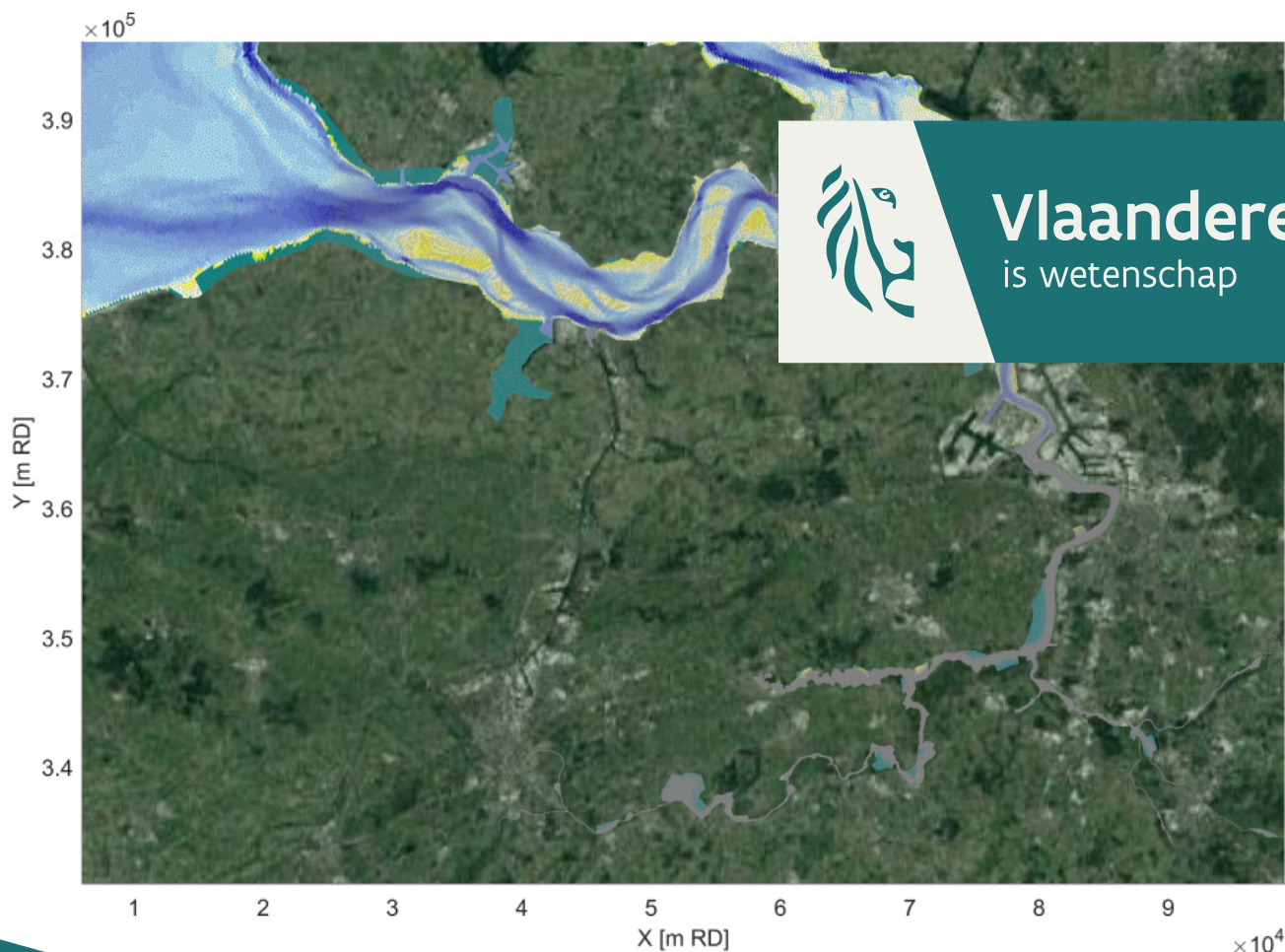




17_088_16
WL rapporten

Agenda v/d Toekomst Sedimenttransport op verschillende tijdschalen

Deelrapport 16
Complexe modellering van historisch sedimenttransport
in het Schelde-estuarium: zandtransport

DEPARTEMENT
MOBILITEIT &
OPENBARE
WERKEN

waterbouwkundiglaboratorium.be

AvdT – Sedimenttransport op verschillende tijdschalen

Deelrapport 16 – Complexe modellering van historisch sedimenttransport in het Schelde-estuarium: zandtransport

Stark, J.; De Maerschalck, B.; Plancke, Y.

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/2022/3241/126

Deze publicatie dient als volgt geciteerd te worden:

Stark, J.; De Maerschalck, B.; Plancke, Y. (2022). AvdT – Sedimenttransport op verschillende tijdschalen: Deelrapport 16 – Complexe modellering van historisch sedimenttransport in het Schelde-estuarium: zandtransport. Versie 3.0. WL Rapporten, 17_088_16. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.

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

Documentidentificatie

Opdrachtgever:	VNSC	Ref.:	WL2022R17_088_16
Trefwoorden (3-5):	Schelde-estuarium; sedimenttransport; TELEMAT		
Kennisdomeinen:	Hydraulica en Sediment > Sediment > Niet-cohesief sediment > Numerieke modelleringen		
Tekst (p.):	27	Bijlagen (p.):	/
Vertrouwelijk:	☒ Nee	☒ Online beschikbaar	

Auteur(s)	Stark, J.
-----------	-----------

Controle

	Naam	Handtekening
Revisor(en):	De Maerschalck, B.	Getekend door: Bart De Maerschalck (Sig) Getekend op: 2022-06-27 12:12:57 +02:0 Reden: Ik keur dit document goed <i>Bart De Maerschalck</i>
Projectleider:	Plancke, Y.	Getekend door: Yves Plancke (Signature) Getekend op: 2022-06-28 09:30:52 +02:0 Reden: Ik keur dit document goed <i>Yves Plancke</i>

Goedkeuring

Afdelingshoofd:	Bellafkih, K.	Getekend door: Abdelkarim Bellafkih (Sig) Getekend op: 2022-06-27 11:12:21 +02:0 Reden: Ik keur dit document goed <i>Abdelkarim Bellafkih</i>
-----------------	---------------	--



Abstract

Het onderzoeksproject 'Sedimenttransport op verschillende tijdschalen' tracht de inzichten in de hydro- en sedimentdynamische en morfologische processen op verschillende ruimtelijke- en tijdschalen te verbeteren. Het onderzoek kadert binnen thema 7 uit de Agenda van de Toekomst (AvdT): "Morfologische en ecologische effecten sedimentstrategie". In dit rapport worden de resultaten van de sedimenttransportmodellering aan de hand van het Scaldis model op basis van historische bathymetrieën van het Schelde-estuarium gepresenteerd. Deze modellen van 1930, 1960, 1980, 2001 en 2016 werden in het kader een eerdere studie naar veranderingen in getij-hydrodynamica opgezet in Telemac-3D. De historische sedimenttransportmodellen in de huidige studie zijn geschematiseerd met de transportformuleringen van Engelund-Hansen en Van Rijn. De modellen met de Van Rijn formulering geven hierbij residuele sedimentfluxen die meer in vloedrichting (of minder in ebrichting) zijn ten opzichte van de transporten die met Engelund-Hansen worden berekend. De kwalitatieve trends over de tijd (i.e., verschillen tussen historische simulaties) komen in algemene zin wel overeen met beide transportformules.

De trends in vloed- of ebdominantie die volgen uit de historische sedimenttransportmodellering zijn in het grootste deel van het estuarium consistent met de hydrodynamische modelresultaten (i.e., gesimuleerde verschillen in getij-asymmetrie). Dit geldt voor de periodes 1930-1960, 1960-1980 en 2001-2016. Tussen 1930 en 1960 is sprake van een afname van het residuele ebtransport of toename in het residuele vloedtransport ten gevolge van het verdwijnen van intertidaal areaal langs het estuarium. Vervolgens neemt tussen 1960 en 1980 het gesimuleerde residuele ebtransport weer toe. De trend in de periode 1980-2001 wijkt af tussen de resultaten van de sedimenttransportmodellering en de gemodelleerde getij-asymmetrie. Terwijl de vloeddominantie tussen 1980 en 2001 blijft afnemen op basis van de getij-asymmetrie is op basis van de gemodelleerde sedimentfluxen juist sprake van een afname van het residueel transport in ebrichting (of zelfs omkering naar een residueel transport in vloedrichting). Tot slot is tussen de 2001 simulaties en 2016 simulaties, afhankelijk van de transportformule, sprake van een afname van de residuele transportflux in ebrichting dan wel een toename van de residuele flux in vloedrichting. Deze verandering komt tevens overeen met de toename in vloeddominantie in de hydrodynamische modelresultaten.

Inhoudstafel

Abstract	III
Inhoudstafel.....	IV
Lijst van de tabellen.....	VI
Lijst van de figuren	VII
1 Introductie	1
1.1 Situering.....	1
1.2 Doelstelling	1
1.3 Bestaand modelinstrumentarium	1
1.4 Leeswijzer	2
2 Modelopzet	3
2.1 Modelsoftware	3
2.1.1 Telemac-3D.....	3
2.1.2 Sisyphe.....	3
2.2 Modelrooster.....	3
2.3 Bathymetrische gegevens.....	5
2.4 Coördinatenstelsel en referentiepeil.....	6
2.5 Randvoorwaarden	6
2.5.1 Afwaartse randvoorwaarden.....	6
2.5.2 Opwaartse randvoorwaarden	8
2.5.3 Randvoorwaarden saliniteit	9
2.5.4 Randvoorwaarden sedimenttransport.....	9
2.5.5 Beschikbaarheid sediment op de bodem	9
2.6 Saliniteit.....	9
2.7 Turbulentiemodellering.....	9
2.8 Bodemruwheid	10
2.9 Sedimenttransportformuleringen	11
2.9.1 Engelund-Hansen.....	11
2.9.2 Van Rijn.....	11
2.9.3 Bodemhellingeffecten	12
2.10 Overige modelinstellingen.....	13
2.11 Hydrodynamische validatie van historische modellen.....	15

3	Resultaten.....	17
3.1	Analyse	17
3.2	Gemodelleerd sedimenttransport.....	17
3.3	Vergelijking met resultaten hydrodynamische modellering van getij-asymmetrie	21
4	Discussie en conclusies.....	23
5	Referenties	25

Lijst van de tabellen

Tabel 1 – Amplitude- en fasecorrecties aan afwaartse rand op basis van ZUNO modelresultaten.	7
Tabel 2 – Opwaartse randvoorwaarden.....	8
Tabel 3 – Instellingen Telemac-3D	13
Tabel 4 – Instellingen Sisyphé	14

Lijst van de figuren

Figuur 1 – Scaldis modelrooster ter hoogte van het Schelde-estuarium	4
Figuur 2 – Overzicht van de ZUNO-gridcellen (rood) die zijn gebruikt in de nesting-procedure.....	7
Figuur 3 – Initieel saliniteitsveld in Telemac.	9
Figuur 4 – Zones van het Manning's ruwheidsveld in het Telemac-3D model.	10
Figuur 5 – HW BIAS (a), T_{HW} BIAS (b), LW BIAS (c) en T_{LW} BIAS (d) voor de historische Telemac-3D modellen.	16
Figuur 6 – Overzicht van dwarssecties langs het estuarium waarvoor de residuele sedimentflux wordt berekend.....	17
Figuur 7 – Gemodelleerde sedimenttransportflux in de Westerschelde na een springtij-doodtij cyclus met de Engelund-Hansen transportformule.....	19
Figuur 8 – Gemodelleerde sedimenttransportflux in de Zeeschelde na een springtij-doodtij cyclus met de Engelund-Hansen transportformule.....	19
Figuur 9 – Gemodelleerde sedimenttransportflux in de Westerschelde na een springtij-doodtij cyclus met de Van Rijn formulering.....	20
Figuur 10 – Gemodelleerde sedimenttransportflux in de Zeeschelde na een springtij-doodtij cyclus met de Van Rijn formulering.....	20
Figuur 11 – Gemodelleerde historische variatie in getij-asymmetrie in het Schelde-estuarium gebaseerd op de verhouding tussen stijgingsduur en dalingsduur (boven), de verhouding tussen maximum dwarssectiegemiddelde vloed- en ebsnelheden (midden) en het derde-orde snelheidsmoment γ_0 (onder).	22

1 Introductie

1.1 Situering

In het kader van het onderzoeksprogramma “Agenda voor de Toekomst” (AvdT) voert het Waterbouwkundig Laboratorium (WL) onderzoek uit naar het sedimenttransport in het Schelde-estuarium op verschillende tijdschalen, dit binnen thema 6 “Slib in het estuarium: wat zijn de condities voor een systeemomslag?” en thema 7 “*Morfologische en ecologische effecten sedimentstrategie*” uit het AvdT programma. Dit rapport is onderdeel van Deeltaak 9 - “*Sedimenttransport op verschillende tijdschalen*” van het globale AvdT onderzoeksprogramma. Binnen dit onderzoek wordt gebruik gemaakt van data-analyse, expert judgement, geïdealiseerde en complexe modellen.

Binnen deze studie worden onder meer de variaties op lange termijn (i.e., jaren tot decennia) in sedimenttransportprocessen bestudeerd. Hiervoor wordt onder meer gebruik gemaakt van sedimenttransportmodellering en morfologische modellering. In voorliggend rapport worden de resultaten van de complexe modellering met betrekking tot variaties in non-cohesief sedimenttransport op lange termijn gepresenteerd. De tijdspanne waarvoor getracht wordt historische sedimenttransporten te modelleren, i.e. 1930 tot heden, is identiek aan die van historische hydrodynamische modellen uit een eerdere studie door Stark *et al.* (2019; 2020a).

Dit modelonderzoek beantwoordt aan de doelstellingen van deeltaak 1.2 van deze studie, i.e. “Complexe modellering van de lange termijn-ontwikkeling van de sedimentbalans op estuariumschaal”.

1.2 Doelstelling

In voorliggend rapport wordt complexe modellering (i.e., Sisyphé gekoppeld aan Telemac-3D) ingezet om residuele sedimenttransporten te berekenen voor historische situaties van het Schelde-estuarium. Door de modelresultaten van de verschillende periodes waarvoor historische modellen beschikbaar zijn te vergelijken kan de lange termijn variatie van het (niet-cohesief) sedimenttransport op estuariumschaal worden ingeschat. De resultaten van het sedimenttransportmodel zullen ook worden afgezet tegenover hydrodynamische resultaten van de historische modellen met betrekking tot getij-asymmetrie.

De historische ontwikkeling in slibdynamiek en transport van cohesief sediment valt buiten de scope van dit rapport. De complexe modellering van cohesieve sedimentfluxen met de historische modellen zal nog in een volgend rapport (n.n.b.) binnen deze studie worden uitgevoerd. Tevens wordt in het kader van modellering van slibtransport binnen deze studie verwezen naar onderstaande deelrapporten:

- Deelrapport 2: “*Verkenning 1D-modellering slibtransport in het Schelde-estuarium*” (Plancke *et al.*, in voorbereiding-a)
- Deelrapport 9: “*Lange termijn simulaties met iFlow*” (Schramkowski *et al.*, in voorbereiding)

1.3 Bestaand modelinstrumentarium

Binnen het project “*Integraal plan Boven-Zeeschelde*” werd door het Waterbouwkundig Laboratorium (WL) een ongestructureerd Telemac-3D model van het volledige Schelde-estuarium, Scaldis, ontwikkeld (Smolders *et al.*, 2016). Dit model onderscheidt zich van andere modellen van het Schelde-estuarium door de hoge ruimtelijke resolutie in met name het opwaartse deel van het estuarium. Tevens zijn de

aangelegde overstromingsgebieden die in kader van het SIGMA-plan werden gecreëerd in dit model geïmplementeerd.

In het kader van AvdT-project “Historische evolutie getij en morfologie” werd het Scaldis model hydrodynamisch voor meerdere historische situaties (i.e., voor 1930, 1960, 1980, 2001 en 2013) gekalibreerd en gevalideerd (Stark *et al.*, 2019; 2020a).

Naast de waterbeweging kan met dit model het cohesief sedimenttransport en niet-cohesief sedimenttransport worden gemodelleerd. Het zandtransportmodel van Scaldis, opgezet in de Telemac-module Sisyphe, werd voor de hedendaagse situatie gevalideerd op basis van sedimenttransportmetingen langs de Zeeschelde door Smolders *et al.* (2019; in voorbereiding).

1.4 Leeswijzer

Dit rapport bestaat uit een beschrijving van de modelopzet van de historische sedimenttransportmodellen in Hoofdstuk 2. Hierin wordt ingegaan op de schematisering van de hydrodynamische modellen die door Stark *et al.* (2019; 2020a) werden gekalibreerd, alsmede op de gebruikte instellingen voor de berekening van het sedimenttransport.

De resultaten van de sedimenttransportmodellering worden vervolgens getoond in Hoofdstuk 3, waarin ook een vergelijking wordt gemaakt met de hydrodynamische resultaten van de historische modellen voor wat betreft getij-asymmetrie en eb- of vloeddominantie.

Tot slot worden in Hoofdstuk 4 de modelresultaten geïnterpreteerd en de conclusies bediscussieerd.

2 Modelopzet

2.1 Modelsoftware

2.1.1 Telemac-3D

Het hydrodynamisch model dat in deze gevoeligheids- en scenario-analyse wordt gebruikt is Telemac-3D (V7P2), dat onderdeel is van de Telemac modelsoftware. Telemac-3D is een model dat gebruik maakt van de eindige-elementen-methode in een ongestructureerd modelrooster van driehoekige elementen. Die laatste eigenschap laat toe om het rooster op eenvoudige wijze lokaal te verfijnen, zodat de geometrie bathymetrie in de interessezone extra gedetailleerd kan worden weergegeven. Gedetailleerde informatie over de Telemac modelsoftware is beschikbaar in de Telemac gebruikershandleiding (EDF-R&D, 2013) of in Hervouet (2007).

In dit rapport wordt gebruik gemaakt van het in het kader van het project “*Integraal Plan Boven-Zeeschelde*” ontwikkelde Telemac-3D model Scaldis. In de beschrijving van de modelopzet wordt daarom meermaals verwezen naar het Scaldis model, wat omschreven wordt in Smolders *et al.* (2016). Ook wordt een aantal keer verwezen naar het kalibratie- en validatierapport van het Scaldis model voor historische situaties door Stark *et al.* (2020a). De modelinstellingen voor het hydrodynamische Telemac-3D model die uit deze kalibratie volgden werden in de huidige studie rechtstreeks toegepast.

2.1.2 Sisyphé

Binnen het Telemac model-software pakket kan gebruik gemaakt worden van de sedimenttransportmodule Sisyphé voor de online berekening van (niet-cohesief) sedimenttransport. Sisyphé maakt gebruik van de 2D-resultaten van Telemac berekeningen, ook als er hydrodynamisch met Telemac-3D wordt gerekend. Meer specifiek wordt in Telemac-3D dan een logaritmisch profiel nabij de bodem aangenomen (i.e., in subroutine *tfond.f* in de Telemac-3D broncode), waarna een dieptegemiddeld stroomsnelheidsveld wordt berekend (i.e., in subroutine *vermoy.f* van de Telemac-3D broncode). Dit snelheidsveld wordt uiteindelijk verzonden naar de sedimenttransportmodule Sisyphé.

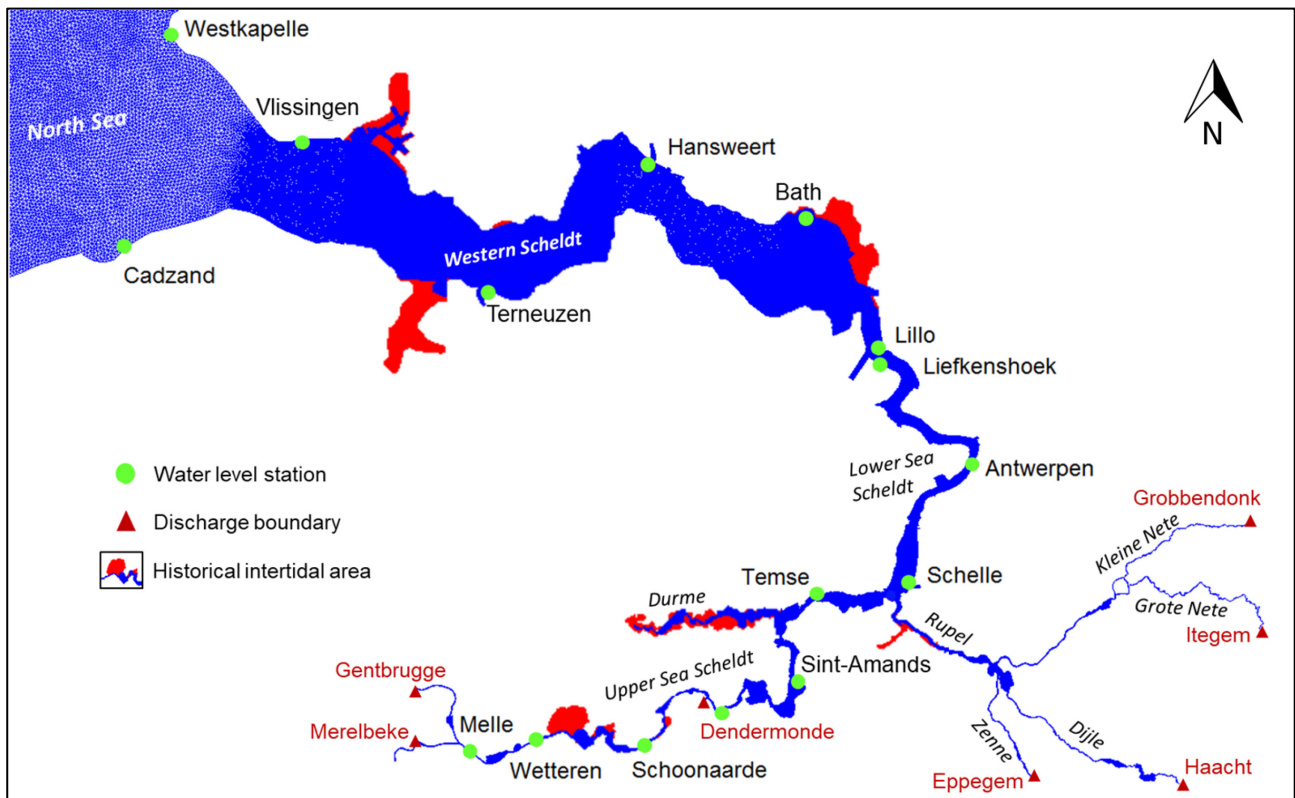
Een uitvoerige beschrijving van de sedimenttransportmodule Sisyphé is te vinden in de Sisyphé gebruikershandleiding (Tassi, 2017) of in Villaret *et al.* (2013).

2.2 Modelrooster

Het Scaldis modelrooster dat door Smolders *et al.* (2016) werd ontwikkeld omvat het Schelde-estuarium en de Belgische kustzone. Het modeldomein strekt zich langs de Noordzeekust uit van Duinkerken (Frankrijk) tot de kust van Schouwen-Duivenland (Nederland). Het modelrooster omvat dus ook de Oosterschelde. De roosterresolutie in de kustzone varieert tussen 150-400 m. In het mondingsgebied van de Westerschelde en de Westerschelde zelf neemt de resolutie toe tot 80-120 m. verder opwaarts in de Zeeschelde neemt de roosterresolutie verder toe tot ongeveer 5-7 m bij de opwaartse rand van het estuarium in Merelbeke. De overstromingsgebieden die onderdeel zijn van het Sigma-plan zijn allemaal geïmplementeerd in het modelrooster.

Het Scaldis modelrooster dat door Stark *et al.* (2019; 2020a) werd gebruikt voor de historische modellering van getijvoortplanting in het Schelde-estuarium komt grotendeels overeen met het originele Scaldis modelrooster dat wordt beschreven in Smolders *et al.* (2016). Er zijn echter tij-armen en zijrivieren

toegevoegd die tussen 1930 en 2013 ingepolderd werden of juist onderdeel van het estuarium werden (Figuur 1). Op die manier kan hetzelfde modelrooster worden gebruikt voor alle vijf historische modellen, ongeacht de geometrie. Als een bepaald deel van het rooster in een historische situatie geen onderdeel was van het estuarium krijgt het desbetreffende deel van het rooster een supratidale bodemhoogte toegewezen. Het aangepaste Scaldis-modelrooster bestaat uit 600 977 knooppunten en 1 156 546 elementen per laag. Aangezien het 3D-model uit vijf lagen bestaat betekent dit dat er in totaal 3 004 885 knooppunten zijn. Stark *et al.* (2020a) laten zien dat bovenstaande aanpassingen aan het modelrooster een verwaarloosbaar effect hebben op de modelresultaten.



Figuur 1 – Scaldis modelrooster ter hoogte van het Schelde-estuarium (origineel in blauw, toegevoegde gebieden voor historische modellering in rood).

3D rooster

Het 3D model telt vijf signallagen, waarvan de hoogteligging een functie is van de genormaliseerde diepte. De verdeling over de diepte is manueel ingevoerd in de *condim.f* subroutine en is evenals in het Scaldis model (Smolders *et al.*, 2016) ingedeeld met lagen op:

- $z^*(1)=0.00 \cdot h$ (i.e., bodem)
- $z^*(2)=0.12 \cdot h$
- $z^*(3)=0.30 \cdot h$
- $z^*(4)=0.60 \cdot h$
- $z^*(5)=1.00 \cdot h$ (i.e., wateroppervlak)

2.3 Bathymetrische gegevens

Er zijn sedimenttransportmodellen opgezet met de bathymetrie van 1930, 1960, 1980, 2001 en 2016.

De geïmplementeerde topo-bathymetrische data is identiek aan de door Stark *et al.* (2019; 2020a) gebruikte hydrodynamische modellen die in het kader van het AvdT-project “*Historische evolutie getij en morfologie*” werden opgezet. De bathymetrische gegevens werden geïnterpoleerd op het modelrooster met behulp van de ‘2D-interpolator’ tool in het door National Research Council Canada (NRC) ontwikkelde pre- en post-processing softwarepakket BlueKenue. Hieronder wordt een beknopt overzicht gegeven van de gebruikte data en aannames die zijn gedaan bij de samenstelling van de historische topo-bathymetrische kaarten.

Implementatie historische topo-bathymetrieën

Om de morfologische veranderingen in het Schelde estuarium te karakteriseren werd door Vandenbruwaene *et al.* (2020) in het kader van de AvdT-studie “*Historische evolutie getij en morfologie*” gebruik gemaakt van historische topo-bathymetrieën uit de jaren 1930, 1960, 1980, 2001 en 2011. Voor deze jaartallen werd ook de eerder genoemde historische modellering door Stark *et al.* (2019; 2020a) uitgevoerd. Voor de huidige modelstudie werd de 2011 bathymetrie echter vervangen door een meer recente 2016-bathymetrie. Hierbij wordt opgemerkt enkel in de Westerschelde bathymetrische data uit 2016 is geïmplementeerd. In het mondingsgebied en in de Zeeschelde is de bathymetrische data identiek aan het originele Scaldis model van Smolders *et al.* (2016) en afkomstig uit de periode 2011-2013.

Voor de jaartallen 2001 en 2016 is de volledige topo-bathymetrie voorhanden op basis van peilgegevens (bathymetrie) en LIDAR-gegevens (topografie). Voor de tijdstippen 1930, 1960 en 1980 zijn er enkel bathymetrische gegevens beschikbaar van het subtidale deel van het estuarium. De hoogteligging van het intertidaal (slik en schor) is daarom geschematiseerd aan de hand van ecotopenkaarten (Van Braeckel *et al.*, 2012). Een dergelijke reconstructie van de hoogteligging van de intertidale gebieden werd reeds eerder toegepast in Vandenbruwaene *et al.* (2013). Deze methodologie koppelt ecotopengrenzen aan de hoogteligging van het plaatselijke gemiddeld laagwater (GLW) en gemiddeld hoogwater (GHW). De volgende stappen werden door Vandenbruwaene *et al.* (in voorbereiding) in ArcGIS uitgevoerd om te komen tot een digitaal hoogtemodel van het intertidaal voor de jaren 1930, 1960 en 1980:

- (1) Interpolatie van een GLW raster en GHW raster voor de jaartallen 1930, 1960 en 1980 gebaseerd op de GLW en GHW gegevens van diverse tijdstippen langsheen het estuarium, gemiddeld over de respectievelijke periodes 1925-1935, 1955-1965 en 1975-1985.
- (2) Aanmaken van grenslijnen subtidaal-slik en slik-schor op basis van de ecotopenkaarten.
 - a. Voor de tijdstippen 1930 en 1960 waren ecotopenkaarten beschikbaar (Van Braeckel *et al.*, 2012).
 - b. Voor het jaar 1980 was er geen ecotopenkaart beschikbaar, maar werden ecotopenkaarten van 1960 en 2010 gebruikt om de grenslijnen van 1980 te reconstrueren. De 1980 grenslijnen werden hierbij vastgelegd op een afstand die 2/5 bedraagt van de totale afstand tussen de 1960 en 2010 grenslijnen. Bij deze aanname wordt er dus van uit gegaan dat tussen 1960 en 2010 de ecotopengrenzen lineair verschoven zijn.
- (3) Toekennen van de GLW rasterwaarden op de grens subtidaal-slik.
- (4) Toekennen van de GHW rasterwaarden $\pm$ een bepaalde hoogte op de grens slik-schor. Deze bepaalde hoogte is afhankelijk van de hoogteligging van het schor ten opzichte van GHW, en is verschillend voor de tijdstippen 1930, 1960 en 1980 vanwege de asymptotische evolutie van de hoogteligging van een schor op lange termijn (bv., Temmerman *et al.*, 2003).

- a. Voor 1930 werd het relatieve schorniveau vastgelegd op GHW - 0,05 m op basis van voormalige schorren die ingepolderd werden rond 1930 (Van Braeckel *et al.*, 2012).
 - b. Voor 1960 werd het relatieve schorniveau vastgelegd op GHW + 0,05 m op basis van een paleo-reconstructie voor de periode 1960 (Temmerman *et al.*, 2003).
 - c. Voor 1980 was het niet mogelijk om de schorhoogte af te leiden op basis van afgeleide gegevens. De schorhoogte van 1980 werd bepaald door lineair te interpoleren tussen de door Temmerman *et al.* (2003) bepaalde relatieve schorhoogte van 1960 (GHW + 0,05 m) en 2001 (GHW + 0,30 m) wat leidt tot een relatieve schorhoogte van GHW + 0,17 m.
- (5) Aanmaken van een interpolatiegrid (i.e., met behulp van *Inverse Distance Weighting*) op basis van de hoogteliggingswaardes langsheen de subtidaal-slik en slik-schor grenslijnen. Dit interpolatiegrid stelt de hoogteligging van het slik voor.
 - (6) Aanmaken van een constant hoogteliggingsraster voor gebieden die als schor zijn geclassificeerd in de ecotopenkaarten op basis van de relatieve hoogteligging van het schor zoals hierboven beschreven in punt (4).
 - (7) Aanmaak van de volledige topo-bathymetrie door het samenvoegen van het subtidale raster (wat reeds beschikbaar was) met de aangemaakte slik en schor rasters.

2.4 Coördinatenstelsel en referentiepeil

Het gebruikte coördinatenstelsel is RD Parijs. Het verticaal referentiepeil is uitgedrukt in m TAW.

2.5 Randvoorwaarden

2.5.1 Afwaartse randvoorwaarden

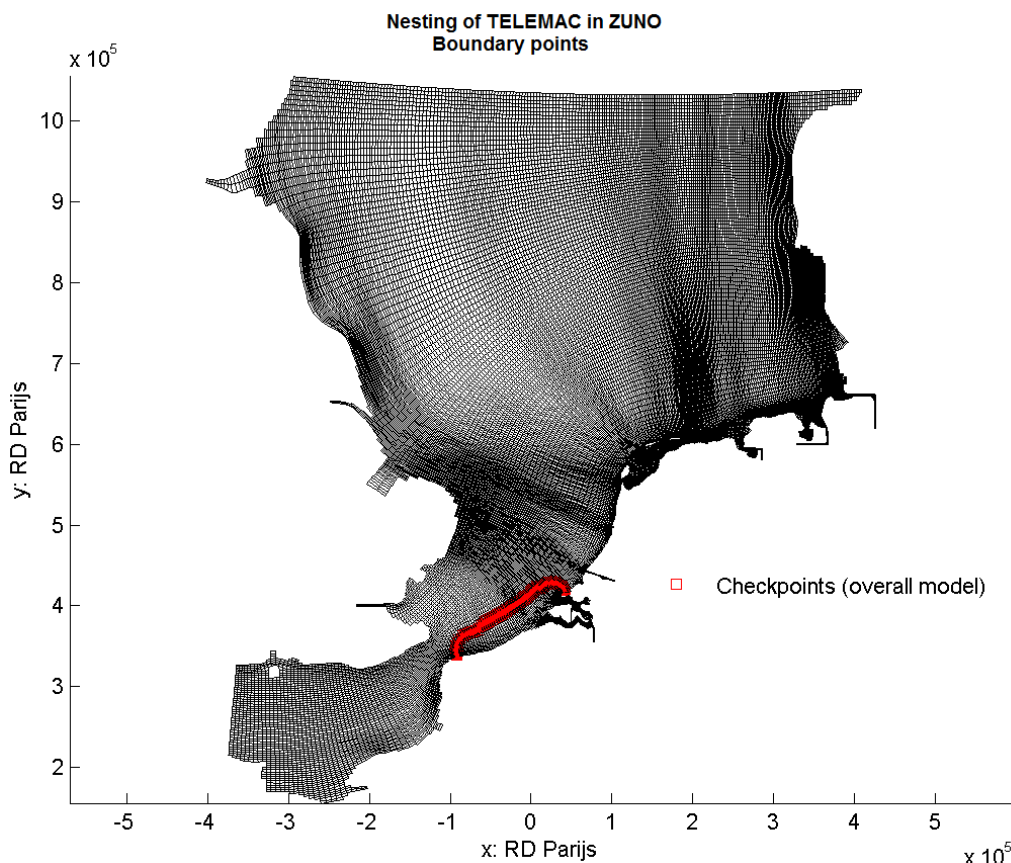
Voor alle vijf historische modellen worden gelijkaardige randvoorwaarden toegepast. De afwaartse randvoorwaarden bestaan uit één springtij-doodtij-cyclus van 15 dagen (vooraf gegaan door een hydrodynamische inspeeltijd van twee dagen). De afwaartse randvoorwaarden voor de hydrodynamische modelsimulaties zijn, overeenkomstig de randvoorwaarden die in Deelrapport 3 (Stark *et al.*, 2020b) werden toegepast, gebaseerd op de periode: 26-4-2016 tot en met 11-5-2016. Daarmee zijn de hydrodynamische randvoorwaarden voor de historische modellen dus verschillend van de randvoorwaarden die door Stark *et al.* (2019; 2020a) werden gebruikt. In deze voorgaande studies werden verschillende historische springtij-doodtij-cycli aan de afwaartse rand opgelegd. Het waterstandsverloop aan de afwaartse rand van het Scaldis model werd verkregen door middel van nesting in een zogenaamd '*continental shelf model*'. Hieronder wordt nader toegelicht hoe deze nesting is gebeurd.

Nesting

Voor het nieuw opgezette Telemac-3D model bestaan de afwaartse randvoorwaarden, evenals voor het bestaande Scaldis 3D model, uit modelresultaten van een harmonisch '*continental shelf model*' zonder windinvloed. Deze harmonische run werd uitgevoerd met de CSM en ZUNO modellen in SIMONA (zie voor meer informatie: Leyssen *et al.*, 2012 en Maximova *et al.*, 2016). Figuur 2 toont de uitvoerpunten van het ZUNO model (in rood) die zijn gebruikt om de afwaartse rand van het Scaldis Telemac modelrooster in te nesten.

De harmonische componenten uit deze modeltrein zijn vervolgens gecorrigeerd op basis van een vergelijking van de ZUNO modelresultaten met waterstandsmetingen in het mondingsgebied tijdens de

studieperiode. Op zowel modelresultaten als metingen is een harmonische analyse toegepast met de T-TIDE Matlab toolbox (Pawlowicz *et al.*, 2002), waarna de gevonden amplitude- en faseverschillen tussen het ZUNO-model en de gemeten getijcomponenten worden gebruikt voor een harmonische correctie aan de afwaartse rand van de Telemac-modellen. De correcties die zijn toegepast op basis van de vergelijking tussen de harmonische componentenanalyse van de ZUNO modelresultaten en de gemeten waterstanden in Cadzand en Westkapelle zijn opgesomd in Tabel 1.



Figuur 2 – Overzicht van de ZUNO-gridcellen (rood) die zijn gebruikt in de nesting-procedure.

Tabel 1 – Amplitude- en fasecorrecties aan afwaartse rand op basis van ZUNO modelresultaten.

getij-component	fasecorrectie	amplitudecorrectie
M2	+3°	+4.4%
M4	-2°	+17.6%
S2	+11°	+2.5%
Z0	n.v.t.	1930: -0.163 m 1960: -0.106 m 1980: -0.068 m 2001: -0.029 m 2016: n.v.t.

Correctie zeespiegelstijging

De invloed van zeespiegelstijging is in rekening gebracht door een Z0-correctie toe te passen op de waterstandsrandvoorwaarden van 2016. Hiervoor is een historische zeespiegelstijging van 1.9 mm jr^{-1} aangenomen op basis van de waargenomen lineaire trend in zeespiegelstijging voor getijstations langs de Nederlandse kust tussen 1890 en 1990 (Baart *et al.*, 2012). Tabel 1 toont de Z0-correcties die zijn toegepast aan de afwaartse randen van de historische modellen. In werkelijkheid heeft zeespiegelstijging ook een gering effect op de overige getijcomponenten. Het opleggen van een Z0-correctie aan de randen van het CSM model zou daarom iets nauwkeuriger resultaten op kunnen leveren.

2.5.2 Opwaartse randvoorwaarden

In alle modellen worden aan de opwaartse randen (i.e., Boven-Zeeschelde en getij-gebonden zijrivieren) de jaargemiddelde debieten van het jaar 2016 opgelegd zoals opgesomd in Tabel 2. Overeenkomstig met de schematisering door Stark *et al.* (2019; 2020a) wordt de bovenafvoer voor de Boven-Zeeschelde voor de 1980, 2001 en 2016 modellen geïmplementeerd bij Merelbeke, terwijl de bovenafvoer voor de 1930 en 1960 modellen bij Gentbrugge wordt geïmplementeerd (zie Figuur 1 voor locaties).

Tabel 2 – Opwaartse randvoorwaarden.

Locatie	Debiet
Boven-Zeeschelde	30.9 m ³ /s
Dender	9.8 m ³ /s
Zenne	10.0 m ³ /s
Dijle	19.8 m ³ /s
Grote Nete	4.0 m ³ /s
Kleine Nete	5.3 m ³ /s

Er wordt binnen dit rapport geen gevoeligheidsonderzoek uitgevoerd voor de invloed van variaties in bovenafvoer op de sedimenthuishouding of sedimenttransport in het opwaartse deel van het estuarium opwaartse randvoorwaarden. De seizoenale variatie in bovenafvoer kan echter een invloed hebben op de getij-asymmetrie en daarmee het sedimenttransport in de Boven-Zeeschelde (e.g. Stark *et al.*, 2020a). De lange termijn ontwikkeling van de bovenafvoer (i.e., van 1930 tot nu) is eveneens niet in beschouwing genomen, aangezien er in de historische evolutie van de bovenafvoer te Melle slechts een licht stijgende trend ten gevolge van de uitgebreide verstedelijking waarneembaar is over de tijdsperiode 1949-2000 (Taverniers, 2001) en geen duidelijke trend over de periode 1995-2015 (Vandenbruwaene *et al.*, 2016). De interjaarlijkse en seizoenale variaties zijn in dat opzicht vele malen groter.

De bovenafvoer heeft vooral een effect op de slibconcentraties in het estuarium. In dat kader wordt verwezen naar andere deelrapporten met betrekking tot variaties in sedimenttransport en sedimentconcentraties op middellange termijn:

- Deelrapport 14: “Data-analyse met behulp van een multivariaat model naar invloedsfactoren op de sedimentconcentratie in de Zeeschelde” (Plancke *et al.*, 2019)
- Deelrapport 15: “Sedimenttransport op middellange termijn: seizoenale variatie in sedimentfluxen ter hoogte van Driegoten” (Plancke *et al.*, in voorbereiding-b)

2.5.3 Randvoorwaarden saliniteit

In alle modelsimulaties wordt rekening gehouden met de invloed van saliniteit. Aan de afwaartse randen wordt een tijdsafhankelijke saliniteit opgelegd die afkomstig zijn uit het harmonische ZUNO model waarmee ook de opgelegde waterstanden werden bepaald.

2.5.4 Randvoorwaarden sedimenttransport

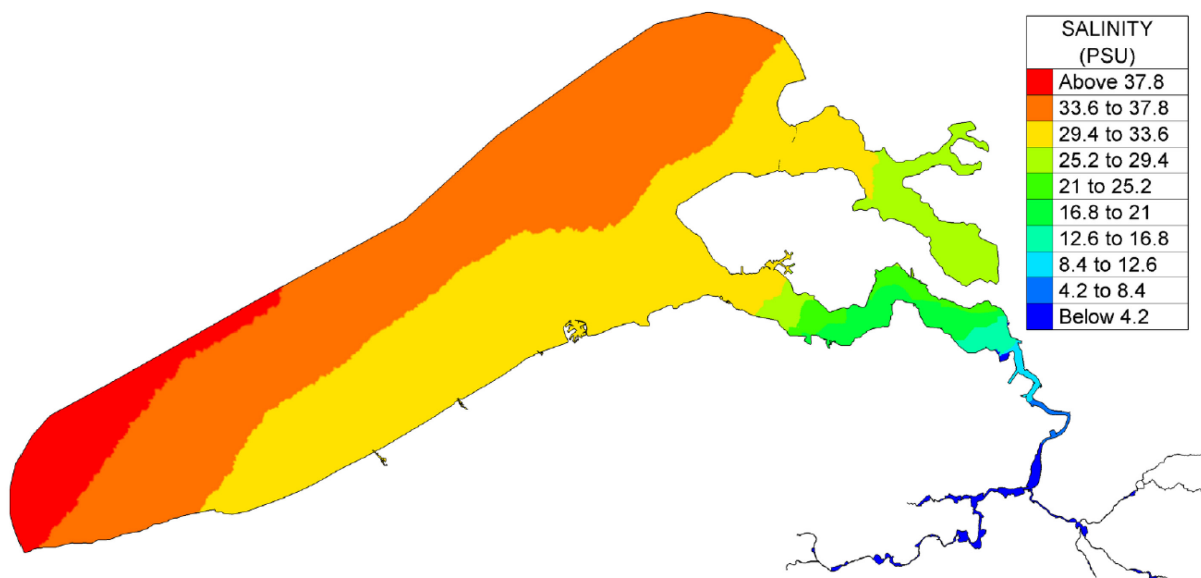
Er worden geen sedimentconcentraties- of transporten opgelegd aan de afwaartse en opwaartse randen van het model. De opwaartse randen zijn dus gesloten voor sediment.

2.5.5 Beschikbaarheid sediment op de bodem

Er is in het gehele modeldomein quasi-onbeperkt sediment beschikbaar voor transport.

2.6 Saliniteit

In alle modelsimulaties wordt rekening gehouden met de invloed van saliniteit. Om saliniteit sneller door te rekenen wordt een initieel zoutveld opgelegd in overeenstemming met het door Smolders *et al.* (2016) opgelegde initiële zoutveld in het Scaldis 3D model (Figuur 3).



Figuur 3 – Initieel saliniteitsveld in Telemac.

2.7 Turbulentiemodellering

De instellingen voor turbulente stroming voor het in dit rapport gepresenteerde Telemac-3D model zijn overgenomen uit het Scaldis model in Smolders *et al.* (2016). Het verticaal turbulentiemodel dat wordt gebruikt is het '*mixing length model*' van Nezu en Nakagawa. Het Smagorinsky model wordt gebruikt voor de horizontale turbulente stroming.

2.8 Bodemruwheid

Alle simulaties worden uitgevoerd met het ruwheidsveld zoals door Stark *et al.* (2019, 2020a) is gekalibreerd voor de historische modellering van getijvoortplanting (Figuur 4).

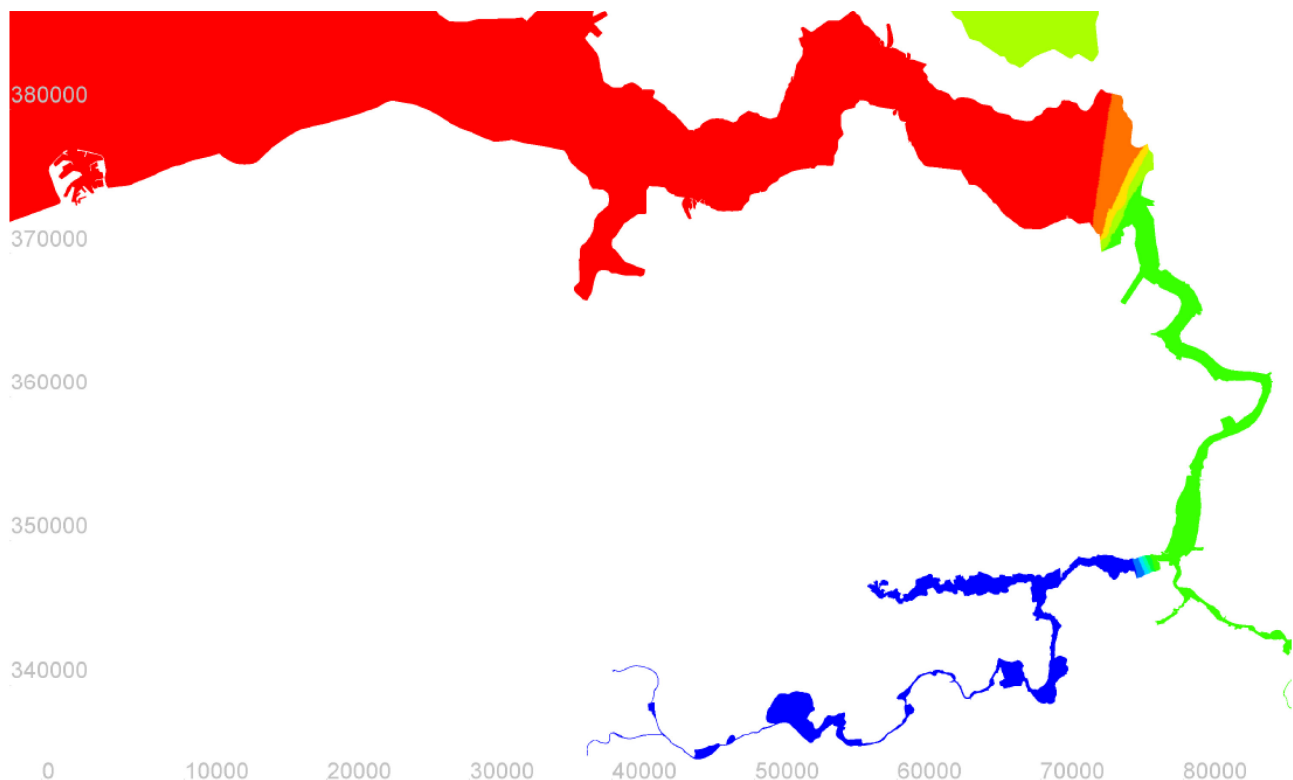
In dit ruwheidsveld varieert de Manning's ruwheidcoëfficiënt n in van afwaarts naar opwaarts als volgt:

- Westerschelde: $n = 0.021 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$
- Beneden Zeeschelde: $n = 0.017 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$
- Boven-Zeeschelde: $n = 0.012 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$

In de Rupel en haar zijrivieren is de bodemruwheid identiek aan de instellingen zoals door Smolders *et al.* (2016) gekalibreerd. Hetzelfde geldt voor het mondingsgebied, de kustzone en de Oosterschelde.

Bodemruwheid in Sisyph

In Sisyph wordt een ruimtelijk uniforme bodemruwheid van $n = 0.02 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ toegepast door middel van een aanpassing in de broncode van Sisyph (i.e., in subroutine *coefro_sisyph.f*). Op die manier zijn de berekende sedimenttransporten niet afhankelijk van variaties in het (gekalibreerde) ruwheidsveld. De bodemruwheid voor de sedimenttransportmodule is daarmee wel verschillend van de bodemruwheid voor de hydrodynamische module.



Figuur 4 – Zones van het Manning's ruwheidsveld in het Telemac-3D model.

2.9 Sedimenttransportformuleringen

In dit rapport wordt het sedimenttransport berekend met twee sedimenttransportformules: Engelund-Hansen (1967) en Van Rijn (1993, 2007). De analyse van de lange termijn ontwikkeling van het sedimenttransport op estuarium-schaal wordt dus tweemaal uitgevoerd. Op deze wijze kan worden nagegaan wat de invloed van een keuze voor een specifieke formuleringen is op de modelresultaten en conclusies.

2.9.1 Engelund-Hansen

De transportformule van Engelund-Hansen (1967) berekent het totale sedimenttransport, waardoor het suspensietransport niet apart berekend hoeft te worden, en wordt uitgedrukt in volgende vergelijking:

$$q = \frac{\alpha \cdot 0,05 |U^4| \vec{U}}{\sqrt{g} C^3 \Delta^2 D_{50}} \quad (2.1)$$

De grootte van het sediment transport q ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) wordt gerelateerd aan:

- U de dieptegemiddelde stroomsnelheid [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
- $\Delta = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w$ de relatieve dichtheid van de sedimentdeeltjes t.o.v. water [-]
- g de valversnelling [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$]
- C de Chézy coefficient [$\text{m}^{1/2} \cdot \text{s}^{-1}$]
- D_{50} de mediane korrelgrootte [m]
- α een kalibratie-coëfficiënt [-]

2.9.2 Van Rijn

De transportformuleringen van Van Rijn (1993, 2007) maken een onderscheid tussen sedimenttransport over de bodem (Q_b [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]) en in suspensie (Q_s [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$]).

Bodemtransport

Het bodemtransport volgens Van Rijn (1993, 2007) wordt in Sisyphe als volgt berekend:

$$|Q_b| = \alpha_b \cdot \sqrt{\Delta g D_{50}^3} \cdot D_*^{-0.3} \cdot \left(\frac{\theta - \theta_{crit}}{\theta_{crit}} \right)^\eta \quad (2.2)$$

met:

- α_b en η , constanten [-]
- D_* de non-dimensionale sedimentdiameter [-]

$$D_* = D_{50} \left[\Delta \frac{g}{v^2} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (2.3)$$

- θ de non-dimensionale bodemschuifspanning [-]

$$\theta = \frac{\mu \tau_b}{(\rho_s - \rho_w) g D_{50}} \quad (2.4)$$

- θ_{crit} de kritische Shields parameter [-] die in Sisyphe afhankelijk is van D_* volgens:

$$\begin{aligned} \theta_{crit} &= 0.24 D_*^{-1} && \text{voor: } D_* \leq 4 \\ \theta_{crit} &= 0.14 D_*^{-1} && \text{voor: } 4 < D_* \leq 10 \\ \theta_{crit} &= 0.04 D_*^{-1} && \text{voor: } 10 < D_* \leq 20 \end{aligned} \quad (2.5)$$

$$\theta_{crit} = 0.013 D_*^{-1} \quad \text{voor: } 20 < D_* \leq 150$$

$$\theta_{crit} = 0.045 \quad \text{voor: } 150 \leq D_*$$

- ν the water kinematic viscosity [Pa·s]
- μ een correctiefactor voor bodemwrijving of 'skin friction' in Sisyphé [-]
- τ_b de berekende bodemschuifspanning [Pa] volgens:

$$\tau_b = \frac{1}{2} \rho_w C_d \vec{U} \quad (2.6)$$

- U de dieptegemiddelde stroomsnelheid [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
- C_d de non-dimensionale wrijvingscoëfficiënt [-] volgens de Manning formulering:

$$C_d = 2gn^2 h^{-1/3} \quad (2.7)$$

- n Manning's wrijvingscoëfficiënt [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1/3}$]
- h waterdiepte [m]

De waarden voor α_b en η verschillen tussen verschillende versies van de Van Rijn formuleringen (i.e., Van Rijn (1993, 2007). In Sisyphé wordt het bodemtransport standaard berekend met $\alpha_b = 0.053$ en $\eta = 2.1$ als de Van Rijn formuleringen worden gekozen (Tassi, 2017).

Suspensietransport

Voor het suspensietransport wordt gebruik gemaakt van de volgende uitdrukking:

$$Q_s = \vec{U} C_{ref} \quad (2.8)$$

met:

- U de dieptegemiddelde stroomsnelheid [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
- C_{ref} de referentieconcentratie [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] op hoogte Z_{ref} volgens:

$$C_{ref} = 0.015 D_{50} \frac{(\theta/\theta_{crit} - 1)^{1.5}}{Z_{ref} \cdot D_*^{0.3}} \quad (2.9)$$

$$Z_{ref} = \max(k_s/2 ; 0.01 \text{ m}) \quad (2.10)$$

Hierin is θ wederom de non-dimensionale bodemschuifspanning, θ_{crit} de kritische bodemschuifspanning en is C_{ref} de referentieconcentratie. Deze wordt bepaald op de referentiehoogte Z_{ref} , die een functie is van de stroming-gerelateerde ruwheidshoogte k_s [m]. Transport boven deze referentiehoogte wordt beschouwd als suspensietransport en onder de referentiehoogte als bodemtransport. De stroming-gerelateerde ruwheidshoogte is gelijk aan $k_s = 3 \cdot d_{50}$. Een andere optie is om de bodemruwheid door de bodemruwheidsvoorspeller van Van Rijn (2007) te laten berekenen.

2.9.3 Bodemhellingeffecten

Longitudinaal hellingeffect

Het effect van de longitudinale (i.e., in de stroomrichting) helling op het sedimenttransport bestaat uit een correctiefactor van het transport parallel met de stroomrichting en wordt in Sisyphé standaard berekend met de formulering van Koch & Flokstra (1981):

$$Q_{B^*} = Q_B \cdot \left(1 - \beta \cdot \frac{\partial z_s}{\partial x}\right) \quad (2.11)$$

Waarin Q_{B^*} het totale sediment transport in de stroomrichting inclusief longitudinaal hellingeffect voorstelt, Q_B het sediment transport zonder hellingeffecten, β is een empirische kalibratiefactor welke op $\beta = 1.3$ werd gekozen en $\partial z_s / \partial x$ is de helling in de stroomrichting.

Uit een gevoeligheidsanalyse in Deelrapport 3 (Stark *et al.*, 2020b) bleek de invloed van variaties in β op de morfologische ontwikkeling in de Westerschelde overigens nihil te zijn.

Transversale hellingeffecten

Het effect van de transversale (i.e., loodrecht op de stroomrichting) helling op het sedimenttransport bestaat uit een component loodrecht op de stroomrichting en wordt in Sisyphe standaard berekend met de formulering van Koch & Flokstra (1981) die op zijn beurt is gebaseerd op de formulering van Van Bendegom (1947). De richting van het sedimenttransport ten opzichte van de stroomrichting wordt aangepast volgens:

$$\tan(\Psi) = \tan(\delta) \cdot B^{-1} \cdot \left(\frac{\partial z_s}{\partial y} \right) \quad (2.12)$$

Hierin is ψ de richting van het sedimenttransport, δ de stroomrichting, B de hellingfactor (i.e., *slope factor* in Baar *et al.*, 2018) en $\partial z_s / \partial y$ de transversale helling. Volgens de formulering van Koch & Flokstra (1981) geldt dat $B = 1.5\vartheta$ en ϑ is de mobiliteitsparameter (i.e., Shields parameter). Het transversale sedimenttransport door hellingeffecten wordt in Sisyphe geïmplementeerd door het aanpassen van de hoek tussen de stroomrichting en de richting van het sedimenttransport. Hierdoor neemt het totale sedimenttransport niet toe als hellingeffecten worden meegenomen.

2.10 Overige modelinstellingen

De overige generieke modelinstellingen voor het hydrodynamisch model in Telemac-3D zijn overgenomen van het gevalideerde Scaldis 3D model (Smolders *et al.*, 2016).

Tabel 3 – Instellingen Telemac-3D

Parameter	Waarde
Time step	4 s
Initial condition	Constante waterhoogte en start met inspeeltijd
Number of layers in the vertical	5 (3D model)
Salt transport	On
Wind	Off
Bottom friction formula	Manning
Bed roughness value	Ruimtelijk variërend
Friction formula for lateral boundaries	Nikuradse Law
Friction coefficient for lateral boundaries	0.054848
Option for the treatment of tidal flats	1: equations solved everywhere with correction on tidal flats
Treatment of negative depths	2: flux control
Free surface gradient compatibility	0.9

Vertical turbulence model	2: mixing length
Mixing length model	3: Nezu and Nakagawa
Horizontal turbulence model	4: Smagorinsky
Coefficient for vertical diffusion of velocities	0.01
Coefficient for horizontal diffusion of velocities	0.01
Scheme for advection of velocities	1: characteristics
Scheme for advection of depth	5: conservative scheme
Scheme for advection of tracers	13: Leo Postma for tidal flats
Scheme for diffusion of velocities	1: implicit (1 is default; 0 cancels the diffusion)
Scheme for diffusion of tracers	1: implicit
Solver	7: GMRES

De overige instellingen voor de modellering van het sedimenttransport met Sisyphé zijn opgesomd in Tabel 4. Voor de transportformuleringen voor bodemtransport en suspensietransport zijn twee opties gebruikt.

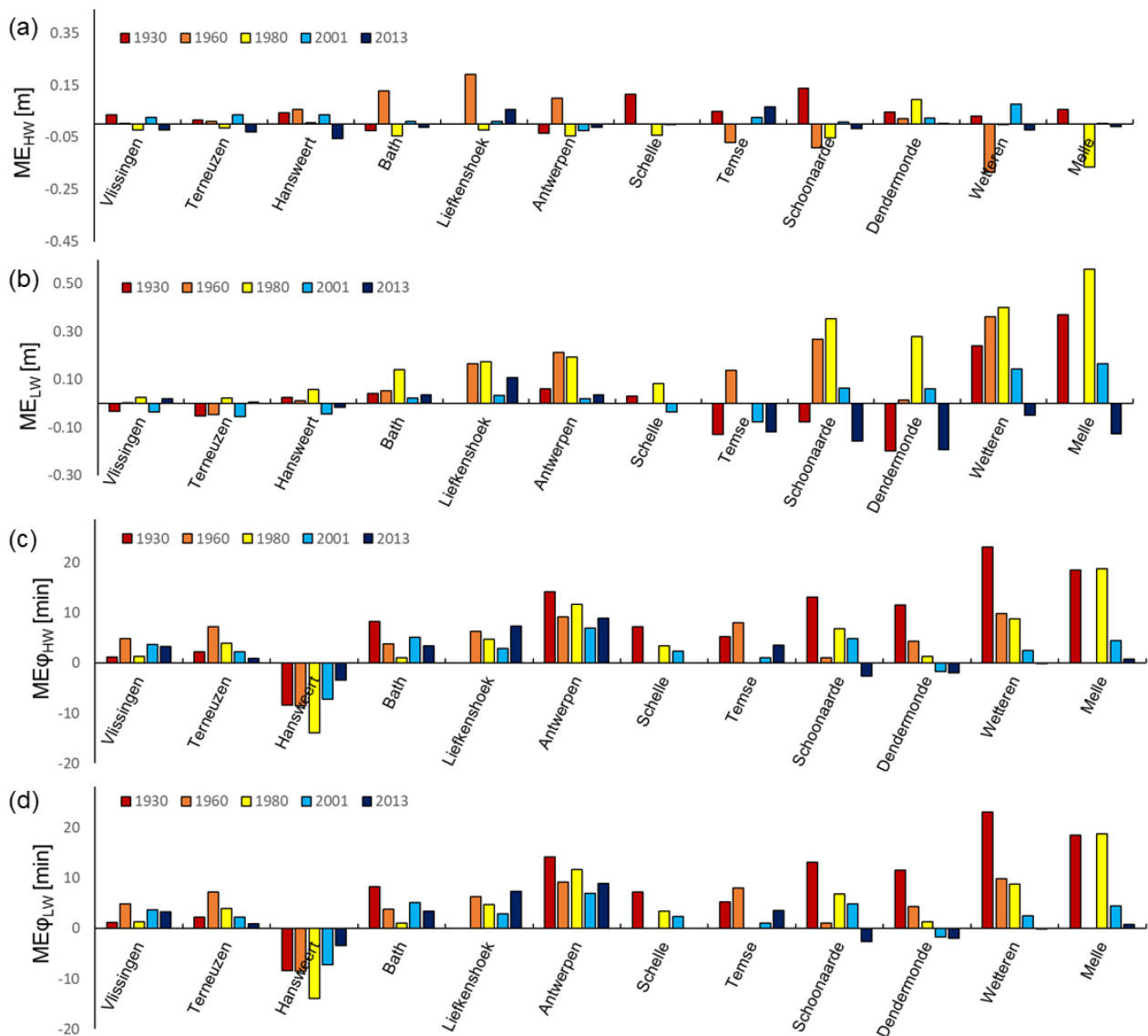
Tabel 4 – Instellingen Sisyphé

Parameter	Waarde
Sediment diameter	200 μm
Morphological Factor	1
Option for the treatment of tidal flats	1: equations solved everywhere with correction on tidal flats
Option for the treatment of non-erodible beds	3: minimization of the solid discharge
Bed roughness value	$n = 0.02 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (i.e., ruimtelijk constant door aanpassing in Sisyphé subroutine <i>coefro_sisyphé.f</i>)
Bed load	Yes
Bed load transport formula	7: (Van Rijn, 2007) 3: (Engelund & Hansen, 1967)
Minimum value for bed load	0.01 m
Bed roughness prediction	No
Bed roughness predictor option	n/a
Slope effect	Yes
Skin friction correction	1: (yes)
Ratio between skin friction and mean diameter	$\alpha_{ks} = 3$ (i.e., $k_s' = \alpha_{ks} \cdot d_{50}$)
Formula for slope effect	1: (Koch & Flokstra, 1981)
Beta	1.3
Friction angle of the sediment	n/a (i.e., only for Soulsby, 1997)

Formula for deviation	1: (Koch & Flokstra, 1981)
Parameter for deviation	n/a (only for Talmon et al., 1995)
Secondary currents	No
Secondary currents alpha coefficient	n/a
Suspension	Yes (Van Rijn, 2007) No (Engelund & Hansen, 1967)
Reference concentration formula	3: (Van Rijn, 2007)
Type of advection	1: (method of characteristics)

2.11 Hydrodynamische validatie van historische modellen

Een beknopt overzicht van de hydrodynamische validatie van de historische modellen van 1930, 1960, 1980, 2001 en 2013 door Stark *et al.* (2019; 2020a) wordt getoond in Figuur 5 aan de hand van de gemiddelde afwijkingen van de hoogwaters en laagwaters getoond langs het estuarium tussen Vlissingen benedenstrooms en Melle nabij de opwaartse grens van het estuarium. De modelvalidatie op basis van een vergelijking tussen gemodelleerde en geobserveerde hoog- en laagwaterstanden laat zien dat alle vijf de historische modellen goed presteren in de Westerschelde, en uitgezonderd het 1960 model, ook in de Beneden-Zeeschelde. De nauwkeurigheid van alle modellen neemt af in de Boven-Zeeschelde waar de getijslag in het algemeen wordt onderschat. Meer specifiek is de gemiddelde afwijking van de meer recente 2001 en 2013 modellen overal in het estuarium ≤ 0.15 m, terwijl de afwijkingen in hoog- en laagwaterfase in het gehele estuarium kleiner dan 10 minuten zijn (i.e., en daarmee kleiner dan het interval van de modeluitvoer). Het 1930 model heeft een gelijkaardige nauwkeurigheid in de Westerschelde en Beneden-Zeeschelde, maar de modelprestatie is minder goed in het bovenstroomse deel van de Boven-Zeeschelde waar met name laagwaterstanden worden overschat tot +0.35 m. Het 1960 model presteert minder goed en geeft een grootschalige overschatting van zowel hoog- als laagwaters in de Beneden-Zeeschelde, terwijl de getijslag tot 0.50 m wordt onderschat in het bovenstroomse deel van de Boven-Zeeschelde. Het 1980 model onderschat de getijslag in het gehele estuarium (i.e., onderzochte transect van Vlissingen tot Melle), wat erop duidt dat de mindere modelprestatie het gevolg kan zijn van een incorrecte representatie van de getijgolf aan de modelrand en in de kust- en mondingszone. De onderschatting van de getijslag in het 1980 model blijft wel gelijkaardig langs de Westerschelde en Beneden-Zeeschelde, waarna de onderschatting toeneemt in de Boven-Zeeschelde.

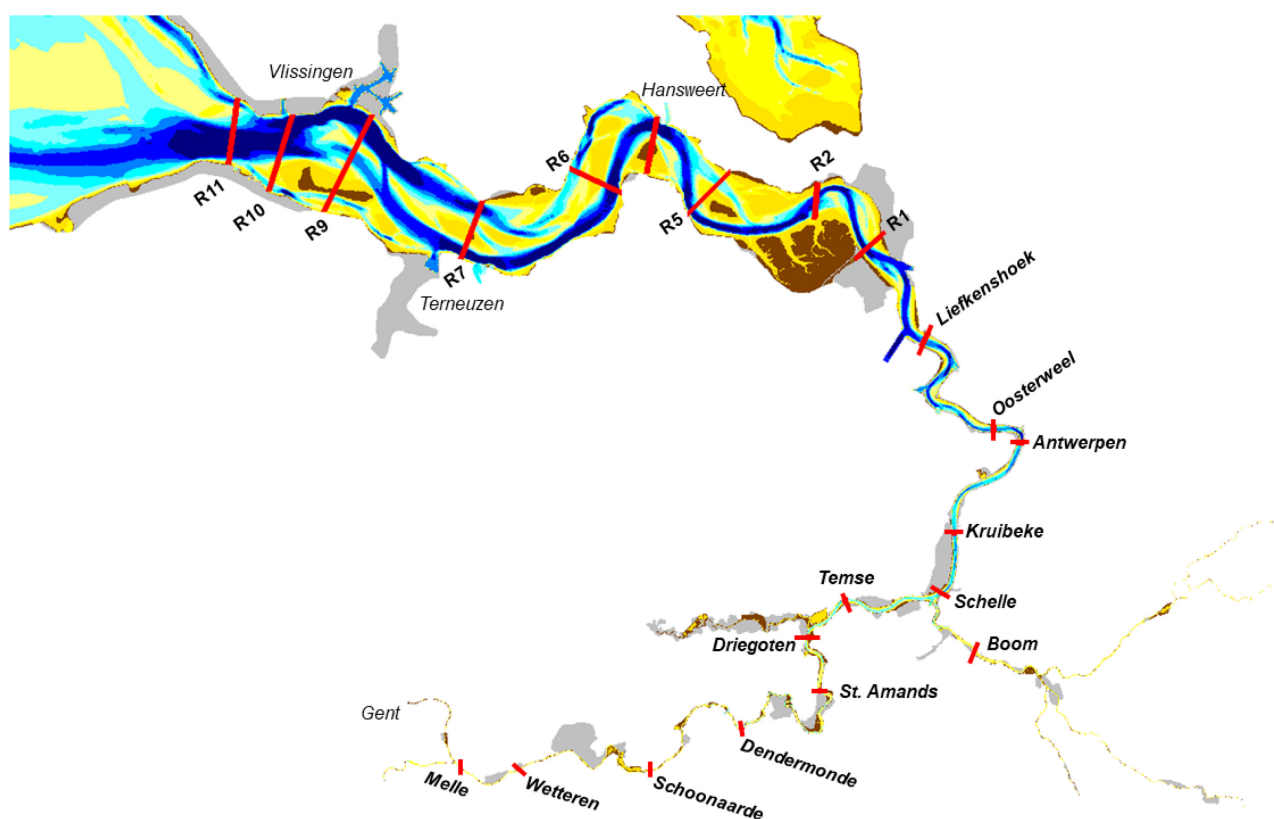


Figuur 5 – HW BIAS (a), T_{HW} BIAS (b), LW BIAS (c) en T_{LW} BIAS (d) voor de historische Telemac-3D modellen.

3 Resultaten

3.1 Analyse

De modelresultaten van de sedimenttransportmodule Sisyphé worden met een interval van 10 minuten opgeslagen in het resultatenbestand. Op een aantal locaties in het estuarium (Figuur 6) wordt uit het resultatenbestand het gemodelleerde residuele sedimenttransport door de dwarssectie na één springtij-doodtij-cyclus berekend en vervolgens omgerekend naar een jaarlijkse sedimentflux in $\text{m}^3 \cdot \text{y}^{-1}$.



Figuur 6 – Overzicht van dwarssecties langs het estuarium waarvoor de residuele sedimentflux wordt berekend.

3.2 Gemodelleerd sedimenttransport

Figuur 7 en Figuur 8 tonen het gemodelleerde residuele sedimenttransport in respectievelijk de Westerschelde en de Zeeschelde voor de vijf historische modellen waarin de transportformulering van Engelund & Hansen (1967) is toegepast. De modelresultaten van simulaties waarin de transportformulering van Van Rijn (2007) is gebruikt staan in Figuur 9 en Figuur 10. In deze figuren duiden positieve waarden op een residuele flux in afwaartse richting en negatieve waarden op een residuele flux in opwaartse richting.

Ruimtelijke patronen

De residuele sedimenttransporten nemen overwegend af in opwaartse richting. Dit kan uiteraard verklaard worden aan de hand van de afnemende dwarssecties in opwaartse richting. De hoogste sedimentfluxen worden gemodelleerd ter hoogte van raai 9 in de Honte en in het geval van de simulaties met de Van Rijn formulering ook bij Terneuzen of raai 7.

Invloed sedimenttransportformulering

Zowel kwalitatief als kwantitatief zijn er duidelijke verschillen tussen de modelsimulaties waarin het sedimenttransport met de Engelund-Hansen formule of de van Rijn formule is berekend. In sommige simulaties is het residuele sedimenttransport daardoor zelfs in tegengestelde richting. Samenvattend kan gesteld worden dat de sedimentfluxen die met de Van Rijn formulering gemodelleerd worden meer in vloedrichting zijn ten opzichte van de transporten die met Engelund-Hansen worden berekend. De grootteorde van de gesimuleerde sedimenttransporten is afhankelijk van het specifieke historische model ook sterk verschillend tussen beide transportformuleringen. In historische situaties die meer naar ebdominantie neigen, zoals het geval is voor het 1930 model, het 1980 model en het 2001 model, is de sedimentflux met de Engelund-Hansen formulering veel groter dan wanneer de Van Rijn formule wordt toegepast. Daarentegen is de vloed-gedomineerde sedimentflux in het 1960 model juist overwegend groter voor de Van Rijn formulering, aangezien er met de Engelund-Hansen formule in de Zeeschelde een bijna-evenwichtssituatie ontstaat in het 1960 model.

Door de modelresultaten kwalitatief te beschouwen kunnen wel enkele algemene en overeenkomstige trends uit de resultaten van de sedimenttransportmodellering gehaald worden.

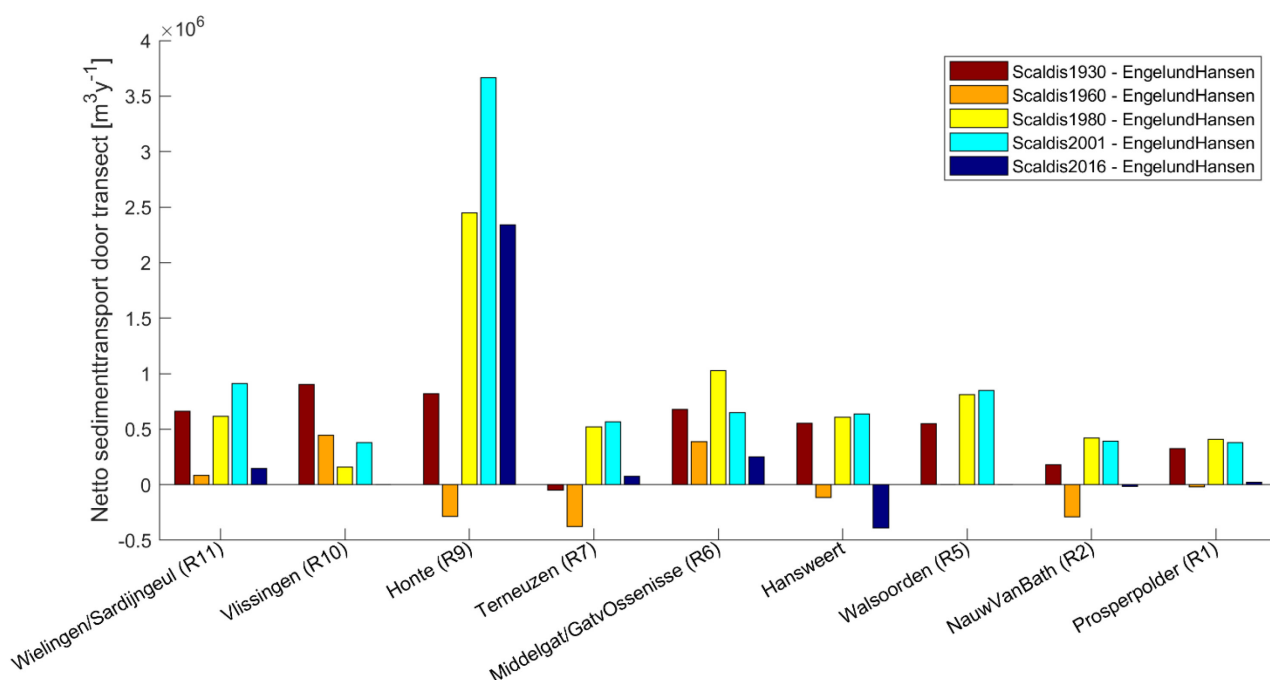
Gemodelleerde historische ontwikkeling

Voor beide transportformuleringen is sprake van een duidelijke afname in ebdominantie (i.e., afname van het residueel transport in ebrichting) tussen de 1930 simulatie en 1960 simulatie. Dit geldt voor alle locaties waarvoor het sedimenttransport berekend is. Afhankelijk van de transportformulering is op veel locaties zelfs sprake van een verandering van ebdominantie naar vloeddominantie. Als de Van Rijn formulering wordt gebruikt voor het zandtransport geldt dit zelfs voor het gehele estuarium, uitgezonderd raai 6 in de Westerschelde. Tussen de 1960 simulaties en de 1980 simulaties is in alle gevallen juist sprake van een toename in ebdominantie (i.e., toename residueel ebtransport of afname residueel vloedtransport). Dit geldt voor beide transportformuleringen en voor alle locaties. Hierdoor is het residueel transport in het 1980 model met de Engelund-Hansen formulering in het gehele estuarium in afwaartse richting. In de 1980 simulatie met de Van Rijn formulering is het gemodelleerd residueel transport voor enkele raaien in de Westerschelde nog wel in opwaartse richting.

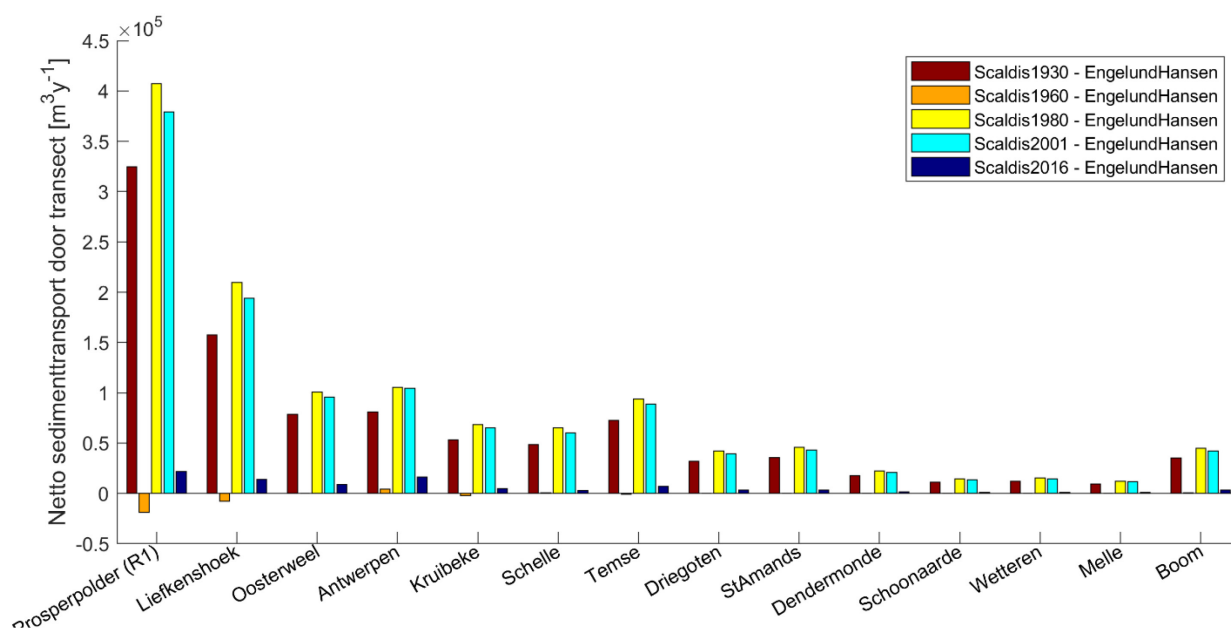
De gemodelleerde historische ontwikkeling van het residueel sedimenttransport met de twee transportformules vertoont meer variatie tussen de modelresultaten met de 1980, 2001 en 2016 modellen. Als de Engelund-Hansen transportformule wordt gebruikt zijn de residuele sedimenttransporten in het 2001 model overwegend gelijkaardig aan de resultaten van het 1980 model. In de resultaten van het 2001 model met de Van Rijn formule is opwaarts van Terneuzen een duidelijke afname van het residuele ebtransport waarneembaar ten opzichte van de 1980 simulatie. Opwaarts van Hansweert wordt dan op alle locaties zelfs een residuele sedimentflux in opwaartse richting gesimuleerd.

Tussen de 2001 en 2016 simulaties met de Engelund-Hansen formulering is in het gehele estuarium sprake van een afname van de het residuele transport in afwaartse richting. Voor de meeste dwarssecties is in de 2016 situatie dan bijna sprake van een evenwichtssituatie. In de 2016 simulatie met de Van Rijn transportformule zijn de trends in het residueel transport ten opzichte van het 2001 model met name in de Westerschelde wisselend. Opwaarts van Hansweert en in de Zeeschelde is wel sprake van een toename van

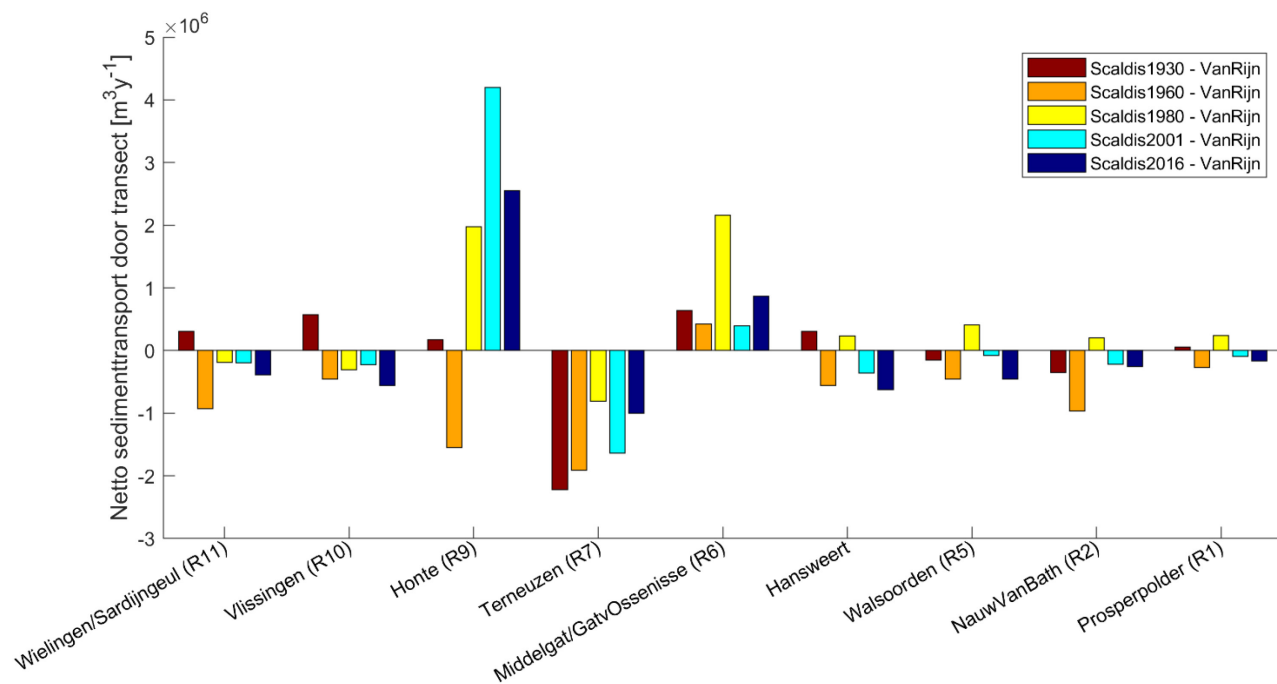
het residuele transport in opwaartse richting op alle locaties. De kwalitatieve trend is daarmee gelijkaardig aan de resultaten met de Engelund-Hansen formule.



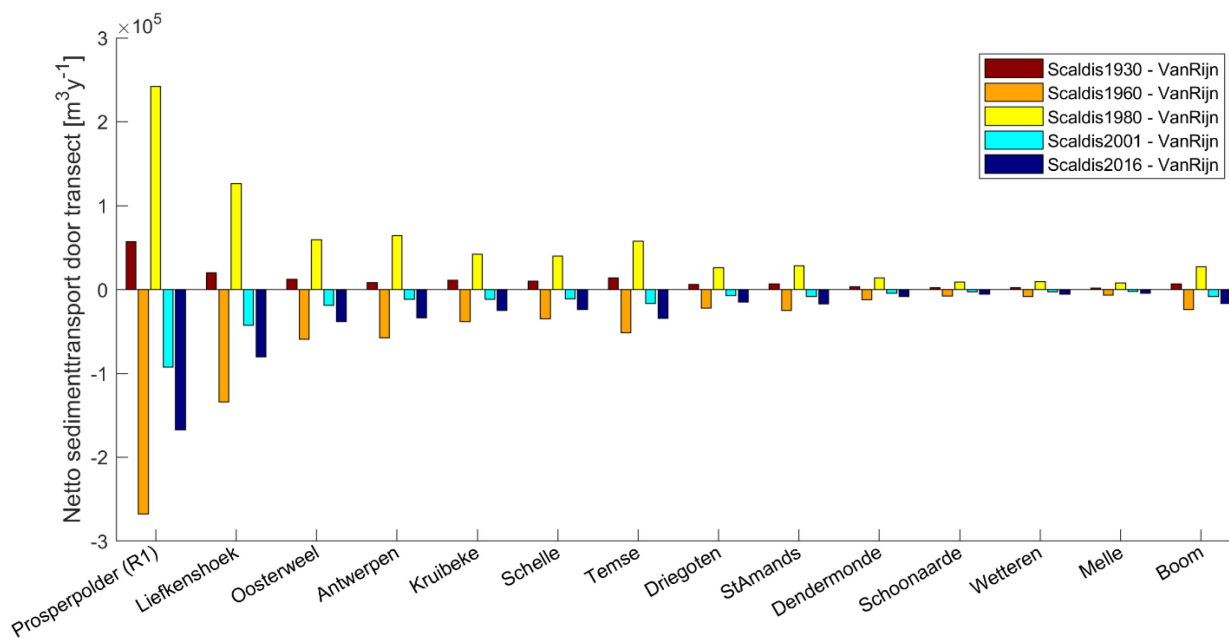
Figuur 7 – Gemodelleerde sedimenttransportflux in de Westerschelde na een springtij-doodtij cyclus met de Engelund-Hansen transportformule.



Figuur 8 – Gemodelleerde sedimenttransportflux in de Zeeschelde na een springtij-doodtij cyclus met de Engelund-Hansen transportformule.



Figuur 9 – Gemodelleerde sedimenttransportflux in de Westerschelde na een springtij-doodtij cyclus met de Van Rijn formulering.



Figuur 10 – Gemodelleerde sedimenttransportflux in de Zeeschelde na een springtij-doodtij cyclus met de Van Rijn formulering.

3.3 Vergelijking met resultaten hydrodynamische modellering van getij-asymmetrie

Figuur 11 toont de door Stark *et al.* (2019) gemodelleerde getij-asymmetrie langs het estuarium voor de vijf historische modellen. De getij-asymmetrie wordt hierin beschouwd aan de hand van de verhouding tussen de stijgingsduur en de dalingsduur (T_{fall}/T_{rise}), de dwarssectie-gemiddelde pieksnelheden tijdens vloed en tijdens eb (V_{FL-max}/V_{EB-max}) en aan de hand van het derde-orde-snelheidsmoment (γ_0). Er wordt opgemerkt dat het meest recente historische model voor de hydrodynamische modellering door Stark *et al.* (2019) de situatie van 2013 betreft, terwijl het meest recente sedimenttransportmodel in de huidige studie de 2016 situatie voorstelt.

Ontwikkeling getij-asymmetrie

De drie indicatoren voor getij-asymmetrie geven een gelijkaardige trend tussen de verschillende historische modellen. Er is echter wel sprake van verschillen in sterkte en type asymmetrie. Zo is het derde-orde snelheidsmoment γ_0 nagenoeg overall eb-dominant, terwijl T_{fall}/T_{rise} en V_{FL-max}/V_{EB-max} op een enkele uitzondering na vloeddominantie aanduiden. Op basis van alle drie de indicatoren neemt de vloeddominantie van het getij toe (of neemt de ebdominantie af) tussen 1930 en 1960, wat verklaard kan worden door het verdwijnen van intertidaal areaal. Vervolgens neemt de vloeddominantie voor elke indicator weer af na 1960, toen de belangrijkste geometrische en morfologische wijzigingen werden gekenmerkt door vaargeulverruiming en sedimentonttrekkingen. Een uitzondering op deze trend is de ontwikkeling tussen 2001 en 2013. In deze periode nam op basis van de drie gebruikte indicatoren de vloeddominantie weer toe in grote delen van het estuarium.

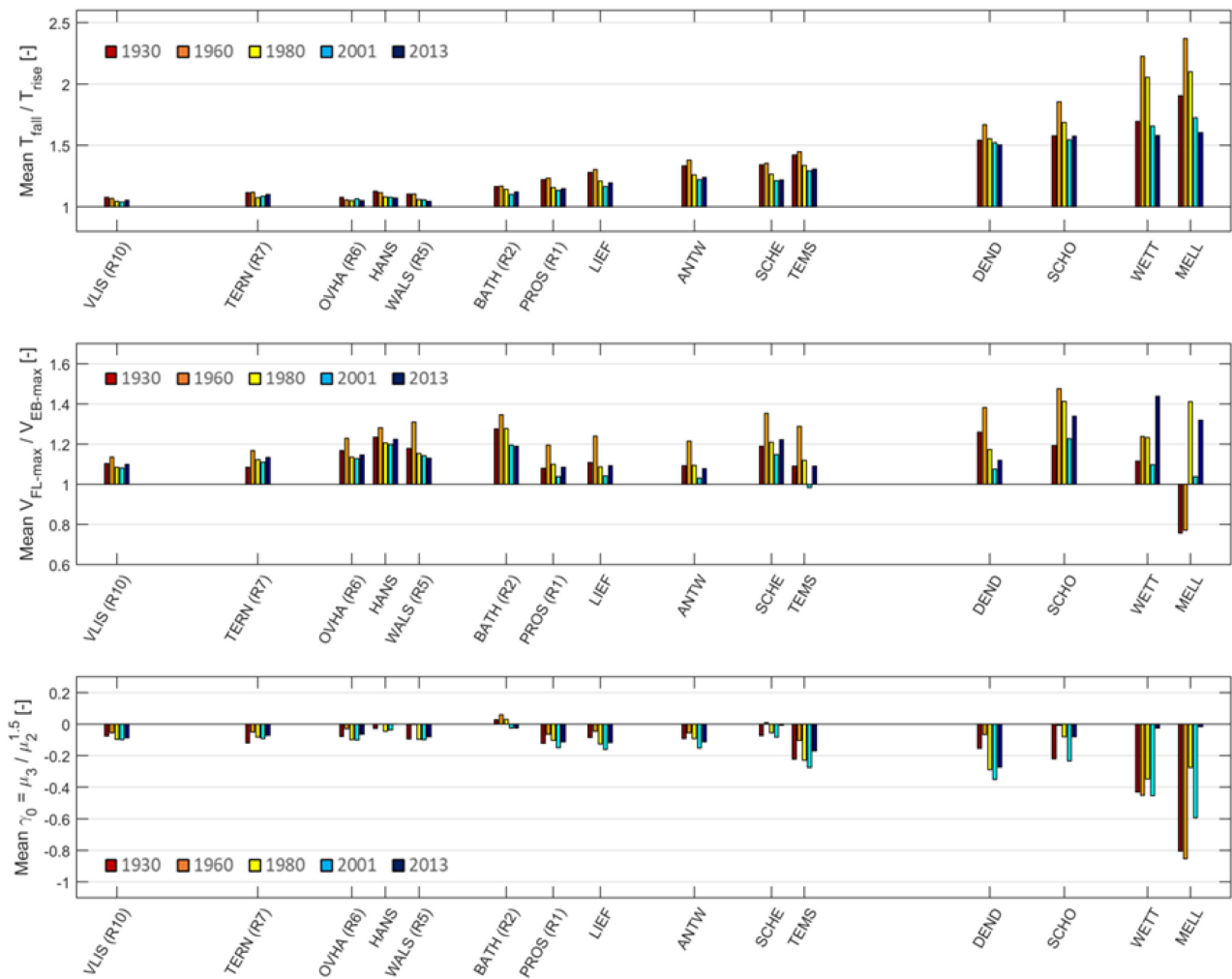
Sedimenttransport vs. getij-asymmetrie

De trends in getij-asymmetrie op basis van de hydrodynamische modelresultaten van de historische modellen vertonen een eenduidiger beeld dan de verschillen in residueel sedimenttransport op basis van de sedimenttransportmodellen. Met name in het afwaartse deel van de Westerschelde wijken de trends in residueel sedimenttransport af van de resultaten elders in het estuarium. Ook is er sprake van enkele verschillen in historische ontwikkeling van de gemodelleerde sedimenttransportfluxen ten opzichte van de gemodelleerde ontwikkeling in getij-asymmetrie.

Voor de periode 1930-1960 en 1960-1980 komen de grootschalige ontwikkelingen in eb- en vloeddominantie op basis van de hydrodynamische modelresultaten en de resultaten van de sedimenttransport-modellering wel overeen. Er is steeds sprake van een afname in residueel ebtransport en toename van de vloeddominantie tussen 1930 en 1960, terwijl er tussen 1960 en 1980 juist sprake is van een toename in residueel ebtransport en een afname in vloeddominantie.

Waar de vloeddominantie tussen 1980 en 2001 blijft afnemen op basis van de hydrodynamische resultaten vertonen de gemodelleerde sedimentfluxen op veel locaties langs het estuarium echter een ander en meer gevarieerd beeld. Afhankelijk van de gebruikte transportformule is er tussen 1980 en 2001 namelijk juist sprake van een zeer lichte tot sterke afname van het residueel transport in ebrichting of zelfs omkering naar een residueel transport in vloedrichting.

De omkering in de trend tussen 2001 en 2013 die de hydrodynamische indicatoren voor getij-asymmetrie vertonen, namelijk een lichte toename van de vloeddominantie, komt beter overeen met de resultaten van de sedimenttransportmodellering. Tussen de 2001 simulaties en 2016 simulaties in de huidige studie is namelijk in nagenoeg het hele estuarium sprake van een afname van de residuele transportflux in ebrichting (i.e., voor Engelund-Hansen), dan wel een toename van de residuele flux in vloedrichting (i.e., voor Van Rijn).



Figuur 11 – Gemodelleerde historische variatie in getij-asymmetrie in het Schelde-estuarium gebaseerd op de verhouding tussen stijgingsduur en dalingsduur (boven), de verhouding tussen maximum dwarssectiegemiddelde vloed- en ebsnelheden (midden) en het derde-orde snelheidsmoment γ_0 (onder).

4 Discussie en conclusies

De historische sedimenttransportmodellen in Telemac-3D en Sisyphé die voor deze studie zijn gebruikt vormen een uitbreiding op de hydrodynamische modellen die door Stark *et al.* (2019, 2020a) werden opgezet en die op hun beurt weer een uitbreiding vormden op het door Smolders *et al.* (2016) ontwikkelde reguliere Scaldis model in Telemac-3D. Hieronder worden de belangrijkste overwegingen met betrekking tot de resultaten van de historische sedimenttransportmodellering in deze studie besproken.

Historische ontwikkeling van getij-asymmetrie en sedimenttransport

De historische variatie van het residueel sedimenttransport op basis van de sedimenttransportmodellen vertoont niet altijd hetzelfde beeld als de historische ontwikkeling van getij-asymmetrie op basis van de hydrodynamische modelresultaten. Er kan geconcludeerd worden dat de trends in vloed- of ebdominantie op basis van de sedimenttransportmodellering en de hydrodynamische modellering voor de periodes 1930-1960, 1960-1980 en 2001-2016 in het grootste deel van het estuarium kwalitatief wel consistent zijn. Overeenkomstig de bevindingen van Stark *et al.* (2019, 2020a) en Vandenbruwaene *et al.* (2020) is er tussen 1930 en 1960 ten gevolge van het grootschalig verdwijnen van intertidaal areaal langs het estuarium sprake van een afname van het residuele ebtransport of toename in het residuele vloedtransport. Vervolgens wordt tussen 1960 en 1980 een omgekeerde trend in het residueel transport gesimuleerd, welke verklaard kan worden door de grootschalige verdieping van de geulen door vaargeulverruiming en sedimentonttrekkingen (Vandenbruwaene *et al.*, 2020). De kwalitatieve trend in de periode 1980-2001 wijkt wel af tussen de sedimenttransportmodellering en de hydrodynamische modelresultaten (i.e., getij-asymmetrie). Waar de vloeddominantie tussen 1980 en 2001 blijft afnemen op basis van de hydrodynamische resultaten is op basis van de gemodelleerde sedimentfluxen juist sprake van een ruimtelijk variërende afname van het residueel transport in ebrichting (of zelfs omkering naar een residueel transport in vloedrichting). Tussen 2001 en 2018 komen de trends op basis van resultaten van de sedimenttransportmodellen wel weer overeen met de ontwikkeling in getij-asymmetrie. Tussen de 2001 simulaties en 2016 simulaties in de huidige studie is, afhankelijk van de transportformule, sprake van een afname van de residuele transportflux in ebrichting dan wel een toename van de residuele flux in vloedrichting.

Invloed transportformulering

Zowel kwalitatief als kwantitatief zijn er verschillen tussen de simulaties waarin het sedimenttransport met de Engelund-Hansen of de Van Rijn formulering is berekend. Dit betreft ook verschillen in eb- en vloed dominantie (i.e., residueel sedimenttransport in tegengestelde richting). De Van Rijn formulering geeft voor sommige historische situaties een opwaarts gericht netto transport, terwijl de Engelund-Hansen formulering nagenoeg altijd in een afwaarts netto transport resulteert. Dergelijke verschillen zijn in overeenstemming met bevindingen op basis van de hydrodynamische modelresultaten omtrent getij-asymmetrie, waaruit blijkt dat de sterkte en het type getij-asymmetrie kan verschillen afhankelijk van de specifieke parameter of indicator die wordt gebruikt (Stark *et al.*, 2017, 2019). De afwaartse netto transporten in simulaties met de Engelund-Hansen formulering, waarin sedimenttransport evenredig is aan de stroomsnelheid tot de vijfde macht, kunnen verklaard worden aan de hand van de horizontale getij-asymmetrie volgens het derde-orde snelheidsmoment, die ook nagenoeg overal op ebdominantie duidt. In de Van Rijn formuleringen is sprake van een kritische bodemschuifspanning waaronder geen transport plaatsvindt. Hierdoor is het belang van de lagere stroomsnelheden voor het berekend sedimenttransport nihil. De residuele transporten zijn in het geval van de Van Rijn formuleringen voor enkele historische

situaties ook opwaarts gericht, wat enige gelijkenis vertoont met de horizontale getij-asymmetrie op basis van de pieksnelheden tijdens eb en vloed, die haast altijd vloed-gedomineerd zijn.

Kwaliteit historische modellen

Voor een beoordeling van de modelprestatie van de historische sedimenttransportmodellen dient uiteraard ook de kwaliteit van de historische modellen voor wat betreft hydrodynamische getijkarakteristieken in beschouwing te worden genomen (zie: §2.11). De modelprestatie van de historische modellen voor de situatie van 1960 en 1980 kent nog tekortkomingen, met name in de Boven-Zeeschelde. Zo wordt de getijslag in het opwaartse deel van het estuarium sterk onderschat, terwijl de prestatie van het 1960 model ook gekenmerkt wordt door een middenstandsverhoging in de Beneden-Zeeschelde. Een mogelijkheid voor modelverbetering van de sedimenttransportmodellen ligt in eerste plaats dan ook bij het verbeteren van de hydrodynamische modellen in Telemac-3D. In dit kader wordt opgemerkt dat deze modellen simultaan zijn gekalibreerd en dat alle vijf historische modellen daarom eenzelfde ruwheidsveld hebben. Een individuele herkalibratie van het bodemruwheidsveld voor elk van de vijf historische modellen zou waarschijnlijk al leiden tot een verbeterde representatie van de getijgolf voor elke individuele historische situatie. Er dient dan wel rekening te worden gehouden met de implicaties van variaties in het ruwheidsveld voor de modellering van sedimenttransport.

In dit opzicht dient vermeld te worden dat de modelsimulaties in deze studie betrekking hebben op niet-cohesief sedimenttransport (i.e., zandtransport). Voor het transport van cohesief sediment (i.e., slibtransport) zijn echter andere mechanismen en sedimenteigenschappen van belang (e.g. Winterwerp, 1998, 2002). De huidige modelresultaten zijn dan ook niet vanzelfsprekend van toepassing op het transport van cohesief materiaal. Binnen dit project wordt de historische variatie in slibdynamiek wel bekeken aan de hand van het geïdealiseerde iFlow model in Deelrapport 9 (Schramkowski *et al.*, in voorbereiding) en aan de hand van modellering in MIKE-11 in Deelrapport 2 (Plancke *et al.*, in voorbereiding-a). De slibdynamiek in het Schelde-estuarium werd daarnaast ook bestudeerd aan de hand van het Scaldis-Mud model in het kader van het project “*Integraal Plan Boven-Zeeschelde*” (e.g. Smolders *et al.*, 2018).

Historische sedimenttransportmodellen en sedimentbalans

Als op basis van de huidige modelresultaten een historische sedimentbalans opgemaakt wordt, dan zou die dus sterk afhankelijk zijn van de gebruikte sedimenttransportformule. In enkele gevallen zou de richting van het residuele sedimenttransport omgekeerd zijn afhankelijk van de gebruikte formuleringen. Om beter te kunnen beoordelen of de gemodelleerde sedimentfluxen voor de historische situaties realistische indicaties geven is een vergelijking met historische morfologische wijzigingen gewenst. Door op basis van bathymetrische verschilkaarten (i.e., sedimentatie- en erosiekaarten) volumeveranderingen in specifieke delen van het estuarium in te schatten kan nagegaan worden welke gradiënten in de residuele sedimentflux verwacht mogen worden en of er in een bepaalde zone van het estuarium overwegend sprake was van import (vloeddominantie) of export (ebdominantie) van sediment (e.g. Cleveringa, 2013; Vandenbruwaene *et al.*, 2017). Zowel kwalitatieve als kwantitatieve verschillen in transportfluxen zouden vervolgens door middel van modelkalibratie verkleind kunnen worden. Mogelijke kalibratieparameters naast de transportformule zijn de sedimentdiameter (i.e., kan ook ruimtelijk gevarieerd worden), de bodemruwheid (i.e., heeft ook effect op waterbeweging) en coëfficiënten voor bodemhellingeffecten. Bij een dergelijke vergelijking dienen ook de sedimentfluxen ten gevolge van bagger- en stortwerkzaamheden in beschouwing te worden genomen. Deze zijn met name in de Beneden-Zeeschelde groot ten opzichte van de netto bodemveranderingen. Bagger- en stortactiviteiten zijn niet geïmplementeerd in de huidige modelsimulaties. Een directe vergelijking tussen de modelresultaten uit deze studie en de door Vandenbruwaene *et al.* (2017) en Cleveringa (2013) opgestelde sedimentbalansen op basis van bathymetrische verschilkaarten voor respectievelijk de Zeeschelde en Westerschelde is daarom op dit moment nog weinig zinvol.

5 Referenties

- Baar, A. W.; de Smit, J., Uijtewaal; W. S. J.; Kleinhans, M. G.** (2018). Sediment Transport of Fine Sand to Fine Gravel on Transverse Bed Slopes in Rotating Annular Flume Experiments. *Water Resources Research*, 54(1), 19-45. doi: 10.1002/2017WR020604
- Baart, F.; Van Gelder, P.H.A.J.M.; De Ronde, J.; Van Koningsveld, M.; Wouters, B.** (2012). The effect of the 18.6-year lunar nodal cycle on regional sea-level rise estimates. *Journal of Coastal Research*, 28(2), 511–516. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.
- Boelens, T.; Schuttelaars, H.; Schramkowski, G.; De Mulder, T.** (2018). The effect of geometry and tidal forcing on hydrodynamics and net sediment transport in semi-enclosed tidal basins. *Ocean Dynamics*, 68(10), 1285-1309.
- Boelens, T.** (2019). AvdT – Sedimenttransport op verschillende tijdschalen - Deelrapport 10. Versie 2.0. *WL Rapporten*, 17_088_10. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.
- Cleveringa, J.** (2013). Grootchalige sedimentbalans van de Westerschelde. International Marine & Dredging Consultants/Deltares/Svašek Hydraulics BV/ARCADIS Nederland BV: Antwerpen. 81 pp.
- EDF-R&D** (2013). 3D hydrodynamics Telemac-3D software. Release 6.2. Operating Manual. EDF-R&D, Chatou, Frankrijk.
- Engelund, F.; Hansen, E.** (1967). A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams. *Teknisk Forlag*, Copenhagen, Denmark.
- Hervouet, J.-M.** (2007). Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling with the finite element method. doi:10.1002/9780470319628
- Koch F.G.; Flokstra C.** (1981). Bed level computations for curved alluvial channels. In: *Proceedings of the XIXth Congress of the Int. Ass. for Hydr. Res.*, New Delhi, India, 1980.
- Leyssen, G.; Vanlede, J.; Decrop, B; Van Holland, G; Mostaert, F.** (2012). Modellentrein CSM-ZUNO. Deelrapport 2: Validatie. *WL Rapporten*, 753_12. Waterbouwkundig Laboratorium & IMDC: Antwerpen, België.
- Maximova, T.; Vanlede, J.; Verwaest, T; Mostaert, F.** (2016). Vervolgonderzoek bevaarbaarheid Bovenzeeschelde: Subreport 4 – Modelling Train CSM – ZUNO: validation 2013. Version 3.0. *WL Rapporten*, 13_131. Flanders Hydraulics Research: Antwerp, Belgium.
- Pawlowicz, R.; Beardsley, B.; Lentz, S.** (2002). Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE, *Computers and Geosciences* 28, 929-937.
- Plancke, Y.; Coen, L.; Kaptein, S.; Mostaert, F.** (in voorbereiding-a). AvdT – Sedimenttransport op verschillende tijdschalen: Deelrapport 2 – Verkenning 1D-modellering slibtransport in het Schelde-estuarium. Versie 1.0. *WL Rapporten*, 17_088_2. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.
- Plancke, Y.; Smolders, S.; Mostaert, F.** (in voorbereiding-b). AvdT – Sedimenttransport op verschillende tijdschalen: Deelrapport 15 – Sedimenttransport op middellange termijn: seizoenale variatie in

sedimentfluxen ter hoogte van Driegoten. Versie 0.1. *WL Rapporten*, 17_088_15. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.

Plancke, Y.; Smolders, S.; Mostaert, F. (2019). Agenda v/d Toekomst – Sedimenttransport op verschillende tijdschalen: Deelrapport 14 – Data-analyse met behulp van een multivariaat model naar invloedsfactoren op de sedimentconcentratie in de Zeeschelde. Versie 3.0. *WL Rapporten*, 17_088_2. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.

Schramkowski, G.P.; Stark, J.; Mostaert, F. (in voorbereiding). Sedimentstrategie Schelde-estuarium: Lange termijn simulaties met iFlow. Versie 1.0. *WL Rapporten*, 17_088_9. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.

Smolders, S.; Maximova, T.; Vanlede, J.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2016). Integraal Plan Boven-zeeschelde: Subreport 1 – Scaldis: a 3D Hydrodynamic Model for the Scheldt Estuary. Version 5.0. *WL Rapporten*, 13_131. Flanders Hydraulics Research: Antwerp, Belgium.

Smolders, S.; Bi, Q.; Vanlede, J.; De Maerschack, B.; Plancke, Y.; Schramkowski, G.; Mostaert, F. (2018). Integraal plan Boven-Zeeschelde: Subreport 6 – Scaldis Mud: a Mud Transport model for the Scheldt Estuary. Version 4.0. *FHR Reports*, 13_131_6. Flanders Hydraulics Research, Antwerp, Belgium.

Smolders, S.; Stark, J.; Plancke, Y.; Vanlede, J.; Bi, Q.; Kolokythas, G. (2019). How autonomous and anthropogenic development of the Scheldt estuary (Belgium) affect tidal asymmetry and sand transport, in: *38th IAHR World Congress September 1-6, 2019, Panama City, Panama: E-proceedings*. pp. 724-732.

Smolders, S.; Vanlede, J.; Mostaert, F. (in voorbereiding). Integraal Plan Boven-Zeeschelde: Sub report 10 – Scaldis Sand: a sand transport model for the Scheldt estuary. Version 4.0. *FHR Reports*, 13_131_10. Flanders Hydraulics Research: Antwerp.

Stark, J.; Smolders, S.; Meire, P.; Temmerman, S. (2017). Impact of intertidal area characteristics on estuarine tidal hydrodynamics: A modelling study for the Scheldt Estuary. *Estuar., Coast. Shelf Sci.*, 198: 138-155.

Stark, J.; Smolders, S.; Vandenbruwaene, W. (2019). Using numerical simulations to improve insight on the historical evolution of tides and morphology in the Scheldt estuary, in: *38th IAHR World Congress September 1-6, 2019, Panama City, Panama: E-proceedings*. pp. 1741-1751

Stark, J.; Maximova, T.; Dujardin, A.; Vandenbruwaene, W.; Mostaert, F. (2020a). Historical evolution of tides and morphology in the Scheldt Estuary: Subreport 3 – Calibration and validation of historical hydrodynamic models. Version 1.0. *FHR Reports*, 14_147_3. Flanders Hydraulics Research: Antwerp.

Stark, J.; De Maerschack, B.; Plancke, Y.; Mostaert, F. (2020b). AvdT – Sedimenttransport op verschillende tijdschalen - Gevoeligheidsanalyse numeriek model: Deelrapport 3 – Modellering van hydro- en morfodynamische processen in de Westerschelde met Telemac – Gevoeligheidsanalyse numeriek model. Versie 1.0. *WL Rapporten*, 17_088_3. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.

Talmon A.M.; Struiksma N.; Van Mierlo M.C.L.M. (1995). Laboratory measurements of the direction of sediment transport on transverse alluvial-bed slopes. *J. of Hydr. Res.*, 33(4): 495–517.

Tassi, P. (2017). Sisyphé User manual. Version 7.2. EDF-R&D, Chatou, Frankrijk.

Taverniers, E. (2001). Zeescheldebekken: de afvoer van de Schelde in 2000. *Verslag AMS*, 2001.02. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap. Afdeling Maritieme Schelde: Antwerpen. 14 + appendices pp.

Temmerman, S.; Govers, G.; Meire, P.; Wartel, S. (2003). Modelling long-term tidal marsh growth under changing tidal conditions and suspended sediment concentrations, Scheldt estuary, Belgium. *Marine Geology* 193, 151-169.

Van Bendegom, L. (1947). Enige beschouwingen over riviermorfologie en riviervverbetering. *De Ingenieur*, 59(4), 1–11.

Van Braeckel, A.; Coen, L.; Peeters, P.; Plancke, Y.; Mikkelsen, J.; Van den Bergh, E. (2012). Historische evolutie van Zeescheldehabitats. Kwantitatieve en kwalitatieve analyse van invloedsfactoren. *Rapporten van het Instituut voor Natuur- en Bosonderzoek 2012* (59). Instituut voor Natuur- en Bosonderzoek, Brussel i.s.m. het Waterbouwkundig Laboratorium, Antwerpen.

Van Rijn, L. (1993). Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Aqua Publications, 386 pp.

Van Rijn, L. (2007). Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 133 (6): 649-667.

Vandenbruwaene, W.; Beullens, J.; Meire, D.; Plancke, Y.; Mostaert, F. (2020). Historische evolutie getij en morfologie Schelde estuarium: Deelrapport 2 – De lange termijn evolutie van de morfologie. Versie 0.1. *WL Rapporten*, 14_147_2. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen.

Vandenbruwaene, W.; Levy, Y.; Plancke, Y.; Vanlede, J.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2017). Integraal plan Boven-Zeeschelde: deelrapport 8. Sedimentbalans Zeeschelde, Rupel en Durme. Versie 4.0. *WL Rapporten*, 13_131_8. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen. X, 42 + 22 p. bijlagen pp.

Vandenbruwaene, W.; Plancke, Y.; Verwaest, T.; Mostaert, F. (2013). The long-term hydro-geomorphological evolution of the Schelde estuary: A comparison between 1951-1960 and 2000-2010. Version 2_0. *WL Rapporten*, 00_158. Flanders Hydraulics Research: Antwerp, Belgium.

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.

Villaret, C.; Hervouet, J.-M.; Kopmann, R.; Merkel, U.; Davies, A.G. (2013). Morphodynamic modeling using the Telemac finite-element system. *Comput. and Geosci.* 53, 105-113. doi:10.1016/j.cageo.2011.10.004

Winterwerp, J.C. (1998). A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment. *Journal of Hydraulic Research*, 36(3), 309-326. doi:10.1080/00221689809498621

Winterwerp, J.C. (2002). On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. *Continental Shelf Research*, 22(9), 1339-1360. doi:10.1016/S0278-4343(02)00010-9

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