

NOTA 926

september 1976

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
Wageningen

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

WATERBALANSONDERZOEK AAN TWEE GRASLANDPERCELEN
BIJ HET WATERWINSTATION FIKKERSDRIES

J. Pankow

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

INHOUD

	blz.
1. INLEIDING	1
2. BESCHIKBARE GEGEVENS	1
2.1. Grondwaterstanden en slootpeilen	2
2.2. Neerslag	2
2.3. Gewashoogte en bodembedekking	3
2.4. Bodemvochtveranderingen met behulp van de gamma-transmissiemethode	3
3. BEWERKING VAN DE MEETGEGEVENS	7
3.1. Berekening van de verdamping	7
3.1.1. Potentiële verdamping	7
3.1.2. Werkelijke verdamping	8
3.2. Berekening van de bergingscoëfficiënt	8
3.3. Berekening van de hydrologische constanten	11
4. SAMENVATTING EN CONCLUSIES	15
LITERATUUR	16
FIGUREN 1 t/m 8	

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

1. INLEIDING

Om de invloed van de grondwateronttrekking bij Fikkersdries na te gaan werd gedurende de jaren 1973 tot en met 1975 een waterbalansonderzoek uitgevoerd op twee graslandpercelen in de omgeving van Driel (fig. 1): een perceel A vlakbij het pompstation Fikkersdries en een perceel B in de Broeken.

Dit onderzoek was erop gericht bepaalde hydrologische eigenschappen van de gronden naar voren te brengen in verband met het vaststellen van de invloed van de toenemende grondwateronttrekking van het pompstation op de watervoorziening van de landbouwgewassen. Het waterbalansonderzoek werd nogal bemoeilijkt doordat de omstandigheden zich tijdens het onderzoek sterk wijzigden. Zo werd bijvoorbeeld op perceel A een sloot dichtgegooid, die een open verbinding had met de Drielse zeeg. Verder werd een dam in een andere sloot doorgestoken en van een p. v. c. duiker voorzien.

Tevens bleken de sloten van beide percelen in het groeiseizoen tijdelijk droog te komen staan. Tengevolge van deze omstandigheden gaf de bepaling van de hydrologische constanten van beide proefpercelen nogal wat problemen.

2. BESCHIKBARE GEGEVENS

Uit vroeger waterbalansonderzoek (FEDDES en STEENBERGEN, 1973; PANKOW, 1973) is gebleken, dat een deel van de meteorologische gegevens aan in de omgeving liggende weerstations kan worden ontleend. Een uitzondering moet hierbij worden gemaakt voor de neerslaggegevens, die bij voorkeur op het onderzoeksterrein zelf moeten worden gemeten. Bij het waterbalansonderzoek Fikkersdries werden de volgende gegevens op beide percelen gemeten:

1. grondwaterstanden en slootpeilen,
2. neerslag,
3. gewashoogten en bodembedekking,
4. bodemvochtveranderingen met behulp van de gamma-transmissiemethode.

De verzamelde gegevens zullen in de volgende punten achtereenvolgens worden besproken.

2.1. Grondwaterstanden en slootpeilen

1980 komen deze gegevens terug in de formulieren

De grondwaterstandsbuizen met filters op 2 m diepte stonden dwars op de percelen en werden tenminste eenmaal per week waargenomen. De afstanden van de grondwaterstandsbuizen tot de sloot van perceel A waren 2, 5, 10, 16 en 25 m in de eerste korte periode, en na het dempen van de sloot 25, 34, 40, 45, 48, 68, 83 en 98 m tot de meest nabijgelegen sloot. Ook was op perceel A een zelfregistrerende grondwaterstandsmeter (hydrograaf type P10. D. Alpine Werke Kaufbeuren) opgesteld. Deze hydrograaf registreerde op 2 filterdieptes namelijk op 2 m -mv en op 5 m -mv. Tevens was er nog een buis met een filter op 5 m diepte, die minstens een keer per week werd waargenomen.

idem

Op perceel B met een slootafstand van 36 m was een raai ondiepe grondwaterstandsbuizen geplaatst op 2, 5, 10 en 18 m uit de sloot. Op het midden van het perceel was tevens een diepe buis aanwezig met het filter op 5 m diepte.

De slootpeilen werden afgelezen van N. A. P. -schalen die in de sloot stonden opgesteld. Deze sloten kwamen in de zomermaanden droog te staan omdat ze geen directe verbinding hadden met de Drielse Zeeg. Bij grote hoeveelheden neerslag was de oppervlakte-afvoer door de greppels zo groot, dat de slootpeilen lang hoog bleven. De afvoer uit de sloten werd geremd door de dichte begroeiing van de slootbodem. Een overzicht van de slootpeilen is weergegeven in fig. 2.

2.2. Neerslag

De neerslaghoeveelheden en -intensiteiten werden zowel in de zomer als in de winter ter plaatse waargenomen met een zelfregistre-

rende regenmeter (pluviograaf). De regenmeter werd in de winter met antivries beschermd tegen bevriezing. Wekelijks werden de papierstroken vernieuwd.

Meteorologische waarnemingen: de meteorologische grootheden zoals luchttemperatuur, relatieve vochtigheid van de lucht, relatieve zonneschijnsduur en kortgolfige straling en windsnelheden werden van het weerstation Wageningen betrokken. Deze gegevens werden gebruikt voor de berekening van de gewasverdamping.

2.3. Gewashoogte en bodembedekking

De gewashoogte en de bodembedekking werden wekelijks waargenomen. Door het dunne grasbestand op perceel A dat al jaren in gebruik is als hooiland waren schattingen van de bodembedekking noodzakelijk. Ook deze waarnemingen werden gebruikt bij de berekening van de gewasverdamping.

2.4. Bodemvochtveranderingen met behulp van de gamma-transmissiemethode

Voor de bepaling van de verandering van de vochthuishouding in het profiel werden wekelijks op 2 plaatsen per perceel gamma-metingen verricht. In veel gevallen is het moeilijk om de meetbuizen voor de gammabron en de ontvanger precies op 40 cm afstand van elkaar te plaatsen. Daarom is de werkelijke afstand tussen de buizen op verschillende dieptes berekend, door de buizen bovengronds te verlengen en de daarbij voorkomende verschillende afstanden te meten (PANKOW, 1973). Uit deze metingen werden door middel van regressieberekeningen de constanten a, b en c uit verg. (1) (RIJTEMA, 1969) berekend.

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

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

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

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

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

Met de voorbeschreven procedure werden per laagdiepte de correctiefactoren voor scheefstelling bepaald. De berekende afstanden voor iedere meetopstelling zijn weergegeven in Tabel 1.

Tabel 1. Het verband tussen meetdiepte en afstand tussen bron en detector op de percelen A en B

Meetdiepte cm -mv	Afstand tussen bron en detector in cm			
	A1	A2	B1	B2
10	40.16	39.80	40.30	40.00
20	40.30	39.75	40.30	40.00
30	40.45	39.70	40.30	40.00
40	40.59	39.65	40.30	40.00
50	40.74	39.60	40.30	40.00
60	40.88	39.55	40.30	40.00
70	41.03	39.50	40.30	40.00
80	41.18	39.45	40.30	40.00
90	41.32	39.40	40.30	40.00
100	41.47	39.35	40.30	40.00
110	41.61	39.30	40.30	40.00
120	41.76	39.25	40.30	40.00

De grootste correcties bij de buizen A1 en A2 komen voor op de grootste diepte en bedragen 1,0705 bij buis A1 en 0,968 bij buis A2. De straling, afkomstig van een 20 mc C_s^{137} bron, hoort op een afstand van 40 cm te worden gemeten. De verzwakking van de straling is afhankelijk van de totale massa tussen 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 ,

4 Waaronder komt zowel gamma transmissie meting als voor precisie bepaling door dergelijke grond in staat.
Maar (2) rekening op andere factoren, waarom dan nog is van niet overbodig

maar een schijnbare dichtheid ρ_g , die geschreven kan worden als (RYHNER en PANKOW, 1969):

$$\rho_g = 0.9 \rho_m + 1.01 \rho_o + \rho_w \text{ (g. cm}^{-3}\text{)} \quad (2)$$

waarin: ρ_g = schijnbare dichtheid op basis van de elektronendichtheid van water

ρ_m = massa van de mineraledelen

ρ_o = massa van de organische stof

ρ_w = massa van het water

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

In verg. (2) is

$$0.9 \rho_m + 1.01 \rho_o = \rho_d$$

waarin ρ_d = de massa van alle gronddelen tezamen op basis van elektronendichtheid van water

Indien ρ_d constant is met de tijd dan geldt: $\Delta \rho_g = \Delta \theta$ (g. cm⁻³).

Van een grondkolom met een oppervlak van 1 cm² en een hoogte van 1 cm (inhoud 1 cm³) komt 1 gr. vocht overeen met 10 mm water, dat wil zeggen voor een bodemlaag van 10 cm geldt dan

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

Voor de berekening van ρ_d en ρ_o is de volgende procedure aangehouden. Bij de plaatsing van de gammameetbuizen is het gewichtspercentage vocht bepaald van de monsters die 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 en b = gew. fractie org. stof dan geldt:

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

en

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

Hieruit volgt dat

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

Welk verschil tussen a en ρ_w ? en massa (vol. gewicht) g/cm³

en
$$\frac{\zeta_o}{\zeta_m} = \frac{b}{1-b} \quad (6)$$

Vergelijking (2) wordt nu geschreven als

$$\zeta_\gamma = \zeta_m (0.9 + 1.01 \frac{\zeta_o}{\zeta_m} + \frac{\zeta_w}{\zeta_m}) \quad (7)$$

Substitutie van (5) en (6) in vergelijking (2) geeft

$$\zeta_\gamma = \zeta_m (0.9 + 1.01 \frac{b}{1-b} + \frac{a}{1-b}) \text{ gr. cm}^{-3} \quad (2a)$$

Van de bemonsteringsdatum zijn a, b en ζ_γ bekend, hieruit volgen dan ζ_m volgens verg. (2a), ζ_o verg. (6), ζ_w verg. (5) en ζ_d (uit: $\zeta_d = 0.9 \zeta_m + 1.01 \zeta_o$).

Een overzicht voor de verdeling van het ^{vaste delen} volum^{en} en de maximale en minimale vochtgehalten tijdens de metingen is weergegeven in fig. 3. Hoewel theoretisch de som van beide grootheden de 100% niet kan overschrijden, is dit tengevolge van meetfouten bij de gevolgde procedure wel mogelijk. Dit blijkt vooral bij meetpunt A bij de hoogste grondwaterstand op 14 cm -mv. Door de manier van bemonsteren voor het bepalen van het gewichtsperscentage vocht, kan bij een onregelmatige verdeling van het vochtgehalte een te laag gewichtsperscentage vocht zijn bepaald. Ditzelfde geldt ook bij verzadiging van de grond, waarbij water uit het monster kan zijn geperst. In beide gevallen leidt dit tot een te hoog droog volumegewicht van de grond. Dit geeft aanleiding tot te lage absolute vochtgehalten, maar niet tot te lage waarden van de vochtgehalte verschillen tussen de verschillende meetdata. De verschillen tussen de duplo metingen zowel op perceel A als op perceel B zijn vrij groot. Dit wordt enerzijds veroorzaakt door verschillen in profielopbouw, terwijl voor de bovenste lagen verschillen in het optreden van krimp-scheuren mede van belang zijn geweest.

In een profielkuil op beide percelen werd de grond als volgt beoordeeld:

Perceel A: 0- 25 cm -mv bewortelde grijze korrelige klei
25- 60 cm -mv zware grijze klei
60-120 cm -mv zware klei met roest, korrelig
120 → licht zwart gekleurde taaie klei

6 *Wistmenet gegraveerd voor deze beschrijving!*

Perceel B: 0- 25 cm -mv goed doorwortelde grijze korrelige klei
25- 55 cm -mv harde bruine klei
55- 75 cm -mv zware blauwe klei
75-135 cm -mv bruinachtige zware klei

Een algemene beschrijving van de percelen is, dat bij perceel A een grijze en pikkerige klei wordt aangetroffen, terwijl bij perceel B een bruine en korrelige klei wordt gevonden.

3. BEWERKING VAN DE MEETGEGEVENS

3.1. Berekening van de verdamping

3.1.1. Potentiële verdamping

De waarden van de potentiële verdamping voor de verschillende proefobjecten werden berekend volgens de gecombineerde energie-balans-damptransportmethode, zoals deze door RIJTEMA (1965) is gegeven. Bij de berekeningen is uitgegaan van de formule

$$E_{\text{pot}} = \frac{\Delta H_{\text{nt}}/l + \gamma \left[f(Z_o', d) u^{0.75} \left\{ (\epsilon_a - e_a) + (R_c^l + R_c^c) E_I \right\} \right]}{\Delta + \gamma \left\{ 1 + f(Z_o', d) u^{0.75} (R_c^l + R_c^c) \right\}} \quad (8)$$

hierin is:

E_{pot} = de potentiële gewasverdamping in mm/dag

H_{nt}/l = de netto straling in mm/dag

Δ = de helling van de temperatuur-dampspanningscurve in mm Hg/°C

γ = de psychrometerconstante in mm Hg/°C *afh. van hoogte en wind*

$f(Z_o', d) u^{0.75}$ = damptransportcoëfficiënt in mm/(dag mm Hg) *afh. van hoogte en wind*

$\epsilon_a - e_a$ = dampspanningsdeficiet in mm Hg

E_I = verdamping interceptie regenwater in mm/dag

R_c^l = stralingsintensiteitsafhankelijke oppervlakteweerstand in mm Hg dag/mm *afh. van oppervlakte*

R_c^c = bodembedekkingsafhankelijke oppervlakteweerstand

R_c = diff. weerstand afh. van lichtintensiteit, bodembedekking en vochttoestand blad (of bodem)

$$E_{\text{re}} = \frac{\Delta + \gamma \{ 1 + f(Z_o, d) u R_c^l \}}{\Delta + \gamma \{ 1 + f(Z_o, d) u (R_c^l + R_c^c) \}} E_{\text{pot}}$$

$$R_c = R_c^l + R_c^c + R_c^p$$

R_c^p nadert 0 onder optimale vocht verzorging wanneer wordt uitgegaan bij berekening E_{pot}

3.1.2. Berekening van de werkelijke verdamping

Voor de bepaling van de werkelijke verdamping van het gewas werd gebruik gemaakt van de diffusieweerstand van het gewas. Hierbij werd de diffusieweerstand berekend volgens de door RIJTEMA (1965) gegeven vergelijking

$$R_c^\psi = f(\psi_1^{\text{pot}}) = f(E_T^{\text{pot}} (R_{pl} + b/k) + \psi) \quad (9)$$

Bij de berekening werd gebruik gemaakt van de door Rijtema bepaalde waarden van R_{pl} en b , respectievelijk $1042 \text{ cm dag mm}^{-1}$ en 0.47 cm . Tevens werd aangenomen dat het door Rijtema voor gras gevonden verband tussen R_c^ψ en de functiewaarde (RIJTEMA, 1965; fig. 37) kon worden gebruikt.

Voor het capillair geleidingsvermogen K werd tevens gebruik gemaakt van de door RIJTEMA (1965) en FEDDES (1971) voor pikklei gevonden verband tussen K en ψ . De waarde van de vochtspanning ψ in de balansperioden werd bepaald met behulp van de vocht-karakteristiek en de resultaten van de gammametingen in de wortelzone van het gewas. Door de regelmatige regenverdeling kon in de jaren 1973 t/m 1975 geen reductie in de verdamping worden aangetoond. Dit werd mede veroorzaakt doordat bij deze komgrond bij een bepaalde vochtspanning scheuring in het profiel optreedt waardoor de gammameting in de wortelzone minder nauwkeurig is.

Voor een nadere controle van de meetgegevens zijn in fig. 4A en 4B de berekende waarden van neerslag (N) - verdamping (E) tegen de tijd uitgezet. In dezelfde figuur zijn ook de gesommeerde vochtonttrekking uit het profiel en de grondwaterstand op de meetdagen van de gammametingen weergegeven. In het algemeen blijkt tussen de drie grootheden een overeenkomstig verloop te bestaan.

3.2. Berekening van de bergingscoëfficiënt

In fig. 5 is de totale vochtonttrekking uit het profiel op de meetdagen weergegeven ten opzichte van de grondwaterstand. De getrokken lijn geeft het verband weer tussen de grondwaterstand en het vochtverlies uit het profiel voor perioden met weinig of geen neerslag en een uitdrogend profiel.

Vooraf in perioden met neerslag en een droog profiel treedt er een sterke spreiding in de gegevens op. De belangrijkste reden moet worden gezocht in de langzame herbevochtiging van het kleidek, zo- als ook bleek uit de gammametingen.

Door scheurvorming na uitdroging van het kleidek vindt er een snelle aanvoer van overtollige neerslag naar de ondergrond plaats, waardoor de relatie tussen vochtonttrekking en grondwaterstand wordt doorbroken. De maximale vochtverandering varieert op perceel A gedurende de drie genoemde jaren van 30-80 mm, op perceel B van 80-120 mm. Daarbij fluctueert de grondwaterstand sterker op perceel A dan op perceel B, terwijl de grondwaterstand bij perceel B gedurende het gehele groeiseizoen gemiddeld op een constanter, dieper peil is gelegen.

Deze verschillen in reactie komen duidelijk tot uiting in de pF-curven van A en B. Deze zijn voor de laag 77-82 cm -mv, welke representatief mag worden geacht voor beide profieltypen weergegeven in fig. 6.

De droog volumegewichten (ρ_d) voor A en B bedragen respectievelijk 1,21 en 1,35 g. cm⁻³. Ondanks het feit dat profiel B dichter is dan van A, blijkt de bergingscoëfficiënt van B tengevolge van betere textuur en structuur toch gunstiger te zijn dan voor A. Deze coëfficiënt (μ) kan worden gedefinieerd als

$$\mu = \frac{\text{verandering vochtinhoud profiel (mm)}}{\text{verandering van de grondwaterstand (mm)}} \quad (10)$$

De bergingscoëfficiënt van het gehele profiel kan worden gebruikt bij de berekening van de hoeveelheid water, die aan het profiel wordt toegevoegd of onttrokken door een verandering van de grondwaterstand. De bergingscoëfficiënt is een dimensieloze constante, daar het een hoeveelheid water per oppervlakte-eenheid en per grondwaterstandsverandering betreft.

In tabel 2 is een voorbeeld van de berekening van μ uit de pF-curve gegeven van perceel A bij een grondwaterstandsval van 50-120 cm -mv, waarbij is aangenomen dat het vochtgehalte voor en na de verandering overeenkomt met het evenwichtsvochtgehalte.

10

Tabel 2. Voorbeeld van berekening van de bergingscoëfficiënt (μ) uit de pF-curve van perceel A voor een grondwaterstandsaling van 50 tot 120 cm -mv

Diepte beneden m. v. cm	Hoogte boven grond- waterspiegel voorjaar	50 pF ev	50 θ_{ev}	Hoogte boven grond- waterspiegel najaar	120 pF ev	120 θ_{ev}	50 $\theta_{ev} - \theta_{ev} = \Delta\theta$ %	120 $\Delta\theta$ mm
0	50	1.70	52.5	120	2.08	51.2	1.3	1.30
10	40	1.60	52.7	110	2.04	51.4	1.3	1.50
20	30	1.48	53.2	100	2.00	51.5	1.7	1.85
30	20	1.30	53.6	90	1.95	51.6	2.0	2.20
40	10	1.00	54.2	80	1.90	51.8	2.4	2.45
50	0	-∞	54.5	70	1.85	52.0	2.5	2.40
60				60	1.78	52.2	2.3	2.15
70				50	1.70	52.5	2.0	1.90
80				40	1.60	52.7	1.8	1.55
90				30	1.48	53.2	1.3	1.10
100				20	1.30	53.6	0.9	0.60
110				10	1.00	54.2	0.3	0.15
120				0	-∞	54.5	0	
Totaal								19.15

Bergingscoëfficiënt $\mu = \frac{\text{verandering in vochtgehalte (mm)}}{\text{verandering in grondwaterstand (mm)}} = \frac{19.15}{1200 - 500} = 0.027$

Een andere methode om μ te bepalen is door uit te gaan van de door de neerslag veroorzaakte grondwaterstandsstijgingen gedurende zeer korte perioden in de winter.

$$\mu = \frac{\text{neerslag (mm)}}{\text{grondwaterstandsstijging (mm)}} \quad (11)$$

Voor perceel A werd met verg. (10) een $\bar{\mu} = 0.027$ en met verg. (11) een $\bar{\mu} = 0.031$ berekend. Voor B resp. $\bar{\mu} = 0.042$ en $\bar{\mu} = 0.043$.

3.3. Berekening van de hydrologische constanten

Voor de berekening van de afvoer en de kwel werd gebruik gemaakt van de waterbalansvergelijking over een balansperiode:

$$A - K = N - E - \Delta V \quad (\text{mm}) \quad (12)$$

hierin is: A = afvoer

K = kwel

N = neerslag

E = verdamping

ΔV = de verandering in de vochtinhoud van het profiel

In de waterbalansvergelijking zijn de twee termen A en K in het linkerlid van de vergelijking onbekend. De termen N, E en ΔV in het rechterlid van de vergelijking zijn door meting of berekening bekend, zodat de som van A-K bekend is. De beide termen kunnen worden gesplitst door voor A te schrijven:

$$A = \frac{hx - hsl}{Y} \quad (\text{m. dag}^{-1}) \quad (13)$$

waarin: Y = drainageweerstand (dagen)

hx = stijghoogte van het ondiepe grondwater (m +NAP)

hsl = slootpeil (m +NAP)

$$\text{en voor} \quad K = \frac{hd - hx}{c} \quad (\text{m. dag}^{-1}) \quad (14)$$

waarin: hd = stijghoogte van het diepe grondwater (m +NAP)

c = verticale weerstand van het afdekkende pakket (dagen)

Voor A-K is dus te schrijven:

~~X~~

$$A - K = \left(\frac{1}{Y} + \frac{1}{c} \right) hx - \frac{1}{Y} hsl - \frac{1}{c} hd \quad (15)$$

Uit verg. (15) blijkt dat bij constant slootpeil (hsl) en stijghoogte van het diepe grondwater (hd) er een lineair verband bestaat tussen $A-K$ en de ondiepe grondwaterstand (hx). Bij de berekening van de kwel werd uitgegaan van fig. 7. De spreiding in het waarnemingsmateriaal wordt naast waarnemingsfouten (vooral in perioden met zware regenbuien) zeker bepaald door het optreden van oppervlakteafvoer. Dit vanwege het lage infiltratievermogen van het kleidek. In dergelijk geval bestaat er geen lineair verband tussen $A-K$ en de grondwaterstand. Een andere oorzaak van de spreiding in het cijfermateriaal is het feit dat niet helemaal aan de voorwaarden van constante sloot- en diepe grondwaterstandpeilen kon worden voldaan. Bij perceel B daalde de grondwaterstand tot beneden de diepte van de gammameetbuizen. Hierdoor is de waarde van de vochtverandering (Δv) niet nauwkeurig bekend. Bij dalende grondwaterstand treedt een onderschatting van de waarde $A-K$ op, terwijl bij stijgende grondwaterstand het omgekeerde het geval is. De spreiding in de gegevens is op perceel B onder die omstandigheden dan ook groot.

Als de grondwaterstand gelijk is aan de slootwaterstand dan is de afvoer (A) uit het perceel naar de sloot toe gelijk aan nul. De waarde van $A-K$ is voor dit punt dus precies gelijk aan de positieve of negatieve kwel (K), die bij deze grondwaterstand optreedt. Bij bekende stijghoogte van het diepe grondwater is onder deze omstandigheden de c -waarde dan als de enige onbekende te berekenen uit verg. (14). Voor perceel A werd zo een c -waarde van 275 dagen en voor perceel B een c -waarde van 70 dagen gevonden.

De helling van de lijnen in fig. 7 geeft de waarde van de coëfficiënt $\left(\frac{1}{Y} + \frac{1}{c} \right)$ aan. Substitutie van de hiervoor gevonden c -waarden leverde voor beide percelen een $\frac{1}{Y}$ -waarde van $0.00333 \text{ dagen}^{-1}$. De drainageweerstand Y is voor beide percelen 300 dagen.

Om in het algemeen te kunnen komen tot een eenvoudiger vaststelling van deze hydrologische constanten werd een functie ontwikkeld waarmee, in perioden met weinig verdamping, het grondwaterstandsverloop aan de hand van de gevallen neerslag kan worden gereconstrueerd. Invoering van de juiste drainage- en verticale weerstand (en andere parameters) moet dan een grondwaterstandsverloop

opleveren dat zo goed mogelijk aan het werkelijke verloop is aangepast. Door genoemde functies met hun afgeleiden in te voeren in het niet-lineaire vereffeningsprogramma van Stol (FEDDES en PANKOW, 1976) werd voor perceel B met behulp van objectieve optimaliseringscriteria gevonden $\bar{Y} \approx 220$ à 300 dagen en een c-waarde van ≈ 30 à 80 dagen. Besloten werd de via het waterbalansonderzoek verkregen waarden aan te houden.

In fig. 8 is met de uit de waterbalans verkregen hydrologische constanten het verloop van de afvoer naar de sloten A en de kwel vanuit de ondergrond K berekend voor de percelen A en B over de jaren 1973 t/m 1975. Op beide percelen hebben we voornamelijk met positieve afvoeren te maken en er is praktisch geen infiltratie uit de sloot door de te lage slootwaterstanden. Deze kwamen tijdelijk droog te staan. Op perceel A heerst afwisselend kwel en wegzijging, op perceel B praktisch alleen maar kwel (behalve bij de proefpomp in het najaar van 1975). De gemiddelde afvoer en kwel over 1973-1975 bedroeg

Perceel A	$\bar{A} = 0.4 \text{ mm. dag}^{-1}$	$\bar{K} = - 0.3 \text{ mm. dag}^{-1}$
Perceel B	$\bar{A} = 0.6 \text{ mm. dag}^{-1}$	$\bar{K} = 0.7 \text{ mm. dag}^{-1}$

Onder de omstandigheden van constant slootpeil en constante grondwaterstand in het veld levert het verschil tussen kwel en afvoer de flux (door) het freatisch oppervlak (q_{fr}).

$$K - A = q_{fr} \quad (16)$$

Nemen we aan dat voor de periode mei t/m augustus 1974 aan bovengenoemde eis ruwweg is voldaan, dan vinden we de over deze periode gemiddelde opstijging uit het grondwater (zie fig. 8). Deze blijkt dan voor perceel A = $0.41 \text{ mm. dag}^{-1}$ en voor perceel B: $0.22 \text{ mm. dag}^{-1}$ te bedragen.

Een andere mogelijkheid om q_{fr} te schatten, is uit te gaan van de capillaire opstijgingscurven van kleigronden zoals gegeven door RIJTEMA (1965, fig. 25c) en FEDDES (1971, fig. 10). Van perceel A, met een 40 cm dikke wortelzone en een gemiddelde vochtspanning van $pF = 2.7$ aan de onderkant van de wortelzone bij een gemiddelde grondwaterstand van 125 cm -mv, levert dit een $\bar{q}_{fr} = 0.35 \text{ mm. dag}^{-1}$.

Voor perceel B, met een wortelzone van 20 cm en een $pF = 2.7$ aan de onderkant van de wortelzone en een gemiddelde grondwaterstand van 126 cm -mv, is $q_{fr} = 0.22 \text{ mm.dag}^{-1}$. Deze geschatte waarden komen goed overeen met de bovengenoemde.

Voor de berekening van de KD-waarden en waarden van de radiale slootweerstand (w) is aangenomen, dat de slootweerstand de stroming op 5 m afstand uit de sloot niet meer beïnvloedt. Voor de horizontale stroming tussen twee punten in het perceel geldt de stromingsvergelijking (PANKOW en RIJTEMA, 1970):

$$A = \frac{(h_1 - h_2) \cosh \frac{x_1}{\sqrt{KDc}}}{c \left(\cosh \frac{x_2}{\sqrt{KDc}} - \cosh \frac{x_1}{\sqrt{KDc}} \right)} \text{ m.dag}^{-1} \quad (17)$$

hierin is: A = de afvoer (m.dag^{-1})

x_1 = de afstand van het meetpunt bij de gammameethuizen ten opzichte van het midden van het perceel (m)

x_2 = halve perceelsbreedte min 5 m (m)

h_1 = grondwaterstand bij de meetopstelling (m +NAP)

h_2 = grondwaterstand 5 m uit de sloot (m +NAP)

Aangezien de KD-waarden in verg. (17) bij gegeven waarden van A , h_1 , h_2 , x_1 , x_2 en c niet direct oplosbaar zijn, zijn voor een aantal aangenomen KD-waarden, met de gegeven waarden van h_1 , h_2 , x_1 , x_2 en c de afvoeren berekend. Door grafische interpolatie van de bekende afvoer kan op eenvoudige wijze de juiste KD-waarde worden bepaald. Als de KD-waarden bekend zijn kan men met behulp van de formule Ernst (ERNST, 1962) de radiale slootweerstand berekenen.

$$\Upsilon = \frac{l^2}{8KD} + lw \quad (18)$$

Met behulp van de hierboven beschreven werkwijze is van beide percelen eerst de KD- en daarna de w -waarde bepaald. De resultaten van de berekening waren:

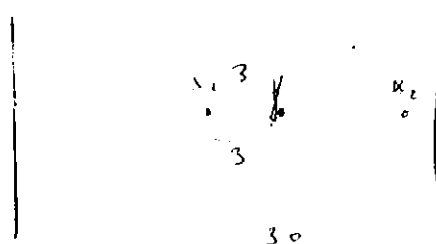
Perceel A	$KD = 4.1 \text{ m}^2 \cdot \text{dag}^{-1}$	$w = 1.2 \text{ dag m}^{-1}$
Perceel B	$KD = 0.4 \text{ m}^2 \cdot \text{dag}^{-1}$	$w = 2.9 \text{ dag m}^{-1}$

De orde van grootte komt redelijk goed overeen met de overeenkomstige waarden die door VAN HOORN (1960, tabel 5) op een aantal drainageproefvelden op komgronden zijn bepaald.

4. SAMENVATTING EN CONCLUSIES

Ten behoeve van een onderzoek naar de gevolgen van grondwater-onttrekking door het waterwinstation Fikkersdries op de landbouw-waterhuishouding in de omgeving, werd op twee graslandpercelen een waterbalansonderzoek uitgevoerd. Gedurende de onderzoeksperiode werden werkzaamheden in de directe omgeving van de onderzochte percelen uitgevoerd, waardoor de hydrologische toestand tijdens de metingen sterk veranderde. Voorts varieerde de grootte van de onttrekking door het pompstation gedurende de onderzoeksperiode sterk (fig. 6). Mede door deze oorzaken is de spreiding in de basisgegevens groot, waardoor de analyse van de meetresultaten in sterke mate werd bemoeilijkt.

Tengevolge van de verschillen in profielopbouw is de c-waarde bij perceel A belangrijk hoger dan bij perceel B. Dit kwam ook tot uiting in een gemiddelde kwel op perceel B van 0.7 mm. dag^{-1} , terwijl op perceel A afwisselend kwel en wegzijging werd gevonden. Bij de zeer grote onttrekking in 1975 slaat de kwel bij B om in wegzijging. Bij uitbreiding van de onttrekking door het pompstation moet voor gebieden met een profielopbouw zoals bij perceel B rekening worden gehouden met het feit dat kwelgebieden kunnen overgaan in wegzijgingsgebieden. De hoge waarde voor de drainageweerstand van 300 dagen die op beide percelen is gevonden geeft duidelijk aan, dat via infiltratie uit de sloten geen belangrijke bijdrage aan de watervoorziening van het gewas moet worden verwacht. Infiltratie zal voor gebieden met een relatief lage c-waarde wel ten goede komen aan de voeding voor de drinkwaterwinning door het pompstation.



LITERATUUR

- ERNST, L. F., 1962. Grondwaterstromingen in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen. Proefschrift, Univ. Utrecht
- FEDDES, R. A., 1971. Water, heat and crop growth. Proefschrift, Med. Landb. Hogeschool 71-12
- FEDDES, R. A. en J. PANKOW, 1976. Samenvatting voorlopige resultaten 'Fikkersdries'. ICW-rapport
- FEDDES, R. A. en Mej. M. G. VAN STEENBERGEN, 1973. Infiltratie proefveld 'De Groeve'. ICW-nota 735
- HOORN, J. W. VAN, 1960. Grondwaterstroming in komgrond en de bepaling van enige hydrologische grootheden in verband met ontwateringssysteem. Versl. Landbouwk. Onderzoek 66. 10, Pudoc, Wageningen
- PANKOW, J. 1973. Het meten van het niet parallel lopen van gamma meetbuizen bij de gamma transmissiemethode. ICW-nota 728
- PANKOW, J. 1973. De resultaten van het waterbalansonderzoek te Hoenkoop. ICW-nota 738
- PANKOW, J. en P. E. RIJTEMA, 1970. De resultaten van het waterbalansonderzoek in 1968 voor de objecten met een constant slootpeil in Hoenkoop. ICW-nota 567
- RIJTEMA, P. E., 1965. An analysis of actual evatranspiration. Agric. Res. Rep. 659. Pudoc Wageningen
- RIJTEMA, P. E., 1969. The calculation of non-parallelism of gamma access tubes using soil sampling data. Inst. Land and Water Man. Res. Techn. Bull. 67
- RYHINER, A. H. and J. PANKOW, 1969. Soil moisture measurement by the gamma transmission method. Inst. Land and Water Man. Res. Techn. Bull. 6

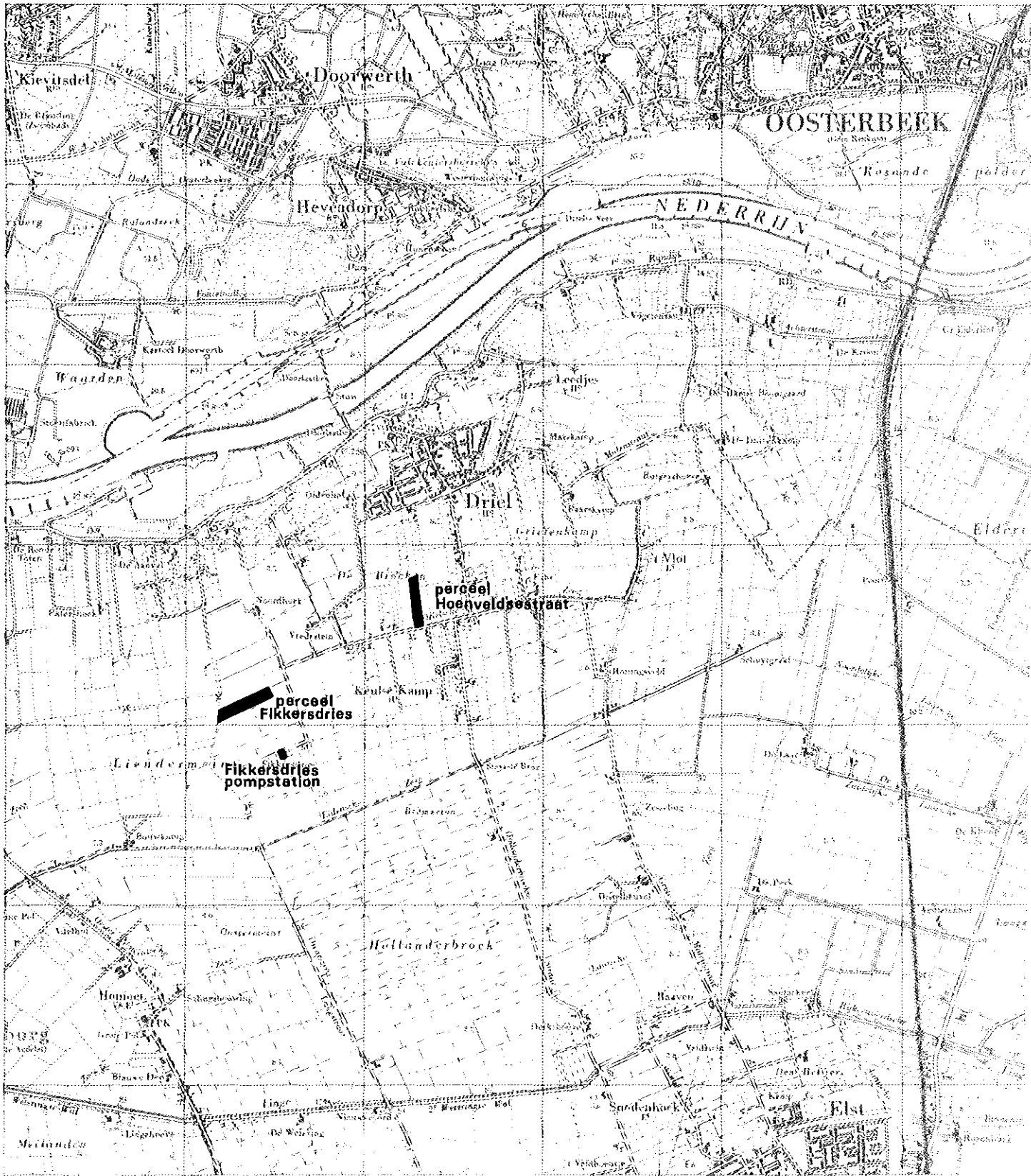


Fig. 1. Overzicht van de proefpercelen en het pompstation Fikkersdries

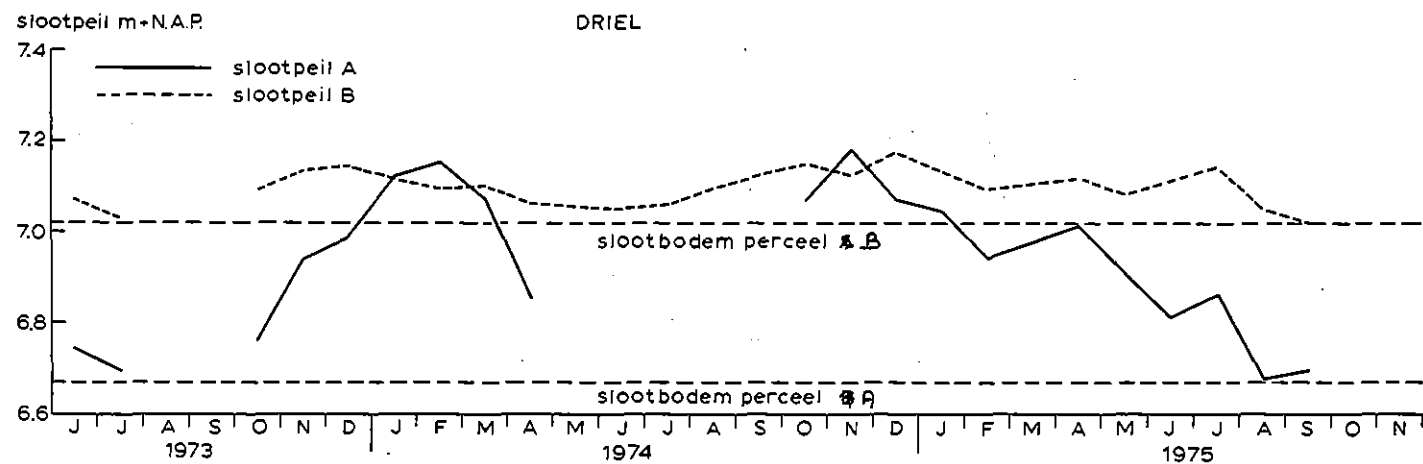


Fig. 2. Het verloop van de slootpeilen bij perceel A en B. Waar de lijnen zijn onderbroken stond de sloot droog

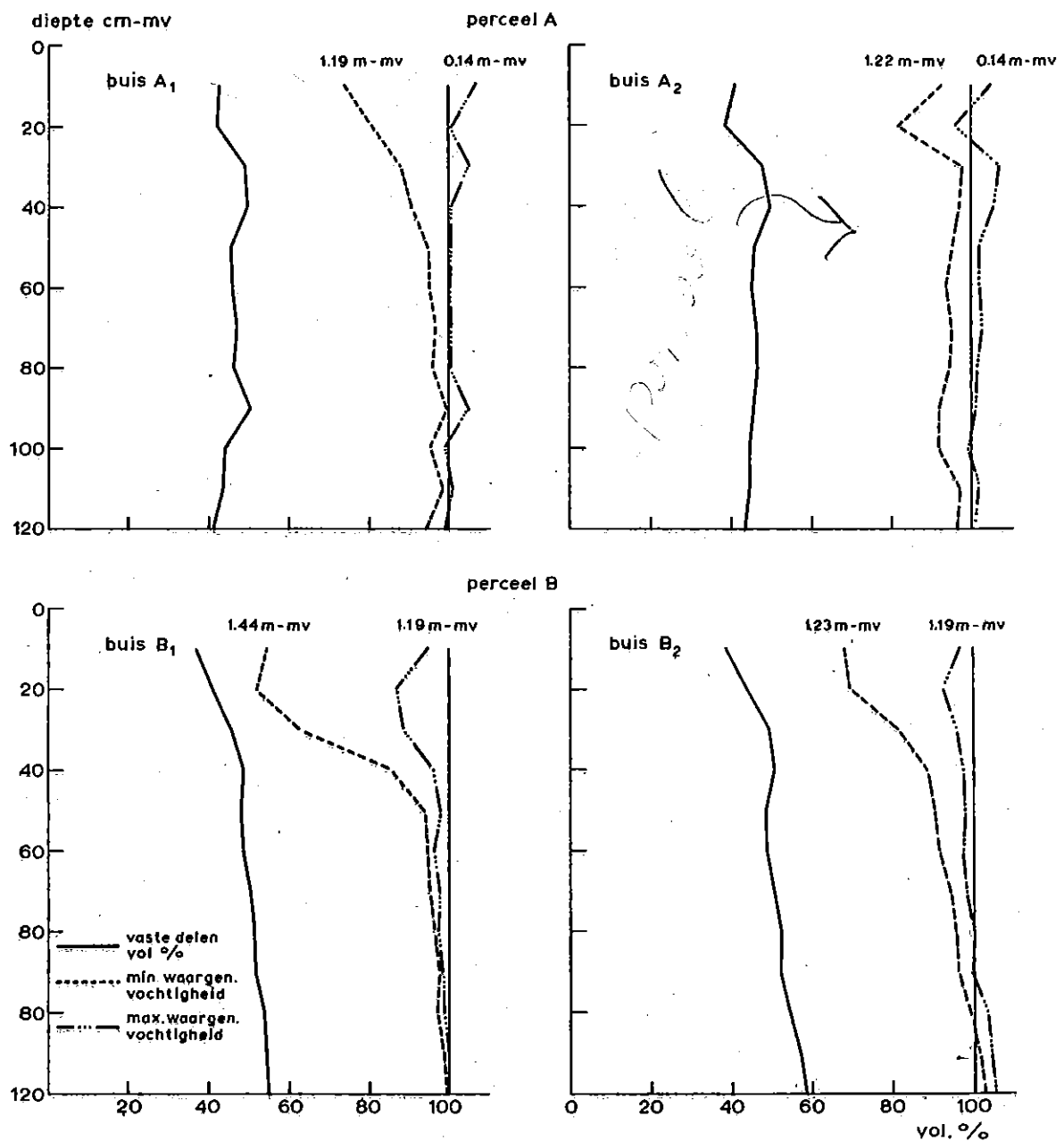


Fig. 3. Overzicht van de verdeling van het volume vaste delen en de minimaal en maximaal waargenomen vochtgehalten op de meetpunten op de percelen A en B

zijn daar dieptemetingen

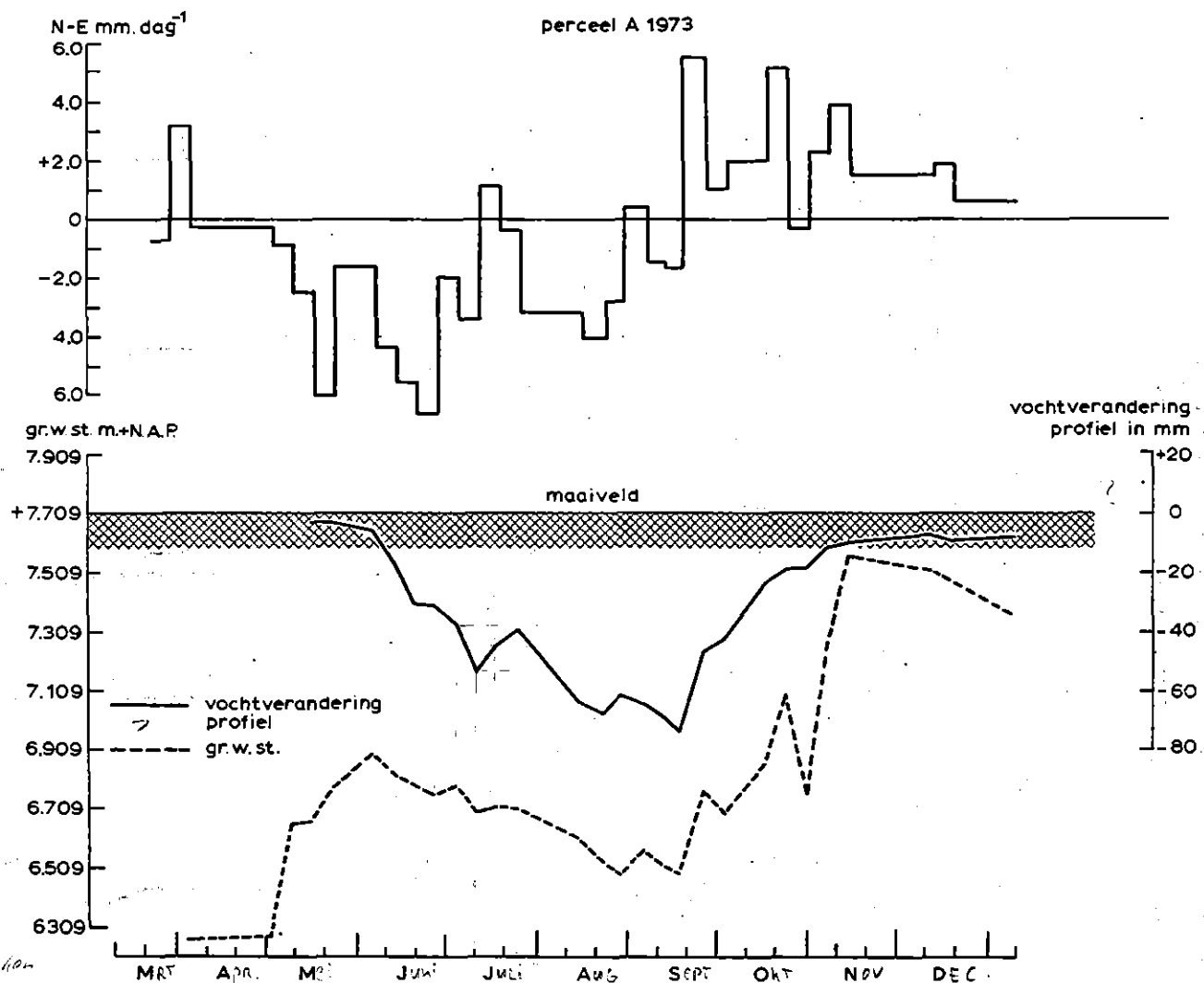
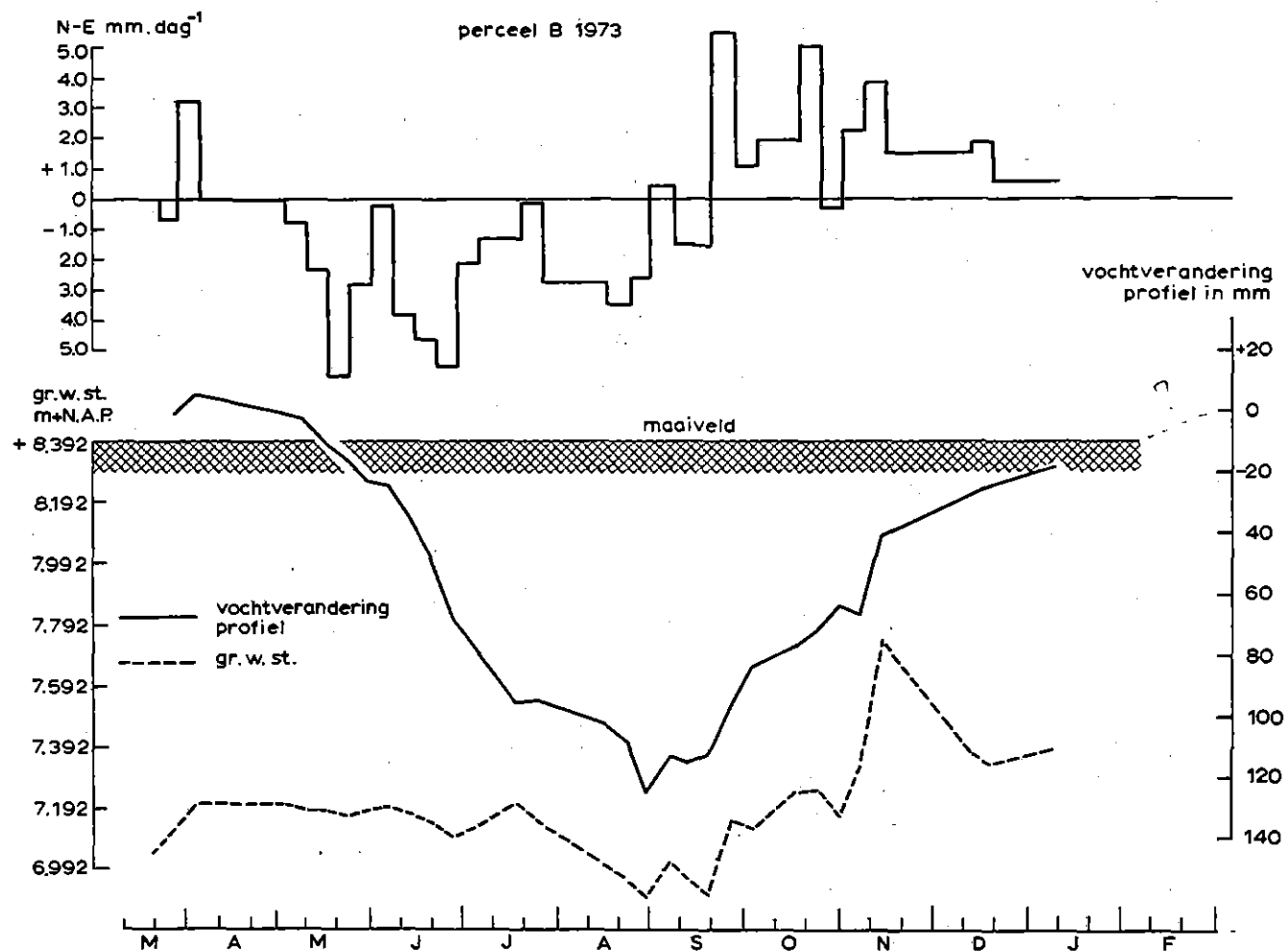
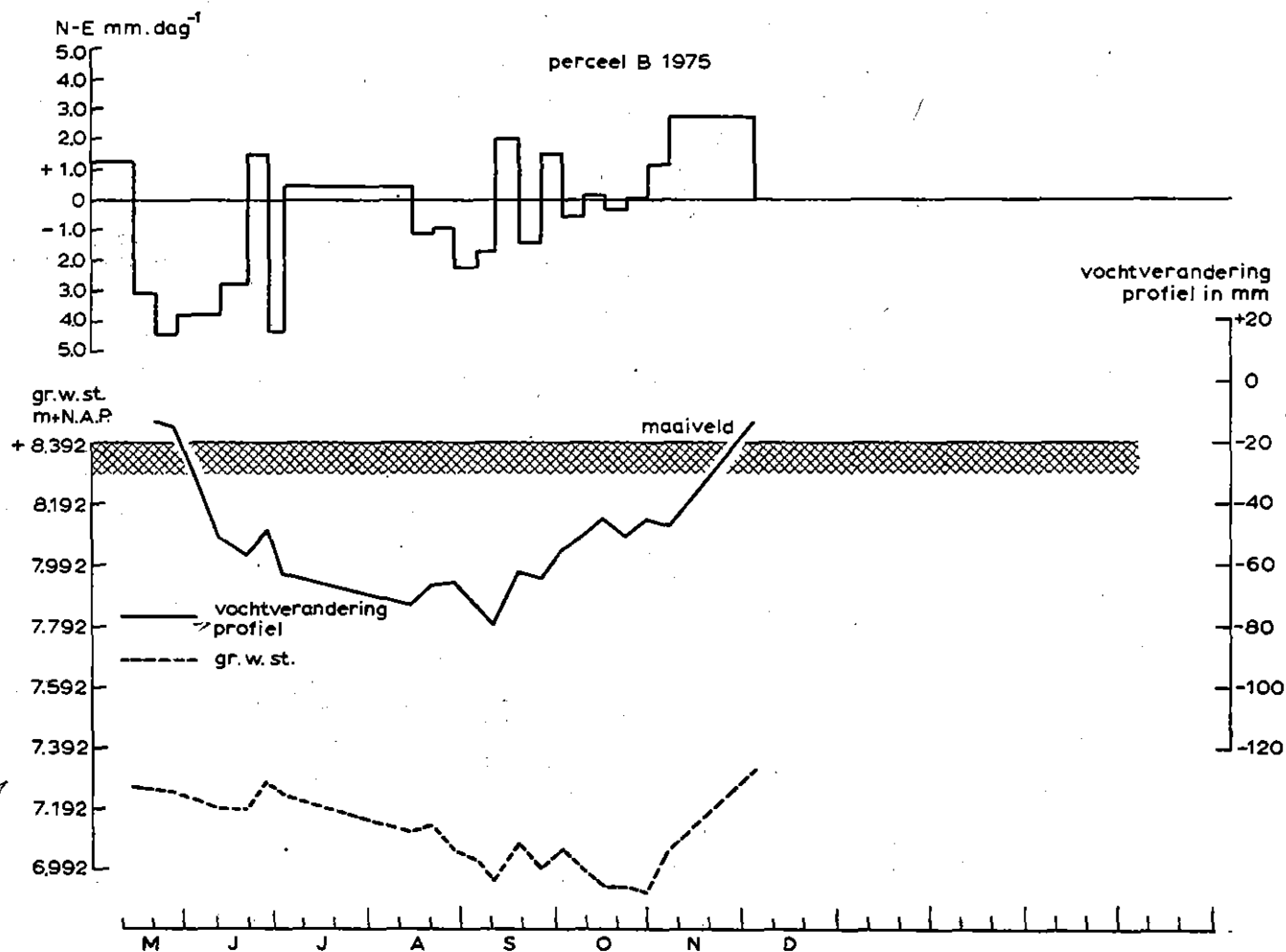


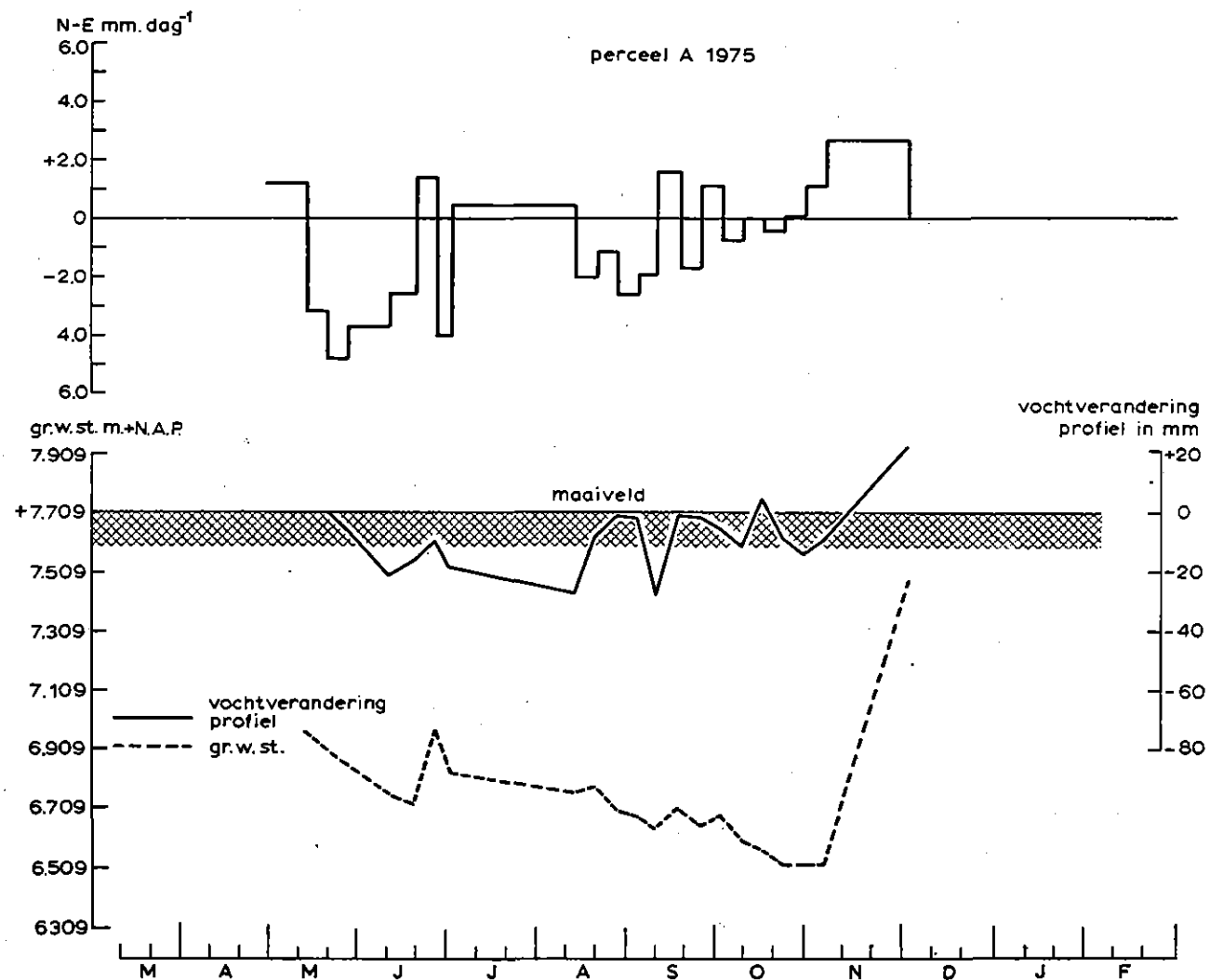
Fig. 4. Het verloop van het berekende verdampingsoverschot, de vochtonttrekking aan het profiel en de grondwaterstand.
a. Perceel A in 1973, 1974 en 1975
b. Perceel B in 1973, 1974, en 1975

gesameneerde
vochtonttrekking
b.v.
1e periode juli
-40 → -55 d.w.z. 15 mm
onttrekking

2e periode juli
-55 → -50 d.w.z. 5 mm bygevoeren







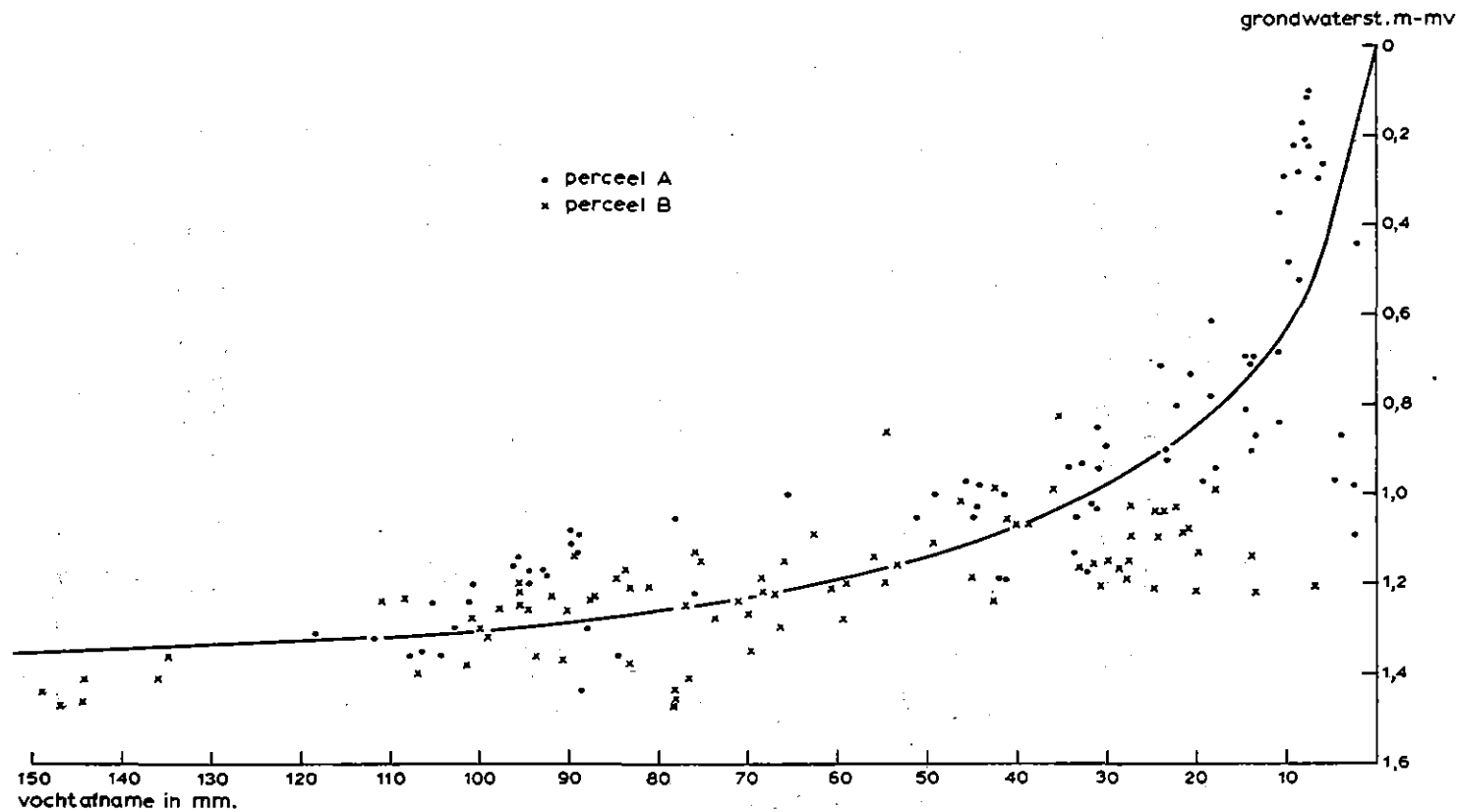


Fig. 5. Verband tussen het vochtdeficiet in het profiel en de grondwaterstand voor de percelen A en B
 . Perceel A x Perceel B

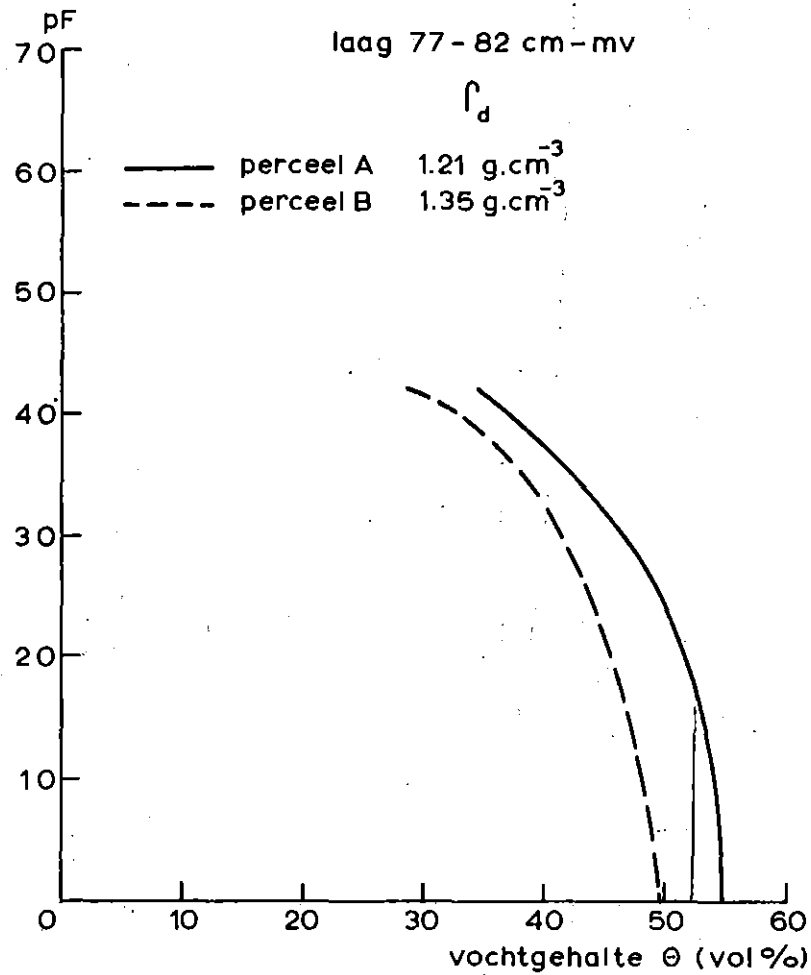


Fig. 6. Verband tussen vochtspanning en vochtgehalte voor percelen A en B. Tevens het drooggewicht (ρ_d) voor laag 77-82 cm -mv

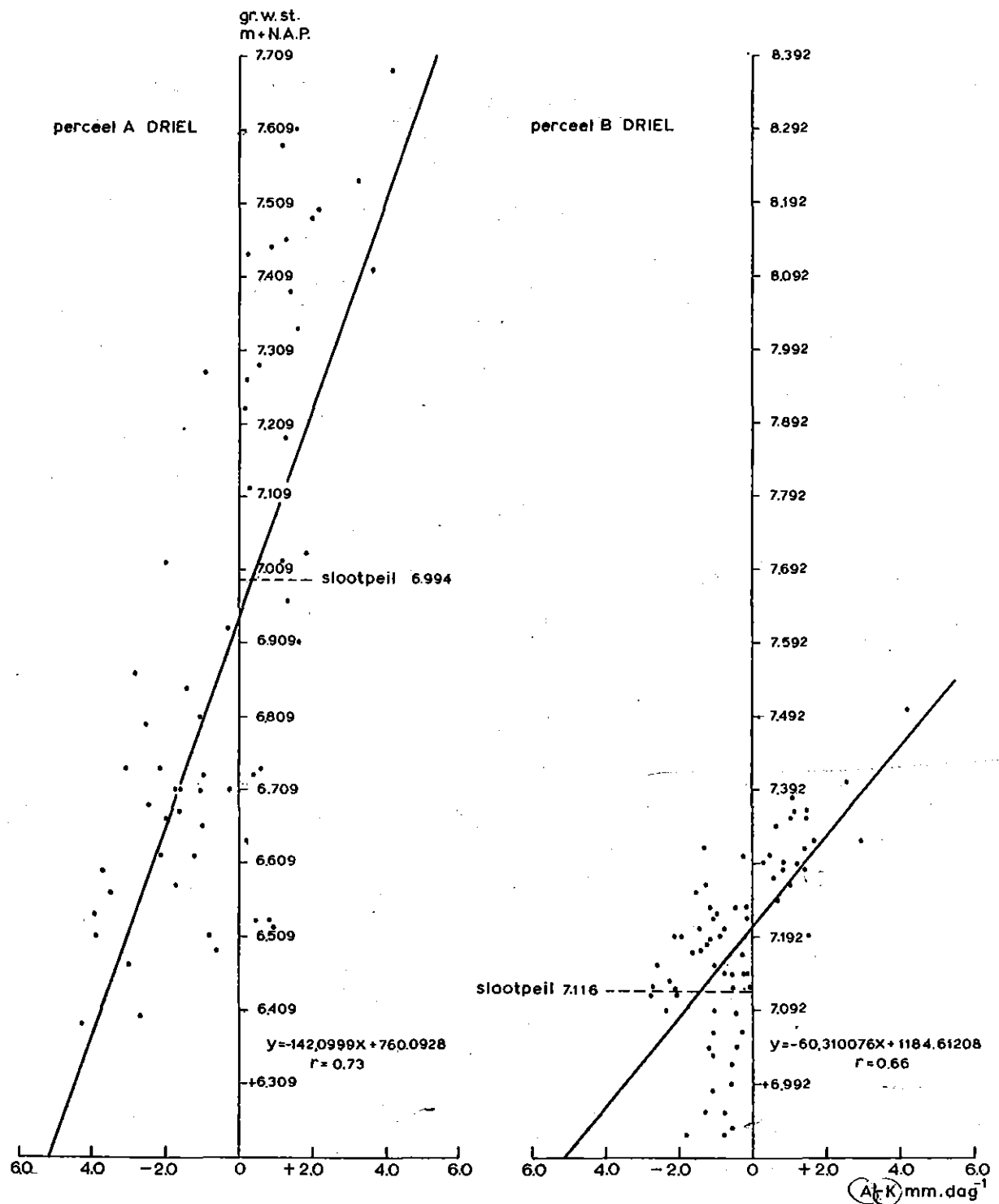


Fig. 7. Het verband tussen A-K en de grondwaterstand
a. Perceel A b. Perceel B

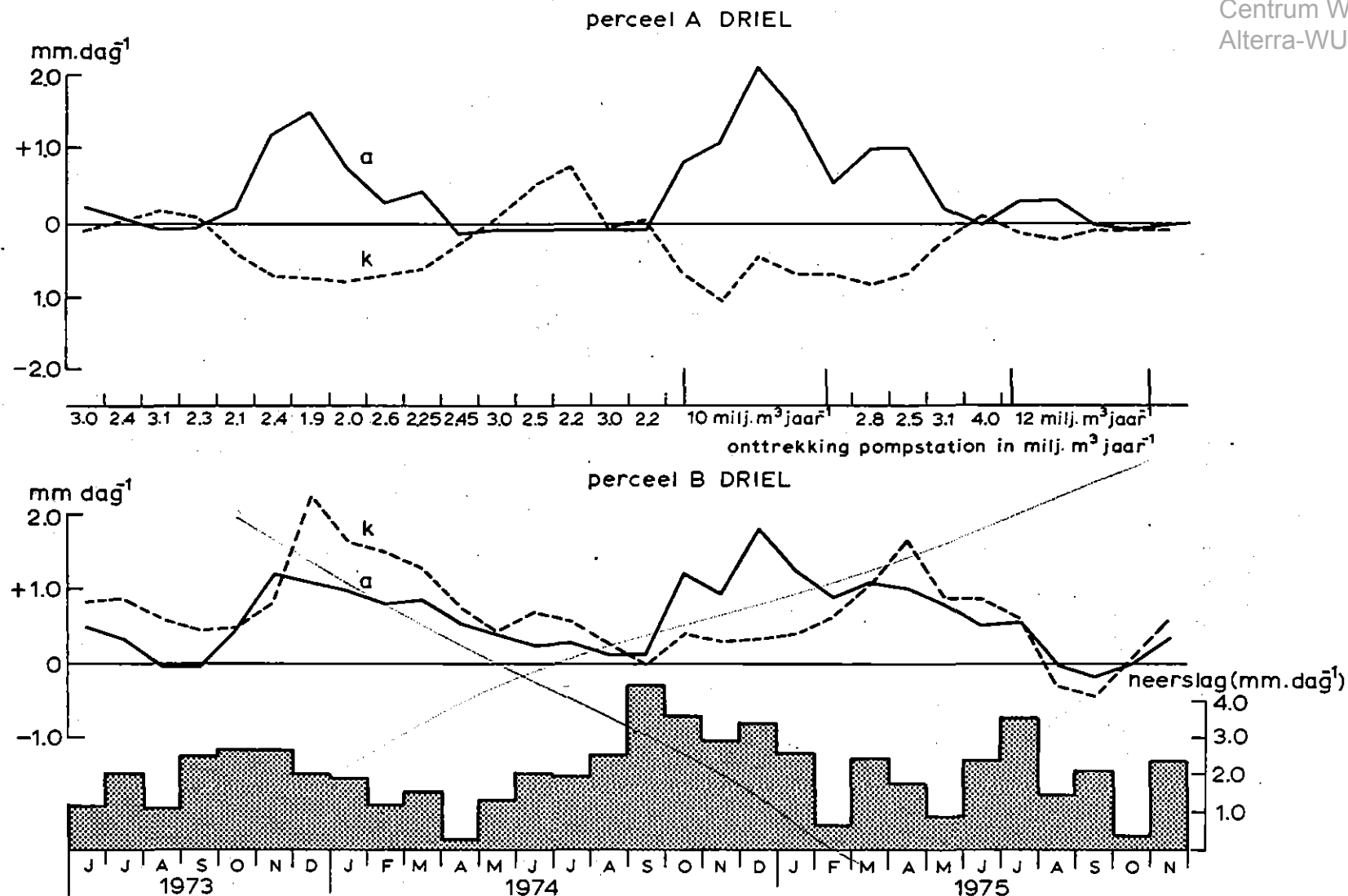


Fig. 8. Berekende afvoeren naar de sloten en de berekende kwel voor de percelen A en B. Tevens is de grootte van de neerslag en van de onttrekking aangegeven