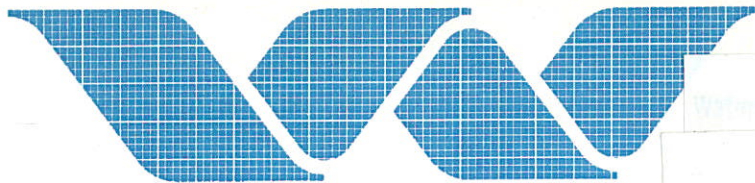


01 R 1267



2e Exemplaar

waterloopkundig laboratorium
delft hydraulics laboratory

sedimenttransport in estuaria

VERHANDELEN

nota I

R 1267

oktober 1977

Sedimenttransport in estuaria

1 Transportformules in getijstromen

1.1 Inleiding

In getijstromen, waar het bed overwegend uit fijn korrelig materiaal van zand en/of slib bestaat, komt een toestand van evenwicht in het transport van sediment nooit voor door de steeds veranderende omstandigheden tijdens de eb- en vloedcyclus.

Verschillende onderzoekers (Christiansen, 1974; Thorn, 1975) hebben reeds gewezen op de na-ijling van de sedimentconcentraties ten opzichte van de gemiddelde stroomsnelheid voor zeer fijn materiaal. Als gevolg hiervan zijn de transportformules, ontwikkeld voor stromingen met een permanent karakter, niet algemeen toepasbaar.

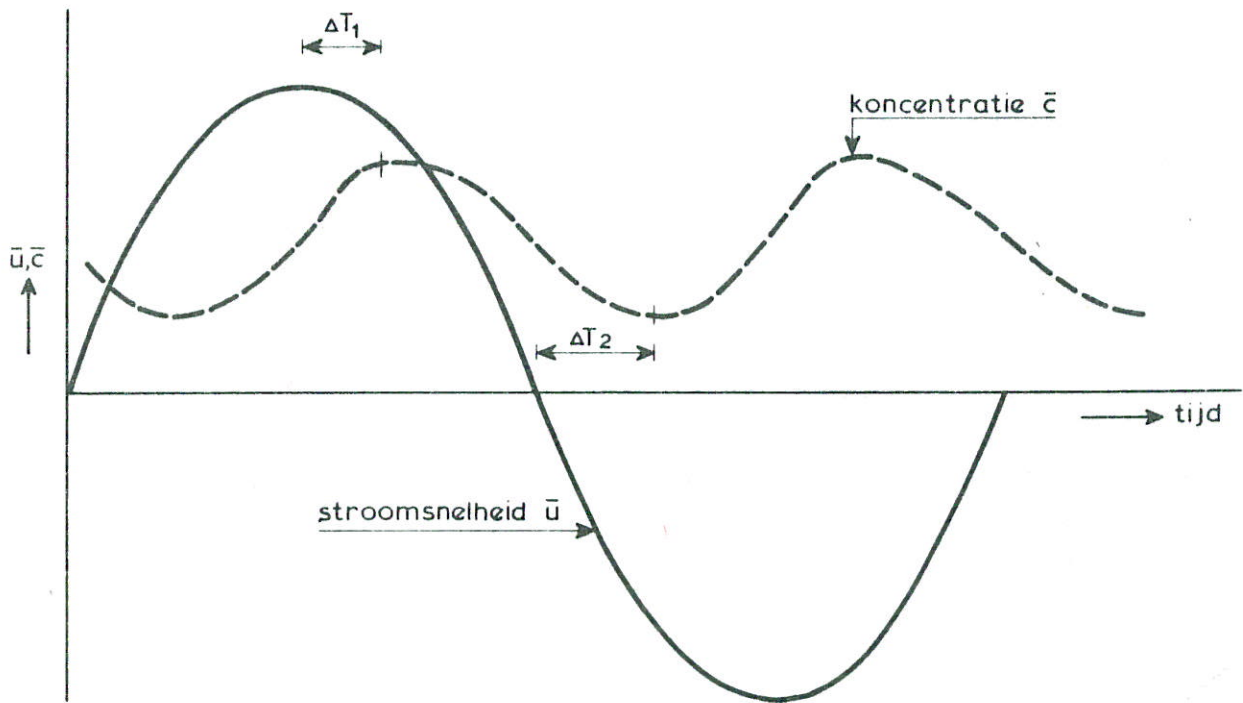
In deze nota wordt nagegaan onder welke omstandigheden toepassing van formules voor totaal transport nog zinvol is en welke formules dan in aanmerking komen. Het tweede deel van de nota omvat een analyse van de voor het sedimenttransport maatgevende getij-omstandigheden (springtij - doodtijcyclus).

Deze nota is samengesteld door ir. L.C. van Rijn.

1.2 Sedimenttransport in niet-permanente stromingsomstandigheden

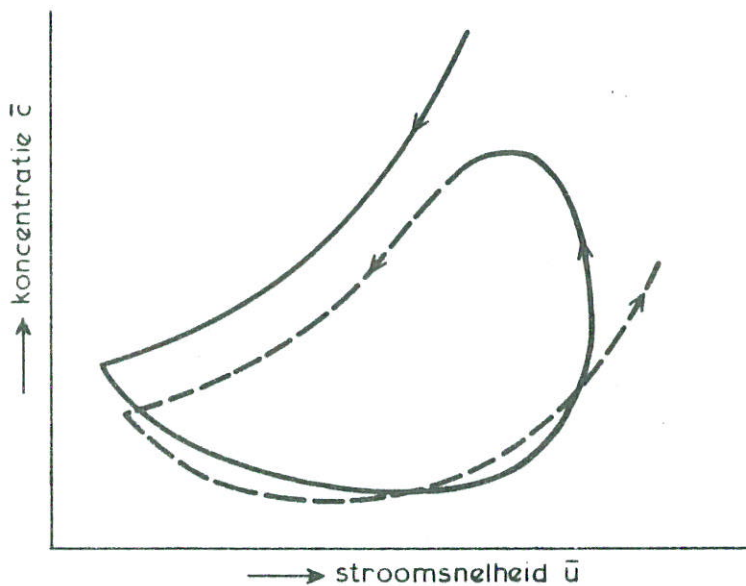
Een van de belangrijkste oorzaken voor de na-ijling van het sedimenttransport ten opzichte van de stroomsnelheid (zie figuur a) is dat het lokale transport niet de tijd krijgt zich aan te passen aan de veranderende transportcapaciteit. Daardoor is het mogelijk dat bij afnemende stroomsnelheden het opwaarts gerichte turbulente transport overheerst ten opzichte van het bezinktransport en de concentraties blijven toenemen omdat de transportcapaciteit nog niet bereikt is. Pas op het tijdstip dat het bezinktransport gaat overheersen, zullen de concentraties weer gaan afnemen. De aanpassingstijd (na-ijling) van een concentratievertikaal is enerzijds afhankelijk van de verticale transportsnelheid van de deeltjes (diffusie en bezinking) en anderzijds van de af te leggen weg.

Koncentratie- en snelheidsmetingen in getij-omstandigheden uitgevoerd door de Hamburger Küstenforschung (Christiansen, 1974) en door het Hydraulic Research Station Wallingford (Thorn, 1975) tonen bovengenoemde effecten duidelijk aan voor sediment tussen de 30 en 130 μm . Hierbij valt op te merken dat de aanpassingstijd na toenemende stroomsnelheden (ΔT_1) kleiner is dan na afnemende stroomsnelheden



Figuur a: Na-ijling sedimentconcentratie ten opzichte van stroomsnelheid

(ΔT_2) en dat het concentratieverloop in de tijd een asymmetrisch karakter heeft (zie figuur a). Dit beeld duidt op een relatief snelle opname van sediment door de turbulente wervels bij toenemende stroomsnelheden en op een relatief langzame bezinking bij afnemende stroomsnelheden.



Figuur b: Hysteresiseffekt in concentratie-stroomsnelheidsverloop

Na-ijlingsverschijnselen en hysteresiseffekten (zie figuur b) blijken sterker op te treden naarmate het bedmateriaal fijner wordt (kleinere bezinksnelheid) of naarmate de afstand tot het bed toeneemt.

De omstandigheden waarbij na-ijlingseffekten een rol van betekenis zullen spelen, kunnen met behulp van de transportvergelijking voor het sediment (diffusievergelijking) globaal worden aangegeven.

In niet-permanente stromingsomstandigheden luidt de transportvergelijking voor het sediment (2-dimensionale stroming, konstante bezinksnelheid, geen snelheids- en concentratieveranderingen in de stroomrichting):

$$\frac{\partial c}{\partial t} + w_s \frac{\partial c}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} (\epsilon_{s,z} \frac{\partial c}{\partial z}) = 0 \quad (1.1)$$

waarin:

c = lokale sedimentconcentratie

w_s = bezinksnelheid

$\epsilon_{s,z}$ = verticale uitwisselingscoëfficiënt

z = verticale plaatscoördinaat

t = tijd

De bijdrage van elke afzonderlijke term kan worden geschat met behulp van schaalanalyse. Iedere term wordt daarbij opgevat als het produkt van een konstante schaalfactor en een variabele (dimensieloze) grootte van de orde één $\{\sigma(1)\}$. De belangrijkheid van een term volgt dan uit de relatieve grootte van zijn schaalfactor.

Ten aanzien van de grootheden in de diffusie-convectievergelijking wordt gesteld:

$$c = C c'$$

$$t = T t'$$

$$z = H z'$$

$$\epsilon_s = E \epsilon'_s$$

Substitutie in vergelijking (1.1) geeft:

$$\frac{C}{T} \left(\frac{\partial c'}{\partial t'} \right) + \frac{w_s C}{H} \left(\frac{\partial c'}{\partial z'} \right) + \frac{EC}{H^2} \left\{ \frac{\partial}{\partial z'} (\epsilon'_s \frac{\partial c'}{\partial z'}) \right\} = 0 \quad (1.2)$$

Met de bezinkterm $w_s \partial c / \partial z$ als vergelijkingsbasis en na vermenigvuldiging met $H / (w_s C)$ ontstaat:

$$\frac{H}{w_s T} \left(\frac{\partial c'}{\partial t'} \right) + \left(\frac{\partial c'}{\partial z'} \right) + \frac{E}{w_s H} \left\{ \frac{\partial}{\partial z'} \left(\epsilon'_s \frac{\partial c'}{\partial z'} \right) \right\} = 0 \quad (1.3)$$

Voor H = waterdiepte ≈ 10 m, $T = \frac{1}{4}$ getijperiode ≈ 10000 s, w_s = bezinksnelheid $\approx 0,01$ m/s ($D \approx 100 \mu\text{m}$) en $E = 0,1 \text{ m}^2/\text{s}$ volgt:

$$\frac{H}{w_s T} \approx \sigma(10^{-1}) \quad \text{en} \quad \frac{E}{w_s H} \approx \sigma(1)$$

Uit deze schaalanalyse blijkt dat voor materiaal groter dan $100 \mu\text{m}$ en een waterdiepte van minder dan 10 meter de tijdsafhankelijke term van relatief geringe betekenis is. In dat geval mag de aanpassingstijd (na-ijling) van het transport ten opzichte van de gemiddelde stroomsnelheid klein worden verondersteld. Op grond hiervan en mede gezien de ervaringen van Christiansen en Thorn lijkt het geoorloofd bij bovengenoemde omstandigheden het sedimenttransport op te vatten als een e nduidige functie van de stroomsnelheid en de grootte van het transport te bepalen met behulp van een relevante transportformule.

Bij aanwezigheid van materiaal fijner dan ca. $100 \mu\text{m}$ en/of waterdiepten groter dan ca. 10 meter moet de voorkeur worden gegeven aan een beschrijvingsmethode waarbij wordt uitgegaan van de diffusievergelijking (inklusief tijdsafhankelijke term) voor het verticale transport en een erosiefunctie van de transportprocessen aan de bodem. Een dergelijke methode is evenwel nog niet beschikbaar.

1.3 Formules voor totaaltransport

1.3.1 Engelund-Hansen (1967)

$$s = \frac{0,05 \rho_s \bar{u}^{-5}}{\Delta^2 g^{\frac{1}{2}} D_b C_f^3} \quad (1.4)$$

waarin:

- s = sedimenttransport (in massa) per eenheid van tijd en breedte (kg/ms)
- ρ_s = dichtheid van het sediment (kg/m³)
- \bar{u} = gemiddelde stroomsnelheid (m/s)
- D_b = D_{50} van het bedmateriaal (m)
- $\Delta = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w$
- ρ_w = dichtheid van water (kg/m³)
- g = zwaartekrachtsversnelling (m/s²)
- C_f = ruwheidsco fficient van Ch zy (m^{1/2}/s)

Grondslag

Deze formule gaat uit van het (energie)principe dat de energie per eenheid van oppervlak en tijd benodigd om de getransporteerde hoeveelheid sediment in verticale richting over een afstand gelijk aan de ribbelhoogte te verplaatsen gelijk moet zijn aan de arbeid verricht door de schuifspanningen over hetzelfde oppervlak en tijdsinterval.

Toepasbaarheid

De formule is opgesteld aan de hand van ca. 90 gootexperimenten (Fort Collins Data) met bedmateriaal tussen de 190 μm en 930 μm en een gradatiecoëfficiënt (= D_{75}/D_{25}) kleiner dan 1,6. De experimenten omvatten stroming langs een vlak, duinvorming en overgangsbed.

Nauwkeurigheid

Bij een onderzoek van het Hydraulic Research Station Wallingford (1973) ten aanzien van de nauwkeurigheid van transportformules, waarbij diverse formules aan ca. 1000 gootexperimenten ($h \leq 0,4$ m, $D_{50} \geq 40$ μm , $Fr \leq 0,8$) en aan ca. 270 prototypewaarnemingen ($D_{50} \geq 95$ μm , $Fr \leq 0,8$) werden getoetst, gaf de formule van Engelund-Hansen over de hele linie goede resultaten. In ca. 63% van de gevallen lag de verhouding tussen het berekende en het gemeten transport tussen een $\frac{1}{2}$ en 2. Voor lage stroomsnelheden werden enigszins te hoge transporten voorspeld, voornamelijk veroorzaakt doordat de formule geen begin van bewegingscriterium bevat. Een ander nadeel is dat viskeuze effecten (temperatuur) niet in rekening worden gebracht. De grote kracht van de formule van Engelund-Hansen ligt in zijn eenvoud.

1.3.2 Ackers-White (1972)

$$s = \rho_s D_b \frac{(\bar{u})^{n+1}}{(u_*^n)} K \left(\frac{F}{F_{kr}} - 1 \right)^m \quad (1.5)$$

waarin:

- s = sedimenttransport (in massa) per eenheid van tijd en breedte (kg/ms)
 ρ_s = dichtheid van het sediment (kg/m³)
 D_b = D_{35} van het bedmateriaal (m)
 \bar{u} = stroomsnelheid (m/s)
 u_* = schuifspanningssnelheid (m/s)

$$F = \text{mobiliteitsparameter} = \frac{(u_{*})^n}{(\Delta g D_b)^{\frac{1}{2}}} \cdot \left[\frac{\bar{u}}{5,66 \log \left(\frac{10h}{D_b} \right)} \right]^{1-n}$$

h = waterdiepte (m)

W_{*} = dimensieloze bezinkparameter = $D_b \left\{ \frac{\Delta g}{\nu^2} \right\}^{1/3}$

ν = kinematische viscositeitscoëfficiënt (m^2/s)

Voor $1 < W_{*} < 60$ geldt:

$$n = 1 - 0,56 \log (W_{*})$$

$$F_{kr} = \frac{0,23}{(W_{*})^{\frac{1}{2}}} + 0,14$$

$$m = \frac{9,66}{W_{*}} + 1,34$$

$$K = \exp \left[2,86 \ln (W_{*}) - 0,434 \{ \ln (W_{*}) \}^2 - 8,13 \right]$$

Voor $W_{*} \geq 60$ geldt:

$$n = 0$$

$$F_{kr} = 0,17$$

$$m = 1,5$$

$$K = 0,025$$

Grondslag

De formule van Ackers-White is eveneens gebaseerd op energiebeschouwingen. Een belangrijk uitgangspunt hierbij is dat voor het suspensietransport de totale schuifspanning bepalend is, terwijl voor het bodemtransport alleen de schuifspanning overgedragen via korrelwrijving als maatgevend wordt verondersteld.

Toepasbaarheid

Bij het opstellen van de formule zijn ca. 1000 gootexperimenten met materiaal tussen 40 en 2500 μm gebruikt. De maximale waterdiepte bedroeg hierbij ca. 0,4 m. Verder zijn alleen experimenten genomen met een Froudegetal kleiner dan 0,8.

Nauwkeurigheid

Bij het toetsingsonderzoek van H.R.S. Wallingford lag de verhouding tussen het voorspelde en het gemeten transport in 70% van de gevallen tussen een $\frac{1}{2}$ en 2 voor deze formule. Dit beeld lijkt mooier dan het is, omdat ca. 90% van de goot-experimenten uit het toetsingsonderzoek ook zijn gebruikt bij het afleiden van de transportformule. Verder kan worden opgemerkt dat de formule een begin van bewegingskriterium (F_{kr}) heeft en dat viskeuze effecten via de dimensieloze bezinkparameter (W_x) in rekening worden gebracht.

1.3.3 Yang (1973)

$$\log C_t = \left[5,435 - 0,286 \log \left(\frac{w_s D_b}{\nu} \right) - 0,457 \log \left(\frac{u_x}{w_s} \right) \right] + \left[1,799 - 0,409 \log \left(\frac{w_s D_b}{\nu} \right) - 0,314 \log \left(\frac{u_x}{w_s} \right) \right] \log \left(\frac{\bar{u}i}{w_s} - \frac{\bar{u}_{kr}i}{w_s} \right) \quad (1.6)$$

waarin:

- C_t = totale sedimentconcentratie in p.p.m. = $\frac{s}{u} \frac{10^3}{h}$
- s = sedimenttransport (massa) per eenheid van breedte en tijd (kg/ms)
- \bar{u} = gemiddelde stroomsnelheid (m/s)
- h = waterdiepte (m)
- w_s = bezinksneldheid behorende bij de D_{50} van het bedmateriaal (m/s)
- D_b = D_{50} van het bedmateriaal (m)
- ν = kinematische viscositeitcoëfficiënt (m^2/s)
- u_x = schuifspanningssnelheid (m/s)
- i = statisch verhang
- \bar{u}_{kr} = gemiddelde stroomsnelheid bij begin van beweging (m/s)

De kritieke gemiddelde stroomsnelheid wordt gedefinieerd door:

$$\frac{\bar{u}_{kr}}{w_s} = \frac{2,5}{\log \left(\frac{u_x D_b}{\nu} \right) - 0,06} + 0,66 \quad \text{voor} \quad 1,2 < \frac{u_x D_b}{\nu} < 70$$

$$\frac{\bar{u}_{kr}}{w_s} = 2,05 \quad \text{voor} \quad \frac{u_x D_b}{\nu} \geq 70$$

Grondslag

De formule van Yang is enerzijds gebaseerd op de hoeveelheid energie per eenheid van massa en tijd benodigd voor het in stand houden van de stroming ("unit stream power" = $\bar{u} i$) en anderzijds op dimensieanalyse. Een analyse van ca. 1000 gootexperimenten en ca. 50 prototypewaarnemingen toont volgens Yang aan dat de "unit stream power" $\bar{u} i$ de dominante faktor is bij het transport van sediment.

Toepasbaarheid

De formule van Yang is opgesteld met behulp van ca. 460 gootexperimenten met bedmateriaal tussen de 137 en 1350 μm , stroomsnelheden tussen 0,23 en 1,9 m/s en een watertemperatuur tussen 9 en 34^o C.

Nauwkeurigheid

Yang heeft zijn transportformule getoetst aan ca. 1100 goot- en ca. 60 prototype-waarnemingen en vond daarbij een korrelatiecoëfficiënt van 0,97 tussen de voorspelde en berekende transporten. Het zij opgemerkt dat de 1100 gootgegevens ook de bij de afleiding gebruikte gegevens bevatten.

1.3.4 Christiansen (1974)

$$G_s = \frac{E h \frac{T_{0,5}}{t_a} (1-p) \rho_s L^3}{D_m^2 \left(\ln \frac{v_o}{v}\right)^{0,56}} 10^{-21} \quad (1.7)$$

G_s = getransporteerde gewichtshoeveelheid sediment over een $\frac{1}{2}$ getijdycclus per eenheid van breedte (kg/m¹)

E = turbulentieparameter = $\frac{\ln S_o / \Delta S_2}{\ln S_o / \Delta S_1}$ (Bij gebrek aan gegevens $E=1$ nemen) -

S_o = zoutgehalte van de zee ($\approx 35^o/oo$)

ΔS_1 = lange-termijn gemiddelde van het verschil in zoutgehalte tussen bodem en wateroppervlak in een meetstation bij een bepaalde bovenafvoer

ΔS_2 = momentane verschil (gemiddeld over een eb- of vloedcyclus) in zoutgehalte tussen bodem en oppervlak in hetzelfde meetstation en bij gelijke bovenafvoer -

h = waterdiepte (m)

$T_{0,5}$ = tijdsduur van een $\frac{1}{2}$ getijdycclus (s)

t_a = versnellingsduur van een getijstroom (s)

L = stroomweglengte = $\int \bar{u} dt$ (m)

p = porositeit $T_{0,5}$

\bar{u}	= gemiddelde stroomsnelheid	(m/s)
D_m	= gemiddelde korreldiameter over de waterdiepte en een $\frac{1}{2}$ getijcyclus	(m)
ν_o	= kinematische viscositeit bij $T = 0^\circ \text{ C}$ en $S = 0/00$	(m^2/s)
ν	= kinematische viscositeit	(m^2/s)
ρ_s	= dichtheid van het sediment	(kg/m^3)

Grondslag

Volgens Christiansen mag het sedimenttransport in niet-permanente stromingsomstandigheden niet worden opgevat als een éénduidige functie van de stroomsnelheid als gevolg van de optredende faseverschuiving tussen de concentratie en de stroomsnelheid voor fijn materiaal. Om de belangrijke invloed van de stromingsintensiteit toch te benutten geeft Christiansen het sedimenttransport als functie van de over een $\frac{1}{2}$ getijcyclus geïntegreerde stroomsnelheid. Op deze wijze wordt ook de invloed van de stromingsduur op de grootte van de concentraties in rekening gebracht. Ook de invloed van de temperatuur op de bezinksnelheid en de invloed van variaties in zoutgehalte op de turbulente menging worden verdisconteerd. De vorm van de formule is ontstaan door dimensie-analyse.

Toepasbaarheid

De formule van Christiansen is gebaseerd op stroomsnelheids- en concentratiemetingen in 26 meetstations in het Elbe-estuarium. Per meetstation werden gedurende een getijcyclus ca. 42 metingen verricht (alleen bij springtij en een windkracht kleiner dan 4). De sedimentconcentraties zijn verkregen door gedurende 8 minuten een volume van 180 liter water af te zuigen en daarvan het sedimentvolume te bepalen (centrifugeren). De transportformule geldt voor sediment met een gemiddelde korreldiameter (gemiddeld over de waterdiepte en een $\frac{1}{2}$ getijcyclus) tussen de 35 μm en 110 μm , waterdiepten tussen de 10 en 20 meter en een watertemperatuur tussen 0 en 18 $^\circ \text{ C}$.

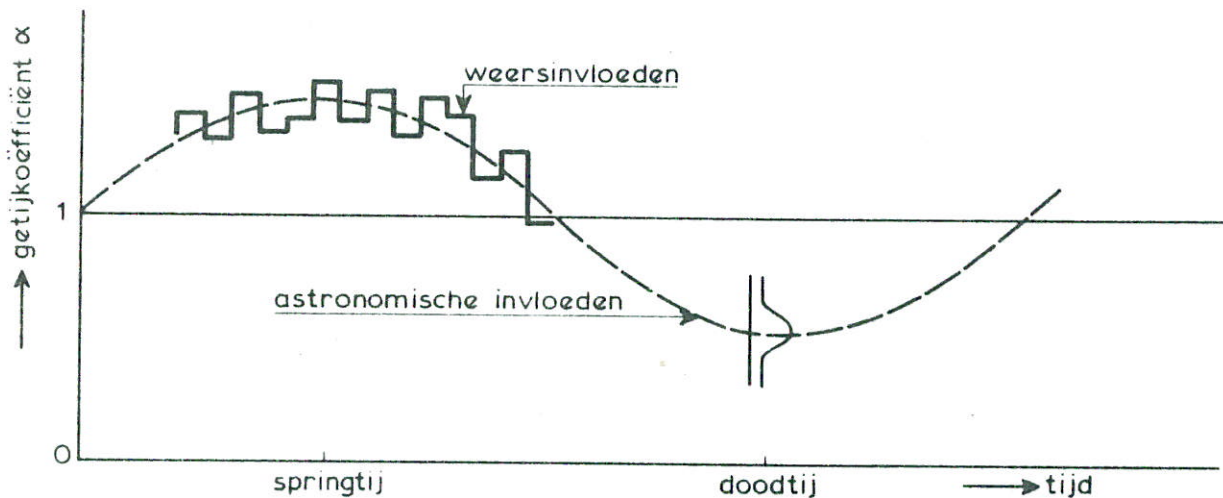
Nauwkeurigheid

Toetsing van de transportformule aan andere estuaria (ca. 50 meetstations in de Ems, Weser, Eider en Graadijb) gaf als resultaat dat in 80% van de gevallen de verhouding tussen het voorspelde en berekende transport tussen een $\frac{1}{2}$ en 2 lag. Verder moet worden opgemerkt dat bij het verwerken van de metingen de concentratievertikalen niet tot aan het bed zijn geëxtrapoleerd. Dit betekent dat het transport over de onderste 0,4 m verwaarloosd is. Ook het bodemtransport is niet in rekening gebracht. Hierdoor kan de formule van Christiansen in feite niet als een formule van het totaal transport worden gekwalificeerd.

2 Maatgevend getij voor sedimenttransport

2.1 Inleiding

Het horizontale (\bar{u}) en verticale (ΔH) getij varieert in de tijd om een gemiddelde waarde: het gemiddeld getij. Deze tijdsafhankelijke variatie met als kenmerkende extremen: springtij en doottij worden voornamelijk veroorzaakt door astronomische invloeden. Daarnaast spelen ook weersinvloeden een rol, die een duidelijk onregelmatig karakter hebben. Het gezamenlijke effect kan worden weergegeven met behulp van getijcoëfficiënten (zie figuur c).



Figuur c: 14-daagse variatie van de getijcoëfficiënt (springtij-dootij cyclus)

Voor het gemiddeld transport van niet-kohesief sediment is het gemiddeld getij niet maatgevend. De hogere stroomsnelheden tijdens springtij zullen een relatief hoge bijdrage leveren in de hoeveelheid sediment getransporteerd gedurende een springtij-dootij cyclus. Om dit effect te verdiskonteren en een voor het sedimenttransport maatgevend getij te verkrijgen moeten de stroomsnelheden van het gemiddeld getij worden vermenigvuldigd met een transportcoëfficiënt (β). Bij de volgende beschouwing wordt verondersteld dat:

- het sedimenttransport een éénduidige machtsfunctie van de gemiddelde stroomsnelheid is ($s = f(\bar{u}^b)$),
- de getijcoëfficiënten (α) van het horizontale en verticale getij gelijk zijn (ofwel een lineair verband tussen \bar{u}_{\max} en ΔH).

2.2 Maatgevend getij voor het sedimenttransport

2.2.1 Astronomische invloeden

Gemiddeld getij (eb-vloed cyclus)

Voor een sinusvormig horizontaal getij geldt:

$$\bar{u}_g = \alpha \hat{u}_g \sin \omega_g t \quad (2.1)$$

waarin:

\bar{u}_g = gemiddelde stroomsnelheid op tijdstip t

\hat{u}_g = maximale stroomsnelheid

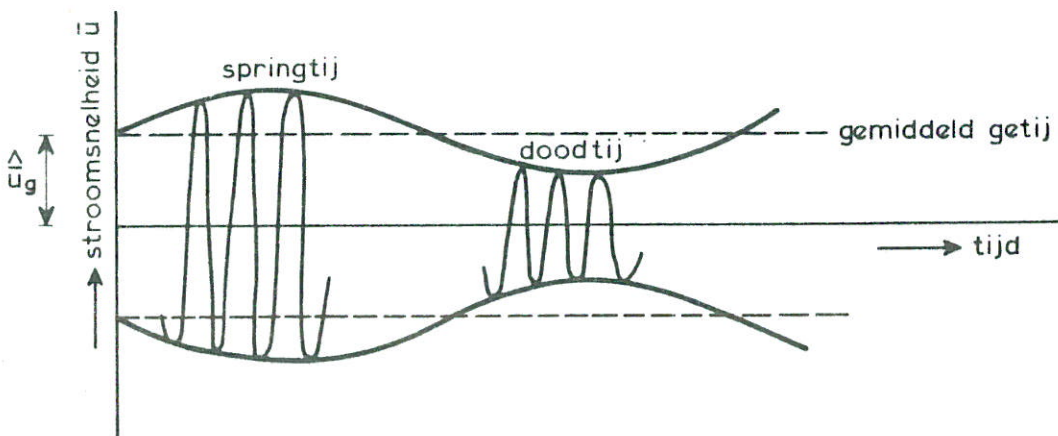
$\omega_g = 2\pi/T_g$

T_g = gemiddelde duur van eb-vloed cyclus ($\approx 12,5$ uur)

α = getijcoëfficiënt = 1

Springtij-doodtij cyclus

De variatie van het horizontale getij (\bar{u}) om het gemiddeld getij als gevolg van astronomische invloeden wordt geacht een sinusvormige cyclus van ca. 14,75 etmalen te hebben (zie figuur d).



Figuur d: Verloop van de stroomsnelheid tijdens een springtij-doodtij cyclus

Voor de maximale stroomsnelheid \hat{u} op tijdstip τ (zie ook figuur d) geldt:

$$\hat{u} = \alpha \hat{u}_g \quad (2.2)$$

waarin:

α = getijcoëfficiënt op tijdstip τ

\hat{u}_g = maximale stroomsnelheid van het gemiddeld getij

Voor de getijcoëfficiënt α geldt:

$$\alpha = 1 + \hat{\alpha} \sin \omega_{s,d} \tau \quad (2.3)$$

waarin:

$\hat{\alpha}$ = maximale getijcoëfficiënt

$\omega_{s,d} = 2\pi/T_{s,d}$

$T_{s,d}$ = gemiddelde duur van een springtij-doodtij cyclus ($\approx 14,75$ etmalen)

De transportcoëfficiënt β_a en daarmee het maatgevend getij van het sedimenttransport als gevolg van astronomische invloeden kan worden bepaald uit:

$$(\beta_a \hat{u}_g)^b = \frac{1}{T_{s,d}} \int_{T_{s,d}} (\hat{u})^b d\tau = \frac{1}{T_{s,d}} \int_{T_{s,d}} (\alpha \hat{u}_g)^b d\tau \quad (2.4)$$

Dit geeft:

$$(\beta_a)^b = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (1 + \hat{\alpha} \sin \omega\tau)^b d(\omega\tau) \quad (2.5)$$

Dus $\beta_a = f(\hat{\alpha}, b)$

$$\text{Voor } b=3: \beta_a = \left\{ 1 + 3/2(\hat{\alpha})^2 \right\}^{1/3}$$

$$\text{Voor } b=4: \beta_a = \left\{ 1 + 3(\hat{\alpha})^2 + 3/8(\hat{\alpha})^4 \right\}^{1/4}$$

$$\text{Voor } b=5: \beta_a = \left\{ 1 + 5(\hat{\alpha})^2 + 15/8(\hat{\alpha})^4 \right\}^{1/5}$$

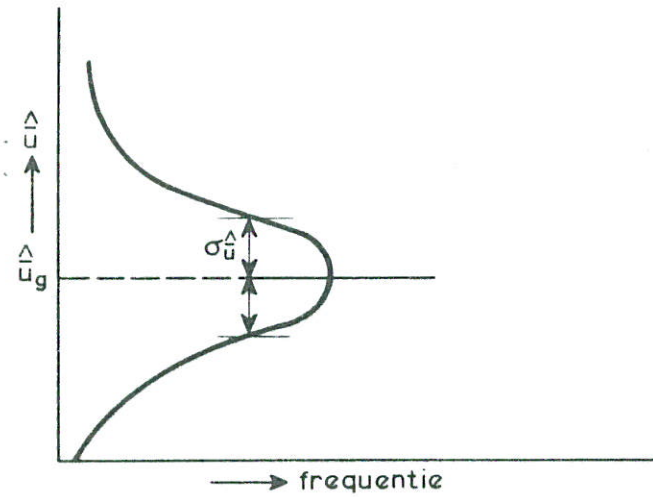
$$\text{Voor } b=6: \beta_a = \left\{ 1 + 7,5(\hat{\alpha})^2 + 45/8(\hat{\alpha})^4 + 5/16(\hat{\alpha})^6 \right\}^{1/6}$$

In figuur 1 is de transportcoëfficiënt β_a als functie van $\hat{\alpha}$ en b grafisch weergegeven.

2.2.2 Weersinvloeden

Verondersteld wordt dat de maximale stroomsnelheden van het gemiddeld getij nor-

maal verdeeld zijn (zie figuur e)



Figuur e: Verdelingsfunctie voor de maximale stroomsnelheden van het gemiddeld getij

De verdelingsfunctie luidt:

$$f(\hat{u}) = \frac{1}{\sigma_{\hat{u}} \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\hat{u}-\hat{u}_g)^2}{2(\sigma_{\hat{u}})^2}} \quad (2.6)$$

Stel:

$$x = \frac{\hat{u}-\hat{u}_g}{\hat{u}_g} \quad \text{en} \quad \sigma = \frac{\sigma_{\hat{u}}}{\hat{u}_g}$$

Dit geeft:

$$f(x) = \frac{1}{\hat{u}_g \sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} \quad (2.7)$$

De kans (= frequentie van optreden) dat $\hat{u}_1 < \hat{u} < \hat{u}_2$ of $x_1 < x < x_2$ is:

$$F(\hat{u}) = \int_{\hat{u}_1}^{\hat{u}_2} f(\hat{u}) d\hat{u} = \int_{x_1}^{x_2} f(x) dx = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{x_1}^{x_2} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} dx \quad (2.8)$$

De transportcoëfficiënt β_w voor het in rekening brengen van weersinvloeden volgt uit:

$$(\beta_w \hat{u}_g)^b = \int_{\hat{u}_1}^{\hat{u}_2} (\hat{u})^b F(\hat{u}) d\hat{u} \quad (2.9)$$

Dit geeft:

$$(\beta_w)^b = \frac{1}{(\hat{u}_g)^b} \int_{x_1}^{x_2} (\hat{u}_g)^b (1+x)^b f(x) dx = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{x_1}^{x_2} (1+x)^b e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} dx \quad (2.10)$$

Dus:

$$(\beta_w) = f(b, \sigma)$$

De transportcoëfficiënt β_w is voor diverse waarden van b en σ met behulp van numerieke integratie (Simpson-regel) bepaald. Als integratiegrenzen is 4-maal de standaardafwijking ($\pm 4\sigma$) genomen. De resultaten zijn weergegeven in figuur 2.

2.2.3 Astronomische- en weersinvloeden

Het maatgevend getij van het sedimenttransport als gevolg van (regelmatige) astronomische en (onregelmatige) weersinvloeden kan worden bepaald door het gemiddeld getij te vermenigvuldigen met een transportcoëfficiënt (β), waarvoor geldt:

$$\beta = \beta_a \beta_w \quad (2.11)$$

In bovenstaande beschouwingen worden de getijcoëfficiënten verondersteld te variëren volgens een sinusvormige verdeling voor de astronomische invloeden met daarop gesuperponeerd een normale verdeling voor de weersinvloeden. In wezen is dit een zeer eenvoudige schematisatie van de werkelijkheid, mede gezien ook de verwaarlozing van de getijcomponenten met zeer lange perioden. Bovendien zal het in de praktijk moeilijk zijn om de diverse invloeden te scheiden. Dit maakt het zinvol om te onderzoeken of de variatie van de getijverschillen om het gemiddeld getij ten gevolge van astronomische- en weersinvloeden wellicht volledig te beschrijven zijn met een normale verdeling. Hiervoor zullen dan wel getijregistraties over lange perioden noodzakelijk zijn. Bij gegeven standaardafwijking (σ) volgt de uiteindelijke transportcoëfficiënt (β) dan alleen uit figuur 2.

Waargenomen getijverschillen gedurende één jaar (1968) te Vlietepolder (Oosterschelde) tonen aan dat een normale verdeling voor de Oosterschelde een redelijke beschrijving geeft. De standaardafwijking voor deze specifieke situatie bedroeg ca. 0,15.

Literatuur

Ackers, P. en White, W.R., 1973,
Sediment transport: New approach and analysis,
Journal of the Hydraulic Division, A.S.C.E., Hy 11

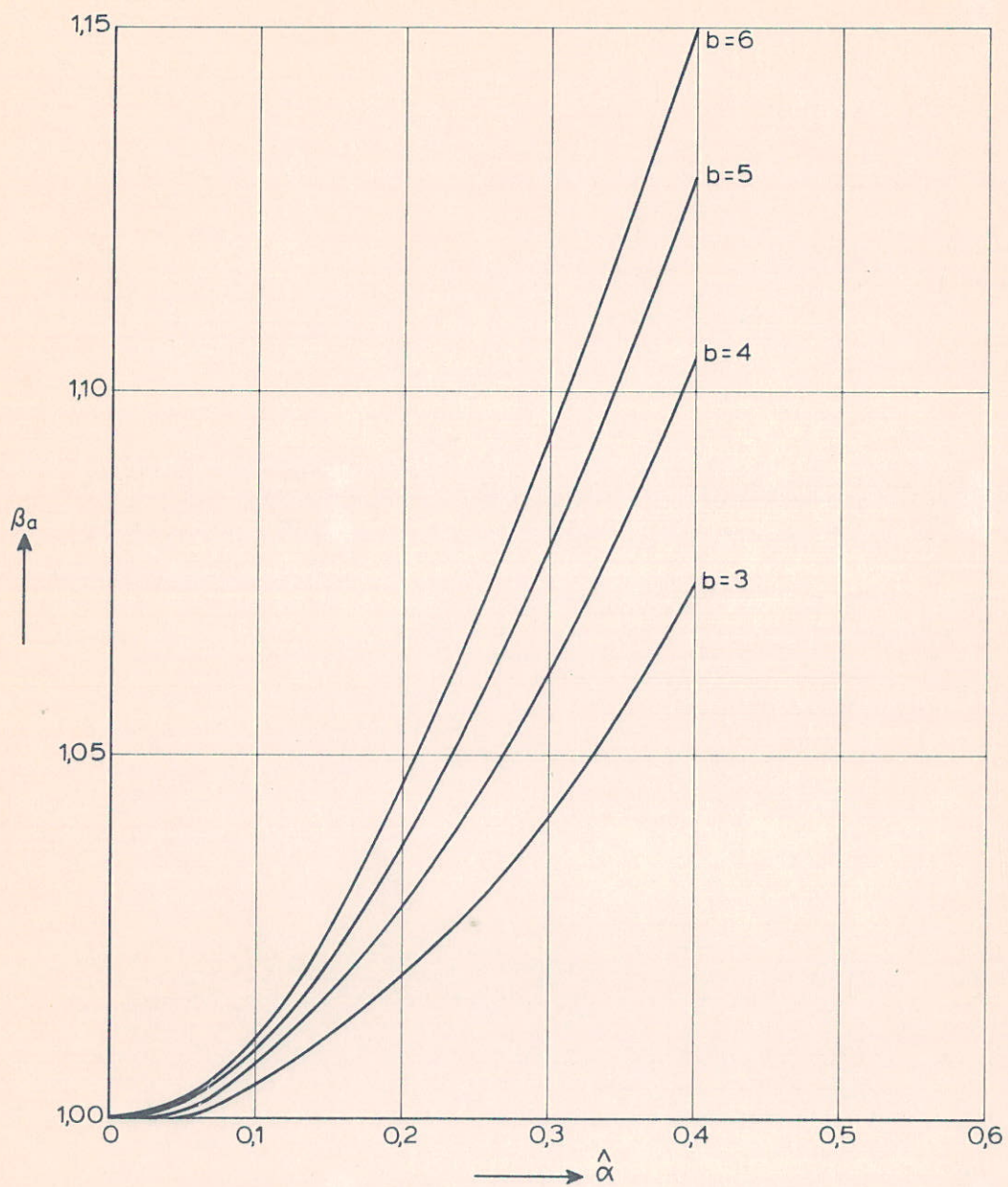
Christiansen, H., 1974,
Über den Transport suspendierter Feststoffe in Ästuarien,
Hamburger Küsten Forschung (Heft 28)

Engelund, F. en Hansen, E., 1967,
A monograph on sediment transport in alluvial streams,
Teknisk Forlag, Copenhagen

Hydraulic Research Station Wallingford, 1973,
Sediment transport: an appraisal of available methods,
Int. 119, Wallingford

Yang, C.T., 1973
Incipient motion and sediment transport,
Journal of the Hydraulic Division, A.S.C.E., vol. 90, Hy 10

Thorn, M., 1975
Deep tidal flow over a fine sand bed,
I.A.H.R., Sao Paulo

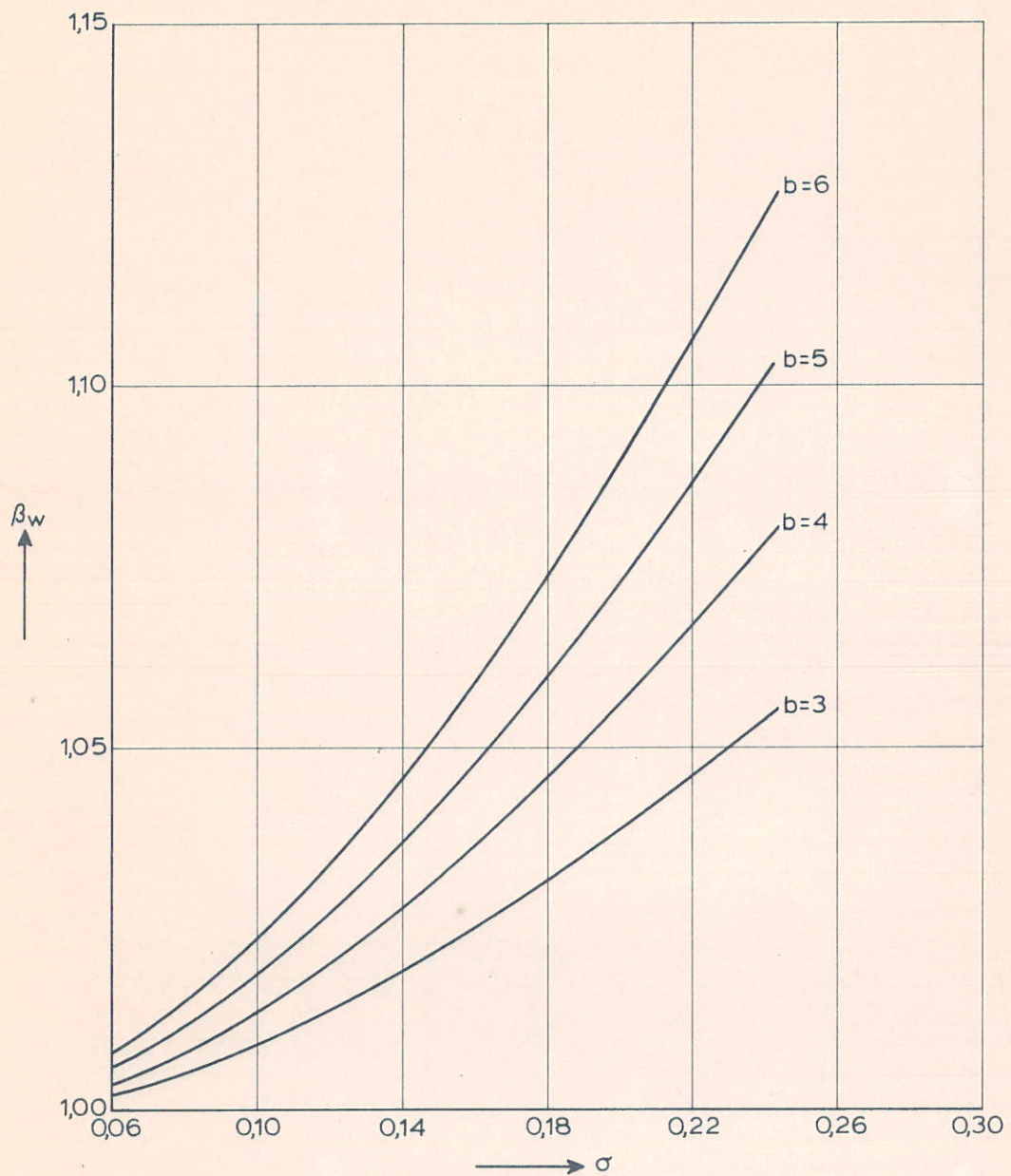


β_a = transportkoefficiënt ten gevolge van astronomische invloeden

$\hat{\alpha}$ = maximale getijkoëfficiënt in de springtij - doodtij - cyklus

b = exponent van de stroomsnelheid in transportformule

VERLOOP VAN DE TRANSPORTKOEFFICIENT β_a



β_w = transportkoefficiënt ten gevolge van weersinvloeden

σ = standaardafwijking van de frequentie verdeling van de maximale stroomsnelheden van het gemiddeld getij (als gevolg van weersinvloeden)

b = exponent van de stroomsnelheid in de transportformule

VERLOOP VAN DE TRANSPORTKOEFFICIENT β_w

