

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
Wageningen

ALTERRA
Wageningen Universiteit & Research centre
Omgevingswetenschappen
Centrum Water & Klimaat
Team Integraal Waterbeheer

INFILTRATIE PROEFVELD 'DE GROEVE'

dr R.A. Feddes en mej. M.G. van Steenberg

BIBLIOTHEEK
STARRINGGEBOUW

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatiemiddelen, dus geen officiële publikaties. Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onderzoek nog niet is afgesloten. Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut in aanmerking



JSN 172722-02

I N H O U D

	Blz.
I. INLEIDING	1
II. INFILTRATIE PROEFVELD	2
Algemeen	2
a. Bodemkundige gesteldheid	4
b. Water in- en uitlaat (fig. 3, foto's)	8
c. Grondwaterstanden	10
d. Bodemvocht	11
e. Meteorologische waarnemingen	13
f. Gewassen	14
III. THEORIE	14
a. Waterbalans	14
b. Infiltratieformules voor stationaire, horizontale grondwaterstroming door een homogeen pakket	18
c. Infiltratieformules voor niet-stationaire horizontale grondwaterstroming door een homogeen pakket	21
d. Verdampingsformules	24
IV. VOORLOPIGE RESULTATEN	26
a. Drainageweerstand T	28
b. Verticale weerstand c	31
c. Doorlatend vermogen (transmissibiliteit) kD en radiale weerstand w	35
d. Bergingscoëfficiënt μ en reactiefactor α	42
e. Samenhang tussen h_m , h_p , ϕ_c , q_0 , q_2 en q_{fr}	43
SAMENVATTING	52
LITERATUUR	55
LIJST VAN SYMBOLEN	57

I. INLEIDING

Bij onttrekking van water aan het diepe grondwater, zoals dit gebeurt voor de winning van industrie- en drinkwater, treden vaak verliezen van water uit het ondiepe grondwater op. Het gevolg hiervan is een daling van de ondiepe grondwaterstand, dikwijls gepaard gaande met schade voor de landbouw.

Daarbij doet zich dan ook steeds veelvuldiger de vraag voor welke gevolgen het realiseren van wateronttrekkingsplannen zal hebben voor de landbouw in de omgeving van het onttrekkingspunt. Voor de beantwoording van deze vraag dienen velerlei factoren in rekening te worden gebracht, zoals onttrekkingsintensiteit, geo-hydrologische gesteldheid, fysische eigenschappen van het profiel en klimaatomstandigheden. Voor een deel van deze factoren is het thans niet geheel duidelijk hoe ze elkaar onderling beïnvloeden.

Het doel van het onderzoek is nu:

1. De bepaling van het verlies aan water uit de bovengrond als gevolg van de wateronttrekking aan het diepe grondwater, en de invloed die het aanwezige slotenstelsel hierop heeft.
2. De vaststelling van de landbouwkundige gevolgen van de onder 1 genoemde verschijnselen.
3. Het nagaan van de mogelijkheid om door peilverhoging in de open leidingen het verlies te compenseren, zodat enerzijds de gevolgen voor de landbouw worden opgeheven en anderzijds meer water aan de diepe ondergrond kan worden onttrokken.

Daarnaast kan het onderzoek mogelijk dienen tot het vaststellen van de wenselijkheid van het handhaven van een bepaald peil in het leidingenstelsel in soortgelijke gebieden waar geen onttrekking van grondwater plaats vindt.

Het gebied van het pompstation 'de Groeve' leent zich goed voor een dergelijk onderzoek. Het station zal in de toekomst tot een grotere capaciteit worden uitgebreid, zodat de onttrekking kan worden gevarieerd. Het aanwezige slotenstelsel alsmede de beschikbaarheid van infiltratiewater uit de Oostermoerse Vaart, geeft de mogelijkheid de eventuele invloed van wateraanvoer op de capaciteit van het station en op de gevolgen van de onttrekking na te gaan.

Het onderzoek wordt door ons uitgevoerd in samenwerking met de N.V. Waterleidingmaatschappij voor de Provincie Groningen (WAPROG) te Groningen en de Provinciale Directie Drenthe van de Cultuurtechnische Dienst te Assen.

Bij de bewerking van de resultaten is veel hulp ondervonden van dr Ernst.

II. INFILTRATIE PROEFVELD

A l g e m e e n

In fig. 1 is een situatietekening (schaal 1:10 000) van de waterwinplaats 'de Groeve' weergegeven. De grondwaterwinning bedroeg in 1969 $6,8 \times 10^6 \text{ m}^3$, in 1971 $8,5 \times 10^6 \text{ m}^3$, in 1972 $8,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ terwijl bij de COGROWA een aanvraag tot vergunning is ingediend om de winning tot $15 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{jaar}^{-1}$ te kunnen uitbreiden.

In de figuur is een zeer voorlopige grens van het gebied aangegeven waarbinnen een beïnvloeding van het freatisch niveau bij een grondwaterwinning van $15 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{jaar}^{-1}$ zal plaatsvinden.

Teneinde de invloed van genoemde grondwaterwinning op het freatisch water na te gaan en via metingen de grootte van de voeding van het grondwater door het oppervlaktewater vast te kunnen stellen, is een infiltratieproefveld van 15,9 ha aangelegd (zie fig. 1). Dit proefveld is van de rest van het gebied afgesloten door middel van het afdammen van een aantal sloten. De waterstand in de sloten van het proefveld wordt op een zodanig peil gehouden dat dit binnen zeer nauwe grenzen overeenkomt met dat van de omgeving. Daalt het peil in het proefveld beneden dat van de omgeving dan wordt een geregistreerde

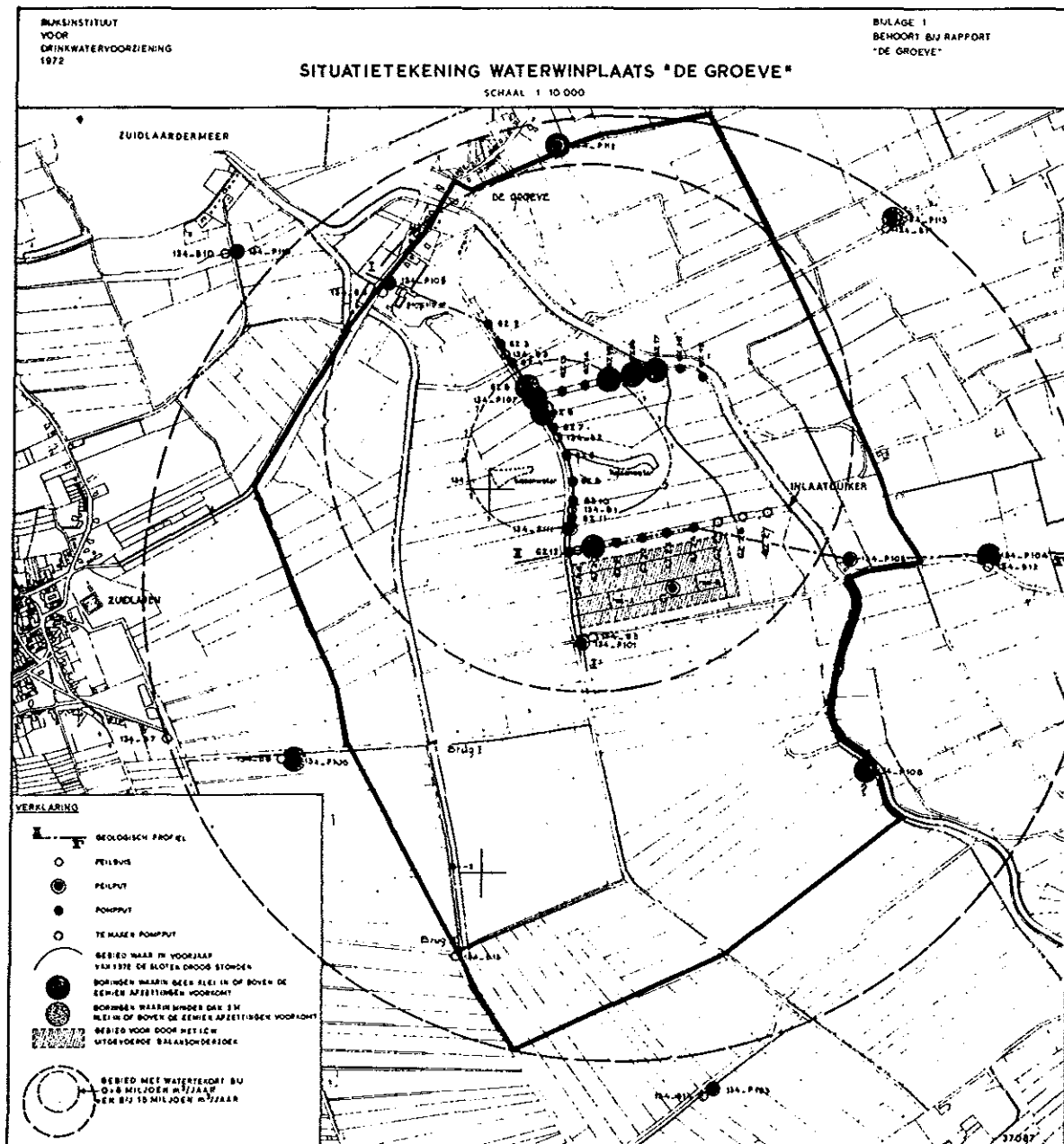


Fig. 1. Situatietekening van de waterwinplaats 'De Groeve' met onder andere het infiltratieproeveld van 15,9 ha (ontleend aan RID)

hoeveelheid water ingelaten. Deze ingelaten hoeveelheid water vormt dan een directe maat voor de infiltratiecapaciteit van het slotenstelsel. Bij een te hoog peil van de slootwaterstand in het proefveld in vergelijking tot dat in de omgeving, wordt het water uitgeslagen en eveneens geregistreerd.

Teneinde de veranderingen van het vochtgehalte in verschillende profielen vast te kunnen stellen worden op een viertal plaatsen vochtmetingen verricht. Daar de neerslag wordt gemeten, en de verdamping kan worden berekend, blijft als enige onbekende in de waterbalans dan het verlies aan water tengevolge van wegzijging naar de ondergrond over.

a. Bodemkundige gesteldheid

Door de Stichting voor Bodemkartering is een bodemkundig onderzoek in het proefveld uitgevoerd (RAPPORT nr 1039). De boringsdichtheid bedroeg 10 boringen per ha, waarvan 6 tot 1,25 m-m.v. en 4 tot 2 m-m.v. Daarbij is alleen gelet op de profielopbouw. De resultaten van het onderzoek zijn weergegeven in een bodemkaart, schaal 1:2500 (fig. 2).

Het proefveld ligt in een oud stroomdal van de Hunze of Oostermoerse Vaart en vertoont een sterke heterogeniteit in de profielopbouw.

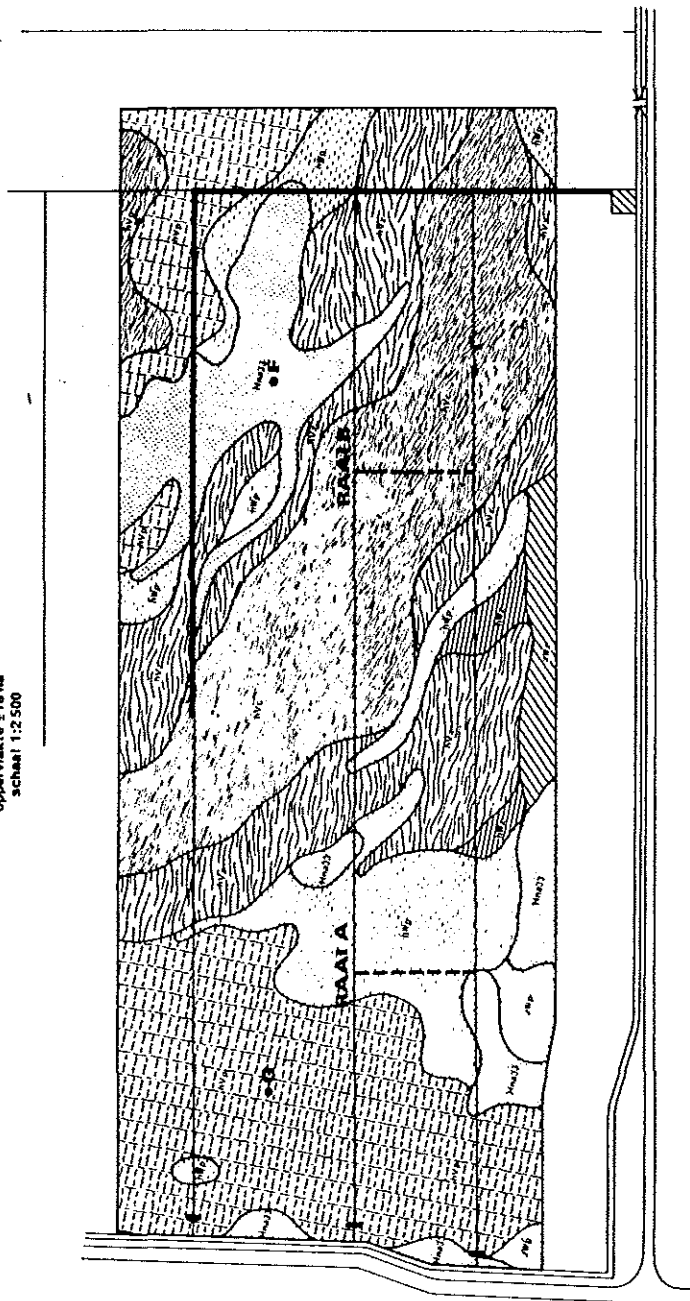
Verreweg het grootste deel (11,2 ha) bestaat uit v e e n g r o n d e n dat wil zeggen uit gronden met meer dan 40 cm moerig materiaal voorkomend binnen 80 cm-m.v. Het veen bestaat meestal uit rietzeggeveen met plaatselijk voorkomende houtresten (bosveen). Ze hebben een bovengrond van duidelijk veraard veen, dat ca. 20 cm dik is en meer dan 8 % lutum bevat. Voor een verdere onderverdeling van deze (koop) veengronden naar de aard en de begindiepte van de zandondergrond, zie de bodemkaart. Op de overgang van veen naar zand wordt meestal een smeer- of gliedelaag aangetroffen (10 à 15 cm dik) welke vaak een zeer geringe doorlatendheid heeft.

De tweede hoofdgroep in belangrijkheid van voorkomen vormen de m o e r i g e g r o n d e n (2,9 ha). Ze hebben een beginnende moerige laag voorkomend binnen 40 cm-m.v. die kan bestaan uit een

PROEFVELD WATERBALANS „DE GROEVE“ (Zuidlaren)

BODEMKAART

boringsdiepte 10 boringen per ha
oppervlakte ± 16 ha
schaal 1:2500



PODZOLGRONDEN-1.8 ha

Veldpodzolgronden

met een dunne (< 30 cm) humushoudende bovengrond,
zeer fijn, zwak femig zand

MOERIGE GRONDEN-2.9 ha

Moerpodzolgronden

met een kielige moerige eerdlaag

met een zanddek waarin een minerale
eerdlaag is ontwikkeld

Broekgronden

met een kielige moerige eerdlaag

met een zanddek waarin al dan niet een minerale
eerdlaag is ontwikkeld

VEENGRONDEN-11.2 ha

Koopveengronden

binnen 120 cm op zand met een humuspodzol-B

binnen 120 cm op zand zonder een humuspodzol-B

vanaf 120 à 200 cm zand zonder een humuspodzol-B

Fig. 2. Bodemkaart van het infiltratieproefveld(ontleend aan rapport
nr 1039 STIBOKA)

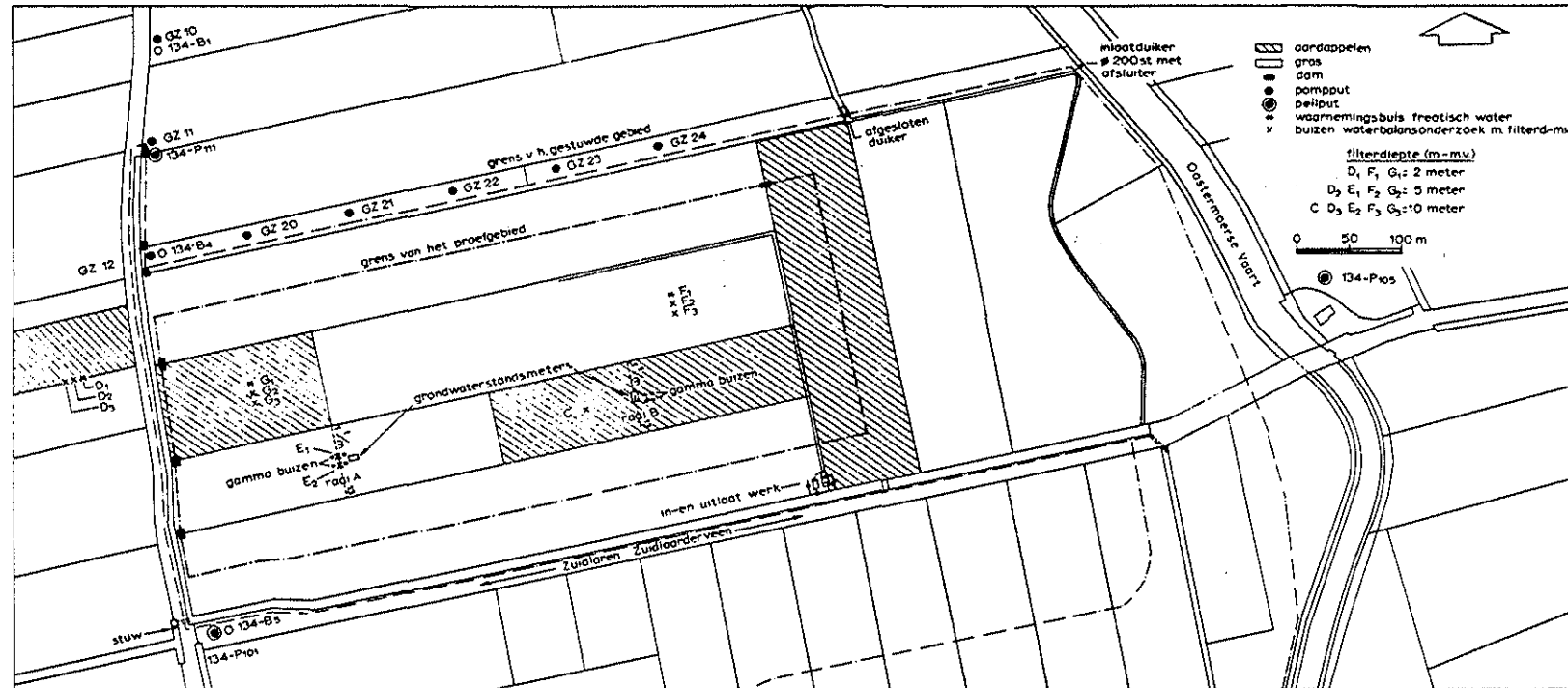
moerige bovengrond ($> 15\%$ humus) of een veen-tussenlaag dunner dan 40 cm. Deze gronden worden onderverdeeld naar het al dan niet voorkomen van een duidelijke humuspodzol-B in de zandondergrond. De moerige gronden vormen de overgang van de veengronden naar de zandgronden.

De z a n d g r o n d e n (1,8 ha) komen voornamelijk als ruggen in het terrein voor. Ze bestaan vanaf maaiveld tot minstens 120 cm uit zeer fijn zand. Onder natte omstandigheden is door inspoeling een zogenaamde A-B-C-profiel ontstaan met een humushoudende bovengrond van 15 à 30 cm (A_1) en een donkerbruine B-laag van ± 15 cm dikte. Het humusgehalte in de bovengrond varieert van 5 tot 15 %, het leemgehalte van 10 tot 17,5 %. De ondergrond is overwegend leemarm (minder dan 10 % leem).

Voor een overzicht van de algemene geohydrologische gesteldheid van de omgeving van de waterwinplaats wordt verwezen naar de concept-nota van het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening (Rapport 'DE GROEVE'). In de ondergrond worden van beneden naar boven de volgende formaties aangetroffen: de Formatie van Zuidlaren waarvan de bovenzijde voorkomt op 80 à 70 m-NAP. Deze bestaat voornamelijk uit grindrijke grove zanden, terwijl onderin kleien worden aangetroffen. Op de Formatie van Zuidlaren ligt de Mengzone Formatie van Enschede. De bovenkant hiervan varieert van 55 tot 40 m-NAP. Deze beide afzettingen vormen het voornaamste watervoerende pakket waarin de meeste filters zijn geplaatst. Hierboven komen voor de Formatie van Peelo, Eemien afzettingen en Weichselien afzettingen, welke voornamelijk bestaan uit fijne, slibhoudende zanden, kleien en plaatselijk grove zanden. Op bepaalde plaatsen (noordelijk gedeelte raai I-I', fig. 1) wordt uit deze grove zanden tussen 50 en 30 m-NAP water gewonnen.

In het proefveld zelf werden enkele boringen tot op een diepte van 4,50 en 11 m-NAP geplaatst (fig. 3). Het aangetroffen profiel bestaat voornamelijk uit fijne zanden, terwijl in een boring (C) een 1,30 m dikke leemlaag op ± 3 m-NAP werd gevonden. Bij de boringen E en F werd een minder doorlatende laag aangetroffen op respectievelijk een diepte van 3,50 à 4 m-m.v. en 2 tot 4 m-m.v.

SCHEMA INFILTRATIEPROEFVELD 'DE GROEVE'



RAAI WAARNEMINGSBUIZEN FREATISCH WATER

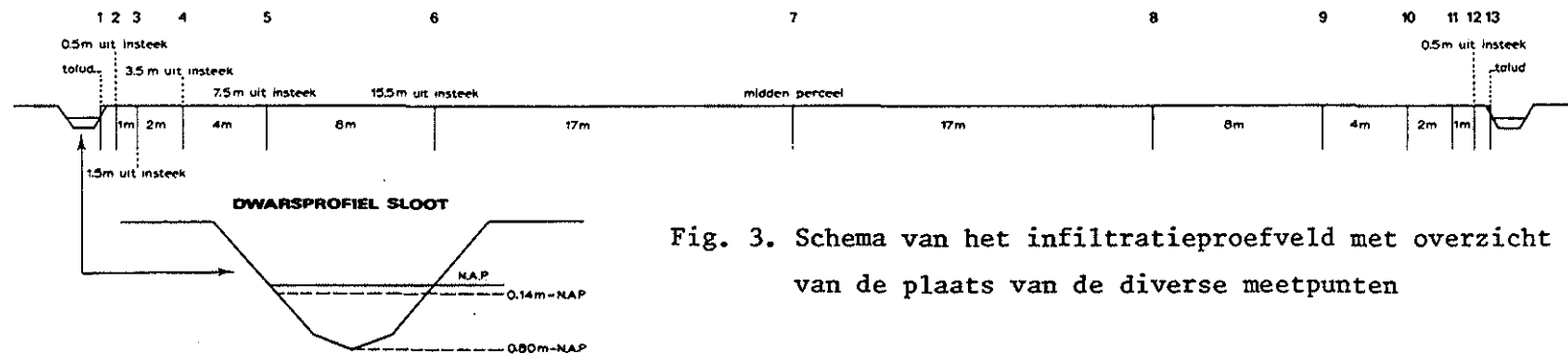


Fig. 3. Schema van het infiltratieproefveld met overzicht van de plaats van de diverse meetpunten

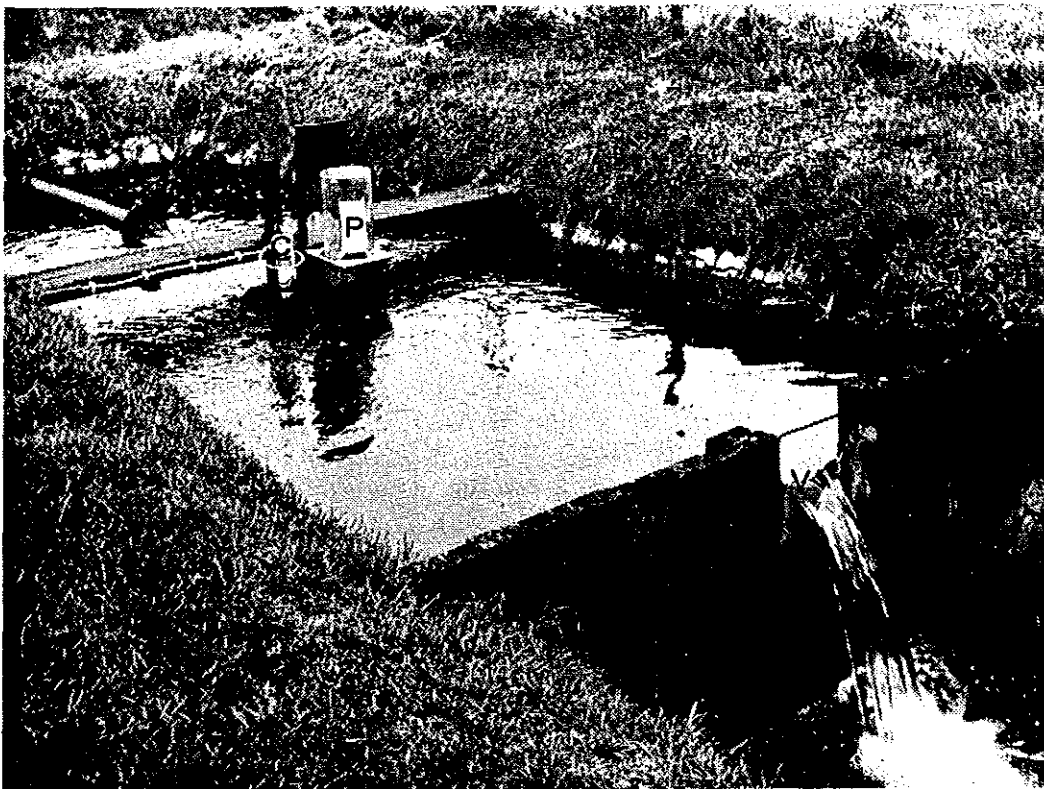
b. Water in- en uitlaat (fig. 3, foto's)

Het peil van het water in de sloot langs de zuidgrens van het proefveld (in het vervolg 'het buitenwater' te noemen) kan al dan niet constant worden gehouden. In eerste instantie was het de bedoeling het peil in de sloten van het proefveld met het fluctuerende peil van het buitenwater op en neer te laten gaan. Onder andere vanwege de hieraan verbonden technische moeilijkheden moest hiervan worden afgezien.

Het huidige concept is dat het peil van het buitenwater steeds op hetzelfde niveau gehouden wordt. Daartoe wordt water uit de Oostermoorse Vaart ingelaten via een stalen duiker $\varnothing$ 200 mm, waarvan het debiet regelbaar is met een schuifafsluiter. Bij de wegwijziging benedenstrooms van het proefveld is een houten stuw geplaatst, die zodanig wordt gesteld dat er steeds enig water over de kruin van de stuw stroomt. Hierdoor is men van een constant peil van het buitenwater (0,14 m-NAP) verzekerd.

Een overzicht van het in- en uitlaatwerk wordt gegeven in de foto's. De aan- en afvoer wordt als volgt geregeld. In een manometerkast in een bijbehorende meetkelder zijn drie glazen buizen (A, 1 en 2) aangebracht. Buis A registreert het peil van het buitenwater, de andere twee (1, 2) het peil van het binnenwater. De twee laatstgenoemde buizen zijn elk van een fotocel (B_1 en B_2) voorzien. Fotocel B_1 is gemonteerd op de hoogte die overeenkomt met het peil van het buitenwater. De inlaatpomp gaat nu werken (opbrengst $\pm 40 \text{ m}^3 \cdot \text{uur}^{-1}$) wanneer gedurende 10 minuten (instelbaar met een tijdrelais) het binnenpeil onder het buitenpeil heeft gestaan, dat wil zeggen als de lichtbundel van de eerste fotocel gedurende 10 min. niet doorbroken is geweest. De inlaatpomp draait vervolgens door middel van een tijdrelais tenminste een half uur. Is na dit half uur het vereiste peil niet bereikt (dus de lichtstraal niet verbroken) dan draait de pomp door tot dit wel bereikt is.

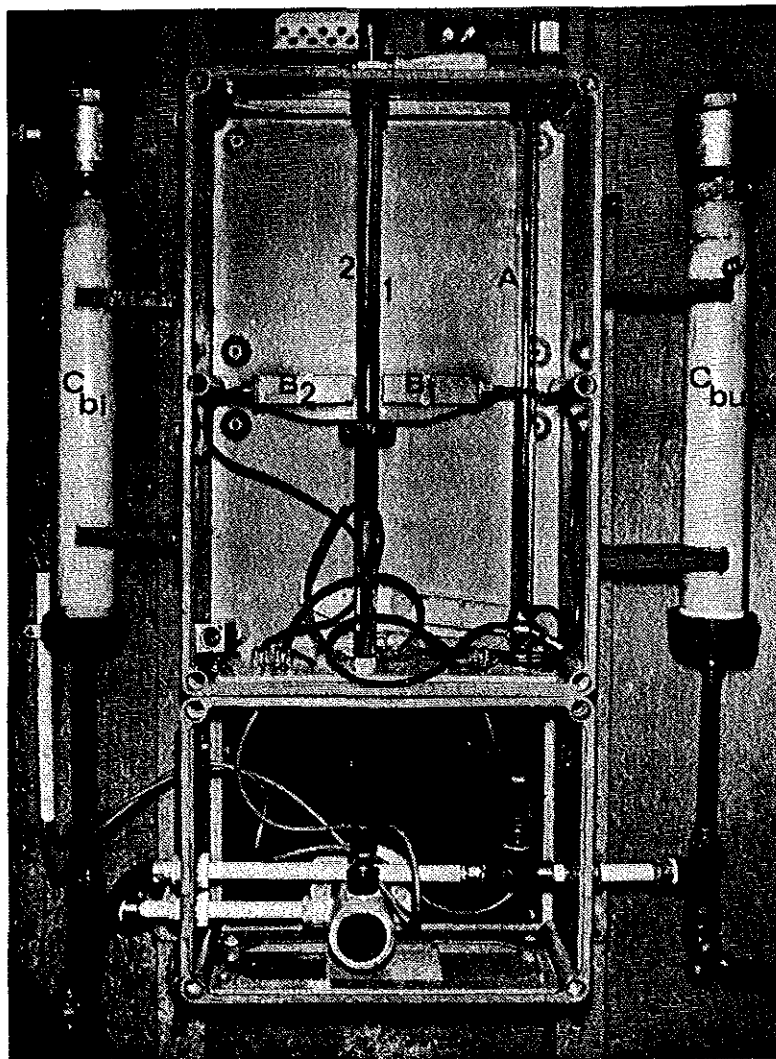
Voor de uitlaatpomp (U) is een dergelijk systeem aangebracht, waarbij deze pomp reageert op de foto-elektrische cel die op de tweede registratiebuis van het binnenwater is gemonteerd. De uitlaatpomp gaat werken wanneer het peil van het binnenwater te hoog wordt, dat



Inlaatkom



Uitlaatkom



Manometerkast

wil zeggen wanneer de lichtbundel van de tweede fotocel verbroken wordt (dus net omgekeerd als bij de inlaatpomp). Door defecten in de technische inrichting van de uitlaatpomp, wordt het commando van te hoog binnenwater tegenwoordig niet meer door de tweede foto-elektrische cel maar door een kwikcontact dat aangebracht is in een rubber bal die in het binnenwater hangt, gegeven.

De peilen van het buitenwater, het binnenwater en de inlaatkom worden door middel van capacitieve niveaumeters (type 'Endress', resp. C_{bu} , C_{bi} , C) geregistreerd op een in de kelder opgestelde 6-puntschrijver. Deze meters berusten op het principe van het meten van de capaciteitsverandering tussen een in de peilbuis gebrachte elektrode en de peilbuiswand. Bij een dergelijke condensator, waarvan de afstand tussen de platen en de plaat-oppervlakte constant is, hangt de verandering van de capaciteit alleen af van de diëlektrische constante ϵ , welke voor lucht gelijk is aan 1, en voor water gelijk is aan 80. Een niveauverandering Δh veroorzaakt dan een lineaire capaciteitsverandering ΔC . Het niveau van het water in de inlaatkom wordt zowel met een capacitieve niveaumeter (C) als met een mechanische peilschrijver (P) geregistreerd, teneinde eventuele storingen van één van beide te kunnen opvangen. De nullijn van genoemde registraties komt overeen met het laagste punt van het V-vormige (openingshoek 90°) Thomson meetschot, welk schot aan de afvoerzijde van de inlaatkom is aangebracht (foto). Als gevolg van de V-vorm kunnen zeer kleine hoeveelheden nauwkeurig worden gemeten, daar hierbij een verhoudingsgewijs grote overstorthoogte optreedt in het lage gebied ten opzichte van de proportionele verhoging welke ontstaat bij gelijke hoeveelheidstoename in het hoge gebied. Het debiet wordt nu gevonden met de formule van SHEN (1960):

$$Q = 1,38 h_{ov}^{2,48} \quad (m^3 \cdot s^{-1}) \quad (1)$$

waarin h_{ov} = overstorthoogte (m)

De nauwkeurigheid van deze meetmethode kan met het volgende voorbeeld worden geïllustreerd: De gemiddelde aanvoer Q over 1972 was $1,53 \text{ mm dag}^{-1}$, dat wil zeggen $15,3 \text{ m}^3 \cdot \text{dag}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ oftewel

$$15,3 \times 15,9 \text{ ha} = 243 \text{ m}^3 \cdot \text{dag}^{-1}.$$

Bij de normale overstorthoogte $h_{ov} = 0,149 \text{ m}$ betekent dit precies 11 halve draai-uren van de inlaatpomp. Hadden we gedurende deze tijd in plaats van de aangegeven h_{ov} een waarde van $h_{ov} = 0,148 \text{ m}$ afgelezen op de registratiestroken (maximale fout) dan was $Q = 239 \text{ m}^3 \cdot \text{dag}^{-1}$ geweest, dat wil zeggen dan was er een fout gemaakt van $\{(243 - 239)/243\} \times 100 = 1,65 \%$. Bij een aanvoer van $1,53 \text{ mm dag}^{-1}$ betekent dit een fout van $1,65 \times 0,0153 = 0,025 \text{ mm dag}^{-1}$. Daar bijvoorbeeld de nauwkeurigheid van de neerslagmeting gemiddeld in de orde van grootte van $0,1 \text{ mm} \cdot \text{dag}^{-1}$ zal liggen, zijn dergelijke fouten in de aan- (en afvoer) metingen te verwaarlozen.

Als tweede wijze van aanvoermeting wordt nog met behulp van een urenteller het aantal draai-uren van de inlaatpomp gemeten. Vermenigvuldigd met de geschatte capaciteit ($40 \text{ m}^3 \cdot \text{uur}^{-1}$) geeft dit de aanvoer. Het functioneren van de pomp wordt aangegeven op de 6 punt-schrijver. Voor de waterbalans is echter steeds het gemiddelde van wat met de capacitieve niveaumeter en mechanische peilschrijver gemeten is, genomen.

Voor de gelijksoortige meting van de overstorthoogte in de uitlaatkom ten behoeve van de afvoer (foto), welke maar sporadisch voorkwam, is volstaan met een enkelvoudige meting door een mechanische peilschrijver. Tevens werden de draai-uren van de uitlaatpomp (capaciteit $61 \text{ m}^3 \cdot \text{uur}^{-1}$) geteld.

c. Grondwaterstanden

In het middelste perceel van het proefveld (fig. 2 en 3) zijn ten behoeve van de meting van de diepte van het freatisch water in twee raaien A (moerige grond-hWp) en B (veengrond-hVc) dwars op de lengterichting van het perceel een 13-tal grondwaterstandsbuizen geplaatst, die wekelijks worden opgenomen. In het midden van deze twee raaien zijn tevens twee registrerende grondwaterstandsmeters (type 'ICW') gezet. Daar bij nader onderzoek bleek dat vanwege de heterogeniteit van het gebied een en ander niet voldoende was zijn ook de grondwaterstandsbuizen F (podzolgrond-hNa 33) en G (veengrond-hVp) geplaatst. Ter vaststelling van de wegzijging naar de ondergrond zijn, voor de

meting van de potentiaal van het 'diepe' grondwater, buizen met filters op 4,50 en 10,00 m diepte op genoemde plaatsen (fig. 3) gezet, welke eveneens wekelijks worden opgenomen.

Eind 1972 zijn de eerstgenoemde grondwaterstandsmeters vervangen door twee meters (type P₁₀ D-Alpine Werke Kaufbeuren), welke gelijktijdig in het midden van de raaien A en B de stijghoogten van het freatische en het diepe grondwater registreren.

d. Bodemvocht

Ter bepaling van de verandering van de vochthuishouding in het profiel worden wekelijks gammametingen verricht op vier plaatsen, namelijk op twee in raai A en op twee in raai B. De straling, afkomstig van een 20 mc C_s¹³⁷ bron wordt op een bepaalde afstand (40 cm) gemeten. De verzwakking van de straling is afhankelijk van totale massa tussen de bron en ontvanger. Hieruit volgt de dichtheid (nat volumegewicht ρ) van de tussenliggende grond. Wanneer het droog volumegewicht (ρ_d) van de grond niet verandert met de tijd, zijn de gemeten veranderingen in het nat volumegewicht directe veranderingen in het vochtgehalte. Het is gebleken dat de invloed van verschillende componenten (minerale delen, water en organische stof) verschilt. Men vindt dan ook niet de werkelijke dichtheid ρ , maar een schijnbare dichtheid ρ_Y , welke geschreven kan worden als (RYHNER en PANKOW, 1969).

$$\rho_Y = 0,9 \rho_m + 1,01 \rho_o + \rho_w \quad (\text{g.cm}^{-3}) \quad (2)$$

waarin ρ_Y = schijnbare dichtheid volgens getelde electronen

ρ_m = massa van de minerale delen

ρ_o = massa van de organische stof

ρ_w = massa van het water

ρ_d = massa van alle gronddelen tezamen (= $0,9 \rho_m + 1,01 \rho_o$)

Bij de meting wordt ρ_Y verkregen door deze bij het getelde aantal impulsen via een ijkcurve af te lezen.

Indien ρ_d constant is met de tijd dan geldt: $\Delta \rho_Y = \Delta \theta \text{ (g.cm}^{-3}\text{)}$.

Van een grondkolom met een oppervlak van 1 cm² en een hoogte van 1 cm

(inhoud 1 cm^3) komt 1 g vocht overeen met 10 mm water, dat wilt zeggen voor een bodemlaag van 10 cm geldt dan:

$$\Delta\theta \text{ (g.cm}^{-3}\text{)} \times 100 \rightarrow \Delta\theta \text{ (mm)}$$

Ter berekening van ρ_d en ρ_o is de volgende procedure aangehouden. Bij de plaatsing van de gammabuizen is het gewichtspercentage vocht bepaald van de monsters welke uit de boorgaten kwamen waarin deze buizen werden geplaatst. Door gloeien op het laboratorium is tevens het gewichtspercentage organische stof bepaald.

Stel: a = gew. fractie vocht b = gew. fractie org. stof

dan geldt:

$$a = \frac{\rho_w}{\rho_m + \rho_o} \quad (3)$$

en
$$b = \frac{\rho_o}{\rho_m + \rho_o} \quad (4)$$

Hieruit volgt dat:

$$\frac{\rho_w}{\rho_m} = \frac{a}{1 - b} \quad (5)$$

en
$$\frac{\rho_o}{\rho_m} = \frac{b}{1 - b} \quad (6)$$

Verg. (2) wordt nu geschreven als:

$$\rho_Y = \rho_m \left(0,9 + 1,01 \frac{\rho_o}{\rho_m} + \frac{\rho_w}{\rho_m} \right)$$

Substitutie van (5) en (6) in verg. (2) geeft:

$$\rho_Y = \rho_m \left(0,9 + 1,01 \frac{b}{1 - b} + \frac{a}{1 - b} \right) \quad (\text{g.cm}^{-3}) \quad (2a)$$

Van de bemonsteringsdatum zijn a , b en ρ_Y bekend, hieruit volgen dan: ρ_m volgens verg. (2a), ρ_o verg. (6), ρ_w verg. (5) en ρ_d (uit: $\rho_d = 0,9 \rho_m + 1,01 \rho_o$).

In vele gevallen is het moeilijk om de buizen voor de bron en de ontvanger precies op 40 cm afstand van elkaar te plaatsen. Daarom is de werkelijke afstand tussen de buizen op de verschillende dieptes berekend door de buizen bovengronds te verlengen en de daarbij voorkomende verschillende afstanden te meten. Uit deze metingen werd door middel van regressieberekeningen de constanten a , b en c uit de verg. (7) (zie RIJTEMA, 1969) berekend:

$$D_i^2(1) = a l^2 + b l + c \quad (7)$$

waarin $D_i(1)$ = gemeten bovengrondse werkelijke afstand

l = hoogte waarop $D_i(1)$ bovengronds wordt gemeten

Indien $a < \frac{b^2}{4c}$ is een lineaire betrekking aan te nemen met eveneens nader te bepalen coëfficiënten:

$$D_i(1) = a' l + b' \quad (7a)$$

Wanneer het model bekend is, kan door middel van extrapolatie de scheefstelling op de diverse diepten worden berekend. Met behulp van een tabel werden de gemeten ρ_Y 's dan voor afwijkende afstanden gecorrigeerd.

In het laboratorium werd voor de verschillende profielen de relatie tussen het vochtgehalte en de vochtspanning, de zogenaamde pF-curve bepaald. Tevens werden aan ongestoorde cilindrische verzaagde doorlatendheid alsmede de relatie tussen het capillair geleidingsvermogen en de vochtspanning gemeten.

e. Meteorologische waarnemingen

De meteorologische grootheden zoals luchttemperatuur, relatieve vochtigheid, relatieve zonneschijnduur en kortgolvlige straling worden van het KNMI-station in Eelde betrokken. Op het proefveld zelf worden

de windsnelheid (op 2 m hoogte) en de neerslag gemeten. De laatste grootheid wordt gemeten met een verzamel regenmeter (type KNMI) waarvan de rand op een hoogte van 40 cm boven het maaiveld staat en met een registrerende regenmeter waarvan de rand gelijk staat aan het maaiveld. Voor de berekeningen ten behoeve van de waterbalans is gebruik gemaakt van de neerslagen gemeten met de grondregenmeter.

f. Gewassen

In 1972 werd ongeveer 11,4 ha ingenomen door grasland en 4,5 ha door fabrieksaardappelen, ras Eclata. Aan de gewassen werden diverse metingen gedaan: hoogte, bedekkingsgraad (wekelijks), vers- en droge stofgewicht, opbrengst van de bovengrondse delen (3-wekelijks). Tevens werden van de aardappelen nog de vers- en droge stofgewichten van de knol en wortels bepaald, de bewortelingsdiepte gemeten en de afstervingsgraad geschat.

Teneinde een vergelijkingsmogelijkheid te hebben met de gewasgroei en opbrengst in de situatie zonder infiltratie, werden dezelfde metingen en bepalingen ook gedaan aan dezelfde gewassen op twee nulobjecten, welke gelegen zijn ten N.W. van het proefveld (zie fig. 3).

III. THEORIE

a. Waterbalans

Teneinde het verlies aan water uit de bovengrond als gevolg van de wateronttrekking aan het diepe grondwater vast te kunnen stellen (doelstelling 1) kan gebruik worden gemaakt van de waterbalansvergelijking. Indien Q ($m^3 \cdot dag^{-1}$) de aangevoerde hoeveelheid water aan het begin van het proefveld is (inlaat minus uitlaat), dan kan de waterbalansvergelijking per strekkende meter sloot worden geschreven als (zie ook het blokschema in fig. 4, blok 4)

$$Q_o = Q_1 + Q_2 + B \frac{dh_o}{dt} \quad (m^2 \cdot dag^{-1}) \quad (8)$$

waarin

- Q_o = Q/G = infiltratie vanuit de sloot naar het grondwater (dus stroming door bodem en taluds)
 G = lengte van de sloot (m)
 Q_1 = hoeveelheid water die boven het aangegeven scheidingsvlak verdwijnt
 Q_2 = hoeveelheid water die beneden het aangegeven scheidingsvlak verdwijnt
 B = breedte van het wateroppervlak (m)
 h_o = peil van het open water in de sloot (m)
 t = tijd(dagen)
 $B \frac{dh_o}{dt}$ = bergingsverandering van het open water

Indien we de stroming alleen in één dimensie (verticale richting) willen bekijken, dienen we de stromingscomponenten in verg. (8) te delen door de afstand tussen de sloten $L(m)$, zodat verg. (8) dan overgaat in:

$$q_o = q_{fr} + q_2 + \frac{B}{L} \frac{dh_o}{dt} \quad (m, dag^{-1}) \quad (9)$$

waarin

- $q_o = Q_o/L$ = flux door bodem en taluds van de sloot (dus infiltratie per eenheid van oppervlak)
 $q_{fr} = Q_1/L$ = flux door het freatisch oppervlak (positief in opwaartse richting)
 $q_2 = Q_2/L$ = flux door de slecht doorlatende laag (positief in benedenwaartse richting)

Doordat in het proefveld wordt gewerkt met een constant peil in de sloten, kunnen we de bergingsverandering van het open water (laatste term van verg. 8 en 9) verwaarlozen.

Voor blok 3 in fig. (4) geldt nu:

$$q_o = \frac{h_o - h_m}{T} \quad (m, dag^{-1}) \quad (10)$$

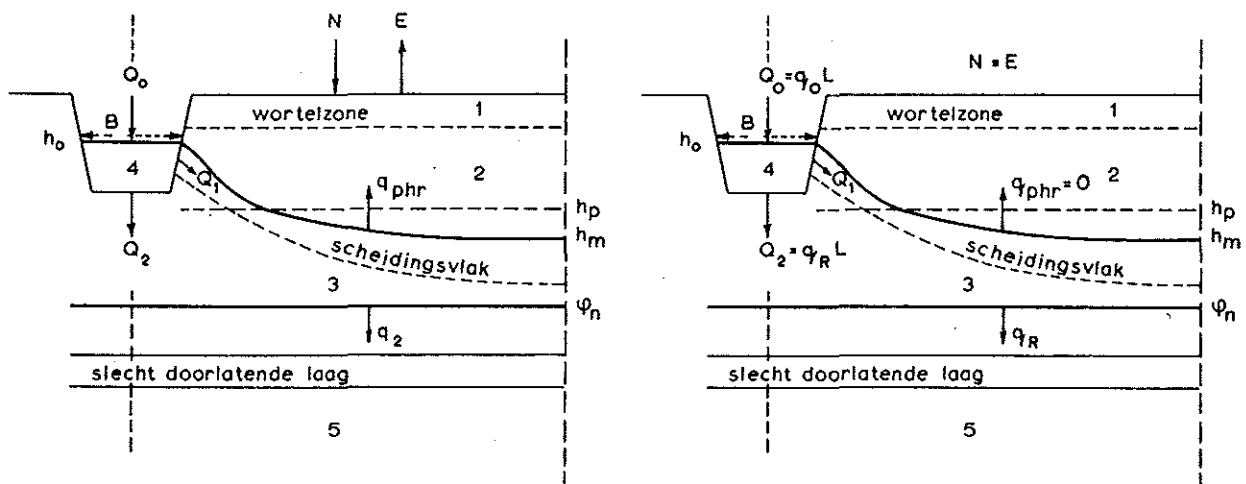


Fig. 4. Blokschema ten behoeve van het opstellen van de vergelijking van de waterbalans

A: algemeen, B: evenwichtstoestand

waarin

h_m = stijghoogte van het freatisch oppervlak in het midden van het perceel (m)

T = drainageweerstand (dagen)

Uit verg. (10) blijkt dat bij T constant er een rechtlijnig verband moet bestaan tussen $(h_o - h_m)$ en q_o .

Overeenkomstig ERNST (1962) kan de drainageweerstand worden opgesplitst in twee componenten, namelijk de weerstand voor radiale stroming en de weerstand voor horizontale stroming:

$$T = Lw + \frac{L^2}{8kD} \quad (\text{dagen}) \quad (11)$$

waarin

w = radiale weerstand ($\text{dag} \cdot \text{m}^{-1}$)

k = doorlatendheid bij horizontale stroming in het verzadigde pakket ($\text{m} \cdot \text{dag}^{-1}$)

D = gemiddelde dikte van de watervoerende laag (m)

L = afstand tussen de sloten (m)

Bij homogeen doorlatende grond en kleine hoogteverschillen in het freatisch oppervlak, geldt voor de radiale weerstand (ERNST, 1962):

$$w = \frac{1}{\pi k} \ln \frac{D_o}{B_w} \quad (\text{dag.m}^{-1}) \quad (12)$$

waarin

D_o = dikte van de watervoerende laag bij de sloot (m)

B_w = (half cirkelvormige) natte omtrek van de open leiding (m)

De radiale weerstand hangt daarbij vooral af van het quotiënt q_o/kB_w (ERNST, 1962; fig. 28).

Voor de blokken 1 en 2 in fig. (4) geldt de balansvergelijking:

$$q_{fr} = E - N + \frac{dM}{dt} \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (13)$$

waarin

E = verdampingsflux door het maaiveld

N = flux van de neerslag door het maaiveld

M = hoeveelheid water onttrokken per eenheid van horizontaal oppervlak aan de grond boven het freatisch oppervlak

$$M = - \int_0^z \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dt dz \quad (\text{m})$$

Verg. (13) in de uiteindelijk gebruikte vorm geschreven, geeft dan:

$$q_{fr} = E - N + \int_0^{z_s} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \quad (13a)$$

waarin z_s = hoogte van het maaiveld

Voor de blokken 3 en 5 geldt de betrekking:

$$q_2 = \frac{h_p - \phi_n}{c} \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (14)$$

waarin

h_p = gemiddelde stijghoogte van het freatisch oppervlak over het perceel (m)

ϕ_n = stijghoogte van het diepe grondwater (m)

c = verticale weerstand van de slecht doorlatende laag (dagen)

De gemiddelde grondwaterstand h_p kan worden berekend uit:

$$h_p = h_o + \alpha_{fr}(h_m - h_o) \quad (15)$$

waarin α_{fr} is een reductiecoëfficiënt die afhankelijk is van de vorm van de grondwaterspiegel. Is de vorm van de grondwaterspiegel een parabool dan is $\alpha_{fr} = 2/3$, een sinus dan is $\alpha_{fr} = 2/\pi = 0,64$ en een ellips dan is $\alpha_{fr} = \pi/4 = 0,79$.

Met behulp van bovenstaande betrekkingen kunnen de hydrologische constanten in principe worden bepaald.

Er zijn echter ook andere, min of meer verwante benaderingen mogelijk. Het gebruik hiervan hangt af van de beschikbare meetgegevens en van het feit of de metingen gedurende een relatief nat dan wel droog jaar zijn gedaan. De uitkomsten kunnen in elk geval dienen als een vergelijking met wat met behulp van de methode van de waterbalans is gevonden.

Hoewel nog niet van alle hieronder volgende benaderingen gebruik is gemaakt gedurende het 'natte' jaar 1972 wordt toch alvast de theorie gegeven, zodat in een verdere toekomstige verslaggeving daar niet meer op in behoefte te worden gegaan.

b. Infiltratieformules voor stationaire, horizontale grondwaterstroming door een homogeen pakket

Indien de grondwaterstroming voldoet aan de eisen genoemd onder III b, dan geldt volgens Darcy:

$$Q_{hor} = -k \cdot h \cdot \frac{dh}{dx} \quad (m^2 \cdot dag^{-1}) \quad (16)$$

waarin h de stijghoogte is van het grondwater ten opzichte van de ondoorlatende basis, welke bij geringe variatie in de dikte van de

watervoerende laag gelijk is te stellen aan een constante D, en waarin x = coördinaat voor de horizontale afstanden.

Volgens de continuïteitsvergelijking geldt ook:

$$\frac{dQ_{\text{hor}}}{dx} = - q_{\text{fr}} \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (17)$$

Door combinatie van (16) en (17) ontstaat dan:

$$q_{\text{fr}} = kD \frac{d^2 h}{dx^2} \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (18)$$

b₁. De waarde van de verticale flux q_{fr} is afhankelijk van de diepte van het freatisch oppervlak midden op het perceel (h_m) dus

$$q_{\text{fr}} = f(h_m)$$

Door ERNST (1972) zijn een tweetal oplossingen van verg. (18) gegeven indien q_{fr} hyperbolisch dan wel exponentieel met h_m verloopt. Wordt onder h^x verstaan de grondwaterstandsdiepte ten opzichte van een willekeurig niveau z_o, dus

$$h^x = z_o - h \quad (19)$$

dan geeft ERNST voor de functies

$$q_{\text{fr}} = \frac{a}{n^x} \quad (20)$$

en

$$q_{\text{fr}} = b_1 e^{-\frac{h^x}{b_2}} \quad (21)$$

respectievelijk de oplossingen

$$\frac{|x_i|}{h_m^x} \sqrt{\frac{a}{2kD}} = \frac{1}{2} \sqrt{\pi} \operatorname{erf}\left(\sqrt{\ln \frac{h_m^x}{h_i^x}}\right) \quad (20a)$$

$$x_i \sqrt{\frac{b_1}{2kD b_2}} = e^{\frac{h_m^*}{2b_2}} \arccos e^{\frac{h_i^* - h_m^*}{2b_2}} \quad (21a)$$

De procedure die dan kan worden gevolgd is dat de uit de waterbalans (13) berekende q_{fr} -waarden worden uitgezet tegen de gemeten h_m^* -waarden. Indien verg. (20) het beste aan de puntenzwerm voldoet kunnen a en z_0 worden bepaald en het verloop van de grondwaterspiegel (i.e. kD -waarden) met verg. (20a) worden berekend. Indien verg. (21) het beste voldoet kunnen b_1 en b_2 worden bepaald en genoemd verloop (kD -waarden) met (21a) worden berekend.

Handzame figuren waarin verg. (20a) en (21a) kunnen worden afgelezen zijn te vinden in voorgenoemde publikatie van ERNST (1972, fig. 6 en 8).

Bovengenoemde procedure gaat alleen op voor droge perioden van voldoende lengte, zodat daarin het gewenste evenwicht wordt benaderd.

b_2 . De waarde van de verticale flux q_{fr} is afhankelijk van de diepte van het freatisch oppervlak (h) in relatie tot de horizontale afstand (x) tot de sloot, dus $q_{fr} = f(h_x)$

Door PANKOW en RIJTEMA (1970) is uitgerekend dat $q_{fr} = f(h_x)$ alleen belangrijk is voor die gevallen waarin aangetoond kan worden dat de verhouding $(L^2/kDc) > 1$. Genoemde auteurs leiden verder af dat bij horizontale grondwaterstroming tussen twee punten x_1 geldt, dat:

$$q_0 = - \frac{\{h(x_1) - h(x_2)\} \cosh \frac{x_1}{\sqrt{kDc}}}{c(\cosh \frac{x_2}{\sqrt{kDc}} - \cosh \frac{x_1}{\sqrt{kDc}})} \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (22)$$

Verg. (22) geldt alleen voor die punten x_1 waar radiale weerstand de stroming niet meer beïnvloedt. Uit verg. (22) zijn bij gemeten $h(x)$, q_0 en bekende c -waarde, kD -waarden uit te rekenen.

Indien $h(x)$, c en kD bekend zijn kan de radiale weerstand w dan tevens uitgerekend worden met:

$$w = - \frac{\{h(x) - h_0\} \cosh \frac{x}{\sqrt{kDc}} + q_0 \cdot c \left(\cosh \frac{L}{2\sqrt{kDc}} - \cosh \frac{x}{\sqrt{kDc}} \right)}{2q_0 \sqrt{kDc} \sinh \frac{L}{2\sqrt{kDc}}} \text{ (dag.m}^{-1}\text{)} \quad (23)$$

c. Infiltratieformules voor niet-stationaire horizontale grondwaterstroming door een homogeen pakket

Bij de niet-stationaire grondwaterstroming gaat men ervan uit dat de infiltratie q_0 en de grondwaterstand h met de tijd veranderen. Bij de behandeling van niet-stationaire grondwaterstroming wordt altijd verondersteld dat:

- de stroming horizontaal verloopt
- de dikte D van de doorstromende laag constant is
- de bergingscoëfficiënt μ onafhankelijk is van de diepte van het freatisch niveau

In zijn meest algemene vorm luidt de differentiaalvergelijking:
(Voor de afleiding hiervan, zie bijv. VAN DER MOLEN, 1972, pag. IV 1-2)

$$kD \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \mu \frac{\partial h}{\partial t} - N(t) \quad (24)$$

Deze vergelijking is analoog aan hetgeen uit de theorie van de warmtegeleiding van vaste stoffen kan worden gevonden. Gelijksortige formules zijn gebruikt door L.J. TISON (vader), 1948, 1951 en G. TISON (zoon), 1954.

c₁. Stromingsvergelijking bij constante neerslag (DE ZEEUW - HELLINGA; pseudo-stationair)

Door DE ZEEUW en HELLINGA (1958) is van een pseudo-stationaire vergelijking gebruik gemaakt welke de reactie van de afvoer (infiltratie) op een constante neerslag weergeeft. Daarbij is het uitgangspunt dat de afvoer rechtevenredig is met de niet-afgevoerde hoeveelheid water boven de ontwateringsbasis:

$$q(t) = \alpha \mu m(t) \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (25)$$

waarin α = reactiefactor van het afvoersysteem (dag^{-1})

$m(t)$ = drukhoogte ($h_o - h_m$) op tijdstip t

De algemene vergelijking, waarvan een duidelijke afleiding met bijbehorend rekenschema en tabellen is weergegeven in VAN DER MOLEN (1972, pag. I 1-5) luidt

$$q(t) = q(o) e^{-\alpha t} + N(1 - e^{-\alpha t}) \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (26)$$

Substitutie van verg. (25) in verg. (26) geeft na vereenvoudiging:

$$m(t) = m(o) e^{-\alpha t} + \frac{N}{\alpha \mu} (1 - e^{-\alpha t}) \quad (\text{m}) \quad (26a)$$

De eerste term van de rechterhelft van verg. (26a) geeft het uitputtingsverloop van de grondwaterstand weer. Door voor een droge periode met een te verwaarlozen verdamping de drukhoogte m half-logarithmisch uit te zetten tegen de tijd kan α worden gevonden.

De tweede term van de rechterhelft van verg. (26a) geeft het stijgingsverloop van de grondwaterstand weer. De bergingscoëfficiënt μ wordt gedefinieerd als de bergingsverandering gedeeld door de grondwaterstandsverandering. Bij intensieve neerslag mag dan worden geschreven:

$$\mu \approx \frac{\text{neerslag}}{\text{grondwaterstandsstijging}}$$

De bergingscoëfficiënt kan worden gevonden uit de analyse over bepaalde periodes (met weinig verdamping) van de neerslagcijfers en de daarvoor veroorzaakte grondwaterstandsstijgingen. Voor de bepaling van μ uit de pF-kromme of de grond-water-luchtverhouding en voor een vergelijking tussen de verschillende methoden zie VAN HOORN (1960, pag.66-79).

De gevonden waarden voor α en μ kunnen getest worden door het met behulp van verg. (26a) te berekenen grondwaterstandsverloop te vergelijken met het gemeten grondwaterstandsverloop. Voor $t \rightarrow \infty$, dus voor stationaire situatie, gaat verg. (26a) over in:

$$m = \frac{N}{\alpha \mu} \quad (m) \quad (26b)$$

Voor de stationaire situatie geldt echter ook verg. (10) welke, daar $h_o - h_m = m$, kan worden geschreven als:

$$m = q_o T \quad (m) \quad (10)$$

Combinatie van verg. (26b) en verg. (10) geeft dan, daar $q_o = N$, :

$$\frac{1}{\alpha} = \mu T \quad (\text{dagen}) \quad (27)$$

Op deze manier kunnen bovengenoemde constanten, welke langs verschillende weg zijn verkregen, met elkaar worden vergeleken.

c₂. Stromingsvergelijking bij fluctuerende neerslag (KRAIJENHOFF VAN DE LEUR - MAASLAND gemodificeerd door WESSELING)

Door KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (1958) is voor de randvoorwaarde van een constant neerslagpatroon een algemene oplossing van verg. (24) gegeven. De beperking in deze aanname is, dat in werkelijkheid de neerslag zal fluctueren met de tijd. Doordat verg. (24) lineair is, mag echter het beginsel van superpositie, waarbij de neerslag wordt beschouwd als de som van een aantal componenten, worden toegepast. De reactie van het gebied op elk van deze componenten kan worden berekend en de uitkomsten opgeteld (DE ZEEUW, 1966). Voor een uitvoerige behandeling van één en ander mag worden verwezen naar bijvoorbeeld WESSELING (1961, 1962). Laatstgenoemde auteur toont echter aan dat ook rechtstreeks uit verg. (24) een algemene oplossing is af te leiden die identiek is hetgeen door KRAIJENHOFF VAN DE LEUR en DE ZEEUW met behulp van superpositie wordt verkregen. Voor de afvoer (infiltratie) op het eind van de p^e dag geldt:

$$q_p = \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} \{ N_p (1 - e^{-n^2 \alpha}) + N_{p-1} (e^{-n^2 \alpha} - e^{-2n^2 \alpha}) + \\ + N_{p-2} (e^{-2n^2 \alpha} - e^{-3n^2 \alpha}) \dots \} \quad (28)$$

Voor de drukhoogte midden tussen de sloten geldt op het eind van de p^e dag:

$$m_p = \frac{4}{\pi} \frac{1}{\alpha \mu} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^3} \{ N_p (1 - e^{-n^2 \alpha}) + N_{p-1} (e^{-n^2 \alpha} - e^{-2n^2 \alpha}) + \\ + N_{p-2} (e^{-2n^2 \alpha} - e^{-3n^2 \alpha}) + \dots \} \quad (29)$$

Met verg. (28) en (29) kunnen nu weer voor verschillende in te voeren α -waarden respectievelijk de infiltratie en het grondwaterstandsverloop terug worden berekend en worden vergeleken met de gemeten waarden.

d. Verdampingsformules

De verdamping van een gewas kan worden berekend met (RIJTEMA, 1965; FEDDES, 1971):

$$E = \frac{\delta + \gamma}{\delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} (E_{nat} - E_i) + E_i \quad (\text{mm.dag}^{-1}) \quad (30)$$

waarin:

- δ = helling van de verzadigde dampspanningscurve ($\delta = de/dT$; mm Hg. $^{\circ}\text{C}^{-1}$)
- γ = psychrometerconstante ($\gamma = 0,499$; mm Hg. $^{\circ}\text{C}^{-1}$)
- r_a = de externe diffusieweerstand van de atmosfeer (mm Hg.dag.mm $^{-1}$)
- r_s = de schijnbare diffusieweerstand van het gezamenlijke oppervlak van gewas en bodem (mm Hg.dag.mm $^{-1}$)
- E_{nat} = theoretische verdamping van een nat oppervlak met dezelfde vorm en afmetingen als het werkelijke oppervlak (mm.dag $^{-1}$)
- E_i = verdamping van het interceptiewater dat achterblijft op het werkelijke oppervlak (mm.dag $^{-1}$)

Voor r_a kan worden geschreven:

$$r_a = \frac{1}{f(z_o, d) u_2} = \frac{1}{g(1) \cdot h(u_2) \cdot u_2} \quad (\text{mm Hg.dag.mm}^{-1}) \quad (31)$$

waarin $g(1)$ = functie van de gewashoogte 1 ($\text{mm H}_2\text{O} \cdot \text{dag}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s} \cdot \text{mm Hg}^{-1}$)
 $h(u)$ = functie van de windsnelheid u (-)
 u_2 = windsnelheid op 2 m hoogte ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Genoemde functies kunnen aan de hand van gemeten gewashoogten en windsnelheden met behulp van tabellen worden bepaald, en r_a kan vervolgens worden berekend.

De schijnbare diffusieweerstand r_s wordt gedacht opgebouwd te zijn uit drie componenten:

$$r_s = r_1 + r_c + r_\psi \quad (\text{mm Hg} \cdot \text{dag} \cdot \text{mm}^{-1}) \quad (32)$$

waarin r_1 = diffusieweerstand afhankelijk van de lichtintensiteit
 r_c = diffusieweerstand afhankelijk van de geometrie van het bladoppervlak, dat wil zeggen van de fractie bodembedekking
 r_ψ = diffusieweerstand afhankelijk van de zuigspanning in het bladweefsel

Voor de bepaling van r_1 en r_c zijn tabellen samengesteld. Voor de bepaling van r_ψ worden vrij ingewikkelde procedures gevolgd die buiten het kader van deze nota vallen. Zie hiervoor FEDDES en RIJTEMA (1972). Indien $r_\psi = 0$ (onder sommige, veelal natte omstandigheden), dan bestaat r_s alleen uit de som van r_1 en r_c en wordt de zogenaamde potentiële verdamping van het gewas berekend. Voor E_{nat} geldt:

$$E_{\text{nat}} = \frac{\delta R_n / L_v + \gamma(e_2^x - e_2) / r_a}{\delta + \gamma} \quad (\text{mm} \cdot \text{dag}^{-1}) \quad (33)$$

waarin

R_n = netto straling boven het werkelijke oppervlak ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{dag}^{-1}$)
 L_v = verdampingswarmte van water ($\text{cal} \cdot 10 \text{ g}^{-1}$)
 e_2^x, e_2 = verzadigde, respectievelijk werkelijke dampspanning (mm Hg), gemeten op 2 m hoogte

De term E_i wordt met behulp van een tabel uit de dagtotalen van de neerslag bepaald.

Indien een aantal van bovengenoemde gegevens slecht bekend zijn, is men genoodzaakt om terug te vallen op de open waterverdamping, die kan worden berekend met de formule van Penman:

$$E_o = \frac{\delta R_n / L_v + \gamma \{0,35(0,50 + 0,54 u_2)\} (e_2^x - e_2)}{\delta + \gamma} \quad (\text{mm.dag}^{-1}) \quad (34)$$

De potentiële verdamping van een gewas kan hieruit ruwweg met behulp van een reductiefactor worden bepaald welke factor onder andere afhankelijk is van plaats, seizoen en gewas:

$$E_p = f \cdot E_o \quad (\text{mm.dag}^{-1}) \quad (35)$$

Tot voor kort (1971) berekende het KNMI de open waterverdamping met de Penman formule op grond van gemiddelden van 3 waarnemingen overdag van luchttemperatuur en relatieve luchtvochtigheid. Het is echter juister om voor verdampingsberekeningen gebruik te maken van gemiddelden van 24-uurs perioden. Globaal genomen kan worden gesteld dat E_o (24 uursgemiddelde) $\approx 0,8 E_o$ (overdaggemiddelde). Vanaf 1972 is de E_o bepaald met verg. (34) ongeveer gelijk aan hetgeen in de KNMI-maandoverzichten voor E_o staat vermeld.

IV. VOORLOPIGE RESULTATEN

Tabel 1 bevat een overzicht van de voornaamste gemeten basis- en afgeleide gegevens, waarmee de diverse bewerkingen zijn uitgevoerd. Daarbij is periode 1 (25 dec. 1971) tot en met 6 (7 febr. 1972) buiten beschouwing gelaten, omdat in deze aanlooperperiode moeilijkheden met de registratie-apparatuur voorkwamen, de aanvoer vanuit de Oostermoerse Vaart nog onvoldoende was en vorst optrad.

Tabel 1. Overzicht van de voornaamste, gemeten basisgegevens gedurende het meetseizoen 1972

Periode nr	Begin- datum 1972	Infil- tratie	Gemiddeld niveau binnen- water	Gemiddelde gr.w.stand midden perceel raai A	Idem raai B	Gemiddelde gr.w.stand diepe buis	Neerslag	Infiltratie		Opmerkingen
								raai A	raai B	
		mm.week ⁻¹ q _o	m-NAP h _o	m-NAP h _{mA}	m-NAP h _{mB}	m-NAP φ _C	mm.week ⁻¹ N	mm.week ⁻¹ q _{oA} (0,46q _o)	mm.week ⁻¹ q _{oB} (q _o)	
7	8-2	7,4	-0,13	-0,17	-0,54	-0,66	4,0	3,4	7,4	
8	15-2	6,4	-0,13	-0,21	-0,41	-0,46	4,7	2,9	6,4	
9	22-2	5,8	-0,14	-0,23	-0,42	-0,62	0,0	2,7	5,8	
10	29-2	11,4	-0,14	-0,30	-0,58	-0,88	7,1	5,2	11,4	
11	7-3	10,4	-0,14	-0,33	-0,66	-0,90	16,0	4,8	10,4	
12	14-3	13,2	-0,14	-0,35	-0,64	-0,81	0,0	6,1	13,2	
13	21-3	8,6	-0,14	-0,36	-0,58	-0,80	7,8	4,0	8,6	
14	28-3	2,8	-0,10	-0,12	-0,31	-0,63	42,6	1,3	2,8	
15	4-4	2,3	-0,12	0,06	-0,15	-0,53	28,1	1,1	2,3	
16	11-4	6,5	-0,11	-0,04	-0,26	-0,54	12,0	3,0	6,5	
17	18-4	7,1	-0,14	-0,18	-0,36	-0,60	5,6	3,3	7,1	
18	25-4	10,4	-0,15	-0,32	-0,48	-0,75	9,7	4,8	10,4	
19	2-5	12,8	-0,15	-0,41	-0,61	-0,82	13,5	5,9	12,8	
20	9-5	6,8	-0,14	-0,35	-0,48	-0,80	8,2	3,1	6,8	
21	16-5	6,2	-0,14	-0,24	-0,32	-0,74	21,1	2,9	6,2	
22	23-5	8,6	-0,14	-0,19	-0,34	-0,70	40,6	4,0	8,6	
23	30-5	9,2	-0,14	-0,21	-0,38	-0,68	15,6	4,2	9,2	
24	6-6	11,0	-0,14	-0,32	-0,48	-0,78	9,6	5,1	11,0	
25	13-6	13,4	-0,15	-0,44	-0,65	-0,90	7,9	6,2	13,4	
26	20-6	13,6	-0,15	-0,50	-0,77	-0,93	17,9	6,3	13,6	
27	27-6	7,4	-0,13	-0,25	-0,58	-0,84	50,7	3,4	7,4	2/7 en 3/7: opstuwings door veel neerslag + fotocel functioneert verkeerd + inlaat- pomp heeft 21 uur gedraaid
28	4-7	4,0	-0,13	-0,02	-0,45	-0,74	14,5	1,8	4,0	
29	11-7	9,8	-0,12	-0,17	-0,58	-0,81	2,4	4,5	9,8	
30	18-7	12,1	-0,12	-0,33	-0,68	-0,90	16,3	5,6	12,1	
31	25-7	12,1	-0,13	-0,39	-0,74	-0,88	15,6	5,6	12,1	
32	1-8	10,8	-0,17	-0,36	-0,70	-0,76	18,8	5,0	10,8	
33	8-8	11,5	-0,18	-0,34	-0,70	-0,76	13,4	5,3	11,5	
34	15-8	11,0	-0,18	-0,41	-0,76	-0,90	22,3	5,1	11,0	
35	22-8	11,9	-0,15	-0,45	-0,74	-0,84	2,7	5,5	11,9	
36	29-8	13,0	-0,15	-0,48	-0,74	-0,81	0,5	6,0	13,0	
37	5-9	12,6	-0,14	-0,51	-0,81	-0,90	22,5	5,8	12,6	
38	12-9	13,2	-0,15	-0,48	-0,84	-0,98	21,2	6,1	13,2	
39	19-9	13,7	-0,14	-0,48	-0,86	-1,02	0,9	6,3	13,7	
	7 t/m 39 gemiddeld	9,6	-0,14	-0,30	-0,56	-0,78	14,4	4,4	9,6	231 dagen
	17 t/m 39 gemiddeld	10,5	-0,14	-0,34	-0,61	-0,82	15,3	4,9	10,5	161 dagen

a. Drainageweerstand T

De drainageweerstanden van respectievelijk raai A (T_A) en raai B (T_B) kunnen in principe volgens verg. (10) worden gevonden uit de regressie van q_{oA} respectievelijk q_{oB} op $h_o - h_m = \Delta h_A$ respectievelijk Δh_B .

Echter q_{oA} en q_{oB} zijn onbekend. Wel zijn de zeer frequente metingen beschikbaar van het gemiddelde voor het gehele gebied, q_o .

Teneinde de drainageweerstanden en de verdeling van de infiltratie q_o over de raaien A (q_{oA}) en B (q_{oB}) af te leiden kan van de volgende beschouwing worden uitgegaan.

Wanneer neerslag en verdamping elkaar opheffen en dus van geen invloed zijn en bovendien de onttrekking door de waterwinplaats constant is, wordt een evenwichtstoestand benaderd waarbij de infiltratie voorgesteld door q_R (zie fig. 4b) afhankelijk zal zijn van de plaats, maar gesommeerd over het gebied de putopbrengst Q moet geven.

De werkelijke infiltratie zal afhangen van de term:

$E - N + \frac{dM}{dt} = q_{fr}$. We mogen dan voor raai A, raai B en het gemiddelde van het gehele gebied respectievelijk schrijven:

$$q_{oA} - q_{RA} = q_{fr.A} = \frac{\Delta h_A - \Delta h_{RA}}{T_A} \quad (10a)$$

$$q_{oB} - q_{RB} = q_{fr.B} = \frac{\Delta h_B - \Delta h_{RB}}{T_B} \quad (10b)$$

$$q_o - q_R = \bar{q}_{fr} = \frac{\Delta h - \Delta h_R}{T} \quad (10c)$$

Bij benadering mogen we aannemen dat voortdurend over de periode 7 tot en met 39 heeft gegolden:

$$q_{fr.A} = q_{fr.B} = \bar{q}_{fr} = q_o - q_R$$

Hieruit volgt

$$q_o - q_R = \frac{\Delta h_A - \Delta h_{RA}}{T_A} = \frac{\Delta h_B - \Delta h_{RB}}{T_B}$$

Dit wil zeggen dat T_A en T_B respectievelijk uit de regressies van q_o op Δh_A en q_o op Δh_B kunnen worden bepaald.

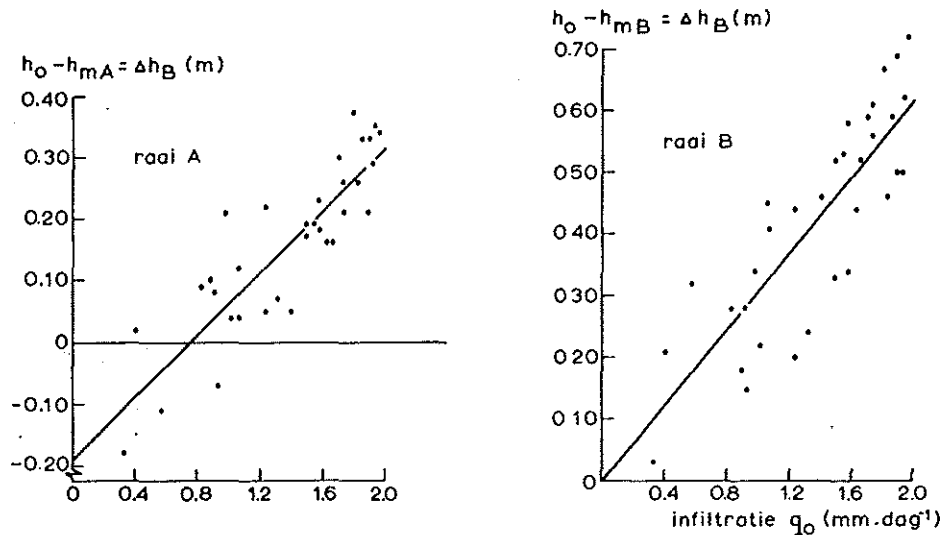


Fig. 5. Afleiding van de drainageweerstand (T) uit de regressie van de infiltratie per eenheid van oppervlak (q_o) op het verschil in stijghoogte tussen het open water (h_o) en het freetisch oppervlak in het midden van het perceel (h_m) voor respectievelijk raai A en B.

De regressielijnen zijn in fig. 5 weergegeven. Het valt direct op dat de regressielijn bij raai B door het nulpunt gaat, bij raai A echter niet. Bij raai B is dus bij $q_o = 0$, $\Delta h_B = 0$, maar bij raai A is bij $q_o = 0$, $\Delta h_A = -0,19$ m. Dit wil zeggen dat bij een inlaat aan het begin van het proefveld van $q_o = 0$ er bij raai B ook geen infiltratie noch drukverschil optreedt, maar dat er bij raai A dan sprake is van drainage!! De conclusie moet dan zijn dat er ergens anders in het proefveld een 'raai C' is die de situatie bij raai A opheft en bij $q_o = 0$, een infiltratie te zien geeft.

De resultaten van de regressieberekeningen zijn

$$\Delta h_A = 251,87 q_o - 186,36 \text{ (mm)} \rightarrow T_A = 252 \text{ dagen}$$

$$\Delta h_B = 309,17 q_o \text{ (mm)} \rightarrow T_B = 309 \text{ dagen}$$

$$\text{Daar } \Delta h_B = T_B \cdot q_o \text{ en } \frac{\Delta h_B}{T_B} = q_{oB} \text{ moet gelden } q_o = q_{oB} \quad (36)$$

$$\text{Uit } q_{oA} = \Delta h_A / T_A \text{ en } q_{oB} = \Delta h_B / T_A \text{ volgt voor } q_{oA}:$$

$$q_{oA} = \frac{\Delta h_A}{T_A} \cdot \frac{T_B}{\Delta h_B} \cdot q_{oB} \rightarrow q_{oA} = 0,46 q_{oB} = 0,46 q_o \quad (37)$$

We hadden in principe ook de wet van behoud van massa kunnen toepassen.

Indien q_o , q_{oA} , q_{oB} , q_{oC} en A , A_A , A_B , A_C respectievelijk de infiltraties en oppervlakten zijn die behoren bij respectievelijk het totale proefveld en de raaien A, B en C, dan mogen we schrijven:

$$q_o \cdot A = q_{oA} \cdot A_A + q_{oB} \cdot A_B + q_{oC} \cdot A_C + \dots \text{ (m}^3 \cdot \text{dag}^{-1}) \quad (38)$$

of ook

$$q_o = q_{oA} \cdot \frac{A_A}{A} + q_{oB} \cdot \frac{A_B}{A} + q_{oC} \cdot \frac{A_C}{A} + \dots \text{ (m}^3 \cdot \text{dag}^{-1}) \quad (38a)$$

Daar $q_{oB} = q_o$ (36) en $q_{oA} < q_o$ (37) moeten er dus 'raaien C' zijn waarvoor geldt: $q_{oC} \dots > q_o$.

Dit wil zeggen dat we het proefveld niet alleen opgebouwd mogen denken uit profielen van type 'A' en type 'B'. Verg. (39) mag dus niet vereenvoudigd worden tot de eerste twee termen van het rechterlid.

b. Verticale weerstand c

Door verg. (13) te substitueren in verg. (9) en de zeer kleine bergingsveranderingen van het open water te verwaarlozen, kan de waterbalansvergelijking, waarin de wegzijging q_2 als enige onbekende, voor iedere balansperiode worden geschreven als:

$$q_2 = q_0 - E + N + \frac{\Delta M}{\Delta t} \quad (\text{mm.dag}^{-1}) \quad (9a)$$

Daar vanaf periode 17 vochtmetingen werden verricht, is voor de volgende berekeningen gebruik gemaakt van de perioden 17 tot en met 39.

Voor de vaststelling van E in verg. (9a) werd in eerste instantie gebruik gemaakt van de berekening van de potentiële verdamping E_p met verg. (30), waarbij voor de berekening van r_s (verg. 32) r_ψ nul werd gesteld. Zowel voor gras als voor aardappelen werden te hoge waarden gevonden, hetgeen bleek uit een aantal negatieve q_2 -waarden welke voor sommige perioden werden gevonden na substitutie in verg. (9a) van bekende q_0 , N en $\Delta M/\Delta t$ waarden. Dit ondanks het positieve potentiaalverschil $h_p - \phi_c$ (zie verg. 14) dat er heerste.

Daar in het proefveld het grasbestand nogal heterogeen was (veel onkruiden, ongelijke gewashoogte door grazende koeien en op verschillende tijdstippen maaien van gedeelten, bodembedekking lager dan 100 % etc.) lijkt het weinig zin te hebben nauwkeurige verdampingsberekeningen voor gras uit te gaan voeren. Daarom werd gebruik gemaakt van verg. (35) waarbij de gewasfactor f werd bepaald aan de hand van analyses van de gedurende een aantal jaren volgens de methode van het verticale damptransport en volgens lysimeters bepaalde gewasverdamping in de Rottegatpolder (ZESTIENDE VERSLAG). Door deze te vergelijken met de open waterverdamping in deze polder gemeten met behulp van een ingegraven pan werd gevonden dat voor perioden met hoge straling $f = 0,7$ en voor andere perioden $f = 0,8$ aangehouden kan worden.

Aardappelen blijken bijzonder gevoelig te zijn voor reducties in verdamping die op kunnen treden door een hoge verdampingsvraag van de atmosfeer en/of vochttekorten in de bodem. DILLEY and SHEPHERD (1972) hebben onder andere aangetoond dat bij een gewas aardap-

pels dat goed was voorzien van water, 1 dag droogte (d.w.z. geen neerslag of irrigatie) in balansperioden van één week, reeds een daling in de potentiële verdamping kan veroorzaken. Daarom is de verdamping van aardappelen berekend met verg. (30) waarbij als diffusieweerstand r_s de waarden zijn opgenomen zoals die volgens fig. 10 van ENDRODI en RIJTEMA (1969) in de loop van het groeiseizoen optreden.

Bij de vaststelling van de term $\Delta M/\Delta t$ (hier over een diepte van 135 cm-m.v.) in verg. (9a) werden moeilijkheden van verschillende aard ondervonden. Zo bleek het dat de gammameting bijzonder gevoelig is voor scherpe overgangen in het profiel. Daar de oppervlaktelaag onder invloed van uitwendige omstandigheden zich hier niet altijd op precies hetzelfde niveau handhaaft, en het meetapparaat vanaf dit variërende niveau meet, kan de diepte van de bron in de ene balansperiode in de orde van grootte van enige millimeters verschillen van de meetdiepte in de volgende periode. Dit is bij een homogeen profiel niet verontrustend, wel echter daar waar scherpe overgangen in het profiel voorkomen. Bij raai A wordt de overgang van het veen naar het zand tussen 30-40 cm-m.v. aangetroffen, bij raai B tussen 110 en 120 cm-m.v. Op deze dieptes trad een zeer grote spreiding in dichtheden (en dus vochtgehaltes) op.

Een andere moeilijkheid is het optreden van neerslag op het tijdstip van meten. Het ene profiel zal een grotere indringingscapaciteit hebben dan het andere. Tevens kan deze bij een profiel van plaats tot plaats variëren, zoals uit de metingen bij het tweede stel gammabuisen welke in hetzelfde profiel waren geplaatst, bleek. Dan moet een arbitraire beslissing worden genomen welk gedeelte van deze neerslag bij de voorgaande dan wel bij de volgende periode hoort. In enkele gevallen waar in dit niet duidelijk was, werden aaneensluitende werkperioden bij elkaar getrokken. Dit laatste werd ook gedaan voor die gevallen waarbij de afzonderlijke vochtveranderingen van de twee paren buizen sterke verschillen vertoonden, maar waar de som van deze veranderingen over twee aaneensluitende balansperioden praktisch gelijk was. Uiteindelijk werden voor ieder profiel de gemiddelden van de vochtveranderingen van de twee afzonderlijke paren buizen genomen. Teneinde de invloed van de storende laag op 110-120 cm-m.v. uit te sluiten, werd voor raai B $\Delta M/\Delta t$ over de diepte van 0-100 cm-m.v.

bepaald.

De termen q_{oA} en q_{oB} zijn voor iedere periode met behulp van respectievelijk verg. (36) en (37) uitgerekend, door de betreffende q_o -waarden hierin te substitueren. De verticale weerstand c kan nu overeenkomstig verg. (14) worden gevonden uit regressie van de uit verg. (9a) verkregen q_2 -waarden op het verschil tussen de gemiddelde grondwaterstand over het perceel h_p en de stijghoogte van het diepe grondwater ϕ_c dat wil zeggen op $(h_p - \phi_c)$.

De gemiddelde grondwaterstand kan volgens verg. (15) worden berekend uit h_o en h_m indien de vormfactor α_{fr} bekend is. Deze laatste werd door middel van de trapeziumregel bepaald uit het gemiddelde verloop van de grondwaterspiegel gedurende de perioden 7 tot en met 31. Er is aangenomen dat deze parameter ook geldt voor de periode 17 tot en met 39. Voor de raaien A en B werden respectievelijk gevonden:

$$\alpha_{fr}^A = 0,64 \quad \alpha_{fr}^B = 0,79$$

Deze constanten werden gebruikt om de h_p -waarden van de afzonderlijke balansperioden uit te rekenen.

De regressieberekeningen van q_2 op $(h_p - \phi_c)$ leverden als resultaat:

$$c_A = 731 \text{ dagen} \quad c_B = 189 \text{ dagen}$$

De spreiding van q_2 bij raai A en raai B bleek nogal aanzienlijk te zijn (fig. 6). Dit is niet verwonderlijk, aangezien alle onnauwkeurigheden in vooral de bepaling van E , N en $\Delta M/\Delta t$ in q_2 doorwerken, daar deze de restterm van de balansvergelijk (9a) is. (Opmerking: Daar $q_2 = q_o - q_{fr}$ (zie verg. 9) en q_o wordt gemeten zou de bepaling van q_2 aanzienlijk worden vereenvoudigd indien ook q_{fr} rechtstreeks wordt gemeten. Dit is mogelijk door het gebruik van het type lysimeter zoals beschreven in FEDDES, 1971). Tabel 2 geeft een overzicht van de gemiddelden van de diverse grootheden zoals ze werden bepaald voor de perioden 7 tot en met 39 en (17) tot en met (39).

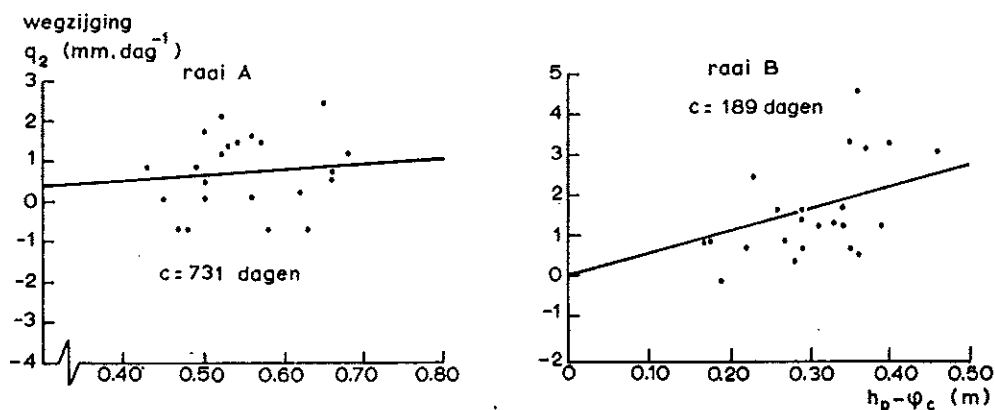


Fig. 6. Afleiding van de verticale weerstand van de slecht doorlatende laag (c) uit de regressie van de flux door de slecht doorlatende laag (q_2) op het verschil in stijghoogte tussen het freatisch oppervlak over het perceel (h_p) en het 'diepe' grondwater (ϕ_c) voor respectievelijk raai A en B

Tabel 2. Gemiddelden van de voornaamste grootheden zoals ze werden bepaald voor de periodes 7 tot en met 39 en (17) tot en met 39 (groeiseizoen)

	Periodes 7 t/m 39		Periodes (17) t/m 39		
	raai A	raai B	raai A	raai B	
$\bar{q}_0$	0,63	1,37	0,70	1,51	mm.dag ⁻¹
$\bar{q}_2$			0,57	1,56	mm.dag ⁻¹
$\bar{q}_{fr}$			0,13	-0,05	mm.dag ⁻¹
$\bar{h}_m$	-0,30	-0,56	-0,34	-0,61	m-NAP
$\bar{h}_p$	-0,24	-0,47	-0,27	-0,51	m-NAP
ϕ_c	-0,78		-0,82		m-NAP
$\bar{h}_o$	-0,14		-0,14		m-NAP

c. Doorlatend vermogen (transmissibiliteit) kD en radiale weerstand w

Indien de vorm van de grondwaterspiegel bekend is, kunnen met behulp van verschillende formules de hydrologische constanten van het gebied worden bepaald. Door combinatie van verg. (10) en (11) verkrijgt men bijvoorbeeld voor die gevallen waarin $\frac{D}{L} < 0,25$, (ERNST, 1962):

$$h_o - h_m = \frac{q_o}{T} = \frac{q_o L^2}{8kD} + q_o Lw \quad (m) \quad (10a)$$

Deze formule houdt in dat een parabolische vorm van de grondwaterspiegel wordt aangenomen, behalve op afstanden kleiner dan D van de sloten. De eerste term rechts van het gelijkteken in verg. (10a) behelst de horizontale stromingscomponent (parabool), de tweede de radiale stromingscomponent. De radiale weerstand w is dus niets anders dan een extra weerstand die ondervonden wordt doordat infiltratie uit de open leiding een van de horizontale richting afwijkende stroming geeft. Uit de afwijking van de parabolische vorm kan in het algemeen direct de radiale stromingscomponent worden afgeleid.

Voor de perioden 17 tot en met 39 zijn de gemiddelden van de gemeten grondwaterstanden in deze perioden berekend. Het gemiddelde verloop van de grondwaterspiegels voor raai A en raai B is weergegeven in fig. 7. Het blijkt dat er een duidelijk verschil in vorm van de grondwaterspiegels tussen de raaien A en B bestaat, en dat de grondwaterspiegel van raai B meer is uitgezakt en een symmetrischer verloop heeft dan die van raai A.

c₁. Raai B

Als een eerste benadering om de kD -waarde van raai B vast te stellen werd verg. (22) gebruik gemaakt door bij de bekenden q_o , $h(x_1)$, $h(x_2)$ en c , de kD als overblijvende onbekende uit te rekenen. Verg. (22) gaat uit van een horizontale grondwaterstroming, en geldt dus slechts voor het traject waar een parabolische vorm van de grondwaterspiegel heerst. Voor raai B kan daardoor alleen van de combinatie van buis 7 met respectievelijk 6 en 8 worden gebruik gemaakt.

$$\text{met: } pw_i^2 - \lambda pw_i - 1 = 0$$

$$p = -\frac{k}{q_0}$$

$$h = h(x) - h_m + D_0$$

$$D = h - \lambda x$$

Voor het schatten van de constanten k , λ en D_0 is de volgende procedure aangehouden. Er zijn 3 onbekende parameters. Bij toetsing aan 2 bekende gegevens is er 1 vrijheidsgraad over, en is bijvoorbeeld k vrij te kiezen. Uit een aantal combinaties van gekozen k en bijbehorende λ en D_0 werden grafisch die combinaties gezocht die voor 2 meetpunten, namelijk $x = 17$ m en $x = 29$ m de bijbehorende gemeten $h(17)$ en $h(29)$ opleveren. Een voorbeeld van een en ander is gegeven in fig. 8. Hierbij wordt er de nadruk opgelegd dat de verticale schaal ten opzichte van de horizontale schaal sterk overdreven is getekend. Het blijkt dat de combinaties met $k = 1,0$ en $0,63 \text{ m.dag}^{-1}$ beter voldoen dan met $k = 1,5 \text{ m.dag}^{-1}$. Daarbij komt nog dat een $D_0 = 0,61$ m vrij onwaarschijnlijk is. Hieruit kunnen we de conclusie trekken dat $k < 1,0 \text{ m.dag}^{-1}$.

Uit de verschillende waarden van λ wordt duidelijk dat de ondoorlatende laag dieper ligt naarmate men dichterbij de sloot komt. Bij $k = 0,63 \text{ m.dag}^{-1}$, $\lambda = -0,052$ en $D_0 = 1,31$ m wordt voor $D(32,5)$, dat is bij de sloot, gevonden:

$$D = h - \lambda x = h(x) - h_m + D_0 - \lambda x = 3,24 \text{ m}$$

beneden slootpeil.

d. Bergingscoëfficiënt μ en reactiefactor α

Vanwege de slechte grondwaterstandswaarnemingen verkregen met de ICW-grondwaterstandsmeters, kon de bergingscoëfficiënt μ slechts uit een klein aantal waarnemingen worden bepaald:

Voor raai A: $0,057 < \mu < 0,085 \rightarrow \bar{\mu}_A = 0,068$ (uit 4 waarnemingen)

Voor raai B: $0,090 < \mu < 0,113 \rightarrow \bar{\mu}_B = 0,102$ (uit 2 waarnemingen)

c. Doorlatend vermogen (transmissibiliteit) kD en radiale weerstand w

Indien de vorm van de grondwaterspiegel bekend is, kunnen met behulp van verschillende formules de hydrologische constanten van het gebied worden bepaald. Door combinatie van verg. (10) en (11) verkrijgt men bijvoorbeeld voor die gevallen waarin $\frac{D}{L} < 0,25$, (ERNST, 1962):

$$h_o - h_m = \frac{q_o}{T} = \frac{q_o L^2}{8kD} + q_o Lw \quad (m) \quad (10a)$$

Deze formule houdt in dat een parabolische vorm van de grondwaterspiegel wordt aangenomen, behalve op afstanden kleiner dan D van desloten. De eerste term rechts van het gelijkteken in verg. (10a) behelst de horizontale stromingscomponent (parabool), de tweede de radiale stromingscomponent. De radiale weerstand w is dus niets anders dan een extra weerstand die ondervonden wordt doordat infiltratie uit de open leiding een van de horizontale richting afwijkende stroming geeft. Uit de afwijking van de parabolische vorm kan in het algemeen direct de radiale stromingscomponent worden afgeleid.

Voor de perioden 17 tot en met 39 zijn de gemiddelden van de gemeten grondwaterstanden in deze perioden berekend. Het gemiddelde verloop van de grondwaterspiegels voor raai A en raai B is weergegeven in fig. 7. Het blijkt dat er een duidelijk verschil in vorm van de grondwaterspiegels tussen de raaien A en B bestaat, en dat de grondwaterspiegel van raai B meer is uitgezakt en een symmetrischer verloop heeft dan die van raai A.

c₁. Raai B

Als een eerste benadering om de kD -waarde van raai B vast te stellen werd verg. (22) gebruik gemaakt door bij de bekenden q_o , $h(x_1)$, $h(x_2)$ en c , de kD als overblijvende onbekende uit te rekenen. Verg. (22) gaat uit van een horizontale grondwaterstroming, en geldt dus slechts voor het traject waar een parabolische vorm van de grondwaterspiegel heerst. Voor raai B kan daardoor alleen van de combinatie van buis 7 met respectievelijk 6 en 8 worden gebruik gemaakt.

Hieruit werd een gemiddelde kD -waarde van $5,6 \text{ m}^2 \cdot \text{dag}^{-1}$ gevonden. Combinaties voor andere buisnummers leverden een sterk verloop in kD -waarden op, hetgeen er al op duidt dat verg. (22) niet voor die trajecten geldt.

Indien de kD -waarde bekend is kan de radiale weerstand w ofwel uit verg. (11), dan wel uit verg. (23) worden berekend. Bij berekening uit verg. (23), waarin de bekenden $h(x)$, c en kD worden gesubstitueerd, is het belangrijk om niet te grote waarden van x te nemen, dat wil zeggen geen buisnummers te kiezen die te dicht bij de sloot staan, daar fouten in de waterpassing en grondwaterstandsmeting dan te sterk doorwerken. Daarom werden alleen de buizen 6, 7 en 8 genomen. De gemiddelde w -waarde die met deze buizen werd berekend bedroeg: $w = 3,01 \text{ dag} \cdot \text{m}^{-1}$. Met de formule van ERNST verg. (11) werd gevonden: $w = 3,30 \text{ dag} \cdot \text{m}^{-1}$. Als uiteindelijke radiale weerstand wordt voor raai B door middeling van de laatste w -waarden dan verkregen $W = 3,16 \text{ dag} \cdot \text{m}^{-1}$.

Indien w en kD bekend zijn is het nog mogelijk om door middel van verg. (12) een splitsing in k en D aan te brengen. De natte omtrek B_w van de sloten bedraagt ongeveer 2,2 m (uit fig. 3). Daar in ons geval $D_o > B_w$ en de grond niet homogeen is, is het beter om van een iets gewijzigde vergelijking dan verg. (12) uit te gaan (ERNST, 1962):

$$w = \frac{1}{\pi k'} \ln \frac{4D_o}{\pi B_w} \quad (\text{dag} \cdot \text{m}^{-1}) \quad (12a)$$

waarin $k' = \sqrt{k \cdot k_y}$. Daar een relatief grote radiale weerstand w bij een relatief lage kD is gevonden, dienen we ofwel een grote D of een lage k aan te nemen, daar anders een w -waarde van 3,16 niet kan worden verklaard. Als uiterste waarde voor de verhouding tussen de horizontale en verticale doorlaatfactoren k/k_y , vinden we in de praktijk een waarde van ongeveer 10/1. Substitutie van $k = 5,6/D$, $k' = 0,316 k = 1,77/D$ en $w = 3,16$ levert in verg. (12a) als uitkomsten op $D = 10,0 \text{ m}$; $k = 0,56 \text{ m} \cdot \text{dag}^{-1}$; $k_y = 0,056 \text{ m} \cdot \text{dag}^{-1}$. De boorgatenmethode, waarmee in hoofdzaak de horizontale doorlatendheid k wordt bepaald, leverde als uiterste waarden voor het veen:

$0,80 < k < 8,00 \text{ m.dag}^{-1}$, en voor het zand (waarin een gedeelte van de radiale stroming plaats vindt) $0,35 < k < 3,60 \text{ m.dag}^{-1}$. Hieruit mag de conclusie worden getrokken dat de berekende $k = 0,56 \text{ m.dag}^{-1}$ een redelijke waarde is.

c₂. Raai A

Zoals al eerder is vermeld vertoont de gemiddelde grondwaterstand van raai A een sterk asymmetrisch verloop (fig. 7). Voor het gedeelte links van het midden, waarover een 'normaal' verloop plaats vindt is dezelfde theorie zoals gebruikt bij raai B, toegepast. Berekeningen met verg. (22) aan combinaties van de buizen 6 en 7, 5 en 7 en 6 en 5 leverden als uiteindelijk gemiddelde een $kD - w$ waarde van $6,0 \text{ m}^2 \cdot \text{dag}^{-1}$ op. Uit berekeningen met verg. (23) aan respectievelijk de buizen 5, 6 en 7 werd als gemiddelde w -waarde $2,94 \text{ dag.m}^{-1}$ verkregen. Volgens verg. (11) werd $w = 2,52 \text{ dag.m}^{-1}$ gevonden, zodat uiteindelijk werd aangehouden dat $w = 2,7 \text{ dag.m}^{-1}$. Geheel analoog aan de veronderstellingen en de procedure zoals gevolgd bij raai B werd verder achtereenvolgens berekend dat:

$$D = 9,5 \text{ m}, k = 0,63 \text{ m.dag}^{-1} \text{ en } k_y = 0,063 \text{ m.dag}^{-1}$$

Met behulp van de boorgatenmethode werd gevonden dat $0,35 < k < 3,60 \text{ m.dag}^{-1}$.

Het gedeelte rechts van het midden, waar de helling van de grondwaterspiegel, gerekend vanuit het laagste punt, nagenoeg constant is, geeft aanleiding tot twee veronderstellingen. De eerste is dat de doorlatendheden links en rechts op het perceel aanzienlijk van elkaar zouden verschillen. Deze zou links dan veel kleiner moeten zijn dan rechts. Dit lijkt niet aannemelijk. De tweede veronderstelling is dat de ondoorlatende laag onder een bepaalde helling loopt. Indien deze laag horizontaal zou lopen, zouden we symmetrie hebben mogen verwachten. Het accepteren van de tweede veronderstelling, heeft aanleiding gegeven tot de volgende oplossing van de differentiaalvergelijking.

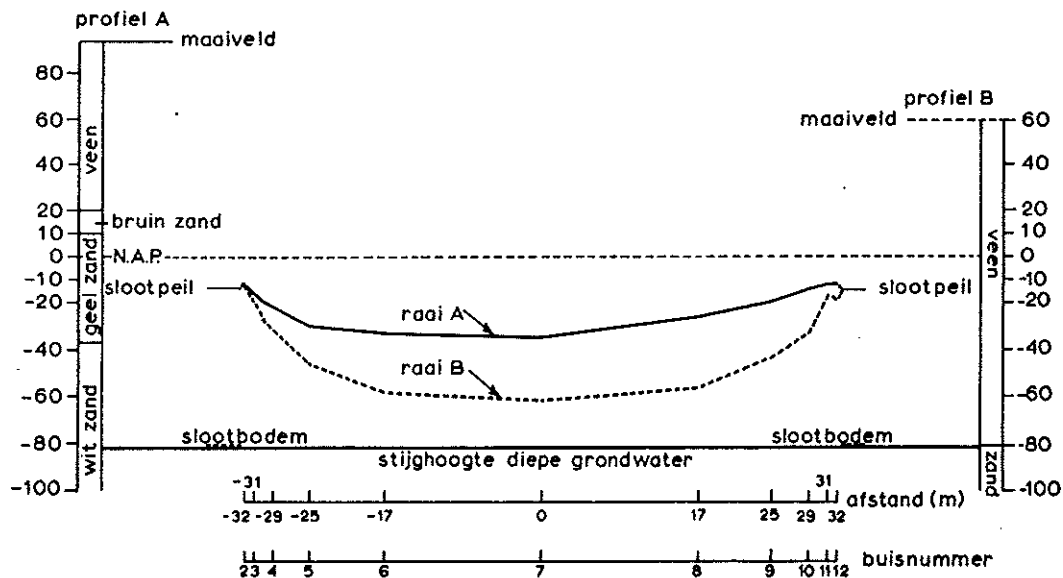


Fig. 7. Het gemiddelde verloop van de stijghoogte van het freatisch oppervlak gedurende de periodes 17 tot en met 39 in respectievelijk profiel A en B

Analoog aan verg. (16) mogen we schrijven:

$$q_0 \cdot x = -kD \frac{dh}{dx} \text{ (m}^2 \cdot \text{dag}^{-1} \text{)} \quad (16a)$$

De veronderstelling is:

$$D = h - \lambda x \quad (39)$$

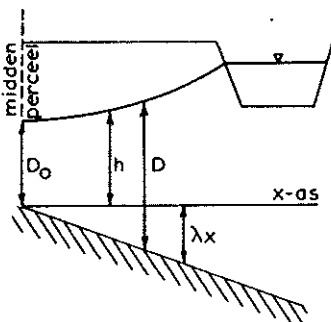
Verder geldt:

$$h = h(x) - h_m + D_0$$

Combinatie van verg. (16a) en (39) geeft:

$$x = p(h - \lambda x) h' \quad (40)$$

$$\text{waarin } p = -\frac{k}{q_0}.$$



Volgens KAMKE (1956), pag. 330 en 19 is deze functie te integreren door te schrijven:

$$h' = \frac{1}{-\lambda p + p \frac{h}{x}} \quad (41)$$

en dan te substitueren:

$$w = \frac{h}{x} \quad \text{of} \quad h = xw \quad (42)$$

Differentieer nu beide leden naar x :

$$h' = x \frac{dw}{dx} + w$$

en substitueer verg. (41) en (42):

$$-\frac{1}{\lambda p + pw} = x \frac{dw}{dx} + w \quad (43)$$

$$\text{of} \quad \frac{dx}{x} = \frac{\frac{dw}{dw}}{\frac{1}{pw - \lambda p} - w} = \frac{1}{-w} \cdot \frac{-w(pw - \lambda p)}{1 - w(pw - \lambda p)} dw$$

Integreren:

$$\ln x = \int \frac{1}{-w} \cdot \frac{-w(pw - \lambda p)}{1 - w(pw - \lambda p)} dw = \int -\frac{1}{w} dw + \int \frac{dw}{w\{1 - w(pw - \lambda p)\}}$$

(Voor de integratieconstanten wordt aan het einde van de afleiding gezorgd)

$$\text{dus} \quad \ln x = -\ln w - \int \frac{dw}{w(pw^2 - \lambda pw - 1)} \quad (44)$$

De verg. $pw_i^2 - \lambda pw_i - 1 = 0$ heeft als wortels:

$$w_1 = \frac{1}{2} \lambda + \frac{1}{2} \sqrt{\lambda^2 + \frac{4}{p}} \quad (45)$$

en
$$w_2 = \frac{1}{2} \lambda - \frac{1}{2} \sqrt{\lambda^2 + \frac{4}{p}} \quad (46)$$

zodat
$$pw^2 - \lambda pw - 1 = p(w - w_1)(w - w_2)$$

Hieruit volgt:

$$\int \frac{dw}{w(pw^2 - \lambda pw - 1)} = \int \frac{\frac{1}{p} \cdot dw}{w(w - w_1)(w - w_2)} = \int \left(\frac{A}{w} + \frac{B}{w - w_1} + \frac{C}{w - w_2} \right) dw$$

Wegens $w^2(A + B + C) + w(-Aw_1 - Aw_2 - Bw_2 - Cw_1) + Aw_1w_2 = \frac{1}{p}$

kunnen A, B en C worden opgelost uit het stelsel:

$$\left\{ \begin{array}{l} A + B + C = 0 \\ Aw_1 + Aw_2 + Bw_2 + Cw_1 = 1 \\ Aw_1w_2 = \frac{1}{p} \end{array} \right\}$$

en we vinden

$$A = -1 \quad (47)$$

$$B = (w_1 - \lambda)/(w_1 - w_2) \quad (48)$$

$$C = (\lambda - w_2)/(w_1 - w_2) \quad (49)$$

Vatten we de draad weer op bij verg. (44) dan kunnen we schrijven

$$\ln x = -\ln w - \int \frac{A}{w} dw - \int \frac{B}{w - w_1} dw - \int \frac{C}{w - w_2} dw$$

zodat

$$\ln x = -\ln w - A \ln w - B \ln(w - w_1) - C \ln(w - w_2)$$

Substitutie van verg. (47), (48) en (49) levert de formule:

$$\ln x = \frac{\lambda - w_1}{w_1 - w_2} \ln\left(\frac{h}{x} - w_1\right) - \frac{\lambda - w_2}{w_1 - w_2} \ln\left(\frac{h}{x} - w_2\right) + \text{CONST.} \quad (50)$$

De integratieconstante kan nu worden gevonden uit de randvoorwaarde:

$$h = D_0 \quad \text{bij} \quad x = 0$$

Voor het linkerlid van verg. (50) kunnen we schrijven:

$$\ln x = \ln D_0 - \ln \frac{D_0}{x} = \ln D_0 + \frac{\lambda - w_1}{w_1 - w_2} \ln \frac{D_0}{x} - \frac{\lambda - w_2}{w_1 - w_2} \ln \frac{D_0}{x}$$

omdat

$$\frac{\lambda - w_1}{w_1 - w_2} - \frac{\lambda - w_2}{w_1 - w_2} = -1$$

Substitutie in verg. (49) geeft

$$\frac{\lambda - w_1}{w_1 - w_2} \ln \frac{\frac{D_0}{x} - w_1}{\frac{D_0}{x}} - \frac{\lambda - w_2}{w_1 - w_2} \ln \frac{\frac{D_0}{x} - w_2}{\frac{D_0}{x}} = \ln D_0 - \text{CONST.}$$

of

$$- \frac{\lambda - w_1}{w_1 - w_2} \cdot \frac{w_1 x}{D_0} + \frac{\lambda - w_2}{w_1 - w_2} \cdot \frac{w_2 x}{D_0} = \ln D_0 - \text{CONST.}$$

Hieruit volgt, omdat $x = 0$:

$$\text{CONST.} = \ln D_0 \quad (51)$$

De uiteindelijke formule wordt:

$$x = \left(\frac{h}{x} - w_1\right)^{\frac{\lambda - w_1}{w_1 - w_2}} \cdot \left(\frac{h}{x} - w_2\right)^{\frac{w_2 - \lambda}{w_1 - w_2}} \cdot D_0 \quad (m) \quad (52)$$

$$\text{met: } pw_i^2 - \lambda pw_i - 1 = 0$$

$$p = -\frac{k}{q_0}$$

$$h = h(x) - h_m + D_0$$

$$D = h - \lambda x$$

Voor het schatten van de constanten k , λ en D_0 is de volgende procedure aangehouden. Er zijn 3 onbekende parameters. Bij toetsing aan 2 bekende gegevens is er 1 vrijheidsgraad over, en is bijvoorbeeld k vrij te kiezen. Uit een aantal combinaties van gekozen k en bijbehorende λ en D_0 werden grafisch die combinaties gezocht die voor 2 meetpunten, namelijk $x = 17$ m en $x = 29$ m de bijbehorende gemeten h (17) en h (29) opleveren. Een voorbeeld van een en ander is gegeven in fig. 8. Hierbij wordt er de nadruk opgelegd dat de verticale schaal ten opzichte van de horizontale schaal sterk overdreven is getekend. Het blijkt dat de combinaties met $k = 1,0$ en $0,63 \text{ m.dag}^{-1}$ beter voldoen dan met $k = 1,5 \text{ m.dag}^{-1}$. Daarbij komt nog dat een $D_0 = 0,61$ m vrij onwaarschijnlijk is. Hieruit kunnen we de conclusie trekken dat $k < 1,0 \text{ m.dag}^{-1}$.

Uit de verschillende waarden van λ wordt duidelijk dat de ondoorlatende laag dieper ligt naarmate men dichterbij de sloot komt. Bij $k = 0,63 \text{ m.dag}^{-1}$, $\lambda = -0,052$ en $D_0 = 1,31$ m wordt voor D (32,5), dat is bij de sloot, gevonden:

$$D = h - \lambda x = h(x) - h_m + D_0 - \lambda x = 3,24 \text{ m}$$

beneden slootpeil.

d. Bergingscoëfficiënt μ en reactiefactor α

Vanwege de slechte grondwaterstandswaarnemingen verkregen met de ICW-grondwaterstandsmeters, kon de bergingscoëfficiënt μ slechts uit een klein aantal waarnemingen worden bepaald:

Voor raai A: $0,057 < \mu < 0,085 \rightarrow \bar{\mu}_A = 0,068$ (uit 4 waarnemingen)

Voor raai B: $0,090 < \mu < 0,113 \rightarrow \bar{\mu}_B = 0,102$ (uit 2 waarnemingen)

Indien μ bekend is kan direct via verg. (27) de reactiefactor α worden bepaald, daar $\alpha = (\mu T)^{-1}$:

voor raai A: $\alpha_A = (0,068 \times 252)^{-1} = 0,058 \text{ dag}^{-1}$

voor raai B: $\alpha_B = (0,102 \times 309)^{-1} = 0,032 \text{ dag}^{-1}$

De juistheid van deze α -waarden kan onder andere worden getoetst door met behulp van verg. (26) de gemeten q_0 -waarden te vergelijken met de berekende q_0 -waarden.

Op het moment van schrijven waren er nog geen bruikbare perioden van voldoende lengte beschikbaar, zodat de toetsing voorlopig moet wachten.

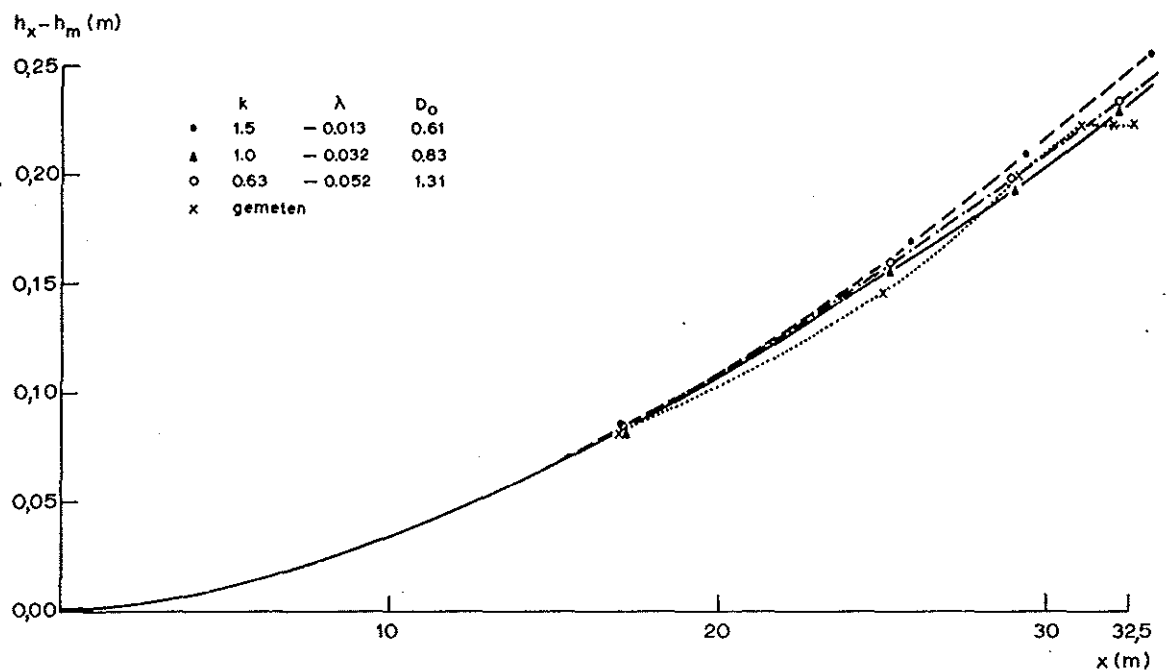
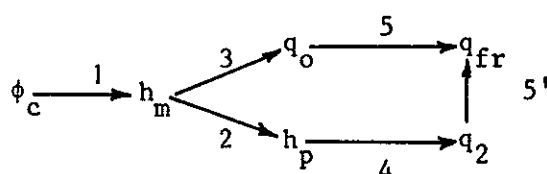


Fig. 8. Voorbeeld van toetsing met behulp van verg. (52) van combinaties van gekozen parameters k met bijbehorende parameters λ en D_0 aan gemeten stijghoogten van het freatisch vlak (h) op afstanden (x) in raai A

e. Samenhang tussen h_m , h_p , ϕ_c , q_o , q_2 en q_{fr}

Met behulp van hetgeen reeds onder IVa en b is verkregen, dus indien de drainageweerstand γ en de verticale weerstand c bekend zijn, is het al mogelijk om bij het huidige opgezette slootpeil ($h_o = -0,14$ m - NAP) een voorlopige uitspraak te doen over de invloed van ϕ_c op q_o , q_2 en q_{fr} door gebruik te maken van de voor het 'natte' jaar 1972 gevonden verband tussen ϕ_c en h_m . In schema gezet, wordt achtereenvolgens nagegaan de invloed van ϕ_c respectievelijk op q_o , q_2 en q_{fr} via de aangegeven pijlen:



Daartoe wordt van de volgende lineaire functies gebruik gemaakt:

- | | | |
|---------|---|--|
| 1 | $h_m = a\phi_c + b$ | A: $h_{mA} = 0,855 \phi_c + 0,366$ (m) $r = 0,786$ (53) |
| | | B: $h_{mB} = 1,171 \phi_c + 0,347$ (m) $r = 0,851$ (54) |
| 2 | $h_p = h_o + \alpha_{fr}(h_m - h_o)$ | A: $h_{pA} = 0,547 \phi_c + 0,184$ (m) (55) |
| | waarbij $\alpha_{frA} = 0,64$, $\alpha_{frB} = 0,79$ | B: $h_{pB} = 0,925 \phi_c + 0,245$ (m) (56) |
| 3 | $q_o = \frac{h_o - h_m}{T}$ | A: $q_{oA} = -0,003394 \phi_c - 0,002008(\text{m.dag}^{-1})$ (57) |
| | waarbij $T_A = 252$, $T_B = 309$ dagen | B: $q_{oB} = -0,003790 \phi_c - 0,001576(\text{m.dag}^{-1})$ (58) |
| 4 | $q_2 = \frac{h_p - \phi_c}{c}$ | A: $q_{2A} = -0,000619 \phi_c + 0,000251(\text{m.dag}^{-1})$ (59) |
| | waarbij $c_A = 731$, $c_B = 189$ dagen | B: $q_{2B} = -0,000396 \phi_c + 0,001295(\text{m.dag}^{-1})$ (60) |
| 5 en 5' | $q_{fr} = q_o - q_2$ | A: $q_{frA} = -0,002775 \phi_c - 0,002259(\text{m.dag}^{-1})$ (61) |
| | | B: $q_{frB} = -0,003395 \phi_c - 0,002871(\text{m.dag}^{-1})$ (62) |

De belangrijkste resultaten staan weergegeven in fig. 9 en 10.

In fig. 9 is voor de raaien A en B het verloop weergegeven van zowel de grondwaterstand midden op het perceel h_m als het polderpeil h_p

bij toenemende grondwateronttrekking, dat wil zeggen bij dalende ϕ_c . Op grond van de betrekking (15) moet bij constant slootpeil het polderpeil minder sterk dalen dan de grondwaterstand midden op het perceel wat in deze figuur duidelijk te zien is. Dit is het meest uitgesproken bij raai A ($\alpha_{frA} < \alpha_{frB}$). De invloed van de onttrekking zal zich het sterkst doen gelden op het profieltype B (veengronden), zoals blijkt uit het feit dat

$$\left(\frac{dh_p}{d\phi_c}\right)_B > \left(\frac{dh_p}{d\phi_c}\right)_A \quad (\text{resp. } 0,925 \text{ en } 0,547).$$

Daar waar h_p en h_m elkaar snijden is het slootpeil $h_o = h_m = h_p$, dat wil zeggen de grondwaterstand staat dan horizontaal. Deze situatie treedt bij A op bij $\phi_c = -0,59 \text{ m} - \text{NAP}$, bij B bij $\phi_c = -0,42 \text{ m} - \text{NAP}$. Boven de respectievelijke snijpunten is er drainage, daaronder is er infiltratie.

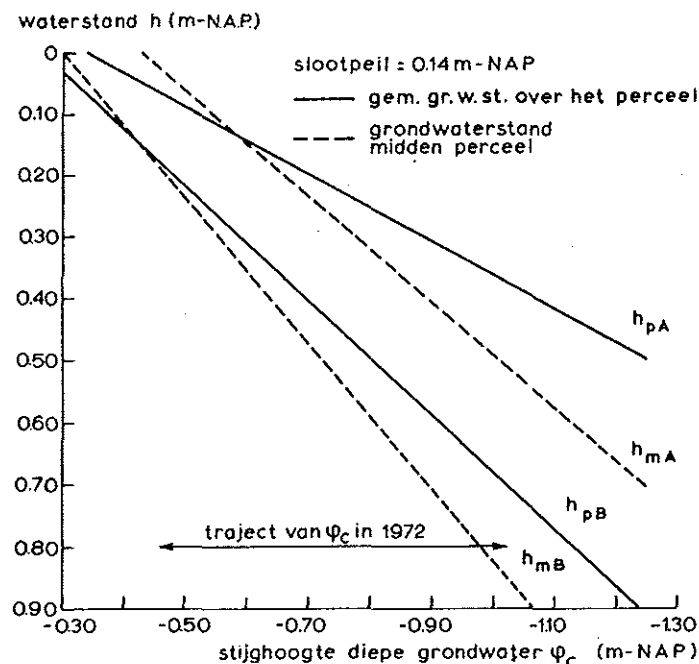


Fig. 9. Het verloop van de stijghoogte van het freatisch oppervlak in het midden van het perceel (h_m) en gemiddeld over het perceel (h_p) onder invloed van toenemende grondwateronttrekking (i.e. dalende ϕ_c) bij een constant slootpeil van 0,14 m-NAP voor respectievelijk raai A en B

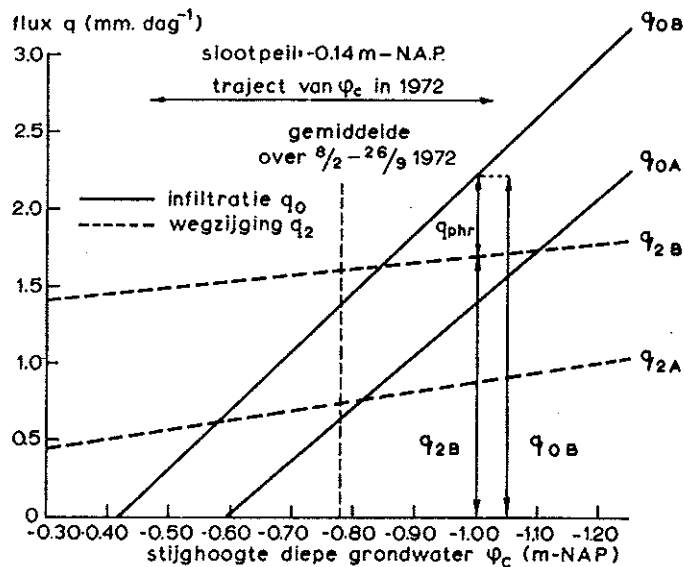


Fig. 10. Het verloop van de infiltratie vanuit de sloot (q_0), de flux door het freatisch oppervlak (q_{fr}) en de flux door de slecht doorlatende laag (q_2) onder invloed van toenemende grondwateronttrekking (i.e. dalende ϕ_c) bij een constant slootpeil van 0,14 m-NAP voor respectievelijk raai A en B

In fig. 10 staan de fluxen q_2 , q_0 en dus ook q_{fr} ($= q_0 - q_2$) weergegeven. Het blijkt dat aan de rechterzijde van deze figuur lagere stijghoogten ϕ_c corresponderen met duidelijk hogere waarden voor de capillaire opstijging q_{fr} en iets hogere waarden voor de wegzijging q_2 . De toegenomen q_{fr} kan worden verklaard uit de uitdroging van de bovengrond: het freatisch oppervlak daalt wel in hydraulische potentiaal, maar die in de wortelzone daalt veel sterker. Dit is in hoofdzaak als een seizoeneffect te zien. De kleinere toename in q_2 bij dalende ϕ_c is moeilijker te verklaren. De oorzaak kan mogelijk liggen in een sterkere wateronttrekking door het pompstation gedurende de droogste maanden van de zomer, gedurende welke periode het gehele gebied in hydraulische potentiaal zakt. Bij de huidige stand van het onderzoek was het nog niet bekend in hoeverre bedoelde daling van ϕ_c moet worden geweten aan seizoeneffect (verdamping $\gg$ neerslag), kweleffect (verschil in grondwaterstand tussen binnen- en buitengebied afhankelijk van seizoen) en variaties in het debiet van het pompstation.

Fig. 9 laat zien dat bij 50 cm peilverandering in ϕ_c er een 27 cm peilverandering in h_{pA} en 46 cm peilverandering in h_{pB} zal zijn. Men kan voorlopig de mogelijkheid nog niet uitsluiten dat bij de onbekende raai C (zie pag. 29-30) er een grotere peilverandering behoort, zodanig dat de gemiddelde veranderingen in diep en ondiep water slechts weinig van elkaar verschillen (ERNST, 1971).

De wegzijging q_2 toont veel minder sterke variaties dan de infiltratie q_0 . Dit geldt voor beide raaien. Dit wil zeggen dat de flux $q_{fr} (= q_0 - q_2)$ eveneens toeneemt als ϕ_c afneemt. Absoluut gezien is dit effect het belangrijkste bij raai B. De aangegeven flux q_{fr} zal inderdaad ter beschikking van de plant komen, voor zover er een neerslagdeficit is dat een capillaire opstijging veroorzaakt met aangepast zuigspanningsverloop boven de grondwaterspiegel. In natte jaren zal q_{fr} negatief zijn en mede ter beschikking van de drinkwateronttrekking komen en dus niet in mindering op de geïnfiltreerde hoeveelheid q_0 . Dit was het geval in het 'natte' jaar 1972, waar gemiddeld gezien q_{fr} in beide raaien negatieve waarden zeer dicht bij nul aannam. De karakteristieke punten zijn de snijpunten van q_0 en q_2 , dus waar $q_{fr} = 0$. Dit is voor A het geval bij $\phi_c = -0,81$ m-NAP, voor B bij $\phi_c = -0,85$ m-NAP. Het gebied links van de respectievelijke snijpunten is de zone waar geen opstijging meer vanuit het grondwater naar de plant te verwachten is.

Zoals boven al is aangegeven gelden de fig. 9 en 10 bij een vast slootpeil van 0,14 m-NAP. Het is interessant om te weten wat voor invloed een stijging of daling van het slootpeil heeft op de aangegeven grootheden in deze figuren.

In het volgende wordt aangetoond dat een relatief kleine stijging van het slootpeil h_0 (bijv. 0,10 m) nagenoeg geen invloed heeft op ϕ_c .

We nemen in beschouwing een cirkelvormig binnengebied met straal R , een stijghoogte van het freatisch oppervlak h_1 en een stijghoogte van het diepe grondwater ϕ_R en een omringend buitengebied met respectievelijk straal r en de stijghoogten h_2 en ϕ_r .

Voor de wegzijging vanuit het binnengebied geldt dan:

$$Q_R = \pi R^2 \frac{h_1 - \phi_R}{c} \quad (63)$$

Voor de stroming in het buitengebied geldt:

$$Q_r = 2\pi r k D \frac{d\phi_r}{dr} \quad (64)$$

Uit de vergelijking:

$$\frac{h_2 - \phi_r}{h_2 - \phi_R} = \frac{K_0\left(\frac{r}{\lambda}\right)}{K_0\left(\frac{R}{\lambda}\right)}$$

waarin $\lambda = \sqrt{kDc}$, kunnen we afleiden dat:

$$\frac{d\phi_r}{dr} = \frac{h_2 - \phi_R}{\lambda} \cdot \frac{K_1\left(\frac{r}{\lambda}\right)}{K_0\left(\frac{R}{\lambda}\right)}$$

Vergelijking (64) gaat dus over in:

$$Q_r = 2\pi r k D \cdot \frac{h_2 - \phi_R}{\lambda} \cdot \frac{K_1\left(\frac{r}{\lambda}\right)}{K_0\left(\frac{R}{\lambda}\right)} \quad (65)$$

Substitutie van $r = R$ geeft dan:

$$Q_R = 2\pi R k D \cdot \frac{h_2 - \phi_R}{\lambda} \cdot \frac{K_1\left(\frac{R}{\lambda}\right)}{K_0\left(\frac{R}{\lambda}\right)} \quad (66)$$

Gelijkstelling van vergelijking (63) en (66) levert:

$$h_2 - \phi_R = (h_1 - \phi_R) \cdot \frac{R}{2\lambda} \cdot \frac{K_0\left(\frac{R}{\lambda}\right)}{K_1\left(\frac{R}{\lambda}\right)} \quad (67)$$

Substitutie van $h_1 - \phi_R = 0,10 \text{ m}$, $kD \approx 2000 \text{ m}^2 \cdot \text{dag}^{-1}$, $c \approx 600 \text{ dagen}$ (dus $\lambda \approx 1095 \text{ m}$) en $R \approx 175 \text{ m}$ in vergelijking (67) geeft:

$$h_2 - \phi_R \approx 2,6 \text{ mm}$$

Dit wil zeggen dat bij een slootpeilverhoging van 0,10 m, ϕ_R nagenoeg niet verandert. Voor de verandering van q_o , q_2 en q_{fr} kan nu met behulp van de vergelijkingen (10), (14) en (15) worden geschreven:

$$\Delta q_o = \frac{\Delta h_o - \Delta h_m}{T} \quad (68)$$

$$\Delta q_2 = \frac{\Delta h_p}{c} = \frac{(1 - \alpha_{fr}) \Delta h_o + \alpha_{fr} \cdot \Delta h_m}{c} \quad (69)$$

$$\Delta q_o = \Delta q_2 + \Delta q_{fr} \quad (70)$$

Voor deze natte zomer kan worden aangenomen dat

$$\Delta q_{fr} \approx 0 \quad (71)$$

zodat vergelijking (70) wordt vereenvoudigd tot:

$$\Delta q_o = \Delta q_2 \quad (72)$$

Substitueren van $\Delta h = 0,10$ m levert de vergelijking

$$\frac{0,10 - \Delta h_m}{T} = \frac{(1 - \alpha_{fr}) \cdot 0,10 + \alpha_{fr} \Delta h_m}{c} \quad (73)$$

Voor raai A wordt hieruit berekend $\Delta h_{mA} = 0,072$ m en voor raai B wordt gevonden $\Delta h_{mB} = 0,029$ m. De verandering in de wegzijging Δq_2 blijkt gering te zijn, namelijk $\Delta q_{2A} = 0,11 \text{ mm.dag}^{-1}$ en $\Delta q_{2B} = 0,23 \text{ mm.dag}^{-1}$.

Een andere belangrijke vraag is tenslotte welke veranderingen zullen gaan optreden indien het pompstation de waterwinning gaat vergroten. Om op deze vraag een antwoord te kunnen geven moet eerst worden nagegaan in hoeverre een daling van ϕ_c het gevolg is van een toenemende wegzijging q_2 dan wel van een seizoensinvloed.

Fig. 11 geeft voor raai B te zien hoe dit kan worden afgeleid. Voor een gemiddelde situatie over het seizoen en tevens voor het geval dat er geen wegzijging optreedt (dus $h_p = \phi_c$), is de waarde van ϕ_c uit te rekenen. De gemiddelde infiltratie $\bar{q}_{oB}$ over de perioden

17 tot en met 39 is indien $q_{2B} = 0$, gelijk aan $\bar{q}_{frB} = \bar{E} - \bar{N} = 2,34 - 2,21 = 0,13 \text{ mm.dag}^{-1}$.

Uit de verg. (10) en (15) en wegens $h_p = \phi_c$ volgt, dat in deze situatie

$$\begin{aligned}\phi_c &= h_o - \alpha_{frB} T_B (\bar{E} - \bar{N}) \\ &= -0,14 - 0,79 \cdot 309 \cdot 0,13 \cdot 10^{-3} \\ &= -0,17 \text{ m-NAP}\end{aligned}$$

De gemiddelde ϕ_c over de perioden 7 tot en met 39 is $\bar{\phi}'_c = -0,78 \text{ m-NAP}$. Substitutie van deze waarde in verg. (60) geeft $q'_{2B} = 1,60 \text{ mm.dag}^{-1}$. De relatie tussen q'_{2B} en ϕ'_c wordt dan bij afwezigheid van seizoensinvloed (zie ook fig. 11)

$$q'_{2B} = -0,00262 \phi'_c - 0,000446 \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (74)$$

Uit verg. (74) kunnen we nu afleiden, dat bij een toename van q'_{2B} met, zeg 10 %, ϕ'_c gaat dalen van $-0,78$ tot $-0,84 \text{ m-NAP}$ (traject a). Op grond van de uit de metingen verkregen actuele verg. (60) blijkt een toename van q'_{2B} met 10 % een daling van ϕ'_c van $-0,78$ tot $-1,17 \text{ m-NAP}$ (traject a + b) teweeg te brengen. De daling van ϕ'_c over het traject a is een gevolg van de toename van q'_{2B} , over het traject b een gevolg van seizoensinvloed.

De trajecten a en b verhouden zich als 1:5,5.

Stel nu dat in eenzelfde soort seizoen als het beschouwde de grondwateronttrekking ten behoeve van de drinkwatervoorziening met een factor f zou worden vergroot. In dat geval wordt $\bar{q}''_{2B} = f \cdot 1,6 \text{ mm.dag}^{-1}$ en $\bar{\phi}''_c = -0,17 + f \cdot (-0,78 + 0,17)$.

Een toename van q''_{2B} met bijvoorbeeld weer 10 %, geeft volgens verg. (74) een daling van ϕ''_c over een traject f.a. De seizoensinvloed heeft weer een daling van ϕ''_c over een traject b ten gevolg. De totale daling van ϕ''_c is dus: f.a + b.

In fig. 11 is de situatie getekend voor $f = 2$. Hierin is: $\bar{q}''_{2B} = 3,2 \text{ mm.dag}^{-1}$; $\bar{\phi}''_c = -1,39 \text{ m-NAP}$; de daling van ϕ''_c is $0,45 \text{ m}$, wat resulteert in $\phi''_c = -1,84 \text{ m-NAP}$ bij $q''_{2B} = 1,10 \times 3,2 = 3,52 \text{ mm.dag}^{-1}$.

Daarmee is de lijn q''_{2B} bepaald.

De vergelijking hiervan is:

$$q''_{2B} = -0,00071 \phi_c + 0,002212 \quad (\text{m.dag}^{-1}) \quad (75)$$

In de oude situatie hebben we geconstateerd dat $q'_{frB} = 0$ bij $\phi_c' = -0,843$ m-NAP. Substitutie van deze ϕ_c' -waarde in verg. (75) geeft de bijbehorende waarde van $q'_{2B} = 1,77$ mm.dag⁻¹. We stellen nu dat in de nieuwe situatie met verdubbelde onttrekking $q''_{frB} = 0$ indien q''_{2B} in dezelfde verhouding ten opzichte van de gemiddelde situatie toeneemt ($q''_{2B} = \frac{1,77}{1,6} \cdot 3,2 = 3,54$). Uit substitutie van $q''_{2B} = 3,54$ mm.dag⁻¹ in verg. (75) volgt dat bij $q''_{frB} = 0$ een $\phi_c'' = -1,52$ m-NAP behoort.

Door de toenemende grondwaterstandsaling zal de capillaire opstijging vanuit het grondwater, q_{fr} , afnemen. De capillaire opstijging in de nieuwe situatie, q''_{frB} kan worden benaderd met de formule-ring:

$$q''_{frB} = q'_{frB} - \frac{1}{g}(h'_{pB} - h''_{pB}) \quad (76)$$

Met behulp van verg. (15) gaat verg. (76) over in

$$q''_{frB} = q'_{frB} - \frac{1}{g}\{h'_o + \alpha_{frB}(h'_{mB} - h'_o) - h''_o - \alpha_{frB}(h''_{mB} - h''_o)\}$$

Daar $h_o = h'_o = h''_o$ kunnen we schrijven:

$$q''_{frB} = q'_{frB} - \frac{1}{g}\{\alpha_{frB}(h'_{mB} - h_o) - \alpha_{frB}(h''_{mB} - h_o)\}$$

Met behulp van verg. (10) gaat bovenstaande vergelijking over in:

$$q''_{frB} = q'_{frB} + \frac{\alpha_{frB} T_B}{g}(q'_{oB} - q''_{oB})$$

Substitutie van $q_o = q_{fr} + q_2$ geeft tenslotte

$$q''_{frB} = q'_{frB} + \frac{\alpha_{frB} T_B}{g}(q'_{frB} - q''_{frB} + q'_{2B} - q''_{2B}) \quad (77)$$

LITERATUUR

- DILLEY, A.C. and W. SHEPHERD, 1972. Potential evaporation from pasture and potatoes at Aspendale. *Agric. Meteor.* 10: 283-300.
- ENDRÖDI, G. and P.E. RIJTEMA, 1969. Calculations of evapotranspirations from potatoes. *Neth. J. Agric. Sci.* 17, 4: 283-299. *Techn. Bull. ICW* 69.
- ERNST, L.F., 1962. Grondwaterstromingen in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen. *Proefschr. Un. Utrecht*.
- 1971. Analysis of groundwater flow to deep wells in areas with a non-linear function for the subsurface drainage. *Journal of Hydr.* 14: 158-180. *Techn. Bull. ICW* 75.
- 1972. Formules voor de grondwaterstroming bij infiltratie van water vanuit opgestuwde open leidingen. *ICW nota* 680.
- FEDDES, R.A., 1971. Water, Heat and Crop Growth. *Proefschrift. Med. Landb. Hogesch.* 71-12: 184 pp.
- and P.E. RIJTEMA, 1972. Water withdrawal by plant roots. *J. Hydr.* 17: 33-59.
- HOORN, J.W. VAN, 1960. Grondwaterstroming in komgrond en de bepaling van enige hydrol. grooth. in verband met ontw. systeem. *Versl. Landbouwk. Onderzoek* 66.10: pp 136. Pudoc, Wageningen.
- KAMKE, E., 1956. *Differentialgleichungen Lösungsmethoden und Lösungen*, I.5. Unver. Aufl. Akad. Verl. Ges. Geist und Portig. K-G. Leipzig. pp. 666.
- KRAYENHOFF VAN DE LEUR, D.A. 1958. A study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoir coefficient. *De Ingenieur* 70: B 84-94.
- MOLEN, W.H., VAN DER, 1972. Niet-stationaire grondwaterstroming. *Syllabus Landbouwhogeschool, Wageningen*.
- PANKOW, J. en P.E. RIJTEMA, 1970. De resultaten van het waterbalansonderzoek in 1968 voor de objecten met een constant slootpeil in Hoenkoop. *Nota ICW* 567.
- RIJKSINSTITUUT VOOR DE DRINKWATERVOORZIENING, 1972. Concept-nota in zake een onderzoek naar de oorzaken van het voorkomen van droogteschade op het waterwinterrein 'De Groeve' van de N.V. WAPROG.

- RIJTEMA, P.E., 1965. An analysis of actual evapotranspiration.
Agric. Res. Rep. 659: pp 107. Pudoc, Wageningen
- 1969. The calculation of non-parallelism of gamma access
tubes, using soil sampling data. J. Hydrol. 9: 206-212.
Techn. Bull. ICW 67.
- RYHINER, A.H. and J. PANKOW, 1969. Soil moisture measurement by the
gamma transmission method. J. Hydrol. 9: 194-205.
Techn. Bull. ICW 66.
- SHEN, 1960. Report Int. St. Cie (/TCI/30/SC.I/GT 2. USA).
- STICHTING VOOR BODEMKARTERING, 1972. Proefveld waterbalans 'De Groeve',
Zuidlaren. De bodemgesteldheid. Rapp. nr 1039.
- TISON, G., 1954. Nouvelles recherches sur les fluctuations de nappes
aquifères. Comptes-Rendus de l'Assembl. de Rome Assoc. Intern.
d'Hydr. II, 38-48.
- TISON, L.J., 1948. Variation de la hauteur piezométrique dans les
nappes artésiennes. Comptes-Rendus de l'Assembl. Gén. d'Oslo
Assoc. Intern d'Hydr. Sci. III, 77-84.
- 1951. Fluctuation d'une nappe étendue Comptes-Rendus de
l'Assembl. Gén. de Brux. Assoc. Intern. d'Hydr. Sci. II,
195-201.
- VERSLAGEN WERKCIIE. VERD. ONDERZOEK, 1966. Verslag inzake het verd.
onderz. 1963-1966.
- WESSELING, J.W. VAN, 1961. Enkele opmerkingen over niet-stationaire
afvoervergelijkingen. Nota afvloeiingsfactoren (Intern, ICW).
- 1962. Stromingsformules voor de beschrijving van het afvoer-
proces. Nota ICW 167.
- ZEEUW, J.W. en F. HELLINGA, 1958. Neerslag en Afvoer. Landbouwk.
Tijdschr. 70: 405-421.

LIJST VAN SYMBOLEN

Symbool		Dimensie
A	Oppervlakte	L^2
B	Breedte van de open waterspiegel	L
B_w	Natte omtrek van de open leiding	L
c	Verticale weerstand van de slecht doorlatende laag	t
D	Dikte van de watervoerende laag	L
$D_i(1)$	Gemeten bovengrondse afstand tussen de gammabuizen	L
D_o	Dikte van de watervoerende laag in het midden van het perceel	L
E	Verdampingsflux	$L.t^{-1}$
E_i	Verdamping van het interceptiewater dat achterblijft op het werkelijke oppervlak	$L.t^{-1}$
E_{nat}	Theoretische verdamping van een nat oppervlak met dezelfde vorm en afmetingen als het werkelijke oppervlak	$L.t^{-1}$
E_o	Open waterverdamping	$L.t^{-1}$
E_p	Potentiële verdamping	$L.t^{-1}$
e_2	Werkelijke dampspanning, gemeten op 2 m hoogte	$M.L^{-1}.t^{-2}$
e_2^x	Verzadigde dampspanning, gemeten op 2 m hoogte	$M.L^{-1}.t^{-2}$
f	Reductiefactor voor de potentiële verdamping	-
G	Lengte van de sloot	L
Δh	Drukhoogte ($h_o - h_m$)	L
h_m	Stijghoogte van het freatisch oppervlak in het midden van het perceel	L
h_o	Peil van het open water	L
h_{ov}	Overstorthoogte van de meetstuw in in- en uitlaatkom	L
h_p	Gemiddelde stijghoogte van het freatisch oppervlak over het perceel	L
k	Doorlatendheid bij horizontale stroming in het verzadigde pakket	$M^{-1}.L^3.t$
k'	'Gemiddelde' doorlatendheid ($k' = \sqrt{k \cdot k_y}$)	$M^{-1}.L^3.t$
k_y	Doorlatendheid bij verticale stroming in het verzadigde pakket	$M^{-1}.L^3.t$