bij normaal in bedrijf zijnde duinzandfilters. Daar toch kunnen zonder bezwaar snelheden van 30 cm per uur of 7,20 m per etmaal worden toegepast. In de bevoeiingspraktijk zijn deze snelheden van een andere orde van grootte, namelijk 35 à 50 cm per etmaal.

In het volgende zal getracht worden de oorzaken van dit verschil te verklaren.

b. De grote weerstand van de in de poriën van het zand opgesloten lucht

Uit tevoren genomen proeven was duidelijk gebleken, dat water, hetwelk boven op een ten dele met lucht gevuld zandpakket wordt gebracht, niet wegzakt met dezelfde snelheid die wij in langzame duinzandfilters gewend zijn. Dit lag trouwens wel voor de hand; immers de filters worden, voordat zij in bedrijf worden gesteld, ontluicht door het water langzaam van onder naar boven in het zand te laten stijgen, waardoor de lucht uit de poriën van het zand wordt verdreven. Doet men dit niet, dan ontstaan filtermoeilijkheden. Bij irrigatie in de duinen is dat in feite ook zo. Alleen is het daar niet mogelijk onder de kanalen en duinpannen het grondwater van onder af te laten stijgen, voordat de bevloeiing begint. Door het bevoeiingswater boven het zandpakket te brengen, wordt lucht opgesloten tussen het grondwater en het ingepompte oppervlaktewater, dat vrijwel onmiddellijk in de bodem een met water verzadigde zone vormt langs het natte profiel onder het oppervlaktewater. Deze onder de met water verzadigde zone aanwezige opgesloten lucht heeft een weinig overdruk en kan alleen verwijderd worden door oplossing in het water en door zijdelingse uitwijking. Het laatste impliceert, dat bij smalle kanalen de remmende werking van de lucht minder groot is dan bij brede plassen.

In het oog worde gehouden, dat de gemeten stijghoogte in controleputten door de overdruk van de bedoelde opgesloten lucht zodanig beïnvloed wordt, dat een hogere waterstand wordt afgelezen dan het freatisch vlak ter plaatse in werkelijkheid heeft. Ook wordt de capillaire stijghoogte door de overdruk van de lucht beïnvloed. In het algemeen kan gezegd worden, dat bij stijgend grondwater de capillaire zone minder hoog en omgekeerd bij dalend grondwater hoger wordt. Het is van belang

daarmede rekening te houden als men de waterbalans van dergelijke terreinen opmaakt.

Er gaat bij voortgaande irrigatie steeds een gedeelte van de opgesloten lucht verloren. Het freatisch vlak stijgt echter, zodat op die wijze de opgesloten lucht steeds onder een weinig overdruk wordt gehouden, totdat na vrij lange tijd de lucht geheel is verdwenen. Dan is echter het zandlichaam gevuld. Bij voortzetting van de bevoeiing zal een stationaire toestand ontstaan, waarbij echter de gunstige invloed op de kwaliteit, van de opnamemogelijkheid van lucht uit de opgesloten hoeveelheid, is verdwenen.

c. De mogelijkheid van zijdelingse afvoer, afhankelijk van kD en verhang, is mede van grote invloed op de infiltratiesnelheid

Uit de berekeningen, de modelproeven en de praktijkervaring blijkt, dat de breedte en de kD van bevoeiingsterreinen van grote invloed zijn op de snelheid van afvloeiing. Dit is tevens een maatstaf voor het bergend vermogen van het gehele bevoeiingssysteem. Het is mogelijk daarvan gebruik te maken voor het aanleggen van grote waterreserves ter overbrugging van eventuele perioden van droogte.

De met die voorraadvorming gepaard gaande kwaliteitsverbetering van het water is voor landbouwdoeleinden van minder belang dan voor de doeleinden der drinkwatervoorziening en zal daarom hier verder niet worden besproken.

VII. INVENTARISATIE VAN GRONDWATERSTANDEN

J. KOST

Archief van Grondwaterstanden T.N.O.

Het Archief van Grondwaterstanden T.N.O. werd in 1948 door de Commissie voor Hydrologisch Onderzoek T.N.O. ingesteld. Het kreeg tot taak „het gedurende onbepaalde tijd met een bepaalde frequentie doen waarnemen van de stijghoogte van het grondwater in een beperkt aantal waarnemingsputten – „stampputten” genoemd – zodanig gekozen dat de in elke put opgenomen grondwaterstand representatief is voor een zeker gebied daaromheen – „statistisch homogeen gebied” genoemd – welke gebieden tezamen de oppervlakte van Nederland vormen”.

Het begrip „stampput” is gebaseerd op de waarneming dat tussen de stijghoogte van het grondwater in putten in bepaalde gebieden veelal een mathematisch – lineair – verband bestaat, zodat, wanneer dit verband eenmaal bekend is, slechts de grondwaterstand in één van die putten – de „stampput” – blijvend behoeft te worden waargenomen om de stijghoogte van het grondwater in de overige putten eveneens te kennen.

Uit voorzorg heeft men in de praktijk in een statistisch homogeen gebied niet één stampput gekozen, maar ten minste twee. Daarbij spreekt men van stampput en controleput(ten). Het kan namelijk gebeuren dat de stampput in het ongerede geraakt, dan wel dat ten gevolge van een ingrijpen in het hydrologische regime (bijvoorbeeld door de aanleg van een kanaal of het bemalen van een bouwput) een tijdelijke of blijvende verandering in de grondwaterstand van de stampput wordt veroorzaakt.

Uiteraard kan het mathematische verband slechts worden afgeleid uit waarnemingen. Uit theoretische en praktische overwegingen werden waarnemingen gedurende drie jaren, tweemaal per maand, totaal dus 72 waarnemingen, nodig geacht om het genoemde mathematische verband met voldoende nauwkeurigheid te kunnen berekenen, waarbij een middelbare fout van 15 cm in de berekening van de stijghoogte van het grondwater in een put uit die in de stampput, toelaatbaar werd geacht.

Het is intussen in de praktijk gebleken, dat deze fout meestal veel kleiner is.

Uit het bovenstaande volgt, dat de taak van het archief tweeledig is:

1. Het gedurende minstens drie jaren doen verrichten van veertiendaagse waarnemingen in een zo groot mogelijk aantal putten. Hoe groter het aantal putten, hoe nauwkeuriger het gedrag van de grondwaterstand in Nederland zal kunnen worden gevolgd.
2. Het berekenen van het lineaire mathematische verband tussen de stijghoogte van het grondwater in de waargenomen putten en het op grond daarvan kiezen van de stampputten en controleputten.

Het is niet de bedoeling hier uiteen te zetten op welke wijze de uitvoering van beide taken is georganiseerd; wél echter om aandacht te schenken aan de resultaten, opdat men een indruk krijgt, welke gegevens gratis ter beschikking staan.

Daartoe is op een drietal kaarten van Nederland het aantal waarnemingspunten per gemeente weergegeven, ingedeeld in:

- a. waarnemingsputten, waarin de grondwaterstand tweemaal per maand wordt opgenomen,
- b. landbouwbuizen, waarin de stijghoogte van het grondwater eveneens twee maal per maand wordt gepeild en
- c. landbouwbuizen, waarin de grondwaterstand viermaal per jaar wordt waargenomen.

Onder waarnemingsputten zijn te verstaan putten dieper dan circa 5 m beneden maaiveld. De grootste diepte bedraagt ongeveer 300 m. Het zijn brandputten en peilputten van geohydrologische onderzoeken.

Landbouwbuizen zijn stalen of plastieken duimsbuizen, ter lengte van ongeveer 5 m, waarvan het onderste gedeelte is geperforeerd, dan wel tot een lengte van 2 m rechtstandig op elkaar geplaatste betonnen drainbuizen. In een deel van de landbouwbuizen wordt de stijghoogte van het grondwater tweemaal per maand opgenomen, in het overige deel viermaal per jaar.

De verspreiding van het aantal waarnemingsputten per gemeente blijkt zeer onregelmatig te zijn. De oorzaak daarvan is van economische aard. Dat wil zeggen, dat slechts waarnemingen worden verricht in putten door derden geboord. Het archief boort geen putten. In speciale gevallen stelt het archief filters en stijgbuizen ter beschikking.

Het totaal aantal waarnemingsputten bedroeg op 1 januari 1957: rond 2400 (2374).

In de jaren 1952 t/m 1955 werd door de C.O.L.N. (Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland) een grondwaterstandsonderzoek verricht. Gedurende deze periode werd in circa 22000 landbouwbuizen viermaal per jaar (28 april, 28 augustus, 14 oktober en 14 december) en in 2500 landbouwbuizen tweemaal per maand de grondwaterstand waargenomen.

De 2 m lange buizen bestonden uit rechtstandig op elkaar gestelde betonnen drainbuizen.

De gegevens werden door het Archief van Grondwaterstanden T.N.O. geregistreerd.

Wat betreft de verdeling van deze landbouwbuizen over de gemeenten wordt volstaan met de mededeling, dat de dichtheid van het net in het algemeen 1 buis per km², in polderland 1 buis per 2 km² bedroeg.

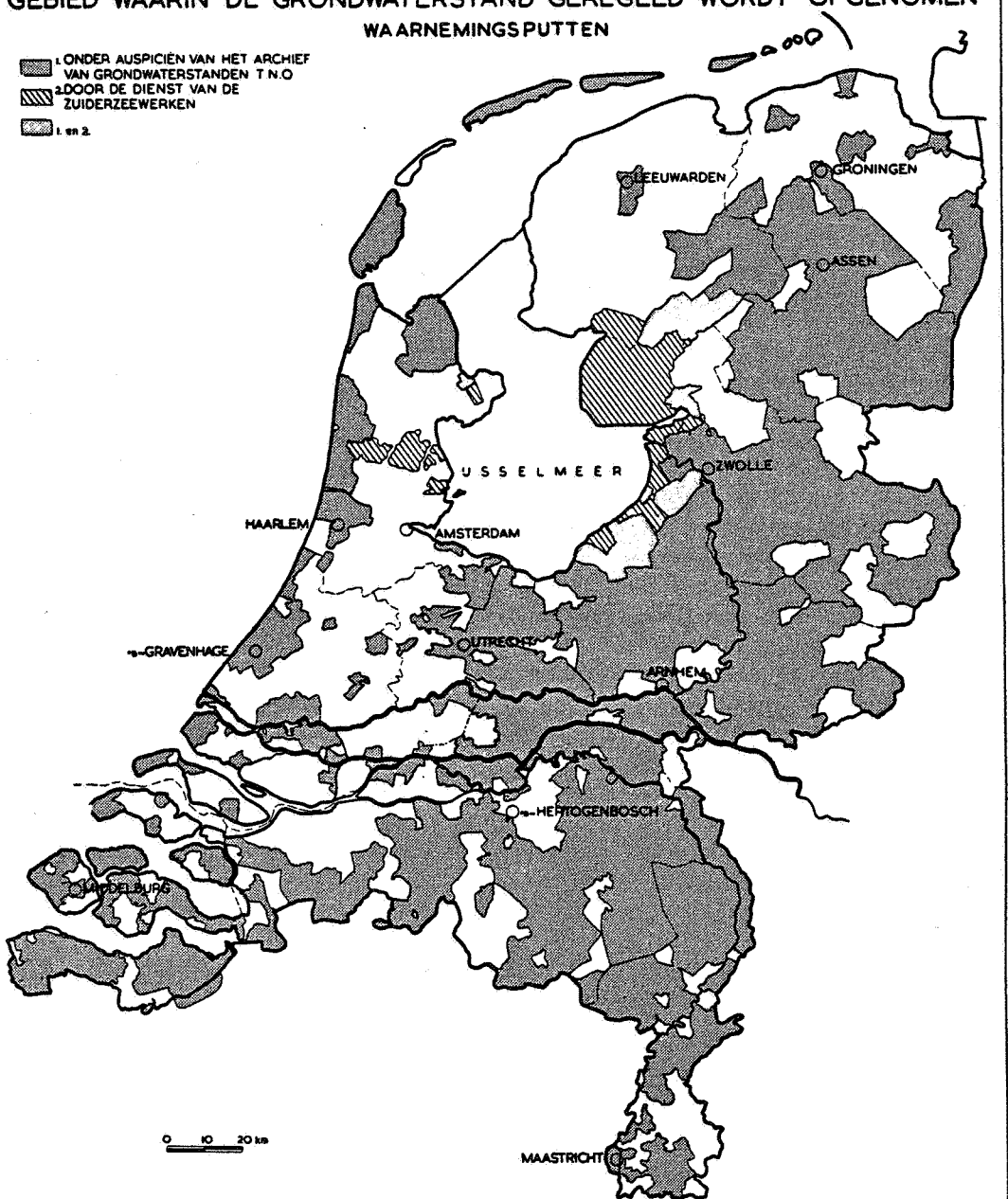
Geen buizen werden geplaatst in bebouwde kommen, in woeste gronden, in de duinen en in gebieden waar de hoogste grondwaterstand meer dan ruim 2 m beneden maaiveld bedraagt.

Bij het beëindigen van de C.O.L.N.-werkzaamheden, voor zover deze het opnemen van de stijghoogte van het grondwater betroffen, werd overeengekomen, dat voor een beperkt aantal C.O.L.N.-buizen (5000 stuks) waarvan 3000 viermaal per jaar waar te nemen en 2000 tweemaal per maand, het peilen van de grondwaterstand door het Archief van Grondwaterstanden T.N.O. zou worden voortgezet.

Op 1 januari 1957 was voor ongeveer de helft van deze overgenomen buizen het

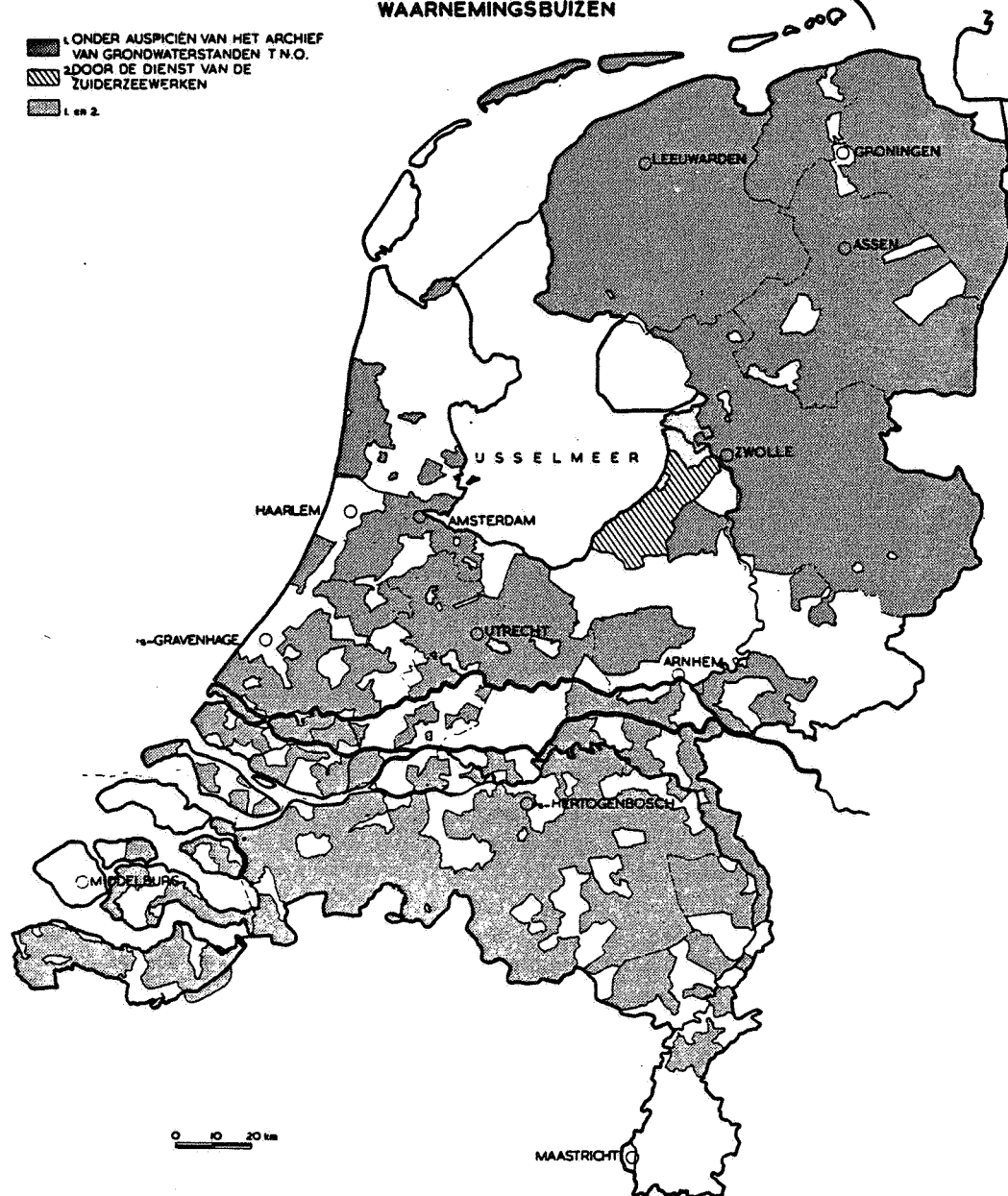
GEBIED WAARIN DE GRONDWATERSTAND GEREGLD WORDT OPGENOMEN WAARNEMINGSPUTTEN

- 1 ONDER AUSPICIËN VAN HET ARCHIEF
VAN GRONDWATERSTANDEN T.N.O.
- 2 DOOR DE DIENST VAN DE
ZUIDERZEEWERKEN
- 1 en 2



GEBIED WAARIN DE GRONDWATERSTAND GEREGLD WORDT OPGENOMEN WAARNEMINGSBUIZEN

- 1. ONDER AUSPICIËN VAN HET ARCHIEF
VAN GRONDWATERSTANDEN T.N.O.
- 2. DOOR DE DIENST VAN DE
ZUIDERZEEWERKEN
- 1 en 2.



waarnemen van de stijghoogte van het grondwater opnieuw door het archief georganiseerd.

Behalve deze „overgenomen” buizen werden door het archief circa 1000 „eigen” landbouwbuizen tweemaal per maand waargenomen. De lengte van deze buizen bedraagt ongeveer 5 m.

TABEL 1. Totaal aantal waarnemingspunten op 1 januari 1957

Omschrijving	Archief 1	Z.Z.W. 2	Overgenomen van de C.O.L.N. 3	Totaal
Brandputten	1333	19	—	1352
Peilputten	930	92	—	1022
Welputten	59	—	—	59
Landbouwbuizen	802	119	2355	3276
Totaal	3124	230	2355	5709

81% van de in kolommen 1 en 2 genoemde waarnemingspunten werd reeds gewaterpast. Van de in kolom 3 genoemde landbouwbuizen is circa 87% gewaterpast.

In totaal bezit het archief ongeveer één miljoen gegevens van de grondwaterstand. Tabel 2 geeft een overzicht van het aantal pei jaar verzamelde gegevens sedert 1950.

TABEL 2. Aantal door het Archief van Grondwaterstanden T.N.O. verzamelde gegevens sedert 1950

Jaar	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956
Gegevens Archief en Z.Z.W.	14 664	20 915	39 800	55 332	64 524	69 204	75 000
Gegevens C.O.L.N.	—	—	—	149 030	158 265	134 075	14 000
Totaal	14 664	20 915	39 800	204 362	222 789	203 279	89 000

Alle waarnemingen worden, gemeentegewijs gerangschikt, getypt op voorbedrukte transparante formulieren. Voor zover dit werk gereed is, kan aan aanvragen voor gegevens snel worden voldaan.

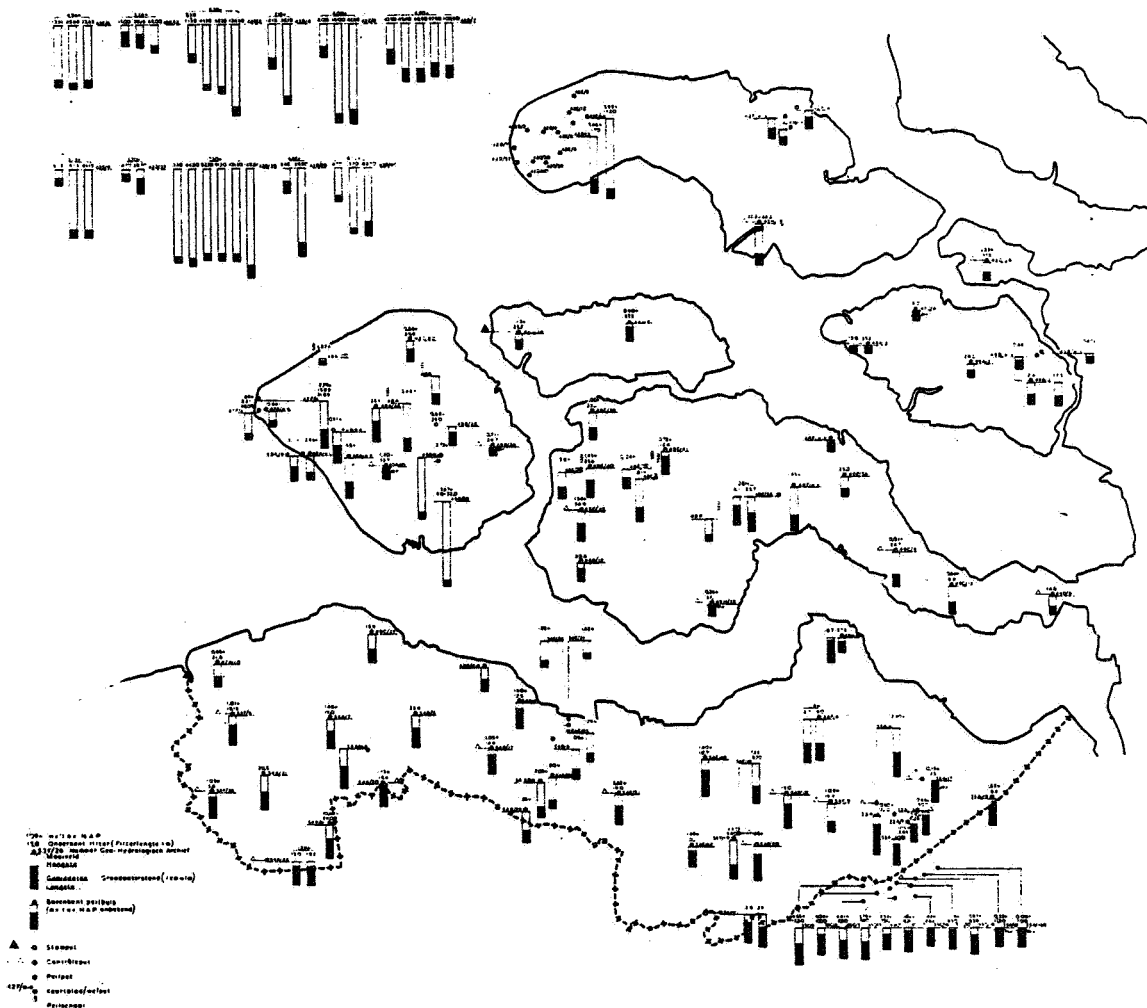
Het opbergen van de verzamelde gegevens vergt slechts zeer weinig bergruimte. Voorlopig zijn drie normale archiefkasten nog ruim voldoende.

In 1952 werd een aanvang gemaakt met de uitvoering van de tweede taak van het archief, het berekenen van het lineair mathematische verband tussen de stijghoogte van het grondwater in die putten, waarin reeds gedurende enkele jaren waarnemingen waren verricht.

Op 1 januari 1957 waren op grond van deze berekeningen 209 stampputten en 424 controleputten aangewezen. Uit de waarnemingen in deze 209 stampputten kan

OVERZICHT VAN GRONDWATERSTANDEN IN DE PROVINCIE ZEELAND

SCHAAL 1:100000



de grondwaterstand in 1417 putten (dat is inclusief de controleputten) worden berekend. Het aantal waarnemingen wordt daardoor teruggebracht in de verhouding van 6,8 op 1. Zeer waarschijnlijk zal het mogelijk blijken deze verhouding nog te vergroten, voor zover namelijk ook tussen de stijghoogte van het grondwater in reeds gekozen stampputten een lineair mathematisch verband blijkt te bestaan.

Als voorbeeld hoe groot een statistisch homogeen gebied kan zijn, wordt gewezen op de provincie Zeeland. Niet alleen de grondwaterstand in de 52 putten, verspreid

over de provincie, kan uit de waarnemingen van één stamput worden berekend, doch ook de stijghoogte van het grondwater in een aantal putten in Westelijk Noord-Brabant, op de eilanden Goeree-Overflakkee en Voorne-Putten en in 11 putten in België.

De tijdstijghoogtelijnen van stamputten en controleputten worden in tekening gebracht, waarbij voor de controleputten zowel de waargenomen als de berekende grondwaterstand wordt weergegeven.

VERWERKING VAN GRONDWATERSTANDSGEGEVENS

Met het verwerken van de grondwaterstandsgegevens tot overzichtskaarten is een begin gemaakt. Van de putten in de provincie Zeeland en in het oostelijk deel van Noord-Brabant en in Noord-Limburg werden de hoogste, gemiddelde en laagste grondwaterstand in de vorm van staafdiagrammen in kaart gebracht.

Voor het oostelijk deel van Noord-Brabant en voor Noord-Limburg werden de isohypsen getekend voor de hoogste, gemiddelde en laagste stand van het freatische water ten opzichte van N.A.P. Binnen niet al te lange tijd zullen dergelijke isohypsenkaarten beschikbaar zijn voor geheel Noord-Brabant, de Achterhoek, Overijssel en Drente.

WERKPROGRAMMA VOOR DE TOEKOMST

Tot slot moge worden medegedeeld wat nog te doen staat in de naaste toekomst.

- 1e. Zal worden voortgegaan met het aanwijzen van stamputten en controleputten.
- 2e. Dient het net van waarnemingsputten en -buizen verder te worden uitgebreid. In de eerste plaats geldt dit voor de gemeenten waar geen of weinig waarnemingspunten aanwezig zijn, doch ook in de overige gemeenten.

Na enkele jaren peilen zal het lineair mathematische verband tussen de stijghoogte van het grondwater ook in die putten en buizen worden berekend. Zo mogelijk zullen zij worden „aangesloten” op reeds bestaande stamputten. Op deze wijze zal het gedrag van de grondwaterstand in Nederland steeds nauwkeuriger zijn te volgen op grond van waarnemingen in een beperkt aantal stamputten (-buizen).

De uitbreiding van het net van waarnemingsputten zal slechts kunnen plaats vinden naarmate nieuwe putten door derden worden geboord. Het archief is daartoe steeds op zijn quivive.

Landbouwbuizen worden door het archief geplaatst.

Ten slotte zal worden voortgegaan met het vervaardigen van isohypsenkaarten. Van tijd tot tijd zullen deze, aan de hand van nieuw verkregen gegevens, moeten worden herzien.

Met zeer veel diensten en instellingen heeft het archief in de loop der jaren reeds contact gekregen en deze contacten worden nog geregeld uitgebreid. Het is daarbij verheugend te constateren, dat zeer veel medewerking wordt ontvangen, welke onder

meer bestaat in het belangeloos waarnemen van de stijghoogte van het grondwater. Gaarne wordt van deze plaats nog eens dank daarvoor gebracht.

Hiermede is een globaal inzicht gegeven van hetgeen men van het archief nu en in de toekomst mag verwachten, indien men voor de uitvoering van werken op cultuur- of civieltechnisch gebied of op het gebied van watervoorziening – waarbij voornamelijk wordt gedacht aan commissies als CoWaBo en CoGroWa – gegevens van de grondwaterstand nodig heeft.

VIII. OVERZICHT BETREFFENDE DE DOORLATENDHEID VAN DE BODEM

B. A. VAN NES

Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening, 's-Gravenhage

Door het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening zijn in de loop der jaren zeer vele pompproeven verricht in opdracht van waterleidingbedrijven, Rijks- en Provinciale Waterstaten, van Gemeentewerken en particulieren, in het bijzonder van de industrie. Deze over het gehele land verspreide pompproeven, waarvan de resultaten zijn bewaard in de archieven van het Rijksinstituut, hebben inzicht gegeven inzake de grotere of kleinere doorlatendheid van de bodem in de verschillende delen van ons land, maar tevens hebben zij geleerd hoezeer de doorlatendheid van tot dezelfde geologische formatie behorende zanden van plaats tot plaats kan variëren en welk een hachelijke onderneming het is op grond van een boorprofiel de doorlatendheid te schatten.

Hetzelfde geldt – en in versterkte mate – indien het gaat om een beoordeling van de weerstand tegen verticale grondwaterbeweging door klei- of veenlagen, die de scheiding vormen tussen verschillende grondwateretages.

Voor het beoordelen van de gevolgen van een bepaalde wateronttrekking is steeds de horizontale doorlatendheid van het zandpakket een onmisbaar gegeven, maar evenzeer zal ook de mate van doorlatendheid van scheidende lagen van betekenis zijn. Gezien de variatie in beide grootheden zal het dus – ondanks het grote aantal in Nederland verrichte pompproeven – wel steeds noodzakelijk blijven door een proefbemaling plaatselijk de doorlatendheid in horizontale en verticale zin te verifiëren. Bij het onderzoek naar het waterbezwaar van een bouwput van grote afmetingen kan het uitvoeren van pompproeven op b.v. twee plaatsen in het terrein geen overbodige luxe worden genoemd.

Het heeft weinig zin een opsomming te geven van de doorlatendheid van zanden, die op diverse punten in Nederland zijn aangetroffen. Deze kunnen variëren van 1 m/etmaal voor fijne slibhoudende zanden tot 100 m/etmaal voor grove zandlagen.

Uit het voorgaande volgt dat het voor onderzoeken die een betrekkelijk lokaal karakter dragen niet goed mogelijk is te bouwen op hetgeen bekend is uit reeds elders verrichte pompproeven. Daartoe is de variatie in doorlatendheid te groot en is ook de invloed van de variaties in profielopbouw van te grote betekenis. Een voorbeeld moge dit toelichten.

Uit diverse onderzoeken, waarbij de waarde van de doorlaatfactor kD – dus het produkt van doorlatendheid en dikte van het doorstroomprofiel – kon worden afgeleid uit de waterbalans van het beschouwde gebied, is komen vast te staan dat voor de ondergrond van het kustgebied van de Veluwe de waarde van kD de orde van grootte heeft van 7000 à 9000 m²/etmaal.

Er is echter geen sprake van dat men met deze waarde zou kunnen werken bij de berekening van het waterbezwaar van een bouwput van een sluis of een gemaal

in dit gebied, hoewel deze bouwputten op zichzelf beschouwd toch zeer respectabele afmetingen hebben. De oorzaak hiervan is dat het pleistocene zandpakket niet homogeen van samenstelling is, maar doorschoten is door moeilijk waterdoorlatende lenzen. Voor de horizontale doorlatendheid betekenen deze lenzen slechts een betrekkelijk onbelangrijke vernauwing van het doorstroomprofiel, maar hun invloed op de doorlatendheid in verticale richting is zeer belangrijk.

Indien het doorstroomprofiel homogeen zou zijn, zouden de stroomdraden opbuigen in de nabijheid van de te bemalen bouwput volgens een patroon, dat voor berekening vatbaar is. Door de horizontale gelaagdheid zullen echter grote afwijkingen in dit patroon ontstaan, die in sterke mate het waterbezwaar van de bouwput zullen beïnvloeden, waardoor dit aanmerkelijk geringer zal zijn dan in het geval van een homogene grondgesteldheid.

Zelfs dus in dit gebied, waarvan de doorlatendheid van de ondergrond in totaliteit zeer goed bekend is, is dus het uitvoeren van pompproeven noodzakelijk om de gevolgen van een lokale wateronttrekking te kunnen voorspellen.

Omgekeerd zal het dus ook niet mogelijk zijn met behulp van een pompproef, dus een zeer lokale onttrekking, de doorlatendheid van een watervoerend pakket van aanzienlijke dikte te bepalen. Dit zou alleen mogelijk zijn indien de wateronttrekking op dusdanige schaal zou kunnen geschieden, dat de verlagingen van de grondwaterstand nog meetbaar zijn op zo grote afstand van het punt van wateronttrekking, dat de stroombanen weder horizontaal verlopen, zodat de metingen niet worden beïnvloed door het feit dat het doorstroomprofiel niet homogeen van opbouw is. De bemaling van een polder kan men als een pompproef op zeer grote schaal beschouwen. Het onderzoek van de grondwaterbeweging in en tot op grote afstand van polders heeft dan ook in belangrijke mate bijgedragen tot de kennis omtrent de doorlatendheid van het dikke pleistocene zandpakket in grote delen van ons land.

Een kans om dergelijke metingen te verrichten werd eveneens geboden in de vakantieweek van een industrie, die op een betrekkelijk geconcentreerd gebied grote waterhoeveelheden aan de bodem onttrekt. Het staken van de onttrekking is dus een omgekeerde pompproef op grote schaal. Bij een onderzoek bij een grote industrie aan de oostrand van de Veluwe kon een doorlaatfactor kD worden gemeten van ca. $5000 \text{ m}^3/\text{etm}$. Aangezien de dikte van het watervoerende pakket aan de oostrand van de Veluwe op ca. 150 m kan worden gesteld tegen ca. 250 m aan de westzijde, is deze uitkomst op bevredigende wijze in overeenstemming met hetgeen op grond van andere waarnemingen is gevonden.

Men moet dus de nodige voorzichtigheid betrachten met het hanteren van gegevens betreffende de doorlatendheid van de bodem ten behoeve van de berekening van grondwaterstromingen. Men zal zich rekenschap moeten geven van de wijze waarop deze doorlatendheid is bepaald. Eerst dan is het mogelijk zich een denkbeeld te vormen in hoeverre dit resultaat bruikbaar is voor de oplossing van het beschouwde vraagstuk.

IX. GEGEVENS OVER HET BERGEND VERMOGEN VAN ZANDGRONDEN

C. L. VAN SOMEREN

Cultuurtechnische Dienst, Utrecht

1. INLEIDING

Bij de studie over de vorming van watervoorraden in zandgronden, waaraan de voordrachten van deze Technische Bijeenkomst zijn gewijd, is het bergend vermogen om twee redenen van betekenis:

1. Het bergend vermogen komt voor in enkele veel toegepaste hydrologische formules, namelijk die voor de zogenaamde niet-stationaire stromingen. De grondvergelijking voor een niet-stationaire stroming is namelijk

$$KD \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = p_0 \frac{\partial h}{\partial t}$$

Deze formule geeft het verband tussen de verandering van stijghoogte van het grondwater met de tijd $\frac{\partial h}{\partial t}$ en met de afstand $\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$, het doorlaatvermogen KD van het lagenpakket en het bergend vermogen p_0 of μ . Soms wordt gebuikt S of $C = p_0/D$. De formule is dan $K \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = S \frac{\partial h}{\partial t}$.

2. Tevens dient het bergend vermogen bekend te zijn, wil men veranderingen in de hoogte van de grondwaterspiegel Δh , uitgedrukt in cm, kunnen omrekenen in veranderingen in de hoeveelheden water Δq of ΔN , uitgedrukt in m^3 of mm.

2. WAT IS BERGEND VERMOGEN?

Met deze term wordt niet altijd hetzelfde bedoeld; er bestaan dan ook verschillende omschrijvingen, welke elkaar slechts ten dele dekken (zie fig. 1). In de ruimste zin is het bergend vermogen de hoeveelheid water, welke in de grond kan worden opgenomen, waartoe zowel het niet-capillaire als het capillaire poriënvolume kunnen behoren.

In andere omschrijvingen gaat men ervan uit, dat het capillaire poriënvolume meestal met water gevuld blijft, vooral in de diepere lagen, waaruit geen onttrekking door verdamping, maar alleen door uitzakken plaatsvindt. Het bergend vermogen omvat dan alleen de poriënruijnte die men het niet-capillaire of spanningsvrije poriënvolume noemt.

Nog een derde omschrijving komt voor, namelijk die, waarbij men rekening houdt met luchtinsluiting in het spanningsvrije gedeelte van het poriënvolume.

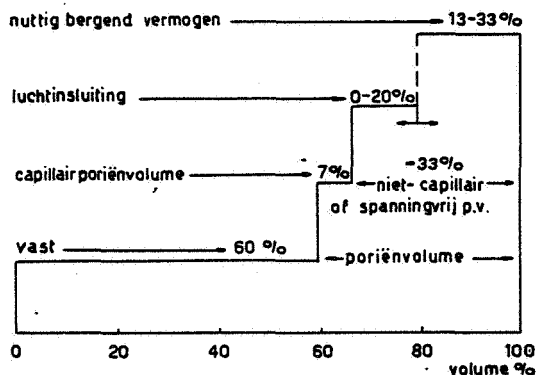


FIG. 1.

Schematische voorstelling van de betrekking tussen het poriënvolume en het nuttig bergend vermogen in een humusarme zandgrond.

De volgende namen worden gebruikt:

- nuttig of effectief bergend vermogen;
- nuttige waterberging;
- het werkzaam of vrij poriëngehalte.

In het vervolg gebruiken we de term nuttig bergend vermogen.

3. HOE BEPALEN WE HET NUTTIG BERGEND VERMOGEN?

Het nuttig bergend vermogen volgt uit drie gegevens, namelijk:

- a. het poriënvolume;
- b. het vochtgehalte vóór de vulling;
- c. de hoeveelheid ingesloten lucht.

Hiervan zijn *a* en *b* het gemakkelijkst te bepalen.

De uiteenzetting hierover kan het eenvoudigst worden gegeven aan de hand van een zogenaamde *vocht karakteristiek* of *pF-curve*, welke reeds op vroeger gehouden bijeenkomsten ter sprake is gekomen. Een zeer korte toelichting moge deze vroegere beschouwingen nog eens samenvatten.

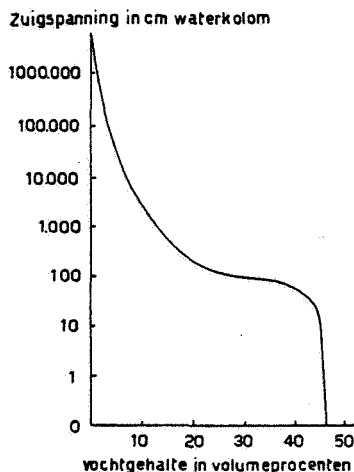


FIG. 2.

Verband tussen zuigspanning en vochtgehalte voor een humushoudende zandgrond.

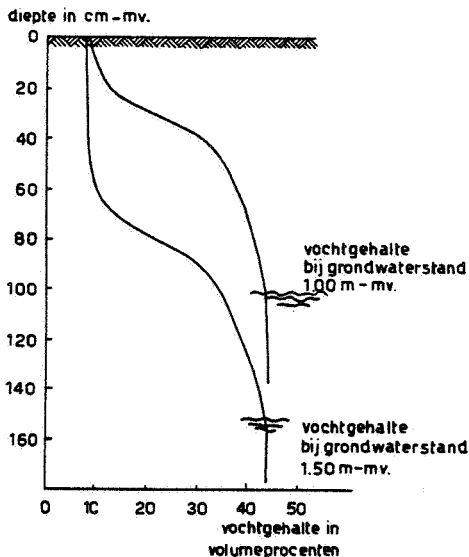


FIG. 3.

Verloop van het evenwichtsvochtgehalte op verschillende diepte beneden maaiveld bij twee grondwaterstanden.

De pF-curve van een grondsoort geeft grafisch het verband weer tussen verschillende waarden van een op deze grond uitgeoefende zuigkracht of zuigspanning en het daarmee in evenwicht verkerende vochtgehalte. In fig. 2 is dit verband bij wijze van voorbeeld voor een humushoudende zandgrond weergegeven. Bij een zuigspanning 0 is het volledige poriënvolume met water gevuld. Bij een zuigspanning van 100 cm waterkolom wordt 30 vol. % vocht door capillaire krachten vastgehouden, terwijl bij 1000 cm (1 atmosfeer) nog slechts 12 vol. % in de capillairen is achtergebleven. Met behulp van deze pF-curve is het mogelijk op zeer eenvoudige wijze een karakteristiek te geven van de capillaire eigenschappen van elke grondsoort.

Het in fig. 2 gegeven verband tussen zuigspanning en vochtgehalte, - bepaald via een laboratoriumbepaling aan een grondmonster - blijkt eveneens in het veld van toepassing te zijn voor het verband tussen grondwaterstand en vochtgehalte, mits voldoende tijd is verlopen voor de totstandkoming van het evenwicht.

Zo zal, wanneer regen en verdamping gedurende voldoende tijd aan elkaar gelijk zijn geweest, op 50 cm boven het grondwaterniveau het vochtgehalte overeenkomen met de waarde, welke in fig. 2 bij een zuigspanning van 50 cm is aangegeven. Het beloop van de curve voor het vochtgehalte op verschillende hoogte boven het grondwaterniveau (zie ook fig. 3) is dan ook identiek met het beloop van de pF-curve.

Wordt nu de grondwaterstand bijvoorbeeld van 150 cm - mv verhoogd tot 100 cm, dan stelt zich een nieuw evenwicht in (zie fig. 3) op een hoger niveau, waarbij een hoeveelheid water wordt geborgen, welke gelijk is aan de som van laagdikte dh maal het verschil ($V_1 - V_2$) tussen de vochtgehalten, welke beide curven aangeven. Deze som wordt weergegeven door het oppervlak tussen de beide curven.

Is eenmaal de pF-curve van een grond bekend en zien we nog even af van de

luchtinsluiting, dan kan men de waterberging dus op eenvoudige wijze uit deze curve berekenen voor een willekeurige verhoging van de grondwaterstand.

Moeilijker is het een voorspelling te doen omtrent de luchtinsluiting, die onder verschillende omstandigheden zal kunnen optreden. De mate waarin de lucht wordt opgesloten in de bodemporiën is namelijk geheel afhankelijk van factoren, welke thans nog niet of zeer moeilijk in rekening kunnen worden gebracht, zoals de vorm van de poriën en de ruimtelijke rangschikking van de poriën van verschillende grootte, bijvoorbeeld het door kleine poriën omringd zijn van een grote porie, het homogeen gemengd zijn van grotere poriën, laagsgewijze rangschikking van kleine poriën e.d. Dit structuuraspect is alleen te beoordelen met behulp van slijpplaatjes, een methode ongeschikt voor kwantitatief massa-onderzoek. Ook het watergehalte van de grond en de wijze, waarop de vrije ruimte met water wordt gevuld, beïnvloedt de luchtinsluiting. Dit kan worden aangetoond door een eenvoudige proefje.

In een met zand gevulde glazen buis meet men de hoeveelheid ingesloten lucht die voorkomt na bevochtiging a) via de onderzijde of b) via de bovenzijde van de buis. In het laatste geval is deze hoeveelheid het grootst.

Deze tegenstelling doet zich eveneens voor bij het alternatief, waarover door prof. THUISSE is gesproken, namelijk om of te infiltreren door middel van putten, waardoor de vulling min of meer van benedenaf plaatsvindt, of door middel van inundatie van het oppervlak. De mate van luchtinsluiting is tevens afhankelijk van de tijd, omdat ze geleidelijk verdwijnt.

De conclusie uit het voorgaande is, dat voor het luchtgehalte en dus ook voor het nuttig bergend vermogen geen bepaalde waarde kan worden opgegeven, maar genoegzaam moet worden genomen met het geven van grenzen waartussen dit bedrag kan schommelen. Deze onzekerheid heeft tot gevolg, dat men de waarden van deze berging, die voor bepaalde proefomstandigheden gemeten of berekend zijn, niet zonder meer mag toepassen voor andere omstandigheden.

Het volgende voorbeeld moge deze moeilijkheid verduidelijken. Zoals bekend is door STEGGEWENTZ een methode ontwikkeld om de KD-waarde van een lagenpakket te berekenen uit de voortplantingssnelheid van een golfvormige verandering in de grondwaterstand, zowel naar afstand als naar tijd, en wel vanuit een nabijgelegen waterloop met periodiek veranderende waterstand.

Nu kan men de periode zeer verschillend kiezen. Een voorbeeld naast die, welke STEGGEWENTZ in zijn dissertatie gaf, is de KD-berekening voor de Oostelijke Veluwerand, uit seizoenschommelingen van de IJsselwaterstand¹, maar ook is het mogelijk te werken met een getijbeweging, bijvoorbeeld in een kreek.

Men zal inzien, dat een voor het eerste geval gevonden μ of p_0 niet zo maar mag worden gebruikt voor het tweede geval. Het verschil in tijdsduur zal daarvoor een te groot verschil in mate van benadering van het evenwicht met zich brengen.

¹ WIJK, W. R. VAN, en C. T. DE WIT: Grondwaterstand, waterafvoer en drukvereffening aan de Oostelijke Veluwerand. *Meded. Landbouwhogeschool* 1950.

TIMMERS, H. J.: Determination of soil permeability in situ. *Neth. Journ. Agric. Sci.* May 1955.

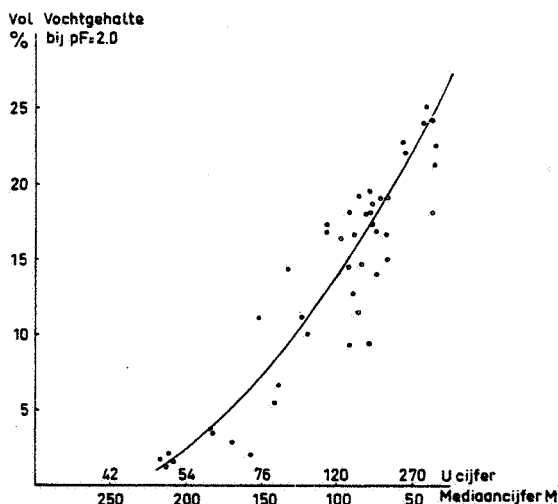


FIG. 4.

Samenhang tussen vochtgehalte bij $pF = 2,0$ (veldcapaciteit) en korrelgrootte van het zand voor enkele mariene zandgronden. Gegevens: Instituut voor Bodemvruchtbaarheid, Groningen¹

Hoe langer de periode, des te groter wordt het nuttig bergend vermogen, met als bovengrens het bergend vermogen van de absolute evenwichtstoestand, dat men met de laboratoriumbepaling tracht vast te stellen.

Een soortgelijke onzekerheid treft men aan bij een niet-stationaire pompproef. Berekent men namelijk de p_0 tijdens verlaging van de grondwaterstand, dus bij het afpompen, dan verschilt deze vaak in sterke mate van de p_0 , welke volgt uit de snelheid, waarmede de gevormde kuil wordt opgevuld.

Dit is, gezien de totaal verschillende situatie, ook wel te verwachten. De laatstgenoemde p_0 wordt immers bepaald door luchtinsluiting, de eerste door het tempo waarin het spanningsvrije of half-gebonden water uitzakt, dus door het capillaire geleidingsvermogen en de doorlatendheid.

De conclusie is dat het – aangezien het op deze Technische Bijeenkomst vooral gaat om de hoeveelheid water welke over langere perioden in zandgrond kan worden opgeslagen – minder juist is de hierbij benodigde waarden voor het bergend vermogen te ontleen aan kortlopende proeven. Deze hebben het bezwaar dat men een willekeurige, steeds veranderende toestand meet.

Het is juister en bovendien veel eenvoudiger om gebruik te maken van de evenwichtswaarde, namelijk het verschil in poriënvolume, dat bij het verschil in grondwaterspanning door vocht wordt ingenomen, waarover het genoemde pF-onderzoek ons de benodigde gegevens kan verschaffen. De methode hiervoor is reeds naar voren gebracht.

Tot slot, na de voorgaande nogal theoretische uiteenzetting over de mogelijkheden welke het pF-onderzoek ons biedt, een voorbeeld van een bij dit onderzoek verkregen resultaat.

¹ De gegevens waaruit fig. 4 is samengesteld werden welwillend ter beschikking gesteld door ir. P. BOEKEL, Instituut voor Bodemvruchtbaarheid te Groningen.

In fig. 4 is voor een aantal humus- en slibarme mariene zandgronden de samenhang weergegeven tussen de zogenaamde veldcapaciteit (dit is een bruikbare maat voor het watervasthoudend vermogen, vastgesteld door middel van pF-onderzoek) en het zogenaamde U-cijfer, respectievelijk M-cijfer (dit zijn maten voor de granulaire verdeling).

Het bestaan van een dergelijke samenhang betekent, dat het mogelijk is de voor een grondsoort karakteristieke vochthoudendheidseigenschappen af te leiden uit de granulaire verdeling van het materiaal. Dit is van groot belang voor de beoordeling van boormonsters, waaraan geen vochtonderzoek kan worden verricht (b.v. pulsmonsters), dus in het geval dat het verzamelen van gestoken, ongeroerde monsters onmogelijk is.

Dergelijke correlatieve betrekkingen zijn tot nu toe gevonden binnen bepaalde bodemtypen; ze zijn dus nog slechts van regionale betekenis.

Het loont de moeite na te gaan in hoeverre gegevens, waarvan fig. 4 een voorbeeld vormt, ook voor de hydroloog van nut kunnen zijn voor het bepalen van het bergend vermogen.

X. STROMINGSWEERSTANDEN

J. W. VAN HOORN

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen

De grondwaterstroming kan verdeeld worden in drie componenten, namelijk de verticale, horizontale en radiale stroming (fig. 1). Voor elke stromingscomponent is een zekere drukhoogte nodig, die bepaald wordt door de stroomsterkte en de weerstand, zodat naar analogie onderscheiden kunnen worden:

1. de verticale weerstand $c = \frac{D}{k}$,
2. de horizontale weerstand over een afstand L : $\frac{L}{kD}$,
3. de radiale weerstand $w = \frac{1}{Uk} \ln \frac{D}{u}$ (eenvoudigste geval, wanneer een watergang met een natte omtrek U gelegen is in een homogene laag ter dikte D met een doorlatendheid k).

Afhankelijk van de omstandigheden heeft elke weerstand een meer of minder grote betekenis voor het totale stromingsbeeld (1).

De gegevens over de stromingsweerstand kunnen in principe volgens twee methoden bepaald worden:

1. Uit de grondwaterstroming, door de bepaling van de drukhoogte en de stroomsterkte.
2. Uit de factoren, die de verschillende weerstanden bepalen, namelijk uit doorlatendheid en dikte van verschillende lagen en uit afmetingen van open leidingen.

In het algemeen kan een combinatie van beide methoden aanbeveling verdienen. Bij de eerste methode wordt een gemiddeld beeld van een gebied van zekere omvang verkregen, daar in de berekende weerstanden de betekenis van plaatselijke afwijkingen verwerkt is, en kunnen de aldus bepaalde weerstanden weer in stromingsformules van gelijke aard worden toegepast. De tweede methode, waarbij door middel van boringen een beeld verkregen wordt van de geologische structuur en tevens voor de boorputten de doorlatendheid van het profiel wordt bepaald, kan ter aanvulling een beter begrip van de geohydrologische omstandigheden geven.

Bij de bepaling van de weerstanden uit de grondwaterstroming is het dus noodzakelijk de totale drukhoogte te splitsen in drie componenten. De verticale drukhoogte wordt gevonden als het verschil tussen de stand van het grondwater in een ondiepe buis en de stand van het spanningswater in een diepe buis, de horizontale drukhoogte als het verschil tussen de stand van het spanningswater midden tussen de open watergangen en ter hoogte van de open watergang (in het algemeen te extrapoleren volgens een parabolisch verloop), de radiale drukhoogte als het verschil tussen de stand van het spanningswater ter hoogte van de open watergang en de waterstand

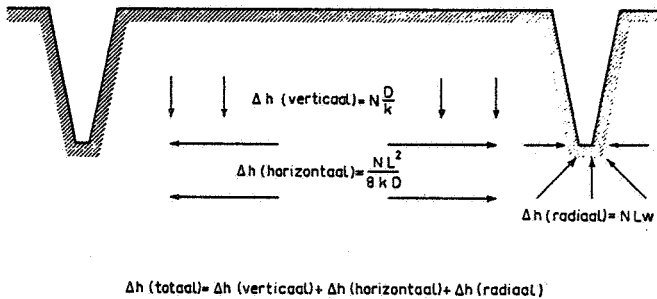


FIG. 1.

Verdeling van de grondwaterstroming in drie componenten.

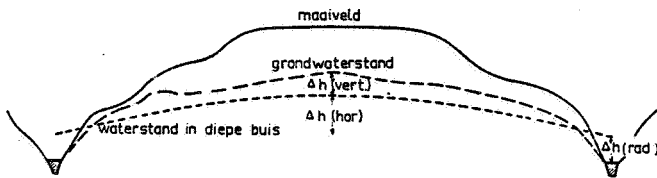


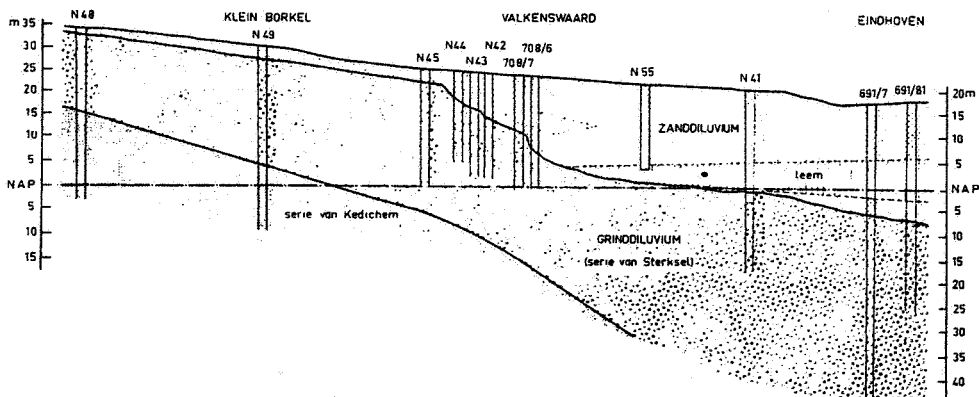
FIG. 2.

Bepaling van de weerstanden uit de grondwaterstroming.

in de open watergang (fig. 2). De stroomsterkte kan bepaald worden door meting van de afvoer van de open watergang, door schatting van de overtollige neerslag of uit de grondwaterstandsverandering over een zekere periode, waarbij het bergend vermogen bekend moet zijn.

De bovenstaande werkwijze werd gevolgd bij het onderzoek in verband met de infiltratie-mogelijkheden in de stroomgebieden van de Lollebeek, de Aa en de Boven-Dommel, in Limburg en Noord-Brabant door ERNST, WIGGERS, WICHERTS en DE RIDDER (2, 3, 4, 5, 6, 7). Zo werden in het laatste gebied een aantal diepboringen uitgevoerd voor een inzicht in de geologische gesteldheid, waarbij de doorlatendheid van de verschillende lagen uit het U-cijfer werd afgeleid. De geologische gesteldheid

FIG. 3. Geohydrologisch profiel van het Boven-Dommelgebied.



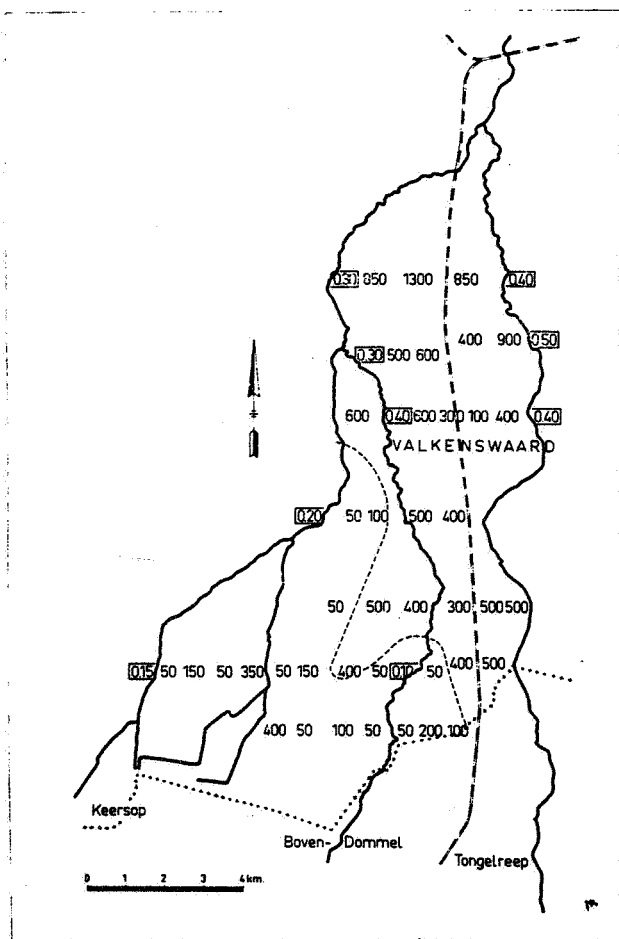


FIG. 4.

Boven-Dommelgebied, c- en w-waarden.

(fig. 3) vertoont een verloop in noordoostelijke richting, waarbij het grofzandige grinddiluvium (Serie van Sterksel), dat in het zuidwesten aan of nagenoeg aan de oppervlakte ligt, in het noordoosten wordt afgedekt door een geleidelijk dikker wordend pakket zanddiluvium, bestaande uit fijnzandige afzettingen met leem- en kleilagen. Daar deze lagen in het zanddiluvium lensvormig voorkomen, is het niet mogelijk uit de boringen een gemiddelde verticale weerstand af te leiden. Hetzelfde geldt voor de radiale weerstand, waarvoor de doorlatendheid in de nabijheid van de open watergang in hoge mate bepalend is. Als complicatie kan hierbij nog een sliblaag op de bodem van de watergang optreden. Wel kan op grond van de geologische gesteldheid verwacht worden, dat in het noordoosten met het zanddiluvium aan de oppervlakte hogere waarden voor de verticale en radiale weerstanden zullen optreden dan in het zuidwesten met het grinddiluvium aan de oppervlakte. Bij de bepaling van de weerstanden uit de grondwaterstroming wordt dit bevestigd (fig. 4 en 5). Voor het zanddiluvium en het grinddiluvium worden c-waarden gevonden, respectievelijk variërende van 300 tot 1000 dagen en van 50 tot 300 dagen, en w-waar-

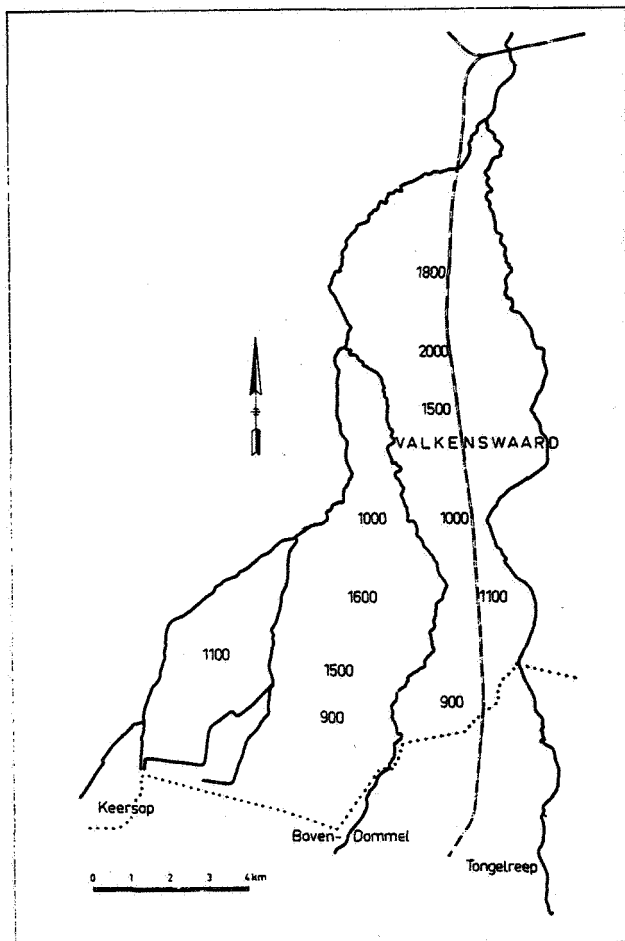


FIG. 5.
Boven-Dommelgebied,
kD-waarden.

den variërende van 0,3 tot 0,5 dag/m en van 0,1 tot 0,2 dag/m. De kD-waarde vertoont geen opmerkelijke verschillen. Bij de beoordeling hiervan op grond van de geologische gesteldheid is de moeilijkheid gelegen in de bepaling van de basis van het goed doorlatende pakket.

Een dergelijke werkwijze, zoals toegepast in het Boven-Dommelgebied, verdient aanbeveling voor gebieden van redelijke omvang. Indien voor detailpunten betreffende de enkele percelen of de oppervlaktelagen nadere gegevens gewenst zijn, kan gebruik gemaakt worden van aanvullende ondiepe boringen. Hierdoor kan over korte afstand een beter inzicht in de bodemkundige en hydrologische gesteldheid verkregen worden. In dit geval zal men de gegevens, betreffende de doorlatendheid uit de bodemkundige eigenschappen moeten afleiden, daar de grondwaterstand veelal te diep is om de gegevens aan de grondwaterstroming te ontlelen en een dergelijke methode in verhouding tot de oppervlakte dan te omvangrijk wordt. In verschillende gebieden is gebleken, dat er een verband bestaat tussen de door-

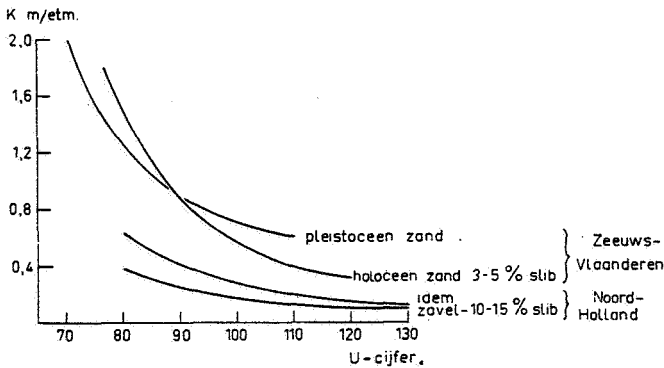


FIG. 6.

Verband tussen doorlatendheid, U-cijfer en slibgehalte in Zeeuws-Vlaanderen en Noordholland (ontleend aan gegevens van de Afdeling Onderzoek van de Cultuurtechnische Dienst).

latendheid, het U-cijfer en het slibgehalte (fig. 6). Dit verband is niet in alle gebieden gelijk, waarschijnlijk ten gevolge van verschil in de bodemgenese, dat tot uiting kan komen in de korrelpakking. Is een dergelijke correlatie voor een bepaald gebied bij de bodemkartering vastgesteld, dan kunnen de gegevens betreffende de doorlatendheid van de oppervlaktelagen aan de bodemkaart ontleend worden.

Samenvattend kan gezegd worden, dat voor het verkrijgen van gegevens betreffende stromingsweerstand het gewenst is deze voor gebieden van enige omvang af te leiden uit de grondwaterstroming, gecombineerd met diepboringen voor een inzicht in de geohydrologische gesteldheid. Voor de oppervlaktelagen zal men deze aan bodemkundige eigenschappen moeten ontlelen en is het gewenst in verschillende gebieden het verband tussen bodemtype en doorlatendheid vast te stellen.

LITERATUUR

1. ERNST, L. F. Het berekenen van stationaire grondwaterstromingen welke in een verticaal vlak afgebeeld kunnen worden. Rapport IV-1954. Landbouwproefstation en Bodemkundig Instituut T.N.O. Groningen.
2. — Rapport over de onderzoekingen voor het waterschap „Het stroomgebied van de Aa”. (Deel II). De verhoging van grondwaterstanden in het waterschap van de Aa. Rapport II-1953. Landbouwproefstation en Bodemkundig Instituut T.N.O. Groningen.
3. — Infiltratie in het Boven-Dommelgebied. Rapport 1956. Landbouwproefstation en Bodemkundig Instituut T.N.O. Groningen.
4. RIDDER, N. A. DE, en L. F. ERNST Verslag van de Commissie voor de Agrarische Belangen in Limburg over de periode oktober 1955—1957.
5. — en J. I. S. ZONNEVELD De ondergrond van het Boven-Dommelgebied. Rapport 1956. Landbouwproefstation en Bodemkundig Instituut T.N.O. Groningen. Geologische Stichting, Afd. Geologische Dienst, Haarlem.
6. WICHERTS, E. Rapport over de onderzoekingen van de ondergrond van het stroomgebied van de Lollebeek. Rapport VI-1953. Landbouwproefstation en Bodemkundig Instituut T.N.O. Groningen.
7. WIGGERS, A. J. Rapport over de onderzoekingen voor het waterschap „Het stroomgebied van de Aa” (Deel 1). Landbouwproefstation en Bodemkundig Instituut T.N.O. Groningen.

XI. DE „NUTTIGE NEERSLAG” BIJ NEDERLANDSE ZANDGRONDEN

R. WIND HZN.^{† 1}

Werkgroep Lysimeters T.N.O.

Onder „nuttige neerslag” is te verstaan dat deel van de neerslag, dat aan het grondwater ten goede komt.

Reeds van 1903 af is door de Gemeentewaterleidingen van Amsterdam in het duin bij Leiduin een onderzoek ingesteld naar de grootte van de „nuttige neerslag” in de duinen en wel met behulp van lysimeters.

In 1941 kwamen te Castricum 4 grote lysimeters van het Provinciaal Waterleidingbedrijf van Noordholland gereed. Doel was het verkrijgen van een juist inzicht aangaande de grootte van het deel van de neerslag, dat aan het grondwater ten goede komt en wel onder verschillende begroeiing. Men wenste opheldering te verkrijgen aangaande de vraag of een bebossing invloed uitoefent op de hoeveelheid regenwater, die voor aanvulling van het grondwater beschikbaar komt. Over de grootte van het deel van de neerslag, dat zich bij onbegroeid duinzand bij het grondwater voegt, hebben de nu reeds gedurende 15 jaren gedane waarnemingen wel opheldering verschaft, terwijl de vraag of de begroeiing invloed heeft op de grootte van de „nuttige neerslag” door de waarnemingen bevestigend wordt beantwoord.

Eveneens in 1941 kwam de lysimeterinstallatie te Oudewetering van het Hoogheemraadschap van Rijnland gereed. Hier zijn 2 van de 4 lysimeters gevuld met bollengrond van Lisse. Deze 2 lysimeters worden met bloembollen beteeld; bij de ene is er vrije afloop van het drainwater, bij de ander is er een geregelde grondwaterstand.

Voor de zandgronden in het westen van Nederland kan beschikt worden over de resultaten van waarnemingen bij lysimeters gevuld met duinzand, gedurende perioden van vele jaren en het is mogelijk op grond van de veeljarige waarden een beeld te krijgen van de grootte van de „nuttige neerslag”.

De eenvoudigste methode om die grootte te bepalen is wel de berekening van het percentage dat de „nuttige neerslag” uitmaakt van de neerslag. Wel is het gebruik maken van zulke gemiddelde waarden riskant, maar ze geven toch wel een inzicht in de mate waarin de invloed der begroeiing, op de grootte van de „nuttige neerslag” plaatsvindt (zie figuur 1).

Nu bestaat er, althans voor zover het jaartotalen betreft, een rechtlijnig verband tussen de „nuttige neerslag” of wel de hoeveelheid drainwater uit de lysimeters opgevangen en de regenval.

Als de jaartotalen van de neerslag in mm op de abscis worden uitgezet, tegen de hoeveelheden drainwater (mm) op de ordinaat, liggen de punten voor de afzonderlijke jaren langs een rechte lijn gegroepeerd. Deze rechte snijdt de x-as (waarop de neer-

¹ Wegens ziekte van dr. R. WIND HZN. werd aan de hand van deze bijdrage een vrije voordracht gehouden door drs. G. F. MAKINK, secretaris van de Werkgroep Lysimeters T.N.O. De heer WIND is op 6 maart 1958 overleden.

„nuttige neerslag” in % van de neerslag									gemiddelde neerslag in de periode									
80	70	60	50	40	30	20	10	%	100	200	400	500	600	700	800	900	mm	
75,8 67,7 51,8 55,5 45,9 48,7 37,9 29,5 32,3 32,7 46,5									Castricum I, onbegroeid duinzand									1943 t/m 1956
									Leiduin, Van Stirumkanaal, schrle grasbegroeiing op duinzand									1943 t/m 1956
									Oudewetering I, bollengrond, geregelde grondwaterstand									1943 t/m 1956
									Oudewetering II, bollengrond, vrije afloop									1943 t/m 1956
									Castricum II, natuurlijke duinbegroeiing, duindoorn									1947 t/m 1956
									Castricum III, loofhout: eik, beuk en els									1947 t/m 1956
									Castricum IV, naalldhout: Oostenrijkse dennen									1947 t/m 1953
									Sterkselsche en Groote Aa									1948 t/m 1953
									Groote en Kleine Beerze									
									Spikkersbeek en Middensloot									
									Wageningen zandlysimeters begroeid met gras									1953 t/m 1956
																	1000 mm	

FIG. 1.

De lengte van de lijnen in de linkerhelft van de figuur geeft de gemiddelde „nuttige neerslag” (D) weer in % van de regenval; de lengte van de lijnen in de rechterhelft de gemiddelde neerslag per jaar in mm. De numerieke waarden van D staan links vermeld.

slag = R is uitgezet) op een afstand x_0 van het snijpunt van het assenstelsel, onder een hoek α (figuren 2 en 3).

De betrekking tussen drainwaterhoeveelheid D (= „nuttige neerslag”) en regenval R is nu

$$D = (R - x_0) \operatorname{tg} \alpha.$$

Met behulp van deze formule is het mogelijk voor een bepaalde periode te berekenen hoeveel drainwater er gemiddeld zal uitlekken bij een bepaalde hoeveelheid neerslag.

Zo is dus de „nuttige neerslag” te berekenen en te vergelijken voor verschillende begroeiingen bij gelijke regenval. In een staat zijn de op die wijze berekende gegevens, betrekking hebbende op de lysimeters in het westen van Nederland, gevuld met zand, bijeengebracht, terwijl figuur 4 er een beeld van geeft. Als kunstmatige toevoer van water plaatsvindt is R gelijk aan $R + I$ (infiltratie).

Wel duidelijk is de grote vermindering van de „nuttige neerslag” bij bepaalde

vormen van begroeiing zichtbaar. De lysimeters te Castricum zijn gebouwd met het doel op een diepte van 2,25 m beneden maaiveld een constant grondwaterniveau te handhaven. Nu de begroeiing al diep geworteld is, komt het dikwijls voor, dat in de zomermaanden de begroeiing ook water aan het kunstmatige grondwater ontleent. Dit verbruikte grondwater moet, zodra de grond weer vochtiger wordt (neerslag > verdamping) eerst weer worden aangevuld, voordat er drainwater kan uitlekken. De hoeveelheid uitgelekt drainwater wordt daardoor kleiner dan bij vrije afloop het geval zou zijn. De drainwatergegevens van de begroeide lysimeters zijn daarom gecorrigeerd; ze gelden nu voor bos op duinzand, met vrije afloop en een grondwaterstand die zo diep is, dat de boomwortels geen vocht aan het grondwater kunnen onttrekken.

Voor de lysimeter bij het Van Stirumkanaal in Leiduin worden in de staat, toegevoegd aan deze verhandeling, gegevens vermeld over twee perioden, namelijk van 1943 t/m 1956 en van 1929 t/m 1956. Er is weinig verschil tussen de uitkomsten van de berekeningen voor deze twee reeksen van jaren. Op grond hiervan wordt aan-

FIG. 2.

Leiduin, lysimeter bij het Van Stirumkanaal, schrale grasbegroeiing op duinzand. Verhouding tussen drain („nuttige neerslag”) en neerslag in de kalenderjaren 1929 t/m 1956.

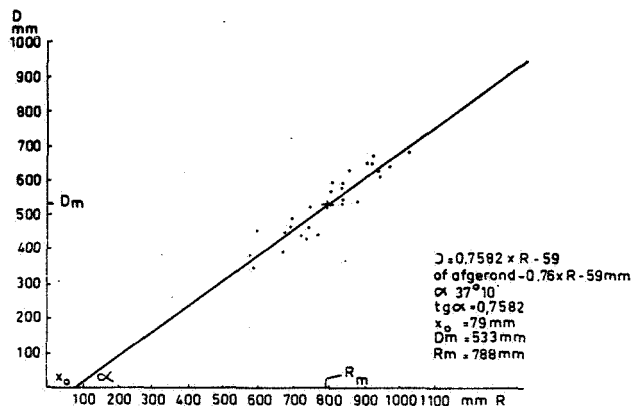
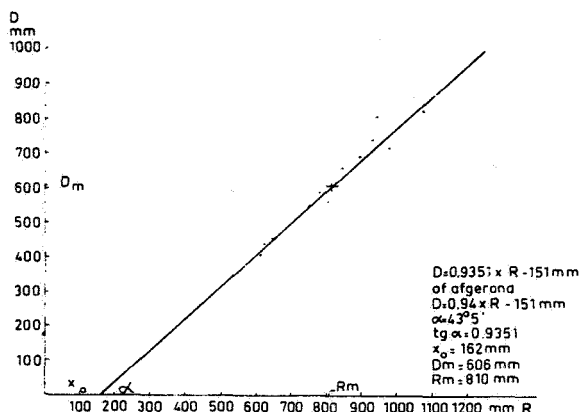


FIG. 3.

Castricum I, onbegroeid duinzand. Verhouding tussen drain en neerslag in de kalenderjaren 1943 t/m 1956.



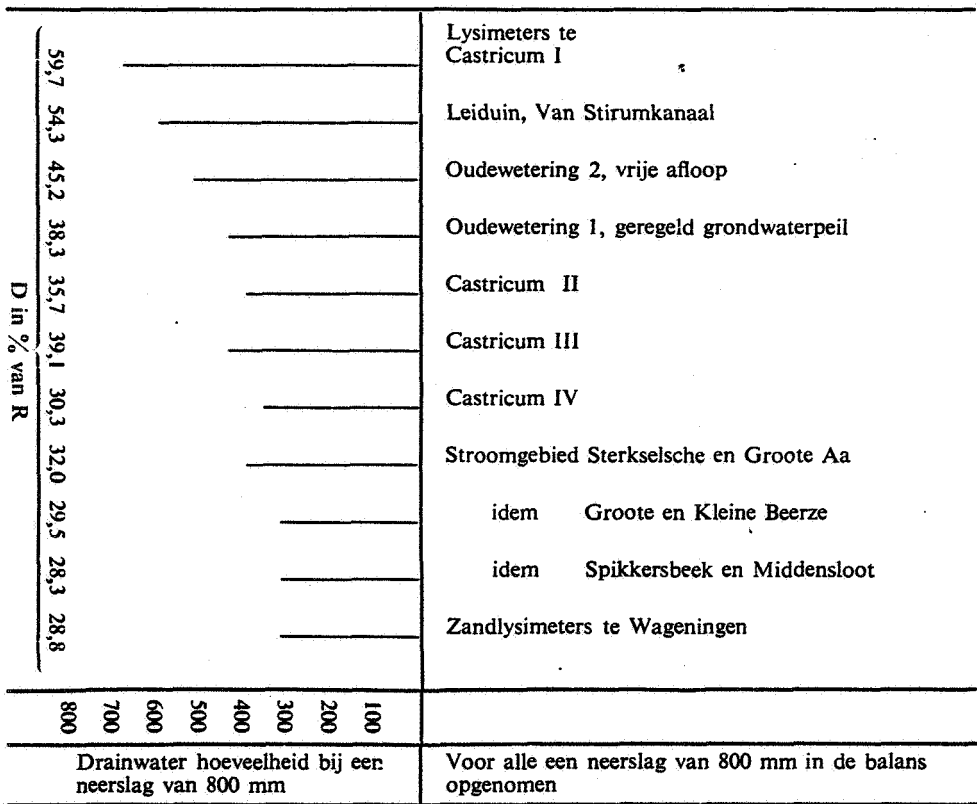


FIG. 4.

De lengte van de lijnen geeft de hoeveelheid drainwater weer in mm bij een neerslaghoeveelheid van 800 mm in het jaar

genomen, dat de periode 1943 t/m 1956 voldoende representatief is. Bij de begroeide lysimeters te Castricum moest echter met een kortere periode genoeg worden genomen, nl. als aanvangsjaar 1947, omdat toen de begroeiing vrijwel gesloten was.

Met de formule $D = (R - x_0) \operatorname{tg} \alpha$ is de hoeveelheid drainwater te berekenen, die bij een bepaalde neerslaghoeveelheid behoort. Op millimeterpapier tegen elkaar uitgezet krijgt men een aantal lijnen.

Zet men de „nuttige neerslag” tegen de regenval uit, dan krijgt men rechte lijnen, die de x-as op een bepaalde afstand van het snijpunt van het assenstelsel snijden. Deze afstand wordt x_0 genoemd. De begroeiing bepaalt de grootte van x_0 , maar ook de groundbewerking kan invloed daarop uitoefenen (zie figuur 5).

Wordt echter het percentage berekend dat de drain gemiddeld uitmaakt van de neerslag, bij verschillende grootten daarvan, bijvoorbeeld bij waarden voor R oplopende met 100 mm, en deze percentages uitgezet tegen de neerslag, dan zijn gebogen lijnen het resultaat (zie figuren 6a en 6b).

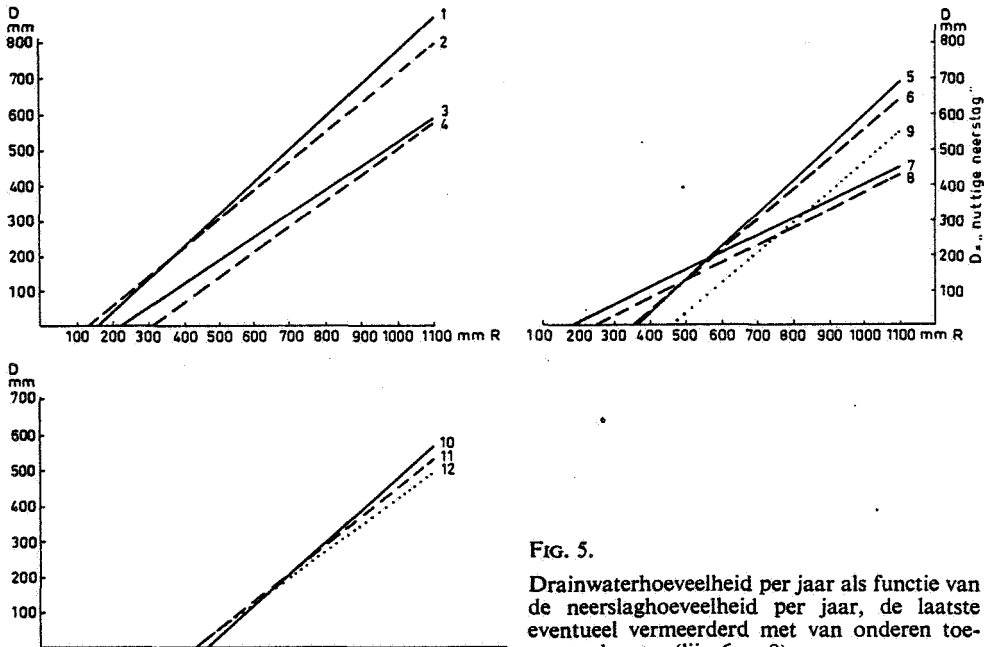


FIG. 5.

Drainwaterhoeveelheid per jaar als functie van de neerslaghoeveelheid per jaar, de laatste eventueel vermeerderd met van onderen toegevoegd water (lijn 6 en 9).

1. Castricum I, onbegroeid duinzand.
2. Leiduin, Van Stirumkanaal, duinzand met schrale grasbegroeiing.
3. Castricum III, eik, berk en els op duinzand.
4. Castricum II, natuurlijke duinbegroeiing, vnl. duindoorn.
5. Oudewetering 2, bloembollen op grond van Lisse, vrije afloop.
6. Oudewetering 1, idem, geregeld grondwaterpeil.
7. Castricum IV, Oostenrijkse dennen, 1947 t/m 1953.
8. Idem. 1947 t/m 1956.
9. Wageningen, lysimeters met ongeroerd zand onder gras, grondwaterstand.
10. Stroomgebied Sterkselsche en Groote Aa, 19100 ha.
11. Idem, Groote en Kleine Beerze, 16300 ha.
12. Idem, Spijkersbeek en Middensloot, 6100 ha.
- 10, 11 en 12. Begroeiing volgens gemiddeld bouwplan.

Voor de zandgronden in het oosten, midden en zuiden van ons land beschikken we tot dusver over slechts weinig lysimeterwaarnemingen.

In Wageningen zijn er lysimeters gevuld met ongeroerd zand en met gras begroeid. Deze lysimeters worden thans beheerd door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding. Vroeger waren ze van het C.I.L.O. Genoemd instituut heeft ook de lysimeters met ingevulde zandgrond van de Afdeling Tuinbouw van het Ministerie van Landbouw overgenomen. In deze laatste lysimeters worden waarnemingen gedurende de groeiperiode gedaan. Maar ook op andere wijze is wel iets over de „nuttige neerslag” te weten te komen. Ir. J. H. M. LATOUR en ir. D. W. STOLP hebben hierover gesproken op de 11e Technische Bijeenkomst op 22 maart 1955 (De waterbalans van hoge zandgronden. *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O. nr. 3* (1959) 13-30).

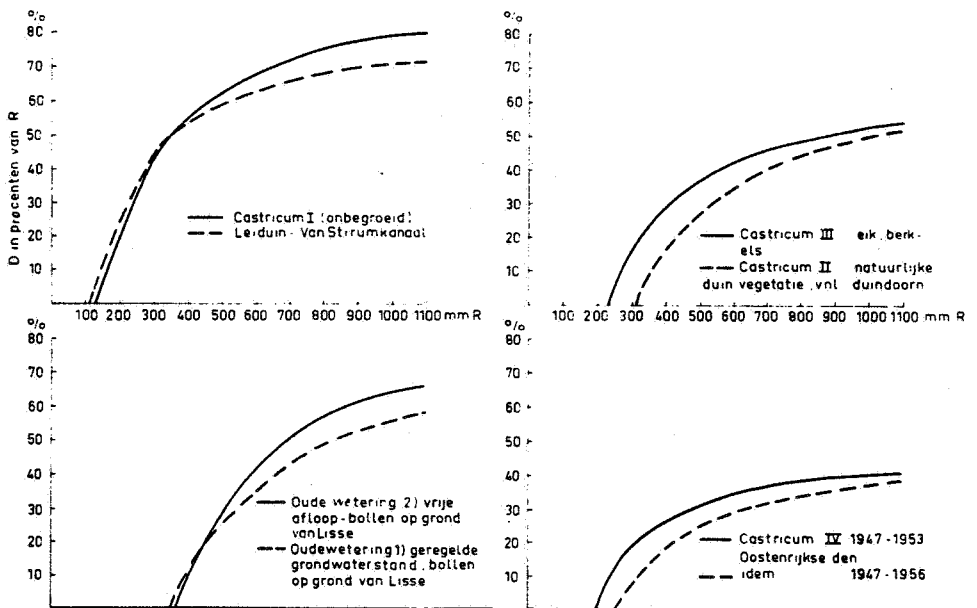


FIG. 6a.

Samenhang tussen de drainage in procenten van de neerslag en de neerslaghoeveelheid, eventueel vermeerderd met van onderen geïnfiltreerd water.

Ir. LATOUR maakte gebruik van de metingen van de afvoer, terwijl ir. STOLP uitging van de evaporatie en transpiratie. Van de gegevens van ir. STOLP is gebruik gemaakt om de betrekking tussen drainwater en neerslag (formule $D = (R - x_0) \cdot \tan \alpha$) te berekenen voor de stroomgebieden Groote en Kleine Beerze (16 300 ha), Sterkselsche en Groote Aa (19 100 ha) gelegen in Noord-Brabant en Spijkersbeek en Middensloot (6100 ha) in Overijssel.

Aangenomen is steeds, dat de vochtigheid van de grond bij begin en eind van de in beschouwing genomen periode (6 jaren, hetgeen wel kort is) nagenoeg gelijk was en dus een mogelijke variatie daarin mocht worden verwaarloosd.

De resultaten dezer berekeningen zijn ook in de hierna volgende staat opgenomen en ook in de figuren 1, 4, 5 en 6b.

In het bovenstaande is als eenheid van tijd steeds het kalenderjaar genomen.

Voor kortere perioden als bijvoorbeeld een maand gaat de verandering in de bodemvochtigheid een belangrijke rol spelen, terwijl dan ook het faseverschil de zaak bemoeilijkt.

Kan beschikt worden over maandelijkse waarnemingen gedurende een lange reeks van jaren, waarin de begroeiing weinig of geen verandering onderging, dan kan een berekening van de betrekking tussen D- en R-waarden wel enig inzicht verschaffen. Voor de periode 1929—1956, waarvoor de lysimeter bij het Van Stirumkanaal in Leiduin maandwaarden van neerslag (R) en drain (D) verschaft is die berekening gemaakt.

In figuur 7 is de gemiddelde hoeveelheid drainwater in de afzonderlijke maanden gemeten uitgezet, met de dubbele standaarddeviatie aan beide zijden van die drainwaterhoeveelheden. Het blijkt dan wel, dat de jaarlijkse gang van de maandwaarden van het drainwater reëel is en dat men wel een sinusvormig verloop zou kunnen veronderstellen.

In de tekening is ook de gemiddelde maandelijkse neerslag weergegeven. Het blijkt nu, dat in dit geval (lysimeter bij het Van Stirumkanaal in Leiduin 1 m diep) de *maximum drain* gemiddeld een maand later optreedt dan de maximum regenval, terwijl de *minimum drain* 1 à 2 maanden na de droogste maand wordt gevonden. Het faseverschil bedraagt gemiddeld dus circa één maand.

Als we de afzonderlijke jaren in beschouwing nemen, zal de grootte van de „nuttige neerslag”, vooropgesteld een gelijkblijvende begroeiing, onder andere afhankelijk zijn van de intensiteit en de spreiding van de neerslag en daardoor belangrijk kunnen verschillen van het veeljarig gemiddelde. We laten straling en windsnelheid, die de verdamping bepalen, hierbij buiten beschouwing. De jaarlijkse variatie in de verdamping van een bepaalde begroeiingsvorm speelt niet zo'n grote rol.

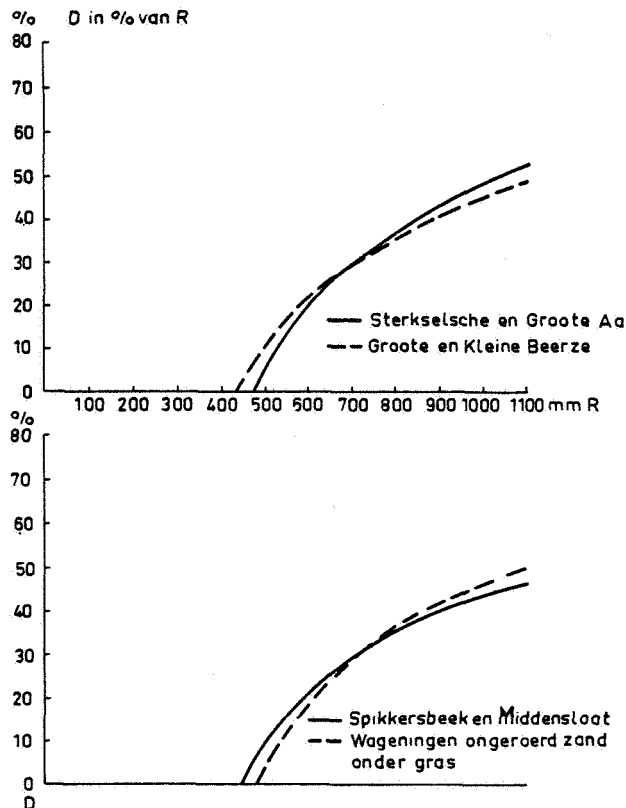


FIG. 6b. Als fig. 6a.

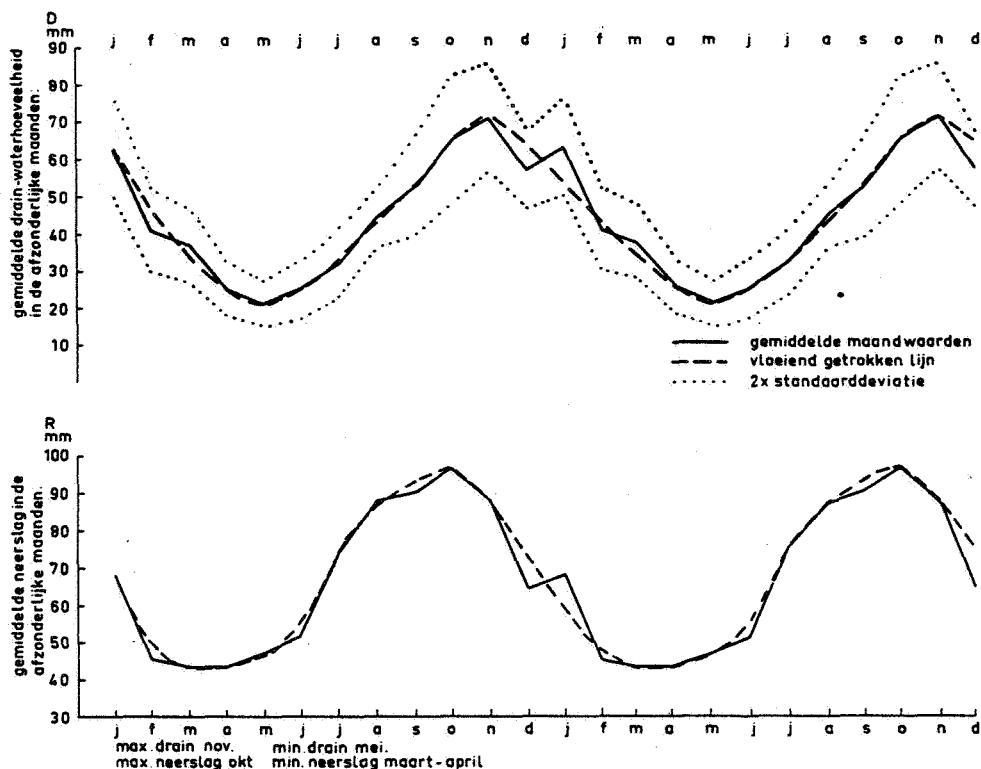


FIG. 7.

Leiduin, lysimeter bij het Van Stirumkanaal, 1929 t/m 1956. Verloop in de tijd van de maandelijkse drainwaterhoeveelheid (boven) en de neerslaghoeveelheid (onder).

Wat de begroeiing aangaat, leren ons de waarnemingen, dat de uitersten van de hoeveelheid „nuttige neerslag” wel ver uiteen liggen. Bij onbegroeid zand bedraagt deze grootte gemiddeld 75 % van de regenval, bij een begroeiing met gras of naaldbout (dus het gehele jaar een groene bedekking) nog niet de helft daarvan, nl. circa 35 %. Er is dus een verschil van rond 300 mm.

Voor het duinareaal is het dan ook van veel belang bij de beplanting hiermede rekening te houden. Bij de zandgronden in het oosten, midden en zuiden van ons land, waarop landbouw wordt bedreven, zal de begroeiing vermoedelijk geen grote rol spelen; althans als het gaat om grotere gebieden en volgens een bouwplan wordt gewerkt, zodat de variatie in de begroeiing relatief gering is. De „nuttige neerslag” zal hier 35 tot 40 % van de neerslag bedragen.

MAKKINK ging na of de resultaten van het lysimeteronderzoek, zoals deze in voorgaande staat zijn vermeld, ons in staat stellen voor een willekeurig gebied in Nederland de jaarlijkse „nuttige neerslag” te voorspellen. Zijn berekeningen zijn als aanvulling van deze voordracht hierachter opgenomen.

A. ZANDGRONDEN IN HET WESTEN VAN NEDERLAND (DUINZAND)

Plaats en aanduiding	R mm	D in % van R	Standaard- deviatie		Betrekking tussen drainwater- hoeveelheid (= „nuttige neerslag”) en regenval	als R = 800 mm		Waarnemingsperiode
			R	D		D mm	in % van R	
Castricum I	810	606	74,8	36,7	$D = 0,935 \times R - 151$ mm $D = 0,818 \times R - 111$ mm	597	74,6	1943 t/m 1956 idem
Lysimeter b/h van Struimkanaal in Leiduin	789	534	67,7	33,4		543	67,9	
Castricum II	788	533	67,7	23,2	$D = 0,758 \times R - 59$ mm $D = 0,857 \times (R + 1) - 303$ mm $D = 1,031 \times R - 375$ mm $D = 0,917 \times R - 282$ mm	547	68,4	1929 t/m 1956 1943 t/m 1956 idem idem, zonder 1953
Oudewetering 1	895	464	51,8	32,6		383	47,8	
Oudewetering 2	766	415	54,2	29,1		450	56,2	
idem	779	433	55,5	28,2		452	56,5	
Castricum III	807	362	44,9	49,5	$D = 0,730 \times R - 227$ mm $D = 0,679 \times R - 152$ mm	357	44,6	1947 t/m 1956 idem
Castricum IV	807	393	48,7	49,5		391	48,9	
idem	807	275	34,1	49,5	$D = 0,500 \times R - 128$ mm $D = 0,497 \times R - 95$ mm	272	34,0	idem 1947 t/m 1953
	803	304	37,9	70,7		303	37,8	

B. ZANDGRONDEN IN HET OOSTEN, MIDDEN EN ZUIDEN VAN NEDERLAND

Spijkersbeek en Middensloot	754	247	32,7	42,5	$D = 0,780 \times R - 341$ mm $D = 0,806 \times R - 350$ mm	283	35,4	1948 t/m 1953 idem
Groote en Kleine Beerze	726	235	32,3	58,0		295	36,9	
Sterkselsche en Groote Aa	693	205	29,5	55,8	$D = 0,885 \times R - 408$ mm $D = 0,885 \times (R + 1) - 420$ mm	300	37,6	idem 1953 t/m 1956
Wageningen	1000	465	46,5	63,6		288	36,0	

1 27 % rogge, 12 % haver, 13 % aardappelen, 5 % bieten en 43 % gras, volgens het gemiddelde bouwplan;
 2 25 % rogge, 17 % haver, 3 % maïs, 7 % aardappelen, 4 % bieten en 44 % gras, volgens het gemiddelde bouwplan.

AANVULLING VAN DE VOORDRACHT VAN DR. R. WIND HZN. (†)

G. F. MAKINK

Nu rijst de vraag nog of de resultaten van de lysimeters ons in staat stellen voor een willekeurig gebied in Nederland de jaarlijkse „nuttige neerslag” te voorspellen. Laten wij dit eens proberen voor het noordelijk deel der Veluwe, dat naar het IJsselmeer afwatert. Van dit gebied is de vegetatie volgens de topografische kaart ongeveer als volgt (door uitknippen en wegen vastgesteld):

naaldhout	44 %	bouwland	9 %	} 16 %
loofhout	12 %	grasland	7 %	
hei, zand	27 %			
			99 %	

Voor de jaren 1948, 1949 en 1950 (waarover door de Dienst der Zuiderzeewerken een hydrologisch onderzoek werd verricht) kan de regenval gemiddeld op 770 mm geschat worden volgens de kwartaalkaartjes van het K.N.M.I. De drainage/regen-grafieken van de verschillende lysimeters leveren voor deze regenval nu:

naaldhout (Castricum)	$270 \times 0,44 = 119$	
loofhout (Castricum)	$370 \times 0,12 = 44$	
hei, zand (helft Castr. onbegr. $\frac{1}{2} \times 570$)	$285 \times 0,27 = 77$	
helft Wageningen $\frac{1}{2} \times 270$	$135 \times 0,27 = 36$	(45 indien met de formule voor duin-)
bouwland (Groningen, zavel)	$230 \times 0,09 = 21$	doorn wordt gewerkt)
grasland (Wageningen $270 \times 1,1$) ¹	$297 \times 0,07 = 21$	43
		318 328

Een vermenigvuldiging met de respectieve vegetatiepercentages levert een totaal-bedrag van 318 mm. De heer DE JONG noemde als resultaat van het hydrologisch onderzoek een bedrag van 320 mm. De overeenstemming is bijzonder mooi.

Een berekening gebaseerd op verdampingsgegevens en de vegetatiepercentages voert ook tot 320 mm. In de jaren 1948, 1949 en 1950 was E_0 respectievelijk 705, 730 en 690, gemiddeld 708 mm. Met de factor 0,75 geeft dit een E_p van 531.

Wij nemen:

naaldhout op 1,0 E_p ;

heide en zand op 0,65 E_p (50 % à 0,4 E_p voor kale grond en 50 % à 0,9 E_p voor heide);

loofhout op 0,87 E_p (januari, februari, maart, april, november en december met 22 % der E_0 tegen 78 % in de overige maanden. Voor de kale maanden à 0,4 E_p , de bebladerde maanden à 1,0 E_p levert $0,22 \times 0,4 + 0,78 \times 1,0 = 0,09 + 0,78 = 0,87$);

bouwland en grasland beide op 0,8 E_p .

Dit geeft:

n	$0,44 \times 1,0 = 0,440$
h, z	$0,27 \times 0,65 = 0,176$
l	$0,12 \times 0,87 = 0,104$
b	$0,09 \times 0,8 = 0,072$
gr	$0,07 \times 0,8 = 0,056$

$$0,848 = 0,85 \times 531 = 450 \text{ mm.}$$

¹ De factor 1,1 is toegevoegd om schattenderwijs te corrigeren voor het effect van de grondwaterstand in de Wageningse lysimeters.

Bij een regenval van 770 is $D = 770 - 450 = 320$ mm.

De eerste berekening toont aan, dat toepassing van lysimetergegevens voor de Veluwe mogelijk is. Of dit ook voor andere gebieden kan, hangt af van de vraag of men een bepaalde begroeiing met een van de lysimeters kan gelijkstellen en of men eventueel een reductiefactor kan toevoegen. Men neemt bij deze extrapolaties risico's, omdat onze kennis voor een berekening eigenlijk ontoereikend is. Want in de eerste plaats ontbreekt een inzicht in de wijze waarop de begroeiing en de grondsoort tot een bepaalde numerieke relatie tussen regenval en drainage leiden.

Sedert de potentiële verdamping tegenwoordig berekend kan worden, kan nu, uitgaande van E_0 , een studie van de samenhang tussen R en D opgezet worden voor verschillende begroeiingen en grondsoorten. Dit onderzoek kan zelfs aan de hand van rekenmodellen met bepaalde vegetatie- en bodemconstanten en regenverdelingen worden uitgevoerd. In deze voordracht kan hierover echter niets worden meegedeeld. Alvorens meer lysimeters te bouwen moet nagegaan worden, welke resultaten een dergelijk onderzoek oplevert. En verder moet overwogen worden of de Duitse lysimeters al niet genoeg gegevens verschaffen. In Duitsland hecht men weinig waarde aan de benaderingswijze van PENMAN en gaat men voort tientallen lysimeters met allerlei grondsoorten te bouwen. Een wederzijdse uitwisseling van gegevens zou het mogelijk maken profijt van de Duitse gegevens te trekken.

DISCUSSIES

Discussie over de voordracht van B. A. VAN NES

Dr. ir. G. J. DE GLEE: Zijn er voorbeelden bekend van het infiltreren van oppervlaktewater door middel van putten, na zuivering van het water?

ANTWOORD: In Californië ten behoeve van de vorming van zoetwater-barrières aan de kust die de landinwaarts gelegen watervoerende grondlagen tegen verzouting moeten beschermen. Voorts Zuid-Frankrijk, Long Island (USA).

Ir. R. J. BODDÉ: Bestaat de mogelijkheid om afvalwater door middel van putten op het grondwater te lozen?

ANTWOORD: Lozing van afvalwater in putten zal vrijwel steeds spoedig tot verstopping van de putten leiden.

Prof. W. F. J. M. KRUL: Ter aanvulling van hetgeen de inleider heeft gezegd, kan nog het volgende worden opgemerkt. Bij infiltratie van oppervlakte-water door middel van putten zijn twee factoren van belang, nl. de samenstelling van het oppervlaktewater en de aard van het grondwater en de bodem. Wat de eerstgenoemde factor betreft, zijn het gehalte aan zwevende stof, zuurstof, organische stof en de bacteriële verontreiniging van belang. Met betrekking tot de tweede factor dienen vooral het zuurstofgehalte en de ijzerhoudendheid van het grondwater te worden genoemd.

Indien de omstandigheden wat deze factoren betreft ongunstig zijn, kunnen de putten snel verstoppert. Voorbeelden daarvan zijn de volgende:

Bergambacht. Bij een proef-infiltratie met rivierwater bleek het gehalte aan zwevende stof nog zo hoog, dat de druk te hoog opliep, waardoor naast de put de slappe bovenlagen (veen) opbarstten.

Gouda. Hier was het diepe grondwater sterk ijzerhoudend. Het oppervlaktewater werd gefiltreerd om de zwevende stof weg te nemen en door toevoeging van ruwe suiker trachtte men de zuurstof te binden. Dit gelukte niet en de filters verstopten snel.

Paderborn. Ook hier trad snel verokering van de putfilters op door toevoeging van zuurstofhoudend infiltratiewater aan het ijzerhoudende grondwater.

Californië-Berkeley. Hier is de ondergrond zo grof, dat men zeer wijde spleten in de putfilters kan hebben, zodat geen verstopping optreedt, zelfs niet bij infiltratie van afvalwater.

Long Island (New York) idem.

Discussie over de voordracht van P. C. LINDENBERGH

Ir. W. C. VISSER: Zou infiltratie in de landbouw – vermoedelijk met sloten uit te voeren – niet gemakkelijker te realiseren zijn dan voor de drinkwatervoorziening het geval blijkt te zijn? In de eerste plaats heeft men immers meer oppervlak ter beschikking in zijn infiltratiesloten, en in de tweede plaats zullen de slootbodems wellicht een betere doorlatendheid tonen dan diep ontwaterde gronden doordat de sloot het grondwatervlak aansnijdt, zodat het indringen van lucht in de grond en waardoor het verstoppert van de poriën wellicht minder sterk het geval zullen zijn.

ANTWOORD: De in landbouwgebieden beschikbare grote oppervlakte in de infiltratiesloten zal m.i. inderdaad de infiltratie vergemakkelijken. Toch zal ook hier het verstoppert van de infiltratie-oppervlakten, voor zover deze permanent onder water staan, moeten worden gevreesd. Daar staat evenwel tegenover, dat het feit dat deze sloten in regenrijke perioden water afvoeren, maakt dat dan de filterhuid van onderaf wordt afgedrukt. Dit geldt ook voor drains.

Inderdaad speelt m.i. de weerstand van de lucht bij dergelijke infiltraties geen grote rol.

Ir. T. EDELMAN: Zit de lucht onder de infiltratievijver inderdaad onder druk en is deze druk onvoldoende om de lucht zijdelings te doen ontwijken? Kan men deze lucht misschien verdrijven door verhogen van het peil van de vijver?

ANTWOORD: De lucht onder de infiltratievijvers bevindt zich inderdaad onder druk, indien de bedoelde vijvers voldoende breed zijn. Dit is bij herhaling geconstateerd en gemeten. Een frappant voorbeeld deed zich voor, toen in een infiltratievijver een peilschaal moest worden geplaatst. Bedoelde vijver was reeds ruim zes weken met water gevuld. De paal, waarop de peilschaal moest worden bevestigd, werd met behulp van een spuitpomp in de bodem gespoten. Toen een diepte van ca. 60 cm was bereikt, begonnen opeens grote hoeveelheden lucht te ontsnappen.

Men moet zich voorstellen, dat bij dergelijke vijvers aan de zijanten de lucht uit de grondporiën gemakkelijk kan ontwijken en dat dus daar de in het zand aanwezige lucht door water wordt vervangen. Het gevolg daarvan is, dat de meer onder het midden van de vijver in het zand aanwezige lucht nog maar zeer moeilijk kan ontwijken. Door de vijver veel hoger op te zetten, wordt de lucht meer samengedrukt, doch het zijdelings ontwijken zal er gezien hetgeen hiervoor is opgemerkt, vrijwel niet door worden bevorderd.

Wél wordt opname van lucht in het water zelf door hogere druk bevorderd.

Ir. J. J. KOUWE: Hoe is het gesteld met de vertering van de sliblaag in de winterperiode? Wordt de doorlatendheid van de slootwand dan voldoende geregenereerd?

ANTWOORD: In de winterperiode is de groei in het water belangrijk minder dan in de zomer. De sliblaag, die feitelijk moet worden beschouwd als mineralisatie uit de groei van flora en fauna, is in de winter nagenoeg niet van betekenis. Gedurende lange bevoelingsperiodes in de winter zijn dan ook nooit moeilijkheden van vermindering van infiltratiesnelheid door het ontstaan van een filterhuid ondervonden. Dit zou inderdaad anders zijn, als het ingepompte water een grote hoeveelheid slib zou bevatten. Dat is echter bij de L.D.M. niet het geval.

Discussie over de voordracht van C. L. VAN SOMEREN

Ir. T. EDELMAN: Waarom mag een pF-curve gebruikt worden om de vochtverdeling in de grond aan te geven als functie van de hoogte boven het freatisch vlak? Bij pendulair water is er toch geen afzuiging?

ANTWOORD: (door ir. VAN SOMEREN en dr. P. K. PEERLKAMP):

In een homogene grond wordt het vocht boven het freatisch oppervlak in de evenwichtstoestand door capillaire krachten vastgehouden, alsof het onder een onderdruk stond, die in cm water uitgedrukt gelijk is aan de afstand tot het freatisch oppervlak. Op een bepaalde hoogte boven dit oppervlak treedt dus een vochtgehalte op, dat volgens de pF-curve past bij een onderdruk, in cm water gelijk aan die hoogte gemeten in cm.

Zodoende wordt de vochtverdeling in het profiel weergegeven door de pF-curve. Het vereenzelvigen van het verloop van het vochtgehalte in de grond boven het freatisch oppervlak met de in het laboratorium bepaalde vocht karakteristiek (pF-kromme) mag alleen indien, uitgaande van een natte toestand (met bijvoorbeeld hogere grondwaterstand), een evenwichtstoestand van de vochtverdeling in de grond is ingetreden. Bij verdamping, afzakken van water of vochtiger wordend profiel (hysterese) treden afwijkingen op.

Bovendien geven de structuurvariaties binnen eenzelfde laag vaak tamelijk grote verschillen. Desondanks levert de in het laboratorium bepaalde vocht karakteristiek voor vele praktische waterhuishoudkundige en landbouwkundige doeleinden waardevolle gegevens.

Bij het spreken over zuigspanning moet niet te concreet aan zuigen gedacht worden als middel voor wateronttrekking. Dit kan uiteraard slechts beneden pF 3 (onderdruk van 1 at.) worden toegepast. Voor hogere pF-waarden geschiedt de onttrekking door het aanbrengen van dampspanningsverschillen en diffusie van waterdamp.

Veertiende Technische Bijeenkomst

op 11 november 1958

II. HET WATER IN ONVERZADIGDE GROND

WATER IN UNSATURATED SOIL

I. GENERAL INTRODUCTION

F. HELLINGA

Agricultural University, Wageningen

Hydrology comprises the scientific study of the occurrence and distribution of water on earth and the movement and displacement of this water. The results and applications of hydrological research are numerous and of great importance to human society. The field of this research is very extensive; in the geographical sense it covers the entire earth and it extends from the deep geological strata containing soil water to the high atmospheric strata.

Hydrology originated in observations of rainfall and of run-off of springs and streams. For a long time the connection between the phenomena observed remained obscure. A clearer picture was not formed until ideas on the hydrological cycle, the cycle of the water, assumed a more concrete shape and until the water balance enabled a systematic explanation to be given of the amounts of water found at different places and at various times.

Technological developments have provided a particularly powerful stimulus to hydrological research. The common feature of the control of floods, the pumping of ground water, the regulation of rivers for shipping, the development of water power, irrigation and erosion control is that they can only be undertaken by means of a thorough hydrological knowledge of conditions in the area for which the water control measures are designed. With the effective development of water as one of the most important sources of wealth of human society, hydrological research in many countries is increasing in extent and in depth.

If, apart from the water in the seas and oceans, hydrological research is split up into a number of subjects, it will be seen that a great deal of attention is paid to *precipitation*, particularly for typefying the climate and forecasting large amounts, to *drainage* of streams and rivers, for the purpose of shipping and of water power and especially for flood control, and to the occurrence and flow of *ground water* with a view to the supply of drinking water and of water for agriculture. Of a more recent date is the great attention which hydrologists are paying to *evaporation*. But hitherto no exhaustive study has been made of the hydrology of the *unsaturated soil strata*.

If the research subjects are more or less geographically classified, the result is a pattern in which the *atmosphere* with its precipitation and evaporation, the *open waters* with their drainage and storage, and the *water-saturated soil* with its reservoir function and flow phenomena are delineated as separate, intensively studied areas. It is true that the uppermost unsaturated layer of earth has already been intensively studied from the hydrological point of view, but we lack a survey covering the occurrence and especially the displacement of water in this layer of earth.

If we seek a reason for this comparative lack of interest it may be discovered in the fact that the uppermost layer of earth forms a transit area for the water where its amount is subject to constant change. Hence it is not so easy to form a comprehensive picture. Furthermore there is the added drawback that the water occurs here in a system of three phases, thereby placing special difficulties in the way of research.

If a motive has to be sought for the study of the hydrological phenomena occurring in unsaturated soil, or – if the geographical classification is preferred to the hydrological one – for the study of water in the uppermost earth layer, it would be possible to draw up a long list of aspects showing for instance the importance of this research to society.

The unsaturated soil stores an amount of water, which, insofar as the roots of plants are able to make use of it, is of great importance, and in many areas of primary importance for the growth of crops. The amount retained for crops in the top layer may vary from some tens of a millimetre to 200 mm. Confining our attention to the Netherlands, it can be stated in general that the agricultural value of the land is directly related to the extent to which the uppermost, unsaturated earth layer is able to provide the crops with water. But there is always another side to the picture. Owing to the great water-holding capacity of good top soils relatively little precipitation water will penetrate to the ground water in the form of what is known as useful precipitation. Consequently the drinking water hydrologist will want to know the moisture-retaining capacity of the topsoil as this will often lead to serious losses in his accounts of the ground water reservoir. Under the conditions prevailing in the Netherlands his useful precipitation may vary from 30 % to 75 % of the annual amount of precipitation.

At the interface between unsaturated soil and atmosphere phenomena may occur which are of radical significance to water control. Rain falls on this interface and infiltrates into the soil at this surface. Where the infiltration process is slower than the rainfall pools are formed and even where the land is only very slightly inclined there is surface run-off of water. Those supervising ground water reservoirs have then to comply with loss of some part of the rainfall which would otherwise enter their reservoirs; agricultural experts will try to lead the surface run-off into controlled paths, or attempt to restrict its much feared erosive power, and hydraulic engineers will have to adjust their water control measures to high run-offs.

In the Netherlands it rarely happens that the infiltration process lags behind the precipitation, but in other parts of the world surface run-off is a problem of paramount importance for water control and land use. It may be added that a knowledge of the infiltration process at the interface of the unsaturated soil is also very important for the layout and maintenance of irrigation schemes.

On the other side of the unsaturated soil in the border area between unsaturated soil and saturated soil there may be phenomena of upward capillary movement. In the Netherlands, for example, with its generally high water table, these phenomena may exert a great influence on the supply with water of crops in the dry season.

During the growing season the plant's supply of water may be supplemented by

25 mm to over 100 mm by upward capillary movement. In grassland areas where the water table can be artificially maintained at a carefully controlled height by means of sub-irrigation, the amount supplied by capillary movement may be estimated at about 300 mm per growing season. The same phenomenon of upward capillary movement may contribute to the dreaded salinization of agricultural land in countries with a predominantly arid climate.

This does not exhaust the aspects of water in unsaturated soil which are important to society, others could be mentioned. But by the nature of its existence also science itself calls for a deeper understanding of the occurrence and flow of water in unsaturated soil. The hydrologic cycle and water balance can only be quantitatively understood by a more thorough investigation of the phenomena occurring between atmosphere and soil water. What might be termed the extra dimension of the hydrology of the unsaturated soil as compared to the hydrology of the saturated soil constitutes a challenge to research. This extra dimension is present both in the occurrence and the movement of water in the unsaturated soil. In the manner of its occurrence we are not dealing with a constant water content, as in the case of the saturated soil, but with moisture contents which may vary from a negligible to a complete filling of the available pore spaces. Nor can the movement be referred to any single permeability factor, since the degree of permeability is found to depend on both the degree to which the pores are filled and the distribution of the pore sizes. One might be so bold as to say that the study of the occurrence and movement of water in saturated soil is a particular instance of the study of the occurrence and movement of water in unsaturated soil, viz. the study of water at a degree of saturation which has just reached the full hundred per cent. Seen from this point of view the hydrology of the saturated soil is the simplest instance of the hydrology of the unsaturated soil. Hence by studying the latter subject one probes the very nature of the relation between soil and water.

II. MOISTURE RETENTION BY SOILS

P. K. PEERLKAMP and P. BOEKEL

Institute for Soil Fertility, Groningen, Netherlands

1. APPEARANCE AND BINDING OF MOISTURE IN THE SOIL

A moist soil, that is a soil not saturated with water, is a three phase system, consisting of a solid phase (the soil), a liquid (the soil moisture) and a gaseous one (the soil air). We shall occupy ourselves in this paper mainly with soil moisture and especially with the concerning statical problems. The dynamical (flow) questions will be treated by WESSELING (1960) and WIND (1960).

It must be stated that generally soil moisture is a solution containing different salts, their ions and also the cations, dissociated from the humus and clay colloids. The concentration of this soil solution however is under humid circumstances as in the Netherlands mostly so low (in the order of 0.5 g/l; seawater 35 g/l); that we may neglect it for practical purposes. Naturally the concentration is increasing with decreasing moisture percentage, but generally we don't allow for it on the agricultural important part of the moisture percentage scale above the wilting point.

The soil is a building consisting mainly of inorganic and organic particles, which are hold together by means of different forces. The nature of this building is called *soil structure*. Between the soil particles there is always a network of cells of all kinds of shapes and sizes, the *pore space*, which is containing the soil moisture.

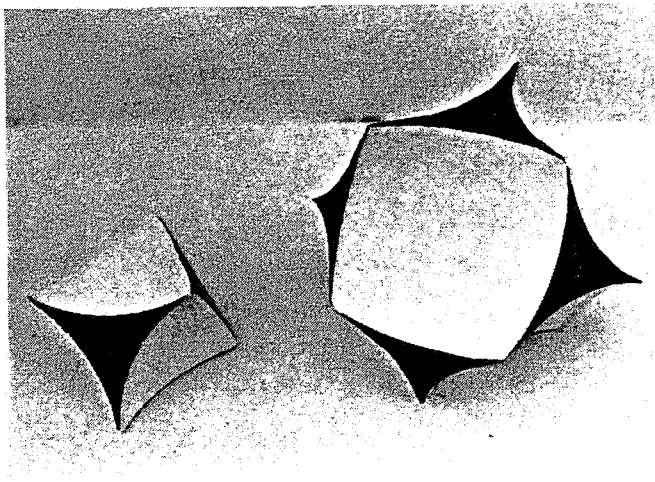
The geometry of the pore space is very complicated. Scientists as SLICHTER (1897/98), VERSLUYS (1916) and HAINES (1927; 1930), who based their theories on soil moisture on the geometry of the pore space, were obliged to work with a very simplified soil model. Generally they used what VERSLUYS was calling an "ideal earth", a close or open packing of uniform spheres. Even then the pore space is fairly complicated. It is a network of tetrahedral and rhombohedral cells, which are bounded by 4 and 8 curved surfaces and are connected by 4 and 8 triangular apertures (pores) respectively. Figure 1 shows plaster casts of both types of cells.

Forces of several kinds are working on the soil moisture:

- a. *attracting forces originating from the surface of the soil particles.* Generally these adhesive forces are greater than the cohesive ones in the soil solution, thus making the soil particles wettable very well. Among these attracting forces LONDON-VAN DER WAALS-forces are always playing an important part. On the surfaces of colloidal clay and humus particles however they are strongly supported by electrostatical forces arising from the negative charge, which is attracting the positive side of the water dipoles. These electrostatical forces are responsible for the great hygroscopicity of clay and humus.

FIG. 1.

Plaster casts of a tetrahedral (left) and a rhombohedral (right) cell of the pore space in a dense packing of uniform spheres. Each rhombohedral cell is surrounded by 8 tetrahedral ones. The boundary-surfaces are white, the connecting pores black.



- b. *capillary forces*. They are resulting from the combined play of the cohesion of soil moisture and the adhesion between soil and moisture if there is an interface between soil moisture and air. The capillary forces are trying to reduce the size of these interfaces as far as possible; they are drawing back soil moisture into annular rings around the points of contact of the soil particles. Their magnitude is depending on the size of the air-moisture interfaces, thus on pore-size, and on the surface tension of the soil solution, which depends on temperature and salt concentration of soil moisture.
- c. *hydrostatical forces* arising from gravity.
- d. *osmotical forces*, which have only an influence if the salt concentration is high enough and if a semi-permeable wall is present. The osmotical forces are unimportant under normal Dutch field-circumstances.
- e. *forces put on by soil air*. Smaller or bigger quantities of air can be entrapped in the soil and put a pressure on soil moisture (Cf. the Lisse-phenomenon; THAL LARSEN (1930)).

The forces mentioned under *a*, *b* and *c* are the most important ones, the others are exerting an influence only under special conditions and will be neglected here.

If a soil saturated with water dries up, air enters the pore space and moisture is drawing back into thin layers on the surfaces of the soil particles and in the V-shaped rings around their points of contact. In this state, which has been called by VERSLUYS (1916) the funicular stage, an eventual moisture movement occurs within these thin layers along the surfaces of the soil particles. If moisture percentage is decreasing further, the annular moisture rings are losing their contacts (pendular stage). Then movement of moisture is only possible in the vapour state and therefore quantitatively very small.

It will be clear that owing to the complexity of the pore space as well as to the diversity of forces, quantitative descriptions of soil moisture, based on soil models and theory of capillarity, have had only a limited significance. Therefore one was trying in an early stage to eliminate the geometry of pore space and the diversity of forces by introducing energy relationships in the study of soil moisture retention.

2. THE ENERGY CONCEPT IN SOIL MOISTURE RETENTION

The energy concept in the theory of soil moisture is introduced by BUCKINGHAM (1907) and further developed by GARDNER (1920), RICHARDS (1928), SCHOFIELD (1935), EDLEFSSEN and ANDERSON (1943) and others. Both last mentioned scientists have given a detailed thermodynamical treatment of soil moisture.

The application of energetics in soil moisture studies is based on the concept of *free energy*. This energy concept is characterizing the state of energy of a system with respect to a certain reference level of energy and equals the total energy, which will be liberated (usually in two or more varieties) if the system transfers from the state under consideration to that of the reference level. The *specific free energy* e_s can be defined as the free energy per unit of mass (expressed in ergs/gram).

Now let us consider a soil column S (fig. 2), placed with his lower end in an open tank T filled with water.

The water surface in the tank may be the reference level with zero free energy. If water will be raised from point A on the reference level to point B, lying in a free water surface at a height h above A, there will be an increase of the specific free energy of gh (g = acceleration due to gravity) and hence the specific free energy in B will be $e_s = gh$.

If moisture in S is in equilibrium (the statical state), then free energy in each point of the moisture in the soil column must be zero; so in point C at a height h above A too. Consequently bringing water from B to C and supposing there will be moisture equilibrium in C after that, specific free energy must decrease gh . This is the *specific retention energy*, which is liberated if water is added to a moist soil.

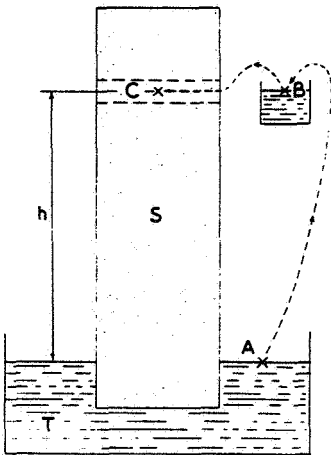


FIG. 2.

Imaginary experiment for determining the moisture potential in a soil column, which has a water table and is in moisture equilibrium. Cf. text.

Therefore specific free energy of soil moisture, which is in equilibrium at a height h above the water table, consists of two parts:

- a. the specific potential energy in the field of gravity being equal $+ gh$;
- b. the specific retention energy of soil moisture being equal $- gh$.

Mostly one is not speaking about the specific retention energy, but about the *moisture-potential*. If the mass-unit of moisture is transported from B to C (fig. 2) the work-done equals $- gh$. Therefore moisture potential in a certain point of the soil can be defined as the work, which one has to do if the unit-mass of water is transported from a free water-level at the same height to this point.

3. DETERMINATION OF MOISTURE POTENTIALS AND -CHARACTERISTICS

As an attempt to measure the moisture potential of a moist soil sample one could place it on a sand column and try to adjust the water table in such a way, that there would be no exchange of moisture between sample and sand column. If it appeared that the phreatic level must be h cm below the centre of the soil sample the moisture potential would be $- gh$ ergs/gram.

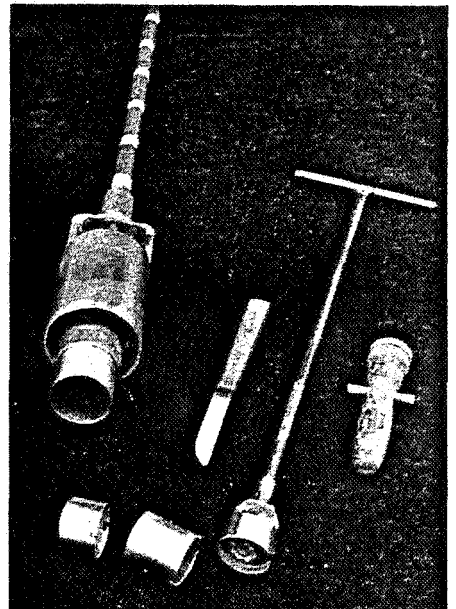
It is very difficult however to adjust in this way a moisture equilibrium and besides it is more important generally to determine on the soil sample the relation between moisture potential and moisture percentage, the so-called *moisture characteristic*, than the moisture potential at the moment of sampling only.

To determine the lower part of the moisture characteristic an undisturbed soil sample (obtained in a rustless steel cylinder with a special auger; see fig. 3), which has been saturated with water previously, is placed on a sand-layer with an adjustable water table.

The apparatus is shown in the figures 4 and 5. An iron tank (30 x 60 x 40 cm) is provided with a drain system (made of copper tubes with bore-holes in the lower-side and covered with nylon cloth) and filled with 31 cm fine sand (so-called Blokzijk sand, containing about 57 % fraction 50–75 μ and 22 % fraction 35–50 μ), which is covered by a layer sifted sandfraction 35–50 μ , about 5 mm thick. The surface of this layer is covered with a nylon cloth (see fig. 5). The drain system is

FIG. 3.

Two types of augers to obtain undisturbed soil cores in rustless steel cylinders for soil physical determinations. Diameter and height of the cores 5 cm. See for the type at the left KUIPERS (1955), page 21-22.



connected with a level-bottle (fig. 4, right) to adjust the water tabel.¹ Due to the fineness of the sand in the top-layer it is possible to drop the water table up to more than 100 cm below the centres of the samples without air is entering the sand layer. Thus the sand stays in the funicular stage and moisture movement is possible pretty well.

The apparatus has several advantages over the usual ceramic plates:

- a. A better moisture contact of the samples with the underlayer and consequently a quicker and better adjustment of equilibrium (cf. fig. 5; the samples are pressed into the sand a little bit).
- b. No difficulties with stoppage of the under-layer by algae, fine particles a.s.o.; the sand surface can be broken up and cleaned or replaced very easy if necessary.
- c. It is possible to treat a large number of samples (here 50) at the same time on one apparatus, which is pretty cheap.
- d. The samples can be saturated with water on the same apparatus by raising the water table up to about 3 cm above the surface of the sand layer (adjusting time: 3 days).

After saturating the samples the water table is adjusted in the surface of the sand layer. Since the height of the samples is 5 cm, the moisture potential in the centre of the sample is then — 2.5 g ergs/gram (pF 0.4; see par. 4). The moisture equilibrium is attained after about an hour. Then the samples are weighed and replaced on the apparatus, where-upon the water table is adjusted 7.5 cm below surface or 10 cm below the sample centre. After 7 days² the samples are reweighed. Moisture potential is now — 10 g ergs /gram (pF 1.0; see par. 4). Determination of sample weights at moisture potentials of — 30 g and —100 g ergs/gram (pF 1.5 and 2.0 resp.; see par. 4) occurs in the same way. Finally the sample is dried at 105° C and moisture percentages at the different moisture potentials can be computed.

For the moisture potentials — 200 g and — 500 g ergs/gram (pF 2.3 and 2.7 resp.; see par. 4), which are determined with the aid of ceramic filter plates till now, a similar technique is under development. Hereby a sank tank is used with a top layer of kaolin and the suction of the low water level is replaced by that of rarefied air. On this subject will be reported later.

A pressure membrane after RICHARDS (1947) is used for the determination of the moisture characteristic in the potential range between — 1000 g and — 20000 g ergs/gram (pF 3.0 – 4.3; see par. 4). The apparatus is shown in the figures 6 and 7.

For the methods mentioned above it is very important that there is a continuous moisture film throughout the soil sample at the beginning of each drying period and that there is always such a film throughout the base of the soil sample and the underlying layer (sand, cellophane etc.). It is possible only under these circumstances to withdraw the greater part of the moisture in the liquid state, that means within a

¹ The technical working-out of the apparatus is from mr. A. L. VAN LOKHORST. A detailed description is obtainable from the authors on application.

² Probably a shorter period is sufficient. This problem is still under investigation.

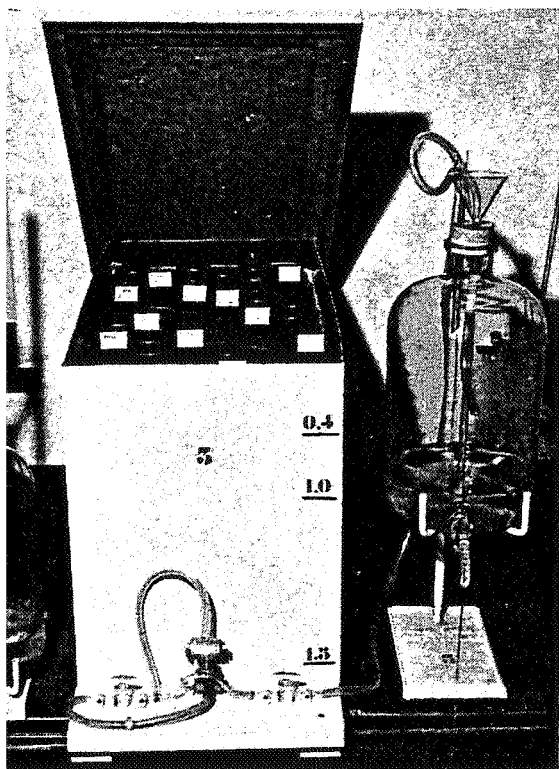


FIG. 4.

Apparatus for the determination of the moisture characteristic up to a moisture potential of $-100 \text{ g ergs/gram (pF 2)}$ *. Right: the level-bottle, which here is adjusted on a moisture potential of $-10 \text{ g ergs/gram (pF 1.0)}$. The sand tank can be closed with a wooden cover.

* See for definition of pF par. 4.

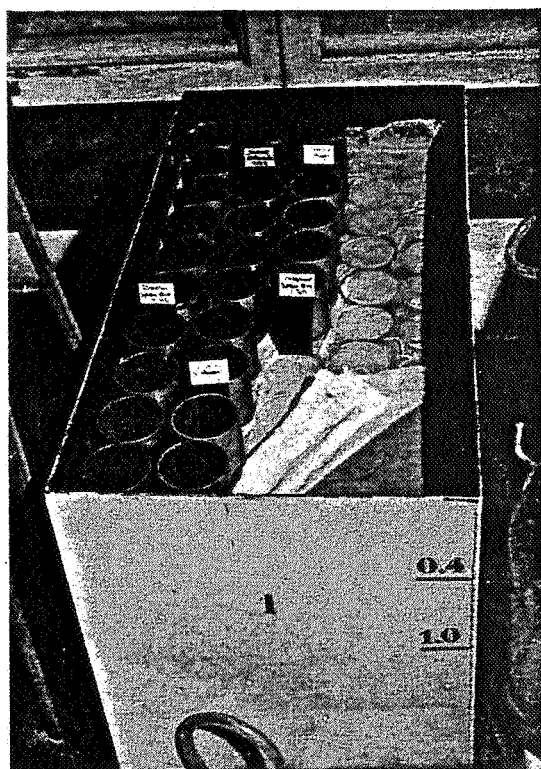


FIG. 5.

Top of the sand tank (see fig. 4) with undisturbed soil samples in rustless steel cylinders. The nylon cloth is turned back partly to show the surface of the sand layer.

reasonable short time. Measuring the moisture percentage of a soil sample however at very low moisture potentials (say f.i. $-1\,000\,000 \text{ g ergs/gram}$) the sample must come by way of the vapour phase into equilibrium with a body of constant moisture potential. As such a body we are using the atmosphere in a room of our building. Its relative humidity is determined by means of a respiration hygrometer.

The relation between the moisture potential ($-gh \text{ ergs/gram}$) and the relative humidity of the soil air ($r \%$) is derived thermo-dynamically by SCHOFIELD (1935):

$$-gh = -\frac{RT}{M} \ln 100/r$$

in which R, T and M are the molecular gas constant, the absolute temperature and the molecular weight of water respectively. Substitution of the constant values gives:

$$h = 1.08 \times 10^4 \times T (2 - \log r) \text{ cm.}$$

Using small (disturbed) samples (about 7 grams of moist soil spread in a fairly thin layer in a porcelain cup) equilibrium is obtained after about 6 days. Then moisture

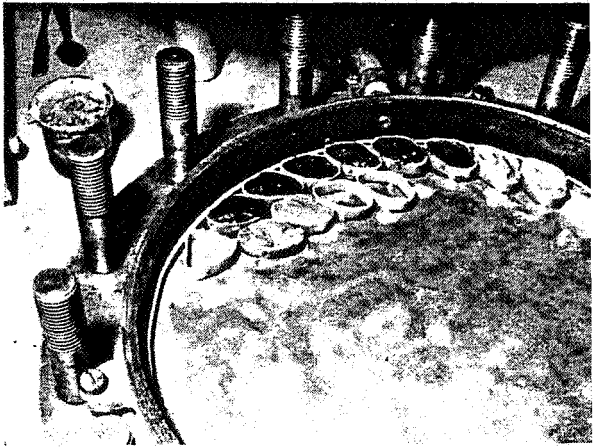
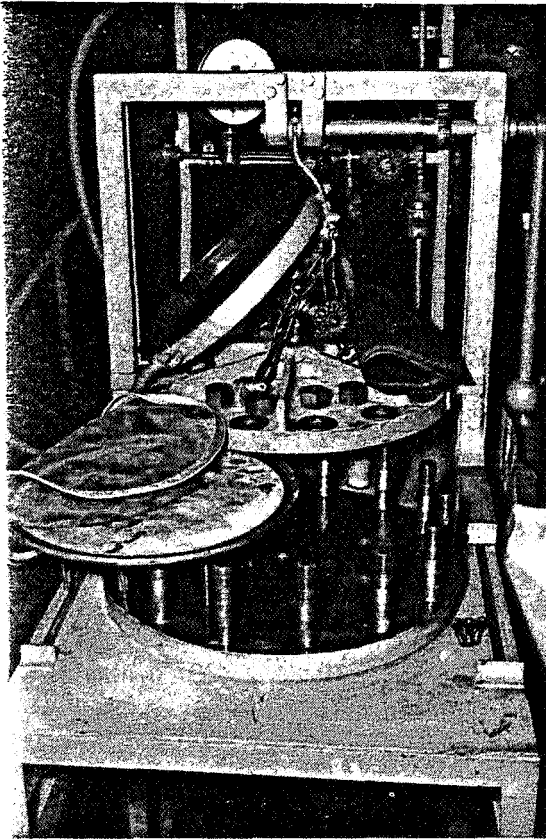


FIG. 7.

Interior of the pressure membrane. Wetted (disturbed) soil samples in triangular plastic rings on the cellophane membrane.

FIG. 6.

Pressure membrane (dismounted) for the determination of the moisture percentages at moisture potentials of -2500 g and -16000 g ergs/gram (pF 3.4 and 4.2 resp.; see par. 4). At the left from the bottom upwards: brass base with outlets and screen, cellophane membrane, rubber gasket ring, cylindrical side wall of the pressure chamber and pressure-gauge.

percentage of the soil can be determined and moisture potential can be computed from the relative humidity of the air by means of the formula.

All methods mentioned above are based on the principle of bringing a moistened soil sample into contact and into moisture equilibrium with a system of a constant, but adjustable moisture potential (top of the sand layer, cellophane membrane etc.). For the determination of the moisture potential in situ however a system with measurable moisture potential must be brought into moisture equilibrium with the soil, without changing the moisture potential of the soil. Such well-known systems are for instance:

- a. a cone-shaped plaster cup with a weighable plaster plug in it (DAVIS and SLATER (1942) fig. 8),
- b. a porous ceramic tensiometer-cup (fig. 9),
- c. any type of electrical resistance block (see f.i. fig. 10).

A good moisture contact between the measuring system and the soil is very important.

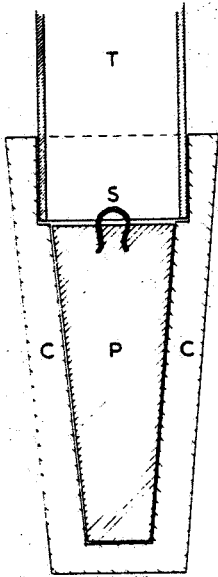


FIG. 8.

Weighable plaster cone for the determination of the moisture potential (cross-section). C = cone-shaped plaster cup, imbedded in the soil. T = plastic connecting tube to the soil surface. P = plaster plug, which on the suspension-eye S can be brought through T to the surface and be weighed. The relation between the weight of the plug and the moisture potential must be determined empirically (see for the utility range fig. 11).

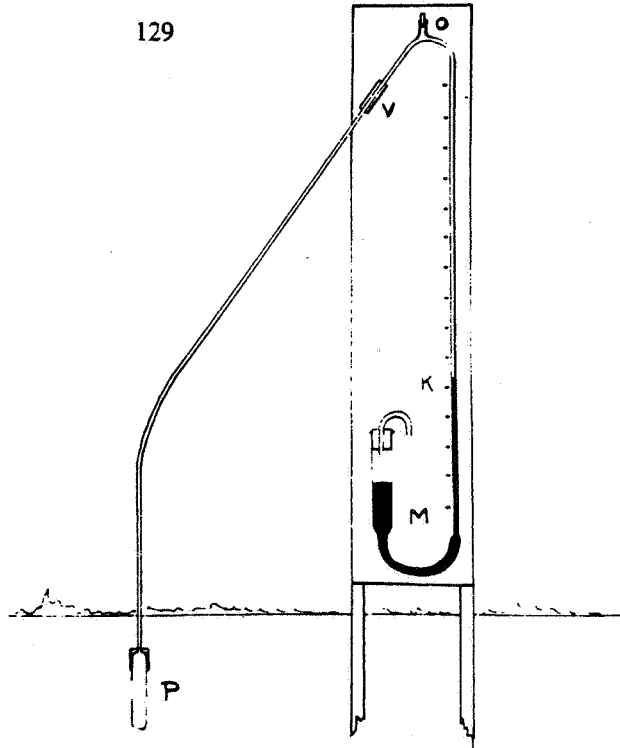


FIG. 9.

Tensiometer. The porous cup P, which is embedded in the soil, is connected by means of a thin brass tube with the mercury manometer M. O is an airtrap. The part PVOK is filled with water. The manometer reading, transferred in cm/water (h), gives the moisture potential $-gh$. Only usable up to about $h = 500$ cm.

4. MOISTURE TENSION AND pF

As is mentioned in par. 2 moisture retention can be characterized by the moisture potential. In par. 3 we saw that in many cases moisture potential is measured as the length of a water column. Therefore it was becoming a custom to express moisture potential not in ergs/gram, but to characterize it by means of a tension in cm water column or in atmospheres, the so-called *moisture tension*. Moisture potential and moisture tension are related quantitatively as follows:

$$\text{moisture tension (in cm water column)} = - \frac{1}{g} \cdot \text{moisture potential (in ergs/gram)}.$$

Since moisture tension is increasing rapidly in a drying soil it is more practically to work with the logarithm of moisture tension than with this tension itself. SCHOFIELD

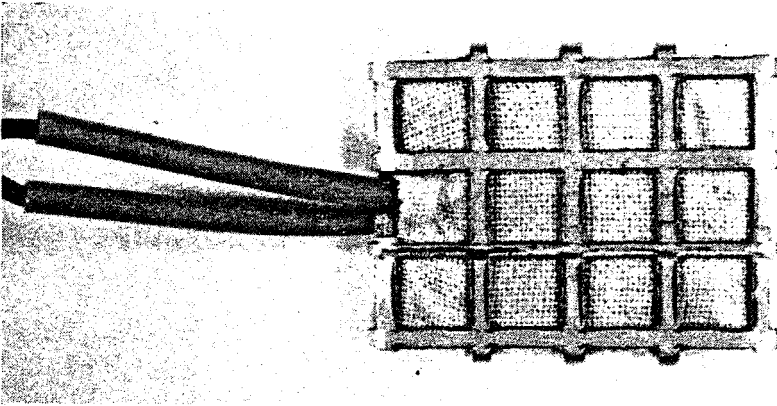


FIG. 10.

Nylon resistance unit after BOUYOUCOS and MICK (1948). Two wire-gauze electrodes are enwrapped with nylon cloth and locked in a monel cage. The unit must be gauged. The relation between resistance and moisture potential is depending somewhat on temperature. Therefore parallel-measurements with resistance thermometers are necessary. Usable up to the wilting point (see fig. 11).

(1935) therefore introduced for the 10-logarithm of the moisture tension in cm water column the symbol pF (p = power of 10; F = free energy). A moisture characteristic in which the pF is plotted against moisture percentage is called a pF -curve.

Fig. 11 is summarizing the different moisture scales and the ranges of the principal measuring methods.

5. MOISTURE CHARACTERISTICS AND CHARACTERISTIC STATES OF THE MOIST SOIL

A moisture characteristic is giving full information on the relation between moisture tension and moisture percentage over the entire range from wet to dry. Before these characteristics were common property, and still now, one was trying to typify the soil moisture relationship by means of the moisture percentage at a characteristic moisture state of the soil, e.g. maximum moisture holding capacity, field capacity, moisture equivalent, wilting point etc. We will treat here the field capacity and the wilting point only.

Originally *field capacity* has been defined as the moisture percentage of a soil 2 or 3 days after irrigation or heavy rainfall, so that the excess of water could drain away. In that way an accurate determination is possible only on soils, which show a sudden fall of the capillary conductivity, as f.i. well graded sands. Most soils however have a regular changing capillary conductivity and consequently the empirical determination of field capacity is somewhat obscure. A better starting-point is a well chosen moisture tension. For Dutch circumstances this appeared to be about pF 2. The moisture percentages in early spring of the Dutch soils with low ground-water levels are corresponding on the moisture characteristics namely with pF -values in the neighbourhood of 2. This is a somewhat lower value than is mentioned generally in literature, what may be caused by the following facts:

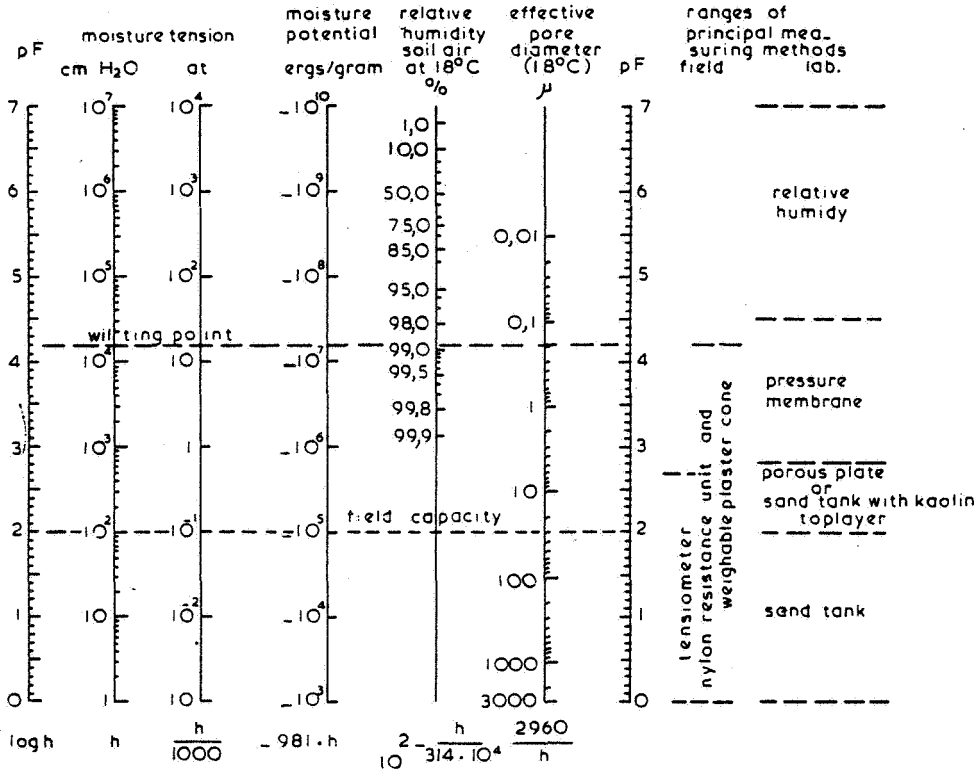


FIG. 11.

Comparison of the moisture potential, tension, pF, relative humidity and effective pore diameter scales; ranges of the principal measuring methods.

- Most data in literature refer to arid regions, where during the waiting period more water will evaporate out of the top soil than in humid regions, so that after 2 or 3 days in the upper layer a somewhat higher pF will be obtained.
- The pF-value 2.7, often mentioned in literature, is obtained by centrifuging a moistened sieved soil sample at 1000 g during 40 minutes (measurement of the so-called "moisture equivalent"). The moisture percentage determined in this way seems to correspond with the empirically obtained field capacity. We found however that often there is not yet an equilibrium after 40 minutes centrifuging and therefore the moisture percentages obtained are too high and not corresponding with pF 2.7, but with a lower value.

The *wilting point* is determined originally by means of sunflowers with three pairs of leaves. If the lowest pair wilts and no recovery occurs as the plant is placed during a 16 hours period in a moist dark room, the moisture percentage of the soil equals the (lower) wilting point. The upper wilting point, which lies 1 to 6 percents of weight lower, is reached if the entire plant is wilting. It appears experimentally that

the pF at the lower wilting point equals about 4.2 and that this point is nearly the same for all crops; it is called briefly wilting point.

Since soils normally are draining to field capacity and plants are wilting at the wilting point, the difference of these moisture percentages is giving the quantity of moisture available for plant growth which a soil can store. It is called *the quantity of available moisture* and is an important soil characteristic in irrigation practice on soils with a deep groundwater level. Besides the distribution of this quantity over the concerning tension range is important.

Table 1 summarizes the moisture percentages at pF 1.9 and 4.2 and their differences for different types of Dutch soils.

TABLE 1. Moisture percentages at pF 1.9 ("field capacity") and 4.2 (wilting point) and available moisture percentages for some Dutch soils

	Soil	Moisture percentage by volume at		Available moisture (% by vol.)
		pF 1.9	pF 4.2	
Sandy soils	Sandy soil, poor in humus (from Valkenswaard) . .	6.6	1.4	5.2
	Sandy soil, medium humous (from Valkenswaard) .	29.0	7.7	21.3
	Sandy soil, rich in humus (from Valkenswaard) . .	45.3	12.3	33.0
	Old arable soil ("esgrond" from Westerwolde) . .	30.2	7.6	22.6
	Reclaimed peat soil ("dalgrond" from Emmercompascuum)	44.3	14.1	30.2
Clay holding soils	Light sandy clay soil ("zavel" from Hornhuizen) .	33.7	6.4	27.3
	Marine clay soil (from Reiderwolderpolder)	37.9	24.5	13.4
	Old marine clay soil (from Nieuw-Beerta)	43.9	26.3	17.6
	Sticky clay soil ("knipklei" from Feerwerd)	37.8	23.2	14.6
	Sandy river clay soil ("strooimgrond")	30.7	11.5	19.2
	Heavy river clay soil (basin soil from Maaskant) .	57.2	34.3	22.9
	Loess soil	36.8	8.7	28.1
Peaty soils	Toplayer of peat-moor ("bolster" from Coevorden)	73.7	18.7	55.0
	Wood-peat rich in clay (not desiccated).	60.0	28.2	31.8
	Wood-peat rich in clay (desiccated)	46.1	24.6	21.5

From table 1 we see that the organic matter content has an evident influence (here somewhat over-estimated however) on the available moisture of a sandy soil, that there is still much moisture in clay and peat soils at the wilting point and further that a sandy soil layer with somewhat humus in it often has a higher percentage of available water than a clay layer of the same thickness.

Typical moisture characteristics for sandy soils with and without humus are shown in fig. 12. The latter has the well-known chair-like shape, which is indicating that there is a prevailing pore size as can be expected for well graded sands (see par. 6). It appears from the pF-curves that the sandy soil without humus is already fairly dry at field capacity (point D), that the quantity of available water (EF) is

small and that the pF-range between a wet and a fairly dry soil (here pF 1.6 – 2) is relatively narrow. Therefore such soils are to use for agricultural purposes only if a rather high groundwater-level (say between 100 and 40 cm below surface) can be maintained. The buffer-capacity of the humus holding sandy soil (fig. 12) however is much greater (Cf. available moisture percentage BC with EF of the other soil). This soil can be used agriculturally with a low water table if rainfall is completed by sprinkling irrigation if necessary. It must be pointed out however that at field capacity (point A in fig. 12) the air content is no more than about 7 % by vol., what is too low. Supposing the air percentage must be more than 12, from fig. 12 it follows that the soil must not be held at a pF lower than 2.4.

Fig. 13 is showing the influence of a treatment with Krilium on the shape of the pF-curve of a sandy clay soil. It appears that the pore-space is increased by about 10 vol. %, but that this change must be ascribed to an increase of the cells with greater pores ($> 30 \mu$; see par. 6). The quantity of available moisture is decreased no more than about 3 % by vol. This change of the structure however seems on this soil not to be advantageous in many cases.

In the foregoing the influence of humus on the moisture characteristic was shown. But generally speaking other soil factors as clay content, fineness of the sand fraction, pore space etc. have an influence too. This may be illustrated by the fig.'s 14, 15 and 16, taken from a study of BOEKEL and PEERLKAMP (1957) on marine sandy soils, which are poor in humus. The clay content (fig. 14) appears to have the same influence on the moisture percentages at pF 2.0 and 4.2; both are increasing practical

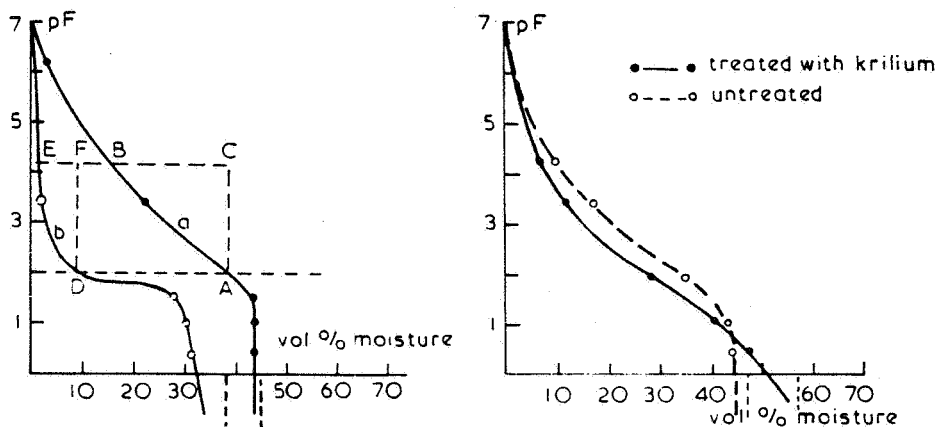


FIG. 12. (left) Moisture characteristics (pF-curves) of a humus holding sandy soil (a) and a sandy soil without humus (b). The pF equals minus infinitely if the soil is saturated with water. Therefore the lower part of the pF-curve is approaching asymptotically the vertical (broken) line through a moisture percentage on the horizontal axis, which equals the pore space. A and D: field capacity. B and E: wilting point. EF and BC: available moisture. FIG. 13. (right) Influence of the soil conditioner Krilium on the pF-curve of a sandy clay soil (from Hornhuizen)

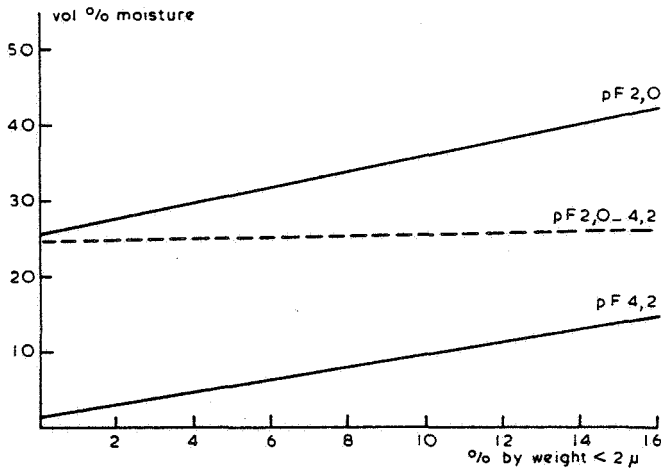


FIG. 14.

Relation between field capacity, wilting point and available moisture on one hand and clay content (fraction < 2 microns) on the other for Dutch marine sandy soils.

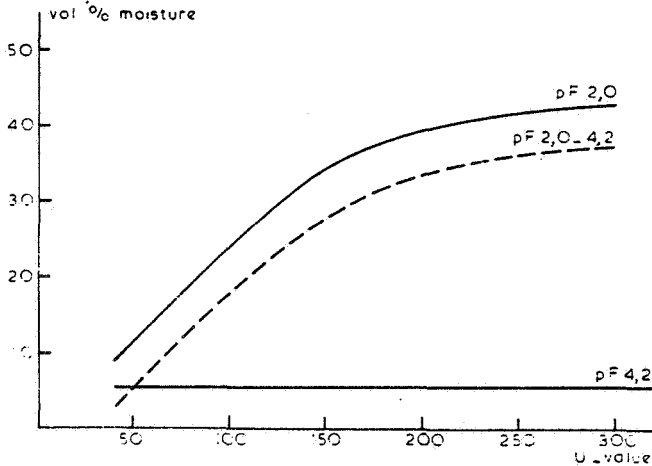


FIG. 15.

Dependence of field capacity, wilting point and available moisture percentage on the fineness of the sand fraction (U-value) for Dutch marine sandy soils.

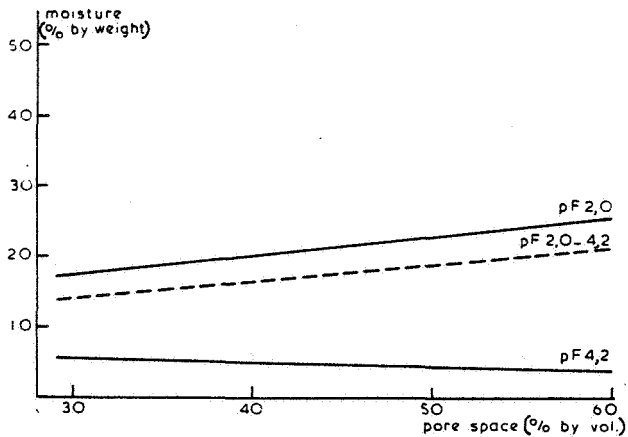


FIG. 16.

Moisture percentages of Dutch marine sandy soils at pF 2.0 and 4.2 and their difference in relation to pore space.

lineary in the same way. Consequently the percentage of available moisture is nearly constant with increasing clay content. The fineness of the sand fraction however, characterized by the so-called U-value (specific surface; HOOGHOUT (1934)), is influencing field capacity, but not the wilting point (fig. 15). Therefore the quantity of available water is increasing with increasing fineness of the sand in the same way as field capacity. Pore space appeared to have an influence too on these soils (fig. 16). The wilting point is decreasing a little, field capacity and available moisture percentage are increasing nearly lineary however if pore space is increasing.

All moisture characteristics mentioned before are determined on drying samples. It appears that if the relation between moisture tension and moisture percentage is determined on moistening samples not the same results are obtained as for drying samples. This effect, which is called *hysteresis* (fig. 17), is due to one or more of the following three factors:

- a. the tension at which a pore space cell is emptied is determined by the size of the greatest pore, which gives entry into the cell; the tension however at which the cell is filled completely is determined by the greatest diameter of the cell, which is greater than that of the greatest pore; therefore a lower tension is necessary in the moistening stage than in the drying one to get the same moisture percentage (reversible hysteresis);
- b. a reorientation of the soil particles in the drying sample (irreversible hysteresis);
- c. soils containing clay and humus are remoistening slowly and often partly after previous drying and
- d. enclosed air, which is dissolving gradually in the soil moisture.

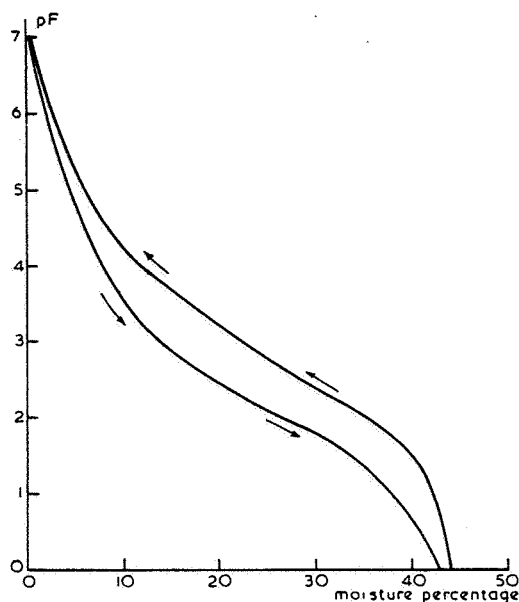


FIG. 17.

Hysteresis of a moisture characteristic (schematically). The arrows are giving the direction in which the moisture state is changing.

Hence there is under field conditions not a sharp relation between moisture tension and moisture percentage as history is unknown and in principle all states between the drying and moistening curve are possible. For practical purposes however it is generally sufficient to work with the drying curve since the difference with the moistening one don't exceed mostly 5% by vol. in undisturbed soils.

6. PRACTICAL APPLICATIONS OF MOISTURE TENSION MEASUREMENTS AND pF-CURVES

The most important applications may be summarized briefly.

a. Measurements of moisture tension in soil in situ

1. To determine the moisture percentage of the soil. Not only the hysteresis is giving uncertainties, but nearly horizontal parts of the pF-curves of well graded sands (cf. fig. 12) too. For several practical purposes applicable however.
2. Determination of moment and quantity of water in sprinkling irrigation. If moisture tension is increased up to pF 3 for instance, a quantity of water, derived from moisture characteristic, must be sprinkled to replenish soil moisture up to field capacity.
3. Moisture movement determinations. The gradient of the moisture tension is determining the driving force; the capillary conductivity is depending on the moisture percentage, thus on moisture tension too (cf. WESSELING (1960) and WIND (1960)).

b. Determination of moisture characteristics of soil samples

1. Determination of field capacity, wilting point and available moisture percentage (see par. 5).
2. Estimation of the change in moisture percentage of a distinct soil layer if the ground water level would be lowered. This was used for instance by one of the authors (PEERLKAMP (1954)) to show that moisture percentage of the soil under a Dutch town, built on wooden piles, should not decrease in consequence of a distinct lowering of the water table so much that the upper ends of the piles would decay.
3. Determination of the pore size distribution to characterize soil structure. From the capillary-rise equation can be computed for each moisture tension (read: height above water table) an effective pore size. Then the pF-scale of the moisture characteristic is to transform into a pore size scale (fig. 11) and for each pore size range can be read the volume occupied by the pores in that range (see f.i.: PEERLKAMP (1948)).

7. SUMMARY

A general survey is given of the statical problems of soil moisture on the base of free energy, moisture potential, moisture tension or pF. Methods to determine the entire pF-curve (sand tank, porous plates, pressure membrane and relative humidity measurements of the room-atmosphere) are described briefly, as well as three methods to measure moisture tension in situ (plaster cup and cone, tensiometer, electrical resistance block). Field capacity and wilting point are introduced as the moisture percentages at pF values of about 2 and 4.2 respectively.

Factors influencing these moisture states and the quantity of available moisture derived from them are discussed. The hysteresis effect and its causes are mentioned. The most important applications of moisture characteristic and moisture potential determinations are summarized briefly.

LITERATURE CITED

- BOEKEL, P. and P. K. PEERLKAMP Een onderzoek naar het verband tussen de voor de plant in de bodem beschikbare hoeveelheid vocht en verschillende elementaire eigenschappen van de grond bij mariene zanden. I.B.-report XIII-1957, 11 pp.
- BOUYOUCOS, G. J. and A. H. MICK A fabric absorption unit for continuous measurement of soil moisture in the field. *Soil Sci.* 66 (1948) 217-232.
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. *U.S.D.A. Bur. Soils Bull.* 38 (1907) 1-61.
- DAVIS, W. E. and C. S. SLATER A direct weighing method for sequent measurements of soil moisture under field conditions. *J. Amer. Soc. Agron.* 34 (1942) 285-287.
- EDLEFSEN, N. E. and A. B. C. ANDERSON Thermodynamics of soil moisture. *Hilgardia* 15 (1943) 31-298.
- GARDNER, W. The capillary potential and its relation to soil moisture constants. *Soil Sci.* 10 (1920) 357-359.
- HAINES, W. B. Studies in the physical properties of soils. IV. A further contribution to the theory of capillary phenomena in soils. *J. Agric. Sci.* 17 (1927) 264-290.
- Do. V. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated therewith. *J. Agric. Sci.* 20 (1930) 97-116.
- HOOGHOUTD, S. B. Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond no. 2. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 40 (1934) 215-345.
- KUIPERS, H. Een streekonderzoek gericht op de factoren bodemstructuur en stikstofbemesting. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 61.9 (1955) 79 pp.
- PEERLKAMP, P. K. Het meten van de bodemstructuur. *Landbouwk. Tijdschr.* 60 (1948) 321-338.
- Verslag van een onderzoek naar enkele fysische bodemeigenschappen in de ondergrond van de stad Leeuwarden. Internal report Aug. 1954, 4 pp.
- RICHARDS, L. A. The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigations. *J. Agr. Res.* 37 (1928) 719-742.
- Pressure-membrane apparatus-construction and use. *Agr. Engin.* 28 (1947) 451-454.
- SCHOFIELD, R. K. The pF of the water in soil. *Trans. 3rd Int. Congr. Soil Sci.* 2 (1935) 37-48.
- SLICHTER, C. S. Theoretical investigations of the motion of ground water. *U.S. Geol. Survey Ann. Rept.* 19 (1897/'98) 295-384.
- THAL LARSEN, J. H. Over den invloed van de regenval op den grondwaterstand. *Med. Landbouwhogeschool Wag.* 34 (5) (1930) 11 pp.

- VERSLUYS, J. De capillaire werkingen in den bodem. Thesis Techn. Univ. Delft 1916, 136 pp.
- WESSELING, J. Principles of the unsaturated flow and their application to the penetration of moisture into the soil. *Versl. Med. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O. 5* (1960) (see this number).
- WIND, G. P. Capillary rise and some applications of the theory of moisture movement in unsaturated soils. *Versl. Med. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O. 5* (1960) (see this number).

DISCUSSION

- W. C. VISSER: Is the strict requirement made with respect to the water level control in dune sand dependent on the rapid transition of moisture contents at a given pF value? Should not the requirement of a strict level control rather be related to properties of the type of crop, i.e. bulbs?
- REPLY: In extremely uniform sands such as dune sand the unsaturated capillary zone is usually only 40 to 60 cm, depending on the presence of a certain amount of silt or humus and the fineness of the sand. As a result of a 40 to 60 cm drop in the ground water level a particular stratum in such a soil may therefore change from practically saturated to substantially dry. Compared to less homogeneous or humus-containing sands, argillaceous sands, etc., the permissible variation is slight from the viewpoint of moisture and air content. Other important factors for determining the requirements with respect to the control of the water level are the type of crop, and particularly the rapidity of change of the moisture content.
- W. P. STAKMAN: In view of the fractions used in the sand-tray method (Blokzijl sand and 35–50 μ sand) may not the water column be expected to „break through” at a hydrostatic sub-pressure of 1 metre?
- REPLY: Having regard to the theories developed by HAINES and others, a „break-through” of a layer of sand having spherical grains of uniform size is only likely at a hydrostatic sub-pressure of 100 cm when the grain diameter exceeds 90 μ (suction = $6 T/r$; T = surface tension, r = particle radius). It has also been found empirically that the layer consisting of the sieved 35–50 μ fraction, if properly filled, resists passage of air at pF 2.
- Prof. F. HELLINGA: There is great confusion with regard to methods of determination of soil moisture constants, does this indicate a need for an international standardisation of the methods?
- REPLY: This is already being aimed at among European countries.
- K. F. VALKEN: How are the percentages by volume of available soil moisture converted into millimetres of available moisture?
- REPLY: One per cent by volume in a soil section of 1 sq. cm. horizontal surface and 10 cm height means 0.1 c.c. moisture or the equivalent of a water layer of 1 mm thickness. Hence 1 mm moisture corresponds to 1 % by volume per layer of 10 cm.
- J. TER HOEVE: Why does the dune sand of the lysimeters of the P.W.N. have relatively smaller pores than the dune sand outside the lysimeters?
- REPLY: The sand in the lysimeters is filled-in in saturated condition to about 70 cm below ground level and above that level filled with dry sand compressed by trampling. This destroyed the effect of the vegetation (root passages, organic matter).

VAN EIJDEN: Can the moisture content be determined in situ during drilling?

REPLY: This can usually be done without difficulty above the phreatic surface. If knowledge of the percentage by weight is sufficient, then only a quantity of moist soil needs to be raised by the auger, to be weighed, dried and weighed again. If it is necessary to know the percentage by volume, an undisturbed sample of known volume has to be taken by means of a special auger (see, for example, KUIPERS, H., *Versl. Landbouwk. Onderz.* 61.9 (1955) 21, 22). The moisture content of this sample has to be determined by drying. A difficult problem is always the heterogeneity of the moisture content, both in the vertical and horizontal direction. For this reason large numbers of samples are required in order to obtain a reliable average moisture content.

III. AVAILABLE MOISTURE IN SOILS OF THE NETHERLANDS

J. C. F. M. HAANS

Soil Survey Institute, Wageningen

1. INTRODUCTORY

In our country the rainfall in summer is usually insufficient to cover the water requirements of the crops. This shortage may be replenished by the uptake of water from the soil by way of supply from the groundwater when its level is sufficiently high. Besides the soil is capable of retaining water to a certain extent which enables storage in periods of excess of atmospheric water and eventual supply to the crops in summer.

A measure for the last mentioned soil property of great importance for the vegetation is the quantity of available moisture in the soil which is the difference between moisture content at field capacity and moisture content at wilting point. This difference indicates the quantity of moisture available to the crops independent of groundwater influences.

In this article the values found for these moisture conditions and for available moisture in a number of Dutch soils will be dealt with by which will become apparent which soil factors exercise an influence. Also the actual moisture quantity in the soil the year round will be broadly outlined while in this discussion the influence of evaporation and the presence of a groundwater level will be considered.

For a better understanding the following definitions are indispensable:

- a. Moisture content at field capacity = the moisture content of a freely drained soil some days after an excessive supply of water (e.g. by a heavy rainfall).
- b. Moisture content at wilting point = the moisture content at which plants wilt permanently; for this the moisture content at pF 4.2 is generally accepted.
- c. Available moisture = the difference between a and b ¹.

2. AVAILABLE MOISTURE IN PLEISTOCENE SAND SOILS

Abundant soil types in the pleistocene cover sand area are old arable-land soils, humus podzols and gley soils. According to their situation with regard to the groundwater they may be classified as high, medium high or low sand soils. In the four examples of high sand soils to be discussed the highest groundwater level does not reach above 2 m below surface; thus it may be assumed that moisture supply from the groundwater to the plants growing on these soils is inconsiderable.

Fig. 1 refers to a high humus podzol (heath reclamation soil) of the Gelderse

¹ It must be noticed that not all of the so-called available moisture is equally available for plants. It is generally accepted that the intake of moisture becomes more difficult with increasing moisture tension.

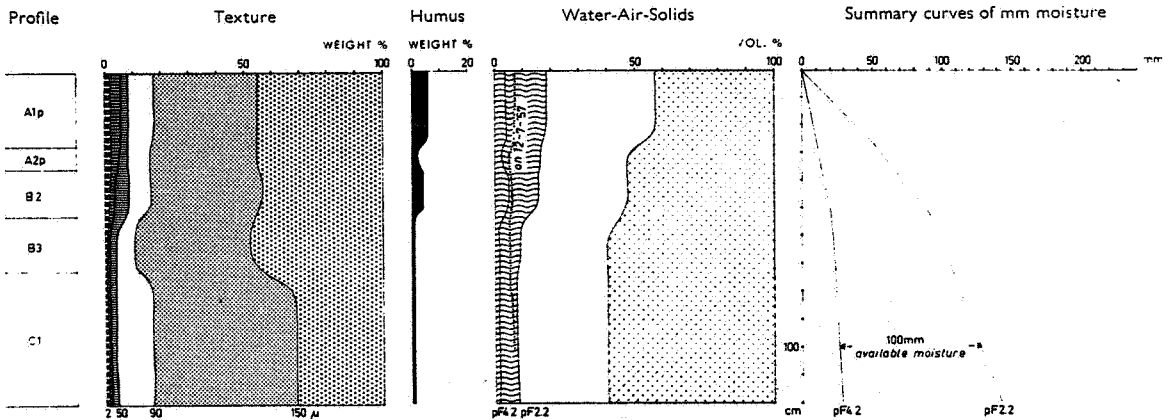


FIG. 1. High humus podzol.

Vallei¹. Besides a sketch of the composition of the profile with horizon denominations the texture (granular composition) and the humus content is also represented. As for the texture we may remark that in pleistocene sand soils the denominations are based on their content of the fraction < 50 micron ("loam" fraction). According to the content of particles < 50 micron the terms used are non-loamy, weakly loamy and loamy sand. Based on the distribution of the separates > 50 micron the sand is characterized according to its coarseness as coarse, medium-fine, fine, etc.

All cover sands under discussion here are medium-fine with varying loam content.

The high humus podzol has an uniform texture throughout the profile (non- to weakly loamy, medium-fine sand); the topsoil (A1p) is humous, the bleached sand horizon (A2p) is slightly less humous; the illuviation horizon (B2) is humous again; below the organic matter content diminishes rapidly; via a transitional horizon (B3), the yellow humus-poor sand is found in the subsoil (C1).

Of every distinguished soil horizon the pF-curve and total pore space is known. For these sand soils it is established that in spring when the moisture content in these soils is at field capacity (some days after rainfall), the average moisture content corresponds with the reading from the pF-curve at $pF = 2.2$ (pF determinations were carried out at the Bedrijfslaboratorium, Oosterbeek).

In the solids-water-air diagram the division of voids with respect to solid constituents is shown as well as the volume of water-filled pores at the wilting-point (at $pF\ 4.2$) and at field capacity ($pF\ 2.2$, spring conditions). Thus it is possible to read the volume percentage of available moisture for every profile horizon. A dotted line indicates the quantity of moisture still present in the profile after a fairly strongly dry period in the summer of 1957. Finally the volume percentages of moisture at $pF\ 4.2$ and $pF\ 2.2$ are added up horizon after horizon and expressed in mm (1 volume

¹ Data on profiles and moisture of the figures are, unless stated otherwise, compiled by co-workers of the Soil Survey Institute (provincial departments Groningen, Overijssel, Gelderland, Zeeland, Brabant and Limburg) and partly in cooperation with the Soil Fertility Institute, Groningen.

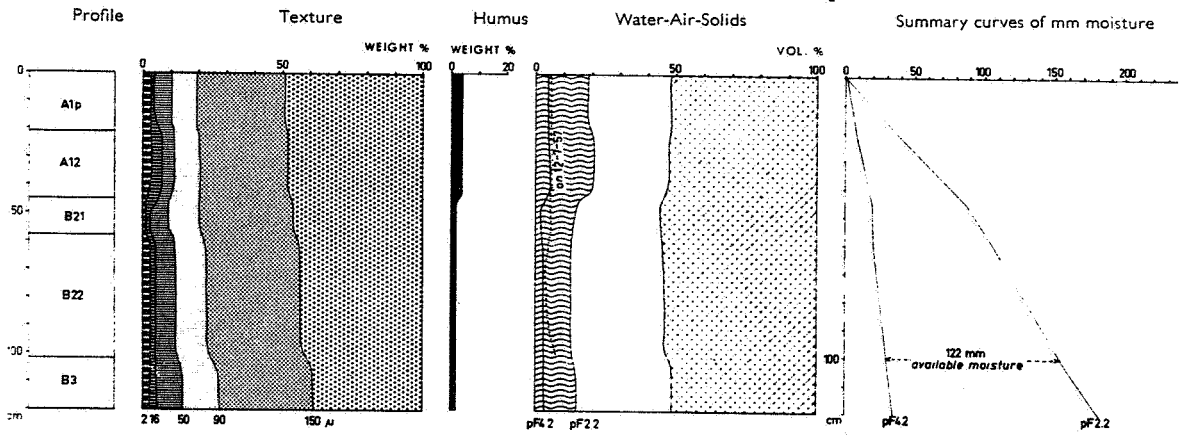


FIG. 2. High humus podzol with man-made topsoil.

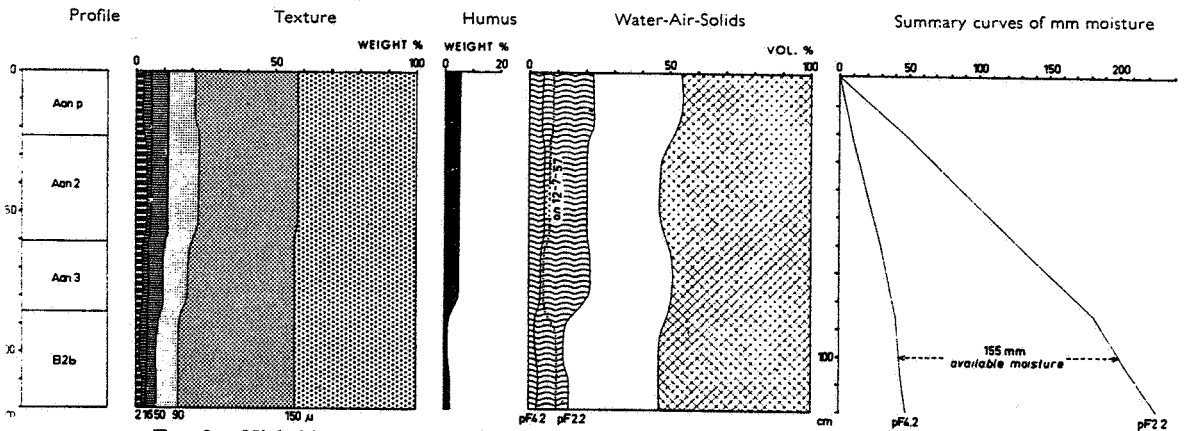


FIG. 3. High black loam-poor old arable soil.

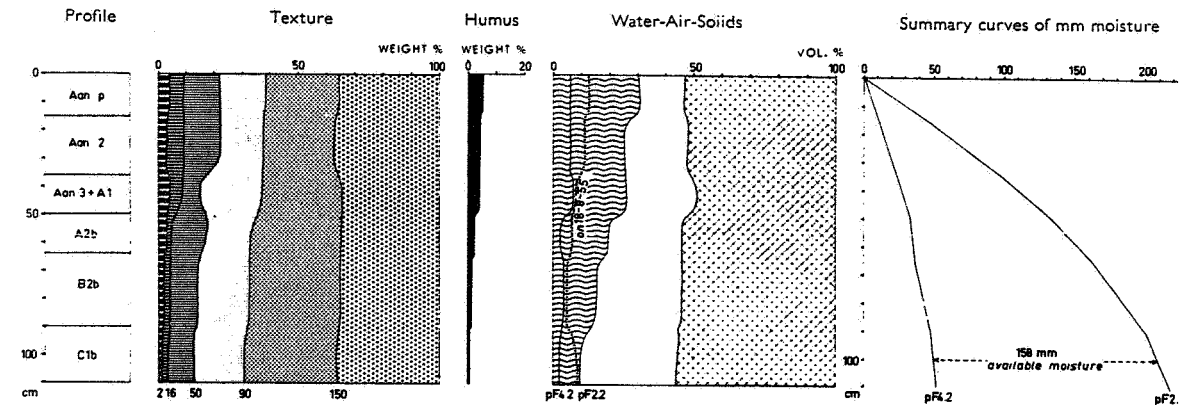


FIG. 4. High brown loamy old arable soil.

% = 1 mm per layer with a thickness of 10 cm). The totally available moisture (in mm) in the profile up to every depth of the profile is thus indicated.

The topsoil has a high total pore space, the subsoil below the B-horizon however is more compact. The content of available moisture in the soil is small, 100 mm over a depth of 1 metre. In dry periods withdrawal of moisture takes place down to a depth of ca. 80 cm below surface, below the soil remains at about field capacity.

The volume of the air-filled pores at field capacity is high ($\pm 30\%$).

Fig. 2 refers to a humus podzol with a man-made topsoil (old arable land) in the Gelderse Vallei. This soil has been under cultivation for a longer time by which a thick homogeneous A1-horizon has been formed.

In comparison with the former profile the soil contains less organic matter, at least the upper 50 cm, whereas the loam content is higher. This soil contains more available moisture, 122 mm in the upper metre. Here also moisture is withdrawn to a great depth in dry periods (e.g. in 1957).

In fig. 3 and 4 respectively data are given on a black, weakly loamy old arable-land soil of the Gelderse Vallei and a brown, loamy old arable landsoil of Overijssel. Both soils are deeply humous consequent of longstanding cultivation by which they have been raised with a manure cover. The brown soil contains more loam than the black one. Compared with both of the foregoing soils they contain much available moisture (154 mm and 158 mm respectively in the upper metre). In dry summers exhaustion may take place to a great depth.

Summing up one may state that these high sand soils contain more available moisture according as the sand contains more organic matter and/or loam. At field capacity the volume of the air-filled pores is high; the total pore space amounts to ca. 50 vol. percentages, in the humus-poor subsoil there is a tendency to lower figures.

Fig. 5, 6 and 7 provide data on profiles and moisture of some low sand soils. They are soils lowlying with regards to the ground-water level. In spring such-like soils do not loose water down to field capacity because at that time the groundwater stands high in the profile. However, to enable comparison with data on high sand soils it is supposed that the moisture content at field capacity in these low soils equals the moisture content taken from the pF-curve at pF 2.2. Besides the moisture content at pF 2.2, also the moisture content of the soil in spring, when the high soils are at field capacity, is represented in figs. 5, 6 and 7.

Fig. 5 refers to a low humus podzol (low heath reclamation soil) of the Gelderse Vallei. The humus content and texture of the various horizons do not differ much of those of the high humus podzol (see fig. 1). The soil is weakly loamy, the upper 30–40 cm are humous (A1p), overlying a humus-poor subsoil. In accordance the total pore space of the topsoil is high (± 50 vol. %), the subsoil is compact and the pore space is ± 35 vol. %. The soil, especially the humous topsoil, contains much available water but the humus-poor and loam-poor subsoil still contains 13 vol. % which is twice as much as the subsoil of the high humus podzol with about the same texture and humus content.

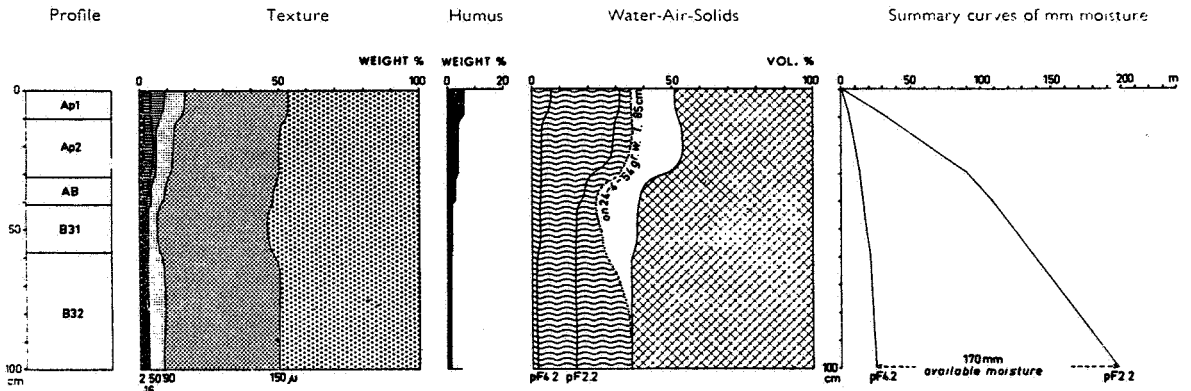


FIG. 5. Low humus podzol.

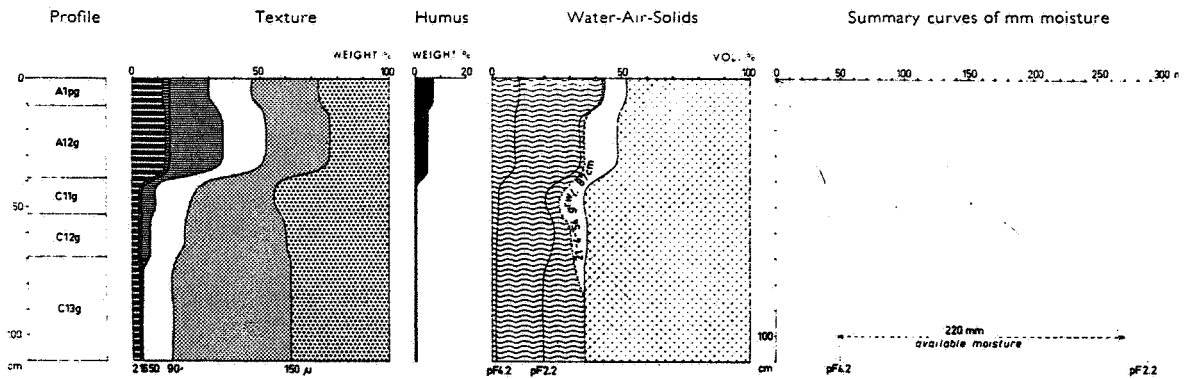


FIG. 6. Black gley soil.

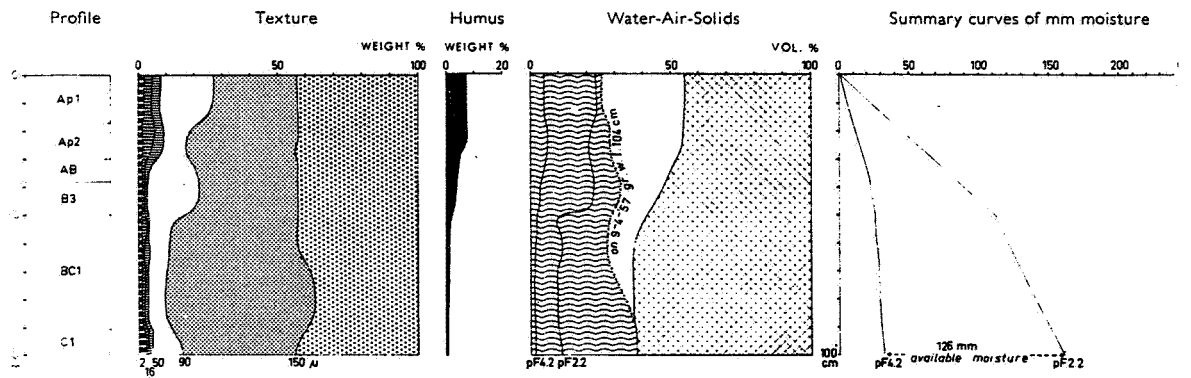


FIG. 7. Low humus podzol.

Fig. 6 shows a gley soil (brook deposit soil) of the Gelderse Vallei. The black-coloured humous and strongly loamy upper 40 cm of the profile (A1g) overlies humus-poor, loam-poor, rusty and greyishwhite coloured sand (C1g).

The A1-horizon has a pore space of $\pm 50\%$, and the subsoil is compact (± 35 vol. %). The whole profile contains much available moisture, the humous loamy A1-horizon as well as the humus-poor and loam-poor subsoil, totalling 220 mm in the upper metre.

As is shown in the soil-water-air diagrams the soil contains much more moisture in spring than corresponds with pF 2.2 caused by the high groundwater level (85 and 87 cm in humus podzols and gley soil respectively).

As a consequence the volume of air-filled pores of these soils has diminished which, just as shortage of water, may be a growth checking factor.

Data on a low humus podzol of Brabant are shown in fig. 7. The texture almost equals that of the low humus podzol of the Gelderse Vallei while the humus content of the topsoil is somewhat higher. Nevertheless this soil contains less available moisture: 126 mm in the upper metre against 170 mm in the soil of the Gelderse Vallei.

Summarizing may be said that the pore space of the topsoil of the low sand soils is comparable with that of the humous part of the profile of high sand soils and amounts to well over 50 volume %. The loam-poor and humus-poor subsoil however is generally more compact and contains ± 35 vol. % of pores. The amount of available moisture is significantly higher according as the sand becomes more humous and loamy. It appears however that besides humus content and texture also another factor may play a role, at least in certain areas, namely the position with respect to the groundwater. In the Gelderse Vallei low soils, having the same humus content and texture as high soils, contain more available moisture.

3. THE RELATION BETWEEN QUANTITY OF AVAILABLE MOISTURE AND SOME SOIL FACTORS OF PLEISTOCENE AND MARINE SAND SOILS

The examples given have shown broadly outlined the factors which may especially determine the quantities of available moisture in cover sand soils. By treating a great number of analytical data of sand soil samples from Brabant and Gelderland, BOEKEL and PEERLKAMP (1957) have tried to establish a quantitative relationship between the quantity of available soil moisture and some easily estimatable or determinable soil properties. Some of their results will be discussed here.

Originating with the humus content and the content of particles < 50 micron as a parameter for the texture (the coarseness of the sand does not vary strongly in cover sand soils), it appears that in these two areas, it is possible, but only roughly, to compute from these two soil properties the quantity of available moisture. For this purpose however the sand soils of the Gelderse Vallei are to be divided into low soils to the one side and medium-high and high soils to the other side; in other words according as the position in relation to the groundwater level a different formula for computing has to be used.

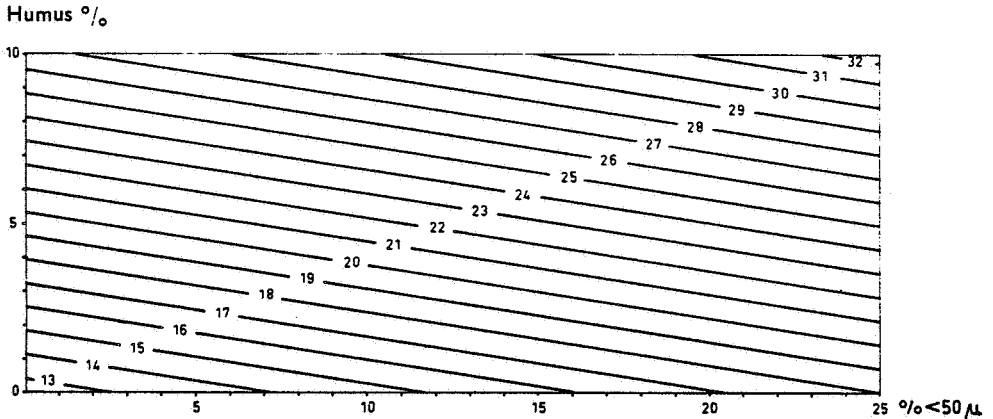


FIG. 8. Nomogram for computing available moisture in low sand soils of the Gelderse Vallei.

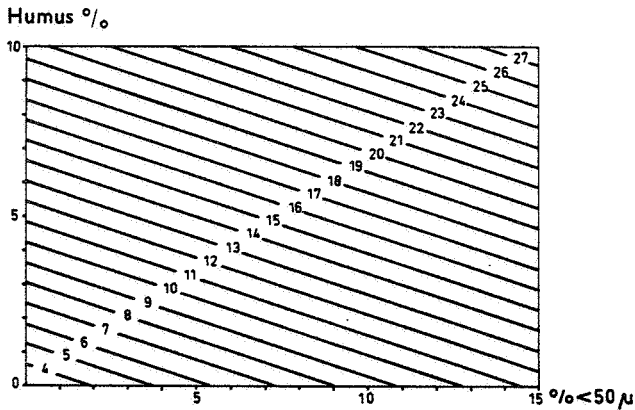


FIG. 9. Nomogram for computing available moisture in high and medium-high sand soils of the Gelderse Vallei.

Their formulae are developed in nomograms for low respectively high sand soils of the Gelderse Vallei as is shown in fig. 8 and 9.

For low sand soils is applicable:

$$\text{Vol. \% available moisture} = 1.42 (\text{weight \% humus}) + 0.22 (\text{weight \% particles} < 50 \text{ micron}) + 12.5.$$

For medium-high and high sand soils is applicable:

$$\text{Vol. \% available moisture} = 1.66 (\text{weight \% humus}) + 0.55 (\text{weight \% particles} < 50 \text{ micron}) + 3.1.$$

From this can be taken again that in view of the prevailing contents of humus and loam low soils have a higher moisture level than the medium high and high soils. How this influence of the groundwater on the quantity of available moisture (or more exactly on the moisture content at pF 2.2) must be explained is not yet clear. The standard deviation for low soils comes to over 4 vol.%, for the medium-high and high soils to over 3 vol.%. The consequence of this is, that when computing quantities of available moisture for whole profiles got from data on humus content and texture an error of over 20 mm must be taken into account.

It appeared that in soils of Brabant an other relation exists between profile characteristics and available moisture compared with soils of Gelderland. The position with regard to the groundwater does not play a role here. Thus it is clear that the mentioned formulas have only a regional meaning and are only valid for the soil group for which they are prepared. This also came to the fore when verifying these formulas with data on available moisture in soils of Drente and Friesland. The computed values correspond badly with the figures obtained from analyses. Thus computing of the quantity of available moisture from data on humus content and texture with the help of one generally applicable formula is impossible for the moment.

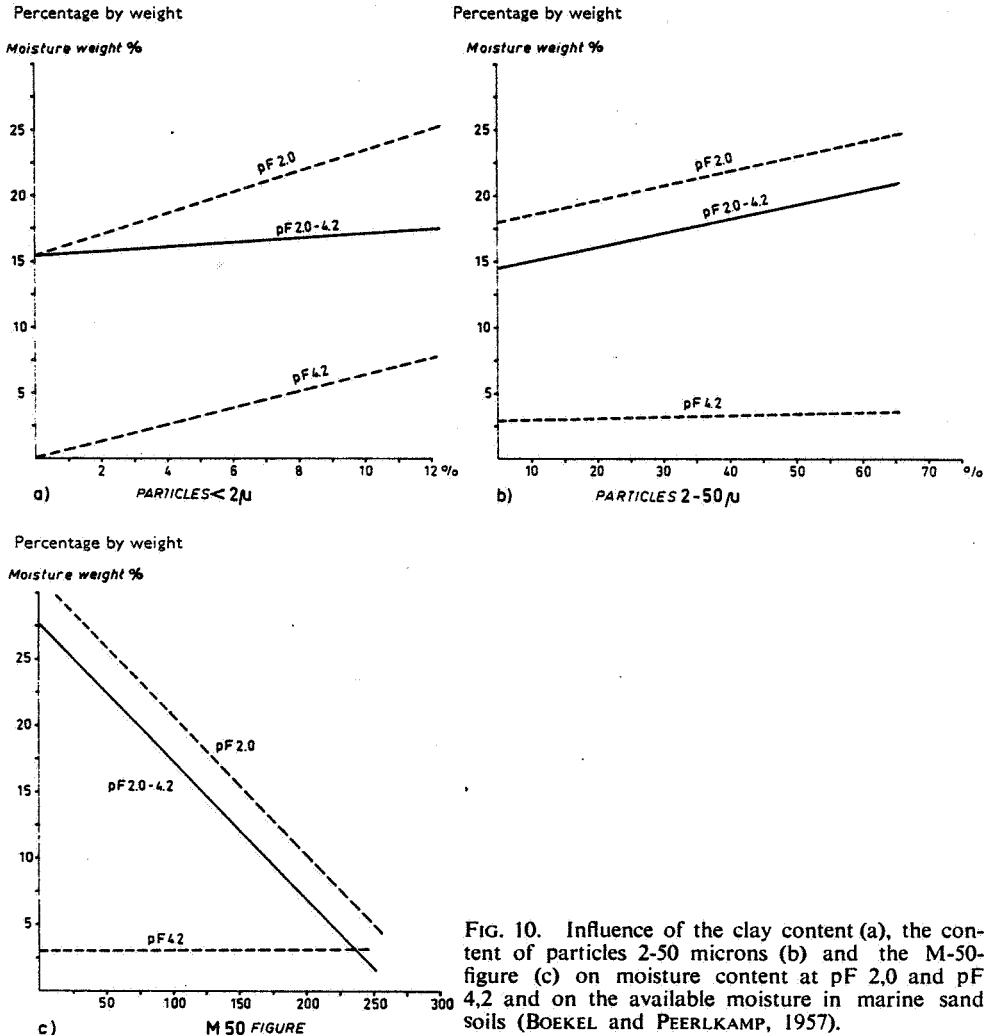


FIG. 10. Influence of the clay content (a), the content of particles 2-50 microns (b) and the M-50-figure (c) on moisture content at pF 2.0 and pF 4.2 and on the available moisture in marine sand soils (BOEKEL and PEERLKAMP, 1957).

In a similar investigation concerning marine sand soils of the Noordoostpolder, the Western and Northern Netherlands, BOEKEL and PEERLKAMP have traced the influence exerted by a number of elementary soil factors on moisture quantities at pF 2.0 and pF 4.2 and the difference between these two quantities (BOEKEL and PEERLKAMP, 1957). Some of the results are discussed here as it came to the fore a.o. that the coarseness of the sand may strongly influence the moisture values.

The investigated marine sand soils were humus-poor for the greater part, the content of particles < 2 micron varies from $0 - \pm 10 \%$. To indicate differences in coarseness various standards may be applied. As examples are chosen here the content of the fraction 2 – 50 microns and the M50-figure, the median of the fractions 50 – 2000 microns. The last figure indicates from the fractions 50 – 2000 microns the grain size above and below which an equal quantity in weight of grains occurs. The M50-figure varied from 60 – 230, thus the sand was extremely fine to coarse.

It was possible to account satisfactorily for the scattering of the moisture contents at pF 2.0 and pF 4.2 and of the quantities of available moisture as caused by factors clay content, content of particles 2 – 50 microns and M50-figure.

Fig. 10a shows the influence of the clay content on the moisture content at pF 2.0 and pF 4.2 and on the difference of both and that on average values of the other factors. Figs. 10b and 10c give the same for the content of fraction 2 – 50 microns and the M50-figure.

It appears that an increasing clay content causes an increase of the moisture contents at pF 2.0 and pF 4.2 but both to about the same extent so that the influence of this factor is practically nil. The content of the fraction 2 – 50 μ is of little influence on the moisture content at pF 4.2, however has a weakly positive correlation to the moisture content at pF 2.0, so that this also holds for the difference between both moisture values. The influence of the M50-figure on the moisture content at pF 4.2 is nil, but is very strong on the moisture content at pF 2.0 and thus also on the quantity of available moisture. The coarser the sand, the less moisture at pF 2.0 and the less available moisture.

4. MOISTURE CONTENT AND MOISTURE TENSION IN SAND SOILS IN THE COURSE OF THE YEAR

It goes too far to deal at full length with the course of the moisture tension and moisture content in the soil throughout a whole year as influenced by evaporation, precipitation and the presence or absence of groundwater. Only a few cases in sand soils will be discussed.

High soils in spring, when at field capacity, have a moisture content corresponding with pF 2.2. When withdrawal of water by crops exceeds precipitation then the soils dry up depending on the extent of withdrawal of water which is principally determined by the depth of the rooting zone. With the exception of the thin topmost layer in which the moisture content may be still lower caused by direct evaporation, no moisture contents lower than corresponding with pF 4.2 are found. Examples of

exhaustion of high soils in fairly dry periods are shown in figs. 1 to 4 inclusive. Much moisture has been withdrawn from the soil to a depth of 70 – 90 cm and the moisture content has decreased almost to the wilting point. Below this depth the moisture content rises to about field capacity. The rooting in the soils of fig. 1 and 2 will extend to 50 – 70 cm, in the soils of fig. 3 and 4 to about 90 cm. The moisture disappeared from the deeper subsoil has been withdrawn by some dispersed roots or has been shifted to the rooting zone.

In the examples of low sand soils has been shown that as a consequence of the occurrence of groundwater at slight depths the soil has not dried to field capacity. When in the profile a hydrological equilibrium occurs, that is when no rain falls and there is no evaporation, the rule holds that the moisture tension expressed in cm equals the distance to the groundwater in cm. Thus 10 cm above the groundwater $pF = 1$, at 100 cm: $pF = 2$, etc. In spring the soils are more or less in this conditions of equilibrium. Then the moisture content determined in the field ought to be equal to the moisture content read from the pF -curve at the pF -value corresponding with the distance of the soil sample to the groundwater. In some cases this is also the reality as is demonstrated in fig. 11 relating to clay soils and taken from WESSELING (1957). More often however systematical deviations are found as is shown in fig. 12, the data of which are taken from an investigation carried out on sand soils of the Gelderse Vallei, but this is also found in other areas and soils. It appears that the moisture content based on the depth of the groundwater and read

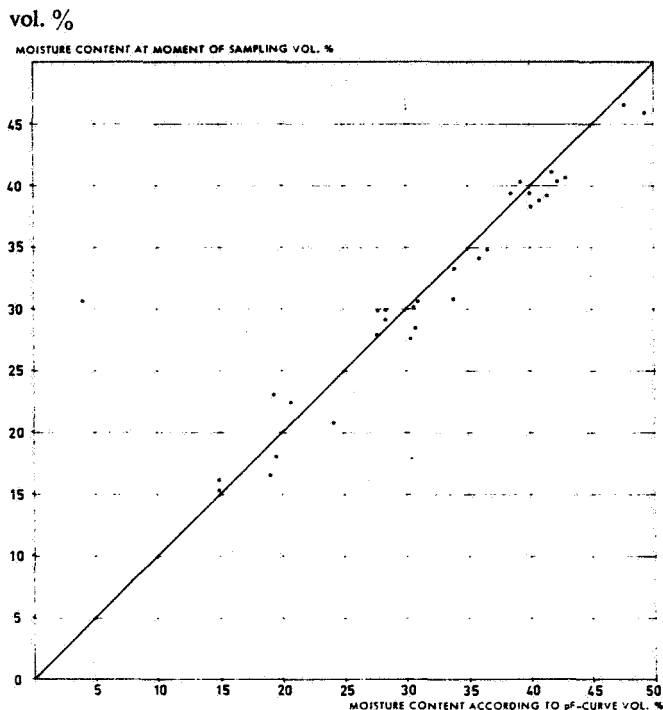


FIG. 11.
Relation between moisture content at moment of sampling and moisture content according to pF -curve in clay soils (WESSELING, 1957).

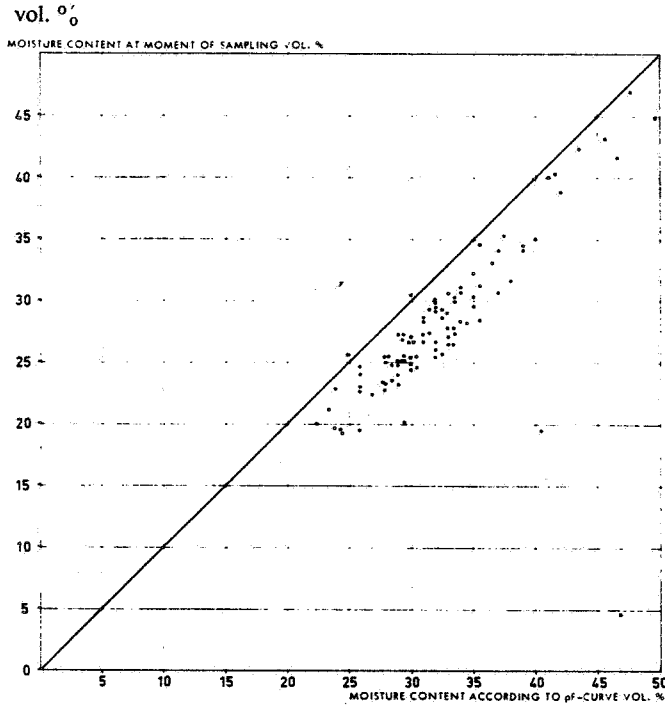


FIG. 12.

Relation between moisture content at moment of sampling and moisture content according to pF-curve in sand soils of the Gelderse Vallei.

from the pF-curve is 4 vol. % higher than found in reality. These differences are probably to be ascribed to the methodology of the pF-determination. This example has been quoted to illustrate that the pF-determination is very sensitive. Differences in methodology may easily give different results.

Fig. 13 and 14 show the course of the moisture content in a dry summer in a profile with shallow groundwater. The examples are two sand soils from Noord-Brabant viz. a medium-high black old arable soil (fig. 13) and a low gley soil (fig. 14). Moisture determinations were carried out in the dry summer of 1947 on 4 different dates (CI-203 Investigation, P.A.W. Wageningen). Moisture contents at pF 2.2 and pF 4.2 were computed by author from the available data on texture and humus content. In May (first sampling) the old arable soil is still wetter than corresponds with field capacity. In June the groundwater level has somewhat lowered and water above this level has drained out or has evaporated. The topsoil however is still very moist perhaps due to recent rainfall. In October, the next time of sampling, after a very long period of drought, the groundwater has strongly fallen and the profile is exhausted down to 70 cm below surface and locally to wilting point. A month later the groundwater has fallen further and the subsoil has become still drier but the upper 15 cm however are already again at field capacity owing to rainfall.

The low gley soil shows a similar picture (fig. 14). The soil however did by no

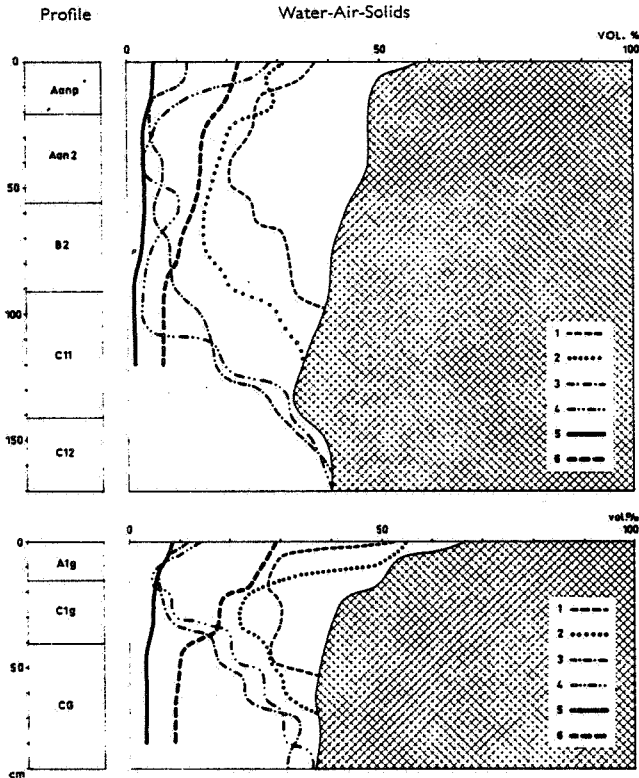


FIG. 13.

Course of the moisture content in a medium-high, black old arable soil.

(Data on moisture content taken from Ci-203 investigation P.A.W., Wageningen.)

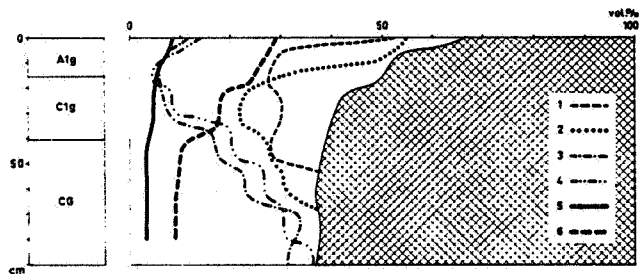


FIG. 14.

Course of the moisture content in a low gley soil.

(Data on moisture content taken from Ci-203 investigation P.A.W., Wageningen.)

LEGEND FIG. 13.

1	Moisture content on	23-5-'47,	Groundwater level:	90 cm
2	"	" " 23-6-'47,	"	" 131 "
3	"	" " 11-9-'47,	"	" 170 "
4	"	" " 6-11-'47,	"	" 174 "
5	"	" at pF 4.2		
7	"	" " pF 2.2		

LEGEND FIG. 14.

1	Moisture content on	20-5-'47,	Groundwater level:	44 cm
2	"	" " 25-6-'47,	"	" 61 "
3	"	" " 8-9-'47,	"	" 92 "
4	"	" " 3-11-'47,	"	" 95 "
5	"	" at pF 4.2		
6	"	" " pF 2.2		

means dry up as deep, only down to 40 cm below surface and the groundwater level sunk less. Here it was striking that in June (second sampling) the upper 15 cm were much more moist than in May, again owing to recent rainfall.

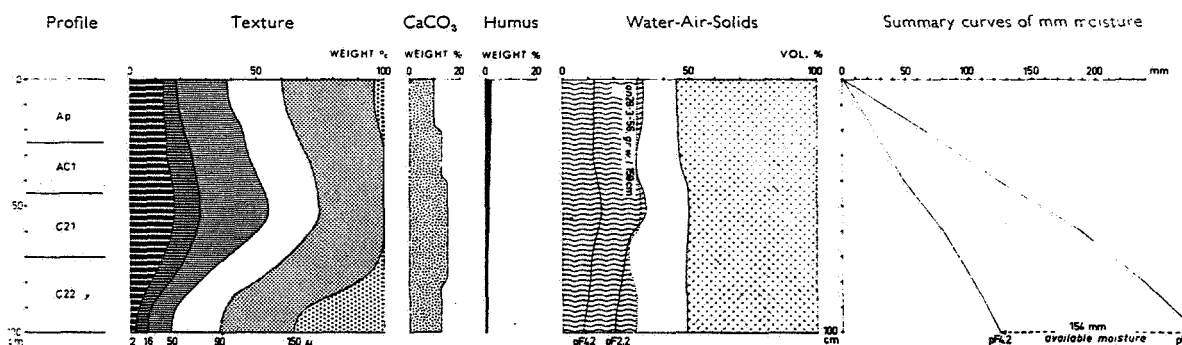


FIG. 15. Light tidal marsh soil.

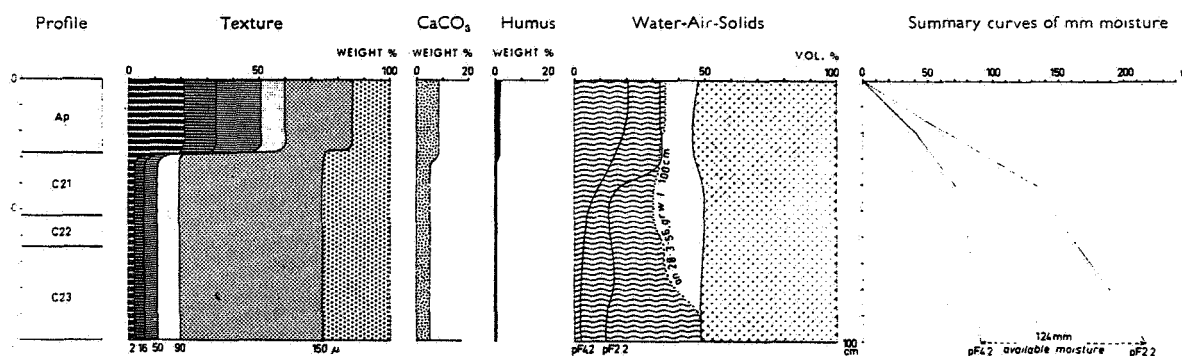


FIG. 16. "Plaat" soil.

5. AVAILABLE MOISTURE IN SANDY CLAY, CLAY AND LOESS SOILS

The data on profile and moisture of a calcareous light clay soil (tidal marsh soil) in Zeeland are represented in fig. 15. The soil has very favourable agricultural properties and is used as arable land. The profile becomes lighter with depth (the clay fraction = particles < 2 micron decreases with depth), is calcareous and humus-poor.

For these soils the moisture content at pF 2.2 also appeared to be a fairly reliable measure for the field capacity. At this moisture tension the soil contains much moisture, however the part of it available for crops is less than in sand soils.

The moisture content at wilting point namely is high. The total quantity of available moisture is 154 mm which is of the same order as in the old arable sand soils.

Fig. 16 concerns a "plaat" soil in Zeeland. A clay topsoil with a thickness of ± 30 cm overlies a sand subsoil. This profile also is calcareous and humus-poor. The abrupt transition in texture is clearly reflected in the course of the moisture in the profile. Available moisture in the upper metre amounts to 124 mm. The clay-rich

topsoil contains still much moisture at pF 4.2, in the sand subsoil this quantity diminishes strongly.

Both profiles and especially the "plaat" soil contain more moisture in spring as corresponds with pF 2.2.

In both soils the air-filled pore space at pF 2.2 is fairly high. Thus a good air supply of the crops is ensured. As for the "plaat" soil however it must be noticed that rooting conditions are unfavourable as the rooting is restricted to the upper 30 cm. When groundwater levels are deep moisture supply of the crops will easily drop to a minimum as the crops are dependent on the available moisture in this layer.

Especially the clay content (particles < 2 microns), the measure for the texture of a soil, is deciding for the moisture contents at pF 2.2 and pF 4.2 of these soils. This is demonstrated once again in fig. 17 in which the moisture contents of a number of tidal marsh and "plaat" soil samples are plotted against the corresponding clay contents while no corrections for (the otherwise little varying) humus content and coarseness of the sand are applied.

There exists a clear rectilinear relation between moisture content at pF 4.2 and clay content. At pF 2.2 the relation is curvilinear. The consequence is that at a clay content of 10 – 12 % the available moisture content is greatest, with a higher or lower clay content available moisture diminishes.

Another example of a heavy soil with favourable agricultural properties is the loess profile from Zuid-Limburg shown in fig. 18. It is a high profile. About 90 % of the mineral constituents are < 50 microns. The clay content in the A-horizon is lower than in the B-horizon due to clay movement. This is distinctly reflected in the moisture content at pF 4.2.

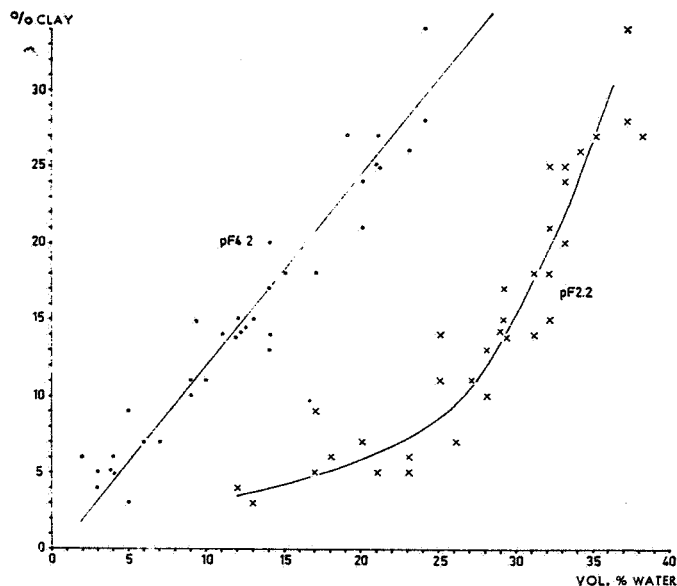


FIG. 17.

The relation between clay content of "plaat" and tidal marsh soils in the Wilhelminapolder and moisture content in vol. % at pF 2.2 (x) and pF 4.2 (•).

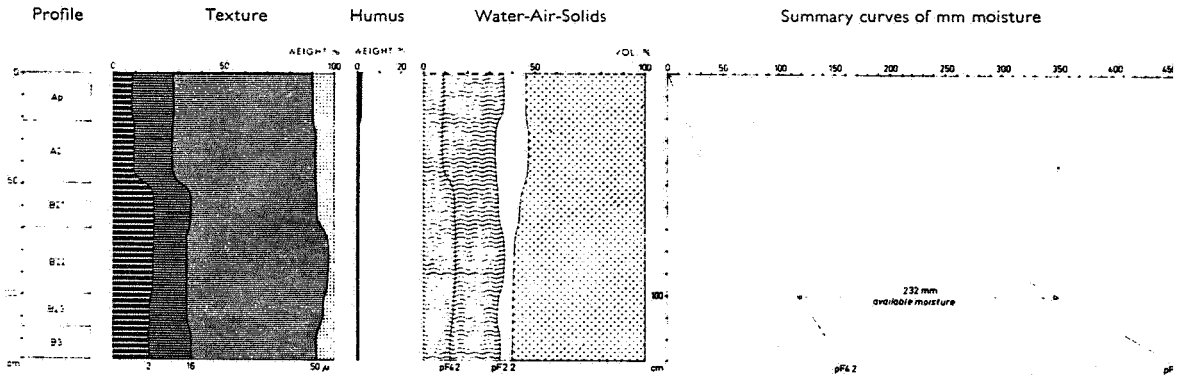


FIG. 18. Loess soil.

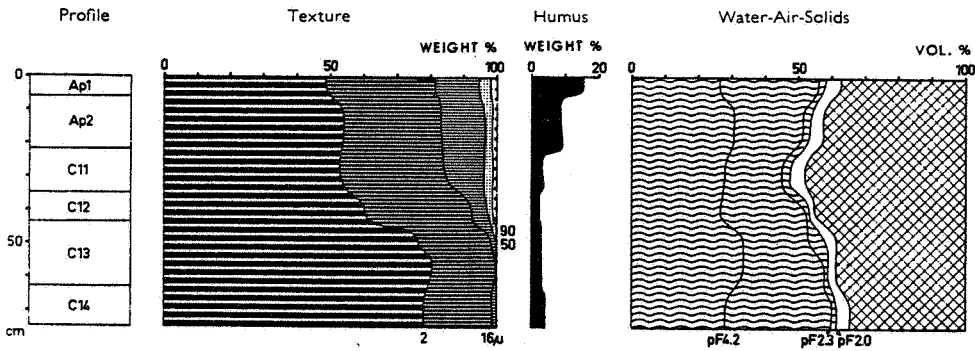


FIG. 19. Basin soil.

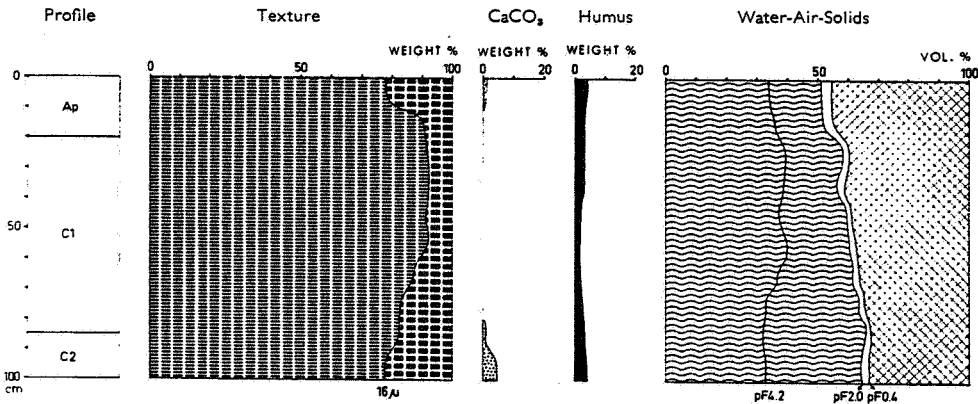


FIG. 20. Non-calcareous Dollard clay soil.

The soil contains much moisture at pF 2.2 (this being a good measure for the field capacity as is accepted) and also much available moisture (232 mm) in the upper metre. The air content at pF 2.2 is still fairly high.

The heavy clay soils shown in fig. 19 and 20 have a totally different moisture profile. Fig. 19 represents a basin soil, a heavy non-calcareous clay soil from the river clay area. Total pore space of this soil is high, 50 – 60 vol. %. At pF 2.0 and pF 2.3 nearly the total pore space is water-filled. Fig. 20 shows the same of a heavy non-calcareous Dollard clay soil. pF-curves of horizons of this kind of soils are steeply drawn. Available moisture is sufficient, although moisture content at pF 4.2 is very high. However the air supply of the crops may easily reduce to a minimum. With this it is once again demonstrated that pF-data not only provide informations on water conditions but also on air conditions.

The following table gives a summary of the principal data on moisture per metre of the profile of the soil types dealt with.

Moisture data of the soils under discussion

1	2	3	4	5
Soil type	Moisture in mm per metre of the profile			
	when saturated	at pF 2.2	at pF 4.2	available moisture
<i>High sand soils</i>				
High humus podzol (fig. 1)	459	126	26	100
Ditto with manure cover (fig. 2)	453	152	30	122
Black old arable-land soil (fig. 3)	487	43	154	154
Brown old arable-land soil (fig. 4)	462	208	50	158
<i>Low sand soils</i>				
Low humus podzol (fig. 5)	404	195	25	170
Black gley soil (fig. 6)	404	266	46	220
Low humus podzol (fig. 7)	434	158	32	126
<i>Sandy clay-, clay- and loess soils</i>				
Tidal marsh soil (fig. 15)	467	276	122	154
"Plaat" soil (fig. 16)	469	212	88	124
Loess soil (fig. 18)	444	348	116	232
Basin clay soil (fig. 19)	592	557 ¹	285	272
Dollard clay soil (fig. 20)	605	586 ¹	355	231

¹ at pF 2.0

It be pointed out again that the data on moisture are given per metre depth of the profile to enable mutual comparison. When interpreting the figures of column 5 one has to take into consideration the rooting possibilities of the soil and the presence or absence of groundwater.

[illegible]

FIG. 21. Example of a record sheet.

Kaartblad 32 N. 174 745 177 015 Ligging van de monsterplaats. Denk om noordpijl; eventueel coördinaten van monsterplaats.		Schets van het profiel	No. kaartblad: Volgnummer:
Verklaring code voor kolom „methodek” op voorzijde van dit blad: 1) G1 :: gloeiveritas 2) K :: volgens Kurmes 3) I :: volgens Iatschereckoff 4) Pip :: pipetmethode 5) Att :: methode Auerberg 6) Zev :: zeven 7) H :: uit humusgehalte via tabel 8) W :: met water 9) A :: met alcohol of xylol		In de profielteksten kan de plaats van de monsters in het profiel en daarnaast het nummer van de monsters worden opgegeven.	
Verklaring regels a, b en gem. op voorzijde van dit blad: de beide eerste regels (a en b) geven de in duplo verkregen waarden aan. In de derde regel (gem.) wordt het gemiddelde vermeld. Bij de volumepercenten vocht bij de verschillende pF-waarden wordt hiervoor de meest waarschijnlijke waarde verkregen uit de pF-curve geselecteerd.			

6. THE pF-RECORDS

pF-investigation of soil samples is fairly expensive, therefore it is important to put everything and all data obtained on the record as well as possible.

With the purpose to prevent pF-data from getting lost, to make these data accessible for a circle of interested people as wide as possible and to create possibilities for further research and sampling as efficient as possible the Soil Fertility Institute in Groningen, the Institute for Rural Engineering and Watermanagement in Wageningen and the Soil Survey Institute in Bennekom have founded a pF-record office administered by the last mentioned.

The records consist of a register of maps (sheets on scale 1 : 25,000 and 1 : 10,000) and records sheets. Every profile of which pF-samples are taken is recorded on a sheet. The situation of the profile is indicated on the maps and its co-ordinates are on the record sheets.

The data mentioned on the record sheets are the following:

- a. general data such as: name of sample collector, time of sampling, soil type, groundwater level, name of the laboratory;
- b. results of the pF-analysis and other data such as humus content, texture and specific gravity;
- c. data on the used methodology;
- d. complementary specification of site of sampling (sketch of the lot) and a sketch of the profile on which the exact places where the samples are taken are marked.

Fig. 21 gives an example of a record sheet the data of which are represented in fig. 3. It is worth mentioning that the average moisture contents at pF 0.4 to 2.7 inclusive are obtained by graphical averaging of duplicate values.

The records are accessible for persons interested and if desired copies of the record sheets are made available.

SUMMARY

Available moisture is the difference between moisture content at field capacity and moisture content at wilting point. Moisture content at field capacity is the moisture content of a freely draining soil some days after an excessive supply of water. These soil conditions are found in the Netherlands in springtime in permeable soils with deep groundwater level, some days after rainfall. For sandy soils it was established that the average moisture content of a soil at field capacity corresponds with the reading from the pF-curve at pF 2.2. Moisture content at wilting point is the moisture content at pF 4.2. Thus available moisture is the difference between moisture content at pF 2.2 and pF 4.2.

Many soils in the Netherlands have a relatively high water table (low lying soils). In spring these soils do not loose water down to field capacity. However, to enable comparison between the water retaining capacities of these soils and of the free

draining soils with deep water table it was assumed that here also available moisture is the difference in moisture content at pF 2.2 and pF 4.2.

Values found for available moisture in a number of Dutch soils are given. The relationship between available moisture and some soil properties is discussed.

Attention is called for central archives in which results of pF investigations in the Netherlands are put on the record.

LITERATURE

- | | |
|----------------------------------|--|
| BOEKEL, P. en
P. K. PEERLKAMP | Een onderzoek naar het verband tussen de voor de plant in de bodem beschikbare hoeveelheid vocht en enkele elementaire eigenschappen van zandgronden uit de Gelderse Vallei en Brabant. Inst. v. Bodemvruchtbaarheid, Groningen. Rapport XI, 1957. |
| ————— | Een onderzoek naar het verband tussen de voor de plant in de bodem beschikbare hoeveelheid vocht en enkele elementaire eigenschappen van de grond bij mariene zandgronden. Inst. v. Bodemvruchtbaarheid, Groningen. Rapport XIII, 1957. |
| WESSELING, J. | Enige aspecten van de waterbeheersing in landbouwgronden. 's-Gravenhage, 1957. |

DISCUSSION

Dr. P. C. LINDENBERGH: Why does the speaker regard the point of intersection of the curve for water with the curve for the soil material as the level at which the ground water is found? Is not the full-capillary zone a further factor in determining the upper limit of the groundwater?

REPLY: The diagrams give an idea of the results of soil samples taken in the field. The depth of the groundwater table was also measured during each sampling. Above this level air was soon found to occur in the soil, although the amount is sometimes small. In fact, the soil may also contain some air below the groundwater table.

W. C. VISSER: Further to Dr. LINDENBERGH's question, it should be observed that there appears to be no predictable relationship between the air content and the groundwater table. Fairly significant amounts of air are occasionally encountered below the groundwater table.

N. J. C. TEYKEN: We were given an idea of the trend of the moisture content during the dry year 1947. This referred to a Brabant soil.

- a) What crop was grown on this soil?
- b) Would these figures differ considerably from those relating to other crops?
- c) Is the water-balance over a twelve-monthly period also influenced by crops of preceding years?

REPLY:

- a) Grass.
- b) In the case of cereals the figures might have been lower during the June-July period.
- c) No definite opinion can be given.

D. A. KRAYENHOFF VAN DER LEUR: It is not entirely clear why even when there is a high ground-water table the amount of available soil moisture is indicated by the difference between the moisture contents at pF 2.2 and pF 4.2, whereas actually the moisture tension in spring will be lower and hence the amount of moisture available to the plant larger.

- REPLY: Available moisture is defined as the difference between the moisture contents at field capacity (pF 2.2) and at wilting point (pF 4.2). It was found that well drained high lying sandy soils with deep groundwater tables are during early spring under conditions of field capacity. They then have a moisture content corresponding to pF 2.2. In the case of low lying sandy soils having a high groundwater table the conditions of field capacity do not apply. In order to be able to compare the data of high and of low lying sandy soils it was assumed that if the low sandy soils were deeply drained they would also have a moisture tension equivalent to field capacity in spring. Actually the low sandy soils do in fact contain more moisture which can be supplied to the plants than is denoted by the term „available moisture” as defined here.
- T. EDELMAN: It is hardly correct to define the available amount of soil moisture as the moisture available in the top metre of the profile. It would be preferable to relate the available moisture to the profile as such.
- REPLY: This one-metre index is indeed not very satisfactory. But the depth of a profile is a matter of subjective judgment. It would be better to take the possible depth of root development as the starting point. But this varies with the different types of plants. Furthermore the root activity in the top of the root system will often be greater than deeper down. However, a knowledge of the root zone is essential to a proper interpretation of the data on available moisture.
- Prof. F. HELLINGA: A good definition of the term available moisture, as it is discussed here, has not yet been found. A possible definition might be the moisture available at a very deep groundwater table and a root-zone depth of 1 metre. Perhaps the term „available moisture” should be replaced by another term.

IV. PRINCIPLES OF THE UNSATURATED FLOW AND THEIR APPLICATION TO THE PENETRATION OF MOISTURE INTO THE SOIL

J. WESSELING

Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, The Netherlands

1. INTRODUCTION

It is a well-known fact that the moisture content of the soil changes throughout the year under the influence of evapotranspiration, rainfall and drainage. Circumstances with static equilibrium of soil water rarely occur. Under climatological conditions in the Netherlands they are only present during the early spring.

The soil above the water table being unsaturated, changes in moisture content throughout the profile depend on the flow of water in the unsaturated medium. Under natural conditions steep potential gradients in the unsaturated part of the profile are only build up in vertical direction. Generally two cases may be distinguished.

In the first case the soil surface is maintained at saturation, as for example in the case of heavy rainfall or irrigation. Then water will enter into the soil. The development of the moisture profile during this infiltration determines the rate of entry of water. This infiltration rate is a very important factor in hydrological studies. In the context of irrigation it firstly determines the intensity with which water can be applied at the soil surface. Secondly the total amount of irrigation water is dependent on the previous history of the water regime in the soil. In drainage problems we are concerned with the control of soil moisture throughout the profile, while it affects both biological processes and soil water suction which in turn controls the mechanical strength of the soil. The latter factor dominates the bearing strength of the soil (implements, cattle).

During heavy rainfall the infiltration rate determines the rainfall intensity at which surface run-off and formation of pools occur and the part of the rainfall which will flow over the surface.

In the second case the soil surface is free to dry out as is generally the case during dry weather. A potential gradient will then be built up in the opposite direction and water will move vertically upward. This so-called "capillary rise" of moisture is very important for the water supply of the crop. In areas with high evapotranspiration rates this phenomenon is for a great deal responsible for the salinization of the upper layers of the soil.

When the entry of water at the soil surface ceases, the development of the moisture profile still continues and a certain redistribution of water takes place. During this period again there may be a surface drying out and consequently capillary rise occurs so that the moisture profile is changing into two ways. Thus in the same profile both directions of flow can occur simultaneously. The exact flow of water in unsaturated soil under natural conditions has a very complex nature. In this paper the physical laws governing the flow will be treated. Only the infiltration phenomena will be discussed while the capillary rise will be dealt with by WIND (1960).

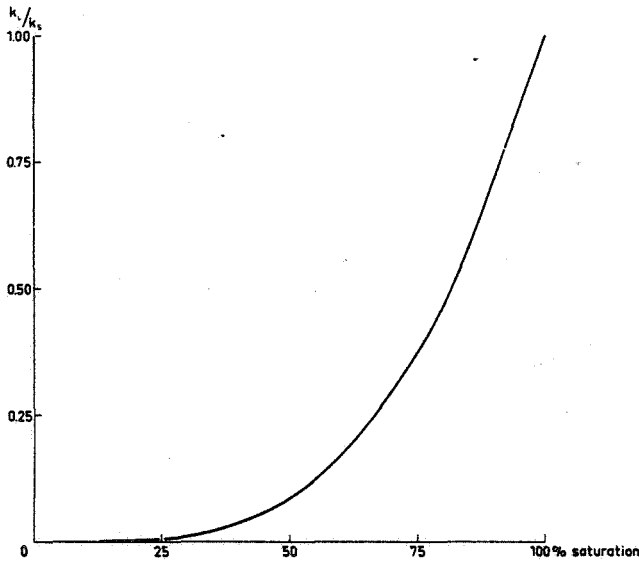


FIG. 1.

The relation between the ratio k_u/k_s and saturation for unconsolidated sands according to experiments from WYCKOFF and BOTSET (1936) and theoretical computation from IRMAY (1954)

2. THE LAWS GOVERNING THE FLOW OF WATER IN UNSATURATED SOIL

GARDNER (1920) was among the first who developed a theory about the flow of water in unsaturated soil in analogy with heat flow. In his concept the so-called "capillary transmission constant" was assumed to be independent of the moisture content of the soil. In a later article GARDNER (1936) follows the theory of BUCKINGHAM (1907) who stated that the capillary conductivity must be dependent on the moisture content.

In his pioneer work on unsaturated flow, RICHARDS (1931) developed a theory from which the validity was later on proved by CHILDS and COLLIS-GEORGE (1950). According to this theory the flow of water in unsaturated soil obeys DARCY'S law

$$v = -k \frac{d\phi}{dx} \quad (1)$$

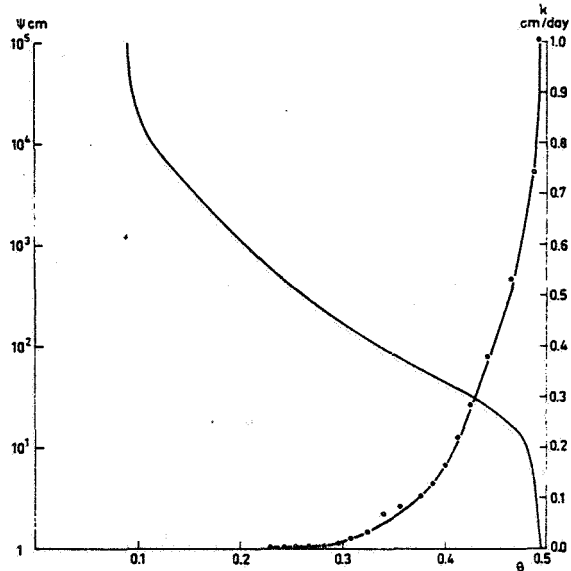
where v is the rate at which water crosses a section of unit area perpendicular to the flow direction when $d\phi/dx$ is the potential gradient. The negative sign indicates that the direction of flow is opposite to that in which the potential increases.

During the flow in saturated soil the whole pore space is effective in conducting water. If the soil is unsaturated the total effective cross sectional area available for the flow, however, is reduced while a certain part of the pore space is filled with air. With decreasing moisture content the effective cross sectional area will reduce.

If in the steady state flow the air-spaces could in some way be filled with solid, the conditions of flow and therefore the relation between the flow and water moving forces would remain unchanged. Compared with the saturated steady state flow in

FIG. 2.

The relation between moisture content θ and moisture tension ψ (left hand scale) and hydraulic conductivity (right hand scale) for Yolo light clay, taken from MOORE (1939) as referred to by PHILIP (1957a)



the same medium, the same law holds true, except that in the case of unsaturated flow k will be smaller owing to the reduction in the effective cross sectional area. Henceforth k is no longer a constant as in the case of saturated flow but is now a function of the moisture content Θ of the soil and therefore of the suction ψ .

While the same law is true for both saturated and unsaturated flow we will follow the nomenclature of CHILDS (1958) calling k the "hydraulic conductivity" in both cases.

In fig. 1 the ratio k_u/k_s (unsaturated conductivity/saturated conductivity) is plotted against the saturation (percent pores filled with water) according to experiments from WYCKOFF and BOTSET (1936) and theoretical computations from IRMAY (1954). At a certain saturation (10 to 15 %) the ratio becomes zero while the water then only occurs in pores or wedges isolated from the general three dimensional network of water films and flow channels.

In fig. 2 the relation between moisture content Θ and moisture tension ψ is given for Yolo light clay (taken from MOORE (1939) as referred to by PHILIP (1957a)). In the same figure the relation between Θ and k is given. From this figure it is evident that the conductivity shows a sharp decrease in the first stages of reduction of moisture content. The reason for this phenomenon is that the largest pores are emptied first when Θ decreases. Since the contribution to conductivity per unit area varies with the square of the pore radius, k may be expected to decrease much more rapid than Θ (PHILIP, 1957a). Further if Θ decreases the pores which have been emptied have to be avoided by the remaining paths of flow which therefore become more tortuous as water removal proceeds. If Θ proceeds to decrease further once continuity breaks down, there can be no more flow in the liquid phase (see fig. 1).

The flow of a fluid in an unsaturated porous system must obey the law of conservation of matter which is expressed in the equation of continuity which in turn expresses the fact that the differences between the rates of flow into and out of an element of the soil equals the rate of storage, thus

$$\frac{\partial v}{\partial x} = - \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad (2)$$

where Θ is the volume of water in unit volume of soil.

Substituting eq 1 into eq 2 we arrive at

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) \quad (3)$$

where the potential φ is given by the equation

$$\varphi = p + h \quad (4)$$

in which p is the pressure expressed in terms of head of water and h is the height of the point considered relative to an arbitrary zero level. Eq 4 simply expresses the fact that the total potential is the sum of pressure potential and the gravitational potential.

In unsaturated soil p is negative. For vertical flow further $\frac{\partial h}{\partial z} = 1$. Designing the negative pressure by ψ eq 3 changes into

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (5)$$

where z is the vertical ordinate positive upward.

For horizontal flow $\partial h / \partial x = 0$ and eq 3 changes into

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (5a)$$

As is pointed out above, k may be considered to be a unique function of the moisture content. This is not really true when k is expressed as a function of the section since hysteresis complicates matters. In the latter case one ought to distinguish between sorption and desorption.

Introducing now the concept of the diffusion coefficient of water in soil the problem becomes analogous to the thermal diffusion of heat. This can be done by splitting the gradient of the pressure potential into two parts, hence $\frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial \psi}{\partial \Theta} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z}$ subject to the condition that the pressure potential is a unique function of the moisture content Θ . Then eq 5 may be written

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \psi}{\partial \Theta} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (6)$$

and for horizontal flow

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial \psi}{\partial \Theta} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) \quad (6a)$$

Both k and $\frac{\partial \psi}{\partial \Theta}$ (the tangent on the moisture characteristic of the soil) are now dependent on the moisture content and therefore the product is also a moisture-dependent property of the soil. Indicating this product by D (the diffusivity) eq 6 may be written

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (7)$$

and for horizontal flow

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right) \quad (7a)$$

The transformation described above and used by various investigators (a.o. CHILDS and COLLIS-GEORGE (1950), PHILIP (1955a) KLUTE (1952)) provides an equation from which solutions in the form of profiles of Θ at given terms t may be obtained. For these solutions one first has to know how k varies with the moisture content. Secondly with this information the differential equation has to be solved subject to the initial and boundary conditions which are defined in the particular problem under discussion. The value of $\frac{\partial \psi}{\partial \Theta}$ may be determined from the moisture characteristic, k is either determined experimentally or calculated and the product D can easily be obtained.

Besides the movement of water in the liquid phase there can be a movement in the vapour phase and in the adsorbed phase. PHILIP (1955b) presents a curve showing the dependence upon moisture content of the total diffusivity and of the relative significance of the liquid and vapour components. For small and moderate values of the tension the vapour phase movement is of little importance (RICHARDS 1931). In so far the above mentioned equations are used to calculate the conductivity or the diffusivity, no error caused by the above phenomena will be made when the calculation is based on the total moisture movement, while the movement in the vapour and in the adsorption phase obey concentration-dependent diffusion equations similar to the first part of the right hand member of eq 7 (PHILIP, 1955a).

3. THE DETERMINATION OF THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF UNSATURATED SOIL

As is pointed out above, first of all the relation between the hydraulic conductivity and the moisture content must be known for solving flow problems in unsaturated soil. In order to calculate the diffusivity the moisture characteristic must be available.

Otherwise the conductivity may be derived from D-values and the moisture characteristic of the soil.

There are various methods applied in order to determine the hydraulic conductivity of unsaturated soils. The principles of the methods described in literature are given below.

RICHARDS (1931) clamped a block of soil between two hollow fired clay cells in which different suctions were maintained which were measured by means of tensiometers. Using the rate of flow and the pressure gradient throughout the soil sample the conductivity can be calculated with the aid of eq 1. The same principle was used in a somewhat modified form by CHRISTENSEN (1944). Generally the suction will vary along the axis of the column and so also will the moisture content and subsequently the conductivity. The steady state velocity being the same everywhere throughout the column it follows from eq 1 that the potential gradient varies along the axis of the column, being high where the conductivity is low and vice versa (CHILDS, 1958).

The exact conductivity at a given moisture content must be obtained by measuring the potential gradient at the point where that moisture content prevails. The method of RICHARDS, therefore, only can be used for very small differences in suction between the ends of the column, such that the conductivity may be considered to be constant. In this case the rate of flow will be very small and the measurement of it and of the suction must be very accurate.

Taking the case, that water at a constant rate is flowing down a sufficient long column to a water table maintained at a constant level below the surface, that a sufficient time has elapsed for the rate of flow to be the same everywhere in the profile so that no further changes of Θ take place, a steady state of flow is obtained. According to eq 3 and eq 4, the equation of flow is given by

$$\frac{\partial}{\partial z} \left\{ k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} = 0 \quad (8)$$

Then the first stage of integration gives

$$k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) = k_0 \quad (9)$$

where k_0 is the constant of integration. Eq 9 simply gives an expression of DARCY's law where k_0 is the rate of flow down the column. Taking ψ a positive value, eq 9 changes into

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = 1 - \frac{k_0}{k} \quad (10)$$

Integrating between the limits of the water table (where both z and ψ are zero) and z (where the suction is ψ) gives

$$z = \int_0^{\psi} \frac{d\psi}{(1 - k_0/k)} \quad (11)$$

CHILDS and COLLIS-GEORGE (1950) now utilized the fact that in the case described above, the moisture content and suction are uniform over an appreciable length. Zones of variable moisture content (suction) are located at the lower end of the column to the neighbourhood of the water table in a way which depends upon the pore size distribution and at the upper end to a zone in which is localized any intermittency of water supply. In the zone of uniform moisture content there is only a pressure gradient due to gravity. The moisture content adjusts itself to provide the necessary permeability to conduct the imposed flow with the gravitational potential gradient. For the computation of the conductivity one needs only to measure the rate of flow and the cross sectional area of the column. For the calculation itself eq 10 is used with $\frac{\partial \psi}{\partial z} = 0$. Gradients different from unity may be obtained by sloping the column. The uniform moisture content lends itself to estimation by indirect electrical methods (capacity or heat conduction).

MOORE (1939) used a steady surface evaporation rate E_0 to compute values for k . He made use of cylindrical tubes with a length of 90 to 120 cm and 20 cm diameter. At the lower end a constant water table was maintained and the suction along the column was measured by means of tensiometers. The conductivity then can be calculated by eq 11, if $-E_0$ is substituted for k_0 . The same principle was used by WIND (1955) in his field investigations.

On the basis of the assumption that $k(\psi)$ and $\frac{d\psi}{d\Theta}$ are constant over a small range of potential, one can derive the equation for horizontal flow:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \bar{D} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad (12)$$

when $\bar{D}$ is a mean value of D . This equation has the form of an ordinary diffusion equation and solutions are readily available for a wide variety of boundary and initial conditions (cf CARLSLAW and JAEGER, 1947). Eq 11 was used by GARDNER (1956) for the measurement of the permeability as a function of ψ but also the diffusion function may be obtained from it. The system used by GARDNER consisted of a soil sample in a pressure membrane apparatus. The outflow of water as a function of time is measured and from this it is possible to evaluate the permeability. By repeating the measurements over a succession of small increments of potentials ($\psi_2 - \psi_1$) a series of permeability-potential values is obtained.

BRUCE and KLUTE (1956) used a horizontal semi-infinite column with initial constant moisture content. Water was applied at the end $x = 0$ by maintaining this end at saturation. Water now will flow into the column and assume a distribution conditioned by the nature of the diffusivity-moisture content function. The initial and boundary conditions are

$$\begin{array}{lll} \Theta = \Theta_1 & 0 < x < \infty & t = 0 \\ \Theta = \Theta_s & x = 0 & t > 0 \end{array} \quad (13)$$

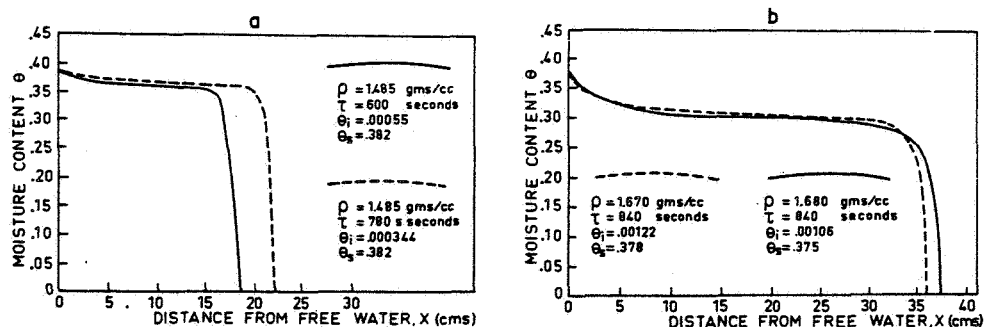


FIG. 3.

Moisture content-distance curves during infiltration into horizontal columns of 75 μ glass beads (a) and 50 to 250 μ Bloomfield sand (b) used by BRUCE and KLUTE (1956) for the computation of the diffusivity

where Θ_1 is the initial moisture content and Θ_s the moisture content at saturation. The fundamental differential equation for this case is given by eq 7a. Assuming that the solution of the last mentioned equation is a function of the variable $\varphi = xt^{-\frac{1}{2}}$ (see section 5) one can derive the solution for eq 7a subject to the boundary conditions (11) (BRUCE and KLUTE, 1956)

$$D(\Theta_x) = -\frac{1}{2t} \left[\frac{\partial x}{\partial \Theta} \right]_{\Theta_x} \int_{\Theta_1}^{\Theta_x} x \cdot d\Theta \quad (14)$$

The integral in this equation is evaluated from a moisture content-distance curve for the flow system described above (fig. 3). The derivate $\left[\frac{\partial x}{\partial \Theta} \right]_{\Theta_x}$ is the slope of this curve evaluated at Θ_x and t is the time at which the distribution is measured.

Besides the experimental determinations of the hydraulic conductivity of unsaturated media, calculations have been carried out based on the KOZENY-type equations for saturated flow (cf HOOGHOUT, 1934). The simplest type of equation is that derived by IRMAY (1954)

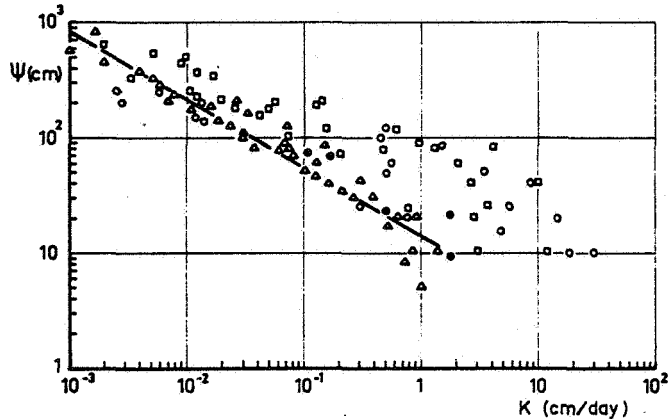
$$\frac{k_u}{k_s} = \frac{[S - S_0]^3}{[1 - S_0]^3} \quad (15)$$

where k_u and k_s are the unsaturated and saturated conductivity respectively and S is the fraction of pores filled with water. Further S_0 is the saturation at which k_u becomes zero (see also fig. 1). The equation agrees very well with experiments from WYCKOFF and BOTSET (1936).

CHILDS and COLLIS-GEORGE (1950) developed a method to calculate the conductivity based on the moisture characteristic of the soil. Here both the pore size distribution and the total pore space are taken into account. In order to get the real values of k a so-called "matching factor" must be known from experiments. The

FIG. 4.

Relation between the hydraulic conductivity k and moisture tension ψ for sandy soils (o), loam ($\square$), clay loam and clay (Δ), and peat ($\bullet$)



results obtained by this method for glass beads, agree very well with those obtained by experiments carried out by BRUCE and KLUTE (1956).

In fig. 4 taken from WESSELING (1957) the results of various experiments concerning the relation between hydraulic conductivity and suction are brought together. The data are divided into four groups ranging from heavy to light soils. The figure suggests that for $\psi > 20$ cm the data obey the equation:

$$k = a \psi^{-n} \quad (16)$$

where a and n are constants and n ranges from 1 to 3 dependent on the heaviness of the soil. Recently GARDNER (1958) suggested the equation

$$k = a [\psi^n + b]^{-1} \quad (17)$$

where a , n and b are constants. GARDNER reports some steady state solutions of capillary rise from a water table with $n = 1, 3/2, 2, 3$ and 4 which are similar to that suggested by VISSER (1957).

Although the relation between k and ψ can be given in a rather simply algebraic equation this is not the case for D and Θ . This is due to the fact that there is no simple relation between ψ and Θ . As will be shown below, this is a serious difficulty in solving flow equations in unsaturated media.

4. INFILTRATION EXPERIMENTS

When water is applied in excess at the top of a soil column which has a uniform moisture content, the water will enter into the soil with a velocity dependent on the physical properties of the soil. The entry of water into a soil column is demonstrated by fig. 5 taken from MILLER and RICHARDS (1952). The infiltration at zero time is infinite, and decreases to a constant value when time proceeds.

When the moisture profile is determined at various time intervals a picture similar to that given in fig. 6 (MILLER and RICHARDS, 1952) will be obtained. The suction-

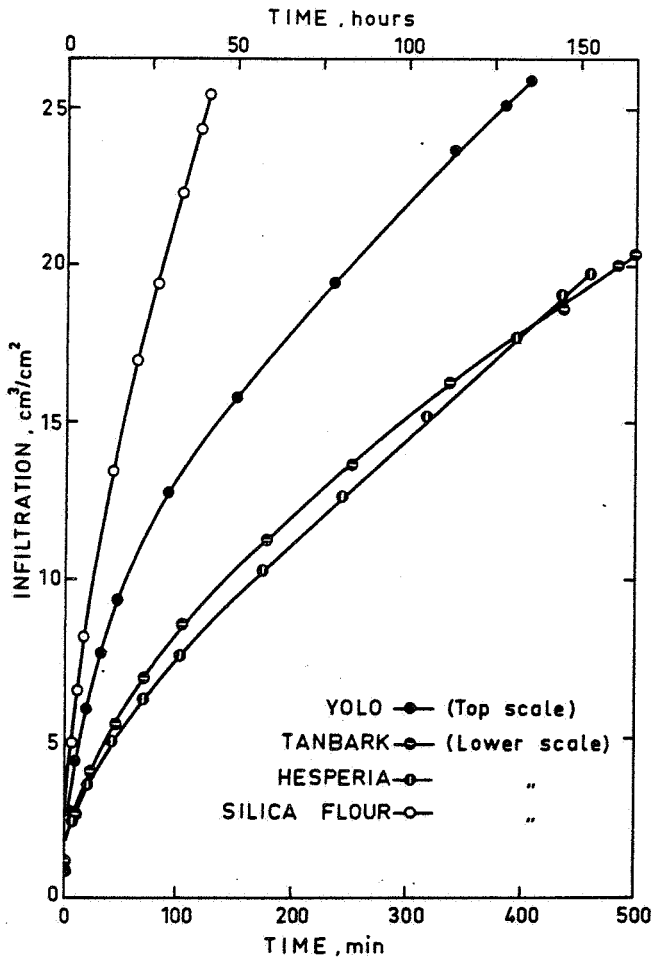


FIG. 5.

Infiltration into four soil types according to experiments of MILLER and RICHARDS (1952)

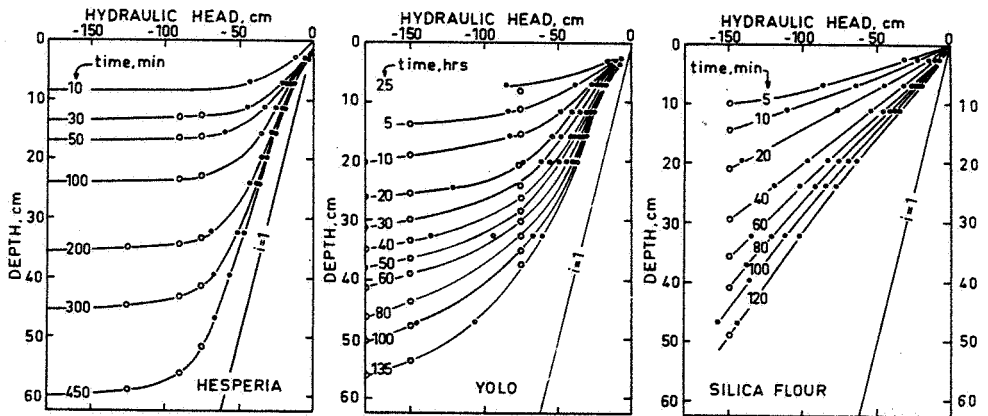
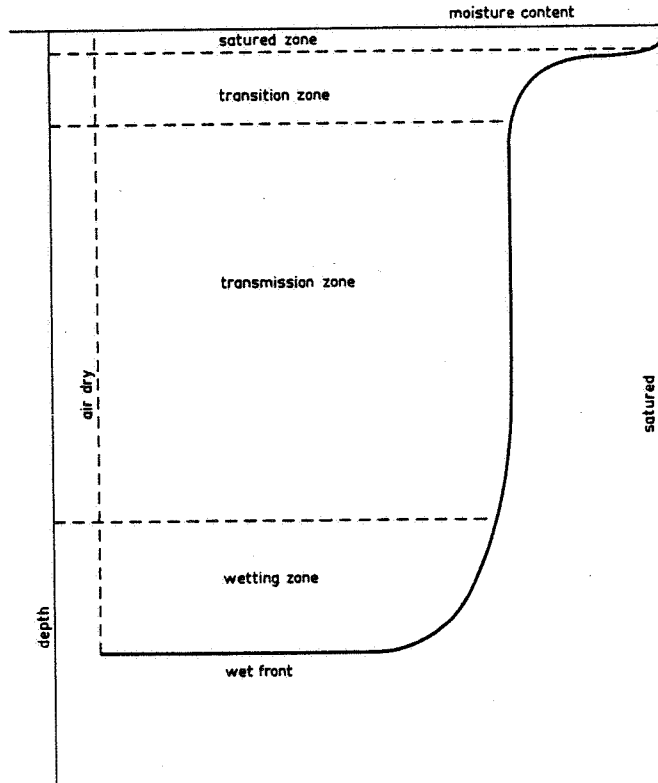


FIG. 6.

Moisture tension profiles during infiltration into Hesperia sandy loam, Yolo loam and silica flour after experiments of MILLER and RICHARDS (1952)

FIG. 7.
Infiltration zones of BODMAN
and COLMAN (1943)



moisture profile gradually changes but later on this profile becomes nearly constant and moves downward with a constant velocity, indicating a constant infiltration rate as is shown by fig. 5.

In their classical work on infiltration BODMAN and COLMAN (1943) and COLMAN and BODMAN (1944) distinguished a number of zones in the soil column during infiltration. These zones are schematically given in fig. 7. From above to below this figure shows:

- a) *the saturated zone* reaching a depth of about 1.5 cm,
- b) *the transition zone* extending to a depth of about 5 cm in which a rapid decrease in moisture occurs,
- c) *the transmission zone* increasing in length as infiltration proceeds in which Θ is nearly constant,
- d) *the wetting zone*, a region of fairly rapid change of Θ ,
- e) *the wet front* or *wetting front*, a region of very steep moisture gradients which represents the visible limit of moisture penetration into the soil.

Evidently water is applied to the wetting front from the saturated surface across the transmission zone in which the moisture content and hence the conductivity can be considered to be constant. Making use of this assumption VAN DUIN (1955, 1956) derived an equation for the advance of the wetting front. Ignoring the water depth over the surface and assuming that the flow is caused only by capillary forces and by gravity, the advance of the wetting front is given by

$$\frac{dz}{dt} = \frac{k_t}{\mu} \cdot \frac{z + \psi}{z} \quad (18)$$

where k_t is the hydraulic conductivity, μ is the storage capacity of the transmission zone and z is the depth of the wetting front.

Integrating eq 16 with the initial conditions $z = 0$, $t = 0$ and assuming the suction at the wetting front to be constant gives

$$t = \frac{\mu}{k_t} \left[z - \psi \ln \frac{z + \psi}{\psi} \right] \quad (19)$$

Without introducing large errors, the moisture content throughout the profile may be considered to be constant. Consequently μ is nearly constant and the cumulative infiltration into the soil is given by $i = \mu \cdot z$. Solving now μ from eq 19 and substituting this value in the last mentioned equation gives

$$i = k_t \cdot t \left[1 - \frac{\psi}{z} \ln \frac{z + \psi}{\psi} \right]^{-1} \quad (20)$$

With increasing moisture content of the soil the suction ψ is decreasing and in wet soils $\psi \rightarrow 0$. In the case of an initially wet soil eq 20 reduces to DARCY's law for unit potential gradient

$$i = k_t \cdot t \quad (21)$$

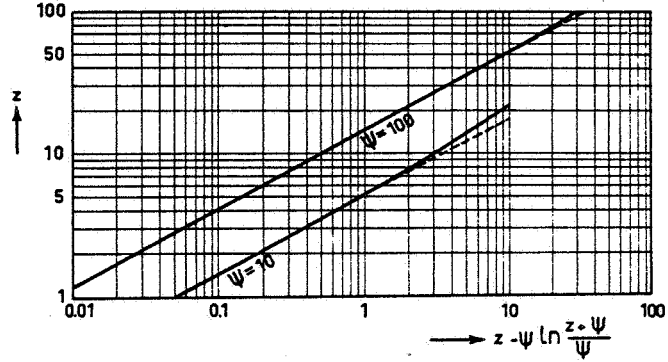
Eq 19 also holds true when $z \gg \psi$. So after a certain period of infiltration which will be shorter the higher the initial moisture content of the soil, the infiltration rate will become constant as is shown in fig. 5. This phenomenon is used to determine the hydraulic conductivity of the soil by means of an infiltrometer. While the suction ψ in the wetting zone is very small, the conductivity nearly equals the saturated value.

Considering eqs 18 and 20 it is clear that both the advance of the wetting front and the infiltration capacity are dependent on the initial moisture content of the soil. In infiltration experiments it is found that in wet soils the velocity of the wetting front is greater but the infiltration capacity is much smaller than in dry soils.

With respect to drainage problems VAN DUIN (1956) divides soils into two groups:

1. Soils with good permeability in which the storage capacity is large even at field capacity. In these soils the constant infiltration rate will be reached after a relatively long time and therefore the infiltration capacity is large. This group contains the coarser textured soils in which drainage gives no difficulties.

FIG. 8.
The relation between z and p according to eq 22 after VAN DUIN (1955)



2. Soils with low hydraulic conductivity and a small amount of non-capillary pores in which the infiltration velocity will reach its constant value after a very short time. In this group of heavy and dense soils difficulties may be expected while the infiltration capacity is small.

Various investigators tried to describe infiltration of water into the soil with rather simple algebraic equations. A review of these investigations is given by PHILIP (1957a).

When eq 19 is changed into

$$z - \psi \ln \frac{z + \psi}{\psi} = \frac{k_t \cdot t}{\mu} = p \quad (22)$$

and p is plotted against z (fig. 8), the relation

$$\log z = \log a + 0.55 \log p$$

or

$$z = ap^{0.55} \quad (23)$$

can be derived (VAN DUIN, 1955) holding for $0 \leq z \leq 0.5 \psi$. Now a is a constant dependent on the physical properties of the soil.

Substituting eq 23 in $i = \mu z$ gives

$$i = \mu a \left[\frac{k_t \cdot t}{\mu} \right]^{0.55} \quad (24)$$

which agrees with the infiltration equation proposed by KOSTIAKOV (1932)

$$i = bt^\alpha \quad (25)$$

where b is assumed to depend on the hydraulic conductivity of the saturated soil and α is about 0.5.

As is pointed out above, the equation of KOSTIAKOV is only valid for the first stage of infiltration where $z \leq 0.5 \psi$. Further for $t \rightarrow \infty$ the value $\alpha = 1$ must occur

so that the parameters in eq 25 are not constant and the extent of the equation is rather limited.

HORTON (cf PHILIP, 1957b) proposed the equation

$$V = V_{\infty} + [V_0 - V_{\infty}] e^{-\beta t} \quad (26a)$$

or

$$i = V_{\infty} t + \frac{1}{\beta} [V_0 - V_{\infty}] [1 - e^{-\beta t}] \quad (26b)$$

where V_0 is the initial value, V_{∞} is the final value of V and β is a constant. While $V_{\infty} = k_t$, the equation is incapable to describe the rapid decrease of V at small values of t . It will describe the infiltration better the longer the time ranges. Nevertheless three parameters are necessary.

PHILIP (1954) proposed an equation similar to that of VAN DUIN (eq 19)

$$t = \frac{1}{k_t} \left\{ i - \beta \ln \left[1 + \frac{i}{\beta} \right] \right\} \quad (27)$$

where β is a function of k_t and the initial- and saturated moisture content of the soil.

Recently PHILIP (1957b) derived the equation

$$i = St^{\frac{1}{2}} + At \quad (28)$$

where S is a function of the initial and saturated moisture content and A is a parameter which is related to the analysis developed in PHILIP's infiltration theory (cf section 5).

PHILIP (1957b) compared the results of the above mentioned infiltration equations with those obtained from a detailed analysis of infiltration into Yolo light clay. The results are given in table 1. The KOSTIAKOV equation fits moderately well but the equation of HORTON yields bad results despite its three parameters. Further the parameters are highly dependent on the time for which the infiltration is computed except for the case of eq 28.

TABLE 1. Comparison of infiltration equations according to PHILIP (1957b)

Method of computation	for $t = 10^5$ sec		for $t = 10^6$ sec	
	i cm	% error	i cm	% error
Detailed analysis	4.447	0	18.670	0
HORTON (eq 26)	8.147	+82	29.412	+58
KOSTIAKOV (eq 25)	4.225	- 5.6	15.395	-18
PHILIP (eq 27)	4.448	- 0.56	18.206	- 2.6
PHILIP (eq 28)	4.449	- 0.63	17.753	- 4.9

5. THEORETICAL SOLUTIONS OF INFILTRATION INTO A SOIL COLUMN WITH CONSTANT INITIAL MOISTURE CONTENT

In this section a brief review will be given of the recent development of the theory of infiltration and the possibilities of computing the rate of infiltration from known physical properties of the soil.

As is pointed out in section 2 the flow of water in unsaturated soils can be described by diffusion equations with concentration-dependent diffusivity. With respect to the solution of these equations, difficulties arise while the function $D(\Theta)$ cannot be expressed in a simple analytical form although both D and k may be considered to be unique functions of the moisture content. Therefore numerical methods should be applied.

The simplest case is represented by the movement of water in a horizontal column for which eq 7a holds

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right] \quad (7a)$$

When the column is semi-infinite, initially at moisture content Θ_n and subsequently plane $x = 0$ is maintained at moisture content Θ_o , the initial and boundary conditions are

$$\begin{aligned} \Theta &= \Theta_n & t &= 0 & x &> 0 \\ \Theta &= \Theta_o & x &= 0 & t &\geq 0 \end{aligned} \quad (29)$$

For $\Theta_o > \Theta_n$, (7a) and (29) describe the wetting up of a column. The removal of water by the application of a constant suction at plane $x = 0$ is indicated by $\Theta_o < \Theta_n$.

KLUTE (1952) used a numerical method due to CRANK and HENRY (1949) to solve eq 7a subject to (29). PHILIP (1955b) developed a new iterative procedure for which convergence is more rapid and each iterative step is simple. Both authors make use of BOLZMANN'S (1894) transformation

$$\varphi = xt^{-\frac{1}{2}} \quad (30)$$

in order to reduce eq 7a to an ordinary differential equation. Substituting eq 30 into 7a gives

$$-\frac{\varphi}{2} \frac{d\Theta}{d\varphi} = \frac{d}{d\varphi} \left[D \cdot \frac{d\Theta}{d\varphi} \right] \quad (31)$$

subject to the conditions

$$\begin{aligned} \Theta &= \Theta_o & \varphi &= 0 \\ \Theta &\rightarrow \Theta_n & \varphi &\rightarrow \infty \end{aligned} \quad (32)$$

which implies $\Theta \rightarrow \Theta_n, \frac{d\Theta}{d\varphi} \rightarrow 0$

In brief both methods give a numerical solution of the relation between Θ and φ .

In the case of PHILIP this is obtained by making the independent variable by multiplying both sides of eq 31 with $\frac{d\varphi}{d\Theta}$

$$-\frac{\varphi}{2} = \frac{d}{d\Theta} \left[D \cdot \frac{d\Theta}{d\varphi} \right] \quad (33)$$

Then integration leads to

$$\int_{\Theta_n}^{\Theta} \varphi d\Theta = -2 D \frac{d\Theta}{d\varphi} \quad (34)$$

subject to the conditions

$$\Theta = \Theta_o, \varphi = 0 \quad (35)$$

By PHILIP (1955b) a method is developed to obtain the solution of (34) subject to (35) by means of an iterative procedure.

Water movement in a vertical column is described by eq 7

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (36)$$

When the column is semi-infinite with $z \geq 0$ and initially at moisture content Θ and subsequently plane $z = 0$ is maintained at moisture content Θ_o , the conditions governing eq 36 are the same as for horizontal flow given by (29). For the case $\Theta_o > \Theta_n$ eq 36 and eq 29 describe capillary rise in the column. For $\Theta_o < \Theta_n$ the equations describe drainage of the column by the application of a constant suction at its base.

In the special case of infiltration water is applied at the top of the column. Taking now $x = -z$ the infiltration is governed by

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right] - \frac{\partial k}{\partial x} \quad (37)$$

where x is now the vertical ordinate positive downward.

Using an iterative procedure similar to that described above PHILIP (1957b) derived the solution for eq (37) subject to (29)

$$x = \varphi t^{1/2} + \chi t + \psi t^{3/2} + \omega t^2 + \dots \quad (38)$$

where the coefficients $\varphi, \chi, \psi, \omega \dots$ are all function of Θ . They are solutions of a series of ordinary differential equations similar to eq 34. YOUNGS (1957) compared the results of this equation with those from infiltration experiments and found a very good agreement.

FIG. 9.

Functions ϕ , χ , ψ and ω for infiltration into Yolo light clay according to PHILIP (1957c)

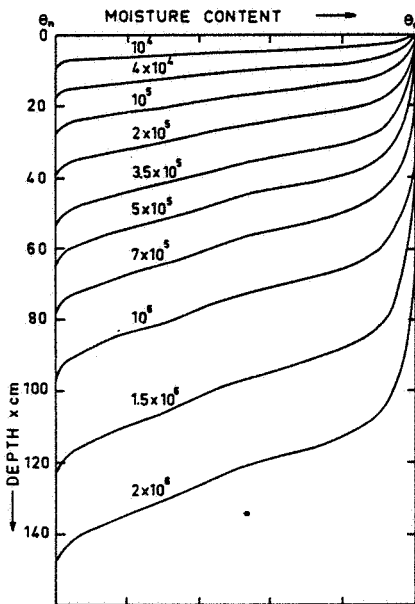
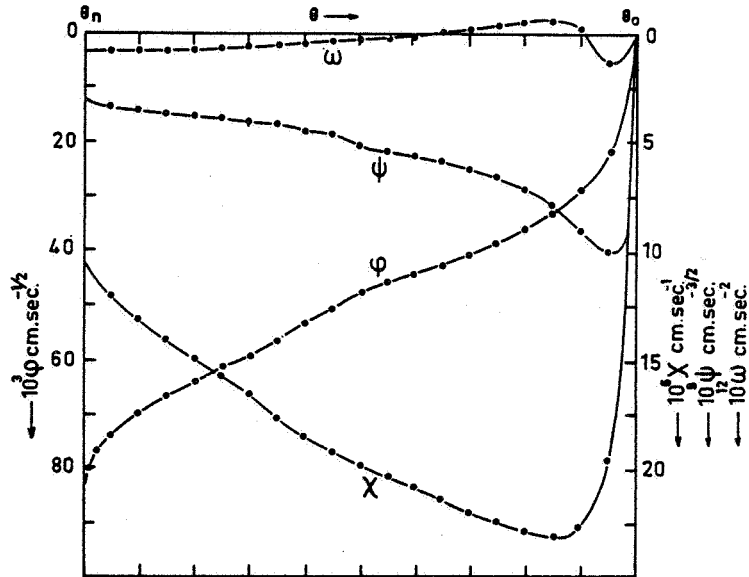


FIG. 10.

Computed moisture profiles during infiltration into Yolo light clay. The number on each profile represents the time in seconds at which the profile is realized (PHILIP, 1957a).

The series of eq 38 converges rapidly even for large t and only three or four terms have to be taken. The solution of ϕ , χ , ψ and ω for the infiltration into Yolo light clay is given in fig. 9. With the aid of these values the moisture profiles at various

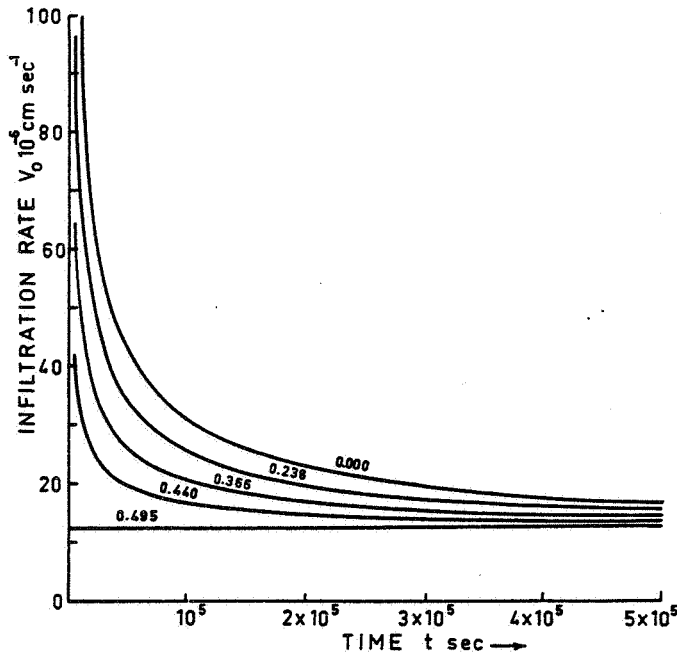


FIG. 11.

The influence of the initial moisture content of the soil on the infiltration rate after PHILIP (1957a). The numbers on each curve represent the corresponding initial moisture content.

times may be computed as is shown by fig. 10 in which the results up to $t = 2.10^6$ sec are taken from fig. 9. For larger times an other solution must be used while eq 38 does not converge for $t > 2.10^6$ even if one takes more coefficients (PHILIP, 1957c) but this is not of interest in our problems.

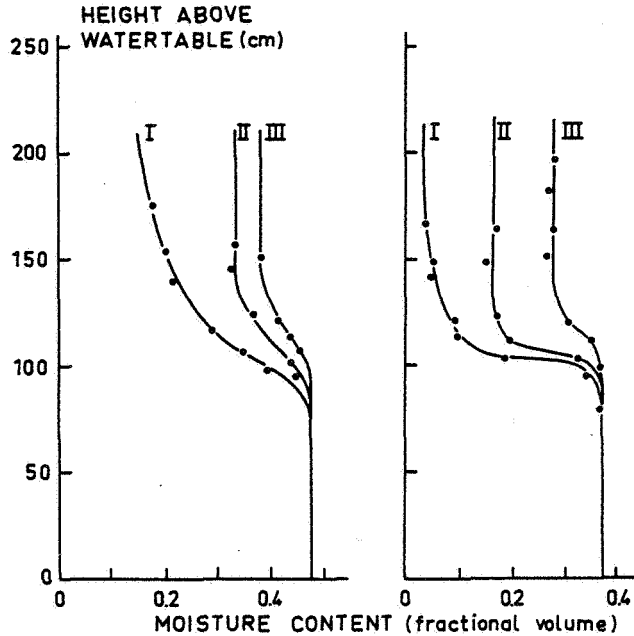
From fig. 10 it is evident that for small times the moisture profiles maintain a constant shape with x increasing as $t^{\frac{1}{2}}$. This indicates that the infiltration during the first stage is indistinguishable from the adsorption into a horizontal column. This is what one may expect while the potential gradients due to gravity are negligible compared to those due to capillarity. Further fig. 10 shows the same phenomena as those described in section 4.

From the theory developed by PHILIPS it is possible to determine the influence of the initial moisture content of the soil on infiltration rate. The result of such a computation taken from PHILIP (1957d) is given in fig. 11. From this figure it is clear that the infiltration rate decreases rapidly with increasing initial moisture content as is described at the end of section 4.

In sections 4 and 5 only the case of a continuous infiltration into the soil has been considered. In drainage problems this problem will only occur when rainfall intensity is larger than the infiltration rate and pools will be formed on the soil surface. After some time these pools will disappear and a certain redistribution of moisture in the soil profile will occur. A second possibility is that rainfall intensity is smaller than the infiltration capacity of the soil.

FIG. 12.

Equilibrium moisture profiles for infiltration at a constant rate into columns which drain to a water table. Left: slate dust (I) $Q = 0$, (II) $Q = \rho g k_o / 10$, (III) $Q = \rho g k_o / 5$; Right: "Ballotini" grade 15 (I) $Q = 0$, (II) $Q = \rho g k_o / 25$, (III) $Q = \rho g k_o / 5$. • computed; — experimental. (After YOUNGS, 1957).



The case of water infiltration at a constant rate into a column which drains to a water table is dealt with by YOUNGS (1957). The infiltration into an artificial soil consisting of slate dust a material containing particles ranging in size from 0.04 mm to 0.125 mm and in "Ballotini", a soil consisting of glass beads less than 0.1 mm in diameter is given in fig. 12. The figures I, II and III near the curves indicate infiltration rates increasing from zero, so the curves I indicate the moisture characteristics.

6. REDISTRIBUTION OF MOISTURE

As is pointed out in section 2 the diffusion coefficient exhibits hysteresis. For problems involving only wetting, such as continuous infiltration, the diffusion coefficient obtained from the sorption moisture characteristic may be used, while in the case of drainage the computation has to be based on the desorption curve. During redistribution of soil moisture there will be a draining part and a sorption part in the soil as is shown by fig. 13 taken from YOUNGS (1958a). Here again the points in the figure are based on experiments while the full drawn curves indicate computation.

For redistribution of moisture after infiltration into vertical columns, YOUNGS (1958b) gives some experimental results which are given in figures 14 and 15 for slate dust and "Ballotini" respectively. In both figures profiles are given for two initial times of infiltration. The general shape of fig. 13 agrees with the curves of fig. 14. In both curves a very steep moisture gradient occurs at the wetting front. In the left hand part of fig. 14, with small depth of infiltration, only a small amount of water is

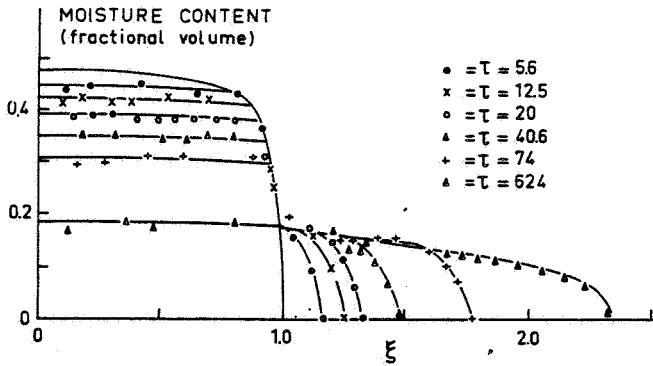


FIG. 13.

Moisture profiles during the redistribution of moisture after horizontal infiltration into slate dust. In this figure, $\tau = t/T$ where t is the time after the start of infiltration and T is the time of infiltration, $\xi = x/X$ where x is the distance measured from the origin and X is the value of x at the wetting front (after YOUNGS, 1958a).

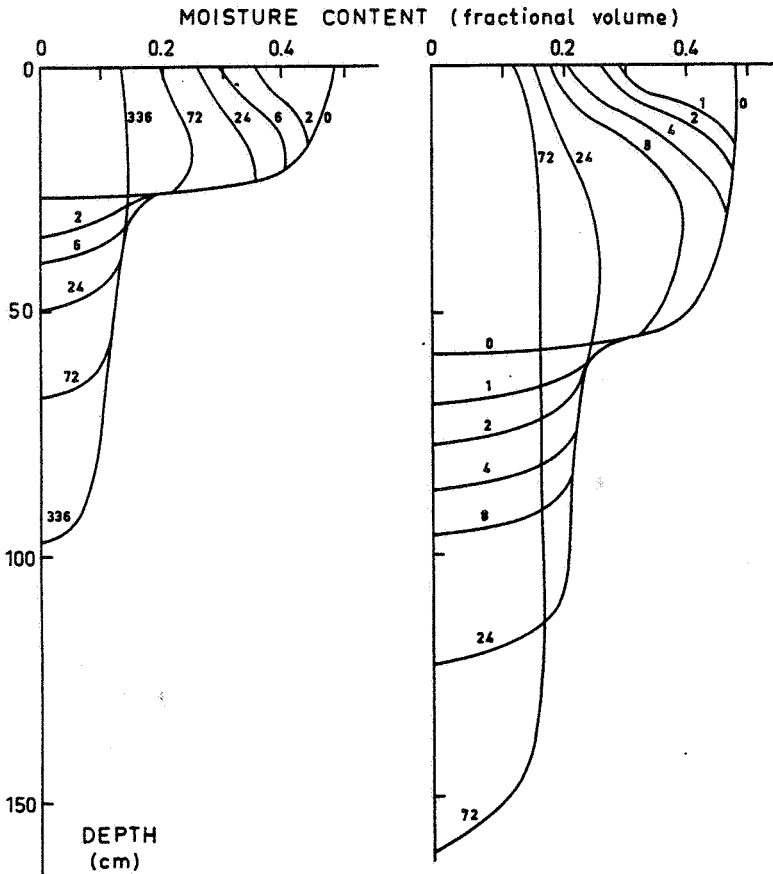


FIG. 14.

Moisture profiles during the redistribution of moisture after infiltration in the vertical direction into slate dust. The figures on the curves indicate the time in hours after the cessation of infiltration. For the left hand curve the time of infiltration is smaller than for the right hand curve (after YOUNGS, 1958b).

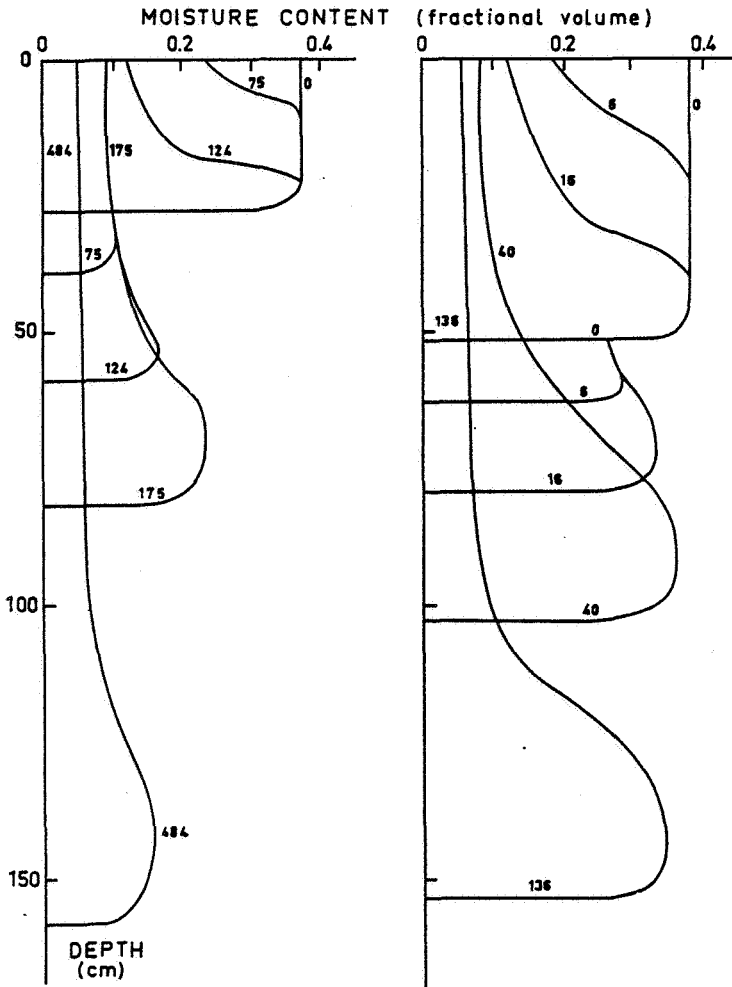


FIG. 15.
The same as fig. 14
for "Ballotini" grade
15

draining to deeper parts of the column. This amount is increasing with increasing depth of infiltration. On the other hand the time at which a constant moisture content (field capacity) throughout the profile is established again, is decreasing with increasing depth of infiltration.

During redistribution of moisture in "Ballotini", which may be compared with a sandy soil, the moisture profiles have a shape far different from those in slate dust which is comparable with a clay soil. Here again the influence of the depth of infiltration on redistribution is obvious.

The shape of the moisture profiles during redistribution will depend on what happens at the transition from the sorption curve into the desorption curve, thus on the measure in which D exhibits hysteresis. For full details of these phenomena the author refers to YOUNG's article.

Concerning the redistribution of moisture after infiltration into soils which drain to a water table, no investigations are available yet. The same holds for infiltration into soils consisting of two or more layers. Both subjects are however, very interesting features in drainage problems.

SUMMARY

The flow of water in unsaturated soil is an important factor in plant growth, in moisture changes in the soil and in infiltration- and drainage problems. The laws governing this flow have been discussed. Introducing the concept of diffusion of soil moisture, the governing differential equations are diffusion equations with concentration-dependent diffusivity. Some methods to determine the diffusivity or the hydraulic conductivity of unsaturated soil have been discussed.

A review has been given of various infiltration experiments concerning both steady and unsteady state flow and of the algebraic equations derived from them. Further, the theoretical solutions of the infiltration into soil columns with constant initial moisture content derived by KLUTE and PHILIP have been dealt with.

In drainage problems, we are concerned with the infiltration of water towards a water table, with a changing initial moisture content and with the redistribution of soil moisture after infiltration. Attention has therefore been given to the phenomena occurring during the process of infiltration draining to a water table in soil columns and to those occurring during the redistribution of soil moisture.

LITERATURE

- BODMAN, G. B. and E. A. COLMAN Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. *Soils Sci. Soc. Amer. Proc.* 8 (1943) 116-122.
- BOLZMANN, L. Zur Integration der Diffusionsgleichung bei variablen Diffusionskoeffizienten. *Ann. Phys. (Leipzig)* 53 (1894) 959-964.
- BRUCE, R. R. and A. KLUTE The measurement of soil moisture diffusivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 20 (1956) 458-462.
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. *U.S.D.A. Bur. of Soils Bull.* 38, 1907.
- CARLSLAW, H. S. and J. C. JAEGER Conduction of heat in solids. Clarendon Press, London, 1947.
- CHILDS, E. C. The physics of land drainage. Agronomy Monograph VII. (Drainage of agricultural lands Chapter I). 1958.
- and N. C. COLLIS-GEORGE The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc. (London)* 201A (1950) 392-405.
- CHRISTENSEN, H. R. Capillary conductivity curves for three prairie soils. *Soil Sci.* 57 (1944) 381-391.
- COLMAN, E. A. and G. B. BODMAN Moisture and energy conditions during downward entry of water into moist and layered soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 9 (1944) 3-11.
- CRANK, J. and M. E. HENRY Diffusion in media with variable properties *Trans. Faraday Soc.* 45 (1949) 636-642, 1119-1128.
- DUIN, R. H. A. van Tillage in relation to rainfall intensity and infiltration capacity of soils. *Neth. J. Agr. Sci.* 3 (1955) 182-191.

- DUIN, R. H. A. van Over de invloed van de grondbewerking op het transport van warmte, lucht en water in de grond. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 62. 7 (1956).
- GARDNER, W. A capillary transmission constant and methods of determining it experimentally. *Soil Sci.* 10 (1920) 103-126.
- The role of the capillary potential in the dynamics of soil moisture. *Soil Sci.* 53 (1936) 57-61.
- GARDNER, W. R. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 20 (1956) 317-320.
- Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85 (1958) 228-233.
- HOOGHOUDT, S. B. Bijdragen tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond nr 2. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 40B (1934) 215 p.
- IRMAV, S. On the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Trans. Amer. Geoph. Union* 35 (1954) 463-468.
- KLUTE, A. A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Sci.* 73 (1952) 105-116.
- KOSTIAKOV, A. N. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. 6th. Comm. I. S. S. S. (Russian Part A)* (1932) 17-24.
- MILLER, R. D. and F. RICHARDS Hydraulic gradients during infiltration in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 16 (1952) 33-38.
- MOORE, R. E. Water conduction from shallow water tables. *Hilgardia* 12 (1939) 383-426.
- PHILIP, J. R. An infiltration equation with physical significance. *Soil Sci.* 77 (1954) 153-157.
- The concept of diffusion applied to soil water. *Proc. Nat. Acad. Sci. India* 24A (1955a) 93-104.
- Numerical solution of equation of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent I. *Trans. Faraday Soc.* 51 (1955b) 885-892.
- The physical principles of soil water movement during the irrigation cycle. *Third Congress Int. Comm. on Irrigation and Drainage* 8 (1957a) 125-154.
- Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent II. *Austr. J. of Physics* 10 (1957b) 29-42.
- Theory of infiltration I. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* 83 (1957c) 345-357.
- Theory of infiltration IV. Sorptive and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.* 84 (1957d) 257-264.
- RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics* 1 (1931) 318-333.
- VISSER, W. C. Personal communication (1957).
- WESSELING, J. Enige aspecten van de waterbeheersing in landbouwgronden. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 63. 5 (1957).
- WIND, G. P. A field experiment concerning capillary rise of moisture in a heavy clay soil. *Neth. J. Agr. Sci.* 3 (1955) 60-69.
- Capillary rise and some applications of the theory of moisture movement in unsaturated soils. *Versl. Meded. Comm. Hydr. Onderz. T.N.O.* 5 (1960)
- WYCKOFF, R. D. and H. G. BOTSET The flow of gas-liquid mixtures through unconsolidated sands. *Physics* 7 (1936) 325-345.
- YOUNGS, E. G. Moisture profiles during vertical infiltration. *Soil Sci.* 84 (1957) 283-290.
- Redistribution of moisture in porous materials after infiltration I. *Soil Sci.* 86 (1958a) 117-125.
- Ibid. II. *Soil Sci.* 86 (1958b) 202-207.

DISCUSSION

Prof. E. C. W. GEUZE: In introducing the term "diffusion of moisture in the soil" the diffusion coefficient only depends on the capillary potential of the soil moisture. This means that the potential differences, which causes the flow, are only due to capillary forces. Do not adsorption and other forces play a part in the movement of soil moisture?

REPLY: The movement of moisture, which is caused by adsorption and diffusion, obeys laws which are identical to those of the phenomenon described. PHILIP has shown with his calculations that the diffusion coefficients for adsorption and diffusion are very small in the range which is of interest to us, even so small that they can be disregarded compared to the capillary diffusion. The same applies more or less to the potential gradients. Since in determining the diffusion coefficient the measurement of the amount of water displaced is usually taken as the starting point, the other possibilities of displacement are already allowed for to some extent.

W. C. VISSER: 1. Can an indication be found from YOUNG's material that a stationary flow may also provide in many instances a practical solution to the infiltration problem?
2. Is the scanning loop so predominant in our wet soils as to require so much attention?
3. Is the rate of percolation not so great that a state of equilibrium is reached very rapidly and that, as a consequence, the flow and distribution of moisture can again be described by quasi-stationary laws?

REPLY: In solving the infiltration problem it will be necessary to distinguish between summer and winter conditions. In the first case, in which there may be very severe drying out, the hysteresis loop is in fact important. Then it will not be permissible to start from stationary flow in determining the redistribution of the moisture, particularly as the precipitation intensity will then be much greater than in winter. During winter a stationary solution will actually provide a fairly good approximation. Due to the slight amount of drying the hysteresis loop is then of little importance and in addition the precipitation distribution is more regular. As was explained in discussing the infiltration rate, the transition to a more or less stationary flow greatly depends on the original moisture content of the soil. The wetter the soil, the sooner a stationary state will be reached.

Prof. E. C. W. GEUZE gives the following supplementary information:

It has been found possible to suppress the hysteresis in sorption phenomena by employing very brief periods during the investigation, viz. by reducing to a minimum the dilution of the soil samples investigated.

There are, however, systems which owing to irreversibility can not be made free from hysteresis.

Prof. F. HELLINGA: Dr. VAN DUIN described the infiltration phenomenon in mathematical terms and arrived at KOSTIAKOV's empirical equation. In the theoretical equation there is no room for the structural destruction of the topsoil during the infiltration process. The reduction in the rate of infiltration is readily explicable from theory. Does this imply that there is no structural change of the topsoil?

REPLY: The reduction of the rate of infiltration with time can in fact be entirely explained by theory. Whether structural changes will occur greatly depends on the type of soil and the duration of infiltration. No information on this point is available.

Dr. R. H. A. VAN DUIN remarks in this respect:

In the past little attention was paid to the flow beneath the surface, so that an explanation of the reduction in the rate of infiltration was sought in a change of structure of the top soil. But theoretical considerations provide a full explanation by the increase in resistance resulting from the distance covered by the water; no deterioration of structure has been proved.

Prof. W. F. EUSVOOGEL gives the following supplementary information:

Some details of the San Francisco Irrigation Congress of 1957 and of the preceding symposium on irrigation of the American Society of Civil Engineers, the American Society of Agricultural Engineers and the American Society of Soil Science deserve to be mentioned. Prof. VAUGHAN HANSEN of Utah explained there that in his view a mathematical approach to the infiltration problem was decidedly necessary because the practical investigations had had so many different aims in view, that they did not afford a sufficient explanation. In the case of soil conservation, for instance, the factor considered is the influence of very high precipitation intensities, whereas in the case of furrow irrigation a very slight flow of water over a longer period has to be taken into account.

V. CAPILLARY RISE AND SOME APPLICATIONS OF THE THEORY OF MOISTURE MOVEMENT IN UNSATURATED SOILS

G. P. WIND

Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, The Netherlands

INADEQUACY OF THE CAPILLARY TUBE HYPOTHESIS

Since 1885 when WOLLNY published his experiments on capillary rise, the wetting of a soil from below has been investigated by many research workers. The well-known equation for the height of rise (h) in capillary tubes:

$$h = \frac{2T}{g Dr} \quad (1)$$

(where T is the surface tension, D the density of the liquid, g the acceleration due to gravity and r the radius of the tube), makes it to be expected that in fine textured soils water will rise higher than in coarse soils. Pores in coarse soils are greater than in fine ones. At first it would look reasonable therefore to regard a sandy soil as a bundle of wide tubes and a clay soil as one of tubes with a small diameter. But in reality the pore sizes in a soil have a wide range. So the height of capillary rise in every pore will be different. This means that the number of pores filled with water will decrease in upward direction. This decrease is studied at present in the pF-curve. PEERLKAMP (1960) has given some examples of this. If the pF-curve is straight, so with increasing pF the moisture content will remain the same, a capillary zone would exist in which all pores are filled with water. But since there are found so few soils with an exactly straight pF-curve over more than a few centimeters, these special cases may be neglected.

The moisture content decreases gradually with increasing tension, especially in clay soils. If there is not present a fully saturated zone above the groundwater level, the height of capillary rise is but an arbitrary concept. Instead of fully saturation one would have to take a certain moisture percentage, if one wishes to determine whether a certain point lies above or below the level of capillary rise. In sandy soils without organic matter the choice is not very difficult, however. An important part of the pF-curve of such soils is often nearly horizontal. This means that in sandy soils there are many pores with the same diameter. But even in this case there are bigger and smaller pores and in the so-called capillary zone there will be pores filled with air.

For the explanation of capillary moisture phenomena, the energetic theory of soil moisture introduced by BUCKINGHAM (1907) and perfected by GARDNER (1922) is more appropriate than the above mentioned capillary tube hypothesis.

Much attention has been paid to the velocity of capillary rise. It appeared that the rising is faster in coarse than in fine soils. But when treating the velocity of capillary rise, in reality the velocity of the wetting front was meant.

So a non-stationary form of flow was studied, in which the soil became wetter continuously. There are two objections against this form of study. The first is a practical one. The soil is namely hardly ever wetted from below. In most cases the soil is wetted by rain, flooding, sprinkling, etc. Only in the very few cases of sub-irrigation the soil is wetted from below. But even this form of irrigation is more in use to control soil moisture than to rewet the soil.

A study of capillary rise therefore has not many practical applications. The investigation of an interesting problem can be of great value however, even if direct practical applications are not present.

The second objection is theoretical. Regarding a wetting capillary flow, one encounters two major difficulties. As a wetting flow it is (1) non-stationary and (2) subjected to the phenomenon of hysteresis. The first gives rise to complicated differential equations; the second one has always been a severe difficulty in soil moisture problems as the phenomenon is hardly ever the same.

In the study of non-stationary capillary rise it is therefore almost impossible to find exact formula's and if formula's are given the solution encounters mathematical difficulties. For these reasons it is better to investigate capillary rise first under stationary conditions.

APPLICATION OF DARCY'S LAW TO CAPILLARY RISE

RICHARDS (1931), CHILDS and COLLIS GEORGE (1948) state that unsaturated flow follows DARCY'S law, as well as saturated flow. GARDNER and GARDNER (1950)

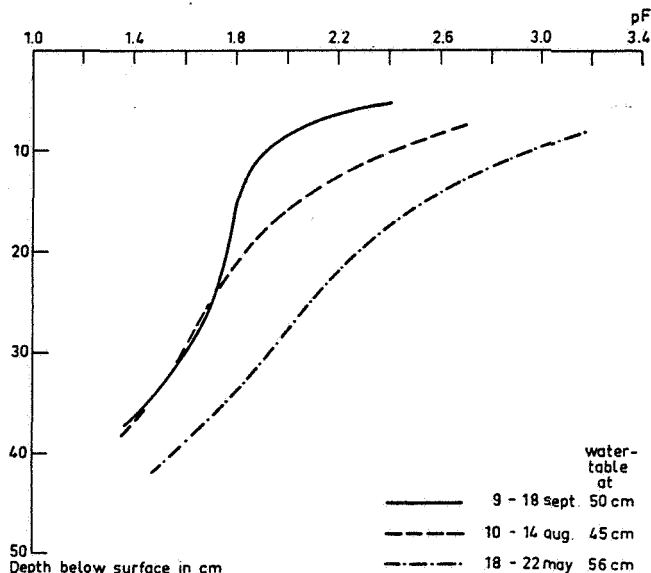


FIG. 1.
Potential- or tension profiles
observed in a heavy clay soil

postulate the possibility that in capillary flow a gradient is involved due to the dynamic process itself. Up to now there exists no evidence however, that DARCY's law is not valid for unsaturated flow. We may write for the capillary flow therefore:

$$V = K \frac{d\phi}{dz} \quad (2)$$

where V is the velocity of flow, ϕ the potential, z the place and K the permeability factor. For unsaturated flow K is normally called the capillary conductivity. To distinguish from the saturated conductivity the symbol λ is often used. As WESSELING (1960) has pointed out this conductivity varies with the moisture percentage of the soil.

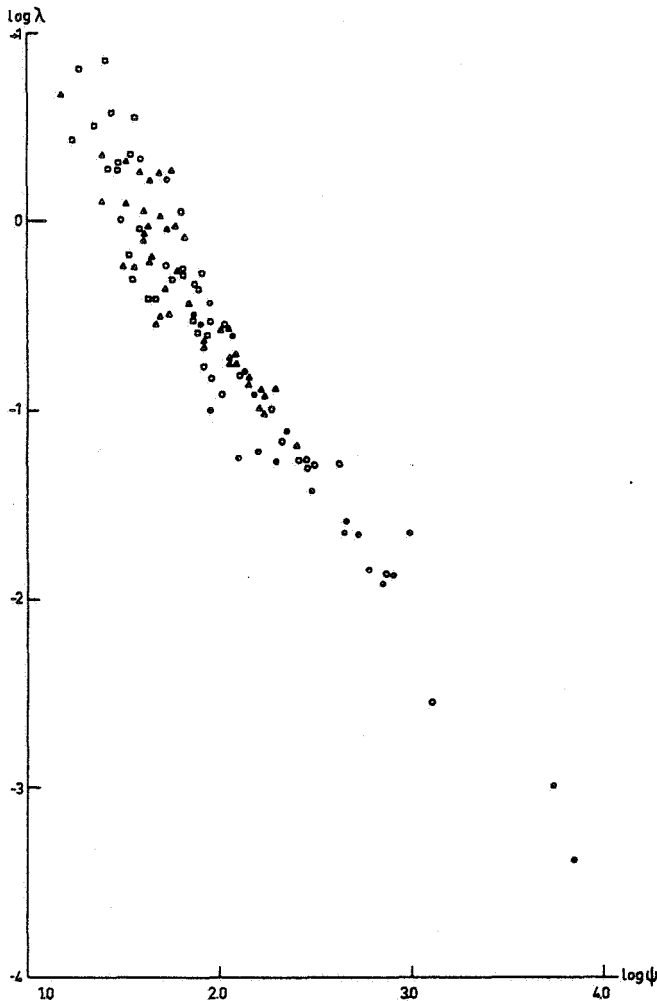


FIG. 2.
Capillary conductivity (λ) as
a function of the moisture
tension (ψ) of a heavy clay
soil

There are several methods of measuring capillary conductivity. One of them is to study the tension- or potential profile, when there is a certain known flow. The tension profile is the relation between the tension (e.g. pF) and the distance in the direction of flow from a certain fixed point. One has to measure the pF or the moisture percentage at some points and also the velocity of flow. This method has been used by RICHARDS (1953) in the laboratory and by WIND (1955) in a field experiment. Figure 1 gives examples of tension profiles from the latter experiment.

Since in vertical flow the potential ϕ is composed of the capillary potential or tension ψ , and the potential due to gravity h , the formula for capillary rise is:

$$q = \lambda \left[\frac{d\psi}{dh} - 1 \right] \quad (3)$$

If ψ is not expressed in ergs/gram but in cm, the potential due to gravity equals the height h above a certain level. Formula (3) shows that for zero flow $\frac{d\psi}{dh} = 1$.

With a boundary condition $h = 0$ when $\psi = 0$:

$$\psi = h \quad (q = 0) \quad (4)$$

This is the same relation as given by PEERLKAMP: in conditions of field capacity, that means zero flow, the moisture tension equals the height above the groundwater table.

With the aid of formula (3) it is possible to calculate the capillary conductivity by differentiating the moisture profile. Figure 2 gives an example of a heavy clay soil from the already mentioned field experiment. It appears that the capillary conductivity decreases rapidly with increasing moisture tension. The decrease is lessened in the figure by using a double logarithmic scale. If a line is drawn through the points of figure 2 by means of the least squares, this follows the equation $\lambda = 250 \psi^{-3/2}$. GARDNER (1958) gave a general function:

$$\lambda = \frac{a}{\psi^n + b} \quad (5)$$

in which a , b and n are constants. The value of $n = 1.5$ which we did find, appears to be rather small. For very coarse soils $n \approx 4$. Generally speaking coarse soils have larger values of n and a/b than fine textured soils.

Combining the equations (3) and (5) we have an opportunity to find relations between the moisture tension ψ , the height above the water table h , and the velocity of capillary rise q .

$$q = \frac{a}{\psi^n + b} \left[\frac{d\psi}{dh} - 1 \right] \quad (6)$$

ψ and h are usually expressed in cm and, conforming with precipitation and evaporation data, q is expressed in mm per day. By integrating this equation becomes:

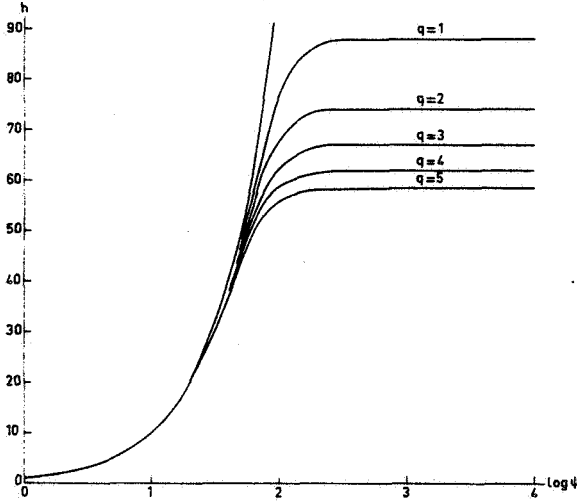


FIG. 3.
Potential profiles calculated for a coarse
textured soil ($n = 4$)

$$h = \frac{a}{bq + a} \int \frac{d\psi}{\frac{q}{bq + a} \psi^n + 1} \quad (7)$$

If $n = 1$ or 2 the solution of (7) will have a logarithmic or an arctan. form respectively. For other values of n , a combination of these forms is found. In an earlier article (1955) the author gave a solution for $n = 1.5$ and $b = 0$. GARDNER (1958) published solutions for $n = 1; 3/2; 2; 3$ and 4 .

Figure 3 shows an example of a sandy soil with $\lambda = \frac{4 \times 10^7}{\psi^4 + 10^5}$. The permeability of this soil is $a/b = 400$ mm/day. The curves are drawn according the following formula:

$$h = \frac{a}{q} \left\{ \frac{1}{4\rho^3\sqrt{2}} \ln \frac{\psi^2 + \rho\psi\sqrt{2} + \rho^2}{\psi^2 - \rho\psi\sqrt{2} + \rho^2} + \frac{1}{2\rho^3\sqrt{2}} \arctan \frac{\rho\psi\sqrt{2}}{\rho^2 - \psi^2} \right\} \quad (8)$$

in which $\rho^4 = \frac{qb + a}{q}$.

Figure 3 gives the relation between moisture tension and depth below soil surface when a constant flow of moisture rises from a constant groundwater table to the surface, where the water evaporates. Due to the horizontal course of the curves above $\log \psi = 2.4$, the yield of capillary rise has a maximum value dependent on the height above the water table. With a groundwater depth of 60 cm, such a soil can evaporate 5 mm/day; with a depth of 90 cm the evaporation cannot be larger than 1 mm/day.

Other soils have of course different tension profiles, the horizontal sections of the curve may be much smaller in those cases. An example is given in figure 4. This relates to a heavy clay soil, for which $a = 1.5$ and $b = 0$.

In general the evaporation during a long time from a soil surface cannot exceed a certain value, which is determined by the capillary conductivity and the depth of the water table. Before equilibrium has been established the evaporation can be of a greater value.

The soil of figure 3 has a pF-curve with a nearly horizontal section in the neighbourhood of pF 1.7. This means that the "classical" height of capillary rise is approximately 50 cm. Figure 3 shows however, that moisture can rise to 90 cm with a velocity of 1 mm per day. If we take a still smaller velocity, the horizontal part of the tension profile will reach a much higher value.

If one calculates $\lim h$, for ψ approaching infinity, the following function is found:

$$\lim_{\psi \rightarrow \infty} h = \frac{p}{f(q)} \quad (9)$$

Where p is a constant depending on a and b , while $f(q)$ is an increasing function of q .

In general moisture can rise many times higher than the so-called "height of capillary rise". So, salt accumulation from below can take place on the surface even when considerable depths of the groundwater table exist, that are deeper or much deeper than the figured height of capillary rise is large. Application of the capillary tube hypothesis in arid regions can in such cases cause severe damage to the soil.

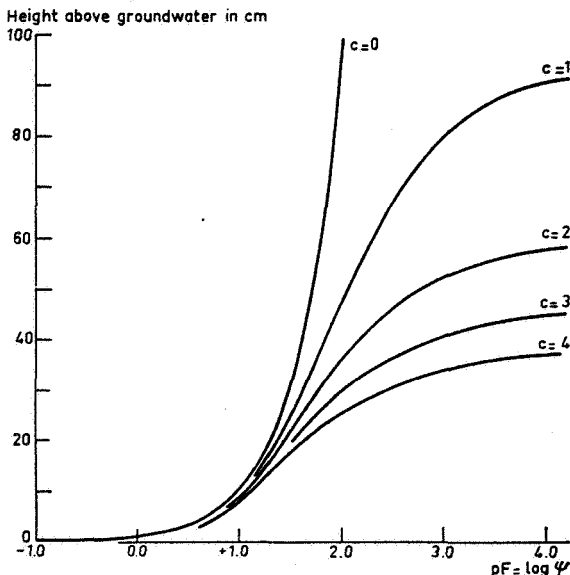


FIG. 4.
Potential profiles calculated for a very fine textured soil ($n = 1.5$)

“OPDRACHTIGHEID”

In the Netherlands the noun “opdrachtigheid” describes the possibility to deliver a large quantity of water to a crop by a soil, without the soil becoming very dry. Although the concept is not sharply defined, it is nevertheless often used by farmers, officers of the advisory service and soil surveyors. Up to now soil scientists did not succeed in understanding what is the cause of “opdrachtigheid”, since many explanations are possible. One of them is that roots can grow in these soils to a great depth. Perhaps the best explanation is, that a soil with “opdrachtigheid” has a high capillary conductivity.

Soils with a high capillary conductivity can supply water from greater depths than more impermeable soils. So, if one has a soil with a large value of a in formula (5) and a small value of n , the crops upon it would never suffer from drought.

Unfortunately a positive correlation seems to exist between a and n ; meaning that if capillary conductivity is favourable in wet condition it is unfavourable in the dry soil (fig. 3). For wet clay soils conductivity is low, but in dry condition such soils have much higher conductivities than sandy soils. This is shown in figure 5¹. If a clay soil is overlying a sandy soil, preferably with a transition layer, and with a favourable depth of groundwater, the sandy soil will always be rather moist and the clay soil rather dry. So both will be in the most favourable moisture condition for a good capillary conductivity.

Figure 6 gives the height to which moisture can rise with a velocity of 2 mm per day in different soils¹. All these soil types are composed of the three soils shown in figure 5. In the clay soil a flow of 2 mm per day can reach as high as 63 cm.

If a clay layer is covered with sand, moisture can only reach much lower heights.

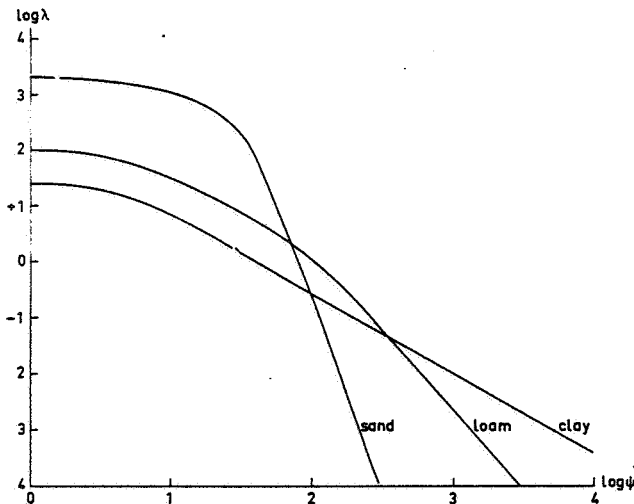


FIG. 5.
Capillary conductivities of three soils. Clay, $n = 1.5$; loam, $n = 2$; sand, $n = 4$.

¹ Figs. 5 and 6 are not completely drawn from observations, but to some extent extrapolated.

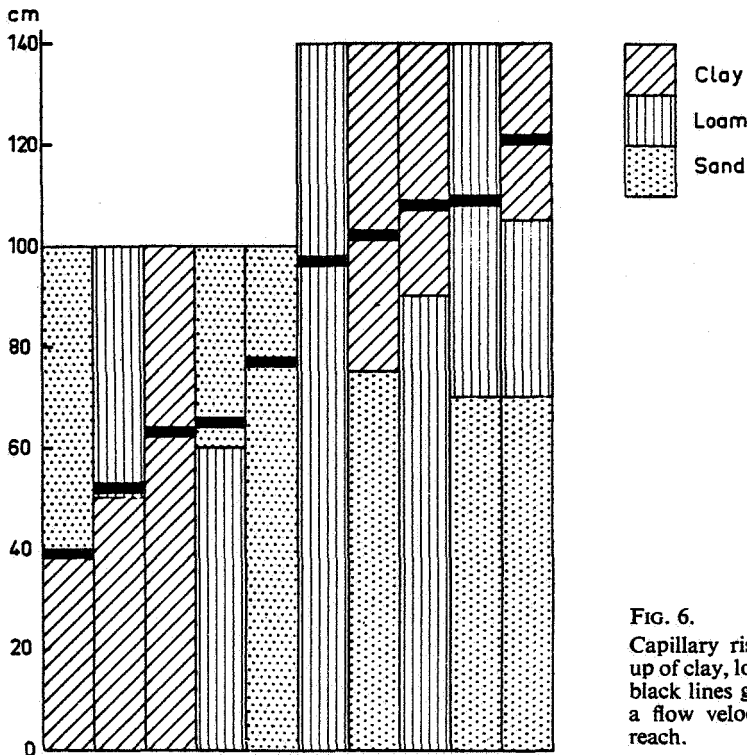


FIG. 6.
Capillary rise in soil profiles built up of clay, loam and sand. The thick black lines give the height to which a flow velocity of 2 mm/day can reach.

If a sandy layer is covered with a clay soil, it appears on the contrary that capillary rise can come much higher than without a cover. The highest value is reached when the soil has from the surface downwards a gradually coarser texture. Especially these soils are known to have a high "opdrachtigheid".

With the aid of the curves given in figure 4 one can calculate many more qualities of soils built up of different layers, e.g. the effect of the thickness of a sandy layer on the moisture conditions below the floors of buildings.

PARTICIPATION OF THE CAPILLARY ZONE TO GROUNDWATER MOVEMENT

In condition of field capacity the moisture tension equals the height above the groundwater. Since the capillary conductivity is determined by

$$\lambda = \frac{a}{\psi^n + b} \quad (5)$$

where now $\psi = h$. Everywhere at the same height above the water table the same conductivity exists in this case. So if we assume a certain gradient i in the height of the groundwater table we can calculate for every layer dh above the water table, the

amount of moisture dq , which will flow in a section parallel to the phreatic level.

$$dq = \lambda i dh = ai \frac{dh}{h^n + b} \quad (10)$$

Or for the total capillary zone (limited by soil surface and water table)

$$q = ai \int_0^{h_s} \frac{dh}{h^n + b} \quad (11)$$

in which h_s is the depth of the groundwater level below soil surface.

$$\text{For } n = 1: \quad q = ai \ln \frac{h_s + b}{b} \quad (12)$$

$$\text{For } n = 2: \quad q = \frac{ai}{\sqrt{b}} \arctan \frac{h_s}{\sqrt{b}} \quad (13)$$

In both cases the yield of groundwater flow is:

$$Q = \frac{ai}{b} z \quad (14)$$

where z is the depth of an impermeable layer below the water table.

The relation between the two flow rates is therefore:

$$\frac{q}{Q} = \frac{\ln \left[\frac{h_s}{b} + 1 \right]}{\frac{z}{b}} \quad \text{or} \quad \frac{q}{Q} = \frac{\arctan \frac{h_s}{\sqrt{b}}}{\frac{z}{\sqrt{b}}} \quad (15)$$

Table 1 gives the relation q/Q for a few cases.

TABLE 1. Quotient (q/Q) of the capillary contribution and groundwater flow

Height of water table above impervious layer (cm)	Depth of groundwater table below soil surface (cm)							
	20	50	100	1000	20	50	100	1000
20	0.55	0.90	1.20	2.30	0.55	0.69	0.74	0.78
50	0.22	0.36	0.48	0.92	0.22	0.28	0.29	0.31
100	0.11	0.18	0.24	0.46	0.11	0.14	0.15	0.16
	$n = 1 \quad b = 10$				$n = 2 \quad b = 100$			

From this table can be read that the capillary zone can contribute to a great extent to the saturated groundwater flow, although only when the flow conditions for the last are unfavourable and the depth of the water table is great. The smaller the value of n , the greater the contribution of the capillary zone. As far as known, no soils have been observed with $n = 1$. For clay soils $n \approx 1.5$, for sandy soils $n > 2$. So in clay soils the capillary contribution will be more important than in sandy soils.

An other way of expressing this matter is, to calculate the equivalent depth of a saturated layer which gives the same yield of flow as the capillary layer. This is given in table 2.

TABLE 2. Thickness of a saturated layer that gives the same yield of flow as the capillary layer

Capillary layer	20	50	100	1000 cm
Soil with $n = 1$; $b = 10$	11.0	17.9	23.9	46.1
Soil with $n = 2$; $b = 100$	11.1	13.8	14.7	15.6

It is clear that the contribution of the capillary zone is hardly ever greater than would correspond with an apparent increase of 10 or 20 cm of the saturated layer.

GROWTH OF WEEDS ON CLAY- AND SANDY SOILS

In agriculture it is common knowledge that on sandy soils the growth of weeds is much stronger than on clay soils. Farmers with sandy soils have to pay much more attention to weed killing than their colleagues working on clay. The seeds of weeds will have to germinate before the soil is covered with a crop. If they germinate later, the growth of the weed plants will be seriously inhibited by lack of light. Many weeds will therefore be present if the conditions in the top soil are favourable for germination before the agricultural crop has put forth shoots; accordingly when the soil is evaporating freely and transpiration of the crop is not important. During the germinating period, April and May, rain does not occur in the Netherlands so frequently as during summer. So there is a possibility the top soil will dry out. If we can prove that the top layer of a clay soil under evaporating conditions becomes much dryer than the same layer of a sandy soil, we have possibly found the cause of this side of the weed problem.

Taking formula (3)

$$q = \lambda \left[\frac{d\psi}{dh} - 1 \right]$$

one can change this to:

$$\frac{d\psi}{dh} = \frac{q}{\lambda} + 1 = \frac{q(\psi^n + b) + a}{a} \quad (16)$$

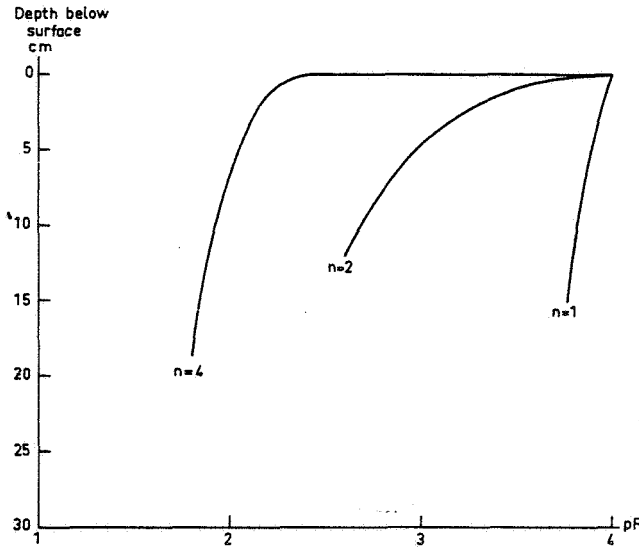


FIG. 7.

Potential profiles in the surface layers of fine ($n = 1$ and 2) and coarse ($n = 4$) textured soils. The fine soils appear to be drier than the coarse soils.

This formula makes clear that the moisture gradient $d\psi/dh$ in sandy soil ($n = 2$ to 4) is much greater than in clay soils ($n = 1$ to 2). This means that in sandy soils the gradient in the vicinity of $\psi = 1000$ is nearly infinite. The soil immediately below the surface will accordingly have a pF lower than 3, a favourable moisture condition for germination (just below the surface there are about 2 cm of soil in which moisture flows in the form of vapour and which are therefore dry). For lower values of n , the gradient in the vicinity of pF 3 is much less.

The moisture content will not increase with increasing depth, as much in clay soil as in sandy soil. An example is given in figure 7. From this figure it appears that the top 5 cm of sandy soils will remain much wetter than that of clay soils. The seeds of weeds have therefore in sandy soils much more opportunity to germinate than in clay soils.

RADIAL MOISTURE FLOW TO ROOTS

By using the pF-curve of soils we should be able to calculate which quantity of water is available for plants growing in a certain soil. For every soil layer one has to subtract the moisture content at the wilting point (pF 4.2) from the one at field capacity (approximately pF 2.0). The moisture quantities found in this way can be summated over a certain depth. The difficulty is that we do not know to what depth. For practical purposes one can choose arbitrarily a certain depth, but for scientists this is not a very satisfying procedure. The correct depth over which to summate is of course that one where the quantity of roots present is just able to dry the soil to the wilting point.

We do not know at the present time how many roots have to be present to extract the moisture efficiently from the soil. But with the aid of the theory of unsaturated moisture flow we can get an approximation.

Let q be the amount of water in grams that is absorbed by a root length of 1 cm in 1 day. Let x be the distance from the center of the root and r the radius of the root. The velocity of flow in concentric circles with radius x around the root is:

$$V = \frac{q}{2\pi x} \quad (17)$$

For the sake of simplicity, equation (17) has been set up for stationary flow, regarding the moisture content at a certain distance from the root, as being kept constant. For non-stationary flow, a very complicated differential equation has been evolved. A solution of this last equation has not been found as yet, however.

For horizontal flow, equation (2) holds giving

$$V = -\lambda \frac{d\psi}{dx}$$

By combining this formula and (17) and at the same time bringing the dimensions of (17) from grams per cm^2 to mm, we find

$$\frac{5q}{\pi x} = -\lambda \frac{d\psi}{dx} = \frac{-a}{\psi^n + b} \frac{d\psi}{dx} \quad (18)$$

By integrating:
$$\frac{5q}{\pi} \int \frac{dx}{x} = -a \int \frac{d\psi}{\psi^n + b} \quad (19)$$

The solutions of (19) are, for $n = 1$ and $n = 2$ respectively:

$$\frac{5q}{\pi} \ln x = -a \ln (\psi + b) + K_1 \quad (20)$$

and
$$\frac{5q}{\pi} \ln x = -\frac{a}{\sqrt{b}} \arctan \frac{\psi}{\sqrt{b}} + K_2 \quad (21)$$

Let the boundary conditions be $\psi = 16,000$ for $x = r$, which means that if at the rootwall the pF of the wilting point exists, any higher pF will not be possible. Then

$$K_2 = \frac{5q}{\pi} \ln r + \frac{a}{\sqrt{b}} \arctan \frac{16,000}{\sqrt{b}} \quad (22)$$

So we find

$$q \ln \frac{x}{r} = \frac{a\pi}{5\sqrt{b}} \left\{ \arctan \frac{16,000}{\sqrt{b}} - \arctan \frac{\psi}{\sqrt{b}} \right\} \quad (23)$$

But q and x are not variable independently from each other. Let s be the moisture

extraction in mm/day from a layer of 1 cm and w the number of roots per cm^2 , then

$$q = 0.1 \frac{s}{w} \text{ and } x = \int \frac{1}{\pi w} \quad \text{giving:}$$

$$q \ln \frac{x}{r} = 0.1 \frac{s}{w} \ln \int \frac{1}{\pi w r^2} = \frac{a \pi}{5 \sqrt{b}} \left\{ \arctan \frac{16,000}{\sqrt{b}} - \arctan \frac{\psi}{\sqrt{b}} \right\}$$

For $a = 100$, $b = 1$ and $r = 0.02$ we find the relations between the rooting density w , the extraction rate s and the maximum value of moisture tension between the roots ψ , as shown in figure 8. Most soils have an available moisture quantity between 10 and 20 % by volume. If this quantity is extracted in 100 days, the moisture extraction will have to be between 0.1 and 0.2 % by volume per day from a layer of 1 cm. So it appears that the root density has to be approximately 1 or 2 roots per cm^2 for an almost complete drying out of the soil. This means a weight of 0.2 grams of dry roots per liter of soil.

If an equation for non-stationary flow had been used, the root density found would have been smaller. The difference between the two would be very small, however.

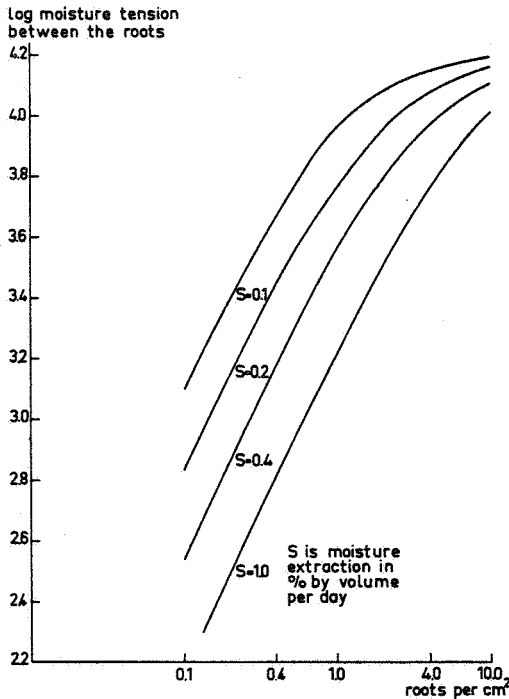


FIG. 8.

Example of the dependency of the moisture tension, midway between two roots, on the moisture extraction rate and the root density when the tension at the rootwall is 16 atmospheres

In the formula used, the amount of moisture flowing towards the root is the same for every concentric circle around the root. In non-stationary flow this quantity would be much smaller at large distances, but at those distances the potential gradient is already very small. In the neighbourhood of the roots the flow velocity will not change very much. So a calculation with the formula for non-stationary flow would only little affect the root densities found.

SUMMARY

Formerly, capillary rise was investigated by letting water flow upwards in a dry soil. The results of the investigation were in that case influenced by hysteresis of the suction curve. For a better understanding of unsaturated flow one will have to study first cases of flow in which the soil moisture content does not vary with time. It appears that unsaturated moisture flow follows DARCY's law. The difference with saturated flow is, that the permeability factor is not a constant. This factor decreases rapidly with a decreasing moisture content.

A certain exponential, relation exists between moisture suction and capillary conductivity. This gives a possibility to calculate the vertical moisture distribution in the soil under various circumstances.

Some examples are given of phenomena in which this theory of capillary flow gives a new insight.

LITERATURE

- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. U.S.D.A. Bur. of Soils Bull. 38, 1907.
- CHILDS, E. C. and N. COLLIS GEORGE Interaction of water and porous materials. Soil geometry and soil water equilibria. *Proc. Faraday Soc.* 3 (1948) 78-85.
- GARDNER, W., The capillary potential function and its relation to irrigation practice. *Phys. Rev. Ser. 2*, 20 (1922) 196.
- O. W. ISRAELSEN and H. CONRAD
- GARDNER, W. H. Flow of soil moisture in the unsaturated state. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 15 (1950) 42-50.
- and W. GARDNER
- GARDNER, W. R. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application from a water table. *Soil Sci.* 85 (1958) 228-232.
- PEERLKAMP, P. K. Moisture retention by soils. *Versl. Meded. Comm. Hydr. Onderz. T.N.O.* 5 (1960).
- and P. BOEKEL
- RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1 (1931) 318-333.
- RICHARDS, S. J. and L. V. WEEKS Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 17 (1953) 206-209.
- WESSELING, J. Principles of the unsaturated flow and their application to the penetration of moisture into the soil. *Versl. Meded. Comm. Hydr. Onderz. T.N.O.* 5 (1960).
- WIND, G. P. A field experiment on capillary rise of moisture in a heavy clay soil. *Neth. J. Agr. Sci.* 3 (1955) 60-69.
- WOLLNY, E. Untersuchungen über die kapillare Leitung des Wassers in Boden. *Forsch. Geb. Agr. Phys.* 8 (1885) 206-220.

