



Vlaanderen
is wetenschap

13_103_11
WL rapporten

Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid

WP 4.1 Hindered settling

DEPARTEMENT
MOBILITEIT &
OPENBARE
WERKEN

waterbouwkundiglaboratorium.be

Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid

WP 4.1 Hindered settling

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

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/2025/3241/409

Deze publicatie dient als volgt geciteerd te worden:

Schramkowski, G.P.; Brouwer, R.L. (2025). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid: WP 4.1 Hindered settling. Versie 4.0. WL Rapporten, 13_103_11. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen

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

Documentidentificatie

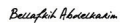
Opdrachtgever:	Vlaams-Nederlandse Scheldec commissie (VNSC)	Ref.:	WL2025R13_103_11
Trefwoorden (3-5):	Getij, zout, sedimenttransport, estuaria		
Kennisdomeinen:	Sediment > Cohesief sediment > Numerieke modelleringen Sediment > Sedimenttransport > Numerieke modelleringen Sediment > Bovenafvoer > Numerieke modelleringen		
Tekst (p.):	33	Appendices (p.):	0
Vertrouwelijk:	Nee	☒ Online beschikbaar	

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

Controle

	Name	Handtekening
Revisor(en):	Plancke, Y.	Getekend door: Yves Plancke (Signature) Getekend op: 2025-12-16 14:44:22 +01:00 Reden: Ik keur dit document goed  
Projectleider:	Schramkowski, G.P.	Dr. George P. Schramkowski Digitaal ondertekend door Dr. George P. Schramkowski Datum: 2025.12.10 19:53:53 +01'00'

Goedkeuring

Afdelingshoofd:	Bellafkih, A.	Getekend door: Bellafkih Abdelkarim Getekend op: 2025-12-11 12:43:07 +01:00 Reden: Ik keur dit document goed  
-----------------	---------------	--

Abstract

In dit rapport is de invloed van hindered settling (waarbij de valsnelheid afneemt naarmate de sedimentconcentratie toeneemt) op het optreden van hoge concentraties onderzocht. Zonder hindered settling schaalde de sedimentconcentratie in een kolommodel lineair met de schuifspanning. Met hindered settling is er bij voldoende lage schuifspanning een tweede, hypertroebele oplossing mogelijk met sedimentconcentraties van enkele g/l of hoger. Dit proces is op vereenvoudigde wijze meegenomen in het geïdealiseerde breedtegemiddelde sedimentmodel, waarbij enkel de rol van de getij -en dieptegemiddelde concentratie op de valsnelheid wordt verdisconteerd. Ook werkt hindered settling in het model enkel door op de restconcentratie.

Simulaties van de Schelde laten zien dat hypertroebelheid kan voorkomen als de afvoer voldoende laag is en tegelijk de dimensieloze erosieparameter $\hat{M}$ voldoende hoog is. Deze parameter bepaalt de maximale lokale erosieflux die bij gegeven hydraulische condities kan optreden. Op basis van simulaties van het droge jaar 2009 wordt gevonden dat hypertroebele concentraties optreden als $\hat{M} \gtrsim 4.4 \times 10^{-4}$. Dit gebeurt dan echter enkel gedurende droge periodes: zodra de afvoer hoger wordt nemen de sedimentconcentraties weer sterk af. Er is dus in het model geen sprake van omslaggedrag waarbij het systeem in een permanente stabiele hypertroebele toestand komt. De waarde van $\hat{M}$ voor de huidige Schelde wordt geschat op $\hat{M} \approx 3.8 \times 10^{-5}$ en is dus een orde van grootte lager dan dat vereist is voor hypertroebele condities.

Deze conclusies dienen als indicatief te worden beschouwd. In het onderhavige model is hindered settling immers op vereenvoudigde wijze beschreven. Bovendien is de terugkoppeling van hoge concentraties op de waterbeweging (bv. demping van verticale viscositeit) niet meegenomen. De robuustheid van bovenstaande uitspraken dient derhalve binnen de context van een vollediger model nader te worden onderzocht.

Inhoudsopgave

Abstract.....	III
Lijst van figuren.....	VII
Lijst van tabellen.....	IX
1 Inleiding.....	1
2 Hindered settling.....	2
2.1 Inleiding.....	2
2.2 Kolommodel.....	2
2.2.1 Tijdsevolutie van de getijgemiddelde sedimentconcentratie.....	2
2.2.2 Evenwichtsverdelingen.....	3
2.2.3 Bespreking van de evenwichten.....	3
3 2DV model met hindered settling.....	5
3.1 Inleiding.....	5
3.2 Modelgeometrie.....	5
3.3 Hydrodynamica.....	6
3.3.1 Forcering.....	6
3.3.2 Oplossingsmethode.....	6
3.4 Sedimentmodule.....	7
3.4.1 Sedimenttransport.....	7
3.4.2 Bepaling van de relatieve erodeerbaarheid.....	8
3.4.3 Tijdsevolutie van de bodemvoorraad.....	9
3.4.4 Tijdsevolutie van de voorraad in suspensie.....	10
3.4.5 Oplossing van het sedimentmodel.....	11
3.5 Model voor de Schelde.....	11
4 Resultaten.....	14
4.1 Evenwichten.....	14
4.1.1 Soorten evenwicht.....	14
4.1.2 Beschikbaarheidsgelimiteerde evenwichten.....	15
4.1.3 Erosiegelimiteerde evenwichten.....	16
4.1.4 Tijdsevolutie naar evenwicht.....	17
4.2 Tijdsafhankelijk gedrag bij huidige condities.....	18
4.2.1 Inleiding.....	18
4.2.2 Gekozen simulatieperioden.....	19
4.2.3 Resultaten voor 2001.....	19
4.2.4 Resultaten voor 2009.....	21
4.3 Tijdsafhankelijke gedrag bij verhoogde erosie.....	22
4.3.1 Resultaten voor 2001.....	24
4.3.2 Resultaten voor 2009.....	24
4.4 Tussenliggende waarden voor $\hat{M}$	26
4.5 Samenvatting.....	28
5 Conclusies.....	30

Referenties 31

Lijst van figuren

Figuur 1	Evenwichtrelatie tussen dimensieloze dieptegemiddelde concentratie $\bar{\phi}$ en erosie $\mathcal{E}$ voor diverse waarden van m . De gestreepte zwarte lijn geeft de relatie voor lineaire depositie ($m = 0$).	4
Figuur 2	Geometrie van het getijbekken zoals gebruikt in het geïdealiseerde model: (a) zij aanzicht, (b): bovenaanzicht.	5
Figuur 3	Relatie tussen relatieve erodeerbaarheid f en dimensieloze sedimentvoorraad $\hat{S}$.	9
Figuur 4	Het Schelde estuarium.	11
Figuur 5	Longitudinaal verloop van de breedte (boven) en breedtegemiddelde diepte (onder) in het Scheldebekken. Blauwe punten zijn gebaseerd op de feitelijke geometrie terwijl de rode lijnen de in het model gebruikte benaderingen weergeven.	12
Figuur 6	Variatie van $\hat{M}_{\min}$ in functie van de rivierafvoer Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$).	16
Figuur 7	Ruimtelijk verloop van dimensieloze dieptegemiddelde restconcentratie (a) en erodeerbaarheid (b) voor diverse waarden van de rivierafvoer. De horizontale stippellijnen in (a) en (b) komen overeen met $\bar{\phi}_{\text{TP}}$ resp. $\mathcal{E}_{\text{TP}}$. Waarden boven de stippellijn in (a) komen overeen met hypertroebele condities, eronder met normale condities.	16
Figuur 8	Verloop van de maximale dieptegemiddelde concentratie ($\bar{\phi}_{\max}$) en maximale relatieve erodeerbaarheid ($f_{\max}$) als functie van de erosieparameter $\hat{M}$ voor $Q = 13 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$.	17
Figuur 9	Ruimtelijk verloop van dimensieloze dieptegemiddelde restconcentratie (a) en sedimenttransport (b) diverse waarden van de erosieparameter $\hat{M}$ voor $Q = 13 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. De horizontale stippellijnen in (a) en (b) komen overeen met $\bar{\phi}_{\text{TP}}$ resp. $\mathcal{E}_{\text{TP}}$.	18
Figuur 10	Temporele evolutie van sedimentverdeling naar evenwicht voor $Q = 15 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$.	18
Figuur 11	Daggemiddelde afvoer te Melle voor de jaren 2001 en 2009.	19
Figuur 12	Daggemiddelde afvoer en maximale dieptegemiddelde restconcentratie in 2001.	20
Figuur 13	Links: temporeel verloop van de massa in de slibaag en de maximale relatieve erodeerbaarheid, rechts: bijdragen aan de sedimentbalans.	20
Figuur 14	Verloop van de dieptegemiddelde restconcentratie langsheen het estuarium voor een aantal dagen in 2001.	21
Figuur 15	Daggemiddelde afvoer en maximale dieptegemiddelde restconcentratie in 2009.	21
Figuur 16	Links: temporeel verloop van de massa in de slibaag en de maximale erodeerbaarheid, rechts: bijdragen aan de sedimentbalans.	22
Figuur 17	Verloop van de dieptegemiddelde restconcentratie langsheen het estuarium voor een aantal dagen in 2009.	23
Figuur 18	Verloop van de maximale dieptegemiddelde concentratie ($\bar{\phi}_{\max}$) en maximale relatieve erodeerbaarheid ($f_{\max}$) als functie van de erosieparameter $\hat{M}$, gebaseerd op het afvoerverloop van 2009.	23
Figuur 19	Verloop van de maximale dieptegemiddelde concentratie ($\langle \bar{c} \rangle_{\max}$) gedurende het jaar 2001 met en zonder hindered settling.	24
Figuur 20	Langsverloop van de dieptegemiddelde restconcentratie gedurende een drietal dagen in 2001. De doorgetrokken lijnen corresponderen met $m = 5$, de gestreepte lijnen met $m = 0$.	25
Figuur 21	Verloop van de maximale dieptegemiddelde concentratie ($\langle \bar{c} \rangle_{\max}$) gedurende het jaar 2009 met en zonder hindered settling.	25
Figuur 22	Langsverloop van de dieptegemiddelde restconcentratie gedurende een drietal dagen in 2009. De doorgetrokken lijnen corresponderen met $m = 5$, de gestreepte lijnen met $m = 0$.	26
Figuur 23	Verloop van de maximale dieptegemiddelde restconcentratie ($\langle \bar{c} \rangle_{\max}$) gedurende het jaar 2009 voor $\hat{M} = 4.4 \times 10^{-4}$ en $\hat{M} = 0.001$.	26

Figuur 24	Evolutie van de hoeveelheid sediment in de bodem, de gesuspendeerde hoeveelheid sediment en het cumulatieve transport door de zeerand (de laatste beiden ten opzichte van 1 jan. 2009).	27
Figuur 25	Verloop van de maximale dikte van de sliblaag $(h_{\text{slib}})_{\text{max}}$ gedurende het jaar 2009 voor $\hat{M} = 4.4 \times 10^{-4}$ en $\hat{M} = 0.001$	27
Figuur 26	Verdeling van de sliblaagdikte h_{slib} (a) en de dieptegemiddelde restconcentratie $\langle \bar{c} \rangle$ (b) op de tijdstippen dat hun maximale waarde tijdens de simulatie wordt bereikt.....	28

Lijst van tabellen

Tabel 1	Waarden van ϕ en $\mathcal{E}$ van het buigpunt voor diverse waarden van m	4
Tabel 2	Parameterwaarden van het gekalibreerde Scheldemodel.	13

1 Inleiding

Dit rapport betreft de oplevering van deliverable 4.1 van WL-project 13_103 "Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid".

In het project zijn inmiddels diverse rapporten opgeleverd waar dit werk op voortbouwt. Omdat er herhaaldelijk zal worden verwezen naar deze rapportages zullen deze hier kort worden besproken. In Brouwer *e.a.* (2017) (hierna rapport 1.3) is de hydrodynamische module van het geïdealiseerde model besproken, met inbegrip van de calibratie van de Schelde tussen Vlissingen en Gentbrugge. Dit is later op basis van het werk van Dijkstra *e.a.* (2017) nog aangepast voor wat betreft het turbulentiemodel. In Schramkowski *e.a.* (2017a) (rapport 2.1) en Schramkowski *e.a.* (2017b) (rapport 2.2) is met behulp van het model van Chernetsky *e.a.* (2010) de gevoeligheid van de lokatie van troebelheidsmaxima in de Zeeschelde in functie van de rivierafvoer bestudeerd. Dit laatste gebeurde aan de hand van evenwichtsbeschouwingen, waarbij voor vaste (maar vrij te kiezen) afvoer de sedimentverdeling bij een divergentievrij sedimenttransport werd berekend. Dit werk is later in Brouwer en Schramkowski (2022) uitgebreid met de Westerschelde, waarbij tevens een nieuw mechanisme voor sedimentvang (spatial settling lag) is meegenomen. Tot slot is in Brouwer en Schramkowski (2024) het model uitgebreid met dynamische erodeerbaarheid zodat ook tijdafhankelijke sedimentverdelingen (bijvoorbeeld in functie van rivierafvoer) berekend kunnen worden. Hierbij is ook een formulering gebruikt die de erodeerbaarheid maximaliseert.

Dit rapport beschrijft de invloed van hindered settling effecten waardoor sediment bij hogere concentraties minder snel uitzakt. Dit betekent dat er bij hoge concentraties een lagere depositieflux optreedt. Binnen een kolommodel (dwz. een model zonder horizontale variatie) betekent dit dat er onder evenwichtssituaties hoge concentraties kunnen optreden bij een relatief lage erosieflux. Dit hooggeconcentreerde evenwicht is een tweede evenwicht dat kan optreden naast de gangbare lagere concentraties die min of meer linear schalen met de schuifspanning. In dit rapport zullen met het geïdealiseerde model numerieke experimenten worden uitgevoerd om na te gaan onder welke omstandigheden deze hoge concentraties zich in de Schelde kunnen manifesteren.

Dit rapport is als volgt ingedeeld. In Hoofdstuk 2 wordt de wiskundige formulering van hindered settling geïntroduceerd en worden enkele belangrijke effecten hiervan middels een kolommodel uitgewerkt. In Hoofdstuk 3 wordt vervolgens het 2DV Schelde-model met hindered settling gepresenteerd. In hoofdstuk 4 worden de resultaten van de numerieke experimenten besproken en samengevat. Tot slot worden in Hoofdstuk 5 de belangrijkste conclusies opgelijst.

Dit rapport geeft een eerste indicatie van de omstandigheden waaronder hypertroebelheid kan optreden, maar vormt verder vooral een startpunt voor nader onderzoek. In het model worden een aantal belangrijke processen (met name terugkoppeling van hoge sedimentconcentraties op de waterbeweging) niet meegenomen. Een studie van deze processen is uitgevoerd in WP4.2 (Brouwer en Schramkowski, 2025).

2 Hindered settling

2.1 Inleiding

Bij hoge concentraties gaan sedimentdeeltjes elkaars beweging beïnvloeden op een wijze die de valsnelheid vermindert. Dit effect wordt *hindered settling* genoemd. De valsnelheid w_s wordt dan een functie van de concentratie c , waardoor sedimenttransport intrinsiek niet-lineair wordt.

Om de invloed van hoge concentraties op de valsnelheid te beschrijven wordt in dit rapport uitgegaan van de Richardson-Zaki relatie (Richardson en Zaki, 1954)

$$w_s(\phi) = w_{s0}(1 - \phi)^m, \quad (1)$$

waarbij w_{s0} de valsnelheid bij lage concentraties weergeeft en $\phi = c/c_{\text{gel}}$ de dimensieloze concentratie is in eenheden van de gelling-concentratie c_{gel} . De gelling concentratie is de concentratie waarbij gesuspendeerd materiaal niet langer als zwevend stof kan worden gezien, maar zich gedraagt als een collectief, ruimtevullend netwerk van sedimentvlokken (Winterwerp en Kesteren, 2004). Typische waarden van c_{gel} variëren tussen 40 en 100 g/l. De parameter m wordt doorgaans gelijk gesteld aan 5. Voor $m = 0$ is er geen sprake van hindered settling ($w_s = w_{s0}$).

In principe hangt de concentratie ϕ in (1) af van plaats en tijd. Hierna zal ter vereenvoudiging worden verondersteld dat w_s enkel afhangt van de diepte -en getijgemiddelde concentratie, welke zal worden weergegeven als $\bar{\phi}$. Er geldt dus

$$\bar{\phi}(x) \equiv \overline{\langle \phi \rangle} = \frac{1}{PH} \int_0^P \int_{-H}^0 \phi(x, z, t) \, dz dt,$$

waar bij P en H respectievelijk de M_2 -getijperiode en de lokale bodemdiepte zijn. Merk op dat de bovengrens van diepte-integraal op $z = 0$ is gelegd omdat is aangenomen dat de verticale getijamplitude klein is vergeleken met de bodemdiepte H . Dit is consistent met de aannames van het geïdealiseerde model dat binnen het hypertroebelheidsproject wordt ontwikkeld (zie rapport 1.3). In dit hoofdstuk zal middels een kolombeschrijving (dus vooralsnog zonder variatie langsheen een estuarium) kort worden ingegaan op de consequenties van hindered settling voor de verticale verdeling van sediment. Deze bevindingen zullen een interpretatief kader geven voor de resultaten die in de latere hoofdstukken met een 2DV-model worden verkregen.

2.2 Kolommodel

2.2.1 Tijdsevolutie van de getijgemiddelde sedimentconcentratie

Het kolommodel geeft een beschrijving voor de verticale verdeling van de getijgemiddelde concentratie $\langle \phi \rangle$. De verticale balans voor de getijgemiddelde sedimentverdeling $\langle \phi \rangle$ is gegeven door

$$\frac{\partial \langle \phi \rangle}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_v \frac{\partial \langle \phi \rangle}{\partial z} + w_s(\bar{\phi}) \langle \phi \rangle \right] = 0, \quad (2)$$

waarbij K_v de verticale diffusiecoëfficiënt weergeeft die verondersteld wordt constant te zijn. Merk op dat deze balans dynamisch is, aangezien zij toestaat dat de restconcentratie temporeel varieert vanwege een inbalans tussen erosie en depositie. Omdat $\langle \phi \rangle$ zelf al gemiddeld is over een getijperiode is impliciet aangenomen dat temporale variatie van $\langle \phi \rangle$ zelf op een langere, subtidale tijdschaal plaatsvindt.

Aan het wateroppervlak ($z = 0$) is er geen netto erosie of depositie terwijl de opwaartse verticale sedimentflux

volgt uit een balans tussen opwerveling en depositie aan de bodem. Deze condities kunnen respectievelijk worden geschreven als

$$K_v \frac{\partial \langle \phi \rangle}{\partial z} + w_s(\bar{\phi}) \langle \phi \rangle = 0, \quad (3)$$

$$K_v \frac{\partial \langle \phi \rangle}{\partial z} + w_s(\bar{\phi}) \phi_b = \langle D - E \rangle. \quad (4)$$

waarbij ϕ_b de concentratie op de bodem voorstel terwijl E en D de erosie -resp. depositieflux weergeven. De depositieflux D kan worden geschreven als $D = w_{s0} \mathcal{D}$ met

$$\mathcal{D} = (1 - \bar{\phi})^m \phi_b. \quad (5)$$

De erosieflux E wordt geschreven als $E = w_{s0} \mathcal{E}$, waarbij $\mathcal{E} = \mathcal{E}_\infty f$ met f de relatieve erodeerbaarheid (zie rapport 1.5 en Sect. 3.4.2). De potentiële erosieflux $\mathcal{E}_\infty$ is gegeven door

$$\mathcal{E}_\infty = \langle \phi_\star \rangle \hat{M}, \quad (6)$$

met $\langle \phi_\star \rangle = \langle c_\star \rangle / c_{\text{gel}}$ de dimensieloze getijgemiddelde referentieconcentratie en $\hat{M}$ de maximale erodeerbaarheid. In de praktijk is $\hat{M}$ een calibratieparameter die ook optreedt in erosieformuleringen die bij complexe numerieke modellen worden gebruikt (zie Sanford en Maa, 2001).

2.2.2 Evenwichtsverdelingen

Bij een evenwichtsverdeling verandert de getijgemiddelde concentratie niet op de lange subtidale tijdschaal, De verticale verdeling van sediment in evenwicht kan dus uit Vgl. (2)-(4) worden opgelost door $\partial \langle \phi \rangle / \partial t$ a priori nul te stellen. De aldus verkregen oplossing luidt

$$\langle \phi \rangle = \frac{\mathcal{E}}{(1 - \bar{\phi})^m} \exp \left[\frac{w_s(\bar{\phi})}{K_v} (H + z) \right]. \quad (7)$$

Indien we vervolgens Vgl. (7) middelen over de diepte dan geeft dit de volgende relatie tussen de erodeerbaarheid $\mathcal{E}$ en de dieptegemiddelde restconcentratie $\bar{\phi}$

$$\mathcal{E} = R_0 \frac{(1 - \bar{\phi})^{2m} \bar{\phi}}{1 - \exp(-R)}, \quad (8)$$

waarbij $R_0 = w_{s0} H / K_v$ en $R = w_s(\bar{\phi}) H / K_v = R_0 (1 - \bar{\phi})^m$. Merk op dat met Vgl. (7) en (8) de bodemconcentratie ϕ_b expliciet kan worden uitgedrukt in $\bar{\phi}$ volgens

$$\phi_b = R_0 \frac{(1 - \bar{\phi})^m \bar{\phi}}{1 - \exp(-R)}. \quad (9)$$

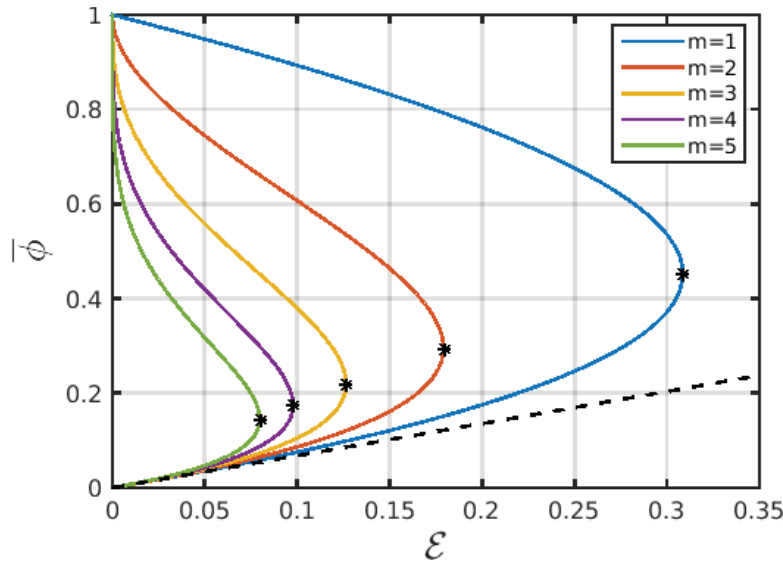
2.2.3 Bespreking van de evenwichten

In Fig. 1 is evenwichtsrelatie (8) weergegeven voor $m = 1 - 5$. Hierbij is $R_0 = 0.83$ gekozen, hetgeen volgt uit het Scheldemodel in rapporten 1.4 en 1.5. Ook is hier ter vergelijking de relatie voor $m = 0$ (geen hindered settling) geplot.

Zonder hindered settling schaalt de depositieflux $D = w_{s0} \phi_b$ lineair met de sedimentconcentratie en bestaat er altijd een erosieflux $E = w_{s0} \mathcal{E}$ zodat er sprake is van een evenwicht. Voor hindered settling is er voor vaste m een maximale dimensieloze erosiewaarde $\mathcal{E}$ waarboven geen evenwichten kunnen bestaan. Dit komt doordat de valsnelheid afneemt met hogere concentraties en bij voldoende hoge $\bar{\phi}$ betekent dit dat de depositieflux

afneemt bij toenemende concentraties. De depositieflux kan dus niet onbeperkt groot worden zodat ook de erosieflux voor een evenwichtssituatie begrensd is. De maximale erosie wordt lager voor hogere waarden van m omdat het effect van hindered settling dan al bij lagere concentraties optreedt.

Er is dus sprake van een maximale erosie, welke hierna $\mathcal{E}_{\text{TP}}$ (van “turning point” of buigpunt) zal worden genoemd en die optreedt voor een dieptegemiddelde concentratie $\bar{\phi}_{\text{TP}}$. In Tabel 1 staan deze buigpuntwaarden voor diverse m opgelijst. Merk op dat de buigpunten overeenkomen met sedimentconcentraties die in de praktijk als zeer troebel kunnen worden beschouwd: zo komt $\bar{\phi}_{\text{TP}} = 0.1451$ bij $m = 5$ overeen met ca. 6 g/l indien we $c_{\text{gel}} = 40$ g/l veronderstellen.



Figuur 1 – Evenwichtrelatie tussen dimensieloze dieptegemiddelde concentratie $\bar{\phi}$ en erosie $\mathcal{E}$ voor diverse waarden van m . De gestreepte zwarte lijn geeft de relatie voor lineaire depositie ($m = 0$).

Tabel 1 – Waarden van ϕ en $\mathcal{E}$ van het buigpunt voor diverse waarden van m .

m	$\bar{\phi}_{\text{TP}}$	$\mathcal{E}_{\text{TP}}$
1	0.4523	0.3085
2	0.2954	0.1791
3	0.2195	0.1264
4	0.1747	0.0977
5	0.1451	0.0797

Een belangrijk verschijnsel dat ook uit Fig. 1 volgt is het bestaan van *meervoudige oplossingen*. Voor $\mathcal{E} < \mathcal{E}_{\text{TP}}$ zijn er bij elke waarde van de erodeerbaarheid *twee* oplossingen: één bij relatief lage concentraties en één bij relatief hoge concentraties. Bovendien is het zo, dat voor een gegeven concentratie $\bar{\phi}$ de bijbehorende erosie $\mathcal{E}$ steeds lager is naarmate de parameter m hoger is. Dit is met name het geval als $\bar{\phi} > \bar{\phi}_{\text{TP}}$ wanneer de erosie daalt met toenemende concentratie. In het bijzonder vereist de situatie zonder hindered settling ($m = 0$) verreweg de hoogste erosie om een gegeven concentratie te realiseren.

Het deel van de evenwichtscurve met lage concentraties wordt hierna de “onderste (oplossings)tak” genoemd, het deel met hoge concentraties de “bovenste (oplossings)tak”. In een situatie met horizontale extensie (2DV-model) kan de sedimentconcentratie in een deel van het estuarium zich op de onderste tak bevinden terwijl elders concentraties op de bovenste tak voorkomen.

In het volgende hoofdstuk wordt het kolommodel uitgebreid met horizontale dynamica door de formulering voor hindered settling mee te nemen in het geïdealiseerde sedimentmodel van de Schelde.

3 2DV model met hindered settling

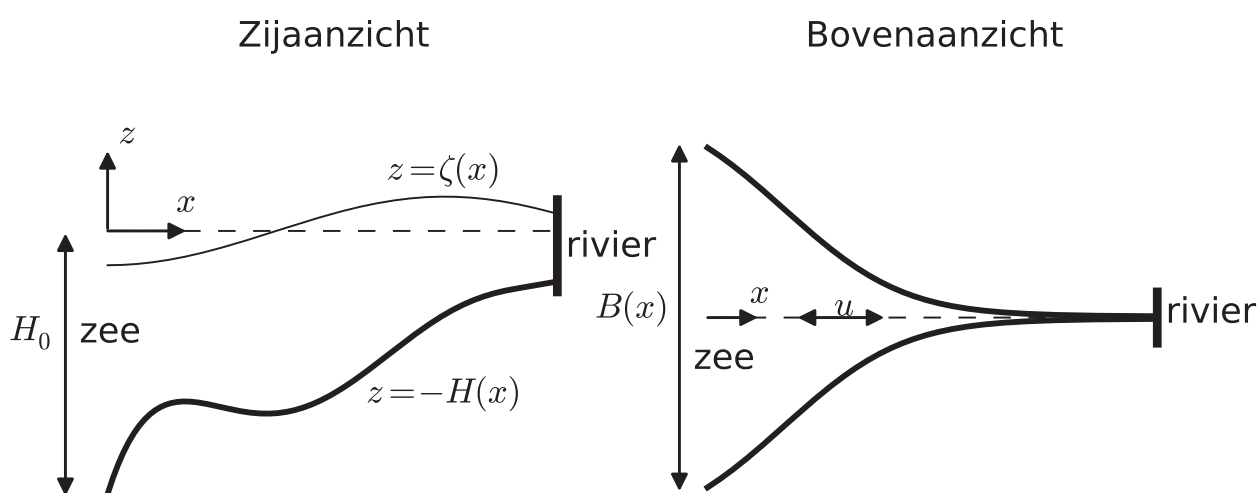
3.1 Inleiding

In dit hoofdstuk zal een 2DV sedimentmodel worden geformuleerd met de hindered settling formulering van Richardson en Zaki (1954) uit het voorgaande hoofdstuk. Hieronder 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. De sedimentmodule met hindered settling zal in meer detail aan de orde komen.

3.2 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. 2). Deze grootheden variëren geleidelijk op een lengteschaal vergelijkbaar met de bekkenlengte L . De zijwanden van het bekken zijn vertikaal 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 constante afvoer Q 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 2 – Geometrie van het getijbekken zoals gebruikt in het geïdealiseerde model: (a) zijaanzicht, (b): bovenaanzicht.

3.3 Hydrodynamica

3.3.1 Forcering

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

$$\zeta_e = A_{M_2} \cos(\sigma t) + A_{M_4} \cos(2\sigma t - \varphi), \quad (10)$$

waarbij A_{M_2} , A_{M_4} , en φ respectievelijk de amplitudes van het verticale 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 cirkelfrequentie 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

$$\left\langle \int_{-H}^{\zeta} B(x = L) u(x = L, z, t) dz \right\rangle = -Q, \quad (11)$$

waarbij het minteken aangeeft dat de rivierafvoer zeewaarts is gericht.

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

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=-H} = s_f u|_{z=-H}. \quad (12)$$

De grootte s_f is de wrijvingsparameter en is een maat voor de hydraulische ruwheid van de bodem. De verticale viscositeit A_v is vertikaal uniform maar hangt wel af van de ruwheid s_f en de lokale bodemdiepte $H(x)$ volgens (Dijkstra *e.a.*, 2017)

$$A_v = \frac{1}{2} s_f H = A_{v0} \frac{H}{H_0}, \quad (13)$$

waarbij $H_0 = H(x = 0)$ en $A_{v0} = s_f H_0 / 2$ de bodemdiepte resp. de verticale viscositeit aan de ingang voorstellen.

3.3.2 Oplossingsmethode

Bij oplossing van de waterbeweging wordt aangenomen dat de grootte van het verticale getij klein is ten opzichte van de bodemdiepte. Dit wordt uitgedrukt door de parameter ϵ

$$\epsilon = \frac{A_{M_2}}{H_0}, \quad (14)$$

en er wordt dus verondersteld dat $\epsilon \ll 1$. Daarnaast wordt ook aangenomen dat het M_4 -getij zwak is: $A_{M_4}/A_{M_2} \sim \epsilon$ en dat eveneens de getijgemiddelde stroming (bijvoorbeeld rivier) van een relatieve grootte ϵ is ten opzichte van de dominante M_2 -getijstroming. Met deze aannames kunnen de volledige breedtegemiddelde ondiepwatervergelijkingen relatief gemakkelijk op een benaderende wijze worden opgelost. De horizontale stroomsnelheid en de waterstand kunnen dan bij benadering worden geschreven als (Chernetsky *e.a.*, 2010; rapport 1.3)

$$u = u_{M_2} + \langle u \rangle + u_{M_4}, \quad (15)$$

$$\zeta = \zeta_{M_2} + \langle \zeta \rangle + \zeta_{M_4}, \quad (16)$$

waarbij de subindex de getijcomponent aangeeft en $\langle \cdot \rangle$ tijdsmiddeling over een M_2 -getijperiode betekent. De getijbeweging wordt dus gedomineerd door het M_2 -getij terwijl de M_4 -en restbijdragen een relatieve grootte $\sim \epsilon$ hebben.

3.4 Sedimentmodule

3.4.1 Sedimenttransport

Uitgangspunt voor het sedimenttransportmodel is de tijdsevolutievergelijking voor de breedtegemiddelde relatieve sedimentconcentratie ϕ

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + u \frac{\partial \phi}{\partial x} + w \frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial \phi}{\partial z} + w_s \phi \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{1}{B} \frac{\partial B}{\partial x} K_h \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad (17)$$

waarbij K_v en K_h de verticale resp. horizontale diffusiecoëfficiënt voorstellen. De verticale diffusiviteit is verondersteld gelijk te zijn aan de verticale viscositeit A_v . De randvoorwaarden bij sedimentbalans (17) luiden dat er geen sedimenttransport door het wateroppervlak kan plaatsvinden terwijl de diffusieve (opwaartse) sedimentflux aan de bodem gelijk is aan de erosieflux E . Deze condities kunnen respectievelijk worden geschreven als

$$w_s \phi + K_v \frac{\partial \phi}{\partial z} - K_h \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0, \quad \text{op} \quad z = \zeta, \quad (18)$$

$$K_v \frac{\partial \phi}{\partial z} + K_h \frac{\partial \phi}{\partial x} = -E, \quad \text{op} \quad z = -H. \quad (19)$$

Hierbij is -analoog aan het kolommodel in Hoofdstuk 2 - de erosieve flux E te schrijven als $E = w_{s0} \mathcal{E}$ met $\mathcal{E} = \phi_* \hat{M}f$ waarbij

$$\phi_* = \frac{\rho_s}{c_{\text{gel}}} \frac{|\tau_b(x, t)|}{\rho_0 g' d_s}, \quad (20)$$

de dimensieloze referentieconcentratie is. Verder zijn ρ_s en ρ_0 de dichtheden van sediment resp. water, terwijl $g' = g(\rho_s - \rho_0)/\rho_0$ de gereduceerde zwaartekrachtsversnelling en d_s de korrelgrootte voorstelt. De grootheid $\tau_b(x, t)$ geeft tenslotte de bodemschuifspanning weer welke met bodemrandvoorwaarde (12) kan worden geschreven als

$$\tau_b = \rho_0 A_v \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=-H} = \rho_0 s_f |u(z = -H)|, \quad (21)$$

Indien we nu wederom gebruik maken van het feit dat $\epsilon \ll 1$ dan blijkt dat de oplossing voor ϕ kan worden geschreven als (zie rapporten 1.4 en 1.5)

$$\phi = \langle \phi \rangle + \phi_{M_4} + \phi_{M_2}. \quad (22)$$

Hierbij is nu juist de M_2 -component ϕ_{M_2} van relatieve grootte $O(\epsilon)$ ten opzichte van de dominante residuele -en M_4 -bijdragen ($\langle \phi \rangle$ resp. ϕ_{M_4}).

De restconcentratie $\langle \phi \rangle$ voldoet aan eenzelfde verticale balans als het kolommodel in hoofdstuk 2 en kan worden geschreven als

$$\langle \phi \rangle = \frac{\langle \mathcal{E} \rangle}{(1 - \bar{\phi})^m} \exp \left[\frac{w_s \langle \bar{\phi} \rangle}{K_v} (H + z) \right], \quad (23)$$

waarbij de residuele erosie $\langle \mathcal{E} \rangle$ is toegestaan om te variëren op een lange subtidale tijdschaal. De valsnelheid $w_s(\phi)$ geeft het effect van hindered settling weer volgens de Richardson-Zaki relatie (1). De residuele erosie $\langle \mathcal{E} \rangle$ bevat een getijbijdrage $\langle \mathcal{E}^{\text{getij}} \rangle$ en een rivierbijdrage $\langle \mathcal{E}^{\text{rivier}} \rangle$ welke gegeven zijn door

$$\langle \mathcal{E}^{\text{getij}} \rangle = \frac{\rho_s s_f \langle |u_{M_2}| \rangle}{c_{\text{gel}} g' d_s} \hat{M}f, \quad (24)$$

$$\langle \mathcal{E}^{\text{rivier}} \rangle = \frac{\rho_s s_f}{c_{\text{gel}} g' d_s} \left[\langle |u_{M_2}| + \langle u \rangle \rangle - \langle |u_{M_2}| \rangle \right]_{z=-H} \hat{M}f. \quad (25)$$

De rivierbijdrage is doorgaans verwaarloosbaar, behalve bij de opwaartse rand waar de getijsnelheid nul wordt. De opwerveling door de rivierstroming is met name van belang voor lange estuaria waar de meer opwaartse

delen niet getijgedomineerd zijn (Jalon Rojas, 2016).

De M_4 -en M_2 -componenten van de concentratie voldoen aan een soortgelijke verticale balans als de restconcentratie. Eenvoudigheidshalve is bij de bepaling van deze getijcomponenten het effect van hindered settling niet meegenomen, zodat ϕ_{M_4} en ϕ_{M_2} identiek zijn aan die in het in rapport 1.5 beschreven model.

Uit de vorm van de oplossingen voor $\langle \phi \rangle$, ϕ_{M_4} en ϕ_{M_2} volgt dat de sedimentconcentratie als volgt kan worden geschreven in termen van relatieve erodeerbaarheid f en dieptegemiddelde restconcentratie $\bar{\phi}$

$$\phi = \hat{M} f \langle \hat{\phi} \rangle + \hat{M} f \hat{\phi}^f + \hat{M} \frac{\partial f}{\partial x} \hat{\phi}^{fx}, \quad (26)$$

waarbij (zie Vgl. 7)

$$\langle \hat{\phi} \rangle = \frac{\langle \phi_* \rangle}{(1 - \bar{\phi})^m} \exp \left[\frac{w_s(\bar{\phi})}{K_v} (H + z) \right],$$

wegens hindered settling op niet-lineaire wijze afhangt van de dieptegemiddelde restconcentratie $\bar{\phi}$. Verder geldt dat

$$\begin{aligned} \hat{\phi}^f &= \hat{\phi}_{M_4} + \hat{\phi}_{M_2}^f \\ \hat{\phi}^{fx} &= \hat{\phi}_{M_2}^{fx}, \end{aligned}$$

zodat de M_2 -en M_4 -concentratie beide een deel hebben dat schaal met de erodeerbaarheid f terwijl de M_2 -concentratie ook afhangt van de gradiënt van de erodeerbaarheid. Deze laatste bijdrage is het gevolg van spatial settling lag (SSL), welke een netto sedimenttransport geeft in de richting van gebieden met een lage snelheid (de Swart en Zimmerman, 2009). In rapport 1.4 is aangetoond dat SSL belangrijk is voor het vasthouden van sediment in het Scheldebekken.

Tot dusverre zijn de componenten $\langle \hat{\phi} \rangle$, $\hat{\phi}_{M_4}$, $\hat{\phi}_{M_2}^f$ en $\hat{\phi}_{M_2}^{fx}$ opgelost. Om de sedimentverdeling te bepalen dient nog de relatieve erodeerbaarheid $f(x, t)$ te worden bepaald.

3.4.2 Bepaling van de relatieve erodeerbaarheid

De relatieve erodeerbaarheid is een dynamische grootheid die afhangt van lokale condities (bodemschuifspanning) en de hoeveelheid sediment. In rapport 1.5 is f gerelateerd aan de dikte van de erodeerbare sliblaag op de bodem. Het blijkt echter mogelijk om een fysisch beter gefundeerde beschrijving te geven indien men de variatie van de sedimentdragende capaciteit doorheen een getijcyclus in ogenschouw neemt. De sedimentdragende capaciteit is de maximale hoeveelheid sediment die bij de geldende hydraulische condities in suspensie kan zijn. Deze grootheid varieert gedurende een getijcyclus en volgt ruwweg de temporele variatie van de bodemschuifspanning.

De nieuwe formulering van de dynamische beschikbaarheid zal hieronder kort worden beschreven, voor details wordt de lezer verwezen naar Brouwer *e.a.* (2018).

Om te beginnen voeren we het begrip sedimentvoorraad (Eng. *sediment stock*) $\mathcal{S}$ in. Dit is de totale hoeveelheid sediment die per horizontaal oppervlak getijgemiddeld aanwezig is in de bodem en de waterkolom en is gegeven door:

$$\mathcal{S} = \langle \mathcal{S}_{\text{bed}} \rangle + \langle \mathcal{S}_{\text{sus}} \rangle = \langle \mathcal{S}_{\text{bed}} \rangle + \int_{-H}^0 \langle \phi \rangle dz = \langle \mathcal{S}_{\text{bed}} \rangle + H \bar{\phi}, \quad (27)$$

waarbij de bodemvoorraad $\mathcal{S}_{\text{bed}}$ wordt verondersteld beschikbaar te zijn voor erosie.

Het blijkt nu dat de relatieve erodeerbaarheid f enkel een functie is van de relatieve voorraad $\hat{\mathcal{S}}$ welke is gedefinieerd als

$$\hat{\mathcal{S}} = \frac{\mathcal{S}}{H \bar{\phi}_{\infty}}, \quad (28)$$

waarbij $\bar{\phi}_{\infty}$ is gegeven door de relatie $\bar{\phi} = f \bar{\phi}_{\infty}$ en middels Vgl. (7) kan worden geschreven als

$$\bar{\phi}_{\infty} = \frac{\mathcal{E}_{\infty}}{R_0} \frac{1 - \exp(-R)}{(1 - \bar{\phi})^{2m}}, \quad (29)$$

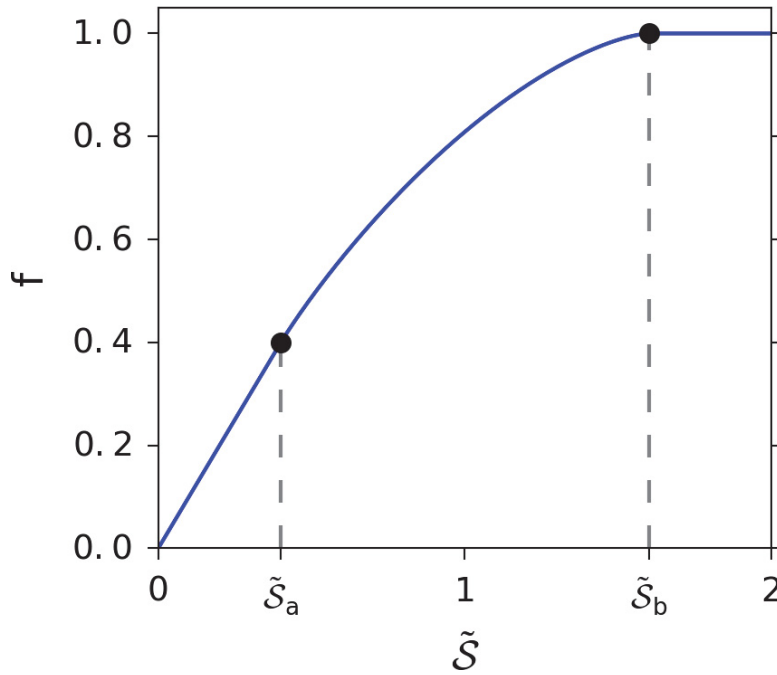
waarbij $\bar{\phi}_\infty(\bar{\phi})$ een monotoon stijgende functie van $\bar{\phi}$ is. Merk op dat bij afwezigheid van hindered settling $\bar{\phi}_\infty$ niet van $\bar{\phi}$ afhangt maar enkel schaalt met $\mathcal{E}_\infty$ die weer lineair gerelateerd is aan de bodemschuifspanning (zie rapport 1.4).

Het verband $f(\hat{\mathcal{S}})$ kent een drietal regimes, zie Fig. 3. Bij lage waarden van $\hat{\mathcal{S}}$ ($\hat{\mathcal{S}} < \hat{\mathcal{S}}_a$) is de sedimentvoorraad altijd kleiner dan de sedimentdragende capaciteit. Dit betekent dat er weinig sediment op de bodem ligt (de erodeerbaarheid is dus gering) maar dit sediment kan wel eenvoudig in suspensie worden gebracht. Er geldt dan dat $f = \hat{\mathcal{S}}$. Naarmate $\hat{\mathcal{S}}$ toeneemt zal er meer sediment op de bodem liggen: hierdoor is de erodeerbaarheid hoger maar het sediment kan (met name bij lagere schuifspanning) niet meer zo eenvoudig geërodeerd worden. Dit geeft een sub-lineaire toename van f met $\hat{\mathcal{S}}$ (gebied tussen $\hat{\mathcal{S}}_a$ en $\hat{\mathcal{S}}_b$), de expliciete uitdrukking voor $f(\hat{\mathcal{S}})$ in dit gebied luidt

$$f(\hat{\mathcal{S}}) = \frac{1}{2}(1 + \hat{\mathcal{S}}) + \frac{1}{\pi} \arcsin \left(2 \frac{\hat{\mathcal{S}} - 1}{\hat{\mathcal{S}}_b - \hat{\mathcal{S}}_a} \right) (1 - \hat{\mathcal{S}}) - \frac{1}{\pi} \sqrt{\frac{1}{4}(\hat{\mathcal{S}}_b - \hat{\mathcal{S}}_a)^2 - (\hat{\mathcal{S}} - 1)^2}. \quad (30)$$

Bij verdere verhoging van $\hat{\mathcal{S}}$ ($\hat{\mathcal{S}} > \hat{\mathcal{S}}_b$) zal er gedurende een getijcyclus altijd sediment op de bodem liggen. In deze situatie is er sprake van maximale erosie zodat $f = 1$.

De waarden voor $\hat{\mathcal{S}}_a$ en $\hat{\mathcal{S}}_b$ komen overeen met de situatie waarin $\hat{\mathcal{S}}$ gelijk is aan de minimale resp. de maximale



Figuur 3 – Relatie tussen relatieve erodeerbaarheid f en dimensieloze sedimentvoorraad $\hat{\mathcal{S}}$.

sedimentdragende capaciteit. Er geldt dat $(\hat{\mathcal{S}}_a + \hat{\mathcal{S}}_b)/2 = 1$.

De sedimentvoorraad $\mathcal{S}(x, t)$ en diepte-gemiddelde restconcentratie $\bar{\phi}(x, t)$ variëren langs het getijbekken en kunnen ook veranderen op de lange, subtidale tijdschaal. Dit betekent dat ook $\hat{\mathcal{S}}$ (en dus $f(\hat{\mathcal{S}})$) op de lange tijdschaal varieert. Om de tijdsevolutie van de sedimentvoorraad te beschouwen worden het suspensieve deel $\mathcal{S}_{\text{sus}}$ en de bodemvoorraad $\mathcal{S}_{\text{bed}}$ afzonderlijk beschreven.

3.4.3 Tijdsevolutie van de bodemvoorraad

De bodemvoorraad ontwikkelt zich aan de hand van de lokale netto erosie en depositie volgens

$$B \frac{\partial \mathcal{S}_{\text{bed}}}{\partial t} = -w_{s0} B (\langle \mathcal{E} \rangle - \langle \mathcal{D} \rangle), \quad (31)$$

waarbij

$$\langle \mathcal{E} \rangle = \mathcal{E}_\infty f, \quad (32)$$

$$\langle \mathcal{D} \rangle = (1 - \bar{\phi})^m \langle \phi_b \rangle. \quad (33)$$

De grootheid $\mathcal{E}_\infty = \langle \phi_\star \rangle \hat{M}$ is de maximale erosieflux terwijl de residuele bodemconcentratie $\langle \phi_b \rangle$ is gegeven door Vgl. (9).

3.4.4 Tijdsevolutie van de voorraad in suspensie

Aangezien $\mathcal{S}_{\text{sus}} = H\bar{\phi}$ kan de tijdsevolutie van de suspensieve sedimentvoorraad worden verkregen door Vgl. (17) over breedte en diepte te integreren en het resultaat over een getijperiode te middelen. Het resultaat hiervan luidt

$$BH \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (B\mathcal{F}) + Bw_{s0} (\langle \mathcal{E} \rangle - \langle \mathcal{D} \rangle). \quad (34)$$

Hierbij is $\mathcal{F}$ het getijgemiddelde transport per breedte-eenheid welke is gedefinieerd als (Chernetsky *e.a.*, 2010; rapport 1.4)

$$\begin{aligned} \mathcal{F} = \int_{-H(x)}^0 & \left[\langle \phi \rangle \langle u \rangle + \langle \phi_{M_2} u_{M_2} \rangle + \langle \phi_{M_4} u_{M_4} \rangle - K_h \frac{\partial \langle \phi \rangle}{\partial x} \right] dz \\ & + \langle \zeta_{M_2} u_{M_2}(z=0) \phi(z=0) \rangle, \end{aligned} \quad (35)$$

waarbij de laatste term het netto transport is tengevolge van de Stokes drift. De flux $\mathcal{F}$ kan worden uitgedrukt in f en $\bar{\phi}$, maar hier wordt gekozen om $\langle \mathcal{E} \rangle = \mathcal{E}_\infty f$ te gebruiken in plaats van f omdat $\langle \mathcal{E} \rangle$ een parameter is die direkt gerelateerd is aan evenwichtoplossingen met hindered settling (zie Sect. 2.2.2). De netto sedimentflux kan dan worden geschreven als

$$\mathcal{F} = [T_{M_0}(\bar{\phi}) + T_{M_2} + T_{M_4}] \langle \mathcal{E} \rangle + F_1 \frac{\partial \langle \mathcal{E} \rangle}{\partial x} - K_h H \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial x} + K_h \frac{dH}{dx} \langle \phi_b \rangle, \quad (36)$$

waarbij de diffusieve term is verkregen door gebruik te maken van de Leibniz-regel. De termen T_{M_0} , T_{M_2} en T_{M_4} geven het advectieve transport dat schaal met f (en dus $\langle \mathcal{E} \rangle$) terwijl F_1 het advectieve transport door SSL weergeeft. Deze advectieve transporttermen worden gegeven door

$$T_{M_0}(\bar{\phi}) = \int_{-H(x)}^0 \frac{\langle u \rangle}{(1 - \bar{\phi})^m} \exp \left[\frac{w_s(\bar{\phi})}{K_v} (H + z) \right] dz + \frac{\langle \zeta_{M_2} u_{M_2}(z=0) \phi(z=0) \rangle}{\langle \phi_\star \rangle}, \quad (37)$$

$$T_{M_2} = \frac{1}{\langle \phi_\star \rangle} \int_{-H(x)}^0 \langle \hat{\phi}_{M_2}^f u_{M_2} \rangle dz, \quad (38)$$

$$T_{M_4} = \frac{1}{\langle \phi_\star \rangle} \int_{-H(x)}^0 \langle \hat{\phi}_{M_4} u_{M_4} \rangle dz, \quad (39)$$

$$F_1 = \frac{1}{\langle \phi_\star \rangle} \int_{-H(x)}^0 \langle \hat{\phi}_{M_2}^{fx} u_{M_2} \rangle dz. \quad (40)$$

Deze grootheden hangen af van de horizontale positie x , en bij tijdsafhankelijke forceringen op de subtidale tijdschaal ook van t .

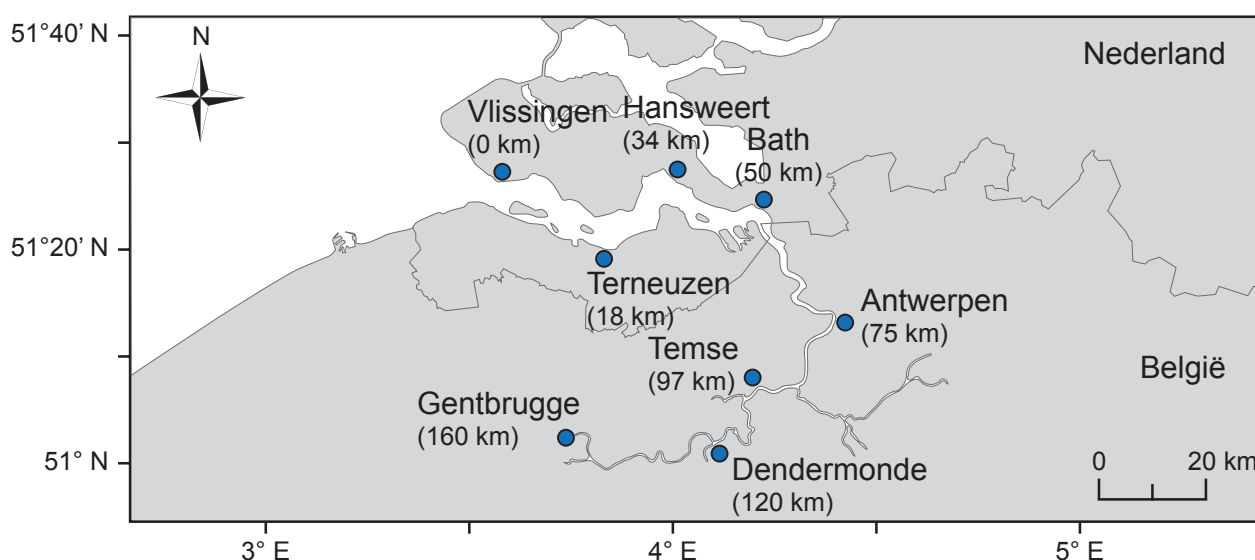
Vergelijking (34) is een tweede orde partiële differentiaalvergelijking die twee randvoorwaarden vereist voor een goed gedefinieerd probleem. Aan de zeewaartse rand ($x = 0$) wordt daarom de dieptegemiddelde restconcentratie $\bar{\phi}_{\text{sea}}$ opgelegd, terwijl aan de opwaartse rand ($x = L$) het netto sedimenttransport per breedte-eenheid $\mathcal{F}_{\text{river}}$ wordt gespecificeerd. Hierna zal $\mathcal{F}_{\text{river}}$ altijd nul worden gesteld.

3.4.5 Oplossing van het sedimentmodel

De bodemvoorraad $\mathcal{S}_{\text{bed}}$ en de dieptegemiddelde concentratie $\bar{\phi}$ zijn feitelijk de enige onbekenden in het model. Zij bepalen de totale sedimentvoorraad $\mathcal{S} = \mathcal{S}_{\text{bed}} + H\bar{\phi}$, tevens legt $\bar{\phi}$ ook $\bar{\phi}_{\infty}$ vast waarmee de relatieve erodeerbaarheid f (en dus erosie $\mathcal{E} = \mathcal{E}_{\infty}f$) is bepaald. Hiermee is de concentratie ϕ eenduidig opgelost (zie Vgl. (26)).

3.5 Model voor de Schelde

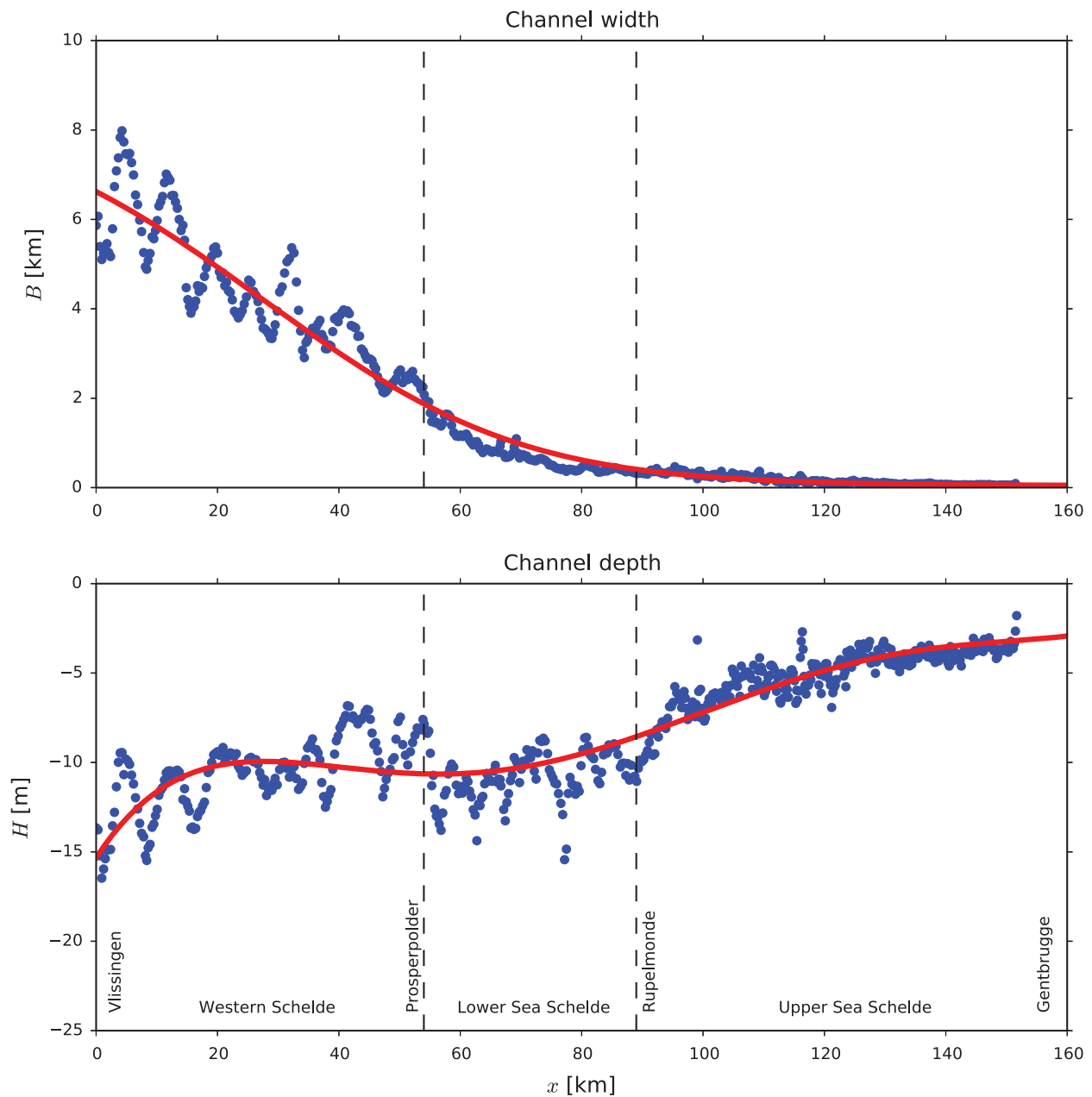
Het sedimentmodel wordt in het volgende hoofdstuk toegepast op de Schelde. Hier zullen kort de gebruikte schematisatie en parameterinstellingen worden besproken. In grote lijnen is de modelopzet identiek aan het model in rapport 1.5. Het modeldomein bevat de Wester- en Zeeschelde tussen Vlissingen en Gentbrugge (zie Fig. 4), dit gebied heeft een lengte L van 160 km. De breedte $B(x)$ en een breedtegemiddelde diepteligging $H(x)$ zijn identiek aan de geometrie die in rapport 1.5 zijn gebruikt, en zijn gebaseerd op de schematisatie van het 2DH-model van Coen *e.a.* (2016). De breedtevariatie en diepteligging zijn in het model benaderd door gladde fits, zie Fig. 5. Voor de details van deze benaderingen zie rapport 1.3.



Figuur 4 – Het Schelde estuarium.

De parameterwaarden die voor het Scheldemodel zijn gebruikt zijn samengevat in Tabel 2. Het model is gekalibreerd op M_2 - en M_4 -waterstanden door de waarde van de hydraulische ruwheid s_f te optimaliseren (zie Dijkstra *e.a.*, 2017 voor details). In navolging van Coen *e.a.*, 2016 is de standaardwaarde van de valsnelheid van sediment bij lage concentraties (w_{s0}) op 2 mm s^{-1} gezet.

De voorgeschreven rivierafvoeren zijn ofwel geïdealiseerd danwel gebaseerd op de gemeten dagwaarden te Melle. Het effect van zout is in het onderhavige model vooralsnog niet meegenomen aangezien sedimenttransport door barocliene stromingen in de Schelde van ondergeschikt belang is voor de totale sedimentbalans (zie rapporten 2.2 en 1.4).



Figuur 5 – Longitudinaal verloop van de breedte (boven) en breedtegemiddelde diepte (onder) in het Scheldebekken. Blauwe punten zijn gebaseerd op de feitelijke geometrie terwijl de rode lijnen de in het model gebruikte benaderingen weergeven.

Tabel 2 – Parameterwaarden van het gekalibreerde Scheldemodel.

Parameter	Waarde
L	160 km
A_{M_2}	1.77 m
A_{M_4}	0.14 m
φ	-1.3°
$A_{v0} = K_{v0}$	0.0367 m ² s ⁻¹
s_f	0.0048 m s ⁻¹
K_h	100 m ² s ⁻¹
w_{s0}	2 mm s ⁻¹
R_0	0.83
m	5

4 Resultaten

Met het in Hoofdstuk 3 beschreven model zijn diverse experimenten uitgevoerd waarvan de resultaten hieronder zullen worden gepresenteerd. Doel van deze experimenten is om de omstandigheden te identificeren waaronder hypertroebelheid kan ontstaan en om na te gaan of de overgang naar hypertroebelheid onomkeerbaar is. In het laatste geval is er sprake van systeemomslag. Hierbij is de grens tussen “normale” en hypertroebale waarden ruwweg gelegd bij de waarde van het buigpunt van de evenwichtscurve (zie Hoofdstuk 2), dit is ongeveer 6 g/l. Om deze reden zal hierna ook regelmatig worden verwezen naar “concentraties op de onderste tak” en “concentraties op de bovenste tak”. Deze terminologie is dus synoniem met niet hypertroebel resp. hypertroebel.

Primair is de aandacht bij de experimenten uitgegaan naar de rol van rivierafvoer en de maximale erodeerbaarheid, welke effectief wordt gemeten door de parameter $\hat{M}$. Uit metingen (Vandenbruwaene *e.a.*, 2016) is gevonden dat SPM-waarden een anti-correlatie met afvoer laten zien: SPM-waarden zijn relatief hoog bij lage afvoeren en relatief laag bij hoge afvoeren. Deze trends zijn met het geïdealiseerde model gereproduceerd, zie bijvoorbeeld rapporten 1.4 en 1.5. Dit suggereert dat hypertroebelheid door hindered settling zich wellicht eerder bij lage afvoeren zal manifesteren. Daarnaast volgt uit rapport 1.5 dat de erosieparameter $\hat{M}$ de maximale concentratie in het getijbekken controleert aangezien het een bovengrens stelt aan de erosieflux. Als de sedimentwaarden in een estuarium laag zijn (dwz. onder de waarden van het buigpunt) dan kan een te lage erodeerbaarheid voorkomen dat bij lage afvoer de concentraties kunnen toenemen naar waarden die op de bovenste tak liggen. Blijkbaar dient de erosieparameter $\hat{M}$ dus voldoende hoog te zijn.

In Sect. 4.1 zal eerst worden gekeken naar evenwichtssituaties bij constante afvoer. Hierbij wordt gevonden dat er bij voldoende hoge waarde van $\hat{M}$ en bij lage afvoeren er in het estuariene troebelheidsmaximum (ETM) hypertroebale waarden optreden. Vervolgens zal in Sect. 4.2 worden ingegaan op de sedimentbalans van de huidige Schelde, waarbij op basis van dagwaarden van de rivierafvoer een representatief nat jaar (2001) wordt vergeleken met een representatief droog jaar (2009). Hierbij speelt hindered settling geen rol van betekenis en treedt ook geen hypertroebelheid op omdat de erosieparameter $\hat{M}$ vrij laag is. Deze situatie is echter een goede referentietoestand voor de latere experimenten. Vervolgens zal in Sect. 4.3 het effect van hindered settling op sedimentconcentraties worden besproken bij een extreem hoge waarde van de erosieparameter $\hat{M}$. Hierbij treedt voor het jaar 2009 hypertroebelheid op, maar voor 2001 niet. In Sect. 4.4 zullen de resultaten voor twee tussenliggende waarden van $\hat{M}$ worden gepresenteerd. De resultaten worden tot slot samengevat in Sect. 4.5.

4.1 Evenwichten

In deze sectie zullen eerst de evenwichten worden besproken die in het $2DV$ -model kunnen optreden. Hierbij wordt onder “evenwicht” een situatie verstaan waarin de getijgemiddelde sedimentconcentratie niet verandert op de lange subtidale tijdschaal. Dit betekent dat de linkerkant van Vgl. (34) nul is.

4.1.1 Soorten evenwicht

Het blijkt dat er twee soorten evenwichten bestaan (zie rapport 1.5): *beschikbaarheidsgelimiteerd* en *erosie-gelimiteerd*.

Beschikbaarheidsgelimiteerd verwijst naar een situatie waarbij $f < 1$. In dat geval is de opwerveling een eenduidige functie van de sedimentvoorraad. De dynamische erodeerbaarheid f kan zich dan bij constante afvoer

ruimtelijk dusdanig instellen dat erosie en depositie lokaal in balans zijn. Uit Vgl. (34) volgt dan dat beschikbaarheidsgelimiteerde evenwichten gekenmerkt worden door een divergentievrij netto sedimenttransport. Dit evenwicht is een niet-lineaire versie van het morfodynamische evenwicht dat door Friedrichs *e.a.* (1998) en Chernetsky *e.a.* (2010) is bestudeerd.

Voor erosiegelimiteerde situaties geldt dat de dynamische erodeerbaarheid f maximaal is ($f = 1$). De opwerveling is dan niet meer gerelateerd aan de sedimentvoorraad: voor elke $\hat{S} > \hat{S}_b$ geldt $f = 1$. Omdat f vastligt is er in het algemeen geen sprake meer van een balans tussen erosie en depositie. Er geldt echter wel dat erosiegelimiteerde condities voorkomen op locaties waar sediment accumuleert, dit is waar het sedimenttransport een negatieve divergentie heeft:

$$\frac{d(B\mathcal{F})}{dx} < 0.$$

Er volgt dan uit Vgl. (34) dat voor evenwicht $\mathcal{D} > \mathcal{E}$ zodat er in erosiegelimiteerde gebieden sprake is van een continue aangroei van de sliblaag op de bodem. Deze aangroei wordt compenseerd door een voortdurende netto sedimentimport via de open randen. Het erosiegelimiteerde evenwicht is in rapport 1.5 voor de situatie zonder hindered settling beschreven.

Beschikbaarheidsgelimiteerde en erosiegelimiteerde situaties kunnen in eenzelfde systeem naast elkaar voorkomen. Beschikbaarheidsgelimiteerde condities kunnen globaal zijn, dwz. op elke lokatie voorkomen. Erosiegelimiteerdheid is echter nooit globaal aangezien het inconsistent is met de landwaartse horizontale randvoorwaarde (zie rapport 1.5).

4.1.2 Beschikbaarheidsgelimiteerde evenwichten

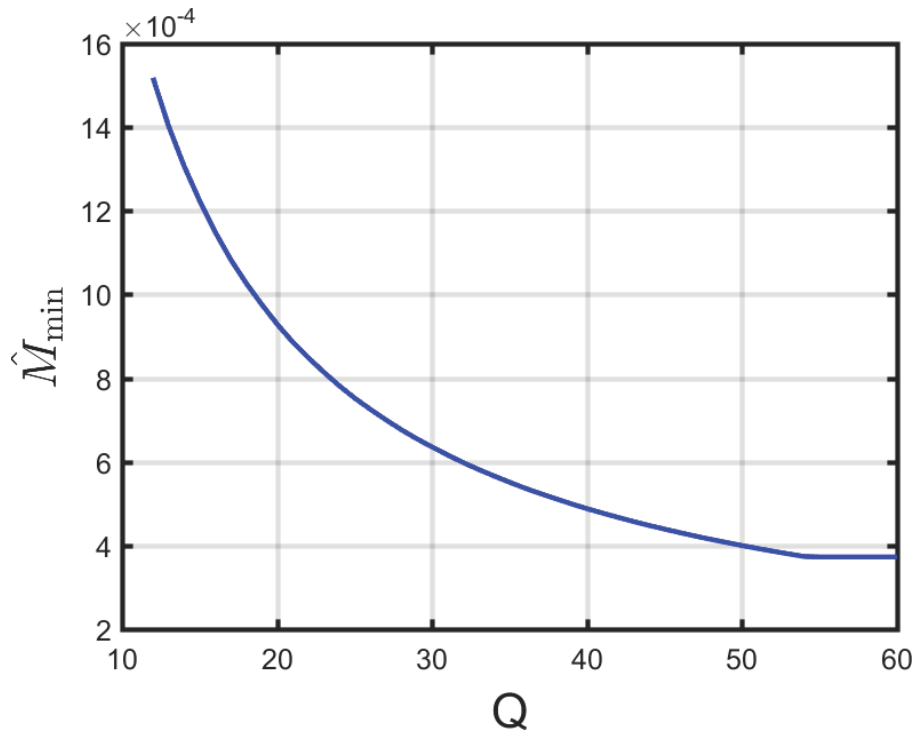
In deze sectie zullen de beschikbaarheidsgelimiteerde evenwichten met hindered settling worden besproken. Deze evenwichten treden op als $\hat{M}$ voldoende groot is. Hiervoor kan als volgt een schatting worden gevonden. Enerzijds geldt dat de maximale erodeerbaarheid voor evenwichten gelijk is aan $\mathcal{E}_{TP}$. Anderzijds geldt dat $\mathcal{E} = f\mathcal{E}_\infty$ met $\mathcal{E}_\infty = \langle \phi_* \rangle \hat{M}$ de maximale lokale erodeerbaarheid die geldig is bij erosiegelimiteerde condities. Een voldoende voorwaarde om geen erosiegelimiteerdheid te laten optreden ($f < 1$) is dan dat op elke lokatie geldt dat $\mathcal{E}_\infty > \mathcal{E}_{TP}$. Dit geeft de volgende ondergrens $\hat{M}_{min}$ voor $\hat{M}$

$$\hat{M} > \hat{M}_{min} = \frac{\mathcal{E}_{TP}}{\min(\langle \phi_* \rangle)}, \quad (41)$$

waarbij het minimum over het ruimtelijke domein wordt genomen. Voor gegeven hindered settling parameter m wordt $\hat{M}_{min}$ dus bepaald door de laagste waarde van de bodemschuifspanning doorheen het getijbekken. Conditie (41) geeft een *voldoende* voorwaarde voor een globaal beschikbaarheidsgelimiteerd estuarium. Dit betekent dat beschikbaarheidsgelimiteerd ook bij lagere waarden van $\hat{M}$ kan voorkomen. In Fig. 6 is weer gegeven hoe $\hat{M}_{min}$ van de rivierafvoer afhangt. Voor $Q < 54 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ neemt $\hat{M}_{min}$ toe naarmate de afvoer afneemt. Dit komt doordat dan de laagste waarden voor de bodemschuifspanning (en dus $\langle \phi_* \rangle$) achterin het bekken optreden, waar de opwerveling sterk afhangt van de rivierstroming aangezien de getijstroming daar naar nul gaat. Voor $Q > 54 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ verandert $\hat{M}_{min}$ niet meer omdat de laagste bodemschuifspanning dan midden in het bekken optreedt en geheel wordt bepaald door de getijstroming.

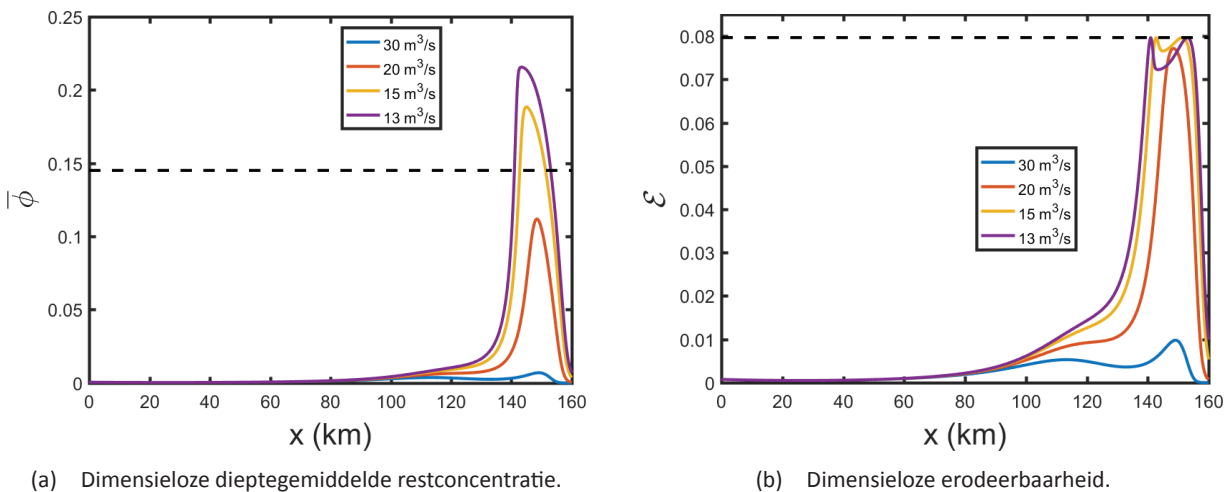
In Fig. 7 is de ruimtelijke verdeling van dieptegemiddelde concentratie $\bar{\phi}$ en erodeerbaarheid $\mathcal{E}$ weergegeven voor $Q = 30, 20, 15$ en $13 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ bij $\hat{M}_{min} = 0.003$. Hier zijn ook de waarden $\bar{\phi}_{TP}$ en $\mathcal{E}_{TP}$ aangegeven die overeenkomen met het buigpunt.

Het is duidelijk dat de maximale concentratie sterk stijgt bij afnemende afvoer, deze trend is reeds in rapporten 2.1, 1.4 en 1.5 beschreven. In deze studies werd gevonden dat bij afnemend debiet het getij sediment verder achterin het bekken transporteert. Het blijkt dat voor $Q < 17.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ de maximale waarde van $\bar{\phi}$ boven $\bar{\phi}_{TP}$ ligt zodat het estuariene troebelheidsmaximum (ETM) grotendeels op de bovenste oplossingstak ligt (zie Sect. 2.2.3). De concentraties waarvoor $\bar{\phi} < \bar{\phi}_{TP}$ liggen allen op de onderste oplossingstak. In Fig. 7b is duidelijk zichtbaar dat de erodeerbaarheid $\mathcal{E}$ gemaximaliseerd is op $\mathcal{E}_{TP} = 0.0797$, hetgeen een direkt gevolg



Figuur 6 – Variatie van $\hat{M}_{\min}$ in functie van de rivierafvoer Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$).

is van hindered settling. Ook is het gedrag van oplossingen op bovenste en onderste tak goed zichtbaar: op de onderste tak ($\bar{\phi} < \bar{\phi}_{\text{TP}}$) neemt erodeerbaarheid $\mathcal{E}$ toe met concentratie $\bar{\phi}$, terwijl op de bovenste tak ($\bar{\phi} > \bar{\phi}_{\text{TP}}$) erodeerbaarheid juist *afneemt* met toenemende concentratie.



Figuur 7 – Ruimtelijk verloop van dimensieloze dieptegemiddelde restconcentratie (a) en erodeerbaarheid (b) voor diverse waarden van de rivierafvoer. De horizontale stippellijnen in (a) en (b) komen overeen met $\bar{\phi}_{\text{TP}}$ resp. $\mathcal{E}_{\text{TP}}$. Waarden boven de stippellijn in (a) komen overeen met hypertroebele condities, eronder met normale condities.

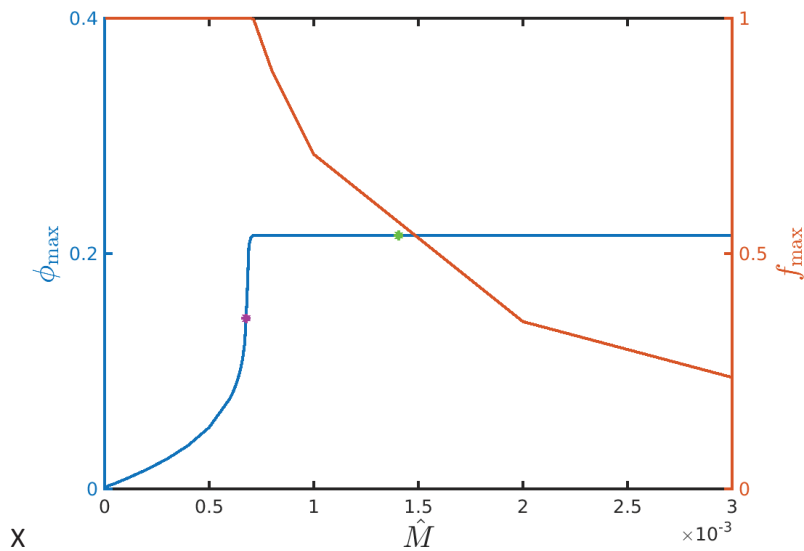
4.1.3 Erosielimiteerde evenwichten

De maximale waarde $\bar{\phi}_{\text{max}}$ van de concentratie in het bekken hangt onder beschikbaarheidsgedomineerde omstandigheden niet af van $\hat{M}$, maar dit verandert als erosie limiterend is. Om dit te illustreren is in Fig. 8 het verband tussen $\bar{\phi}_{\text{max}}$ en $\hat{M}$ weergegeven voor een afvoer van $13 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. Ook is de maximale waarde f_{max}

van de relatieve erodeerbaarheid geplot om na te gaan wanneer er erosiegelimiteerde condities ($f_{\max} = 1$) optreden. Voor $\hat{M} > 7.125 \times 10^{-4}$ verandert de maximale concentratie niet: $\bar{\phi}_{\max} = 0.216$. In dit gebied valt ook $\hat{M} = \hat{M}_{\min}$, dit is met een groene marker aangegeven. Omdat $\bar{\phi}_{\max} > \bar{\phi}_{\text{TP}}$ geldt dat de maximale erodeerbaarheid $\mathcal{E}$ in het domein gelijk is aan $\mathcal{E}_{\text{TP}}$. Aangezien $\mathcal{E}_{\text{TP}} = f\mathcal{E}_{\infty}$ geldt dat $f_{\max}$ gelijk is aan

$$f_{\max} = \frac{\mathcal{E}_{\text{TP}}}{\mathcal{E}_{\infty}},$$

zodat $f_{\max} \sim 1/\hat{M}$ toeneemt bij afnemende maximale erodeerbaarheid $\hat{M}$. Voor $\hat{M} \leq 7.125 \times 10^{-4}$ treden erosiegelimiteerde condities op ($f_{\max} = 1$). Vanaf deze overgang neemt de maximale concentratie sterk af: tussen $\hat{M} = 6 \times 10^{-4}$ en $\hat{M} = 7 \times 10^{-4}$ met bijna een factor 3. In Fig. 8 is met een paarse marker aangegeven waar $\phi_{\max} = \bar{\phi}_{\text{TP}}$, dit treedt op bij $\hat{M} = 6.76 \times 10^{-4}$. Voor lagere waarden van ($\hat{M} < 6.76 \times 10^{-4}$) bevindt de gehele evenwichtverdeling in het estuarium zich op de onderste oplossingstak. Uit deze resultaten volgen twee belangrijke conclusies voor wat betreft hypertroebelheid. Ten eerste dient de maximale erodeerbaarheid $\hat{M}$ hiervoor hoog genoeg te zijn: $\hat{M} \gtrsim 0.001$. Ten tweede is er bij toename van $\hat{M}$ een snelle en sterke overgang waarbij de maximale concentratie een orde van grootte toeneemt.

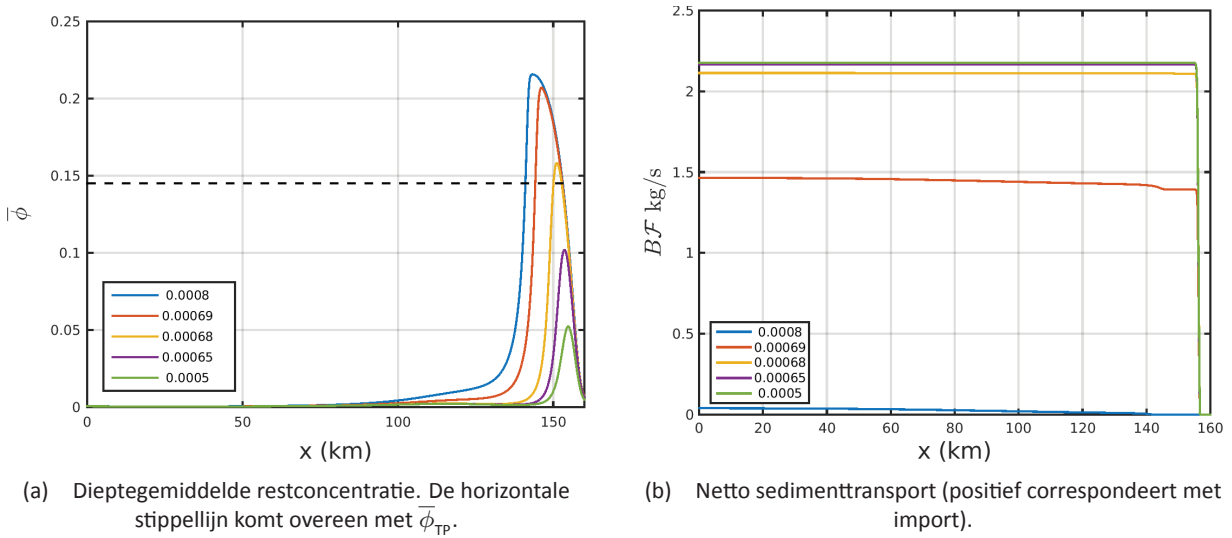


Figuur 8 – Verloop van de maximale dieptegemiddelde concentratie ($\bar{\phi}_{\max}$) en maximale relatieve erodeerbaarheid ($f_{\max}$) als functie van de erosieparameter $\hat{M}$ voor $Q = 13 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

De sterke afname van de sedimentconcentratie bij afnemende $\hat{M}$ is ook duidelijk ruimtelijk zichtbaar in Fig. 9a. In Fig. 9b is ook het ruimtelijke verloop van het netto sedimenttransport weergegeven. De hierin optredende sprongen vinden plaats in erosiegelimiteerde gebieden (dus daar waar $f = 1$). Merk op dat deze gebieden ruimtelijk erg klein zijn en tevens ver achterin het bekken gesitueerd zijn (rond 155 km). Door de netto depositie van sediment in deze gebieden moet er via de randen sedimentimport plaatsvinden. Omdat er is aangenomen dat er geen sediment via de rivier naar binnen kan komen ($\mathcal{F}_{\text{rivier}} = 0$) treedt er import op via de zeerand. Omdat het gebied tussen zeerand en depositiezone beschikbaarheidsgelimiteerd is, is het sedimenttransport hier constant. Dit ruimtelijke beeld van het sedimenttransport is conform de bevindingen in rapport 1.5.

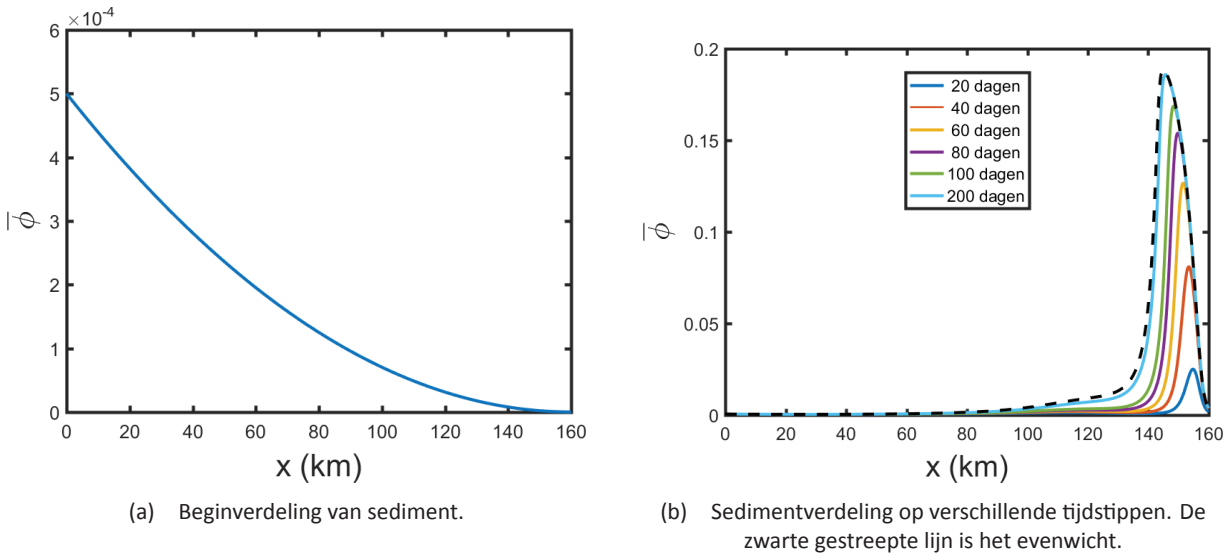
4.1.4 Tijdsevolutie naar evenwicht

Tot dusverre zijn enkel evenwichtsverdelingen bekeken. Een belangrijke vraag is op welke tijdschaal deze evenwichten kunnen ontstaan. Om hiervan een indicatie te krijgen is bij een afvoer van $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en erosieparameter $\hat{M} = 0.003$ een simulatie uitgevoerd waarbij een lage concentratie als beginverdeling is gebruikt, deze verdeling is in Fig. 10a getoond. In Fig. 10b is de dieptegemiddelde concentratie weergegeven voor diverse tijdstippen gedurende de berekening, ook is hier de evenwichtsverdeling uit Fig. 7a geplot. Het is duidelijk dat



Figuur 9 – Ruimtelijk verloop van dimensieloze dieptegemiddelde restconcentratie (a) en sedimenttransport (b) diverse waarden van de erosieparameter $\hat{M}$ voor $Q = 13 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. De horizontale stippellijnen in (a) en (b) komen overeen met $\bar{\phi}_{TP}$ resp. $\mathcal{E}_{TP}$.

de sedimentverdeling convergeert naar de evenwichtoplossing, de tijdschaal die hieruit volgt is ongeveer 100 dagen.



Figuur 10 – Temporele evolutie van sedimentverdeling naar evenwicht voor $Q = 15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

4.2 Tijdsafhankelijk gedrag bij huidige condities

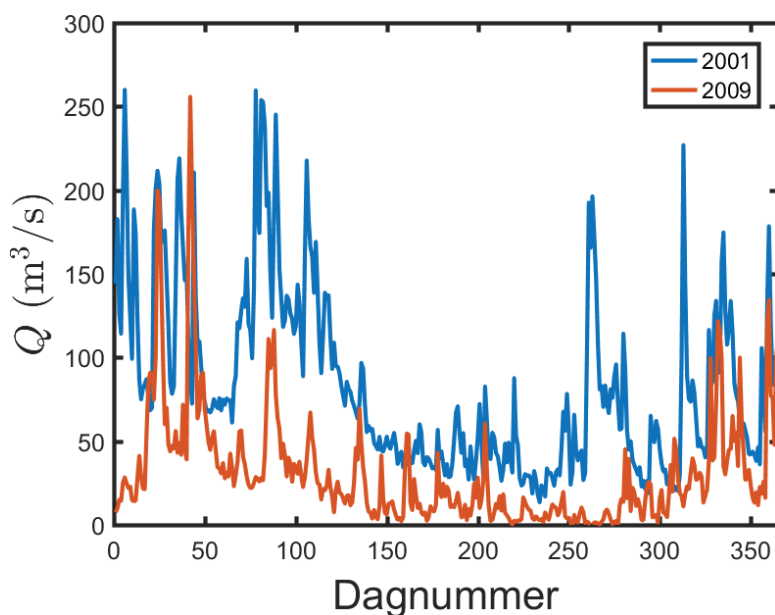
4.2.1 Inleiding

In deze sectie zal uitgebreid aandacht worden besteed aan de sedimentdynamica in de huidige Schelde. Hierbij wordt met “huidig” bedoeld dat de erosieparameter $\hat{M}$ ruwweg is gecalibreerd om sedimentconcentraties te reproduceren zoals deze momenteel worden gemeten. Specifiek is $\hat{M}$ afgeregeld zodat de maximale dieptegemiddelde restconcentratie $\langle \bar{c} \rangle_{\max}$ tijdens een droog jaar niet hoger wordt dan 500 mg/l. Dit geeft $\hat{M} = 3.8 \times 10^{-5}$, hetgeen overeenkomt met $\mathcal{E}_{\infty} = 0.015$. Dit is ruim onder de waarde $\mathcal{E}_{TP} = 0.0797$ van het

buigpunt zodat de sedimentverdeling in de Schelde zich geheel op het begin de onderste tak in Fig. 1 bevindt. Dit betekent ook dat effecten van hindered settling in het model gering zullen zijn. Niettemin is het interessant om de sedimentdynamica tijdens natte en droge jaren nader te beschouwen. In de volgende secties zal dan worden gekeken naar de dynamica voor hogere waarden van $\hat{M}$.

4.2.2 Gekozen simulatieperioden

Er is voor gekozen om simulaties uit te voeren voor de jaren 2001 (een representatief nat jaar) en 2009 (een representatief droog jaar). De daggemiddelde afvoer te Melle is voor beide jaren weergegeven in Fig. 11. Voor



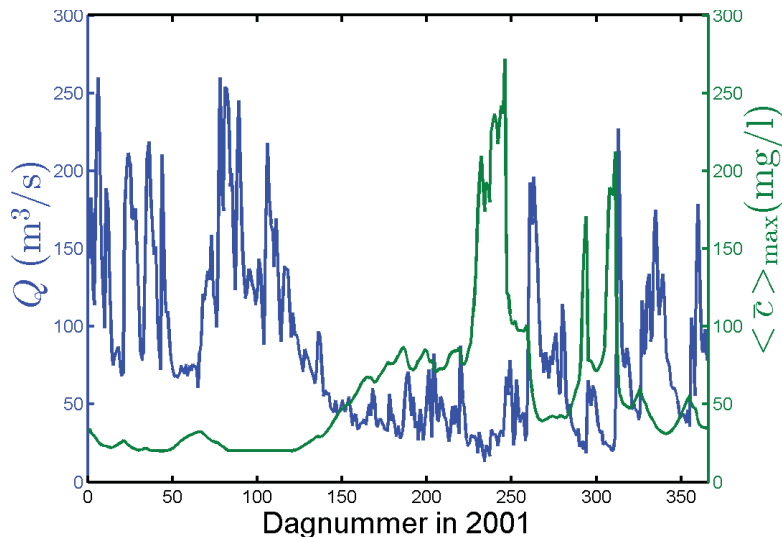
Figuur 11 – Daggemiddelde afvoer te Melle voor de jaren 2001 en 2009.

de berekening van 2001 is de simulatie een jaar eerder gestart (op 1 januari 2000) bij een daggemiddelde afvoer van $158 \text{ m}^3/\text{s}$. De initiële verdeling van de hoeveelheid sediment op de bodem ($\mathcal{S}_{\text{bed}}$) en de dieptegemiddelde restconcentratie $\bar{\phi}$ werden hierbij gebaseerd op een beschikbaarheidsgelimiteerde verdeling bij deze afvoer. De aanpak voor de simulatie van 2009 is analoog, waarbij de simulatie startte op 1 januari 2008 bij een afvoer van $37 \text{ m}^3/\text{s}$.

4.2.3 Resultaten voor 2001

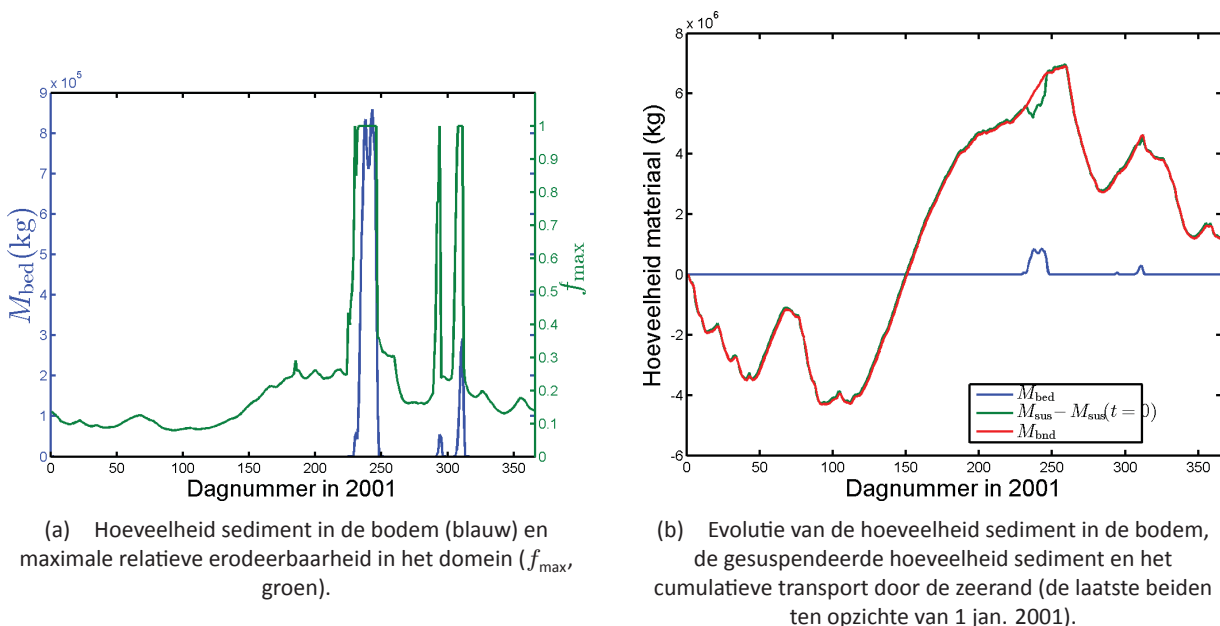
In Fig. 12 is voor elke dag in 2001 de daggemiddelde afvoer weergegeven samen met de maximale dieptegemiddelde restconcentratie in het bekken. Er is hier een duidelijke anti-correlatie te zien: bij periodes van hoge afvoer (met name de eerste 150 dagen) is de maximale concentratie laag, bij relatief lage afvoeren (periode-tussen 150 en 200 dagen) is de concentratie relatief hoog (tot ca 250 mg/l). Later in het jaar varieert de afvoer grilliger maar is de anti-correlatie nog steeds duidelijk zichtbaar. De sedimentconcentratie lijkt min of meer instantaan te reageren op de afvoer.

Om meer inzicht te krijgen in de onderliggende sedimentdynamica is in Fig. 13a de totale hoeveelheid sediment op de bodem (M_{bed}) weergegeven samen met de maximale relatieve erodeerbaarheid in het estuarium (f_{max}). Voor het overgrote deel van het jaar is het gehele bekken beschikbaarheidsgelimiteerd ($f_{\text{max}} < 1$). Enkel aan het einde van de droge periode (tussen 230 en 250 dagen) wordt f_{max} gelijk aan één. Er treedt dan in het bekken netto depositie op zodat er een sliblaag op de bodem ontstaat. Dit gebeurt ook kortstondig rond dag



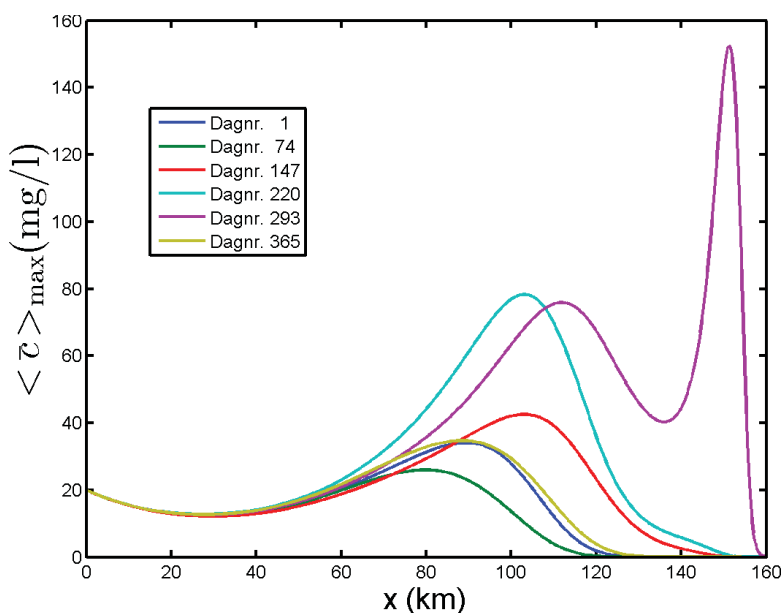
Figuur 12 – Daggemiddelde afvoer en maximale dieptegemiddelde restconcentratie in 2001.

nummer 300. Maar over het algemeen ligt er weinig sediment op de bodem. Dit wordt bevestigd in Fig. 13b waar ook de hoeveelheid gesuspendeerd materiaal M_{sus} (ten opzichte van 1 jan 2001) en het cumulatieve transport M_{bnd} door de rand zijn weergegeven. Er is een bijna perfecte balans tussen M_{sus} en M_{bnd} : alle import en export door de rand vindt uitsluitend plaats om de veranderingen in totale massa van het zwevend stof te compenseren. Er is dus nagenoeg geen uitwisseling met de bodem, behoudens de korte periodes die ook in Fig. 13a zichtbaar zijn.



Figuur 13 – Links: temporeel verloop van de massa in de slibaag en de maximale relatieve erodeerbaarheid, rechts: bijdragen aan de sedimentbalans.

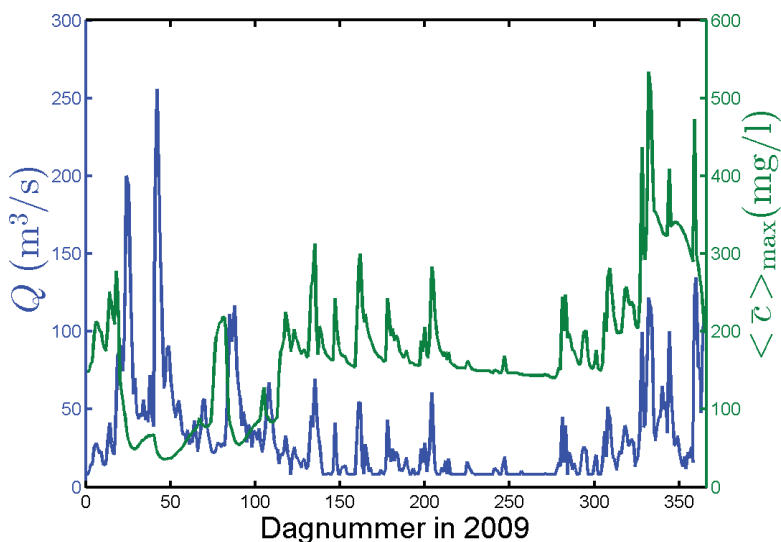
Tot slot is in Fig. 14 voor een aantal ogenblikken gedurende het jaar 2001 de ruimtelijke verdeling van de getij- en dieptegemiddelde sedimentconcentratie weergegeven. Wat hier opvalt is dat er doorgaans één enkel ETM is dat tussen 80 en 120 km is gelokaliseerd. Dit ETM wordt gevangen gehouden door SSL-effecten en kan slechts bij zeer hoge afvoeren uitgespoeld worden (zie rapport 1.4). Op dag 293 is er een sterk ETM achterin het bekken, dit is kenmerkend voor een lage afvoer.



Figuur 14 – Verloop van de dieptegemiddelde restconcentratie langsheen het estuarium voor een aantal dagen in 2001.

4.2.4 Resultaten voor 2009

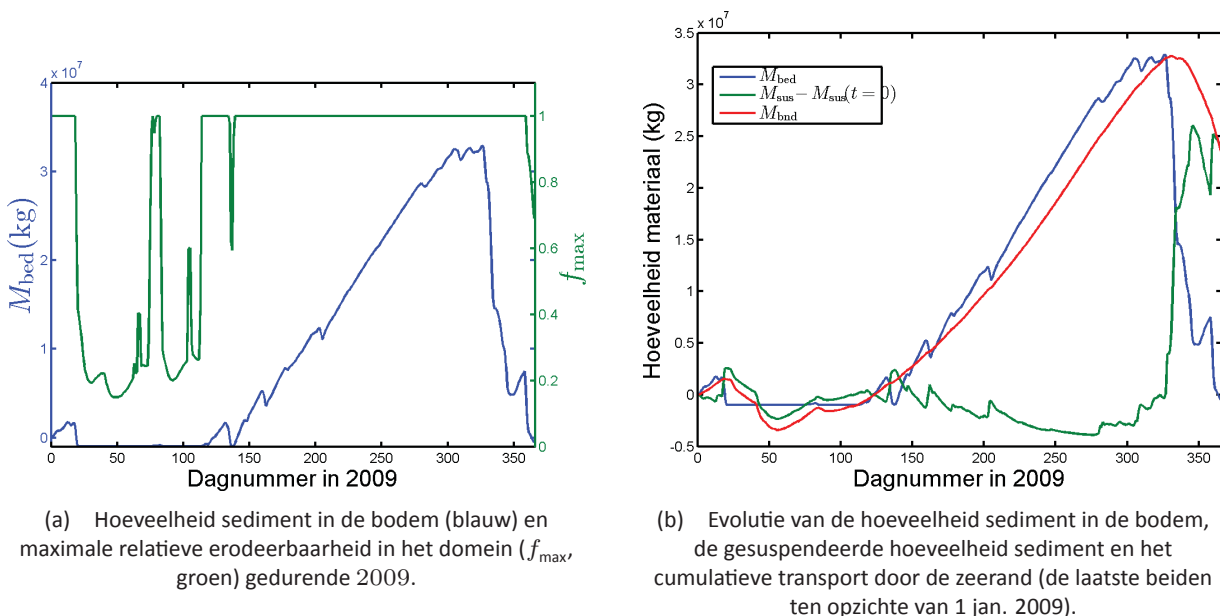
In Fig. 15 is de afvoer te Melle getoond in combinatie met de maximale dieptegemiddelde restconcentratie in het estuarium. Er is wederom een anti-correlatie tussen afvoer en sedimentconcentratie zichtbaar, waarbij met name een plateau van hoge concentraties (200 – 300 mg/l) opvalt dat samenvalt met een lange droge periode tussen 120 en 300 dagen. Maar vooral opmerkelijk is de sterke toename van de maximale sedimentconcentratie achterin het jaar wanneer de afvoer niet meer laag is. Dit laatste voldoet niet aan de anti-correlatie die bij het jaar 2001 zo duidelijk zichtbaar was.



Figuur 15 – Daggemiddelde afvoer en maximale dieptegemiddelde restconcentratie in 2009.

De toename van de sedimentconcentratie laat in 2009 kan worden begrepen door naar de sedimentbalans te kijken. In Fig. 16 is de massa M_{bed} in de bodemlaag samen weergegeven met de maximale waarde van de relatieve erodeerbaarheid (f_{max}). In tegenstelling tot 2001 (zie Fig. 16) is er sprake van een sterke aangroei van de bodemlaag die optreedt tijdens de lange periode van droogte tussen dagnummer 120 en 300. Gedurende deze periode is er een erosiegelimiteerd gebied in het bekken (f_{max}) en het is deze situatie die voor de

netto depositie zorgt die de aangroei drijft. In de sedimentbalans (Fig. 16b) is dit ook duidelijk terug te zien: er is tot dag nummer 330 een goede balans tussen de aangroei van de sliblaag (M_{bed}) en sedimentimport door de zeerand (M_{bnd}). Aan het einde van het jaar wordt een deel van de sedimentmassa weer geëxporteerd als de afvoer toeneemt (daling van M_{bnd} na 330 dagen). Echter, dit export is veel kleiner dan de afname van de sliblaag (M_{bed}): deze afname komt grotendeels ten goede aan de toename van de hoeveelheid gesuspendeerd materiaal (stijging van M_{sus}). Het is deze resuspensie van eerder neergelagen sediment dat verantwoordelijk is voor de verhoogde sedimentconcentratie aan het einde van het jaar. Merk op dat de afvoer na dag 300 toeneemt maar dat dit niet direkt ertoe leidt dat f_{max} onder 1 komt. Dit hangt samen met het in Sect. 3.4.2 genoemde feit dat bij erosiegelimiteerde omstandigheden ($f = 1$) er geen relatie meer is tussen de sedimentvoorraad en de erodeerbaarheid. Als de afvoer toeneemt zal de bodemlaag weer gaan eroderen, echter dit zal de relatieve erodeerbaarheid pas verlagen als de sedimentvoorraad $\hat{S}$ lager wordt dan de maximale sedimentdragende capaciteit. Deze verlaging van de sedimentvoorraad kost tijd en voorkomt dat een erosiegelimiteerd gebied zich instantaan kan aanpassen aan de veranderende hydrodynamische omstandigheden. Deze trage respons van een erosiegelimiteerd gebied bij een stijgende afvoer is eerder ook in rapport 1.5 gevonden. In de situatie van 2001 heersen er vrijwel altijd beschikbaarheidsgelimiteerde condities doorheen het bekken en daarom kan de sedimentconcentratie relatief snel reageren op de veranderende rivierafvoer. Dit verklaart ook waarom de anti-correlatie tussen afvoer en sediment in 2001 consistent is dan in 2009.

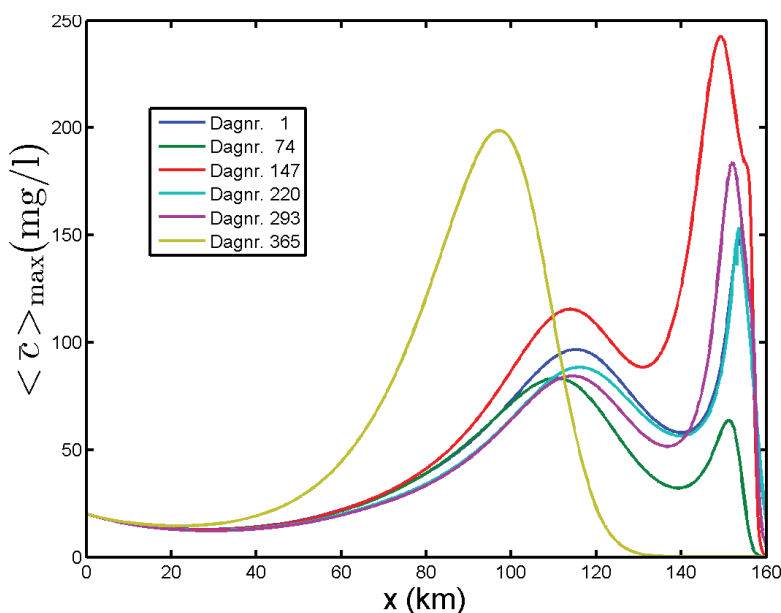


Figuur 16 – Links: temporeel verloop van de massa in de sliblaag en de maximale erodeerbaarheid, rechts: bijdragen aan de sedimentbalans.

Figuur 17 toont voor een aantal ogenblikken gedurende het jaar de ruimtelijke verdeling van de dieptegemiddelde restconcentratie weergegeven. In tegenstelling tot 2001 is het sediment nu meer achterin het estuarium geconcentreerd. Naast een ETM nabij de stuw (150 km) is er een tweede, minder sterk maximum op ca. 110 km. Door de lage afvoer is het sedimentexporterende effect van de rivierstroming sterk verminderd en wordt het sediment door het getij meer naar achteren vervoerd.

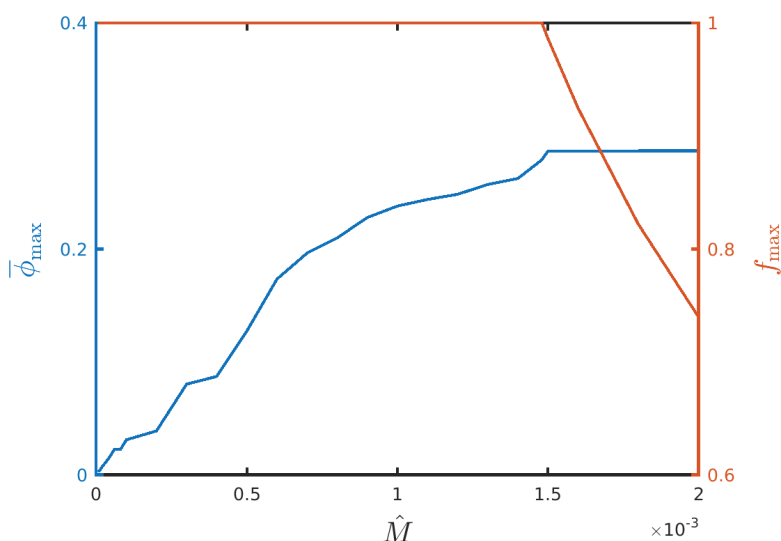
4.3 Tijdsafhankelijke gedrag bij verhoogde erosie

In deze sectie zal worden nagegaan hoe de sedimentdynamica verandert als de erosieparameter $\hat{M}$ sterk wordt verhoogd. Daarbij zal met name worden vastgesteld wat de invloed is van hindered settling op het optreden van hoge sedimentconcentraties. Net als in Sect. 4.1.2 wordt eerst bepaald hoe de maximale dimensieloze



Figuur 17 – Verloop van de dieptegemiddelde restconcentratie langsheen het estuarium voor een aantal dagen in 2009.

concentratie $\bar{\phi}$ en de maximale relatieve erodeerbaarheid $f_{\max}$ afhangen van $\hat{M}$. Dit verband is bepaald op basis van simulaties voor het jaar 2009 waarbij $\hat{M}$ per simulatie is vastgehouden. Het resultaat hiervan is in Fig. 18 weergegeven.



Figuur 18 – Verloop van de maximale dieptegemiddelde concentratie ($\bar{\phi}_{\max}$) en maximale relatieve erodeerbaarheid ($f_{\max}$) als functie van de erosieparameter $\hat{M}$, gebaseerd op het afvoerverloop van 2009.

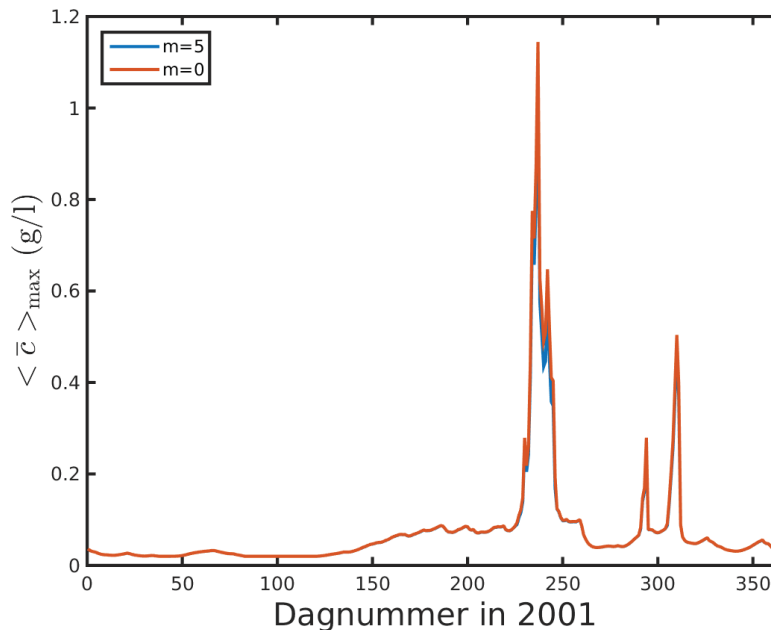
Merk op dat het verband tussen $\bar{\phi}_{\max}$ en $\hat{M}$ niet zo glad is als bij constante afvoer (Fig. 8). Daarnaast is er ook geen sprake van een sterke toename van de maximale concentratie rond de waarde van $\hat{M}$ waar $f_{\max}$ gelijk wordt aan één (dit is voor $\hat{M} = 0.00148$). Veeleer is er een geleidelijke toename waarbij hoge concentraties al bij relatief lage waarden van de erosieparameter zullen voorkomen. Zo zullen sedimentconcentraties op de bovenste oplossingstak ($\bar{\phi}_{\max} > \bar{\phi}_{\text{TP}} = 0.1451$) optreden als $\hat{M} > 4.4 \times 10^{-4}$.

Om het effect van hindered settling te demonstreren zijn voor het natte jaar 2001 en het droge jaar 2009 simulaties uitgevoerd met ($m = 5$) en zonder ($m = 0$) hindered settling. Hierbij is $\hat{M} = 0.0015$ gekozen, dit is net boven de grenswaarde waar erosiegelimiteerde gebieden zullen optreden. Dit is in zekere zin een extreme

situatie omdat het estuarium dan in 2009 geheel beschikbaarheidsgelimiteerd is. De bevindingen zullen hierna voor beide jaren separaat worden beproven.

4.3.1 Resultaten voor 2001

Voor het jaar 2001 zijn in Fig. 19 de maximale dieptegemiddelde restconcentratie doorheen het jaar getoond met en zonder hindered settling. Het is duidelijk zichtbaar dat de verhoging van $\hat{M}$ leidt tot een toegenomen concentratie, vergeleken met de huidige situatie ongeveer een factor 3 à 4 (zie Fig. 12). Afgezien daarvan is er geen verschil tussen het al dan niet meenemen van hindered settling.

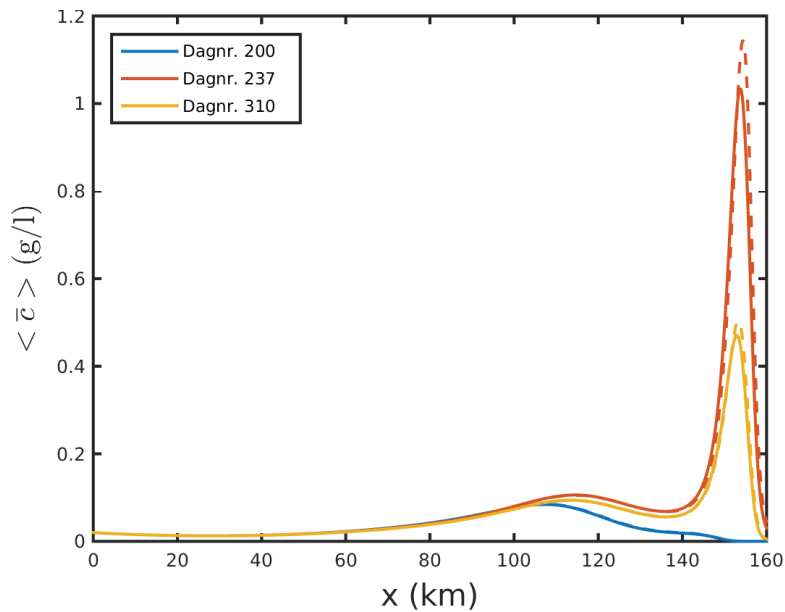


Figuur 19 – Verloop van de maximale dieptegemiddelde concentratie ($\langle \bar{c} \rangle_{\max}$) gedurende het jaar 2001 met en zonder hindered settling.

Dit beeld wordt bevestigd door de ruimtelijke verdeling van de concentratie op een drietal dagen gedurende het jaar, zie Fig. 20. Deze tijdstippen komen overeen met maximale waarden in Fig. 19. Merk op dat het troebelheidsmaximum tussen 80 en 120 km (zie Fig. 14) nog steeds aanwezig is, en ongeveer even sterk als in de “huidige” Schelde, maar dat er nu een tweede ETM nabij de stuw (150 km) aanwezig is. Deze is gerelateerd aan de lage instantane afvoer (zie ook dag nummer 293 in Fig. 14). De sedimentconcentratie in dit landwaartse ETM is met de verhoogde erosie echter veel hoger.

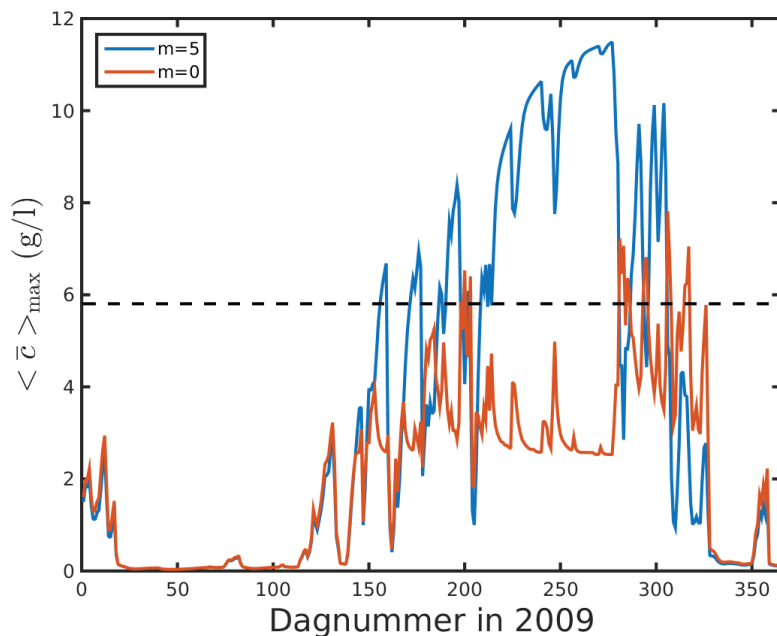
4.3.2 Resultaten voor 2009

Voor het jaar 2009 zien we een zeer sterk effect van de verhoogde erosieparameter $\hat{M}$ (zie Fig 21). Met hindered settling worden sedimentconcentraties tot ruim 11 g/l gevonden, deze vallen samen met de lange droge periode tussen dag 120 en dag 300. Zonder hindered settling liggen deze maximale waarden ongeveer een factor twee lager. Dit hangt samen met het feit dat bij gegeven hydraulische condities er met hindered settling hogere concentraties kunnen optreden (zie Sect. 2.2.3). Merk op dat de concentratie in beide gevallen vrijwel anti-correleert met de afvoer (zie Fig. 11), waarbij de hoge concentraties afwezig zijn bij hogere afvoeren. Dit gedrag lijkt dus in dit opzicht sterk op resultaten voor het jaar 2001 bij de huidige Schelde. In het bijzonder is de verhoogde concentratie achterin het jaar (zie Fig. 15) afwezig. De reden hiervoor is dat voor $\hat{M} = 0.0015$ het gehele bekken beschikbaarheidsgelimiteerd is: er geldt immers dat $f_{\max} < 1$ (zie Fig. 18). Dit betekent



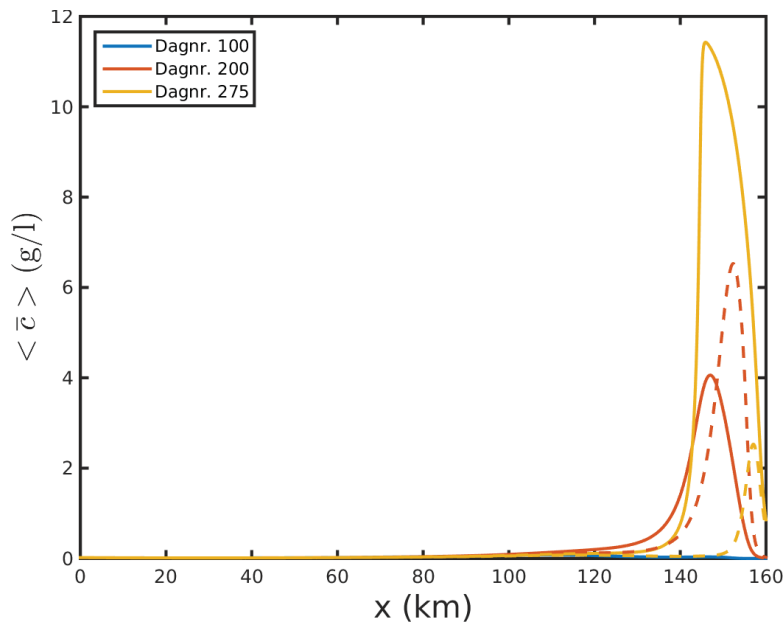
Figuur 20 – Langsverloop van de dieptegemiddelde restconcentratie gedurende een drietal dagen in 2001. De doorgetrokken lijnen corresponderen met $m = 5$, de gestreepte lijnen met $m = 0$.

dat zich nagenoeg geen sliblaag op de bodem zal opbouwen zodat het sediment veel sneller kan reageren op veranderingen in de afvoer.



Figuur 21 – Verloop van de maximale dieptegemiddelde concentratie ($\langle \bar{c} \rangle_{\max}$) gedurende het jaar 2009 met en zonder hindered settling.

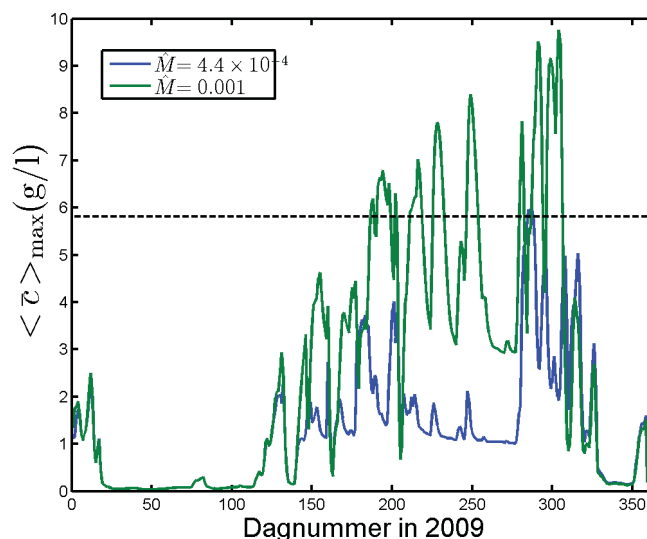
Net als in 2001 zijn de verhoogde concentraties in 2009 ruimtelijk goed terug te zien in de vorm van een versterking van de landwaartse ETM nabij de stuw (zie Fig. 22).



Figuur 22 – Langsverloop van de dieptegemiddelde restconcentratie gedurende een drietal dagen in 2009. De doorgetrokken lijnen corresponderen met $m = 5$, de gestreepte lijnen met $m = 0$.

4.4 Tussenvallende waarden voor $\hat{M}$

Hieronder zullen voor het jaar 2009 resultaten bij $\hat{M} = 4.4 \times 10^{-4}$ (maximale concentratie nabij buigpunt) en $\hat{M} = 0.001$ worden gepresenteerd. Voor beide waarden geldt dat $f_{\max} = 1$ zodat er in het estuarium erosie-gelimeerde omstandigheden zullen optreden, dit in tegenstelling tot $\hat{M} = 0.0015$ waar het estuarium in een globale beschikbaarheidsgelimeerde toestand is. In Fig. 23 is de maximale dieptegemiddelde restconcentra-

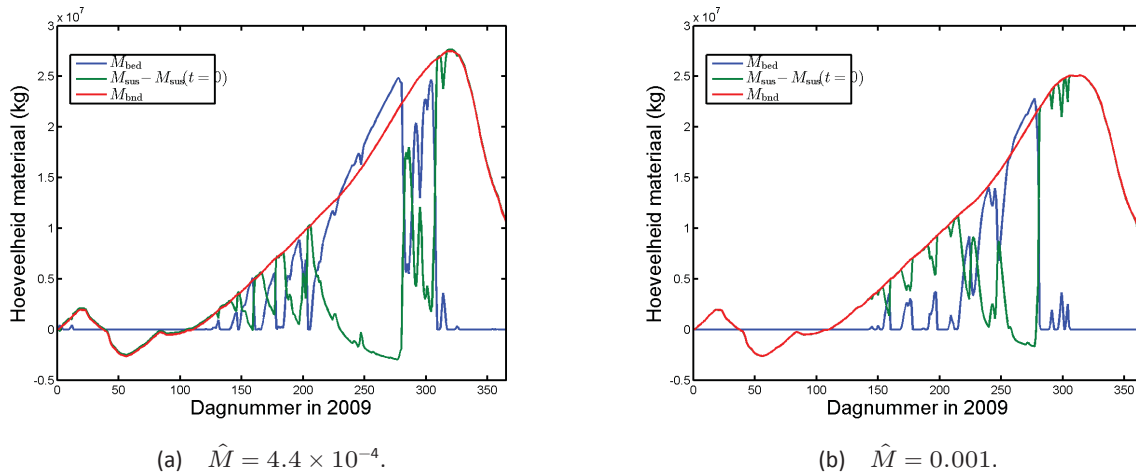


Figuur 23 – Verloop van de maximale dieptegemiddelde restconcentratie ($\langle \bar{c} \rangle_{\max}$) gedurende het jaar 2009 voor $\hat{M} = 4.4 \times 10^{-4}$ en $\hat{M} = 0.001$.

tie doorheen het jaar 2009 weergegeven voor beide waarden van de erosieparameter. Zoals te verwachten treedt in beide gevallen de hoogste concentraties op tijdens de lange droge periode (dagnummer 120 – 300), waarbij er voor $\hat{M} = 0.001$ concentraties tot 10 g/l optreden terwijl voor $\hat{M} = 4.4 \times 10^{-4}$ de waarden lager

zijn ($\lesssim 6$ g/l).

Figuur 24 toont de hoeveelheid sediment in de bodem, in suspensie en het transport door de zeerland (positief is import). Wat opvalt is dat er tijdens de droge periode een sterke anti-correlatie is tussen de hoeveelheid materiaal op de bodem en in suspensie: als M_{bed} omhoog gaat daalt M_{sus} en vice versa. Dit is anders dan huidige situatie (zie Fig. 16b) waar de suspensieve voorraad tijdens de droge periode meer constant blijft. Merk ook op dat M_{sus} (net als in de huidige situatie) na de droge periode toeneemt als de bodemlaag weer geërodeerd wordt. De bodemlaag is hierbij voor $\hat{M} = 0.001$ sneller verdwenen. Dit laatste is als volgt te verklaren. De maximale bodemvoorraad is in beide gevallen ongeveer 2.5×10^7 kg, maar de erosieve flux $\mathcal{E}_{\infty} \sim \hat{M}$ verschilt ruim een factor twee. De bodemvoorraad is derhalve sneller geërodeerd als de waarde van $\hat{M}$ hoger is.

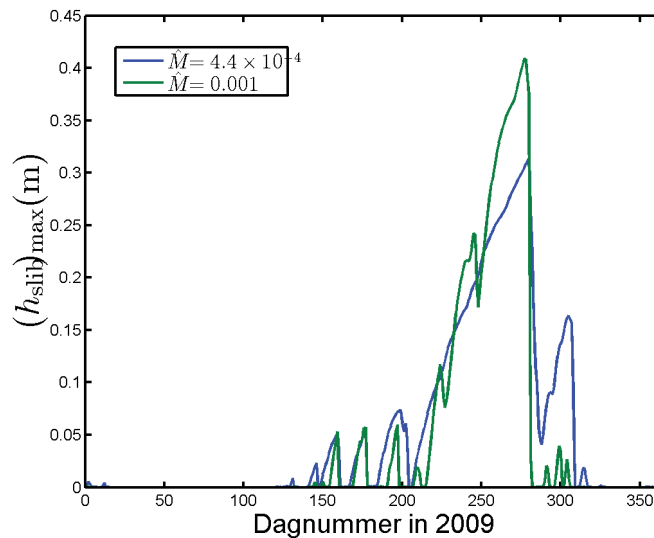


Figuur 24 – Evolutie van de hoeveelheid sediment in de bodem, de gesuspendeerde hoeveelheid sediment en het cumulatieve transport door de zeerland (de laatste beiden ten opzichte van 1 jan. 2009).

De bodemvoorraad $\mathcal{S}_{\text{bed}}$ kan worden vertaald in een lokale dikte van de sliblaag h_{slib} aangezien geldt dat

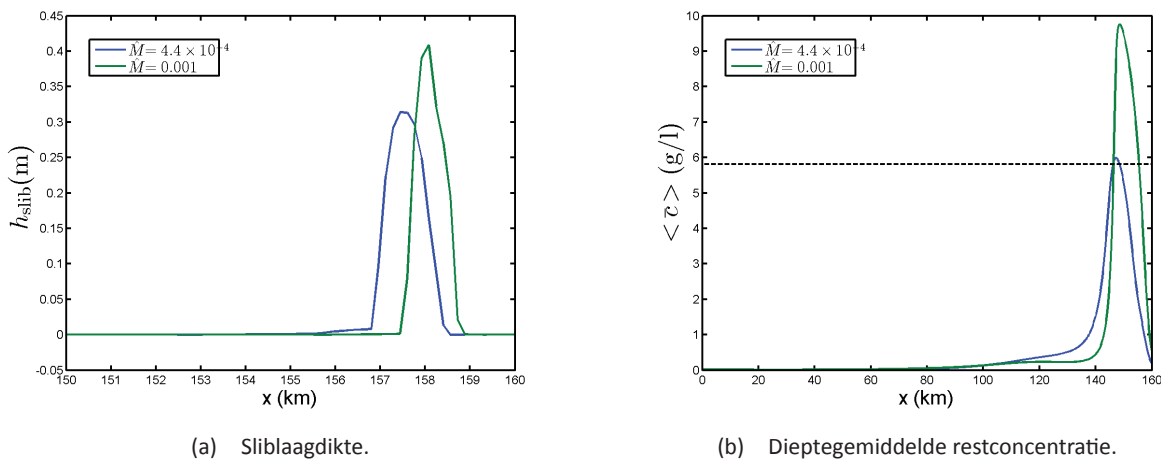
$$\mathcal{S}_{\text{bed}} = \frac{\rho_s(1-p)h_{\text{slib}}}{c_{\text{gel}}},$$

waarbij $\rho_s = 2650$ kg/m³ de dichtheid van het sediment is en $p = 0.4$ de porositeit. Op basis hiervan is in Fig.



Figuur 25 – Verloop van de maximale dikte van de sliblaag $(h_{\text{slib}})_{\text{max}}$ gedurende het jaar 2009 voor $\hat{M} = 4.4 \times 10^{-4}$ en $\hat{M} = 0.001$.

25 de tijdevolutie zien van de maximale sliblaagdikte in 2009 weergegeven. In beide gevallen worden waarden van maximaal 0.3 – 0.4 m. gevonden. De ruimtelijke verdeling van de sliblaag is in Fig. 26a weergegeven voor het tijdstip waarop de sliblaagdikte haar maximale waarde bereikt. Het blijkt dat de sliblaag zich in beide gevallen zeer dicht nabij de opwaartse rand bevindt, tussen 157 en 159 km. Omdat de sliblagen samenvallen met erosiegelimiteerde gebieden volgt dat deze ook dicht bij de opwaartse rand zijn gesitueerd, hetgeen ook bij de simulaties met constante afvoer is gevonden (zie Fig. 9b). De verdeling van de dieptegemiddelde restconcentratie op het ogenblik waarop haar maximale waarde wordt bereikt is in Fig. 26a getoond. De maxima van deze verdelingen zijn iets meer afwaarts gelokaliseerd, rond 140 – 150 km.



Figuur 26 – Verdeling van de sliblaagdikte h_{slib} (a) en de dieptegemiddelde restconcentratie $\langle \bar{c} \rangle$ (b) op de tijdstippen dat hun maximale waarde tijdens de simulatie wordt bereikt.

4.5 Samenvatting

Door het meenemen van hindered settling is het in beginsel mogelijk om hoge sedimentconcentraties te verkrijgen bij relatief lage waarden van de bodemerosie. De vraag is dan of het mogelijk is dat een systeem vanuit een globale situatie met lage concentraties in een toestand kan geraken waarin het estuarium in elk geval deels hypertroebel is. Hierbij wordt met “hypertroebel” bedoeld dat er concentraties van 6 g/l of hoger optreden.

Op basis van evenwichtssedimentverdelingen bij constante rivierafvoer is gevonden dat met hindered settling zeer hoge concentraties in het Scheldebekken kunnen voorkomen. Sedimentwaarden op de bovenste oplos-singstak ($\gtrsim 6$ g/l) kunnen voorkomen, maar slechts onder specifieke omstandigheden. Zo dient de rivierafvoer voldoende laag te zijn ($Q < 17 \text{ m}^3/\text{s}$) en ook voldoende lang aan te houden: uit Fig. 10b volgt een typische tijdschaal van ongeveer 100 dagen. Ook dienen overal in het bekken beschikbaarheidsgelimiteerde condities te gelden, hetgeen betekent dat de erosieparameter $\hat{M}$ voldoende hoog dient te zijn: $\hat{M} \gtrsim 7 \times 10^{-4}$. Bij lagere waarden treedt achterin het estuarium een erosiegelimiteerd gebied op en neemt de maximale concentratie in het bekken scherp af. Dit betekent omgekeerd ook dat er bij toename van $\hat{M}$ dat er rond $\hat{M} \sim 7 \times 10^{-4}$ een plotselinge overgang is waarbij de maximale concentratie een veelvoud toeneemt.

Calibratie van sedimentwaarden op basis van het jaar 2009 laat zien dat de erosieparameter $\hat{M}$ in de huidige Schelde een waarde heeft van ongeveer 3.8×10^{-5} . Hindered settling effecten zijn bij een dergelijke waarde van ondergeschikt belang. Het model laat in de actuele situatie verschillen zien in sedimentdynamica tussen het natte jaar 2001 en het droge jaar 2009. In 2001 zijn de concentraties significant lager en laten een strikte anti-correlatie zien met de afvoer: bij hoge (lage) afvoer zijn sedimentconcentraties laag (hoog). Er bevindt zich gedurende het gehele jaar weinig sediment op de bodem. Het ETM is meestal gelokaliseerd tussen 80 en 120 km van Vlissingen. In 2009 zijn de concentraties aanmerkelijk hoger. Er is dan een lange periode (bijna

200 dagen) van lage afvoer waarbij sediment door het getij naar achteren wordt getransporteerd, hetgeen aanleiding geeft tot een ETM nabij de stuw (150 km van Vlissingen). Tijdens de droge periode bouwt zich achterin het bekken een sedimentlaag op omdat daar erosiegelimiteerde condities gelden. Bij toename van de afvoer aan het einde van het jaar komt deze laag opnieuw in suspensie waardoor de maximale concentratie in eerste instantie juist toeneemt. Pas als de sedimentvoorraad tot onder de maximale sedimentdragende capaciteit is gedaald neemt de maximale concentratie weer af.

Simulaties van 2009 voor verschillende waarden van de erosieparameter laten zien dat de maximale concentratie veel geleidelijker toeneemt met $\hat{M}$ dan bij constante afvoer. Dit betekent dat er van een scherpe overgang geen sprake is. Oplossingen op de bovenste oplossingstak treden op als $\hat{M} > 4,4 \times 10^{-4}$, dit is dus ruim een orde van grootte hoger dan de actuele waarde. Voor $\hat{M} > 0.00148$ gelden overal in het bekken beschikbaarheidsgelimiteerde condities en neemt de maximale concentratie niet meer toe. Voor 2009 geeft dit concentraties tot 11 g/l, indien hindered settling niet wordt meegenomen is dit een factor twee lager. Voor het jaar 2001 treden concentraties op van ongeveer 1 g/l en speelt hindered settling geen significante rol. In beide gevallen neemt de concentratie ten opzichte van de huidige situatie vooral toe achterin het bekken (rondom 150 km van Vlissingen). Ook neemt in beide gevallen de concentratie weer snel af als de afvoer toeneemt.

5 Conclusies

Op basis van de bevindingen in dit rapport kunnen de volgende conclusies worden getrokken:

1. Door hindered settling kunnen in principe bij relatief lage waarden van de dimensieloze referentieconcentratie, welke is gemeten in eenheden van de gelling concentratie c_{gel} , zowel relatief lage sedimentconcentraties (tot enkele g/l) als hoge sedimentconcentraties ($\gtrsim 6$ g/l) voorkomen.
2. Hypertroebele concentraties treden in de modelsimulaties voor de Schelde enkel op als de maximale erosie (gemeten door de erosieparameter $\hat{M}$) voldoende hoog is en de afvoer voldoende laag. Bij constante afvoer treedt dit op voor $\hat{M} > 6.76 \times 10^{-4}$ en $Q < 17 \text{ m}^3/\text{s}$. Voor een representatief droog jaar (2009) worden maximale concentraties van ruim 11 g/l gevonden indien de erosieparameter $\hat{M} > 0.00148$. Hypertroebele condities treden op voor $\hat{M} \gtrsim 4.4 \times 10^{-4}$. Bij het niet meenemen van hindered settling zijn de maximale concentraties ongeveer een factor twee lager. Voor een representatief nat jaar (2001) worden maximale concentraties van ongeveer 1 g/l gevonden.
3. Hoewel voor constante afvoeren een minimumwaarde is gevonden waarboven hypertroebelheid door hindered settling niet voorkomt, is het lastiger om een minimumwaarde te vinden voor een variabele afvoer. Dit vergt een meer gedetailleerde studie waarbij waarschijnlijk de duur van droogte dient te worden meegenomen. Dit is in de onderhavige studie niet gebeurt.
4. De waarde van de erosieparameter voor de Schelde wordt geschat op $\hat{M} \approx 3.8 \times 10^{-5}$ en ligt daarmee ruim een orde van grootte lager dan vereist is voor hypertroebele condities.
5. Hoge concentraties treden op tijdens periodes van lage afvoer. Zodra de afvoer toeneemt daalt de maximale concentratie sterk. De overgang van lage naar hoge troebelheid is dus omkeerbaar zodat er geen sprake is van systeemomslag.
6. Bij hypertroebele condities neemt met name de concentratie in het meest opwaartse deel van het estuarium toe (ca 150 km van Vlissingen).

Tot slot wordt benadrukt dat bovenstaande uitspraken zijn gedaan binnen de context van een model waarin hindered settling op vereenvoudigde wijze is verdisconteerd. Bovendien is de invloed van hoge sedimentconcentraties op de waterbeweging niet meegenomen, zoals bijvoorbeeld de demping van verticale viscositeit. De rol van dergelijke effecten is gerapporteerd in het kader van WP4.2 (Brouwer en Schramkowski, 2025).

Referenties

- 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.** (2025). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 4.2 Gevoeligheidsstudie. Versie 4.0. *WL Rapporten*, 13_103_12. 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.; 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
- de Swart, H.; Zimmerman, J.** (2009). Morphodynamics of tidal inlet systems. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 41: 203–229 pp.
- Dijkstra, Y. M.; Brouwer, R. L.; Schuttelaars, H. M.; Schramkowski, G. P.** (2017). The iFlow modelling framework v2.4: a modular idealized process-based model for flow and transport in estuaries. *Geoscientific Model Development* 10 (7): 2691–2713 pp. DOI: 10.5194/gmd-10-2691-2017
- 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.
- Jalon Rojas, I.** (2016). Évaluation des changements hydro-sédimentaires de l'estuaire de la Gironde en lien avec les pressions sur le milieu. (phdthesis). University of Bordeaux, France
- Richardson, J.; Zaki, W.** (1954). Sedimentation and fluidisation: Part I. *Chemical Engineering Research and Design* 32 (a): 35–53 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. L.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2017a). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 2.1 Modelopzet scenario's stortstrategie Beneden-Zeeschelde. Versie 2.0. *WL Rapporten*, 13_103_2. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België

Schramkowski, G. P.; Brouwer, R. L.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2017b). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 2.2 Gevoeligheidsonderzoek en vergelijking tussen Zeeschelde en Eems. Versie 2.0. *WL Rapporten*, 13_103_4. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België

Vandenbruwaene, W.; Vanlede, J.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2016). Slibbalans Zeeschelde: Deelrapport 4 - Historische evolutie SPM. Versie 6.0. *WL Rapporten*, 00_029_4. Waterbouwkundig Laboratorium & Antea: Antwerpen

Winterwerp, J.; Kesteren, W. van (2004). Introduction to the Physics of Cohesive Sediment Dynamics in the Marine Environment. Developments in Sedimentology. Elsevier Science. ISBN: 9780080473734

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