



Vlaanderen
is wetenschap

13_103_12
WL rapporten

Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid

WP 4.2 Gevoeligheidsstudie

DEPARTEMENT
MOBILITEIT &
OPENBARE
WERKEN

waterbouwkundiglaboratorium.be

Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid

WP 4.2 Gevoeligheidsstudie

Brouwer, R.L.; Schramkowski, G.P

Juridische kennisgeving

Het Waterbouwkundig Laboratorium is van mening dat de informatie en standpunten in dit rapport onderbouwd worden door de op het moment van schrijven beschikbare gegevens en kennis.

De standpunten in deze publicatie zijn deze van het Waterbouwkundig Laboratorium en geven niet noodzakelijk de mening weer van de Vlaamse overheid of één van haar instellingen.

Het Waterbouwkundig Laboratorium noch iedere persoon of bedrijf optredend namens het Waterbouwkundig Laboratorium is aansprakelijk voor het gebruik dat gemaakt wordt van de informatie uit dit rapport of voor verlies of schade die eruit voortvloeit.

Copyright en wijze van citeren

© Vlaamse overheid, Departement Mobiliteit en Openbare Werken, Waterbouwkundig Laboratorium, 2025

D/2025/3241/243

Deze publicatie dient als volgt geciteerd te worden:

Brouwer, R.L.; Schramkowski, G.P (2025). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid: WP 4.2 Gevoeligheidsstudie. Versie 4.0. WL Rapporten, 13_103_12. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen

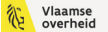
Overname uit en verwijzingen naar deze publicatie worden aangemoedigd, mits correcte bronvermelding.

Documentidentificatie

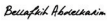
Opdrachtgever:	Vlaams-Nederlandse Scheldec commissie (VNSC)	Ref.:	WL2025R13_103_12
Trefwoorden (3-5):	Getij, zout, sedimenttransport, estuaria		
Kennisdomeinen:	Sediment > Cohesief sediment > Numerieke modelleringen Sediment > Sedimenttransport > Numerieke modelleringen Sediment > Bovenafvoer > Numerieke modelleringen		
Tekst (p.):	36	Appendices (p.):	0
Vertrouwelijk:	Nee	☒ Online beschikbaar	

Auteur(s):	Brouwer, R.L.; Schramkowski, G.P
------------	----------------------------------

Controle

	Name	Handtekening
Revisor(en):	Plancke, Y.	Getekend door: Yves Plancke (Signature) Getekend op: 2025-12-16 14:47:42 +01:0 Reden: Ik keur dit document goed  
Projectleider:	Schramkowski, G.P.	Dr. George P. Schramkowski  Digitaal ondertekend door Dr. George P. Schramkowski Datum: 2025.10.20 11:12:19 +02'00'

Goedkeuring

Afdelingshoofd:	Bellafkih, A.	Getekend door: Bellafkih Abdelkarim Getekend op: 2025-10-20 12:11:57 +02:0 Reden: Ik keur dit document goed  
-----------------	---------------	---

Abstract

In dit rapport wordt de invloed van turbulente damping op waterbeweging en sedimentverdeling besproken. Turbulente damping treedt bij hoge concentraties op en manifesteert zich doordat de stratificatie van de sedimentkolom een dempende invloed heeft op verticale uitwisseling (viscositeit en diffusiviteit) en bodemwrijving. Binnen het geformuleerde model wordt turbulente damping bepaald door de relatieve ruwheidshoogte z_0^* . De sedimentconcentratie wordt daarnaast ook bepaald door de maximale erodeerbaarheid $\hat{M}$ die in een voorgaand rapport (Schramkowski en Brouwer, 2025) is geïntroduceerd.

Kalibratie van het Scheldemodel geeft dat in de huidige situatie $z_0^* = 0.0015$ en $\hat{M} = 2 \times 10^{-5}$. De gevonden residuele sedimentconcentratie langsheen het bekken komt goed overeen met de mediane verdeling op basis van OMES-data.

Het model wordt vervolgens gebruikt om de gevoeligheid van waterbeweging en sedimentdynamica voor bekkenlengte, ruwheidshoogte en erodeerbaarheid te onderzoeken. Bij inkorting van het bekken komt het systeem dichter bij resonantie waardoor het getij achterin het bekken wordt versterkt. Bij verhoging van de ruwheidshoogte neemt de getijamplitude af. De maximale sedimentconcentratie neemt juist toe bij verlenging van het bekken en hogere ruwheidshoogte. Dit paradoxale verschil met het gedrag van het getij kan worden verklaard uit de mate waarin de ruimtelijke variatie van bodemschuifspanning en relatieve erodeerbaarheid samenvallen. Bij het gevoeligheidsonderzoek voor bekkenlengte en ruwheidshoogte worden geen hypertroebele concentraties ($\gtrsim 1$ g/l) gevonden. Verhoging van de maximale erodeerbaarheid vertaalt zich in een hogere M_4 -getijstroming en geeft hypertroebele concentraties tot ~ 20 g/l als $\hat{M} \gtrsim 2 \times 10^{-4}$ en de afvoer lager is dan ~ 40 m³/s. Deze condities treden op in het meest opwaartse deel van het estuarium (140 – 155 km van Vlissingen).

Op basis van deze bevindingen worden tot slot een aantal vragen geformuleerd die in de toekomst nader moeten worden onderzocht om een beter inzicht te krijgen in de fysische mechanismen die aanleiding kunnen geven tot the optreden van hypertroebele sedimentconcentraties. Dit behelst ook de vraag of the ontstaan van dergelijke situaties al dan niet omkeerbaar is.

Inhoudsopgave

Abstract	III
Lijst van figuren	VII
Lijst van tabellen	IX
1 Inleiding	1
2 Modelbeschrijving	2
2.1 Inleiding	2
2.2 Modelgeometrie	2
2.3 Hydrodynamica	2
2.4 Sedimentconcentratie	4
2.5 Bodempool evolutie	6
3 Oplossingsmethode	7
3.1 Perturbatiemethode	7
3.2 Relatie tussen relatieve erodeerbaarheid en sedimentvoorraad	8
3.3 Sedimenttransport en relatieve erodeerbaarheid	9
3.4 Evenwicht	9
4 Model opzet	10
4.1 Geometrie	10
4.2 Waterstanden	11
4.3 Rivierafvoer	11
4.4 Overige standaard parameters	11
5 Kalibratie	13
5.1 Ruwheidshoogte	13
5.2 Gekalibreerde waterstanden	13
6 Resultaten gekalibreerd Scheldemodel	15
6.1 Horizontale stroomsnelheden	15
6.2 Sedimentconcentratie	15
6.3 Dempingsfuncties	17
7 Modelresultaten gevoeligheidsanalyse	19
7.1 Bekkenlengte L	19
7.1.1 Waterstanden	19
7.1.2 Horizontale stroomsnelheden	20
7.1.3 Sedimentconcentratie	20
7.1.4 Samenvatting	22
7.2 Dimensieloze ruwheidshoogte z_0^*	23
7.2.1 Waterstanden	23
7.2.2 Horizontale stroomsnelheden	23
7.2.3 Sedimentconcentratie	24
7.2.4 Samenvatting	25
7.3 Erosieparameter $\hat{M}$	26

7.3.1	Waterbeweging	26
7.3.2	Sedimentconcentratie.....	26
7.3.3	Transportcontributies	27
7.3.4	Invloed van turbulentiedemping door sedimentstratificatie	28
7.3.5	Invloed van hindered settling	28
7.3.6	Samenvatting.....	29
8	Samenvatting en conclusies	31
8.1	Kalibratie	31
8.2	Resultaten van de gevoeligheidsstudie	31
8.2.1	Bekkenlengte.....	31
8.2.2	Relatieve ruwheidshoogte	32
8.2.3	Maximale erodeerbaarheid	32
8.3	Openstaande vragen	32
	Referenties	34

Lijst van figuren

Figuur 1	Geometrie van het getijbekken zoals gebruikt in het geïdealiseerde model: (a) zijaanzicht, (b): bovenaanzicht.	2
Figuur 2	Grafische representatie van de functionele relatie $f(\tilde{S})$. Voor verdere informatie zie tekst.....	8
Figuur 3	Het Schelde estuarium.....	10
Figuur 4	Data en gladde fits van de geometrie van de Schelde.	10
Figuur 5	Jaarlijkse, winter en zomer mediaanwaarden van de rivierafvoer te Melle tussen 1971 en 2016. De stippellijnen geven de gemiddelde waarde over de gehele periode weer.	11
Figuur 6	Gekalibreerde amplitude van het waterniveau (leidende en eerste orde) voor de Schelde in 2009.....	14
Figuur 7	Gekalibreerde fase van het waterniveau (leidende en eerste orde) voor de Schelde in 2009.....	14
Figuur 8	Amplitude van de diepte-geïntegreerde horizontale stroomsnelheid, opgesplitst in verschillende getijcomponenten, over de gehele lengte van het Scheldebekken. De gekleurde cirkels geven de waarnemingen aan.	15
Figuur 9	Amplitude van de sedimentconcentratie aan het wateroppervlak, opgesplitst in verschillende getijcomponenten, over de gehele lengte van het Scheldebekken. De turquoise cirkels geven voor specifieke locaties in de Schelde de mediaanwaarden van het jaar 2009 weer uit de OMES dataset (Maris en Meire, 2016).	16
Figuur 10	a) Verticaal 2D-profiel van de amplitude van de getijgemiddelde sedimentconcentratie en b) de relatieve erodeerbaarheid langs het gehele bekken voor de Schelde in 2009.....	16
Figuur 11	Contributies van verschillende transportmechanismen aan het sedimenttransport voor de Schelde in 2009.	17
Figuur 12	Dampingsfuncties (df) voor a) A_v , b) K_v en c) s_f en d) het subtidaal Richardson-getal voor de Schelde in 2009.	17
Figuur 13	Amplitude en fase van de M_2 -waterstanden voor een bekkenlengte die varieert tussen 100 km en 175 km.	19
Figuur 14	Amplitude en fase van de M_4 -waterstanden voor een bekkenlengte die varieert tussen 100 km en 175 km.	20
Figuur 15	Amplitude en fase van de diepte-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_2 -getij voor een bekkenlengte die varieert tussen 100 km en 175 km.	20
Figuur 16	Amplitude en fase van de diepte-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_4 -getij voor een bekkenlengte die varieert tussen 100 km en 175 km.	21
Figuur 17	a) Diepte- en getij-gemiddelde concentratie en b) ETM locatie als functie van de bekkenlengte en de rivier km.	21
Figuur 18	a) Getijgemiddelde bodemschuifspanning en b) de erodeerbaarheid als functie van de bekkenlengte en de rivier km.	21
Figuur 19	a) Maximale getij-gemiddelde oppervlakteconcentratie en b) bijbehorende ETM locatie als functie van de bekkenlengte en de rivierafvoer.	22
Figuur 20	Amplitude en fase van de M_2 -waterstanden voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.	23
Figuur 21	Amplitude en fase van de M_4 -waterstanden voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.	23
Figuur 22	Amplitude en fase van de diepte- en getij-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_2 -getij voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.	24
Figuur 23	Amplitude en fase van de dieptegemiddelde, horizontale snelheid van het M_4 -getij voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.	24
Figuur 24	a) diepte- en getij-gemiddelde concentratie en b) ETM locatie voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.	25
Figuur 25	a) Getijgemiddelde bodemschuifspanning en b) de erodeerbaarheid als functie van de dimensieloze ruwheidshoogte en de rivier km.	25

Figuur 26	a) Maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie en b) bijbehorende ETM locatie als functie van de dimensieloze ruwheidshoogte en rivierafvoer.	26
Figuur 27	Amplitude en fase van de diepte- en getij-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_4 -getij voor variërende erosieparameter.....	27
Figuur 28	a) Maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie en b) bijbehorende ETM locatie als functie van de erosieparameter en de rivierafvoer.....	27
Figuur 29	a) Maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie en b) erodeerbaarheid als functie van de rivierafvoer en de rivier km bij $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$	28
Figuur 30	Contributies van de verschillende transportmechanismen aan het sedimenttransport voor a) $Q = 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $\hat{M} = 2 \cdot 10^{-5}$, b) $Q = 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$ en c) $Q = 50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$	29
Figuur 31	a) Maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie en b) erodeerbaarheid als functie van de rivierafvoer en de rivier km, zonder turbulentiedemping door sedimentstratificatie.	30

Lijst van tabellen

Tabel 1	Standaard parameterwaarden van het gekalibreerde Scheldemodel.	12
Tabel 2	Kalibratiewaarden voor z_0^* voor de Schelde uit 2009 voor verschillende combinaties van de parameterwaarden. De rij met de grijze kleur geeft de kalibratie weer voor de standaard parameterwaarde en variërende rivierafvoer. De z_0^* -waarde in rood wordt gebruikt als ruwheidshoogte in het resterende gedeelte van het rapport.	13

1 Inleiding

Dit rapport betreft de oplevering van deliverable 4.2 van WL-project 13_103 “Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid”.

Binnen dit project is het geïdealiseerde proces-gebaseerd model iFlow ontwikkeld waarmee de breedtegemiddelde (2DV) waterbeweging en sedimentdynamica in een getijgedomineerd estuarium kan worden beschreven (Dijkstra *e.a.*, 2017). Hiertoe is eerst een hydrodynamisch model voor de Schelde tussen Vlissingen en Gentbrugge geformuleerd (Brouwer *e.a.*, 2017, hierna rapport 1.3). Vervolgens is dit model uitgebreid met een sedimentmodule waarmee de sedimentverdeling langsheen het estuarium wordt verkregen middels een evenwichtsaanname (Brouwer en Schramkowski, 2022, hierna rapport 1.4). Deze verdeling verandert niet op de subtidale tijdschaal en geldt derhalve enkel indien de externe forcering (harmonisch getij en rivierafvoer) niet varieert. In Brouwer en Schramkowski, 2024 (hierna rapport 1.5) is dit model verder ontwikkeld zodat ook de subtidale evolutie van het sediment (door b.v. variabele rivierafvoer) kan worden beschreven.

In het voorgaande rapport (Schramkowski en Brouwer, 2025, hierna rapport 4.1) is het effect van hindered settling op de sedimentverdeling in de Schelde onderzocht. Dit effect houdt in dat sediment bij hogere concentraties minder snel uitzakt zodat de depositieflux bij gegeven hydraulische condities lager is. Binnen een kolommodel (dwz. bij verwaarlozing van horizontaal sedimenttransport) betekent dit dat er bij relatief lage erosieflux ook een hooggeconcentreerde (hypertroebele) verticale sedimentverdeling kan optreden in plaats van de meer gangbare situatie met een lage concentratie die schaaft met de bodemschuifspanning. Welke van deze twee situaties lokaal zal optreden hangt in het 2DV model af van de rivierafvoer Q en de maximale dimensieloze erodeerbaarheid $\hat{M}$. Concreet treedt hypertroebelheid op als de afvoer voldoende laag is ($Q \lesssim 17 \text{ m}^3/\text{s}$) en de erodeerbaarheid voldoende hoog ($\hat{M} \gtrsim 4.4 \times 10^{-4}$). Deze hypertroebele toestand is echter omkeerbaar en verdwijnt weer als de afvoer toeneemt. Aangezien voor de actuele Schelde geldt dat $\hat{M} \lesssim 5 \times 10^{-5}$ wordt op basis van deze bevindingen in de huidige situatie geen hypertroebelheid gevonden.

In dit rapport wordt gekeken naar de invloed van hoge sedimentconcentraties op de waterbeweging en de opwerveling van sediment middels het effect van *turbulente damping*. Turbulente damping treedt op bij hoge sedimentconcentraties en laat haar effect gelden door stratificatie van de waterkolom tgv de verticale verdeling van gesuspendeerd sediment. Turbulente damping geeft aanleiding tot verlaging van verticale viscositeit, verticale diffusiviteit en bodemwrijving.

Effecten van hindered settling worden in dit rapport niet meegenomen. Daarnaast kan het iFlow-model met turbulente damping momenteel enkel evenwichtssedimentverdelingen beschrijven waarbij de concentratie niet verandert op de subtidale tijdschaal. Derhalve worden de resultaten in dit rapport gezien in functie van een willekeurige, maar constante rivierafvoer. Met het onderhavige model wordt de gevoeligheid van de waterbeweging en de horizontale sedimentverdeling voor veranderingen in de bekkenlengte, de bodemruwheid en de erodeerbaarheid onderzocht.

Dit rapport is als volgt ingedeeld. In Hoofdstuk 2 wordt het model met turbulente damping geformuleerd en in Hoofdstuk 3 wordt de wiskundige methode besproken waarmee de modelvergelijkingen worden opgelost. Vervolgens komt in Hoofdstuk 4 de opzet van het Scheldemodel aan de orde. De kalibratie van het Scheldemodel en een bespreking van het gecalibreerde model vinden in Hoofdstuk 5 resp. Hoofdstuk 6 plaats. In Hoofdstuk 7 worden de resultaten van de gevoeligheidsstudie gepresenteerd. Tot slot worden in Hoofdstuk 8 de belangrijkste conclusies opgelijst en een aantal resterende open vragen vermeldt.

2 Modelbeschrijving

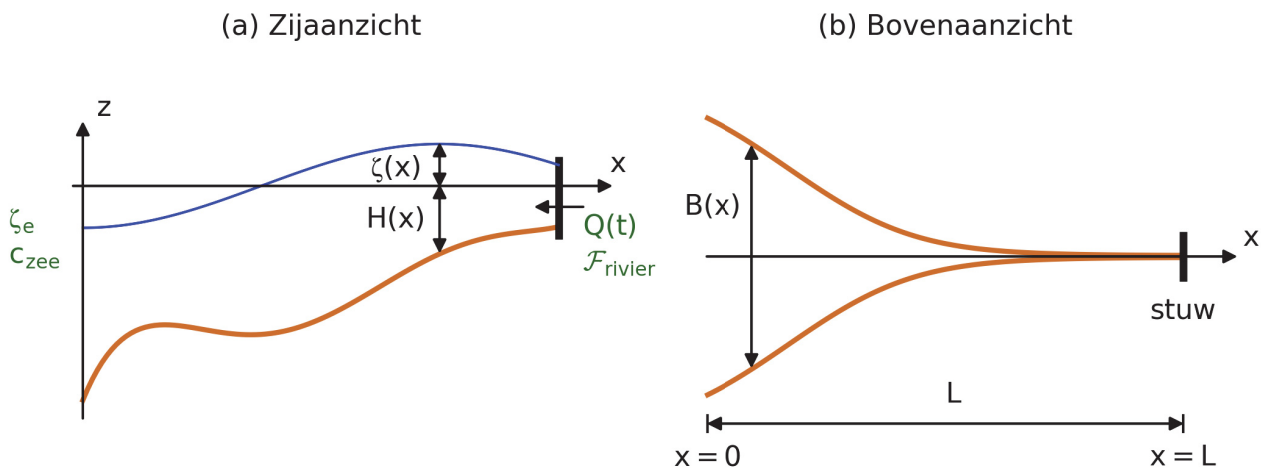
2.1 Inleiding

In dit hoofdstuk zal in het kort het 2DV sedimentmodel, dat is opgenomen in het iFlow modelpakket v2.4 (Dijkstra *e.a.*, 2017), samen met de uitbreidingen voor het variëren van de sedimentconcentraties op de lange tijdschaal (rapport 1.5; Brouwer *e.a.*, 2018) en de afhankelijkheid van de turbulentie voor de stratificatie van het sediment, worden beschreven. Daaraan voorafgaand zullen eerst de gebruikte modelgeometrie en de hydrodynamische module beknopt worden beschreven. Voor meer detail hierover wordt verwezen naar rapporten 1.3 en 1.4.

2.2 Modelgeometrie

Het twee-dimensionale breedtegemiddelde (2DV) model maakt gebruik van een geschematiseerde weergave van de geometrie van een estuarium. De geometrie is die van een recht kanaal met lengte L en een variërend langsverloop van bodemdiepte $H(x)$ en breedte $B(x)$ (zie Fig. 1). Deze grootheden variëren geleidelijk op een lengteschaal vergelijkbaar met de bekkenlengte L . De zijwanden van het bekken zijn verticaal zodat er geen getijplaten (droogval) worden meegenomen. De zeewaartse rand bevindt zich op $x = 0$ terwijl ter hoogte van de opwaartse rand ($x = L$) een stuw is gelokaliseerd die een tijdsvariërende afvoer $Q(t)$ onderhoudt. Zijrivieren worden in de huidige aanpak niet meegenomen.

Er wordt aangenomen dat de waterbeweging in het estuarium getijgedomineerd is en dat de bijdrage van de rivierafvoer relatief klein is. Bovendien worden windeffecten verwaarloosd.



Figuur 1 – Geometrie van het getijbekken zoals gebruikt in het geïdealiseerde model: (a) zijaanzicht, (b): bovenaanzicht.

2.3 Hydrodynamica

Het hydrodynamische model berekent de breedtegemiddelde waterstand $\zeta(x, t)$ en de horizontale en verticale stroomsnelheid ($u(x, z, t)$ resp. $w(x, z, t)$) uit de breedte-gemiddelde ondiepwater vergelijkingen. De effecten

van de aardrotatie (Coriolis) worden verwaarloosd en we nemen aan dat de dichtheidsvariaties klein zijn ten opzichte van de gemiddelde dichtheid, zodat de Boussinesq benadering gebruikt kan worden. Verder wordt een hydrostatische balans aangenomen en modelleren we de barocliene druk door een voorgeschreven (i.e. diagnostisch) tijdsafhankelijk zoutveld dat uniform verdeeld is in de verticaal. Verticale menging is constant in diepte en tijd, maar mag variëren in de langsrichting.

Aan de zeewaartse rand ($x = 0$) wordt een verticaal getij voorgeschreven dat enkel uit een M_2 -en M_4 -component bestaat en is gegeven door

$$\zeta_e = A_{M_2} \cos(\sigma t) + A_{M_4} \cos(2\sigma t - \varphi), \quad (1)$$

waarbij A_{M_2} , A_{M_4} , en φ respectievelijk de amplitudes van het vertikale M_2 -en M_4 -getij zijn en φ hun faseverschil. De grootte $\sigma \sim 1.4 \times 10^{-4} \text{ rad s}^{-1}$ is de hoekfrequentie van het M_2 -getij.

Aan de opwaartse rand ($x = L$) wordt een rivierafvoer voorgeschreven die kan variëren op een tijdschaal die groter is dan de M_2 -getijperiode. Deze voorwaarde kan worden uitgedrukt als

$$\int_{-H}^{R+\zeta} B(L)u(L, z, t) dz = -\langle Q(t) \rangle, \quad (2)$$

waarbij $\langle \cdot \rangle$ tijdsmiddeling over een M_2 -getijperiode betekent en het minteken aangeeft dat de rivierafvoer zeewaarts is gericht. Het referentieniveau R is een schatting van het lokale, gemiddelde waterniveau, zodanig dat $H + R$ altijd positief is. Het geeft een goede benadering van de gemiddelde waterdiepte, voornamelijk in ondiepe delen waar de gemiddelde waterstand boven gemiddelde zeeniveau ($z = 0$) van dezelfde orde is als de waterdiepte.

Er wordt aangenomen dat er geen schuifspanning wordt uitgeoefend op het wateroppervlak terwijl de kinematische schuifspanning op de bodem lineair is gerelateerd aan de bodemsnelheid via de zgn. *partial slip* conditie welke als volgt luidt

$$A_v u_z(x, -H, t) = s_f u(x, -H, t). \quad (3)$$

Hier is A_v de verticale eddy viscositeit en s_f is de wrijvingsparameter die een maat geeft voor de hydraulische ruwheid van de bodem. In tegenstelling tot Dijkstra *e.a.* (2017) en eerdere rapporten (1.3, 1.4 en 1.5), wordt hier turbulentiedemping door sedimentstratificatie meegenomen. Hierbij volgen we de formulering van Dijkstra *e.a.* (2019), die de eddy viscositeit schrijven als

$$A_v = c_{v,1} U(H + R + \zeta) P(\bar{\text{Ri}}). \quad (4)$$

Hier is U de diepte-gemiddelde horizontale snelheid en $c_{v,1}$ is een functie van de dimensieloze ruwheidshoogte, z_0^* , (Dijkstra *e.a.*, 2017)

$$c_{v,1} = 0.16 \left((1 + z_0^*) \ln \left(\frac{1}{z_0^*} + 1 \right) - 1 \right)^{-2}. \quad (5)$$

De functie P is de dempingsfunctie volgens Munk en Anderson (1948) en is gedefinieerd als

$$P(\bar{\text{Ri}}) = (1 + 10\bar{\text{Ri}})^{-1/2}, \quad (6)$$

waarbij het diepte-gemiddelde gradiënt Richardson-getal, $\bar{\text{Ri}}$, bepaald wordt door een Taylor expansie aan het wateroppervlak:

$$\bar{\text{Ri}} = \frac{1}{H + R} \int_{-H}^R \text{Ri} dz + \frac{\zeta}{H + R} \left(\text{Ri}(z = R) - \frac{1}{H + R} \int_{-H}^R \text{Ri} dz \right). \quad (7)$$

Het lokale en instantane gradiënt Richardson-getal is gedefinieerd als

$$\text{Ri} = -\frac{g\beta_c}{\rho} \frac{c_z}{u_z^2 + u_{z,\min}^2}, \quad (8)$$

waarbij $\beta_c = 0.62$ de conversiefactor van sediment concentratie naar dichtheid is en $u_{z,\min}$ een minimum achtergrond snelheidsgradiënt. Deze laatste grootheid parametrizeert de turbulentieproductie door snelheidscomponenten die niet door het model worden opgelost, zoals de laterale snelheid en stromingen opgewekt door wind.

Vervolgens gebruiken we een truncatie-aanpak, waarbij we Vgl. (4) expanderen rondom het referentieniveau $z = R$ met behulp van een eerste orde Taylor-serie. Dit resulteert in

$$A_v = c_{v,1} \left[\int_{-H}^R u \, dz + \zeta u(z = R) \right] (1 + 10\overline{\text{Ri}})^{-1/2}. \quad (9)$$

De wrijvingsparameter s_f in Vgl. (3) wordt geparametriseerd als

$$s_f = c_{v,3} c_D U \frac{H}{H_0}, \quad (10)$$

waar H_0 de diepte aan de zeewaartse rand is en $c_{v,3}$ een functie is van de ruwheidshoogte en geschreven wordt als

$$c_{v,3} = 0.35 \left((1 + z_0^*) \ln \left(\frac{1}{z_0^*} + 1 \right) - 1 \right)^{-2}, \quad (11)$$

en c_D is de dichtheidsgedreven vermindering van de bodemwrijving volgens Adams en Weatherly (1981) en Wang (2002)

$$c_D = (1 - A \overline{\text{Rf}})^{-2}. \quad (12)$$

Hier is de parameter $A = 5.5$ empirisch bepaald. Het diepte-gemiddelde flux Richardson-getal, $\overline{\text{Rf}}$, is gedefinieerd als

$$\overline{\text{Rf}} = \frac{K_v}{A_v} \overline{\text{Ri}}. \quad (13)$$

In het bovenbeschreven turbulentie model nemen we de tijdsafhankelijkheid van de snelheid en de waterstand mee om de waarden van A_v en s_f te berekenen. Echter, vervolgens breken we deze turbulentiegerelateerde grootheden af na de subtidale component.

2.4 Sedimentconcentratie

Uitgangspunt voor het sedimenttransportmodel is de tijdsevolutievergelijking voor de breedtegemiddelde sedimentconcentratie $c(x, z, t)$

$$c_t + u c_x + w c_z = (w_s c + K_v c_z)_z + \frac{1}{B} (B K_h c_x)_x, \quad (14)$$

waarbij $(\cdot)_x$, $(\cdot)_z$ en $(\cdot)_t$ de afgeleide naar resp. lengte, diepte en tijd betekent. Verder zijn w_s en K_h resp. de valsnelheid en de horizontale diffusiecoëfficiënt, die beide constant worden veronderstelt in ruimte en tijd. Net zoals voor de verticale viscositeitscoëfficiënt, A_v , wordt in het huidige model voor de verticale diffusiecoëfficiënt K_v turbulentiedemping door sedimentstratificatie meegenomen. Dit leidt tot de volgende formulering (Dijkstra *e.a.*, 2019)

$$K_v = c_{v,2} U (H + R + \zeta) G(\overline{\text{Ri}}), \quad (15)$$

met $c_{v,2} = c_{v,1}/\sigma_\rho$ en $\sigma_\rho = 1$ is het Prandtl-Schmidt getal. De dempingsfunctie $G(\overline{\text{Ri}})$ luidt (Munk en Anderson, 1948)

$$G(\overline{\text{Ri}}) = (1 + 3.33\overline{\text{Ri}})^{-3/2}. \quad (16)$$

Gebruikmakend van dezelfde truncatie-aanpak als voor de eddy viscositeitscoëfficiënt vinden we

$$K_v = c_{v,2} \left[\int_{-H}^R u \, dz + \zeta u(z = R) \right] (1 + 3.33\overline{\text{Ri}})^{-3/2}. \quad (17)$$

De randvoorwaarde aan de zeewaartse kant bestaat uit een diepte- en getijgemiddelde sedimentconcentratie, c_{zee} . Aan de landwaartse rand wordt het getijgemiddelde sediment transport gelijkgesteld aan een voorgescreven fluviatiel sedimentimport, $\mathcal{F}_{\text{rivier}}$, die kan variëren op een tijdschaal die lang is vergeleken met de getijperiode.

De verticale randvoorwaarden bij sedimentbalans (14) luiden dat er geen sedimenttransport door het wateroppervlak kan plaatsvinden, terwijl de opwaarts gerichte, breedte-gemiddelde sedimentflux volgt uit het verschil tussen de instantane erosie E en depositie D . De depositieflux wordt gemodelleerd als $D = w_s c_{\text{bed}}$, waar c_{bed} de concentratie bij de bodem is, terwijl de erosieflux volgt uit (Dijkstra *e.a.*, 2018)

$$E = \begin{cases} \hat{E} & \text{als } \mathcal{S}_{\text{bed}} > 0, \\ \min(\hat{E}, w_s c_{\text{bed}}) & \text{als } \mathcal{S}_{\text{bed}} = 0, \end{cases} \quad (18)$$

waar $\mathcal{S}_{\text{bed}}$ de hoeveelheid erodeerbaar sediment op de bodem is per vierkante meter. The grootheid $\hat{E}$ is de potentiële erosie, oftewel de maximale erosieflux gegeven een overvloedige hoeveelheid erodeerbaar sediment op de bodem. De eerste conditie van Vgl. (18) zegt dus dat de daadwerkelijke erosieflux gelijk is aan de potentiële erosieflux als er enig sediment op de bodem aanwezig is. De tweede conditie betekent dat de erosieflux alleen de depositieflux kan compenseren als er geen erodeerbaar sediment op de bodem aanwezig is. Om de notatie te vergemakkelijken, wordt Vgl. (18) herschreven als

$$E = \hat{E} f^*, \quad (19)$$

waar $f^*(x, t)$ de *instantane relatieve erodeerbaarheid* is, zodanig dat

$$f^* = \begin{cases} 1 & \text{als } \mathcal{S}_{\text{bed}} > 0, \\ \min(1, \frac{w_s c_{\text{bed}}}{\hat{E}}) & \text{als } \mathcal{S}_{\text{bed}} = 0. \end{cases} \quad (20)$$

Hierbij varieert f^* tussen 0 (geen sediment op de bodem en geen depositie) en 1 (sediment op de bodem). De potentiële erosie kan beschreven worden door elke erosieformulering (zie b.v. Sanford en Maa, 2001) en wordt hier beschreven door (Chernetsky *e.a.*, 2010; Huijts *e.a.*, 2006)

$$\hat{E} = \frac{w_s \rho_s \hat{M}}{\rho_0 g' d_s} |\tau_b(x, t)|. \quad (21)$$

Hierbij zijn ρ_s en ρ_0 de dichtheden van sediment resp. water, terwijl $g' = g(\rho_s - \rho_0)/\rho_0$ de gereduceerde zwaartekrachtversnelling, d_s de korrelgrootte en $\hat{M}$ de erosieparameter voorstellen. De erosieparameter wordt verkregen door middel van kalibratie. De grootheid $\tau_b(x, t)$ geeft tenslotte de bodemschuifspanning weer welke met bodemrandvoorwaarde (3) kan worden geschreven als

$$\tau_b = \rho_0 A_v u_z(x, -H, t) = \rho_0 s_s u(x, -H, t). \quad (22)$$

Merk op dat, in plaats van de wrijvingsparameter s_f , de oppervlaktewrijvingsparameter s_s wordt gebruikt in de bodemschuifspanning voor sedimenterosie. Deze wordt op dezelfde manier geschreven als s_f (Vgl. 10), maar dan met $c_D = 1$:

$$s_s = c_{v,3} U \frac{H}{H_0}. \quad (23)$$

De reden om s_s te gebruiken, heeft te maken met mogelijkheid tot opsplitsing van s_f in een gedeelte vormweerstand en een gedeelte oppervlaktewrijving. De hydrodynamica wordt door beide componenten beïnvloed, terwijl sedimenterosie alleen afhangt van de oppervlaktewrijving. Volgens Dijkstra *e.a.* (2019) parametrizeert de oppervlaktewrijving processen die heel dicht bij de bodem plaatsvinden (de visceuze sublaag en een gedeelte net in de bodem). De lengteschalen die hier van toepassing zijn, zijn zo klein dat dissipatie voornamelijk bepaald wordt door visceuze effecten en stratificatie zal dit nauwelijks beïnvloeden. Vormweerstand daarentegen parametrizeert processen die op de lengteschaal van bodemvormen plaatsvinden. Deze lengteschaal is veel groter dan de dikte van de visceuze sublaag en wordt daarom wel beïnvloed door stratificatie. Net zoals voor A_v en s_f wordt voor het berekenen van K_v en s_s de tijdsafhankelijkheid van de snelheid en de waterstand meegenomen, maar worden vervolgens afgebroken na de subtidale component.

2.5 Bodempoeel evolutie

Conform Brouwer *e.a.*, 2018, wordt de tijdsevolutie van de sedimentdistributie als gevolg van tijdsafhankelijke rivierafvoer beschouwd. Hierbij wordt op basis van de waterbeweging en sedimentconcentratie de tijdsevolutie van de actieve bodempoeel $\mathcal{S}_{\text{bed}}$ bepaald door het verschil tussen de (lokale) depositie, D , en de erosie, E :

$$B(\mathcal{S}_{\text{bed}})_t = B(D - E). \quad (24)$$

3 Oplossingsmethode

3.1 Perturbatiemethode

Op dezelfde manier als gedaan is in Brouwer *e.a.*, 2018; Chernetsky *e.a.*, 2010; Dijkstra *e.a.*, 2017 en Rapporten 1.3, 1.4, en 1.5, wordt een perturbatiemethode toegepast om een benaderde oplossing te vinden van het volledige systeem van vergelijkingen uitgezet in Hoofdstuk 2. Deze methode is uitermate geschikt om de relevante processen te identificeren die ten grondslag liggen aan de globale sedimentbalans in estuaria. De stappen die genomen worden in de perturbatiemethode zijn: 1) schaling van de modelvergelijkingen, 2) asymptotische expansie van de fysische variabelen, en 3) harmonische decompositie van de fysische variabelen. Voor een gedetailleerde beschrijving van deze methode wordt verwezen naar rapport 1.3, Brouwer *e.a.*, 2018 en Dijkstra *e.a.*, 2017. Hier wordt enkel een beknopte samenvatting gegeven.

Tijdens de eerste stap (schaling) worden de ordes van grootte van de termen in de modelvergelijkingen bepaald. Hierbij wordt een kleine parameter ε geïdentificeerd, waaraan alle termen worden gerelateerd. De parameter ε is gedefinieerd als de ratio van de amplitude van het M_2 waterniveau en de bodemdiepte aan de ingang van het estuarium:

$$\varepsilon = \frac{A_{M_2}}{H_0} \ll 1. \quad (25)$$

Voorts wordt aangenomen dat de ratio A_{M_4}/A_{M_2} en de subtidale snelheden (door o.a. de rivierafvoer en barocliene drukgradiënt) van orde ε zijn ten opzichte van de M_2 getijsnelheid. Het expanderen van de fysische variabelen in een serie in ε (stap 2) leidt ertoe dat de volledige set van modelvergelijkingen gereduceerd kan worden in een gekoppelde set lineaire vergelijkingen op verschillende ordes in ε . Deze set vergelijkingen is veel eenvoudiger op te lossen dan het originele, volledig niet-lineaire probleem.

In de laatste stap van de perturbatiemethode worden de geordende fysische variabelen opgesplitst in harmonische componenten. Hierbij wordt de belangrijke aanname gedaan dat de relatieve erodeerbaarheid alleen op de lange, subtidale tijdschaal varieert. Deze getijgemiddelde relatieve erodeerbaarheid is gedefinieerd als een gewogen gemiddelde (Brouwer *e.a.*, 2018),

$$f = \frac{\langle f^* \hat{C}(t) \rangle}{\langle \hat{C}(t) \rangle}. \quad (26)$$

Hier is $\hat{C}(t)$ de lokale, dieptegemiddelde concentratie bij maximale erodeerbaarheid ($f = 1$). Dientengevolge kan $\langle \hat{C} \rangle$ gezien worden als het subtidale sedimentdragende vermogen, oftewel de maximale, lokale (gemiddelde) hoeveelheid sediment in suspensie voor gegeven hydraulische condities. Specifiek geldt

$$\hat{C} = \int_{-H}^R \langle \hat{c} \rangle \, dz. \quad (27)$$

Alle andere fysische variabelen (waterniveau, snelheid en sedimentconcentratie) variëren zowel op de lange subtidale als de korte getijtijdschaal. Door de harmonische decompositie, waarbij we alleen getijcomponenten meenemen tot en met M_4 , kunnen we de fysische variabelen als volgt schrijven

$$u = u_{M_2}^0 + \langle u^1 \rangle + u_{M_4}^1, \quad (28)$$

$$\zeta = \zeta_{M_2}^0 + \langle \zeta^1 \rangle + \zeta_{M_4}^1, \quad (29)$$

$$c = \langle c^0 \rangle + c_{M_4}^0 + c_{M_2}^1. \quad (30)$$

Hierbij geven sub-indices de getijcomponent aan, terwijl super-indices de orde van ε weergeven. Verder valt op dat voor de snelheid en het waterniveau de M_2 -component dominant is ten opzicht van de subtidale en M_4 -componenten, terwijl dat voor de concentratie precies andersom is.

De sediment concentratie hangt nog steeds af van de relatieve erodeerbaarheid $f(t)$. Vgl. (30) kan daarom geschreven worden als

$$c(x, z, t) = f c^f + f_x c^{fx}, \quad (31)$$

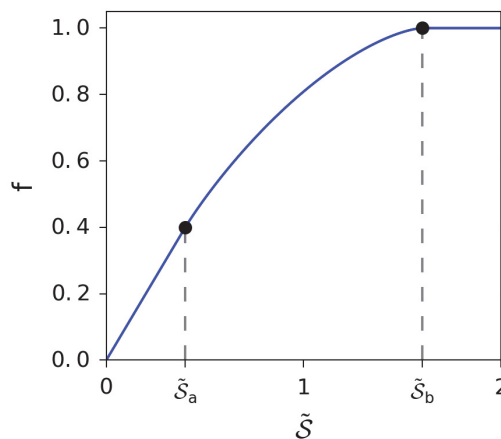
waar c^f en c^{fx} afhankelijk zijn van resp. f en f_x en bovendien volledig bepaald worden door de leidende orde waterbeweging (voor meer details zie Brouwer *e.a.*, 2018, en rapport 1.4).

3.2 Relatie tussen relatieve erodeerbaarheid en sedimentvoorraad

Om een expliciete uitdrukking te krijgen voor de onbekende relatieve erodeerbaarheid $f(x, t)$ relateren we deze aan de totale, getijgemiddelde hoeveelheid sediment (gesuspendeerd sediment plus erodeerbaar sediment op de bodem) per vierkante meter. Vervolgens kunnen we f oplossen door de tijdsevolutie van de totale, getijgemiddelde hoeveelheid sediment te beschouwen. We nemen aan dat alleen de bovenste laag van de bodem sediment kan uitwisselen met de waterkolom door erosie en depositie en dat eender welke verandering in sedimentmassa in deze laag geen significante verandering van het bodemniveau $H(x)$ veroorzaakt. We definiëren nu de sedimentvoorraad, $\mathcal{S}$, als de totale, getijgemiddelde hoeveelheid sediment in de actieve sedimentlaag, $\mathcal{S}_{\text{bed}}$, en in de waterkolom per vierkante meter:

$$\begin{aligned} \mathcal{S}(x, t) &= \left\langle \mathcal{S}_{\text{bed}}(x, t) + \int_{-H}^0 c(x, z, t) dz \right\rangle \\ &= \langle \mathcal{S}_{\text{bed}}(x, t) \rangle + f(x, t) \langle \hat{C} \rangle. \end{aligned} \quad (32)$$

In Brouwer *e.a.*, 2018 wordt een expliciete uitdrukking afgeleid tussen de relatieve erodeerbaarheid f en de dimensieloze sedimentvoorraad $\tilde{\mathcal{S}} = \mathcal{S} / \langle \hat{C} \rangle$, die leidt tot de grafische representatie in Fig. 2.



Figuur 2 – Grafische representatie van de functionele relatie $f(\tilde{\mathcal{S}})$. Voor verdere informatie zie tekst

Refererend aan Fig. 2 geldt dat voor $\tilde{\mathcal{S}} < \tilde{\mathcal{S}}_a$ de sedimentvoorraad kleiner is dan het (benaderde) sediment-dragende vermogen. In dit geval is de bodemschuifspanning bijna altijd sterk genoeg om al het sediment van de actieve laag te eroderen. Dit resulteert in een voornamelijk zandige bodem, waarbij $f = \tilde{\mathcal{S}}$. Wanneer $\tilde{\mathcal{S}}_a < \tilde{\mathcal{S}} < \tilde{\mathcal{S}}_b$, dan geldt dat er fijn sediment in de actieve laag zit gedurende tenminste een gedeelte van een getijperiode. Dit leidt tot een sub-lineaire relatie tussen f en $\tilde{\mathcal{S}}$. De twee eerder genoemde situaties worden beschouwd als *beschikbaarheidsgelimiteerde condities*, omdat de hoeveelheid fijn sediment in de actieve laag

bepaald hoeveel sediment er in suspensie kan zijn.

Als $\tilde{S} > \tilde{S}_b$, dan zal er altijd fijn sediment in de actieve laag aanwezig zijn gedurende een getijperiode. Dit betekent dat de hoeveelheid sediment gelimiteerd wordt door het sedimentdragende vermogen van de stroming en $f = 1$. Deze situatie wordt een *erosielimiteerde conditie* genoemd.

3.3 Sedimenttransport en relatieve erodeerbaarheid

Door de concentratievergelijking (14) te integreren over de diepte en de breedte en gebruikmakend van Vgl. (32), kan de leidende orde, getijgemiddelde contributie aan de bodempool-evolutievergelijking (24) herschreven worden in termen van de totale sedimentvoorraad, $\mathcal{S}$, en de divergentie van het subtidale sedimenttransport, $B\mathcal{F}$:

$$B\mathcal{S}_t = -(B\mathcal{F})_x, \quad (33)$$

waarbij

$$\mathcal{F} \equiv \left\langle \int_{-H}^{R+\zeta} (uc - K_h c_x) dz \right\rangle. \quad (34)$$

Aangezien de sedimentconcentratie gerelateerd is aan $f(x, t)$ (zie Vgl. 31), reduceert Vgl. (33) in leidende orde tot

$$B\mathcal{S}_t = -(B[Tf + Ff_x])_x. \quad (35)$$

De uitdrukkingen voor de functies T en F kunnen worden bepaald op basis van de expliciete expressies die in rapport 1.4 alsmede Brouwer *e.a.*, 2018 en Chernetsky, 2012 staan vermeld, waarbij wel moet worden meegenomen dat de horizontale snelheid vanwege turbulentiedemping afhangt van de concentratie.

De randvoorwaarden behorende bij Vgl. (35) worden gespecificeerd in termen van $f(x, t)$. Aan de zeewaartse rand wordt de diepte- en getijgemiddelde gesuspendeerde sedimentconcentratie c_{zee} voorgeschreven, hetgeen resulteert in f_{zee} zodanig dat

$$f_{zee} \equiv \frac{H_0 c_{zee}}{\hat{C}|_{x=0}}. \quad (36)$$

Aan de landwaartse rand wordt het totale netto sedimenttransport gelijkgesteld aan de fluviatiele sedimenttoevoer, $\mathcal{F}_{rivier}$, zodanig dat

$$(B[Tf + Ff_x])_{x=L} = -\mathcal{F}_{rivier}, \quad (37)$$

waarbij het minteken aan de rechterkant van Vgl. (37) aangeeft dat $\mathcal{F}_{rivier} > 0$ een sedimentimport vanuit de rivier voorstelt.

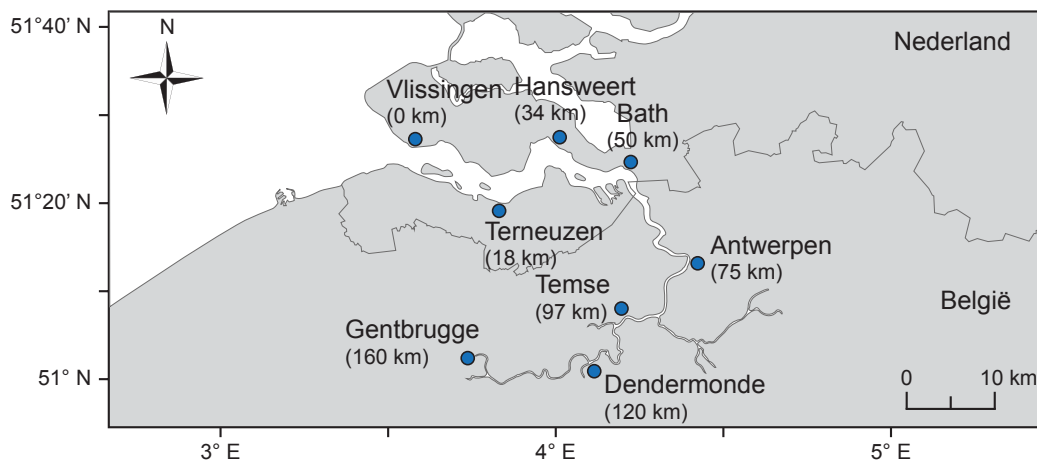
Tot slot moet een initiële conditie voor f opgelegd worden, waarbij f een niet-negatieve functie is die gelijk aan of kleiner is dan 1 en voldoet aan de randvoorwaarden.

3.4 Evenwicht

De modelbeschrijving in Hoofdstuk 2 en de hierboven beschreven oplossingsmethode zijn vrij algemeen in die zin, dat zij een sedimentconcentratie toelaten die op de lange, subtidale tijdschaal varieert omdat de erodeerbaarheid f tijdsafhankelijk kan zijn. Zij beschrijven daarmee de facto een tijdsintegrator. Zoals in Hoofdstuk 1 is aangegeven kan turbulente demping momenteel echter enkel worden meegenomen voor evenwichtssituaties waarbij de sedimentconcentratie niet verandert op de subtidale tijdschaal. Deze evenwichtso oplossingen worden gevonden door het gebruik van een iteratieprocedure in plaats van tijdsintegratie, voor details hierover zie Dijkstra *e.a.* (2019).

4 Model opzet

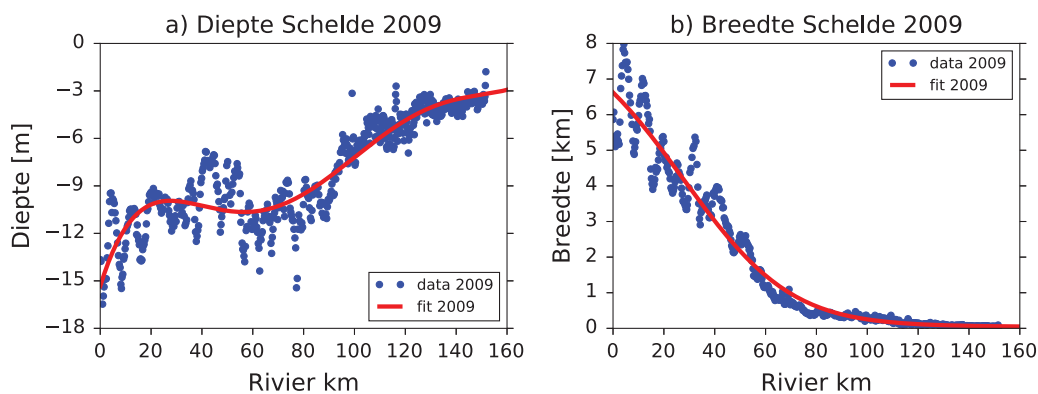
Het model dat in de vorige twee hoofdstukken is beschreven wordt ingezet om een gevoeligheidsstudie te doen naar belangrijke systeemparameters voor het Schelde estuarium (zie Fig. 3). Voor de gevoeligheidsstudie zijn de gebruikte standaard parameterwaarden voor de Schelde opgenomen in Tabel 1.



Figuur 3 – Het Schelde estuarium.

4.1 Geometrie

Het modeldomein bevat de Wester -en Zeeschelde tussen Vlissingen en Gentbrugge en heeft een lengte L van 160 km. De breedte, B (Fig. 4a), en breedtegemiddelde diepteligging, H (Fig. 4b), zijn identiek aan de geometrie die in Rapport 1.5 zijn gebruikt. Deze zijn verkregen door de schematisatie van het 2DH-model van Coen *e.a.* (2016) te benaderen door gladde fits.



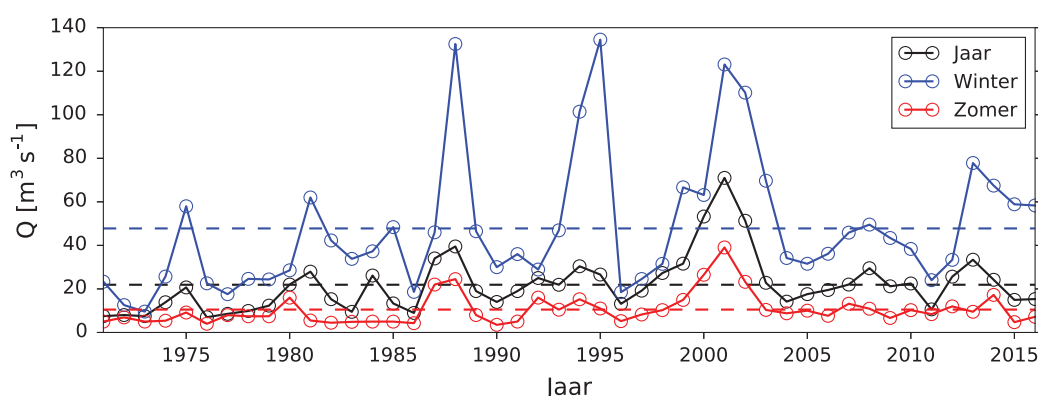
Figuur 4 – Data en gladde fits van de geometrie van de Schelde.

4.2 Waterstanden

Voor het kalibreren van het model wordt gebruik gemaakt van de amplitude en fase van de harmonische getijcomponenten M_2 en M_4 , welke bepaald zijn uit tijdreeksen van het jaar 2009 (Maximova *e.a.*, 2013) met behulp van het programma T_TIDE (Pawlowicz *e.a.*, 2002). De M_2 - en M_4 -amplitude aan de zeewaartse rand te Vlissingen zijn bepaald op resp. $A_{M_2} = 1.77$ m en $A_{M_4} = 0.14$ en het faseverschil tussen beide harmonische componenten is $\varphi = -1.3^\circ$ (Tabel 1). De data voor diverse andere locaties in de Schelde zijn terug te vinden in rapport 1.3.

4.3 Rivierafvoer

De rivierafvoer van de Schelde wordt sinds 1971 in Melle continu gemeten. De jaarlijkse, winter en zomer mediaanwaarden van de afvoer gedurende de periode 1971–2016 (Fig. 5) staan toe om duidelijk natte (bv. 1988 en 2001) en droge jaren (bv. 1996 en 2011) te onderscheiden. Hierbij wordt verondersteld dat januari tot en met maart de winterperiode is en juli tot en met september de zomerperiode. Het jaar 2009 kan gezien worden als een gemiddeld jaar, waarbij de jaar-mediaan ongeveer $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ is. De mediaanwaarden voor de winter- en de zomerperiode zijn resp. $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.



Figuur 5 – Jaarlijkse, winter en zomer mediaanwaarden van de rivierafvoer te Melle tussen 1971 en 2016. De stippellijnen geven de gemiddelde waarde over de gehele periode weer.

4.4 Overige standaard parameters

Uit rapport 1.4 is gebleken dat het effect van zout in de Schelde niet significant is voor het sedimenttransport. Op basis daarvan kiezen we er voor om het zoutprofiel constant in de tijd te houden (niet in de langsrichting) door het te beschrijven met een hyperbolische tangens (rapport 1.3) met gemiddelde waarden die representatief zijn voor de Schelde (Tabel 1). In navolging van Coen *e.a.*, 2016 is de standaardwaarde van de valsnelheid van sediment op 2 mm s^{-1} gezet. Merk op dat Coen *e.a.*, 2016 ook een sedimentfractie met $w_s = 0.2 \text{ mm s}^{-1}$ beschouwen die hier niet wordt meegenomen. Verder wordt op de zeewaartse rand een getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie, c_{zee} , van 40 mg l^{-1} voorgeschreven op basis van een vertikaal evenwichtsprofiel. Op de landwaartse rand veronderstellen we dat er geen sedimenttransport vanuit de rivier komt ($\mathcal{F}_{\text{rivier}} = 0$). In eerste instantie wordt de erosie parameter, $\hat{M}$, gelijkgesteld aan $2 \cdot 10^{-5}$ (Brouwer *e.a.*, 2018).

Tabel 1 – Standaard parameterwaarden van het gekalibreerde Scheldemodel.

	Parameter	Beschrijving	Waarde
Geometrie	L	Lengte van het estuarium	160 km
	$H(x)$	Diepte profiel van het estuarium	zie Rapport 1.3
	$B(x)$	Breedte profiel van het estuarium	zie Rapport 1.3
Hydrodynamica	A_{M_2}	M_2 amplitude op $x = 0$	1.77 m
	A_{M_4}	M_4 amplitude op $x = 0$	0.14 m
	φ	Faseverschil tussen M_2 en M_4 op $x = 0$	-1.3°
	Q_{jaar}	Gemiddelde jaar-mediaan rivierafvoer	20 m ³ s ⁻¹
	Q_{zomer}	Gemiddelde mediaanwaarde zomerafvoer	10 m ³ s ⁻¹
	Q_{winter}	Gemiddelde mediaanwaarde winterafvoer	50 m ³ s ⁻¹
Zout	$\hat{s}_{\text{zee}}$	Zoutconcentratie op zee	30 psu
	x_c	Locatie van de maximale zoutgradiënt	55 km
	x_l	Lengteschaal van het zoutprofiel	26 km
Sediment	K_h	Horizontal diffusiviteitsparameter	100 m ² s ⁻¹
	w_s	Valsnelheid van sediment	2 mm s ⁻¹
	c_{zee}	Diepte-gemiddelde concentratie op $x = 0$	40 mg l ⁻¹
	$\hat{M}$	Erosie parameter	2·10 ⁻⁵
	$\mathcal{F}_{\text{rivier}}$	Sedimenttransport vanuit de rivier	0

5 Kalibratie

5.1 Ruwheidshoogte

Het model van de Schelde voor het jaar 2009 wordt gekalibreerd door optimale waarden voor de ruwheidshoogte z_0^* te bepalen zodanig dat de waargenomen M_2 -waterstanden zo goed mogelijk worden beschreven (zowel amplitude als fase). Deze optimalisatie betrof de minimalisatie van een cost function (zie rapport 1.3). Hierbij zijn de standaard parameterwaarden uit Tabel 1 gebruikt. Daarnaast is de gevoeligheid van de kalibratie onderzocht door de standaard parameterwaarden voor Q , $\hat{M}$, c_{zee} en w_s te variëren. In Tabel 2 zijn de gekalibreerde waarden voor z_0^* voor verschillende scenario's opgenomen.

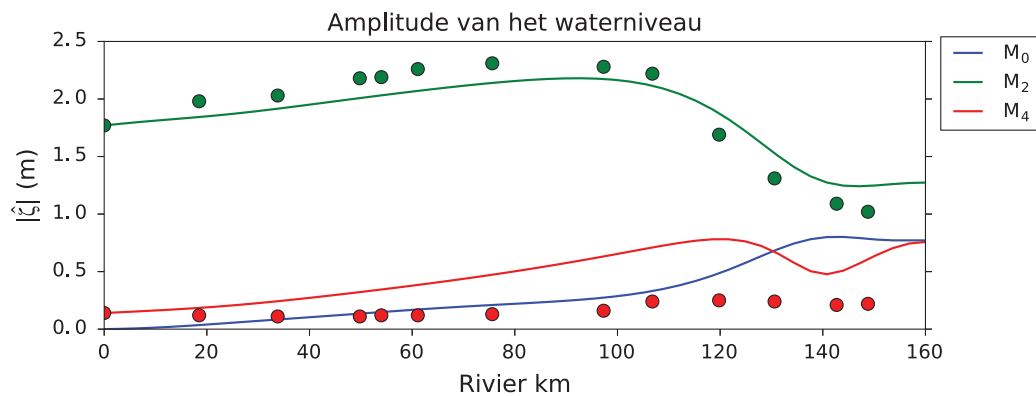
Tabel 2 – Kalibratiewaarden voor z_0^* voor de Schelde uit 2009 voor verschillende combinaties van de parameterwaarden. De rij met de grijze kleur geeft de kalibratie weer voor de standaard parameterwaarde en variërende rivierafvoer. De z_0^* -waarde in rood wordt gebruikt als ruwheidshoogte in het resterende gedeelte van het rapport.

	$Q \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$			
$\hat{M} [-]$	10	20	50	80
$2 \cdot 10^{-5}$	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015
$2 \cdot 10^{-4}$	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015
$2 \cdot 10^{-3}$	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015
$c_{\text{zee}} [\text{mg l}^{-1}]$	10	20	50	80
20	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013
80	0.0019	0.0019	0.0019	0.0019
$w_s [\text{m s}^{-1}]$	10	20	50	80
$1 \cdot 10^{-3}$	0.0013	0.0013	0.0013	0.0013
$4 \cdot 10^{-3}$	0.0019	0.0019	0.0019	0.0019

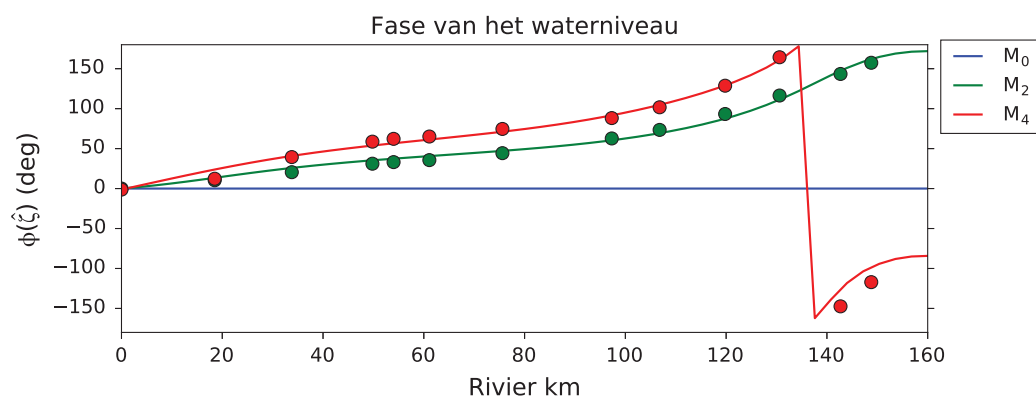
De optimale waarde voor de 2009 kalibratie is $z_0^* = 0.0015$. De kleine variatie rondom de optimale waarde voor de verschillende scenario's kan gezien worden als een ruwe schatting van het onzekerheidsinterval of de natuurlijke variatie van de ruwheid. Wat opvalt in de kalibratie is dat de rivierafvoer weinig invloed heeft op de waarde van de ruwheidshoogte. Daarnaast blijkt ook de gevoeligheid van de ruwheidshoogte voor de gekozen waarden van $\hat{M}$ gering te zijn. Blijkbaar heeft $\hat{M}$ een geringe invloed op de M_2 -waterstanden.

5.2 Gekalibreerde waterstanden

De amplitude en fase van de M_0 , M_2 en M_4 -waterstanden behorende bij de standaard parameterwaarden en de gekalibreerde waarde van de ruwheidshoogte zijn weergegeven in respectievelijk Figs. 6 en 7. De door de model berekende fase van het verticale M_2 - en M_4 -getij (Fig. 7) komt kwantitatief goed overeen met de metingen. Voor de amplitude van het M_2 -getij geldt dat het kwalitatieve verloop langs het bekken (eerst versterking, vervolgens sterke damping meer stroomopwaarts) goed wordt gereproduceerd. De metingen worden in het stroomafwaartse gedeelte (Westerschelde) wat onderschat, terwijl ze in het opwaartse gedeelte (Boven Zeeschelde) worden overschat. Tot slot is de M_4 -amplitude van het gekalibreerde model van dezelfde grootte-orde als de metingen, alhoewel deze in de gehele Zeeschelde aanzienlijk worden overschat.



Figuur 6 – Gekalibreerde amplitude van het waterniveau (leidende en eerste orde) voor de Schelde in 2009.



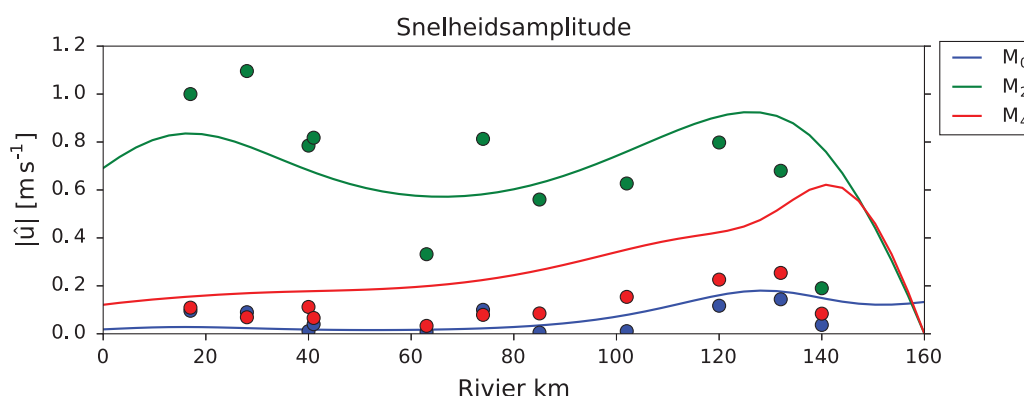
Figuur 7 – Gekalibreerde fase van het waterniveau (leidende en eerste orde) voor de Schelde in 2009.

6 Resultaten gekalibreerd Scheldemodel

In dit hoofdstuk bespreken we de resultaten van de berekening met de standaard parameterwaarden uit Tabel 1, de gemiddelde jaar-mediaan rivierafvoer $Q_{\text{jaar}} = 20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en de bijbehorende, gekalibreerde waarde van de dimensieloze ruwheidshoogte.

6.1 Horizontale stroomsnelheden

Naast data voor de M_2 - en M_4 -waterstanden zijn er voor de Schelde data beschikbaar voor de getijgemiddelde, M_2 - en M_4 -componenten van de horizontale stroomsnelheden (Fig. 8). Het blijkt dat de berekende amplitude van de M_2 -component van de horizontale stroomsnelheid qua orde van grootte goed overeenkomt met de waarnemingen. In de Westerschelde en een gedeelte van de Beneden Zeeschelde tot de hoogte van Antwerpen (km 75) wordt de M_2 -amplitude onderschat, terwijl deze vanaf Antwerpen overschat wordt. Ook de amplitude van de M_4 -component komt kwalitatief redelijk overeen met de waarnemingen, al wordt deze stelselmatig overschat over het gehele bekken. De amplitude van de M_0 -component komt zowel kwalitatief als kwantitatief goed overeen met de waarnemingen. Voor alle drie de componenten geldt dat het model de stroomsnelheden significant overschat in het achterste gedeelte van het bekken. Dit resultaat is onder andere een gevolg van de overschatting van de gekalibreerde waterstanden (Fig. 6).

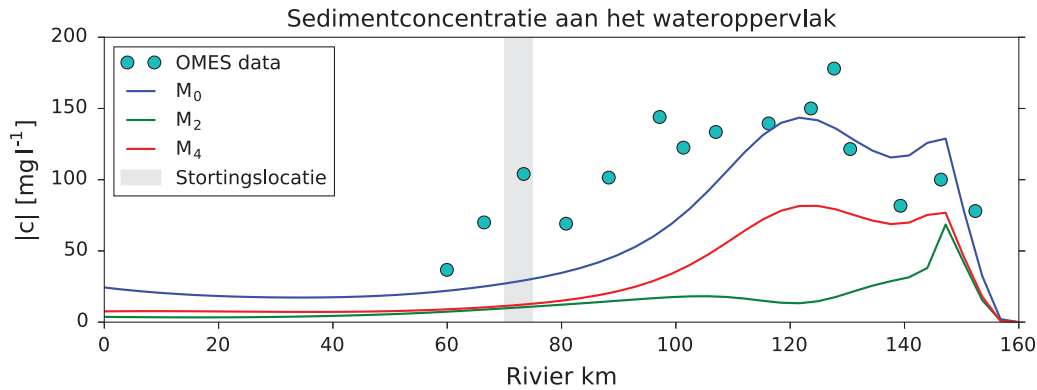


Figuur 8 – Amplitude van de diepte-geïntegreerde horizontale stroomsnelheid, opgesplitst in verschillende getijcomponenten, over de gehele lengte van het Scheldebekken. De gekleurde cirkels geven de waarnemingen aan.

6.2 Sedimentconcentratie

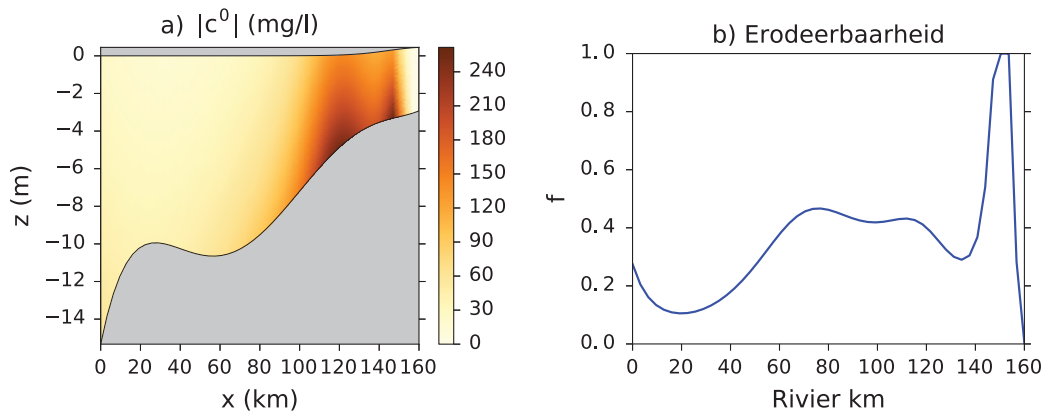
De getijgemiddelde sedimentconcentratie aan het wateroppervlak laat twee estuarine turbiditeitsmaxima (ETMs) zien vanaf km 110 van respectievelijk 140 mg l^{-1} (km 120) en 130 mg l^{-1} (km 150), zie Fig. 9 (doorgetrokken lijnen). Deze komen voor wat betreft locatie alsook magnitude goed overeen met de waarnemingen van oppervlakteconcentratie uit 2009 (turquoise cirkels) opgenomen in de OMES dataset (Maris en Meire, 2016). De modelresultaten onderschatten de sedimentconcentratie tussen km 60 en 110, waarbij opgemerkt dient te worden dat zich tussen km 70 en 75 stortingslocaties bevinden die de sedimentconcentratie lokaal onnatuurlijk kunnen verhogen. Bovendien zit er zowel op de data als op de modelresultaten een bepaalde variabiliteit. Voor de data geldt dat de metingen genomen worden onafhankelijk van de getijfase en dus veel

verschillende getijcondities representeren. Hierdoor moet rekening gehouden worden met een M_2 - (groene lijn) en M_4 -variatie (rode lijn) bovenop de getijgemiddelde concentratie (blauwe lijn).



Figuur 9 – Amplitude van de sedimentconcentratie aan het wateroppervlak, opgesplitst in verschillende getijcomponenten, over de gehele lengte van het Scheldebekken. De turquoise cirkels geven voor specifieke locaties in de Schelde de mediaanwaarden van het jaar 2009 weer uit de OMES dataset (Maris en Meire, 2016).

Het bijbehorende 2D-profiel van de sedimentconcentratie laat een lichte sedimentstratificatie zien met een maximum verschil tussen oppervlakte- en bodemconcentratie van ongeveer 110 mg l^{-1} (Fig. 10a). De totale massa van het suspensief sediment in het gehele domein is ongeveer 102 mln kg. Het gemodelleerde systeem bevat een smalle erosie-gelimiteerde zone rond km 150 dat samenvalt met het meest stroomopwaartse ETM ($f = 1$, Fig. 10b). Mogelijk kunnen hier dus hogere sedimentconcentraties voorkomen als de erosieparameter $\hat{M}$ toeneemt of een grotere spreiding van het ETM als $\hat{M}$ afneemt. Dit zal verder onderzocht worden in een gevoeligheidsstudie in het volgende hoofdstuk.



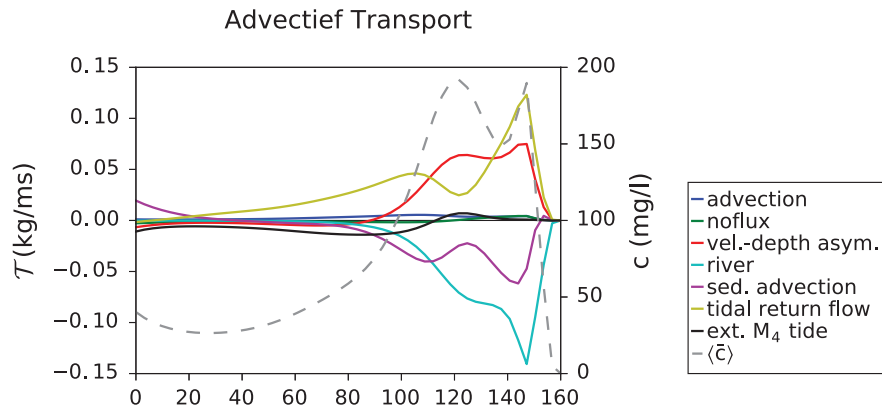
Figuur 10 – a) Verticaal 2D-profiel van de amplitude van de getijgemiddelde sedimentconcentratie en b) de relatieve erodeerbaarheid langs het gehele bekken voor de Schelde in 2009.

Het netto getijgemiddelde advectieve transport per breedte-eenheid, $\mathcal{T}$, is in Rapport 1.4 gedefinieerd als

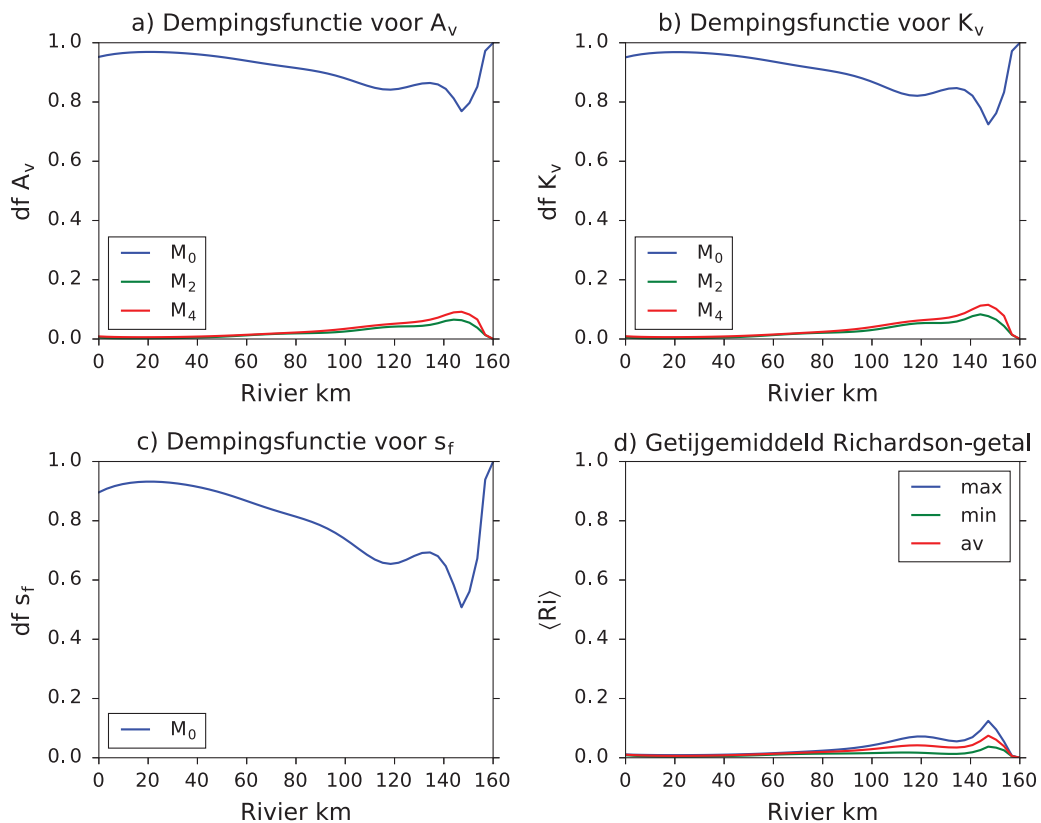
$$\mathcal{T} = \left\langle \int_{-H}^{R+\zeta} uc \, dz \right\rangle. \quad (38)$$

De nulpunten van $\mathcal{T}$ zijn van belang aangezien zij overeenkomen met locaties waar het diffusieve transport verdwijnt, en dus waar een extremum in de sedimentconcentratie optreedt. Dit netto advectieve transport is opgebouwd uit verschillende fysische mechanismen waarvan de relatieve sterkte ten opzichte van elkaar beoordeeld kan worden. Het netto advectieve transport in de evenwichtssituatie van de Schelde in 2009 (Fig 11) laat een dominante importerend rol zien voor de terugkeerstroming van het getij (gele lijn), gevolgd door asymmetrie geïnduceerd door interactie tussen de snelheid en de diepte (rode lijn). Export van sediment wordt

achterin het bekken sterk gedomineerd door de rivierafvoer (turquoise lijn) en in iets mindere mate door de advection van sediment (paarse lijn).



Figuur 11 – Contributies van verschillende transportmechanismen aan het sedimenttransport voor de Schelde in 2009.



Figuur 12 – Dampingsfuncties (df) voor a) A_v , b) K_v en c) s_f en d) het subtidaal Richardson-getal voor de Schelde in 2009.

6.3 Dampingsfuncties

Het meenemen van turbulentiedemping door sedimentstratificatie in de modelformulering heeft als gevolg dat zowel de eddy viscositeit (A_v) als de eddy diffusiviteit (K_v) volgens respectievelijk Vgl. (6) en (16), mild gedempt worden rond het ETM-gebied tussen km 110 en 150 (zie Fig. 12a en b). De wrijvingsparameter (s_f) wordt

volgens Vgl. (12) sterker gedempt (zie Fig. 12c). Het getijgemiddelde Richardson-getal is vrij laag en is maximaal ongeveer 0.1. Dit houdt in dat de verticale gradiënt in de concentratie klein is ten opzichte van de verticale gradiënt in de horizontale snelheid. Echter dit leidt toch tot een significante demping turbulentie.

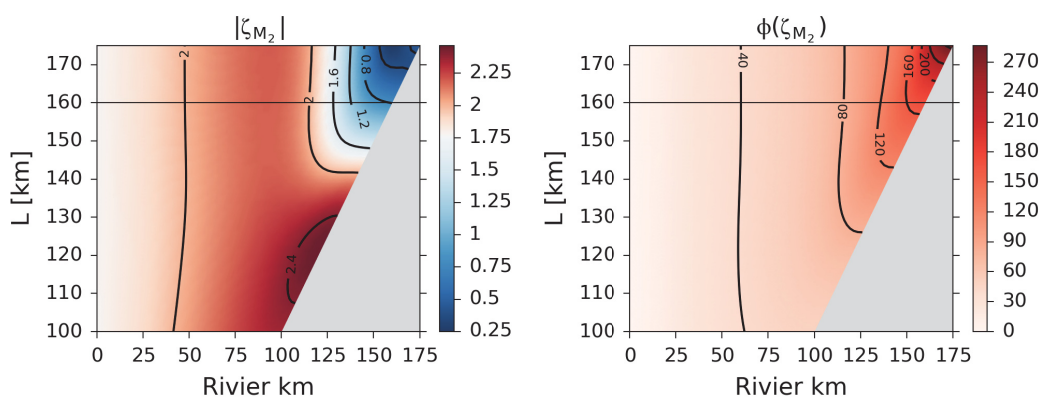
7 Modelresultaten gevoeligheidsanalyse

In dit hoofdstuk wordt de gevoeligheid van het systeem bekeken als functie van een aantal belangrijke systeemparameters, te weten: de bekkenlengte L , de ruwheidshoogte z_0^* en de erosie parameter $\hat{M}$. Hierbij wordt de nadruk gelegd op het vermogen van het systeem om in hypertroebele situaties ($c \gtrsim 1 \text{ g l}^{-1}$) te verkeren.

7.1 Bekkenlengte L

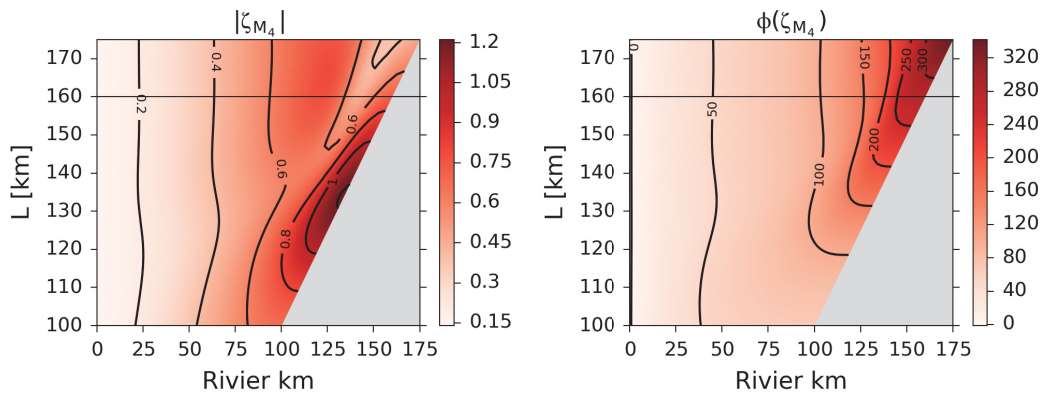
7.1.1 Waterstanden

Het variëren van de bekkenlengte heeft direct gevolgen voor de waterbeweging in het systeem. Kijken we allereerst naar de waterstanden, dan zien we dat voor het M_2 -getij in de huidige situatie ($L = 160 \text{ km}$) de amplitude eerste toeneemt en daarna significant afneemt ten opzichte van de amplitude aan het begin van het bekken (Fig. 13, langs zwarte horizontale lijn, en Fig. 6). Voor een korter bekken geldt dat de M_2 -waterstanden achterin het bekken dichter bij resonantie komen, totdat de maximale opslinging van het getij van ongeveer 0.7 m is bereikt bij $L \approx 120 \text{ km}$. Wordt de lengte langer, dan wordt de M_2 -waterstand achterin het bekken meer gedempt. Het faseverschil tussen het begin en het eind van het bekken wordt voor afnemende bekkenlengte steeds kleiner, waardoor de getijgolf meer een stand karakter krijgt. Dit laatste komt doordat bij kortere bekkenlengte de M_2 -getijgolfenlengte $L_g = 2\pi\sqrt{gH}/\sigma$ toeneemt aangezien de gemiddelde bodemdiepte groter wordt (het meer zeewaartse gedeelte is immers dieper, zie Fig. 4b). De ratio L/L_g neemt dus af zodat de waterstand steeds meer synchroon zal variëren (Schuttelaars en De Swart, 1996).



Figuur 13 – Amplitude en fase van de M_2 -waterstanden voor een bekkenlengte die varieert tussen 100 km en 175 km .

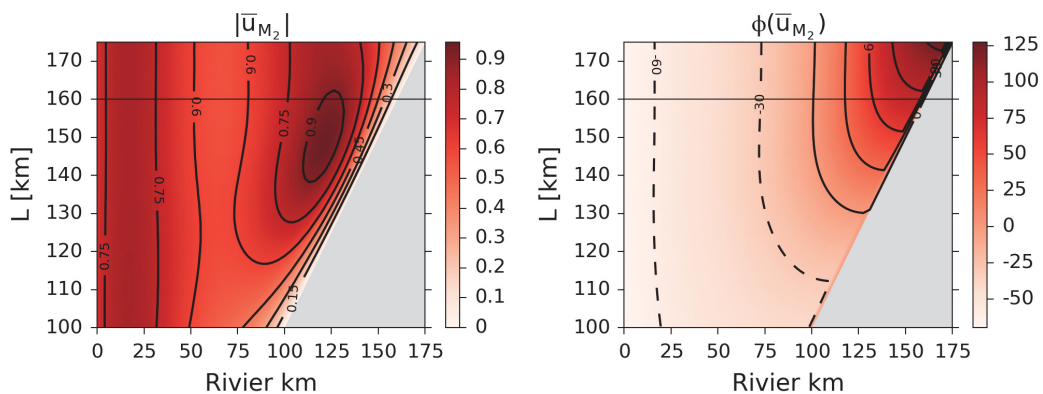
Voor de M_4 -waterstanden geldt dat maximale opslinging van 1.05 m achterin het bekken optreedt bij $L \approx 130 \text{ km}$ (Fig. 14). Het faseverschil tussen begin en eind van het bekken van de M_4 -waterstanden worden steeds kleiner voor afnemende lengte, maar blijft groter in vergelijking met het M_2 -getij. Dit hangt direct samen met het feit dat de getijgolfenlengte van het M_4 -getij tweemaal zo kort is als die van het M_2 -getij zodat de ratio L/L_g navenant groter is.



Figuur 14 – Amplitude en fase van de M_4 -waterstanden voor een bekkenlengte die varieert tussen 100 km en 175 km.

7.1.2 Horizontale stroomsnelheden

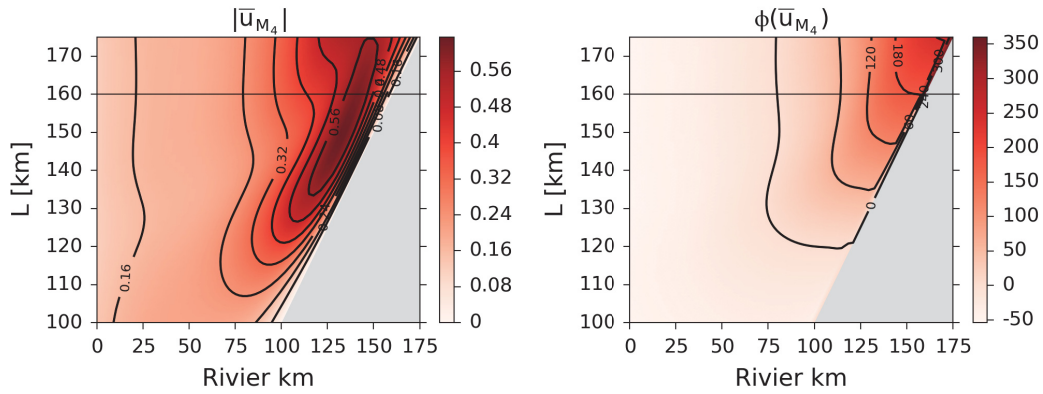
Kijken we naar de amplitude en fase van de diepte-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_2 - en M_4 -getij (Figs. 15 en 16), dan valt op dat de maximale amplitudes voor beide getijcomponenten optreden tussen een bekkenlengte van ongeveer 135 km en 165 km. Hierbij zijn de diepte-gemiddelde stroomsnelheden van het M_2 -getij maximaal ongeveer 0.95 m s^{-1} , terwijl deze voor het M_4 -getij maximaal ongeveer 0.65 m s^{-1} zijn. Voor bekkenlengtes langer dan 165 km nemen de M_2 -stroomsnelheden af.



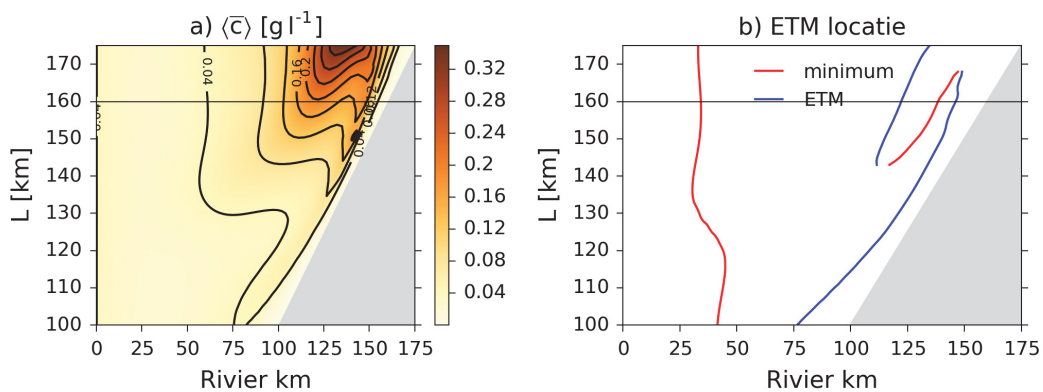
Figuur 15 – Amplitude en fase van de diepte-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_2 -getij voor een bekkenlengte die varieert tussen 100 km en 175 km.

7.1.3 Sedimentconcentratie

De invloed van de bekkenlengte op de sedimentconcentratie laat zien dat, in tegenstelling tot de waterstanden en horizontale stroomsnelheden, deze hoger worden voor toenemende bekkenlengte en lager worden voor afnemende bekkenlengte (Fig. 17a). Maximum sedimentconcentratie voor de onderzochte bekkenlengtes is ongeveer 0.35 g l^{-1} . Tussen een bekkenlengte van 100 km en 150 km bestaat er enkel ETM dat zich langzaam richting de landwaartse rand verplaatst als de lengte toeneemt (Fig. 17b). De maximum concentratie in dit gebied is ongeveer 0.08 g l^{-1} . Tussen 145 km en 170 km is er een tweede ETM dat meer zeewaarts gelokaliseerd is op ongeveer 40 km van de landwaartse rand. In eerste instantie zijn de concentraties in het stroomopwaartse ETM hoger dan de stroomafwaartse ETM, maar voor toenemende bekkenlengte verplaatst de maximale concentratie in het domein zich naar het stroomafwaartse ETM. Voor bekkenlengtes langer dan ongeveer 170 km verdwijnt het stroomopwaartse ETM en blijft er een enkel ETM over.

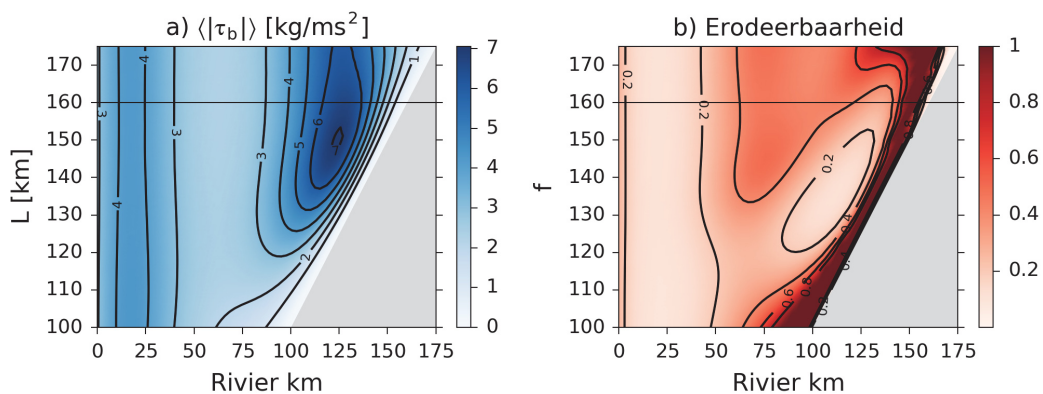


Figuur 16 – Amplitude en fase van de diepte-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_4 -getij voor een bekkenlengte die varieert tussen 100 km en 175 km.



Figuur 17 – a) Diepte- en getij-gemiddelde concentratie en b) ETM locatie als functie van de bekkenlengte en de rivier km.

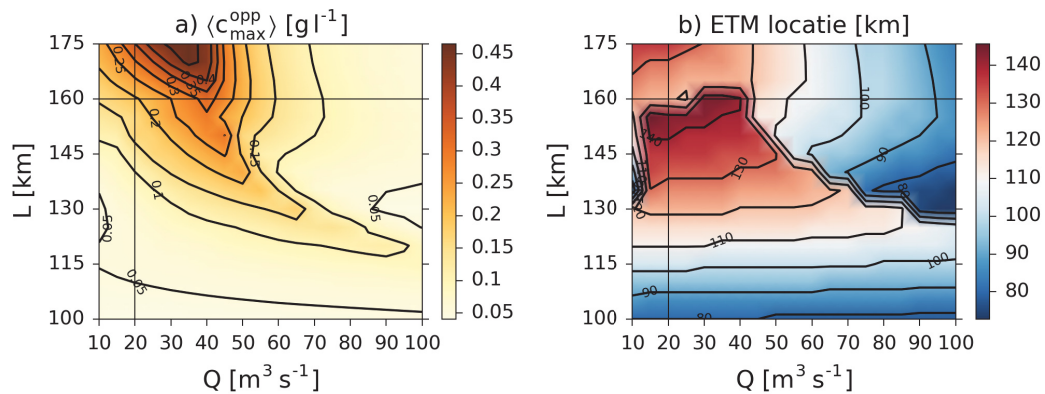
De contra-intuïtieve gevoeligheid van de sedimentconcentratie op de bekkenlengte, namelijk dat voor toenemende bekkenlengte de waterstanden en horizontale stroomsnelheden afnemen, terwijl de sedimentconcentratie juist toeneemt, kan gedeeltelijk verklaard worden door te kijken naar de bodemschuifspanning τ_b en de erodeerbaarheid f . De totale sedimentconcentratie bestaat uit contributies als gevolg van erosie, sedimentadvectie en het ondoordringbare wateroppervlak (zie Rapport 1.4). Deze contributies bevatten allemaal de erodeerbaarheid f . De contributie door erosie is een belangrijke term die evenredig is met τ_b vermenigvuldigd met f en geeft een goede indicatie voor de totale sedimentconcentratie. Fig. 18a en b geven beide variabelen



Figuur 18 – a) Getijgemiddelde bodemschuifspanning en b) de erodeerbaarheid als functie van de bekkenlengte en de rivier km.

weer als functie van de bekkenlengte en de rivier km. Wat opvalt is dat waar de bodemschuifspanning groot is, rond $L = 150$ km en $x = 120$ km, de erodeerbaarheid juist klein is. Op andere locaties waar de bodemschuifspanning wat lager is, vinden we juist grotere waarden van de erodeerbaarheid. Dichtbij de landwaartse rand overheersen erosiegelimiteerde condities, waardoor zich hier een bodempool van fijn sediment kan vormen. Voor lange, $L > 160$ km, en korte bekken, $L < 115$ km, wordt het gebied waar erosiegelimiteerde condities gelden uitgebreider. Voor lange bekken valt dit gebied ook deels samen met het gebied waar de schuifspanning maximaal is. In dit overlappende gebied is de erosie sterk verhoogd waardoor ook de lokale concentratie hoog wordt.

Als laatste is de rivierafvoer een belangrijke variabele parameter die de locatie en grootte van het ETM in estuaria beïnvloedt. Het blijkt dat de maximale getij-gemiddelde oppervlakteconcentratie het grootste is voor rivierafvoeren tussen 20 en 45 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ en voor een bekkenlengte groter dan ongeveer 160 km (Fig. 19a). De maximale diepte- en getij-gemiddelde sedimentconcentratie in het domein is dan groter dan ongeveer 0.45 g l^{-1} en is gelokaliseerd tussen km 120 en 130 (Fig. 19b).



Figuur 19 – a) Maximale getij-gemiddelde oppervlakteconcentratie en b) bijbehorende ETM locatie als functie van de bekkenlengte en de rivierafvoer.

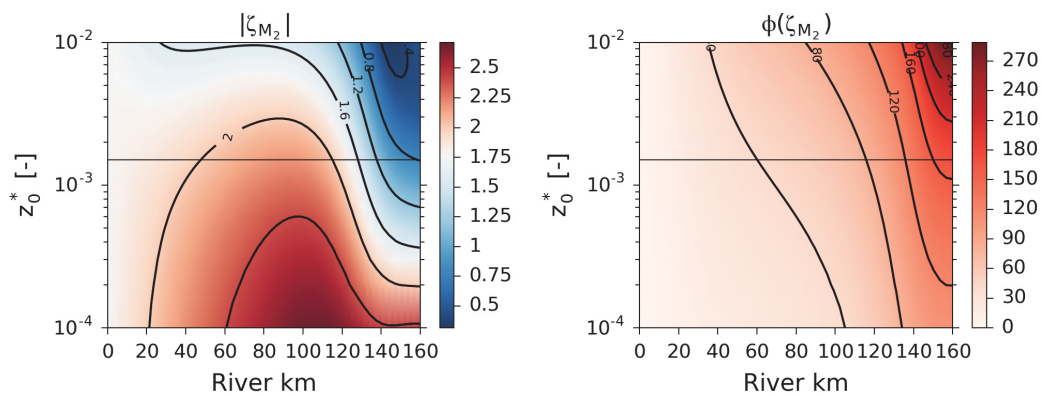
7.1.4 Samenvatting

Samenvattend geldt dat het verkorten van het bekken ten opzichte van de huidige lengte van 160 km leidt tot een versterking van het verticale M_2 - en M_4 -getij achterin het bekken. Dit zal nadelige effecten hebben op de veiligheid in het meest stroomopwaartse gedeelte van het bekken. Ook de horizontale stroomsnelheden van M_2 - en M_4 -getij worden in het stroomopwaartse gedeelte lokaal versterkt voor afnemende bekkenlengte. Echter, deze toenames in horizontaal en verticaal getij voor afnemende bekkenlengte leiden niet tot hogere, maar juist tot lagere sedimentconcentraties. Dit wordt voor een belangrijk deel veroorzaakt doordat de erodeerbaarheid lokaal juist laag is voor afnemende bekkenlengte. Hoge, maximale sedimentconcentraties zijn te verwachten voor toenemende bekkenlengte ten opzichte van de huidige lengte. Deze concentraties zijn afhankelijk van de bekkenlengte en rivierafvoer gelokaliseerd tussen 55 en 30 km vanaf de landwaartse rand. De berekende concentraties zijn echter niet zo hoog dat hypertroebele situaties verwacht kunnen worden door het variëren van de bekkenlengte alleen.

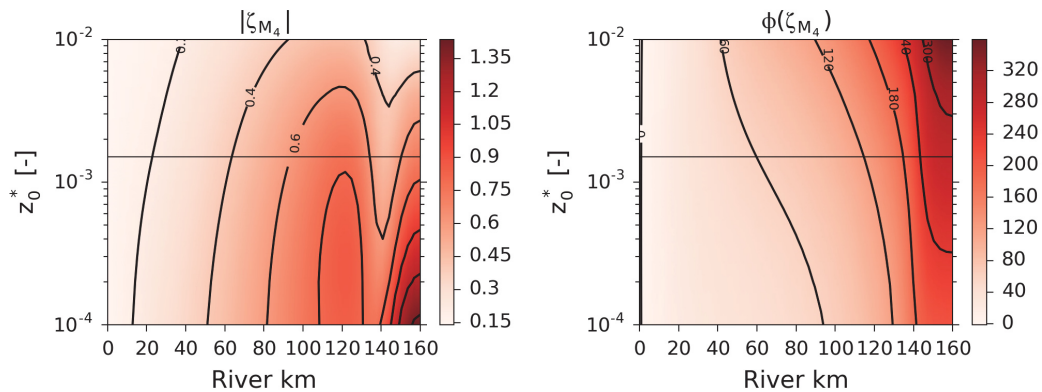
7.2 Dimensieloze ruwheidshoogte z_0^*

7.2.1 Waterstanden

Het variëren van de dimensieloze ruwheidshoogte heeft evenals de bekkenlengte invloed op de waterbeweging van het systeem. Doordat de waterbeweging minder wrijving ondervindt bij een lagere z_0^* -waarde zien we dat zowel de M_2 - als de M_4 -amplitude uniform groter worden (Figuren 20a en 21a) en visa versa voor een hogere z_0^* -waarde. Tevens propageert de getijgolf zich voor beide getij-componenten sneller door het bekken voor lagere z_0^* -waarden (Figuren 20b en 21b). Deze trend is in overeenstemming met de literatuur van eendimensionale getijpropagatie (Le Blond, 1978).



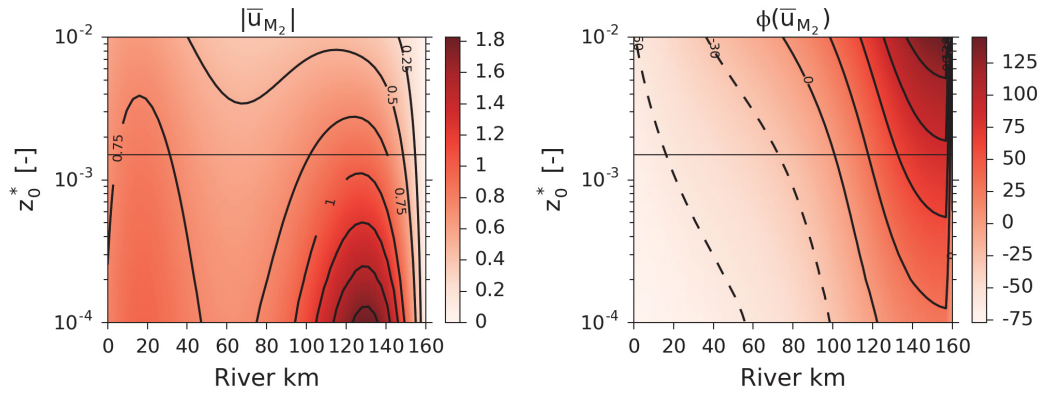
Figuur 20 – Amplitude en fase van de M_2 -waterstanden voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.



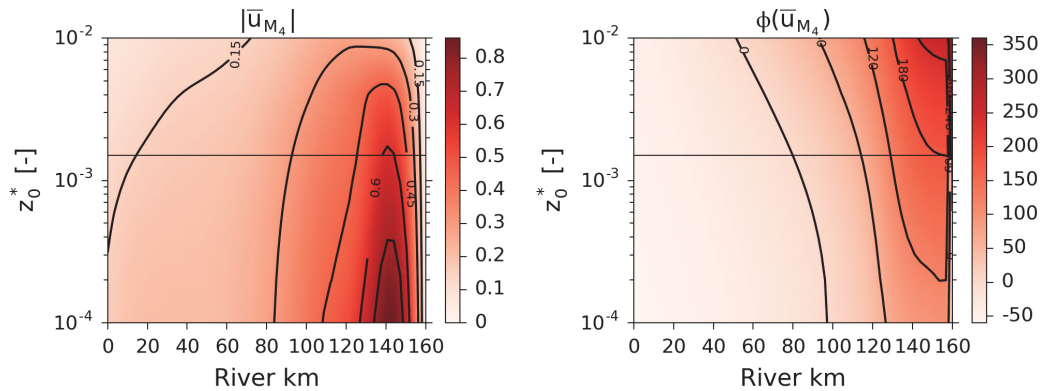
Figuur 21 – Amplitude en fase van de M_4 -waterstanden voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.

7.2.2 Horizontale stroomsnelheden

De amplitude van de diepte- en getij-gemiddelde, horizontale M_2 - en M_4 -stroomsnelheden vertonen dezelfde trend als de waterstanden: voor afnemende waarden van de ruwheidshoogte worden de stroomsnelheden voor de M_2 - en M_4 -componenten sterker, terwijl deze zwakker worden voor toenemende waarden.



Figuur 22 – Amplitude en fase van de diepte- en getij-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_2 -getij voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.

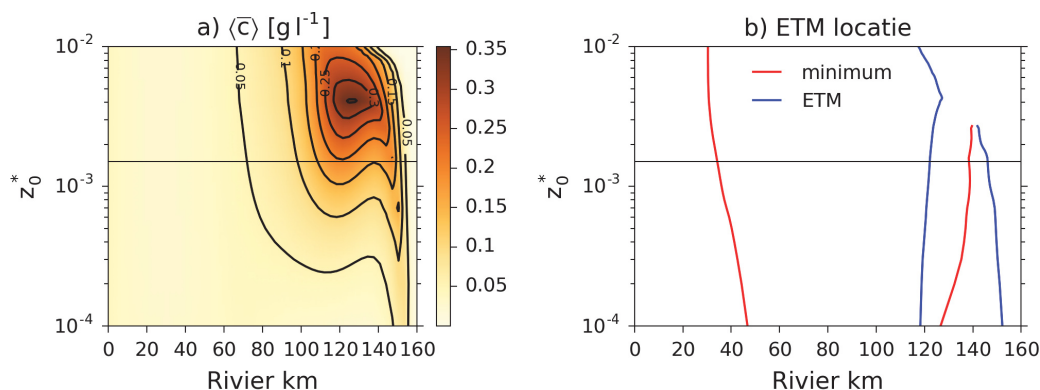


Figuur 23 – Amplitude en fase van de dieptegemiddelde, horizontale snelheid van het M_4 -getij voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.

7.2.3 Sedimentconcentratie

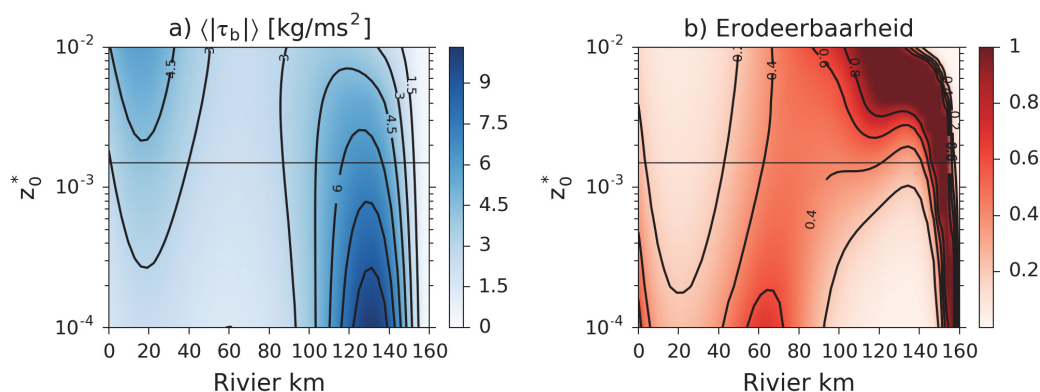
Evenals voor een variërende bekkenlengte laten de modelresultaten een contra-intuïtief beeld zien voor de sedimentconcentratie. Voor afnemende ruwheidshoogte neemt de sedimentconcentratie ook af (Fig. 24a), terwijl de waterstanden en horizontale stroomsnelheden daar juist toenemen (Figuren 20-23). Maximum diepte- en getij-gemiddelde sedimentconcentratie voor de onderzochte ruwheidshoogten is ongeveer 0.35 g l^{-1} voor $z_0^* \approx 4 \cdot 10^{-3}$. In deze situatie bestaat er een enkel ETM dat zich rond km 115-125 bevindt (Fig. 24b). Voor lagere ruwheidshoogten ($z_0^* \lesssim 0.003$) is er ook een tweede ETM dat meer stroomopwaarts gelokaliseerd is tussen km 140 en 150.

Het feit dat de sedimentconcentratie een tegengesteld beeld vertoont ten opzichte van de waterstanden en horizontale stroomsnelheden voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte kan wederom worden verklaard door de bodemschuifspanning en de erodeerbaarheid te beschouwen (Fig. 25). Hieruit valt op te maken dat voor $z_0^* \lesssim 0.002$ de bodemschuifspanning hoog is waar de erodeerbaarheid juist minimaal is. Voor z_0^* -waarden lager dan de standaard waarde van $z_0^* = 0.0015$ (zwarte lijn) bevindt zich een erosiegelimiteerde zone dichtbij de landwaartse rand. Deze zone breidt zich significant uit voor grotere ruwheidshoogten en overlapt dan met het gebied rond 120 – 140 km waar de bodemschuifspanning een maximum bereikt. Weliswaar neemt de maximale bodemschuifspanning τ_b af met hogere z_0^* , maar omdat in dit gebied de relatieve erodeerbaarheid toeneemt voor $z_0^* \gtrsim 0.001$ is het netto effect dat de maximale erosieflux $\sim f\tau_b$ tot $z_0^* \sim 0.004$ hier toeneemt en daarmee ook de restconcentratie. Voor $z_0^* \gtrsim 0.004$ domineert het effect van afnemende bodemschuifspanning de erosieflux die derhalve afneemt zodat ook de residuele concentratie daalt. Door de ruimtelijke



Figuur 24 – a) diepte- en getij-gemiddelde concentratie en b) ETM locatie voor variërende dimensieloze ruwheidshoogte.

uitbreiding van het erosiegelimiteerde gebied kan significant meer sediment in het bekken geïmporteerd worden (rapport 1.5; Brouwer *e.a.*, 2018) zodat de sedimentvoorraad in de bodempool sterker toeneemt (niet getoond).

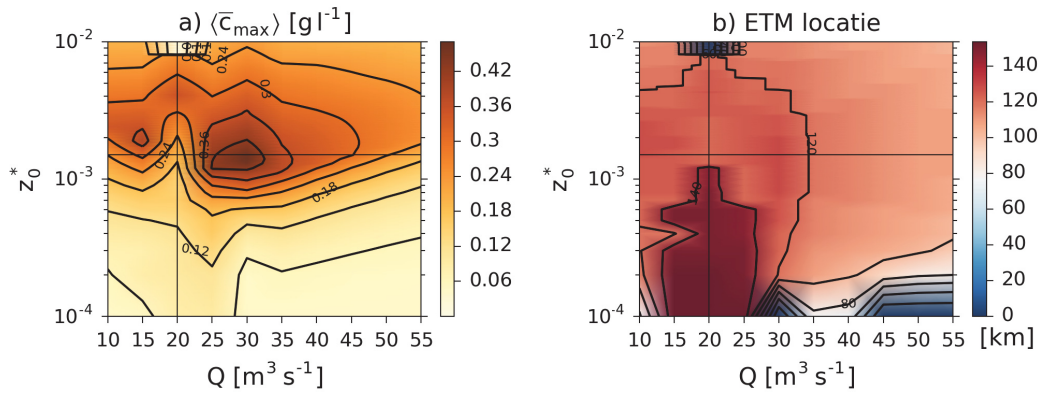


Figuur 25 – a) Getijgemiddelde bodemschuifspanning en b) de erodeerbaarheid als functie van de dimensieloze ruwheidshoogte en de rivier km.

De invloed van de rivierafvoer op de maximale, diepte- en getijgemiddelde concentratie in het bekken laat zien dat voor de standaard configuratie van $z_0^* = 0.0015$ de maximale concentraties van ongeveer 0.45 g l^{-1} optreden tussen $Q = 25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $Q = 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 26a). Ook voor lagere rivierafvoer dan de standaardwaarde van $Q = 20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ worden hogere concentraties waargenomen. Voor hogere waarden dan $Q = 35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ neemt de maximale concentratie in het bekken geleidelijk af. De locatie van het bijbehorende ETM ligt vrij constant tussen km 130 en 140 (Fig. 26b). Voor afnemende ruwheidshoogten ten opzichte van de standaardwaarde zien we dat de maximale concentratie afneemt in het domein voor alle beschouwde rivierafvoeren. De bijbehorende ETM locatie verplaatst zich hierbij verder stroomopwaarts naar tussen km 140 en 150 voor rivierafvoeren tussen $Q = 15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $Q = 25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Voor hogere ruwheidshoogten zien we juist dat relatief hoge maximale concentraties aanwezig blijven, waarbij enige variabiliteit is te zien als functie van de rivierafvoer. De locatie van het ETM wordt nauwelijks beïnvloed en blijft tussen km 130 en 140 liggen.

7.2.4 Samenvatting

Uit bovenstaande analyse van de gevoeligheid van de waterbeweging en sedimentconcentratie op variërende ruwheidshoogte volgt dat voor afnemende ruwheidshoogte het horizontale en verticale M_2 - en M_4 -getij langs



Figuur 26 – a) Maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie en b) bijbehorende ETM locatie als functie van de dimensieloze ruwheidshoogte en rivierafvoer.

het gehele bekken toeneemt, terwijl de sedimentconcentraties juist afnemen. Het omgekeerde beeld zien we voor toenemende ruwheidshoogte. Deze trend is voor een belangrijk deel toe te schrijven aan de ruimtelijke anti-correlatie tussen lokale erodeerbaarheid en bodemschuifspanning. De afhankelijkheid van de sedimentconcentratie op de rivierafvoer laat zien dat maximale concentraties te verwachten zijn tussen $Q = 25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $Q = 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en gelokaliseerd tussen km 130 en 140. De modelresultaten suggereren dat veranderingen in de ruwheidshoogte alleen niet zullen leiden tot hypertroebele situaties.

7.3 Erosieparameter $\hat{M}$

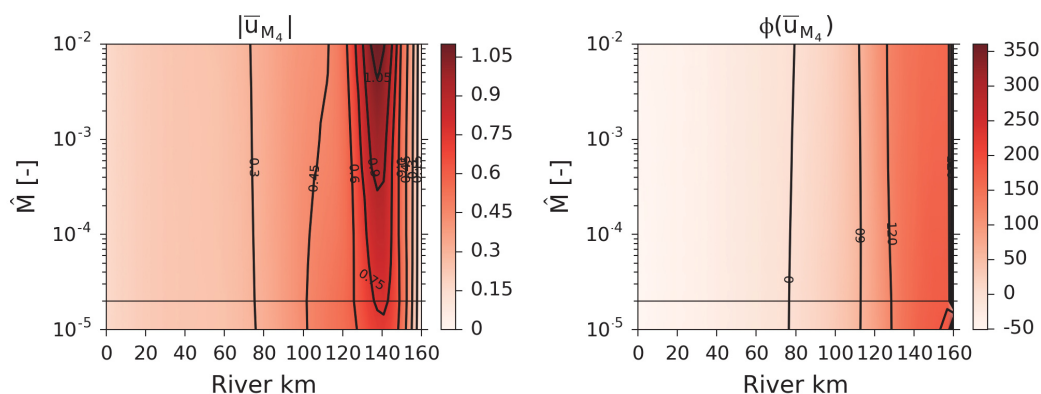
De erosieparameter, $\hat{M}$, heeft direct gevolgen voor de maximale hoeveelheid sediment die geërodeerd kan worden via Vgl. (21) en dus voor de maximale concentratie in de waterkolom. Deze parameter, die verkregen wordt door kalibratie, heeft geen directe invloed op de waterbeweging, alleen indirect via turbulentiedemping door sedimentstratificatie.

7.3.1 Waterbeweging

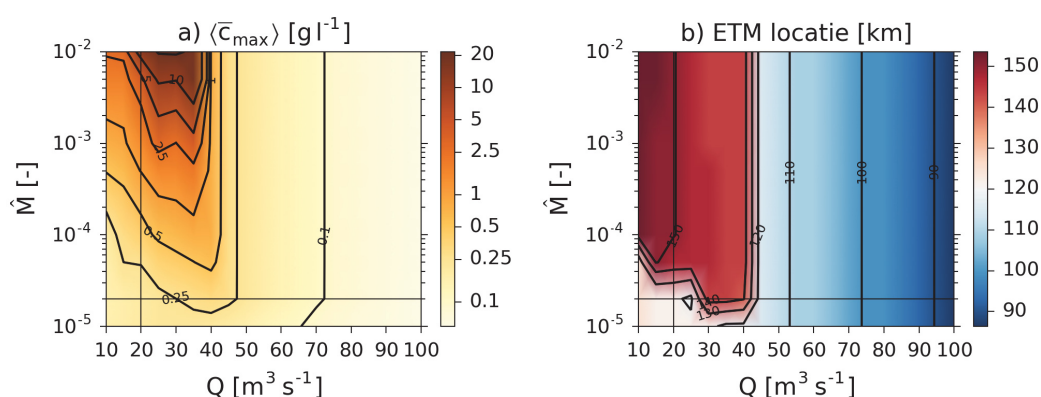
Uit inspectie van de invloed van $\hat{M}$ op de waterbeweging (waterstand en horizontale stroomsnelheden) blijkt dat alleen de amplitude van de M_4 -component van de horizontale stroomsnelheid significant wordt beïnvloed (Fig. 27): voor toenemende $\hat{M}$ neemt de amplitude ook toe en visa versa. Het verschil tussen maximale M_4 -amplitude bij de standaardwaarde van $\hat{M} = 2 \cdot 10^{-5}$ en $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$ is ongeveer 0.35 m.

7.3.2 Sedimentconcentratie

Zoals hierboven vermeld bepaalt $\hat{M}$ de hoogte van de sedimentconcentratie via Vgl. (21). Bekijken we de gevoeligheid van de maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie in het bekken als functie van de rivierafvoer en de erosieparameter, dan zien we dat voor $\hat{M} > 2 \cdot 10^{-4}$ en $Q \lesssim 40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ maximale sedimentconcentraties op kunnen treden die hoger zijn dan 1 g l^{-1} (Fig. 28a). De locatie waar deze hoge concentraties optreden wordt nauwelijks beïnvloed door $\hat{M}$ en ligt tussen km 140 en 155 (Fig. 28b). Voor configuraties waarbij de maximale concentratie van het ETM relatief laag is, $Q \gtrsim 45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, bevindt het ETM zich meer stroomafwaarts tussen km 90 en 120 en zijn de resultaten ongevoelig voor $\hat{M}$.



Figuur 27 – Amplitude en fase van de diepte- en getij-gemiddelde, horizontale snelheid van het M_4 -getij voor variërende erosieparameter.

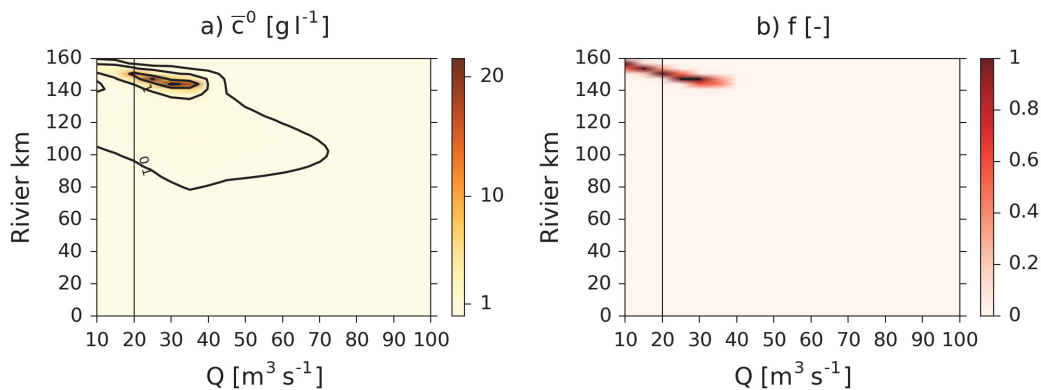


Figuur 28 – a) Maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie en b) bijbehorende ETM locatie als functie van de erosieparameter en de rivierafvoer.

Het blijkt dat voor relatief hoge waarden van $\hat{M}$, volgens de definitie die aan het begin van dit hoofdstuk geformuleerd is, zich hypertroebele situaties kunnen voordoen. Wanneer we onderzoeken hoe robuust deze hypertroebele situaties zijn en of ze zich heel lokaal of juist globaal manifesteren bekijken we de situatie voor $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$ in meer detail. We zien dat de hoge concentraties voor $Q \approx 45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ heel lokaal zijn en dat in de rest van het bekken de concentraties relatief laag zijn (Fig. 29a). De hoge concentraties vallen samen met een lokaal aanwezig erosiegelimiteerde zone (Fig. 29b). Buiten deze zone ligt de erodeerbaarheid dicht bij nul en dus zijn beschikbaarsgelimiteerde condities van toepassing. Voor $Q \approx 45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ is het systeem overall beschikbaarsgelimiteerd en zagen we eerder dat $\hat{M}$ geen invloed heeft op de resultaten (zie Fig. 29).

7.3.3 Transportcontributies

Om inzicht te krijgen in welke mechanismen belangrijk zijn voor het opbouwen van het ETM zijn in Fig. 30 de belangrijkste transportcontributies weergegeven voor drie verschillende combinaties van $\hat{M}$ en Q : 1) relatief lage $\hat{M}$ en lage Q (Fig. 30a), 2) relatief hoge $\hat{M}$ en lage Q (Fig. 30b) en 3) relatief hoge $\hat{M}$ en hoge Q (Fig. 30c). Startend bij geval 1, zien we dat er twee ETMs aanwezig zijn (rond km 120 en km 145, grijze gestippelde lijn). Doordat $\hat{M}$ laag is, kan er relatief weinig sediment in de waterkolom aanwezig zijn en worden sedimentconcentraties in het stroomopwaartse ETM sterk onderdrukt (erosiegelimiteerd). De belangrijkste importerende mechanismen zijn de terugkeerstroming van het getij (geel) en de asymmetrie geïnduceerd door de interactie tussen snelheid en diepte (rood). De belangrijkste exporterende mechanisme zijn de rivierafvoer (turquoise)



Figuur 29 – a) Maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie en b) erodeerbaarheid als functie van de rivierafvoer en de rivier km bij $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$.

en sediment advectie (paars).

Wanneer $\hat{M}$ wordt verhoogd naar $1 \cdot 10^{-2}$ (geval 2), kan er meer sediment in suspensie aanwezig zijn. Hierdoor wordt het meest stroomopwaartse ETM enorm versterkt ten opzichte van het stroomafwaartse ETM met concentraties hoger dan 20 g l^{-1} . Er heersen nog steeds erosiegelimiteerde condities in het stroomafwaartse ETM (zie Fig. 29b). Navenant zijn de transportcontributies rondom het stroomopwaartse ETM ook zeer sterk. Hierbij zien we dat dezelfde importerende en exporterende transportcontributies als bij geval 1 belangrijk zijn voor het opbouwen van het ETM.

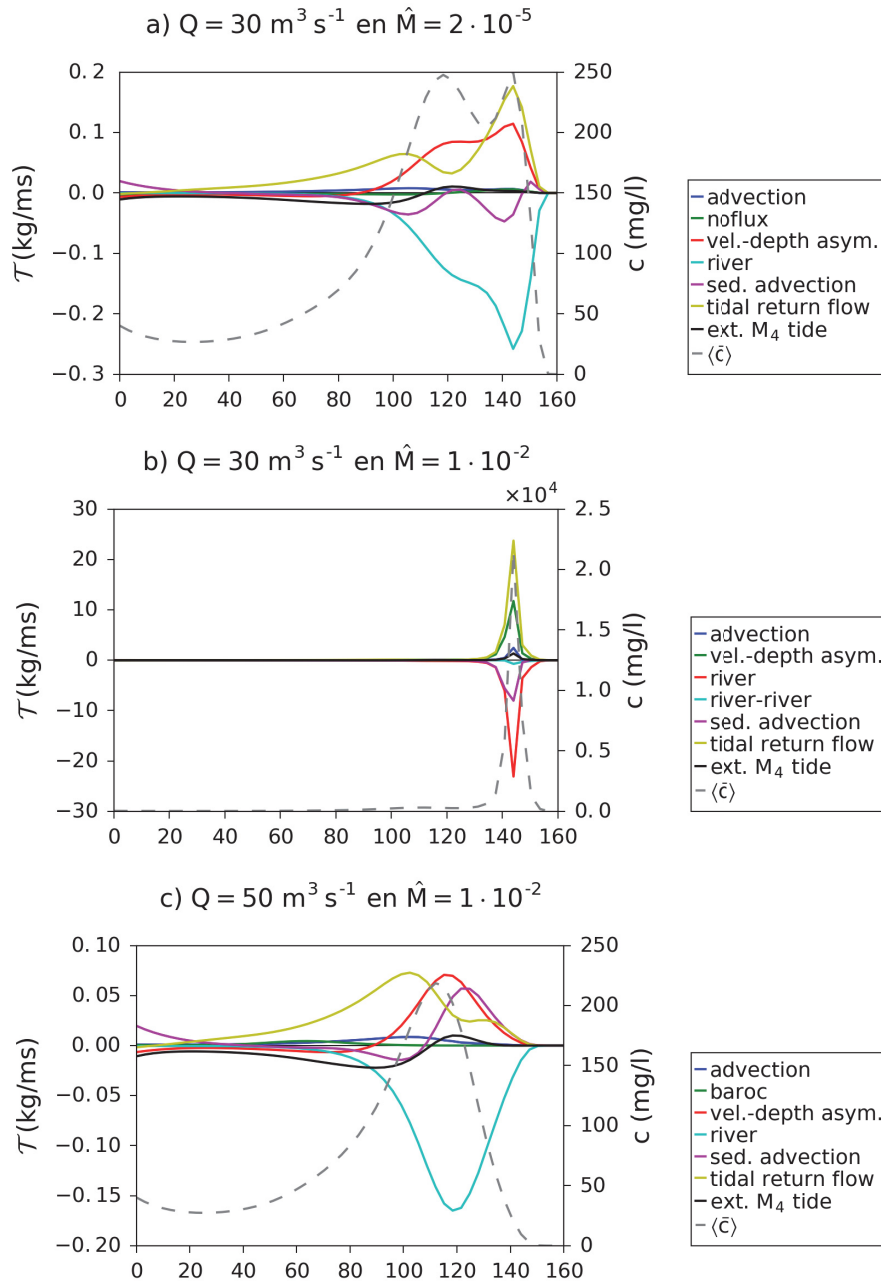
Verhogen we vervolgens de rivierafvoer naar $Q = 50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ bij gelijkblijvende $\hat{M}$ (geval 3), dan heersen er in het gehele bekken beschikbaarheidsgelimiteerde condities (zie Fig. 29b). In dat geval stelt zich een situatie in die overeenkomt met het morfodynamisch evenwicht (Chernetsky *e.a.*, 2010; Friedrichs *e.a.*, 1998, en Rapporten 1.3 en 1.4). Hierbij stelt zich een enkel ETM in rond km 110. Sediment advectie heeft in tegenstelling tot de vorige twee gevallen een sterk importerend karakter in samenwerking met de terugkeerstroming en de asymmetrie geïnduceerd door de interactie tussen snelheid en diepte. De belangrijkste exporterend transportcontributie blijft de rivierafvoer, waarbij nu ook het externe M_4 -getij een significante bijdrage heeft.

7.3.4 Invloed van turbulentiedemping door sedimentstratificatie

In dit rapport is het terugkoppelingsmechanisme van turbulentiedemping door sedimentstratificatie meegenomen om op een realistischer manier het effect van hoge sedimentconcentraties op de waterbeweging te kunnen beschrijven. Nemen we dit terugkoppelingsmechanisme niet mee in de berekening voor $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$ en Q tussen $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 29) dan zien we dat er nog steeds parameter combinaties zijn waarbij hypertroebele condities, $\langle \bar{c} \rangle > 1 \text{ g l}^{-1}$, kunnen optreden (Fig. 31a). Hierbij is de maximale getij- en diepte-gemiddelde concentratie lichtelijk hoger dan wanneer turbulentiedemping wel wordt meegenomen, namelijk 21 g l^{-1} versus 26 g l^{-1} . Deze situaties treden op voor een kleiner bereik van de rivierafvoer, namelijk voor $Q < 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, terwijl de ruimtelijke spreiding van deze condities juist weer groter is, tussen km 110 en 155 voor $Q = 20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. De locatie van de extreem hoge concentraties gaat gepaard met een lokale, erosiegelimiteerde zone rond km 155 voor $Q < 20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 31b). Deze resultaten suggereren dat in het onderhavige geval met parameterwaarden die karakteristiek zijn voor de Schelde turbulentiedemping door sedimentstratificatie niet essentieel is om hypertroebele situaties te verkrijgen.

7.3.5 Invloed van hindered settling

Zoals in Hoofdstuk 1 is aangegeven is in het iFlow-model met turbulente demping geen hindered settling meegenomen. In rapport 4.1 is gevonden dat hypertroebelheid optreedt als $\hat{M} \gtrsim 4.4 \times 10^{-4}$ en de afvoer vol-

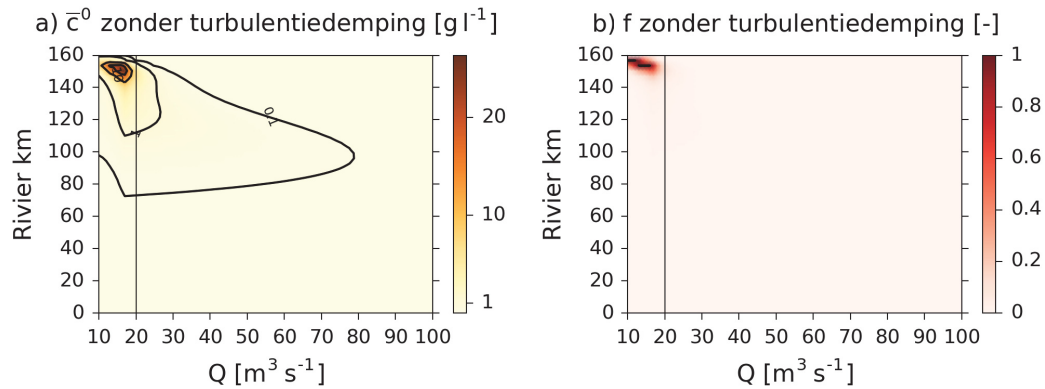


Figuur 30 – Contributies van de verschillende transportmechanismen aan het sedimenttransport voor a) $Q = 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $\hat{M} = 2 \cdot 10^{-5}$, b) $Q = 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$ en c) $Q = 50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $\hat{M} = 1 \cdot 10^{-2}$.

doende laag is ($Q \lesssim 17 \text{ m}^3/\text{s}$). Dit is in zekere zin complementair aan de situatie bij turbulentiedemping waar hoge concentraties juist optreden bij $Q \gtrsim 20 \text{ m}^3/\text{s}$. Bij hindered settling treden hoge concentraties - net als bij turbulente demping - enkel op in het meest opwaartse deel van het estuarium (ca 150 km van Vlissingen).

7.3.6 Samenvatting

De gevoeligheid van de waterbeweging op variërende erosieparameter manifesteert zich voornamelijk in de amplitude van de horizontale M_4 -stroomsnelheid: voor toenemende $\hat{M}$ neemt de M_4 -amplitude van de stroomsnelheid ook toe. De sedimentconcentratie in het domein is gevoelig voor de erosieparameter aan-



Figuur 31 – a) Maximale, getij- en diepte-gemiddelde sedimentconcentratie en b) erodeerbaarheid als functie van de rivierafvoer en de rivier km, zonder turbulentiedemping door sedimentstratificatie.

gezien deze parameter direct de maximale hoeveelheid sediment in suspensie bepaalt. Het blijkt dat voor toenemende $\hat{M}$ de sedimentconcentraties in het bekken ook toenemen, waarbij zich mogelijk hypertroebele situaties kunnen voordoen. In de onderzochte parameter ruimte zien we deze hypertroebele situaties optreden voor rivierafvoeren die kleiner zijn dan $45 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ en voor een erosieparameter die groter is dan $2 \cdot 10^{-4}$. De gebieden waarin zich hoge concentratie voordoen zijn over het algemeen erosiegelimiteerd. Als laatste suggereren de resultaten dat turbulentiedemping door sedimentstratificatie voor de parameterwaarden die karakteristiek zijn voor de Schelde niet essentieel is.

8 Samenvatting en conclusies

8.1 Kalibratie

In dit rapport is het effect van turbulente damping door hoge sedimentconcentraties meegenomen in het geïdealiseerde iFlow-model. Turbulente damping is een gevolg van een sterkere verticale gelaagdheid van het gesuspenderde sediment en verlaagt de waarden voor verticale viscositeit, bodemruwheid en verticale menging. Het Scheldemodel met turbulente damping is gekalibreerd op basis van de M_2 -getijcomponent van de waterstand door de relatieve ruwheidshoogte z_0^* te optimaliseren. Dit gaf $z_0^* = 0.0015$. Voor het jaar 2009 (jaar-mediaan afvoer $\sim 20 \text{ m}^3/\text{s}$) geeft dit een getijgemiddelde sedimentconcentratie aan het wateroppervlak langsheen de Schelde die goed overeenkomt met de mediaan van de gemeten waarden.

8.2 Resultaten van de gevoeligheidsstudie

Het model is vervolgens gebruikt om de gevoeligheid van het getij en de sedimentverdeling te onderzoeken voor variaties in de bekkenlengte L , ruwheidshoogte z_0^* en maximale erodeerbaarheid $\hat{M}$. Voor elk van deze experimenten volgen hieronder afzonderlijk de belangrijkste conclusies. Tenzij anders vermeld gelden hierbij de standaardparameterwaarden van Tabel 1 in Hoofdstuk 4.

8.2.1 Bekkenlengte

De bekkenlengte is gevarieerd tussen $L = 100 \text{ km}$ en $L = 175 \text{ km}$. Dit gaf de volgende resultaten:

1. De amplitude van waterstand en stroomsnelheid voor zowel de M_2 -als de M_4 -getijcomponent nemen toe als de bekkenlengte afneemt. Het systeem komt dan voor beide componenten dicht bij resonantie. Voor het verticale M_2 -getij treedt resonantie op bij $L = 120 \text{ km}$, voor het M_4 -getij bij $L = 130 \text{ km}$.
2. Bij langere bekkenlengte neemt de amplitude van het horizontale en het verticale getij voor beide componenten af.
3. De maximale dieptegemiddelde restconcentratie laat een trend zien die juist tegengesteld is aan die van het getij: zij neemt af als het bekken korter wordt en neemt toe voor langere bekkens. Dit komt doordat voor een langer bekken de relatieve erodeerbaarheid f over een groter gebied haar maximale waarde $f = 1$ bereikt. De bodemschuifspanning τ_b neemt weliswaar af maar het product $\hat{M}f\tau_b$ wordt per saldo groter. Dit product bepaalt de lokale opwerveling van sediment en daarmee in belangrijke mate de lokale sedimentconcentratie die zodoende toeneemt bij langere bekkenlengte.
4. Bij bekkenlengten tussen ca. 145 en 170 km zijn er twee estuariene troebelheidsmaxima: één afwaarts gesitueerd maximum rond 40 – 50 km van de opwaartse rand en één opwaartse gelokaliseerd maximum (ca 10 – 20 km van de landwaartse rand). Voor $L \gtrsim 170 \text{ km}$ is enkel het afwaartse ETM aanwezig, voor $L \lesssim 145 \text{ km}$ enkel het opwaartse ETM.
5. De maximale getijgemiddelde oppervlakteconcentratie treedt op als $L \gtrsim 160 \text{ km}$ en voor rivierafvoeren tussen 20 en $40 \text{ m}^3/\text{s}$ en bedraagt ca. 450 mg/l .

8.2.2 Relatieve ruwheidshoogte

De gevoeligheid voor de relatieve ruwheidshoogte z_0^* is onderzocht door deze grootte te variëren tussen 10^{-4} en 0.01. Hieruit kunnen de volgende conclusies worden getrokken:

1. Zoals te verwachten nemen de maximale waterstand en stroomsnelheid voor zowel M_2 als M_4 af naarmate de ruwheidshoogte toeneemt.
2. de maximale sedimentconcentratie neemt daarentegen juist toe bij hoger z_0^* . De reden is analoog aan de toename voor langere getijbekkens: weliswaar neemt de bodemschuifspanning af als de ruwheidshoogte toeneemt, maar de relatieve erodeerbaarheid bereikt over een groter gebied haar maximale waarde ($f = 1$). Het product $\hat{M} f \tau_b$ (en daarmee de maximale erosieflux) wordt derhalve groter als z_0^* toeneemt zodat de maximale restconcentratie hoger wordt.
3. Voor $z_0^* \lesssim 0.004$ zijn er twee ETMs, één afwaarts maximum op ca 120 km van Vlissingen en één maximum op ca. 140 – 150 km. Bij $z_0^* \gtrsim 0.004$ komt enkel het afwaartse ETM voor.
4. de maximale dieptegemiddelde restconcentratie treedt ongeveer op voor de standaardwaarde van de ruwheidshoogte ($z_0^* = 0.0015$) bij afvoeren tussen ca. 25 en 30 m³/s en bedraagt ca. 450 mg/l.

8.2.3 Maximale erodeerbaarheid

De maximale erodeerbaarheid is gevarieerd tussen $\hat{M} = 10^{-5}$ en $\hat{M} = 0.01$. Dit gaf de volgende resultaten:

1. $\hat{M}$ is van invloed op de M_4 -component van de getijsnelheid maar laat de M_2 -snelheid nagenoeg ongewijzigd. De M_4 -snelheid neemt toe als $\hat{M}$ groter wordt, maar de lokatie van de maximale M_4 -snelheid verandert vrijwel niet (130 – 150 km van Vlissingen).
2. De maximale dieptegemiddelde restconcentratie neemt toe met $\hat{M}$. Voor $\hat{M} \gtrsim 2 \times 10^{-4}$ en $Q \lesssim 45$ m³/s worden concentraties boven 1 g/l gevonden, bij $\hat{M} = 0.01$ treden dan waarden op tot 20 g/l. Deze hoge concentraties treden op tussen 140 en 155 km van Vlissingen.
3. De hoge sedimentconcentraties treden op doordat de maximale opwerveling $\hat{M} \tau_b$ sterk toeneemt omdat zowel $\hat{M}$ als de getijsnelheid groter worden. De maximale opwerveling is ruimtelijk geconcentreerd rond 140 km waar de M_4 -snelheid maximaal is verhoogd. Bovendien valt deze locatie deels samen met een erosielimiteerd gebied ($f = 1$). Zodoende is de erosieflux ter hoogte van dit gebied sterk verhoogd zodat hier hypertroebele omstandigheden kunnen voorkomen.
4. De hypertroebele concentraties treden ook op indien turbulente demping niet wordt meegenomen in het model. Dit vergt echter wel lagere afvoeren ($Q \lesssim 20$ m³/s).

8.3 Openstaande vragen

De resultaten van de gevoeligheidsstudie hebben in zekere mate het karakter van “numerieke observaties”. Deze observaties vormen het startpunt voor een nadere detailstudie waarmee een beter begrip kan worden verkregen van de belangrijkste fysische processen die een rol spelen bij hypertroebele condities. De belangrijkste vragen voor een dergelijke studie worden hieronder kort genoemd:

1. Wat is het precieze resonantiegedrag van het M_2 - en M_4 -getij in functie van niet enkel de bekkenlengte maar ook de bodemligging en de ruwheidshoogte?

2. Waarom is het M_2 -getij nagenoeg ongevoelig voor de erodeerbaarheid $\hat{M}$ terwijl het M_4 -getij hier significant door wordt beïnvloedt (zie Fig. 27)?
3. Wat is de reden voor de ruimtelijke anti-correlatie tussen bodemschuifspanning τ_b en relatieve erodeerbaarheid f zoals wordt waargenomen bij kortere bekkenlengte en lagere ruwheidshoogte (zie Fig. 18 en Fig. 25).
4. Turbulente demping lijkt vooral hoge concentraties te geven voor afvoeren tussen $20 \text{ m}^3/\text{s}$ en $40 \text{ m}^3/\text{s}$ terwijl deze zonder turbulente demping vooral bij lagere afvoeren ($Q \lesssim 20 \text{ m}^3/\text{s}$) optreden (zie Fig. 29 en Fig. 31). Wat is de verklaring voor dit verschil?
5. De overgang tussen hypertroebelheid en normale sedimentconcentraties lijkt bij variatie van de afvoer vrij scherp te zijn (zie $Q \sim 40 \text{ m}^3/\text{s}$ in Fig. 29). Is deze transitie omkeerbaar of onomkeerbaar?
6. Hindered settling geeft vooral hoge concentraties bij lage afvoeren ($Q \lesssim 20 \text{ m}^3/\text{s}$, zie rapport 1.5). Kan dit met turbulentiedemping een uitgebreid gebied van afvoeren geven ($Q \lesssim 40 \text{ m}^3/\text{s}$) waarbij hoge concentraties optreden mits $\hat{M}$ voldoende hoog is?
7. Is een meer fysische beschrijving van de maximale erodeerbaarheid $\hat{M}$ mogelijk? Door afhankelijkheden van andere grootheden (b.v. z_0^* of S_{bed}) te identificeren kan een meer dynamische beschrijving van de uitwisseling tussen bodem en waterkolom worden verkregen. Dit bepaalt in belangrijke mate de verdeling van sediment langsheen het estuarium.

Referenties

- Adams, C. E.; Weatherly, G.** (1981). Some effects of suspended sediment stratification on an oceanic bottom boundary layer. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 86 (C4): 4161–4172 pp. DOI: 10.1029/JC086iC05p04161
- Brouwer, R. L.; Schramkowski, G. P.** (2022). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 1.4 Basismodel sediment. Versie 4.0. *WL Rapporten*, 13_103_5. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- Brouwer, R. L.; Schramkowski, G. P.** (2024). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 1.5 Sedimentmodel met dynamische beschikbaarheid. Versie 4.0. *WL Rapporten*, 13_103_6. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- Brouwer, R. L.; Schramkowski, G. P.; Verwaest, T.; Mostaert, F.** (2017). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 1.3 Basismodel getij en zout. Versie 2.0. *WL Rapporten*, 13_103_3. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- Brouwer, R. L.; Schramkowski, G. P.; Dijkstra, Y. M.; Schuttelaars, H. M.** (2018). Time Evolution of Estuarine Turbidity Maxima in Well-Mixed, Tidally Dominated Estuaries: The Role of Availability- and Erosion-Limited Conditions. *Journal of Physical Oceanography* 48 (8): 1629–1650 pp. DOI: 10.1175/JPO-D-17-0183.1. eprint: <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0183.1>
- Chernetsky, A. S.** (2012). Trapping of sediment in tidal estuaries. (phdthesis). Delft University of Technology
- Chernetsky, A. S.; Schuttelaars, H. M.; Talke, S. A.** (2010). The effect of tidal asymmetry and temporal settling lag on sediment trapping in tidal estuaries. *Ocean Dynamics* 60 (5): 1219–1241 pp. DOI: 10.1007/s10236-010-0329-8
- Coen, L.; De Maerschalck, B.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F.** (2016). Sedimentstrategie Beneden-Zeeschelde. Deelrapport 1 – Opzet en validatie slibmodel. Versie 4.0. *WL Rapporten*, 14_025. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- Dijkstra, Y. M.; Schuttelaars, H. M.; Schramkowski, G. P.; Brouwer, R. L.** (2019). Modeling the Transition to High Sediment Concentrations as a Response to Channel Deepening in the Ems River Estuary. *J. Geo. Res.* 124(3): 1578–1594 pp.
- Dijkstra, Y. M.; Brouwer, R. L.; Schuttelaars, H. M.; Schramkowski, G. P.** (2017). The iFlow Modelling Framework v2.4. A modular idealised process-based model for flow and transport in estuaries. *Geoscientific Model Development* 10 (7): 2691–2713 pp. DOI: 10.5194/gmd-2017-20
- Dijkstra, Y. M.; Schuttelaars, H. M.; Winterwerp, J. C.** (2018). The hyperturbid state of the water column in estuaries and rivers: the importance of hindered settling. *Ocean Dynamics* 68 (3): 377–389 pp. DOI: 10.1007/s10236-018-1132-1
- Friedrichs, C. T.; Armbrust, B. D.; De Swart, H. E.** (1998). Hydrodynamics and equilibrium sediment dynamics of shallow, funnel-shaped tidal estuaries. *in*: Dronkers, J.; Scheffers, M. (Eds.). *Physics of Estuaries and Coastal Seas*. PECS 1996. Balkema: Rotterdam. 337–343 pp.

- Huijts, K. M. H.; Schuttelaars, H. M.; Swart, H. E. de; Valle-Levinson, A.** (2006). Lateral trapping of sediment in tidal estuaries: an idealized model. *J. Geophys. Res.* 111: doi:10.1029/2005JF000312 pp.
- Le Blond, P. H.** (1978). On tidal propagation in shallow rivers. *J. Geophys. Res.* 83: 4717–4721 pp.
- Maris, T.; Meire, P.** (2016). OMES rapport 2015. Onderzoek naar de gevolgen van het Sigmaplan, baggeractiviteiten en havenuitbreiding in de Zeeschelde op milieu. Dutch. *techreport*. University of Antwerp. p. 172
- Maximova, T.; Vanlede, J.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F.** (2013). Habitatmapping ondiep water Zeeschelde: deelrapport 2 - Numeriek 2D model. Versie 2.0. *WL Rapporten*, 00_028. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- Munk, W. H.; Anderson, E. R.** (1948). Notes on a theory of the thermocline. *Journal of Marine Research* 7: 276–295 pp.
- Pawlowicz, R.; Beardsley, B.; Lentz, S.** (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers and Geosciences* 28: 929–937 pp.
- Sanford, L.; Maa, J.-Y.** (2001). A unified erosion formulation for fine sediments. *Marine Geology* 1-2 (179): 9–23 pp. DOI: 10.1016/S0025-3227(01)00201-8.
- Schramkowski, G. P.; Brouwer, R.** (2025). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 4.1 Hindered settling. Versie 4.0. *WL Rapporten*, 13_103_11. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- Schuttelaars, H. M.; De Swart, H. E.** (1996). An idealized long-term morphodynamic model of a tidal embayment. *Eur. J. Mech., B/Fluids* 15 (1): 55–80 pp.
- Wang, X. H.** (2002). Tide-induced sediment resuspension and the bottom boundary layer in an idealized estuary with a muddy bed. *Journal of Physical Oceanography* 32 (11): 3113–3131 pp. DOI: 10.1175/1520-0485(2002)032<3113:TISRAT>2.0.CO;2

DEPARTEMENT **MOBILITEIT & OPENBARE WERKEN**
Waterbouwkundig Laboratorium

Berchemlei 115, 2140 Antwerpen

T +32 (0)3 224 60 35

F +32 (0)3 224 60 36

waterbouwkundiglabo@vlaanderen.be

www.waterbouwkundiglaboratorium.be