

NN31545.1202

NOTA 1202

juni 1980

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding  
Wageningen

MOGELIJKHEDEN TOT WATERCONSERVERING IN HELLENDE  
ZANDGEBIEDEN IN OOST-NEDERLAND

G.R. Kant en L.C.P.M. Stuyt

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



ISN 148792-02

## I N H O U D

	Blz.
SAMENVATTING	
INLEIDING	
1. DRAINAGE THEORIE VOLGENS ERNST	1
1.1. Inleiding	1
1.2. De drainageformule	1
1.3. Conclusie	7
2. ONTWIKKELING PROGRAMMATUUR	9
3. ONTWERPEN EN TESTEN VAN ENKELE MODELLEN	21
3.1. Inleiding	21
3.2. Model ERNST5	21
3.3. Model ERNST3	24
3.4. Model ERNST6	30
4. SIMULATIE VAN WATERCONSERVERING MET BEHULP VAN HET COMPUTERMODEL	37
4.1. Inleiding	37
4.2. Waterconservering door middel van peilverhoging in de waterlopen (Waterconservering 1)	40
4.3. Waterconservering door middel van het handhaven van open waterpeilen na voorafgaande onttrekking (Waterconservering 2)	51
5. SUGGESTIES VOOR MOGELIJK VERDER ONDERZOEK	63
LITERATUUR	64

## SAMENVATTING

Gedurende relatief droge zomers (april t/m september) treedt een zodanig groot neerslagtekort op dat de waterlevering uit de bodem de behoefte niet dekt en in de landbouw droogteschade kan optreden (opbrengstderving). In tegenstelling tot vlakke poldergebieden is wateraanvoer in hellende zandgebieden niet altijd uitvoerbaar of te duur. Ten einde watertekorten in het zomerhalfjaar op te heffen dan wel te doen verminderen wordt veelal ingegrepen in het hydrologisch regime van deze zandgebieden (waterbeheer). Hierbij wordt getracht een gedeelte van het in de winter optredende neerslagoverschot in het gebied op te slaan: **w a t e r c o n s e r v e r i n g**. De basisafvoer wordt verminderd door middel van stuwbeheer zodat aan het begin van het zomerhalfjaar meer water in het bodemreservoir aanwezig is.

Door middel van **m o d e l o n d e r z o e k** is getracht een kwantitatieve indruk te krijgen van de extra berging in de bodem tengevolge van het verhogen van de stuwpeilen. Het hiertoe ontwikkelde (analytische) computermodeel is gebaseerd op theorie volgens ERNST (1978), die een drainageformule ontwikkelde voor de hellende zandgebieden. In deze gebieden (5 tot 30 m + NAP) zijn de grootste leidingen het gehele jaar door watervoerend, terwijl kleinere waterlopen gedurende droge perioden droog (kunnen) vallen. De klassieke drainageformules (afvoer naar evenwijdige leidingen is evenredig met de hoogte van de grondwaterstand boven de ontwateringsbasis) zijn onder deze omstandigheden minder goed bruikbaar. Indien rekening wordt gehouden met verschillen in afmetingen van waterlopen, verschillen in open waterpeilen en drainagedichtheden kan echter een

aanzienlijk betere benadering worden bereikt. Ernst geeft een relatie tussen de gemiddelde grondwaterstand in een stroomgebied en de afvoerintensiteit (stationaire toestand).

Het 'modelling interval' van het hierop gebaseerde simulatiemodel is 1 dag (quasi-stationair).

Naast waterconservering door middel van peilverhoging is onderzocht in hoeverre een daling van de grondwaterstand tengevolge van grondwateronttrekking invloed heeft op de basisafvoer. Gebruikte gegevens zijn afkomstig uit het stroomgebied van de Groenlose Slinge (Achterhoek) en van het KNMI (10% en 90% droog jaar).

Er is vastgesteld dat waterconservering als hierboven beschreven tot aanzienlijke vermindering van de basisafvoer (en dus extra berging in de bodem) kan leiden, een en ander in afhankelijkheid van de voorjaarsgrondwaterstand en de mate van peilverhoging. De mogelijkheden tot conservering worden grotendeels bepaald door meteorologische condities: in jaren met extreem karakter nemen de mogelijkheden af. In een extreem nat jaar vormen de geringe bergingsmogelijkheden in de bodem de beperkende factor terwijl in een extreem droog jaar de neerslaghoeveelheden ontoereikend zijn. Gezien de eenvoudige structuur van het model dat de waterbalans van de onverzadigde zone berekent dienen de uitkomsten met de nodige terughoudendheid te worden geïnterpreteerd.

## INLEIDING

In deze doctoraalscriptie wordt verslag gedaan van een onderzoek uitgevoerd aan het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW) te Wageningen in het kader van de studie Cultuurtechniek aan de Landbouwhogeschool gedurende de periode oktober 1979 tot maart 1980. Aan het (leer)onderzoek lag de volgende probleemstelling ten grondslag: bestaan er in de hellende zandgebieden in Oost-Nederland mogelijkheden tot waterconservering en zo ja, tracht een eerste schatting te geven van de mogelijk te conserveren hoeveelheden. Een en ander onder verschillende omstandigheden en met verschillende randvoorwaarden.

Het onderzoek was voor de auteurs aantrekkelijk: zij hebben een nieuw drainageconcept na bestudering in een modelstudie praktisch kunnen toepassen. Deze eerste verkennende studie geeft, voor twee soorten van waterconservering, een indruk van de mogelijk te conserveren hoeveelheden grondwater.

Een aantal mensen willen wij bedanken: in de eerste plaats de begeleiders prof. dr. W.H. van der Molen en dr. J. Wesseling. Voorts de heer G.J. van Hoof van het Rekencentrum van de Landbouwhogeschool en dr. R.W.R. Koopmans van de Vakgroep Cultuurtechniek van de LH. Tevens bedanken wij de heren J. Ariese, T. Klaassen en M.C. van Son van het ICW voor hun medewerking bij de reproductie van de figuren.

Wageningen, maart 1980

G.R. Kant

L.C.P.M. Stuyt

## 1. DRAINAGE THEORIE VOLGENS ERNST

### 1.1. In l e i d i n g

De bestaande analytische drainageformules (b.v. Hooghoudt, Kraijenhoff van de Leur) hebben als uitgangspunt dat de drainage geschiedt door middel van een stelsel equidistante, evenwijdige waterlopen van gelijke diepte en omvang. In tegenstelling tot poldergebieden is deze aanname voor hooggelegen zandgebieden in Oost-Nederland minder bevredigend. De geaccidenteerdheid van het terrein en het voorkomen van waterlopen van diverse afmetingen (diepten) maakt dat slechts de grotere waterlopen gedurende het gehele jaar water afvoeren. Verder kan hoogstens in het geval van de grootste waterlopen (kleine rivieren) gesproken worden van een (onderling) evenwijdige loop.

ERNST (1978) heeft voor dit type gebieden een nieuwe drainage-theorie opgesteld. Bij het ontwikkelen ervan is niet uitgegaan van een bepaalde vorm van het drainagestelsel en is voorts rekening gehouden met het verschijnsel dat bij dalende grondwaterstand de kleinere waterlopen droogvallen en niet meer bijdragen aan de afvoer. Bij dit onderzoek heeft Ernst zich geconcentreerd op de Achterhoek, zie fig. 1. In fig. 2 is de dwarsdoorsnede A-B uit fig. 1 weergegeven om een indruk te geven van de hoogteligging van het gebied en van de optredende grondwaterstanden.

### 1.2. De drainageformule

De theorie van Ernst wordt hier summier behandeld; voor de volledige theorie wordt verwezen naar ERNST (1978 a en b). De in een stroomgebied voorkomende waterlopen worden naar diepte ingedeeld in klassen. Op grond van deze klasse-indeling wordt het gehele drainagesysteem ('a') opgedeeld in sub-systemen 'b', 'c' en 'd', zie fig. 3. Superpositie van de afvoer van elk van deze homogene subsystemen leidt tot de basisafvoer van het gehele drainagesysteem (zie fig. 4). In het geval dat een oneindig groot aantal (zeer kleine) diepteklassen wordt onderscheiden in plaats van een eindig aantal discrete

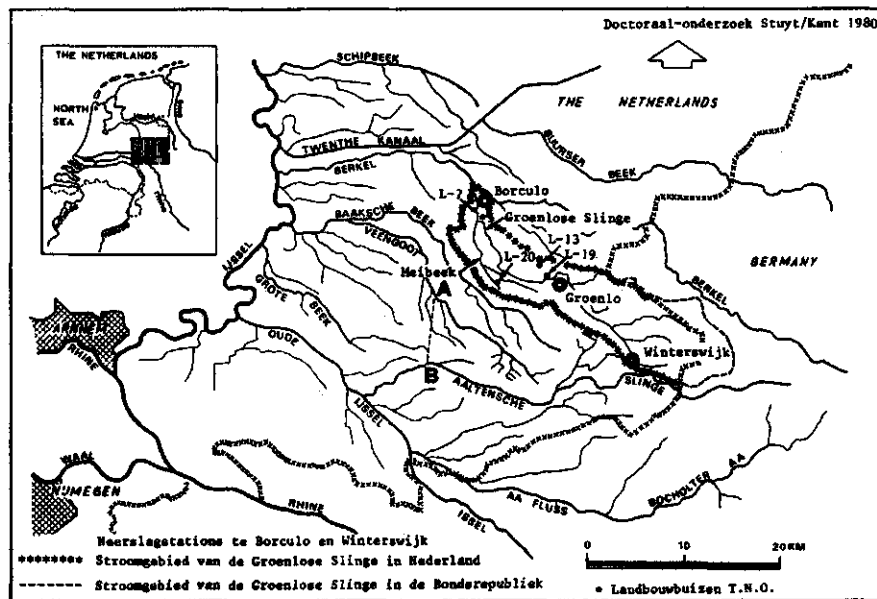


Fig. 1. Het stroomgebied van de Groenlose Slinge in de Achterhoek

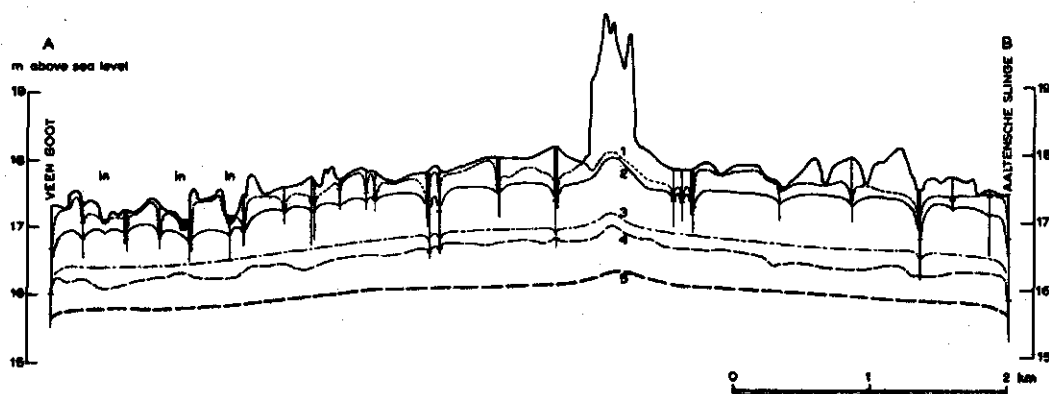


Fig. 2. Doorsnede A-B (fig. 1) met grondwaterstand tussen de Veengoot en de Aaltense Slinge

- 1 = 6-8 december 1965
- 2 = gemiddelde winterstand
- 3 = jaarlijks gemiddelde
- 4 = 10-20 oktober 1965
- 5 = gemiddelde zomerstand

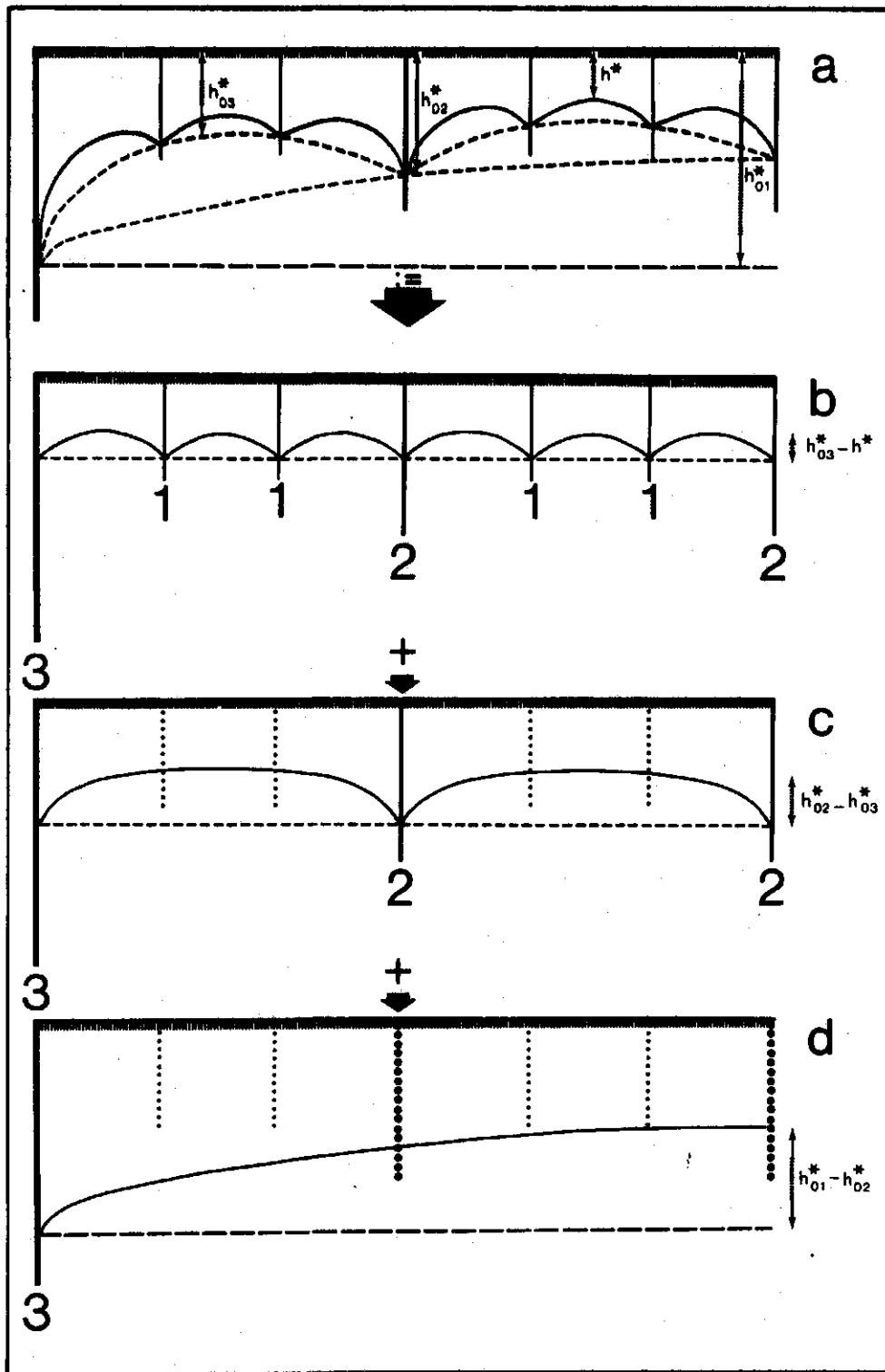


Fig. 3. Superpositie principe voor een systeem bestaande uit parallel verlopende kanalen:  $a = b + c + d$



diepteklassen, wordt de afvoer niet verkregen door sommatie maar door integratie.

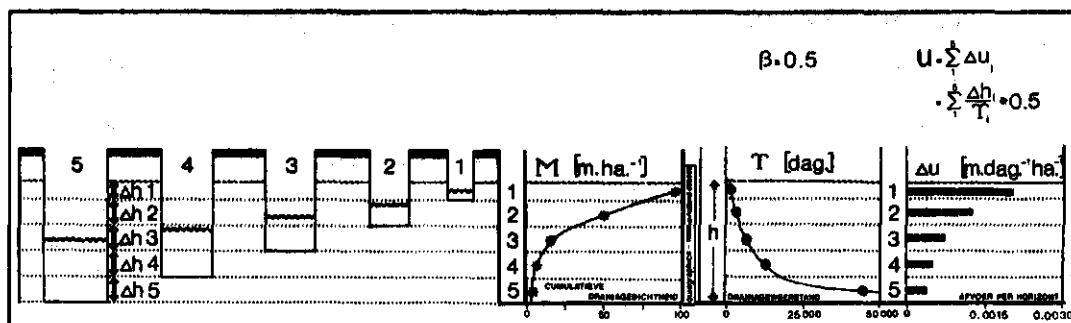


Fig. 4. Afvoer vanuit een gebied met een gecompliceerd drainagestelsel, verkregen door middel van superpositie

Uit fig. 4 blijkt duidelijk dat de diepste waterlopen deel uitmaken van alle sub-systemen. Om de afvoer per sub-systeem te kunnen bepalen moet voor elk de drainageweerstand worden berekend. Hierbij wordt een stationaire toestand aangenomen. Er geldt (zie fig. 5):

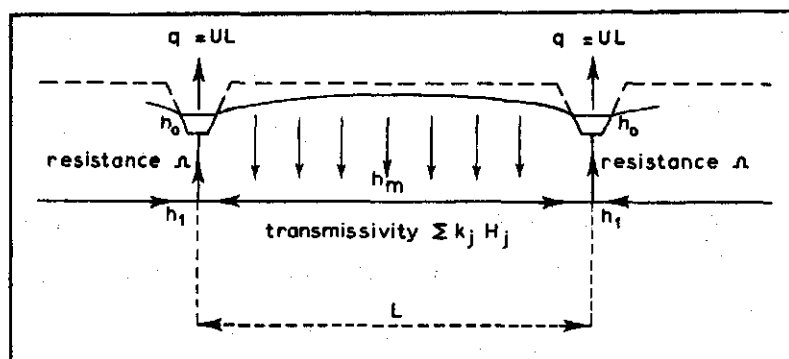


Fig. 5. Grondwaterstroming naar parallel verlopende kanalen

$$h_m - h_0 = UT \quad \text{of} \quad U = \frac{h_m - h_0}{T} \quad (1)$$

$$\text{met } h_m - h_0 = \frac{L^2}{8 \sum k_j H_j} + UL\Omega \quad (2)$$

Combinatie van (1) en (2) geeft (ERNST, 1956; 1962; 1963; 1976):

$$T = \frac{L^2}{8\sum k_j H_j + L\Omega} \quad (3)$$

Hierin is:  $h_m$  = grondwaterstand midden tussen de waterlopen (m )  
 $h_o$  = waterpeil in de waterlopen (m )  
 $U$  = afvoer per oppervlakte-eenheid (m/d)  
 $L$  = afstand tussen de waterlopen (m )  
 $\Omega$  = radiale stromingsweerstand (d/m)  
 $k_j$  = doorlatendheid van laag j (m/d)  
 $H_j$  = dikte van laag j (m )  
 $T$  = drainageweerstand (d )

Voor de radiale stromingsweerstand  $\Omega$  wordt een (per sub-systeem gewogen) gemiddelde waarde ingevoerd. Wanneer wordt uitgegaan van een oneindig groot aantal (zeer kleine) diepteklassen dan luidt de drainageformule als volgt:

$$U(b, h^*) = \int_{h^*}^{h_o^*(b)} \frac{dh_o^*}{T(b, h^*)} \quad (m/d) \quad (4)$$

Hierin is:  $h^*$  = grondwaterstand ten opzichte van maaiveld (m)  
 $h_o^*$  = peil waterlopen (m)

De intensiteit van de grondwaterstroming naar de waterlopen wordt onder andere bepaald door het verschil tussen de grondwaterstand en het peil in de waterlopen. Het verband tussen deze twee grootheden wordt gegeven door de parameter  $\beta$ , de hydraulic head ratio:

$$\beta = \frac{b - h_o^*}{b - h^*} \quad (5)$$

(zie ook fig. 6). Daar bij gegeven grondwaterstand een eenduidig verband wordt aangenomen tussen het peil in een waterloop  $h_o^*$  en de diepte van de betreffende waterloop  $b$ , is  $\beta$  een functie van  $b$  en  $h^*$ . Gegeven dit verband tussen  $b$  en  $h_o^*$  kan het berekenen van de afvoerintensiteit  $U$  ook geschieden door over  $b$  te integreren in plaats van over  $h_o^*$ . Hierbij wordt gebruik gemaakt van betrekking (5). Er zijn nu twee mogelijkheden:

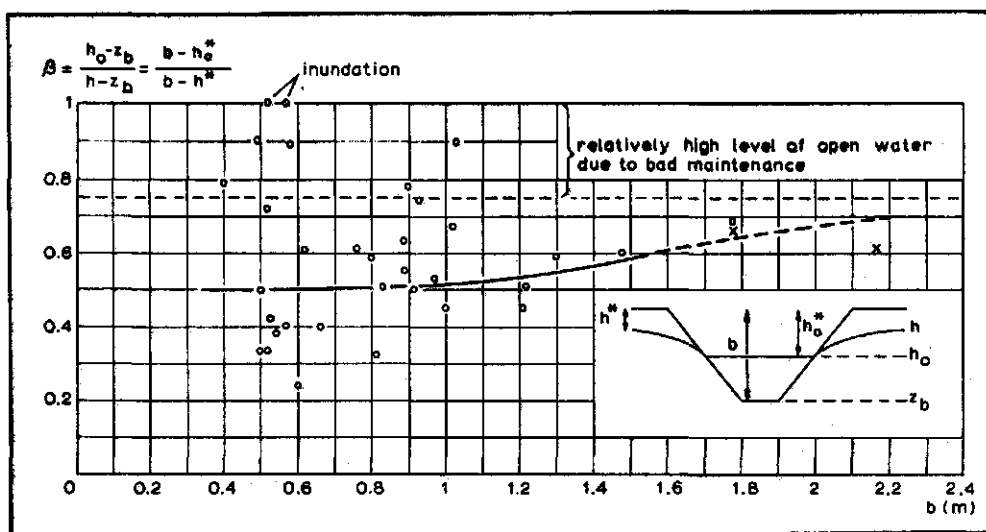


Fig. 6. Hydraulic head ratio  $\beta$  voor de waterlopen in doorsnede A-B

1. als benadering wordt aangenomen dat  $\beta$  constant is (ERNST, 1978a),
2. de aanname dat  $\beta$  niet constant is;  $\beta = \beta(b, h^*)$  (ERNST, 1978b).

Ad 1. Differentiatie van (5) naar  $b$  en substitutie in (4) levert de drainageformule in het geval  $\beta$  constant wordt gehouden:

$$U(b, h^*) = (1 - \beta) \int_{h^*}^b \frac{db}{T(b, h^*)} \quad h^* < b \quad (\text{m/d}) \quad (6)$$

Een constante  $\beta$  van 0,5 is voor de Achterhoek volgens Ernst een aanvaardbare benadering (zie fig. 6).

Ad 2. De drainageformule luidt nu ( $\beta = \beta(b, h^*)$ ):

$$U(b, h^*) = \int_{h^*}^b \frac{1 - \beta - (b - h^*) \left( \frac{\partial \beta}{\partial b} \right)}{T(b, h^*)} db \quad (\text{m/d}) \quad (7)$$

Voor de Achterhoek heeft ERNST (1978b) de volgende betrekking afgeleid:

$$\beta = 0,5 + 0,4(b + 0,75) \{ \exp(-0,5h^* + 0,375) - 1 \} \quad (8)$$

In betrekkingen (6) en (7) kan de bovengrens van de integraal worden vervangen door  $\infty$ . De afvoer  $U$  per oppervlakte-eenheid die dan berekend wordt is de afvoer uit het stroomgebied via het stelsel van waterlopen plus de ondergrondse afstroming  $U_{ex}$  naar buiten het stroomgebied gelegen (diepere) waterlopen ( $U_{ex}$  voor de Achterhoek  $\approx 0,06$  mm/d). Voor de drainageweerstand heeft Ernst voor de Achterhoek de volgende betrekking afgeleid:

$$T(b, h^*) = 60 + 100h^* + 350 b^{4,75} \quad (d) \quad (9)$$

In fig. 7 is de totale afvoerintensiteit  $U$  (bovengrens integratie in (6) en (7) vervangen door  $\infty$ ) uitgezet tegen de grondwaterstand  $h^*$  voor het geval  $\beta = 0,5$  (constant) en voor het geval  $\beta = \beta(b, h^*)$ . Uit deze figuur blijkt dat, door uit te gaan van een constante  $\beta$ , bij diepere grondwaterstanden de afvoerintensiteit  $U$  enigszins te laag wordt berekend.

### 1.3. C o n c l u s i e

De theorie van Ernst kan, omgezet in een computerprogramma, gebruikt worden om het afvoer v e r l o o p van een stroomgebied te bepalen. Om de afvoerintensiteit dagelijks te kunnen berekenen zal voor iedere dag een grondwaterstand in het model moeten worden ingevoerd. Daar bij het berekenen van de, bij een bepaalde grondwaterstand behorende afvoerintensiteit, steeds wordt uitgegaan van een stationaire toestand wordt het in werkelijkheid niet-stationaire ontwateringsproces benaderd door middel van opeenvolgende stationaire toestanden, m e t a n d e r e w o o r d e n e r i s s p r a k e v a n e e n q u a s i - s t a t i o n a i r m o d e l.

Het omzetten van de theorie van Ernst in een computer algoritme komt in het volgende hoofdstuk aan de orde.

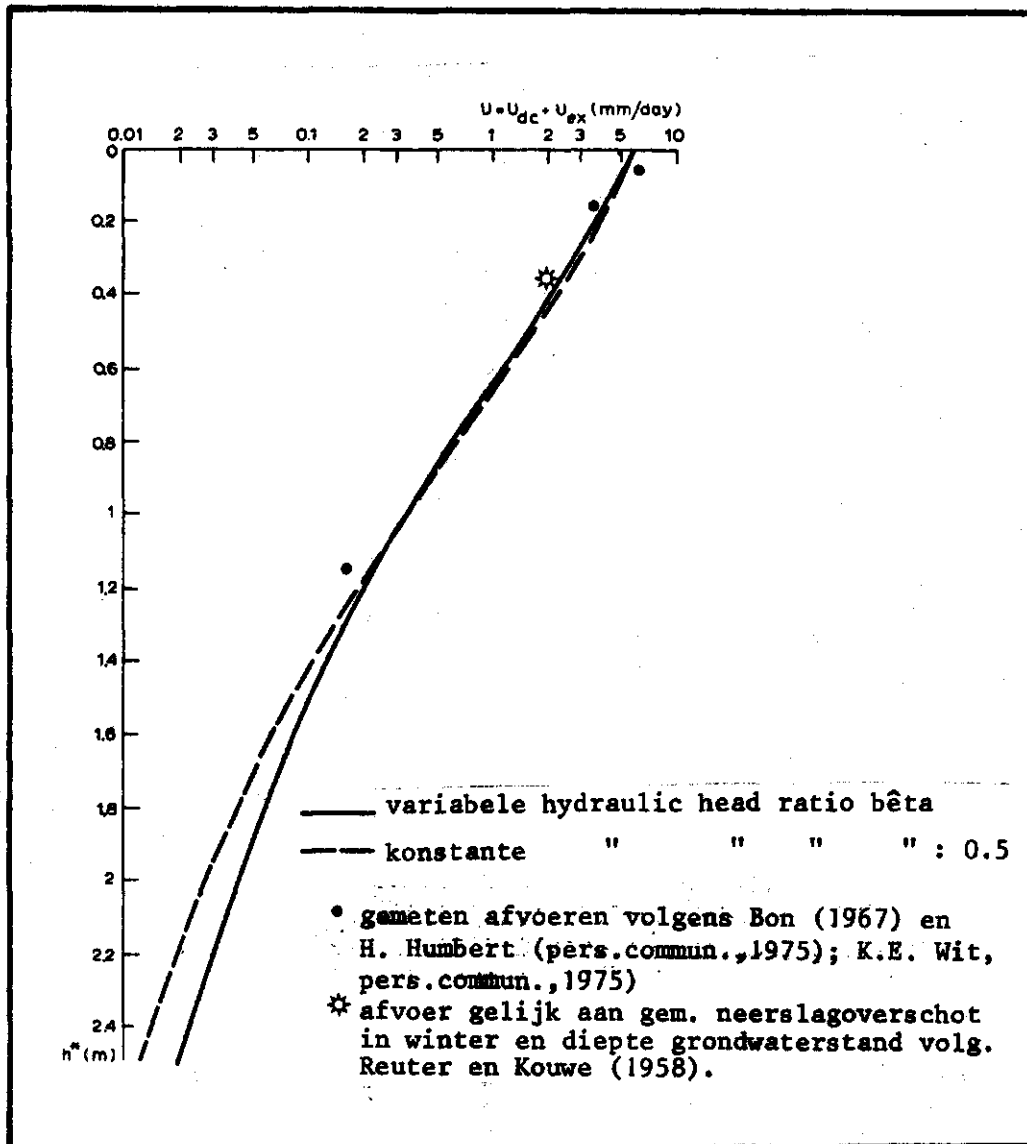


Fig. 7. Verband tussen basisafvoer  $U$  en diepte grondwater  $h^*$

## 2. ONTWIKKELING PROGRAMMATUUR

De in 1.2 analytisch beschreven omzetting van een gemiddelde grondwaterstand tot een afvoerintensiteit, beide op discrete basis berekend (principe van de quasi-stationariteit) is in model gebracht. Hierbij is niet uitgegaan van de door ERNST (1978a) ontwikkelde expressie (zie (4) in 1.2) die genoemde transformatie beschrijft maar werd de logische opbouw geanalyseerd en vertaald in een algoritme (Fortran-10). Het in model gebrachte systeem wordt hierbij zo nauwkeurig mogelijk beschreven door een aantal betrekkingen, zodat een (serie) input(s) wordt omgezet in een (serie) output(s). Daar een (computer)model per definitie een vereenvoudiging van de werkelijkheid betekent, zal het model maar gedeeltelijk representatief kunnen zijn voor de zich in werkelijkheid afspelen processen.

Binnen het raamwerk van het model is gestreefd naar een zo groot mogelijke flexibiliteit: vele door Ernst als constanten geïntrodeerde grootheden werden in het computerprogramma door parameters vervangen. Met behulp van deze parameters kunnen de algemene betrekkingen in ruime mate worden gemanipuleerd. In het model wordt de mate van het niet overeenstemmen van gemeten en berekende output-puts, als functie van de tijd, uitgedrukt in zogenaamde doelstellingsfuncties  $F$ . De waarde van deze doelstellingsfuncties hangt samen met fouten in de berekende output waarbij een gemeten reeks (neerslag  $P(t)$ , Perman-evaporatie  $E_o(t)$ , afvoerintensiteit  $U_{obs}(t)$  en grondwaterstand  $FR_{obs}(t)$ ) voor een bepaalde combinatie van parameterwaarden wordt omgezet tot een reeks (afvoerintensiteit  $U_{pred}(t)$  en grondwaterstand  $FR_{pred}(t)$ ). Door de modelparameters te manipuleren wordt getracht de waarde van de doelstellingsfuncties zo laag mogelijk te maken. De mate van overeenstemming tussen gemeten en berekende waarden van  $U(t)$  en  $FR(t)$  wordt gecontroleerd aan de hand van de volgende variabelen (dimensie in m/d, tenzij anders vermeld):

1. Dagelijks

Afvoerintensiteit  $U(t)$

- gemeten afvoerintensiteit
- berekende afvoerintensiteit
- voorspellingsfout:

$$U_{ber}(t) - U_{gem}(t)$$

- idem, procentueel:

$$\frac{U_{ber}(t) - U_{gem}(t)}{U_{gem}(t)} \%$$

Grondwaterstand  $FR(t)$

- gemeten grondwaterstand
- berekende grondwaterstand
- voorspellingsfout:

$$FR_{ber}(t) - FR_{gem}(t)$$

- idem, procentueel:

$$\frac{FR_{ber}(t) - FR_{gem}(t)}{FR_{gem}(t)} \%$$

2. Na afloop van iedere maand

- doelstellingsfunctie:

$$F = \sum_{t=1}^n (U_{ber}(t) - U_{gem}(t))^2 \quad (m^2)$$

- efficiëntie:

$$EFF = \frac{F_o - F}{F_o}$$

met

$$F_o = \sum_t U_{gem}(t)^2 \quad (m^2)$$

- gemeten afvoer, cumulatief
- berekende afvoer, cumulatief
- voorspellingsfout, cumulatief
- voorspellingsfout, procentueel

$n$  = aantal dagen in de maand

- doelstellingsfunctie:

$$F = \sum_{t=1}^n (FR_{ber}(t) - FR_{gem}(t))^2 \quad (m^2)$$

- efficiëntie:

$$EFF = \frac{F_o - F}{F_o}$$

met

$$F_o = \sum_t FR_{gem}(t)^2 \quad (m^2)$$

- gemiddelde voorspellingsfout:

$$\frac{\sum_t FR_{ber}(t) - \sum_t FR_{gem}(t)}{n}$$

- gemiddelde voorspellingsfout, procentueel

$n$  = aantal dagen in de maand

3. Als 2, echter cumulatief over de periode tot dan toe

- gemeten afvoerintensiteit
- berekende afvoerintensiteit
- voorspellingsfout
- voorspellingsfout procentueel

4. Na de gehele periode

Cumulatieve waarden:

- gemeten afvoerintensiteit
- berekende afvoerintensiteit
- voorspellingsfout
- voorspellingsfout procentueel
- bovendien F en EFF
- gemiddelde voorspellingsfout
- gemiddelde voorspellingsfout procentueel

De hierboven besproken variabelen werden na berekening overzichtelijk gerangschikt uitgevoerd zodat een volledig overzicht over de gehele periode beschikbaar was.

De in FORTRAN geschreven programmatuur is ontworpen voor het DEC-10 systeem van de Landbouwhogeschool (512K core) met gebruikmaking van de FORTRAN.F10 compiler. De programmatuur omvat de volgende programma's (alle 'MAIN PROGRAMS'):

Programma	Aantal statements	Bijzonderheden
FREA.F10	35	Berekening van de gemiddelde grondwaterstand met gewichtsfactoren uit gegevens afkomstig van 4 landbouwbuizen
WLSTOR.F10	52	Berekening van de extra berging in de waterlopen tengevolge van een peilverhoging
ERNST1.F10	150	Omzetting van een waarde van de gemiddelde grondwaterstand FREA (= h*) tot de bijbehorende afvoerintensiteit (stationair $\beta = \text{const.} = 0,5$ )
ERNST3.F10	367	Als ERNST1.F10, simulatie met 1-daagse intervallen mogelijk (quasi-stationair). Verwerkte data: gemiddelde grondwaterstand (berekend door 'FREA.F10') afvoerintensiteit $U_{\text{gem}}(t)$ , neerslag $P(t)$ , evaporatie Penman $E_o(t)$ . Onverzadigde zone volgens Thornthwaite/Mather. Dagelijks



Programma	Aantal statements	Bijzonderheden
		opstellen van waterbalans. Foutenanalyse afvoer en grondwaterstanden. $\beta$ variabel.
ERNST5.F10	435	Als ERNST3.F10, echter geen opstelling waterbalans maar afvoerintensiteit berekend uit dagelijks g e r e g i s t r e e r d e grondwaterstand
ERNST6.F10	470	Als ERNST3.F10, echter onverzadigde zone volgens Rijtema/Kant/Stuyt, nu capillaire nalevering mogelijk
ERNST7.F10	513	Als ERNST6.F10, geschikt voor studies met betrekking tot waterconservering; peilverhoging of grondwaterstands daling

#### ERNST 1.F10

Dit model bevat een algoritme waarmee de omzetting van een gemiddelde grondwaterstand 'FREA' tot een bijbehorende afvoerintensiteit  $U(\text{FREA})$  stapsgewijze analytisch wordt berekend volgens ERNST (1978a). Er wordt een stationaire toestand verondersteld.

Uitgaande van een oneindig groot aantal (zeer kleine) diepteklassen wordt de afvoerintensiteit  $U(b, h^*)$  berekend volgens:

$$U(b, h^*) = \int_{h^*}^{h_o^*(b)} \frac{dh_o^*}{T(b, h^*)} \quad (\text{m/d}) \quad (4)$$

indien geïntegreerd wordt over het waterpeil in de kanalen,  $h_o^*$ , of volgens:

$$U(b, h^*) = (1 - \beta) \int_{h^*}^b \frac{db}{T(b, h^*)} \quad h^* < b \quad (\text{m/d}) \quad (6)$$

indien geïntegreerd wordt over de bodemdiepte  $b$  van de kanalen (zie 2.1). In het laatste geval wordt de afvoerintensiteit berekend door te integreren over een pakket dat aan de bovenzijde wordt begrensd door de grondwaterstand FREA ( $m$ ) en aan de onderzijde door de diepte van de grootste waterloop  $b$  ( $m$ ), die in het stroomgebied aanwezig is, beide gemeten ten opzichte van het maaiveld.

In model ERNST1 wordt het pakket opgesplitst in een eindig aantal horizonten met gelijke dikte: de afvoerintensiteit  $U(b, h^*)$  wordt daarom *d i s c r e e t* berekend. Voor deze benadering is bewust gekozen omdat bij opsplitsing in een eindig aantal klassen met het bijbehorende aantal waterlopen het mogelijk is om de werking van het model grondig te bestuderen. Hiertoe worden de waarden die de modelvariabelen tijdens het doorlopen van het algoritme aannemen, indien gewenst, uitgevoerd. Door de gevolgde aanpak is het mogelijk de werking van het model op juistheid te controleren. Effecten tengevolge van eventuele veranderingen van door Ernst veelal empirisch bepaalde parameterwaarden konden gemakkelijk worden nagegaan.

In fig. 4 is het pakket, begrensd door de grondwaterstand en de diepte van de grootste waterloop (nr 5), in 5 even dikke horizonten  $A_h$  verdeeld. Iedere horizont komt overeen met een verzameling waterlopen met diepte groter dan of gelijk aan de onderste begrenzing van de horizont. De *c u m u l a t i e v e* drainagedichtheid  $M_i$  neemt snel af bij toenemende diepte van de horizont (zie hiervoor ook de door Ernst empirisch afgeleide relatie welke grafisch is weergegeven in fig. 8). Als gevolg van deze afname neemt de drainageweerstand bij toenemende diepte in het profiel snel toe:

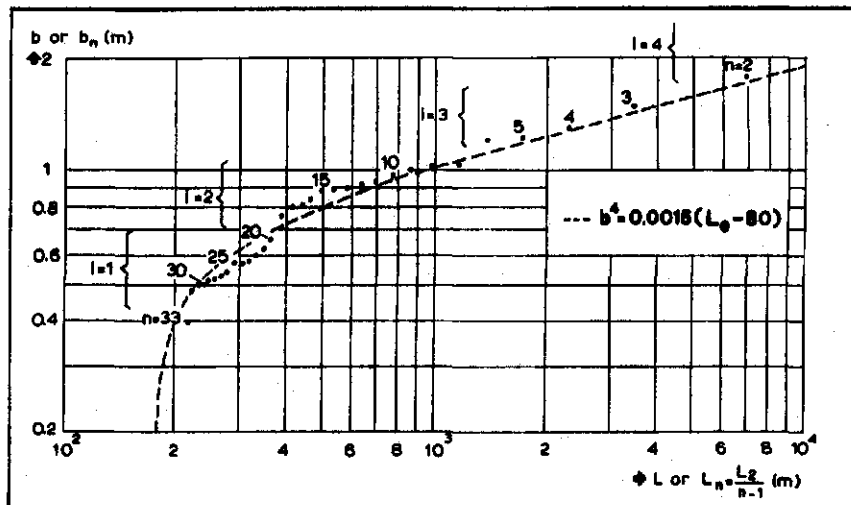


Fig. 8. Verband tussen bodemdiepte  $b_n$  en drainafstand  $L_n$  zoals vastgesteld in doorsnede A-B

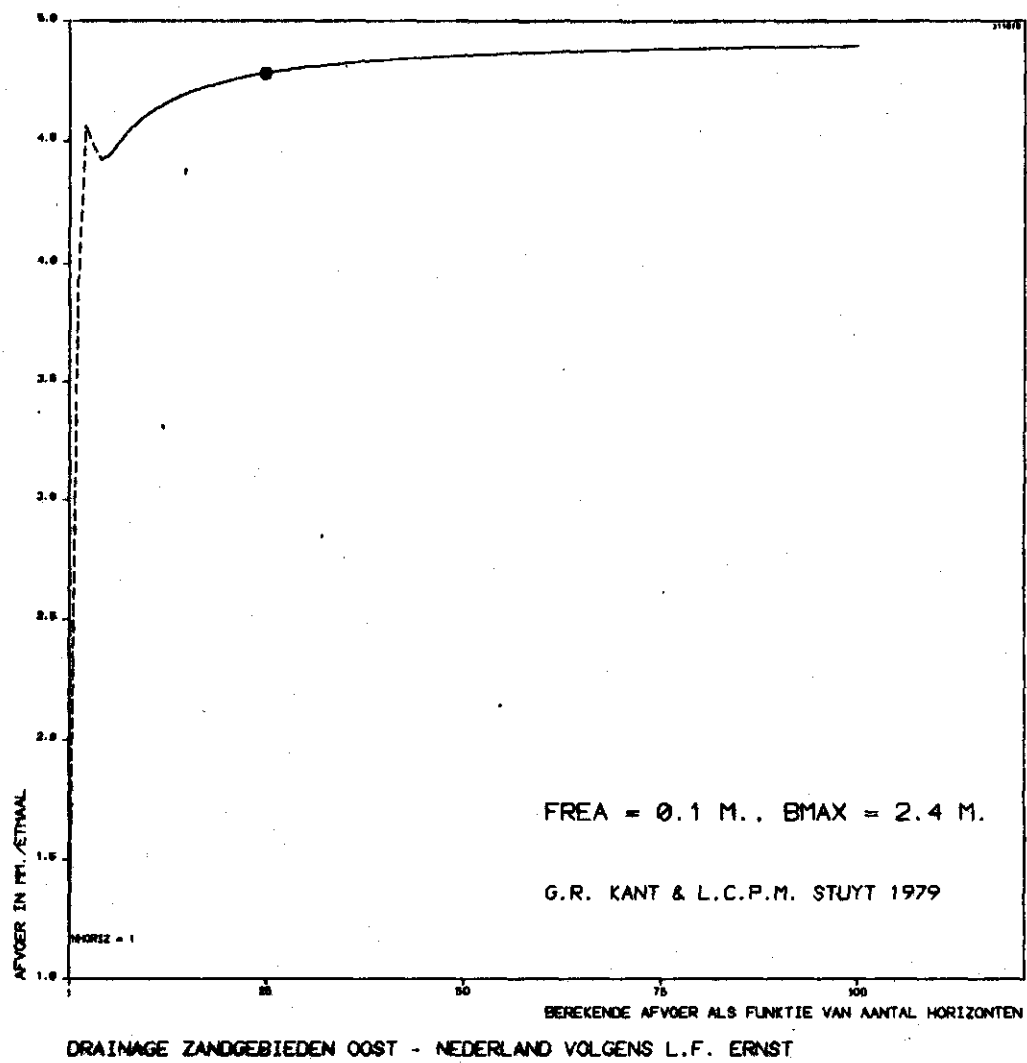


Fig. 9.

$$T_i = \frac{1}{8 k_2 H_2 M_i^2} + \frac{\bar{\Omega}_i}{M_i} \quad (d) \quad (10)$$

Hierin is:  $M_i$  = cumulatieve drainagedichtheid van horizont  $i$  ( $m^{-1}$ )  
 $k_2 H_2$  = horizontale geleidbaarheid (zie fig. 5) ( $m^2/d$ )  
 $\bar{\Omega}_i$  = gemiddelde radiale intree weerstand van  
 horizont  $i$  (zie (2.1)) ( $d/m$ )

De afvoerintensiteit  $U$  wordt gevonden volgens:

$$U = \sum_i^5 \Delta U_i = (1 - \beta) \sum_i^5 \frac{\Delta h_i}{T_i} = 0,5 \sum_i^5 \frac{\Delta h_i}{T_i} \quad (m/d) \quad (11)$$

Het aantal horizonten waarin het pakket wordt ingedeeld is in het model vrij te kiezen met een maximum van 100. Bij toenemen van het aantal horizonten 'NHORIZ' blijkt de berekende afvoer  $U_{ber}$ , na enige aanloopverschijnselen, asymptotisch te naderen tot de volgens ERNST (1978a) middels integratie berekende afvoer (zie fig. 9). Bij de met modellen 1, 3, 5, 6 en 7 uitgevoerde experimenten is gekozen voor NHORIZ = 25, onafhankelijk van de grondwaterstand, en is de diepte van de grootste waterloop  $b$ , evenals in ERNST (1978a), vastgesteld op 2,4 m-m.v. Bij dalende grondwaterstand neemt de hoogte van de afzonderlijke horizonten af (zie ook fig. 10) en zal de berekening relatief nauwkeuriger zijn.

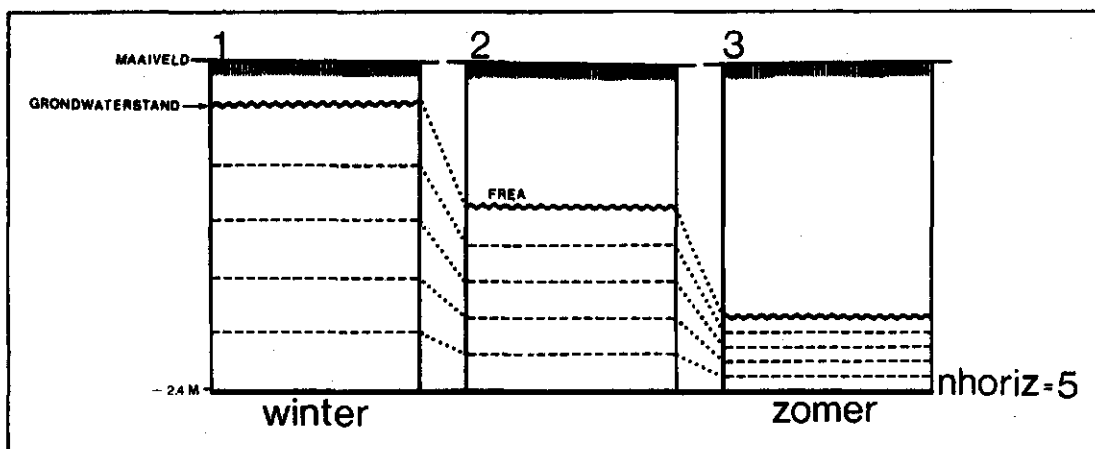


Fig. 10. Verband tussen grondwaterstand en dikte horizonten bij constante waarde van NHORIZ

Voor NHORIZ = 25 zijn de door ERNST1 berekende afvoeren per oppervlakte-eenheid grafisch weergegeven evenals de door ERNST (1978a) gegeven afvoeren, beide berekend met een hydraulische head ratio  $\beta = 0,5$ , zie fig. 11. Het gebruikte algoritme blijkt de afvoeren  $U(b, h^*)$  correct te berekenen. De afvoeren zijn tevens berekend voor  $\beta = 0,35$  en  $0,65$  en grafisch weergegeven in fig. 12 en 13, teneinde de invloed van  $\beta$  op de afvoer  $U$  na te gaan omdat:

$$U(b, h^*) = (1 - \beta) \sum_1^{25} \frac{\Delta b}{T(b, h^*)} \quad (\text{m/d}) \quad (12)$$

Bovendien zijn voor  $h^* = 0,05$  m-m.v. de volgende modelvariabelen grafisch uitgezet als functie van de bodemdiepte van de waterloop,  $b$  (m) (zie fig. 14):

- gemiddelde radiale intreeweerstand  $\bar{\Omega}$  (d/m), berekend met behulp van model ERNST1,
- drainageweerstand  $T$  (d) berekend met behulp van model ERNST1,
- idem, berekend volgens ERNST (1978a):

$$T_b = \frac{L_b^2}{8 k_2 H_2} + L \bar{\Omega}_b \quad (\text{d}) \quad (13)$$

De door ERNST1 berekende waarden van de drainageweerstand zijn bij benadering dezelfde als die welke met behulp van (9) worden berekend.

De weinige in het gebied gemeten grondwaterstanden en bijbehorende basisafvoeren zijn naast de theoretische curven weergegeven in fig. 7. Voor ondiepere grondwaterstanden lijkt de gemeten afvoer sterker toe te nemen dan de theoretisch berekende. Daar de betrouwbaarheid van de gemeten gegevens aan enige twijfel onderhevig is, lijkt de conclusie gerechtvaardigd dat theorie en praktijk in voldoende mate overeenstemmen. Het ontworpen algoritme ERNST1 benadert de door ERNST (1978a) afgeleide omzetting van een gemiddelde grondwaterstand  $h^*$  tot een stationaire afvoerintensiteit  $U(b, h^*)$  goed. Gedurende het verdere verloop van het onderzoek werden de modellen ERNST5, ERNST3 en ERNST 6 ontwikkeld. Zij bevatten aanvullingen op het basisalgoritme van model ERNST1.

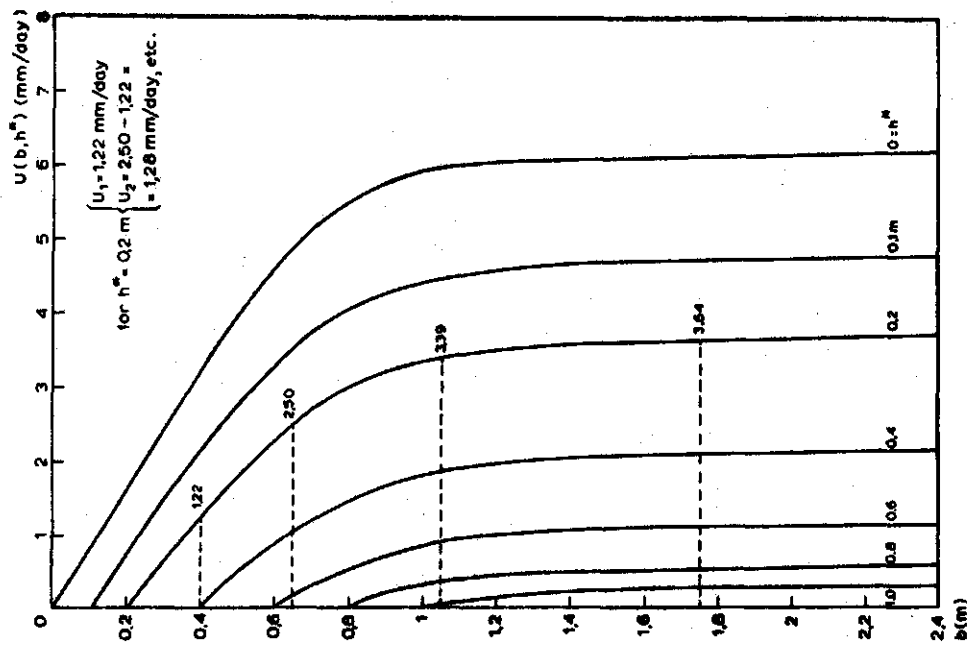
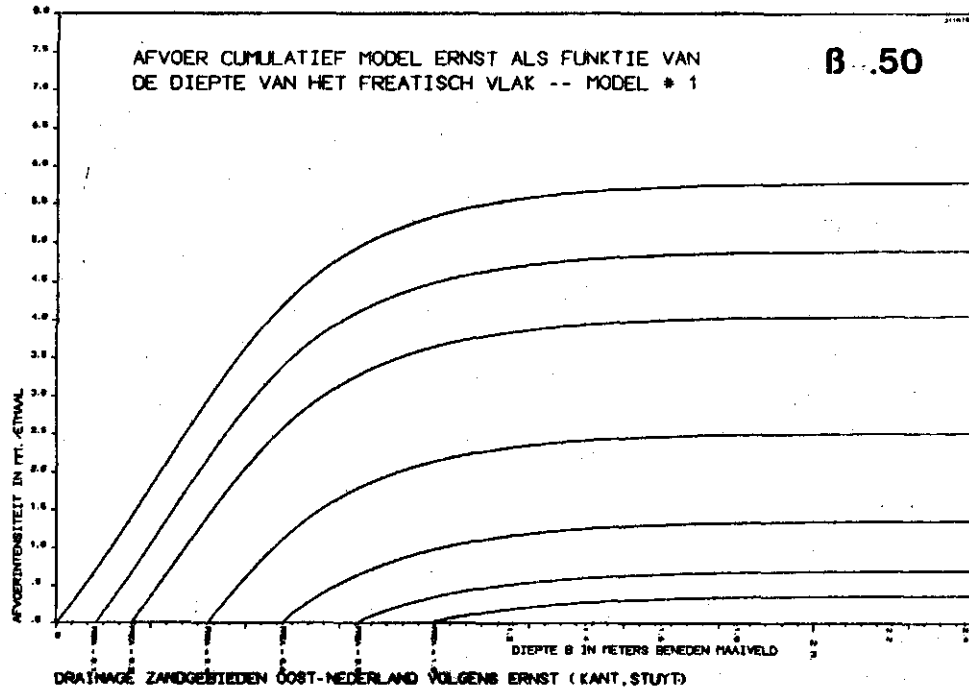


Fig. 11. De basisafvoer  $U(b, h^*)$  per oppervlakte-eenheid van het stroomgebied vanuit een waterloop met diepte  $b$ , bij een grondwaterstand van  $h^*$  m-m.v. Boven: model Stuyt/Kant, onder: volgens ERNST (1978a)

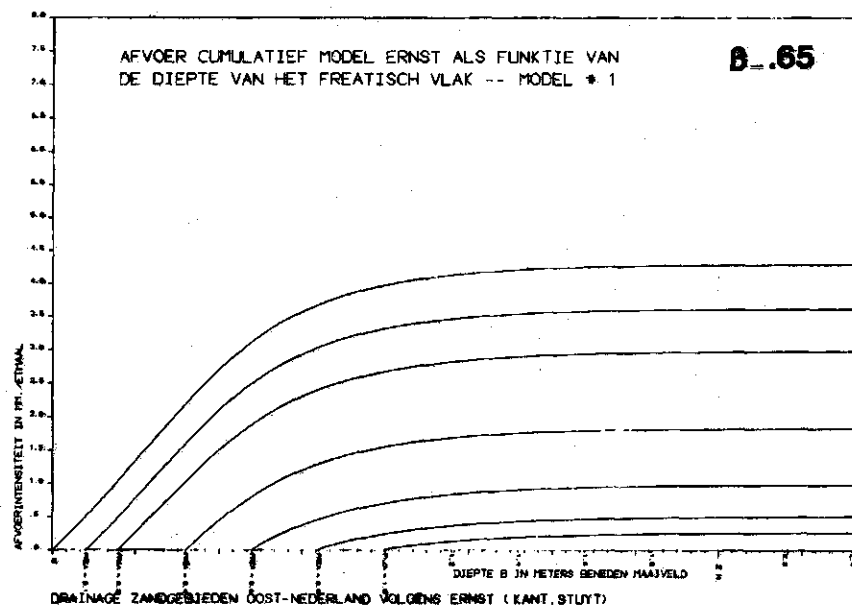
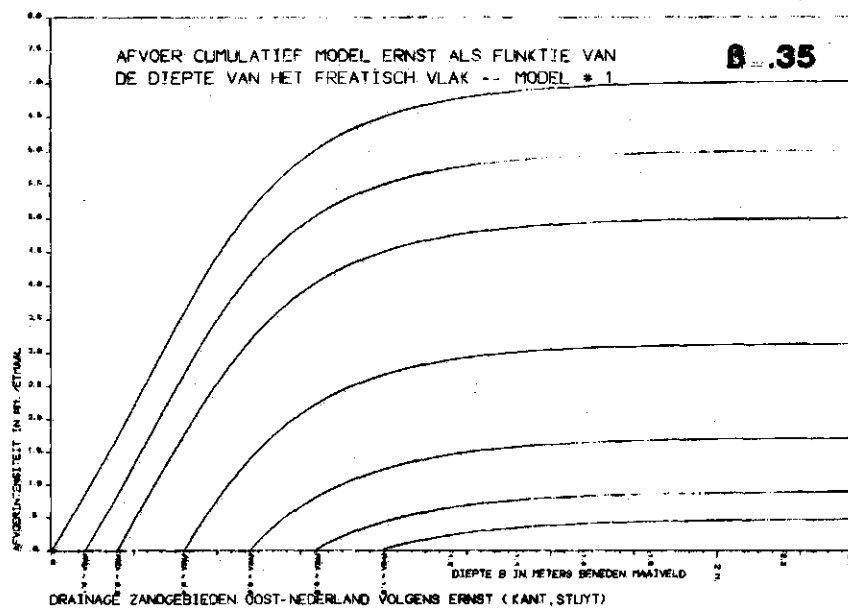


Fig. 12 en 13. De basisafvoer  $U(b, h^*)$  per oppervlakte-eenheid van het stroomgebied vanuit een waterloop met diepte  $b$ , bij een grondwaterstand  $h^*$  (m-m.v.) (zie ook fig. 11), in afhankelijkheid van  $\beta$

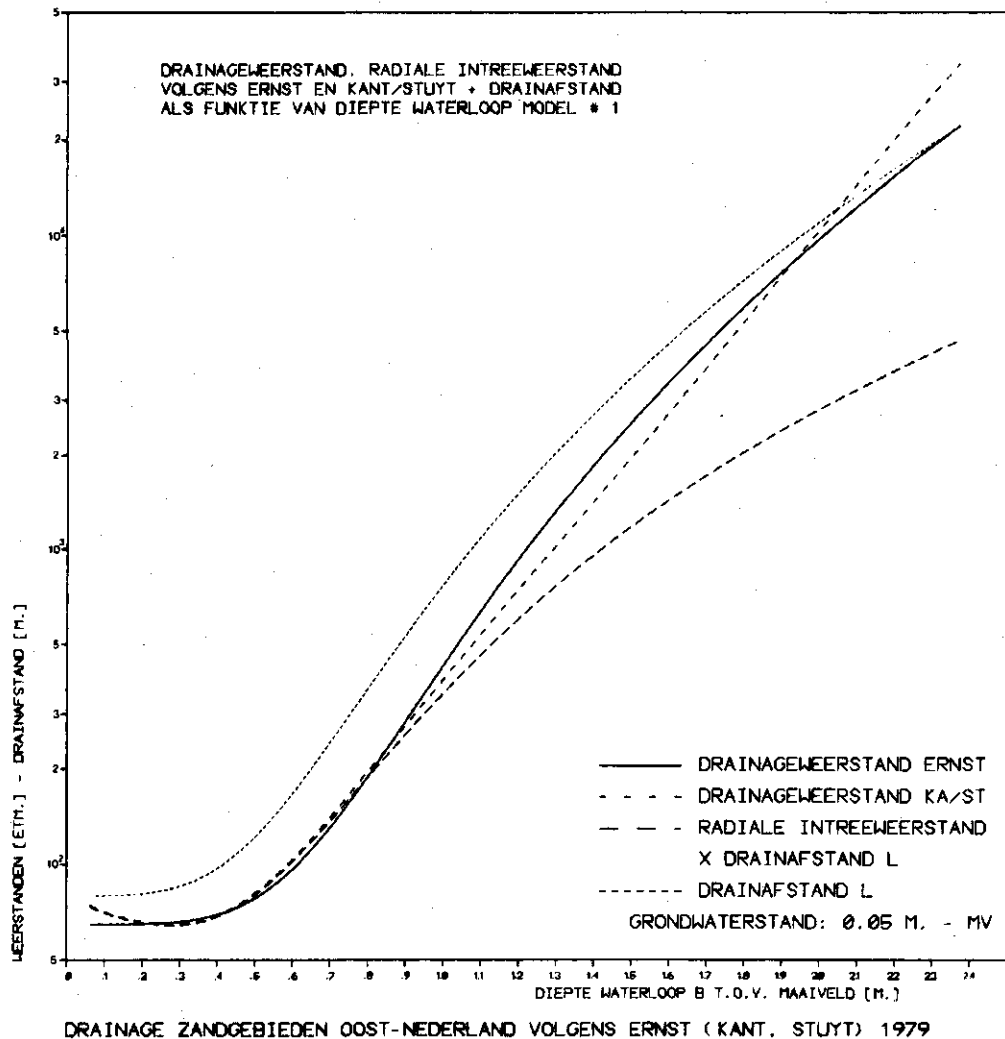


Fig. 14.

Model ERNST5 berekent de afvoer  $U$  uit g e r e g i s t r e e r d e grondwaterstanden (quasi-stationair; 1-daagse intervallen) en is nagenoeg identiek aan ERNST1, met dit verschil dat ERNST5 grotere aantallen gegevens verwerkt en  $\beta$  variabel is; in ERNST1 is  $\beta$  constant (0,5). Met behulp van ERNST5 is die combinatie van gewichtsfactoren voor gegevens van de 4 landbouwbuizen gezocht, die een gemiddelde grondwaterstand in het stroomgebied geeft welke, na omzetting, een afvoer geeft die zo goed mogelijk overeenstemt met de geregistreeerde afvoer.



In model ERNST3 wordt dagelijks de waterbalans van het stroomgebied opgesteld; als invoergegevens worden nu tevens neerslag en evaporatie (Penman) verwerkt.

De onverzadigde zone wordt beschreven volgens een concept van Thornthwaite & Mather. Model ERNST3 bleek een te traag uitputtingsverloop van de grondwaterstand te berekenen; een gevolg van het door het model sterk vereenvoudigd simuleren van de processen in de onverzadigde zone (capillaire opstijging niet mogelijk). In model ERNST6 is het concept van Thornthwaite & Mather vervangen door een wortelzone met capillaire opstijging volgens RIJTEMA (1969). De met ERNST6 behaalde resultaten zijn bevredigend. In het volgende hoofdstuk zal nader op deze modellen worden ingegaan.

### 3. ONTWERPEN EN TESTEN VAN ENKELE MODELLEN

#### 3.1. I n l e i d i n g

Om de door Ernst voor de Achterhoek bepaalde waarden van de gebiedsparameters te kunnen gebruiken is het model getest op een stroomgebied uit die regio. Voor het stroomgebied van de Groenlose Slinge kon zowel over afvoergegevens (dagelijkse waarnemingen van de Provinciale Waterstaat van Gelderland) als over grondwaterstandsgegevens (dagelijkse en 14-daagse waarnemingen van de Dienst Grondwaterverkenning TNO) worden beschikt. Het stroomgebied is 13 233 ha groot: de Groenlose Slinge zelf valt volgens de indeling van Ernst in (diepte)-klasse 4 ( $1,75 < b < 2,70$  m).

Zowel voor het gehele jaar 1974 als voor alleen de zomerperiode (1 april-1 oktober) is nagegaan of het model in staat is het gemeten afvoerverloop voldoende te benaderen. Allereerst is het gemeten afvoerverloop zo goed mogelijk gereconstrueerd met behulp van g e m e t e n grondwaterstanden (model ERNST5). Het grondwaterstandsverloop in de verschillende landbouwbuizen moet daartoe worden omgerekend tot een gemiddeld verloop.. Vervolgens is het oorspronkelijke model ERNST1 (verzadigde zone) uitgebreid met een model voor de onverzadigde zone. Na invoer van neerslag- en verdampingsgegevens is het model dan in staat de dagelijkse grondwaterstandsverandering te berekenen, zodat de afvoer onafhankelijk van gemeten grondwaterstanden kan worden berekend. In het teststadium is de combinatie van het oorspronkelijke model ERNST1 met twee verschillende (eenvoudige) modellen voor de onverzadigde zone vergeleken (ERNST3 en ERNST6). Voor alle modellen geldt een 'modelling' interval van één dag. Voor  $\beta$  is in eerste instantie uitgegaan van een constante waarde van 0,5.

#### 3.2. M o d e l E R N S T 5

Voor het berekenen van de afvoer moet voor iedere dag een gemeten grondwaterstand worden ingevoerd. Van slechts één landbouwbuis (L7, zie het overzichtskaartje (fig. 1)) waren dagelijkse waarnemingen beschikbaar. Voor drie andere landbouwbuizen (14-daagse waarnemingen) zijn, uitgaande van L7, met behulp van lineaire regres-

sie dagelijkse grondwaterstanden berekend. De regressievergelijkingen zijn:

$$L13 = 0,846 L7 + 0,452 \quad \text{correlatiecoëfficiënt} = 0,95$$

$$L19 = 0,657 L7 + 0,670 \quad \text{correlatiecoëfficiënt} = 0,92$$

$$L12 = 0,836 L7 - 0,229 \quad \text{correlatiecoëfficiënt} = 0,94$$

Vanwege het geringe aantal landbouwbuizen (4 op ca. 13 000 ha) en hun slechte geografische spreiding was het nauwelijks mogelijk op verantwoorde wijze een gemiddeld grondwaterstandsverloop vast te stellen. Door het toekennen van gewichten aan de vier buizen kan het verloop worden beïnvloed. Er is voor verschillende combinaties van gewichten getest; zie tabel 1. De toegekende gewichten hebben overigens geen enkele fysische betekenis.

Tabel 1. Overzicht testserie modellen ERNST5, ERNST3 en ERNST6 voor het stroomgebied van de Groenlose Slinge

Model	Volgnummer	Periode (mnd/jr)	Gewichtsverhouding gr.w.st.-buizen	Startwaarde gr.w.stand (FREA) (m-m.v.)	Bergingscoëfficiënt (PORO)	Max. berging zone/wortelzone (ERNST6) (STMAX) (m)	Diepte wortelzone (WDEPTH) (m-m.v.)	Neerslagstation
ERNST5	1model5	1/74-12/74	10:1:1:15	(0,70)	-	-	-	-
	2model5	"	10:1:1:10	(0,75)	-	-	-	-
	3model5	"	7:1:1:5	(0,80)	-	-	-	-
	4model5	4/74- 9/74	10:1:1:15	(0,88)	-	-	-	-
	5model5	"	10:1:1:10	(0,93)	-	-	-	-
	6model5	"	7:1:1:5	(0,98)	-	-	-	-
ERNST3	1model3	4/74- 9/74	-	1,00	0,10	0,100	-	Winterswijk
	2model3	"	-	1,00	0,20	0,100	-	"
	3model3	"	-	0,95	0,10	0,100	-	"
	4model3	"	-	1,00	0,10	0,100	-	Borculo
	5model3	1/74-12/74	-	0,75	0,10	0,100	-	"
ERNST6	1model6	1/74-12/74	-	0,75	0,10	0,035	0,35	"
	2model6	4/74- 9/74	-	1,00	0,10	0,035	0,35	"
	3model6	"	-	1,00	0,10	0,025	0,25	Winterswijk
	4model6	"	-	1,00	0,10	0,035	0,35	"
	5model6	"	-	0,95	0,10	0,035	0,35	"

### 3.2.1. Analyse van de testresultaten

Tabel 2 geeft, voor verschillende combinaties van gewichtsfactoren, een overzicht van de verschillen tussen gemeten en berekende afvoersommen. Voor het berekenen van de afvoeren is een variabele  $\beta$  gebruikt. De reden om van een constante  $\beta = 0,5$  over te gaan op een variabele  $\beta$  is gelegen in het feit dat de zomerafvoeren consequent te laag berekend werden (uitgezonderd gedurende de maanden augustus en september; hier wordt nog op teruggekomen). In fig. 7 is af te lezen dat in geval van een constante  $\beta = 0,5$  de afvoerintensiteit met name bij diepere grondwaterstanden ('s zomers) te laag berekend wordt. Het overgaan op variabele  $\beta$  leverde bij het berekenen van de afvoer een verbetering op van ca. 5%.

Tabel 2. Overzicht van de voorspallingsfouten (%) in de afvoer van de modellen ERNST5, ERNST3 en ERNST6 voor het stroomgebied van de Groenlose Slinge (1974)

Procentuele fout per maand													
Model	jan.	febr.	mrt.	apr.	mei	juni	juli	aug.	sept.	okt.	nov.	dec.	gehele periode
1model5	7,9	28,8	-1,5	26,3	-26,1	-25,0	-25,7	143,7	57,1	22,3	24,4	-3,4	13,2
2model5	-4,9	13,4	-13,7	10,3	-35,9	-35,1	9,4	113,2	37,5	8,1	11,6	-11,0	1,1
3model5	-19,3	-3,6	-26,5	-5,6	-45,2	-44,6	-6,4	81,7	17,4	-7,9	-4,2	-21,4	-13,0
4model5	*	*	*	26,3	-26,1	-25,0	25,7	143,7	57,1	*	*	*	33,0
5model5	*	*	*	10,3	-35,9	-35,1	9,4	113,2	37,5	*	*	*	16,0
6model5	*	*	*	-5,6	-45,2	-44,6	-6,4	81,7	17,4	*	*	*	-0,9
1model3	*	*	*	20,0	-8,7	-13,3	-13,8	-33,7	-44,0	*	*	*	-16,3
2model3	*	*	*	28,4	9,4	12,2	18,1	5,0	31,5	*	*	*	3,4
3model3	*	*	*	35,6	0,0	-6,7	-8,3	-30,1	-41,4	*	*	*	-9,2
4model3	*	*	*	20,0	-8,7	-13,3	5,6	176,7	115,9	*	*	*	51,6
5model3	-4,3	41,4	8,6	88,3	25,6	11,3	25,2	207,6	127,8	74,2	47,5	8,1	33,5
1model6	-3,8	41,8	8,5	36,3	-15,8	-3,7	120,8	360,6	145,6	78,2	47,7	8,1	37,0
2model6	*	*	*	9,3	-22,0	-7,8	115,3	355,1	144,4	*	*	*	95,2
3model6	*	*	*	15,2	-8,0	21,5	43,4	60,7	101,9	*	*	*	40,9
4model6	*	*	*	9,3	-20,7	-6,5	2,5	10,8	44,0	*	*	*	8,2
5model6	*	*	*	19,7	-17,4	-4,2	4,2	11,9	44,7	*	*	*	11,5

Binnen het door Ernst geschatte interval van mogelijke waarden van de transmissibiliteit van de ondergrond  $kD$  (2000-2500  $m^2/d$ ) is nagegaan wat de invloed van de grootte van de  $kD$ -waarde op de (berekende) afvoer is in met name de zomerperiode (diepe grondwaterstanden). Een dermate kleine variatie in  $kD$  blijkt nauwelijks van invloed te zijn zodat in het vervolg een  $kD$ -waarde van 2250  $m^2/d$  is aangehouden.

Het al eerder genoemde feit dat de afvoer gedurende de maanden augustus en september veel te hoog werd berekend komt doordat de sterke grondwaterstandsstijging ter plaatse van de landbouwbuizen zeer waarschijnlijk niet optreedt in de rest van het stroomgebied. Het KNMI-station Winterswijk (zie fig. 1) geeft voor de periode half juli tot september ca. 100 mm minder neerslag dan het nabij de landbouwbuizen gelegen station Borculo. Gedurende augustus en september wordt derhalve met te ondiepe grondwaterstanden gerekend.

### 3.2.2. Conclusies met betrekking tot model ERNST5

Wanneer, gelet op het voorgaande, aan de fouten gedurende augustus en september niet te veel gewicht wordt toegekend kan geconcludeerd worden dat bij een gewichtsverhouding van de waarnemingen van de landbouwbuizen van 10:1:1:10 (L7-L13-L19-L20) het gemeten afvoerloop het best wordt benaderd (zie tabel 2, '5model5'). Nu de 'optimale' verhouding van gewichtsfactoren van de 4 landbouwbuizen bekend is wordt het algoritme zodanig gewijzigd dat de afvoer niet meer uit de g e r e g i s t r e e r d e, maar uit een b e r e k e n d e gemiddelde grondwaterstand wordt berekend. De gemiddelde grondwaterstand wordt berekend door dagelijks de verschillende componenten van een - sterk vereenvoudigde - waterbalans van het stroomgebied te berekenen; model ERNST3.

### 3.3. Model ERNST3

#### 3.3.1. Beschrijving van het model

Model ERNST3 berekent, in tegenstelling tot het voorgaande model, ERNST1, dagelijks de afvoer uit een b e r e k e n d e gemiddelde grondwaterstand die bekend is omdat de componenten van de waterbalans

van het stroomgebied berekend worden. Hiertoe werd aan het algoritme van model ERNST 1 een model toegevoegd voor de onverzadigde zone om het mogelijk te maken de verandering in de vochttoestand van deze zone onder invloed van neerslag en verdamping te benaderen (THORNWAITE c.s., zie VAN DER MOLEN (1975)). In dit model (fig. 15a) wordt de onverzadigde zone weergegeven door middel van een reservoir met capaciteit  $ST_0$ . Bij het starten van de berekeningen wordt het

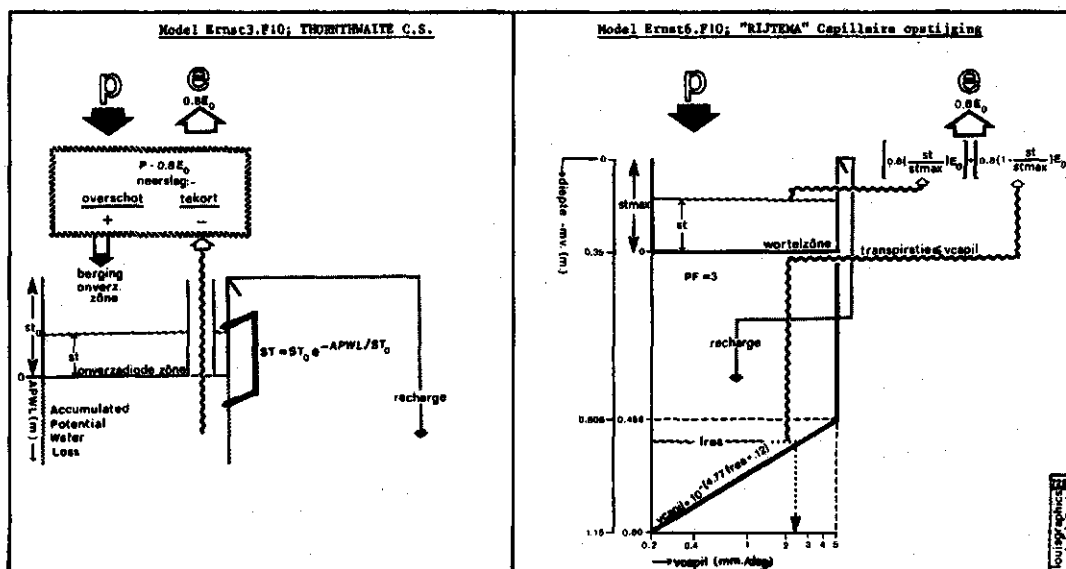


Fig. 15. Twee benaderingen ter berekening van de waterbalans van de onverzadigde zone; modellen ERNST3.F10 en ERNST6.F10

verschil berekend tussen de neerslag  $p$  en de evapotranspiratie  $0,8 E_0$ . Neerslagtekorten ( $p - 0,8 E_0 < 0$ ) worden gesommeerd (APWL: accumulated potential water loss) waarna de actuele berging  $ST$  kan worden berekend:

$$ST = ST_0 \exp(-APWL/ST_0) \quad (\text{mm}) \quad (14)$$

Een eventueel optredend neerslagoverschot ( $p - 0,8 E_0 > 0$ ) wordt in zijn geheel toegevoegd aan de actuele berging. In geval van overschrijding van de maximale berging  $ST_0$  treedt voeding (recharge) op

van het grondwater. De grootte van de hierdoor veroorzaakte grondwaterstandsstijging hangt af van de voor de bergingscoëfficiënt  $\mu$  aangenomen waarde. Hetzelfde geldt voor de grondwaterstandsvaling tengevolge van de afvoer. Het model berekent aan het einde van iedere dag ( $i$ ) de grondwaterstandsverandering ( $\Delta FR(i)$ ) tengevolge van de afvoer ( $U_{ber}(i)$ ) en recharge ( $RECH(i)$ ):

$$\Delta FR(i) = U_{ber}(i)/\mu - RECH(i)/\mu \quad (m) \quad (15)$$

$$\text{met } U_{ber}(i) = f(FR_{ber}(i - 1)) \quad (m/d) \quad (16)$$

Voor de grondwaterstand op dag  $i$  geldt dan:

$$FR_{ber}(i) = FR_{ber}(i - 1) + \Delta FR(i) \quad (m) \quad (17)$$

Uit deze grondwaterstand wordt vervolgens de afvoer voor dag ( $i + 1$ ) berekend, enz. Voor de grondwaterstand dient een startwaarde te worden ingevoerd. De waarde van  $\mu$  wordt geacht constant te zijn over het gehele profiel (freatisch water).

### 3.3.2. Analyse van de testresultaten

De maximale bergingscapaciteit van de onverzadigde zone is gesteld op 100 mm. De waarde van de bergingscoëfficiënt (modelparameter 'PORO') heeft een aanzienlijke invloed op het berekende afvoerverloop. Een waarde van 0,10 wordt in redelijke overeenstemming met de werkelijkheid geacht. De startwaarde van de grondwaterstand is zodanig gekozen dat het verschil tussen de berekende en de gemeten afvoertensiteit aan het begin van de periode (1 jan. of 1 april) minimaal is. Bij de berekening van het afvoerverloop over de periode april tot oktober is een startwaarde van 1,00 m-m.v. aangehouden. Worden de berekeningen gestart op 1 januari dan is de startwaarde 0,75 m-m.v. In eerste instantie zijn gegevens gebruikt van KNMI-stations Borculo (neerslag) en Winterswijk (verdamping) gebruikt.

Bij het beoordelen van de resultaten, bereikt met model ERNST3, is zowel op het verschil tussen berekende en gemeten afvoer *i n t e n s i t e i t* als op het verschil tussen berekende en gemeten afvoersom gelet. In fig. 16 is het berekende en gemeten afvoerverloop

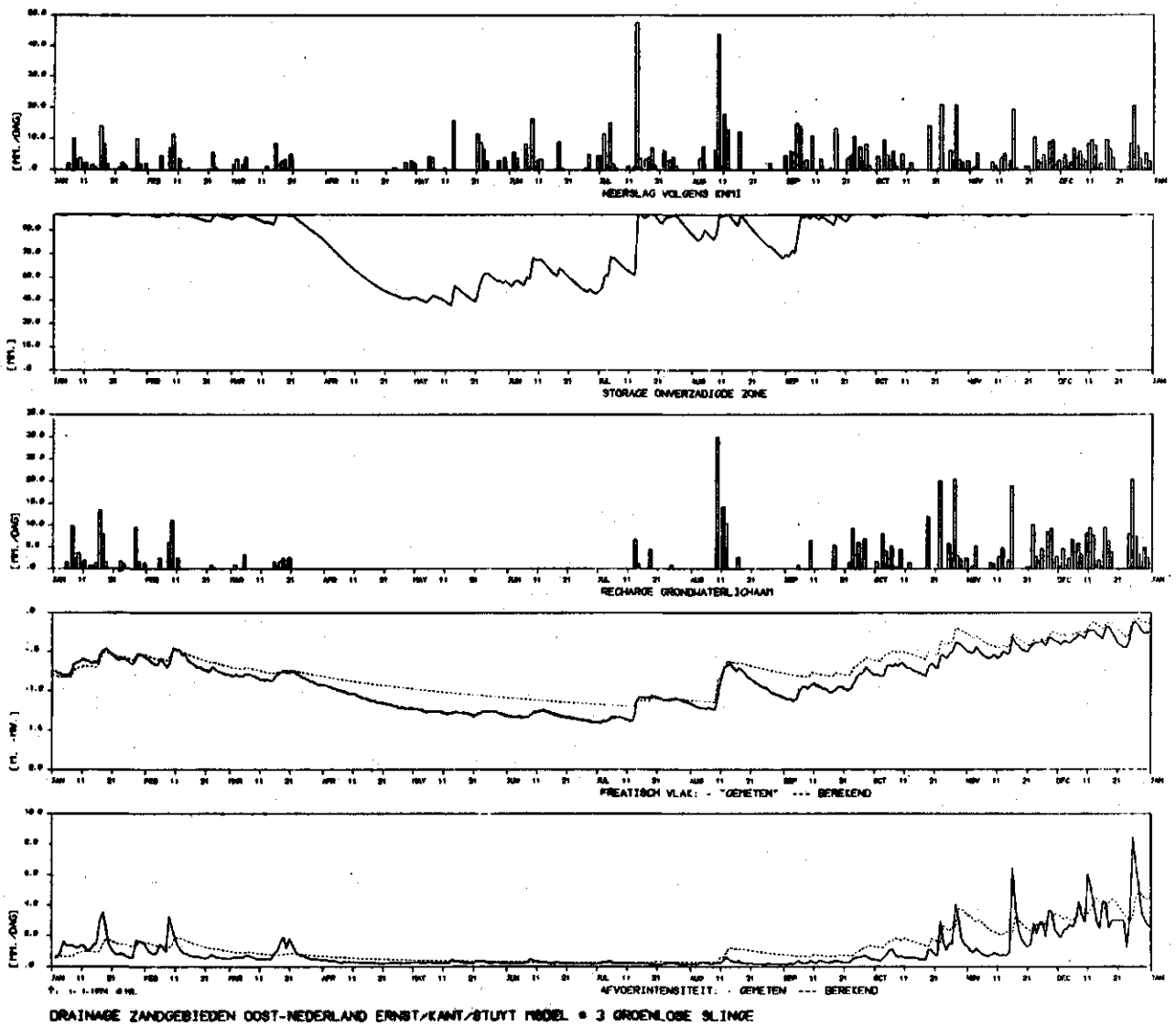


Fig. 16. Voorspelde basisafvoer en gemiddelde grondwaterstand gedurende het jaar 1974 met behulp van model ERNST3



over het gehele jaar 1974 weergegeven. Ook is in deze figuur het verloop van de berging in de onverzadigde zone te volgen. Het 'gemeten' freatisch vlak in deze figuur is het beste (gemiddelde) verloop van de grondwaterstand dat afgeleid kon worden uit de eerder genoemde 4 grondwaterstandsbuizen (gewichtverhoudingen 10:1:1:10, zie 3.2.3). De bijbehorende procentuele fouten in de voorspelde afvoer zijn vermeld in tabel 2 (5model3). De veel te hoog berekende afvoersommen gedurende de maanden augustus en september zijn het gevolg van de zeer hoge neerslagen gedurende de periode half juli tot van station Borculo, vergeleken met de stations Winterswijk en Lichtenvoorde. Hetzelfde verschijnsel treedt uiteraard op bij berekening van het afvoerverloop over de periode 1 april tot 1 oktober (4model3). Reduceren van deze hoge (lokale) neerslag tot gebiedsneerslag ('lumpen') is in feite noodzakelijk om een correcte berekening van de grondwaterstand door het model mogelijk te maken.

Worden de neerslaggegevens van station Winterswijk gebruikt dan zijn de verschillen tussen berekende en gemeten afvoersommen, voor wat betreft de maanden augustus en september, beduidend geringer (1,2,3model3).

Fig. 17 geeft het berekende en gemeten afvoerverloop over de periode 1 april tot 1 oktober (1model3).

### 3.3.3. Conclusies met betrekking tot model ERNST3

Aan de hand van de test-runs moet worden geconcludeerd dat het model voor de onverzadigde zone nogal 'ongevoelig' is. Onbegrijpelijk is dit niet, wanneer bedacht wordt dat het Thornthwaite-model uitgaat van een diepe grondwaterstand. Het vrijwel volledig achterwege blijven van recharge is zeer waarschijnlijk niet in overeenstemming met de werkelijkheid. Tevens is de afname van de afvoerintensiteit tijdens droge perioden, de recessie, veel te traag. De grootste tekortkoming van model ERNST3 blijkt namelijk het o n t b r e k e n van capillaire opstijging te zijn. Geconcludeerd werd dat het model voor de onverzadigde zone niet voldeed en vervangen diende te worden door een model dat de processen in die zone beter beschrijft. In model ERNST6 werd een nieuw model voor de onverzadigde zone ingebouwd.

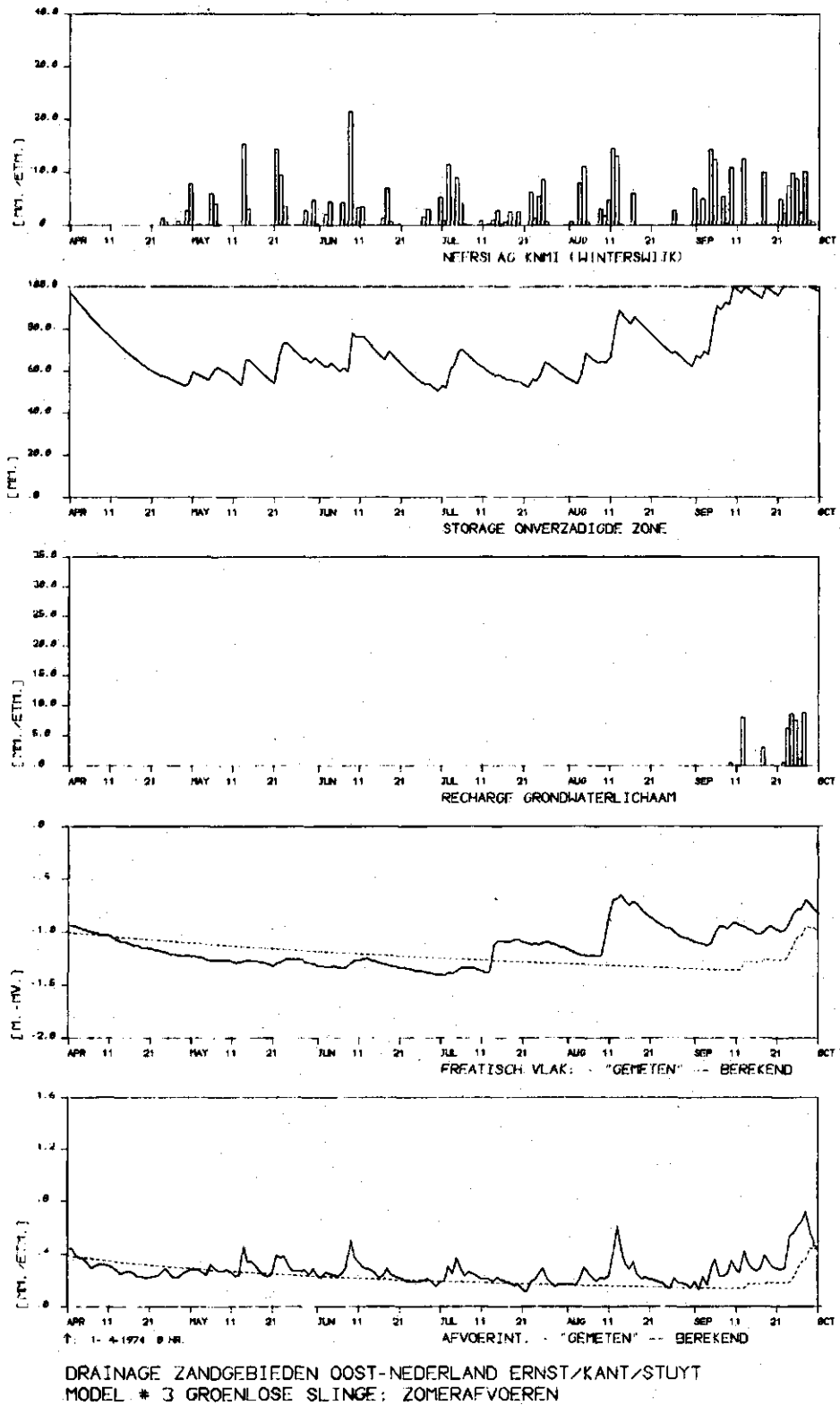


Fig. 17. Voorspelde basisafvoer en gemiddelde grondwaterstand gedurende de zomer van het jaar 1974 met behulp van model ERNST3

### 3.4. Model ERNST6

#### 3.4.1. Beschrijving van het model

In model ERNST6 is het model voor de onverzadigde zone volgens Thornthwaite & Mather, gebruikt in model ERNST3, vervangen ten einde tegemoet te kunnen komen aan de geconstateerde tekortkomingen van ERNST3, te weten het ontbreken van capillaire opstijging en het niet of nauwelijks optreden van recharge gedurende het zomerhalfjaar.

In tegenstelling tot ERNST3 worden bij ERNST6 neerslag  $p$  en evapotranspiratie  $0,8 E_0$  afzonderlijk ingevoerd. Het model dat de processen in de onverzadigde zone beschrijft is weergegeven in fig. 15b. Bij het opstellen van de waterbalans van de onverzadigde zone wordt alleen de wortelzone beschouwd. In het model wordt de wortelzone weergegeven door middel van een reservoir. De veranderingen in het vochtgehalte in het gedeelte van de onverzadigde zone tussen het freatisch vlak en de wortelzone worden verwaarloosd. De neerslag  $p$  wordt in zijn geheel toegevoegd aan de berging van de wortelzone. Bij overschrijden van de bergingscapaciteit  $ST_{MAX}$  treedt voeding van het grondwater op ('recharge'). Bij aanvang van de berekeningen wordt uitgegaan van een volledig gevuld reservoir (wortelzone).

De evapotranspiratie  $0,8 E_0$  wordt in het model gedeeltelijk aan de wortelzone en gedeeltelijk aan het grondwaterreservoir (via capillaire opstijging) onttrokken. Voor het vaststellen van de verhouding waarin beide reservoirs aan de evapotranspiratie bijdragen is een lineair verband aangenomen tussen de vullingsgraad van de wortelzone,  $(ST/ST_{MAX})$ , en de geleverde bijdrage, zodat:

$$- \text{bijdrage wortelzone: } 0,8 E_0 \frac{ST}{ST_{MAX}} \quad (\text{m/d}) \quad (18)$$

$$- \text{bijdrage grondwater: } 0,8 E_0 \left(1 - \frac{ST}{ST_{MAX}}\right) \quad (\text{m/d}) \quad (19)$$

De modelstructuur is zodanig dat de capillaire opstijging niet groter kan zijn dan de waarden die RIJTEMA (1969) geeft voor een 'medium coarse sand' ('Rijtema 2'), waarbij wordt aangenomen dat de  $pF$  in het profiel 3 bedraagt, onafhankelijk van de diepte (zie de vochtspanningsprofielen van 'Rijtema 2' in fig. 18). Semi-logarit-

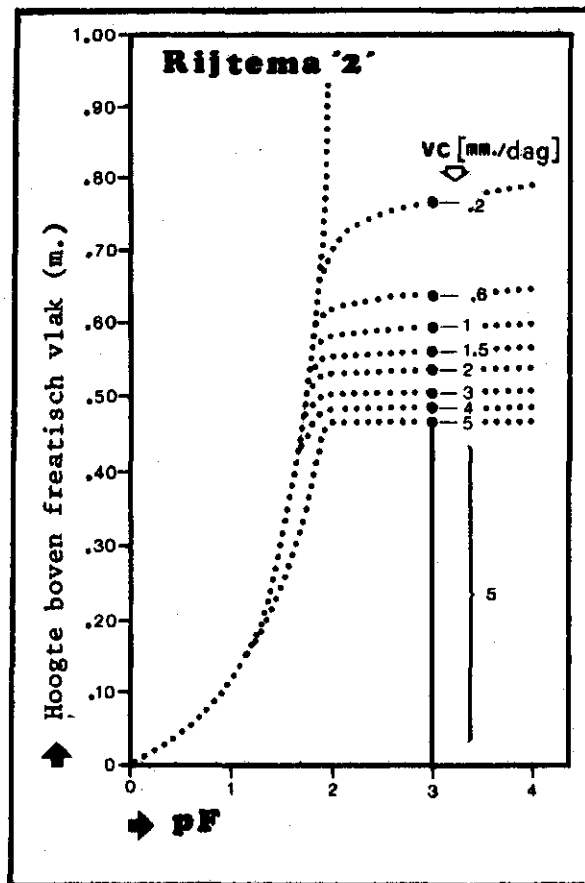


Fig. 18. Vochtspanningsprofiel van 'medium coarse sand'

misch uitzetten van de capillaire opstijging VC tegen de hoogte boven het freatisch vlak FR laat een nagenoeg lineair verband zien (fig. 19. Met behulp van lineaire regressie wordt dit verband beschreven als ( $r = 0,996$ ):

$$VC = 10^{-(4,7664 FR + 0,1215)} \quad FR > 0,456 \text{ m} \quad (\text{m/d}) \quad (20)$$

$$\text{met } VC = 0,005 \quad FR \leq 0,456 \text{ m} \quad (\text{m/d}) \quad (21)$$

In verband met het bergingsverloop in de wortelzone is het van belang zich te realiseren dat eerst de neerslag en daarna de evapotranspiratie wordt verwerkt.

Bij dit model is de grondwaterstandsverandering op dag  $i$ ,  $\Delta FR(i)$ , afhankelijk van de afvoer  $U_{\text{ber}}(i)$ , recharge  $RECH(i)$  en capillaire

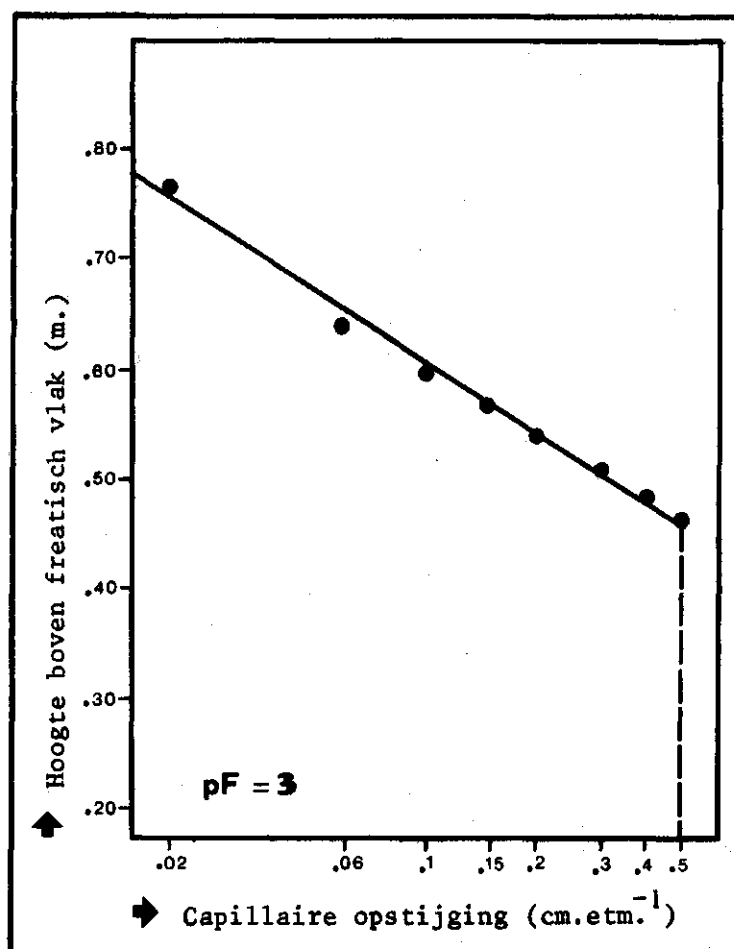


Fig. 19. Capillaire opstijging volgens model ERNST6

opstijging VC(i):

$$\Delta FR(i) = U_{ber}(i)/\mu - RECH(i)/\mu + VC(i)/\mu \quad (m) \quad (22)$$

met  $\mu$  = bergingscoëfficiënt (-)

$$\text{en } U_{ber}(i) = f(FR_{ber}(i-1)) \quad (m/d) \quad (16)$$

Voor de grondwaterstand op dag i geldt:

$$FR_{ber}(i) = FR_{ber}(i-1) + \Delta FR(i) \quad (m) \quad (17)$$

Uit deze grondwaterstand wordt vervolgens de afvoerintensiteit op dag  $i + 1$  berekend, enz. Evenals bij model ERNST3 is het noodzakelijk

een startwaarde voor de grondwaterstand in te voeren.

#### 3.4.2. Analyse van de testresultaten

Voor de bergingscoëfficiënt is wederom 0,10 aangehouden. Ook de startwaarden voor de grondwaterstand (op 1 jan. of op 1 april) zijn ten opzichte van model ERNST3 niet veranderd (resp. 0,75 en 1,00 m-m.v.). Na in eerste instantie te zijn uitgegaan van een maximale berging in de wortelzone van 25 mm (grasland, bewortelingsdiepte ca. 25 cm;  $\mu = 10\%$ ) is dit later gesteld op 35 mm, toen bleek dat de afvoerintensiteit aanzienlijk te hoog werd berekend (vergelijk 3model6 met 4model6, tabel 2). Ook bij model ERNST6 blijkt weer dat de berekende afvoerintensiteit te hoog uitvalt wanneer neerslaggegevens van het KNMI-station Borculo worden gebruikt (1,2model6). Fig. 20 geeft het berekende en het gemeten afvoerverloop over het gehele jaar 1974 (1model6).

Het 'gemeten' freatisch vlak in deze figuur is weer het beste verloop van de grondwaterstand volgens de 4 grondwaterstandsbuizen. Wanneer de neerslaggegevens van het station Winterswijk worden gebruikt blijkt dat het gemeten afvoerverloop gedurende de zomermaanden vrij goed wordt benaderd. Zie voor grafische weergave fig. 21. Het aanzienlijke verschil tussen de berekende en de gemeten afvoersom (4model6); (+44%) over de maand september is het gevolg van het feit dat de beschouwing over de vochtverandering in de onverzadigde zone zich in het model beperkt tot de wortelzone. In een periode van aanhoudende regen (najaar) kan de berging in de rest van de onverzadigde zone echter niet meer worden verwaarloosd. Het model overschat derhalve de recharge hetgeen een te hoog voorspelde grondwaterstand tot gevolg heeft en dientengevolge een te hoge afvoerintensiteit. Het model blijkt ook gedurende de wintermaanden het gemeten afvoerverloop redelijk goed te benaderen. Het eenmaal op veldcapaciteit zijn van de grond maakt zichtbaar weer een correcte berekening van de recharge mogelijk.

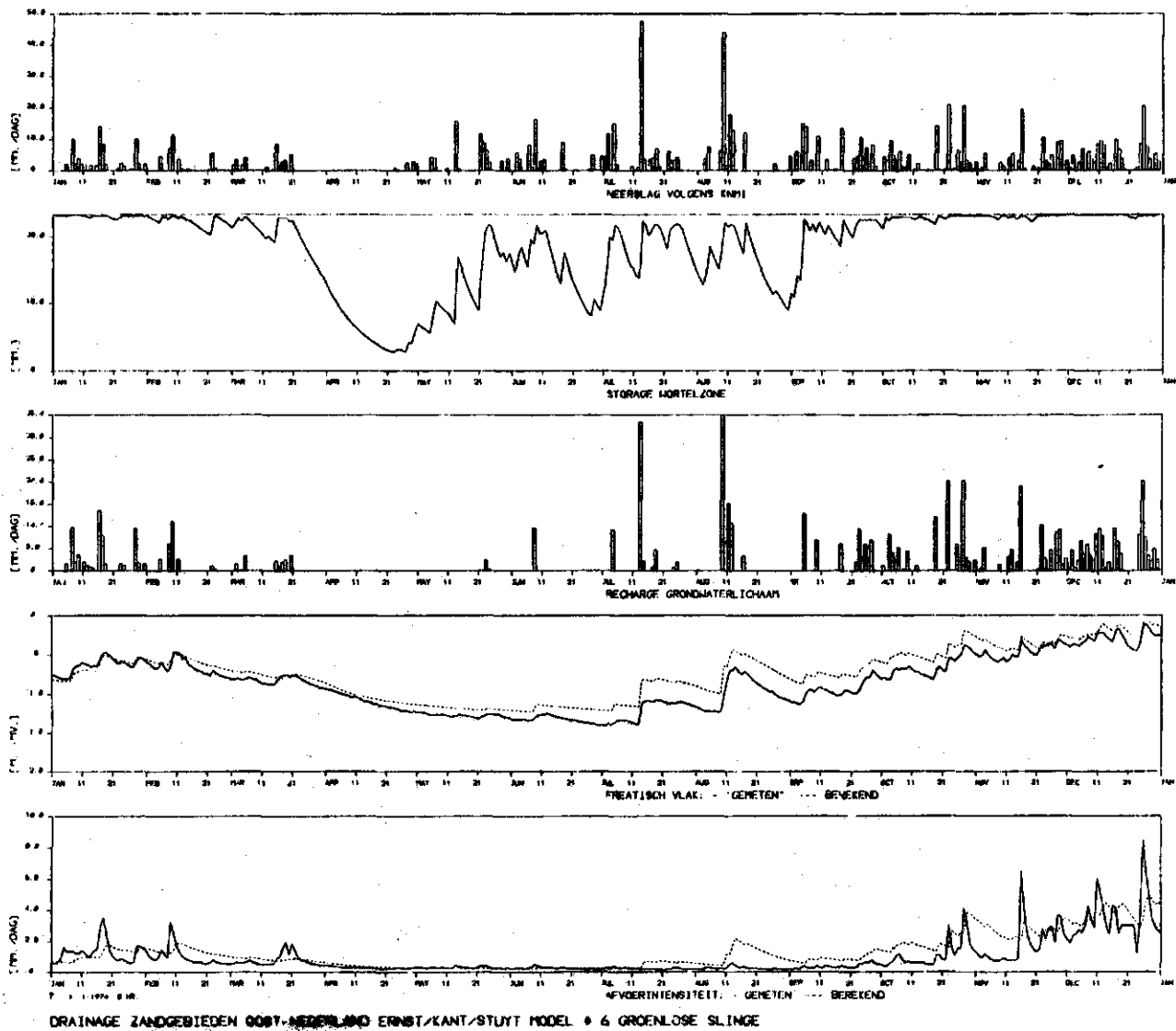
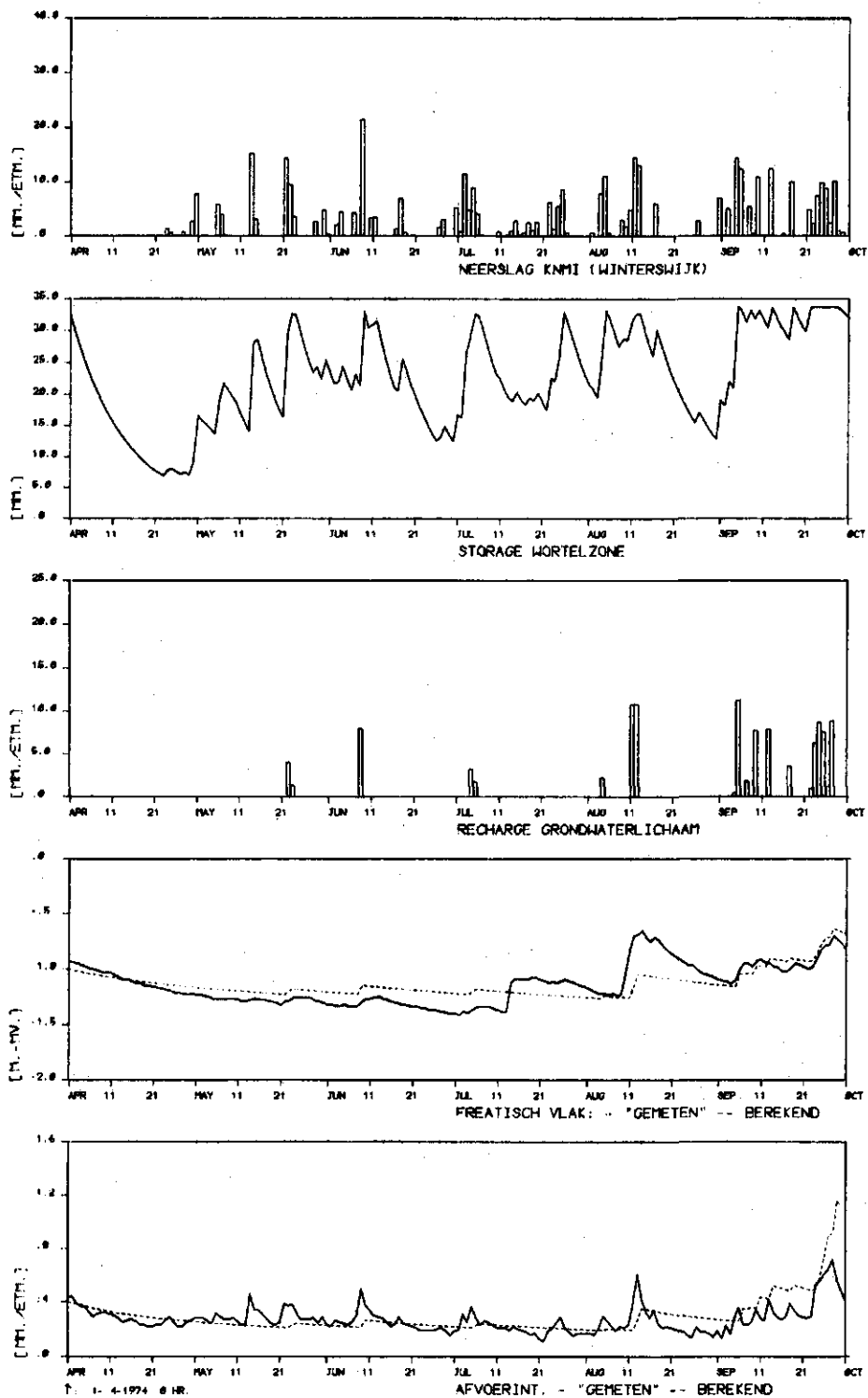


Fig. 20. Voorspelde basisafvoer en gemiddelde grondwaterstand gedurende het jaar 1974 met behulp van model ERNST6



DRAINAGE ZANDGEBIEDEN OOST-NEDERLAND ERNST/KANT/STUYT  
 MODEL # 6 GROENLOSE SLINGE; ZOMERAFVOEREN

Fig. 21. Voorspelde basisafvoer en gemiddelde grondwaterstand gedurende de zomer van het jaar 1974 met behulp van model ERNST6



### 3.4.3. Conclusies met betrekking tot model ERNST6

Het vergelijken van de resultaten van de modellen ERNST3 en ERNST6 valt in het voordeel uit van het laatstgenoemde (vergelijk de fig. 17 en 21). Het in model brengen van de capillaire opstijging en het op een andere wijze beschouwen van de vochtveranderingen in de onverzadigde zone maken model ERNST6 aanzienlijk realistischer dan model ERNST3. Gelet op de grondwaterstand gedurende de zomer (1,10-1,40 m-m.v.) is de door het model berekende recharge (afwezig bij model ERNST3) tijdens deze periode reëel te noemen. De tijdstippen waarop de recharge volgens het model plaats vindt vallen samen met de pieken in het gemeten afvoerverloop. Door het 'base-flow' karakter van het model ( $U = U(\text{FREA})$ ), zijn de berekende afvoerintensiteiten tijdens deze pieken lager dan de gemeten afvoerintensiteiten. De grilligheid van het gemeten afvoerverloop is voornamelijk te wijten aan de neerslag die in de nabijheid van de waterlopen valt en die steeds snel tot een (geringe) verhoging van de afvoerintensiteit leidt. Dit aspect is uiteraard niet in het berekende afvoerverloop terug te vinden, daar in het model verhoging van de afvoerintensiteit alleen optreedt tengevolge van een algemene grondwaterstandsstijging. Met uitzondering van perioden dat niet alleen in de wortelzone maar in de gehele onverzadigde zone grote veranderingen in het vochtgehalte optreden (b.v. najaar: aanhoudende neerslag, geringe verdamping) kan gesteld worden dat het gemeten afvoerverloop met model ERNST6 voldoende nauwkeurig wordt benaderd om waterconserveeringsstudies over de periode 1 april tot 1 oktober, verantwoord te doen zijn.

#### 4. SIMULATIE VAN WATERCONSERVERING MET BEHULP VAN HET COMPUTERMODEL

##### 4.1. I n l e i d i n g

Indien de vochtvoorziening aan een gewas optimaal is, verdampt dit potentieel ( $E_{pot}$ ). In dit verslag wordt gesteld:

$$E_{pot} = 0,8 E_o \quad (\text{mm/d}) \quad (23)$$

hierin is:  $E_o$  = verdamping volgens Penman (volgens KNMI) (mm/d)

0,8 = correctiefactor, onder andere ingevoerd om de overdag gemeten waarde van  $E_o$  voor het gehele etmaal geldig te doen zijn

Onder deze omstandigheden wordt het gewas in zijn ontwikkeling niet beperkt door de factor 'vochtvoorziening'.

Is de vochtvoorziening n i e t optimaal, dan kan deze een beperkende factor gaan vormen voor de opbrengst, waarbij:

$$E_{act} \leq E_{pot} \quad (\text{mm/d}) \quad (24)$$

hierin is:  $E_{act}$  = de actuele verdamping

Een mogelijk gevolg is droogteschade (i.c. opbrengstderving) waarbij een verband zal bestaan tussen  $E_{act}$  en de opbrengst  $y$ :

$$y = f\left(\frac{E_{act}}{E_{pot}}\right) \quad (\text{t/ha}) \quad (25)$$

Voor granen en aardappels is dit verband bij benadering lineair, terwijl voor grasland een kwadratisch verband is aangetoond (VAN DER MOLEN (1977), RIJTEMA (1971), DE LAAT (1972)). VAN BOHEEMEN (1980) geeft een lineair verband voor gras. In Nederland is gedurende het groeiseizoen (het zomerhalfjaar: april t/m september) de evapotranspiratie  $E_{act}$  bijna steeds groter dan de neerslagsom  $P$ , zelfs in zeer natte jaren. Voor een gemiddeld jaar geldt (Cult. Vademecum p. 106):

	$P$	$E_{pot}$	$P - E_{pot}$	
Winterhalfjaar	380	80	300	
zomerhalfjaar	425	465	-40	cumulatief in mm

Voor de gewasverdamping geldt:

$$E_{act} = P + VC - \Delta ST \quad (\text{mm/d}) \quad (26)$$

hierin is: VC = capillaire opstijging vanuit het grondwater (mm/d)  
-  $\Delta ST$  = verandering vochtvoorraad effectieve wortelzone  
(mm/d)

De gedurende het zomerhalfjaar optredende neerslagtekorten kunnen zodanig groot zijn dat deze niet gedekt kunnen worden door waterlevering uit de bodem. Aanvoer van water is dan noodzakelijk wil men het eventueel optreden van droogteschade voorkomen. Indien zoet water aanwezig is, is dit in de doorgaans vlakke poldergebieden geen probleem. In hellende zandgebieden is wateraanvoer niet altijd mogelijk (waarbij ook financiële overwegingen een rol kunnen spelen) of niet wenselijk, bijvoorbeeld om redenen van natuurbeheer. In theorie bestaan er dan enige mogelijkheden tot ingrijpen in het hydrologisch regime van een stroomgebied, gericht op het doen opheffen dan wel verminderen van een in de zomer optredend neerslagtekort. Deze mogelijkheden zijn:

- a. het vormen van open spaarbekkens waarin tijdelijk water kan worden opgeslagen,
- b. het afleiden van het overschot naar gebieden waar infiltratie plaats kan hebben, waarbij een voorraad in het grondwater wordt opgebouwd,
- c. het manipuleren met beekpeilen om de afstroming (basisafvoer) tegen te gaan, zodat in het voorjaar meer water in het bodemreservoir aanwezig is: **w a t e r c o n s e r v e r i n g**.

De onder a en b genoemde mogelijkheden lijken voor ons land weinig aantrekkelijk (het IJsselmeer vervult functie a (ten dele), mogelijkheid c wordt nader uitgewerkt.

**W a t e r c o n s e r v e r i n g** houdt in, dat men de basisafvoer probeert te verminderen. In de hellende zandgebieden in Nederland zijn vrijwel overal stuwen geïnstalleerd: waterconservering wordt dus in feite in de praktijk al toegepast. Het stuwbeheer - tijdstip en hoogte van opzetten van de stuwen - verschilt sterk van gebied tot gebied. Een effect van waterconservering is dat de grondwaterstand

gedurende het zomerhalfjaar minder snel zal dalen zodat voor de gewasproductie gedurende de zomer een grotere vochtvoorraad in de bodem beschikbaar kan zijn.

Met behulp van het in hoofdstuk 2 beschreven analytische computer simulatiemodel is het mogelijk om de invloed van kunstmatig verhoogde beekpeilen op het verloop van afvoerintensiteit en gemiddelde grondwaterstand in een stroomgebied gedurende het zomerhalfjaar bij benadering kwantitatief vast te stellen. De studie heeft betrekking op het stroomgebied van de Groenlose Slinge (zie fig. 1).

Als datum voor peilopzetting werd voor 1 april gekozen; bij nader inzien bleek dit een minder gelukkige keuze te zijn (zie later). De berekeningen zijn uitgevoerd voor drie meteorologisch verschillende jaren, elk met drie verschillende voorjaarsgrondwaterstanden. Naast het opzetten van peilen is met behulp van het model bestudeerd in welke mate de gevolgen van grondwaterwinning (in deze studie is gekozen voor een verlaagde voorjaarsgrondwaterstand) kunnen worden tegengegaan door het peil in sommige waterlopen op een hoger niveau te handhaven, bijvoorbeeld op het te verwachten niveau zonder ont-trekking. De gegevens zijn dezelve als die welke bij peilverhoging werden gebruikt. Voor het jaar 1974 zijn neerslag- en verdampingscijfers ontleend aan gegevens van het KNMI (station Winterswijk). Statistische gegevens (10% en 90% droog jaar) voor het zomerhalfjaar zijn afkomstig van DE BRUIN (1979). De gebruikte terminologie om een droogtegraad aan te geven is die welke door Rijtema wordt gehanteerd: een '90% droog jaar' is in deze terminologie een zeer nat jaar. (Bij andere auteurs loopt de schaal andersom: bij Rijkswaterstaat bijvoorbeeld is een jaar met droogtegraad  $D = 99\%$  equivalent met een '1% droog jaar' van Rijtema). Aangenomen wordt dat de overschrijding kansen van de verdampingssommen steeds in combinatie voorkomen met de overeenkomstige onderschrijding kansen van de neerslag sommen (BON en RIJTEMA, 1974). Neerslag- en verdampingscijfers worden voor het 10% en 90% droog jaar gegeven in de vorm van decadesommen (BRUIN, 1979). De gegevens zijn bewerkt als volgt: de gedurende de decade gevallen neerslag wordt geacht gevallen te zijn op de eerste

dag van de betreffende decade. De decade verdamping wordt gelijkelijk over de r e s t e r e n d e negen (evt. tien) dagen van de decade verdeeld.

De gedurende het zomerhalfjaar 1974 te Winterswijk geregistreerde neerslaghoeveelheid blijkt nagenoeg overeen te komen met die van een 50% droog jaar. De neerslag v e r d e l i n g wijkt echter aanzienlijk af.

#### Beperking

Het systeemconcept wordt in de hydrologie veelvuldig toegepast. Een systeem wordt hier gedefinieerd als een verzameling onderling verbonden elementen welke

- als één geheel wordt beschouwd
- via invoer en uitvoer verbonden is met zijn omgeving
- een invoer omzet in een bijbehorende uitvoer

In dit geval is het beschouwde systeem het stroomgebied van de Groenlose Slinge waar een gemiddelde grondwaterstand, als functie van de tijd, wordt omgezet in een bijbehorende basisafvoer, eveneens als functie van de tijd. In feite wordt in deze modelstudie het stroomgebied als op zichzelf staand deel van de realiteit v e r v a n g e n door een m o d e l met gelijkwaardige maar s i m p e l e r structuur dan het systeem zelf. Een en ander brengt met zich mee dat de uitkomsten van deze studie niet meer dan een indicatie kunnen zijn van eventueel in de praktijk winbare hoeveelheden.

#### 4.2. Water conservering door middel van peilverhoging in de waterlopen (Waterconservering 1)

##### 4.2.1. Het in model brengen van de peilverhoging

Het kunstmatig omzetten van beekpeilen wordt tijdens de model studie gesimuleerd door te manipuleren met de waarde van  $\beta$ : de hydraulische head ratio, welke als volgt is gedefinieerd (zie fig. 6):

$$\beta = \frac{b - h_o^*}{b - h^*} = \frac{\text{open waterstand leiding t.o.v. leidingbodem}}{\text{gemiddelde hoogte freatisch vlak t.o.v. leidingbodem}} \quad (-)$$

(27)

hierin is:  $b$  = diepte leidingbodem ten opzichte van maaiveld (m)

$h_o^*$  = waterstand in leiding ten opzichte van maaiveld  
( $h_o^* \leq b$ ) (m)

$h^*$  = diepte freatisch vlak ten opzichte van maaiveld  
( $h^* < b$ ) (m)

Theoretisch kan  $\beta$ , bij gelijk blijvende grondwaterstand in waarde fluctueren van nul (kanaal niet watervoerend) tot één (open waterstand = grondwaterstand). Indien een stationaire toestand wordt aangenomen betekent dit maximale opbolling (maximale afvoerintensiteit) respectievelijk geen opbolling (afvoerloos systeem).

Immers, voor een homogeen drainagestelsel (d.w.z. parallel, equidistant en alle leidingen dezelfde afmetingen) is de stationaire afvoer  $U$  evenredig met de opbolling  $\Delta h$ :

$$U = \frac{\text{opbolling}}{\text{drainageweerstand}} = \frac{\Delta h}{T} \quad (\text{m/d}) \quad (28)$$

Een hogere  $\beta$  leidt in het model tot een kleinere opbolling  $\Delta h$  en het opzetten van de beekpeilen in het stroomgebied wordt in de modelstudie gesimuleerd door het enigszins verhogen in waarde van modelparameter  $\beta$ . In de versie van het computermodel waarmee de conserveringsstudies werden verricht is  $\beta$  variabel, dat wil zeggen een functie van de leidingbodem ten opzichte van maaiveld en de gemiddelde grondwaterstand in het stroomgebied: zie fig. 22, de onderbroken lijnen. Onafhankelijk van de waarde die  $\beta$  aanneemt bedraagt de verhoging  $\Delta\beta$ : de doorgetrokken lijnenwaaier stelt de verzameling  $\beta$ 's voor welke in gestuwde toestand worden gebruikt. De verzameling voldoet aan de betrekking (ERNST, 1978b):

$$\beta = 0,5 + 0,4(b - 0,75) (\exp(-0,5h^* + 0,375) - 1) + \Delta\beta \quad (-) \quad (29)$$

Substitutie van betrekking (29) in de drainageformule:

$$U(b, h^*) = \sum_{h^*}^b \frac{1 - \beta - (b - h^*) (\partial\beta/\partial b)}{T(b, h^*)} \Delta b \quad (\text{m/d}) \quad (30)$$

laat zien dat tengevolge van een verhoging  $\Delta\beta$  de basisafvoer in gestuwde toestand is afgenomen:

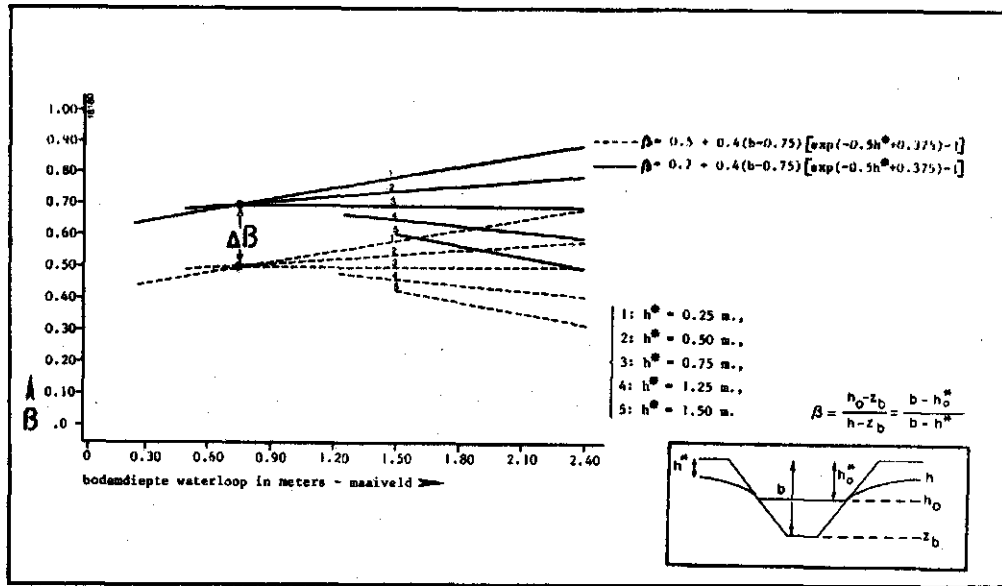


Fig. 22. De verandering in waarde van  $\beta$  (variabel) bij het simuleren van peilverhoging of grondwaterstands daling

$$U(b, h^*)_{\text{gestuwd}} = \sum_h^b \frac{1 - \beta - \Delta\beta - (b - h^*) (\partial\beta/\partial b)}{T(b, h^*)} b \quad (\text{m. etm}^{-1})$$

$$\Delta\beta > 0 \quad (31)$$

De afname van de afvoer tengevolge van de peilverhoging wordt gevonden door voor het zomerhalfjaar de cumulatieve afvoer te berekenen volgens (30) respectievelijk (31) en de gevonden totalen van elkaar af te trekken (zie fig. 23).

Het opzetten van de peilen in de waterlopen is in fig. 24 schematisch weergegeven ('waterconservering 1'): in een dwarsdoorsnede door het profiel wordt het verloop van freatisch vlak en open waterstanden in de leidingen voor de opgestuwde (onderbroken lijn) respectievelijk gestuwde toestand (doorgetrokken lijn) sterk vereenvoudigd weergegeven. Indien men betrekking (27) als volgt weergeeft:

$$\beta = \frac{y}{b - h^*} \quad (\text{m}) \quad (32a)$$

hierin is:  $y = b - h_0^*$  = open waterstand leiding ten opzichte van leidingbodem, oftewel:

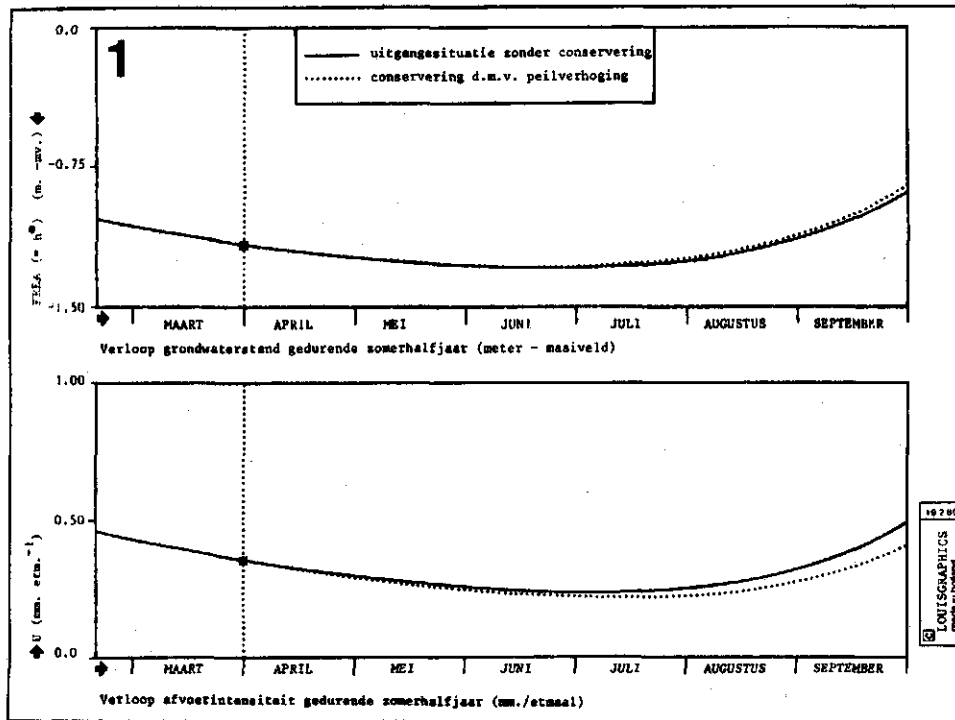


Fig. 23. Verloop gemiddelde grondwaterstand en basisafvoer gedurende de zomer mét of zonder waterconservering

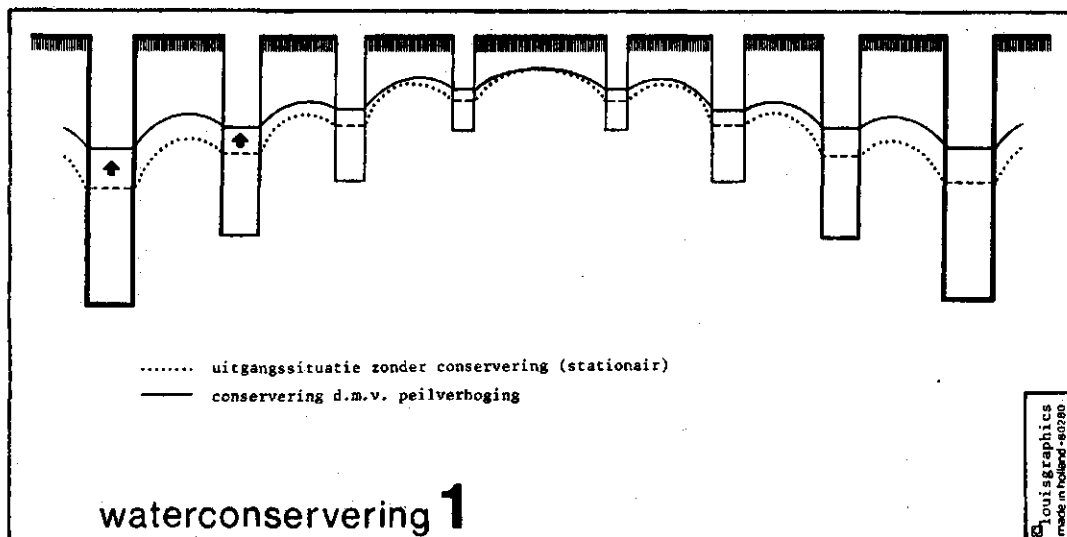


Fig. 24. Verloop waterstand in kanalen en freatisch vlak mét of zonder waterconservering



$$y = \beta(b - h^*) \quad (\text{m}) \quad (32\text{b})$$

dan kan men schrijven:

$$y = \beta b - \beta h^* \quad (\text{m}) \quad (32\text{c})$$

Uitgaande van een gemiddelde waarde voor het freatisch vlak ten opzichte van het maaiveld ( $h^*$  constant) blijkt dat er een lineaire evenredigheid bestaat tussen de verandering in de open waterstand  $\Delta y$  en de bodemdiepte van de waterloop  $b$ , bij bepaalde  $\Delta\beta$ :

$$\Delta y = \Delta\beta b \quad (\text{m}) \quad (33)$$

De verandering in  $\Delta\beta$  is immers onafhankelijk van  $b$  en  $h^*$ . Deze situatie is in fig. 24 schematisch weergegeven. Een en ander lijkt in overeenstemming met de werkelijke situatie in het stroomgebied.

Onafhankelijk van de voorjaarsgrondwaterstand is opstuwung gesimuleerd voor een zestal waarden van  $\Delta\beta$ , te weten 0,10; 0,15; 0,20; 0,25; 0,30; 0,35. De in tabellen en plots weergegeven waarden van de opstuwung  $\Delta y$  hebben betrekking op een waterloop met diepte 2,25 m (Groenlose Slinge) en de uitgangstoestand op 1 april (voorjaarsgrondwaterstanden). Op deze wijze verkregen waarden van de opstuwung  $\Delta y$  variëren, afhankelijk van de voorjaarsgrondwaterstand, van  $\pm 13$  cm tot  $\pm 45$  cm, voldoende om de in werkelijkheid optredende waarden volledig te omvatten.

#### 4.2.2. Resultaten en discussie

Een effect van waterconservering zal zijn dat grondwaterstanden gedurende het zomerhalfjaar minder snel zullen dalen. Daarnaast zal de intensiteit van de basisafvoer lager zijn (zie fig. 23, waar het verloop van beide grootheden gedurende het zomerhalfjaar schematisch is weergegeven). Ten einde effecten met betrekking tot de gewasproductie te kunnen voorspelen dient voor het stroomgebied een waterbalans te worden opgesteld (VAN DER MOLEN (1977)):

$$PE + GI + SI + AR = VC + GO + U + PR + \Delta ST \quad (\text{mm}) \quad (34)$$

hierin is: PE = effectieve neerslag (mm)  
 GI = instroming grondwater (mm)  
 SI = instroming uit open water (mm)  
 AR = kunstmatige infiltratie (mm)  
 VC = capillaire opstijging (mm)  
 GO = afvoer van grondwater (mm)  
 U = uitstroming naar open water (mm)  
 PR = winning van grondwater (mm)  
 ΔST = de bergingsverandering (mm)

Verwaarlozen van de bijdragen van GI, SI, AR, GO en PR levert de vereenvoudigde waterbalans:

$$PE = VC + U + \Delta ST \quad (\text{mm}) \quad (35)$$

of in woorden: voeding = afvoer + capillaire opstijging + verandering berging. Indien men ervan uitgaat dat de effectieve neerslag PE niet beïnvloed wordt door het opzetten van de peilen, dan geldt:

$$VC_1 + U_1 + ST_1 = VC_2 + U_2 + \Delta ST_2 \quad (\text{mm}) \quad (36)$$

hierin is: index 1 = toestand zonder opstuwing  
 index 2 = toestand met opstuwing

Voor het zomerhalfjaar geldt:

$$U_1 - U_2 = (VC_2 - VC_1) + (\Delta ST_2 - \Delta ST_1) \quad (\text{mm}) \quad (37)$$

of in woorden: de cumulatieve afname van de basisafvoer gedurende het zomerhalfjaar tengevolge van het opzetten van de peilen is gelijk aan de verandering in de capillaire opstijging (positief) en een verminderde bergingsverandering, immers  $VC_2 > VC_1$  en  $-\Delta ST_2 < -\Delta ST_1$

Bovenstaande analyse heeft betrekking op de veranderingen welke in het onderzochte systeem - het stroomgebied van de Groenlose Slinge - zullen optreden. Genoemd systeem is in de modelstudie echter vervangen door een computermodel met gelijkwaardige maar simpeler structuur en men dient zich af te vragen in hoeverre de berekende veranderingen in de vereenvoudigde waterbalans overeenstemmen met in het

stroomgebied te verwachten reacties. In dit verband is met name de wijze waarop de waterbalans van de onverzadigde zone wordt berekend van belang (zie fig. 15). Bij de berekeningen is de 'vraag' door het gewas,  $0,8 E_o$  (potentiële verdamping volgens Penman, data KNMI) onafhankelijk van de actueel in de onverzadigde zone heersende toestand. De vraag wordt niet beïnvloed door het al dan niet opzetten van stuwpeilen in het stroomgebied. In het - zeer eenvoudige - model dat de onverzadigde zone representeert wordt het 'aanbod' vanuit wortelzone en via capillaire nalevering aan de 'vraag' aangepast. Zonder uitzondering bleek in ongestuwde toestand het 'aanbod' de 'vraag' te overtreffen:

$$E_{act} = E_{pot} = 0,8 E_o \quad (\text{mm/d}) \quad (38)$$

zodat de factor 'vochtvoorziening' in ongestuwde toestand gedurende het zomerhalfjaar steeds optimaal was. In de gestuwde toestand heeft het toegenomen 'aanbod' de waterbalans van de onverzadigde zone niet beïnvloed behoudens de verminderde bergingsverandering, zodat voor het zomerhalfjaar geldt:

$$U_1 - U_2 = (VC_2 - VC_1) + (\Delta ST_2 - \Delta ST_1) \quad (\text{mm}) \quad (39)$$

hierin is:  $VC_2 = VC_1$ , zodat:

$$U_1 - U_2 = \Delta ST_2 - \Delta ST_1 \quad (\text{mm}) \quad (40)$$

Dit betekent dat de door het model berekende winst tengevolge van het opzetten van de peilen volledig wordt teruggevonden in een verminderde afname van de berging in de bodem. Afgezien van bergingsveranderingen in de wortelzone welke het gevolg kunnen zijn van het opzetten van de peilen (in het model wordt het verloop van de berging van de wortelzone met de tijd hierdoor overigens niet beïnvloed) kunnen de berekende volumina worden opgevat als maximaal 'winbare' hoeveelheden voor de gewasverdamping in het stroomgebied tengevolge van het opzetten van de peilen.

De afname van de gesommeerde basisafvoer (i.c. de geconserveerde hoeveelheid water) over het zomerhalfjaar (1 april-1 oktober) tengevolge van een zestal opstuwingen is opgenomen in tabel 3 voor een gemid-

Tabel 3. Afname\* van de afvoersom (in %, mm en m<sup>3</sup>) over de periode 1 april tot 1 oktober tengevolge van opstuwing ( $\Delta y$ ) in de Groenlose Slinge (diepte b = 2,25 m) bij 3 verschillende grondwaterstanden (h\*) op 1 april en voor 3 verschillende jaren (1974, 10%, 90% droog jaar)

h* (m)	b (m)	$\Delta\beta$	$\Delta y$ (cm)	1974			10% droog jaar			90% droog jaar		
				winst tengevolge van opstuwing in: (%)	(mm)	(m <sup>3</sup> )	winst tengevolge van opstuwing in: (%)	(mm)	(m <sup>3</sup> )	winst tengevolge van opstuwing in: (%)	(mm)	(m <sup>3</sup> )
0,80	2,25	0,10	14	12,7	7,6	1,01 * 10 <sup>6</sup>	12,4	5,4	0,71 * 10 <sup>6</sup>	9,0	12,8	1,69 * 10 <sup>6</sup>
0,80	2,25	0,15	22	19,9	11,9	1,59 * 10 <sup>6</sup>	19,2	8,4	1,11 * 10 <sup>6</sup>	14,3	20,3	2,69 * 10 <sup>6</sup>
0,80	2,25	0,20	29	27,6	16,6	2,20 * 10 <sup>6</sup>	26,6	11,7	1,55 * 10 <sup>6</sup>	20,3	28,7	3,80 * 10 <sup>6</sup>
0,80	2,25	0,25	36	36,1	21,7	2,87 * 10 <sup>6</sup>	34,6	15,2	2,01 * 10 <sup>6</sup>	27,3	38,6	5,11 * 10 <sup>6</sup>
0,80	2,25	0,30	43	45,3	27,2	3,60 * 10 <sup>6</sup>	43,3	18,9	2,50 * 10 <sup>6</sup>	35,5	50,2	6,64 * 10 <sup>6</sup>
0,80	2,25	0,35	50	55,3	33,3	4,41 * 10 <sup>6</sup>	52,7	23,1	3,06 * 10 <sup>6</sup>	44,5	63,0	8,34 * 10 <sup>6</sup>
1,00	2,25	0,10	13	12,2	6,6	0,87 * 10 <sup>6</sup>	11,9	4,3	0,57 * 10 <sup>6</sup>	10,2	12,7	1,68 * 10 <sup>6</sup>
1,00	2,25	0,15	19	19,2	10,3	1,36 * 10 <sup>6</sup>	18,5	6,7	0,89 * 10 <sup>6</sup>	16,0	19,9	2,63 * 10 <sup>6</sup>
1,00	2,25	0,20	25	26,7	14,3	1,89 * 10 <sup>6</sup>	25,5	9,3	1,23 * 10 <sup>6</sup>	22,5	28,0	3,71 * 10 <sup>6</sup>
1,00	2,25	0,25	32	34,9	18,7	2,48 * 10 <sup>6</sup>	33,2	12,1	1,60 * 10 <sup>6</sup>	29,9	37,3	4,94 * 10 <sup>6</sup>
1,00	2,25	0,30	38	43,9	23,6	3,12 * 10 <sup>6</sup>	41,4	15,1	2,00 * 10 <sup>6</sup>	38,8	48,3	6,39 * 10 <sup>6</sup>
1,00	2,25	0,35	44	53,9	28,9	3,84 * 10 <sup>6</sup>	50,4	18,3	2,42 * 10 <sup>6</sup>	49,4	61,5	8,15 * 10 <sup>6</sup>
1,20	2,25	0,10	12	11,8	5,3	0,70 * 10 <sup>6</sup>	11,5	3,2	0,42 * 10 <sup>6</sup>	11,0	12,1	1,60 * 10 <sup>6</sup>
1,20	2,25	0,15	17	18,4	8,3	1,10 * 10 <sup>6</sup>	17,8	5,0	0,66 * 10 <sup>6</sup>	17,4	19,1	2,53 * 10 <sup>6</sup>
1,20	2,25	0,20	22	25,7	11,6	1,54 * 10 <sup>6</sup>	24,6	6,9	0,91 * 10 <sup>6</sup>	24,5	26,9	3,56 * 10 <sup>6</sup>
1,20	2,25	0,25	28	33,7	15,2	2,01 * 10 <sup>6</sup>	31,8	9,0	1,19 * 10 <sup>6</sup>	32,4	35,6	4,71 * 10 <sup>6</sup>
1,20	2,25	0,30	33	42,5	19,2	2,54 * 10 <sup>6</sup>	39,6	11,2	1,48 * 10 <sup>6</sup>	41,5	45,5	6,02 * 10 <sup>6</sup>
1,20	2,25	0,35	39	52,2	23,5	3,11 * 10 <sup>6</sup>	48,0	13,5	1,79 * 10 <sup>6</sup>	52,3	57,4	7,60 * 10 <sup>6</sup>

huidige peilbeheer      nieuwe peilbeheer

h* (m)	b (m)	$\beta$	y (cm)	$\beta$	y (cm)
1,00	2,25	0,43	54	0,63	79
1,00	1,80	0,45	36	0,65	52
1,00	1,50	0,47	23	0,67	33

\*Hoeveelheid water benodigd voor het opzetten van het waterpeil is niet in mindering gebracht; zie hiervoor tabel 4

delde voorjaarsgrondwaterstand in het stroomgebied van respectievelijk 0,80; 1,00 en 1,20 m-maaiveld. De in deze tabel ondergebrachte gegevens (in mm waterschijf) zijn tevens grafisch weergegeven, en wel in mm waterschijf, in milj. m<sup>3</sup> en procentueel; fig. 25, 26 en 27 voor respectievelijk 1974, een 10% en een 90% droog jaar.

De wijze waarop de peilverhoging met behulp van het model wordt gesimuleerd impliceert dat onmiddellijk na het opzetten van de peilen op 1 april zich in het stroomgebied een stationaire toestand heeft ingesteld. In werkelijkheid wordt door het - geleidelijk - opzetten van de peilen het bestaande evenwicht verstoord, met name in de onmiddellijke nabijheid van de waterlopen. Zo zal de berging in de waterlopen door het opzetten van de peilen toenemen. De hierbij betrokken volumina welke analytisch zijn berekend zijn te verwaarlozen (min. 0,108; max. 0,842 mm waterschrijf, zie tabel 4) en het duurt maximaal ruim 4 dagen voordat deze berging is gerealiseerd. De hierbij betrokken volumina zijn n i e t in de eerder genoemde tabellen verdisconteerd. Verliezen tengevolge van de toegenomen open waterverdamping vanuit de leidingen lijken gering en zijn verwaarloosd.

De structuur van het computermodel is zodanig dat grote terughoudendheid dient te worden betracht bij het trekken van conclusies omtrent de 'winbare' volumina, en wel des te meer bij een toenemende mate van peilverhoging. In dit verband wordt gewezen op mogelijke infiltratie vanuit leidingen ná het opzetten van de peilen (zie fig. 28). Dit effect treedt des te sterker op naarmate de peilen meer worden opgezet. De hierbij optredende niet-stationaire effecten in de nabijheid van de leidingen - zie '2' in fig. 28 - kunnen met behulp van het model niet worden gesimuleerd. Dat dit verschijnsel in hoge mate afbreuk zou doen aan de betrouwbaarheid van de berekende waarden wordt onwaarschijnlijk geacht, althans in die gevallen waar de mate van opzetten niet al te groot is, bijvoorbeeld minder dan 30 cm in een waterloop met bodemdiepte 2,25 m.

Uit de berekende waarden blijkt dat in een gemiddeld (50% droog) zomerhalfjaar, in casu het jaar 1974 de diepte van de voorjaarsgrondwaterstand, althans voor zover deze ligt tussen 0,80 en 1,20 m-maaiveld, nauwelijks van invloed is op de geconserveerde volumina. In geval van een 10% droog zomerhalfjaar nemen de volumina t o e

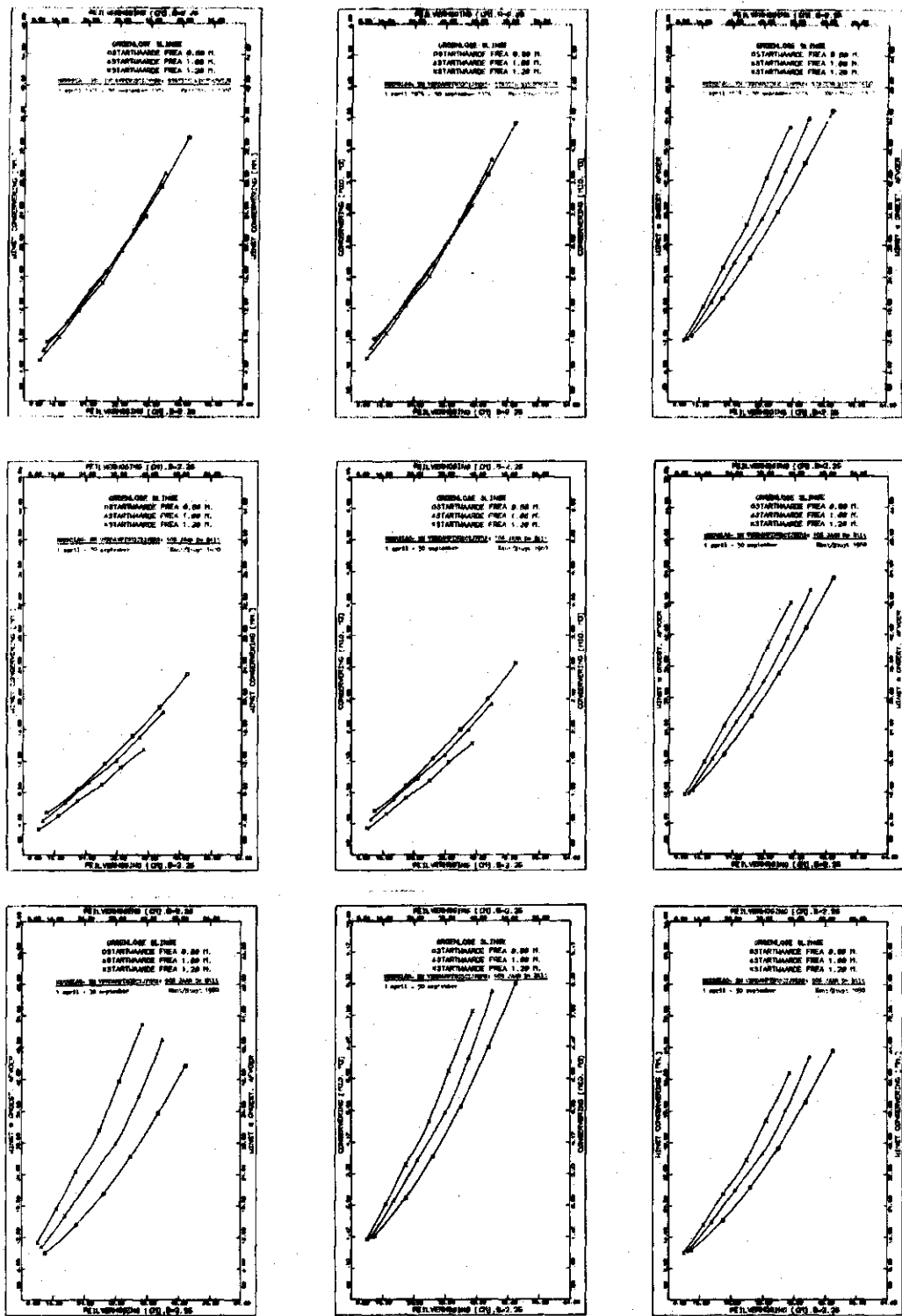


Fig. 25, 26 en 27. Winst (theoretisch) tengevolge van waterconserve-  
ring in mm, milj.m<sup>3</sup> en procentueel voor de zomer  
van 1974, en een 10, respectievelijk 90% jaar  
(KNMI de Bilt)

Tabel 4. Benodigde tijd voor het opvullen van de extra berging in de waterlopen

Frea uitgangssituatie: 0,80 m-m.v.				
$\Delta\beta$	mm watersch.	$m^3/ha$	$m^3/G. Sli.$	tijd
0,10	0,234	2,34	30,936	9 H 42 M
0,15	0,353	3,53	46,678	16 H 30 M
0,20	0,473	4,73	62,602	1 D 1 H 34 M
0,25	0,595	5,95	78,709	1 D 14 H 5 M
0,30	0,718	7,18	94,999	2 D 8 H 30 M
0,35	0,842	8,42	111,470	3 D 14 H 44 M
Frea uitgangssituatie: 1,00 m-m.v.				
0,10	0,159	1,59	21,011	11 H 35 M
0,15	0,239	2,39	31,686	19 H 35 M
0,20	0,321	3,21	42,473	1 D 5 H 21 M
0,25	0,403	4,03	53,373	1 D 19 H 34 M
0,30	0,487	4,87	64,385	2 D 15 H 11 M
0,35	0,571	5,71	75,510	3 D 21 H 13 M
Frea uitgangssituatie: 1,20 m-m.v.				
0,10	0,108	1,08	14,266	13 H 39 M
0,15	0,162	1,62	21,502	22 H 36 M
0,20	0,218	2,18	28,807	1 D 10 H 11 M
0,25	0,273	2,73	36,180	2 D 0 H 53 M
0,30	0,330	3,30	43,622	2 D 21 H 28 M
0,35	0,386	3,86	51,132	4 D 1 H 56 M

N.B.: Voor het berekenen van de benodigde tijd voor het vullen van de extra berging in het stelsel van waterlopen is steeds uitgegaan van de afvoerintensiteit ( $mm.etm^{-1}$ ) bij de gestuwde peilen, met andere woorden de hier gegeven tijden zijn de theoretisch maximaal benodigde om deze extra berging te realiseren

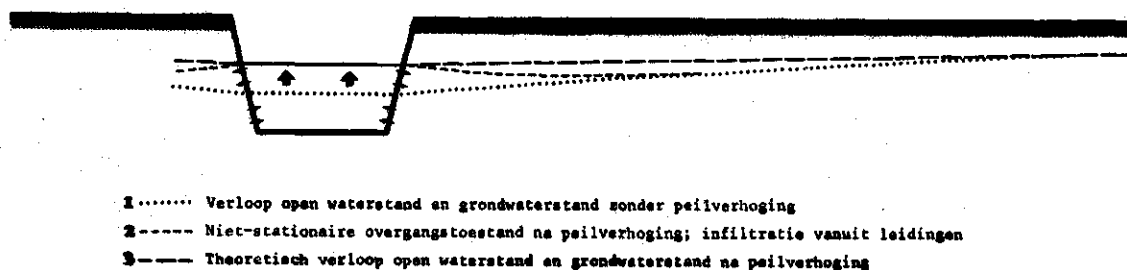


Fig. 28. Mogelijke infiltratie vanuit leidingen na peilverhoging

naarmate de voorjaarsgrondwaterstand o n d i e p e r i s. Voor een 90% droog jaar geldt het omgekeerde. Een en ander kan eenvoudig worden verklaard. In een 10% droog jaar (d.w.z. het neerslaotekort wordt slechts eens per 10 jaar onderschreden) is de mate van voeding (neerslag) gedurende het zomerhalfjaar dermate gering dat de te conserveren volumina grotendeels gedurende het hieraan voorafgaande winterhalfjaar gevallen moeten zijn (voorjaarsgrondwaterstand). In een 90% droog jaar daarentegen is de voeding in verhouding hoog en maakt een diepere voorjaarsgrondwaterstand in toenemende mate berging van de nuttige neerslag in de bodem mogelijk.

De geconserveerde volumina zijn cumulatief berekend en wel per maand, zie tabel 5 tot en met 7. De grootste winst blijkt te worden geboekt in de periode direct na het opzetten van de peilen.

In dit verband zou men er voor kunnen pleiten de stuwen zo vroeg mogelijk in het voorjaar op te zetten: de mate van conservering zal dan immers toenemen. Anderzijds zijn met name graslanden bijzonder gevoelig voor vertrapping en vertonen zij een zeer trage voorjaarsgroei indien de ontwatering gedurende het voorjaar te wensen overlaat. Tevens speelt de bewerkbaarheid van het land met behulp van zware landbouwmachines een belangrijke rol. Tenslotte is de droogtegraad van het komende zomerhalfjaar niet te voorspellen.

#### 4.3. Waterconservering door middel van het handhaven van open waterpeilen na voorafgaande onttrekking (Waterconservering 2)

##### 4.3.1. Het in model brengen van de peilhandhaving

Naast het opzetten van stuwpeilen ten einde de basisafvoer gedurende het zomerhalfjaar te doen verminderen wordt met behulp van het computermodel een tweede manier van waterconservering gesimuleerd. Aan de orde is een kunstmatige onttrekking in het stroomgebied. De onttrekking, waarvan wordt aangenomen dat zij plaats heeft tot aan 1 april (het begin van het zomerhalfjaar), heeft geleid tot een verlaagde voorjaarsgrondwaterstand. De mate van (voorafgaande)onttrekking is irrelevant. Belang-



Tabel 5. Cumulatieve afname van de afvoersom (in mm) bij verschillende peilverhogingen ( $\Delta y$ ) in het grootste kanaal ( $b = 2,25$  m) en voor 3 verschillende jaren. GRONDWATERSTAND OP 1 APRIL:  $h^* = 0,80$  m

$\Delta y$ (cm)	10% droog jaar									90% droog jaar										
	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	$\Delta y$ (cm)	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	
14	2,1	3,2	4,1	5,0	5,9	7,6	14	2,2	3,3	4,0	4,6	5,0	5,4	14	5,0	5,9	6,9	8,4	10,6	12,8
22	3,3	5,0	6,4	7,7	9,2	11,9	22	3,5	5,1	6,2	7,1	7,7	8,4	22	7,9	9,4	10,8	13,1	16,7	20,3
29	4,5	6,8	8,8	10,6	12,7	16,6	29	4,7	7,0	8,5	9,7	10,7	11,7	29	11,2	13,5	15,3	18,5	23,6	28,7
36	5,7	8,7	11,3	13,6	16,4	21,7	36	6,0	9,0	11,0	12,6	13,9	15,2	36	15,0	18,2	20,7	24,8	31,4	38,6
43	7,0	10,7	14,0	16,9	20,4	27,2	43	7,4	11,1	13,6	15,6	17,3	18,9	43	19,3	24,0	27,1	32,1	40,4	50,2
50	8,4	12,8	16,8	20,4	24,7	33,3	50	8,9	13,3	16,4	18,9	21,0	23,1	50	24,5	31,4	35,3	40,8	50,5	63,0

Tabel 6. Cumulatieve afname van de afvoersom (in mm) bij verschillende peilverhogingen ( $\Delta y$ ) in het grootste kanaal ( $b = 2,25$  m) en voor 3 verschillende jaren. GRONDWATERSTAND OP 1 APRIL:  $h^* = 1,00$  m

$\Delta y$ (cm)	10% droog jaar									90% droog jaar										
	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	$\Delta y$ (cm)	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	
13	1,5	2,4	3,2	4,0	4,9	6,6	13	1,5	2,4	3,0	3,5	3,9	4,3	13	3,9	5,3	6,6	8,2	10,6	12,7
19	2,2	3,7	5,0	6,1	7,6	10,3	19	2,3	3,7	4,7	5,4	6,1	6,7	19	6,1	8,3	10,3	12,7	16,4	19,9
25	3,0	5,0	6,8	8,5	10,5	14,3	25	3,1	5,1	6,4	7,5	8,4	9,3	25	8,6	11,7	14,3	17,6	22,7	28,0
32	3,8	6,4	8,8	10,9	13,6	18,7	32	4,0	6,5	8,3	9,7	10,9	12,1	32	11,3	15,6	18,9	23,2	29,2	37,3
38	4,7	7,8	10,8	13,5	16,9	23,6	38	4,8	8,0	10,2	12,0	13,5	15,1	38	14,3	20,2	24,4	29,7	38,2	48,3
44	5,6	9,4	13,0	16,4	20,6	28,9	44	5,8	9,5	12,2	14,4	16,4	18,3	44	17,8	25,7	31,0	37,3	47,9	61,5

Tabel 7. Cumulatieve afname van de afvoersom (in mm) bij verschillende peilverhogingen ( $\Delta y$ ) in het grootste kanaal ( $b = 2,25$  m) en voor 3 verschillende jaren. GRONDWATERSTAND OP 1 APRIL:  $h^* = 1,20$  m

$\Delta y$ (cm)	10% droog jaar									90% droog jaar										
	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	$\Delta y$ (cm)	april	mei	juni	juli	aug.	sept.	
12	0,9	1,6	2,3	2,9	3,7	5,3	12	0,9	1,6	2,1	2,5	2,9	3,2	12	2,8	4,4	5,9	7,6	9,9	12,1
17	1,4	2,5	3,5	4,5	5,8	8,3	17	1,4	2,5	3,3	3,9	4,5	5,0	17	4,3	6,8	9,3	11,8	15,5	19,1
22	1,9	3,4	4,8	6,2	8,0	11,6	22	1,9	3,4	4,5	5,4	6,1	6,9	22	6,0	9,5	12,8	16,3	21,5	26,9
28	2,4	4,3	6,2	8,0	10,4	15,2	28	2,5	4,3	5,7	6,9	7,9	9,0	28	7,8	12,4	16,7	21,2	28,1	35,6
33	2,9	5,2	7,6	9,9	13,0	19,2	33	3,0	5,3	7,0	8,5	9,8	11,2	33	9,7	15,7	21,0	26,5	35,2	45,5
39	3,4	6,2	9,1	12,0	15,7	23,5	39	3,5	6,3	8,4	10,2	11,9	13,5	39	11,7	19,5	25,9	32,6	43,4	57,4

rijk is alleen dat de onttrekking leidde tot een geringere vochtvoorraad in de bodem gedurende het zomerhalfjaar en dus tot een grotere kans op droogteschade (opbrengstderving).

Het kunstmatig handhaven van de peilen wordt in de modelstudie gesimuleerd door te manipuleren met de waarde van  $\beta$ : de hydraulische head ratio:

$$\beta = \frac{b - h_o^*}{b - h^*} \quad (-) \quad (27)$$

hierin is:  $b$  = diepte leidingbodem ten opzichte van maaiveld (m)

$h_o^*$  = waterstand in leiding ten opzichte van maaiveld (m)

$h^*$  = diepte freatisch vlak ten opzichte van maaiveld (m)

Indien  $b$  en  $h_o^*$  constant worden verondersteld, zal een verlaging van de voorjaarsgrondwaterstand ( $h^*$  neemt toe) een toename in waarde van  $\beta$  betekenen. Evenals bij het voorgaande geval ('waterconservering 1') is uitgegaan van drie voorjaarsgrondwaterstanden, 0,80; 1,00 en 1,20 m-maaiveld, gemiddeld over het gehele stroomgebied. Bij elke voorjaarsgrondwaterstand is een zestal grondwaterstands dalingen, in waarde oplopend van 5 tot 30 cm, geïntroduceerd ten einde de invloed van de mate van voorafgaande onttrekking te kunnen onderzoeken. In totaal zijn dus 18 situaties doorgerekend.

Uitgangspunt is dat peilhandhaving plaats vindt in de grootste waterloop (i.c. de Groenlose Slinge met bodemdiepte  $b = 2,25$  m). Het verloop van freatisch vlak en open waterstanden in de leidingen voor de toestand zonder (onderbroken lijn) respectievelijk met peilhandhaving (doorgetrokken lijn) is in fig. 29 schematisch weergegeven ('waterconservering 2'). Met behulp van betrekking (27) kunnen voor elke voorjaarsgrondwaterstand de grondwaterstands dalingen  $\Delta h^*$  worden omgezet in bijbehorende veranderingen  $\Delta \beta$ . Betrekking (27) kan als volgt worden weergegeven (zie 5.2.1):

$$y = (b - h^*) \quad (m) \quad (32b)$$

Hierin is:  $y$  = open waterstand in leiding ten opzichte van de leidingbodem (m) en, aangezien wij het peil handhaven in de grootste waterloop:

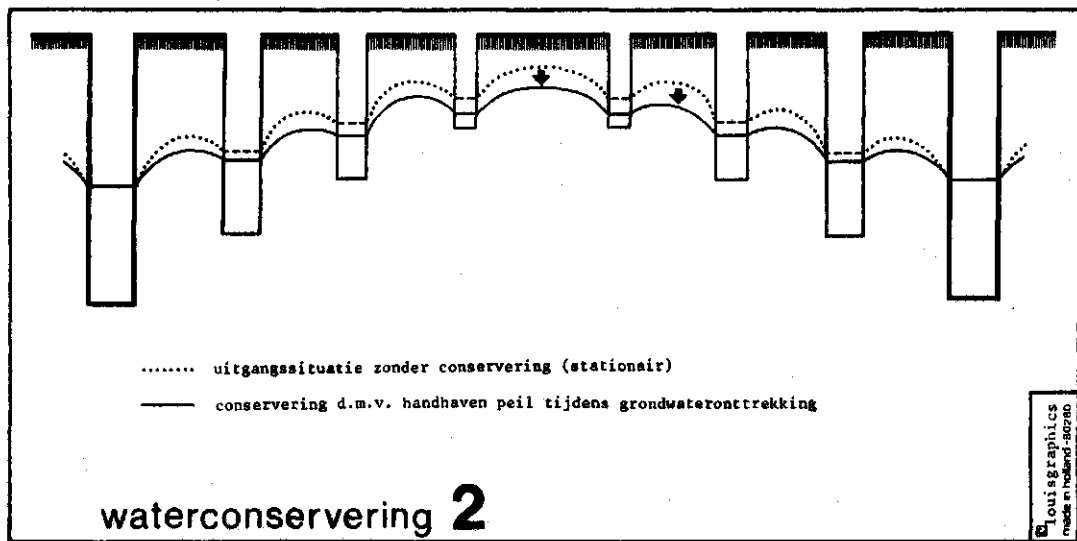


Fig. 29. Verloop waterstand in kanalen en freatisch vlak mét of zonder waterconservering

$$y = \beta(2,25 - h^*) \quad (\text{m}) \quad (41)$$

Indien  $\Delta h^*$  de grondwaterstandsdeling tengevolge van de voorafgaande onttrekking voorstelt en  $\Delta\beta$  de toename van de hydraulische head ratio, vereist om het open waterpeil  $y$  in de leiding op hetzelfde niveau te handhaven, geldt:

$$y = \Delta\beta(b - \Delta h^*) \quad (\text{m}) \quad (42)$$

Na omwerken krijgen we

$$\Delta h = b - \frac{y}{\Delta\beta} \quad (\text{m}) \quad (43)$$

zodat voor elke leiding in het stroomgebied geldt:

$$b - \frac{y}{\Delta\beta} = \text{constant} \quad (\text{m}) \quad (44)$$

De toename van de hydraulische head ratio  $\Delta\beta$ , vereist om het open waterpeil in een leiding bij een grondwaterstandsdeling te handhaven, neemt dus toe bij afnemende bodemdiepte  $b$  van de leiding. De open waterpeilen in alle leidingen met bodemdiepte  $b$  klei-

ner dan 2,25 m-m.v. zullen in de modelstudie n i e t volledig blijven gehandhaafd, en wel des te minder naarmate b kleiner is. Immers,  $\Delta\beta$  wordt berekend met behulp van betrekking (41) en is niet 'toereikend' voor alle kleinere leidingen. Een en ander lijkt in overeenstemming met de realiteit.

In fig. 30 is schematisch de invloed weergegeven die een onttrekking tot 1 april heeft op het verloop van basisafvoer en grondwaterstand alsmede de situatie ná peilhandhaving. Het tot elkaar naderen van het verloop van de gemiddelde grondwaterstand geeft aan dat de onttrekking gedurende het zomerhalfjaar niet is voortgezet.

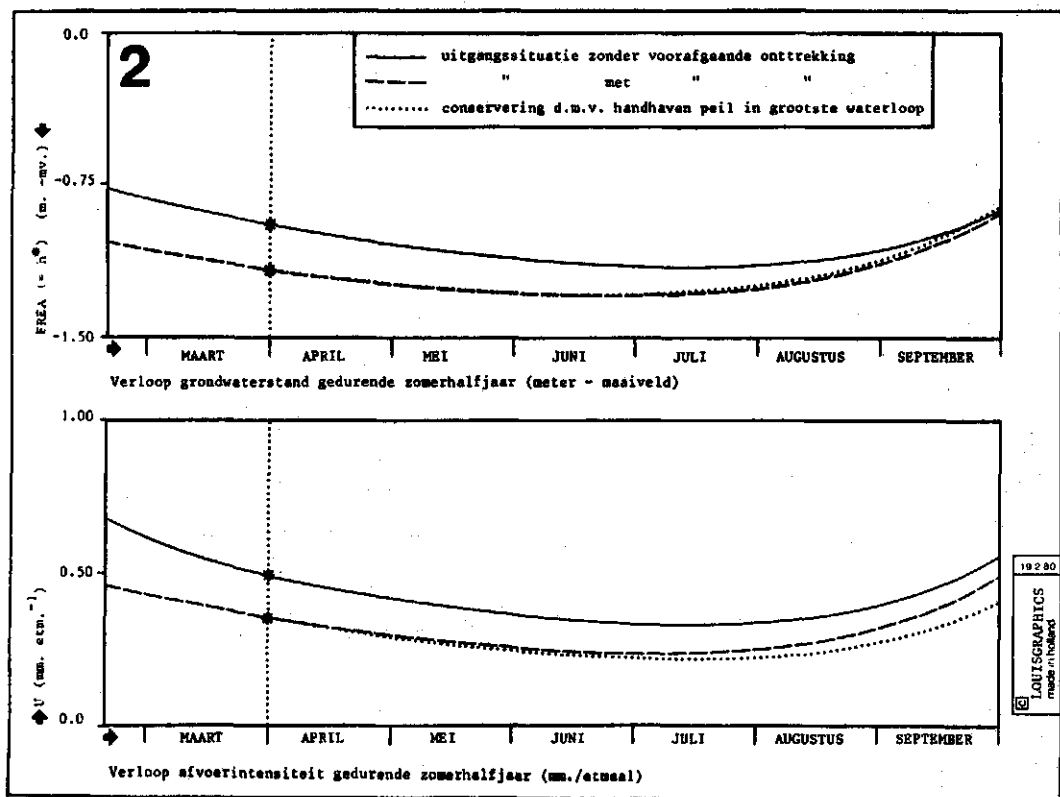


Fig. 30. Verloop gemiddelde grondwaterstand en basisafvoer gedurende de zomer mét of zonder waterconservering

#### 4.3.2. Resultaten en discussie

Voor de eerder genoemde 18 gevallen is met behulp van het model doorgerekend in hoeverre de door de voorafgaande onttrekking afgenomen berging in de bodem gedurende het zomerhalfjaar zou kunnen worden vergroot door open waterpeilen te handhaven zodat de basisafvoer gedurende het zomerhalfjaar wordt verminderd. Evenals bij het opzetten van stuwpeilen impliceert peilhandhaving een afname van de opbolling tussen de waterlopen en dus afname van de (stationaire) afvoer:

$$U = \frac{\text{opbolling}}{\text{drainageweerstand}} = \frac{\Delta h}{T} \quad (\text{m. etm}^{-1}) \quad (28)$$

Evenals in het geval van 'waterconservering 1' - te weten het opzetten van stuwpeilen - kan voor het zomerhalfjaar de vereenvoudigde waterbalans worden opgesteld (zie ook 4.2.2):

$$PE = VC + U + PR + \Delta ST \quad (\text{mm}) \quad (45)$$

hierin is: PE = effectieve neerslag (mm)  
 VC = capillaire opstijging (mm)  
 U = uitstroming naar open water (mm)  
 PR = kunstmatige onttrekking gedurende het zomerhalfjaar (mm)  
 ΔST = de bergingsverandering (mm)

Indien men ervan uitgaat dat PE gedurende het zomerhalfjaar niet wordt beïnvloed door eventuele onttrekking direct v o o r a f g a a n d e aan het zomerhalfjaar, dan kan men schrijven:

$$VC_1 + U_1 + PR_1 + \Delta ST_1 = VC_2 + U_2 + PR_2 + \Delta ST_2 \quad (\text{mm}) \quad (46)$$

waarin: index 1 duidt op een zomerhalfjaar z ó n d e r voorafgaande onttrekking

index 2 duidt op een zomerhalfjaar met voorafgaande onttrekking

Na 1 april wordt géén grondwater meer onttrokken:  $PR_1 = 0$  en  $PR_2 = 0$ , dus:

$$VC_1 + U_1 + \Delta ST_1 = VC_2 + U_2 + \Delta ST_2 \quad (\text{mm}) \quad (47)$$

Evenals dit bij 'waterconservering I' het geval was, bleek het 'aanbod' vanuit wortelzone en ondergrond de 'vraag' van het gewas ( $0,8 E_0$ ) in alle gevallen te overtreffen. Zelfs bij voorafgaande onttrekking. Gegeven de structuur van het gebruikte simulatiemodel zal het verloop van de capillaire opstijging VC als functie van de tijd gedurende het zomerhalfjaar in alle gevallen hetzelfde zijn zodat:

$$U_1 - U_2 = (VC_2 - VC_1) + (\Delta ST_2 - \Delta ST_1) \quad (\text{mm}) \quad (48)$$

en dus (met  $VC_2 = VC_1$ ):

$$U_1 - U_{21} = \Delta ST_{21} - \Delta ST_1 \quad (\text{mm}) \quad (49a)$$

$$U_{21} - U_{22} = \Delta ST_{22} - \Delta ST_{21} \quad (\text{mm}) \quad (49b)$$

waarin: index 1 duidt op een zomerhalfjaar zónder voorafgaande onttrekking

index 21 duidt op een zomerhalfjaar met voorafgaande onttrekking z ó n d e r peilhandhaving en

index 22 duidt op een zomerhalfjaar met voorafgaande onttrekking met peilhandhaving

Betrekking (26a) geeft de verminderde cumulatieve basisafvoer over het zomerhalfjaar die overeenkomt met de verminderde bergingsverandering. Deze volumina welke in tabel 8A, 9A en 10A zijn ondergebracht zijn een direct gevolg van de voorafgaande onttrekking en zijn niet meer voor gewasproductie beschikbaar. Tabellen 8B, 9B en 10B geven de door middel van peilhandhaving 'winbare' volumina indien er sprake is van voorafgaande onttrekking (betrekking (49b)). Onderling vergelijken van berekende volumina ondergebracht in de tabellen 'A' en 'B' geeft aan in welke gevallen het - theoretisch - mogelijk is de door de voorafgaande onttrekking verloren volumina over het zomerhalfjaar gehaal dan wel gedeeltelijk 'terug te winnen'. Voor het jaar 1974 (gegevens uit het stroomgebied van de Groenlose Slinge) zijn de volumina in mm tevens grafisch uitgezet; fig. 31.

Tabel 8A. Afname berekende cumulatieve afvoer (1 april-1 oktober) tengevolge van daling  $\Delta h^*$  van grondwaterstand  $h^*$  op 1 april veroorzaakt door grondwaterwinning tot aan 1 april, voor 3 jaren (1974, 10% en 90% droog jaar).

GRONDWATERSTAND OP 1 APRIL ZONDER WINNING:  $h^* = 0,8$  m-m.v.

b (m)	Huidige toestand			Toestand met grondwaterwinning			1974			10% droog jaar			90% droog jaar			
	$h^*$ (m)	$\beta_1$	$y_1$ (m)	$\Delta h^*$ (m)	$h^*$ (m)	$\beta_2$	$y_2$ (m)	(%)	(mm)	( $m^3$ )	afname afvoer t.g.v. grondwaterwinning in:	(%)	(mm)	( $m^3$ )	afname afvoer t.g.v. grondwaterwinning in:	
2,25	0,80	0,49	0,70	0,05	0,85	0,47	0,66	2,8	1,7	0,22 * $10^6$	4,7	2,0	0,26 * $10^6$	3,1	4,4	0,58 * $10^6$
2,25	0,80	0,49	0,70	0,10	0,90	0,46	0,62	5,5	3,3	0,44 * $10^6$	9,0	4,0	0,53 * $10^6$	6,2	8,7	1,15 * $10^6$
2,25	0,80	0,49	0,70	0,15	0,95	0,44	0,58	8,1	4,9	0,65 * $10^6$	13,0	6,0	0,79 * $10^6$	9,1	12,9	1,71 * $10^6$
2,25	0,80	0,49	0,70	0,20	1,00	0,43	0,54	10,8	6,5	0,86 * $10^6$	17,0	7,4	0,98 * $10^6$	12,0	17,0	2,25 * $10^6$
2,25	0,80	0,49	0,70	0,25	1,05	0,41	0,51	13,8	8,3	1,10 * $10^6$	21,2	9,3	1,23 * $10^6$	14,8	20,9	2,77 * $10^6$
2,25	0,80	0,49	0,70	0,30	1,10	0,40	0,47	17,1	10,3	1,36 * $10^6$	25,7	11,3	1,50 * $10^6$	17,4	24,6	3,26 * $10^6$

Tabel 8B. Winst (1 april-1 oktober) bij handhaven open waterstand (y) in grootste waterloop (b = 2,25 m-m.v.) op het peil z o n d e r grondwaterwinning voor 1 april (= huidige toestand)

b (m)	Toestand met grondwaterwinning			Grondwaterwinning + peilhandhaving			1974			10% droog jaar			90% droog jaar			
	$\Delta h^*$ (m)	$h^*$ (m)	$\beta_2$	$y_2$ (m)	$y_1$ (m)	$\beta_3$	$\Delta\beta (= \beta_3 - \beta_2)$	(%)	(mm)	( $m^3$ )	winst t.g.v. peilhandh. in grootste kanaal in:	(%)	(mm)	( $m^3$ )	winst t.g.v. peilhandh. in grootste kanaal in:	
2,25	0,05	0,85	0,47	0,66	0,70	0,50	0,03	3,6	2,1	0,28 * $10^6$	3,4	1,4	0,19 * $10^6$	2,6	3,6	0,48 * $10^6$
2,25	0,10	0,90	0,46	0,62	0,70	0,52	0,06	7,2	4,1	0,54 * $10^6$	7,0	2,8	0,37 * $10^6$	5,6	7,4	0,98 * $10^6$
2,25	0,15	0,95	0,44	0,58	0,70	0,54	0,10	12,3	6,8	0,90 * $10^6$	12,1	4,6	0,61 * $10^6$	9,9	12,7	1,68 * $10^6$
2,25	0,20	1,00	0,43	0,54	0,70	0,56	0,13	16,2	8,7	1,15 * $10^6$	17,3	6,3	0,83 * $10^6$	13,7	17,0	2,25 * $10^6$
2,25	0,25	1,05	0,41	0,51	0,70	0,58	0,17	21,8	11,3	1,50 * $10^6$	20,9	7,2	0,95 * $10^6$	19,0	22,9	3,03 * $10^6$
2,25	0,30	1,10	0,40	0,47	0,70	0,61	0,21	27,7	13,8	1,83 * $10^6$	26,2	8,5	1,12 * $10^6$	25,0	29,2	3,86 * $10^6$

Tabel 9A. Afname berekende cumulatieve afvoer (1 april-1 oktober) tengevolge van daling  $\Delta h^*$  van grondwaterstand  $h^*$  op 1 april veroorzaakt door grondwaterwinning tot aan 1 april, voor 3 jaren (1974, 10% en 90% droog jaar).  
GRONDWATERSTAND OP 1 APRIL ZONDER WINNING:  $h^* = 1,0$  m-m.v.

b (m)	Huidige toestand			Toestand met grondwaterwinning			1974			10% droog jaar			90% droog jaar			
	$\beta_1$	$y_1$	$\Delta h^*$	$h^*$	$\beta_2$	$y_2$	(%)	(mm)	( $m^3$ )	afname afvoer t.g.v. grondwaterwinning in:	(%)	(mm)	( $m^3$ )	afname afvoer t.g.v. grondwaterwinning in:	(%)	(mm)
2,25	1,00	0,43	0,54	0,05	1,05	0,52	0,51	3,3	1,8	0,24 * $10^6$	5,1	1,8	0,24 * $10^6$	3,2	3,9	0,52 * $10^6$
2,25	1,00	0,43	0,54	0,10	1,10	0,40	0,47	7,1	3,8	0,50 * $10^6$	10,5	3,8	0,50 * $10^6$	6,2	7,7	1,02 * $10^6$
2,25	1,00	0,43	0,54	0,15	1,15	0,39	0,44	11,2	6,0	0,79 * $10^6$	16,4	6,0	0,79 * $10^6$	9,1	11,3	1,50 * $10^6$
2,25	1,00	0,43	0,54	0,20	1,20	0,38	0,41	15,8	8,5	1,12 * $10^6$	22,6	8,2	1,09 * $10^6$	11,8	14,7	1,95 * $10^6$
2,25	1,00	0,43	0,54	0,25	1,25	0,37	0,38	20,7	11,1	1,47 * $10^6$	28,9	10,5	1,39 * $10^6$	14,4	17,9	2,37 * $10^6$
2,25	1,00	0,43	0,54	0,30	1,30	0,36	0,35	25,7	13,8	1,83 * $10^6$	35,2	12,8	1,69 * $10^6$	16,8	20,9	2,77 * $10^6$

Tabel 9B. Winst (1 april-1 oktober) bij handhaven open waterstand (y) in grootste waterloop (b = 2,25 m-m.v.) op het peil zonder grondwaterwinning voor 1 april (= huidige toestand)

b (m)	Toestand met grondwaterwinning			Grondwaterwinning + peilhandhaving			1974			10% droog jaar			90% droog jaar				
	$\Delta h^*$	$h^*$	$y_1$	$y_2$	$\beta_1$	$\beta_3$	$\Delta\beta (= \beta_3 - \beta_2)$	(%)	(mm)	( $m^3$ )	afname afvoer t.g.v. peilhandh. in grootste kanaal in:	(%)	(mm)	( $m^3$ )	afname afvoer t.g.v. peilhandh. in grootste kanaal in:	(%)	(mm)
2,25	0,05	1,05	0,42	0,51	0,54	0,45	0,03	3,5	1,8	0,24 * $10^6$	3,5	1,2	0,16 * $10^6$	2,9	3,5	0,46 * $10^6$	
2,25	0,10	1,10	0,40	0,47	0,54	0,47	0,07	8,2	4,1	0,54 * $10^6$	8,0	2,6	0,34 * $10^6$	7,3	8,5	1,12 * $10^6$	
2,25	0,15	1,15	0,39	0,44	0,54	0,49	0,10	12,0	5,7	0,75 * $10^6$	11,5	3,5	0,46 * $10^6$	10,9	12,3	1,63 * $10^6$	
2,25	0,20	1,20	0,38	0,41	0,54	0,51	0,13	15,5	7,0	0,93 * $10^6$	15,3	4,3	0,57 * $10^6$	14,8	16,2	2,14 * $10^6$	
2,25	0,25	1,25	0,37	0,38	0,54	0,54	0,17	21,2	9,0	1,19 * $10^6$	20,5	5,3	0,70 * $10^6$	20,3	21,6	2,86 * $10^6$	
2,25	0,30	1,30	0,36	0,35	0,54	0,57	0,21	26,9	10,7	1,42 * $10^6$	25,8	6,1	0,81 * $10^6$	26,4	27,4	3,63 * $10^6$	



Tabel 10A. Afname berekende cumulatieve afvoer (1 april-1 oktober) tengevolge van daling  $\Delta h^*$  van grondwaterstand  $h^*$  op 1 april veroorzaakt door grondwaterwinning tot aan 1 april, voor 3 jaren (1974, 10% en 90% droog jaar).

GRONDWATERSTAND OP 1 APRIL ZONDER WINNING:  $h^* = 1,2$  m-m.v.

Huidige toestand		1974				10% droog jaar				90% droog jaar									
$b$ (m)	$h^*$ (m)	$\beta_1$	$y_1$ (m)	$\Delta h^*$ (m)	$h^*$ (m)	$\beta_2$	$y_2$ (m)	(%)	(mm)	$(m^3)$	(%)	(mm)	$(m^3)$	(%)	(mm)	$(m^3)$			
2,25	1,20	0,38	0,40	0,05	1,25	0,37	0,38	5,8	2,6	0,34	10 <sup>6</sup>	8,2	2,3	0,30	10 <sup>6</sup>	3,0	3,2	0,42	10 <sup>6</sup>
2,25	1,20	0,38	0,40	0,10	1,30	0,36	0,35	11,8	5,3	0,70	10 <sup>6</sup>	16,3	4,6	0,61	10 <sup>6</sup>	5,7	6,2	0,82	10 <sup>6</sup>
2,25	1,20	0,38	0,40	0,15	1,35	0,34	0,32	17,9	8,1	1,07	10 <sup>6</sup>	24,2	6,8	0,90	10 <sup>6</sup>	8,1	8,9	1,18	10 <sup>6</sup>
2,25	1,20	0,38	0,40	0,20	1,40	0,33	0,30	24,1	10,9	1,44	10 <sup>6</sup>	31,7	8,9	1,18	10 <sup>6</sup>	10,2	11,2	1,49	10 <sup>6</sup>
2,25	1,20	0,38	0,40	0,25	1,45	0,32	0,27	30,1	13,6	1,80	10 <sup>6</sup>	38,8	10,9	1,44	10 <sup>6</sup>	12,1	13,3	1,76	10 <sup>6</sup>
2,25	1,20	0,38	0,40	0,30	1,50	0,31	0,25	36,0	16,3	2,16	10 <sup>6</sup>	45,5	12,8	1,69	10 <sup>6</sup>	13,7	15,1	2,00	10 <sup>6</sup>

Tabel 10B. Winst (1 april-1 oktober) bij handhaven open waterstand ( $y$ ) in grootste waterloop ( $b = 2,25$  m-m.v.) op het peil z o n d e r grondwaterwinning voor 1 april (= huidige toestand)

Toestand met grondwaterwinning		1974				10% droog jaar				90% droog jaar									
$b$ (m)	$\Delta h^*$ (m)	$h^*$ (m)	$y_1$ (m)	$y_2$ (m)	$\beta_3$	$\Delta s (= \beta_3 - \beta_2)$	(%)	(mm)	$(m^3)$	(%)	(mm)	$(m^3)$	(%)	(mm)	$(m^3)$				
2,25	0,05	1,25	0,37	0,38	0,40	0,40	0,03	3,3	1,4	0,19	10 <sup>6</sup>	3,1	0,8	0,11	10 <sup>6</sup>	3,1	3,3	0,44	10 <sup>6</sup>
2,25	0,10	1,30	0,36	0,35	0,40	0,42	0,06	6,8	2,7	0,36	10 <sup>6</sup>	6,8	1,6	0,21	10 <sup>6</sup>	6,6	6,8	0,90	10 <sup>6</sup>
2,25	0,15	1,35	0,34	0,32	0,40	0,44	0,10	11,6	4,3	0,57	10 <sup>6</sup>	11,3	2,4	0,32	10 <sup>6</sup>	11,4	11,5	1,52	10 <sup>6</sup>
2,25	0,20	1,40	0,33	0,30	0,40	0,47	0,14	16,9	5,8	0,77	10 <sup>6</sup>	16,7	3,2	0,42	10 <sup>6</sup>	16,6	16,4	2,17	10 <sup>6</sup>
2,25	0,25	1,45	0,32	0,27	0,40	0,50	0,18	22,5	7,1	0,94	10 <sup>6</sup>	22,1	3,8	0,50	10 <sup>6</sup>	22,2	21,4	2,83	10 <sup>6</sup>
2,25	0,30	1,50	0,31	0,25	0,40	0,53	0,22	28,4	8,2	1,09	10 <sup>6</sup>	27,5	4,2	0,56	10 <sup>6</sup>	28,5	27,0	3,57	10 <sup>6</sup>

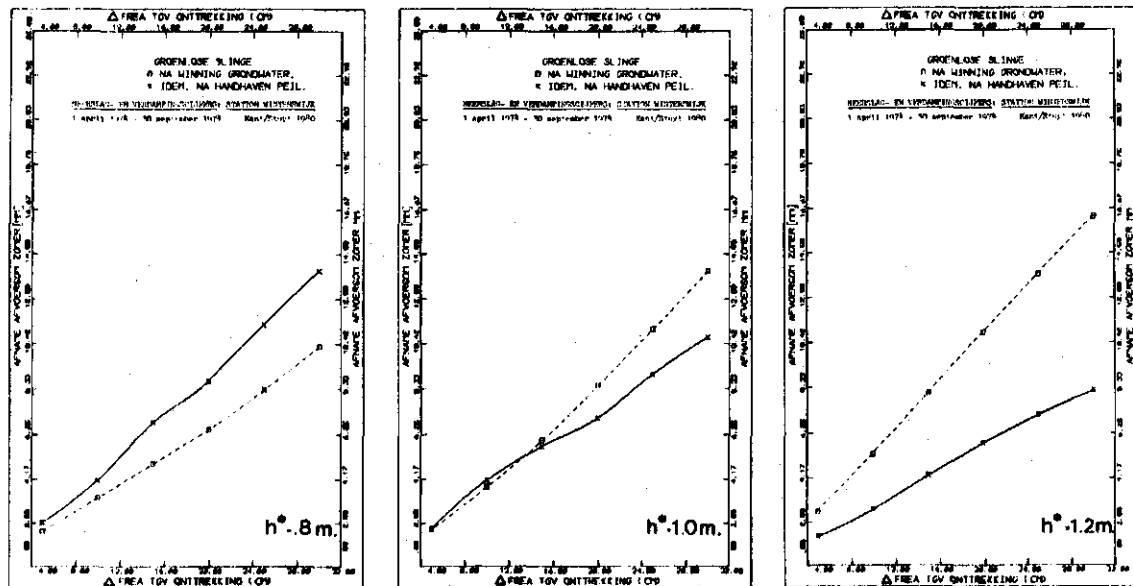


Fig. 31. Afname in de berekende cumulatieve basisafvoer gedurende de zomer tengevolge van een gedaalde gemiddelde grondwaterstand  $\Delta h^*$  op 1 april, veroorzaakt door grondwaterwinning tot aan 1 april (onderbroken lijn) en de winst (theoretisch) bij het onder deze omstandigheden handhaven van de open waterstand ( $y$ ) in de grootste waterloop ( $b = 2,25$  m-m.v.) op het peil z o n d e r grondwaterwinning tot aan 1 april (getrokken lijn), bij drie verschillende voorjaarsgrondwaterstanden (0,8; 1,0 en 1,2 m-m.v.)

In een 10% droog jaar blijkt het zonder uitzondering niet mogelijk volledig te compenseren voor de door voorafgaande onttrekking veroorzaakte schade gedurende het zomerhalfjaar. Hoe dieper de voorjaarsgrondwaterstand zonder winning, des te minder is men in zo'n - relatief zeer droog - jaar nog in staat iets tegen de gevolgen van de voorafgaande onttrekking te doen: gemiddeld compenseert men bij voorjaarsgrondwaterstanden zinder winning van 0,80; 1,00 en 1,20 m. respectievelijk voor 76, 57 en 35%. Een te verwachten resultaat aangezien de mate van voeding (neerslag) in een 10% jaar dermate gering is dat de mogelijkheden ter compensatie groter zijn bij ondiepere

voorjaarsgrondwaterstand (zonder winning).

In een 90% droog jaar is de situatie precies andersom en compenseert men in vrijwel alle gevallen meer dan volledig: in dezelfde volgorde gemiddeld respectievelijk voor 99, 112 en 138%. In relatief natte jaren lijkt de schade veroorzaakt door voorafgaande onttrekking - theoretisch - relatief gemakkelijk te kunnen worden tegengegaan, en wel des te meer naarmate de voorjaarsgrondwaterstand zonder winning dieper staat; dan immers nemen bergingscapaciteit en bergingscoëfficiënt toe (freatisch water). Men kan in deze gevallen volstaan met gedeeltelijke peilhandhaving in de grootste leidingen, bijvoorbeeld voor 80%. In een 50% jaar (i.c. 1974) compenseert men in dezelfde volgorde gemiddeld voor respectievelijk 131, 91 en 52%. In zo'n gemiddeld jaar blijken de mogelijkheden ter compensatie sterk af te hangen van de voorjaarsgrondwaterstand zonder winning. Ook hier weer dient men bij het trekken van conclusies de nodige terughoudendheid te betrachten, om dezelfde redenen als die welke in 4.2.2 zijn genoemd.

## 5. SUGGESTIES VOOR MOGELIJK VERDER ONDERZOEK

1. Het model dat de onverzadigde zone representeert dient te worden vervangen door een model dat de fysische processen welke zich in deze zone afspelen realistischer benadert. De gedachten gaan bijvoorbeeld uit naar het model VAN DE LAAT (1976) of 'SWATR' (FEDDES et al. (1978), WESSELING en FEDDES (1979)).
2. De programmatuur zou zodanig kunnen worden aangepast dat de berekeningen naast etmaal-interval desgewenst ook op decade-interval kunnen worden uitgevoerd, met als gevolg een aanzienlijke besparing op benodigde rekentijd op de computer ('CPU-time').
3. Nadat de onder 1 en 2 genoemde verbeteringen zijn aangebracht lijkt het aantrekkelijk het model in te zetten bij studies van (experimentele) stroomgebieden buiten de Achterhoek, bijvoorbeeld in Noord-Brabant. Tevens dient dan te worden nagegaan in hoeverre de door ERNST (1978a) bepaalde parameterwaarden die voor de Achterhoek gelden ook elders mogen worden toegepast. In dit verband kan ook het uitvoeren van een gevoeligheidsanalyse met betrekking tot de parameters nuttig zijn.
4. De uitkomsten van deze studie indien mogelijk toetsen aan ervaringen in de praktijk. Medewerking met waterschappen.
5. In hoeverre hebben de in het verslag besproken niet-stationaire effecten op de resultaten van de uitgevoerde berekeningen?
6. Uitbreiden van de waterconserveringsstudies met verschillende gewasfactoren en bewortelingsdiepten.

## LITERATUUR

- BOHEEMEN, P.J.M. VAN, 1980. Toename van waterverbruik en produktie van grasland bij verbetering van de watervoorziening. Nota ICW (in voorbereiding).
- BON, J. en P.E. RIJTEMA, 1974. Bepaling van de landbouwkundige gevolgen van grondwaterwinning met behulp van bodemkundige gegevens, toegepast op de waterwinning Losser. ICW Regionale Studies 7.
- BRUIN, H.A.R. DE, 1979. Neerslag, open waterverdamping en potentieel neerslagoverschot in Nederland. Frequentieverdelingen in het groeiseizoen. KNMI Wetensch. Rapp. 79-4.
- ERNST, L.F., 1956. Calculation of the steady flow of groundwater in vertical cross-section. Neth. J. Agric. Sci., 4:126-131.
- 1962. Grondwaterstromingen in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen. Proefschrift, Rijksuniversiteit Utrecht, 189 pp.
- 1963. De berekening van grondwaterstromingen tussen evenwijdige open leidingen. Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. TNO., 8:48-68.
- 1976. Second and third degree equations for the determination of the spacing between parallel drainage channels. Nota ICW 896, 23 pp.
- 1978a. Drainage of undulating sandy soils with high groundwater tables. I. A drainage formula based on a constant hydraulic head ratio. J. Hydrol., 39:1-30.
- 1978b. Drainage of undulating sandy soils with high groundwater tables. II. The variable hydraulic head ratio. J. Hydrol., 39:31-50.
- FEDDES, R.A., P.J. KOWALIK and H. ZARADNY, 1978. Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monographs series, Pudoc Wageningen.
- LAAT, P.J.M. DE, 1976. A pseudo steady-state solution of water movement in the unsaturated zone of the soil. J. Hydrol., 30:19-27.

- MOLEN, W.H. VAN DER, 1975. Agrohydrologie. Collegedictaat Vakgroep  
Cultuurtechniek. Landbouwhogeschool Wageningen.
- 1977. Beheer van grondwatervoorraden. Collegedictaat Vakgroep  
Cultuurtechniek. Landbouwhogeschool Wageningen.
- RIJTEMA, P.E., 1969. Soil moisture forecasting. Nota ICW 513.
- 1971. Een berekeningsmethode voor de benadering van de land-  
bouwschade tengevolge van grondwateronttrekking. Nota ICW  
587.
- WESSELING, J.G., and R.A. FEDDES, 1979. Introduction of suction as  
a lower boundary condition in program SWATR (for deep water  
tables). Nota ICW 1127.