

266

NOTA 266, dd. december 1962

NN31545.0266

Bepaling van de grondwaterstroming naar sloten en buizen en het zoutgehalte van de afvoer bijolderpeilen beneden de gemiddelde zeespiegel

dr. L. P. Ernst

Het drainageprobleem in Nederland wordt in vele gevallen gezien als een berekening van grondwaterstanden en afvoeren in hun afhankelijkheid van de tijd bij gegeven overtollige neerslag en gegeven doorlatendheid. Hierbij worden dikwijls de volgende omstandigheden verwaarloosd: de gelaagdheid van de grond, een variabel peil van de open leidingen, de gelijktijdige afvoer van water naar sloten en buizen, het droogvallen van sommige open leidingen en het niet-stationaire karakter van de meeste grondwaterstromingen.

In de lage polders op korte afstand van de zeedijk (in het bijzonder op de eilanden van de provincies Zeeland en Zuid-Holland) is het probleem nog meer ingewikkeld. Door de diepe lagen van de grond komt zeewater het land binnen en gemengd met regenwater wordt dit afgevoerd door de open leidingen. Gevraagd wordt evenals in het algemene geval ~~een~~ <sup>een bepaling van het</sup> bepaling van grondwaterstanden en afvoeren, ~~maar bovendien de kwel en het zoutgehalte van de afvoer~~ <sup>naar sloten en drainbuizen</sup> in hun afhankelijkheid van de tijd. Hierbij is het van belang na te gaan hoe de intensiteit van de kwel afhangt van het jaargetijde, welke de invloed is van eb en vloed en welke vorm en bewegingen de grenslaag tussen zoet en zout grondwater heeft.

De gelaagdheid van de grond

De keuze, welke drainageformule te gebruiken hangt in de eerste plaats af van de gelaagdheid van de grond. Welke variaties in gelaagdheid en doorlaatfactoren in het zuidwesten van Nederland voorkomen, is momenteel nog zo slecht bekend, dat niet aangegeven kan worden, welke schematiseringen moeten worden aanbevolen. Figuur 1 moet als een theoretisch voorbeeld worden beschouwd van 6 verschillende gevallen met afwisselend goed en slecht doorlatende lagen.

In de gevallen I en II is de belangrijke omgeving van de drainagecentra homogeen doorlatend verondersteld en <sup>het verband tussen grondwaterstand en afvoer</sup> ~~kan de berekening vereenvoudigen met lineaire~~ <sup>benaderd</sup> formules goed worden ~~benaderd~~. Indien de bovenkant van de slecht doorlatende laag belangrijk hoger ligt dan voor het geval II is aangegeven, is het aan te bevelen tenminste voor een deel van de betrokken toestanden kwadratische formules te gebruiken. Dit geldt voor de gevallen III, IV, V en VI. In de gevallen V en VI kunnen soms aparte formules worden gebruikt voor de afvoer van regenwater (boven bovenste slecht doorlatende laag) en voor de afvoer van kwelwater (onder de bovenste slecht doorlatende laag). Bij de gevallen III en IV behoeft een dergelijke splitsing niet te worden aangebracht.



ISN 151051-01

- 2 - \*) Volgens recente waarnemingen (2<sup>e</sup> helft 1962) is slootpeil in Prunijepolder in de winter gemiddeld 10 tot 20 cm hoger dan in de zomer. In de polder Oude Korendijk is verschijnsel door waterinlaat juist omgekeerd, maar in groothoofde gelijk.

### Het peil van de open leidingen

Hoewel officieel het polderpeil een streng gehandhaafde groothoofde is, is het duidelijk dat in de peilen van de open leidingen zekere variaties moeten voorkomen. Van invloed hierop zijn onder meer de neerslag, de verdamping en de werking van het poldergemaal zodat in het algemeen dagelijkse en jaarlijkse wisselingen kunnen worden onderscheiden en ook de afstand tot het gemaal in de beschouwingen zou moeten worden opgenomen. Om de volgende berekeningen wat eenvoudiger te houden zal hier echter worden aangenomen, dat er slechts 1 polder is met een constant peil in de sloten. \*)

### Primaire en secundaire leidingen

De drainage vindt zijn oorzaak in het lagere peil van drainbuizen, sloten enz. ten opzichte van de grondwaterstanden. De invloed van deze verschillende open leidingen kan uit de aard der zaak heel verschillend zijn, om welke reden een verdeling in primaire, secundaire en eventueel tertiaire open leidingen kan worden aangebracht. Hoewel het in sommige gevallen nuttig is om verschil te maken tussen de hoofdwatertangen en de kleinere sloten, zullen deze hier samen als primaire leidingen worden beschouwd, zodat de drainreeksen dan in de klasse van de secundaire leidingen behoren.

Terwijl de drainreeksen haast altijd als evenwijdig mogen worden beschouwd, geldt dit niet voor het totale stelsel van open leidingen. Een zeer goede benadering zou men krijgen door ook voor de primaire leidingen aan te nemen, dat deze evenwijdig zijn en dat primaire en secundaire leidingen onderling loodrecht staan. Voor de afleiding van de volgende formules is het echter soms nodig een zekere precisering van de toestand in een verticale doorsnede aan te geven. Daarom zal worden verondersteld, dat alle open leidingen (dus sloten en drainreeksen) evenwijdig zijn. De afstand tussen de drainreeksen wordt gedacht onveranderd te zijn. De verhouding tussen het aantal sloten en het aantal drainreeksen wordt gelijk gesteld aan de lengteverhouding in werkelijkheid. Bovendien wordt voor de volangtheid van de grond nog een bijzondere toestand aangenomen gelegen tussen de gevallen III en IV (zie fig. 2).

Zomerperiode = periode zonder afvoer door drainreeksen  
Zomer- en winterperiode Winterperiode = " met " " "

Indien men de gebieden met sterke kwel uitzondert, dan zijn voor de rest de grondwaterstanden in de zomer zo laag dat slechts zelden een afvoer van water door de drainbuizen wordt gevonden. Bij stijgende grondwaterstanden in het najaar komt er een ogenblik dat halverwege in de strook tussen twee sloten (de drainreeksen in dit geval nog loodrecht op de sloten gedacht) de grondwaterspiegel de drainreeksen juist raakt. Bij een verdere stijging van de grondwaterstand zal water worden afgevoerd door de buizen in het middengedeelte. Tegenover de drainage in de middenstrook staat een

mogelijke infiltratie in de randstroken waar de drainreeksen op de sloot uitkomen. Praktisch kan echter slechts van afvoer door de drainreeksen worden gesproken, als de som van drainage ( $>0$ ) en infiltratie ( $<0$ ) positief wordt. Bij onderling loodrechte ligging van drainreeksen en sloten zullen alle reeksen tegelijk met de afvoer beginnen, indien tenminste alle drainreeksen even hoog liggen en er geen verschillen in kwel of doorlatendheid voorkomen. Bij een toestand als afgebeeld in figuur 2 zou dit niet het geval zijn, daar een stijgende bolle grondwaterspiegel het eerst de middelste drainreeks zal raken. Bij gebruik van figuur 2 zal van dergelijke verschillen moeten worden afgezien en het heeft geen zin met figuur 2 zulke nauwkeurige formules te verbinden, dat hiermee de verschillen tussen de drainreeksen als functie van de afstand tot de dichtstbijzijnde evenwijdige sloot zou kunnen worden berekend.

Als bij een beschouwing van de invloed van de kwelintensiteit alle overige omstandigheden daarbij constant worden genomen, wordt het onmiddellijk duidelijk dat naarmate de kwel sterker is, de lengte van de zomerperiode kleiner moet zijn en dat vanaf een zekere kwelintensiteit de drainreeksen het gehele jaar door afvoeren en de zomerperiode dus verdwijnt.

#### Verband tussen grondwaterstand en afvoer

Uit verschillende hydrologische onderzoeken is gebleken, dat het verband tussen de grondwaterstand en de afvoer er in vele gevallen uitziet als aangegeven in figuur 3 (HOOGHOUDE, 1937). Hierbij wordt afgezien van de invloed die de voorgeschiedenis heeft bij niet-stationaire toestanden. Het middengedeelte van deze figuur ( $q_0/L = 0$  tot 3 mm/dag) komt overeen met het resultaat van zekere theoretische beschouwingen waarbij werd uitgegaan van de superponeerbaarheid van bijzondere lineaire oplossingen (zie fig. 13 bij ERNST, 1956).

Daar een berekening van de grondwaterstroming in dit geval een vrij ingewikkeld probleem is, zou men aan lineaire formules de voorkeur geven om zodoende wiskundige moeilijkheden te vermijden. Voor het middengedeelte van figuur 3 gaat dit redelijk goed op. Hierbij kan nog worden aangevoerd, dat vooral bij sterke kwel vrij hoge grondwaterstanden en een vrij constant slootpeil mogen worden verwacht en daarom voor  $q_s$  een lineaire formule kan worden aanvaard. Bij hoge grondwaterstanden wordt de afvoer  $q_b$  door de drainbuizen overwegend [ $q_s$  moet vergeleken worden met  $(n-1)q_b$ ] en daar bij stijgende grondwaterstand de afvoer  $q_b$  meer dan evenredig toeneemt, moet het een te groot bezwaar geacht worden ook voor  $q_b$  een lineaire formule te nemen.

De kwel afhankelijk van het jaargetijde

Bij de bestudering van een klein gebied (enkele ha) tot betrekkelijk geringe diepte (10 tot 15 m) is het nodig dat niet alleen gegeven is  $N(t)$  maar ook  $K(t)$ . Uit een onderzoek van het grondwater  $K(t)$  af te leiden, is alleen mogelijk door een gebied van veel grotere horizontale en verticale afmetingen te bestuderen. Daarbij zal de kwel niet alleen als afhankelijk van de tijd worden beschouwd maar vooral afhankelijk van de plaats, dus  $K$  als functie van  $x$ , eventueel als functie van  $x$  en  $t$ . Behalve de gelaagdheid van de grond en de doorlatendheid van de onderscheiden lagen is hierop van invloed het peilverschil tussen buitenwater en binnenwater. Als het peil van het buitenwater (zeearmen) gelijk nul wordt gesteld, <sup>‡</sup> gaat het om een bepaling van de invloed van het polderpeil  $h_p(x,t)$  en de grondwaterstand  $h(x,t)$ .

In die gevallen dat er meerdere polders zijn met verschillende peilen, moet het rekenwerk aanzienlijk worden uitgebreid. Om deze reden wordt slechts rekening gehouden met een enkele polder met constant peil. Wordt nu bovendien nog aangenomen dat de grondwaterstand alleen van de tijd afhangt en dat de fluctuaties zo langzaam zijn (bijv. harmonische beweging met frequentie 1 maal per jaar) dat de samendrukbaarheid geen invloed heeft, dan volgt onmiddellijk dat de kwel evenredig met  $h_p + \alpha_1 (h - h_p)$  moet zijn <sup>\*</sup>:

$$K = \bar{K} \frac{h_p + \alpha_1 (h_1 - h_p)}{h_p + \alpha_1 (\bar{h}_1 - h_p)} = \bar{K} \left\{ 1 + \frac{\alpha_1 (h_1 - \bar{h})}{h_p + \alpha_1 (\bar{h}_1 - h_p)} \right\} \approx \bar{K} \left\{ 1 + \frac{\alpha_1 (h_1 - \bar{h})}{h_p} \right\} \quad (1)$$

Invloed van eb en vloed

Het buitenwater heeft geen constant peil maar eb en vloed. Uit verschillende onderzoeken is gebleken dat de samendrukbaarheid van de grond grote invloed heeft op de voortplanting van deze fluctuaties in het grondwater. In grondwaterstandsbuizen met de filters geplaatst in de goed doorlatende diepe lagen van de Prunjepolder werd een relatief sterke deemping gemeten (WESSELING 1960). Houdt men bovendien rekening met de sterke samendrukbaarheid van de afdekkende klei- en veenlagen (ERNST, 1962) dan volgt hieruit dat alleen op plaatsen met een zeer dunne afdekkende laag een merkbare fluctuatie van de kwel met eb en vloed kan voorkomen en in de meeste gevallen het effect mag worden verwaarloosd.

Vorm en beweging van het zoutfront

De aanwezigheid van zout water in de diepere lagen van de grond moet door het verschil in soortelijk gewicht met het ondiepe zoete water, enige invloed hebben op de samenhang tussen grondwaterstand en afvoer. Uit de resultaten van een aantal relaxatie/tekeningen voor de stationaire drainage

\* ) Voor  $\alpha_1$ , zie formule (3) en bijbehorende uitleg

‡) Dus voor het polderpeil negatieve waarden invoeren

van zoet en zout water in een homogeen profiel kon worden afgeleid, dat in het algemeen het effect vermoedelijk slechts zwak is. Bij een homogeen profiel en een soortelijk gewicht 1,02 van het zoute water zal de opbolling van de grondwaterspiegel niet meer dan 5% hoger zijn dan in een geval met uitsluitend zoet water en eenzelfde afvoerintensiteit. Daarom zal hiermee geen rekening worden gehouden bij de drainageformules, die op pagina 7 en volgende zullen worden gebruikt. In welke verhouding neerslag en kwel tot deze afvoer bijdragen, is hierbij van minder invloed en daarom met nog meer reden te verwaarlozen.

Enige kennis van de vorm en de diepte van de grenslaag tussen zoet en zout water kan van belang zijn, om hiermee te komen tot een bepaling van de gemiddelde intensiteitsverhouding van kwel en overtollige neerslag. Hierbij moet echter wel rekening worden gehouden met de invloed van de grootte van het soortelijke gewichtsverschil en met de gelaagdheid van de grond.

De grootte van de jaarlijkse fluctuaties in het zoutfront is van belang bij berekeningen van de fluctuaties in de afvoer van de kwel. Op de kwel (invoer) moeten immers de bergingsveranderingen, welke samenhangen met genoemde grenslaagverschuivingen, in mindering worden gebracht, om tot de afvoer te komen. Dit effect is daarom van invloed op het chloorgehalte van de afvoer.

Over de jaarlijkse bewegingen van het zoutfront is nog weinig bekend. Een onderzoek van dit verschijnsel zal in ~~de tweede helft van~~ 1963 door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding worden begonnen, door middel van metingen in het veld met een verticale elektrische sonde en in het laboratorium met een spleetmodel.

In hoeverre vorm en fluctuaties van het zoutfront van invloed zijn op de verdeling van kwelwater en regenwater over de afvoeren naar sloten en drainbuizen, is momenteel ook nog slecht bekend. Met de volgende berekeningen wordt hiervan een eerste benadering gegeven. Weliswaar wordt hierbij de vorm van de grenslaag nog vrijwel geheel buiten beschouwing gelaten, maar een zekere invloed van radiale weerstanden en totale weerstanden wordt wel in de formules opgenomen.

Bij de meeste theoretische beschouwingen wordt een scherpe grens tussen zoet en zout water aangenomen. Ook in spleetmodellen vindt men een vrij scherpe grens. In werkelijkheid is er een geleidelijke overgang door de diffusie, welke bij transport in een poreus medium sterker is dan bij moleculaire diffusie.

Uit de berekeningen volgt, onafhankelijk van de aanneming van een scherpe grens of van een geleidelijke overgang, dat reeds bij betrekkelijk snelle kwel ( $K > 0,3$  mm/dag) het zoutfront op geringe diepte onder maaiveld moet liggen. In het zomerhalfjaar zal het stijgende zoutfront dan de dalende grond-

waterspiegel kunnen bereiken en mogelijk zelfs daarboven in de onverzadigde zone komen te liggen. Zou een scherp zoutfront worden aangenomen, dan zou onder deze omstandigheden de verzadigde zone uitsluitend gevuld zijn met water van een zoutgehalte  $Cl_g$  en dus over bedeelde periode uitsluitend een afvoer van water met dit zoutgehalte mogelijk zijn.

Om aan dit bezwaar tegemoet te komen zou men de toestand kunnen schematiseren zoals in figuur 4 is gedaan: boven de stippellijnen zoet water, tussen de stippellijnen een chloorgehalte  $0,5 Cl_g$ , onder de stippellijnen een chloorgehalte  $Cl_g$ ; boven de kruisjeslijn een afvoer van overtollige neerslag met chloorgehalte  $Cl_1$ , onder de kruisjeslijn een afvoer van kwel met chloorgehalte  $Cl_2$ . Deze (effectieve) chloorgehalten zouden moeten voldoen aan de betrekking:

$$\bar{K} Cl_g = \bar{K} Cl_2 + \bar{N} Cl_1$$

waaruit volgt, dat hiermee slechts 1 vrijheidsgraad meer is verkregen. Dit geeft echter de mogelijkheid om bij zomertoestanden zoals afgebeeld in figuur 4b een afvoer met chloorgehalte  $Cl_2$ , dus lager dan  $Cl_g$ , uit de berekening te doen volgen. Welke waarde voor  $Cl_2$  zou kunnen worden genomen valt hieruit niet af te leiden, daar dit onder meer samenhangt met de dikte van de overgangszone. Uitvoering van veldmetingen zou <sup>moeten</sup> worden aanbevolen, op grond waarvan een beslissing kan worden genomen.

Uit een klein aantal waarnemingen verricht in augustus 1962 in 6 raaien in de Prunjepolder, werd driemaal gevonden dat het zoutgehalte van de afvoer gelijk was aan dat in peilputten met filter op 20 m diepte. In drie gevallen werd een veel lager zoutgehalte gevonden, wat voorlopig werd verklaard als kwel gedeeltelijk afkomstig uit een hoger gelegen inlaag met zoeter water.

Deze uitkomsten doen vermoeden dat het beschreven effect niet erg belangrijk kan zijn. Eenvoudigheidshalve zal daarom bij de volgende beschouwingen steeds een scherpe overgang tussen zoet en zout water worden aangenomen. Als gevolg hiervan kan worden vermoed dat de gevonden waarden voor het chloorgehalte wat sterker uiteen zullen lopen dan in werkelijkheid het geval is. Hieraan kan worden toegevoegd dat voor het bereiken van een hoge nauwkeurigheid het evenzeer gewenst geacht moet worden om rekening te houden met het horizontale transport door het onderste deel van de onverzadigde zone, hetgeen echter ter wille van de eenvoud ook achterwege blijft.

### Quasi-stationaire toestanden

Bij de volgende beschouwing wordt aangenomen, dat de vorm van de grondwaterspiegel steeds met voldoende benadering overeenkomt met de bekende vorm behorende bij de stationaire drainage van een constante overtollige neerslag. Voor de afvoer  $q_0$  kan dus een der bekende formules uit de theorie der stationaire toestanden worden gebruikt. Daar bovendien wordt aangenomen dat het peil in de open leidingen constant is, volgt hieruit dat een eenduidig verband tussen de afvoer  $q_0$  en de grondwaterstand  $h_1$  midden tussen de open leidingen aanvaardbaar wordt geacht. Het is echter duidelijk dat ondanks deze vereenvoudigingen afhankelijk van de gelaagdheid van de grond en afhankelijk van de ligging van primaire en secundaire leidingen (bijv. onregelmatige afstanden of onderling loodrechte ligging) meer of minder ingewikkelde formules kunnen ontstaan.

### Bergingsveranderingen

Met de fluctuaties van het freatisch oppervlak hangen zekere bergingsveranderingen samen, welke oorzaak zijn van de nauwlijng van grondwaterstand en afvoer ten opzichte van de overtollige neerslag en eventueel de kwel. Om tot hanteerbare formules te komen wordt aangenomen dat deze bergingsveranderingen evenredig zijn met de verschuivingen in het freatisch oppervlak. De verhouding tussen bergingsverandering en grondwaterstandsverandering wordt bergingscoëfficiënt genoemd:

$$\mu = \frac{dS}{dh} \quad (2)$$

Daar aangenomen wordt, dat het freatisch oppervlak een constante grondvorm heeft, volgt hieruit dat de gemiddelde grondwaterstandsverandering per tijdseenheid op een zekere tijd ook evenredig is met de grondwaterstandsverandering  $dh_1/dt$  midden tussen de open leidingen en dat afhankelijk van de vorm van de grondwaterspiegel een reductiecoëfficiënt  $\alpha_1$  moet worden toegevoegd

( $\alpha_1 = \frac{2}{3}$  tot 1):

$$\frac{d\bar{S}}{dt} = \alpha_1 \mu \frac{dh_1}{dt} \quad (3)$$

De fluctuaties in de diepte van het zoutfront tonen aan dat er ook veranderingen in de inhoud aan zout water, voorkomen. Een vrijwel gelijksoortige beschouwing hiervan is mogelijk als bij de bergingsveranderingen in de onverzadigde zone. Daar het zoutfront niet gelijkvormig behoeft te zijn met het freatisch oppervlak is toevoeging van een andere reductiecoëfficiënt  $\alpha_2$  nodig. Laatstgenoemde bergingsveranderingen kunnen echter buiten beschouwing blijven, zolang het niet gaat om berekeningen van het chloorgehalte van de afvoer.

Basisformules voor grondwaterstand en afvoer

Bij de berekening van grondwaterstanden en afvoeren zullen twee soorten formules worden gebruikt. De continuïteitsvergelijking kan als volgt worden geschreven:

$$N + K = \frac{q_0}{L} + \frac{d\bar{S}}{dt} = \frac{q_0}{L} + \alpha_1 \mu \frac{dh_1}{dt} \tag{4}$$

Het verband tussen grondwaterstand en afvoer kan in het eenvoudigste geval bij benadering als lineair worden aangenomen:

$$\frac{q_0}{L} = \frac{h_1 - h_0}{W} \tag{5}$$

Zoals op pag. 3 reeds werd betoogd, is het in sommige gevallen beter een niet-lineair verband te nemen en wel (5) te vervangen door een formule, welke van de tweede graad is in  $h_1 - h_0$  (ROTHER, 1924; HOOGHOUTD, 1940):

$$\frac{q_0}{L} = (h_1 - h_0) \left\{ \frac{4k_1 (h_1 - h_0)}{L^2} + \frac{1}{W} \right\} \tag{6}$$

Door substitutie van (5) of (6) in (4) ontstaat een gewone differentiaalvergelijking, waaruit in principe  $h_1$  als functie van  $t$  moet kunnen worden opgelost. Het gebruik van formule (6) kan afhankelijk van de keuze van functies  $N(t)$  en  $K(t)$  reeds zekere moeilijkheden geven, wat bij (5) nauwelijks het geval kan zijn.

In het bijzonder bij toepassing op een periodiek terugkerende jaarlijkse fluctuatie heeft het zin om  $N(t) + K(t)$  als een Fourier-reeks voor te stellen. Als voor  $N(t) + K(t)$  een enkelvoudig harmonische functie kan worden ingevoerd dan volgt uit (4) en (5) dat dit ook voor  $h_1$  geldt. Uit (1) volgt echter dat  $K(t)$  een bedrag  $\pi$  in fase verschilt met  $h_1$  (fasen dus tegengesteld) en dat dus  $N(t) + K(t)$  in fase iets voorijlt op  $N(t)$ . De kwel heeft dus als invloed dat de naijling van  $h$  ten opzichte van  $N$  iets kleiner is dan in gevallen zonder kwel.

Daar de laatste term van (1) echter relatief klein is, mag in eerste benadering worden geschreven (fig. 5):

$$N + K = \bar{N} + \bar{K} + (N_a - K_a) \cos \frac{2\pi t}{T} \tag{7}$$

Substitutie van (7) en (5) in (4) levert op:

$$\alpha_1 \mu \frac{dh_1}{dt} + \frac{h_1 - h_0}{W} - \left\{ \bar{N} + \bar{K} + (N_a - K_a) \cos \frac{2\pi t}{T} \right\} = 0 \tag{8}$$



Door substitutie kan vervolgens worden bewezen dat de volgende uitdrukkingen een oplossing van (8) geven en hiermee dus is afgeleid de periodieke grondwaterstandsfluctuatie welke behoort bij een invoer overeenkomstig formule (7);

$$h_1(t) - h_0 = (\bar{N} + \bar{K}) W + h_a \cos \frac{2\pi(t-\theta)}{T} \quad (9)$$

$$\text{Amplitude: } h_a = \frac{(N_a - K_a) T}{\sqrt{\left(\frac{T}{W}\right)^2 + (2\pi\alpha_1 \mu)^2}} \quad (10)$$

$$\text{Naijling: } \text{tg } \frac{2\pi\theta}{T} = \frac{2\pi\alpha_1 \mu W}{T} \quad (11)$$

In gevallen dat deze oplossing niet aan een zekere gegeven begintoestand voldoet, kan (9) als een eerste deeloplossing  $h_1'(t)$  worden beschouwd waarbij de volgende uitdrukking als tweede deeloplossing  $h_1''(t)$  moet worden opgesteld, en waarbij  $h_1''(0)$  zo moet worden gekozen, dat  $h_1'(0) + h_1''(0)$  gelijk wordt aan de gegeven  $h_1(0)$ :

$$h_1''(t) = h_1''(0) e^{-\frac{t}{\alpha_1 \mu W}} \quad (12)$$

#### Berekening van grondwaterstanden en afvoeren voor de zomerperiode

Daar in de zomerperiode de drainreeksen per definitie geen water afvoeren, kunnen de formules (4) en (5) opnieuw worden gebruikt. Om te onderscheiden of zekere grootheden betrekking hebben op de zomerperiode of de winterperiode of verband houden met de sloten of de drainreeksen, worden enkele bijzondere indices aangebracht (zie pag. 19 en 20).

$$N + K = \frac{q_{sz}}{L_s} + \alpha_{1z} \mu_z \frac{dh_{1z}}{dt} \quad (13)$$

$$\frac{q_{sz}}{L_s} = \frac{h_{1z} - h_s}{W s^3} \quad (14)$$

Ook de begintijden voor de zomerperiode en de winterperiode bij een jaarlijkse periodieke beweging zullen met bijzondere indices worden aangeduid en wel respectievelijk  $t_{1K}$  en  $t_{2K}$ . De index K dient hier om duidelijk te maken dat deze tijden van de kwelintensiteit afhangen.

Een numerieke berekening van het verloop van de grondwaterstand over de zomerperiode is mogelijk door van de formules (9) .... (12) gebruik te maken.

Daar de voorgeschiedenis een willekeurige invloed kan hebben gehad, moet hierbij in het algemeen nog de begintoestand worden gegeven. Ditzelfde geldt ook voor het stelsel vergelijkingen voor de winterperiode.

Neemt men echter een jaarlijkse periodieke beweging aan, dan moet na een jaar dezelfde toestand terugkeren. Wordt de grondwaterstand op een willekeurig ogenblik van de zomerperiode [bijv. bij gebruik van (7) op  $t_0 = T/2$ ] als een onbekende beschouwd en zou men na de nodige berekeningen voor de grondwaterstand voor de tijd  $t_1 + T$  een zekere uitdrukking kunnen vinden, waarin  $h_1(t_1)$  nog voorkomt, dan moet deze uitdrukking aan  $h_1(t_1)$  gelijk worden gesteld. De waarde van  $h_1(t_1)$  kan hiermee in principe als **oplosbaar** worden beschouwd.

Berekening van grondwaterstanden en afvoeren voor de winterperiode

Voor de periode waarin  $h_1 > h_b$  kunnen de volgende formules geldig worden verklaard:

$$N + K = \frac{(n - 1) q_{bw} + q_{sw}}{L_s} + \alpha_{1w} \mu_w \frac{dh_{1w}}{dt} \quad (15)$$

$$\frac{q_{sw}}{L_s} = (h_{1w} - h_s) \left\{ \frac{4k_1 (h_{1w} - h_b)}{nL_b^2} + \frac{1}{W_{s3}} \right\} \quad (16)$$

$$\frac{q_{bw}}{L_b} = (h_{1w} - h_b) \left\{ \frac{4k_1 (h_{1w} - h_b)}{L_b^2} + \frac{1}{W_{b2}} \right\} \quad (17)$$

Na substitutie van (16) en (17) in (15) ontstaat de volgende differentiaalvergelijking (voor  $G, M, h_{sb}$  en  $\gamma$  zie pag. 20):

$$\alpha_{1w} \mu_w \frac{dh_{1w}}{dt} = N(t) + K(t) - G \{h_{1w}(t) - h_b\}^2 - (\gamma_s G h_{sb} + \gamma_b M_{b2} + M_{s3}) \{h_{1w}(t) - h_b\} + h_{sb} M_{s3} \quad (18)$$

Een exacte oplossing van deze differentiaalvergelijking zou onmiddellijk kunnen worden gegeven als voor  $N$  en  $K$  constante waarden zouden mogen worden aangenomen. Dit kan worden bereikt door de winterperiode in een aantal stukken van relatief korte duur (bijv. 7 of 14 dagen) te verdelen en in elk van deze korte tijdsintervallen voor  $N$  en  $K$  constante waarden aan te nemen gelijk aan het gemiddelde volgens de gegeven functies  $N(t)$  en  $K(t)$ .

Een andere methode voor de numerieke oplossing van gewone differentiaalvergelijkingen van de eerste orde bestaat hierin, dat men tracht een poly-

geon te vinden, welke bij benadering overeenkomt met de gezochte oplossing. Elke rechte lijnstuk van de polygoon moet een helling hebben overeenkomend met de waarde van het differentiaalquotient, behorende bij een punt zeer dicht bij het zwaartepunt van dit lijnstuk (zie fig. 6). Vergelijking (18) wordt hierbij dus feitelijk vervangen door de differentievergelijking (19):

$$\frac{h(t+\Delta t) - h(t)}{\Delta t} = f(h, t) \quad (19)$$

In figuur 5 is aangegeven hoe elk nieuw lijnstuk kan worden uitgezet tussen de tijden  $t_1 - \Delta t$  en  $t_1 + 2\Delta t$ . In principe behoeft voor  $\Delta t$  geen constante waarde te worden genomen, maar dit vergemakkelijkt het rekenwerk. Men mag echter met  $\Delta t$  niet boven een zekere maximale waarde uitkomen. Deze grenswaarde hangt zowel af van de in een bepaald geval geldende coëfficiënten uit (18), als van het verloop van  $N(t) + K(t)$  en van de gewenste nauwkeurigheid. Vermoedelijk zullen de gunstigste waarden voor  $\Delta t$  in de praktijk liggen tussen 1 en 15 dagen.

Iteratief procedé voor de berekening van een jaarlijks periodieke  $h_1(t)$

Daar bij de gegeven voorwaarden de naijlingen in de grondwaterstand relatief niet groot kunnen zijn is het van voordeel te beginnen met een begintoestand, waarbij  $h_1 = h_b$  en met waarden voor  $N$  en  $K$  volgend uit (13) en (14) als het differentiaalquotient uit (13) wordt weggelaten. Voor het hierop volgende verloop van  $h_1$  moet de som van  $N + K$  als functie van de tijd zijn gegeven. Wordt bijvoorbeeld van (7) gebruikgemaakt, dan kan als begintijd worden genomen, de kleinste waarde groter dan nul. Deze tijd  $t_1$  is te beschouwen als het beginpunt van een bijzondere zomerperiode. Verder kunnen dan (9), (10), (11) en (12) worden gebruikt om het gehele verloop over deze zomerperiode te berekenen. Voor  $\frac{2\pi t}{T} > \pi$  volgt een stijging voor  $N + K$  en dus ook een stijging - zij het met zekere naijling - van  $h_1$ , zodat tenslotte een waarde van  $t_2$  wordt gevonden waarbij opnieuw  $h_1 = h_b$  en dus het einde van deze zomerperiode is bereikt.

Het is ook mogelijk, dat langs deze weg geen zomerperiode wordt gevonden. De minimumwaarde van de vorm tussen accolades in (8) is  $\bar{N} - N_a + \bar{K} + K_a$  en deze waarde kan zo groot zijn dat voor  $h_1$  geen waarde kleiner dan  $h_b$  mogelijk is. In dat geval wordt de tijd  $t = \pi$  als begin van de te berekenen (winter-)periode beschouwd en volgt de bijbehorende waarde van  $h_1$  door in (18) de laatste term weg te laten en voor  $N + K$  bijvoorbeeld weer formule (7) te nemen.

Vervolgens moet het verloop van de grondwaterstand in de volgende winterperiode worden berekend en hiervoor zou dus de differentie-methode kunnen worden gebruikt zoals beschreven in vorige paragraaf.

Door de naijling valt het einde van de aldus berekende winterperiode iets meer dan een tijd  $T$  na de aangenomen begintijd  $t$ . Door ook voor een tweede jaar ( en eventueel een derde jaar, maar dit zal in de praktijk zelden nodig zijn) het gehele verloop te berekenen kan men nagaan hoe snel de periodieke beweging wordt benaderd. Afhankelijk van het aantal herhalingen dat men doorwerkt, krijgt men een betere benadering van  $t_{1K}$  en  $t_{2K}$ .

Verder kan hier nog worden opgemerkt dat in een geval, waarbij de berekening in de eerste cyclus een zeer korte zomerperiode oplevert, bij een of meer herhalingen een cyclus kan worden gevonden, vanaf welke de zomerperiode geheel is verdwenen.

Is het verloop van  $h_1$  bij gegeven omstandigheden eenmaal berekend, dan volgen met behulp van (14), (16) en (17) onmiddellijk de bijbehorende afvoeren  $q_a(t)$  en  $q_b(t)$ .

∠ welke aan (7) voldoet

Basisformules voor het zoutgehalte van de afvoer

De overwegingen uiteengezet op pagina's 5b en 5c hebben geleid tot de (voorlopige) aanneming van een scherpe overgang van het zoete naar het zoute grondwater. De afvoer kan dus besghouwd worden als te zijn samengesteld uit een deel  $q_{oN}(t)$  waarvan het chloorgehalte nul is, en een deel  $q_{oK}(t)$  met chloorgehalte  $Cl_g$ . Hieruit volgt onmiddellijk:

$$q_o(t) Cl_o(t) = q_{oK}(t) Cl_g \quad (20)$$

De waarde van  $Cl_g$ , het zoutgehalte van het diepe grondwater, wordt als gegeven aangenomen. Het verloop van  $q_o(t)$  is al door voorafgaande berekeningen bekend geworden. Het gaat dus nu nog om een berekening van  $q_{oK}(t)$ , het aandeel van de kwel in de afvoer. Daarbij zal moeten worden rekening gehouden met de bergingsveranderingen door de nog niet bekende fluctuaties van het zoutfront en met de ongelijkmatige verdeling van de afvoer over sloten en drainbuizen.

Een eerste schatting van de grootte van de fluctuaties van het zoutfront is mogelijk door op te merken dat het verticale transport ter hoogte van het zoutfront geen grotere fluctuaties kan hebben dan  $N(t) + K(t)$ . Een bovenste grens voor het verschil tussen de extreme standen van het zoutfront bij de jaarlijkse fluctuaties is dus:

$$\frac{2}{\pi a} (N_a - K_a) \frac{T}{2} \approx 0,5 \text{ meter}$$

Daar de verschuivingen van het zoutfront in werkelijkheid kleiner zijn, kan er weinig bezwaar zijn om de gezochte oplossing te vervangen door de som van de volgende twee deeloplossingen. Bij de eerste deeloplossing worden een afvoer en een grondwaterstand aangenomen, welke gelijk zijn aan die in de werkelijke toestand; kwel en overtollige neerslag moeten echter zodanig verdeeld zijn, dat de zoutgrens stationair is en een vorm heeft overeenkomend met het gemiddelde in werkelijkheid. Bij de tweede deeloplossing behoort dus geen afvoer, maar ter compensatie van de onjuist aangenomen  $N'$  en  $K'$  in de eerste deeloplossing moet in de tweede deeloplossing een stroming tussen het diepe pakket en de grondwaterspiegel worden aangenomen, waarmee een op en neer gaande beweging van de zoutgrens correspondeert.

Deze superpositie is zeer eenvoudig indien de drainage door een enkel soort open leidingen (alleen sloten) gebeurt. Een schematische voorstelling wordt door figuur 7 gegeven. De kwelafvoer behorende bij de eerste

deeloplossing kan worden afgeleid uit:

$$K'(t) = \bar{K} \frac{h_1(t) - h_0}{\bar{h}_1 - h_0} \quad (21)$$

Als bergingsverandering volgt uit de tweede deeloplossing:

$$\frac{dS_H}{dt} = K(t) - \bar{K} \frac{h_1(t) - h_0}{\bar{h}_1 - h_0} \quad (22)$$

Dicht bij de drainerende open leidingen moet de hoogte  $H$  van de zoutgrens een veel kleinere fluctuatie hebben dan midden ertussen. Dit wordt ook duidelijk als men in figuur 7b een kleine evenwijdige verschuiving van het zoutfront zou veronderstellen. Door de radiale stroming wordt dit afwijkende front dicht bij de open leidingen veel sneller naar de bij  $N'$  en  $K'$  behorende vorm teruggebracht dan op grote afstand van de open leidingen waar de verticale stroming in de omgeving van het gemiddelde zoutfront zeer zwak is. Dit houdt in dat een reductie-coëfficiënt  $\alpha_2$  moet worden uitgevoerd ( $\alpha_2 < 1$ ). Voor de berekening van  $q_{oK}$  is in dit eenvoudige geval dus de volgende formule te gebruiken.

$$\frac{q_{oK}(t)}{L} = K(t) - \alpha_2 \left\{ K(t) - \bar{K} \frac{h_1(t) - h_0}{\bar{h}_1 - h_0} \right\} \quad (23)$$

Uit deze afleiding blijkt, dat een bepaling van de hoogte  $H_1$ , hier nog gemist kan worden. Een zekere invloed van vorm en beweging van het zoutfront is opgenomen in  $\alpha_2$ , welke coëfficiënt echter geen overwegende invloed heeft en daarom voor praktische toepassingen wel op 0,8 kan worden gesteld.

Uit de formules (20) en (23) kunnen na eliminatie van  $q_{oK}(t)$  ook waarden voor  $Cl_o(t)/Cl_g$  volgen, welke groter zijn dan 1. Dit is namelijk het geval als  $q_o(h)/L - \bar{K} h/\bar{h} < 0$ . Het freatisch oppervlak is dan gedaald tot beneden het zoutfront<sup>en</sup> de toestand zoals afgebeeld in figuur 7b kan niet bestaan. Onder deze omstandigheden volgt dan onmiddellijk als uitkomst:  $Cl_o(t)/Cl_g = 1$ .

Berekening van het zoutgehalte in de zomerperiode

Zoals hierboven reeds werd opgemerkt, is formule (23) bij aanwezigheid van drainbuizen niet meer geldig, daar een constante weerstand niet langer meer als een goede benadering mag worden aangenomen. Bijvoorbeeld tijdens de zomerperiode als er alleen afvoer naar de sloten is, is de weerstand veel groter dan tijdens de winterperiode.

Wordt voor de zomerperiode afgezien van die gevallen, waarbij het zoutfront boven de grondwaterspiegel ligt, dan blijven alleen gevallen over waarbij  $q_{sKz}(t)$  vrijwel geheel door de diepere, goed doorlatende laag wordt getransporteerd. Dit heeft tot gevolg dat (23) door de volgende formules kan worden vervangen:

$$\frac{q_{sKz}(t)}{L_s} = K(t) - \alpha_{2z} \left\{ K(t) - \frac{h_{1z}(t) - h_s}{W_{s3}} \right\} \quad (24)$$

Formule (20) wordt nu als volgt geschreven:

$$q_{sz}(t) Cl_{sz}(t) = q_{sKz}(t) Cl_g \quad (25)$$

Uit (24) en (25):

$$\frac{Cl_{sz}(t)}{Cl_g} = \frac{L_s}{q_{sz}(t)} \left[ K(t) - \alpha_{2z} \left\{ K(t) - \frac{h_{1z}(t) - h_s}{W_{s3}} \right\} \right] \quad (26)$$

De reeds eerder gevonden uitkomsten voor  $h_{1z}(t)$  en  $q_{sz}(t)$  moeten in (27) worden gesubstitueerd. Voor elk moment van de zomerperiode kan hiermee een uitkomst voor  $Cl_{sz}(t)/Cl_g$  worden gevonden.

Verdeling van de kwel in de winterperiode

Voor tot een berekening van het zoutgehalte van de afvoer in de winterperiode kan worden overgaan, moet eerst worden bepaald hoe de kwel (en de neerslag) na aftrek van de bergingsveranderingen (resp.  $\alpha_{1w} \frac{dh_{1w}}{dt} - \alpha_{2w} \frac{dh_{1w}}{dt}$  en  $\alpha_{2w} \frac{dh_{1w}}{dt}$ ) worden verdeeld over de sloten en drainbuizen.

Onafhankelijk van de intensiteit van de kwel en de vorm van het zoutfront mogen de volgende formules geldig worden verklaard.

$$q_{sNw}(t) + (n-1)q_{bNw}(t) = L_s \left\{ N(t) - \alpha_{1w} \mu \frac{dh_{1w}}{dt} + \alpha_{2w} \beta \frac{dH_1}{dt} \right\} \quad (27)$$

$$q_{sKw}(t) + (n-1)q_{bKw}(t) = L_s \left\{ K(t) - \alpha_{2w} \beta \frac{dH_1}{dt} \right\} \quad (28)$$

$$q_{sNw}(t) + q_{sKw}(t) = q_{sw}(t) \quad (29)$$

$$q_{bNw}(t) + q_{bKw}(t) = q_{bw}(t) \quad (30)$$

Onmiddellijk is in te zien dat deze vier vergelijkingen niet onafhankelijk van elkaar zijn. Na opstelling van (27) en (28) en substitutie van (29) en (30) wordt formule (15) weer verkregen. Bij de verdere berekeningen kan dus een van bovenstaande vergelijkingen worden weggelaten. Behalve een bepaling van  $\frac{dH_1}{dt}$  is het daarom nodig nog een betrekking van een of meer van de onbekenden uit de linkerleden van (27) ....(30) te zoeken. De eenvoudigste weg leek hier een berekening van  $q_{sNw}(t)$ , welke berekening in de volgende paragraaf zal worden uiteengezet.

Voor  $h_{1w}(t)$  kan de reeds eerder verkregen oplossing worden gebruikt.

Om de invloed van de bergingsveranderingen in rekening te brengen, moet evenals bij de zomerperiode de basisformule (22) in een andere vorm worden gebracht:

$$\beta \frac{dH_1}{dt} = K(t) - \bar{K} \frac{h_{1w}(t) - h_b}{\bar{h}_1 - h_b} - \frac{q_{sK}(H_1, h_b)}{L_s} \frac{\bar{h}_1 - h_{1w}(t)}{\bar{h}_1 - h_b} \quad (31)$$

Met formule (31) is bereikt dat een lineaire betrekking tussen  $h_{1w}(t)$  en de afvoer van zout water in rekening wordt gebracht en tevens dat bij een grondwaterstand =  $\bar{h}_{1w}$ , een afvoer =  $\bar{K}$  behoort en bij een grondwaterstand =  $h_b$  een afvoer  $q_{sK}(H_1, h_b)$  behoort.

Een berekening van  $q_{sK}(H_1, h_b)$  is minder eenvoudig, daar hiervoor bekendheid van  $H_1(t)$  nodig is. Eventueel zou men hiervoor echter een gemiddelde waarde  $\bar{H}_1$  kunnen nemen. De volgende formule is verder gelijk aan (16).

$$\frac{q_{sK}(H_1, h_b)}{L_s} = (h_b - h_B) \left\{ \frac{4k_1(H_1 - h_b)}{nL_b^2} + \frac{1}{W_{s3}} \right\} \quad (32)$$

Voor de gemiddelde waarde van  $\bar{h}_1$ , welke voorkomt in (31), zal men bij voorkeur gebruikmaken van een periodieke  $h_1(t)$ , waarvan de bereke-



Xfningswijze voor zomerperiode en winterperiode is uiteengezet in vorige paragrafen. Men kan echter ook een uitkomst voor  $\bar{h}_1$  verkrijgen, hoewel minder nauwkeurig, door van (15) na weglating van het differentiaalquotient van (16) en van (17) gebruik te maken<sup>x)</sup>. Voor N en K moeten de gemiddelde waarden worden ingevoerd. Vervolgens kunnen de afvoeren  $\bar{q}_s$  en  $\bar{q}_b$  worden geëlimineerd. Dit geeft tenslotte formule (33) als uitkomst (voor de afkortingen zie pag. ...):

$$\bar{h}_1 - h_b = \frac{-(\gamma_s G h_{sb} + \gamma_b M_{b2} + M_{s3}) + \sqrt{(\gamma_s G h_{sb} + \gamma_b M_{b2} + M_{s3})^2 - 4G(h_{sb} M_{s3} - \bar{N} - \bar{K})}}{2G} \quad (33)$$

Berekening van  $q_{sNw}(t)$

De oplossing van de stroming afgebeeld in 2 wordt opnieuw, nu echter op een andere manier dan te voren, <sup>figuur</sup> samengesteld uit 2 deeloplossingen:

$$q_{sNw}'(t) + q_{sNw}''(t) = q_{sNw}(t) \quad (34)$$

Aan het slootpeil  $h_s'$  behorende bij de eerste deeloplossing wordt een zodanige waarde toegekend, dat als voor  $h_{1w}(t)$  de uitkomsten van voorgaande berekeningen wordt ingevoerd - dus  $h_{1w}'(t) = h_{1w}(t)$  - en  $h_b$  onveranderd blijft, voor  $q_{sw}'$  en  $q_{bw}'$  gelijke waarden worden gevonden. De eerste deeloplossing is dus nagenoeg symmetrisch:

$$\frac{q_{sNw}'(t)}{L_b} = \frac{q_{bNw}'(t)}{L_b} = N(t) - \alpha_{1w} \mu \frac{dh_{1w}}{dt} + \alpha_{2w} \beta \frac{dH_{1w}}{dt} \quad (35)$$

Voor de bergingsverandering kan nu wel (22) worden gebruikt:

$$\beta \frac{dH_{1w}}{dt} = K(t) - \bar{K} \frac{h_{1w}(t) - h_b}{\bar{h}_1 - h_b} \quad (36)$$

Voor de oplossing van  $h_s'(t)$  moet gebruik worden gemaakt van  $q_{sw}'(t) = q_{bw}'(t)$ , van formule (17) en van een variant op formule (16). Hieruit volgt:

$$\{h_{1w}(t) - h_s'(t)\} \left[ \frac{4k_1 \{h_{1w}(t) - h_b\}}{L_b^2} + \frac{1}{W_{s2}} \right] = \{h_{1w}(t) - h_b\} \left[ \frac{4k_1 \{h_{1w}(t) - h_b\}}{L_b^2} + \frac{1}{W_{b2}} \right] \quad (37)$$

<sup>x)</sup> Het is duidelijk, dat wegens de niet-lineaire betrekkingen het werkelijke gemiddelde van h niet exact gelijk kan zijn aan wat hier wordt berekend, als grondwaterstand in een stationaire toestand met  $\bar{N}$  en  $\bar{K}$ , welke grondwaterstand gemakshalve zal worden aangeduid als  $\bar{h}$ .

$$\text{waarbij: } W_{s2} = W_{b2} - \frac{L_b}{\pi k_2} \ln \frac{B_s}{B_b} \quad (38)$$

Formule (37) kan ook in de volgende vereenvoudigde vorm worden geschreven:

$$\left\{ G(h_{1w} - h_b) + M_{s2} \right\} (h_b - h_s') + (M_{s2} - M_{b2})(h_{1w} - h_b) = 0 \quad (39)$$

Voor de tweede deeloplossing moet gelden:

$$h_b'' - h_s''(t) = h_b - h_s - h_b' + h_s' = h_b + \frac{(M_{s2} - M_{b2})(h_{1w} - h_b)}{G(h_{1w} - h_b) + M_{s2}} \quad (40)$$

De tweede deeloplossing heeft betrekking op een fictieve grondwaterstroming, welke veroorzaakt wordt door het peilverschil (40), dus vanuit met water gevulde drainbuizen naar de sloten, en zonder dat er overtollige neerslag of kwel is ( $N'' = K'' = 0$ ). De vorm van de grondwaterspiegel moet, evenals voor de eerste deeloplossing, worden gelijkgesteld aan de toestand afgebeeld in figuur 2.

Voor  $q_{sNw}''(t)$ , de toestroming van twee zijden boven het zoutfront naar de betrokken sloot, kan nu onmiddellijk de volgende formule worden gebruikt. Volgens het principe der quasi-stationaire toestanden worden dergelijke formules geldig verklaard zonder bergingsveranderingen in rekening te brengen. Echter zowel  $h_{1w}(t)$  als  $H_1(t)$  moeten bekend zijn om een uitkomst voor  $q_{sNw}''(t)$  te verkrijgen.

$$q_{sNw}''(t) = 2k_1 \alpha \left\{ h_{1w}(t) - H_1(t) \right\} \frac{h_b'' - h_s''(t)}{L_b} \quad (41)$$

Een gemiddelde waarde van  $H_1$  is op de volgende manier af te leiden:

$$\bar{N} = \gamma_s (\bar{h}_1 - h_s) \frac{4k_1 (\bar{h}_1 - \bar{H}_1)}{L_b^2} + \gamma_b (\bar{h}_1 - h_b) \frac{4k_1 (\bar{h}_1 - \bar{H}_1)}{L_b^2} \quad (42)$$

$$\bar{H}_1 = \bar{h}_1 - \frac{\bar{N} L_b}{\gamma_s (\bar{h}_1 - h_s) + \gamma_b (\bar{h}_1 - h_b)} \quad (43)$$

Door invoering van deze gemiddelde waarde voor  $H_1$  in (32) en door substitutie van (32) in (31) kan een eerste benadering van  $H_1(t)$  worden verkregen waarin nog een onbekende constante voorkomt. Een bepaling van deze constante is mogelijk door weer te middelen en te vergelijken met de uitkomst van (43). Vervolgens kan de verkregen uitdrukking  $H_1(t)$

in (32) en (31) worden gesubstitueerd en daarmee kan dan worden nagegaan of een tweede benadering belangrijk afwijkt van de eerste benadering. Een zekere informatie kan op dit punt ook nog worden verkregen door de differentiaalquotienten volgens (31) en (36) met elkaar te vergelijken. Vermoedelijk is de zoutfrontfluctuatie behorende bij de tweede deeloplossing relatief klein.

Berekening van het zoutgehalte in de winterperiode

De basisvergelijking voor het chloorgehalte kan ook in dit geval worden gebruikt:

$$q_{sw}(t) Cl_{sw}(t) = q_{sKw}(t) Cl_g \quad (44)$$

$$q_{bw}(t) Cl_{bw}(t) = q_{bKw}(t) Cl_g \quad (45)$$

Na de afleiding van  $H_1(t)$  en  $dH_1'/dt$ , zoals beschreven in het laatste deel van de vorige paragraaf met behulp van de formules (36), (43), (32) en (31), kan men overgaan op de formules (28), (29), (34), (35) en (41), waarmee de 5 onbekenden  $q_{sKw}(t)$ ,  $q_{bKw}(t)$ ,  $q_{sNw}(t)$ ,  $q_{sNw}'(t)$  en  $q_{sNw}''(t)$  kunnen worden opgelost. Substitutie van de 2 eerstgenoemde functies in (44) en (45) levert tenslotte geen moeilijkheden meer op.

Toepassing op gegevens uit de Prunjepolder

In het veld zal men bij voorkeur willen meten  $h_1(t)$ ,  $q_b(t)$  en  $Cl_b(t)$ , eventueel ook  $q_s(t)$  en  $Cl_s(t)$ . Een meting van deze laatste grootheden met het apparaat van VAN DE WEERD heeft als bezwaar dat de heterogeniteit van de slootbodan een groot aantal metingen vraagt op verschillende plaatsen in dezelfde sloot met niet meer dan een week tijdsverschil, terwijl tijdens een stel metingen geen grote variatie in de neerslag mag voorkomen. Als gunstig voor de bewerking van de waarnemingen kunnen die tijden worden beschouwd, waarop alleen op plaatsen waar  $\bar{K} = 0$  de drainbuizen geen water afvoeren (tijden  $t_{10}$  en  $t_{20}$ ) en verder ook die tijden waarop op dezelfde plaatsen de grondwaterspiegel een horizontaal vlak door de waterspiegel in de sloten is. Op deze tijden is de invloed van de overtollige neerslag op de grondwaterstand en op de afvoeren door sloten en buizen relatief klein. Het uitvoeren van metingen op de tijden  $t_{10}$  en  $t_{20}$  werd reeds door VAN DE WEERD aanbevolen.

Daar de uitvoering van dergelijke metingen nog zeer onvoldoende is gebeurd en het gebruik van de resultaten neergelegd in deze nota van belang kan zijn zowel bij de programmering als bij de bewerking van de waarnemingen, zijn onderstaande waarden afkomstig uit het onderzoek in de Prunjepolder in de gegeven formules gesubstitueerd en de resultaten in enkele grafieken afgebeeld (zie fig. ....).

*figuren  
ontbreken*

$$\bar{N} = \bar{R} - \bar{E} = 183 \text{ mm/jaar} = 0,5 \text{ mm/dag}$$

$$N_{\max} = 2 \text{ mm/dag} \quad \left. \begin{array}{l} N_{\min} = -1 \text{ mm/dag} \\ N_a = 1,5 \text{ mm/dag} \end{array} \right\}$$

$$K_a = -\alpha_1 h_a \bar{K}/h_p = 0,1 \text{ mm/dag}$$

$$L_b = 20 \text{ m} \quad \left. \begin{array}{l} L_s = 200 \text{ m} \\ h_{sb} = 0,2 \text{ m} \end{array} \right\}$$

$$\alpha_1 = \alpha_2 = 0,8 \quad \left. \begin{array}{l} \mu = 0,1 \\ T = 365 \text{ dagen} \end{array} \right\}$$

Ontleend aan een nota van BLOEMEN over kwelbepaling uit grondwaterstands-waarnemingen in de Prunjepolder:

$$k_1 = 1 \text{ m/dag}$$

$$W_{b2} = 250 \text{ dagen}$$

$$k_2 = 0,1 \text{ m/dag}$$

$$W_{s2} = 100 \text{ dagen}$$

Afgeleid met behulp van de formules (13) en (14), bekende meteorologische gegevens en waarnemingen van VAN DE WEERD uitgevoerd in maart 1962 in de Prunjepolder:

$$W_{s3} = 500 \text{ dagen}$$

Verklaring van gebruikte symbolen

- B = natte omtrek van open leiding  
Cl = chloorgehalte  
D = laagdikte  
H<sub>1</sub> = niveau van de zoutgrens halverwege de open leidingen  
K = kwel  
L = afstand tussen evenwijdige open leidingen  
N = overtollige neerslag  
S = geborgen hoeveelheid  
T = duur van gegeven periode  
W = weerstand gedefinieerd als quotiënt van opbolling en afvoer  
c = verticale weerstand  
h = grondwaterstand  
h<sub>o</sub> = peil van open leiding  
h<sub>1</sub> = grondwaterstand halverwege tussen de open leidingen  
k = doorlatendheid  
q = stroomsterkte in een nader aan te geven doorsnede  
q<sub>o</sub> = afvoer van grondwater naar een open leiding (dus stroomsterkte door bodem en taluds)  
t = coördinaat voor de tijd  
w = radiale weerstand  
α<sub>1</sub> = reductie-coëfficiënt om uit h<sub>1</sub> de gemiddelde stijghoogte te berekenen  
$$\bar{h} - h_o = \alpha_1 (h_1 - h_o)$$
  
α<sub>2</sub> = reductie-coëfficiënt voor de gemiddelde verschuiving van het zoutfront *ten opzichte van H<sub>1</sub>*.  
β = poriëngehalte  
θ = naijling  
μ = bergingscoëfficiënt

Verklaring van bijzondere indices

- N<sub>a</sub>; K<sub>a</sub>; h<sub>a</sub> = amplitude van overtollige neerslag (kwel, grondwaterstand)  
q<sub>s</sub>; S<sub>b</sub> = afvoer van grondwater naar een sloot (drainbuis)  
L<sub>s</sub>; L<sub>b</sub> = afstand tussen evenwijdige sloten (drainbuisreeksen)  
h<sub>s</sub> = peil van het water in de sloten  
h<sub>b</sub> = niveau van de drainbuizen  
h<sub>p</sub> = polderpeil  
μ<sub>w</sub>; μ<sub>z</sub> = bergingscoëfficiënt voor de winterperiode (zomerperiode)  
Cl<sub>e</sub>; Cl<sub>o</sub> = chloorgehalte van het diepe grondwater (van de afvoer)  
k<sub>1</sub> = doorlatendheid van bovenlaag  
c<sub>2</sub> = verticale weerstand van tweede laag  
D<sub>3</sub> = dikte van de derde laag

- $q_{sw}; q_{sz}$  = afvoer naar een sloot in de winter (zomer)  
 $q_{bw}$  = afvoer naar een drainreeks in de winter  
 $W_{s2}; W_{b2}$  = weerstand ondervonden door een drainerende stroming welke hoofdzakelijk door de tweede laag naar een sloot (drainreeks) gaat  
 $W_{s3}$  = weerstand ondervonden door een drainerende stroming welke hoofdzakelijk door de derde laag naar een sloot gaat  
 $q_{ok}$  = aandeel van de kwel in afvoer door open leiding  
 $t_{1k}; t_{2k}$  = tijd waarop afvoer door buizen ophoudt (begint), begin van zomerperiode (winterperiode)  
 $h_{1w}; h_{1z}$  = grondwaterstand in de winter (zomer)  
 $\alpha_{2w}; \alpha_{2z}$  = coëfficiënt voor berekening van de gemiddelde hoogte van het zoutfront in de winterperiode (zomerperiode)  
 $h_{sb}$  = zie tweede helft van deze pagina bij de substituties  
 $q_{skw}; q_{skz}$  = aandeel van de kwel in de afvoer naar een sloot in de winterperiode (zomerperiode)  
 $q_{snw}; q_{bnw}$  = aandeel van de neerslag in de afvoer naar een sloot (drainreeks) in de winterperiode  
 $q_{sw1}; q_{sw2}$  = afvoer door de bovenlaag (diepere lagen) naar een sloot in de winter.

Substituties

$$n = \frac{L_s}{L_b}$$

$$\gamma_b = \frac{L_s - L_b}{L_s}$$

$$\gamma_s = \frac{L_b}{L_s}$$

$$h_{sb} = h_s - h_b$$

$$G = \frac{4k_1}{L_b^2}$$

$$M = \frac{1}{W}$$

$$W_{b2} = \frac{L_b^2}{8k_2 D_2} + L_b w_b$$

$$W_{s3} = \frac{L_s^2}{8k_3 D_3} + L_s w_s$$

fig.1

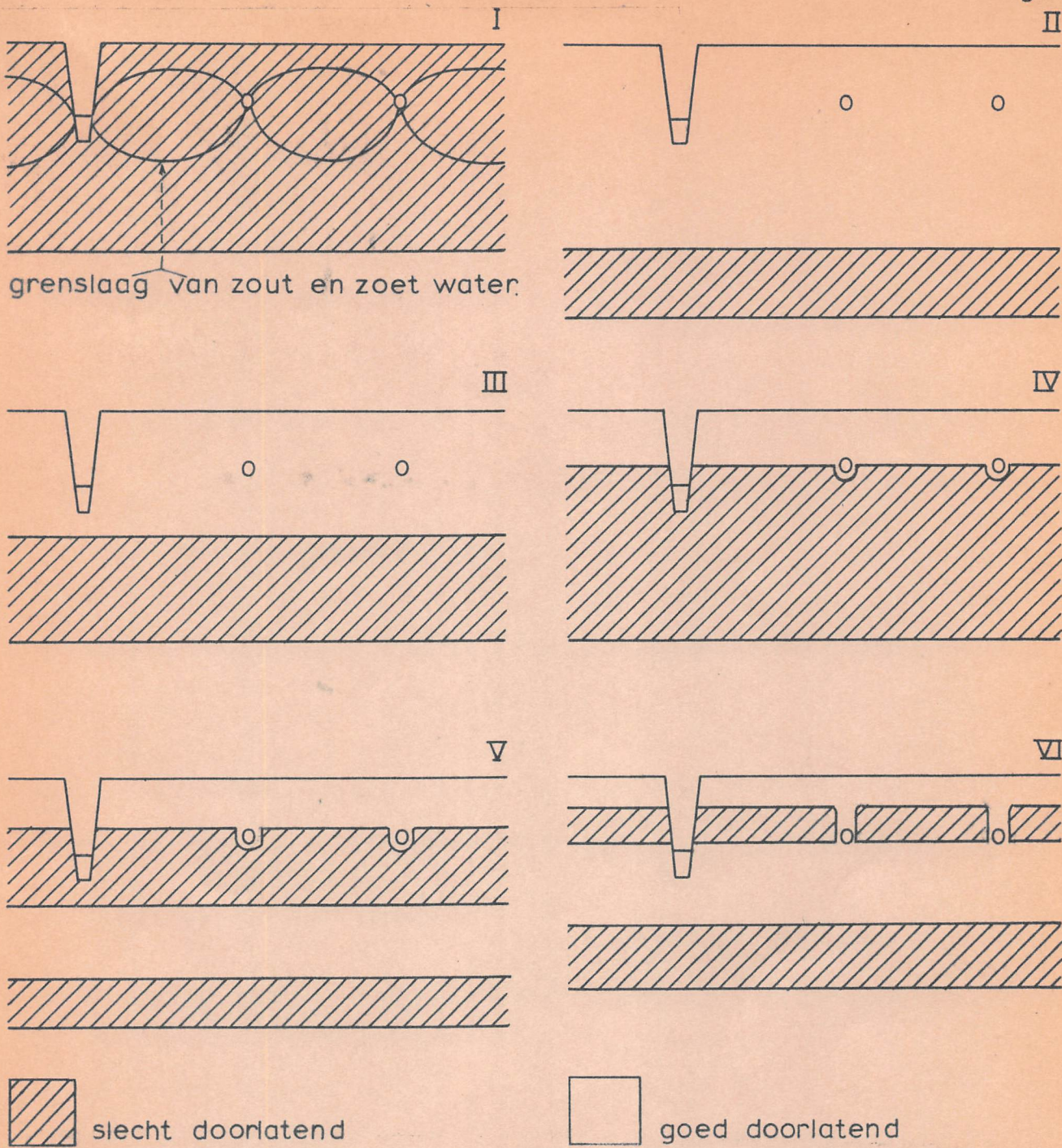
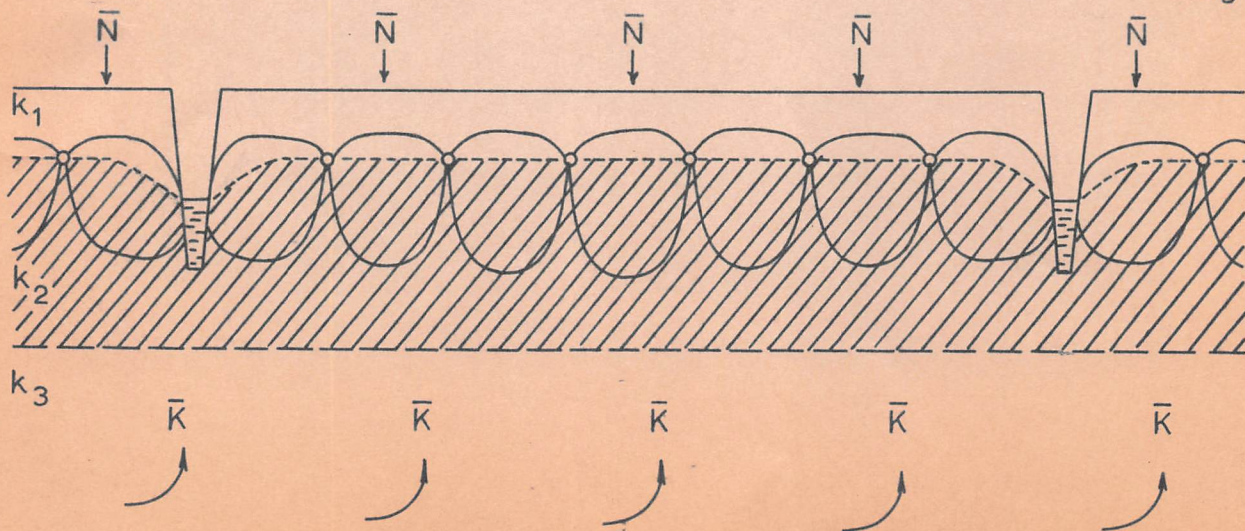


fig.2



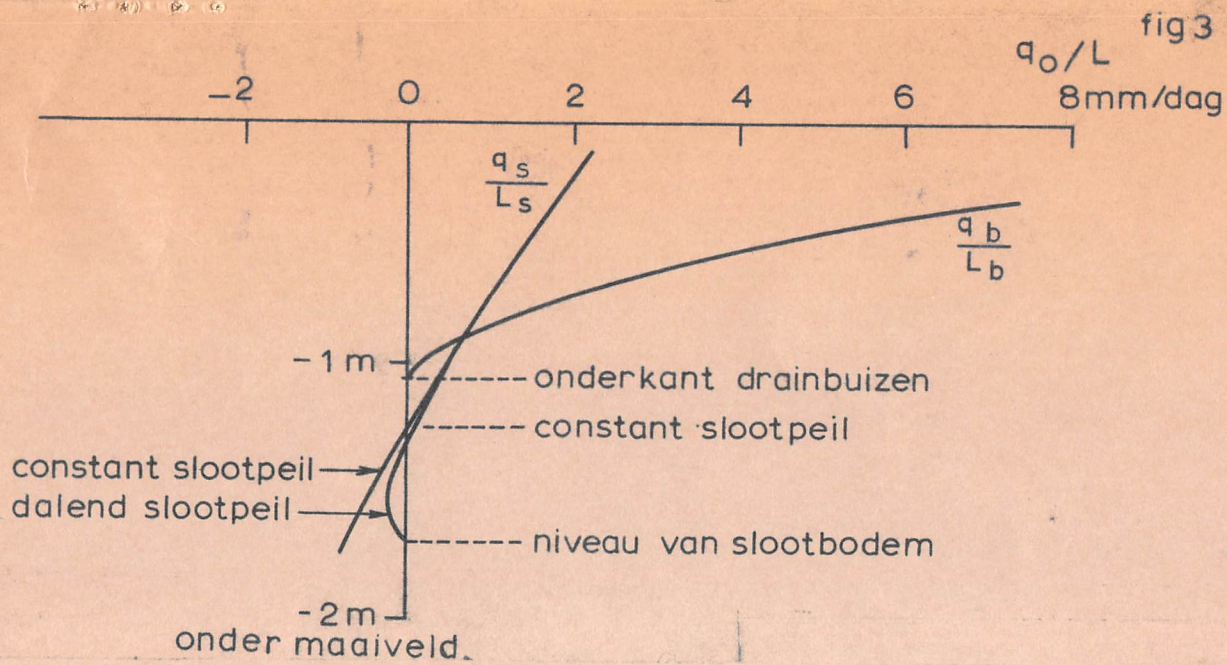
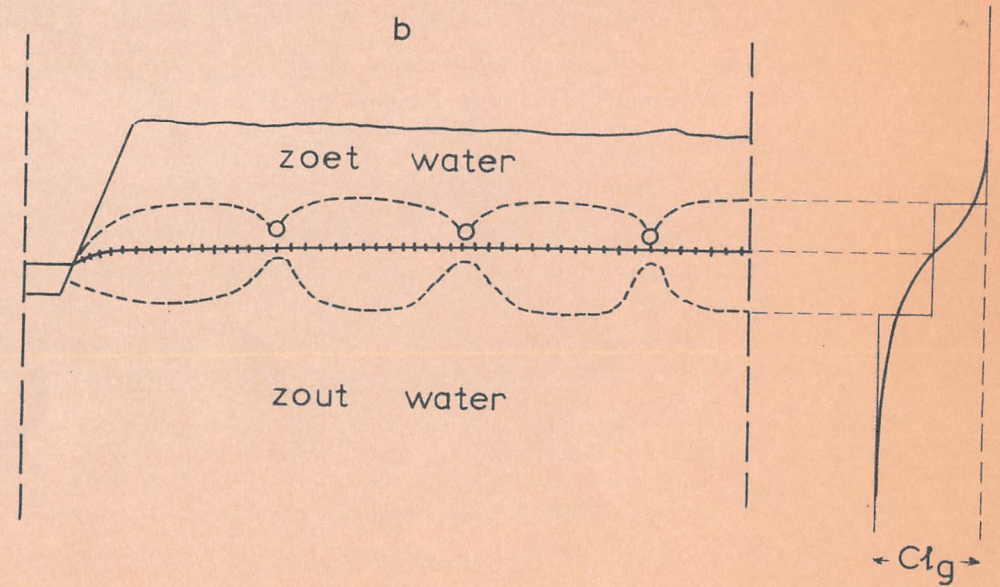
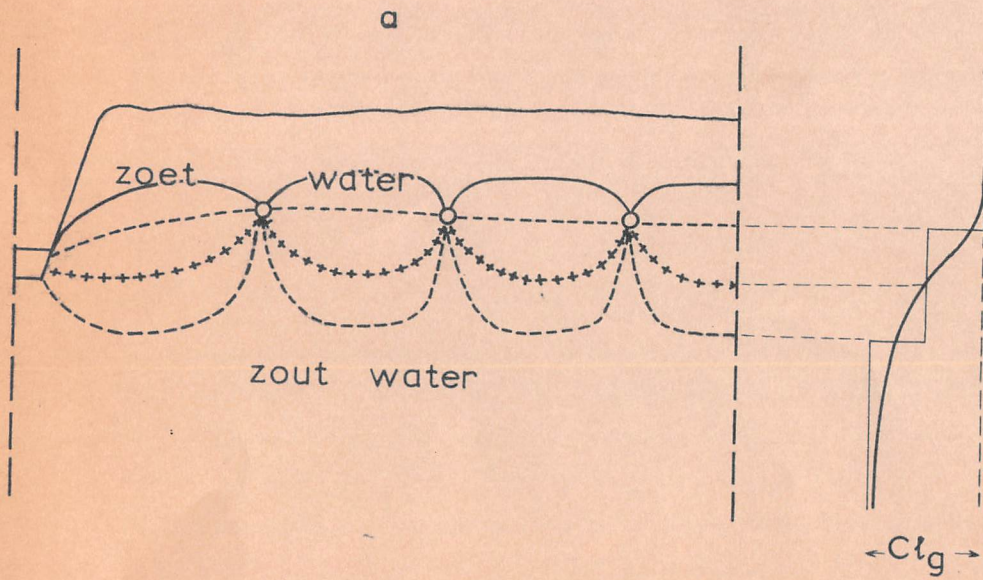


fig 4



- maaiveld
- grondwaterspiegel
- - - - bovenzijde overgangszone
- + + + + + midden
- - - - onderzijde



N+K mm/dag

fig. 5

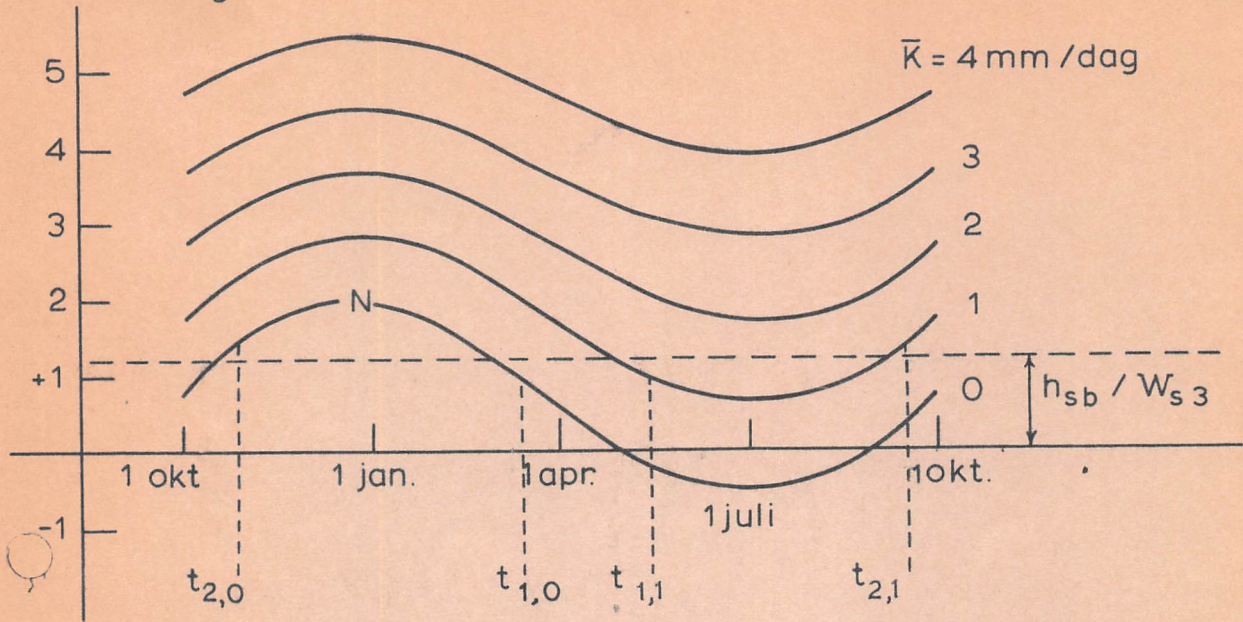


fig 6

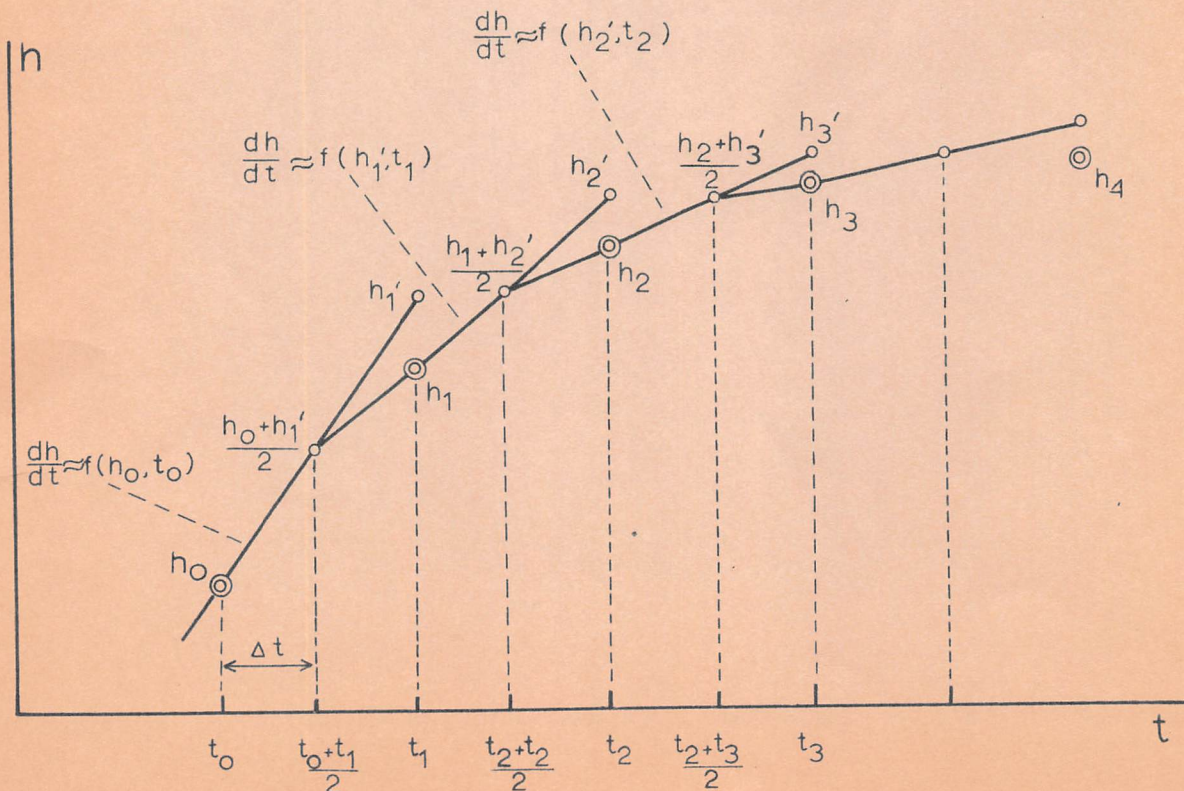


fig. 7

