

INSTITUUT VOOR CULTUURTECHNIEK EN
WATERHUISHOUDING, WAGENINGEN.

Nota No: 1 dd. maart 1957.

Invloed van de grondwaterstromingen
op het zoutgehalte van oppervlakte
en grondwater na afsluiting van de
zeearmen in het Delta-gebied.
door

Drs .L.F.ERNST.

BIBLIOTHEEK DE HAFF

Droevendaalsesteeg 3a

Postbus 241

6700 AE Wageningen

Invloed van de grondwaterstromingen op het zoutgehalte van oppervlakte
en grondwater na afsluiting van de zeearmen in het Delta-gebied.

1. De afsluiting van de zeearmen in het Delta-gebied zal voor de landbouw belangrijke gevolgen hebben, daar de verzilting in dit gebied (vooral de Zeeuwse eilanden, Goeree en Overflakkee) minder wordt en ook de verdroging in het zuid-westen van Nederland in sterke mate kan worden tegengegaan. De volgende voordelen kunnen onderscheiden worden:

- a. vorming van een zoetwaterbassin (opp ≈ 60.000 ha)
- b. vergroting van de zeer kleine voorraad aan zoet grondwater
- c. vermindering van de zoute kwel

Het zoetwaterbassin (Zeeuwse meer, begrensd in het zuiden door Noord- en Zuid-Beveland, in het Noorden door Goeree en Overflakkee) zal gevoed worden door de overtollige neerslag in het gebied zelf en door invoer van een deel van het debiet van de Nederlandse rivieren via een sluis in het Volkerak. Bij deze overtollige neerslag bevindt zich ook een zekere hoeveelheid zoute kwel, die door het (ten opzichte van het polderwater) relatief hoge peil van het Zeeuwse meer en van sommige kanalen tot opduiken komt. Hieraan zou men nog de vraag kunnen toevoegen in hoeverre zout water zal kunnen binnendringen onderdoor de afsluitdijken (afhankelijk van peilverschil tussen zoetwaterbassin en Noordzee), door de kanalen, die Westerschelde en Oosterschelde verbinden en door lek in de spuisluizen. Het Zeeuwse meer zal jaarlijks veel meer zoet dan zout water krijgen, waardoor het zoutgehalte belangrijk daalt. Het aanwezige zout verdwijnt, doordat de overmaat aan water ofwel door spuisluizen in Oosterschelde en Brouwershavense Gat afgevoerd wordt, ofwel (na daling van het zoutgehalte tot een ongevaarlijke waarde) door de landbouw verbruikt wordt.

Kanalen en poldersloten krijgen zoet water, resp. door de verbinding met het zoetwaterbassin en door de vermindering van de zoute kwel. Voor de kanalen door Walcheren en Zuid-Beveland gaat dit niet geheel op wegens de verbinding met de Westerschelde. Op deze eilanden zal dus niet alleen langs de Westerschelde-dijk maar ook langs genoemde kanalen een strook met belangrijke zoute kwel blijven bestaan.

Daar het peilverschil tussen binnen- en buitenwater niet belangrijk zal veranderen en de soortelijke gewichtsveranderingen van weinig invloed zijn, zou men bij een eerste beschouwing in de intensiteit van de kwel weinig verandering verwachten. Terwijl vroeger de kwel gevoed werd door zeewater zal na afsluiting van de zeearmen in de diepe bodemlagen een langzame verdringing van het zoute water ontstaan door zoet water dat via het Zeeuwse meer afkomstig is uit de grote rivieren en uit vrijwel zoet geworden polders. Door de niet zeer hoge doorlatendheid van de marine afzettingen (zeezand $k \approx 1$ tot 10 m/dag) en door de meestal geringe stijghoogte-gradient schuift het zoetwaterfront slechts langzaam op. De diffusie-invloed is relatief gering, zodat, indien het zoutgehalte van het open water plotseling omslaat, een vrij scherpe scheidingslaag verwacht mag worden, die echter een zeer onregelmatige vorm kan hebben door de heterogeniteit van de bodem (in een verticale doorsnede is de horizontale snelheid evenredig met de doorlatendheid van de laag). Door de vervanging van zout water door zoet water ontstaat een verandering in de ionenbezetting van de kleideeltjes. Indien we deze verandering al zouden mogen verwaarlozen voor de grovere lagen (tot het zandpakket rekent men ook vaak nog lagen met 5 tot 10% slib mee), dan blijft nog de vraag over welke invloed dit heeft op het afdekkende kleipakket. De invloed op struc-

tuur en doorlatendheid tengevolge van uitspoeling van Na-ionen na overstroming met zeewater is vrij goed bekend. Men zal dus zeker rekening moeten houden met de mogelijkheid, dat de momenteel reeds zeer dichte kleilagen bij de geleidelijke opschuiving van het zoetwaterfront nog verder in doorlatendheid achteruitgaan. Nemen wij bijvoorbeeld aan, dat de verticale weerstanden geleidelijk aan toenemen tot een waarde, die een 5 tot 10 maal groter is dan de oorspronkelijke waarde, dan heeft dit tot gevolg, dat de totale kwel merkbaar gaat afnemen (wat dus bij contante doorlaatfactoren- onafhankelijk van de tijd - nauwelijks zou gebeuren), terwijl de zoute kwel (onderdeel van de totale kwel) minder snel zal afnemen dan bij tijdsonafhankelijke verticale weerstanden.

Hoewel de opschuiving van het zoetwaterfront zeer langzaam gebeurt (maximale snelheid 10 tot 30 cm/dag afhankelijk van verschillende omstandigheden), gaat de vermindering van het zoutbezwaar veel sneller. De oorzaak hiervan ligt in het feit, dat de helft van de totale zoute kwel omhoog komt in een strook van enkele honderden meters langs de dijk. Een dergelijke opschuiving van de grenslaag mag reeds in een 10 tot 30 jaren verwacht worden.

Nadat het zoetwaterfront onder de dijk, gepasseerd is, wordt de opschuivingssnelheid geleidelijk minder en nadert tenslotte tot nul. Dan is bij benadering een evenwicht bereikt, waarbij in het midden van het eiland of onder de laagste polders een zoutkern blijft bestaan, die door het grotere soortelijke gewicht niet verwijderd kan worden. De grootste diepte tot waar het zoute water verwijderd kan worden, is gelijk aan $(h-h_p)/m$, dus recht evenredig met het verschil tussen polderpeil h_p en de stijghoogte h van de zoete kwelstroom in het zandpakket en omgekeerd evenredig met het verschil m in soortelijk gewicht. De onderliggende zwaardere vloeistof wordt wel aangetast door moleculaire diffusie. Dit is echter een verschijnsel dat nog veel langzamer verloopt. Na 1000 jaar is de diffusie slechts over enkele meters merkbaar gevorderd.

Het Zeeuwse meer zal nog uit twee andere bronnen zout water kunnen ontvangen. De reeds behandelde kwelstroming wordt gevoed door wegzijging van het gemiddeld hoger staande buitenwater en dit gebeurt zowel in de in het diepe zandpakket uitgesneden stroomgeulen als in de afdekkende kleilagen, maar altijd zo dicht mogelijk langs de dijk. Waar op grote afstand buiten de dijk slecht doorlatende kleilagen voorkomen, zal de wegzijging vrijwel nul zijn en bij de verschillen in zoutconcentratie zal daar de diffusie een belangrijke invloed hebben. Tenslotte vinden we in de stroomgeulen nog een stroming van zout water veroorzaakt door het verschil in soortelijk gewicht en gericht naar het laagste deel van de stroomgeul.

Uit het bovenstaande volgt, dat een globale berekening van de grondwaterstroming nodig is om de grootte orde van de verschuivingen en de vertraging in de Verzoeting van het water in het Zeeuwse meer te kunnen voorspellen. De bruikbaarheid van het water in het Zeeuwse meer zal hiervan immers in zekere mate afhangen, daar voor landbouwkundige doeleinden een vrij laag zoutgehalte vereist wordt (verlaging van de oorspronkelijke NaCl-concentratie tot 1/5 of minder) en een betrekkelijk zwakke kwel dus reeds te hoge concentraties kan veroorzaken.

2. Voor een berekening van de bestaande grondwaterstroming zijn in principe de volgende gegevens nodig:

- a. gemiddelde grondwaterstanden ten opzichte van de gemiddelde zeespiegel
- b. dikte, verbreiding en doorlatendheid van de verschillende lagen in de bodem.

De waarnemingen in de buizen van de Commissie Waterbeheersing en Ontziltiging in Zeeland geven reeds een belangrijk inzicht in de gemiddelde grondwaterstandsdiepte voor verschillende bodemtypen. De topografische kaart geeft in grote lijnen de maaiveldshoogte aan. Het peil van open water ligt in het algemeen iets boven het officiële polderpeil, vooral in de kleine sloten. Uit deze gegevens is voor elk eiland de gemiddelde waarde en in zekere mate ook de verdeling van de grondwaterstand af te leiden.

72/0357/50(2)

Van het gemiddelde peil op de schorren is nog te weinig bekend. Bij elke vloed lopen de kreken vol, bij de hoogste vlooden wordt zelfs het gehele schor overstroomd. Tijdens eb blijft een zekere ontwatering doorgaan, zodat de laagste grondwaterstand boven de bodem van de kreken moet liggen. Hieruit volgt, dat in ieder geval de gemiddelde grondwaterstand in het schor belangrijk boven de gemiddelde zeespiegel moet liggen. Welke waarde hiervoor in grootte-orde moet worden aangenomen, is ons niet bekend. Een zekere afhankelijkheid van de hoogte van het schor zou hierbij nog in beschouwing genomen moeten worden.

Een inzicht in de bodemgesteldheid wordt verschaft door de diepboringen tot 40m, die door het Landbouwproefstation en Bodemkundig Instituut in Zeeland zijn uitgevoerd. Door deze boringen werd bevestigd, dat de bodemlagen van zuid naar noord hellen. In het uiterste zuiden van de provincie ligt het tertiair vrij ondiep (op enkele plaatsen komt het zelfs aan de oppervlakte). Daar het tertiaire zand meestal zeer fijn is met doorlatendheden van 0,3 m per dag of lager, leveren alleen de jongere lagen een belangrijke bijdrage tot de horizontale doorlatendheid. Afgaande op de granulaire samenstelling van de monsters uit deze boringen en op de nauwkeurig bekende dikte van de grove lagen, komen we tot het volgende overzicht.

Goeree, Voorne	$kD = 500 \text{ m}^2/\text{dag}$
Schouwen en Duiveland	$300 \text{ m}^2/\text{dag}$
Walcheren, Zuid Beveland	$200 \text{ m}^2/\text{dag}$
Zeeuws Vlaanderen	$100 \text{ m}^2/\text{dag}$
Braakman	$50 \text{ m}^2/\text{dag}$

Vrijwel overal in Zeeland wordt een afdekkende kleilaag gevonden met een vrij hoge verticale weerstand. Alleen op de ruggen met een licht-zavelige tot zandige bovenlaag is de verticale weerstand te verwaarlozen. De dikte van de afdekkende kleilaag varieert zeer sterk. Een dikte van 5 tot 10 meter mag als normaal beschouwd worden. Als kleinste dikte buiten de ruggen werd 2 meter gevonden. In 4 boringen werd een zeer dikke kleilaag met dikte tussen 15 en 20 m gevonden. Daar uit deze boringen geen doorlaatfactoren voor de kleilagen afgeleid konden worden en bovendien de dikte van deze lagen een zeer grote variatie heeft, is de verticale weerstand nog zeer slecht bekend in vergelijking met de systematische bepaling van de kD -waarden.

Enkele gegevens afkomstig uit het onderzoek van verdrogende gronden in de Koninginnepolder bij de Braakman leverden op als kD -waarde $200 \text{ m}^2/\text{dag}$ en voor de kleilaag op het schor een verticale weerstand van 200 dagen. Een dergelijke waarde kan moeilijk als gemiddelde voor de verticale weerstand van geheel Zeeland aangenomen worden, daar hierbij vooral de maximale kwel direct achter de dijk, maar ook de gemiddelde kwel vrij hoog zou moeten zijn. Alleen door deze lage waarde kan de waargenomen sterke daling van de grondwaterstand na inpoldering van de Braakman verklaard worden.

Voor de polder Schouwen is uit de maaluren en het zoutgehalte van het polderwater de gemiddelde zoute kwel af te leiden: $0,5 \text{ mm}/\text{dag}$. Nemen we aan, dat de grondwaterspiegel door een plat vlak kan worden voorgesteld (gemiddeld peil - 2,20 m), verder dat $kD = 300 \text{ m}^2/\text{dag}$, $c = 500$ dagen en dat de afdekkende kleilaag niet verder in zee reikt dan 50 m, dan volgt eenzelfde waarde voor de gemiddelde zoute kwel, waaruit wij menen te mogen besluiten, dat de aangenomen waarde voor c in dit geval in grootte-orde juist is. Hierbij is dan nog aangenomen, dat de dijkskwel naar verhouding geen belangrijke bijdrage tot de totale kwel kan leveren. Uiteraard hangt dit af van de doorlatendheid van het dijkslichaam en van de afstand van de teen van de dijk tot de eerste drainerende sloot. Bij een horizontale doorlatendheid van $3 \text{ m}/\text{dag}$ vormt de dijkskwel niet meer dan 10 tot 20% van het totaal.

72/0357/50(3)

Dat deze gegevens nodig zijn voor een berekening van de kwelstroming, blijkt wel uit de volgende opsomming van de factoren, die bij een praktische berekening gebruikt zullen moeten worden.

a) Dijkslengte. Het geprojecteerde Zeeuwse meer gelegen tussen Goeree-Overflakkee en Walcheren-Zuid-Beveland zal een dijkslengte krijgen van rond 320 km. Hierbij is dan de Eendracht, de kreek van St. Maartensdijk, het kanaal naar Zierikzee en een deel van het Noordbrabantse vasteland meegerekend. Voor de lozing op het Zeeuwse meer zou hieraan bovendien nog een 20 km dijk langs de kanalen door Walcheren en Zuid-Beveland toegevoegd moeten worden.

b) Afstand van dijk tot stroomgeul. In een verticale doorsnede van het binnendijkse gebied kan men als eerste benadering de stijghoogte van het diepe grondwater ten opzichte van een horizontale grondwaterspiegel (en deze grondwaterspiegel bij benadering gelijk aan het polderpeil h_p) voorstellen door:

$$h - h_p = (h_o - h_p) e^{-\frac{x}{\sqrt{kDc}}}$$

Hierbij moet onder h_o verstaan worden de stijghoogte van het diepe water recht onder de zeedijk.

Voor de kwel per oppervlakte-eenheid als functie van de afstand x tot de dijk volgt dan:

$$S = \frac{h - h_p}{c} = \frac{h_o - h_p}{c} e^{-\frac{x}{\sqrt{kDc}}}$$

De totale kwelstroom q_s , die in deze verticale doorsnede omhoog komt, is gelijk aan de horizontale stroomsterkte onder de dijk:

$$q_s = (h_o - h_p) \sqrt{\frac{kD}{c}}$$

Indien de stroomgeul tot dicht onder de dijk ligt (bijv. afstanden van 50 tot 100 m), dan zal h_o slechts weinig afwijken van de zeespiegel h_z . Indien daarentegen de toestand symmetrisch is en afdekkende kleilagen binnen- en buitendijks ongeveer gelijke weerstanden veroorzaken, dan volgt $h_z - h_o \approx h_o - h_p$. Dus h_o ligt tussen h_z en $\frac{1}{2}(h_z + h_p)$ en voor de totaalweerstand, die de sterkte van de kwel bepaalt, volgt hieruit, dat deze gelegen is tussen $\sqrt{c/kD}$ en de dubbele waarde ervan.

c) Peilverschil tussen binnen- en buitenwater. Voor het buitenwater geldt gemiddeld het N.A.P. Alleen voor het schor moet een uitzondering gemaakt worden, waar wegens de twee-maal-daagse vloed de grondwaterstand duidelijk boven N.A.P. blijft. Evenzo liggen in het binnendijkse gebied slootpeil en grondwaterstanden iets boven het polderpeil. Als eerste benadering kan het verschil tussen polderpeil en N.A.P. wel gebruikt worden. Als extreme waarden kunnen genoemd worden voor Schouwen een verschil van 2,2 m, voor St. Philipsland een verschil van 0,5 m.

d) Uit de gegeven vergelijkingen blijkt reeds in welke mate de waarden van kD en c belangrijk zijn. Nemen we als gemiddelde waarden $kD = 300 \text{ m}^2/\text{dag}$ en $c = 500$ dagen, voor de dijkslengte 340 km en voor $h_z - h_p$ en $h_o - h_p$ resp. 1,5 m en 1,0 m, dan volgt hieruit direct de volgende waarde voor de totale kwel:

$$Q_s = 340\,000 \times 1,0 \times \sqrt{300/500} = 260\,000 \text{ m}^3/\text{dag} = 95 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{jaar}$$

3. Om de toekomstige toestand na te gaan, zijn in de eerste plaats dezelfde gegevens nodig als onder 2 genoemd. Op sommige plaatsen wordt de toestand echter veel ingewikkelder, doordat a) twee verschillende soortelijke gewichten optreden, terwijl er geen evenwicht is en elk probleem dus afhankelijk van de tijd wordt, b) het niet uitgesloten is, dat de waarde van c geleidelijk aan zo belangrijk verandert, dat er een tweede reden is om het gestelde probleem als tijdsafhankelijk te beschouwen. Om aan de rand van de stroomgeul uit de moeilijkheden te komen, nemen we aan, dat de scheiding in de stromingsrichting van het zoute water dicht aan de rand van de stroomgeul op een vast punt ligt. Deze aanname is in het algemeen weinig belangrijk, daar blijken zal, dat de beweging van zout grondwater in de richting van het diepste deel van de stroomgeul in rond 10 jaar vrijwel is uitgedempt. Een tweede veel belangrijker aanname betreft de vorm van het zoetwaterfront. Aangenomen is, dat bijzondere eigenschappen van deze vorm weinig invloed hebben op het verloop van de ontziltting. Dit houdt in, dat de berekening uitgevoerd mag worden alsof het front vertikaal staat. In werkelijkheid is de vorm sterk afhankelijk van de heterogeniteit van de bodem en heeft het front een helling, waarvan de gemiddelde waarde toeneemt van ongeveer 1 : 10 tot ongeveer 1 : 100. De laatste aanname, die tenslotte nodig was om het rekenwerk in een redelijke tijd uitvoerbaar te maken, houdt in, dat er slechts twee c-waarden voorkomen: een lage verticale weerstand aan de landzijde, een hoge verticale weerstand aan de zeezijde van het zoetwaterfront. In werkelijkheid is er een geleidelijk verloop zowel met afstand als met de tijd en mogelijk ook nog een zekere afhankelijkheid van de kwelsterkte. Tenslotte kan hier nog gewezen worden op het in fig. 7 afgebeelde resultaat, waaruit blijkt, dat bij lage rivierinvoeren eerst na rond 10 jaar de zoutconcentratie tot $1/5$ van de oorspronkelijke waarde is teruggelopen. In een dergelijk geval is er dus ondanks de geringe diffussie-invloed toch een oorzaak, die in het grondwater een geleidelijk verloop van de zoutconcentratie geeft. Deze overgangsstrook zal een breedte hebben van enkele honderden meters. Uit het verwaarlozen van dit effect bij de berekeningen, die voor fig. 7 de grondslag hebben gevormd, kan geconcludeerd worden, dat de ontziltting iets langzamer zal verlopen dan uit deze figuur volgt.

Een eventuele verbetering van de ontwatering door verlaging van polderpeilen blijft buiten beschouwing, daar dit buiten het bestek van dit overzicht valt. Peilfluctuaties op het Zeeuwse meer hebben wel invloed op de momentane kwel en evenzo zijn er fluctuaties in de snelheid van opschuiving. Daar het gehele proces echter honderden jaren duurt, is het geoorloofd om met het gemiddelde peil te rekenen. Doordat het schor droog komt, zal daar een verlaging van de gemiddelde grondwaterstand optreden (de gemiddelde grondwaterstand blijft weliswaar boven het gemiddelde meerpeil) wat tot gevolg heeft een kleine vermindering van de kwelstroom. Tenslotte kan hier nog gewezen worden op de afwijkende toestand langs de kust van de Oosterschelde tussen Bergen op Zoom en Woensdrecht, waar in de bestaande toestand al zoet grondwater in de zeearm opduikt, de stromingsrichting van het grondwater dus tegengesteld is aan wat voor de rest van Zeeland als normaal kan gelden.

De resultaten van de berekeningen van de opschuiving van het zoetwaterfront en de afname van de totale zoute kwel zijn weergegeven in fig. 2, 3 en 4. Deze berekeningen zijn uitgevoerd in een geschematiseerde verticale doorsnede (zie fig. 1). Hierbij is aangenomen voor de horizontale doorlatendheid: $kD = 300 \text{ m}^2/\text{dag}$; voor de verticale weerstand van de afdekkende kleilaag 2 gevallen n.l. c = 500 dagen en dit ofwel onveranderlijk (A), ofwel toenemend tot 5000 dagen (B); het verschil tussen meerpeil en polderpeil = 1,5 m; als afstand van stroomgeul tot dijk 200 m; talud van de stroomgeul 1 : 20. Wij meenden deze waarden als gemiddelden voor het betrokken gebied te mogen aannemen. Door het

verschil in soortelijk gewicht streeft het zoetwaterfront naar een evenwichtstoestand op zekere afstand achter de dijk. Op deze afstand heeft de verticale weerstand aan de landzijde van het front geen invloed. Beschouwen we de verticale weerstand aan de meerzijde van het front als een variabele en nemen we verder dezelfde waarden als voor de fig. 2, 3 en 4 gebruikt, dan geeft fig. 5 de maximale afstand, tot waar het zoetwaterfront kan opschuiven.

De kwel onder de afsluitdijken hangt voornamelijk van de volgende 3 factoren af: a) constructie van het dijklichaam b) diepte van de stroomgeulen, die opgevuld moeten worden c) peilverschil tussen binnen- en buitenwater. De weerstand, die de kwelstroming onder deze afsluitdijken ondervindt is verder nog afhankelijk van de bestaande bodemgesteldheid, zoals deze door k_D - en c -waarden gekarakteriseerd wordt, maar waarschijnlijk toch duidelijk kleiner dan de weerstand onder de bestaande zeedijken. Geschatte minimumwaarde voor de weerstand onder de afsluitdijken $0,1 \text{ dg/m}$. Daartegenover staat, dat de afsluitdijken door Oosterschelde en Brouwershavense Gat samen 12 km lang zullen worden, terwijl de dijkslengte voor alle betrokken eilanden samen meer dan 300 km bedraagt. Verder is de gemiddelde waarde van het verschil tussen polderpeil en peil van het Zeeuwse meer wel bij benadering bekend en $\approx 1,5 \text{ m}$. Het gemiddelde verschil tussen Noordzeepeil en peil van het Zeeuwse meer zal hoogstens $0,5 \text{ m}$ zijn en waarschijnlijk vrijwel nul. In ieder geval is de toekomstige kwel onder de afsluitdijken zelfs in het ongunstigste geval in grootte-orde te verwaarlozen bij de bestaande kwel gesommeerd over de betrokken eilanden. Volgens schatting: dijkslengte 12 km ; gemiddelde weerstand in een verticale doorsnede $0,2 \text{ dagen/meter}$; gemiddeld peilverschil $0,5 \text{ m}$; $Q = 12\,000 \times 0,5/0,2 = 30\,000 \text{ m}^3/\text{dag}$. Het verschil in soortelijk gewicht maakt de uitkomst van deze vereenvoudigde berekening slechts enkele procenten te laag. Nemen we daarentegen als waarschijnlijker toestand de gemiddelde peilen van binnen- en buitenwater gelijk met als extreme verschillen in voorjaar en najaar $\pm 0,60 \text{ m}$, dan heeft het verschil in soortelijk gewicht tot gevolg, dat de stroomsterkte in het zomerhalfjaar uit een gemiddeld meerpeil $\approx - 0,30 \text{ m}$ naar verhouding belangrijk groter is dan de tegengesteld gerichte stroomsterkte in het winterhalfjaar met een gemiddeld meerpeil $\approx + 0,30 \text{ m}$. In het winterhalfjaar schuift een dunne tong zoet water onder de dijk, welke tong volgens een globale berekening in de eerste drie zomermaanden teruggedrongen kan worden zodat in slechts een vierde gedeelte van het jaar onder de afsluitdijken een belangrijke zoute kwel optreedt met als gemiddelde stroomsterkte over deze drie maanden $\approx 18\,000 \text{ m}^3/\text{dag}$.

Diffusie is een minder belangrijke zoutbron dan de diepe kwel, meer te vergelijken met de dijkskwel onder of door de afsluitdijken. Waar een belangrijke inzijging bestaat komt natuurlijk ook diffusie voor en de optredende diffusiezone wordt verbreed door de stroming in de willekeurig gerichte poriën, maar deze diffusie geeft geen zoutbezwaar op het Zeeuwse meer. Dan blijft over dat gedeelte van het Zeeuwse meer, dat een kleibodem heeft en van de dijk door een stroomgeul of ondiepe strook met zand gescheiden is ofwel minstens $1\,000 \text{ m}$ afstand tot de dijk heeft. Het oppervlak, dat hieraan voldoet, bedraagt ongeveer $1/3$ van het totale oppervlak dus rond $20\,000 \text{ ha}$. Nemen we nu aan, dat over deze $20\,000 \text{ ha}$ de inzijging nul is, verwaarlozen we dus de diffusie door translatie, nemen we verder aan, dat het zoutgehalte van het Zeeuwse meer zo snel daalt, dat dit aan nul gelijk gesteld mag worden, dan komt de diffusie overeen met een stroomsterkte per oppervlakte-eenheid S_d , die uit de volgende formule te berekenen is. Uit fig. 7 blijkt, dat een vrij langzame daling van het zoutgehalte niet uitgesloten is, zodat in dat geval de diffusie met een lagere intensiteit begint, maar langer aanhoudt. Door de lage waarde van Q_d heeft dit echter op de rest van het betoog weinig invloed.

$$S_d = p \sqrt{\frac{k}{\pi t}}$$

p = poriëngehalte

k = diffusie-coëfficiënt $\approx 0,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{dag}$

De totale diffusie stroomsterkte in m^3/dag vinden we door vermenigvuldiging van S_d met het oppervlak:

$$Q_d = 20\,000 \text{ ha} \times S_d$$

Tenslotte dient nog in rekening gebracht te worden het uitzakken van het zwaardere zoute water naar de stroomgeulen. Alleen aan de landzijde van de stroomgeulen ontstaan in een relatief smalle strook een belangrijke voeding van de naar de dijk gerichte diepe kwelstroom. In het overige deel van de stroomgeul is er ook een zekere wegzijging, welke echter gebruikt wordt om het zoute water naar het diepste punt van de stroomgeul te drukken. De optredende daling van de scheidelingslaag tussen zoet en zout water kan met een formule van de volgende vorm benaderd worden.

$$y(x,t) = \sum a_n \cos \frac{n\pi x}{B} e^{-\frac{\pi^2 n^2 m k D}{p B^2} t}$$

a_n = van randvoorwaarden afhankelijke constante.

B = breedte van de stroomgeul.

Daar bij de afleiding van deze vergelijking niet met alle omstandigheden rekening gehouden kan worden, heeft het weinig zin meer dan de eerste term te nemen. Uit de naar het laagste punt van de stroomgeul gerichte, horizontale stroomsterkte van het zoute water volgt dan als in de stroomgeul opduikende zoute kwel:

$$q_g(t) = m k D \operatorname{tg} \alpha e^{-\frac{\pi^2 m k D}{p B^2} t}$$

$\operatorname{tg} \alpha$ = (gemiddelde) helling in bodem van de stroomgeul

De beginwaarde $q_g(0)$ is vrij hoog. Immers indien $m = 0,02$; $kD = 300 \text{ m}^2$ per dag en $\operatorname{tg} \alpha = 1/20$, dan volgt $q_g(0) = 0,3 \text{ m}^2/\text{dag}$. Bij een totale lengte van alle stroomgeulen van 160 km (die dubbel gerekend moet worden) komt dit op een kwelstroom $Q_g = 100\,000 \text{ m}^3/\text{dag}$. Door de exponent van de e-macht wordt deze hoeveelheid bij voortschrijdende tijd steeds minder. De relatieve snelheid van afnemen hangt dus behalve van de kD -waarde voornamelijk af van de breedte B van de stroomgeul. Voor kleine B gaat dit vrij snel. Nemen we echter als gemiddelde waarde $B = 1\,000 \text{ m}$, dan levert Q_g na 10 jaar nog altijd de helft van de beginhoeveelheid, na 50 jaar daarentegen nog slechts enkele procenten, na 100 jaar vrijwel niets meer. Deze afname is tesamen met de uitkomst voor Q_d en Q_s in fig. 6 uitgezet.

4. Een water- en zoutbalans van het Zeeuwse meer kan in grote lijnen met de verzamelde gegevens en benaderingsformules opgesteld worden. De waterbalans mag onafhankelijk van de tijd beschouwd worden, indien we tenminste afzien van de jaarlijkse fluctuaties in het peil van het Zeeuwse meer en aannemen, dat de invoer van Maas- en Rijnwater constant blijft. De totale invoer bestaat uit: regen over het Zeeuwse meer + overtollige neerslag over eilanden en aangrenzend deel van Noord-Brabant + kwel in de polders met een peil lager dan het Zeeuwse meer + rivierinvoer. De totale uitvoer bestaat uit: verdamping van het Zeeuwse meer + wegzijging (voeding van de kwel) + waterverbruik voor kunstmatige beregening of infiltratie in Z.W. Nederland + lozing van overtollig water. (zie tabel)

In- en uitvoer moeten gelijk zijn, wat bij de vaststelling van rivierinvoer, waterverbruik en lozing in orde gemaakt kan worden. Wegens de grote kans op schaarste aan water in de zomer is het zaak de invoer van rivierwater zoveel mogelijk in het winterhalfjaar te doen gebeuren. Bij de samenstelling van deze tabel is aangenomen, dat door de landbouw een schijf water met dikte gelijk 1 m verbruikt zal mogen worden. De lozing van overtollig water mag in principe nul zijn, indien de berging van het Zeeuwse meer in het winterhalfjaar voldoende is (in de tabel aangenomen op $600 \cdot 10^6 \text{ m}^3$). Dit blijkt bij gebruik van gemiddelde waarden nog juist het geval te zijn: overtollige neerslag over Zeeuwse eilanden + Noord-Brabants gebied $\approx 400 \cdot 10^6 \text{ m}^3$; overtollige neerslag over Zeeuwse meer $\approx 120 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Om het zoutgehalte van het water echter sneller te doen dalen zou het aanbeveling kunnen verdienen om de rivierinvoer -endus ook de lozing - ver boven het strikte minimum te nemen. Uit de bijgevoegde tabel volgt als minimaal benodigde invoer, welke uit Maas en Rijn verkregen zal moeten worden 174 miljoen m^3 . Over het winterhalfjaar komt dit neer op rond $1 \text{ miljoen m}^3/\text{dag}$. Een dergelijke hoeveelheid kan zonder bezwaar onttrokken worden, daar de gemiddelde invoer van de Rijn aan de Duitse grens $70 \text{ miljoen m}^3/\text{dag}$ bedraagt. Of ook het 10-voudige of eventueel nog meer onttrokken mag worden, is een vraag, die geheel buiten dit beknopte overzicht valt.

Uit de zoutbalans moet het verloop van het zoutgehalte van het Zeeuwse meer (een geleidelijke daling) afgeleid kunnen worden. Uit het volgende zal blijken, dat de beide uitvoerposten: landbouwverbruik + lozing = Q_L hierop van grote invloed zijn. Onder aanname, dat het Zeeuwse meer overal dezelfde zoutconcentratie c en het ingevoerde regen- en rivierwater een concentratie c_0 heeft, geldt de volgende differentiaalvergelijking.

$$\left\{ Q_s(x,t) + Q_g(t) + Q_d(t) \right\} c_0 - \left\{ Q_L + Q_s(0,t) + Q_g(t) + Q_d(t) \right\} c = V \frac{dc}{dt}$$

V = hoeveelheid water in het Zeeuwse meer

c_0 = concentratie van zeewater

$Q_s(0,t)$ = totale kwel

$Q_s(x,t)$ = zoute kwel (buiten het front op afstand x van de dijk; x ook afhankelijk van t)

De aangewezen weg om deze differentiaalvergelijking op te lossen is numeriek of grafisch integreren met behulp van de gegevens uit fig. 6. Een snellere manier is mogelijk voor $t < 30$ jaar door met de volgende benaderingen te werken:

$$Q_s(x,t) + Q_g(t) + Q_d(t) \approx 1,3 \cdot 10^8 e^{-t/20} \text{ m}^3/\text{jaar (voor geval A)}$$

$$\approx 1,3 \cdot 10^8 e^{-t/35} \text{ m}^3/\text{jaar (" " B)}$$

De waarde van Q_L ligt nog niet vast, maar in ieder geval aangenomen worden $Q_L \approx 6 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{jaar}$. Om een inzicht te krijgen in de invloed van Q_L zullen de volgende 4 mogelijkheden onderscheiden worden, met als rivierinvoeren gedurende het winterhalfjaar respectievelijk $10^6 \text{ m}^3/\text{dag}$; $11 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{dag}$; $21 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{dag}$; $31 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{dag}$.

- 1) $Q_L = 6 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{jaar}$
- 2) $Q_L = 24 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{jaar}$
- 3) $Q_L = 42 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{jaar}$
- 4) $Q_L = 60 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{jaar}$

Voor de tweede term van de differentiaalvergelijking levert $Q_s(o,t)$ nog een kleine bijdrage wegens $Q_s(o,t) \approx 0,7 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{jaar}$. De rest kan in deze term verwaarloosd worden, daar $Q_g(t) + Q_d(t) \ll Q_L + Q_s(o,t)$.
 $V \approx 60\,000 \text{ ha} \times 5 \text{ m} = 3 \cdot 10^9 \text{ m}^3$

Het verloop van c/c_o met de tijd is voor de 8 gevallen, die we hiermee onderscheiden hebben, afgebeeld in fig. 7. Voor kleine t (< 30 jaar) is deze figuur wel betrouwbaar, daar dan zowel de fouten door bovenstaande benaderingen verwaarloosd mogen worden als ook enkele storende invloeden, die nog geheel buiten beschouwing gelaten zijn, zoals binnendringen van zoutwater door de schutsluizen in de kanalen door Walcheren en Zuid-Beveland (door vergelijking met gegevens over andere kanalen geschat op $200\,000 \text{ m}^3/\text{dag}$ met concentratie $0,3 c_o$) en lek door de spuisluizen in de afsluitdijken.

Uit deze figuur blijkt wel hoe belangrijk het is om met een grote Q_L te werken, hetgeen dus inhoudt dat men de rivierinvoer zo groot mogelijk moet maken. Bij een constante jaarlijkse rivierinvoer gelijk aan 20% van de gemiddelde jaarlijkse invoer van de Rijn aan de Duitse grens is dan in enkele jaren het zoutgehalte gedaald tot 3% van de beginconcentratie. Een dergelijk laag zoutgehalte zou voor de landbouw zeer gunstig zijn. Bij een minimale invoer van rivierwater zou dit een 50 jaar duren. Het is echter duidelijk, dat als eenmaal een dergelijke lage concentratie bereikt is, met een kleinere invoer volstaan kan worden om deze concentratie te handhaven. Uit de differentiaal vergelijking volgt dat hiervoor nodig is:

$$Q_L = \frac{c_o}{c} \left\{ Q_s(x,t) + Q_g(t) + Q_d(t) \right\} \approx \frac{c_o}{c} 1,3 \cdot 10^8 e^{-t/T}$$

Voor $c_o/c = 30$ en $t/T = 1/10$ volgt hieruit $Q_L = 35 \cdot 10^8 \text{ m}^3/\text{jaar}$.

Voor grotere t neemt de bijbehorende waarde van Q_L verder af. Daar de gebruikte benaderingen dan minder juist worden, is de voorgaande berekening niet veel verder meer te gebruiken. Voor berekeningen bij lagere concentraties is het nodig, dat meer gegevens beschikbaar zijn over het binnendringen van zout water door schut- en spuisluizen. Ook de concentratie van het ingevoerde rivierwater (tot nu toe gelijk nul gesteld) begint dan van invloed te worden.

Uit fig. 7 blijkt tenslotte nog, dat terwijl in het begin de waarde van Q_L de enige belangrijke variabele factor is, voor $t > 10$ jaar ook de verticale weerstand van de ontzilte kleilaag enige invloed gaat krijgen.

Samenvatting

Het zoutbezwaar van het Zeeuwse meer zal voornamelijk afkomstig zijn uit de zoute grondwaterstroom die in de polders opkwelt. Na afsluiting van de zeearmen wordt de zoutconcentratie geleidelijk lager. De snelheid, waarmee de zoutconcentratie afneemt, hangt grotendeels af van de hoeveelheid zoet rivierwater, die jaarlijks ingelaten wordt (hoe groter deze invoer, hoe groter ook de lozing naar de Noordzee) en van de afnemende zoute kwel. Na 30 jaar is de zoute kwel afgenomen tot een derde gedeelte van de beginwaarde.

De opschuiving van het zoetwaterfront in de diepe zandlagen gaat langzaam. Na 10 jaar is deze opschuiving gevorderd tot ongeveer 300 m, na 100 jaar tot ongeveer 1000 m achter de dijk. De verschillen in soortelijk gewicht hebben een zekere invloed op de grondwaterstroming, hetgeen echter niet nauwkeurig nagerekend kon worden. Bij de ontziltiging van de afdekkende

kleilagen heeft de uitspoeling van geadsorbeerde Na-ionen invloed op de peptisatie en waarschijnlijk ook op de doorlatendheid. Naarmate dit effect sterker is, gaat de ontziltting van het zandpakket sneller, de ontziltting van de kleilaag langzamer. In de beginperiode tot rond 30 jaar na de afsluiting is de invloed hiervan echter nog niet overheersend.

Gezien de verschillende onzekerheden komt voor verder onderzoek in aanmerking: te velde de bepaling van verticale weerstanden en van structuurveranderingen (en daarmee verandering in doorlatendheid) van afdekkende kleilagen door uitspoeling en peptisatie; in het laboratorium een glasplaatmodel voor de invloed van verschillen in soortelijk gewicht en eveneens adsorptie- en peptisatie onderzoek.

Het belangrijkste resultaat van deze beschouwing is wel, dat in de eerste jaren na de afsluiting de rivierinvoer zo hoog mogelijk gemaakt moet worden. Dit heeft immers tot gevolg dat des te meer schadelijk zout door de lozing van overtollig (brak) water verwijderd wordt. De invloed van Q_L (=lozing + verbruik door landbouw) op het verloop van de ontziltting is in fig. 7 weergegeven. De invoer door het Volkerak is hierbij gevarieerd van $2 \cdot 10^8$ tot $55 \cdot 10^8$ m³/jaar. Hiervan hangt het dus af of een ontziltting tot 600 mg Cl per liter ($c/c_0 = 0,03$) in 3 jaren dan wel in enkele tientallen jaren bereikt zal worden. Zou men met niet al te hoge invoer van rivierwater toch zeer lage zoutconcentraties in het Zeeuwse meer willen bereiken (bijv. 300 mg Cl per liter; $c/c_0 = 0,01$) dan mag de zoutinvoer (berekend als m³ zeewater) slechts 1% van de invoer van rivierwater zijn en dus eventueel door geschikte tegenmaatregelen tot een dergelijke waarde omlaag gebracht worden. Het verloop van de zoute kwel, die in de eerste 10 jaren de belangrijkste component vormt, is nauwelijks te beïnvloeden. De invoer van zout water kanalen door Zuid Beveland en Walcheren is gedurende de eerste tien jaar kleiner dan de zoute kwel in de eiland-polders en daardoor van weinig betekenis - aangenomen althans dat de op pag. 9 gemaakte schatting redelijk juist is. Bij lozing van zoet water door deze kanalen in zuidelijke richting zou een binnendringen van zout water in belangrijke mate kunnen worden tegengegaan. Tenslotte moet er nogmaals op gewezen worden, dat lek door de spuisluizen in de afsluitdijken en de vermenging van zoet en zout open water geheel buiten beschouwing gelaten is. Er is echter geen reden om aan te nemen dat deze beide effecten een overheersende invloed zouden hebben.

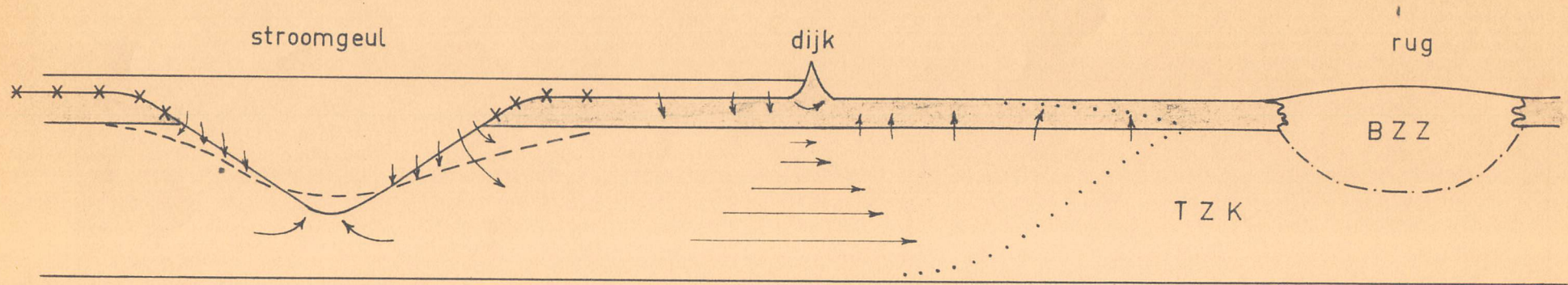
Uitvoer per jaar

Verdamping Zeeuwse meer	60 000 ha x 650 mm	=	$390 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Wegzijging (kwel)	365 dagen x 340 000 m x 0.8 m ³ /dag	=	$100 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Kunstmatige beregening/infiltratie	60 000 ha x 1 m	=	$600 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
			$1\ 090 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

Invoer per jaar

Neerslag Zeeuwse meer	60 000 ha x 700 mm	=	$420 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Overtollige neerslag eilanden	120 000 ha x 220 mm	=	$264 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
"	" N-Brabant 60 000 ha x 220 mm	=	$132 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Kwel	365 dagen x 340 000 m x 0,8 m ² /dag	=	$100 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Rivierinvoer		=	$174 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
			$1\ 090 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

fig. 1



BZZ = bestaande zoetwaterlens

TZK = toekomstige zoutwaterkern

—> grondwaterstroming

x x x diffusie

- - - - - } zoutgrenzen zoals deze op
 } verschillende tijden kunnen
 - - - - - } voorkomen

Hor. schaal ≈ 1:10 000

Vert. schaal ≈ 1:1000

fig. 2

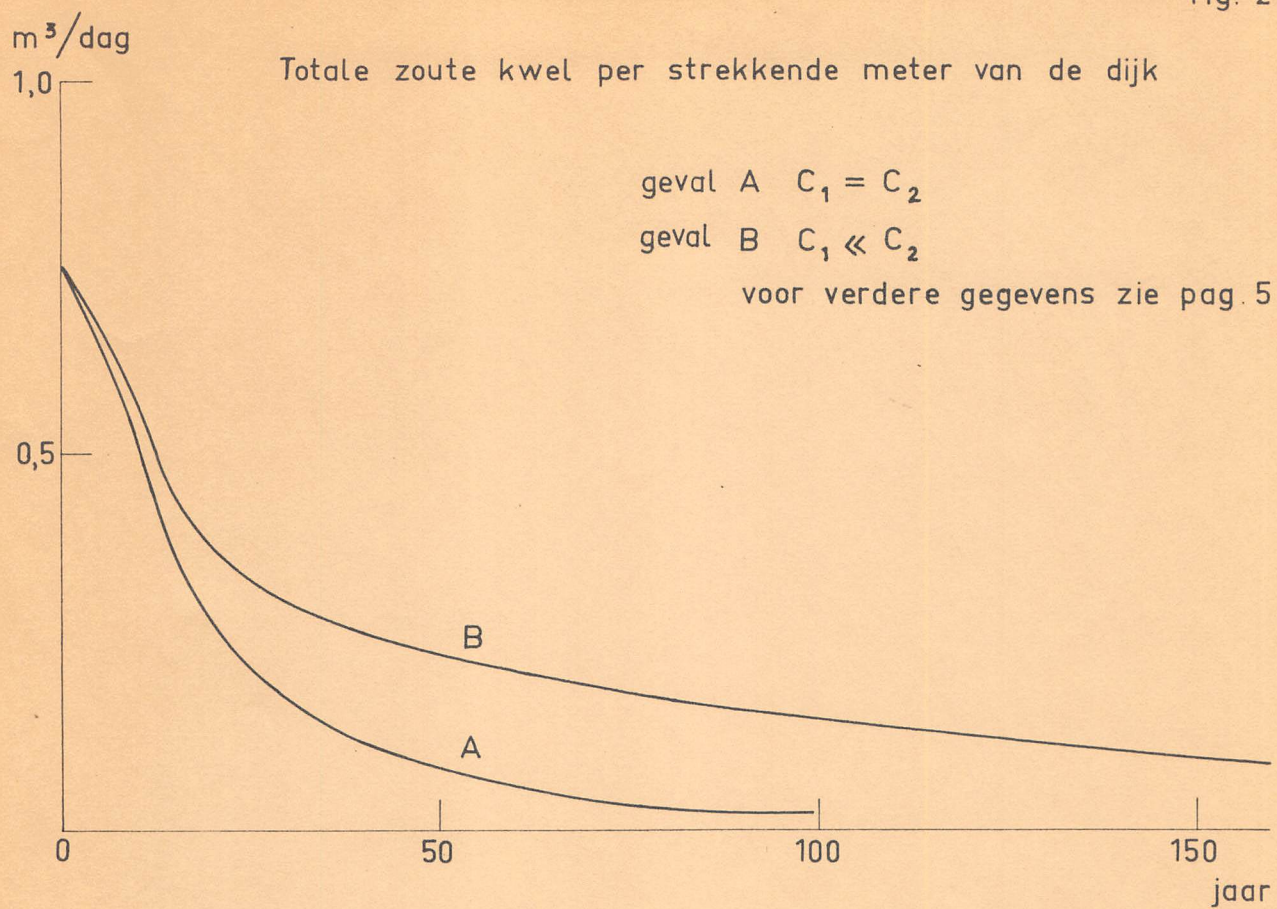


fig. 3

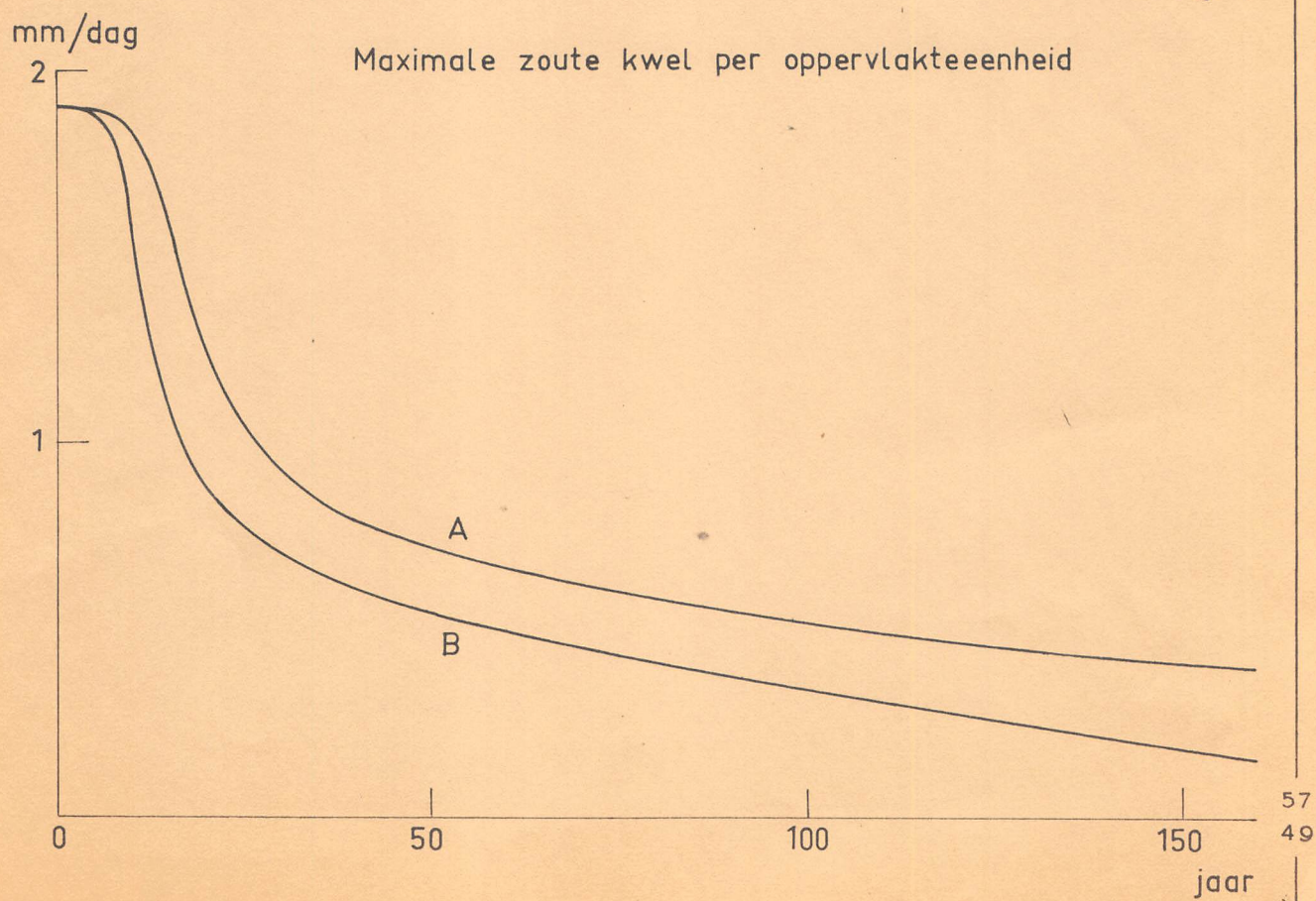
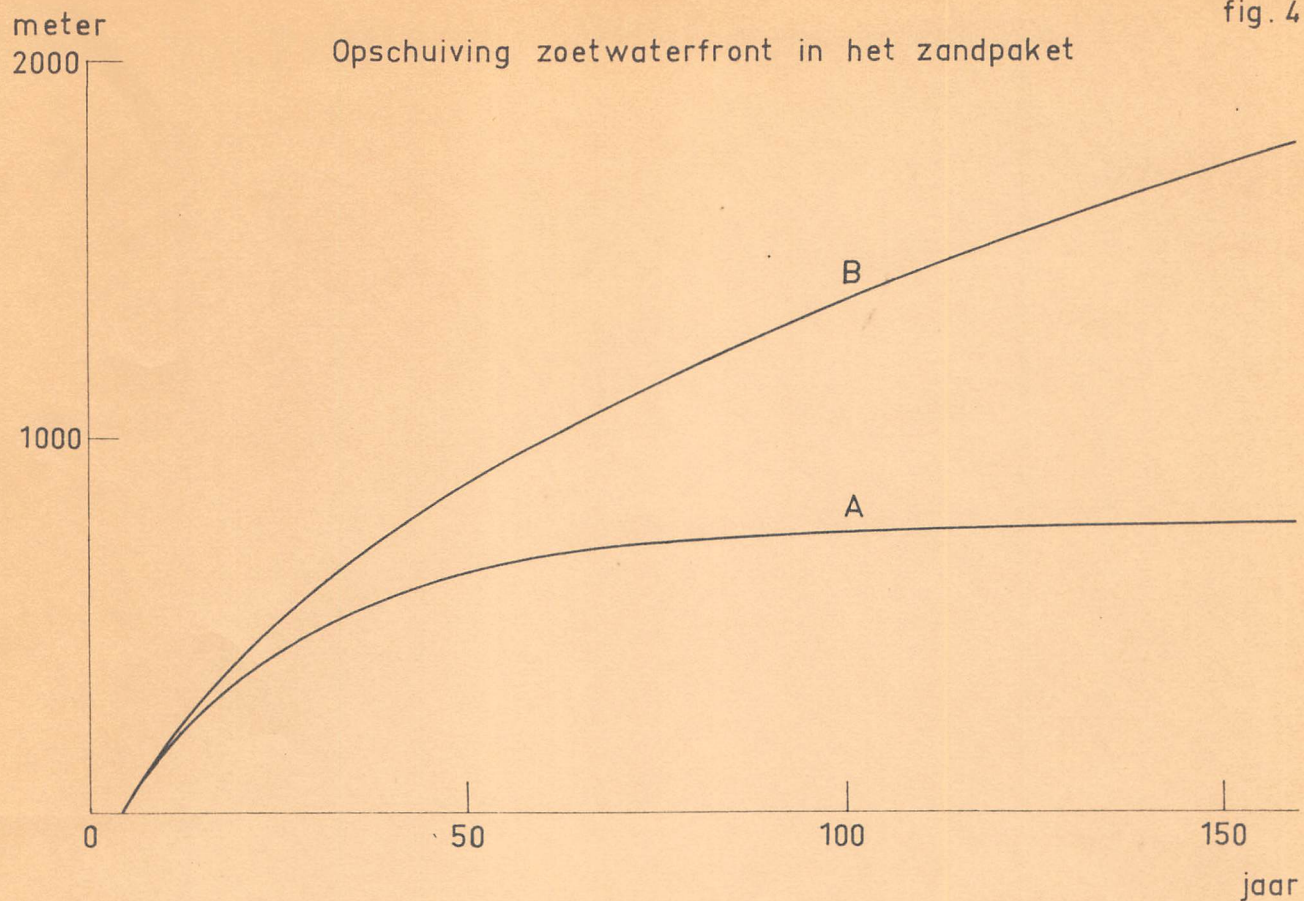
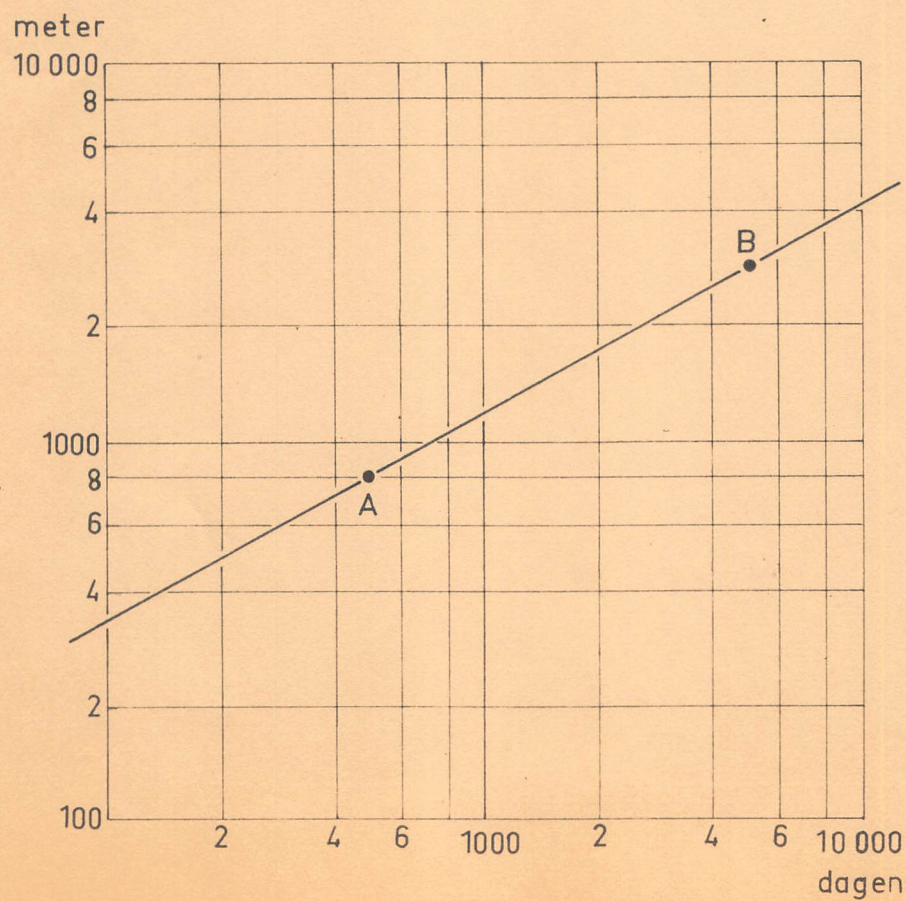


fig. 4



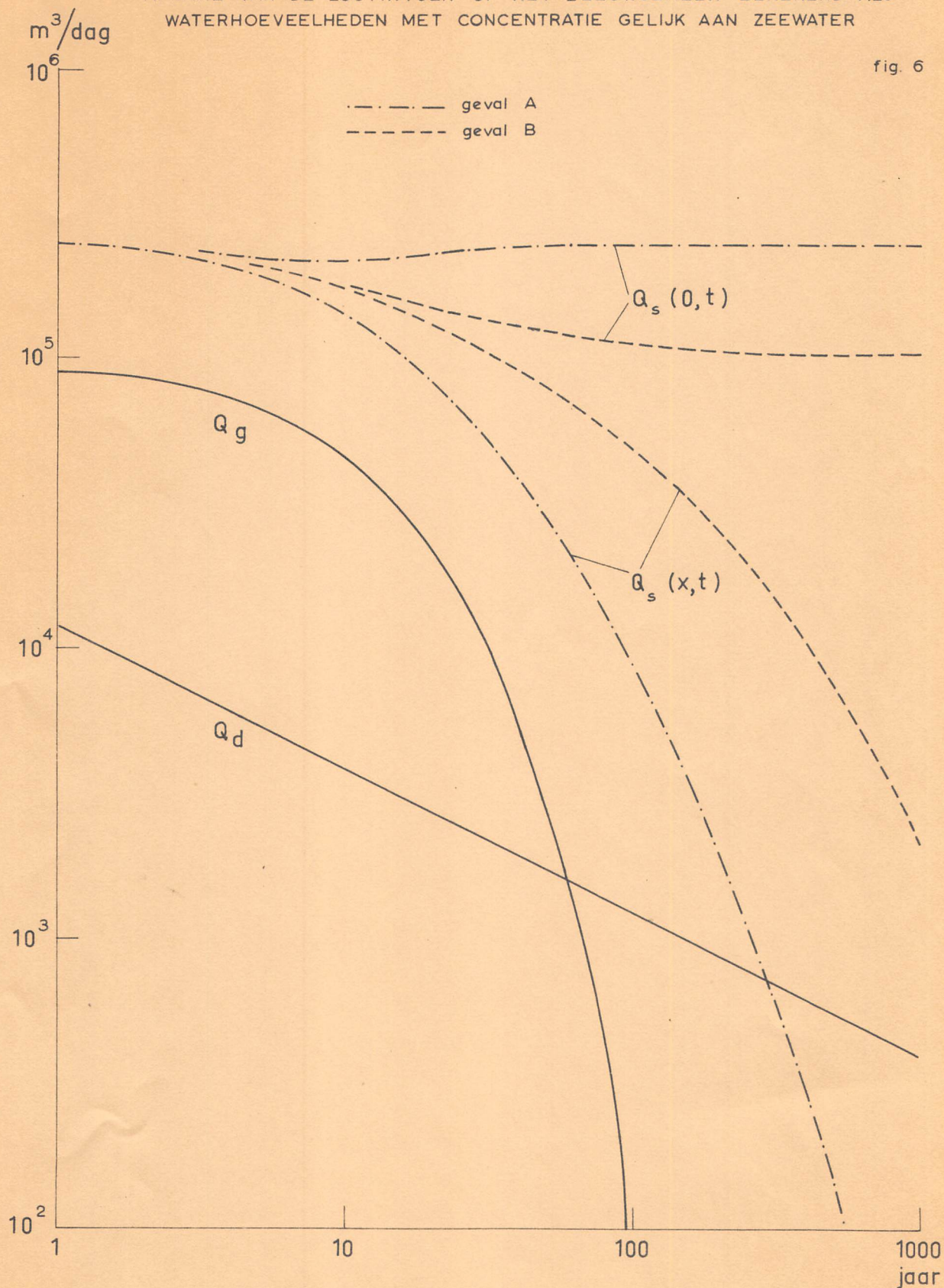
Maximale opschuiving zoetwaterfront ($t=\infty$) hangt af van
verticale weerstand van kleipak na ontzilting

fig. 5



AFNAME VAN DE ZOUTINVOER OP HET ZEEUWSEMEER BEREKEND ALS
WATERHOEVEELHEDEN MET CONCENTRATIE GELIJK AAN ZEEWATER

fig. 6



$Q_s(0,t)$ = totale kwel

$Q_s(x,t)$ = zoute kwel

Q_g = zoutbezwaar door uitzakking in de stroomgeulen

Q_d = zoutbezwaar door diffusie

