



Vlaanderen
is wetenschap

13_103_5
WL rapporten

Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid

WP 1.4 Basismodel sediment

DEPARTEMENT
MOBILITEIT &
OPENBARE
WERKEN

waterbouwkundiglaboratorium.be

Geïdealiseerde processtudie van systeemovertgang naar hypertroebheid

WP 1.4 Basismodel sediment

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 2022
D/2022/3241/070

Deze publicatie dient als volgt geciteerd te worden:

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

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

Documentidentificatie

Opdrachtgever:	Vlaams-Nederlandse Scheldecommissie (VNSC)	Ref.:	WL2022R13_103_5
Trefwoorden (3-5):	Getij, zout, sedimenttransport, estuaria, Schelde-estuarium		
Kennisdomeinen:	Sediment > Cohesief sediment > Numerieke modelleringen Sediment > Sedimenttransport > Numerieke modelleringen Sediment > Bovenafvoer > Numerieke modelleringen		
Tekst (p.):	31	Bijlagen (p.):	3
Vertrouwelijk	☒ Nee	☒ Online beschikbaar	

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

Controle

	Naam	Handtekening
Revisor(en):	de Swart, H.E.; Plancke, Y.	Huib de Swart Digitally signed by Huib de Swart Date: 2022.08.22 17:07:38 +02'00'
Projectleider:	Schramkowski, G.P.	Dr. George P. Schramkowski Digitaal ondertekend door Dr. George P. Schramkowski Datum: 2022.08.22 17:12:33 +02'00'

Goedkeuring

Afdelingshoofd:	Bellafkih, K.	Getekend door: Abdelkarim Bellafkih (Sig) Getekend op: 2022-08-29 13:03:26 +02:0 Reden: Ik keur dit document goed <i>Abdelkarim Bellafkih</i>
-----------------	---------------	--



Abstract

In dit rapport wordt het geïdealiseerde sedimentmodel besproken en toegepast op het gehele Scheldebekken (van Vlissingen tot Gentbrugge). Dit model heeft soortgelijke functionaliteiten als dat van Chernetsky *e.a.*, 2010 maar is breder inzetbaar omdat het een algemenere breedtevariatie toelaat. Daarnaast is nu ook een belangrijk mechanisme, genaamd “spatial settling lag” (SSL), meegenomen. Dit proces accumuleert fijn sediment in gebieden waar de getijsnelheid laag is.

Voor lage afvoeren ($\lesssim 40 \text{ m}^3/\text{s}$) wordt een estuarien troebelheidsmaximum (ETM) gevonden dat dichtbij de opwaartse stuw is gelokaliseerd. Bij afvoeren $\gtrsim 20 \text{ m}^3/\text{s}$ is er ook afwaarts een ETM dat verdwijnt als de afvoer hoger wordt dan ca $150 \text{ m}^3/\text{s}$. Het SSL-mechanisme is cruciaal voor het bestaan van dit afwaartse ETM omdat het voldoende sediment gevangen kan houden in het meer afwaartse deel van de Zeeschelde en de Westerschelde. Deze sedimentvang is direkt gerelateerd aan de ruimtelijke verdeling van de M_2 -getijsnelheid in het bekken.

Het troebelheidsmaximum nabij de stuw treedt enkel op voor valsnelheden hoger dan 0.5 mm/s . Het afwaartse ETM bestaat enkel indien de valsnelheid van het sediment hoger is dan ongeveer 1.5 mm/s .

Inhoudsopgave

Abstract.....	III
Lijst van figuren.....	VI
Lijst van tabellen.....	VII
1 Inleiding.....	1
2 Modelbeschrijving.....	2
2.1 Modelgeometrie.....	2
2.2 Hydrodynamica.....	3
2.2.1 Randvoorwaarden.....	3
2.2.2 Vereenvoudigende aannames en oplossingsmethode.....	4
2.2.3 Zoutverdeling.....	4
2.3 Sedimentdynamica.....	5
2.3.1 Evolutievergelijking.....	5
2.3.2 Schaling en oplossingsmethode voor de de concentratievergelijking.....	5
2.3.3 Bepaling van de beschikbaarheid van het sediment.....	7
2.4 Nadere bespreking van het advectieve sedimenttransport.....	8
2.5 Consequenties van de veranderingen in modelopzet.....	8
2.5.1 Parameterisatie van turbulentie.....	9
2.5.2 Riviereffecten.....	9
2.5.3 Spatial settling lag.....	9
2.6 Overzicht van de diverse processen die bijdragen aan netto advectief transport.....	9
2.7 Model voor het Schelde estuarium.....	11
3 Resultaten.....	15
3.1 Vergelijking van modelresultaten met waarnemingen.....	15
3.1.1 Waargenomen verband tussen afvoer en SPM-concentraties.....	16
3.2 Modelresultaten.....	16
3.2.1 Interpretatie van sedimentbalansen bij gebruik van $\mathcal{T}$	16
3.2.2 Sedimentverdeling bij lage en hoge afvoer.....	17
3.3 Effect van rivierafvoer op ETM-locatie.....	18
3.3.1 Vergelijking met waarnemingen.....	19
3.3.2 Waarom werkt SSL als sedimentvangend mechanisme?.....	20
3.4 Relatie tussen rivierafvoer, valsnelheid en ETM-locatie.....	24
4 Voorziene ontwikkelingen van het geïdealiseerde model.....	26
5 Conclusies.....	27
Referenties.....	29
B1 Afleiding van de erositermen voor de $O(1)$ en $O(\epsilon)$ concentratievergelijking.....	B1
B2 Effect van advectie op de sedimentbalans van fijn sediment.....	B2

Lijst van figuren

Figuur 1	Geometrie van het getijbekken zoals gebruikt in het geïdealiseerde model: (a) zijaanzicht, (b): bovenaanzicht.	3
Figuur 2	Het Schelde estuarium.	12
Figuur 3	Longitudinaal verloop van de breedte (boven) en breedtegemiddelde diepte (onder) in het Scheldebekken.	13
Figuur 4	Getijgemiddelde zoutverdeling langsheen het Schelde estuarium.	14
Figuur 5	Jaargemiddelde afvoer te Melle (boven) en jaargemiddelde oppervlakte SPM-verdeling langsheen de Schelde (onder).	15
Figuur 6	Maandelijks variatie van de SPM-concentratie in de Zeeschelde ($x = 50$ km. tot $x = 160$ km.) voor de periode 2000-2014, gebaseerd op OMES-data (Maris <i>e.a.</i> , 2015).	17
Figuur 7	Berekende relatieve getijgemiddelde sedimentconcentratie en bijbehorende bijdragen aan het advectieve transport $\mathcal{T}$ voor lage afvoer (zomercondities, links) en hoge afvoer (wintercondities, rechts).	18
Figuur 8	Locatie van ETM(s) in functie van rivierafvoer.	21
Figuur 9	Relatieve sedimentverdeling (links) en bijdragen aan het relatieve advectieve transport $\mathcal{T}$ (rechts) voor waarden van de rivierafvoer die kenmerkend zijn voor resp. toestanden Ia, II, Ib en III.	22
Figuur 10	Ruimtelijk verloop van de M_2 -snelheidsamplitude langs de Schelde en de relatieve beschikbaarheid met en zonder SSL.	23
Figuur 11	Ruimtelijk verloop van de M_2 -snelheidsamplitude langsheen de Schelde en de relatieve beschikbaarheid voor diverse waarden van de afvoer.	23
Figuur 12	Optredende aantallen ETMs als functie van valsnelheid w_s (vertikale as) en rivierafvoer Q (horizontale as).	25
Figuur 13	Locatie van ETMs in het bekken (horizontale as) in functie van de valsnelheid w_s (vertikale as) en de rivierafvoer Q (aangegeven met een kleurcode en contourwaarden).	25

Lijst van tabellen

Tabel 1	Afhankelijkheid van de individuele bijdragen aan $\mathcal{T}_{\text{res}}$, $\mathcal{T}_{M_2}$ en $\mathcal{T}_{M_4}$ van de hydrodynamische forceringen.	11
Tabel 2	Parameterwaarden van het gekalibreerde Scheldemodel.	12

1 Inleiding

Dit rapport betreft de oplevering van deliverable 1.4 van WL-project 13_103 "Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid". Het beschrijft de sedimentmodule van het geïdealiseerde model dat later in het project zal worden uitgebreid met niet-lineaire effecten om vervolgens de overgang van lage naar hoge hypertroebelheid te bestuderen.

In Hoofdstuk 2 wordt het sedimentmodel kort beschreven. Een gedetailleerde beschrijving van het onderliggende hydrodynamische model heeft al in rapport 1.3 (Brouwer *e.a.*, 2017) plaatsgevonden. De beschrijving van de sedimentmodule is eveneens beknopt aangezien deze is gebaseerd op de aanpak van Chernetsky *e.a.*, 2010 die reeds in rapporten 2.1 (Schramkowski *e.a.*, 2017a) en 2.2 (Schramkowski *e.a.*, 2017b) aan de orde is gekomen. Tot slot wordt in dit hoofdstuk de schematisatie van het Scheldemodel besproken.

In Hoofdstuk 3 worden de resultaten van het Scheldemodel besproken, waarbij de nadruk wordt gelegd op het optreden van troebelheidsmaxima in functie van valsnelheid van het sediment en rivierafvoer. Hier wordt ondermeer ingegaan op de omstandigheden waaronder meerdere troebelheidsmaxima kunnen voorkomen. Het zal blijken dat de ruimtelijke verdeling van de getijsnelheid een belangrijke rol speelt bij het gevangen houden van voldoende sediment om deze troebelheidsmaxima te kunnen onderhouden. In Hoofdstuk 4 worden kort de beoogde toekomstige uitbreidingen van het model besproken. In Hoofdstuk 5 tenslotte worden de resultaten van het Scheldemodel samengevat.

2 Modelbeschrijving

In dit hoofdstuk wordt een beschrijving gegeven van zowel het actuele hydrodynamische model als het actuele sedimenttransportmodel die deel uitmaken van de geïdealiseerde aanpak die binnen het WL-hypertroebelheidsproject 13_103 wordt ontwikkeld. Beide beschrijvingen zijn hier redelijk beknopt: het hydrodynamische deel is uitgebreid besproken in rapport 1.3 (Brouwer *e.a.*, 2017)) terwijl de sedimentmodellering voortbouwt op het werk van Chernetsky *e.a.*, 2010 dat reeds in rapporten 2.1 (Schramkowski *e.a.*, 2017a) en 2.2 (Schramkowski *e.a.*, 2017b) is besproken.

In vergelijking met de eerdere besprekingen in rapporten 1.3, 2.1 en 2.2 zijn er in het model drie belangwekkende veranderingen ingebouwd die hier kort worden benoemd:

- bij de parameterisatie van turbulentie is de verticale viscositeit A_v nu afhankelijk van de wrijvingsparameter s_f en de lokale bodemdiepte $H(x)$ volgens (Dijkstra *e.a.*, 2022)

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

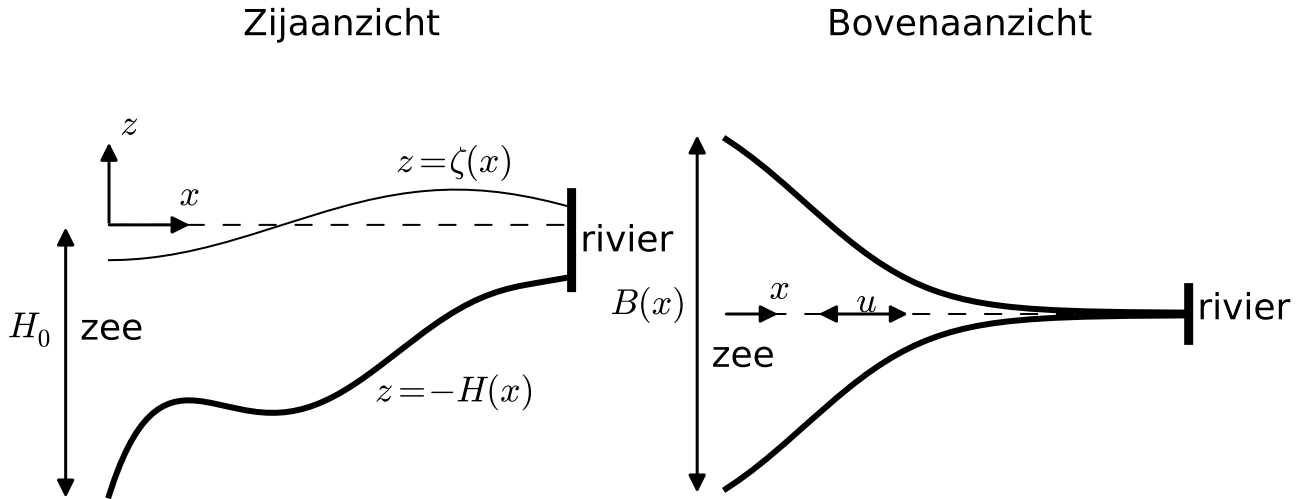
waarbij $H_0 = H(x = 0)$ en $A_{v0} = s_f H_0 / 2$ de bodemdiepte resp. de verticale viscositeit aan de ingang voorstellen.

- sedimenttransport door louter rivierstroming wordt meegenomen. Het betreft hier sediment dat door de rivierstroming wordt opgewerveld en getransporteerd. Deze bijdrage is met name van belang in opwaartse delen van een estuarium waar de hydrodynamica niet door het getij wordt gedomineerd (Jalon Rojas, 2016).
- de sedimentmodule neemt ook het effect van advectie in het sedimenttransport mee. Dit effect leidt voor fijn sediment tot een netto transport dat gericht is naar gebieden van lage snelheid (de Swart en Zimmerman, 2009; Groen, 1967).

De modelgeometrie wordt in Sect. 2.1 kort besproken. Belangrijk hier is dat het - in tegenstelling tot rapporten 2.1 en 2.2 - nu mogelijk om een estuarium met algemene breedtevariatie te bestuderen (dwz. niet louter een exponentiële vernauwing). Vervolgens wordt in Sect. 2.2 het hydrodynamische model kort beschreven en in 2.3 de sedimentmodule. In Sect. 2.4 wordt de relatie besproken tussen het ruimtelijke verloop van het residuele sedimenttransport en de lokatie van troebelheidsmaxima. In Sect. 2.5 worden de gevolgen van het meenemen van de drie bovenvermelde modelaanpassingen aangegeven. Daarna wordt in Sect. 2.6 besproken welke fysische mechanismen een bijdrage geven aan het advectieve sedimenttransport, en op welke wijze deze afhangen van de forceringen (getij op de zeerand, zoutverdeling en rivierafvoer.) Tot slot zal in Sect. 2.7 specifiek worden aangegeven hoe het model op het Scheldebekken is toegepast.

2.1 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 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 niet meegenomen.



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

2.2 Hydrodynamica

Het hydrodynamische model berekent de waterstand $\zeta(x, t)$ en de horizontale en verticale stroomsnelheid ($u(x, z, t)$ resp. $w(x, z, t)$) door de breedtegemiddelde ondiepwatervergelijkingen op te lossen. Daarbij wordt aangenomen dat de waterbeweging in het estuarium getijgedomineerd is en dat de bijdrage van de rivierafvoer relatief klein is. Bovendien worden windeffecten verwaarloosd.

2.2.1 Randvoorwaarden

De getijstrooming in het bekken wordt gedreven door een voorgeschreven harmonische waterstand ζ_e op de zeewaartse rand ($x = 0$). Deze forcering bevat enkel een M_2 -en M_4 -component en is gegeven door

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

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 ($x = L$) is een stuw die een constante afvoer geeft. Hier geldt derhalve de conditie

$$\left\langle \int_{-H}^{\zeta} B(x) u(x = L, z, t) dz \right\rangle = -Q, \quad (3)$$

waarbij het minteken aangeeft dat de rivierafvoer zeewaarts is gericht.

De verticale randvoorwaarden aan het wateroppervlak ($z = \zeta$) bestaan uit de kinematische conditie en de eis dat daar geen schuifspanning wordt uitgeoefend. Aan de bodem ($z = -H$) volgt de verticale snelheid uit ondoordringbaarheid terwijl de horizontale snelheid volgt uit een lineaire relatie tussen de kinematische schuifspanning en de snelheid

$$A_v u_z|_{z=-H} = s_f u|_{z=-H}. \quad (4)$$

Deze relatie wordt de *partial slip* randvoorwaarde genoemd. Hierbij wordt de verticale viscositeit A_v constant verondersteld. De grootte s_f is de wrijvingsparameter en is een maat voor de hydraulische ruwheid van de bodem.

2.2.2 Vereenvoudigende aannames en oplossingsmethode

Een van de sterke punten van een geïdealiseerd model is dat het relatieve belang van individuele fysische mechanismen die een rol spelen bij waterbeweging en sedimenttransport kan worden vastgesteld. Hiertoe worden de volledige modelvergelijkingen vervangen door een benaderde beschrijving door gebruik te maken van schalingsanalyse (voor details, zie rapport 1.3). Door schaling kan de sterkte van individuele bijdragen aan de vergelijkingen worden gekwantificeerd. In het onderhavige geval gebeurt dit aan de hand van de parameter ϵ

$$\epsilon = \frac{A_{M_2}}{H_0}, \quad (5)$$

waarbij H_0 de bodemdiepte is aan de zeewaartse rand. Een belangrijke aanname is dat de amplitude van het verticale getij klein is ten opzichte van de bodemdiepte zodat $\epsilon \ll 1$. Tevens wordt aangenomen dat het externe M_4 -getij zwak is: $A_{M_4}/A_{M_2} \sim \epsilon$. Deze aannames geven een sterke vereenvoudiging van de wiskundige beschrijving omdat ϵ doorgaans de sterkte van niet-lineaire termen aangeeft: de vergelijkingen worden door schaling zwak niet-linear en zijn daardoor eenvoudiger op te lossen.

De aldus verkregen gereduceerde vergelijkingen kunnen benaderend worden opgelost door de waterstand en de snelheid te schrijven als een machtsreeks in de kleine parameter ϵ . Invulling van deze benaderingen in de vereenvoudigde modelvergelijkingen geeft afzonderlijke vergelijkingen voor elke macht van ϵ , beginnend bij $\epsilon^0 = 1$ (leidende orde). Door oplossing van deze vergelijkingen vindt men achtereenvolgens op $O(1)$ het lineaire M_2 -getij terwijl de vergelijkingen voor $O(\epsilon)$ de bijdragen voor het M_4 -getij en de reststroming geven. Zodoende kunnen de horizontale stroomsnelheid en de waterstand bij benadering worden geschreven als

$$u = u_{M_2} + \langle u \rangle + u_{M_4}, \quad (6)$$

$$\zeta = \zeta_{M_2} + \langle \zeta \rangle + \zeta_{M_4}, \quad (7)$$

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

2.2.3 Zoutverdeling

De getijgemiddelde zoutverdeling wordt vooralsnog niet expliciet opgelost in het model, maar dient te worden voorgeschreven. Deze verdeling heeft de volgende functionele vorm (Talke *e.a.*, 2009; Warner *e.a.*, 2005)

$$s(x) = \frac{\hat{s}}{2} \left[1 - \tanh \left(\frac{x - x_c}{x_L} \right) \right], \quad (8)$$

waarbij $\hat{s}$ de waarde van het zoutgehalte (in psu) is op open zee. Verder is x_c de lokatie van de maximale zoutgradiënt en is x_L de typische lengteschaal waarop de saliniteit varieert (feitelijk is het een maat voor de grootte van de zouttong). Bij gebruik van Vgl. (8) wordt aangenomen dat het estuarium vertikaal goed is doorgemengd zodat de longitudinale zoutverdeling niet van de diepte z afhangt (McCarthy, 1993).

Met het voorgeschreven zoutveld kan de gravitationele circulatie worden beschreven. De temporele variatie van het zoutveld binnen een getijcyclus wordt hiermee echter niet meegenomen. Dit betekent dat stromingen die het gevolg zijn van periodieke verticale stratificatie (Simpson *e.a.*, 1990) momenteel niet kunnen worden beschouwd.

2.3 Sedimentdynamica

2.3.1 Evolutievergelijking

Het model van Chernetsky *e.a.*, 2010 berekent de sedimentconcentratie in the modeldomein. Het sediment wordt verondersteld te bestaan uit niet-cohesieve fijne deeltjes met een uniforme korrelgrootte (en daarmee ook een vaste valsnelheid). Verder is aangenomen dat sediment uitsluitend als zwevend stof wordt vervoerd, er is dus geen sprake van bodemtransport. De sedimentdynamica wordt beschreven door de breedtegemiddelde concentratievergelijking

$$c_t + uc_x + wc_z = w_s c_z + (K_h c_x)_x + (K_v c_z)_z + \frac{B_x}{B} K_h c_x, \quad (9)$$

waarbij $c(x, z, t)$ de breedtegemiddelde sedimentconcentratie is, w_s de valsnelheid aangeeft terwijl K_h en K_v de horizontale resp. verticale diffusiviteit zijn. De verticale diffusiviteit is verder gelijk gesteld aan de verticale viscositeit A_v . De eerste term aan de linkerkant van Vgl. (9) geeft het effect van temporele settling lag: dit geeft een bijdrage aan getij-asymmetrie omdat het concentratieveld niet helemaal in fase is met de temporele variatie van opwerveling (Groen, 1967). De advection term in Vgl. (9) is een bron van getij-asymmetrie die samenhangt met de ruimtelijke variatie van het snelheidsveld (de Swart en Zimmerman, 2009; Postma, 1954). De eerste en derde term aan de rechtkant van Vgl. (9) zijn respectievelijk het effect van de valsnelheid van het sediment en het verticale transport ten gevolge van diffusie. De overige twee bijdragen geven het effect van horizontale diffusie van sediment.

De randvoorwaarden bij sedimentbalans (9) 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

$$w_s c + K_v c_z - K_h c_x \zeta_x = 0, \quad \text{op} \quad z = \zeta, \quad (10)$$

$$K_v c_z + K_h c_x = -E, \quad \text{op} \quad z = -H. \quad (11)$$

De erosieflux E is gerelateerd aan de zogenaamde *referentieconcentratie* c_* via $E = w_s c_*$. De referentieconcentratie op haar beurt is gegeven door

$$c_*(x, t) = \rho_s \frac{|\tau_b(x, t)|}{\rho_0 g' d_s} a(x), \quad (12)$$

waarbij ρ_s en ρ_0 de dichtheden van sediment resp. water zijn. Verder is $g' = g(\rho_s - \rho_0)/\rho_0$ de gereduceerde zwaartekrachtsversnelling, d_s de korrelgrootte en $a(x)$ de beschikbaarheid van erodeerbaar sediment. De grootheid $\tau_b(x, t)$ geeft tenslotte de bodemschuifspanning weer welke is gedefinieerd als

$$\tau_b = \rho_0 A_v u_z = \rho_0 s_f u, \quad (13)$$

waarbij in de laatste stap bodemrandvoorwaarde (4) is gebruikt.

2.3.2 Schaling en oplossingsmethode voor de de concentratievergelijking

Analoog aan het hydrodynamische model (zie Sect. 2.2.2 alsmede rapport 1.3) wordt Vgl. (9) opgelost door gebruik te maken van een perturbatieve oplossingsmethode waarbij de sedimentconcentratie c wordt weergegeven als een machtsreeks in ϵ . Het blijkt dan dat de oplossing met $O(1)$ en $O(\epsilon)$ -bijdragen kan worden geschreven als

$$c = \langle c \rangle + c_{M_4} + c_{M_2}, \quad (14)$$

Het M_2 -gedeelte van de sedimentconcentratie (c_{M_2}) is nu juist klein (dwz. $O(\epsilon)$) vergeleken met de residuele -en M_4 -bijdragen ($\langle c \rangle$ resp. c_{M_4}) die beiden $O(1)$ -grootheden zijn.

De residuele component voor $\langle c \rangle$ volgt uit de verticale balans

$$[w_s \langle c \rangle + K_v \langle c \rangle_z]_z = 0, \quad (15)$$

terwijl de bijbehorende randvoorwaarden voor de leidende orde residuele concentratie zijn

$$w_s \langle c \rangle + K_v \langle c \rangle_z = 0, \quad \text{op} \quad z = 0, \quad (16)$$

$$K_v \langle c \rangle_z = -a(\langle \hat{E}_0^{\text{getij}} \rangle + \langle \hat{E}_0^{\text{rivier}} \rangle), \quad \text{op} \quad z = -H, \quad (17)$$

waarbij (zie Appendix B1)

$$\langle \hat{E}_0^{\text{getij}} \rangle = w_s \rho_s \frac{\langle |\tau_{b,0}(x, t)| \rangle}{\rho_0 g' d_s} = w_s \rho_s \frac{s_f \langle |u_{M_2}| \rangle}{g' d_s}, \quad (18)$$

$$\langle \hat{E}_0^{\text{rivier}} \rangle = w_s \rho_s \frac{\langle |\tau_{b,0}(x, t)| \rangle}{\rho_0 g' d_s} = \frac{w_s \rho_s s_f}{g' d_s} \left[\langle |u_{M_2} + \langle u \rangle| \rangle - \langle |u_{M_2}| \rangle \right] \Big|_{z=-H}. \quad (19)$$

De term $\langle \hat{E}_0^{\text{getij}} \rangle$ is de restbijdrage van opwerveling door de dominante M_2 -getijstrooming terwijl $\langle \hat{E}_0^{\text{rivier}} \rangle$ de residuele opwerveling is ten gevolge van de rivierstrooming. De laatste bijdrage is enkel van belang daar waar de getijstrooming niet meer dominant is, hetgeen voor de Schelde uitsluitend nabij de opwaartse stuw het geval is.

De M_4 -component van de sedimentconcentratie volgt uit de oplossing van een soortgelijk probleem waarbij Vgl. (15) nu echter als volgt luidt

$$(c_{M_4})_t - [w_s c_{M_4} + (K_v c_{M_4})_z]_z = 0, \quad (20)$$

terwijl de opwerveling op de bodem analoog is aan Vgl. (18) maar nu gebaseerd op de M_4 -component van $|u_{M_2}|$ in plaats van haar getijgemiddelde.

Vervolgens kan met behulp van de verkregen rest -en M_4 -sedimentconcentratie de M_2 -component c_{M_2} worden gevonden als oplossing van de balans

$$(c_{M_2})_t - [w_s c_{M_2} + (K_v c_{M_2})_z]_z = -u_{M_2} \langle c \rangle_x - w_{M_2} \langle c \rangle_z - \left[u_{M_2} (c_{M_4})_x + w_{M_2} (c_{M_4})_z \right]_{M_2}. \quad (21)$$

De advectieve bijdrage aan de rechterkant van deze vergelijking beschrijft een proces dat “spatial settling lag” (SSL) wordt genoemd en dat met name van belang is voor transport van fijn sediment (de Swart en Zimmerman, 2009). Dit effect was niet meegenomen in het model van Chernetsky *e.a.*, 2010 dat in rapporten 2.1 en 2.2. is gebruikt.

De randvoorwaarden voor deze vergelijking luiden

$$w_s c_{M_2} + K_v (c_{M_2})_z = - \left[\zeta_{M_2} (c_{M_4})_t \right]_{M_2}, \quad \text{op} \quad z = 0, \quad (22)$$

$$K_v (c_{M_2})_z = -a(\hat{E}_1)_{M_2}, \quad \text{op} \quad z = -H, \quad (23)$$

Hier dient te worden opgemerkt dat de term $\sim (c_{M_4})_t$ in Vgl. (22) abuisievelijk niet is meegenomen in het model van Chernetsky *e.a.*, 2010. Deze correctie blijkt van invloed te zijn op de locatie van troebelheidsmaxima (zie Hoofdstuk 3).

Tot slot is $(\hat{E}_1)_{M_2}$ de M_2 -component van de eerste orde opwerveling $\hat{E}_1$ welke gegeven is door (zie Appendix B1)

$$\hat{E}_1 = w_s \rho_s \frac{s_f}{g' d_s} \text{sg}(u_{M_2}) [\langle u \rangle + u_{M_4}], \quad (24)$$

waarbij sg de tekenfunctie aangeeft.

Uit de vorm van de forceringen van de $O(1)$ en (ε) vergelijkingen voor sediment kan worden afgeleid dat de sedimentconcentratie kan worden geschreven als

$$c = a \hat{c}^a + a_x \hat{c}^{\text{ax}}, \quad (25)$$

waarbij

$$\begin{aligned}\hat{c}^a &= \langle \hat{c} \rangle + \hat{c}_{M_4} + \hat{c}_{M_2}^a \\ \hat{c}^{ax} &= \hat{c}_{M_2}^{ax}.\end{aligned}$$

De rest -en M_4 -bijdragen schalen dus met de beschikbaarheid terwijl de M_2 -component zowel door de beschikbaarheid als haar gradiënt wordt bepaald. Deze afhankelijkheid van M_2 is een direkt gevolg van het meenemen van SSL. Met de hierboven besproken vergelijkingen worden feitelijk $\langle \hat{c} \rangle$, $\hat{c}_{M_4}$, $\hat{c}_{M_2}^a$ en $\hat{c}_{M_2}^{ax}$ opgelost. Om de sedimentconcentratie c te verkrijgen dient dan enkel nog de beschikbaarheid $a(x)$ te worden bepaald.

2.3.3 Bepaling van de beschikbaarheid van het sediment

In navolging van Friedrichs *e.a.*, 1998 wordt aangenomen dat de totale hoeveelheid sediment in het estuarium varieert op een tijdschaal die veel langer is dan de typische tijd waarop erodeerbaar sediment longitudinaal kan worden herverdeeld. In dat geval zal de sedimentverdeling zich instellen volgend een evenwicht waarbij voor een constante rivierafvoer het temporele gedrag van sediment enkel uit harmonische componenten zal bestaan. In het bijzonder betekent dit dat er lokaal geen netto toe -of afname van de sedimentconcentratie kan voorkomen. Dit impliceert op haar beurt weer dat het getijgemiddelde sedimenttransport overal divergentievrij dient te zijn of, equivalent daaraan, dat overal in het bekken een netto balans is tussen erosie en depositie. Omdat dit weer aangeeft dat de bodem niet zal veranderen wordt dit ook wel de *morfodynamische evenwichtsconditie* genoemd.

Indien tot slot wordt aangenomen dat er geen sedimentimport plaatsvindt via de stuw dan kan de morfodynamische evenwichtsconditie worden geschreven als (zie Chernetsky, 2012, voor een gedetailleerde afleiding)

$$\left\langle \int_{-H}^{\zeta} (uc - K_h c_x) dz \right\rangle = 0, \quad (26)$$

waaruit middels de gekende oplossing voor $\{\langle \hat{c} \rangle, \hat{c}_{M_4}, \hat{c}_{M_2}^a, \hat{c}_{M_2}^{ax}\}$ een vergelijking voor de beschikbaarheid $a(x)$ worden afgeleid. Deze vergelijking is van de volgende vorm

$$F a_x + T a = 0, \quad (27)$$

waarbij

$$F = \left\langle \int_{-H}^0 [-K_h \hat{c} + u \hat{c}_{M_2}^{ax}] dz \right\rangle, \quad (28)$$

$$T = \left\langle \int_{-H}^0 (u \hat{c}^a - K_h \hat{c}_x) dz \right\rangle. \quad (29)$$

De oplossing van Eq. (27) voor $a(x)$ luidt

$$a(x) = A \exp \left[- \int_0^x \frac{T}{F} dx \right], \quad (30)$$

waarbij de integratieconstante A is bepaald als de domeingemiddelde beschikbaarheid a_* , gedefinieerd als

$$\frac{\int_0^L B(x) a(x) dx}{\int_0^L B(x) dx} = a_*, \quad (31)$$

is vastgelegd. Merk op dat binnen het huidige model a_* feitelijk een parameter is die niet intern wordt opgelost. Sedimentverdelingen zijn dus eigenlijk bepaald tot op een multiplicatieve factor A die van a_* afhangt. De parameter a_* wordt in de praktijk bepaald door calibratie op een waargenomen sedimentverdeling. Anders gezegd: het huidige model is met name geschikt om uitspraken te doen over de ruimtelijke verdeling van sediment, en minder over de feitelijk optredende sedimentconcentraties.

2.4 Nadere bespreking van het advectieve sedimenttransport

Het netto (getijgemiddelde) advectieve transport per breedte-eenheid $\mathcal{T}$ is gedefinieerd als

$$\mathcal{T} = \left\langle \int_{-H}^{\zeta} uc \, dz \right\rangle. \quad (32)$$

De nulpunten van $\mathcal{T}$ zijn van belang aangezien zijn vanwege de aanname van morfodynamisch evenwicht (Vgl. 26) overeenkomen met locaties waar het diffusieve transport verdwijnt, en dus waar een extremum in de sedimentconcentratie optreedt. Dit gegeven zal in Hoofdstuk 3 worden gebruikt om de dynamica van troebelheidsmaxima (ETMs) te onderzoeken.

Het advectieve transport kan worden geschreven als

$$\mathcal{T} = \mathcal{T}_{\text{res}} + \mathcal{T}_{M_2} + \mathcal{T}_{M_4}, \quad (33)$$

waarbij de bijdragen $\mathcal{T}_{\text{res}}$, $\mathcal{T}_{M_2}$ en $\mathcal{T}_{M_4}$ de netto sedimenttransporten ten gevolge van respectievelijk de reststroming en de M_2 - en M_4 -getijstrooming weergeven. De expliciet uitdrukkingen voor deze bijdragen luiden

$$\begin{aligned} \mathcal{T}_{\text{res}} &= \int_{-H}^0 \langle u \rangle \langle c \rangle \, dz + \mathcal{T}_{\text{stokes}}, \\ \mathcal{T}_{M_2} &= \int_{-H}^0 \langle u_{M_2} c_{M_2} \rangle \, dz, \\ \mathcal{T}_{M_4} &= \int_{-H}^0 \langle u_{M_4} c_{M_4} \rangle \, dz, \end{aligned}$$

De grootte $\mathcal{T}_{\text{stokes}}$ geeft het netto sedimenttransport door de opwaarts gerichte Stokesdrift, deze bijdrage wordt gegeven door

$$\mathcal{T}_{\text{stokes}} = \left\langle u_{M_2} \zeta_{M_2} (\langle c \rangle + c_{M_4}) \right\rangle \Big|_{z=0}.$$

In rapporten 2.1 en 2.2 is de transportfunctie T gebruikt om ETM-dynamica te onderzoeken. Merk op dat $\mathcal{T}$ niet hetzelfde is als T , ook niet bij uniforme ruimtelijke beschikbaarheid. Door het meenemen van SSL hangt het advectieve transport niet langer enkel af van de beschikbaarheid a maar ook van haar gradiënt a_x . Hierdoor is de informatie die in T is bevat niet langer voldoende om de lokatie van ETMs te bepalen. Hiervoor dient men $\mathcal{T}$ te gebruiken.

2.5 Consequenties van de veranderingen in modelopzet

Hier zal kort worden aangegeven wat de gevolgen zijn van de drie aanpassingen die aan het begin van dit hoofdstuk zijn benoemd, te weten (1) verticale viscositeit die afhangt van de bodemwrijving (Vgl. 1), (2) meenemen van riviereffecten en (3) advectie in de sedimenttransportvergelijking.

2.5.1 Parameterisatie van turbulentie

Het gebruik van parameterisatie (1) betekent de facto het gebruik van een éénparameter turbulentiemodel. Dit geeft een eenduidigere calibratie dan het gebruik van twee onafhankelijke grootheden.

Een tweede consequentie van (1) is gerelateerd aan de verticale gelaagdheid van sediment, weergegeven door de parameter $R = w_s H / K_v$ die de ratio is van de lokale bodemdiepte over de sedimentlaagdikte. Een andere wijze om R te interpreteren is via $\exp(-R)$, hetgeen de verhouding is van de getijgemiddelde concentratie aan het oppervlak en de bodem. Hoe hoger R , desto sterker de gelaagdheid van het sediment.

Als A_v en s_f onafhankelijke constanten zijn van varieert R langs het estuarium aangezien $R \sim H(x)$. Ondiepere gebieden zijn dan dus minder gestratificeerd. Bij gebruik van parameterisatie (1) is R echter constant doorheen het gehele bekken en gelijk aan $2w_s/s_f$. De stratificatie is dan dus overal in het estuarium hetzelfde.

2.5.2 Riviereffecten

Deze bijdrage is gerelateerd aan de residuele erosieterm $\hat{E}_0^{\text{rivier}}$ die de opwerveling door enkel de rivierstroming aanduidt. Dit opgewervelde sediment wordt vervolgens ook door de rivierstroming getransporteerd. Deze transportbijdrage wordt hierna de “rivier-rivier interactie” (RRI) genoemd en geeft een bijdrage aan $\mathcal{T}_{\text{res}}$. Het transport door RRI schaalte ongeveer $\sim Q^2$. In het getijgedomineerde deel van het estuarium is het relatieve belang van deze transportterm $O(\varepsilon^2)$ en derhalve verwaarloosbaar ten opzichte van de andere rivierbijdragen die schalen $\sim u_{M_2} Q$. Echter in het opwaartse gedeelte waar de rivierstroming dominant is geldt juist dat $|u_{M_2}| \ll Q/(BH)$ zodat daar RRI wel van belang is. Voor de Schelde is dit enkel ter hoogte van de opwaartse stuw, en daar zorgt RRI ervoor dat sediment zich bij de stuw zal ophopen. Bij lange estuaria zoals de Gironde is de RRI-bijdrage van cruciaal belang voor een correcte globale sedimentbalans (Jalon Rojas, 2016).

2.5.3 Spatial settling lag

In Appendix B2 wordt aangetoond dat voor fijn sediment (in de zin dat $R = w_s H / K_v \ll 1$) het netto transport ten gevolge van SSL is gericht van gebieden met hoge snelheid naar gebieden met lage snelheid (zie ook de Swart en Zimmerman, 2009). Het mechanisme achter SSL is dat sediment wordt opgewerveld en getransporteerd door de M_2 -stroming. Tijdens snelheidskentering slaat dit sediment deels neer, maar hiervan kan in gebieden met lage snelheid minder terug worden geërodeerd als in gebieden met hogere snelheden. Zodoende zal fijn sediment uiteindelijk accumuleren op locaties met lage snelheid zodat daar ook de beschikbaarheid maximaal zal worden. Voor minder fijn sediment is het transport niet zo eenduidig af te leiden maar in Hoofdstuk 3 zal blijken dat SSL ook in dat geval een belangrijk mechanisme is om sediment vast te houden in de Schelde.

2.6 Overzicht van de diverse processen die bijdragen aan netto advectioneel transport

In Sect. 2.4 is het advectioneel sedimenttransport $\mathcal{T}$ opgesplitst in drie componenten: transport door reststroming, M_2 -getij en M_4 -getij. Hier zullen deze componenten verder worden uitgesplitst in diverse bijdragen, waarbij bij elke contributie zal worden aangegeven hoe deze afhangt van de hydrodynamische forceringen: getij op de zeerland, rivierafvoer en zoutverdeling.

Er zijn vijf soorten bijdragen aan $\mathcal{T}$ te onderscheiden, die elk gerelateerd zijn aan een vorm van asymmetrie. Met “asymmetrie” wordt hier bedoeld dat een mechanisme tijdens eb en vloed verschillend werkt. Deze vijf typen bijdragen zijn

- I Transport waarbij sediment door de dominante M_2 -stroming symmetrisch wordt opgewerveld maar netto wordt getransporteerd door rest -of M_4 -stromingen. De asymmetrie zit in de meevloerende snelheidscomponenten. Deze bijdragen vallen allen onder $\mathcal{T}_{\text{res}}$ of $\mathcal{T}_{M_4}$.
- II Netto transport waarbij sediment asymmetrisch wordt opgewerveld onder invloed van rest -en M_4 -stromingen en door het symmetrische M_2 -getij getransporteerd. Deze componenten vallen allen onder $\mathcal{T}_{M_2}$.
- III Netto transport door RRI, hierbij wordt sediment door de rivierstroming symmetrisch opgewerveld en afwaarts getransporteerd. Dit mechanisme is onderdeel van $\mathcal{T}_{\text{res}}$.
- IV Netto transport door SSL (zie Sectie 2.5.3 en Appendix B2). Sediment wordt hierbij opgewerveld en getransporteerd door de M_2 -stroming. De asymmetrie komt hierbij voort uit de ruimtelijke variatie van de snelheidsamplitude waardoor sediment in gebieden met lage snelheid minder goed geresuspendeerd kan worden. Dit proces uit zich via $\mathcal{T}_{M_2}$.
- V Netto transport ten gevolge van forcering via het wateroppervlak. Hiertoehoren twee bijdragen. De eerste is het Stokes water transport $\mathcal{T}_{\text{stokes}}$. Dit mechanisme geeft deels weer dat M_2 -transport tijdens vloed sterker is als tijdens eb omdat de waterkolom dan groter is. Daarnaast is er ook netto sedimenttransport $\mathcal{T}_{M_2}^{\zeta c}$ vanwege de oppervlakterandvoorwaarde van de M_2 -concentratievergelijking (Vgl. 22). Deze laatste bijdrage is onderdeel van $\mathcal{T}_{M_2}$.

Om deze bijdragen te kunnen relateren aan hydrodynamische forceringen wordt gebruik gemaakt van de volgende decompositie van de rest -en M_4 -snelheid:

$$\langle u \rangle = \langle u \rangle^{\text{RI}} + \langle u \rangle^{\text{GC}} + \langle u \rangle^{\text{ADV}} + \langle u \rangle^{\text{NS}} + \langle u \rangle^{\text{ST}}. \quad (34)$$

$$u_{M_4} = u_{M_4}^{\text{ext}} + u_{M_4}^{\text{ADV}} + u_{M_4}^{\text{NS}} + u_{M_4}^{\text{ST}}. \quad (35)$$

Hierbij verwijzen de indices “RI” en “GC” naar bijdragen door de rivierafvoer en de zoutverdeling (gravitationele circulatie), deze dragen enkel bij aan de reststroming. De grootte $u_{M_4}^{\text{ext}}$ is de M_4 -snelheid ten gevolge van het externe M_4 -getij. De bijdragen “ADV”, “NS” en “ST” zijn snelheidscomponenten die respectievelijk het gevolg zijn van de advectieterm in de bewegingsvergelijking, de schuifspanning vanwege de tijdsafhankelijke waterstand en de terugkeerstroming die verband houdt met de opwaartse Stokesdrift. Voor een uitgebreidere uitleg van de laatste twee contributies, zie rapport 2.2.

Analoog aan bovenstaande decompositie kan men ook $\mathcal{T}_{\text{res}}$, $\mathcal{T}_{M_2}$ en $\mathcal{T}_{M_4}$ ontbinden als

$$\mathcal{T}_{\text{res}} = \mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{RI}} + \mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{GC}} + \mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{ADV}} + \mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{NS}} + \mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{ST}} + \mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{RRI}} + \mathcal{T}_{\text{stokes}} \quad (36)$$

$$\mathcal{T}_{M_2} = \mathcal{T}_{M_2}^{\text{RI}} + \mathcal{T}_{M_2}^{\text{GC}} + \mathcal{T}_{M_2}^{\text{ext}} + \mathcal{T}_{M_2}^{\text{ADV}} + \mathcal{T}_{M_2}^{\text{NS}} + \mathcal{T}_{M_2}^{\text{ST}} + \mathcal{T}_{M_2}^{\zeta c} + \mathcal{T}_{M_2}^{\text{SSL}} \quad (37)$$

$$\mathcal{T}_{M_4} = \mathcal{T}_{M_4}^{\text{ext}} + \mathcal{T}_{M_4}^{\text{ADV}} + \mathcal{T}_{M_4}^{\text{NS}} + \mathcal{T}_{M_4}^{\text{ST}} \quad (38)$$

In Tabel 1 is per afzonderlijke bijdrage weergegeven hoe de concentratie c en snelheid u afhangen van de verschillende stromingscomponenten, waarna de relatie met de hydrodynamische forceringen kan worden gelegd. Hierbij moet worden benadrukt dat de weergegeven afhankelijkheid van de forceringen enkel geldt bij vastgehouden waarden van de modelparameters (A_v , s_f , K_v en w_s) en bij ongewijzigde modelgeometrie ($B(x)$, $H(x)$). Hier is dus uitsluitend de afhankelijkheid van horizontale randvoorwaarden en zoutverdeling weergegeven.

Tabel 1 – Afhangelijkheid van de individuele bijdragen aan $\mathcal{T}_{\text{res}}$, $\mathcal{T}_{M_2}$ en $\mathcal{T}_{M_4}$ van de hydrodynamische forceringen (getij op de zeerland, afvoer en zoutverdeling).

Hierbij zijn geen afhankelijkheden van modelparameters of bekkengeometrie meegenomen. Per bijdrage is aangegeven tot welk type (I-V, zie hoofdstuk 2) deze behoort. Bijdragen aan c onder $\mathcal{T}_{M_2}$ die van een $\star$ zijn voorzien hebben ook een soortgelijke bijdrage via de M_4 -snelheid.

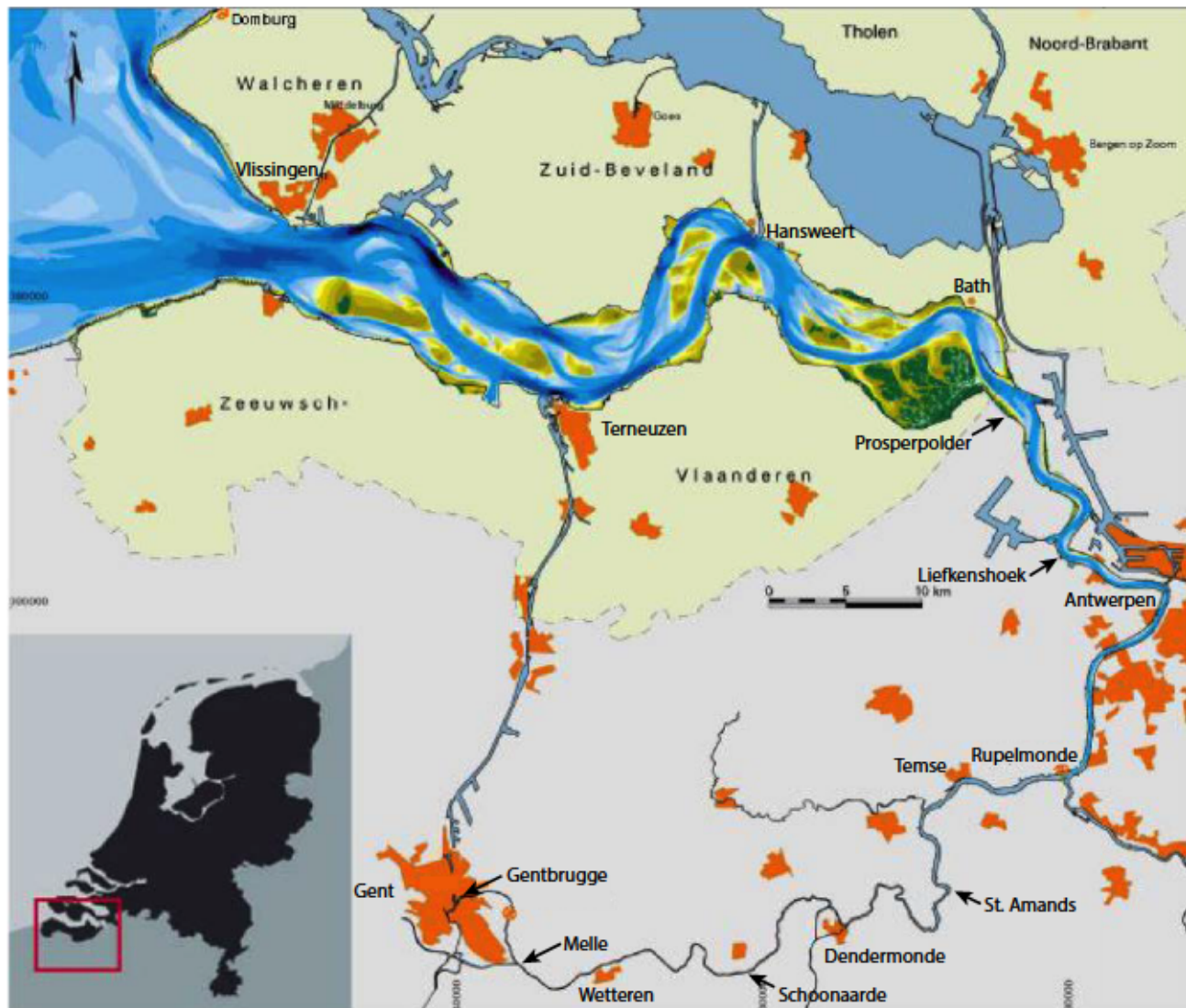
	Bijdrage	c	u	Afhankelijkheid	Opmerkingen
$\mathcal{T}_{\text{res}}$	$\mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{RI}} \text{ (I)}$	$\sim u_{M_2} $	$\langle u \rangle^{\text{RI}}$	$\sim Q A_{M_2} / B$	Altijd afwaarts gericht
	$\mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{GC}} \text{ (I)}$	idem	$\langle u \rangle^{\text{GC}}$	$\sim A_{M_2} ds/dx$	Altijd opwaarts gericht
	$\mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{ADV}} \text{ (I)}$	idem	$\langle u \rangle^{\text{ADV}}$	$\sim A_{M_2}^3$	Doorgaans verwaarloosbaar
	$\mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{NS}} \text{ (I)}$	idem	$\langle u \rangle^{\text{NS}}$	$\sim A_{M_2}^3$	
	$\mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{ST}} \text{ (I)}$	idem	$\langle u \rangle^{\text{ST}}$	$\sim A_{M_2}^3$	Balanceert deels met $\mathcal{T}_{\text{stokes}}$
	$\mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{RRI}} \text{ (III)}$	$\sim \langle u \rangle^{\text{RI}}$	$\langle u \rangle^{\text{RI}}$	$\sim Q^2 / B^2$	Enkel belangrijk nabij stuw
	$\mathcal{T}_{\text{stokes}} \text{ (V)}$	$\sim u_{M_2} $	$\sim \zeta_{M_2} u_{M_2}$	$\sim A_{M_2}^3$	Balanceert deels met $\mathcal{T}_{\text{res}}^{\text{ST}}$
$\mathcal{T}_{M_2}$	$\mathcal{T}_{M_2}^{\text{RI}} \text{ (II)}$	$\sim \text{sg}(u_{M_2}) \langle u \rangle^{\text{RI}}$	u_{M_2}	$\sim Q A_{M_2} / B$	Altijd afwaarts gericht
	$\mathcal{T}_{M_2}^{\text{GC}} \text{ (II)}$	$\sim \text{sg}(u_{M_2}) \langle u \rangle^{\text{GC}}$	idem	$\sim A_{M_2} ds/dx$	Altijd opwaarts gericht
	$\mathcal{T}_{M_2}^{\text{ext}} \text{ (II)}$	$\sim \text{sg}(u_{M_2}) u_{M_4}^{\text{ext}}$	$u_{M_4}^{\text{ext}}$	$\sim A_{M_2} A_{M_4}$	
	$\mathcal{T}_{M_2}^{\text{ADV}} \text{ (II)}$	$\sim \text{sg}(u_{M_2}) \langle u \rangle^{\text{ADV}\star}$	idem	$\sim A_{M_2}^3$	Doorgaans verwaarloosbaar
	$\mathcal{T}_{M_2}^{\text{NS}} \text{ (II)}$	$\sim \text{sg}(u_{M_2}) \langle u \rangle^{\text{NS}\star}$	idem	$\sim A_{M_2}^3$	
	$\mathcal{T}_{M_2}^{\text{ST}} \text{ (II)}$	$\sim \text{sg}(u_{M_2}) \langle u \rangle^{\text{ST}\star}$	idem	$\sim A_{M_2}^3$	
	$\mathcal{T}_{M_2}^{\zeta c} \text{ (V)}$	$\sim \zeta_{M_2} u_{M_2} $	idem	$\sim A_{M_2}^3$	Doorgaans afwaarts gericht
	$\mathcal{T}_{M_2}^{\text{SSL}} \text{ (IV)}$	$\sim u_{M_2} du_{M_2}/dx $	idem	$\sim A_{M_2}^3$	Beschikbaarheid accumuleert in gebieden met lage snelheid
$\mathcal{T}_{M_4}$	$\mathcal{T}_{M_4}^{\text{ext}} \text{ (I)}$	$\sim u_{M_2} $	$u_{M_4}^{\text{ext}}$	$\sim A_{M_2} A_{M_4}$	
	$\mathcal{T}_{M_4}^{\text{ADV}} \text{ (I)}$	idem	$u_{M_4}^{\text{ADV}}$	$\sim A_{M_2}^3$	Doorgaans verwaarloosbaar
	$\mathcal{T}_{M_4}^{\text{NS}} \text{ (I)}$	idem	$u_{M_4}^{\text{NS}}$	$\sim A_{M_2}^3$	
	$\mathcal{T}_{M_4}^{\text{ST}} \text{ (I)}$	idem	$u_{M_4}^{\text{ST}}$	$\sim A_{M_2}^3$	

2.7 Model voor het Schelde estuarium

Het geïdealiseerde model dat hierboven is beschreven is toegepast op een schematisatie van het Scheldebekken tussen Vlissingen en Gentbrugge met een totale lengte L van 160 km (zie Fig. 2). Het model gebruikt de breedte-gemiddelde bodemligging $H(x)$ en breedteprofiel $B(x)$ die reeds in rapport 1.3 werden gebruikt. Deze geometrie is gebaseerd op het 2DH-model van Coen *e.a.*, 2016, waarbij de uiteindelijk gebruikte breedte en diepte zijn bepaald door het maken van een gladde fit. Het breedtegemiddelde diepte -en bodemprofiel zoals verkregen uit de geometrie van het 2DH model zijn als blauwe punten weergegeven in Fig. 3. De gladde benaderingen zijn in beide gevallen aangegeven als een rode curve.

Het getijgemiddelde zoutveld langsheen het Schelde estuarium is gebaseerd op conductiviteitsmetingen die in Februari en Oktober 2009 zijn uitgevoerd (voor meer details zie rapport 2.1). Het longitudinale zoutverloop is voor beide metingen weergegeven in Fig. 4. De metingen in Februari (blauwe lijn) zijn karakteristiek voor wintercondities (hoge afvoer) terwijl de gegevens uit oktober (rode lijn) meer representatief zijn voor de zomer (relatief lage afvoer). Typische waarden voor de rivierafvoer Q in beide maanden zijn $Q = 71 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ resp. $Q = 21 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en komen ruwweg overeen met de jaargemiddelde waarden voor een nat en een droog jaar.

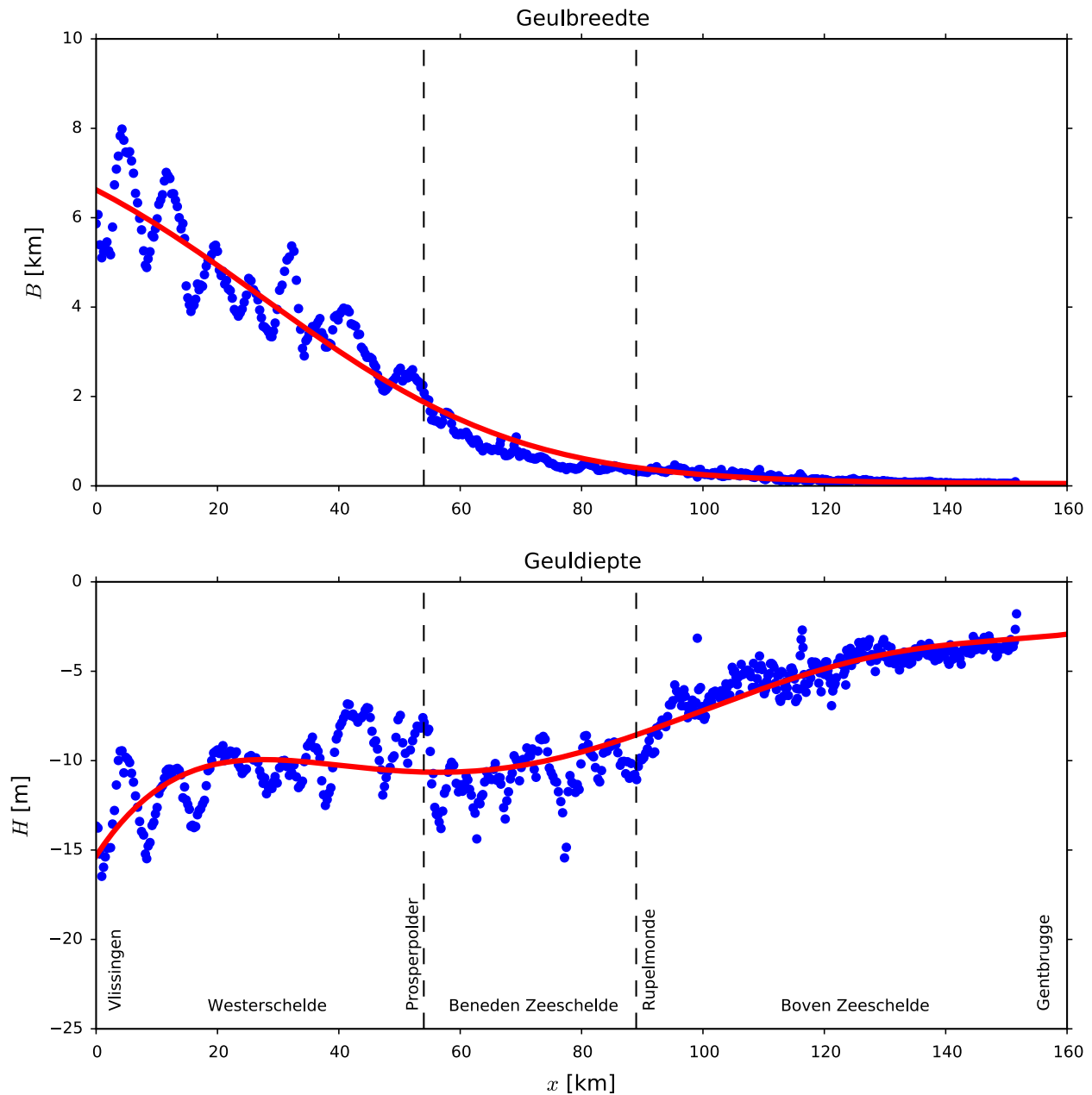
De parameterwaarden die voor het Scheldemodel zijn gebruikt zijn samengevat in Tabel 2. Het model is gekalibreerd op M_2 -en M_4 -waterstanden door de waarden van de verticale turbulente viscositeit A_v en hydraulische ruwheid s_f te optimaliseren (zie rapport 1.3 voor details). In navolging van Coen *e.a.*, 2016 is de standaardwaarde van de valsnelheid van sediment op 2 mm s^{-1} gezet.



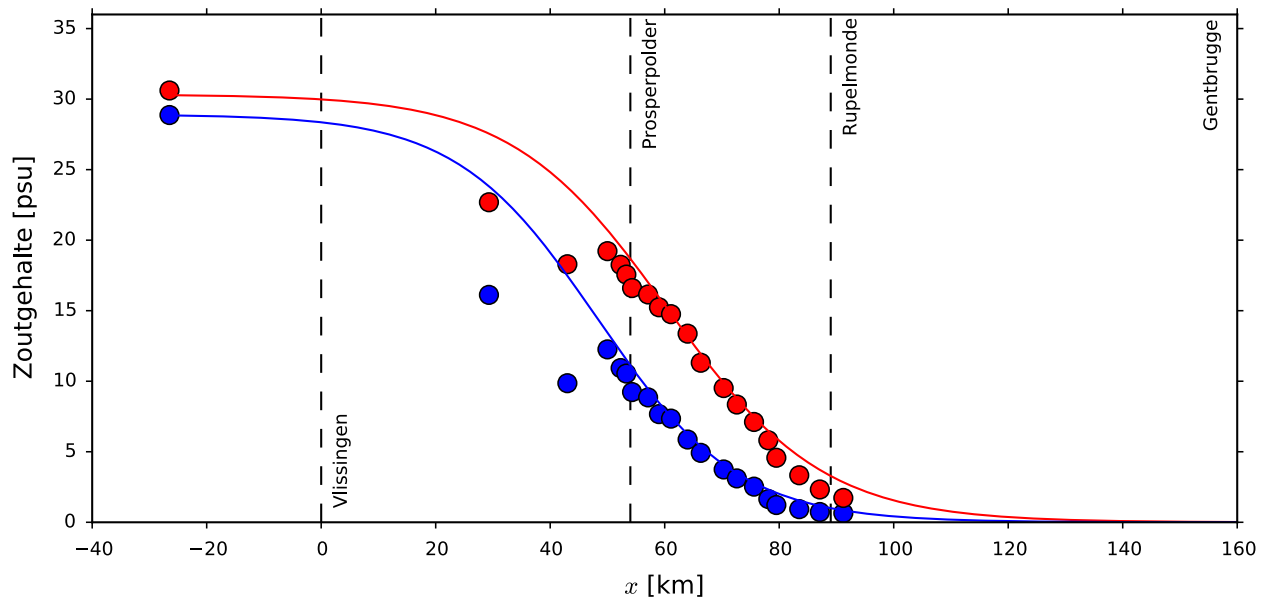
Figuur 2 – Het Schelde estuarium.

Tabel 2 – Parameterwaarden van het gekalibreerde Scheldemodel.

Parameter	Waarde	Parameter	Waarde
L	160 km	$\hat{s}_{zom}$	28.9131 psu
A_{M_2}	1.77 m	$x_{c,zom}$	48.2068 km
A_{M_4}	0.14 m	$x_{L,zom}$	24.5097 km
φ	-1.3°	$\hat{s}_{win}$	30.3296 psu
$A_{v_0} = K_{v_0}$	$0.0367 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	$x_{c,win}$	60.4140 km
s_f	0.0048 m s^{-1}	$x_{L,win}$	27.1020 km
K_h	$100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	Q_{zom}	$21 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
w_s	2 mm s^{-1}	Q_{win}	$71 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
R	0.83		



Figuur 3 – 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.

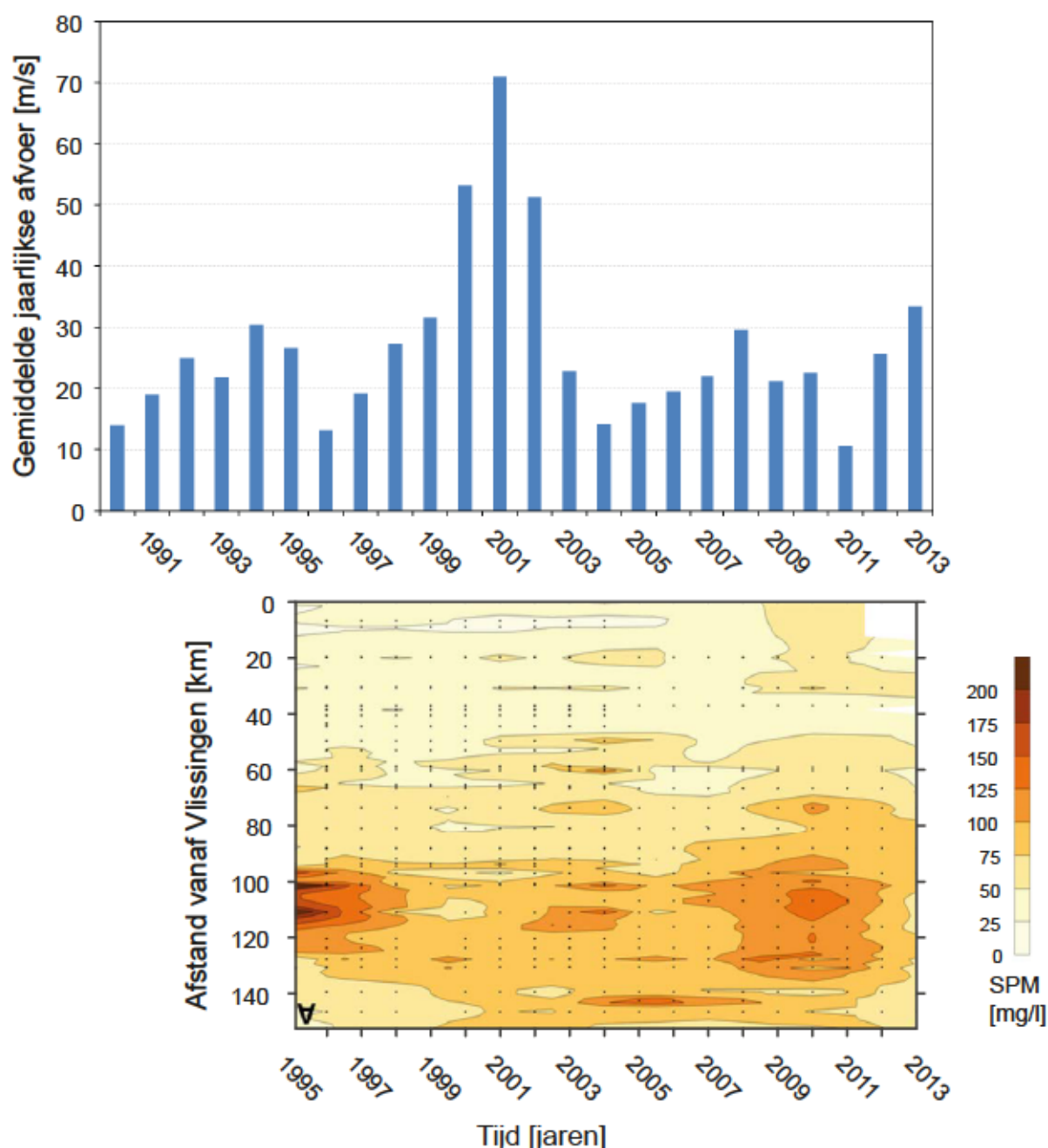


Figuur 4 – Getijgemiddelde zoutverdeling langsheen het Schelde estuarium. De blauwe en rode punten geven gemeten waarden voor winter -resp. zomercondities weer. De lijnen geven voor beide situaties de beste functionele fit weer volgens Vgl. (8) (zie Tabel 2 voor de parameterwaarden van deze benaderingen). Het gebied met negatieve x -coördinaten maakt geen deel uit van het modeldomein.

3 Resultaten

3.1 Vergelijking van modelresultaten met waarnemingen

In navolging van de resultaten die zijn beschreven in rapport 2.1 zal hieronder het waargenomen kwalitatieve verband tussen rivierafvoer en slibconcentraties (hierna ook suspended particulate matter of SPM genoemd) worden vergeleken met de resultaten van het geïdealiseerde model. In tegenstelling tot rapport 2.1 kunnen



Figuur 5 – Jaargemiddelde afvoer te Melle (boven) en jaargemiddelde oppervlakte SPM-verdeling langs de Schelde (onder).

we nu echter resultaten beschrijven voor het gehele Scheldebekken.

Daarnaast zullen in dit hoofdstuk ook resultaten worden gepresenteerd die laten zien hoe de locatie van een ETM varieert indien de rivierafvoer vanaf nul wordt verhoogd. Dit is een uitbreiding ten opzichte van het werk in rapporten 2.1 en 2.2 waarbij enkel $Q = 21 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en $Q = 71 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ werden beschouwd. Tot slot zal worden nagegaan hoe het aldus gevonden beeld verandert als ook de valsnelheid wordt gevarieerd. De gevoeligheidsstudie met deze twee parameters is complementair aan de studie die in rapport 2.2. is besproken en waarbij de turbulente parameters A_v en s_f zijn gevarieerd.

3.1.1 Waargenomen verband tussen afvoer en SPM-concentraties

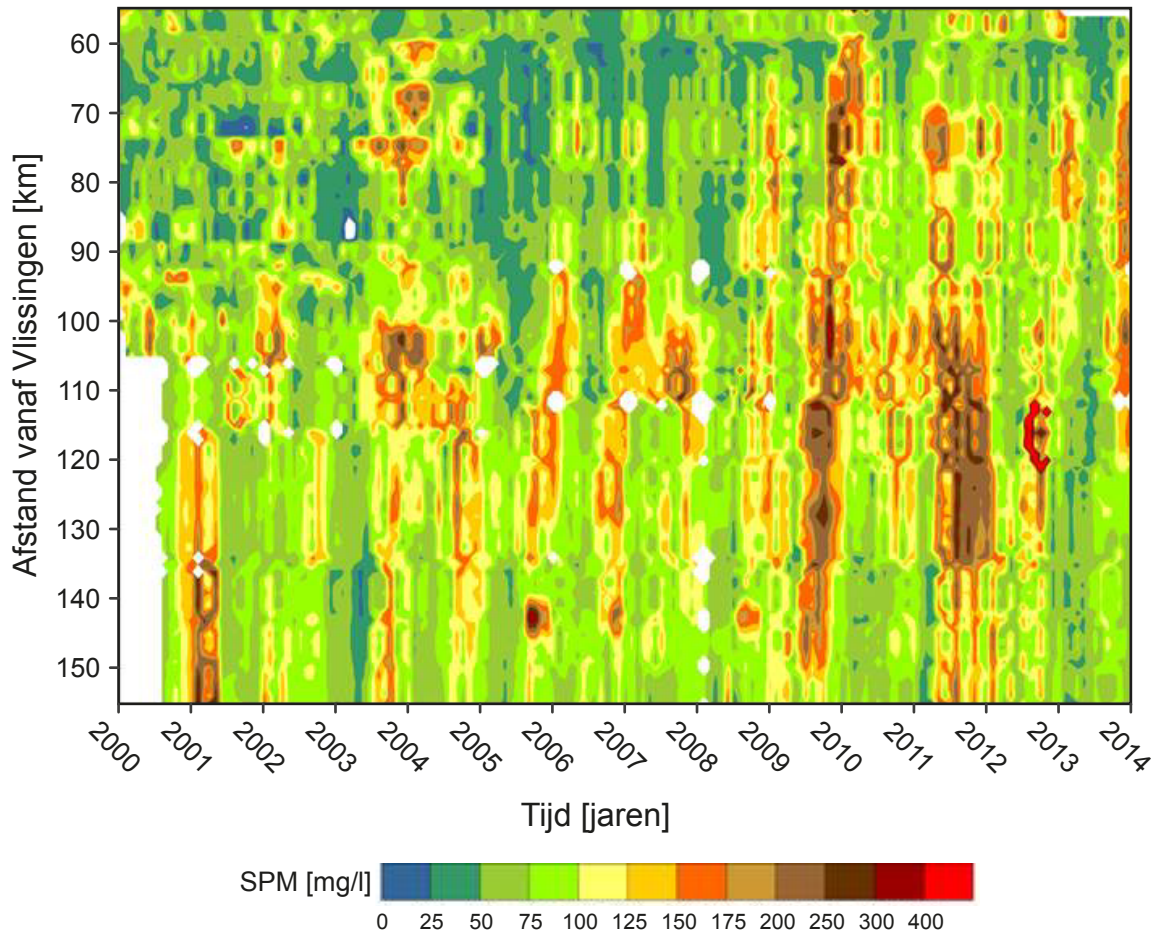
In Fig. 5 is het jaargemiddelde verloop van de rivierafvoer te Melle weergegeven in het bovenste paneel. In de onderste helft is de jaargemiddelde SPM-concentratie aan het wateroppervlak getoond (Vandenbruwaene *e.a.*, 2016). Daarnaast laat Fig. 6 dezelfde SPM-gegevens zien voor de jaren 2000-2014, maar nu met maandelijkse variatie om het SPM-verloop op kortere tijdschalen zichtbaar te maken. Op basis van Fig. 5 kan worden vastgesteld dat de SPM-concentraties ter hoogte van Vlissingen meestal tussen 20 en 30 mg l^{-1} liggen. Op basis van Fig. 5 kan de volgende trend worden vastgesteld: voor relatief lage afvoeren (droge jaren, bv. 1995-1996 en 2010-2011) is er een afgetekend ETM tussen Temse ($x \approx 100 \text{ km}$) en Schoonaarde ($x \approx 130 \text{ km}$). Voor hoge afvoeren (natte jaren, bv. 2001) is de sedimentconcentratie laag en is er geen duidelijk ETM zichtbaar. Echter, de interannuele variatie in Fig. 6 geeft aan dat na hoge afvoeren in de winter (niet getoond) er wel degelijk een ETM is, zij het op een meer stroomafwaartse locatie (tussen $x \approx 60 \text{ km}$ en $x \approx 75 \text{ km}$). Merk op dat het hierboven besproken verband tussen SPM-verdeling en rivierafvoer een correlatie betreft op grote ruimte -en tijdschalen (over het gehele bekken, tenminste seizoensvariatie). Deze gegevens geven geen uitsluitsel over variaties op kleinere lengteschaal of bij kortere periodes.

3.2 Modelresultaten

3.2.1 Interpretatie van sedimentbalansen bij gebruik van $\mathcal{T}$

Zoals in Sect. 2.4 is besproken dient vanwege het meenemen van het spatial settling lag (SSL) mechanisme nu het totale advectieve sedimenttransport $\mathcal{T}$ te worden beschouwd in plaats van de transportfunctie T . Troebelheidsextrema worden daarbij gekenmerkt door locaties waar $\mathcal{T}$ nul wordt, waarbij convergentie ($d\mathcal{T}/dx < 0$) duidt op een estuarien troebelheidsmaximum (ETM) terwijl divergentie ($d\mathcal{T}/dx > 0$) overeenkomt met een minimum. Dit is analoog aan de analyses met T zoals die in rapporten 2.1 en 2.2 is gedaan. Echter, het gebruik van $\mathcal{T}$ is minder eenduidig omdat deze grootheid - in tegenstelling tot T - ook van de beschikbaarheid $a(x)$ afhangt. Zo kon eerder bij variatie van bijvoorbeeld rivierafvoer op basis van T worden aangegeven hoe balansen veranderen. Dit is met $\mathcal{T}$ minder eenduidig omdat deze grootheid van de beschikbaarheidsverdeling afhangt die zelf ook weer met de afvoer verandert.

Een tweede gevolg van het gebruik van $\mathcal{T}$ is dat het kan voorkomen dat het transport in delen van het een estuarium “vanzelf” aan morfodynamisch evenwicht voldoet ($\mathcal{T} = 0$). Dit is een gevolg van het feit dat het advectieve sedimenttransport door SSL (deels) diffusief van karakter is (zie Appendix B2). Als dit diffusieve transport groter is dan het transport door achtergronddiffusie ($\sim K_h \langle c \rangle_x$) dan kan $a(x)$ zich dusdanig instellen dat $\mathcal{T}$ (nagenoeg) nul wordt.

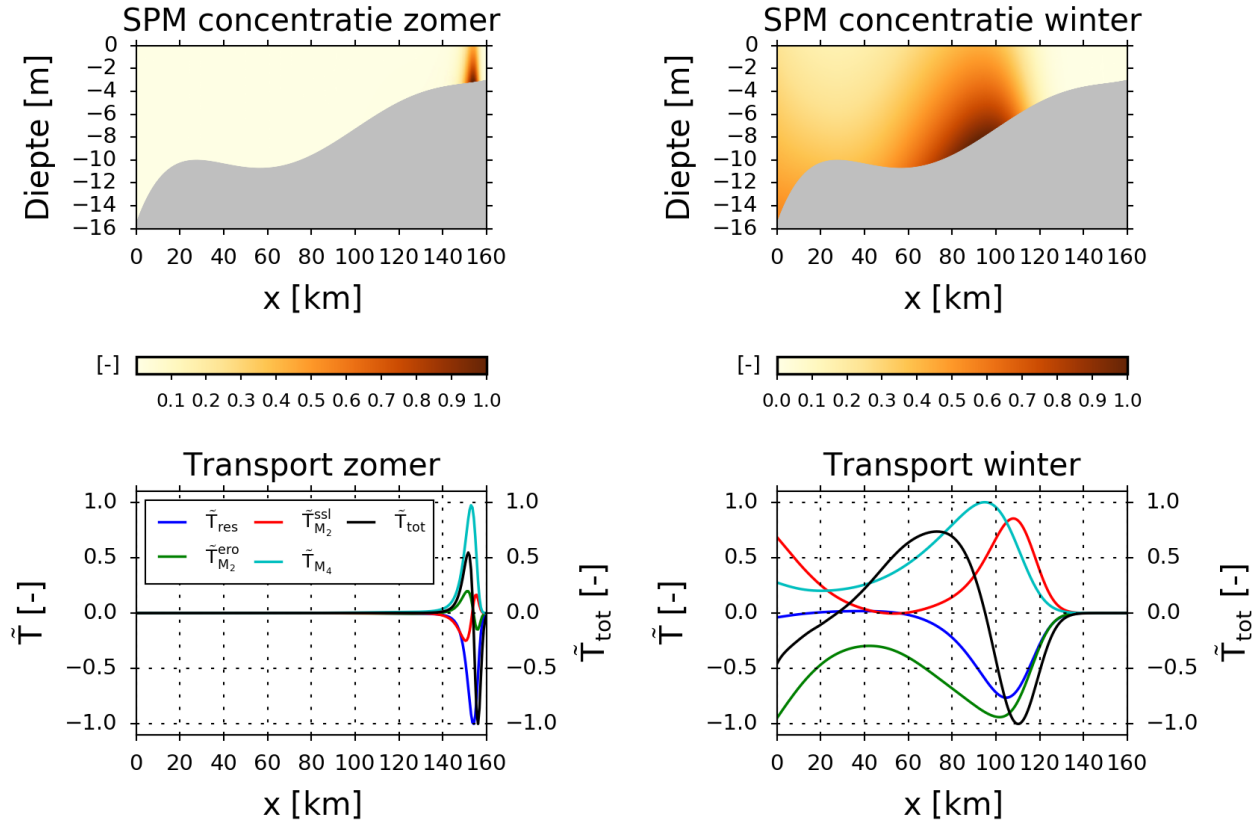


Figuur 6 – Maandelijks variatie van de SPM-concentratie in de Zeeschelde ($x = 50$ km. tot $x = 160$ km.) voor de periode 2000-2014, gebaseerd op OMES-data (Maris *e.a.*, 2015).

3.2.2 Sedimentverdeling bij lage en hoge afvoer

In Fig. 7 is in de bovenste twee panelen de verdeling van de getij -en breedtegemiddelde sedimentconcentratie doorheen het Scheldebekken weergegeven voor lage afvoer (zomercondities, links) en hoge afvoer (wintercondities, rechts). Merk op dat deze sedimentverdelingen relatief zijn, dwz. geschaald zijn op basis van de maximale waarde. Voor lage afvoer is er een zeer scherp ETM op ca. 155 km van Vlissingen, dit is dicht bij de stuw. Gelet op de waarde van ca 25 mg/l te Vlissingen is de concentratie hier zeer hoog. Voor hoge afvoer is er een ETM op ongeveer 90 km van Vlissingen, en is de bijbehorende SPM-concentratie ruim een factor twee hoger dan aan de ingang en daarmee een stuk lager dan bij lage afvoer. Bovendien is dit ETM ruimtelijk uitgebreider.

De onderste panelen in Fig. 7 laten voor beide afvoercondities de bijbehorende advectieve transporten per breedte-eenheid zien, wederom in geschaalde vorm. Hierbij is naast het totale transport (zwarte lijn) ook de bijdrage per getijcomponent te zien, waarbij $\mathcal{T}_{M_2}$ is opgesplitst in de SSL-bijdrage en de rest. Voor lage afvoer is er in het grootste deel van het estuarium sprake van evenwicht ($\mathcal{T} = 0$). Dit betekent dat er enkel in het meest opwaartse deel diffusief transport nodig is voor morfodynamisch evenwicht: hier varieert de sedimentconcentratie ruimtelijk en kan een ETM optreden. Het blijkt dat dit opwaartse ETM vooral voortkomt uit een competitie tussen opwaarts gericht transport door het M_4 -getij en afwaartse transport door reststromingen. Het effect van M_2 -stromingen (inclusief SSL) is van ondergeschikt belang. Afwaarts van dit gebied is de getij-



Figuur 7 – Berekende relatieve getijgemiddelde sedimentconcentratie en bijbehorende bijdragen aan het advectieve transport $\mathcal{T}$ voor lage afvoer (zomercondities, links) en hoge afvoer (wintercondities, rechts). De M_2 -component is hierbij gesplitst in de component ten gevolge van SSL en de overige bijdragen. Merk op dat de individuele transportbijdragen zijn geschaald (waarden tussen -1 en 1) terwijl het totale advectieve transport separaat is genormaliseerd (rechter y-as).

gemiddelde concentratie nagenoeg uniform en gelijk aan de waarde te Vlissingen.

Bij hoge afvoer is duidelijk dat de sedimentbalans wordt gevormd door opwaarts transport ten gevolge van SSL en het M_4 -getij enerzijds en afwaarts transport door reststromingen en de overige M_2 -transporten anderzijds. Allevier deze bijdragen zijn ongeveer even groot. Het blijkt dat SSL zich hier manifesteert als mechanisme voor opwaarts sedimenttransport in de Zeeschelde. Spatial settling lag zorgt er derhalve voor dat de ETM zich hier meer landwaarts bevindt. Dit effect zal in Sect. 3.3 nader worden bekeken.

In beide gevallen vinden we zoals verwacht een ETM dat ruimtelijk samenvalt met een lokatie waar $\mathcal{T}$ nul is, dus rond $x = 90$ km voor wintercondities en $x = 155$ km voor zomercondities. Immers, op deze locaties is er sprake van convergentie van sedimenttransport ($d\mathcal{T}/dx < 0$, zie Sect. 3.2.1) zodat hier bij morfodynamisch evenwicht een troebelheidsmaximum zal optreden. Daarnaast zien we voor hoge afvoer ook een nulpunt dat zeewaarts van het ETM (rond $x = 30$ km) is gelokaliseerd en dat overeenkomt met divergerend sedimenttransport ($d\mathcal{T}/dx > 0$). Dit is dus een troebelheidsminimum.

3.3 Effect van rivierafvoer op ETM-locatie

De resultaten uit voorgaande sectie laten zien dat het geïdealiseerde model het kwalitatieve verband tussen rivierafvoer en ETM-locatie goed reproduceert. Hieronder zal meer gedetailleerd op dit verband worden ingegaan door de SPM-verdeling te beschouwen in functie van toenemende rivierafvoer, beginnend bij nul. Dit zal worden gedaan voor sedimenttransport met en zonder de invloed van SSL. Hierbij is steeds de standaardwaarde van de valsnelheid ($w_s = 2 \text{ mm s}^{-1}$) gebruikt. De resultaten zijn weergegeven in Fig. 8. Deze figuur

laat de locatie van de nulpunten van het advectieve transport $\mathcal{T}$ zien voor variërende afvoer, waarbij zowel convergentiepunten (waar een ETM optreedt) als divergentiepunten (lokatie van troebelheidsminima) zijn weergegeven. Daarnaast is met een kleurschaal weergegeven hoe hoog de concentratie in elke ETM is ten opzichte van de maximale waarde doorheen het gehele estuarium. Deze maximale waarde hoeft niet in een ETM op te treden, dit kan ook op de zeewaartse rand zijn.

Uit Fig. 8 zijn drie belangrijke resultaten zichtbaar. Zowel met als zonder SSL zien we bij toenemende afvoer hetzelfde kwalitatieve gedrag. Bij lage afvoer is er een enkel ETM nabij de stuw (situatie aangegeven als Ia). Bij hogere afvoeren migreert dit ETM afwaarts en ontstaat er meer afwaarts een tweede troebelheidsmaximum (II). Bij verdere verhoging verdwijnt het opwaartse ETM en verschuift het tweede ETM verder afwaarts (Ib) om tot slot boven een zekere afvoerwaarde te verdwijnen (III). De optredende lokaties voor het opwaartse en afwaartse ETM zijn in beide gevallen ongeveer hetzelfde: boven $x = 140$ km resp. tussen $x = 40 - 50$ km en $x = 120$ km.

Een tweede resultaat is dat ETMs voor de situatie zonder SSL sneller verdwijnen, in de zin dat er bij lagere afvoer geen ETM meer voorkomt. Inderdaad: bij de modelberekeningen zonder SSL is er boven ca. $115 \text{ m}^3/\text{s}$ geen troebelheidsmaximum meer in het systeem, bij de berekeningen met SSL is dit pas boven ca. $325 \text{ m}^3/\text{s}$ het geval. Dit suggereert dat SSL sediment in het systeem houdt en werkt als een mechanisme voor sedimentvangst.

De rol van SSL als sedimentvangend proces wordt bevestigd door de derde belangrijke vinding, welke verband houdt met de sterkte van ETMs in de zin van optredende sedimentconcentraties. De resultaten zonder SSL (bovenste paneel) laten zien dat de relatieve concentraties in het opwaartse ETM boven ca. $25 \text{ m}^3/\text{s}$ laag zijn. Dit geldt zelfs in haar geheel voor het afwaartse ETM. In beide gevallen is de concentratie op de zeerand juist maximaal. Dit betekent dus dat de concentraties in de troebelheidsmaxima lager zijn dan op de zeerand, behalve bij lage afvoeren. Omdat de SPM-concentratie te Vlissingen ca. $20 - 30 \text{ mg/l}$ bedragen impliceert dit dat de sedimentconcentraties in de Schelde bij verwaarlozing van SSL veel lager zijn dan de gemeten waarden. Anders gezegd: zonder SSL wordt de Schelde praktisch gezien snel uitgespoeld, behalve voor zeer lage afvoeren (beneden ca. $25 \text{ m}^3/\text{s}$).

Indien we het effect van SSL meenemen (onderste paneel) dan zien we dat het afwaartse ETM over een groot bereik van afvoeren (tot ca. $150 \text{ m}^3/\text{s}$) hogere SPM-concentraties heeft dan de rand. Dit is beter in overeenstemming met waarnemingen. Het betekent ook dat er dan meer sediment in het systeem is dan bij de situatie zonder SSL. Spatial settling lag werkt de uitspoeling van de Schelde dus tegen.

In Fig. 9 is voor de resultaten met SSL de sedimentverdeling en onderliggende balans weergegeven voor Toestanden Ia, II, Ib en III. Voor de volledigheid zij opgemerkt dat de sedimentverdeling zonder SSL voor Toestanden II, Ib en III sterk geconcentreerd is aan de zeewaartse rand. De balansen voor Ia en Ib zijn reeds in Fig. 7 getoond en in Sect. 3.2.2 besproken. Het opwaartse ETM nabij de stuw komt voort uit een balans tussen opwaarts transport door het M_4 -getij en afwaarts transport door reststromingen, die nabij de stuw worden gedomineerd door de rivierafvoer. Voor het afwaartse ETM (dat zich altijd onder $x = 120$ km bevindt) is het transport door SSL altijd belangrijk en opwaarts gericht. De totale balans voor dit ETM is altijd een competitie tussen M_4 -transport en SSL enerzijds (opwaarts) en reststromingen en overige M_2 -transporten anderzijds (afwaarts). Hieruit blijkt wederom dat SSL en sedimentvangende rol speelt. Bij verwaarlozing van SSL is de balans kwalitatief zoals in rapporten 2.1. en 2.2. is beschreven: import door M_4 -getij, export door M_2 -getij en reststromingen. Het estuarium spoelt dan gemakkelijker uit.

3.3.1 Vergelijking met waarnemingen

Uit de modelresultaten volgt dat er afhankelijk van de rivierafvoer meerdere ETMs kunnen optreden. Het is interessant om deze bevindingen te vergelijken met de gemeten maandelijkse variatie in de oppervlakte SPM-concentraties (Fig. 6). Hierbij zullen drie periodes worden beschouwd. Als eerste zien we voor 2001 (een zeer nat jaar) dat er in eerste instantie via de stuw veel sediment in het bekken is gekomen (hoge SPM-waarden). Later dat jaar neemt de SPM-verdeling in het gehele estuarium sterk af en is er geen duidelijk ETM waar te nemen. Dit correspondeert met Toestand III. Een tweede situatie is de relatief droge periode rond 2006 waarbij

een situatie met twee ETMs zichtbaar is: een sterk gelokaliseerd maximum rond 145 km van Vlissingen, en één ruimtelijk uitgebreidere ETM rond 115 km. Dit is een voorbeeld van Toestand II. Tot slot is rond 2008 een enkel ETM te zien op ongeveer 105 km van Vlissingen, hetgeen weer karakteristiek is voor Toestand Ib. Deze voorbeelden zijn vooralsnog indicatief, voor een direktere vergelijking zou een relatie als getoond in Fig. 8 ook op basis van waarnemingen gemaakt moeten worden.

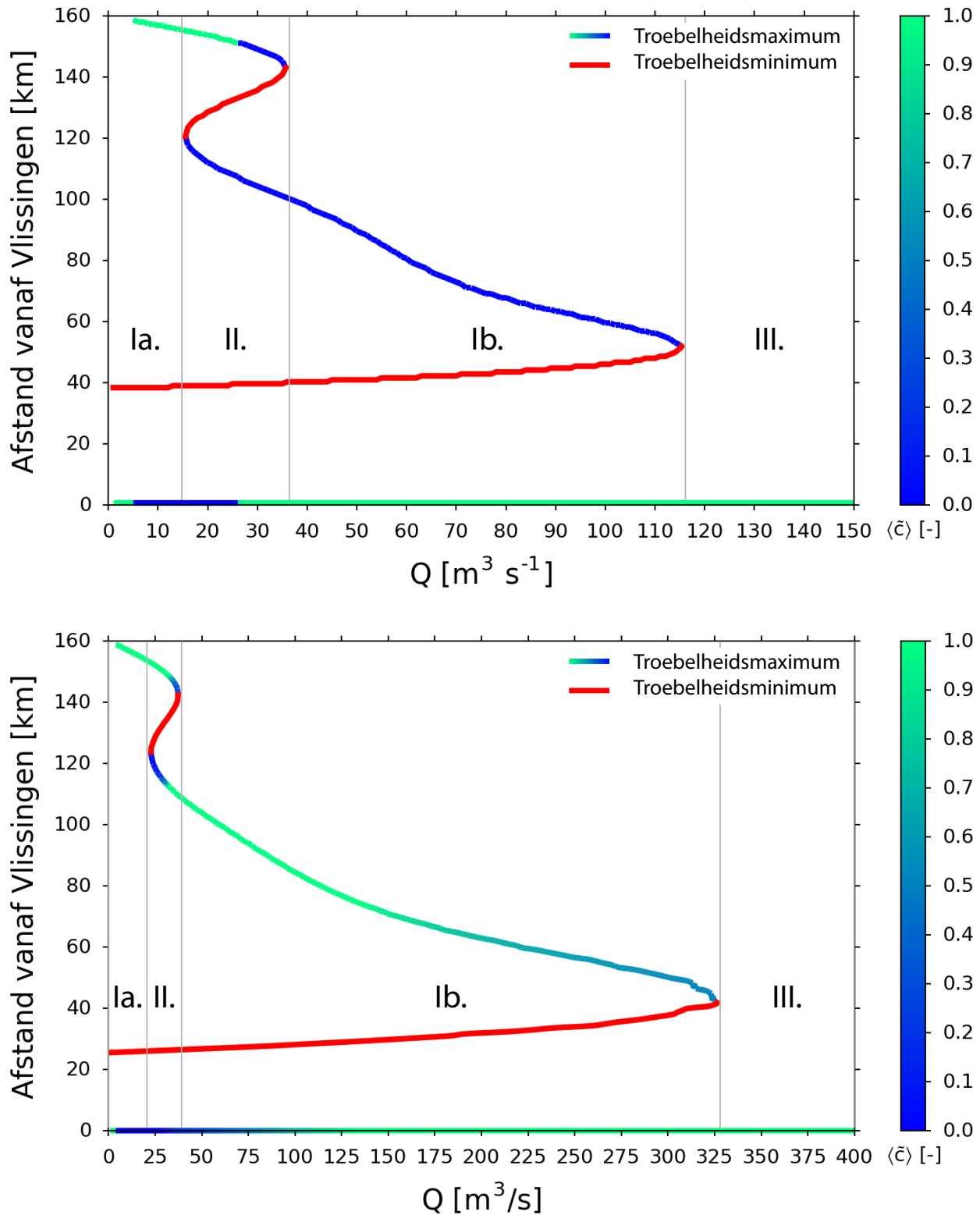
3.3.2 Waarom werkt SSL als sedimentvangend mechanisme?

Uit de hierboven besproken resultaten blijkt dat spatial settling lag een sedimentvangende werking heeft: ETMs verdwijnen pas bij hoge afvoer, en tevens is de concentratie in ETMs veel hoger als wanneer SSL niet wordt meegenomen. Dit is voor fijn sediment ($R \ll 1$) goed te begrijpen op basis van de eigenschappen van het horizontale M_2 -getij (zie Appendix B2). In dat geval is het transport door SSL gericht naar gebieden met lage getijsnelheid. Dit betekent dat de ruimtelijke verdeling van de M_2 -snelheid direct kan worden gebruikt om na te gaan waar fijn sediment zich kan ophopen. Voor grover sediment ($R \sim 1$) is dit vasthouden van sediment nog steeds terug te zien in de beschikbaarheid.

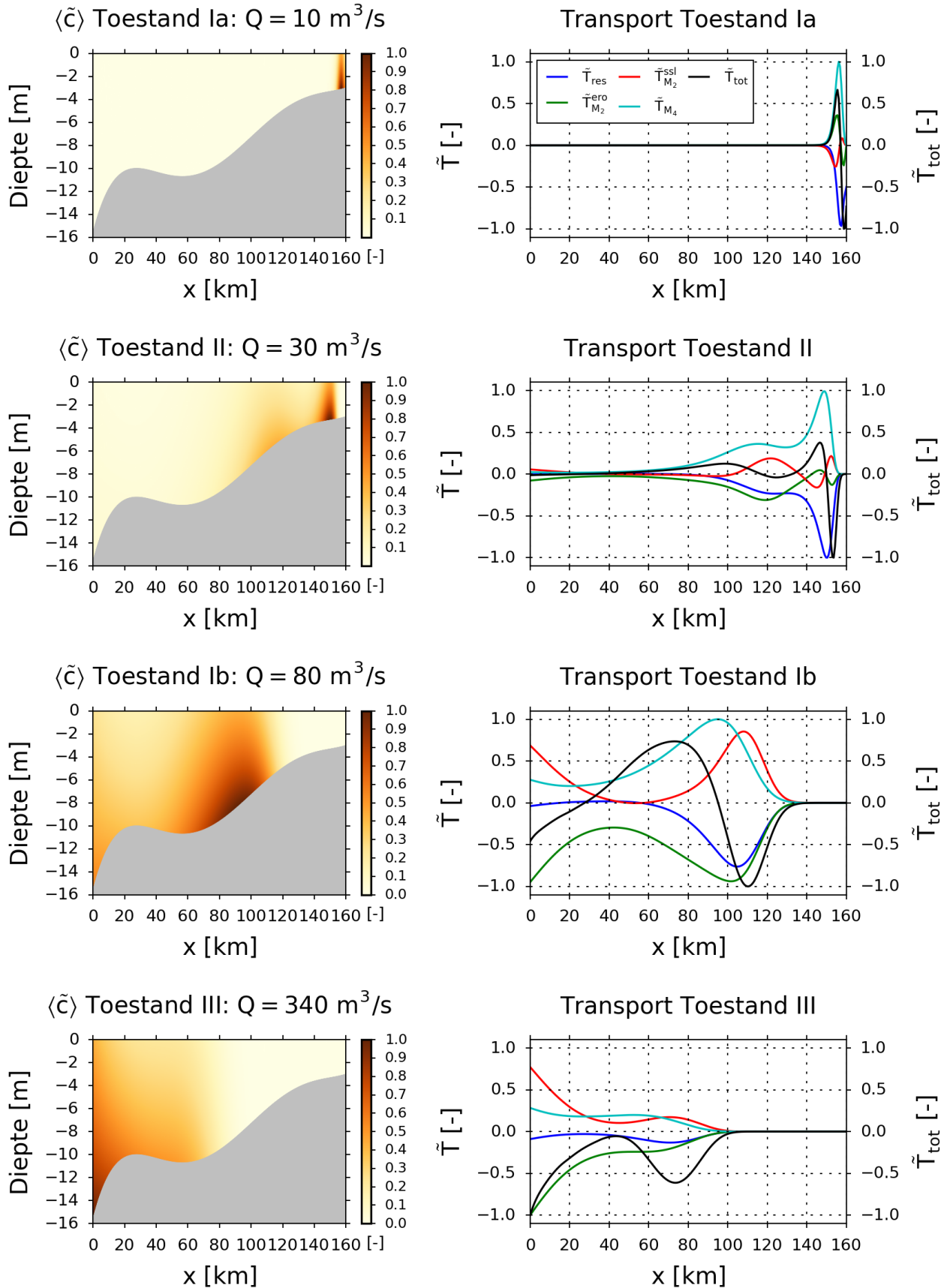
Ter illustratie is het verloop van de M_2 -snelheidsamplitude in Fig. 10 getoond. Hierbij is ook de beschikbaarheid van sediment weergegeven voor de situatie met en zonder SSL, beiden bij een afvoer van $80 \text{ m}^3/\text{s}$ en een valsnelheid van 2 mm/s ($R = 0.83$). De ruimtelijke verdeling van de residuele concentratie is gegeven door het product van de snelheidsamplitude (een maat voor c_*) en de beschikbaarheid.

De snelheidsamplitude kent twee maxima: één rond 20 km en één rond 130 km. Rond $x = 65 \text{ km}$ is een snelheidsminimum: naar verwachting zal het transport door SSL ervoor zorgen dat fijn sediment zich rond dit minimum zal ophopen. Deze neiging tot ophopen is ook voor het getoonde grovere sediment nog duidelijk zichtbaar: met SSL is er een beschikbaarheidsmaximum gesitueerd tussen de twee snelheidsmaxima (rond $x = 85 \text{ km}$), zonder SSL accumuleert het sediment aan de zeewaartse rand. Uiteraard is de lokatie waar sediment accumuleert ook afhankelijk van de andere transportmechanismen. In Fig. 11 is bijvoorbeeld te zien hoe de ophoping van sediment verandert bij toenemende rivierafvoer. De lokatie waar sediment accumuleert verplaatst zich dan afwaarts.

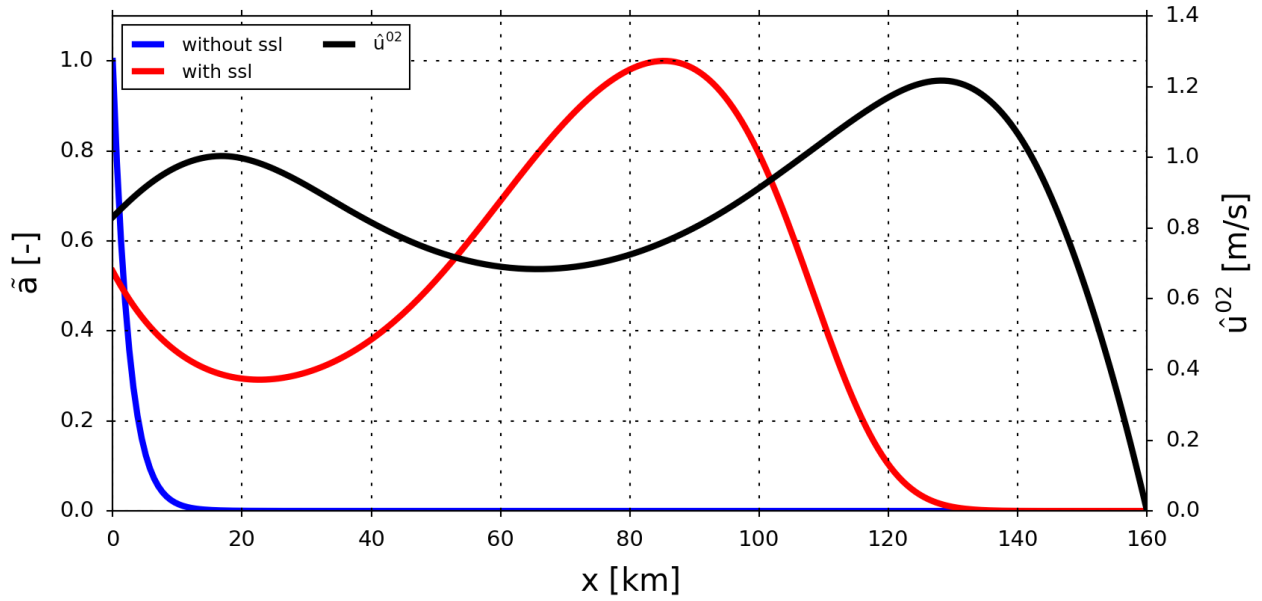
Het blijkt dus dat het voorkomen van twee ruimtelijke maxima in de snelheidsamplitude van het getij (rond 20 resp. 130 km van Vlissingen) essentieel is voor het gevangen houden van sediment in de Schelde. Nu is de sterkte van SSL volgens de analyse in Appendix B2 direct gerelateerd aan de snelheidsgradiënt $d|u_{M_2}|/dx$. Dit betekent dat het relatieve belang van dit mechanisme gerelateerd is aan de hoogte van de snelheidsmaxima -en minima in Fig. 10 en Fig. 11. In principe zijn deze grootheden uit waterstandsmetingen af te leiden door een kubatuurberekening uit te voeren (Plancke *e.a.*, 2014). Op deze wijze kan ook de historische evolutie van het belang van SSL worden bestudeerd. Op soortgelijke wijze kan ook voor toekomstige situaties worden nagegaan of spatial settling lag voor meer of minder sedimentvang zal zorgen.



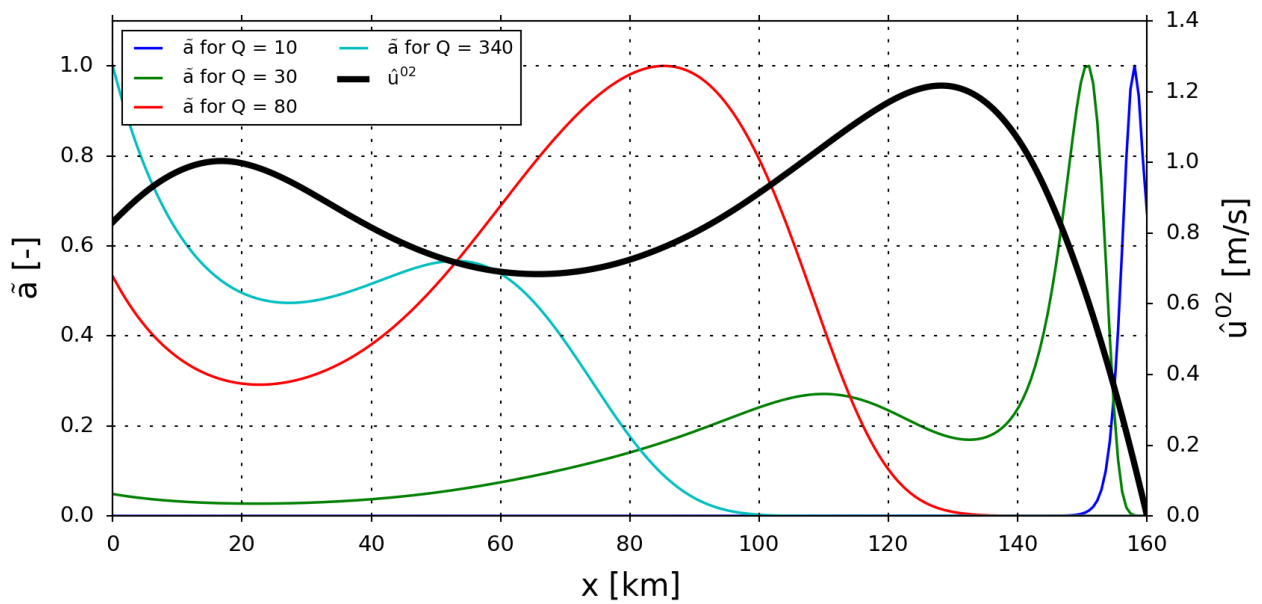
Figuur 8 – Locatie van ETM(s) in functie van rivierafvoer. Boven: zonder SSL, onder: met SSL. Rode curves geven locaties van troebelheidsminima weer. De lijnen met blauw-groene kleuring zijn de posities van troebelheidsmaxima in het estuarium. De kleurwaarde is de relatieve sedimentconcentratie in het ETM, deze is uitgedrukt ten opzichte van de maximale optredende concentratie. Ter vergelijking is ook de relatieve concentratie op de zeerand ($x = 0$ km) weergegeven.



Figuur 9 – Relatieve sedimentverdeling (links) en bijdragen aan het relatieve advectieve transport $\mathcal{T}$ (rechts) voor waarden van de rivierafvoer die kenmerkend zijn voor resp. toestanden Ia, II, Ib en III.



Figuur 10 – Ruimtelijk verloop van de M_2 -snelheidsamplitude langs de Schelde en de relatieve beschikbaarheid met en zonder SSL.



Figuur 11 – Ruimtelijk verloop van de M_2 -snelheidsamplitude langs de Schelde en de relatieve beschikbaarheid voor diverse waarden van de afvoer.

3.4 Relatie tussen rivierafvoer, valsnelheid en ETM-locatie

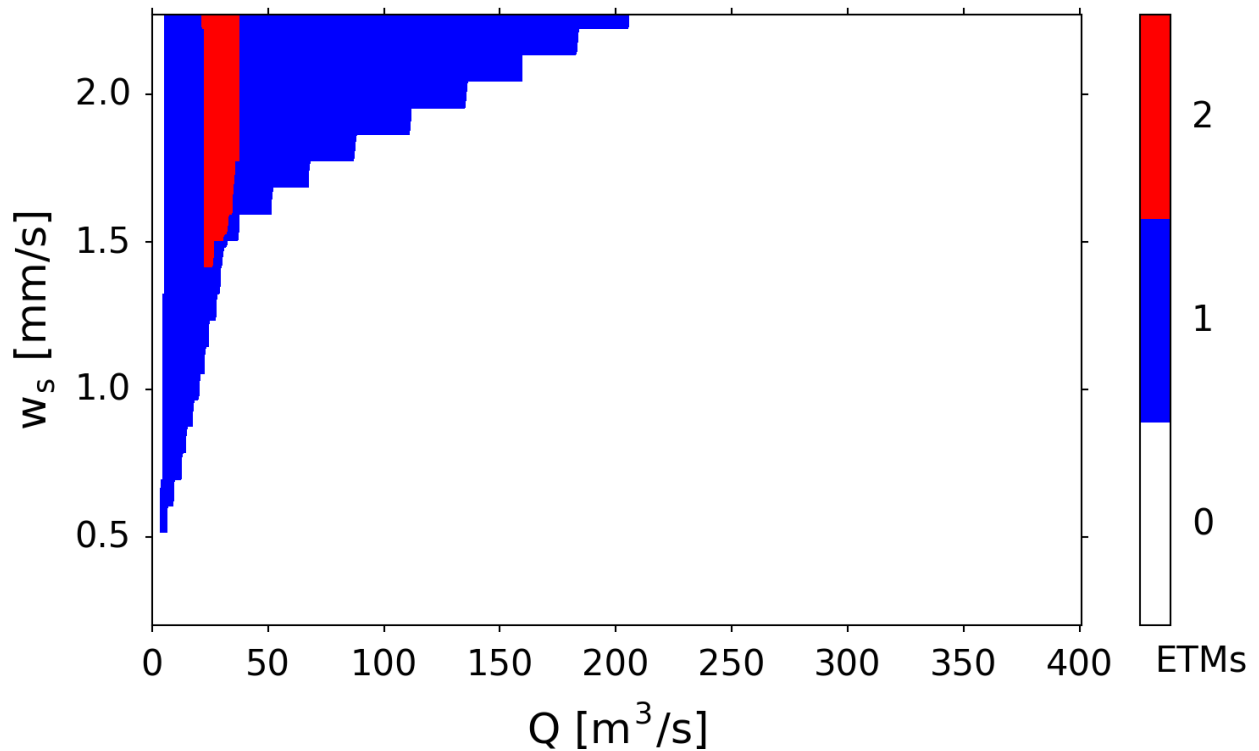
In de voorgaande sectie is het optreden van troebelheidsmaxima onderzocht in functie van de rivierafvoer. Deze gevoeligheidsstudie wordt hier uitgebreid door ook de valsnelheid te laten variëren. Hiervoor is voor valsnelheden tussen 0.2 mm s^{-1} en 2.5 mm s^{-1} alsmede afvoeren tussen nul en $Q = 400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ bepaald hoeveel convergentiepunten de transportfunctie heeft (dus locaties met $\mathcal{T} = 0$ en $d\mathcal{T}/dx < 0$). Daarnaast is echter nog een extra eis gesteld, namelijk dat de sedimentconcentraties die in een ETM optreden hoger moeten zijn dan de SPM-waarden te Vlissingen. Indien dit niet het geval is, dan zijn de concentraties in het bekken immers zeer laag (overal beneden 30 mg/l) en dergelijke situaties zullen hierna als “effectief uitgespoeld” worden beschouwd. Hoewel hier dus strikt genomen wel ETMs kunnen voorkomen zal dit worden gezien als een situatie zonder ETM.

Het resultaat van de gevoeligheidsstudie is weergegeven in Fig. 12, waarin in functie van afvoer (horizontale as) en valsnelheid (vertikale as) is aangegeven hoeveel ETMs er in het estuarium optreden. Voor zeer lage afvoer en voor valsnelheden onder ongeveer 0.5 mm s^{-1} worden geen ETMs gevonden. Zoals te verwachten zal sediment bij verhoging van de afvoer uitspoelen, maar dit gebeurt bij hogere rivierdebieten als de valsnelheid groter is. Daarnaast is er rond $Q \sim 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ een nauwe band van afvoeren waarbij voor sediment met valsnelheid boven ca. 1.4 mm s^{-1} twee ETMs kunnen optreden.

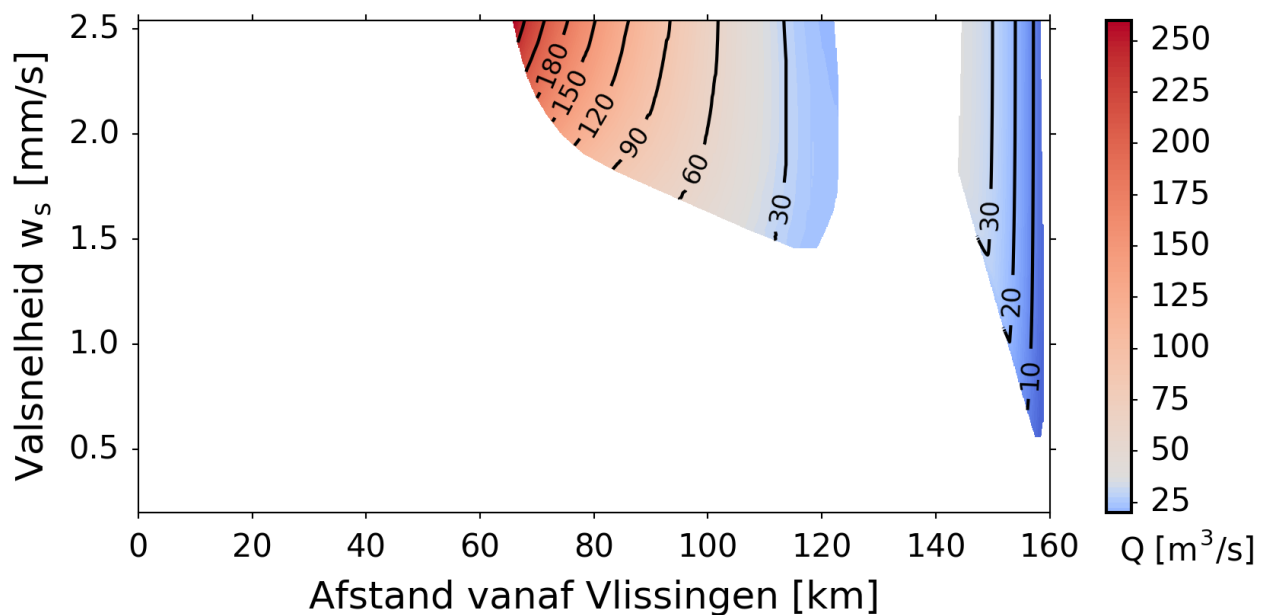
De resultaten in Fig. 12 laten zien hoeveel troebelheidsmaxima er bij een gegeven keuze voor valsnelheid en rivierafvoer kunnen voorkomen, maar niet waar deze gesitueerd zijn. Dit is in Fig. 13 zichtbaar gemaakt. Hier is voor gegeven valsnelheid (vertikale as) aangegeven waar een ETM optreedt, waarbij voor de betreffende (x, w_s) -combinatie met een kleurcode is aangegeven bij welke rivierafvoer het ETM voorkomt. Blauwe kleurcodes geven situaties aan waar twee ETMs kunnen voorkomen, een rode code duidt op een enkel troebelheidsmaximum. Witte plekken corresponderen met situaties die geen ETM geven.

Uit Fig. 13 zien we dat een ETM nabij de stuw ($x \gtrsim 140 \text{ km}$) enkel zal optreden bij lage afvoer ($\lesssim 30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) en dat dit troebelheidsmaximum bestaat voor sediment met valsnelheden groter dan ca. 0.5 mm s^{-1} . Als de valsnelheid groter is dan ongeveer 1.5 mm s^{-1} dan treden bij dergelijk lage afvoeren twee ETMs op. Hieruit volgt dat voor sediment met valsnelheden tussen ongeveer 0.5 mm s^{-1} en 1.5 mm s^{-1} het ETM nabij de stuw het enige voorkomende maximum zal zijn. Voor sediment met een valsnelheid lager dan ongeveer 1.5 mm s^{-1} treedt bij hogere afvoeren geen ETM op. Voor w_s groter dan 1.5 mm s^{-1} is bij toenemende afvoer een overgang zichtbaar van twee naar één meer stroomafwaarts gesitueerd ETM ($x \lesssim 120 \text{ km}$).

Uit deze resultaten volgt dat de in Fig. 12 weergegeven Toestanden Ia, II, Ib en III voor zullen komen bij sediment met valsnelheden vanaf ca. 1.5 mm s^{-1} . Bij lagere valsnelheden (maar groter dan ongeveer 0.55 mm s^{-1}) treedt er enkel een ETM nabij de stuw op bij voldoende lage afvoer.



Figuur 12 – Optredende aantallen ETMs als functie van valsnelheid w_s (vertikale as) en rivierafvoer Q (horizontale as).



Figuur 13 – Locatie van ETMs in het bekken (horizontale as) in functie van de valsnelheid w_s (vertikale as) en de rivierafvoer Q (aangegeven met een kleurcode en contourwaarden). Als er op een locatie geen ETM is gevonden voor een zekere combinatie van valsnelheid en afvoer dan is de betreffende (x, w_s) -coördinaat niet ingekleurd. De kleurschaling is zodanig gekozen dat er bij een rode kleur één ETM optreedt en bij een blauwe kleur twee ETMs kunnen zijn. De overgang tussen beide kleuren is bij $Q = 37 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ gelegd.

4 Voorziene ontwikkelingen van het geïdealiseerde model

In dit rapport is een basismodel gepresenteerd waarmee de sedimentbalans voor het gehele Scheldebekken (Westerschelde en Zeeschelde) kan worden bestudeerd. Dit model dient feitelijk als een startpunt voor verdere uitbreiding, waarbij diverse niet-lineaire mechanismen zullen worden meegenomen die van belang worden geacht voor de overgang naar een hypertroebele toestand.

De voorziene uitbreidingen betreffen niet-lineaire verschijnselen die aanzienlijke inspanningen vergen. De belangrijkste zijn:

1. Niet-lineaire beschrijving van de beschikbaarheid van het sediment. Momenteel schaalst de sedimentconcentratie in het model lineair met de beschikbaarheid, welke niet binnen het model kan worden opgelost. In het algemeen zal dit verband echter niet-lineair zijn. Zo zal bijvoorbeeld bij hoge beschikbaarheid niet al het sediment op de bodem ook beschikbaar zijn voor opwerveling. Door de opwerveling op limiterende wijze af te laten hangen van de beschikbaarheid kunnen dynamischere situaties worden beschreven die niet voldoen aan de aanname van morfodynamisch evenwicht. In het bijzonder laat dit ook netto import van sediment toe (Brouwer *e.a.*, 2018).
2. Het effect van flocculatie en “hindered settling”. Hierbij is de valsnelheid van het sediment afhankelijk van de sedimentconcentratie. Het werk van Dijkstra *e.a.* (2018) laat zien dat met name hindered settling belangrijk is om doorheen de gehele waterkolom hoge sedimentconcentraties te krijgen.
3. Tijdsafhankelijke verticale viscositeit door dichtheidsstratificatie van het sediment. Bij hoge sedimentconcentraties zal de gelaagdheid van het sediment een dempende werking hebben op de visceuze dissipatie van de stroming. Deze dempende werking hangt af van de fase van het getij en introduceert daarmee een asymmetrie die ook van invloed is op het sedimenttransport. Dit mechanisme wordt verondersteld een belangrijke rol te spelen bij import van sediment en het vasthouden van sediment bij hoge afvoeren, zie Dijkstra *e.a.* (2019).

De niet-lineaire beschrijving van sedimentbeschikbaarheid zal worden gerapporteerd in rapport 1.5 (Brouwer *e.a.*, 2022a). De overige twee uitbreidingen zijn voorzien voor rapport 4.1 (Schramkowski *e.a.*, 2022) respectievelijk rapport 4.2 (Brouwer *e.a.*, 2022b).

5 Conclusies

Voor wat betreft de huidige status van het sedimentmodel kan het volgende worden geconcludeerd

1. Het model is in vergelijking met Chernetsky en Schuttelaars, 2010 uitgebreid met een drietal functionaliteiten:
 - (a) Een algemenere breedtevariatie.
 - (b) Het effect van “rivier-rivier interactie” (opwerveling en transport door rivierstroming) wordt meegenomen. Dit is voor de Schelde enkel nabij de opwaartse begrenzing (stuw) van belang. Dit mechanisme is met name voor langere estuaria (bv. Gironde, zie Jalon Rojas, 2016) belangrijk.
 - (c) Het effect van netto sedimenttransport door ruimtelijke variatie van de getijsnelheid, meestal aangeduid als “spatial settling lag” (SSL). Door SSL zal sediment preferent accumuleren in gebieden met lage getijsnelheid.
2. Het totale advectioneel sedimenttransport $\mathcal{T}$ kan worden gebruikt om de locatie van estuariene troebelheidsmaxima (ETMs) te achterhalen en de meest relevante bijdragen aan de onderliggende sedimentbalans te identificeren.
3. Het is voorzien om dit model uit te breiden met een drietal processen:
 - (a) Dynamische beschikbaarheid, waarbij de hoeveelheid sediment die kan worden geërodeerd gelimiteerd wordt. Hiermee kunnen ook sedimentverdelingen worden gemodelleerd die niet voldoen aan de aanname van morfodynamisch evenwicht. Zo kan bijvoorbeeld de dynamische respons van het systeem op tijdsafhankelijke rivierafvoer worden gemodelleerd.
 - (b) Effect van sedimentconcentratie op valsnelheid via flocculatie en “hindered settling”. Met name hindered settling is naar verwachting belangrijk om hoge sedimentconcentraties in de waterkolom te kunnen onderhouden.
 - (c) Tijdsafhankelijke verticale viscositeit onder invloed van hoge sedimentconcentraties. Dit is een additionele bron van getij-asymmetrie die waarschijnlijk een grote rol speelt bij import en vasthouden van sediment.

Op basis van de toepassing van het huidige sedimentmodel op de volledige Schelde (van Vlissingen tot Melle) kunnen de volgende conclusies worden getrokken:

1. Het geïdealiseerde model is in staat om het waargenomen kwalitatieve gedrag van de horizontale SPM-verdeling in de Schelde te reproduceren. Dit geldt met name voor de locatie van het ETM bij toenemende rivierafvoer.
2. Bij lage afvoer te Melle ($\lesssim 40 \text{ m}^3/\text{s}$) wordt een ETM gevonden dat dicht bij de opwaartse rand ligt (op meer dan 140 km van Vlissingen). Dit ETM bestaat voor sediment met valsnelheden boven ongeveer 0.5 mm/s .
3. Bij hogere waarden van de rivierafvoer ($\gtrsim 20 \text{ m}^3/\text{s}$) is er een meer afwaarts gelokaliseerd ETM, tussen ca 40 en 120 km van Vlissingen. Dit afwaartse ETM bestaat enkel voor hogere valsnelheden ($\gtrsim 1.5 \text{ mm/s}$).
4. Bij een afvoer van ongeveer $30 \text{ m}^3/\text{s}$ komen zowel het opwaartse als afwaartse ETM voor, mits de valsnelheid voldoende hoog is ($\gtrsim 1.5 \text{ mm/s}$).
5. SSL is een essentieel mechanisme voor het bestaan van het afwaartse ETM. Zonder dit proces bestaat dit ETM wel, maar zijn de voorkomende sedimentconcentraties altijd veel lager dan de SPM-concentraties te Vlissingen en derhalve niet realistisch.

6. Het belang van SSL is direct gerelateerd aan het bestaan van twee lokaties waar de M_2 -snelheid een maximum heeft. In het gebied tussen deze twee maxima (tussen 20 en 130 km van Vlissingen) kan sediment effectief worden vastgehouden.

Referenties

- Brouwer, R. L.; Schramkowski, G. P.; Mostaert, F.** (2022a). 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.; Mostaert, F.** (2022b). 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. 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. DOI: 10.1007/s10236-010-0329-8
- Chernetsky, A. S.; Schuttelaars, H. M.** (2010). The effect of tidal asymmetry and temporal settling lag on sediment trapping in tidal estuaries. *Ocean. Dyn.* 60: 1219–1241
- 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
- Dijkstra, Y. M.; Schuttelaars, H. M.; Schramkowski, G. P.; Mostaert, F.** (2022). Investigation into the non-linear hydrodynamical processes in the Scheldt River. Version 4.0. *FHR Reports*, 15_039_1. Flanders Hydraulics Research: Antwerp, Belgium
- 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. DOI: 10.1029/2018JC014367
- 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. 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. pp. 337–343

- Groen, P.** (1967). On the residual transport of suspended matter by an alternating tidal current. *Neth. J. Sea Res.* 3: 564–575
- 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
- Maris, T.; Oosterlee, L.; Meire, P.** (2015). Onderzoek naar de gevolgen van het Sigmaplan, baggeractiviteiten en havenuitbreiding in de Zeeschelde op milieu. Geïntegreerd eindverslag van het onderzoek verricht in 2013. *techreport*, ECOBE 015-R173. Universiteit Antwerpen
- McCarthy, R. K.** (1993). Residual Currents in Tidally Dominated, Well-mixed Estuaries. *Tellus* 45A: 325–340
- Plancke, Y.; Schramkowski, G. P.; Verwaest, T.; Mostaert, F.** (2014). Kubatuuurberekening voor het Schelde estuarium; karakteristieke getijden uit het decennium 1991-2000 en topo-bathymetrische gegevens uit 2001. Versie 3.0. *WL Rapporten*, 00_157. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- Postma, H.** (1954). Hydrography of the Dutch Wadden Sea. *Arch. Neerl. Zool.* 10: 405–511
- Schramkowski, G. P.; Brouwer, R. L.; Mostaert, F.** (2022). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 4.1 Hindered settling. Versie 4.0. *WL Rapporten*, 13_103_11. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België
- 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
- Simpson, J.; Brown, J.; Matthews, J.; Allen, G.** (1990). Tidal Straining, Density Currents, and Stirring in the Control of Estuarine Stratification. *Estuaries* 13: 125–132
- Talke, S.; Swart, H. de; Jonge, V. de** (2009). An Idealized Model and Systematic Process Study of Oxygen Depletion in Highly Turbid Estuaries. 32 (4): 602–620
- 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
- Warner, J. C.; Geyer, W. R.; Lerczak, J. A.** (2005). Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment. *J. Geophys. Res.* 110: C05001

B1 Afleiding van de erosietermen voor de $O(1)$ en $O(\epsilon)$ concentratievergelijking

Hieronder zal kort een afleiding worden gegeven van de erosietermen $\hat{E}_0$ en $\hat{E}_1$ voor de bodemrandvoorwaarden van de $O(1)$ en $O(\epsilon)$ -bijdragen aan de sedimentconcentratie.

Indien we de snelheid op de bodem aangeven met u dan geldt met Vgl. (6) dat

$$u = u_{M_2} + \langle u \rangle + u_{M_4} ,$$

waarbij de residuele -en M_4 -bijdrage relatief klein zijn ten opzichten van de M_2 -component. Voor de bodemschuifspanning τ_b geldt dan, omdat $|\langle u \rangle|, |u_{M_4}| \ll |u_{M_2}|$,

$$\begin{aligned} \tau_b &= \rho_0 s_f |u| = \rho_0 s_f \sqrt{(u_{M_2} + \langle u \rangle + u_{M_4})^2} \approx \rho_0 s_f \sqrt{(u_{M_2})^2 + 2u_{M_2}(\langle u \rangle + u_{M_4})} \\ &= \rho_0 s_f |u_{M_2}| \sqrt{1 + 2 \frac{\langle u \rangle + u_{M_4}}{u_{M_2}}} \approx \rho_0 s_f |u_{M_2}| + \rho_0 s_f \frac{|u_{M_2}|}{u_{M_2}} (\langle u \rangle + u_{M_4}) \\ &\approx \rho_0 s_f |u_{M_2}| + \rho_0 s_f \text{sg}(u_{M_2}) [\langle u \rangle + u_{M_4}] , \end{aligned} \quad (\text{A-1})$$

waarbij de eerste term $O(1)$ is de tweede $O(\epsilon)$. Zodoende vinden we dat

$$\hat{E} = w_s \rho_s \frac{\tau_b}{\rho_0 g' d_s} \approx \hat{E}_0 + \hat{E}_1 ,$$

met

$$\hat{E}_0 = w_s \frac{\rho_s s_f}{g' d_s} |u_{M_2}| , \quad (\text{A-2})$$

$$\hat{E}_1 = w_s \frac{\rho_s s_f}{g' d_s} \text{sg}(u_{M_2}) [\langle u \rangle + u_{M_4}] , \quad (\text{A-3})$$

de respectievelijke erosiefluxen zijn voor de $O(1)$ en $O(\epsilon)$ concentratievergelijkingen.

Om de leidende orde erosie $\hat{E}_0$ te bepalen is de harmonische decompositie van $|u_{M_2}|$ nodig. Deze term bevat enkel een restbijdragen en getijcomponenten die even boventonen zijn van het M_2 -getij (M_4 etc.). Meer specifiek geldt dat als u_{M_2} wordt geschreven als

$$u_{M_2} = U \cos(\sigma t - \varphi) , \quad (\text{A-4})$$

de volgende harmonische reeks voor $|u_{M_2}|$ geldt

$$|u_{M_2}| = \frac{2}{\pi} U + \frac{4}{\pi} U \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{1 - 4n^2} \cos[2n(\sigma t - \varphi)] . \quad (\text{A-5})$$

Voor de leidende orde concentratie zijn hiervan alleen de residuele -en M_4 -bijdrage ($n = 0$ en $n = 1$) van belang.

Analoog zijn voor de eerste orde erosie $\hat{E}_1$ de harmonische componenten van $\text{sg}(u_{M_2})$ van belang. Voor de M_2 -stroming volgens Vgl. (A-4) geldt nu dat

$$\text{sg}(u_{M_2}) = \frac{4}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{2n + 1} \cos[(2n + 1)(\sigma t - \varphi)] .$$

Om nu de M_2 -component van $\hat{E}_1$ te berekenen zijn enkel de M_2 -en M_6 -componenten ($n = 0$ en $n = 1$) vereist.

B2 Effect van advectie op de sedimentbalans van fijn sediment

Hieronder zal kort worden aangegeven wat het effect van advectie in de sedimentvergelijking is op het transport T_{M_2} door het M_2 -getij voor zeer fijn sediment. In rapport 2.2 is voor fijn sediment, gedefinieerd door de conditie

$$R \equiv \frac{w_s H}{K_v} \ll 1, \quad (\text{B-1})$$

gevonden dat

$$T_{\text{res}} = -Q \langle c_\star \rangle + O(R), \quad (\text{B-2})$$

$$T_{M_2} = O(R), \quad (\text{B-3})$$

$$T_{M_4} = O(R). \quad (\text{B-4})$$

$$T_{\text{stokes}} = O(R). \quad (\text{B-5})$$

Dit betekent dat voor fijn sediment de transportfunctie $T(x)$ wordt gedomineerd door rivierafvoer, hetgeen resulteert in een netto afwaarts transport in het gehele estuarium. Bij deze analyse was echter het effect van advectie in de concentratievergelijking niet meegenomen.

Wanneer advectie wel wordt verdisconteerd in de analyse dan voldoet de vergelijking voor de M_2 -concentratie aan de volgende verticale balans

$$(a \hat{c}_{M_2})_t + a [K_v \hat{c}_{M_2}]_z = -u_{M_2} \langle \hat{a} \hat{c}_\star \rangle_x, \quad (\text{B-6})$$

waarbij het resultaat uit rapport 2.2 is gebruikt dat $\langle \hat{c} \rangle = \langle \hat{c}(x) \rangle = \langle \hat{c}_\star \rangle$. De randvoorwaarden zijn dat de diffusieve flux nul is op zowel bodem als wateroppervlak

$$K_v(\hat{c}_{M_2})_z = 0, \quad \text{op} \quad z = -H, 0. \quad (\text{B-7})$$

Reeds zonder expliciete oplossing van Vgl. (B-6)-(B-7) kan al iets worden gezegd over de eigenschappen van T_{M_2} . Zo geeft vermenigvuldiging van Vgl. (B-6) met $a \hat{c}_{M_2}$, gevolgd door verticale integratie en getijmiddeling dat

$$\begin{aligned} (a \langle \hat{c}_\star \rangle)_x \left\langle \int_{-H}^0 u_{M_2} a \hat{c}_{M_2} dz \right\rangle &= \langle \hat{a} \hat{c}_\star \rangle_x T_{M_2} = -\frac{1}{2} \left\langle \left[\int_{-H}^0 (a \hat{c}_{M_2})^2 dz \right]_t \right\rangle + \left\langle \int_{-H}^0 \hat{c}_{M_2} [K_v (a \hat{c}_{M_2})_z] dz \right\rangle \\ &= - \left\langle \int_{-H}^0 K_v [a \hat{c}_{M_2}]^2 dz \right\rangle < 0, \end{aligned} \quad (\text{B-8})$$

waarbij partiële integratie en randvoorwaarden (B-7) zijn gebruikt. De transportterm T_{M_2} staat voor fijn sediment dus altijd in de richting van afnemende $a \langle \hat{c}_\star \rangle$ en wordt niet nul als R klein wordt. Omdat $\hat{c}_\star$ enkel schaal met de bodemschuifspanning τ_b is T_{M_2} bij uniforme beschikbaarheid $a(x)$ gericht naar afnemende bodemschuifspanning. Aangezien in het model $\tau_b = \rho_0 s_f u$ betekent dit dat het sedimenttransport door het M_2 -getij voor fijn sediment bij uniforme beschikbaarheid is gericht van gebieden met hoge bodemsnelheid naar gebieden met lage bodemsnelheid. Sediment zal dus accumuleren in gebieden met lage snelheid.

Maar er is meer te zeggen over de aard van het transport. Op basis van balans (B-6) is de M_2 -concentratie $c_{M_2} = a \hat{c}_{M_2}$ te schrijven als

$$c_{M_2} = \tilde{c}_{M_2}(x, z) (a \langle \hat{c}_\star \rangle)_x,$$

waarbij $\tilde{c}_{M_2} i(x, z)$ enkel wordt bepaald door het M_2 snelheidsveld u_{M_2} en de verticale menging K_v . We kunnen T_{M_2} hiermee schrijven als

$$T_{M_2} = (a \langle \hat{c}_* \rangle)_x \left\langle \int_{-H}^0 u_{M_2} \tilde{c}_{M_2} dz \right\rangle = - \left\{ - \int_{-H}^0 \langle u_{M_2} \tilde{c}_{M_2} \rangle dz \right\} (a \langle \hat{c}_* \rangle)_x = -K_h^a H (a \langle \hat{c}_* \rangle)_x, \quad (\text{B-9})$$

waarbij

$$K_h^a(x) = -\frac{1}{H} \int_{-H}^0 \langle u_{M_2} \tilde{c}_{M_2} \rangle dz.$$

wederom enkel afhangt van de M_2 -snelheid en de verticale menging. Uit Vgl. (B-9) volgt dat T_{M_2} dus feitelijk een diffusief transport is waarbij diffusiecoëfficiënt gelijk is aan K_h^a . Merk op dat K_h^a vanwege (B-8) nooit negatief is. We vinden dus voor advection fijn sediment dusdanig zal herverdelen dat de residuele concentratie $a \langle \hat{c}_* \rangle$ ruimtelijk uniform wordt. De beschikbaarheid zal dus maximaal zijn in gebieden waar de bodemschuifspanning minimaal is en visa versa. Anders gezegd: sediment raakt ruimtelijk gevangen tussen maxima van de M_2 -snelheid.

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