

K860

Waterloopkundig Laboratorium Delft

NOTA

Een beschouwing over de grootte van de menging
in het Oosterscheldebekken tijdens het
ontziltingsproces als gevolg van wind

Delft, mei 1973

1. Inleiding

In het kader van de ontzilting van het Zeeuwse Meer na afsluiting van de Oosterschelde wordt door Rijkswaterstaat overwogen ter plaatse van de spuisluizen in de Oosterschelde een constructie te maken om de ontzilting versneld te kunnen uitvoeren. Hierbij wordt gedacht aan selectief afzuigen van zout water onder een verticale wand door (zout-scherm). Het nut van deze constructie voor de ontzilting hangt evenwel sterk af van de mate van gelaagdheid (zout-zoet) welke in het Zeeuwse Meer verwacht mag worden. Op grond hiervan heeft de Waterloopkundige Afdeling, deltadienst, Rijkswaterstaat aan het Waterloopkundig Laboratorium gevraagd in hoeverre wind de gelaagdheid in het Zeeuwse Meer opheft dan wel verstoort als gevolg van de door de wind veroorzaakte menging. In de onderhavige nota zijn daartoe enige berekeningen uitgevoerd, waarbij één en ander evenwel sterk geschematiseerd wordt voorgesteld. Tevens wordt aangegeven in hoeverre de literatuur nadere informatie ten aanzien van het bovenstaande probleem kan leveren.

2. Een beschouwing over de grootte van de menging in het Oosterscheldebekken tijdens het ontziltingsproces.

2.1. Algemene beschouwing

De kernvraag die hierbij gesteld moet worden is:

Welk hydrodynamisch aspect is dominant bij de menging in dit speciale geval, is het verticale diffusie of spelen veranderingen in het horizontale vlak een overheersende rol?

Okubo [1] constateert in zijn review over menging in oceanen dat de bepaling van de verticale diffusiecoëfficiënt D_y op basis van (lokale) tracermetingen tot een factor 100 kleiner kan zijn dan die gebaseerd op overall effecten zoals bijvoorbeeld temperatuurverdelingen over de vertikaal. De oplossing van deze schijnbare paradox zou volgens Okubo kunnen liggen in het grote verschil in tijd- en ruimteschalen die aan beide bepalingmethoden ten grondslag liggen. Mogelijk kan in het laatste geval het horizontale advectieve transport een overheersende bijdrage leveren in de (schijnbare) verticale diffusie.

De zout-zoet menging in het Oosterschelde bekken zal in eerste instantie slechts beschouwd worden als een proces waarin transporten uitsluitend in verticale richting plaatsvinden. Het effect van horizontale transporten

door horizontaal niet uniform verdeelde concentraties wordt dus opgenomen in de verticale diffusiecoëfficiënt.

De aldus gedefinieerde diffusiecoëfficiënt is daardoor sterk project gebonden en volgens Okubo aanmerkelijk groter dan de werkelijke verticale diffusiecoëfficiënt.

Omdat systematische gegevens slechts aanwezig zijn voor de lokale diffusiecoëfficiënt, kunnen wij ons in deze beschouwing slechts beperken tot het bepalen van een ondergrens voor de in werkelijkheid optredende menging.

Hoe groot de factor is waarmee de werkelijke menging de aldus te bepalen ondergrens overschrijdt, is op dit moment niet te zeggen. De factor wordt groter naarmate de concentratieverdeling van zout of temperatuur horizontaal minder uniform is.

In het geval van temperatuur stratificatie kan dit onder meer worden veroorzaakt door horizontale verschillen in opwarming t.g.v. begroeiings-effecten (lichtdoorlatendheid).

Verder is menging bij oevers zowel bij zout-zoet als bij warm-koud over het algemeen groter t.g.v. de hogere turbulentiegraad ter plaatse.

De variabele wind wekt oscillaties op in de spronglaag (= overgangslaag tussen zoute onderlaag en zoete bovenlaag), waardoor watersnelheden worden geïntroduceerd die plaatsafhankelijk zijn (groter over ondiepten) en waardoor niet uniforme menging optreedt. De amplitude van de oscillatie zal bij de zout-zoetstratificatie geringer zijn dan bij een temperatuur-gelaagdheid door de grotere stabiliteit van de eerstgenoemde. Echter is in het Oosterschelde bekken de mogelijkheid niet uitgesloten, dat de oscillatie van de spronglaag wordt aangeslagen in een eigenfrequentie t.g.v. de ontziltingsprocedure.

Immers, een maat van de resonantie periode van de interne golf is:

$$T_{\text{res}} = \frac{2L}{\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} \cdot g \cdot a}}$$

waarin L een horizontale afmeting van het reservoir gemeten in de richting van de resonantiegolf

a is $\frac{\text{dikte zoete laag} \times \text{dikte zoute laag}}{\text{totaal dikte van beide lagen}}$

Voor bepaalde realistische waarden van L en a kan deze periode samenvallen met die van de excitatie

$$T_{\text{exc}} \simeq 12 \text{ uur}$$

Bijvoorbeeld $L = 15 \text{ km}$ (breedte oscillatie)

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = 0,02$$

$$a = \frac{5 \times 5}{10} = 2,5 \text{ mtr}$$

$$T_{\text{res}} = \frac{30 \cdot 10^3}{\sqrt{0,5}} \text{ sec} \approx 12 \text{ uur}$$

De mogelijkheid dat de oscillatie amplitude van deze beweging extreem groot zou worden, wordt overigens beperkt, gezien de speciale bodemconfiguratie (Roompot) t.p.v. excitatie bron.

Een duidelijke illustratie van het verschijnsel dat de lokale verticale diffusie klein kan zijn t.o.v. de schijnbare diffusie geeft de opzet van het rekenmodel van Huber, Harleman en Ryan [2] ter bepaling van de verticale temperatuurverdeling in gestratificeerde reservoirs. Dit rekenmodel verwaarloost namelijk de lokale verticale diffusie t.o.v. de verticale menging aan de reservoirranden (in dit geval de menging bij de instroming van het koudere rivierwater in het reservoir). Een uitstekende overeenkomst werd gevonden tussen berekende en gemeten temperatuurprofielen voor het Fontana reservoir (lengte 46,4 km, inhoud $1,75 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, verhouding jaarlijks instroomdebiet/reservoirdebiet = 2,2). In dit geval blijkt het lokale mengmechanisme dus weinig te maken te hebben met het globale mengmechanisme.

Voorgaande beschouwing wijst op de beperktheid van de waarde van de nu te bepalen ondergrens van de menging in het Oosterschelde bekken, gebaseerd op lokale gegevens.

2.2 De grootte van de verticale diffusiecoëfficiënt (literatuur gegevens)

In de literatuur zijn verschillende semi-empirische relaties voorgesteld tussen D_y en het Richardsongetal Ri .

$$(Ri = - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} / (\frac{\partial u}{\partial y})^2)$$

De meeste hebben de vorm

$$D_y = A_o (1 + \beta \cdot Ri)^{-m}$$

waarin A_o de verticale diffusiecoëfficiënt in water van homogene dichtheid

$$A_o \sim l_m^2 \left| \frac{du}{dy} \right|$$

l_m = mengweglengte

β en m zijn empirische constanten

Bijvoorbeeld $\beta = 3,33$ $m = 3/2$

Een andere vorm (Mamayev) is

$$D_y = A_0 \cdot \exp(-0,8 \cdot Ri)$$

Bovenstaande relaties zijn meestal geverifiëerd voor niet te stabiele omstandigheden d.w.z. niet te grote waarden van het Richardsongetal. Omdat wij in dit geval juist geïnteresseerd zijn in de menging bij redelijk stabiele condities gebruiken we een semi-empirische relatie van Kullenberg [3] gebaseerd op o.a. tracermetingen in de natuur van de diffusie in de thermische spronglaag met verschillende stabiliteit. De relatie is

$$D_y = 8,9 \cdot 10^{-8} W^2 N^{-2} \left| \frac{du}{dy} \right|$$

waarin $N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dy}$

W = windsnelheid (Geldig volgens [3] voor $W > 4$ m/sec., voor $W < 4$ m/sec geen duidelijke windinvloed).

Omdat uit de formule volgt, dat D_y evenredig is met de windsnelheid tot de derde macht (immers $\frac{du}{dy} \sim W$) en bovendien gegeven is, dat D_y beneden $W = 4$ m/sec niet significant varieert, nemen we voor de Oosterschelde $W = 5$ m/sec i.p.v. het lineair tijdsgemiddelde $W = 3$ m/sec.

Neem verder $u = 1\%$ van W

dikte spronglaag $\Delta y = 1$ mtr

$\frac{\Delta \rho}{\rho}$ over de spronglaag = 0,02

dan is

$$D_y = 8,9 \cdot 10^{-8} \cdot 25 \cdot \frac{1}{0,2} \cdot 0,05 = 5,6 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{sec} = 5,6 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Het verticale diffusieve transport door de spronglaag is dan

$$T_y = -D_y \frac{\partial \rho}{\partial y}$$

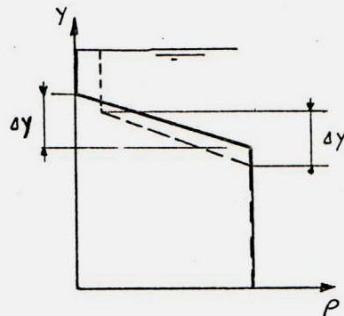
ofwel de transport-snelheid van zout door de spronglaag is

$$v_e = \frac{T_y}{\Delta \rho} = 5,6 \cdot 10^{-5} \text{ cm/sec} \quad (\Delta y = 1\text{m})$$

Nemen we verder aan dat beneden de spronglaag het verticale zouttransport verwaarloosbaar klein is, terwijl de turbulentie boven de spronglaag voldoende groot is om daar homogeen gemengd te zijn, dan betekent dit dat wij hiermee eigenlijk het entrainment proces beschouwen d.w.z. het proces

van erosie door turbulentie van een niet turbulente onderlaag.

$v_e = 5,6 \cdot 10^{-5}$ cm/sec is dan de entrainment-snelheid, d.w.z. van de zoute onderlaag wordt per sec. een laagje van $5,6 \cdot 10^{-5}$ cm afgehaald en volledig met de bovenlaag opgemengd, terwijl daarbij de spronglaag qua dikte niet verandert (zie onderstaande figuur), de dichtheid van de bovenlaag toeneemt en de dichtheid van de onderlaag ongewijzigd blijft.



Bovenstaande schematisatie van het mengproces bij wind blijkt een redelijke benadering (zie proeven WL, fig. 1 en Phillips [6]).

Door o.a. Keulegan [4] en Lofquist [5] zijn op laboratoriumschaal entrainment snelheden gemeten. Uitgegaan werd van een tweelagensysteem waarbij de onderste [4] of de bovenste laag [5] stilstond en de andere laag stroomde met een gemiddelde snelheid u .

De dimensieloze entrainment snelheid $\frac{v_e}{u}$ werd afhankelijk gesteld van het Froudegetal ^{dit} betrokken op een hydraulische straal. Reeds door Lofquist werd gesteld, dat ^{dit} geen realistische grootte zou zijn. Het Froudegetal zou volgens hem betrokken moeten worden op de spronglaagdikte. Hoe het ook zij, door de geringe watersnelheden en grote lengte schaal in het Oosterschelde bekken zijn de hier voorkomende Froudegetallen veel lager dan in de experimenten van Lofquist en Keulegan. Nemen we de entrainmentsnelheden bij de laagst gemeten Froudegetallen d.w.z. de laagst gemeten entrainmentsnelheden, dan is dit

$$\frac{v_e}{u} \approx 1 \text{ à } 2 \cdot 10^{-5}$$

Met $u = 1\%$ van windsnelheid ($W = 3$ m/sec als lineair gemiddelde) wordt

$$v_e = 3 \text{ à } 6 \cdot 10^{-5} \text{ cm/sec}$$

hetgeen correspondeert met de reeds gevonden waarde

$$v_e = 5,6 \cdot 10^{-5} \text{ cm/sec}$$

Meer recente literatuur toont aan dat $\frac{v_e}{u}$ niet uitsluitend een functie is van het interne Froudegetal.

De theoretische interpretatie van de meetgegevens door Keulegan lijkt achterhaald. Volgens Phillips [6] is het criterium voor het al of niet turbulent zijn van de vloeistof op het scheidingsvlak niet een kritisch Reynoldsgetal betrokken op een laagdikte [4], maar het criterium:

$$-g \cdot \frac{\Delta \rho}{\rho} \ll \epsilon_0^{3/4} v^{-1/4} \quad \text{turbulent}$$

$$-g \cdot \frac{\Delta \rho}{\rho} \gg \epsilon_0^{3/4} v^{-1/4} \quad \text{quasi-laminair}$$

waarin ϵ_0 de lokale dissipatie snelheid $\epsilon_0 \sim \frac{u^3}{l_m}$
 De dimensieloze entrainment snelheid $\frac{v_e}{u}$
 in het in dit geval van belang zijnde quasi-laminaire gebied is niet nul, zoals door [4] en [5] in theorie werd verondersteld, maar volgens Phillips mogelijk evenredig met $Re^{-\frac{1}{2}}$ waarbij het Reynoldsgetal betrokken is op lengte- en snelheidsschaal van de lokale energiedragende wervels.
 Op basis van deze niet experimenteel geverifiëerde relatie van Phillips zou de entrainment snelheid in de prototype situatie mogelijk wat lager kunnen zijn dan op modelschaal. De onzekerheid in dit soort beschouwingen is echter te groot om hier op te kunnen bouwen, temeer daar in de literatuur waarden worden gerapporteerd van een minimale entrainment snelheid vele malen groter dan de hier beschouwde, zie o.a. [7].

2.3. Beschouwing betreffende diffusie en entrainment in het Oosterschelde bekken

We hebben nu voor de Oosterschelde een significante waarde van het verticaal naar boven gericht zouttransport gevonden enerzijds t.g.v. diffusie, anderzijds t.g.v. entrainment. Beide bijdragen blijken van een gelijke grootte orde. Nu is het entrainment proces alleen van belang in perioden van harde tot stormachtige wind. Door de entrainment wordt de sprongdikte ^{laag} gereduceerd. De entrainment snelheid neemt af bij toenemende dikte van de turbulente bovenlaag [6].

Tijdens perioden van redelijk windstil weer is uitsluitend het diffusieproces maatgevend. Door dit proces worden gradiënten afgevlakt waardoor de spronglaagdikte toeneemt. Omdat de transporten door beide mechanismen veroorzaakt van gelijke grootte orde zijn, behoeven we ons nu verder niet te bekommeren om meer gedetailleerde gegevens over windsterkte en windduur.

2.4. Beperkingen t.a.v. de in de literatuur gevormde diffusiecoëfficiënt

In het begin van deze beschouwing hebben we gesteld dat de schijnbare verticale menging van zout of warmte in het gehele reservoir mogelijk veel groter is dan uit de lokale verticale menging volgt. Nu moet hier ook nog aan toegevoegd worden, dat de gevonden lokale verticale zout-transportnelheid slechts een schatting is, gebaseerd op materiaal van twijfelachtige waarde.

Enerzijds omdat onvoldoende theoretische en experimentele kennis in de literatuur aanwezig is over het entrainment proces in het quasi-laminaire gebied; anderzijds omdat de diffusiecoëfficiënt werd gebaseerd op een semi-empirische relatie waarbij werd geëxtrapoleerd ver buiten het bereik van de meetgegevens. Deze extrapolatie kan gevaarlijk zijn omdat;

1e. de semi-empirische relatie van Kullenberg is afgeleid op basis van thermische stratificatie. Naarmate de stabiliteit van een spronglaag toeneemt, is te verwachten dat er een groter verschil optreedt tussen thermische- en zout-zoetdiffusie, omdat moleculaire effecten dan meer invloed gaan krijgen. $D_y \text{ mol. zout} \approx 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec.}$ $D_y \text{ mol. therm.} \approx 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec.}$

2e. recente literatuur aantoon[t] [8] op basis van lokale natuurmetingen, dat onder deze stabiele omstandigheden slechts het lokale momentane Richardsongetal ($Ri = g \frac{\partial \rho}{\partial y} / \rho \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2$) van belang is voor de menging. Ter plaatse van het grensvlak is door Woods [8] een zgn. dragende golf waargenomen met een golflengte in de orde van grootte van 10m. De "shear" ($\partial u / \partial y$) ter plaatse van het grensvlak blijkt voornamelijk te worden bepaald door de amplitude en de golflengte van deze interne "draag" golf. Op deze draaggolf bevinden zich interne veel kortere golven (golflengte circa 75 cm), welke breken op de toppen en dalen van de draaggolf, dat is nl. daar waar de "shear" maximaal is.

3e. de meest recente literatuur [9] het mechanisme van instabiliteit nog verder op losse schroeven zet, door de introductie van een nieuwe hypothese over een nauwelijks Richardson afhankelijk criterium voor het breken van interne golven.

Aan de andere kant heeft de gevonden waarde van D_y nog wel praktische betekenis, omdat de empirische relatie van Kullenberg een goede overeenkomst geeft met zijn meetgegevens, ook bij de meest stabiele thermische stratificaties. Verder is de extrapolatie in D_y buiten het bereik van de beschikbare meetgegevens voor dit geval "slechts" een factor 8 geweest.

3. Benaderende berekeningen

3.1. Bepaling van de zout-concentratie over de vertikaal, bij alleen menging door windgolven

- 3.1.1. Gegeven is, dat ten gevolge van de ontziltingsprocedure het grensvlak zout-zoet met 10cm per dag zou zakken, indien geen menging zou optreden. Bij de bepaling van deze snelheid is uitgegaan van een spuidebiet van $300 \text{ m}^3/\text{s}$ bij de Volkerakdam aan zoet water en bij de Oosterschelde dam aan zout water. Voor het oppervlak van het Oosterschelde bekken is globaal genomen $250 \cdot 10^6 \text{ m}^2$.
- 3.1.2. T.g.v. windinvloed is de bovenste waterlaag met een dikte van zeg een halve golflengte van de optredende windgolven intensief gemengd. De verticale diffusiecoëfficiënt in deze laag is evenredig met de golfhoogte en in het algemeen groter dan $100 \text{ cm}^2/\text{sec}$.
- 3.1.3. $D_y > 100 \text{ cm}^2/\text{sec}$ in een laag ter dikte van orde 1 mtr wil zeggen, dat volledige menging optreedt van een opgeloste stof in de termijn van 1 dag, immers:

$$D_y \gg \frac{(\text{laagdikte})^2}{\text{tijdsduur van één dag}}$$

3.1.4. Wat betekent dit voor het dichtheidsprofiel?

Om hierover een indruk te krijgen zouden we D_y onder de volledig gemengde oppervlaktelaag eenvoudigheidshalve nul kunnen stellen.

Stel de dikte van de bovenste waterlaag, die volledig wordt gemengd op 0,50 mtr. Per dag wordt een volledig zoete waterlaag van 10 cm (zie 3.1.1.) aan de bovenste waterlaag toegevoegd, zodat de bovenste 50 cm bestaat uit een laag van 10 cm toegevoegd zoet water en een laag van 40 cm aanvankelijk al aanwezig zout water, die volledig met elkaar mengen. Als de zoutconcentratie van het zoute water c_o is en van het zoete water c_z , terwijl de concentratie op diepte y t.o.v. de waterspiegel c_y is, dan vindt men na 1 dag voor de bovenste 50 cm (volledige menging).

$$c_y = \frac{0,4 c_o + 0,1 c_z}{0,5} \quad \dots (1)$$

Stel nu $c_z = 0$

$$c_y = 0,8 c \quad (0 \leq y \leq 0,50 \text{ m, volledige menging}) \quad \dots (2)$$

De tweede dag komt er wederom 10 cm zoet water bij. De concentratie wordt dan:

$$c_y = 0,8 (0,8 c_0) = c_0 \cdot 0,8^2 \quad \dots (3)$$

zodat algemeen geschreven kan worden:

$$c_y = c_0 (0,8)^t \quad (0 \leq y \leq 0,50 \text{ mtr}) \quad \dots (4)$$

waarin: t : tijd in dagen, gerekend vanaf begin ontzilting.

De zoutconcentratie verkregen na de eerste dag in de bovenste 50 cm, bevindt zich de tweede dag op een niveau van 50 cm tot 60 cm onder de waterspiegel ($y = 50$ tot 60 cm).

Algemeen kan dus gesteld worden, dat de zoutconcentratie de eerste 10 cm onder de volledig gemengde laag van 50 cm bedraagt:

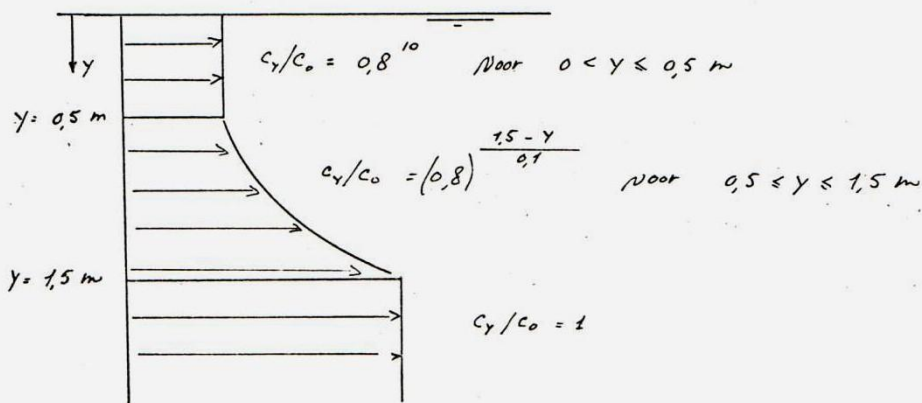
$$c_{50-60} = c_0 (0,8)^{t-1} \quad \dots (5)$$

De daaronder gelegen 10 cm:

$$c_{60-70} = c_0 (0,8)^{t-2} \quad \dots (6)$$

enz.

Het concentratie verloop na bijvoorbeeld 10 dagen ziet er dan als volgt uit.



De concentratie van de bovenlaag is dan:

$$c_y = 0,1075 c_0 \quad (0 \leq y \leq 0,50 \text{ mtr})$$

Na 20 dagen is de concentratie van de bovenlaag

$$c_y = 0,01 c_0 \quad (0 \leq y \leq 0,50 \text{ mtr})$$

De mengzone (spronglaag) heeft dan een dikte van 2 m. Indien men $c_y = 0,01 c_0$ bij benadering gelijk stelt aan zoet water, dan krijgt men na $t \geq 20$ dagen een zoete bovenlaag van $\geq 0,50$ m, een mengzone van 2 m dikte en daaronder zout water. Een dergelijke zoutvertikaal maakt selectief afzuigen tot een zinnige zaak.

Bovenstaande voorstelling van zaken is echter al te simplistisch. De verticale diffusiecoëfficiënt wordt niet plotseling nul bij toenemende diepte.

3.2. Berekening van de zoutconcentratie in de bovenlaag bij geschatte ondergrens van mogelijke menging in het Oosterschelde bekken

3.2.1. Stel de entrainment snelheid:

$$v_e = 5,6 \cdot 10^{-5} \text{ cm/sec} \approx 5 \text{ cm/dag} \quad (\text{zie par. 2.2})$$

waarbij v_e wordt gedefinieerd door

$$v_e = \frac{D_y}{\Delta y} \quad (\Delta y = \text{spronglaag dikte})$$

$$\text{met } D_y = 5,6 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec} \quad \text{en} \quad \Delta y = 1 \text{ mtr}$$

Stel verder: $v_s = 10 \text{ cm/dag}$ is de gemiddelde verticale daalsnelheid van het scheidingsvlak zout-zoet, wanneer geen verticale menging op zou treden (par. 3.1.1.).

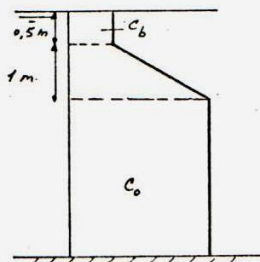
Dit zijn slechts over de diepte gemiddelde waarden; in werkelijkheid is

$v_s < 10 \text{ cm/dag}$ in beginperiode en $v_s > 10 \text{ cm/dag}$ bij dieper gelegen scheidingsvlak
 omgekeerd is

$v_e > 5 \text{ cm/dag}$ in beginperiode en $v_e < 5 \text{ cm/dag}$ op latere tijdstippen.

Stel verder:

Een initiëel dichtheidsprofiel, waarvan zowel de dikte van de spronglaag



als de gemiddelde diepte onder het wateroppervlak op 1 mtr wordt gesteld. Dit is een te verwachten situatie na een dag of tien vanaf het begin van het ontziltingsproces, indien wordt aangenomen, dat de menging in de bovenste 0,5 mtr voldoende groot is, door directe golfinvloed, om homogene menging te verkrijgen in de periode van orde 1 dag (zie par. 3.1.).

De concentratie in de bovenlaag verloopt de eerste 10 dagen dan als

$$c_b = c_o \left(1 - \frac{0,1}{0,5}\right)^t \quad \text{waarbij } t \text{ in dagen, d.w.z. na 10 dagen}$$

$$c_b = 0,1075 c_o$$

3.2.2. Aannemende dat vervolgens het grensvlak zakt met 10 cm/dag (= v_s) en daarnaast door entrainment met een snelheid v_e (zie par. 2.2), zodat de laagdikte van de bovenlaag op tijdstip t bedraagt (in meters):

$$0,50 + (v_e + v_s) (t - 10) \quad t \geq 10 \quad \dots (7)$$

t in dagen.

Het zout dat t.g.v. de entrainment in de bovenlaag komt, wordt volledig opgemengd over de dikte van de bovenlaag. Windgolven worden verder buiten beschouwing gelaten.

Op $t=10$ dagen heeft de bovenlaag van 50 cm een concentratie van $0,1 \cdot c_o$, dit komt overeen met een hoeveelheid zout van $0,5 \cdot 0,1 \cdot c_o$.

De hoeveelheid zout die door entrainment in de bovenlaag komt, is

$$c_o \cdot v_e (t - 10) \quad t \geq 10 \quad \dots (8)$$

t in dagen.

Hierbij wordt verondersteld, dat de zoutconcentratie van de onderlaag niet verandert.

Op tijdstip $t=t$ is de concentratie van de geleidelijk in dikte toenemende bovenlaag c_b :

$$c_b(t) = c_o \left\{ \frac{0,1 \cdot 0,5 + v_e (t - 10)}{0,5 + (v_e + v_s)(t - 10)} \right\} \quad t \geq 10 \quad \dots (9)$$

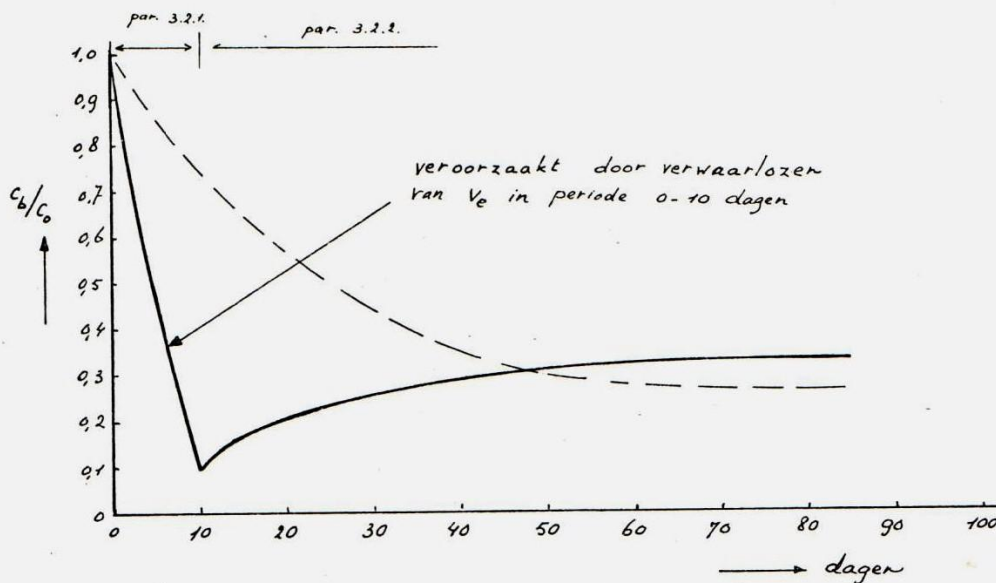
Indien $v_e = 5$ cm/dag en $v_s = 10$ cm/dag (zie 3.2.1.) dan wordt bovenstaande formule:

$$c_b = c_o \left\{ \frac{5 + 5 (t - 10)}{50 + 15 (t - 10)} \right\} \quad \dots (10)$$

$$c_b = c_o \left\{ \frac{t - 9}{3t - 20} \right\} \quad \dots (11)$$

Voor $t \rightarrow \infty$ wordt $c_b/c_o = 1/3$

Het verloop van $c_b(t)$ is op de volgende bladzijde grafisch weergegeven.



De getrokken lijn geeft de relatieve zoutconcentratie c_b/c_0 in de bovenlaag als functie van de tijd vanaf het begin van ontzilten volgens bovenstaande formules-

De gestippelde lijn geeft een indicatie van het verloop, indien rekening zou zijn gehouden met een meer waarschijnlijk verloop van de diffusiecoëfficiënt in de beginfase en met de variatie van v_s en v_e in diepeterichting. In deze beschouwing blijkt de concentratie in de onderlaag constant en gelijk aan c_0 . De sprongdikte blijft orde 1 mtr.

Bovenstaande informatie geeft een geschatte ondergrens van de in werkelijkheid optredende te verwachten menging. (Zie evenwel ook par. 2.1.).

3.3. Invloed van de keuze van de diffusie coëfficiënt op het dichtheidsprofiel

3.3.1. Indien de entrainment-snelheid gelijk is aan de zak-snelheid van het grensvlak tengevolge van het inbrengen van zoet-water bij de Volkerakdam en het spuien van zout-water bij de Oosterscheldedam, dan geldt:

$$v_e = v_s = 10 \text{ cm/dag}$$

Daar $v_e = \frac{D_y}{\Delta y}$, wordt D_y bij $\Delta y = 1 \text{ mtr}$ (vergelijk par. 3.2.):

$$11,6 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Wordt bij $v_e = v_s = 10 \text{ cm/dag}$ dezelfde berekening uitgevoerd, als in par. 3.2., dan wordt de zoutconcentratie van de bovenlaag voor $t \rightarrow \infty$ (100 dagen) gelijk aan $\frac{1}{2} c_0$ (c_0 = concentratie onderlaag).

3.3.2. Uit de berekening, gemaakt in par. 3.2. blijkt (zie vergelijking⁹), dat volledige menging optreedt als $v_e \gg v_s$ ofwel

$$v_s/v_e \ll 1, \text{ zeg } v_s = 1/10 v_e$$

Bij een spronglaag van 1 mtr (Δy) en $v_s = 10$ cm/dag wordt $D_y = 11,6 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2/$

3.3.3. Waarden van D_y volgend uit natuurverschijnselen:

Alle gegevens uit de literatuur van zowel natuur- als modelmetingen geven waarden van:

$$D_y \gg 0,01 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

De kleinst bekende meetwaarde uit de natuur bedraagt (Kullenberg)

$$D_y = 5 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2/\text{sec} \text{ bij een stabiliteit van } \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} = 7,4 \cdot 10^{-2} \text{ sec}$$

We moeten dus extrapoleren buiten het gebied van de meetgegevens.

3.3.4. Extrapolatie volgens de empirische relatie van Kullenberg (gevaarlijk)

$$D_y = 8,9 \cdot 10^{-8} W^2 \frac{\frac{du}{dy}}{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y}}$$

Stel stabiliteit grensvlak is $\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} = 0,2$

Stel $W =$ windsnelheid $= 3$ m/sec

Stel $\frac{du}{dy} =$ "shear" $= 3 \cdot 10^{-2} \text{ sec}^{-1}$

dan is

$$D_y = 12 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{sec} = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$$

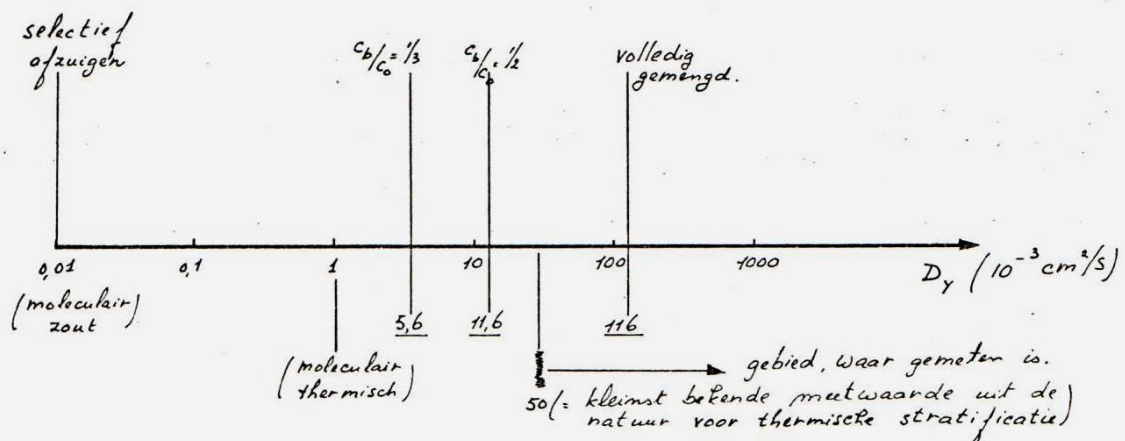
De molecuulair thermische diffusie is echter $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$, waaruit volgt dat de extrapolatie ontoelaatbaar ver is doorgetrokken.

3.3.5. Uit de literatuur blijkt verder dat de moleculaire diffusie (gecontroleerd door een proefje bij het Waterloopkundig Laboratorium) voor zout-zoet in de orde van $1 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec}$ ligt, waarbij selectief afzuigen mogelijk is (zie par. 3.1.).

4. Samenvatting

4.1. Uit de literatuur zijn geen voldoende gegevens bekend over de verticale diffusiecoëfficiënt voor een zout-zoetgelaagdheid m.b.t. de bij de Oosterschelde te beschouwen omstandigheden.

- 4.2. Extrapolatie van gegevens betreffende de menging bij thermische gelaagdheid naar het moleculaire gebied is gevaarlijk, te meer daar naarmate de moleculaire diffusie een grotere rol speelt bij de menging, de verschillen tussen thermische en zout-zoet-gelaagdheid groter worden (moleculaire diffusiecoëfficiënt thermisch is circa 100 x groter dan de diffusiecoëfficiënt bij zout-zoet-gelaagdheid; $D_{y,therm} = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$; $D_{y,zout} = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec}$).
- 4.3. Indien alleen de directe invloed van de wind in de vorm van windgolven, de menging bepalen en deze invloed slechts reikt over een diepte gelijk aan de halve golflengte en daarbuiten helemaal niet, dan krijgt men een lagensysteem, waarbij selectief afzuigen mogelijk is. Optredende moleculaire diffusie mag verwaarloosbaar klein worden geacht. (Entrainment snelheid orde grootte 0,1 mm/dag).
- 4.4. Gaat men uit van een diffusiecoëfficiënt $D_y = 5,6 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{sec}$ en stelt men de spronglaagdikte op 1 mtr (Δy), zodat de entrainment snelheid $v_e = D_y/\Delta y = 5 \text{ cm/dag}$ (zouttransport naar de bovenlaag), dan wordt de zoutconcentratie van de bovenlaag 1/3 van die van de onderlaag (voor de verdere daarbij gestelde aanname; zie par. 3.2.).
- 4.5. De uitgevoerde berekeningen kunnen als volgt worden samengevat:



- aanname : - spronglaag $\Delta y = 1 \text{ mtr}$ verandert niet
 - onderlaag verzoet niet, zoutconcentratie blijft c_0
 - over de bovenlaag treedt volledige menging op
 - concentratie bovenlaag wordt gegeven voor $t \rightarrow \infty$
 ($t = 100 \text{ dagen}$).

4.6. De ondergrens van de mogelijke menging is gebaseerd op een verband gevonden door Kullenberg [8] voor thermische stratificatie ($D_y = 5,6 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$) (par. 3.2.). In hoeverre dit als ondergrens mag worden verondersteld, kan niet beantwoord worden, daar naast het feit dat van meetgegevens voor thermische stratificatie gebruik is gemaakt, tevens geëxtrapoleerd is tot in het gebied, waar de moleculaire diffusie maatgevend is.

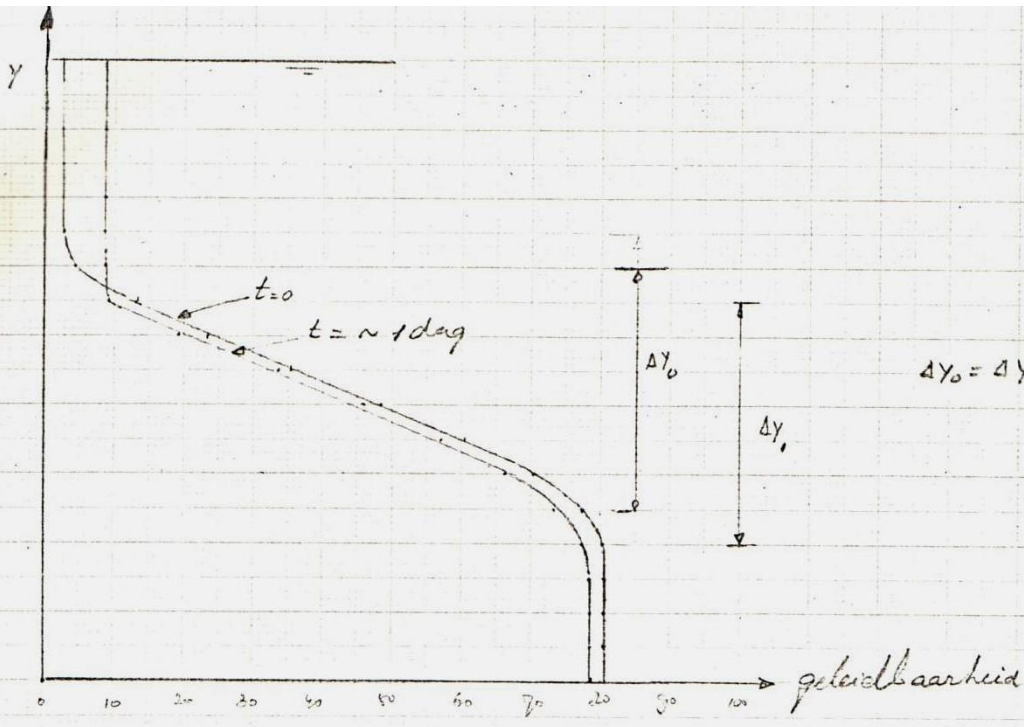
4.7. Proeven met een zout-zoet-stratificatie en met windsnelheden van 1 tot 10 m/sec kunnen een betere afschatting geven van de ondergrens van de mogelijke menging in het Oosterscheldebekken. Al blijven de volgende punten daarbij buiten beschouwing:

- menging als gevolg van het inlaten van zoetwater bij de Volkerak-sluizen.
- invloeden van de geometrie van het Oosterschelde bekken op de menging. (zie ook par. 2.1.).

Voorts kunnen deze proeven nader aangeven hoe de verandering van de dichtheidsvertikaal door entrainment in de tijd plaatsvindt en in hoeverre deze verandering overeenstemt met de aannamen, gedaan in par. 2.2. (zie ook bijgevoegde figuur).

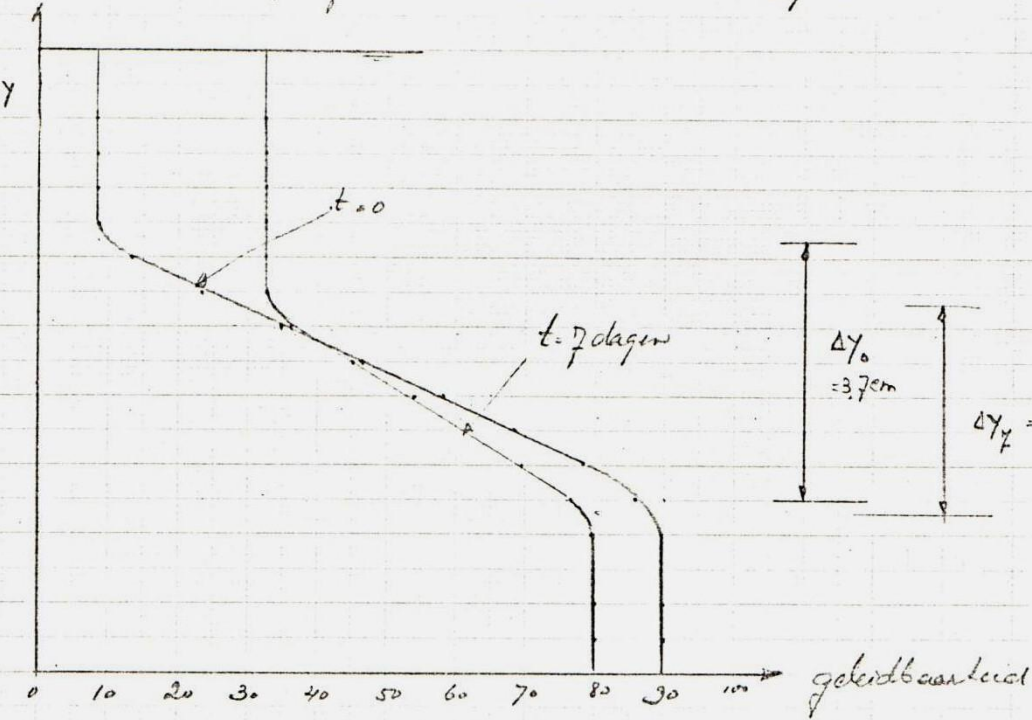
Referenties

1. Okubo, Akira "Oceanic mixing", Techn. Rep. 62, John Hopkins Univ., 1970.
2. Huber, W.C., Harleman, D.R.F., Ryan, P.J., Temperature prediction in stratified reservoirs. Journ. of ^{the}Hydraulics Division, Proc. Am. Soc. of Civil Eng., 1972.
3. Kullenberg, G., Vertical diffusion in shallow waters, Tellus XXIII 1971, 2.
4. Keulegan, G.H., Interfacial instability and mixing in stratified flows. Journ. of Research National Bureau of Standards, Res. Paper RP 2040, 43, 1949.
5. Lofquist, K., Flow and stress near an interface between stratified liquids. The Physics of Fluids, 3, 1960
6. Phillips, O.M., The dynamics of the upper ocean, Cambridge Univ. Press, 1966.
7. Pederson, F.B., The friction factor for a two-layer stratified flow, immiscible and miscible fluids. Progress report 27, Dec. 1972. Inst. Hydrodyn. and Hydraulic Engrg. Techn. Univ. Denmark.
8. Woods, J.D., Wave-induced shear instability in the summer thermocline. J. Fluid Mech., 32, 1968.
9. Orlanski, I., On the breaking of standing internal gravity waves. J. Fluid Mech., 54, 1972.



proef met wind

$D_y \approx 2 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$



Zonder wind

$D_y (\text{mol.}) \approx 1 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$

Principe proeve ter bepaling van D_y
 bij twee laag-systeem.
