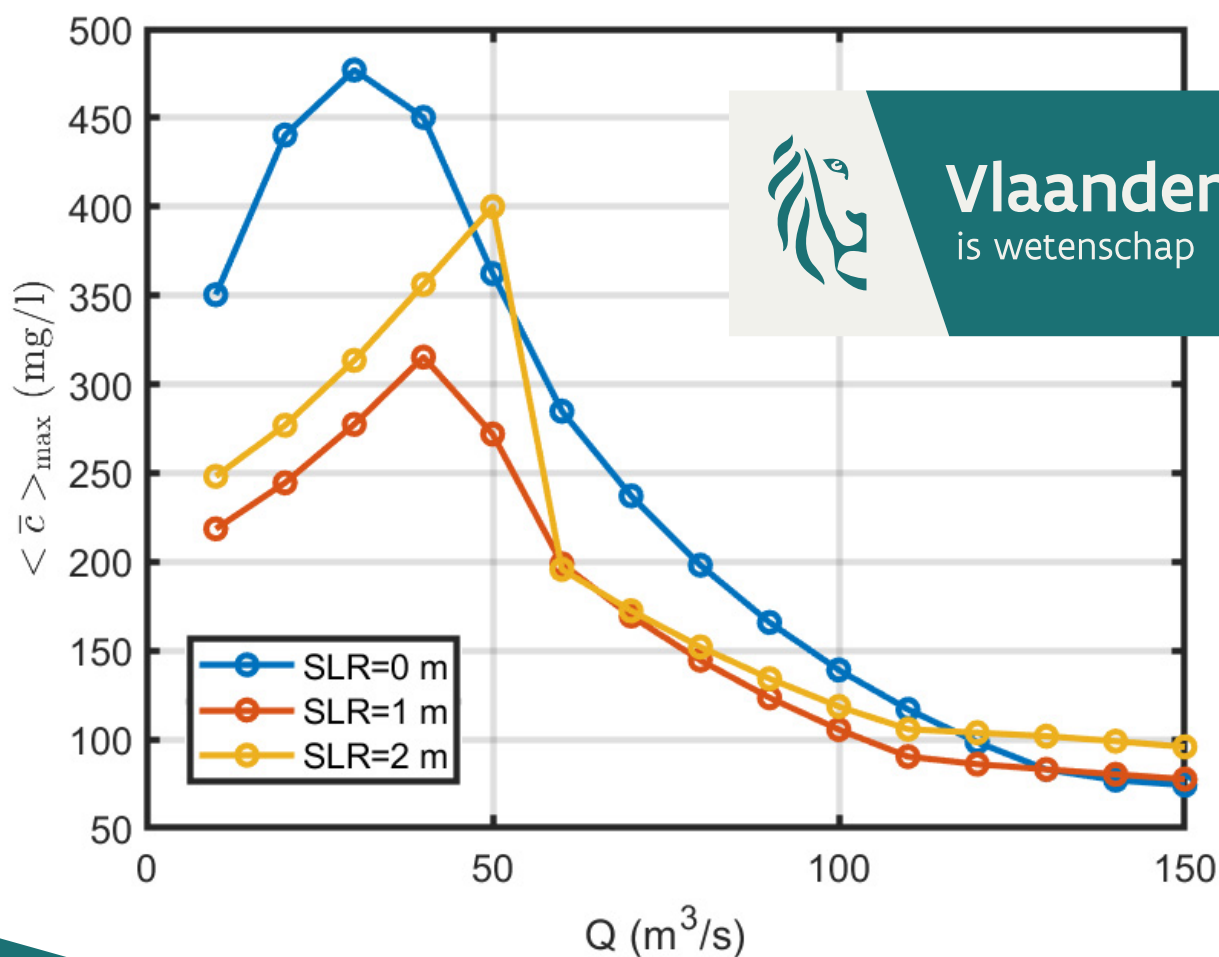




19_058_3
WL rapporten

Effecten van zeespiegelstijging in de Schelde

Deelrapport 3
iFlow-simulaties van getij en sediment

Effecten van zeespiegelstijging in de Schelde

Deelrapport 3 – iFlow-simulaties van getij en sediment

Schramkowski, G.P.; Kaptein, S.J.

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, 2023

D/2022/3241/196

Deze publicatie dient als volgt geciteerd te worden:

Schramkowski, G.P.; Kaptein, S.J. (2023). Effecten van zeespiegelstijging in de Schelde: Deelrapport 3 – iFlow-simulaties van getij en sediment. Versie 4.0. WL Rapporten, 19_058_3. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen

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

Documentidentificatie

Opdrachtgever:	Afdeling Maritieme Toegang	Ref.:	WL2023R19_058_3
Trefwoorden (3-5):	Getij, sedimenttransport, estuaria		
Kennisdomeinen:	Hydrodynamica > Getij > Numerieke modelleringen Sediment > Cohesief sediment > Numerieke modelleringen Sediment > Sedimenttransport > Numerieke modelleringen Klimaatverandering > Zeespiegelstijging > Numerieke modelleringen		
Tekst (p.):	32	Appendices (p.):	3
Vertrouwelijk:	Nee	☒ Online beschikbaar	
Auteur(s):	Schramkowski, G.P.; Kaptein, S.J.		

Controle

	Name	Handtekening
Revisor(en):	Kaptein, S.J.	Getekend door: Abdelkarim Bellafkih (Sign) Getekend op: 2023-03-14 14:11:06 +01:0 Reden: Ik keur dit document goed <i>Abdelkarim Bellafkih</i>
Projectleider:	Vanlede, J.	Getekend door: Joris Vanlede (Signature) Getekend op: 2023-03-28 13:03:12 +02:0 Reden: Ik keur dit document goed <i>Joris Vanlede</i>

Goedkeuring

Afdelingshoofd:	Bellafkih, K.	Getekend door: Abdelkarim Bellafkih (Sign) Getekend op: 2023-03-14 14:11:50 +01:0 Reden: Ik keur dit document goed <i>Abdelkarim Bellafkih</i>
-----------------	---------------	---



Abstract

In dit rapport worden de effecten van 1, 2 en 3 meter zeespiegelstijging in de Schelde bestudeerd aan de hand van simulaties met het geïdealiseerde model iFlow. Het betreft hier zowel resultaten voor getijdynamica (M_2 -en M_4 -componenten) alsook evenwichtsverdelingen van sediment voor een vaste, doch willekeurig gekozen rivierafvoer. De resultaten worden voor wat betreft de waterbeweging vergeleken met de bevindingen van de hydrodynamische modelstudie van Chu *e.a.* (2020).

Met betrekking tot de hydrodynamica geeft iFlow voor 1 en 2 meter zeespiegelstijging een goede overeenkomst met Chu *e.a.* (2020) voor wat betreft fasering van M_2 -en M_4 -waterstand en de amplitude van het verticale M_2 -getij. De M_4 -waterstanden worden daarentegen door iFlow sterk overschat. De trends voor wat betreft zeespiegelstijging komen kwalitatief overeen voor de M_2 -en M_4 -amplitudes, maar zijn tegengesteld voor de fasering. Meer specifiek vertraagt de snelheid van getijvoortplanting (celeriteit) bij iFlow door zeespiegelstijging terwijl Chu *e.a.* (2020) een versnelling vinden. De resultaten voor 3 meter zeespiegelstijging wijken sterk af van Chu *e.a.* (2020) zodat dit scenario niet is meegenomen bij de sedimentberekeningen.

Door zeespiegelstijging overspoelen de huidige intergetijdegebieden permanent. Dit leidt tot een toename van de breedte, hetgeen zorgt voor een sterke damping van de toename van de getijslag. Zo neemt de amplitude van de M_2 -waterstand toe met enkele centimeters per meter zeespiegelstijging, zonder overspoeling van de intergetijdegebieden bedraagt de toename enkele decimeters per meter stijging.

Bij de sedimentberekeningen wordt de evenwichtverdeling van sediment bepaald in functie van een vaste, doch willekeurige rivierafvoer. Bij evenwicht verandert de getijgemiddelde concentratie niet op de langere tijdschaal. Doorgaans vertoont de sedimentverdeling één of meerdere estuariene troebelheidsmaxima (ETMs). De maximale concentraties gaan bij zeespiegelstijging overwegend omlaag. Het systeem wordt echter wel meer geneigd tot import van sediment bij lagere afvoeren, hetgeen lokaal netto depositie geeft. Deze situatie treedt bij de referentietoestand en 1 meter zeespiegelstijging op voor afvoeren tot 50 m³/s, bij 2 meter zeespiegelstijging eindigt import pas boven 140 m³/s. Het effect van de bodemveranderingen op de hydrodynamica (morfologische feedback) is niet meegenomen in het model.

Het blijkt dat spatial settling lag van cruciaal belang is voor de vorming van de ETMs: zonder dit mechanisme spoelt het systeem uit. Omdat de sterkte van dit mechanisme vooral afhangt van de grootte van de M_2 -stroming lijken de minder accurate reproductie van het M_4 -getij en de trends in celeriteit in eerste instantie minder van belang voor een adequate beschrijving van evenwichtssedimentverdelingen.

Inhoudsopgave

Abstract	III
Lijst van figuren	VII
Lijst van tabellen	VIII
1 Inleiding	1
2 Modelbeschrijving	2
2.1 Modelgeometrie	2
2.2 Hydrodynamica	2
2.2.1 Forcering en randvoorwaarden	2
2.2.2 Turbulentiemodel	3
2.3 Sediment	4
2.3.1 Sedimenttransport en randvoorwaarden	4
2.3.2 Relatie tussen relatieve erodeerbaarheid en sedimentvoorraad	5
2.4 Oplossingsmethode	5
2.5 Het getijgemiddelde sedimenttransport	6
2.6 Beschikbaarheidsgelimiteerde en erosiegelimitideerde evenwichtscondities	7
3 Geïdealiseerd Scheldemodel	8
3.1 Inleiding	8
3.2 Geometrie	8
3.2.1 Effect van zeespiegelstijging op breedte en diepte	8
3.2.2 Breedteverloop	9
3.2.3 Diepteverloop	9
3.3 Zoutverdeling	10
3.4 Randvoorwaarden	11
3.5 Numerieke specificaties	11
4 Kalibratie van het hydrodynamische model	12
4.1 Inleiding	12
4.2 Kalibratie	12
4.3 Gekalibreerde waterstanden	13
4.3.1 M_2 -getij	13
4.3.2 M_4 -getij	14
5 Resultaten	15
5.1 Inleiding	15
5.2 Hydrodynamica	15
5.2.1 Forcering	15
5.2.2 M_2 -getij	15
5.2.3 M_4 -getij	16
5.2.3.1 Samenvatting	17
5.3 Sediment	17
5.3.1 Inleiding	17
5.3.2 Concentratie	17
5.3.3 Sedimenttransport	17

5.4	Invloed van de erosieparameter $\hat{M}$	20
5.4.1	Inleiding.....	20
5.4.2	Gevoeligheid voor $\hat{M}$	20
6	Bespreking van de resultaten	22
6.1	Inleiding	22
6.2	Getij-asymmetrie	22
6.2.1	Temporal en spatial settling lag	22
6.2.2	Belang van spatial settling lag	22
6.3	Sedimenttransport per getijcomponent	24
6.4	Invloed van de M_2 -en M_4 stromingscomponenten	25
6.5	Invloed van intergetijdegebieden op versterking van het getij.....	26
6.5.1	Geen komberging.....	26
6.5.2	Dominante komberging	27
6.5.3	Conclusie	28
7	Conclusies.....	29
7.1	Hydrodynamica	29
7.2	Sediment	29
7.3	Over het gebruik van iFlow	29
	Referenties	31
B1	Vergelijking van de gebruikte breedte -en dieptefits met data	B1
B2	Resultaten van Chu <i>e.a.</i> (2020)	B3

Lijst van figuren

Figuur 1	Geometrie van het getijbekken zoals gebruikt in het geïdealiseerde model: (a) zijaanzicht, (b): bovenaanzicht.	2
Figuur 2	Grafische representatie van de functionele relatie $f(\hat{S})$	5
Figuur 3	Het Schelde estuarium.	8
Figuur 4	Grafische weergave van de in iFlow gebruikte breedteverlopen (a) en diepteprofielen (b).	10
Figuur 5	Ruimtelijke variatie van enkele turbulente parameters: (a) relatieve ruwheidshoogte en Manningcoëfficiënt, (b): viscositeit en ruwheidsparameter.	13
Figuur 6	Amplitude (a) en fase (b) van de gekalibreerde M_2 -waterstand.	13
Figuur 7	Amplitude (a) en fase (b) van de gekalibreerde M_4 -waterstand.	14
Figuur 8	Amplitude (a) en fase (b) van de M_2 -waterstand voor referentietoestand en de scenario's.	16
Figuur 9	Amplitude (a) en fase (b) van de M_4 -waterstand voor referentietoestand en de scenario's.	16
Figuur 10	Langsvariatie van de diepte -en getijgemiddelde sedimentconcentratie in functie van rivierafvoer voor referentietoestand (a) en scenario's met 1 en 2 m zeespiegelstijging (panelen (b) resp. (c)).	18
Figuur 11	Linkerpanelen: langsvariatie van het getijgemiddelde horizontale sedimenttransport in functie van rivierafvoer voor referentietoestand (a) en scenario's met 1 en 2 m zeespiegelstijging (panelen (c) resp. (e)). In de rechterpanelen is de bijbehorende ruimtelijke verdeling van de dynamische erodeerbaarheid weergegeven.	19
Figuur 12	Import over de afwaartse rand in functie van de bovenstroomse afvoer.	20
Figuur 13	Linkerpanelen: variatie van het maximale getijgemiddelde horizontale sedimenttransport in functie van rivierafvoer voor de referentietoestand en de scenario's voor (a) $\hat{M} = 0.0004$ en (c) $\hat{M} = 0.0014$. In de rechterpanelen is op analoge wijze de sedimentimport over de zeewaartse rand weergegeven.	21
Figuur 14	Vergelijking tussen de ruimtelijke verdeling van de erodeerbaarheid f en M_2 getijsnelheidsamplitude U_{M2} voor een tweetal afvoerwaarden.	23
Figuur 15	Correlatie tussen de ruimtelijke verdeling van de erodeerbaarheid f en U_{M2} in functie van rivierafvoer.	23
Figuur 16	Langsvariatie van de diepte -en getijgemiddelde sedimentconcentratie in functie van rivierafvoer voor de referentietoestand bij afwezigheid van SSL.	24
Figuur 17	Totale transportcapaciteit per breedte-eenheid (blauw) en amplitude van de dieptegemiddelde M_2 -snelheid (rood).	25
Figuur 18	Langsvariatie van de afzonderlijke getijcomponenten aan de totale transportcapaciteit voor afvoer $Q = 30 \text{ m}^3/\text{s}$: (a) SLR=0m (referentietoestand), (b) SLR=1m en (c) SLR=2m.	26
Figuur 19	Diepteligging van referentietoestand en scenario's voor (a) situatie zonder komberging en (b) situatie met dominante komberging.	27
Figuur 20	Ruimtelijk verloop van de M_2 amplitude (a) en fase (b) voor de situatie zonder komberging. ..	27
Figuur 21	Ruimtelijk verloop van de M_2 amplitude (a) en fase (b) voor de situatie met dominante komberging.	28
Figuur 22	Langsvariatie van de gebruikte breedtevariatie in iFlow (blauw) voor de referentietoestand en de scenario's.	B1
Figuur 23	Langsvariatie van de gebruikte diepteligging in iFlow (blauw) voor de referentietoestand en de scenario's.	B2
Figuur 24	Langsvariatie van de gemeten en berekende M_2 -waterstand door Chu <i>e.a.</i> (2020)	B3
Figuur 25	Langsvariatie van de gemeten en berekende M_4 -waterstand door Chu <i>e.a.</i> (2020)	B3

Lijst van tabellen

Tabel 1	Coëfficiënten behorende bij de beste fit van de bodemdiepte volgens Vgl. (28).	10
Tabel 2	Gebruikte parameterwaarden en randvoorwaarden.	11
Tabel 3	Turbulente parameters behorende bij de gekalibreerde referentietoestand.	12
Tabel 4	M_2 en M_4 amplitude en fase te Vlissingen in functie van zeespiegelstijging.	15

1 Inleiding

Binnen het onderzoeksprogramma “Agenda voor de Toekomst II” wordt door WL onderzoek verricht naar de effecten van zeespiegelstijging. In een eerder rapport (Chu *e.a.*, 2020) is middels een numerieke modelstudie gekeken naar veranderingen in de hydrodynamica van de Noordzee en de Schelde. Voor wat betreft de Schelde is er ondermeer gekeken naar de veranderingen in harmonische componenten van het verticale getij. Tevens is ook de verandering van getijasymmetrie in de thalweg onderzocht op basis van parameters voor temporal settling lag.

In dit rapport wordt gekeken of een geïdealiseerde modelstudie met iFlow in staat is om gelijkaardige resultaten te reproduceren als de hydrodynamische Noordzee modellen gebruikt in Chu *e.a.* (2020) bij een extreme zeespiegelstijging (1m, 2m) en wordt er geanalyseerd welk effect dit heeft op de evenwichtsverdeling van sediment. De sedimentverdeling wordt hierbij bepaald voor evenwichtssituaties die optreden bij vaste getijforcering en een willekeurige, doch vast te kiezen rivierafvoer. Deze laatste resultaten kunnen niet vergeleken worden met de hydrodynamische studie van Chu *e.a.* (2020), maar zullen door een gedetailleerde analyse worden geïnterpreteerd.

Merk op dat er in de onderhavige studie geen vergelijking met veldmetingen plaatsvindt, maar dat er (in elk geval voor de hydrodynamica) sprake is van een onderlinge vergelijking tussen modellen. Deze aanpak is enerzijds gerechtvaardigd omdat het werk van Chu *e.a.* (2020) wel degelijk vergeleken is met veldmetingen. Anderzijds is er ook voor gekozen om het geïdealiseerde iFlow-model in te zetten als een meer interpretatief middel ten behoeve van complexe modelsimulaties. Voor wat betreft de gekozen sedimentgegevens is uitgegaan van de modelopzet van Brouwer *e.a.* (2018).

Dit rapport is als volgt ingedeeld. In Hoofdstuk 2 zal de opbouw van het iFlow model worden besproken. Vervolgens wordt in Hoofdstuk 3 het op iFlow gebaseerde geïdealiseerde model van de Schelde gepresenteerd. De kalibratie van dit Scheldemodel wordt in Hoofdstuk 4 besproken. In Hoofdstuk 5 worden de modelresultaten voor waterbeweging en sedimenttransport gepresenteerd. Deze resultaten worden in Hoofdstuk 6 besproken en van interpretatie voorzien. Tot slot worden in hoofdstuk 7 de belangrijkste conclusies opgelijst.

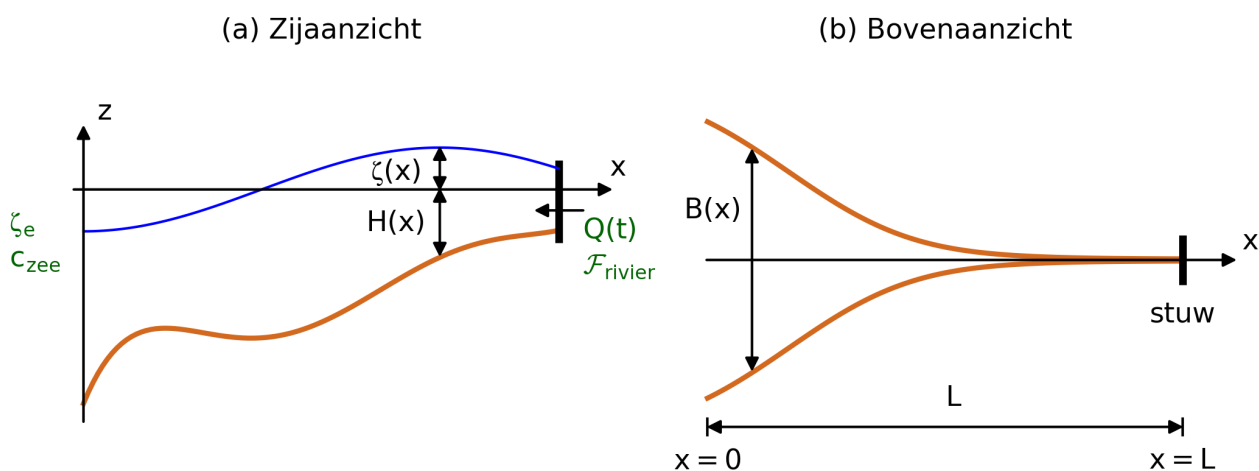
2 Modelbeschrijving

In dit hoofdstuk zal in het kort het 2DV iFlow model voor waterbeweging en sedimentmodel (Dijkstra *e.a.*, 2017) worden beschreven. In deze studie is iFlow versie 2.8 gebruikt, met een additionele Pythonmodule die het inladen van ruimtelijk variërende ruwheidsvelden mogelijk maakt. Daarbij ligt de nadruk in onderstaande beschrijving op evenwichtssituaties waarbij de rivierafvoer constant is en de sedimentverdeling niet varieert op de subtidale tijdschaal die veel langer is dan de M_2 -getijperiode.

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 verticaal zodat er geen droogval en inundatie van intergetijdengebieden wordt 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 1 – Geometrie van het getijbekken zoals gebruikt in het geïdealiseerde model: (a) zijaanzicht, (b): bovenaanzicht.

2.2 Hydrodynamica

2.2.1 Forcing en randvoorwaarden

Het hydrodynamische model berekent de breedtegemiddelde waterstand $\zeta(x, t)$ en de horizontale en verticale stroomsnelheid ($u(x, z, t)$ resp. $w(x, z, t)$) uit de breedte-gemiddelde ondiepwater vergelijkingen. De effecten van de aardrotatie (Coriolis) worden verwaarloosd en we nemen aan dat de dichtheidsvariaties klein zijn ten opzichte van de gemiddelde dichtheid, zodat de Boussinesq benadering gebruikt kan worden. Verder

wordt een hydrostatische balans aangenomen en modelleren we de barocliene druk door een voorgeschreven (dwz. diagnostisch) tijdsafhankelijk zoutveld dat uniform verdeeld is in de verticaal. De verticale viscositeit is constant in diepte en tijd, maar mag variëren in de langsrichting.

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

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

waarbij A_{M_2} , A_{M_4} , en φ respectievelijk de amplitudes van het 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 hoekfrequentie van het M_2 -getij.

Aan de opwaartse rand ($x = L$) wordt een constante rivierafvoer voorgeschreven. Deze voorwaarde kan worden uitgedrukt als

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

waarbij het minteken aangeeft dat de rivierafvoer zeewaarts is gericht. Het referentieniveau R is een schatting van het lokale, gemiddelde waterniveau op basis van de rivierafvoer zodat $H + R$ altijd positief is. Het geeft een goede benadering van de gemiddelde waterdiepte, voornamelijk in het meest opwaartse deel waar de rivierafvoer lokaal de getijstroming domineert.

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

$$A_v \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{(x, -H, t)} = s_f u(x, -H, t). \quad (3)$$

Hier is A_v de verticale eddy viscositeit en s_f is de wrijvingsparameter die een maat geeft voor de hydraulische ruwheid van de bodem.

2.2.2 Turbulentiemodel

De verticale viscositeit A_v en de wrijvingsparameter s_f kunnen worden gerelateerd door gebruik te maken van het zgn. $k - \epsilon$ -fitted turbulentiemodel (Dijkstra, 2017). Dit model is verkregen door het fitten van het verticale snelheidsprofiel uit iFlow aan het profiel van een kolommodel met standaard $k - \epsilon$ formulering (Dijkstra *e.a.*, 2016). Dit geeft de volgende relatie tussen A_v en s_f

$$A_v = 0.49 s_f (H + R). \quad (4)$$

Tevens kan de wrijvingsparameter worden geschreven als

$$s_f = \frac{0.22}{0.636} \frac{C_D}{\kappa^2} U, \quad (5)$$

waarbij $\kappa = 0.4$ de von Karman constante is. Verder is U een maat voor de dieptegemiddelde getijsnelheid. Voor de onderhavige studie is deze U gelijk genomen aan de amplitude van diepte- en tijdsgemiddelde absolute M_2 -snelheid, dat wil zeggen

$$U = \frac{1}{P(H + R)} \int_0^P \int_{-H}^R |u_{M_2}| dz dt,$$

waarbij P de M_2 getijperiode voorstelt.

De grootte C_D is feitelijk de twee-dimensionale wrijvingscoëfficiënt welke weer kan worden uitgedrukt als

$$C_D \equiv \left(\frac{U_\star}{U} \right)^2 = \kappa^2 \left[(1 + z_0^*) \ln \left(1 + \frac{1}{z_0^*} \right) - 1 \right]^{-2}. \quad (6)$$

Hierbij is U_* de wrijvingsnelheid terwijl $z_0^* = z_0/H$ de relatieve ruwheidshoogte voorstelt. Door z_0^* te bepalen ligt het turbulentiemodel dus geheel vast. Dit gebeurt in praktijk door kalibratie van de waterstand. Met C_D kunnen nog een tweetal andere turbulente parameters worden afgeleid. De eerste is de Chezy parameter C welke gegeven is door

$$C = \sqrt{\frac{g}{C_D}}, \quad (7)$$

en waarmee de Manning coëfficiënt n_{Manning} kan worden uitgerekend volgens

$$n_{\text{Manning}} = \frac{(H + R)^{1/6}}{C}. \quad (8)$$

2.3 Sediment

2.3.1 Sedimenttransport en randvoorwaarden

Uitgangspunt voor het sedimenttransportmodel is de tijdsevolutievergelijking voor de breedtegemiddelde sedimentconcentratie $c(x, z, t)$, zie Brouwer *e.a.* (2022),

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + w \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(w_s c + K_v \frac{\partial c}{\partial z} \right) + \frac{1}{B} \frac{\partial}{\partial x} \left(B K_h \frac{\partial c}{\partial x} \right), \quad (9)$$

Hier zijn w_s en K_h resp. de valsnelheid en de horizontale diffusiecoëfficiënt, die beide constant worden verondersteld in ruimte en tijd. De verticale diffusiecoëfficiënt K_v wordt in deze studie gelijk genomen aan de verticale viscositeitscoëfficiënt A_v .

De randvoorwaarde aan de zeewaartse kant bestaat uit een diepte- en getijgemiddelde sedimentconcentratie, c_{zee} . Aan de landwaartse rand wordt aangenomen dat er geen getijgemiddeld sedimenttransport plaatsvindt. De verticale randvoorwaarden bij sedimentbalans (9) luiden dat er geen sedimenttransport door het wateroppervlak kan plaatsvinden, terwijl de verticaal gerichte, breedte-gemiddelde sedimentflux op de bodem volgt uit het verschil tussen de instantane erosie E en depositie D . De depositieflux wordt gemodelleerd als

$$D = w_s c_{bed},$$

waar c_{bed} de concentratie bij de bodem is. De erosieflux E is gegeven door

$$E = \hat{E} f, \quad (10)$$

waarbij $f(x, t)$ de *relatieve erodeerbaarheid* is die kan variëren tussen nul en één. De potentiële erosie $\hat{E}$ is de maximale erosieve flux die lokaal kan optreden bij gegeven hydraulische condities. Deze kan beschreven worden door elke erosieformulering (zie b.v. Sanford en Maa, 2001) en wordt hier beschreven door een Partheniades-formulering zonder kritische schuifspanning

$$\hat{E} = M |\tau_b(x, t)|. \quad (11)$$

Hierbij is M de erosieparameter, deze wordt verkregen door middel van kalibratie. De grootheid $\tau_b(x, t)$ geeft de bodemschuifspanning weer welke met bodemrandvoorwaarde (3) kan worden geschreven als

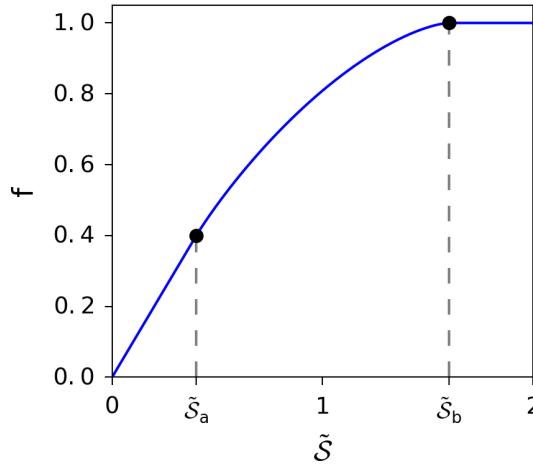
$$\tau_b = \rho_0 A_v \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{(x, -H, t)} = \rho_0 s_f u(x, -H, t). \quad (12)$$

2.3.2 Relatie tussen relatieve erodeerbaarheid en sedimentvoorraad

De relatieve erodeerbaarheid f is een dynamische grootheid die afhangt van lokale condities (bodemschuifspanning) en de hoeveelheid sediment. Deze relatie zal hieronder kort worden besproken, voor details zie Brouwer *e.a.* (2018). Om te beginnen definiëren we de sedimentvoorraad (Eng. *sediment stock*) $\mathcal{S}$. Dit is de totale hoeveelheid sediment die per horizontaal oppervlak getijgemiddeld aanwezig is in de bodem en de waterkolom en is gegeven door:

$$\mathcal{S} = \langle \mathcal{S}_{\text{bed}} \rangle + \langle \mathcal{S}_{\text{sus}} \rangle = \langle \mathcal{S}_{\text{bed}} \rangle + \int_{-H}^0 \langle c \rangle dz, \quad (13)$$

waarbij de bodemvoorraad $\mathcal{S}_{\text{bed}}$ wordt verondersteld beschikbaar te zijn voor erosie. Nu is de erodeerbaarheid f enkel een functie van de relatieve voorraad $\hat{\mathcal{S}}$ welke is gedefinieerd als de voorraad $\mathcal{S}$ in eenheden van de getijgemiddelde sedimentdragende capaciteit. Het blijkt nu dat de relatie $f(\hat{\mathcal{S}})$ een drietal regimes kent (zie Fig. 2). Bij geringe sedimentvoorraad ($\hat{\mathcal{S}} < \hat{\mathcal{S}}_a$) neemt f linear toe en geldt $f = \hat{\mathcal{S}}$. Er is dan weinig sediment op de bodem, maar dit kan wel zeer effectief worden geërodeerd. Als $\hat{\mathcal{S}}_a < \hat{\mathcal{S}} < \hat{\mathcal{S}}_b$ dan neemt de erodeerbaarheid f sublinear toe. Er ligt gedurende een deel van een getijperiode sediment op de bodem, maar dit kan niet zo effectief worden opgewerveld. Tot slot geldt voor $\hat{\mathcal{S}} > \hat{\mathcal{S}}_b$ dat de erodeerbaarheid maximaal is: $f = 1$. Er ligt dan altijd sediment op de bodem zodat de erosieve flux maximaal is. De waarden voor $\hat{\mathcal{S}}_a$ en $\hat{\mathcal{S}}_b$ komen



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

overeen met de situatie waarin $\hat{\mathcal{S}}$ gelijk is aan de minimale resp. de maximale temporele sedimentdragende capaciteit. Er geldt dat $(\hat{\mathcal{S}}_a + \hat{\mathcal{S}}_b)/2 = 1$.

2.4 Oplossingsmethode

Van het hierboven besproken model kan met behulp van een perturbatiemethode een benaderde oplossing van de volledige vergelijkingen voor waterbeweging en sedimenttransport worden gevonden. Deze aanpak zal hieronder kort worden samengevat, voor een meer uitgebreide uiteenzetting wordt verwezen naar Brouwer *e.a.*, 2018; Chernetsky *e.a.*, 2010; Dijkstra *e.a.*, 2017, Brouwer *e.a.*, 2017 en Brouwer *e.a.*, 2022. Uitgangspunt is de aanname dat de amplitude van het verticale getij klein is vergeleken met de bodemdiepte. Dit wordt wiskundig uitgedrukt door aan te geven dat de parameter ε , welke is gedefinieerd als

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

klein is: er geldt dus dat $\varepsilon \ll 1$. Daarnaast wordt verondersteld dat $A_{M_4}/A_{M_2} = O(\varepsilon)$ en dat ook de residuele stromingen (rivier, zoutgedreven) van relatieve grootte ε zijn ten opzichte van de M_2 -getijsnelheid.

Uit deze aannames volgt dat de oplossing voor de waterbeweging en sedimentconcentratie bij benadering kan worden geschreven als

$$u = u_{M_2}^0 + \langle u^1 \rangle + u_{M_4}^1, \quad (15)$$

$$\zeta = \zeta_{M_2}^0 + \langle \zeta^1 \rangle + \zeta_{M_4}^1, \quad (16)$$

$$c = \langle c^0 \rangle + c_{M_4}^0 + c_{M_2}^1. \quad (17)$$

Hierbij geven sub-indices de getijcomponent aan, terwijl super-indices de orde van ε weergeven. Daarnaast geeft $\langle \rangle$ middeling over een getijperiode weer. Wat opvalt is dat voor de snelheid en het waterniveau de M_2 -component dominant is ten opzichte van de subtidale en M_4 -componenten, terwijl dat voor de concentratie precies andersom is.

De sedimentconcentratie hangt nog steeds af van de relatieve erodeerbaarheid $f(x)$. Meer expliciet kan Vgl. (17) geschreven worden als

$$c(x, z, t) = f c^f + \frac{\partial f}{\partial x} c^{fx}, \quad (18)$$

waarbij c^f en c^{fx} volledig zijn bepaald door de waterbeweging (Brouwer *e.a.*, 2018). De invloed van sediment op de waterbeweging wordt in deze beschrijving niet meegenomen.

2.5 Het getijgemiddelde sedimenttransport

Met het oog op de verdere analyse in dit rapport wordt hier het getijgemiddelde transport per breedte-eenheid $\mathcal{F}$ geïntroduceerd. Dit is identiek aan de getijgemiddelde diepte-integraal van de sedimentflux en is derhalve gedefinieerd als

$$\mathcal{F} \equiv \left\langle \int_{-H}^{R+\zeta} (uc - K_h c_x) dz \right\rangle. \quad (19)$$

De tweede term in de integraal geeft het diffusieve transport per breedte-eenheid $\mathcal{F}_{\text{diff}}$, terwijl de eerste bijdrage het advectieve sedimenttransport $\mathcal{T}$ definieert. Er geldt dus dat

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

Door de harmonische decompositie van de oplossing voor waterbeweging en sedimenttransport (Vgl. 15-17) kan $\mathcal{T}$ worden geschreven als de som van transporten door individuele getijcomponenten van de stroming. Expliciet:

$$\mathcal{T} = \mathcal{T}_{\text{res}} + \mathcal{T}_{M_2} + \mathcal{T}_{M_4},$$

waarbij

$$\mathcal{T}_{\text{res}} = \int_{-H}^{R+\zeta} \langle u \rangle \langle c \rangle dz, \quad (20)$$

$$\mathcal{T}_{M_2} = \int_{-H}^{R+\zeta} \langle u_{M_2} c_{M_2} \rangle dz, \quad (21)$$

$$\mathcal{T}_{M_4} = \int_{-H}^{R+\zeta} \langle u_{M_4} c_{M_4} \rangle dz. \quad (22)$$

Hierbij zijn de indices die de relatieve grootte aangeven weggelaten.

In de onderhavige studie zijn de getijcomponenten van de concentratie (en daarmee de transporten) uiteindelijk bepaald door de hydrodynamica, aangezien een mogelijke terugkoppeling van sediment op de waterbeweging niet is meegenomen. Voor een gedetailleerde beschrijving van de relatie tussen transporten en hydrodynamica (tot op het niveau van individuele processen) zie Brouwer *e.a.* (2022).

2.6 Beschikbaarheidsgelimiteerde en erosiegelimitede evenwichtscondities

In dit rapport wordt a priori uitgegaan van sedimentverdelingen die optreden bij stationaire randvoorwaarden (om precies te zijn: tijdsonafhankelijke A_{M_2} , A_{M_4} en Q). Dit zijn evenwichtssedimentverdelingen in de zin dat de getijgemiddelde sedimentconcentratie niet varieert op de lange, subtidale tijdschaal.

Het blijkt dan dat er in een getijbekken twee soorten evenwichtssituaties kunnen optreden: *beschikbaarheidsgelimitede* en *erosiegelimitede*. Voor beschikbaarheidsgelimitede condities geldt $f < 1$ (dus $\hat{S} < \hat{S}_b$ in Fig. 2). In dit geval is er een eenduidige relatie tussen de sedimentvoorraad $\mathcal{S}$ en de erodeerbaarheid f . Bij erosiegelimitedeheid geldt daarentegen $f = 1$ en is deze eenduidige relatie er niet: in Fig. 2 komen immers alle situaties met $\hat{S} > \hat{S}_b$ overeen met $f = 1$. Een estuarium kan globaal beschikbaarheidsgelimitede zijn (er geldt dan overal dat $f < 1$), of erosiegelimitede locaties kennen (waar $f = 1$) die worden omringd door beschikbaarheidsgelimitede gebieden.

Om de consequenties van beide situaties te bespreken wordt uitgegaan van de tijdsevolutievergelijking voor de sedimentvoorraad $\mathcal{S}$ (Brouwer *e.a.*, 2018)

$$B \frac{\partial \mathcal{S}}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (B\mathcal{F}). \quad (23)$$

Deze vergelijking volgt uit cross-sectionele integratie van de breedtegemiddelde concentratievergelijking (9) en gebruik van de verticale randvoorwaarden. Aangezien $\mathcal{S}$ een getijgemiddelde grootheid is (zie Vgl. 13) geeft deze vergelijking aan dat de sedimentvoorraad zich op de lange, subtidale tijdschaal kan ontwikkelen. Deze ontwikkeling wordt bepaald door divergenties en convergenties van het getijgemiddelde transport $B\mathcal{F}$. Bij een beschikbaarheidsgelimitede evenwicht geldt nu dat het sedimenttransport divergentievrij is ($d(B\mathcal{F})/dx = 0$). Bijgevolg verandert de sedimentvoorraad niet. Bij evenwichtssituaties met erosiegelimitede gebieden is dit niet langer mogelijk: in dat geval geldt dat $d(B\mathcal{F})/dx$ negatief is (zie Brouwer *e.a.*, 2018). De sedimentvoorraad neemt dan lokaal langzaam toe. Omdat de hoeveelheid sediment in suspensie echter niet verandert betekent dit dat in een erosiegelimitede gebied de hoeveelheid sediment op de bodem in de tijd zal toenemen. Deze aangroei van de sliblaag wordt gecompenseerd door import van sediment via de open randen.

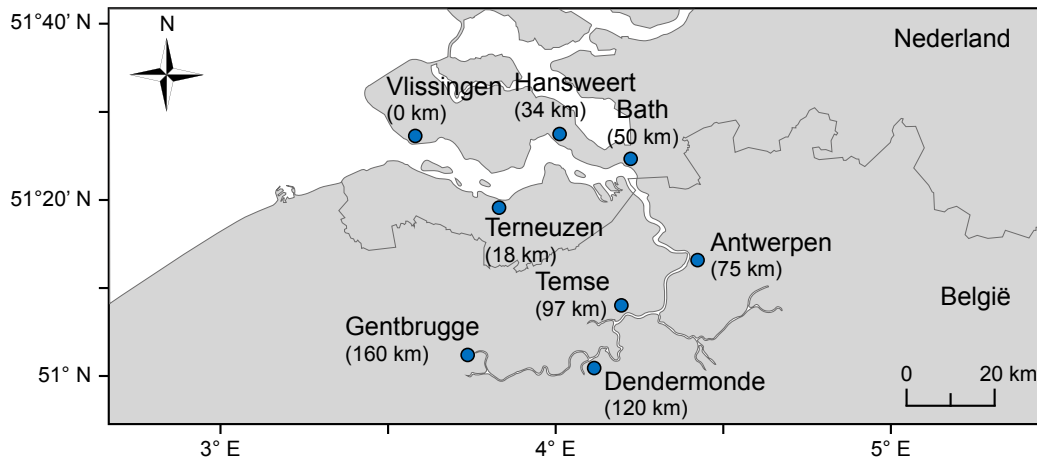
Tot slot zij opgemerkt dat een evenwicht met erosiegelimitede gebieden geen evenwicht is in de strikte zin. De optredende bodemveranderingen zullen immers op de lange morfologische tijdschaal de waterbeweging (en daarmee ook het sedimenttransport) modifieren. Deze morfologische terugkoppeling is niet meegenomen in het iFlow-model. Berekeningen met variërende rivierafvoer laten evenwel zien dat de aangegroeide sliblagen doorgaans geheel worden geërodeerd tijdens perioden met hoge afvoer (Brouwer *e.a.*, 2018).

3 Geïdealiseerd Scheldemodel

3.1 Inleiding

Het iFlow-model dat in het vorige hoofdstuk is beschreven is gebruikt om een studie te maken van de effecten van rivierafvoer op slibdynamica in een geïdealiseerde schematisatie van de Schelde (zie Fig. 3). Hiervoor is gebruik gemaakt van scenario's met 0 m zeespiegelstijging (SLR=0m, huidige of referentietoestand) alsmede +1m, +2m en +3m zeespiegelstijging (resp. SLR=1m, SLR=2m en SLR=3m). Het geïdealiseerde Scheldemodel geeft geen kwantitatief accurate beschrijving van de sedimentdynamica, maar moet in eerste instantie gezien worden als een mogelijkheid om trends ten gevolge van zeespiegelstijging te identificeren.

Hierna zal kort de opzet van het geïdealiseerde Scheldemodel worden besproken, voor verder details wordt verwezen naar Brouwer *e.a.* (2022) en Brouwer *e.a.* (2018).



Figuur 3 – Het Schelde estuarium.

3.2 Geometrie

3.2.1 Effect van zeespiegelstijging op breedte en diepte

Door zeespiegelstijging verandert niet enkel de bodemdiepte, maar ook de breedte. In de praktijk hangt dit ondermeer samen met het feit dat de huidige intergetijdgebieden meer onder water komen te staan. Dit kan er lokaal voor zorgen dat de breedtegemiddelde diepte minder snel toeneemt of zelf afneemt bij zeespiegelstijging. Dit kan wiskundig worden geïllustreerd door de natte cross-sectie $\mathcal{A}(x)$ op een locatie x langs het bekken uit te drukken in tijdsgemiddelde waterstand ζ_{gem} , welke de facto gerelateerd is aan het gemiddelde zeeniveau. Er geldt dat

$$\mathcal{A} = \int_{-H_{\text{thal}}}^{\zeta_{\text{gem}}} b(z) dz, \quad (24)$$

waarbij $b(z)$ de natte breedte is op hoogte z en H_{thal} de thalwegdiepte voorstelt. De breedte $B(x)$ zoals gebruikt in het model is de breedte aan het wateroppervlak, en is gegeven door

$$B \equiv b(\zeta_{\text{gem}}) = \frac{d\mathcal{A}}{d\zeta_{\text{gem}}}. \quad (25)$$

Tevens wordt de breedtegemiddelde diepte $H(x)$ in het model gegeven door

$$H(x) = \frac{\mathcal{A}}{B}. \quad (26)$$

Dit betekent dat de variatie van de bodemdiepte met veranderend gemiddeld waterniveau als volgt is uit te drukken:

$$\frac{dH}{d\zeta_{\text{gem}}} = \frac{d}{d\zeta_{\text{gem}}} \left(\frac{\mathcal{A}}{B} \right) = 1 - \frac{H}{B} \frac{dB}{d\zeta_{\text{gem}}}. \quad (27)$$

Bij strikt verticale zijwanden is $dB/d\zeta_{\text{gem}}$ nul en vertaalt zeespiegelstijging zich dus in een navenante toename van de diepte. In het algemenere geval is $dB/d\zeta_{\text{gem}}$ echter positief en zal de diepte dus relatief minder toenemen. Bij het onder water komen van de huidige intergetijdegebieden kan dit effect zelfs zo sterk zijn dat $H(x)$ lokaal afneemt door zeespiegelstijging.

3.2.2 Breedteverloop

In eerdere studies (Brouwer *e.a.*, 2022, Brouwer *e.a.*, 2018, Kaptein *e.a.*, 2020) is een globale, gladde functionele fit gebruikt voor het breedteverloop. Bij zeespiegelstijging neemt de breedte ter hoogte van de huidige intergetijdegebieden echter sterk toe. Deze lokale toenames dienen derhalve te worden meegenomen, waardoor een globale gladde fit niet voldoende is. Om precies te zijn moeten de breedte $B(x)$ en haar eerste twee afgeleiden op elk gridpunt van het domein glad zijn. Er is daarom per scenario als volgt te werk gegaan. Op basis van de bodemligging in het model van Chu *e.a.* (2020) zijn cross-sectie en breedte volgens Vgl. (24) en (25) bepaald in 635 secties langsheen het gehele Scheldebekken. Hierbij is ζ_{gem} gelijk genomen aan de getijgemiddelde waterstand te Vlissingen door toepassing van het Matlabprogramma UTide (Codiga, 2011) voor harmonische analyse op de modelsimulaties van Chu *e.a.* (2020). Dit geeft een grillig langsverloop. Vervolgens zijn de grootste uitschieters verwijderd door gebruik te maken van een Savitzky-Golay filter. Dit geeft evenwel een fit die niet voldoende glad is, aangezien breedte en diepte voor toepassing binnen iFlow minstens tweemaal differentieerbaar moeten. Om dit te bewerkstelligen is het gefilterde verloop middels het cubic spline-algoritme geïnterpoleerd op een dertig maal grover grid, waarna er een laatste cubic spline interpolatie heeft plaatsgevonden op het rekenrooster van iFlow. Hiermee is voldoende gladheid van het breedteverloop bereikt om ook de eerste en tweede afgeleide op elk rekenpunt te kunnen bepalen. Deze waarden worden middels de GRIDDED inlaad-optie van iFlow via een bestand ingeladen. De resultaten van de aldus verkregen breedtevariatie voor de referentietoestanden de scenario's zijn in Fig. 4a weergegeven. Merk opdat met name tussen 40 en 60 km de breedte sterk toeneemt bij zeespiegelstijging (vooral bij +3 m), dit is ten gevolge van Seaftinghe.

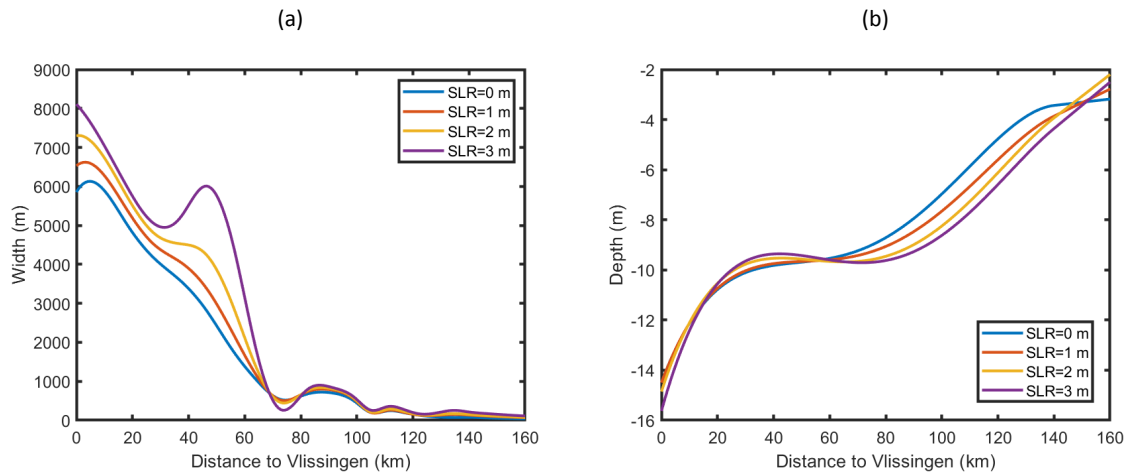
Een vergelijking tussen de gebruikte breedteprofielen en de onderliggende data is in Appendix B1 grafisch weergegeven.

3.2.3 Diepteverloop

Een gladde fit voor het diepteverloop $H(x)$ is verkregen door een vierde orde polynoomfit toe te passen.

$$p_H(x) = d_1x^4 + d_2x^3 + d_3x^2 + d_4x + d_5, \quad (28)$$

waarbij x is weergegeven in meters (afstand tot Vlissingen). De waarden voor de polynoomcoëfficiënten zijn in Tabel 1 opgelijst. In Fig. 4b zijn de diepteverlopen voor de referentietoestand en de scenario's grafisch weergegeven. Overigens is de bodem in alle gevallen vanaf 140 km niet langer conform fit (28), maar verkregen door een lineaire extrapolatie. Dit laatste is gedaan om onrealistisch lage bodemdieptes te voorkomen. Wat opvalt is dat voor SLR=2m en SLR=3m de diepte rond $x = 40$ km juist afneemt: dit is terug te voeren op het in Sectie 3.2.1 genoemde effect dat intergetijdegebieden bij zeespiegelstijging juist voor een lokale afname van de breedtegemiddelde diepte kunnen zorgen.



Figuur 4 – Grafische weergave van de in iFlow gebruikte breedteverlopen (a) en diepteprofielen (b).

Een vergelijking tussen de gebruikte diepteliggingen en de onderliggende data is in Appendix B1 grafisch weergegeven.

Tabel 1 – Coëfficiënten behorende bij de beste fit van de bodemdiepte volgens Vgl. (28).

Parameter	Eenheid	Waarde			
		SLR=0m	SLR=1m	SLR=2m	SLR=3m
d_1	m^{-3}	2.201×10^{-19}	1.886×10^{-19}	1.999×10^{-19}	2.134×10^{-19}
d_2	m^{-2}	-6.947×10^{-14}	-6.306×10^{-14}	-7.011×10^{-14}	-7.679×10^{-14}
d_3	m^{-1}	6.984×10^{-9}	6.725×10^{-9}	7.811×10^{-9}	8.864×10^{-9}
d_4	—	-2.990×10^{-4}	-2.989×10^{-4}	-3.460×10^{-4}	-4.019×10^{-4}
d_5	m	14.49	14.50	14.85	15.63

3.3 Zoutverdeling

In een eerdere studie (Brouwer *e.a.*, 2022) is gebleken dat in iFlow het effect van zout in de Schelde niet significant is voor het sedimenttransport. Op basis hiervan is ervoor gekozen om een verticaal uniform en tijdsonafhankelijke zoutprofiel voor te schrijven dat enkel in de langsrichting varieert. Deze getijgemiddelde zoutverdeling $s(x)$ wordt in het model voorgeschreven middels een functioneel verband dat ook in de literatuur wordt gebruikt (zie Warner *e.a.*, 2005; Talke *e.a.*, 2009), te weten

$$s(x) = \frac{\hat{s}_{zee}}{2} \left[1 - \tanh \left(\frac{x - x_c}{x_l} \right) \right]. \quad (29)$$

Hierbij is $\hat{s}_{zee}$ is de zoutconcentratie op open zee, x_c is de locatie van de maximale zoutgradiënt terwijl x_l een maat is voor de afmeting van het overgangsgedebied tussen zoet rivierwater en zout zeewater. De gebruikte waarden voor deze parameters (zie Tabel 2) zijn representatief voor een jaargemiddelde zoutverdeling.

3.4 Randvoorwaarden

De getijrandvoorwaarden (amplitude en fase van de getijcomponenten) en de sedimentconcentratie op de zeewaartse rand zijn in Tabel 2 weergegeven. De getijcomponenten zijn bepaald uit de hydrodynamische modelresultaten van Chu *e.a.* (2020) terwijl de sedimentconcentratie is gebaseerd op Brouwer *e.a.* (2018). Aan de opwaartse rand wordt aangenomen dat het getijgemiddelde sedimenttransport nul is, terwijl de rivierafvoer willekeurig doch vast genomen wordt.

Tabel 2 – Gebruikte parameterwaarden en randvoorwaarden.

	Parameter	Beschrijving	Waarde
Geometrie	L	Lengte van het estuarium	160 km
	$B(x)$	Breedtevariatie van het estuarium	zie Sect. 3.2.2
	$H(x)$	Diepte profiel van het estuarium	zie Sect. 3.2.3
Hydrodynamica	A_{M_2}	M_2 amplitude op $x = 0$	1.7697 m
	A_{M_4}	M_4 amplitude op $x = 0$	0.1322 m
	φ	Faseverschil tussen M_2 en M_4 op $x = 0$	0.7920°
Zout	$\hat{s}_{zee}$	Zoutconcentratie op zee	35 psu
	x_c	Locatie van de maximale zoutgradiënt	55 km
	x_l	Lengteschaal van het zoutprofiel	26 km
Sediment	K_h	Horizontal diffusiviteitsparameter	100 m ² s ⁻¹
	w_s	Valsnelheid van sediment	2 mm s ⁻¹
	c_{zee}	Diepte-gemiddelde concentratie op $x = 0$	40 mg l ⁻¹
	M	Erosie parameter	7×10^{-4} s m ⁻¹

3.5 Numerieke specificaties

Het ruimtelijke rekengrid bestaat uit 50 verticale punten en 5000 horizontale punten. De oplossing van de vergelijkingen geschiedt met een numeriek schema dat tweede orde nauwkeurigheid heeft.

4 Kalibratie van het hydrodynamische model

4.1 Inleiding

Het iFlow-model is gekalibreerd door de relatieve ruwheidshoogte z_0^* ruimtelijk dusdanig te laten variëren dat het verticale M_2 - en M_4 -getij (waterstanden) van de referentietoestand zo goed mogelijk overeenkomen met de waterstanden in het referentiemodel van Chu *e.a.*, 2020. De waterstanden in Telemac komen kwantitatief goed overeen met gemeten waarden.

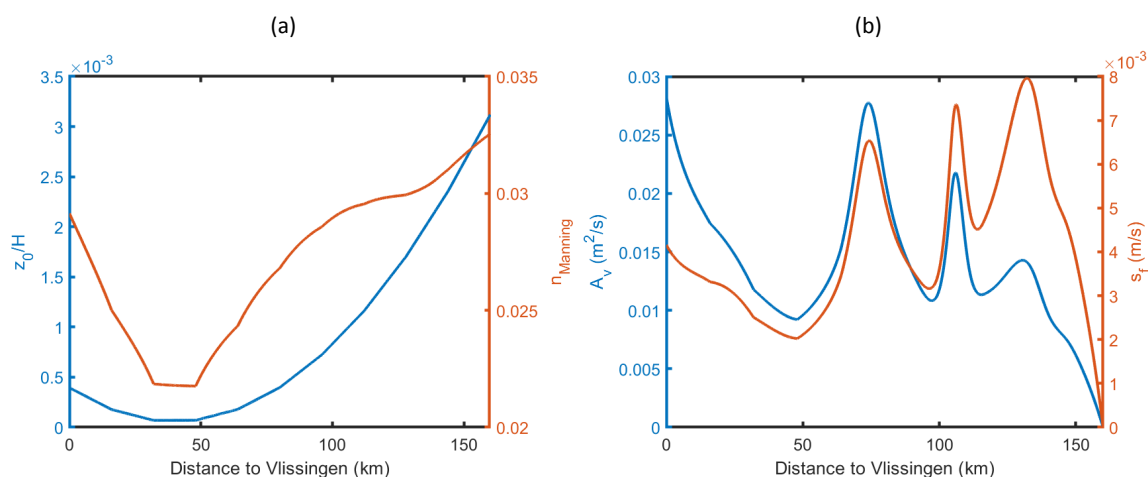
4.2 Kalibratie

De relatieve ruwheidshoogte is op een elftal equidistante punten (onderlinge afstand 16 km) gespecificeerd en middels een additionele Pythonmodule (RealZ0.py) als tabel ingelezen. Voor het M_2 -getij bleek een optimaal resultaat gevonden te worden indien de getabuleerde waarden als tweede orde polynoom (parabool) variëren met de afstand. Binnen iFlow worden de waarden op elk gridpunt evenwel verkregen door lineaire interpolatie. De getabuleerde waarden van de optimale ruwheidsverdeling zijn in Tabel 3 weergegeven. Naast z_0^* zijn hier ook de andere turbulente parameters en de snelheid U uit Sectie 2.2.2 opgelijst. De formules voor de relaties tussen de parameters kunnen eveneens in Sectie 2.2.2 worden teruggevonden.

Tabel 3 – Turbulente parameters behorende bij de gekalibreerde referentietoestand.

	A_v	z_0^*	s_f	C_D	C	n_{manning}	U
Afstand (km)	(m^2s^{-1})		(ms^{-1})		($\text{m}^{1/2}\text{s}^{-1}$)		(ms^{-1})
0	0.0283	0.00039	0.0042	0.0034	53.6	0.0291	0.88
16	0.0175	0.00018	0.0033	0.0027	59.8	0.0250	0.88
32	0.0118	0.00007	0.0025	0.0022	67.2	0.0219	0.84
48	0.0092	0.00007	0.0020	0.0022	67.1	0.0218	0.68
64	0.0153	0.00018	0.0035	0.0027	59.7	0.0243	0.91
80	0.0214	0.00040	0.0052	0.0034	53.5	0.0268	1.11
96	0.0109	0.00072	0.0032	0.0041	48.8	0.0286	0.56
112	0.0124	0.00116	0.0047	0.0048	45.2	0.0295	0.71
128	0.0140	0.00170	0.0074	0.0055	42.2	0.0299	0.97
144	0.0082	0.00236	0.0050	0.0062	39.7	0.0310	0.59
160	0.0001	0.00312	0.0000	0.0070	37.5	0.0326	0.00

In Fig. 5 is de ruimtelijke variatie van een aantal turbulente parameters getoond.



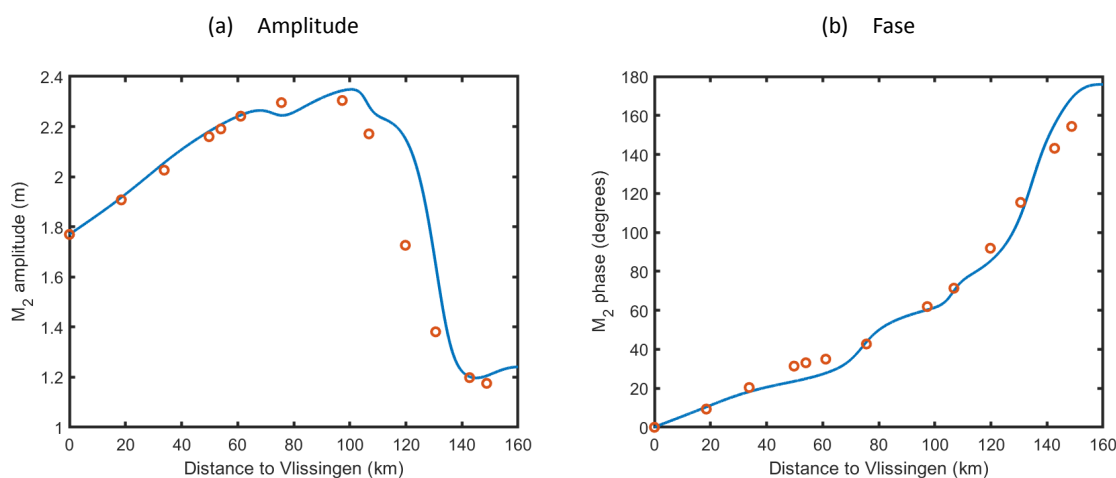
Figuur 5 – Ruimtelijke variatie van enkele turbulente parameters: (a) relatieve ruwheidshoogte en Manningcoëfficiënt, (b): viscositeit en ruwheidsparameter.

4.3 Gekalibreerde waterstanden

In deze paragraaf worden de gekalibreerde M_2 -en M_4 -waterstanden uit iFlow vergeleken met de harmonische componenten uit de referentierun van Chu *e.a.* (2020). Deze componenten zijn bepaald door gebruik te maken van het Matlab-programma UTide (Codiga, 2011), waarbij resultaten uiteindelijk zijn geïnterpoleerd op de thalweg ter hoogte van de getijposten.

4.3.1 M_2 -getij

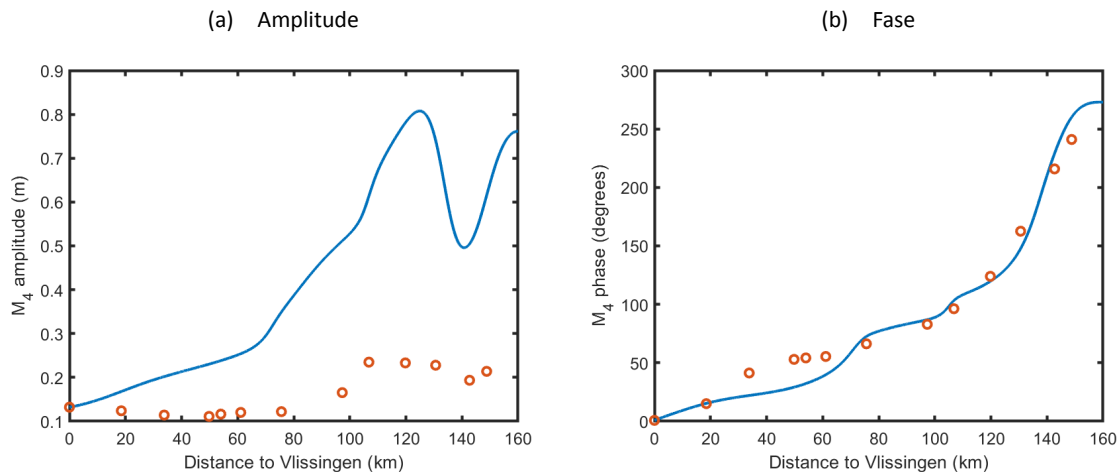
In Fig. 6 zijn de amplitude en fase van het verticale M_2 -getij in iFlow weergegeven. Hieruit blijkt dat de overeenstemming met de simulatie van Chu *e.a.* (2020) vrij goed is. We concluderen daarom dat het M_2 -getij redelijk door iFlow wordt gesimuleerd.



Figuur 6 – Amplitude (a) en fase (b) van de gekalibreerde M_2 -waterstand. De bolletjes geven de resultaten van het referentiemodel van Chu *e.a.* (2020) weer.

4.3.2 M_4 -getij

Voor het verticale M_4 -getij (Fig. 7a) geldt dat de amplitude sterk wordt overschat ten opzichte van Chu *e.a.* (2020) (en dus ook in vergelijking met metingen). Dit is een gekend probleem van iFlow bij het modelleren van de Schelde (Brouwer *e.a.*, 2022, Dijkstra *e.a.*, 2019). Op de gevolgen hiervan voor de conclusies met betrekking tot sedimenttransport zal in Hoofdstuk 6 nader worden ingegaan. Voor de M_4 -fase (Fig. 7b) is er wel sprake van een redelijke overeenkomst met Chu *e.a.* (2020), er is met name een verschil in fasering tussen 30 km en 60 km waar de fase door iFlow wordt onderschat. Dit betekent dat de lokale voortplantingssnelheid (celeriteit) van de M_4 -getijgolf daar wordt overschat. Een dergelijk verschijnsel is op dezelfde lokatie overigens ook zichtbaar in de fasering van de M_2 -getijgolf, zij het veel minder uitgesproken.



Figuur 7 – Amplitude (a) en fase (b) van de gekalibreerde M_4 -waterstand. De bolletjes geven de resultaten van het referentiemodel van Chu *e.a.* (2020) weer.

5 Resultaten

5.1 Inleiding

In dit hoofdstuk zal het effect van zeespiegelstijging op getijdynamica worden geïllustreerd middels simulaties met iFlow. Deze resultaten zullen ook kort worden vergeleken met de bevindingen van Chu *e.a.* (2020), welke volledigheidshalve in Appendix B2 kort zijn weergegeven. Daarnaast zullen ook de veranderingen in sedimentverdeling en sedimentbalans worden besproken. Hiervoor is uitgegaan van evenwichtssituaties, dat wil zeggen dat de getijforcering niet verandert en dat de rivierafvoer willekeurig doch vast wordt gekozen. In dat geval bepaalt iFlow de evenwichtsverdeling van sediment en het bijbehorende getijgemiddelde sedimenttransport. In dit hoofdstuk worden de modelresultaten gepresenteerd. In Hoofdstuk 6 worden de bevindingen nader besproken.

5.2 Hydrodynamica

5.2.1 Forcering

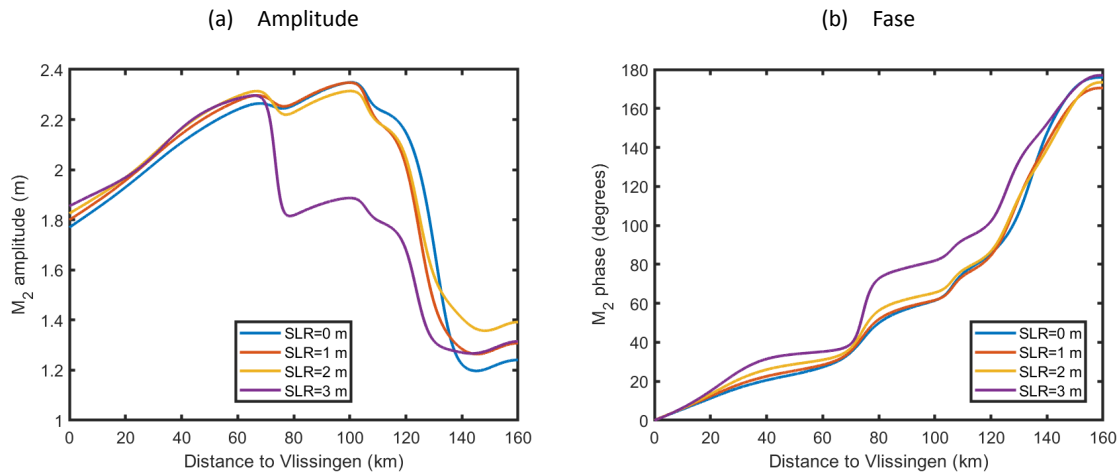
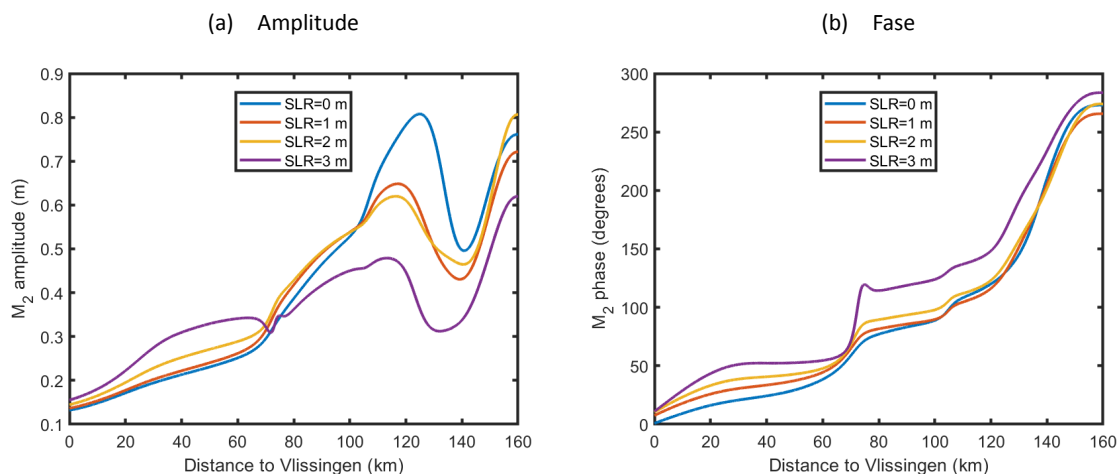
De waterstandsforcering te Vlissingen hangt af van de mate van zeespiegelstijging: elk scenario heeft dus haar eigen afwaartse forcering. De M_2 -en M_4 -componenten op de zeewaartse rand zijn bepaald door het Matlab-programma UTide (Codiga, 2011) toe te passen op de waterstandstijdseries voor de referentietoestand en de scenario's te Vlissingen zoals uitgerekend door Chu *e.a.* (2020). De resultaten hiervan zijn in Tabel 4 weergegeven.

Tabel 4 – M_2 en M_4 amplitude en fase te Vlissingen in functie van zeespiegelstijging.

	A_{M_2}	A_{M_4}	φ
Scenario	(m)	(m)	(°)
SLR=0m	1.7697	0.1322	0.7920
SLR=1m	1.7997	0.1356	7.5640
SLR=2m	1.8256	0.1445	10.3716
SLR=3m	1.8545	0.1552	11.0001

5.2.2 M_2 -getij

In Fig. 8 zijn fase en amplitude van het M_2 -getij weergegeven voor de referentietoestand en de scenario's. We zien dat in de Westerschelde en de Zeeschelde tot Antwerpen (70 km) de amplitude toeneemt bij zeespiegelstijging. Dit effect treedt ook op in het meest opwaartse deel van de Zeeschelde (vanaf 130 km). Beide trends komen zowel kwalitatief als voor wat betreft orde van grootte (enkele centimeters tot 1 – 2 decimeter opwaarts) goed overeen met de bevindingen van Chu *e.a.* (2020), zie ook Fig. 24a. In het tussenliggende deel is de trend minder duidelijk, hier lijkt zeespiegelstijging tot damping van het M_2 -getij aanleiding te geven. De resultaten van Chu *e.a.* (2020) zijn hier ook minder eenduidig. Merk op dat het M_2 -getij bovenstrooms van Antwerpen sterk gedempd is voor scenario SLR=3m terwijl dit voor de andere scenario's niet optreedt. Mogelijk is dit terug te voeren op de sterke toename in de breedte bij Seaftinghe (zie Fig. 4a).


 Figuur 8 – Amplitude (a) en fase (b) van de M_2 -waterstand voor referentietoestand en de scenario's.

 Figuur 9 – Amplitude (a) en fase (b) van de M_4 -waterstand voor referentietoestand en de scenario's.

De fase (Fig. 8b) laat voor de scenario's een lichte toename zien tot ongeveer 130 km, hetgeen duidt op een vertraging (en dus damping) van de getijgolf. Vanaf 130 km is de fase lager voor de scenario's en versnelt de voortplanting van het getij juist. Deze resultaten komen minder goed overeen met Chu *e.a.* (2020) (zie Fig. 24b) die doorheen het gehele Scheldebekken een lichte versnelling laten zien.

5.2.3 M_4 -getij

Figuur 9 toont amplitude en fase van het M_4 -getij voor de referentietoestand en de scenario's. De amplitude laat afwaarts van Antwerpen (tot 70) km versterking van het M_4 -getij zien bij zeespiegelstijging, terwijl er meer opwaarts sprake is van damping. De resultaten van Chu *e.a.* (2020) laten doorheen de gehele Schelde een damping zien (zie Fig. 25a), die met name in de Zeeschelde sterk is. Voor wat betreft de Zeeschelde lijken de resultaten van iFlow en het Scaldis-model goed overeen te komen.

De fasering vertoont een toename met zeespiegelstijging, dus een vertraging van de M_4 -getijgolf. Deze trend is tegengesteld aan de trend die volgt uit de Scaldis-berekeningen van Chu *e.a.* (2020) (zie Fig. 25b), waar de fase afneemt met zeespiegelstijging en de getijgolf zich dus sneller voortplant.

5.2.3.1 Samenvatting

Voor wat betreft de M_2 - en M_4 amplitudes wordt een redelijk trendmatige overeenkomst gevonden tussen iFlow simulaties en de resultaten van Chu *e.a.* (2020). Voor wat betreft fasering worden eerder tegengestelde trends gevonden: afname bij Chu *e.a.* (2020) en toename bij de iFlow-berekeningen. Daarnaast wijken de iFlow-resultaten voor wat betreft het scenario SLR=3m sterk af van Chu *e.a.* (2020), met name voor wat betreft het M_2 -getij. Dit is mogelijk toe te wijzen aan een onnauwkeurige weergave van de breedte ter hoogte van Saeftinghe (zie Fig. 4a). Om deze reden zal het scenario SLR=3m bij presentatie van de resultaten met betrekking tot sediment hierna niet worden beschouwd.

5.3 Sediment

5.3.1 Inleiding

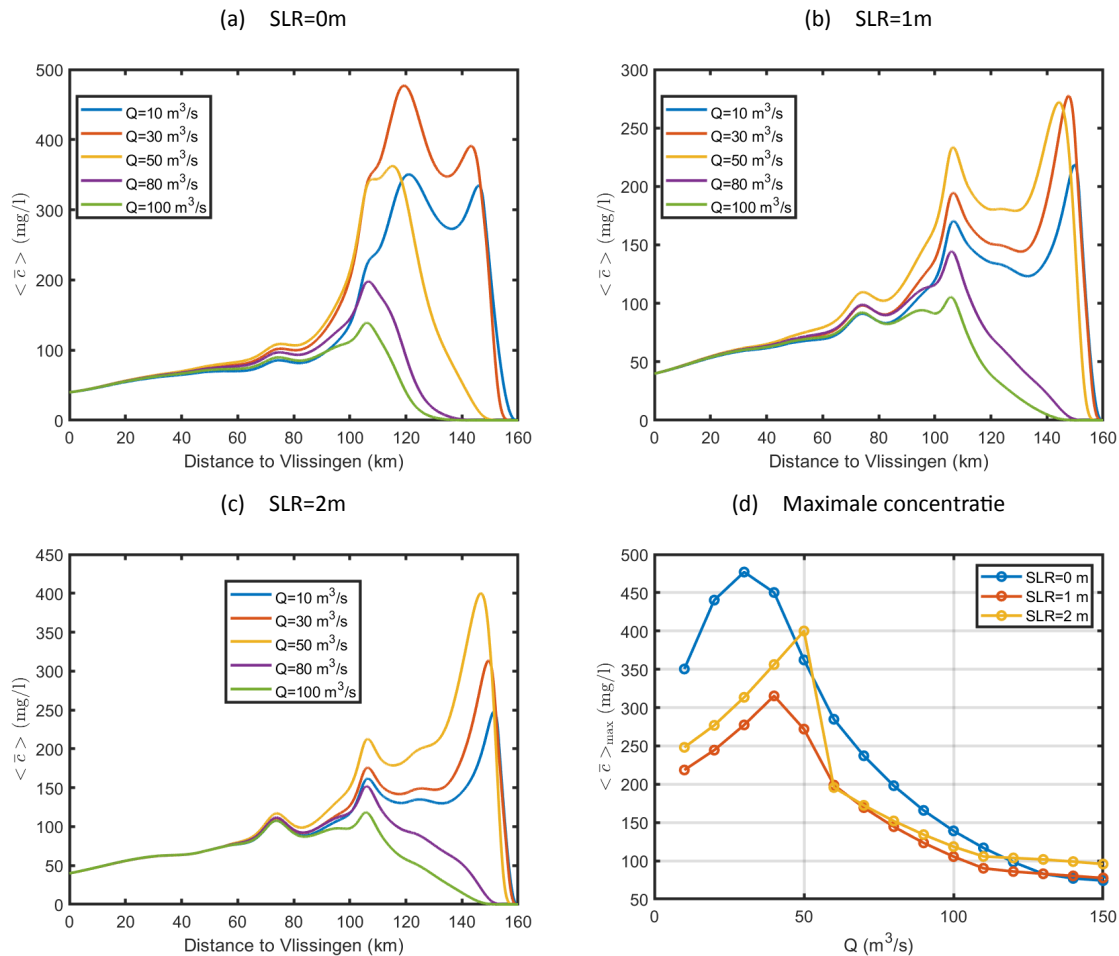
In deze sectie zullen iFlow-resultaten van sedimentberekeningen worden gepresenteerd die voor zowel referentietoestand als de scenario's SLR=1m en SLR=2m zijn uitgevoerd. Het betreft hier evenwichtssituaties in functie van een willekeurige, maar vast gekozen afvoer. Dit soort simulaties zijn niet uitgevoerd door Chu *e.a.* (2020) welke een louter hydrodynamische studie betrof. De beoordeling van de resultaten zal in Hoofdstuk 6 plaatsvinden en gebaseerd zijn op een gedetailleerde analyse van onderstaande resultaten. Hierbij zullen ook de waargenomen verschillen in hydrodynamica ten opzichte van Chu *e.a.* (2020) worden meegenomen.

5.3.2 Concentratie

In Figuren 10a-10c is de ruimtelijke verdeling van de diepte -en getijgemiddelde concentratie bij diverse rivierafvoeren weergegeven voor de referentietoestand en de beide scenario's. Bij lagere afvoer is in alledrie gevallen duidelijk een estuarien troebelheidsmaximum (ETM) zichtbaar, welke bestaat uit een breed gebied (opwaarts van 100 km) met verhoogde concentratie en twee sedimentpieken. Bij hogere afvoeren wordt de sedimentpiek smaller en migreert het ETM afwaarts. Ook is duidelijk dat er bij hogere afvoeren altijd uitspoeling plaatsvindt in die zin dat het ETM steeds minder geprononceerd is. Dat laatste is expliciet weergegeven in 10d waar duidelijk zichtbaar is dat de maximale concentratie in het bekken uiteindelijk monotoon afneemt bij toenemende afvoeren. Ook blijkt hieruit dat de referentietoestand significant hogere concentraties geeft dan de scenario's. Hieruit volgt dat zeespiegelstijging niet tot verhoogde concentraties aanleiding zal geven.

5.3.3 Sedimenttransport

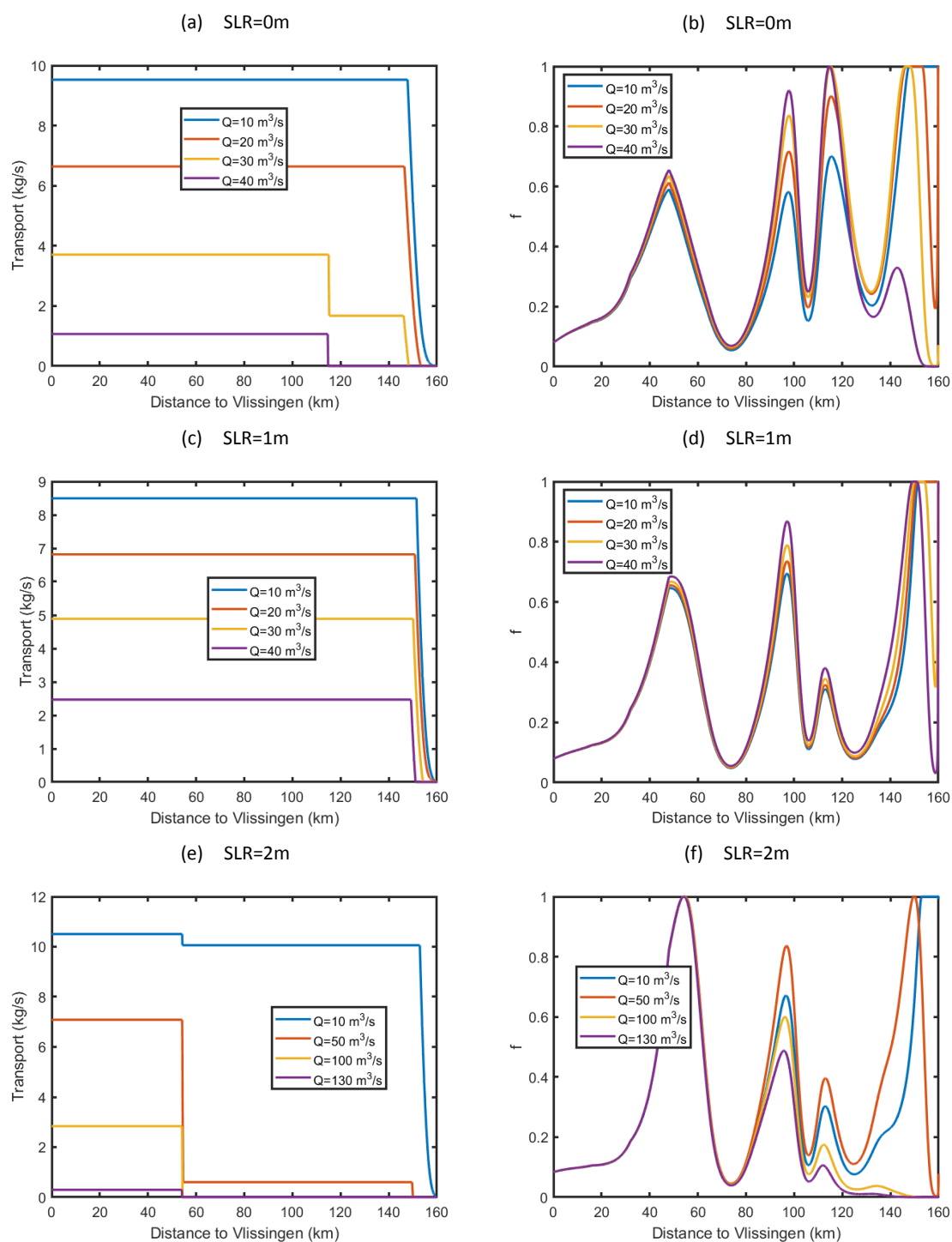
In Fig. 11 is links het getijgemiddelde sedimenttransport getoond (positief is opwaarts gericht). In de rechterpanelen is de dynamische erodeerbaarheid $f(x)$ ruimtelijk weergegeven. Uit het transport blijkt dat er bij lagere afvoeren geen globaal beschikbaarheidsgedomineerd evenwicht is: in dat geval zou immers het transport overal constant moeten zijn, en wel nul omdat het transport over de opwaartse rand nul is verondersteld. Er is in afwaartse richting sprake van lokale toenames van het sedimenttransport. De lokatie van deze toenames komt overeen met $f = 1$: op deze plaatsen is er dus sprake van erosiegelimiteerde omstandigheden. Anders gezegd: een beschikbaarheidgelimiteerd evenwicht (dat gekenmerkt wordt door een balans tussen erosie en depositie) vereist hier $f > 1$, hetgeen onmogelijk is. Omdat de erosie niet groot genoeg is voor een dergelijk evenwicht, vindt op erosiegelimiteerde lokaties netto depositie plaats. Dit materiaal moet in een evenwichtssituatie worden aangevuld, en dit kan enkel via de zeewaartse rand aangezien er vanwege de opwaartse randvoorwaarde geen import plaatsvindt. Bijgevolg neemt het transport op een erosiegelimiteerde lokatie in afwaartse richting toe. Elke toename in Fig. 11a,c,e is dus gerelateerd aan een erosiegelimiteerd gebied ($f = 1$). In het onderhavige geval (transport over de opwaartse rand nul) betekent dit dat er door



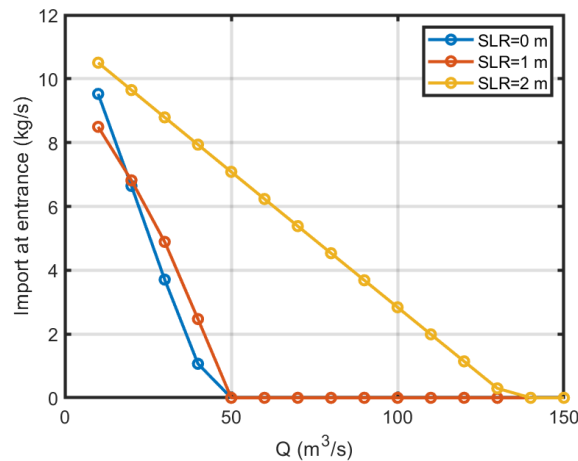
Figuur 10 – Langsvariantie van de diepte- en getijgemiddelde sedimentconcentratie in functie van rivierafvoer voor referentietoestand (a) en scenario's met 1 en 2 m zeespiegelstijging (panelen (b) resp. (c)). In paneel (d) is voor alle gevallen de maximale concentratie in het bekken versus de rivierafvoer getoond.

de afwaartse rand netto sedimentimport moet plaatsvinden. Er geldt dus dat het optreden van erosiegelimeerde gebieden en netto sedimentimport over de open randen elkaar impliceren.

Erosiegelimeerde situaties (en dus netto import over de rand) treden met name op bij lagere afvoeren. Dit is expliciet weergegeven in Fig. 12 waar het netto import is getoond in functie van de bovenstroomse afvoer. Bij lagere afvoeren is er altijd sprake van netto import en dus erosiegelimeerde gebied(en) in het estuarium. Voor de referentietoestand en scenario SLR=1m word de netto import nul vanaf een afvoer van ca. $50 \text{ m}^3/\text{s}$. Voor scenario SLR=2m gebeurt dit pas vanaf ca. $140 \text{ m}^3/\text{s}$.



Figuur 11 – Linkerpanelen: langsvariatie van het getijgemiddelde horizontale sedimenttransport in functie van rivierafvoer voor referentietoestand (a) en scenario's met 1 en 2 m zeespiegelstijging (panelen (c) resp. (e)). In de rechterpanelen is de bijbehorende ruimtelijke verdeling van de dynamische erodeerbaarheid weergegeven.



Figuur 12 – Import over de afwaartse rand in functie van de bovenstroomse afvoer.

5.4 Invloed van de erosieparameter $\hat{M}$

5.4.1 Inleiding

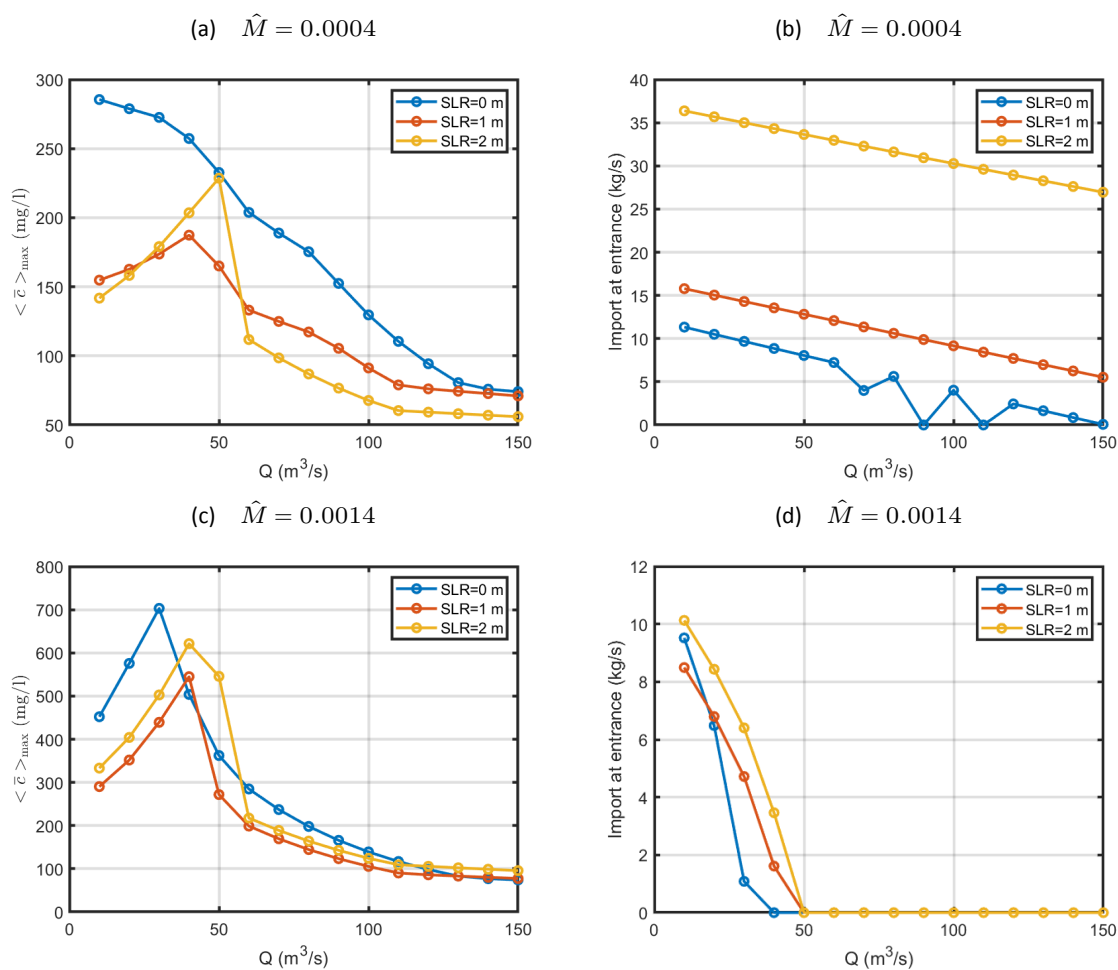
Tot dusverre is vastgesteld dat zeespiegelstijging leidt tot lagere concentraties maar een toename van sedimentimport via de open randen. In deze paragraaf zal worden nagegaan in hoeverre deze conclusies veranderen indien de erosieparameter $\hat{M}$ wordt verhoogd danwel verlaagd.

Bij erosiegelimiteerde omstandigheden geldt lokaal dat $f = 1$ en is de erosieflux maximaal. Het systeem zou een beschikbaarheidsgelimeerde evenwicht willen bereiken maar dit vergt $f > 1$, hetgeen onmogelijk is. Uit Vgl. (10) en (11) volgt echter dat de erosieflux schaalt met het produkt $\hat{M}f$, hetgeen impliceert dat hogere erosiefluxen mogelijk zijn bij hogere waarden van $\hat{M}$. Bij voldoende hoge erosieparameter verwacht men dus een globaal beschikbaarheidsgelimeerd evenwicht. De sedimentconcentraties zijn hierbij hoger aangezien de concentratie schaalt met de erosie. Anderzijds zal een verlaging van $\hat{M}$ aanleiding geven tot grotere gebieden met erosiegelimiteerde condities, lagere concentraties maar een persistenter import van sediment. Hier wordt met "persistenter" bedoeld dat erosiegelimiteerde situaties (netto import van sediment) ook bij hogere afvoeren voorkomen.

5.4.2 Gevoeligheid voor $\hat{M}$

Hier worden kort de maximale sedimentconcentratie en de netto sedimentimport over de zeewaartse besproken voor een lagere erosiewaarde ($\hat{M} = 0.0004$) dan de referentietoestand en een hogere waarde ($\hat{M} = 0.0014$). Dit is weergegeven in Fig. 13. Voor wat betreft de maximale optredende concentraties (linkpanelen) vinden we ten opzichte van de referentiewaarde $\hat{M} = 0.007$ hogere (lagere) waarden voor hogere (lagere) erosieparameter, zoals hiervoor al aangegeven. Merk op dat alle gevallen de concentraties bij zeespiegelstijging niet hoger worden als in de referentietoestand, en in het algemeen wat lager. In de rechterpanelen is het netto sedimenttransport weergegeven. Het is duidelijk dat bij lagere erosieparameter (Fig. 13b) het import hoger is als bij de standaardwaarde $\hat{M} = 0.007$ (zie Fig. 12). Bovendien is dit gedrag persistenter: tot een afvoer van ca 150 m³/s is er bij SLR=0m sprake van import (en dus erosiegelimiteerde omstandigheden ergens in het bekken). Voor de scenario's is dit zelfs persistenter.

Het tegenovergestelde vinden we bij een hogere erosieparameter ($\hat{M} = 0.0014$, onderste panelen). Hier zijn de maximale concentraties hoger als bij de standaardwaarde ($\hat{M} = 0.007$) waarbij wederom de hoogste concentraties optreden in de referentietoestand. Voor wat betreft de sedimentimport (Fig. 13d) is het verloop voor SLR=0m, SLR=1m en SLR=2m nagenoeg gelijk, en komt goed overeen met het gedrag van SLR=0m en



Figuur 13 – Linkerpanelen: variatie van het maximale getijgemiddelde horizontale sedimenttransport in functie van rivierafvoer voor de referentietoestand en de scenario's voor (a) $\hat{M} = 0.0004$ en (c) $\hat{M} = 0.0014$. In de rechterpanelen is op analoge wijze de sedimentimport over de zeewaartse rand weergegeven.

SLR=1m voor de standaardwaarde van de erosieparameter (zie Fig. 12).

6 Bespreking van de resultaten

6.1 Inleiding

Hieronder zullen de resultaten van de sedimentberekeningen uit het voorgaande hoofdstuk worden besproken en van interpretatie worden voorzien. Hierbij zal achtereenvolgens worden ingegaan op de rol van getij-asymmetrie, het sedimenttransport op basis van transportcapaciteiten en de rol van de getijcomponenten van de stroming.

6.2 Getij-asymmetrie

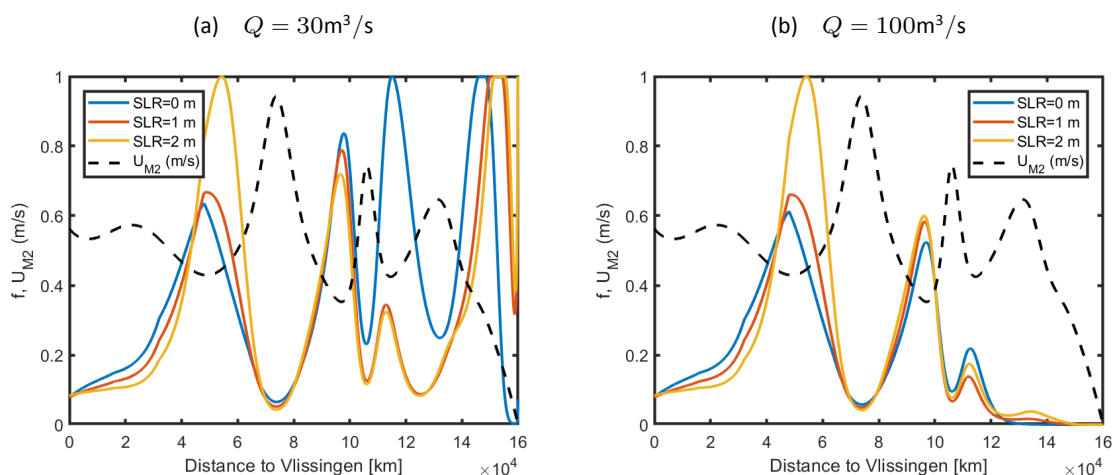
6.2.1 Temporal en spatial settling lag

Getij-asymmetrie is een eigenschap van de getijstroming die een voorkeursrichting voor netto sedimenttransport introduceert. Het meest bekend zijn de *temporal settling lag* (TSL)-asymmetriën zoals verschil in snelheid tijdens eb en vloed of het verschil in tijdsgedrag rond opeenvolgende snelheidskenteringen. Dit zijn asymmetriën die lokaal optreden. In deze paragraaf zal echter aandacht worden besteed aan *spatial settling lag* (SSL)-asymmetrie die temporeel in elk punt volkomen symmetrisch kan zijn. De asymmetrie hangt in dat geval samen met het feit dat de snelheidsgrootte ruimtelijk varieert. Concreet zorgt SSL ervoor dat sediment zich zal ophopen in gebieden met een relatief lage getijsnelheid. Dit is als volgt in te zien met een voorbeeld.

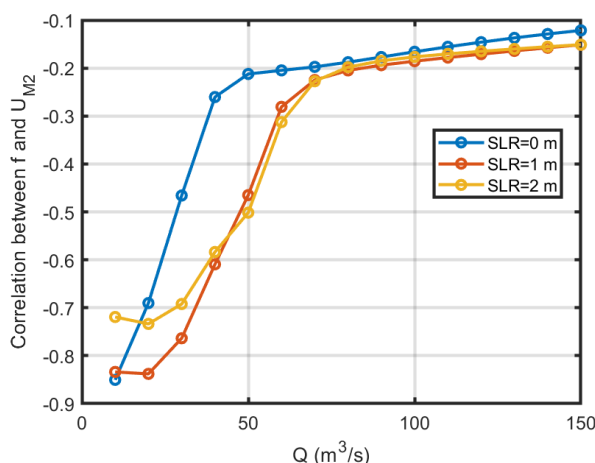
Stel dat de getijsnelheid enkel een M_2 -component heeft die in opwaartse richting afneemt. In deze situatie is er geen sprake van TSL-asymmetrie aangezien dit de aanwezigheid meerdere getijcomponenten vereist. Een sedimentdeeltje dat met vloed meebeweegt zal bij kentering meer opwaarts neerslaan. De lokale snelheidsamplitude is daar echter lager dan op de meer afwaartse lokatie waar het deeltje bij aanvang van vloed is opgewerveld. Bij eb zal er dus minder materiaal worden opgewerveld en zal tevens het afwaartse transport door de lagere ebsnelheid geringer zijn dan het opwaartse transport tijdens vloed. Netto zien we dat een sedimentdeeltje zich over een getijperiode (vloed en eb) netto zal verplaatsen in de opwaartse richting. Omdat de resuspensie en het daarop volgende transport minimaal is bij minimale snelheidsamplitude zal het transport dusdanig zijn dat sediment zich zal ophopen in gebieden waarin de getijsnelheid een lokaal minimum heeft.

6.2.2 Belang van spatial settling lag

Het blijkt dat SSL een belangrijke rol speelt bij de sedimentverdeling. Concreet schaal de getijgemiddelde sedimentconcentratie in iFlow met het product $f < \tau_b >$, waarbij $< \tau_b >$ de getijgemiddelde bodemschuifspanning is. Als SSL belangrijk is dan zal sediment zich ophopen in gebieden met lage snelheid, en dit betekent dus dat de dynamische erodeerbaarheid f (een getijgemiddelde maat voor de hoeveelheid sediment op de bodem) overwegend hoog is in gebieden met een minimale snelheidsamplitude. Om dit na te gaan zijn in Fig. 14 de ruimtelijke variatie van de dynamische erodeerbaarheid en M_2 snelheidsamplitude weergegeven voor twee verschillende afvoeren ($Q = 30\text{m}^3/\text{s}$ en $Q = 100\text{m}^3/\text{s}$). In beide gevallen is duidelijk zichtbaar dat maxima van f optreden daar waar de M_2 -getijsnelheid laag is. Dit wijst erop dat SSL van belang is. Dit kan nog verder worden gekwantificeerd door de correlatiecoëfficiënt tussen erodeerbaarheid en getijsnelheid als functie van de afvoer te plotten (zie Fig. 15). Deze is altijd negatief, hetgeen consistent is met de situatie waarin hoge waarden van f samenvallen met lage U_{M2} en visa versa. De afnemende negatieve correlatie bij hogere afvoer



Figuur 14 – Vergelijking tussen de ruimtelijke verdeling van de erodeerbaarheid f en M_2 getijsnelheidsamplitude U_{M2} voor een tweetal afvoerwaarden.

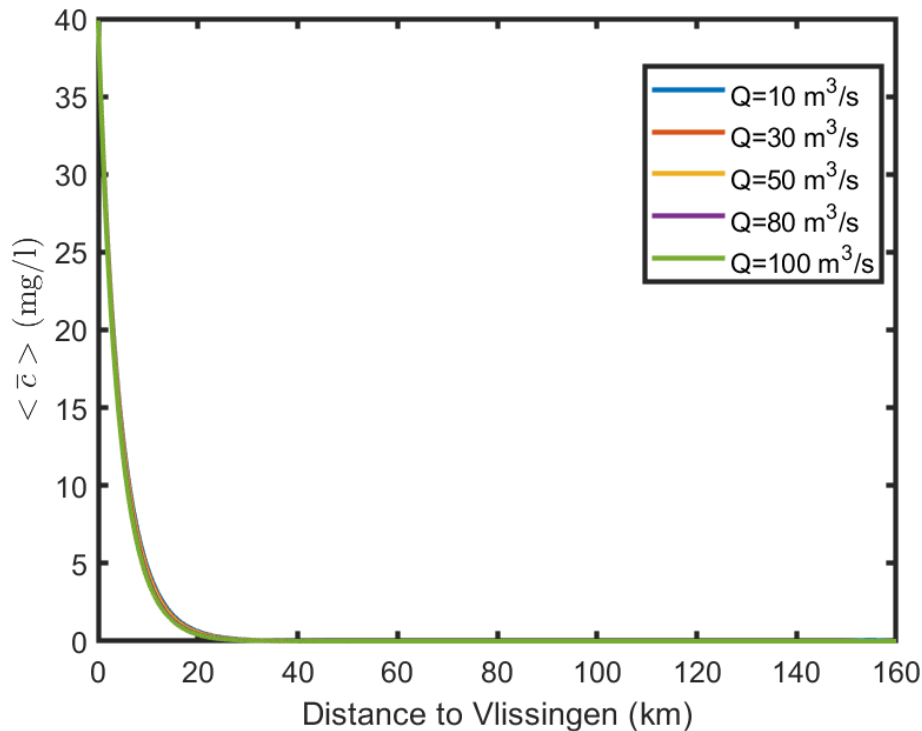


Figuur 15 – Correlatie tussen de ruimtelijke verdeling van de erodeerbaarheid f en U_{M2} in functie van rivierafvoer.

hangt samen met het feit dat het sediment dan meer afwaarts gelokaliseerd is (vergelijk ook Fig. 14a en Fig. 14b).

Het effect van SSL komt tot uiting via de advectieve term in de concentratievergelijking (9), zie ook de Swart en Zimmerman (2009) en Brouwer *e.a.* (2022). Nu is het vanwege de aannames in iFlow (m.n. Vgl. (15)-(17)) zo, dat deze term enkel resulteert in sedimenttransport door SSL. Andersom geldt vanwege diezelfde aannames dat netto transport door SSL uitsluitend via de advectieve term optreedt. Hieruit volgt dat de advectieve term in Vgl. (9) en netto transport door SSL één op één zijn gerelateerd. In iFlow is het mogelijk om deze advectieve bijdrage uit te zetten en zo sedimenttransport uit te rekenen zonder SSL: op deze manier kan het individuele effect van SSL dus expliciet worden onderzocht.

Figuur 16 toont voor de referentietoestand (SLR=0m) dezelfde resultaten als Fig. 10, maar nu zonder SSL. Er worden nu geen ETM's gevonden, en de concentratie valt sterk af in het bekken. Dit is feitelijk een situatie waarin sediment uitspoelt. Ook dit resultaat wijst erop dat SSL een belangrijke rol speelt bij de sedimentdynamica. Voor de scenario's wordt een sterk gelijkend resultaat gevonden, zij zijn daarom niet weergegeven.



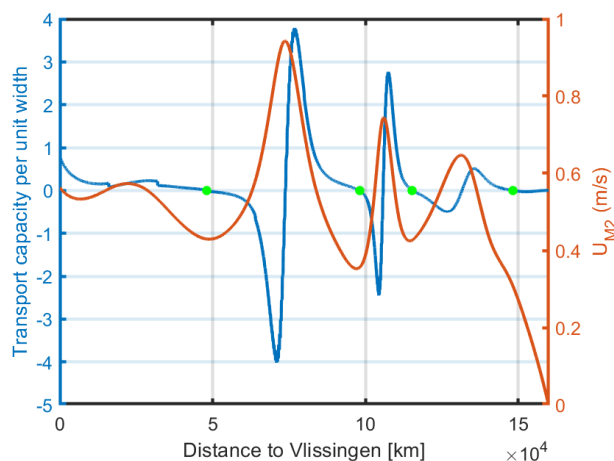
Figuur 16 – Langsvariatie van de diepte- en getijgemiddelde sedimentconcentratie in functie van rivierafvoer voor de referentietoestand bij afwezigheid van SSL.

6.3 Sedimenttransport per getijcomponent

In Sectie 2.5 zijn reeds de bijdragen van de rest-, M_2 en M_4 -getijcomponenten aan het getijgemiddelde sedimenttransport per breedte-eenheid gedefinieerd. Hierin is naast de hydrodynamica ook de dynamische beschikbaarheid $f(x)$ en haar ruimtelijke afgeleide besloten. Wanneer we nu aannemen dat f gelijk is aan één doorheen het gehele bekken dan worden de advectieve bijdragen $\mathcal{T}_{\text{res}}$, $\mathcal{T}_{M_2}$ en $\mathcal{T}_{M_4}$ uit Sectie 2.5 transportcapaciteiten per breedte-eenheid genoemd, en hun som de totale transportcapaciteit. De conditie $f = 1$ komt hierbij overeen met een uniforme verdeling van sediment op de bodem. Dit is in het algemeen geen evenwichtssituatie. De nulpunten van de totale transportcapaciteit geven de locaties waar (in elk geval initieel) sediment zich zal ophopen (afgeleide negatief) en waar het zal verdwijnen (afgeleide positief), zie ook Dijkstra *e.a.* (2019). Dit geeft inzicht in onderliggende sedimentdynamica, maar identificeert om tweeërlei redenen niet de positie van ETMs. Ten eerste zullen zich vrij snel ruimtelijke gradiënten van de erodeerbaarheid f opbouwen, waardoor het gebruik van de totale sedimentcapaciteit indicatiever van aard wordt. Ten tweede wordt de concentratie bepaald door de erosie, welke niet enkel van f maar van het product $f\tau_b$ afhangt (zie Sect. 2.3.1).

Als voorbeeld is in Fig. 17 voor de referentietoestand bij afvoer $Q = 30 \text{ m}^3/\text{s}$ de totale transportcapaciteit per breedte-eenheid weergegeven samen met de dieptegemiddelde M_2 -snelheid. De locaties waar sediment zich (initieel) ophoopt zijn hierbij als groene sterren weergegeven. Het valt op dat deze locaties nagenoeg samenvallen met de minima in de M_2 -snelheid: dit laat opnieuw het effect van SSL zien. Merk verder op dat de locaties van convergentie al goed overeenkomen met de maxima in de dynamische beschikbaarheid f in evenwicht, zie Fig. 14a.

De afzonderlijke getijbijdragen aan de totale transportcapaciteit per breedte-eenheid zijn in Fig. 18 weergegeven, wederom voor afvoer $Q = 30 \text{ m}^3/\text{s}$. Uit panelen (a)-(c) blijkt dat de restbijdrage altijd afwaarts is gericht, terwijl de M_4 -stroming uniform verdeeld sediment opwaarts zal transporteren. Het transport door de M_2 -getijstroming domineert in absolute zin en wisselt diverse malen van teken. Omdat het gedrag van de M_2 -transportcapaciteit dominant is, geven de nulpunten van deze bijdrage al een redelijke indicatie van de



Figuur 17 – Totale transportcapaciteit per breedte-eenheid (blauw) en amplitude van de dieptegemiddelde M_2 -snelheid (rood). Positieve (negatieve) transporten zijn opwaarts (afwaarts) gericht. De groene sterren geven de te verwachten lokaties van initiële opeenhoping van sediment weer.

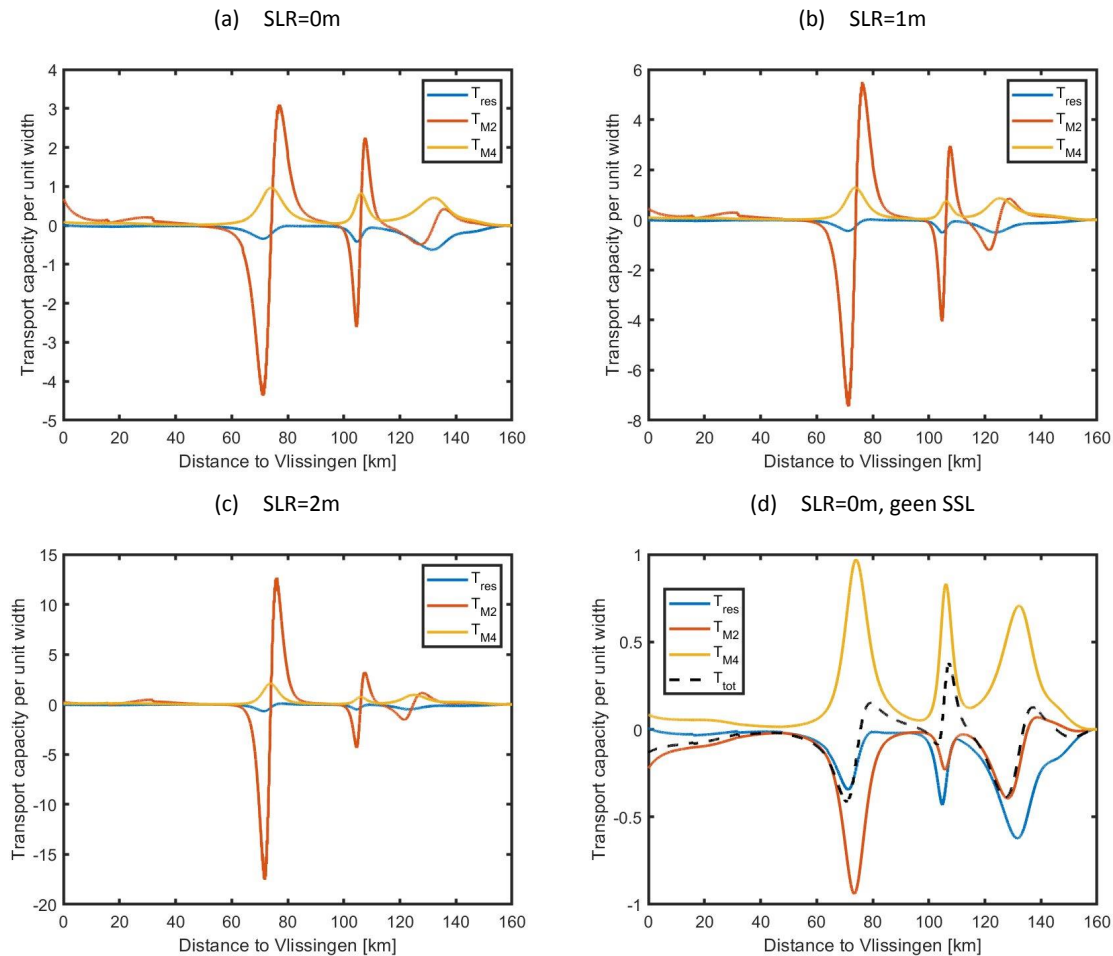
lokaties waar sediment zal accumuleren. Bij toenemende zeespiegelstijging lijkt deze bijdrage dominanter te worden terwijl de rest -en M_4 -bijdragen min of meer onveranderd blijven. Paneel (d) laat hetzelfde zien als paneel (a), maar dan zonder SSL. Terwijl de rest -en M_4 -bijdragen ongeveer hetzelfde blijven wordt de M_2 -bijdrage nu bijna overal negatief. Dit suggereert dat het totale transport nu veel meer afwaarts gericht zal zijn zodat uitspoeling eerder zal kunnen optreden.

6.4 Invloed van de M_2 -en M_4 stromingscomponenten

In Hoofdstuk 4 is vastgesteld dat de fase van het verticale M_4 -getij adequaat wordt weergegeven door het iFlow-model. De amplitude van deze getijcomponent wordt echter sterk overschat en bijgevolg is de M_4 -snelheid in het iFlow-model waarschijnlijk een factor drie à vier te hoog is. Dit betekent dat het advectieve M_4 -transport $\mathcal{T}_{M_4}$ in eenzelfde mate wordt overschat (zie Vgl. 22). Indien hier op basis van enkel de M_4 -snelheid wordt gecorrigeerd betekent dit dat de getoonde bijdrage van de M_4 transportcapaciteit in Fig. 18 sterk gereduceerd zal zijn. Omdat de M_4 transportcapaciteit overal opwaarts is gericht is de verwachting dat dit een wat meer uitspoelende situatie zal geven, waarbij bijvoorbeeld de overgang van lokaal erosiegeïmitteerde gebieden naar een globaal beschikbaarheidsgelimitteerde situatie (zie Fig. 12) bij lagere afvoer zal optreden. Echter, gelet op het feit dat de M_2 -bijdrage dominant is bij de sedimentbalans is de verwachting dat een dergelijke correctie een geringe invloed zal hebben op de evenwichtssedimentverdeling.

In Secties 5.2.2 en 5.2.3 is reeds opgemerkt dat de trends in amplitude van het verticale M_2 -en M_4 -getij ten gevolge van zeespiegelstijging kwalitatief overeenkomen met de bevindingen van Chu *e.a.* (2020). Bij fasering was daarentegen sprake van een tegengestelde trend, waarbij de iFlow-resultaten een afnemende celeriteit lieten zien. In dit opzicht lijken de iFlow-resultaten meer op 1D getijmodellen waar intergetijdegebieden worden meegenomen door een kombergingsbreedte: bij bredere intergetijdegebieden geeft dit ook een afname van de celeriteit (zie bijv. Friedrichs en Aubrey, 1994).

Hoewel de in Hoofdstuk 5 gevonden verschillen in hydrodynamische trends tussen de onderhavige studie en Chu *e.a.* (2020) nader moeten worden onderzocht, lijken ze niet cruciaal voor wat betreft sedimenttransport. Dit heeft wederom te maken met het feit dat uit het onderhavige model volgt dat SSL een cruciale rol speelt bij de sedimentbalans. Aangezien het transport door dit mechanisme in goede benadering enkel afhangt van de ruimtelijke variatie van de M_2 -snelheids grootte (die in iFlow redelijk wordt beschreven) lijken de verschillen in trends tussen iFlow-simulaties en de berekeningen van Chu *e.a.* (2020) niet van groot belang te zijn voor de vorming van ETMs.



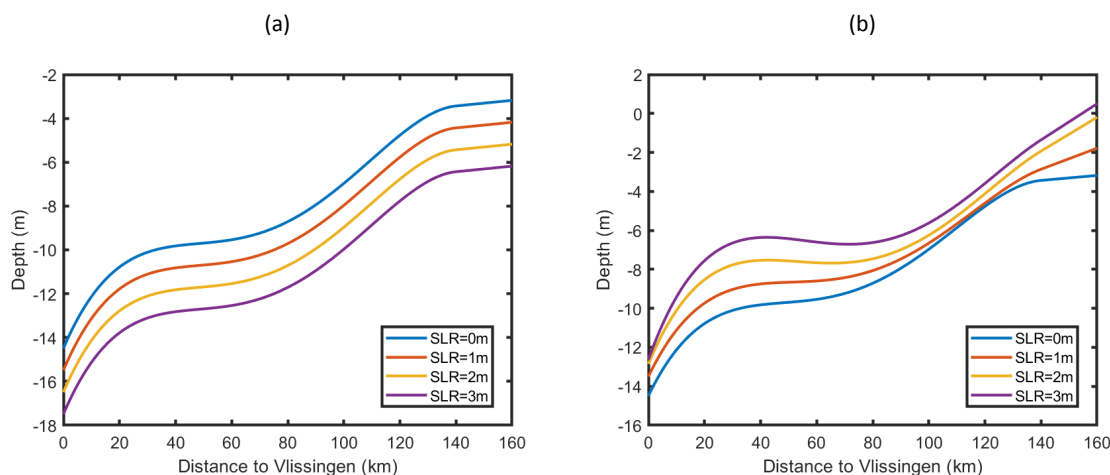
Figuur 18 – Langsvariatie van de afzonderlijke getijcomponenten aan de totale transportcapaciteit voor afvoer $Q = 30 \text{ m}^3/\text{s}$: (a) SLR=0m (referentietoestand), (b) SLR=1m en (c) SLR=2m. In paneel (d) is wederom de referentietoestand getoond, maar nu zonder het effect van SSL.

6.5 Invloed van intergetijdegebieden op versterking van het getij

In Fig. 8a is voor verschillende waarden van de zeespiegelstijging de amplitude van het M_2 -getij getoond. Dit geeft bij toename van één meter zeespiegelstijging typisch een toename van enkel centimeters in amplitude. Er dient te worden opgemerkt dat deze toename relatief beperkt is en het gevolg is van de aanwezigheid van intergetijdegebieden in de huidige situatie (referentietoestand). Deze intergetijdegebieden komen immers steeds meer permanent onder water te staan naarmate de zeespiegelstijging groter is. Hierdoor wordt enerzijds de komberging groter en anderzijds neemt de breedtegemiddelde diepte minder toe waardoor wrijving relatief belangrijk blijft. Zonder deze effecten zou het getij veel meer versterkt worden bij zeespiegelstijging. Dit kan worden geïllustreerd door twee extreme situaties te bekijken waarbij komberging geheel ontbreekt respectievelijk dominant is. Beide gevallen zullen hieronder worden gesproken.

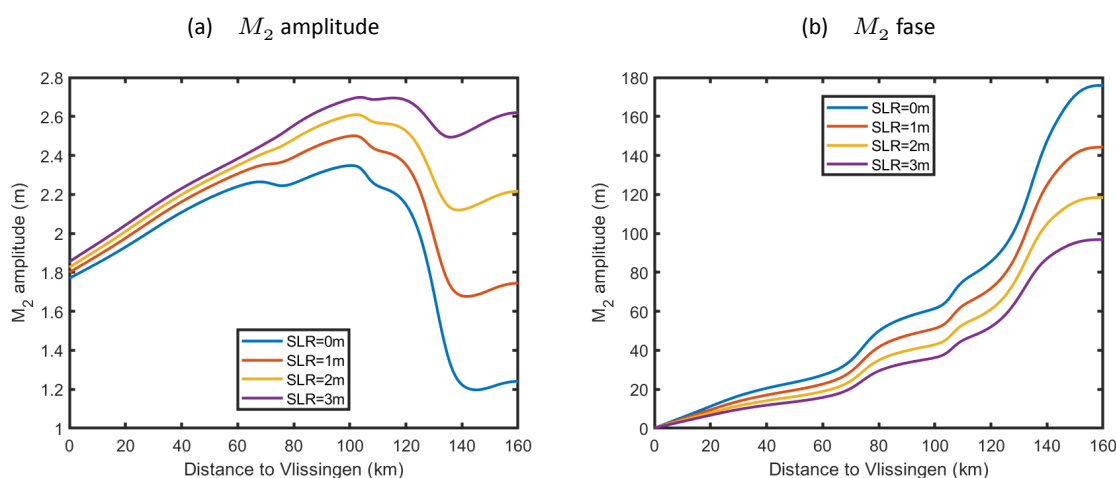
6.5.1 Geen komberging

Het effect van komberging kan geheel worden weggelaten door aan te nemen dat de zijwanden verticaal zijn. Er zijn dan dus geen intergetijdegebieden. In dat geval vertaalt één meter zeespiegelstijging zich direct in een navenante uniforme verdieping (de term $dB/d\zeta_{\text{gem}}$ in Vgl 27 is dan immers nul). De bodemligging van de scenario's voor dit geval is in Fig. 19a getoond.



Figuur 19 – Diepteligging van referentietoestand en scenario's voor (a) situatie zonder komberging en (b) situatie met dominante komberging. In het eerste geval is het breedteverloop van de referentietoestand gebruikt.

De aldus verkregen resultaten voor het ruimtelijk verloop van de M_2 amplitude en fase zijn in Fig. 20 weer-gegeven. De amplitude (Fig. 20a) neemt nu in de Zeeschelde sterk toe en de onderlinge verschillen tussen de scenario's bedragen nu meerdere decimeters (vergelijk Fig. 8a). Ook neemt de fase (Fig. 20b) uniform sterk af bij toenemende zeespiegelstijging, hetgeen wijst op een toenemende celeriteit. Beide trends zijn goed te be-grijpen uit het feit dat een uniforme toename van de bodemdiepte een globale afname van de bodemwrijving inhoudt.



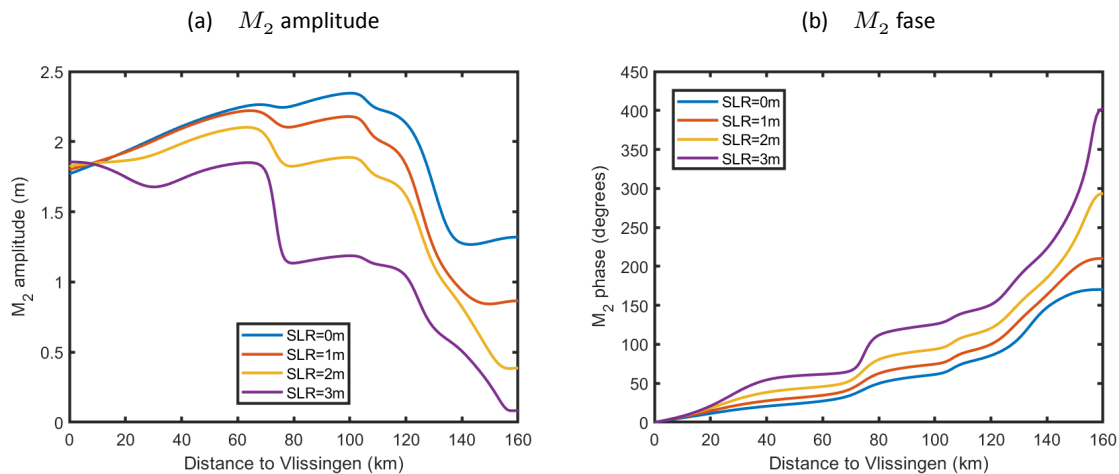
Figuur 20 – Ruimtelijk verloop van de M_2 amplitude (a) en fase (b) voor de situatie zonder komberging.

6.5.2 Dominante komberging

De tegenovergestelde situatie waarin komberging domineert kan worden weergegeven door aan te nemen dat de verandering van de breedtegemiddelde bodemdiepte $H(x)$ enkel afhangt van de breedteverandering. Dit betekent dat Vgl. (27) reduceert tot

$$\frac{dH}{d\zeta_{\text{gem}}} = -\frac{H}{B} \frac{dB}{d\zeta_{\text{gem}}},$$

zodat de breedtegemiddelde diepte afneemt bij toenemende zeespiegelstijging aangezien $dB/d\zeta_{\text{gem}} > 0$. De aldus verkregen bodemprofielen zijn weergegeven in Fig. 19b, de afnemende bodemdiepte bij zeespiegelstij-



Figuur 21 – Ruimtelijk verloop van de M_2 amplitude (a) en fase (b) voor de situatie met dominante komberging.

ging is hier duidelijk zichtbaar.

De resultaten voor dit geval zijn weergegeven in Fig. 21. De trend is nu tegengesteld aan hetgeen in Fig. 20 is getoond. De amplitude neemt nu juist enkele decimeters af per meter zeespiegelstijging terwijl de fase sterk toeneemt. Dit laatste wijst op een afname van de voortplantingssnelheid van de getijgolf bij zeespiegelstijging. Beide trends zijn consistent met zowel een toegenomen wrijving (vanwege de afgenomen bodemdpte) als ook de toegenomen invloed van komberging (breedte), zie Schramkowski *e.a.* (2017) en referenties aldaar.

6.5.3 Conclusie

Uit voorgaande blijkt dat zonder komberging de M_2 amplitude met meerdere decimeters per meter zeespiegelstijging toeneemt terwijl dominante komberging juist een afname met enkele decimeters geeft. De feitelijke situatie ligt tussen beide extremen in en geeft een milder effect, typisch enkele centimeters toename van getijamplitude per meter zeespiegelstijging.

Voor wat betreft de fasering geldt een soortgelijk verhaal: een sterke afname van de fasering (toename celeriteit) in de situatie zonder komberging en toename van fasering (afname van celeriteit) bij dominante komberging. De feitelijke situatie heeft kwalitatieve kenmerken van beide extremen, met een toename van fasering tot ca. 130 km en een afname meer bovenstrooms.

De conclusie die in elk geval kan worden getrokken is dat de aanwezigheid van intergetijdegebieden in de huidige situatie een sterk dempend effect heeft op de toename van de getijslag door zeespiegelstijging.

7 Conclusies

7.1 Hydrodynamica

Voor wat betreft de vergelijking van hydrodynamische resultaten met het werk van Chu *e.a.* (2020) kan het volgende worden geconcludeerd:

1. voor de referentietoestand is er voor de amplitude van de M_2 -waterstand almede de fasering van het verticale M_2 -en M_4 -getij een goede overeenkomst met Chu *e.a.* (2020).
2. de amplitude van het M_4 -getij wordt door het iFlow-model slecht gereproduceerd.
3. voor wat betreft de trends bij zeespiegelstijging geldt dat de iFlow-simulatie kwalitatief soortgelijke resultaten geeft als Chu *e.a.* (2020) voor wat betreft amplitude van het M_2 -en M_4 -getij, maar dat de trends qua fasering tegengesteld zijn.
4. de gevonden toename van de M_2 -amplitude ten gevolge van zeespiegelstijging (typisch enkele cm. per meter stijging) is relatief beperkt omdat een steeds groter deel van de huidige intergetijdegebieden permanent onder water komt. Hierdoor worden zowel komberging als bodemwrijving belangrijker en deze effecten dempen de toename van de getijslag. Zonder de overspoeling van de huidige intergetijdegebieden bedraagt de toename van de M_2 -amplitude enkele decimeters per meter zeespiegelstijging.
5. de resultaten wijken voor wat betreft het scenario SLR=3m sterk af van Chu *e.a.* (2020), met name voor wat betreft het M_2 -getij. Dit is wellicht het gevolg van een inadequaat weergave van de breedte ter hoogte van Saeftinghe bij dit scenario.

7.2 Sediment

Voor wat betreft sediment kunnen uit de iFlow-simulaties de volgende conclusies worden getrokken:

1. de maximale sedimentconcentraties zullen bij zeespiegelstijging naar verwachting enigszins dalen.
2. bij lagere afvoeren importeert het systeem in de referentietoestand netto sediment door het lokaal optreden van erosielimiteerde condities waarbij de erosie maximaal is.
3. het sedimentimport wordt door zeespiegelstijging persistenter, dat wil zeggen dat het toeneemt en ook nog bij hogere afvoeren nog optreedt.
4. bij het vasthouden van sediment en het bestaan van estuariene troebelheidsmaxima speelt spatial settling lag een cruciale rol. Zonder dit mechanisme spoelt het systeem snel uit.
5. omdat spatial settling lag in goede benadering enkel afhangt van de ruimtelijke verdeling van de M_2 -snelheid, zijn de gevonden verschillen in hydrodynamica van Chu *e.a.* (2020) niet van primair belang voor de sedimentdynamica.

7.3 Over het gebruik van iFlow

Tot slot zal hier kort worden ingegaan op de voor -en nadelen van het gebruik van iFlow voor de onderhavige studie.

Bij de iFlow-simulaties is gebleken dat er verschillen zijn met de hydrodynamica zoals berekend door Chu *e.a.* (2020). Dit betreft met name een slechte overeenkomst voor wat betreft de M_4 -amplitude van het verticale getij. Dit is een gekende kwestie van het iFlow Scheldemodel (Brouwer *e.a.*, 2017).

Niettemin heeft het gebruik van iFlow binnen deze studie meerwaarde. Zo is voor wat betreft de waterbeweging aangetoond dat het grootste deel van de getijversterking (M_2) bij zeespiegelstijging relatief beperkt is vanwege permanente inundatie van de huidige intergetijdegebieden. Dit effect is niet afzonderlijk bestudeerd in Chu *e.a.* (2020). Daarnaast hebben de sedimentberekeningen laten zien dat de sedimentconcentraties niet hoger worden maar dat het systeem wel geneigd is meer sediment te importeren. De slechte representatie van het M_4 -getij speelt hierbij een geringe rol aangezien het proces dat het vasthouden van sediment domineert (spatial settling lag) wordt bepaald door de M_2 -stroming die goed wordt gereproduceerd. Het is lastig om deze resultaten te verkrijgen met een complex model omdat deze problemen hebben met het reproduceren van ETMs (Smolders *e.a.*, 2020), hetgeen vermoedelijk veroorzaakt wordt door een inadequate beschrijving van sedimenttransport boven intergetijdegebieden.

Een meer praktisch voordeel van iFlow is de korte rekentijd, waardoor gemakkelijker gevoeligheidsstudies kunnen worden uitgevoerd. Dit is in deze studie feitelijk gebeurd doordat er sedimentverdelingen in functie van de rivierafvoer zijn gesimuleerd, zie Sect. 5.3. De gezamenlijke rekentijd voor de in dit rapport getoonde resultaten bedroeg ongeveer één uur, hetgeen veel korter is dan een enkele simulatie met een complex numeriek model (doorgaans ongeveer één dag).

Een en ander betekent uiteraard niet dat er geen verbeteringen van het iFlow-model nodig zijn. Zo wordt een verbetering van de beschrijving van het M_4 -getij momenteel nader bekeken door enerzijds inundatie via een tijdsafhankelijke breedte mee te nemen (WL-project 19_128) en anderzijds door een 3D-versie van iFlow te ontwikkelen (WL-project 20_007). Deze ontwikkelingen zullen naar verwachting ook een verbetering geven voor wat betreft de vastgestelde verschillen in hydrodynamische trends tengevolge van zeespiegelstijging.

Referenties

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.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (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.; 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.; 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

Chu, K.; Vanlede, J.; Smolders, S.; Decrop, B.; Mostaert, F. (2020). Validation of North Sea models: Sub report 2 – The impact of sea level rise on hydrodynamics: North Sea and Scheldt Estuary. Version 3.0. *FHR Reports*, 19_058_2. Flanders Hydraulics Research: Antwerp

Codiga, D. L. (2011). Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions. *Technical Report*, 2011-01. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island: Narragansett, RI

de Swart, H.; Zimmerman, J. (2009). Morphodynamics of tidal inlet systems. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 41: 203–229

Dijkstra, Y. M.; Uittenbogaard, R. E.; Van Kester, J. A. T. M.; Pietrzak, J. D. (2016). Improving the numerical accuracy of the $k - \epsilon$ model by a transformation to the $k - \tau$ model. *Ocean Modelling* 104: 129–142

Dijkstra, Y. (2017). Flow modelling frame-work. User manual & technical description. <https://github.com/YoeriDijkstra/iFlow>.

Dijkstra, Y. M.; Brouwer, R. L.; Schuttelaars, H. M.; Schramkowski, G. P. (2017). The iFlow Modelling Framework v2.4. A modular idealised process-based model for flow and transport in estuaries. *Geoscientific Model Development Discussions* 10 (7): 2691–2713. DOI: 10.5194/gmd-2017-20

Dijkstra, Y. M.; Schuttelaars, H. M.; Schramkowski, G. P. (2019). Can the Scheldt River Estuary become hyperturbid? *Ocean Dynamics* 69 (7): 809–827. DOI: 10.1007/s10236-019-01277-z

Friedrichs, C. T.; Aubrey, D. G. (1994). Tidal propagation in strongly convergent channels. *J. Geophys. Res.* 99: 3321–3336

Kaptein, S. J.; Schramkowski, G.; Mostaert, F. (2020). iFlow-Inwerking en ontwikkeling SKN 21: Incorporation of intertidal zones in iFlow. Version 2.0. *FHR Reports*, 18_153_1. Flanders Hydraulics Research: Antwerp

Sanford, L.; Maa, J.-Y. (2001). A unified erosion formulation for fine sediments. *Marine Geology* 1-2 (179): 9–23. DOI: 10.1016/S0025-3227(01)00201-8.

Schramkowski, G. P.; Nnafie, A.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2017). Geïdealiseerde processtudie van systeemovergangen naar hypertroebelheid. WP 1.2 Literatuurstudie getijwerking en zouttransport in een estuarium. Versie 2.0. *WL Rapporten*, 13_103_1. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen, België

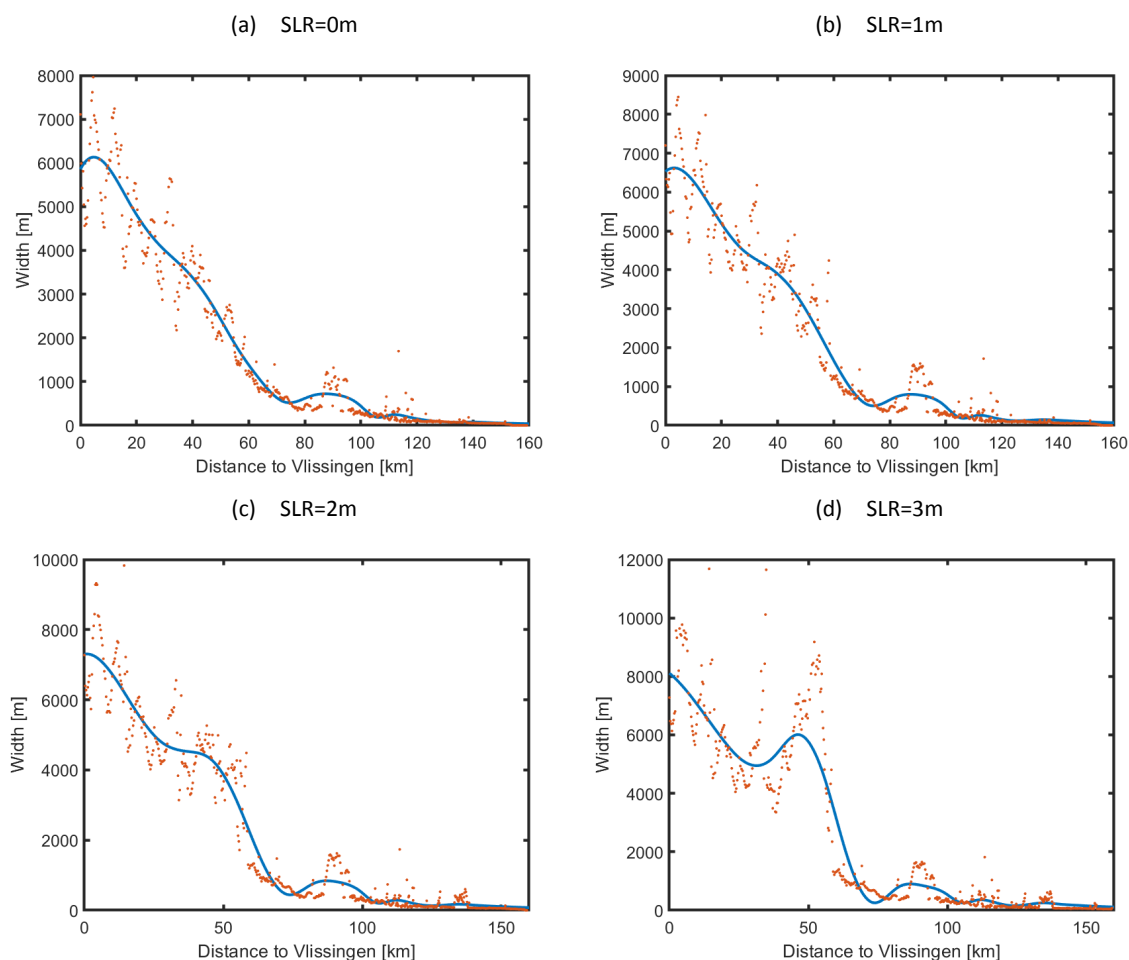
Smolders, S.; Bi, Q.; Vanlede, J.; De Maerschalck, B.; Plancke, Y.; Mostaert, F. (2020). Integraal plan Boven-Zeeschelde: sub report 6. Scaldis mud: a mud transport model for the Scheldt estuary. Version 4.0. *FHR Reports*, 13_103_6. Flanders Hydraulics Research: Antwerp

Talke, S. A.; Swart, H. E. de; Jonge, V. N. de (2009). An Idealized Model and Systematic Process Study of Oxygen Depletion in Highly Turbid Estuaries. *Estuaries and Coasts* 32 (4): 602–620. DOI: 10.1007/s12237-009-9171-y

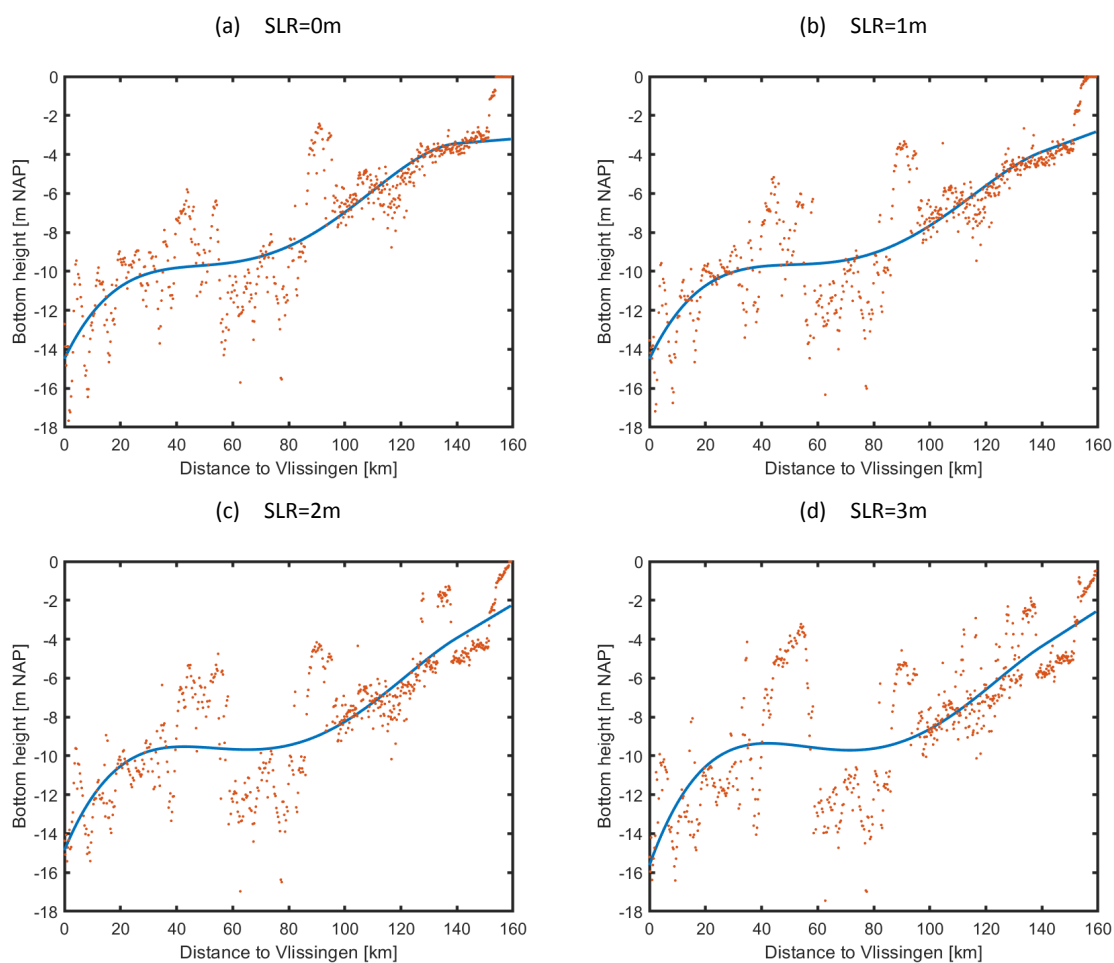
Warner, J. C.; Geyer, W. R.; Lerczak, J. A. (2005). Numerical modeling of an estuary: A comprehensive skill assessment. *J. Geophys. Res.* 110: C05001

B1 Vergelijking van de gebruikte breedte -en dieptefits met data

In Fig. 22 is een vergelijking weergegeven tussen de toegepaste breedteligging in iFlow en de het breedteverloop zoals deze volgt uit de gebruikte bathymetrische data. Een soortgelijke vergelijking voor de bodemligging is getoond in Fig. 23.



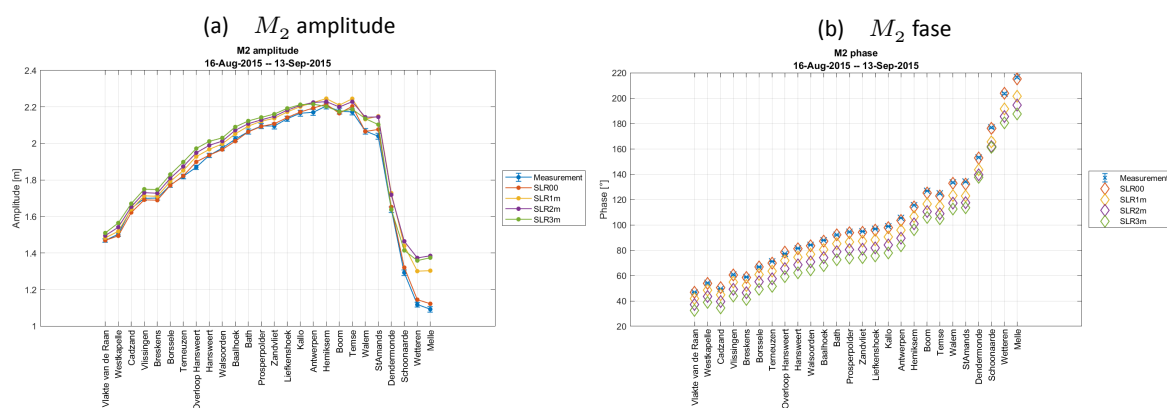
Figuur 22 – Langsvariatie van de gebruikte breedtevariatie in iFlow (blauw) voor de referentietoestand en de scenario's. De rode punten geven de breedte weer zoals afgeleid uit bathymetrische data.



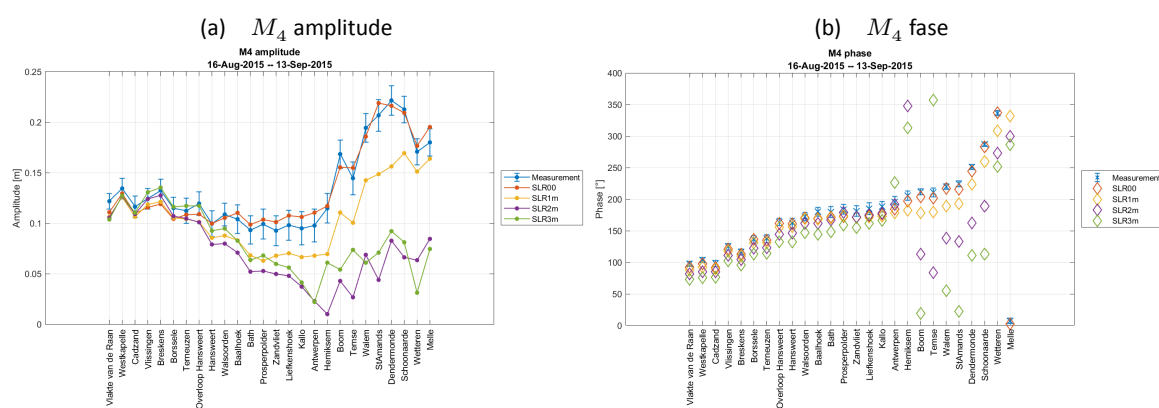
Figuur 23 – Langsvariantie van de gebruikte diepteligging in iFlow (blauw) voor de referentietoestand en de scenario's. De rode punten geven de diepte weer zoals afgeleid uit bathymetrische data.

B2 Resultaten van Chu *e.a.* (2020)

In deze appendix zijn kort de resultaten van Chu *e.a.* (2020) voor het verticale M_2 - en M_4 -getij grafisch weergegeven, dit ter vergelijking met de iFlow-resultaten welke in Hoofdstuk 5 zijn gepresenteerd.



Figuur 24 – Langsvariantie van de gemeten en berekende M_2 -waterstand door Chu *e.a.* (2020). Paneel (a): amplitude, paneel (b): fase.



Figuur 25 – Langsvariantie van de gemeten en berekende M_4 -waterstand door Chu *e.a.* (2020). Paneel (a): amplitude, paneel (b): fase.

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