

Morfologische ontwikkeling van intergetijde-gebieden en modellering met ESTMORF

Deel II: literatuurstudie

A. Hibma
C. Jeuken
Z.B. Wang

Verslag
augustus 2000



wl | delft hydraulics



OPDRACHTGEVER: Rijkswaterstaat
RIKZ

TITEL: Morfologische ontwikkeling van intergetijde-gebied en modellering met ESTMORF

SAMENVATTING:

Om de lange termijn ontwikkelingen van de morfologie in de Westerschelde als gevolg van baggeren en storten te voorspellen is het model ESTMORF ontwikkeld door het WL|Delft Hydraulics en het RIKZ. Het model is gebaseerd op een combinatie van proces-beschrijvingen en empirische relaties. Er is gebleken dat het model betere resultaten geeft voor de geulen dan voor de platen. In 1999 is besloten om ESTMORF te verbeteren, waaronder (indien mogelijk) de weergave van de intergetijdengebieden.

Het doel van deze studie is om door literatuuronderzoek de relevante processen en factoren voor de ontwikkeling van het intergetijdengebied te achterhalen. De volgende vragen dienen daarbij beantwoord te worden:

1. Wat is het relatieve belang van de verschillende forceringen bij de ontwikkeling van het intergetijdengebied?
2. Welke invloed heeft de vorm (recht, concaaf, convex), grootte en locatie van het intergetijdengebied op het getij c.q. de waterbeweging?
3. Welke rol heeft het intergetijdengebied in de ontwikkelingen in het estuarium?
4. Wat is de tijdschaal waarop de processen verlopen die de ontwikkeling van het intergetijdengebied bepalen?

Aan de hand van de inzicht en kennis, die zijn verkregen uit deze literatuurstudie, wordt een visie gegeven hoe de formuleringen in ESTMORF met betrekking tot het intergetijde-gebied kunnen worden verbeterd.

REFERENTIES: 1. Offerteaanvraag RIKZ/OS/2000/60145, d.d. 12 april 2000
2. Helvert, M.A.G. van en B.A. Kornman, Plan van aanpak ESTMORF 2000, Werkdocument RIKZ/OS/2000.821x.

VER.	AUTEUR	DATUM	OPMERK.	REVIEW	GOEDKEURING
1	A. Hibma	12 juli 2000		Z.B. Wang	
2	Z.B. Wang	21 juli 2000	25/7/00	A.W. van der Weck	T. Schilperoort
PROJECTNUMMER:		Z2776			
TREFWOORDEN:		Intergetijde-gebied, Morfologie, Estuarium, Westerschelde			
INHOUD:	TEKST	48	TABELLEN	FIGUREN	APPENDICES
STATUS:		☐ VOORLOPIG	☐ CONCEPT	☒ DEFINITIEF	1

Inhoud

1	Inleiding	1-1
1.1	Achtergrond	1-1
1.2	Doel van de studie.....	1-1
1.3	Opbouw van het rapport	1-1
2	Estuaria en kustlagunen op verschillende schaalniveaus.....	2-1
2.1	Inleiding	2-1
2.2	Systeembenadering	2-1
2.3	Schaalniveaus.....	2-1
2.3.1	<i>Mega-schaal</i> : estuaria en kustlagunen	2-3
2.3.2	<i>Macro-schaal</i> : deelverzamelingen	2-5
2.3.3	<i>Meso-schaal</i> : geulen, platen, slikken en schorren	2-6
2.3.4	<i>Micro-schaal</i> : beddingvormen	2-8
3	Analyse van processen in het Intergetijdgebied	3-1
3.1	Inleiding	3-1
3.2	Waterbeweging	3-1
3.2.1	Getijstroming en plaatopbouw.....	3-1
3.2.2	Getij-asymmetrie	3-2
3.2.3	Getij-asymmetrie en morfologie	3-3
3.2.4	Reststroming	3-4
3.2.5	Getij-asymmetrie en sediment transport	3-4
3.3	Golven.....	3-5
3.4	Wind.....	3-6
3.5	Zeespiegelstijging en bodemdaling	3-7
3.6	Sediment import en segregatie.....	3-8
3.6.1	Sediment import.....	3-8
3.6.2	Sediment segregatie	3-8
3.7	Menselijk ingrijpen.....	3-10
3.8	Samenvatting.....	3-11

4	Interactie van forceringen op en met morfologie	4-1
4.1	Inleiding.....	4-1
4.2	<i>Macro-schaal</i> : bodemprofiel van estuaria en kustlagunen	4-1
4.3	<i>Meso-schaal</i> : platen en geulen.....	4-4
	4.3.1 Platen.....	4-4
	4.3.2 Geulen	4-6
4.4	<i>Proces-schaal</i> : sediment transport en bodemprofiel.....	4-9
4.5	Samenvatting	4-10
5	Plaat-geul interactie in de Westerschelde.....	5-1
5.1	Inleiding.....	5-1
5.2	Ontwikkelingen in de Westerschelde	5-2
5.3	Plaat-geul interactie.....	5-2
5.4	Empirische relaties	5-4
5.5	Samenvatting	5-5
6	Discussie en conclusies	6-1
6.1	Inleiding.....	6-1
6.2	Ontwikkeling van de intergetijdegebieden in de Westerschelde op hoofdpijnen	6-1
6.3	Evaluatie van de onderzoeksvragen	6-2
	6.3.1 Het relatieve belang van de verschillende forceringen	6-2
	6.3.2 De invloed van intergetijdegebieden op de waterbeweging.....	6-3
	6.3.3 De invloed van intergetijdegebieden op de ontwikkeling van het estuarium	6-4
	6.3.4 Processen en tijdschalen die de ontwikkeling van het intergetijdegebied bepalen.....	6-4
6.4	Implicaties voor de modellering.....	6-6
	6.4.1 Kenmerken ESTMORF formulering.....	6-6
	6.4.2 Problemen in het huidige model.....	6-7
	6.4.3 Nadere analyse	6-8
	6.4.4 Evaluatie en oplossingsrichting.....	6-9
7	Gebruikte literatuur.....	7-1

Appendices

A Commentaar experts op de literatuurstudie

I Inleiding

1.1 Achtergrond

Om de lange termijn ontwikkelingen van de morfologie in de Westerschelde als gevolg van baggeren en storten te voorspellen is het model ESTMORF ontwikkeld door het WL|Delft Hydraulics en het RIKZ. Het model is gebaseerd op een combinatie van procesbeschrijvingen en empirische relaties. Er is gebleken dat het model betere resultaten geeft voor de geulen dan voor de platen (Fokink, 1998a,b). In 1999 is besloten om ESTMORF te verbeteren, waaronder (indien mogelijk) de weergave van de intergetijdgebieden. Om dit te bereiken worden twee voorbereidende activiteiten uitgevoerd in deze studie. In de eerste plaats worden de resultaten van het ESTMORF model nog eens goed geëvalueerd, om precies vast te stellen wat de afwijkingen zijn van de modelresultaten t.o.v. de veldmetingen. In de tweede plaats wordt een literatuurstudie uitgevoerd, om de relevante processen en factoren voor de ontwikkeling voor het intergetijdgebied te achterhalen. Het huidige rapport (deel II) beschrijft de uitkomsten van de tweede activiteit: literatuurstudie.

1.2 Doel van de studie

Het doel van deze studie is om door literatuuronderzoek de relevante processen en factoren voor de ontwikkeling van het intergetijdgebied te achterhalen. De volgende vragen dienen daarbij beantwoord te worden:

1. Wat is het relatieve belang van de verschillende forceringen bij de ontwikkeling van het intergetijdgebied?
2. Welke invloed heeft de vorm (recht, concaaf, convex), grootte en locatie van het intergetijdgebied op het getij c.q. de waterbeweging?
3. Welke rol heeft het intergetijdgebied in de ontwikkelingen in het estuarium?
4. Wat is de tijdschaal waarop de processen verlopen die de ontwikkeling van het intergetijdgebied bepalen?

De resultaten van deze literatuurstudie worden samen met de resultaten van de evaluatie van de modelresultaten gebruikt om tot aanbevelingen te komen voor verbetering van het ESTMORF model (zie deel I van het rapport).

1.3 Opbouw van het rapport

Het rapport is als volgt opgezet:

Hoofdstuk 2 geeft een beschrijving van estuaria en kustlagunen en de morfologische elementen daarin op de verschillende schaalniveaus.

In hoofdstuk 3 worden de verschillende processen beschreven die in estuaria en kustlagunen spelen.

In hoofdstuk 4 wordt nader ingegaan op de relaties van de verschillende forceringen met de morfologie.

Hoofdstuk 5 geeft een nadere beschrijving van de situatie in de Westerschelde.

In hoofdstuk 6 worden conclusies gegeven aan de hand van de hierboven gestelde vragen.

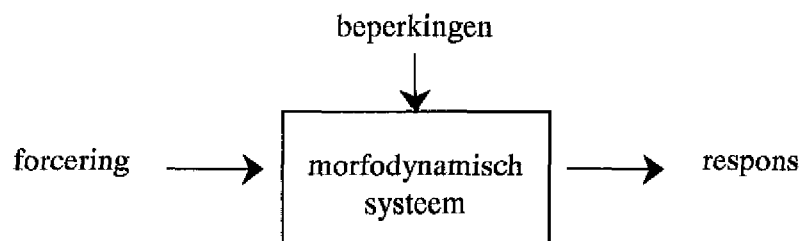
2 Estuaria en kustlagunen op verschillende schaalniveaus

2.1 Inleiding

In dit hoofdstuk wordt de systeembenadering en het concept van de morfologische schaalniveaus uitgelegd, waaraan tijd, ruimte, forceringen, processen en dynamiek gekoppeld zijn. Langs deze cascade van schalen worden definities van estuaria en kustlagunen gegeven en classificaties daarin. Vervolgens zijn de morfologische elementen van de onderliggende schaalniveaus beschreven, die voor deze studie van belang zijn.

2.2 Systeembenadering

Een algemene schets van de gehanteerde systeembenadering wordt gegeven in Figuur 2.1. Als input wordt een natuurlijke of menselijke forcering opgelegd. Beperkingen zijn bijvoorbeeld de vastgelegde grenzen van een estuarium. De (veranderingen in) forceringen en de beperkingen beïnvloeden de processen en mechanismen in het morfodynamische systeem, waardoor het systeem gedrag ofwel de respons zal vertonen.



Figuur 2.1: Respons van een morfodynamisch systeem op een forcering (naar Stive e.a., 1998)

2.3 Schaalniveaus

Estuaria en kustlagunen vormen complexe morfodynamische systemen, opgebouwd uit verscheidene morfologische elementen. Het scala aan morfologische elementen en forceringen, die een rol spelen bij de dynamiek ervan, bestrijken verschillende tijd- en ruimte schalen. Een classificatie van deze schalen leidt tot de volgende cascade (de Vriend, de Vriend en Ribberink, 1996; Stive e.a., 1998), zie Figuur 2.2:

- *Micro-schaal (proces schaal)*. Dit is het niveau van de onderliggende processen (water en sediment bewegingen) en de kleinste morfologische fenomenen, zoals beddingvorming. De bijbehorende tijdschalen zijn dagen. Het dagelijks getij, golven en golf- en windgedreven ztromingen zijn de voornaamste forceringen.
- *Meso-schaal (dynamische schaal)*. Dit is het niveau van morfologische elementen als de geulen en platen. Daarbij behoren schalen van honderden meters in de ruimte en

jaren in tijd. De voornaamste forceringen zijn extreme condities, residuele beweging van water (getij) en zand, baggeren en storten.

- **Macro-schaal (trend schaal).** Dit is het niveau van deelverzamelingen van meso-schaal elementen. Een voorbeeld vanuit de Westerschelde zijn de zogenaamde bochtgroepen. Deze bestaan uit een meander-vormige grote ebeul met daarnaast (parallel) een rechte grote vloedgeul die al dan niet worden gescheiden door langgerekte intergetijdegebieden (zie bijv. Van Veen 1950 en Jeuken, 1998). De bijbehorende schalen zijn enkele kilometers in de ruimte en decaden in de tijd. Voorbeelden van relevante forceringen zijn de 18,6 cyclus van het getij en herhaalde menselijke ingrepen als onderhoudsbaggerwerk.
- **Mega-schaal.** Dit is het niveau van het gehele estuarium. Daarbij behoren tijdschalen van eeuwen en vele kilometers in de ruimte. Forceringen die een rol spelen zijn zeespiegelrijzing, klimaatsveranderingen en grootschalig menselijk ingrijpen als dijk aanleg, landaanwinning en afsluitwerken.

Bij onderzoek en modellering van estuaria kunnen de fenomenen op al deze schalen niet tegelijk worden behandeld en beperkt men zich meestal tot een bepaalde schaal. De overgang van lagere schalen naar hogere kan gedaan worden door middel van aggregatie. Omgekeerd vormen de hogere schalen randvoorwaarden voor de lagere.

In hoofdstuk 3 zal verder worden ingegaan op de processen, mechanismen, forceringen en dynamiek op de verschillende schalen. Hieronder zal een beschrijving van de relevante morfologische elementen gegeven worden.

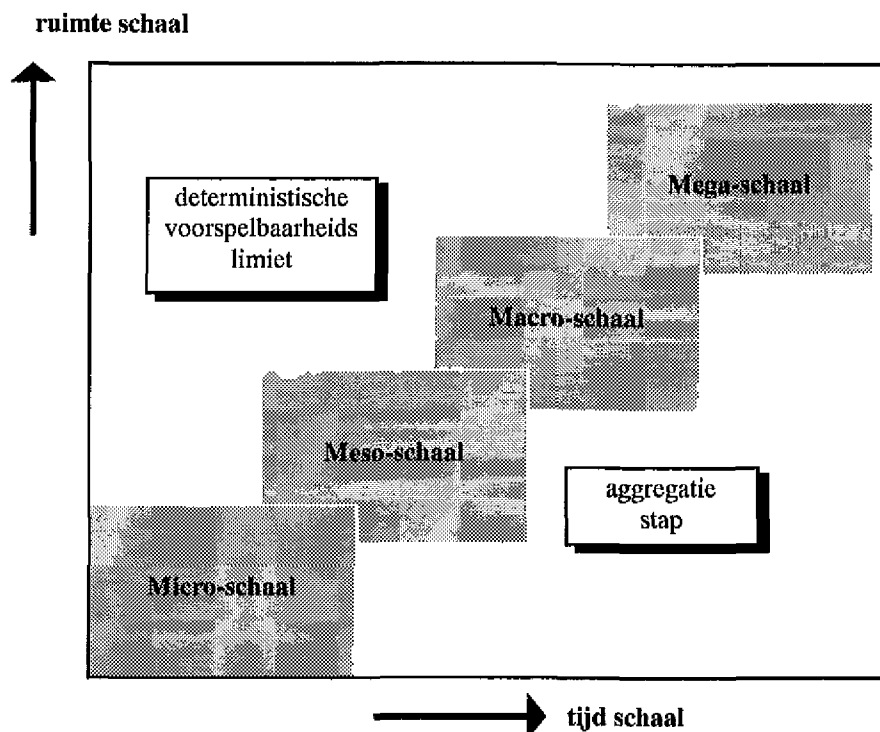


Figure 2.2: Schaal cascade (De Vriend, 1998)

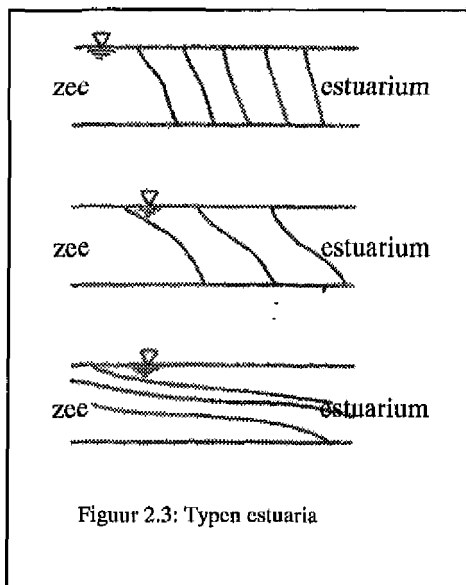
2.3.1 Mega-schaal: estuaria en kustlagunen

Estuaria en kustlagunen vormen een natuurlijke overgang tussen land en zee. De verscheidenheid in geomorfologische typen is groot, maar wordt overzichtelijk gemaakt door classificatie.

Estuaria

De veel gebruikte definitie van estuaria, overgenomen van Cameron en Pritchard (Dyer, 1973; Kjerfve, 1994) luidt: 'Een estuarium is een half ingesloten water volume, in open contact met de zee, waarin het zeewater meetbaar is verdund met zoet water, afkomstig van land afwatering'. Aangezien onder deze definitie ook fjorden, getijde rivieren en straten vallen heeft Kjerfve de definitie aangescherpt tot: 'Een estuarium is een inlandse rivier vallei of kust vlakte, ondergelopen toen de zee de lage rivierloop binnendrong gedurende de Holocene zeespiegelrijzing, waarin het zeewater meetbaar is verdund met zoet water, afkomstig van land afwatering, beïnvloed door het getij en gewoonlijk niet dieper dan 20 meter'. Steijn (1991) merkt op dat in tegenstelling tot riviermondingen, estuaria gewoonlijk getij-dominant zijn.

Het verschil in zoutgraad, temperatuur en sediment concentraties tussen zee en een estuarium heeft dichtheidsverschillen tot gevolg. Drie types van menging kunnen daarbij ontstaan (Steijn, 1991), zie Figuur 2.3:



- *Well-mixed*: een goed gemengd estuarium, doordat de turbulentie, veroorzaakt door de getijstroming, sterk genoeg is om enige verticale zout gradiënten teniet te doen. Gewoonlijk is de rivierafvoer klein. De Westerschelde is een voorbeeld hiervan.
- *Partially-mixed*: een gedeeltelijk gemengd estuarium, dat wordt gekarakteriseerd door een bijna homogene oppervlakte laag van water met een lagere saliniteit en een onderliggende laag met een hogere saliniteit.
- *Highly stratified*: een estuarium met hoge verticale stratificatie, dat wordt gekenmerkt door een duidelijke zouttong, die diep het estuarium indringt.

Er bestaan verschillende estuarium-getallen, waarmee een verdeling over de typen estuaria gemaakt kan worden. Eén daarvan wordt gegeven door Van Rijn (1990):

$$E = \frac{V_f F_0^2}{Q_r T}$$

waarin voor de Westerschelde geldt:

$$V_f = \text{vloed volume} = 1.10^9 \text{ m}^3$$

$$F_0 = \left(\bar{u}_{\max} \right) / \left(g \bar{h} \right)^{0.5} = \text{Froude getal aan de mond van het estuarium}$$

$\bar{u}_{\max}$ = maximale, over de doorsnede gemiddelde, stroomsnelheid gedurende vloed aan de mond van het estuarium = 1 à 1,5 m/s

$\bar{h}$ = over de doorsnede gemiddelde waterdiepte onder MSL aan de mond van het estuarium = 10 m

Q_r = rivier afvoer = 120 m³/s

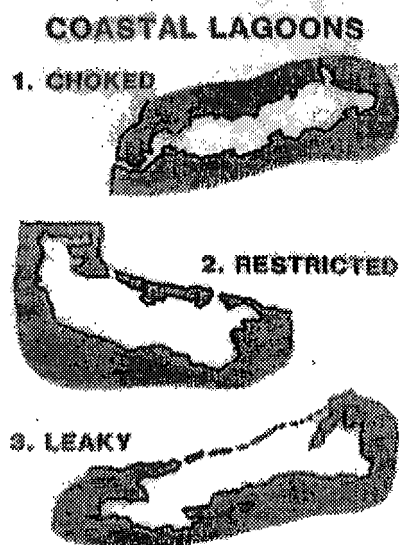
T = getij periode = 44700 s

Afhankelijk van $\bar{u}_{\max}$ levert dit een estuarium-getal tussen 2 en 4,5 op. Voor $E > 0,2$ wordt gesteld dat het estuarium goed gemengd is, wat voor de Westerschelde dus duidelijk het geval is.

Kustlagunen

Met zijn onderverdeling in inlandse kustwateren maakt Kjerfve (1994) ook onderscheidt tussen kustlagunen van estuaria. Zijn definitie van kustlagunen luidt: 'Een kustlagune is een ondiep kustwater volume, gescheiden van de oceaan door een barrière, verbonden met de oceaan door een of meer begrensde toegangsgoulen en gewoonlijk kust parallel georiënteerd'.

Kjerfve maakt vervolgens een onderverdeling tot drie geomorfologische typen, op grond van de water uitwisseling met de oceaan. De snelheid en grootte van deze uitwisseling geven de dominante forceringen en de tijdschalen van de hydraulische veranderingen weer. De drie typen zijn (Figuur 2.4):



Figuur 2.4: Typen kustlagunen (Kjerfve, 1994)

- *choked lagoons* ('ingesloten' lagunen): bestaan gewoonlijk uit met elkaar verbonden elliptische cellen, verbonden met zee door een lange smalle toegangsgoulen, langs kusten met hoge golf energie en significant langs-transport. Getijde stroming en waterstands fluctuaties zijn tot bijna nul gereduceerd. Deze lagunen worden gekenmerkt door lange verversingstijden, wind als dominante forcering.
- *restricted lagoons* ('begrensde' lagunen): bestaan uit een groot, breed water volume, gewoonlijk kust parallel georiënteerd en heeft twee of meer toegangsgoulen. Als gevolg hiervan heeft dit type lagunen een geprononceerde getijde circulatie, beïnvloed door wind en meestal goed gemengd in de verticaal, en een saliniteit variërend van brak tot gelijk aan de oceaan.
- *leaky lagoons* ('open' lagunen): zijn lange kust parallelle water volumens met veel toegangsgoulen naar de oceaan, langs kusten

waar de getij stromingen sterk genoeg zijn om de toegangsgeulen open te houden tegen de golvenwerking en het langstransport in. Dit type wordt gekenmerkt door een groot aantal brede toegangsgeulen, veel wateruitwisseling met de oceaan, sterke getijstroming en een aan de oceaan benaderende saliniteit. De Waddenzee behoort tot dit type.

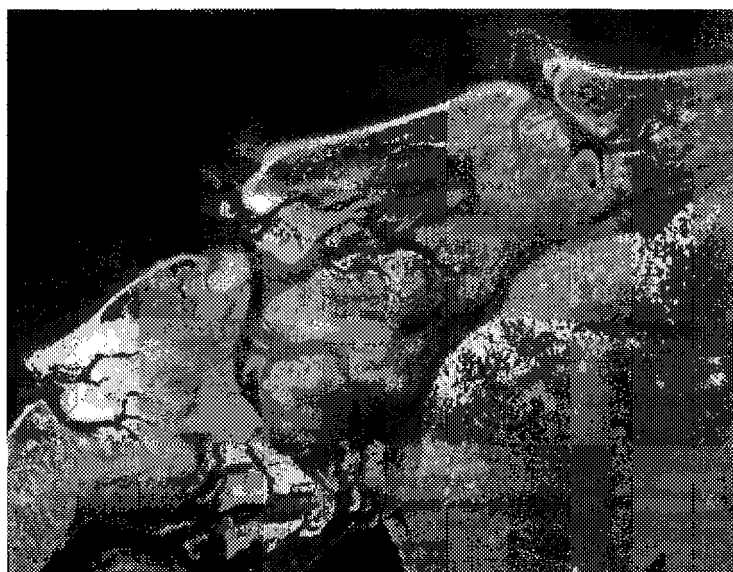
In deze studie ligt de nadruk op kustsystemen, zoals ze ook in Nederland voorkomen: leaky lagoons (Waddenzee) en goed gemengde estuaria (Westerschelde). Dit zijn wezenlijk verschillende systemen voor wat betreft het getij (kort vs. lang bekken), de morfologie (dendritische structuur vs. netwerkstructuur) en geografisch (breed en kustparallel vs. langgerekt en dwars op de kust) (pers.com. de Vriend). Wat de getijstroming betreft gedragen de Nederlandse kustlagunen met sterke getijstroming zich als goed gemengde estuaria (Steijn, 1991) en zal er in deze studie niet altijd een duidelijk onderscheid gemaakt worden tussen kustlagunen en estuaria. Beide kust systemen bevatten op de onderliggende morfologische schalen grotendeels dezelfde elementen.

2.3.2 Macro-schaal: deelverzamelingen

In de Nederlandse estuaria kan een eerste opdeling in morfologische onderdelen als volgt gemaakt worden: de buitendelta, de keel en het bekken (Figuur 2.5).

De buitendelta of ebdelta ligt zeewaarts van de keel en wordt gevormd door sedimentatie als gevolg van de combinatie van getijdenstroming door de keel, langsstroming en golven.

De keel bestaat uit een of meer geulen, gescheiden door platen.



Figuur 2.5: Waddenzee (Van der Spek en Noorbergen)

Het bekken is een complex gebied met geulen, platen, slikken en schorren. Dit gebied wordt gewoonlijk verdeeld in drie zones of hoogtes, het (1) sub-, (2) inter- en (3) supra-getijdengebied (Oost, 1995):

1. De zone beneden laag water: geulen,
2. De zone tussen gemiddeld laag water en gemiddeld hoog water: het intergetijdengebied met platen, slikken en kleine droogvallende geulen,

3. De zone boven gemiddeld hoog water: de hoge platen en slikken, en schorren of kwelders.

De keel en buitendelta worden in deze studie niet verder behandeld.

2.3.3 Meso-schaal: geulen, platen, slikken en schorren

Zoals hierboven gedefinieerd is het intergetijdgebied het gebied dat droogvalt tijdens eb en onderloopt tijdens vloed. Platen en slikken vormen hierbij de morfologische elementen. Ook schorren en kwelders, die slechts onderlopen tijdens springtij, en geulen vormen een onderdeel van de hieronder gegeven beschrijving.

Geulen

In de Waddenzee splitsen de geulen zich op tot een uitgestrekt drainage netwerk. Door deze geulen stroomt het water van en naar de platen, daarmee de voornaamste transportweg voor water en sediment (Oost, 1995). Het lokale sediment transport wordt in grootte en richting bepaald door de lokale dominantie van de eb- of vloed stroom. De brede getijde geulen in de Waddenzee hebben vaak in dezelfde dwarsdoorsnede een eb- en een vloed-gedomineerd gedeelte.

In de Westerschelde neemt met de breedte van het estuarium het aantal geulen in het dwarsprofiel af in stroomopwaartse richting tot er, bij Antwerpen, nog een enkele geul over is. In het Nederlandse deel verplaatst het water zich door enkele evenwijdig aan elkaar lopende geulen, met ondiepten en banken. De geulen zijn het diepst (tot 30 à 40 m) in de scherpe bochten (Allersma, 1992). Deze geulen worden veelvuldig kortgesloten (Tank, 1995). Eb- en vloeddominantie treedt vaak op in gescheiden geulen. Deze geulen vormen vaak een cel, waarin de residuele stroom circuleert. Dit is een vaak voorkomend fenomeen in estuaria (Van Veen, 1950).

In de geulen wordt over het algemeen grover sediment gevonden dan op de platen, waarbij de D_{50} ook afneemt in landwaartse richting.

Er is veel onderzoek gedaan naar empirische relaties tussen de geuldoorsnede en andere parameters van het estuarium. De relatie tussen de doorsnede van de geulen en het getijvolume dat erdoor stroomt is geformuleerd door (Eysink, 1992; Bruun en Gerritsen, 1960):

$$A_{MSL} = c_A V$$

met:

A_{MSL} = stroomgebied onder MSL.

c_A = empirische coefficient:

V = karakteristiek getijdevolume

De relatie tussen het volume van geulen en het getijvolume kan gegeven worden door (Eysink, 1992):

$$V_C = c_C V^{3/2}$$

met:

V_C = geulvolume onder MSL

c_C = empirische coëfficiënt ($65 \cdot 10^6 \text{ [m}^{-3/2}]$ voor Waddenzee en $73 \text{ à } 80 \cdot 10^6 \text{ [m}^{-3/2}]$ voor de Zeeuwse estuaria)

Platen en slikken

Platen en slikken liggen bloot gedurende laag water en onder water gedurende gemiddeld hoog water. Het onderscheid tussen platen en slikken is topografisch: platen zijn aan alle zijden omsloten door geulen, terwijl slikken aan één zijde tegen het vaste land gesitueerd zijn (Tank, 1995). De verschillen in samenstelling van sediment is grotendeels te herleiden tot deze topografie (zie paragraaf 3.6): slikken bevatten veel silt en klei en platen voornamelijk middelfijn tot fijn zand.

Het intergetijdgebied bestrijkt ongeveer 40% van het totale oppervlak van het oostelijke deel van de Westerschelde (Allersma, 1992), voor de Waddenzee is dit 50% (Oost, 1995). Het klei en silt aandeel van de platen is ongeveer 1% (Ehlers, 1988). Ook in de Westerschelde blijft dit aandeel beneden de 3% (van den Berg e.a., 1996), met uitzondering van plaatsen, waar oude deposities (vroege Holoceen/Tertiair) blootliggen.

Voor slibbige platen onderscheid Kirby (Dyer, 1992) twee evenwichtsprofielen voor de randen. Een convexe (bolle) vorm, wanneer de plaat aangroeit en een concave (holle) vorm, wanneer de plaat aan erosie onderhevig is. Analooch bestaan deze profielen voor een geheel bekken (paragraaf 4.2). Er blijkt dus een relatie te bestaan tussen de vorm en het gedrag van een profiel.

Schorren en kwelders

Schorren en kwelders zijn de zuidelijke respectievelijk de noordelijke benamingen voor de aan het land grenzende gebieden in een estuarium, die alleen gedurende springtij en stormen onderlopen. Deze gebieden bestaan voornamelijk uit klei en worden gekenmerkt door dichte begroeiing (Oost, 1995). De vegetatie vermindert de stroomsnelheid, waardoor zand, silt en klei kunnen sedimenteren. De afwatering van de schorren en kwelders verloopt via kleine intergetijdge geulen.

In de Waddenzee zijn de natuurlijke kwelders voornamelijk te vinden langs de eilanden. Langs het vasteland zijn de meeste kwelders kunstmatig, aangezien de aangroei daarvan geforceerd wordt door laandaanwinningswerken, terwijl de volgroeide kwelder in het verleden door bedijkingen telkens aan het systeem is onttrokken.

De overgang van slikken naar schorren varieert in Nederland van flauw verlopende hellingen in sedimentatie gebieden tot kleine kliffen (tot 120 cm hoogte), wanneer erosie domineert (Brouns, 1988).

2.3.4 Micro-schaal: beddingvormen

Tenslotte worden op micro-schaal verschillende beddingvormen onderscheiden. Deze zijn weer geclassificeerd op hun ruimte schaal (Ehlers, 1988; Boothroyd en Hubbard, 1974). Boothroyd en Hubbard maken daarbij de volgende onderverdeling:

- *ribbels*, met een onderlinge afstand tot 60 centimeter,
- *megaribbels*, met een onderlinge afstand tussen 60 centimeter en 6 meter,
- *zandgolven*, met een onderlinge afstand groter dan 6 meter.

Naast dit ruimtelijke onderscheid, hebben megaribbels en zandgolven morfologische verschillen. Megaribbels worden gekenmerkt door bochtige tot puntige kammen, gewoonlijk met ontgrondingskuilen voor de kam. Sommige megaribbels hebben rechte kammen en op intervallen ontgrondingskuilen langs de kam. In vergelijking met zandgolven, is de lengte tot hoogte verhouding van megaribbels klein.

Zandgolven hebben bochtige tot rechte kammen, geen of nauwelijks ontwikkelde ontgrondingskuilen en worden soms twee dimensionaal beschouwd, vanwege de grote lengte tot hoogte verhouding. Ribbels en megaribbels worden beiden gekenmerkt door het loslaten van de stroom terwijl dit bij zandgolven meestal niet het geval is.

In andere studies (zoals Boersma en Terwindt, 1981) worden de megaribbels en kleine zandgoven samen genomen als duinen en vormen grote zandgolven een afzonderlijke categorie.

In de Westerschelde komen in diepe geulen (> 25 m) zandgolven voor met hoogten van 2 m en lengten rond 100 m. De bodems van de ondiepere geulen en de randen van platen, die bij hoog water enige meters of meer diep zijn, vertonen megaribbels. De hogere randen van de platen zijn veelal steil en vlak (Allersma, 1992).

3 Analyse van processen in het intergetijdengebied

3.1 Inleiding

De diverse forceringen, processen en mechanismen die zich in een intergetijdengebied voordoen worden in dit hoofdstuk beschreven. Hierbij komt met name het relatieve belang van de verschillende forceringen bij de ontwikkeling van het intergetijdengebied (*vraag 1*) en de tijdschaal waarop de processen verlopen (*vraag 4*) aan de orde.

3.2 Waterbeweging

Stromingen in estuaria kunnen worden veroorzaakt door getijdebeweging, wind, golfgeïnduceerde krachten, rivier afvoeren en horizontale dichtheidsstromen.

Stromingen kunnen zowel sediment opwoelen als transporteren, waardoor het sedimenttransport grotendeels de stroomrichting volgt. Omdat echter het sedimenttransport niet-lineair afhangt van de stroomsnelheid en de golven een belangrijke invloed hebben in het opwoelen van sediment, kan de richting van het netto-transport verschillen van de residuele stroming (Soulsby, 1997).

Voor de hier te behandelen estuaria en kustlagunen zijn voornamelijk stromingen door getij, golven en wind van belang. Aangezien rivierafvoeren een minimale rol spelen in de Westerschelde (Allersma, 1992) wordt hier niet verder op ingegaan.

3.2.1 Getijstroming en plaatopbouw

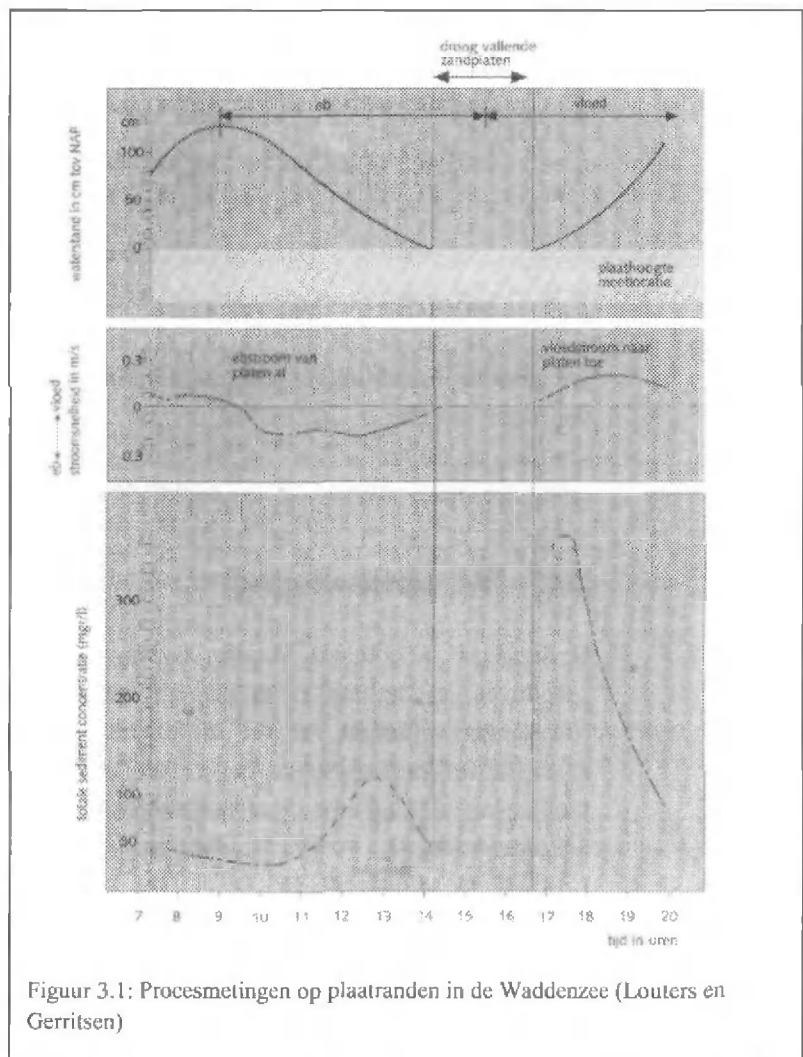
Stromingen en waterstanden als gevolg van het getij variëren voornamelijk binnen een getijperiode (*vraag 4*), maar ook de invloeden van spring- en doodtij en de 18.6 jarige cyclus zijn merkbaar. De gevolgen van de waterbeweging op de morfologie spelen zich over het algemeen af op een grotere tijdschaal. Getijstroming speelt een belangrijke rol bij de opbouw van platen, slikken, kwelders en beddingvormen (*vraag 1*).

De ontwikkeling van platen is sterk afhankelijk van de sedimentuitwisseling tussen geulen en platen. In de geulen treedt de maximum vloed stroomsnelheid op, vlak voor of op het moment dat de platen worden overstroomd. Wanneer voor hoogwater het vloedwater uitstroomt over de platen is de sedimentconcentratie over het algemeen het hoogst en sedimenttransport richting de platen treedt op. Zodra het water zich over de platen verspreidt neemt de stroomsnelheid af en daarmee de sediment-transportcapaciteit. Sedimentatie treedt op, vooral in de periode rond de stroomkentering. Als gevolg vormen vloed-georiënteerde ruggetjes langs de randen van de geulen, die enkele decimeters hoger kunnen zijn dan de erachter liggende platen. De maximale ebstroomsnelheid wordt bereikt nadat het waterniveau onder het plaatniveau is gedaald. De ebstroom concentreert zich daarbij in de kleine geulen, die droogvallen bij laagwater. De aanvoer van zand naar de

ondiepe platen bij vloed is groter dan de afvoer bij eb (Figuur 3.1). Uit metingen in de Waddenzee blijken platen jaarlijks gemiddeld te groeien met 2-3 mm, daarmee gelijk opgaand met de relatieve zeespiegel-rijzing (paragraaf 3.7). In de Westerschelde bedraagt de gemiddelde hoogtetoename 3 mm, wat meer is dan de relatieve zeespiegelstijging.

De opbouw van platen heeft vooral plaats tijdens rustig weer. Bij toenemende hoogte neemt ook de invloed van de golven op de bodem toe, tot dit de overhand heeft. Golven hebben een grote diffusieve werking op het sediment. Bij stormen vlakken platen af, doordat de stroming het opgewoelde sediment meevoert en de golven bezinking voorkomen (Oost, 1995; Louters en Gerritsen, 1994).

Amos (1995) stelt dat de maximale snelheid boven de platen lineair afneemt met de afstand, richting het land. Voor Wash (Groot Britannië) zijn snelheden van 1 m/s in de geulen, variërend van 0.3 tot 0.7 m/s boven zandplaten, en gewoonlijk minder dan 0.3 m/s over slibrijke slikken en schorren gemeten.



Figuur 3.1: Procesmetingen op plaatranden in de Waddenzee (Louters en Gerritsen)

3.2.2 Getij-asymmetrie

Wang e.a. (1999): Met getij-asymmetrie wordt bedoeld de eb-dominantie of vloed-dominantie van het verticale (waterstand) en horizontale (snelheid) getij. Het verticale getij is vloed-gedomineerd wanneer de rijzing van de waterstand (vloed) korter duurt dan de daling (eb). In de omgekeerde situatie is het verticale getij eb-gedomineerd. Volgens een voor morfologen praktisch hanteerbare definitie, is het horizontale getij, d.w.z. het sneheidsverloop, asymmetrisch wanneer het gemiddeld over een getijperiode een netto (residueel) sedimenttransport veroorzaakt. Wanneer er sprake is van een landwaarts gericht residueel transport is het horizontale getij vloed-gedomineerd. Eb-dominantie gaat gepaard met een netto sediment transport in zeewaartse (eb) richting. Een asymmetrie van het horizontale getij kan samenhangen met:

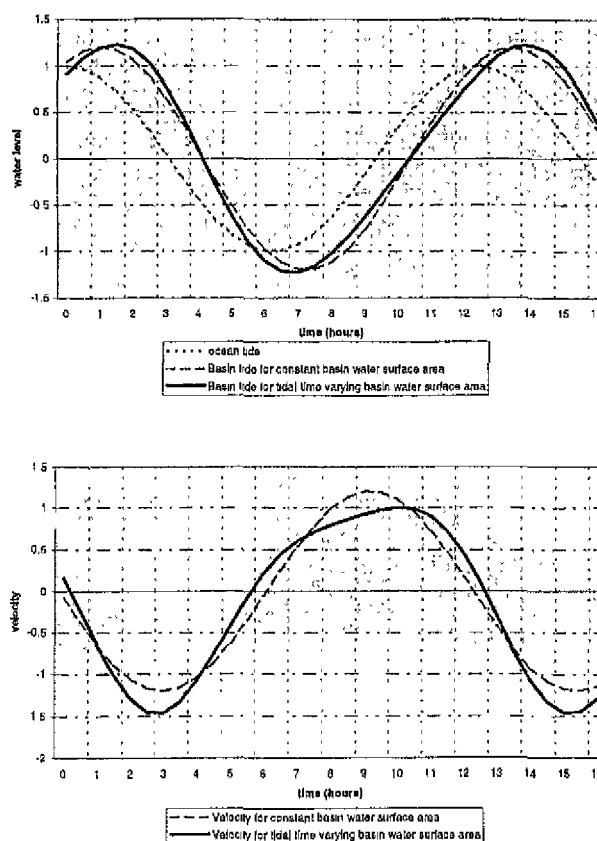
- Een verschil in de *grootte* van de maximale snelheid tijdens eb en vloed: wanneer de maximale stroomsnelheden tijdens vloed groter zijn dan tijdens eb is een vloedgedomineerd sediment transport zeer waarschijnlijk. Dit wordt verklaard doordat het sediment transport niet-lineair (maar sterker) toeneemt met de stroomsnelheid.

- Een verschil in de *duur* van stroomkentering na eb en vloed: een kortere stroomkentering na vloed dan na eb bevordert een zeewaarts gericht transport van fijn gesuspendeerd sediment.

Het astronomisch getij en de variaties in de asymmetrie van het getij kunnen worden beschreven door middel van harmonische componenten. Voor de karakterisering van de getij-asymmetrie wordt vaak uitgegaan van de amplitudeverhouding en het relatieve faseverschil van M_2 en de hogere harmonische componenten (M_4 , M_6). Hierbij zijn de verhouding van de amplitudes en het faseverschil een maat voor de intensiteit van de asymmetrie, terwijl het faseverschil indicatief is voor de richting (eb of vloed-dominant).

3.2.3 Getij-asymmetrie en morfologie

De geringe diepte van een estuarium en het vullen en ledigen van de platen en slikken beïnvloedt de vorm van de getijdegolf die het zeegat inkomt. Hierdoor verschilt de waterstands-asymmetrie in het bekken van die op zee (van der Kreeke en Dunsbergen, 1998). Het intergetijdengebied stuurt de snelheden door de hoofdgeul naar eb-dominantie (vraag 2 en 3). Dit laten Van der Kreeke en Dunsbergen zien met behulp van een lumped-parameter model en is ook als volgt te verklaren: als uitgegaan wordt van een eenvoudig harmonisch getij op zee en een constant bekkenoppervlakte, dan is de waterstand in het bekken bij benadering een eenvoudige harmonische tijdsfunctie die achterligt op het getij op zee. Hoe groter of hoe langer het bekkenoppervlak, hoe langer het getij in het bekken achterblijft. Wanneer het bekkenoppervlakte varieert met het getij, waarbij tijdens laag water het oppervlak relatief klein is, zal de achterstand van het bekken op de zeewaterstand kleiner zijn tijdens de gemiddelde waterstand. Als de waterstand in het bekken hoger komt dan het gemiddelde niveau neemt de achterstand toe. Het tijdsverschil tussen het bereiken van de maximale waterstand op zee en in het bekken is dus groter dan het tijdsverschil voor



Figuur 3.2: Getij-asymmetrie door variërend bekkenoppervlak (Van der Kreeke en Dunsbergen)

laag water. Dit leidt tot een relatief langzame stijging en snelle daling van de bekkenwaterstand. In Figuur 3.2 is dit getoond. In de onderste figuur is de stroomsnelheid weergegeven, waarbij de snelheden in het bekken zijn afgeleid uit het verschil in waterstanden tussen bekken en zee. Wanneer de variatie in het bekkenoppervlak niet wordt meegenomen is de curve symmetrisch, wanneer de variatie wel wordt meegenomen worden de snelheden eb-dominant.

Doordat de kombergingsbreedte en het doorstroomoppervlak variëren met de waterstand (hypsometrie-effect, paragraaf 4.2) is de relatie tussen het horizontale en verticale getij is niet-lineair.

Uit diverse onderzoeken naar de relatie tussen asymmetrie van het verticale getij en de grootschalige morfologie van een estuarium blijkt dat ondiepe estuaria gekenmerkt worden door een vloed-dominante asymmetrie van het verticale-getij. Eb-dominantie komt met name voor in diepere systemen met relatief veel intergetijdengebied, zoals Van der Kreek en Dunsbergen ook hebben laten zien. Dit concept is afgeleid voor wrijvingsgedomineerde, korte getijdenbekkens (zie Figuur 4.1). In kwalitatieve zin blijkt dit ook te gelden voor delen van de lange Westerschelde (Wang e.a., 1999).

Tijdens springtij is de getij-asymmetrie groter dan tijdens doodtij. Dit wordt vermoedelijk veroorzaakt doordat de niet-lineaire interacties het sterkst zijn tijdens springtij.

3.2.4 Reststroming

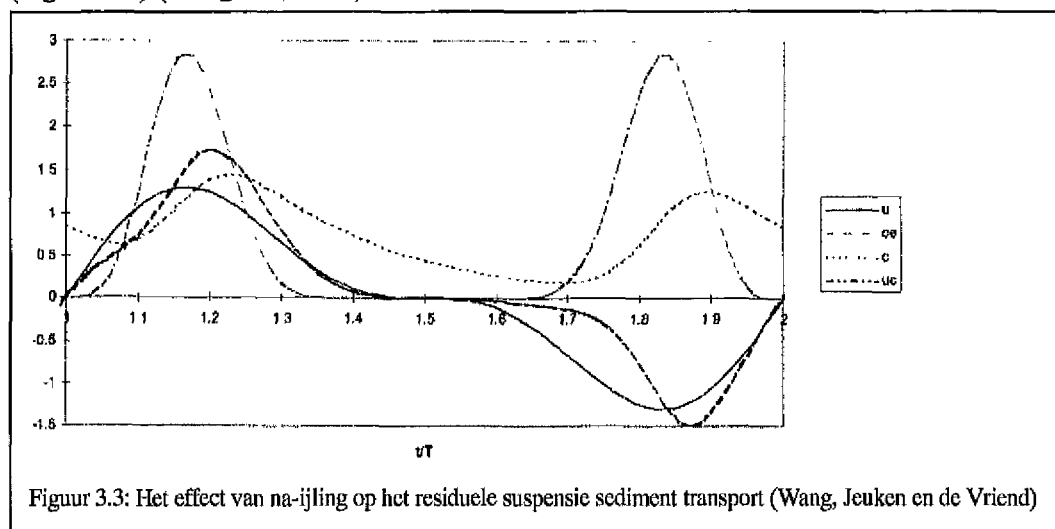
Residuele stroomsnelheden in een goed gemengd estuarium worden beïnvloed door de rivierafvoer, wind (Paragraaf 3.4) en getij-geïnduceerde horizontale circulatie.

De reststroming die wordt veroorzaakt door getij is erg afhankelijk van de (horizontale) geometrie en bathymetrie (*vraag 2*). Circulatiestromen naast dammen is een voorbeeld van het eerste type. Een voorbeeld van door bathymetrie veroorzaakte circulatiestromen is dat in relatief diepe delen de residuele stroming ebgericht is en in de ondiepere delen in de vloedrichting. Residuele stromingen zijn ook gerelateerd aan de geulmorfologie. In een doorsnede van een estuarium met twee geulen is de reststroming in de diepe geul gewoonlijk eb-dominant en in de ondiepere geul vloed-dominant. De intensiteit van de hiermee gepaard gaande horizontale circulaties varieert tijdens de springtij/doodtij-cyclus met een factor twee in de Westerschelde (*vraag 1*) (Wang e. a., 1999).

3.2.5 Getij-asymmetrie en sediment transport

In onderzoek naar het effect van getij-asymmetrie op sediment transport wordt onderscheid gemaakt tussen bodem transport en gesuspendeerd transport (paragraaf 4.4). Van der Kreeke en Robaczewska (1993) tonen aan dat de residuele stroming en de hogere harmonische getijcomponenten van M_2 het bodemtransport op de lange termijn bepalen. Het residuele bodemtransport is in de richting van de grootste stroomsnelheid als gevolg van de sterke niet-lineaire relatie tussen bodemtransport en stroomsnelheid. De drempelwaarde voor sediment transport vergroot het effect van de snelheids-asymmetrie.

Voor gesuspendeerd transport geldt dit mechanisme ook, echter daarbij speelt het relaxatie effect in de sediment concentratie, die leidt tot een residueel gesuspendeerd transport wanneer er geen residueel bodemtransport aanwezig is. Het residueel transport is vloedgericht wanneer de hoogwaterkentering langer duurt dan de laagwaterkentering (Figuur 3.3) (Wang e.a., 1999).



Vloedgericht residueel gesuspendeerd sediment transport hoeft niet alleen het gevolg te zijn van getij-asymmetrie. Water en sediment kan tot op de platen en slikken gebracht worden in een getijcyclus. Wanneer het bezonken is kan de volgende ebstroom niet sterk genoeg zijn het sediment opnieuw in suspensie te brengen, wat resulteert in een netto transport (Van der Kreeke en Dunsbergen).

Voor residueel gesuspendeerd sediment transport zijn ook van belang de zout/zoet circulatie en mengprocessen (dispersie).

3.3 Golven

Golven spelen een belangrijke rol in het opwoelen van sediment en kunnen langsstromingen, onderstroom en massa-transport snelheden veroorzaken, die sediment transporteren (*vraag 1*). Ook de asymmetrie van de snelheden onder de kam en het dal van de golf is een bron voor netto sedimenttransport.

Golven op zee kunnen worden opgewekt door de locale wind die over een zekere afstand en duur over het water waait (locaal gegenereerde windgolven), maar ze kunnen ook het resultaat zijn van stormen op afstand (deining). Deze deining heeft gewoonlijk een langere periode en minder spreiding in periode en richting dan lokaal opgewekte golven.

Door de wisselwerking van golven met stromingen is het gezamenlijke gedrag niet een lineaire som van beide afzonderlijk (Soulsby, 1997).

Het bekken van een estuarium wordt door de eilanden en buitendelta aanzienlijk afgeschermd van golven vanuit zee. De golf energie die door de keel binnendringt waaiert gewoonlijk uit over het bekken, waardoor de energiedichtheid en golfhoogte snel afnemen. Golfenergie dieper in het bekken is meestal het gevolg van golven die lokaal zijn opgewekt door wind. Als de golfrichting bijna parallel is aan de geuloevers, kan 'kanalisering' van

golfenergie optreden, waarbij de golven in de geul vastgehouden worden en de golfenergie ver in het bekken doordringt (*vraag 2*) (de Vriend, Dronkers, Stive, e.a., 1998).

Na een storm kan de invloed van golven zichtbaar zijn in de vorm van plaatselijke erosie. Op langere termijn is deze lokale erosie niet terug te vinden, maar de effecten van deze kleinschalige veranderingen kunnen wel doorwerken in grotere schalen door de mogelijke beperkingen aan breedte en hoogte van de platen (*vraag 4*).

Uit metingen op de intergetijdgebieden van Wash (Groot Brittanië) blijken tijdens stormen de sedimentconcentratie boven de platen een order groter te zijn dan gewoonlijk, waarbij de hoogste waarden op de lage en middelhoge platen wordt aangetroffen; tegenovergesteld aan de trends bij rustig weer. Voor slib kan ook de dynamische golfbelasting een rol spelen, door de daarbij gepaard gaande veranderingen in de poriënspanning en vervolgens de liquefactie van het intergetijde sediment. Dit is nog niet gekwantificeert (Amos, 1995).

Door de geometrie, refractie en diffractie ontstaat in een intergetijdgebied een complex golfpatroon en golfgedreven stromingspatroon. In hoofdstuk 4 wordt verder ingegaan op de relatie tussen de geometrie en golfinvloed.

3.4 Wind

Wind is door de vorming van golven en windgedreven stroming een belangrijke aandrijvende kracht voor morfologische veranderingen in een intergetijdgebied (*vraag 1*). Uit metingen op de Galgeplaat (Oosterschelde) bleek de sterkte van erosie zeer te variëren in de ruimte. Daarbij bestond een sterke correlatie met de windrichting en daarmee met de golfrichting, met name tijdens stormen (*vraag 4*) (Kohsiek e.a., 1988).

In kustgebieden zijn naast getijstromingen ook windgedreven stromingen belangrijk, waarbij onderscheid gemaakt moet worden tussen direct en indirect windgedreven stromingen. De eerste zijn vooral van belang, omdat er een inverse correlatie tussen de aandrijving van de windgedreven stroming en de waterdiepte bestaat (in de desbetreffende term in de bewegingsvergelijkingen staat immers $\tau_w / \rho h$). In een geaccidenteerd gebied als hier beschouwd kan dat leiden tot sterke circulatiestromen.

Indirect door wind gedreven stromingen zijn het gevolg van het meteorologische getij (storm surges). Zo'n stormopzet kan dagen duren en veroorzaakt een verval over het zeegat en daarmee een sterke stroming naar binnen, soms zodanig dat de stroming niet meer kentert met het astronomische getij. Zo kan er dagen achtereen een stroming het zeegat in staan, met alle morfologische gevolgen van dien (Ehlers, 1988; de Vriend, pers.com.). Volgens Niemeyer (pers.com.) worden deze morfologische effecten echter vrij snel (in enkele maanden) weer teniet gedaan, tenzij er catastrofale, onomkeerbare veranderingen zijn opgetreden, zoals de vorming van een nieuw zeegat.

De door wind veroorzaakte oppervlakte stroming kan gepaard met een onderstroom in tegengestelde richting.

Wind kan behalve via het genereren van stromingen en golven ook direct invloed hebben op het sediment transport door eolisch transport. Wanneer de hoge platen droog komen te liggen gedurende een groot deel van de getijperiode, kan eolisch zandtransport plaatsvinden

op dit droogliggende oppervlak. De hoeveelheid sediment, die op deze wijze transporteert kan aanzienlijk zijn (Steijn, 1991). Swart (1986) heeft een overzicht gemaakt van de diverse formuleringen die colische sediment transport over een droog oppervlak schatten. Meestal zullen de platen echter nat zijn en is er dus nog een aanpassing van de formuleringen nodig.

Op de lange termijn is naast de veranderingen door de natuurlijke cycli in het windklimaat (Hoozeman, 1990) een toename in windsnelheden voorspeld als gevolg van het broeikaseffect. De voorspelde toenemende depressie-activiteit is echter nog niet aangetoond op basis van metingen (Louters en Gerritsen, 1995).

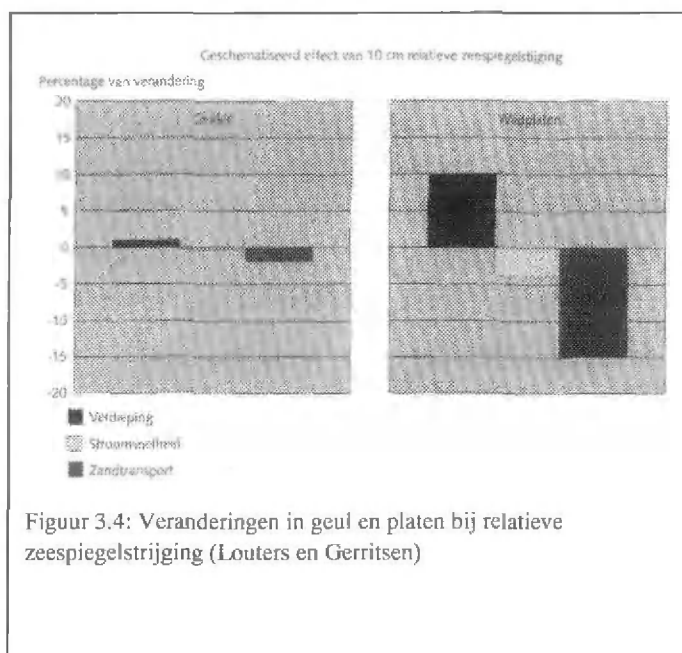
3.5 Zeespiegelstijging en bodemdaling

Het gemiddeld zeeniveau stijgt al meer dan honderd eeuwen, de afgelopen 150 jaar met een constante snelheid van 20 cm per eeuw (*vraag 4*). Er wordt echter rekening gehouden met een versnelde stijging als gevolg van de verhoging van de gemiddelde temperatuur op aarde. Naast zeespiegelstijging vindt er ook bodemdaling plaats. In de term relatieve zeespiegelstijging worden beide effecten gesommeerd.

Bij een versnelde zeespiegelrijzing verdiept het getijdebekken iets, nemen de stroomsnelheden in geringe mate af en de sediment transportcapaciteit, die met een macht gekoppeld is aan de snelheid, in iets grotere mate. De met sediment beladen vloedstroom zet zand af in het bekken, dat niet in zijn totale hoeveelheid met de ebstroom weer naar buiten gebracht wordt. De zandbronnen zijn de buitendelta en de kusten.

Bij een verdieping van het bekken neemt de stroom-snelheid (en daarmee de transportcapaciteit), boven de platen relatief sterker af dan in de geulen. Een relatief versterkte sedimentatie op de platen is

hiervan het gevolg (Figuur 3.4). De platen vormen de voorkeursplaatsen voor afzetting van zand. Zandplaten blijken weinig in relatieve hoogteligging ten opzichte van hoogwater te veranderen. Strikt genomen is er nog wel sprake van een tijdsvertraging, maar die ligt in de orde van jaren, niet van decaden (pers.com. de Vriend). De gemiddelde toename van de *diepte* komt vooral voor rekening van verdieping en verbreding van de geulen.



3.6 Sediment import en segregatie

In het merendeel van estuaria en kustlagunen komt een grote verscheidenheid in korrelgrootte voor, variërend van grof zand tot fijn silt en lutum deeltjes. Bij sediment transport is de mate en richting mede afhankelijk van de korrelgrootte en de cohesie. Dit leidt tot zowel horizontale als verticale variatie in de samenstelling van de bodem, wat sediment segregatie wordt genoemd (van Ledden, 2000).

3.6.1 Sediment import

Van Straaten en Keunen (1957) tonen aan dat het sediment in de Waddenzee voornamelijk afkomstig is van de Noordzee. De bijdragen uit zoet water van het land, door organismen en erosie van oudere beddingen in diepe geulen zijn van ondergeschikt belang.

Ook in de (Nederlandse) Westerschelde is voornamelijk marien sediment aanwezig. De import van sediment in de Westerschelde is voor de afgelopen eeuw berekend op bijna 1.4 miljoen m³ per jaar, wat overeenkomt met een gemiddelde hoogte-toename van 30 cm per eeuw, ongeveer een decimeter meer dan de relatieve zeespiegelrijzing (Van den Berg, Jeuken en Van der Spek, 1996; Verlaan, 1998).

In de Nederlandse Waddenzee bedraagt de netto depositie tussen de 8 en 21 miljoen m³ per jaar ofwel enkele mm in hoogte, waarmee de zeespiegelstijging, bodemdaling (mede door gaswinning) en zandwinning gecompenseerd worden (Oost, 1995).

De hoeveelheden zand en slib die door de zeegaten worden getransporteerd zijn een orde groter dan de netto transporten (Gerritsen, 1994).

3.6.2 Sediment segregatie

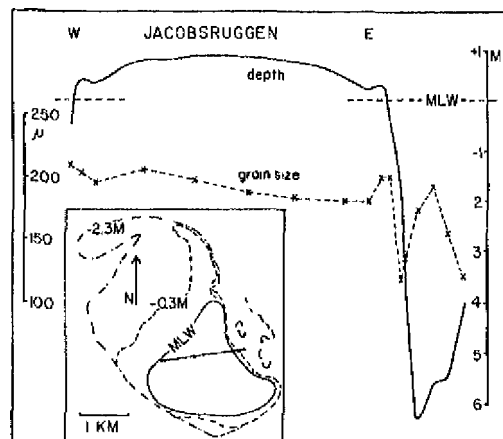
In estuaria en kustlagunen wordt over het algemeen in de geulen grover sediment gevonden dan op de platen. Bovendien neemt de korreldiameter af van de zee richting de kust. Dit is ook voor de Westerschelde als voor de Waddenzee gevonden (van den Berg e.a., 1996; Postma, 1967; van Straaten en Keunen, 1957). Dit wordt veroorzaakt door verschillende mechanismen:

Golven en stroming

In de eerste plaats is een afname van de korreldiameter het gevolg van een afname van de maximale stroomsnelheden van de zee naar de kust. Naast stroming wordt de distributie van sediment beïnvloed door golven. Golfactie is dominant t.a.v. sediment samenstelling op platen en in geulen wordt de korrelverdeling met name bepaald door stroomsnelheden. Gesuspendeerd materiaal wordt door golven in de golfrichting getransporteerd, meestal de kustlagune in. Wanneer dit bezinkt in beschutte gebieden wordt het hier niet gemakkelijk opnieuw gesuspendeerd, waardoor fijner sediment achterblijft.

De verdeling van golfactiviteit over de platen wordt bepaald door de kracht van de inkomende golven en het genereren van golven op de platen zelf. Net als stroming nemen golven die vanuit de geulen komen geleidelijk af in sterkte in ondiep water. Dit leidt tot een afname van korrelgrootte vanaf de geul. Daarnaast zijn er golven die op de platen gevormd

worden. De combinatie van golven en stroming leidt tot een sterke verhoging van de sedimentconcentratie en de korrelgrootte neemt toe bij afnemende diepte. Vaak is dit tweede effect sterker dan het eerste. Een voorbeeld is gegeven in Figuur 3.5, waarbij de wind en grotere golven van west naar oost bewegen. In dit voorbeeld is de afstand die de golven moeten afleggen maatgevend: de korrelgrootte neemt af van west naar oost. Het voorbeeld laat tevens zien dat de stroming overheerst in de geul en de golven op de plaat. Een minimum korrelgrootte wordt gevonden op helling tussen geul en plaat. Dit wijst erop dat de geuloever te diep ligt om beïnvloed te worden door golven en tegelijk te ver verwijderd is van de as van de geul om bloot te staan aan sterke stroming (Postma, 1967). Deze laatste bevinding wordt echter niet bevestigd door uitgebreid onderzoek in de mond van het Haringvliet (Terwindt, pers.com.).



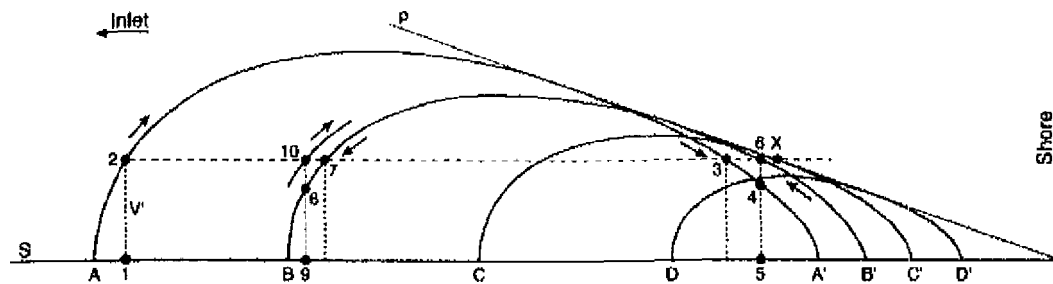
Figuur 3.5: Variatie van gemiddelde korrel-grootte over een intergetijden plaat en geul in de Waddenzee (Postma, 1967)

Scour lag

Er is een grotere stroomsnelheid nodig om fijn sediment te eroderen dan de snelheid waarmee de depositie van hetzelfde materiaal vanuit een stromende suspensie begint. De verplaatsing van sediment als gevolg van dit fenomeen wordt 'scour lag'-effect genoemd (Van Straaten en Keunen, 1957). Dit effect wordt versterkt wanneer sediment de tijd heeft om te consolideren (Oost, 1995; Postma, 1967).

Settling lag

Er zit enige tijd tussen het moment waarop stroming zover is afgenomen dat het gesuspendeerde materiaal gaat bezinken en het moment dat het de bodem bereikt. Dit wordt 'settling lag' genoemd. In Figuur 3.6 wordt dit getoond. De nummers geven de opeenvolgende routes van gesuspendeerde deeltjes aan, gedurende een aantal opeenvolgende getijcycli. De letters staan voor de wegen van de opeenvolgende watermassa's die in staat zijn de gesuspendeerde deeltjes te transporteren. (1) is de startpositie van een deeltje dat in suspensie gaat wanneer de vloedstroom voldoende sterk is geworden (2). Bij afname tot dezelfde snelheid gaat het deeltje bezinken (3) en komt het als gevolg van de settling-lag iets landinwaarts op de bodem terecht (5). Met de volgende eb-stroom wordt het deeltje door een meer landwaartse watermassa B meegenomen en komt terecht in (9).



Figuur 3.6: Settling lag effect. Diagram toont de snelheden waarmee verschillende watermassa's met het tij bewegen op elk punt langs een snede door een getijdengebied van de keel tot de kust of het wantij. De curven staan voor geïdealiseerde, gemiddelde condities. (Van Straaten en Keunen, 1957).

Afnemende diepte

Het fijne sediment dat met hoog water over de platen en slikken wordt gebracht, heeft aan het einde van de vloed periode de bodem bereikt door de kleine waterdiepte. In de geulen is de hoeveelheid sediment dat de bodem bereikt kleiner door de grotere diepte.

De combinatie van de scour lag- en settling lag-effecten en door de omstandigheid dat de gemiddelde snelheden en diepten afnemen, gaande van de keel het bekken in, heeft daadwerkelijk een netto verplaatsing van sediment tot gevolg. Hoewel de lag-effecten zich voordoen op een tijdschaal van de dagelijkse getijperiode, zijn de uiteindelijke morfologische gevolgen niet op de bijbehorende, maar op een veel grotere ruimte-schaal terug te vinden (*vraag4*).

Getij-asymmetrie

Landinwaarts neemt de getij-asymmetrie in de Waddenzee toe, waarbij de laagwaterkentering sneller plaatsvindt dan de hoogwaterkentering. De tijdspanne gedurende welke lage stroomsnelheden optreden, zodat suspensie materiaal kan bezinken, is dus veel groter bij hoogwater dan bij laagwater (Oost, 1995).

Organismen

Organismen spelen op verschillende manieren een rol bij de depositie van suspensie materiaal. Ze filteren de fijne deeltjes uit het water en aggregeren deze tot pseudo-faeces en faecal lagen, die moeilijk eroderen en hogere valsnelheden hebben. Op de slikken en schorren houden planten het fijne sediment vast. Tenslotte kunnen bodem diatomeeën klei en silt binden in dikke cohesieve lagen en algenmatten (Postma, 1967; Oost, 1995).

3.7 Menselijk ingrijpen

In estuaria en kustlagunen vinden veel menselijke activiteiten plaats, die vaak direct invloed hebben op de morfologie. Hierbij kan worden gedacht aan:

Landaanwinning

Met landaanwinningen in estuaria en kustlagunen neemt het getijprisma af. Het geulvolume en de grootte van de ebdelta zijn gerelateerd aan het getijprisma (paragraaf 2.2). Deze zijn

in de nieuwe situatie beide te groot en er zal sedimentatie van het bekken optreden. Het importmechanisme is een versterking van de vloeddominantie bij een afname van het relatieve plaatareaal (bedijkte gebieden bevatten relatief veel platen) (pers.com. de Vriend).

Gas-, schelpen-, en zandwinning, baggeren en storten

Zandwinning en baggeren hebben meer een lokaal karakter, maar kunnen bij veelvuldige herhaling op grotere schaal invloed hebben (*vraag 1 en 4*). De hoeveelheid weggebaggerd zand zal gewoonlijk op natuurlijke wijze weer aangevoerd worden vanaf nabijgelegen morfologische elementen, de platen bijvoorbeeld.

Door de toename van de gemiddelde waterdiepte zal ook de snelheid van de getijdegolf toenemen en daarmee de golflengte en het getijprisma. Deze verschijnselen zijn waargenomen in de Westerschelde (Van den Berg, Jeuken en van der Spek, 1996). In het geval van de Westerschelde is van belang, dat door de verandering van de voortplantingssnelheid de golflengte dichter in de buurt kwam van 4 maal de bekkenlengte en er dus sterkere resonantie optrad. Dat is de voornaamste reden voor de toename van de getijamplitude bij Antwerpen (pers.com. de Vriend).

Door gaswinning treden op regionale schaal bodemdalingen op (maximaal 20 tot 30 centimeter in de Waddenzee), die bijdragen aan de relatieve zeespiegelstijging (Louters en Gerritsen, 1994).

Bouw van dammen en jetties

De bouw van dammen en jetties in een zeegat heeft voornamelijk invloed op de morfologie van dat zeegat en de aangrenzende kust. Door het stabiliseren van het zeegat zal het cyclisch karakter in de dynamiek van de geulmigratie verdwijnen en als gevolg van een verdieping van de toegangsgeul kunnen in het bekken dezelfde verschijnselen optreden als beschreven bij het baggeren.

Ook veel grotere gevolgen kunnen optreden, zoals bij de Nerang River in Australië, waar de buitendelta verdween, het getijprisma toenam, de bodem van de inlet maximaal verdiepte en de stroomsnelheden toenamen tot een niveau waarbij nauwelijks meer te varen valt (pers.com. de Vriend).

3.8 Samenvatting

De diverse forceringen, processen en mechanismen die zich in een intergetijdgebied voordoen zijn in dit hoofdstuk beschreven.

De opbouw van platen, slikken, kwelders en beddingvormen wordt voor een groot deel bepaald door getijstroming (*vraag 1*). Tijdens rustig weer hoogt het intergetijdgebied op doordat de stroming met sediment vanuit de geulen de platen opstroomt, daar in sterkte afneemt en het sediment vervolgens bezinkt. De uiteindelijke hoogte lijkt grotendeels af te hangen van de getij-amplitude. Bij toenemende hoogte neemt ook de invloed van de golven op de bodem toe (*vraag 1*). Uit de verdeling van korrelgrootte in een estuarium is eveneens af te leiden dat stroming overheerst in de geulen en golven op de platen. Tijdens stormen eroderen de platen lokaal aan de zijden en vlakken in hoogte af, wanneer de stroming het door golven opgewoelde sediment meevoert. Over langere tijd lijken golven een belangrijke

invloed te kunnen hebben op de uiteindelijke hoogte en breedte van het intergetijdgebied (*vraag 4*). In de Westerschelde zijn golven waarschijnlijk niet de voornaamste afbraakforcering voor het intergetijdgebied.

Een getijdegolf vervormt in een estuarium door de geringe diepte en het vullen en ledigen van het intergetijdgebied, waarbij ook de geometrie van de geulen een rol speelt (*vraag 2*). Ondiepe estuaria worden gekenmerkt door een vloed-dominante asymmetrie van het verticale-getij. Eb-dominantie komt met name voor in diepere systemen met relatief veel intergetijdgebied. Getij-asymmetrie kan grote invloed hebben op het residueel sediment transport (*vraag 1*). Ook op kleinere schaal is de reststroming bij getij-geïnduceerde horizontale stroming afhankelijk van de geometrie en de bathymetrie. In relatief diepe delen is de residuele stroming vaak ebgericht en in de ondiepere delen vloedgericht.

Andere mogelijke oorzaken van reststroming zijn rivierafvoer (gering in de Nederlandse estuaria en kustlagunen) en wind. Wind kan door de vorming van golven en stroming een belangrijke aandrijvende kracht zijn voor morfologische veranderingen in een intergetijdgebied (*vraag 1*).

De hoeveelheden zand en slib die door de zeegaten worden getransporteerd zijn een orde groter dan de netto transporten. Netto import van slib wordt vaak verklaard met lag-effecten en van zand met getij-asymmetrie. De afgelopen eeuw compenseerde de netto sediment import de relatieve zeespiegelstijging (de som van zeespiegelstijging en bodemdaling) (*vraag 1 en 4*). Bij een versnelde stijging zullen met name de geulen verdiepen en verbreden en de zandplaten weinig in relatieve hoogteligging ten opzichte van hoogwater veranderen. Bij te snelle stijging kan het gehele systeem verdrinken en sediment exporteren. Tenslotte kunnen menselijke ingrepen op kleine en grote schaal invloed hebben op de morfologie (*vraag 4*).

4 Interactie van forceringen op en met morfologie

4.1 Inleiding

In dit hoofdstuk zal op verschillende morfologische schaal-niveaus de interactie van forceringen met de morfologie behandeld worden, waarmee de invloed van de vorm, grootte en locatie van het intergetijdgebied op het getij c.q. de waterbeweging (*vraag 2*) en de rol van het intergetijdgebied in de ontwikkeling van het estuarium (*vraag 3*) aan bod komen.

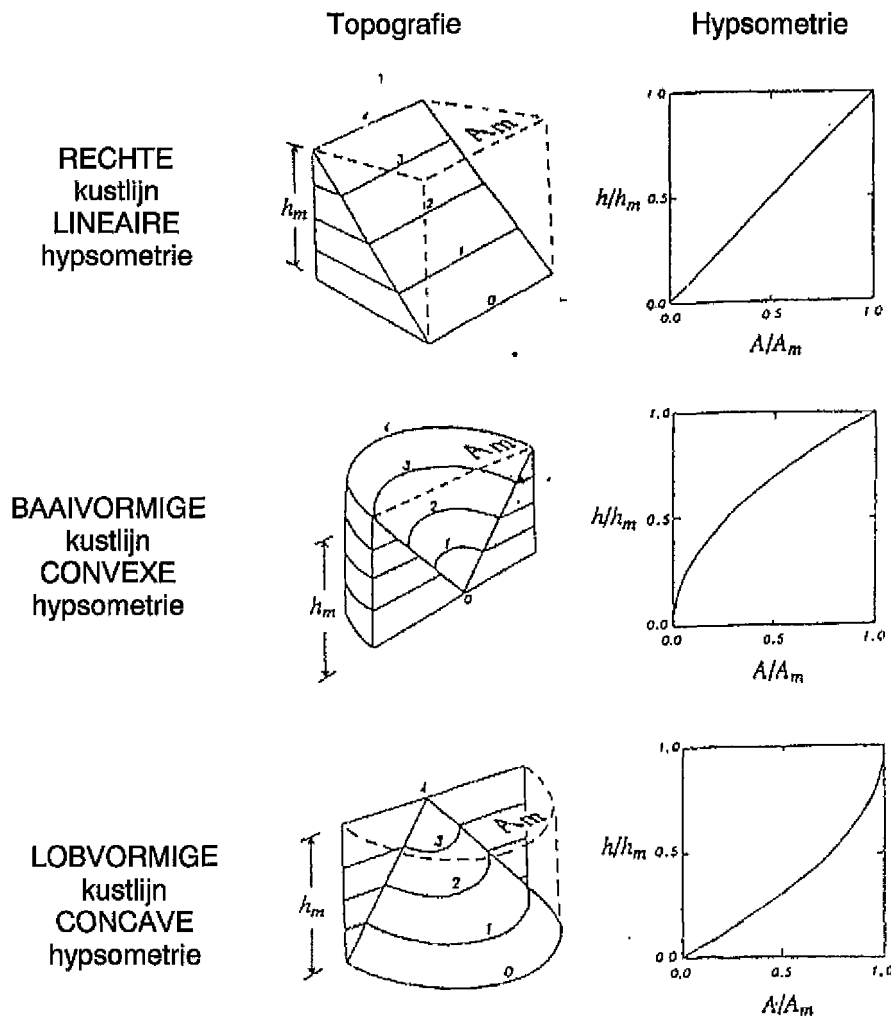
4.2 Macro-schaal: bodemprofiel van estuaria en kustlagunen

Bij de wederzijdse invloeden van forceringen en topografie speelt de hypsometrie van een bekken, dat is de verdeling van het bodemniveau over de diverse hoogteklassen, een belangrijke rol. De hypsometrie van een estuarium of kustlagune geeft aan welk percentage van het gebied, gemeten naar oppervlakte, binnen welke klasse van bodemniveaus valt. Wang e.a., (1999) tonen aan dat voor de Westerschelde de hypsometrische eigenschappen van het geul/plaat systeem leiden tot een extra versterking van de asymmetrie in de water transporten (ten opzichte van het verticale getij) en een verzwakking van de asymmetrie in de stroomsnelheden (*vraag 2*).

Met behulp van modellen hebben Friedrichs en Aubrey (1995) en Schuttelaars (1997) onderzoek gedaan naar de relatie tussen forceringen en evenwichtsprofielen van bekkens.

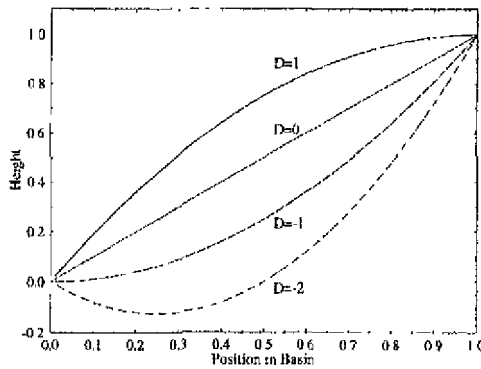
In het model van Friedrichs en Aubrey wordt het intergetijdgebied in evenwicht geacht wanneer de maximale bodemschuifspanning (τ) ruimtelijk uniform is. Daarbij wordt onderscheid gemaakt tussen dominantie van τ door stroming en door golven. Zowel rechte als gekromde kustlijnen worden gemodelleerd (Figuur 4.1). De resultaten komen overeen met de observaties: convexe hypsometrie is gekoppeld aan grote getijamplituden, aanzanding op de lange termijn en/of een lage golfactiviteit (dominantie van stroming). Concave hypsometrie is gekoppeld aan kleine getijamplituden, lange termijn erosie en/of hoge golfactiviteit (dominantie van golven).

De modelresultaten tonen dat de invloed van de vorm van de kustlijn op de hypsometrie van dezelfde orde van grootte is als de golf- of stromingsdominantie. Een baai vorm bevordert sterk een convexe hypsometrie, terwijl een lobvorm een concave hypsometrie licht bevordert.



Figuur 4.1: Blokdiagrammen met lineaire profielen en de daarbij geassocieerde hypsometrie (Friedrichs en Aubrey, naar Boon en Byrne). h is de hoogte, h_m is de maximale hoogte, A is het horizontale wateroppervlak, A_m is het maximale horizontale oppervlak

In het model van Schuttelaars (1997) wordt ervan uitgegaan dat de waterbewegingen via zwevend- (diffusief en advectief) en bodemtransport de bodemvormen veranderen, die op hun beurt weer de snelheidsvelden in het bekken beïnvloeden. Er worden in één- en tweedimensionale modellen evenwichts-oplossingen gezocht waarbij het bodemprofiel en het snelheidsveld aan elkaar zijn aangepast. Wanneer slechts de belangrijkste getijcomponent wordt voorgeschreven, wordt een lineair hellende bodem gevonden. Bij toevoeging van een tweede getijcomponent wordt eveneens een lineair hellende bodem gevonden indien sediment voornamelijk over de bodem transporteert. Bij zwevend sediment transport is het evenwichts bodemprofiel convex of concaaf, afhankelijk van het faseverschil tussen de getijcomponenten en de verhouding tussen advectief en diffusief transport (Figuur 4.2). De parameter D geeft de verhouding van advectief en diffusief transport weer, die ongeveer gelijk zijn wanneer $|D| \approx 1$. Wanneer $D = 0$ is alleen diffusieve transport aanwezig en bij $|D| > 1$ domineert advectief transport. Het faseverschil bepaalt of het systeem sediment exporteert (concave vorm) of importeert (convexe vorm).



Figuur 4.2: Evenwichtsprofielen bij advectioneel en diffusief transport en een tweede getijcomponent. De parameter D refereert naar de verhouding advectioneel en diffusief transport (Schuttelaars)

Relatief oppervlakte intergetijdgebied

Eysink (1990) laat een relatie zien tussen het relatieve oppervlak van een intergetijdgebied en de grootte van het bekken (Figuur 4.3) (*vraag 2 en 3*). Een mogelijke verklaring voor de trend in deze relatie zou de toenemende activiteit van de lokale windgolven in de grotere bekkens kunnen zijn, die de groei van platen limiteren. De relatie verschilt voor de estuaria in zuid Nederland en de Waddenzee. De vorm van de bekkens en de oriëntatie ten opzichte van de dominerende windrichting worden als mogelijke verklaring gegeven.

Hoe groter en hoger het intergetijdgebied ten opzichte van de geulen in het totale bekken, hoe kleiner het getijdeprisma. Dit volgt uit de volgende relatie (Eysink en Biegel, 1992):

$$P = (1 - \alpha_f A_f / A_b) A_b \overline{\Delta h}$$

waarbij het relatieve intergetijdgebied is:

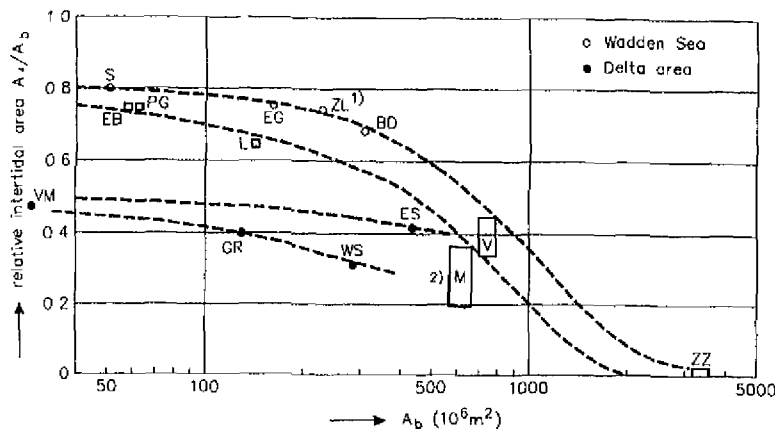
$$A_f / A_b = 1 - 1.57 \cdot 10^{-4} A_b^{0.4} \pm 0.1$$

en α_f , het gemiddeld bodemniveau in het intergetijdgebied t.o.v. GLW en relatief ten opzichte van Δh :

$$\alpha_f = 0.41 - 0.24 \cdot 10^{-9} A_b$$

met:

- P = getijdeprisma [m^3]
- A_f = intergetijdgebied in het bekken [m^2]
- A_b = bekkenoppervlak tijdens GHW [m^2]
- Δh = GHW - GLW [m]



- 1) before closure of the Lauwerszee
 2) after closure of the Zuiderzee (IJsselmeer), no equilibrium yet ?

WADDEN SEA

M = Marsdiep/Zeegat van Texel
 EG = Eijerlandse Gat
 V = Vlie
 BD = Borndiep
 PG = Pinkegat
 ZL = Zoutkamperlaag
 EB = Eilanderbalg
 L = Lauwers
 S = Schild

DELTA AREA

WS = Western Scheldt
 VM = Vearse Meer
 ES = Eastern Scheldt
 GR = Grevelingen

Figuur 4.3: Relatief oppervlak van intergetijdgebieden in de Waddenzee en de Nederlandse Delta (Eysink en Biegel)

Algemeen wordt gesteld dat de breedte van een intergetijdgebied groter is in gebieden met een grote getij-amplitude dan in gebieden met kleine getijslag, maar dat hierop veel variatie mogelijk is door onder meer getijstroming en golven (Dyer, 1998).

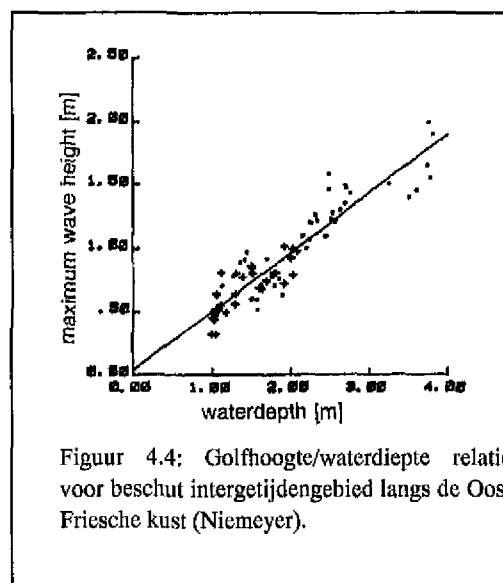
4.3 Meso-schaal: platen en geulen

4.3.1 Platen

Interactie plaathoogte, stroming en golven

In empirisch onderzoek tonen Eysink en Biegel (1992) aan dat de hoogte van de meeste platen in de Waddenzee varieert tussen MSL (gemiddeld zeeniveau) en GHW -0.3 m. Als de kruin van een plaat op de waterscheiding van twee geulen ligt dan blijkt de hoogte min of meer gerelateerd aan de breedte van de plaat en de stabiliteit van de waterscheiding. Is deze redelijk stabiel en gelijk voor eb en vloed dan is de kruin relatief hoog. Men vermoedt dat de hoogte van de platen gerelateerd is aan gemiddeld hoog water en de lokale stromings- en golfcondities (vraag 1 en 4).

Niemeyer (1991) heeft de relaties tussen het golfklimaat en de plaathoogte onderzocht voor de Ley Bay, een afgeschermd zeegat in de Duitse Waddenzee. Bij dynamisch evenwicht tussen morfologisch stabiele hooggelegen platen en golven toont Niemeyer dat er een lineaire relatie tussen de locale golfhoogte en de waterdiepte is, die ook geldig is voor slikken (Figuur 4.4). Daarbij wordt aangetoond dat de golven die afkomstig zijn van offshore opgewekte golfsystemen (door landwaartse sterke winden en stormen opgewekt en via de keel doordringend) de meeste invloed hebben op de morfologie van het intergetijdgebied. Twee andere typen, locale wind golven en offshore deining, die via de keel binnendringt, zijn in het beschouwde gebied van ondergeschikt belang.



Figuur 4.4: Golfhoogte/waterdiepte relatie voor beschut intergetijdgebied langs de Oost Friesche kust (Niemeyer).

Tank (1995) toont aan dat de gemiddelde hoogten van de platen en de slikken in de Westerschelde het sterkst correleren met het getijverschil in het geval van een bewegend kader met in ruimte en tijd variabele GLW, MSL en GHW (paragraaf 5.5).

Postma (1967) beredeneert de relatie tussen plaathoogte en stroming als volgt: stel als beginsituatie een vlakke bodem voor, waarover een uniform snelheidsveld aanwezig zal zijn. Wanneer toevallig een klein verschil ontstaat, zal de ietwat sterkere stroom meer zand eroderen en een kleine geul vormen. Het geërodeerde zand zal zijdelings aan de zwakkere stroom doorgegeven worden en bezinken. Hierdoor worden de verschillen in hoogte vergroot. De stromingen in de geulen zullen toenemen in sterkte en die op de platen afnemen. Meer zand zal van de geul naar de plaat getransporteerd worden totdat de verschillen in diepte en stroomsnelheden zo groot zijn geworden dat bijna al het zandtransport zich concentreert in de geulen. Het proces zal stoppen wanneer de verschillen in sediment concentratie over het horizontale vlak verdwenen zijn. Door het verschil in diepte is slechts een kleine hoeveelheid sediment in suspensie boven de platen. Doorredenerend lijkt het evident dat zelfs met kleine hoeveelheden sediment de hoogte van de platen uiteindelijk toeneemt tot aan het hoogwater niveau. Dat platen deze hoogte in werkelijkheid niet altijd bereiken is toe te schrijven aan de golfactie door wind of een tekort aan zandaanvoer en zeespiegelstijging.

Migratie van platen

Oost (1995) stelt dat de zijdelingse verplaatsing van platen is voornamelijk het gevolg van de zijdelingse verplaatsing van de geulen (zie paragraaf 4.3).

Dit komt ook in het onderzoek van De Vriend en Banning (1986) naar voren, waar de morfologische veranderingen van de Galgeplaat in de Oosterschelde worden bekeken. Uit de metingen, berekeningen en uit vergelijking met peilkaarten komt globaal hetzelfde beeld: sterke erosie van de aangevallen plaatranden en sterke sedimentatie van de plaatranden aan

de lijzijde. Het model WAQUA met naijend sediment transport, geeft daarbij aan, dat het aan de loefkant geerodeerd sediment boven op de plaat wordt afgezet en dat de sedimentatie van de lijranden vooral ten koste gaat van de aangrenzende plaat. Het sediment zou dus niet in één keer 'over de plaat heen getild' worden, noch zou de plaat bij storm min of meer gelijkmatig eroderen.

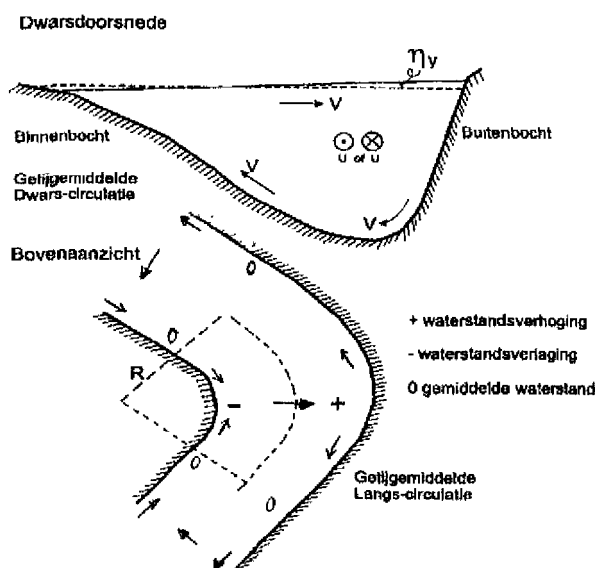
4.3.2 Geulen

Erosie en depositie in een intergetijdgebied wordt voor een groot deel bepaald door geulmigratie (*vraag 1*). De snelheid van verplaatsing kan zo'n 100 meter per jaar bereiken (Oost, 1995). In deze paragraaf zullen de achterliggende krachten en bijkomende fenomenen beschreven worden

Interactie morfologie en getijbeweging

In geulbochten worden horizontale en transversale circulatiestromen opgewekt, die een grote invloed hebben op de morfodynamische ontwikkeling van geulmeanders en van eb- en vloodschaarsystemen (De Vriend e.a., 1998).

Coriolis en centrifugaal krachten zijn dwars op de stroomlijnen gericht. Op het noordelijke halfrond is de Coriolis kracht naar rechts gericht, kijkend in de richting van stroming. Dit heeft tot gevolg dat de stroming naar rechts afbuigt en een gradiënt in het water oppervlak wordt veroorzaakt om evenwicht te maken met die gemiddelde stroming in de doorsnede van de geul. Een vergelijkbaar proces ontwikkelt zich voor de centrifugaalkracht. Onder invloed van de bodemwrijving en het oppervlakteverhang, past de stroming zich aan, een secundaire, transversale stroming veroorzakend. In Figuur 4.5 is een geulbocht zowel in langs- als in dwarsdoorsnede schematisch weergegeven. De Coriolis-bijdrage is bij eb en vloed omgekeerd van richting (getijgemiddeld neutraal), terwijl de centrifugaalkracht bij eb en vloed in dezelfde richting werkt (Gerritsen, 1990).



Figuur 4.5: Restcirculaties in een geulbocht (de Vriend e.a.)

De dwarscirculatie is bij de bodem gericht naar de binnenbocht en genereert hierdoor een sedimenttransport van de buitenbocht, die erodeert, naar de binnenbocht, die aanzandt. Door deze transversale circulatie heeft de getijstrooming in een geulbocht een spiraliserend karakter. De Coriolis-versnelling versterkt de dwarscirculatie wanneer vanuit de

hoofdstroom gezien de geulbocht op het Noordelijk Halfron naar links draait (bij eb en vloed dus tegengestelde bochten). Dieptegemiddeld is de dwarsstroming in de bocht naar buiten gericht. Als het over een getijgeul met symmetrische getijbeweging gaat, krijg je het volgende beeld voor de dieptegemiddelde reststroom ten gevolge van bochtwerking:

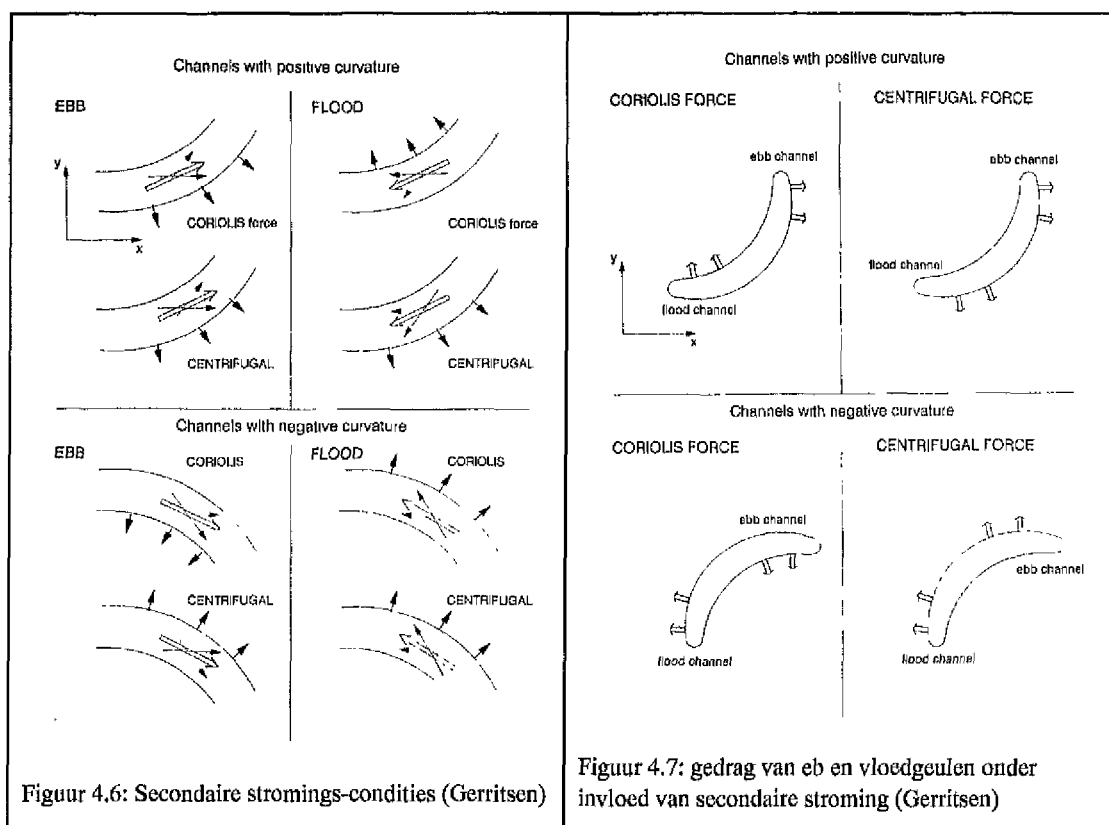
op enige afstand van de bocht: reststroom in dwarsrichting naar de binnenoever, langsstroom bij de buitenoever van de bocht af, bij de binnenoever naar de bocht toe;

ter plaatse van de overgangen: geen reststroom (snelheden bij eb en bij vloed ongeveer gelijk en tegengesteld);

in de bocht: reststroom in dwarsrichting naar de buitenbocht; langsstroom in de buitenbocht vanaf de apex naar de overgangen; langsstroom in de binnenbocht vanaf de overgangen naar de apex.

Migratie van geulen

De combinatie van de hierboven beschreven forceringen met de topografie bepaalt de migratie richting en snelheid van de geulen. Gerritsen (1990) heeft in een studie naar de morfologische stabiliteit van zeegaten en geulen in de Waddenzee, de effecten van de Coriolis en centrifugaal krachten op de geul migratie bekeken. Daarbij is een onderscheid gemaakt tussen geulen met een positieve en met een negatieve kromming. In Figuur 4.6 geeft de dubbele pijl de richting van de gemiddelde stroming aan en de getrokken en onderbroken lijnen geven de afwijking van de gemiddelde stroomrichting aan als gevolg van de twee verschillende krachten. De migratierichting is ook aangegeven.

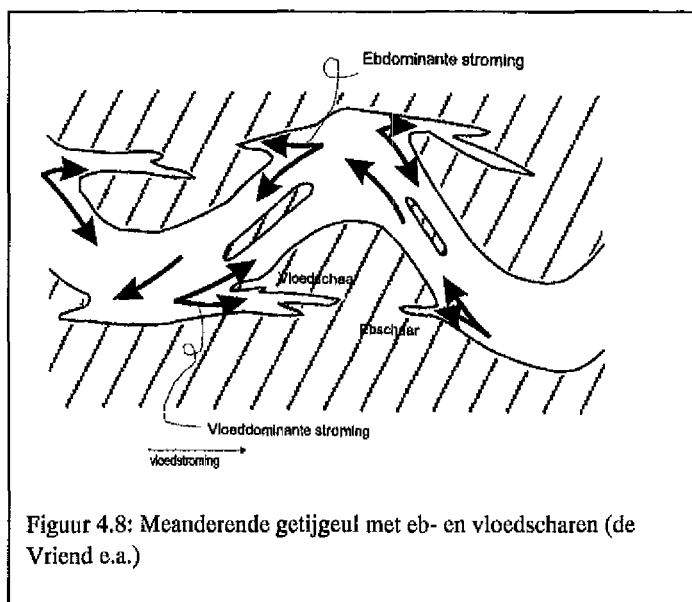


Figuur 4.7 laat zien wat het netto effect is voor eb-, resp. vloedgedomineerde geulen, elk met een positieve (d.i. gezien vanuit de ebstroom naar links draaiende) en een negatieve

(d.i. gezien vanuit de ebstroom naar rechts draaiende) kromming. De Coriolis krachten induceren een rotatie terwijl de centrifugale krachten migratie induceren. Beide krachten zijn van dezelfde orde van grootte. De resultante induceert een sterke migratie en rotatie voor geulen met een positieve kromming (die vooral in het zuid-westelijke deel van de Waddenzee voorkomen) en een vertraging van deze processen bij geulen met een negatieve kromming (in het noord-oostelijke deel van de Nederlandse Wadden).

Eb en vloed geulen

De Vriend e.a. (1998): De waterstand in de buitenbocht is iets hoger dan aan de binnenbocht. Dit veroorzaakt behalve een dwarsverhang ook een langsverhang. Deze langsverhangen drijven een horizontale circulatie aan, die langs de buitenbochtse oever van de bocht af gericht is en langs de binnenbochtse oever naar de bocht toe (Figuur 4.8). Deze circulatie gesuperponeerd op een getijstroom geeft het beeld van 'uit de bocht schieten', zowel bij eb als bij vloed. De horizontale circulatie heeft op het sediment transport hetzelfde effect als de transversale circulatie: er netto sediment getransporteerd van de buitenbocht naar de binnenbocht. Beide circulaties veroorzaken uitbochtting van de geul en plaatopbouw aan de binnenzijde. Geuluitbochtting is dus een zelfversterkend fenomeen. Rechte geulen zijn niet stabiel; een uitwijking in de geuligging zal de neiging hebben vanzelf te groeien. Door hetzelfde mechanisme zal een brede geul die een S-bocht maakt zal de neiging hebben zich te splitsen in een eb- en een vloed-gedomineerde geul. Door het doorschieten van de stroming aan het einde van de geulbocht ontstaan eb- en vloedscharen in de platengebieden die aan de binnenzijde liggen van aangrenzende geulbochten. Figuur 4.6 toont een karakteristieke structuur van eb- en vloedscharen in een meanderend geulensysteem, met daarin aangegeven het diepte-gemiddelde reststroomp patroon. De platen worden vooral via eb- en vloedscharen met zand gevoed. Hierdoor ontstaan drempels tussen de eb en vloedscharen. Wanneer deze drempel doorbreekt wordt de geulbocht afgesneden. Er vormt zich een nieuwe, rechtere hoofdgeul, terwijl de oude hoofdgeul verzandt. In de loop van de tijd zal de nieuwe geul weer gaan uitbochten.

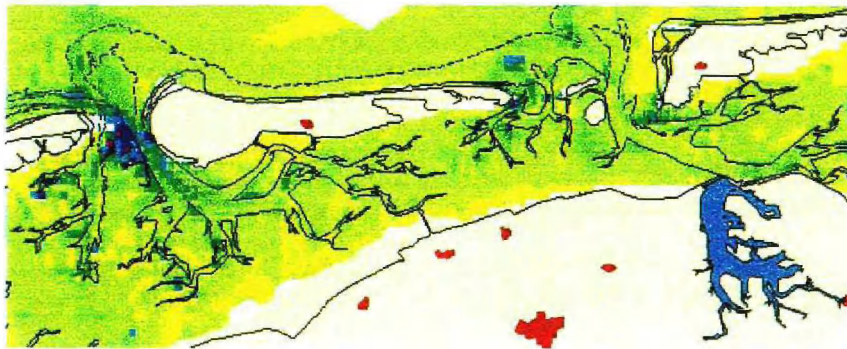


Figuur 4.8: Meanderende getijgeul met eb- en vloedscharen (de Vriend e.a.)

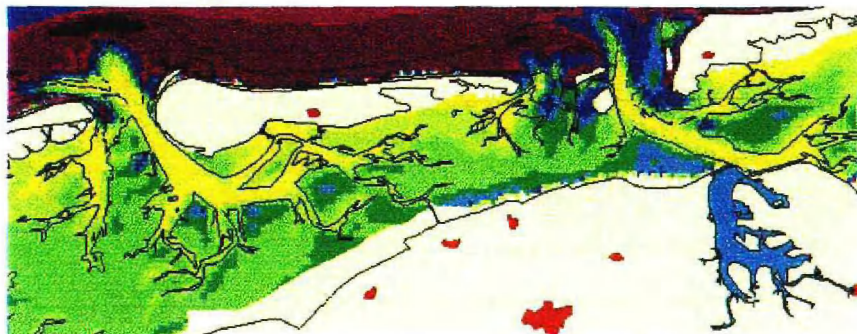
Kortsluitgeulen en regeneratie platen

Kortsluitgeulen ontstaan als gevolg van waterstandsverschillen tussen de hoofdgeulen. Deze kunnen ontstaan door verschillen in de geuldimensies (lengte en doorsnede van de geul), Coriolis- en centrifugaalkrachten en impulsverlies van de stroom (Figuur 4.9). De meeste kortsluitgeulen worden gekenmerkt door een snelle zijdelingse migratie (tot 100 m per jaar). Dit komt doordat de kortsluitgeulen een scherpe bocht maken met de hoofdgeul, wat samengaat met een sterke spiraalstroom. Als gevolg van de migratie verschuift de kortsluitgeul van de positie met een maximale waterstands-gradiënt naar een minder

Door stroming



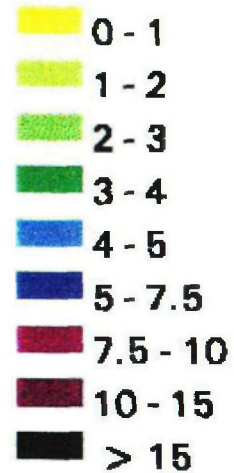
Door golven



Door golven + stroming



Bodemschuifspanning Pa



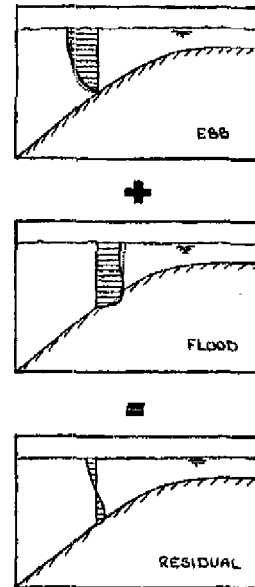
Bodemschuifspanning Pa



De effecten van wind op platen mogen blijken uit meegestuurd figuren van een zware storm op de Waddenzee. De shearstress uitgeoefend op de platen door golven is veel groter dan de shearstress uitgeoefend door wind- + getij-gedreven stroming (bijkomend punt is dat de gradienten in shearstress veel hoger rond de zeegaten dan verder de platen op of onder de eilanden, wat een grotere potentie tot sedimentatie suggereert). Opmerkelijk punt daarbij is dat er onder een bepaalde drempelwaarde negatieve correlatie is gevonden tussen het slibgehalte op de platen (monsters genomen in de zomer) en de shearstress door golven (stormen voornamelijk in de winter). Dit suggereert dat (storm?)golven een dominante factor zijn in de sedimenthuishouding van de platen. Hetzelfde wordt gesuggereerd door waarnemingen dat een groot deel van het slib in de Waddenzee

getransporteerd. Onder invloed van de zwaartekracht zal het sediment weer bezinken. Het grove zand verplaatst zich voornamelijk over de bodem en het slib voornamelijk in suspensie. De sedimentconcentratie in het water is over het algemeen niet uniform over de hoogte verdeeld, maar geconcentreerd in het onderste deel van de waterkolom. Secundaire stromingen kunnen hierdoor een netto transport veroorzaken. Bochtstroming is hier een voorbeeld van, waarbij netto transport gericht is naar de binnenbocht. Onderstroom levert netto transport tegen de golfrichting in (paragraaf 4.3). Een ander voorbeeld is dat wanneer stroming een helling op of af beweegt het snelheidsprofiel wordt vervormd (Figuur 4.10). Gemiddeld over een getij geeft dit een netto helling opwaarts transport. Dit zou kunnen verklaren waarom de steile zijden van getijdegeulen stabiel zijn (De Vriend e.a., 1998).

Effecten die in transportformuleringen dienen te worden meegenomen zijn: de niet-lineaire relatie met de stroomsnelheid, onderscheid tussen bodem en zwevend transport, advection en diffusie, de versterking van transport door golfwerking, een drempelwaarde van beweging, de helling van de bodem (invloed zwaartekracht) en het bodemprofiel (door ruwheid).



Figuur 4.10: Residueel hellingopwaarts transport door deformatie van het snelheidsprofiel (De Vriend e.a.)

4.5 Samenvatting

De (combinaties van) forceringen hebben invloed op de bathymetrie van estuaria en kustlagunen, maar andersom beïnvloedt de topografie ook de forceringen. Hypsometrie van het bekken speelt daarbij een belangrijke rol. Convexe (bolle) hypsometrie is gekoppeld aan dominantie van stroming (grote getij-amplitude en/of lage golfactiviteit) en sediment import. Concave (holle) hypsometrie is gekoppeld aan dominantie van golven en erosie (vraag 2). De verhouding tussen advection en diffusie, suspensie transport en het faseverschil in getijcomponenten heeft eveneens invloed op het bodemprofiel. Anderzijds verandert de getij-asymmetrie weer door het bodemprofiel.

Het relatieve oppervlak van een intergetijdgebied kan gerelateerd worden aan de grootte van het bekken, wat verklaard zou kunnen worden door de toenemende activiteit van de locale wind golven in de grotere bekkens (vraag 3).

Op een schaalniveau lager vermoedt men dat de hoogte van de platen gerelateerd is aan gemiddeld hoogwater en de locale stromings- en golfcondities. De zijdelingse verplaatsing van platen is voornamelijk het gevolg van de zijdelingse verplaatsing van geulen. Het sediment zou niet in één keer 'over de plaat heen getild' worden, noch zou de plaat bij storm min of meer gelijkmatig eroderen.

Coriolis- en centrifugaalkrachten en de opgewekte horizontale en transversale circulatiestromen spelen een grote rol bij geulmigratie en het ontstaan van eb-, vloed- en kortsluitgeulen. De stabiliteit van een geul wordt voor een groot deel bepaald door de combinatie van deze bochtstromen en de krommingsrichting (vraag 2).

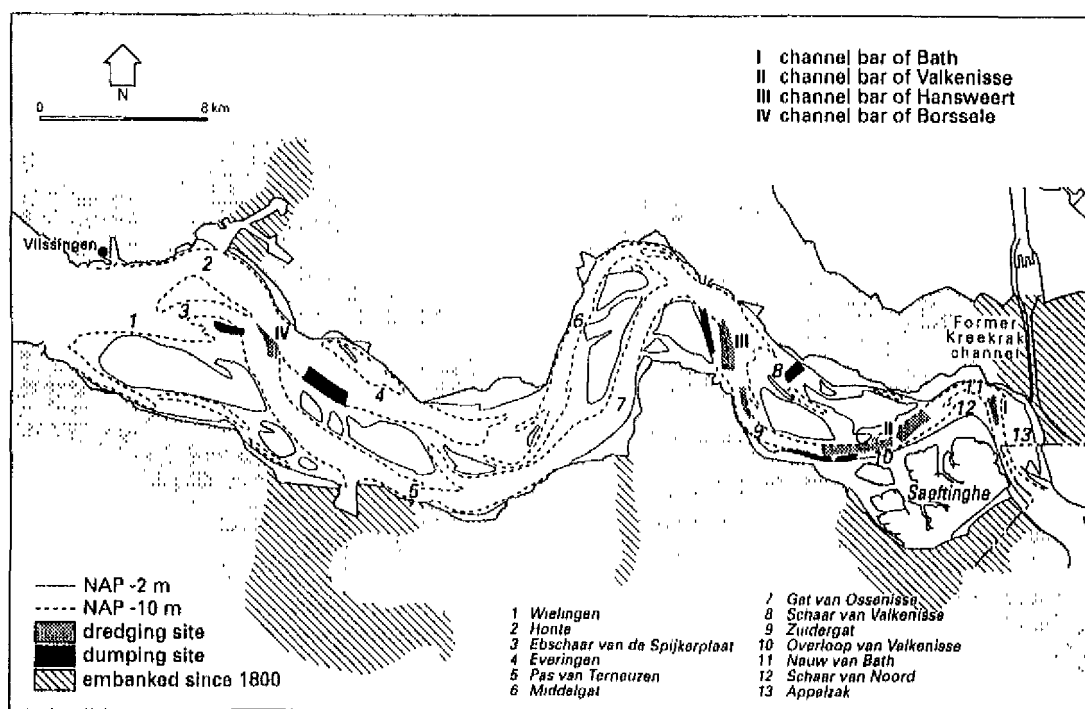
Op de onderliggende proces-schaal vindt het sediment transport plaats. De sedimentconcentratie in het water is over het algemeen niet uniform over de hoogte verdeeld, maar geconcentreerd in het onderste deel van de waterkolom. Secundaire stromingen kunnen hierdoor een netto transport veroorzaken.

5 Plaat-geul interactie in de Westerschelde

5.1 Inleiding

De Westerschelde is een ander soort getijdegebied dan de Waddenzee. Met name de geometrie van beide systemen verschilt sterk. De verschillende zeegaten van de Waddenzee hebben zich vertakkende geulsystemen, die vrijwel niet kortsluiten. In de Westerschelde verplaatst het water zich door één, twee of drie, evenwijdig aan elkaar lopende geulen. Deze geulen worden veelvuldig kortgesloten (Tank, 1995). Van Veen (1950) ziet het geulensysteem in de Waddenzee als een wijd vertakkende lage appelboom, tegenover een slanke populier in de Westerschelde. De morfologie van het geulensysteem in de Westerschelde lijkt hierbij in belangrijke mate te zijn bepaald door vaste 'ophangpunten' (bedijkingen) langs de oever van het estuarium. Landaanwinning heeft dit onderscheid versterkt: ten koste van de top van de vertakkingen in de Waddenzee en zijdelings van de hoofdgeul in de Westerschelde (Eysink en Biegel, 1992).

Door de grote verschillen in de geometrie zal het patroon en de intensiteit van de processen die de plaathoogte bepalen in beide systemen verschillen. In dit hoofdstuk zal wat verder ingegaan worden op de situatie in de Westerschelde.



Figuur 5.1: Westerschelde 1992 (Van den Berg, Jeuken, Van der Spek)

5.2 Ontwikkelingen in de Westerschelde

Sinds halverwege de 17e eeuw is het getijdebekken van de Westerschelde meer dan 40% in omvang gereduceerd, echter het getijdeprisma is gelijk gebleven, doordat de vermindering van de bekkenomvang is gecompenseerd door een toename van de amplitude en de voortplantingssnelheid van de getijgolf in het estuarium (Van den Berg, Jeuken en Van der Spek, 1996).

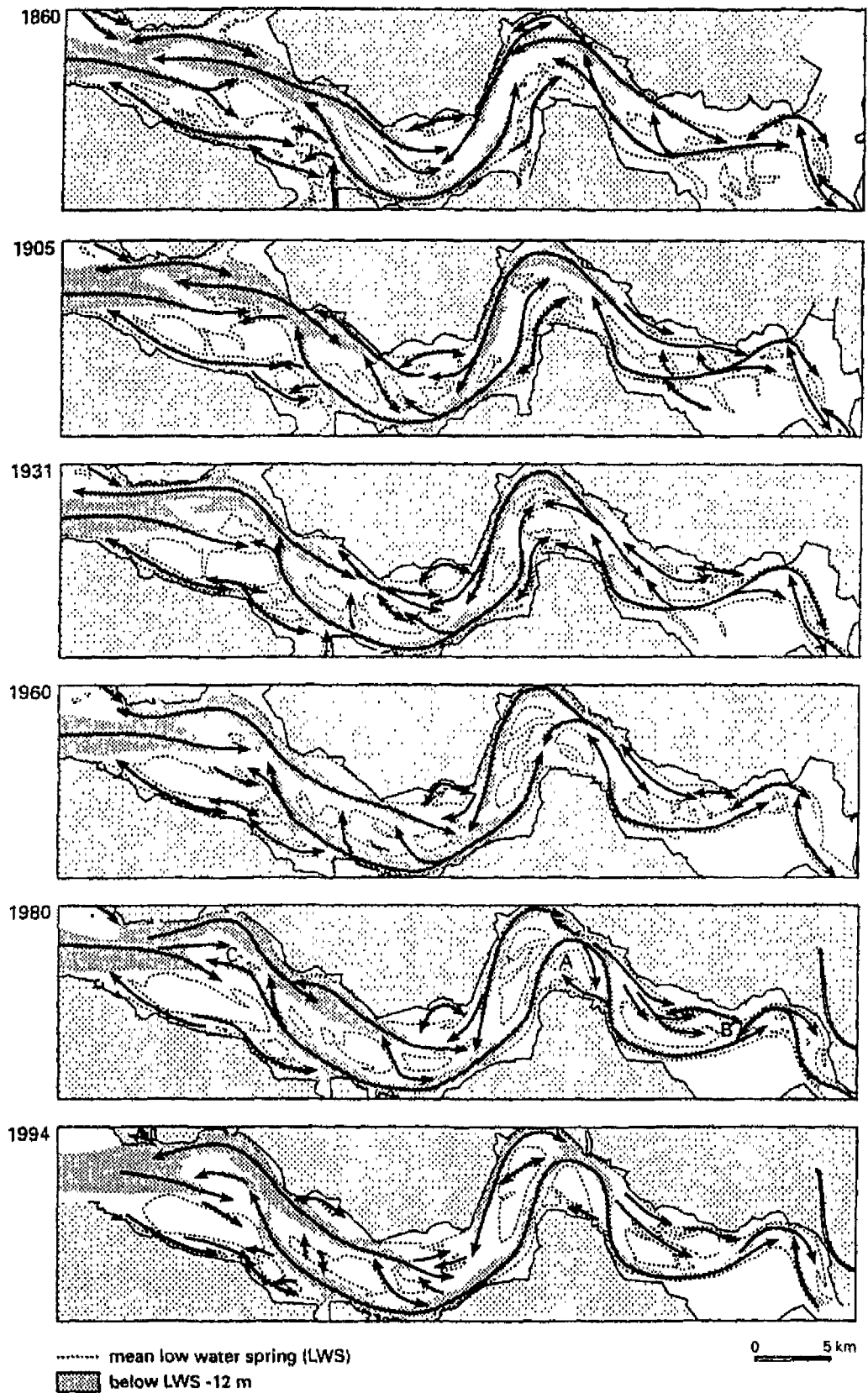
De wrijving in de hoofdgeul is afgenomen als gevolg van natuurlijke ontwikkelingen en baggerwerk in tot voor kort voornamelijk het oostelijke deel van de Westerschelde. In dit oostelijk deel is de watervoerende functie van de hoofdgeulen (ebgeulen) toegenomen ten koste van de nevengeulen (vloedgeulen). De nevengeulen hebben een deel van de watervoerende functie verloren ten koste van de hoofdgeul, die steeds verder verdiept is en een meer gefixeerde locatie heeft gekregen. De afgelopen eeuw is er een grote hoeveelheid sediment geïmporteerd ($1.4 \cdot 10^9 \text{ m}^3$) uit de kustzone bij vloedgedomineerd, netto landwaarts transport. Dit transport vindt voornamelijk plaats in circulatiecellen rondom de plaatcomplexen. Transport in langsrichting vindt plaats door uitwisseling tussen de verschillende circulatiecellen (Stive e.a., 1998).

Platen en schorren zijn in de loop van de eeuw zowel in oppervlakte als in hoogte toegenomen (Huijs, 1995; Tank, 1996). Ook is sinds 1955 de oppervlakteverdeling tussen geul, ondiepwatergebieden, platen, slikken en schorren sterk gewijzigd. In het oostelijk deel van de Westerschelde is het geulareaal is uitgebreid als netto-effect van de verruiming van de hoofdgeulen en verkleining van de nevengeulen. De platen zijn in omvang toegenomen mede door het verdwijnen van de kortsluitgeulen (Figuur 5.2). Het areaal ondiepwatergebieden is met bijna een derde afgenomen. Het slik- en schorareaal is sterk afgenomen als gevolg van inpoldering en havenaanleg (Stive e.a., 1998). Slikken die grenzen aan nevengeulen vertonen in de loop der jaren sterke variaties in zowel breedte als hoogte, afhankelijk van de stroomsituatie en de morfologische ontwikkeling in de voorliggende geulen. Als het verlies aan slikken door inpoldering buiten beschouwing wordt gelaten dan is de uitbreiding ongeveer even groot als het verlies (Vroon e.a., 1997). In later onderzoek van Witteveen+Bos (1998) komt erosie bij alle door hen onderzochte slikken naar voren. De invloed van (scheeps-)golven is daarbij nog onduidelijk.

5.3 Plaat-geul interactie

Plaat-geul overgangen die sterk aan stroming zijn blootgesteld vertonen over het algemeen ribbels en worden hoog-dynamisch genoemd. Plaat-geul overgangen die ongeveer evenwijdig liggen ten opzichte van de stroming zijn vrijwel altijd vlak. De slikken zijn over het algemeen laag-dynamisch (Vroon, Storm en Coosen, 1994). Schorren zijn het minst dynamisch (Tank, 1995). Deze mindere dynamiek houdt gedeeltelijk verband met de eenzijdige insluiting door land.

De opbouw van platen wordt vooral verricht door getijstromingen die zand vanuit de geul aanvoeren. De afbraak is het gevolg van de golfaanval en laterale erosie door migratie van (kortsluit-)geulen.



Figuur 5.2: Geulen en platen in de Westerschelde sinds 1860 (Van den Berg, Jeuken en Van der Spek

Op slikken domineren waarschijnlijk andere morfologische processen dan op platen. Hierdoor hoeft de ontwikkeling van de slikken niet gelijk te zijn aan die van de platen. In buitenbochten worden de slikken geërodeerd en kunnen door de aanwezigheid van de dijken niet lateraal uitbreiden. Dit heeft vermindering van het slikoppervlak tot gevolg. Ook kunnen klei en veenbanken de ontwikkeling van de slikken limiteren. In de binnenbochten van de hoofdgeul bevinden zich relatief hoge platen.

Door de versnelde getijdoordringing in de hoofdgeul zijn de fase-verschillen tussen hoofd- en nevengeul afgenomen en daarmee het maximale verval over de platen. Dit verval is een aandrijvende kracht voor de kortsluitgeulen (paragraaf 4.3). Een eigenschap van deze geulen is dat zij zich 'cyclisch' door de plaat verplaatsen en zo verlaging van de plaat veroorzaken. Door het afnemen van het verval worden zij inactief en verdwijnt een belangrijk afbraakmechanisme. Kleinere platen zijn door het opvullen van de kortsluitgeulen omgevormd tot grotere en meer aaneengesloten plaatcomplexen. Hierdoor zijn veel relatief flauwe plaat-geul overgangen verdwenen, wat heeft geleid tot een versteiling van de plaatranden en het areaal ondiep watergebieden is verminderd (Vroon, Storm en Coosen, 1994).

Uit metingen op de Galgeplaat in de Oosterschelde concluderen Kohsiek e.a. (1988) dat gesuspenseerd sediment transport nauw samenhangt met de springtij-doodtij cyclus. Deze karakteristiek wordt verstoord door stormen, die het totale transport gedurende een cyclus drie tot acht maal verhogen. Het aandeel bodemtransport is minder dan 2% van het totale transport en zal nog minder zijn gedurende stormen, wanneer resuspensie door golven belangrijk is. Erosie vindt plaats gedurende stormen en sedimentatie tijdens springtij en rustig weer. Dan is er sprake van vloed-dominantie, waarbij nabij de bodem van de geul de stroom langs de rand van de plaat gericht is, maar bij het wateroppervlak richting de plaat. Het gesuspenseerd sediment boven de plaat is deels afkomstig van de suspensie in dit bovenste deel van de geul.

5.4 Empirische relaties

Tank (1995): De gemiddelde hoogten van de platen en de slikken correleren het sterkst met het getijverschil. Dit wordt verklaard door de effectievere vulling van de komberging, waardoor het getijvolume toeneemt en de te krappe geulen uitruimen. Het hierbij vrijkomende zand verdwijnt in het intergetijdengebied waardoor daar ophoging plaatsvindt. Naast de trend in de ontwikkeling in hoogte van de verschillende morfologische eenheden is er ook een periodieke beweging waargenomen, waarbij gemiddelde hoogten bij benadering samenvallen met maxima in het getijverschil. Dit is waarschijnlijk het effect van de 18.6-jarige getijcyclus. Dit effect is het duidelijkst waarneembaar in het westelijke deel van de Westerschelde, de Hoge Platen in het bijzonder.

In de evenwichtsrelaties voor de hoogte van het intergetijdengebied wordt onderscheid gemaakt tussen de hoge (tussen GHW en MSL) en lage (tussen MSL en GLW) platen:

$$H_h = GLW + 0.61 * GV$$

$$H_l = GLW + 0.23 * GV$$

met:

GLW = gemiddeld laag water [m tov NAP]

GV = getijverschil [m]

Omdat de definitie van platen en het onderscheid tussen hoge en lage platen gerelateerd is aan de optredende waterstanden, dus niet aan absolute niveaus, treedt er bij deze evenwichtsrelatie een schijnrelatie op. Omdat de hoge platen vaak niet boven GHW uit komen, is deze schijnrelatie het sterkst bij de lage platen, die per definitie tussen GLW en MSL liggen.

Wanneer de slikken worden meegenomen in het hoge deel van het intergetijdgebied verandert de coëfficiënt van waarde. Er is mogelijk geen evenwichtsrelatie van deze vorm wanneer de lage slikken in de gegevens worden meegenomen (Hoozeboom, 1996).

Dieckmann (1985) heeft voor de Waddenzee een evenwichtsrelatie van dezelfde vorm gevonden voor de gemiddelde plaathoogte, waarbij de coëfficiënt tussen de 0.4 en 0.5 ligt (Eysink en Biegel, 1992).

5.5 Samenvatting

In de afgelopen eeuw is de getijdoordringing in de hoofdgeul van de Westerschelde versneld en zijn met name in het oostelijke deel de fase-verschillen tussen hoofd- en nevengeul afgenomen (*vraag 2*).

Door de daarbijbehorende afname van het maximale verval over de platen zijn de kortsluitgeulen inactief geworden en is een belangrijk afbraakmechanisme van de platen verdwenen (*vraag 1*). Kleinere platen zijn door het opvullen van de kortsluitgeulen omgevormd tot grotere en meer aaneengesloten plaatcomplexen. Veel relatief flauwe plaatgeulovergangen zijn verdwenen, de plaatranden zijn versteild en het areaal ondiepwatergebieden is verminderd (Vroon, Storm en Coosen, 1994). In totaal is er de afgelopen eeuw een grote hoeveelheid sediment geïmporteerd.

De hoogte van platen en slikken is voornamelijk gerelateerd aan het getijverschil, wat echter voor een deel veroorzaakt is door schijnrelatie.

6 Discussie en conclusies

6.1 Inleiding

Het doel van deze studie is om inzicht te krijgen in de processen die van belang zijn voor de ontwikkeling van de intergebeden in de Westerschelde op een tijdschaal van jaren tot decennia. Dit in relatie tot het gebruik en de verbetering van het ESTMORF model. Hierbij dienen de volgende vier vragen te worden beantwoord:

1. Wat is het relatieve belang van de verschillende natuurlijke forceringen voor de ontwikkelingen van de intergetijdegebieden?
2. Welke invloed heeft de morfologie, grootte en locatie van het intergetijdegebied op het getij, c.q. de waterbeweging?
3. Welke rol heeft het intergetijdengebied in de (morfologische) ontwikkelingen in de Westerschelde?
4. Wat is de tijdschaal waarop de processen verlopen die de ontwikkeling van het intergetijdegebied bepalen?

In dit hoofdstuk (paragraaf 6.3) worden deze vragen beantwoord op basis van de in de voorgaande hoofdstukken besproken literatuur en kennis van het Westerschelde estuarium. Alvorens in te gaan op de specifieke vragen, zullen de belangrijkste aspecten van de waargenomen ontwikkelingen van de intergetijdegebieden in de Westerschelde worden gerecapituleerd. Tot slot worden op basis van de resultaten van deze studie de implicaties ten aanzien van het modelleren van de ontwikkeling van de intergetijdegebieden besproken.

Intergetijdegebieden zijn die delen van het estuarium die door de vloed worden geïnundeerd en tijdens eb weer droogvallen. Zowel de zandplaten tussen de getijdegeulen als de slikken langs de randen van het estuarium vallen onder deze morfologische eenheid. In de navolgende beschouwingen ligt de nadruk op de ontwikkeling van de plaatgebieden tussen de getijdegeulen, omdat van deze gebieden het meest bekend is. Wel zal blijken dat het relatief kleinere areaal slikken gekenmerkt wordt door andere morfologische processen dan de zandplaten.

6.2 Ontwikkeling van de intergetijdegebieden in de Westerschelde op hoofdlijnen

Wanneer de diverse inpolderingen langs de randen van het estuarium gedurende de laatste eeuwen buiten beschouwing worden gelaten, kan de ontwikkeling van platen in de Westerschelde op verschillende tijd- en ruimte-schalen als volgt worden gekarakteriseerd:

1. Globale historische kaarten sinds 1800 en recente en meer gedetailleerde dieptekaarten sinds 1931/1955 duiden op een gestage opbouw van de intergetijdegebieden tussen de getijdegeulen in de tijd.

2. Gedurende de periode 1955-1999 is het totale plaatvolume tussen NAP -2 meter en + 2 meter in de Westerschelde (exclusief slikken) met ca. 36 Mm³ (46%) toegenomen. Het totale areaal intergetijdegebieden (plaatoppervlak op NAP-2m) vertoont een toename tot ca. 1974 en is sindsdien slechts weinig veranderd (geringe afname). De gemiddelde plaathoogte is 'continue' toegenomen.
3. Op de schaal van individuele bochtgroepen zijn er verschillen in de mate van plaatopbouw te constateren. De relatieve toename van het plaatvolume in de bochtgroepen neemt toe in landwaartse richting.

De samenstelling en ontwikkeling van de slikken verschilt van de zandige platen in de zogenaamde bochtgroepen. Een groot deel van slikken (ca. 80%) wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van een veenlaag op het niveau van NAP-2m (laagwater lijn). Dit veen kan bij relatief hoge snelheden (springtij en storm condities) wel eroderen maar vervolgens niet meer sedimenteren. Hierdoor is de erosie van slikken door afslag van veen veelal een onomkeerbaar proces. De erosie van de meeste slikken hangt samen met opdringen (migratie) van voorliggende geulen.

Concluderend kan worden gesteld dat op een tijdschaal van zeg een decennium tot een eeuw de ontwikkeling van de intergetijdegebieden in de Westerschelde als geheel wordt gekenmerkt door opbouw. De slikken daarentegen worden gekenmerkt door erosie.

6.3 Evaluatie van de onderzoeksvragen

6.3.1 Het relatieve belang van de verschillende forceringen

Onder forcering wordt verstaan de externe energie-input waaraan de intergetijdegebieden worden blootgesteld. De belangrijkste forceringen voor de waterbeweging op de platen in de Westerschelde zijn (in volgorde van belang):

1. Getij
2. Golven en wind
3. Biota.

Het dagelijks getij is de dominante forcering (energiebron) in de lange-termijn ontwikkeling van de intergetijdegebieden in de Westerschelde. Uit de lange-termijn observaties is een duidelijke opbouw (toename) van de platen naar voren gekomen. Verschillende processen in de getijbeweging, d.w.z. interacties tussen de waterbeweging en de morfologie (zie 1.3.4) kunnen zorgen voor een opbouw van de platen. Daarnaast zijn langgerekte intergetijdegebieden gelegen tussen getijdegeulen typerend voor getij-gedomineerde estuaria (Dalrymple en Rhodes, 1995). Dus zowel de morfologie van de platen als de lange-termijn opbouw van deze gebieden geven aan dat de getijbeweging de belangrijkste forcering is in de plaatontwikkeling op een tijdschaal van jaren tot een eeuw.

Golven en wind (windgedreven stroming) zijn vermoedelijk beiden even belangrijk. Hun invloed neemt toe met afnemende waterdiepte. Golven veroorzaken een afbraak van de intergetijdegebieden. Echter, de invloed op de lange termijn ontwikkeling lijkt gering. Uit

diverse plotmetingen op de platen is gebleken dat de erosie van plaatgebieden na een flinke storm in ca. drie maanden weer hersteld is (pers.com. Langerak). De langere termijn ontwikkeling van bijvoorbeeld het plaatvolume van de Hooge Platen nabij de monding van Westerschelde (golven) en de Plaat van Baarland in het midden en meer beschutte deel van Westerschelde vertonen geen duidelijke verschillen in opbouwsnelheden. Dit geeft aan dat golven geen significante invloed uitoefenen op de lange-termijn ontwikkeling van platen op mega en macro-schaal (estuarium en bochtgroepen). De golven veroorzaken waarschijnlijk een seizoensfluctuatie op de lange-termijn ontwikkeling van de intergetijdgebieden (platen en slikken). Voor het eroderende *slik*gebied voor Ellewoutsdijk zijn deze seizoensfluctuatie gedurende de periode 1992-1997 duidelijk waargenomen (Consemulder e.a., 1998). Echter, de erosieve trend in de ontwikkeling van de slikken is duidelijk te relateren aan (lokale) veranderingen in de getijstroom en morfologie van de kortsluitgeulen in de directe omgeving.

Naast de natuurlijke processen spelen de menselijke ingrepen ook een belangrijke rol voor de ontwikkeling van intergetijdgebieden. In de Westerschelde zijn vooral de bagger- en stort-activiteiten van belang.

Biota, met name diatomeeën, zeegras en mossels kunnen invloed hebben op de sedimenthuishouding op de intergetijdgebieden (Oost, 1995). In een model als ESTMORF kan dit echter alleen indirect in rekening worden gebracht.

6.3.2 De invloed van intergetijdgebieden op de waterbeweging

De grootte van intergetijdgebieden

Het intergetijdgebied vormt een kombergingsgebied dat gevuld en geleegd wordt met de getijbeweging. Het is dan evident dat het relatieve areaal van het intergetijdgebied ten opzichte van de geulen invloed heeft op de waterbeweging. Een groter areaal intergetijdgebied betekent een grotere komberging en dus grotere debieten door de geulen bij eenzelfde getijverschil en gemiddelde plaathoogte. Echter, de intergetijdgebieden hebben ook een dempende en vertragende werking op de getijvoortplanting in het estuarium. Een relatief groot areaal intergetijdgebied (ten opzichte van de omvang van de geul) gaat gepaard met een groot faseverschil tussen begin en eind van het estuarium en een kleinere getijamplitude binnen het estuarium. Deze beide tegenstelde effecten worden tevens beïnvloed door de plaathoogte. Bij een min of meer gelijkblijvende geulmorfologie zal een toename van de plaathoogte bij een gegeven plaatareaal leiden tot een afname van de komberging.

Een ander aspect betreft de vervorming van de getijgolf in het estuarium en het ontstaan van een asymmetrie in het verticale en horizontale getij. Een groter areaal intergetijdgebied kan leiden tot eb-dominantie (of verminderde vloed-dominantie) van het verticale getij. Ook het horizontale getij wordt beïnvloedt door de aanwezigheid van intergetijdgebied. In de Westerschelde is de zesmaaldaagse component in het getij debiet grotendeels een gevolg van het intergetijdgebied.

De vorm van intergetijdegebieden

Behalve de grootte heeft ook het vorm van het intergetijdegebied invloed op de waterbeweging. Met vorm wordt hier bedoeld de vorm van de hypsometrische curve van het intergetijde-gebied, d.w.z. de verandering van het wateroppervlak als functie van de diepte. Een concave hypsometrie gaat gepaard met een kleinere gemiddelde hoogte dan een lineaire of convexe hypsometrie. Bij eenzelfde areaal en getijverschil betekent dit een groter getijprisma.

De invloed van het vorm van het intergetijdegebied op de vervorming van het getij is niet eenduidig. Als de theorie van Speer en Aubrey letterlijk wordt toegepast leidt een concaaf-vormig intergetijdegebied tot meer eb-dominantie (of minder vloeddominantie) van het verticale getij omdat de komberging op het intergetijdegebied groter is. Het is echter zeer de vraag of deze theorie zo mag worden toegepast omdat hierbij wordt uitgegaan van intergetijdegebieden met een lineaire hypsometrie in korte wrijvingsgedomineerde getijbekkens. De plaatgebieden in de Westerschelde worden gekenmerkt door een convexe geometrie, terwijl de slikken veelal een meer concave hypsometrie hebben.

6.3.3 De invloed van intergetijdegebieden op de ontwikkeling van het estuarium

Het intergetijdengebied heeft in de functie van kombergingsgebied een grote rol in de getijdoordringing en asymmetrie van het getij in het estuarium. Hiermee beïnvloedt het intergetijdegebied ook de morfologische ontwikkeling van het estuarium. De relatieve grootte van het intergetijdegebied heeft invloed op de getijasymmetrie. Een klein areaal intergetijdegebied bevordert vloeddominantie van het getij en sediment import en vice versa. Sediment import kan weer tot opbouw van de intergetijdegebieden leiden, waardoor de vloeddominantie weer afneemt. Op mega schaal niveau kan dit tenderen naar een bepaald dynamisch evenwicht.

Opgemerkt wordt dat de ontwikkelingen van de geulen en de intergetijdegebieden nauw met elkaar samenhangen. Theoretisch kunnen zij dus niet los van elkaar worden beschouwd. Wel kan men zich afvragen of de platen en geulen dezelfde tijdschaal hebben als het gaat om de terugkoppelingen tussen de morfologie en waterbeweging.

6.3.4 Processen en tijdschalen die de ontwikkeling van het intergetijdegebied bepalen

Bij het identificeren van de relevante processen en hun tijdschalen is het nuttig om een onderscheid te maken in drie schalen:

1. Mega-schaal - totale Westerschelde, tijdschaal eeuw(en)
2. Macro-schaal - bochtgroep, tijdschaal decennia-eeuw
3. Meso-schaal - kortsluitgeulen en plaatdelen in een bochtgroep, tijdschaal jaren-decennia.

Met proces wordt bedoeld een interactie tussen de morfolgie en de waterbeweging die gepaard gaan met een netto sediment transport en transportgradiënten die op hun beurt weer leiden tot morfologische veranderingen.

Mega-schaal

Een belangrijk proces dat vermoedelijk dominant is in de plaatopbouw op mega-schaal en veranderingen daarin, is de *algemene* asymmetrie in het horizontale getij. Belangrijke aspecten met betrekking tot de opbouw van platen zijn:

- Het moment en de waterstand waarbij de maximale eb en vloedsnelheden optreden. Maximum vloed treedt op bij een hogere waterstand dan maximum ebb.
- Maximale vloedsnelheden zijn groter dan de maximale ebstroomsnelheden.

Deze twee aspecten van de asymmetrie in het horizontale getij bevorderen een overwegend vloedgedomineerde waterbeweging en sediment transport op de intergetijdegebieden. De afnemende transportgradiënten over de platen leiden tot een getijgemiddelde sedimentatie in deze gebieden. Deze opbouwende werking komt ook naar voren uit diepte en erosie-sedimentatie kaarten van de Westerschelde: sedimentatie op een bepaald plaatcomplex in een bochtgroep begint veelal op de meest landwaartse delen van en breidt zich in de loop der tijd uit naar de zeewaartse zijde van een plaatcomplex (zie bijvoorbeeld, Jeuken, 1994).

Volgens analyses van Van der Spek (1994, 1997; zie ook van den Berg e.a., 1996) kan deze algemene asymmetrie van het horizontale getij op een tijdschaal van een tot twee eeuwen veranderen (vandaar mega-schaal). Gedurende de periode 1650-1968 is het moment van maximum vloed meer richting hoog water verschoven en het verschil tussen maximum eb en vloedsnelheden (de vloeddominantie) in de monding van het estuarium kleiner geworden. Opgemerkt wordt dat in deze lang-termijn veranderingen waarschijnlijk sprake is van een terugkoppeling door morfologische veranderingen van zowel de geulen als de platen (hypsometrie-effect).

Macro-schaal

Op een tijdschaal van decennia tot een eeuw lijkt de ontwikkeling van de grote eb en vloedgeulen in een bochtgroep van belang. Het uitbochten van grote ebgeulen en de expansie van de grote vloedgeulen in de bochtgroepen met name gedurende de periode 1800-1950, ging gepaard met het een horizontale en verticale opbouw van de intergetijdegebieden tussen deze geulen. Een belangrijk proces (op de getij-schaal) dat hierin vermoedelijk een rol speelt zijn de transversale secundaire stromingen ten gevolge van stroomlijnkromming en Coriolis. Met name in de gekromde ebgeulen ontstaat een naar de binnenbocht gericht sediment transport dat bijdraagt aan de vorming van plaatgebieden op een tijdschaal van decennia.

Meso-schaal

Kortsluitgeulen zijn de kleinere geulen in een bochtgroep die een verbinding vormen tussen de grote ebgeul en de grote vloedgeul (zie bijv. Jeuken, 1996, 1998). Op een tijdschaal van jaren tot decennia veroorzaken ze een lokale erosie en omwerking van de intergetijdegebieden. Dit erosieve gedrag van deze geulen lijkt een vertragende factor in de opbouw van de intergetijdegebieden in de bochtgroepen te veroorzaken. Omgekeerd kan het verdwijnen van deze geulen leiden tot een impuls in de opbouw van platen. Dit laatste lijkt bijvoorbeeld het geval in de Valkenisse bochtgroep sinds begin 1900. De kwantitatieve waarnemingen sinds 1955 suggereren dat plaatgebieden met een lage kortsluitgeulen-activiteit sneller opbouwen dan platen die wel duidelijk door kortsluitgeulen worden beïnvloed.

Alle langgerekte plaatgebieden worden de laatste jaren-decennia gekenmerkt door een erosie aan de zeewaartse zijden die op sommige plaatsen zelfs gepaard gaat met (vloed)schaarvorming. Op deze plaatsen waar vooral de vloedstroom over een oplopende ondiepte werkzaam is zullen 3-dimensionale transportprocessen zoals beschreven in figuur 4.10 optreden. Deze zorgen voor een lokale versteiling van het plaatrelief.

Zoals aangegeven in paragraaf 1.3.1 veroorzaken golven waarschijnlijk een seizoensfluctuatie op de lange-termijn ontwikkeling.

6.4 Implicaties voor de modellering

6.4.1 Kenmerken ESTMORF formulering

De huidige studie is bedoeld om de weergave van intergetijdegebieden in ESTMORF te verbeteren. Na de beschouwing van het fysische systeem moet nog bekeken worden of het ESTMORF formuleringen voldoen en hoe deze eventueel kunnen worden verbeterd.

Met betrekking tot het intergetijdegebied zijn de volgende kenmerken van de huidige formulering van ESTMORF relevant:

- Het model gebruikt per tak evenwichtsrelaties voor drie variabelen, i.e. de oppervlakte van het dwarsprofiel van het geulgedeelte, de hoogte van het lage intergetijdegebieden en de hoogte van het hoge intergetijdegebied.
- Sedimenttransport op de intergetijdegebieden vindt alleen in dwarsrichting plaats. Transport tussen de vakken kan alleen via de geulen en niet via het intergetijdegebied.
- Het model hanteert een zeven-punten-schematisatie voor het dwarsprofiel. Na elk morfologische tijdstap worden de coördinaten van de zeven punten berekend uit de veranderingen van de drie systeemvariabelen aan de hand van relaties die ontstaan via massabehoud, definities en (meetkundige) aannamen. Vervolgens wordt het ESTMORF profiel vertaald naar invoer van IMPLIC, waarbij het profiel wordt beschreven door de breedte op elke halve meter hoogte.

- De netwerk-schematisatie van het model kan tijdens de simulatie niet worden aangepast. Dit impliceert de beperking dat migratie, (helemaal) afsluiten en ontstaan van geulen niet kunnen worden weergegeven.
- Veranderingen boven het hoogwater kan niet worden weergegeven. Dit betekent dat, als het gemiddelde getij wordt gebruikt, de ontwikkelingen van schorren niet worden weergegeven. Verlanding wordt dus niet meegenomen.

Uitgangspunt in het model concept is dat de morfologische ontwikkelingen van de geulen en platen tenderen naar een evenwichtssituatie waarbij aan alle evenwichtsrelaties wordt voldaan. Het model doet dit via een formulering van sediment transport die ervoor zorgt dat netto transport ontstaat in de richting van de gradiënt van zandtekort. De maat van zandtekort wordt bepaald door de maat van afwijkingen t.o.v. morfologische evenwicht.

Verder is ook opgemerkt dat het model is bedoeld voor simuleren van lange-termijn ontwikkelingen. Het gaat om ontwikkelingen op tijdschaal van jaren, decennia en langer. Seizoen variatie bijvoorbeeld wordt niet in rekening genomen en zeker niet ontwikkelingen t.g.v. bijvoorbeeld een storm.

6.4.2 Problemen in het huidige model

Bij de toepassing van ESTMORF voor de Westerschelde is geconstateerd dat de ontwikkeling van het intergetijdegebied in de calibratie periode minder goed wordt gereproduceerd dan de ontwikkeling van de geulen. Op het hoogste schaalniveau (hele estuarium) reproduceert het model de waargenomen ontwikkelingen redelijk, zodra in meer detail wordt gekeken naar de ontwikkelingen worden de verschillen tussen het model en de werkelijkheid groter. Volgens de veldgegevens zijn het areaal, het volume en de hoogte van het intergetijdegebied allemaal toegenomen sinds 1968. De huidige versie van het model reproduceert deze ontwikkelingen maar ten dele. De ontwikkeling van het areaal intergetijdegebied worden redelijk voorspeld in het westelijk deel en het middendeel van het estuarium. In het oostelijk deel is de gesimuleerde trend tegengesteld aan de waarnemingen. Ook de ontwikkeling van het volume van het intergetijdegebied wordt redelijk voorspeld in het westelijk deel en het middendeel van het estuarium. In het oostelijk deel blijft de voorspelde groei ver achter bij de waarnemingen. De hoogtetoe name van het intergetijdegebied wordt voor wat betreft de trend over het gehele estuarium redelijk voorspeld, maar de absolute omvang van de toename blijft in het westelijk deel en vooral in het oostelijk deel van de Westerschelde achter bij de waarnemingen.

Deze korte analyse van de modelprestaties lijkt de volgende uitspraken te ondersteunen:

- Beschrijving van het intergetijdegebied met behulp van alleen de hoogtes, zoals dat in het model gebeurt, is niet voldoende.
- De gebruikte evenwichtsrelaties voor de hoogtes van het intergetijdegebied zijn niet goed genoeg om de ontwikkelingen te beschrijven.

Een uitgebreidere evaluatie van de modelresultaten en de daarop volgende analyse van de oorzaken van de verschillen tussen model en werkelijkheid is reeds uitgevoerd en gerapporteerd in het eerste deel van de huidige rapportage (Wang & Jeuken, 2000).

6.4.3 Nadere analyse

Met de kennis zoals opgedaan in de literatuurstudie en na de korte analyse hierboven moeten nu de volgende vragen worden beantwoord:

1. Is het mogelijk de morfologische ontwikkelingen van de intergetijdgebieden te simuleren met een model dat is gebaseerd het basis concept van ESTMORF?
2. Zo ja, hoe moet de huidige formulering van ESTMORF worden verbeterd om dat te bereiken?

Gezien het model concept en de kenmerken van het model zoals hierboven beschreven zijn de volgende voorwaarden noodzakelijk voor een positief antwoord op vraag 1:

1. Een evenwicht voor de morfologie van het intergetijdgebied moet kunnen worden gedefinieerd in de zin dat als alle relevante aandrijvingen (hydrodynamische condities) voor de morfologische ontwikkelingen constant blijven de morfologische toestand op lange-termijn naar dit evenwicht gaat. Voor elke verstoring t.o.v. van het evenwicht bestaat er een mechanisme waardoor het evenwicht weer wordt hersteld (in die zin weer aan de evenwichtsrelatie wordt voldaan, maar niet noodzakelijkerwijs het oude evenwicht).
2. De relaties, die het evenwicht beschrijft, moeten toepasbaar zijn voor de ESTMORF model schematisaties, i.e., op individuele ESTMORF/IMPLIC vakken. Dit betekent dat zowel de onafhankelijke als de afhankelijke variabelen in het model aanwezig zijn.
3. De relevante terugkoppelings-mechanismen die zorgen voor het herstellen van het evenwicht, moeten goed in het model kunnen worden weergegeven.

Belangrijk zijn nu dus de antwoorden op de volgende vragen:

1. Is een evenwicht voor het intergetijdgebied te definiëren?
2. Zo ja, wat zijn de mechanismen die het evenwicht in stand houden? En welke empirische relaties gelden daarbij?
3. Wat is (zijn) de beste variabele(n) voor het beschrijven van het intergetijdgebied?
4. Kan de ESTMORF formulering voor sedimenttransport de mechanismen voor het herstellen van evenwicht beschrijven?

Ad 1. Uit het voorgaande is gebleken dat er een evenwicht voor de omvang van intergetijdgebied in een estuarium moet bestaan. Hierbij is er sprake van diverse terugkoppelingen op verschillen schalen tussen morfologie en waterbeweging. Dit betekent dat het basis concept van het model staande kan worden gehouden. Dit geldt in ieder geval voor mega-schaal en waarschijnlijk ook voor de macro-schaal. Of het concept ook toepasbaar is op de schaal van individuele IMPLIC vakken is onzeker. Merk op dat op geologische tijdschaal (veel groter dan de tijdschaal waarvoor ESTMORF is opgezet) speelt de verlanding een rol, waardoor waarschijnlijk geen evenwicht meer mogelijk is.

Merk ook op dat ontwikkelingen van platen en slikken in de Westerschelde verschillend zijn. Maar alleen een zeer klein onderdeel van het intergetijdgebied bestaat uit slikken.

Ad 2. Zoals in 6.3 is aangegeven in de opbouw van intergetijdgebied op tijdschaal van jaren tot decennia een gevolg van getijstroming en afbraak vooral een gevolg van geulmigratie. Golven veroorzaken ook een afbraak van platen. Echter op de tijdschaal van

jaren tot decennia kunnen deze indirect en geparameteriseerd worden meegenomen via waterstanden omdat de invloed van golven sterk van de waterdiepte afhangt. Een evenwicht betekent een balans tussen opbouw en afbraak. Logisch is dan dat empirische relaties die het evenwicht van intergetijdegebied beschrijven uitgaan van deze elementen waarbij onafhankelijke variabelen worden gebruikt. De empirische relaties in de literatuur gebruiken echter in geen geval direct de getijstroming, geulmigratie en golfkarakteristieken als parameter. De nu door ESTMORF gebruikte relatie gebruikt alleen het getijverschil als parameter en is daardoor waarschijnlijk niet toereikend. Andere in de literatuur gevonden empirische relaties zijn die tussen de plaatareaal en totaal basin oppervlakte, en die voor de breedte diepte verhouding van geulen. De relatie voor de plaatareaal is moeilijk in ESTMORF te gebruiken omdat het niet vertaald kan worden voor individuele ESTMORF vakken. Menselijke ingrepen zoals baggeren en storten, die ook de ontwikkelingen van het intergetijdegebied beïnvloeden, worden al door ESTMORF meegenomen.

Ad 3. Voor het beschrijven van de morfologie van intergetijdegebieden zijn ten minste twee parameters nodig, bijvoorbeeld areaal en hoogte. Of één van de twee of beiden moeten worden gebruikt als variabele in het model hangt af van de geldende empirische relaties. Een analyse van de huidige model resultaten geeft aan dat het gebruik van alleen de plaathoogte niet voldoende is. Het lijkt erop beide variabelen in het model moeten worden meegenomen.

Ad 4. Een antwoord op deze vraag is moeilijk. Een indicatie op de antwoord van de vraag kan worden verkregen door een aantal situaties in het veld te analyseren, m.b.t. sediment uitwisseling tussen intergetijdegebied en geulen. Volgens de ESTMORF formulering zal een intergetijdegebied naast een geul met een zandoverschot gekenmerkt worden door een grotere sedimentatie dan een intergetijdegebied naast een geul met zandtekort.

6.4.4 Evaluatie en oplossingsrichting

De volgende punten zijn verder belangrijk voor de modellering met ESTMORF:

- De samenstelling van de slikken is anders dan die van de platen. Ook de relevante fysische processen voor de twee soorten intergetijdegebied (intergetijdegebied) zijn anders. Een onderscheid tussen deze twee in de formulering binnen ESTMORF is dus op zijn plaats, wat in de huidige versie van ESTMORF nog niet het geval is. Er moet dus overwogen worden of niet aparte systeemvariabelen voor het slikdeel en voor het plaatdeel moeten worden gehanteerd.
- Ontwikkelingen van het intergetijdegebied kunnen niet los van de ontwikkelingen in de aanliggende geulen worden beschouwd.
- Door de relatief grote tijdschaal van de ontwikkeling van het intergetijdegebied is een evenwichtsrelatie voor de hoogtes van het intergetijdegebied moeilijk uit veldgegevens af te leiden. Dit is ten gevolge van de veranderingen onder invloed van ingrepen, los van de vraag of de relatie wel bestaat.
- De huidige formulering in ESTMORF legt de ontwikkeling van het intergetijdegebied niet via voorgeschreven relaties vast. In feite wordt het areaal van intergetijdegebied helemaal overgelaten aan de beginvoorwaarden en de aannames in de procedure voor de aanpassing van het ESTMORF profiel.

- Een deel van de correlatie tussen de hoogten van intergetijdegebied en het getijverschil betreft een schijnrelatie.

Als richting voor de verbetering van de formulering worden de volgende aanbevelingen gedaan:

- Een onderscheid maken tussen slikken en platen in de formulering.
- Een breedte - diepte relatie voor de geul toevoegen aan de bestaande drie variabelen.
- Een procedure implementeren waarmee het heen-en-weer vertalen van de twee schematisaties wordt voorkomen.

7 Gebruikte literatuur

- Allersma, E. (1992), Studie inrichting Oosterlijk deel Westerschelde. Analyse van het fysische systeem. WL|Delft Hydraulics, Rapport Z368.
- Allersma, E. (1993), Geulmigratie in buitendelta's, WL|delft hydraulics, Rapport, H840.
- Amos, C.L. (1995), Siliciclastic tidal flats. Geomorphology and sedimentology of estuaries. Development in sedimentology, 53 (ed. G.M.E. Perillo).
- Berg, J.H. van den, C.J.L. Jeuken and A.J.F. van der Spek (1996), Hydraulic processes affecting the morphology and evolution of the Westerschelde estuary. Estuarine shores, Evolution, environment and human alterations (eds. K.F. Nordstrom and C.T. Roman).
- Biegel, E.J. (1991), Equilibrium relations in the ebb tidal delta, inlet and bachbarrier area of the Frisian inlet system. University of Utrecht, Report GEOPRO 1991.028/GWAO-91.016.
- Boersma, J.R. and H.J. Terwindt (1981), Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. Sedimentology 28, 151-170.
- Boothroyd, J.C. and D.K. Hubbard (1974), Bed form development and distribution pattern, Parker and Essex estuaries, Massachusetts. Coastal engineering research centre, MP 1-74.
- Brouns, J.J.W.M. (1988), The impact of sea level rise on the Dutch coastal ecosystems. NIOZ, report 1988-8.
- Bruun, P. en F. Gerritsen (1960), Stability of coastal inlets.
- Cleveringa, J. and A.P. Oost (1999), The fractal geometry of tidal-channel systems in the Dutch Wadden Sea. Geologie en Mijnbouw 78, 21-30.
- Consemulder, J., C. Storm & W. Houmes (1998), Experimentele schorrandverdedigingen: kleibedekking Anna Jacobapolder, bezinkvelden Zuidgors. Een evaluatie van de aanleg en het functioneren van twee experimentele schorverdedigingen in de Oosterschelde en de Westerschelde. RIKZ Rapport 98.017. Rijkswaterstaat Directie Zeeland AXW nota 98.1007.
- Dalrymple, R. & Rhodes (1995), Estuarine dunes and bars. In: Geomorphology and sedimentology of estuaries, Developments in sedimentology, 53 (ed. G.M.E. Perillo).
- Dieckmann, R. (1985), Geomorphologie, stabilitäts- und langzeitverhalten von Wateinzugsgebieten der Deutschen Bucht. Mitt. Franzius-Institut, Univ. Hannover, 60, 133-361.
- Dronkers, J. and M.B.A.M. Scheffers (eds.) (1998), Physics of estuaries and coastal seas.
- Dyer, K.R. (1973), Estuaries: A physical introduction.
- Dyer, K.R. (1998), The typology of intertidal mudflats. Sedimentary processes in the intertidal zone (eds. K.S. Black, D.M. Paterson and A. Cramp).
- Ehlers, J. (1988), The morphodynamics of the Wadden Sea. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Eysink, W.D. (1990), Morphologic response of tidal basins to changes. ICCE 1990.
- Eysink, W.D. and E.J. Biegel (1992), Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function. Investigations on empirical morphological relations. WL|Delft Hydraulics, report H1300.
- Friedrichs, C.T. and D.G. Aubrey (1995), Uniform bottom shear stress and equilibrium hypsometry of intertidal flats. C. Pattiaratchi (ed.), Mixing processes in estuaries and coastal seas. Coastal and estuarine studies series, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Friedrichs, C.T., D.G. Aubrey and P.E. Speer (1989), Impacts of sea-level rise on evolution of shallow estuaries. Coastal and estuarine studies, 38 (ed. R.T. Cheng).
- Gerritsen, F. (1990), Morphological stability of inlets and channels of the Western Wadden Sea. Rijkswaterstaat, nota GWAO-90-019.
- Hoozeboom, B (1996), Modelling van het morfologisch gedrag van slikken in het model ESTMORF. IMAU rapport R 96.06.
- Hoozeboom, F.M.J. (1990), Long term changes in wind and wave climate on the north sea. ICCE 1990.
- Huijs, S.W.E. (1995), Geomorfologische ontwikkeling van het intergetijdgebied in de Westerschelde 1935-1989. IMAU rapport R 95-3.
- Jeuken, M.C.J.L. (1994), Morfologische ontwikkelingen van het Valkenisse-gebied gedurende de periode 1986-1993. NWL notitie, Rijkswaterstaat Directie Zeeland
- Jeuken, M.C.J.L. (1996), Hydrodynamics of a bar in a flood channel, the Western Scheldt estuary. Proc. Int. Conf. on Coast. Eng. 1996 Orlando pp. 4491-4504.

- Jeuken, M.C.J.L. (1998), De functie en het gedrag van kortsluitgeulen in het Westelijk deel van de Westerschelde. Imau rapport R98-06, Instituut voor Marien en Atmosferisch onderzoek Utrecht.
- Kjerfve, B. (ed.) (1994), Coastal lagoon processes. Elsevier oceanography series.
- Klein, G de V. (1965), Comparison of recent and ancient tidal flat and estuarine sediments. *Estuaries: sediments and sedimentation*, 207-218.
- Kohsiek, L.H.M., H.J. Buist, P. Bloks, R. Misdorp, J.H. v.d. Berg en J. Visser (1988), Sedimentary processes on a sandy shoal in a mesotidal estuary (Oosterschelde, The Netherlands). Tide-influenced sedimentary environments and facies, 201-214 (eds. P.L. de Boer e.a.).
- Kreeke, J. van der & K. Robaczewska (1993), Tide-induced residual transport of coarse sediment: application to the Ems estuary. *Netherlands Journal of Sea Research* 31 (3): 209-220.
- Kreeke, J. van der (1996), Morphological changes in the Frisian inlet as a result of the closure of the Lauwers Sea.
- Kreeke, J. van der en D.W. Dunsbergen (1998), Tidal asymmetry and sediment transport in the Frisian Inlet, *Proceedings of PECS 1998*.
- Ledden, M. van (2000), Sediment segregation in estuaries and tidal lagoons. A literature review.
- Louters, T. and F. Gerritsen (1994), Het mysterie van de wadden. Hoe een getijdesysteem inspeelt op zeespiegelstijging. Ministerie van verkeer en waterstaat, rapport RIKZ-94.040.
- Niemeyer, H.D. (1991), Case study Ley Bay: an alternative to traditional enclosure.
- Oost, A.P. (1995), Dynamics and sedimentary development of the Dutch Wadden Sea with emphasis on the Frisian Inlet. *Geologica Ultraiectina*, 126.
- Postma, H. (1967), Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. *Estuaries* (ed. G.H. Lauff).
- Rijn, L.C. van (1990), Principles of fluid flow and surface waves in rivers, estuaria, seas and oceans.
- Schuttelaars, H.M. (1997), Evolution and stability analysis of bottom patterns in tidal embayments.
- Soulsby, R.L. (1997), Dynamics of marine sands. A manual for practical applications. Thomas Telford Publications, London.
- Spek, A.J.F. van der, en H.H.S. Noorbergen (1992), Morfodynamica van intergetijdengebieden. BCRS rapport, 92-03.
- Spek, A.F. van der (1994), Large-scale evolution of Holocene tidal basins in the Netherlands. PhD thesis, Utrecht University.
- Spek, A.F. van der (1997), Tidal asymmetry and long-term evolution of Holocene tidal basins in the Netherlands: simulations of palco-tides in the Scheldt estuary. *Marine Geology* 141 (71-90).
- Steijn, R.C. (1991), Some considerations on tidal inlets. Delft Hydraulics, report H840.45
- Stive, M.J.F., Z.B. Wang, A.W. van der Weck, H.F.P. van den Boogaard, M.J. Baptist (1998), Definitiestudie morfologische dynamiek Westerschelde. WL|DELFT HYDRAULICS, report Z2427.
- Straaten, L.M.J.U. van and PH. H. Kuenen (1957), Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea. *Geologie en Mijnbouw* 19, 329-354.
- Swart, D.H. (1986), Prediction of wind-driven transport rates. *Coastal engineering*, 12, 1595-1611.
- Tank, F.T.G. (1995), Empirische relaties tussen de plaat- en slikhoogte en getijkarakteristieken in de Westerschelde. Morfologisch model ESTMORF. RIKZ, IMAU rapport R 95-7.
- Terwindt, J.H.J. (1970), Observations on submerged sand ripples with heights ranging from 30 to 200 cm occurring in tidal channels of S.W. Netherlands. *Geologie en mijnbouw*, 49 (6), 489-501.
- Veen, J. van (1950), Eb en vloed-schaar systemen in de Nederlandse getijwateren. KNAG, 2e reeks, deel 67.
- Verlaan, P.A.J. (1998), Mixing of marine and fluvial particles in the Scheldt estuary.
- Vriend, H.J. de and G.K.F.M. van Banning (1986), Evaluatie vergelijking metingen en berekeningen Galgeplaat. WL|Delft Hydraulics, report H253/R1914.
- Vriend, H.J. de and J.S. Ribberink (1996), Mathematical modelling of meso-tidal barrier island coasts. Part I and II.
- Vriend, H.J. de, J. Dronkers, M.J.F. Stive, A. van Dongeren, Z.B. Wang (1998), Coastal inlets and tidal basins. Lecture notes. University of Technology, Delft.
- Vriend, H.J. de, T. Louters, F. Berben and R.C. Steijn (1989?), Hybrid prediction of a sandy shoal evolution in a mesotidal estuary.
- Vroon, J., C. Storm en J. Coosen (1997), Westerschelde, stram of struis? Rapport RIKZ-97.023.
- Wang, Z.B., C. Jeuken and H.J. de Vriend (1999), Tidal asymmetry and residual sediment transport in estuaries. WL|Delft Hydraulics, report Z2749.

- Wang, Z.B. and C. Jeuken (2000). Mofologische ontwikkeling van intergetijdegebieden en modellering met Estmorf. Deel I: evaluatie modelresultaten. WL | Delft Hydraulics, rapport Z2776.
- Witteveen+Bos (1998), Eindverslag, Waterbeweging en morfologie van slikken in de Westerschelde.

A Commentaar experts op de literatuurstudie

Een concept van deze literatuurstudie is beoordeeld door een commissie van experts, bestaande uit de volgende personen:

Dr. J.R. Van den Berg, Universiteit Utrecht

Dr. A. Oost, RIKZ

Dr. H. Niemeyer, Duitsland

Prof.dr. J.H.J. Terwindt

Prof.dr.ir. H.J. de Vriend

Het geleverde commentaar is verwerkt in de voorliggende definitieve versie van het rapport en is hier als bijlage ingesloten.

Commentaar bij concept rapport Ontwikkeling.... Intergetijdegebied.

De nummers refereren naar de kantlijn van de tekst van het rapport (zie andere attachment).

1. De hier weergegeven voorstelling van de ontwikkeling van getij-asymmetrie mist m.i. een belangrijk aspect, namelijk dat bij hogere waterstanden de getijgolf sneller door het bekken migreert, zolang tenminste de platen nog niet onderlopen, want dan neemt de gemiddelde diepte tijdelijk weer af. Wellicht is dit aspect niet genoemd om wille van de eenvoud, maar in een lang bekken als de Westerschelde is het effect niet klein ten opzichte van hier genoemde mechanisme, en moet het hier dus wel genoemd worden. Ik ken het verhaal van Van der Kreeke en Dunsbergen niet (kon het ook niet snel even opzoeken, vanwege onvolledige lit. verwijzing) en weet dus ook niet of zij een met de diepte variërende getij golfsnelheid in hun beschouwing hebben meegenomen.
2. Ik vraag me af of het effect van de duur van de hoogwaterkentering op het slibtransport dominant is ten opzichte van andere effecten, in het geval van de Westerschelde denk ik dan met name aan zout/zoet circulatie en netto transport door mengprocessen van gebieden met hoge naar lage concentratie. Met andere woorden, je kunt m.i. niet zo absoluut stellen dat (altijd) als de hoogwaterkentering langer is dan de laagwaterkentering er import van slib zal plaatsvinden.
3. Voor zover ik weet leidt golfbelasting bij het type sediment (tamelijk "schoon" zand) dat meestal in de intergetijde gebieden van de Westerschelde wordt aangetroffen in het algemeen tot verdichting van de korrelpakking. Het zand zal zich bij overschrijding van de kritieke shear daardoor eerder dilatant als contractant gedragen. Wellicht dat zeer los gepakte slib-zand mengsels wel kunnen gaan vloeien onder golfbelasting maar dit type sediment (sling mud) komt voor zover ik weet niet veel voor in intergetijde gebieden van de Westerschelde.
4. Bij windopzet is vooral van belang hoe de opzet interfereert met het getij. M.a.w. of de ebdaling of vloedrijzing erdoor versterkt of verzwakt wordt. Bij een langdurige opzet blijven in het estuarium morfologische effecten beperkt tot de erosie van hooggelegen plaatdelen en schorranden. Voor het overige zijn er geen "dramatische" effecten, want de stroomsnelheden worden eerder kleiner dan groter, door de grotere waterdiepte.
5. Deze bewering is interessant en behoeft daarom nadere uitleg. Waarom zou het systeem dan omklappen en bij welke mate van zeepiegelstijging is dit te verwachten? M.i. moet de zeepiegelstijging die nodig is om het aanpassingsvermogen van platen in de Westerschelde te overtreffen exceptioneel groot zijn. Dit blijkt m.i. uit de snelle terugvoer van sediment dat bij storm van de platen wordt geerodeerd. In de Westerschelde is sprake van een jaarlijkse fluctuatie van de hoogte van platen van enkele cms, als gevolg van biologische activiteit en seizoenen verschillen in de stormfrequentie. De vloedstroom is in staat het in de winter afgevoerde sediment weer snel te compenseren. Ik denk dat platen in de Westerschelde wat dit betreft nog sneller reageren dan die van de Waddenzee (waar naar ik vermoed de informatie van De Vriend betrekking op heeft), vanwege het feit dat de ratio geuloppervlak/plaatoppervlak in de Westerschelde veel groter is. Voor zover mij bekend zijn er geen studies waaruit blijkt dat in de eerste helft van het Holocene, toen de zeepiegel zeer snel steeg, exporterende bekkens ontstonden. Integendeel, vroeg Holocene bekkens blijken vaak zeer effectieve sedimentvallen te zijn. Overigens is de procesgang in dergelijke bekkens, zoals achter

het voormalig zeegat van Bergen, zie proefschrift Van der Spek, niet geheel vergelijkbaar, omdat daar niet sprake was van een geleidelijke afname van de zeespiegelstijging, terwijl in de toekomst een geleidelijke toename te vrezen valt. Uit het (geologisch) verleden weten we dat exporterende getijbekkens tijdelijk wel kunnen bestaan, maar alleen onder condities die niet van toepassing zijn voor de toekomstige Westerschelde. Reden daarvoor was steeds een expansie van het kombergingsgebied door erosie van gemakkelijk erodeerbare oevers, zoals veenmoerassen, deels door golfwerking (zo ontstond bijvoorbeeld de Grevelingen) of door dijkdoorbraken van laaggelegen polders (Westerschelde).

6. Het lijkt mij goed er in dit hoofdstuk op te wijzen dat deze model exercities gelden voor korte bekkens, waar de looptijd van de golf kan worden verwaarloosd. Ook elders in het rapport ben ik redeneringen en conclusies tegengekomen die voor korte bekkens gelden en niet als vanzelfsprekend van toepassing zijn op de Westerschelde. Ik pleit ervoor het rapport hierop nog eens te screenen en overal waar dat van toepassing is een met argumenten omkleed waardeoordeel te geven over de geldigheid voor de Westerschelde van beweringen die gedaan zijn voor andere bekkens (of daarvoor te verwijzen naar hoofdstuk 6).
7. Op de macro schaal speelt de verlanding van de randen van het bekken door de invang van slib en zand in schorgebieden een rol. Hierdoor wordt kombergingsgebied aan het systeem onttrokken, waardoor van evenwicht geen sprake meer kan zijn.
8. Het is opvallend dat het "rondpompen" van baggerspecie niet als factor in de beschouwing wordt meegenomen. In feite is de hiermee gemoeide sedimentstroom in het oostelijk deel van het bekken van dezelfde orde van grootte als de natuurlijke sedimenttransporten. Door het baggerwerk wordt de drempels in de vaargeul verdiept en op hun plaats gehouden. Hierdoor verandert de hydraulische weerstand van het systeem (wordt met name gladder bij eb), wordt de looptijd van de golf korter en concentreert zich de stroming meer in de doorgaande (eb) geul. Dit leidt tot veranderingen in het getij, ondermeer een verhoging van de hoogwaters, wat een verhoging van de (evenwichts) plaat hoogte tot gevolg heeft. Maar ook de vorm van de getijgolf verandert, welk effect dat heeft op de morfologie weet ik niet. Wat in ieder geval zeker is, is dat door het baggerwerk op de drempels de plaat-geul morfologie tendeert richting 1 geulsysteem (zie de rapporten van Fred Tank). Dit leidt tot een verpieteren van kortsluitgeulen en daarmee tot verdere wasdom van platen. Wat ik hiermee vooral zeggen wil is, dat de empirische evenwichtsrelaties die opgesteld zijn voor het natuurlijke systeem niet zonder meer gelden voor door baggerwerk geforceerde evenwichten. Wil men hiervoor met een model gebaseerd op empirie voorspellingen doen, dan zal deze baggerforcering expliciet meegenomen moeten worden. Hoe je dat moet doen weet ik niet. Je moet iets bedenken om de baggerforcering te kwantificeren. Dat zou het bagger volume kunnen zijn, of de mate van overdiepte van de drempels (?). Baggerwerk leidt m.i. niet tot irreversibele veranderingen. Als de "baggerstress" in het systeem vermindert, komt het meer natuurlijke systeem van voor het baggerwerk snel weer terug. Ik heb hier wel eens plaatjes van de Bocht van Bath gezien van vlak voor en enige jaren na de 2e wereldoorlog, waaruit dit blijkt.

Alle in de brief gestelde vragen zijn hierboven aan de orde geweest, en beantwoord in de mate waarin ik er iets zinnigs over denk te kunnen zeggen, behalve de vraag of de ontwikkeling van geulen goed kan worden gemodelleerd zonder de ontwikkeling van intergetijdegebieden goed te simuleren. M.i moet deze vraag ontkennend worden beantwoord. Naarmate de platen een lagere ligging hebben en ze dus een groter aandeel hebben in de stroomvoering zijn ze van

grotere invloed op de geulen. Dat geldt dan uiteraard vooral de vloedgeulen, omdat bij maximale vloedstroom de stroomvoerende rol van platen veel groter is dan bij maximale ebstroom. Een vloedschaar dankt zijn vorm aan de richting waarin het water uitwaaierend over de aanliggende plaat, en aan verhangen over de plaat. De verplaatsing van kortsluitgeulen wordt deels aangedreven door zand dat over laagliggende plaatgebieden aan de zijkant van de geul wordt ingevangen en afgezet.

Tenslotte nog een opmerking over morfologische evenwichten in estuaria. Eb en vloed vloeien min of meer door van elkaar gescheiden geulen, of zijn dominant in afzonderlijke geuldelen. Bij een volledige scheiding van eb en vloed is het evenwichtsvolume van de geulen twee maal zo groot als voor de situatie dat eb en vloed vectoren een precies tegengesteld beeld opleveren. Kortom, er bestaan meerdere evenwichten van de zandbalans, afhankelijk van de geulconfiguratie. Een verandering van deze constellatie kan dus tot een (olake) zandhonger of zandoverschot leiden. Het is niet ondenkbaar dat dit van invloed is op de plaathoogte: bij zandoverschot zit het geulsysteem in een te nauw jasje en zou een deel van het overtollige zand op de plaat kunnen terecht kunnen komen. Iets dergelijks is aantoonbaar gebeurd in de Oosterschelde, al was hier de reden van het nauwzittende jasje niet een veranderde geulligging, maar het opslingeren van het getij en toename van de getijdebieten na het sluiten van de Volkerakdam. Een beschouwing over geulevenwichten is te vinden in een recent rapport van Alkyon, dat voor het RIKZ is uitgebracht: A569, 2000: Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten.

Bijlage 0: Ontwikkeling plaatareaal WS

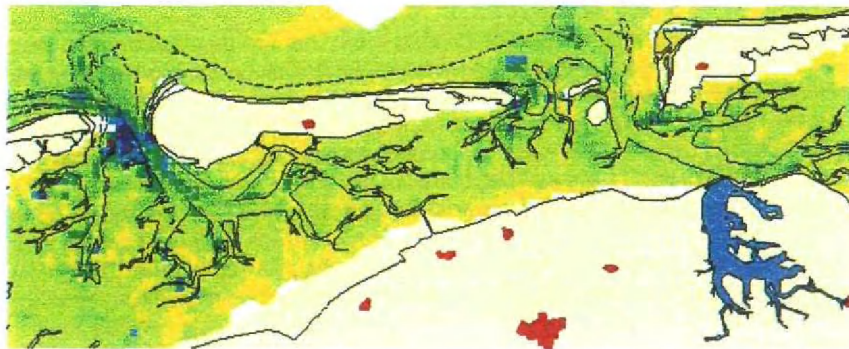
De door jullie onder punt 2 gedane uitspraak op p. 6-2 lijkt niet correct. Er lijkt significante afname in het slikken en platen areaal op te treden en een aanzienlijke afname van de ondiep water gebieden na 1960. (BRON: <http://www.waterland.net/ciw/6.2.htm>). Maar misschien hebben jullie anders gemeten dan deze mensen? Graag getallen laten zien en methode: niet enkel tekst (kan in bijlage).

Ontwikkeling morfologie Westerschelde

in hectares areaal

	1960	1990	1996	Percentage 96 tov 60
schorren	3520	2540	2499	71
slikken en platen	8740	8270	8118	93
ondiep water	4450	3170	2897	65
geulen	16160	16960	17186	106
totaal	32880	30930	31020	94

Door stroming



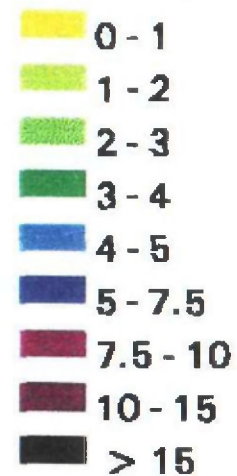
Door golven



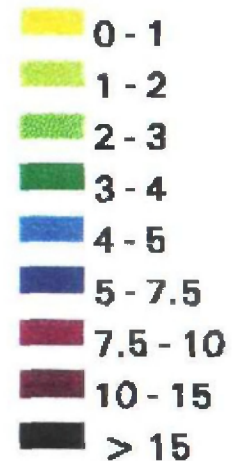
Door golven + stroming



Bodemschuifspanning Pa



Bodemschuifspanning Pa



De effecten van wind op platen mogen blijken uit meegestuurde figuren van een zware storm op de Waddenzee. De shearstress uitgeoefend op de platen door golven is veel groter dan de shearstress uitgeoefend door wind- + getij-gedreven stroming (bijkomend punt is dat de gradienten in shearstress veel hoger rond de zeegaten dan verder de platen op of onder de eilanden, wat een grotere potentie tot sedimentatie suggereert). Opmerkelijk punt daarbij is dat er onder een bepaalde drempelwaarde negatieve correlatie is gevonden tussen het slibgehalte op de platen (monsters genomen in de zomer) en de shearstress door golven (stormen voornamelijk in de winter). Dit suggereert dat (storm?)golven een dominante factor zijn in de sedimenthuishouding van de platen. Hetzelfde wordt gesuggereerd door waarnemingen dat een groot deel van het slib in de Waddenzee

lokaal in korte tijd (< 8 dgn) is geerodeerd en weer tot afzetting is gekomen (Oost e.a. ongepubl. geg., Eisma e.a., 1987), wat met name goed te begrijpen is als het via stormen gebeurt. Een derde punt dat in die richting wijst is de door Eysink (1992) gevonden correlatie tussen MHW en plaathoogte en zijn observaties in de Dollard. Een dergelijke relatie is ook gevonden voor het Balgzand (van Marion, 1999). Dit lijkt vooral logisch te verklaren uit het feit dat de lokaal opgewekte golven bij relatieve verdieping minder effectief de bodem kunnen opwoelen.

Als je kijkt naar golven kun je stellen dat ze de platen en ondiepere prielen en geulen "omwoelen". De getij- en wind-gedreven stroming neemt het materiaal dan in een bepaalde richting mee. Dat kan de plaat op zijn vanuit bijvoorbeeld ondiepe geulen, waarbij het op de hogere platen of de kwelders tot bezinking kan komen. Met name waar de shear-stress gradient plaat-op hoog is ontstaat een enorme potentie tot sedimentverplaatsingen (Ik schat trouwens dat zelfs na een stormvloed-hoogwaterkentering sedimentatie mogelijk kan zijn omdat de sedimentconcentraties dan belachelijk hoog kunnen oplopen (In de Dollard werden sedimentconcentraties gemeten van 0,8 g/l, terwijl op wantij onder Ameland zelfs een betrouwbare waarde is gemeten van 50 gram per liter! Boven de 5-10 gram per liter neemt de viscositeit van het water al toe wat de invloed van de golven op de bodem doet afnemen (voor referenties zie Oost, 1995, p. 382). Het omgekeerde: van de platen de geulen in, is ook zeer goed mogelijk; er is immers altijd wel een priel in de buurt en zelfs geulen zijn nooit ver af. Daarbij kan een deel van het sediment het zeegat uit getransporteerd kan worden (bijvoorbeeld Winkelmolen en Veenstra, 1980; Aigner, 1985). Dit sediment is (tijdelijk?) verloren voor het systeem in kwestie vooral als het downdrift wordt getransporteerd langs de kust.

Het andere sediment wordt afgezet in de geulen (zie bijvoorbeeld Visser, 1980; De Boer et al., 1989). Dit sediment verkleint de lokale dwarsdoorsnede van de geul in kwestie die dit of compenseert door het sediment weer af te voeren of door zich te verleggen waarbij ander sediment wordt geerodeerd. In de Westerschelde met haar vlechtende eb- en vloedscharen is er een grote kans dat de sedimenten uiteindelijk weer ter beschikking komen van een getijstroom die het materiaal weer naar de platen kan brengen. Zeker in begin zal herstel snel verlopen. Misschien blijft zelfs een fors deel "gevangen" binnen een door Marcel Stive e.a. gedefinieerde morfotop. Gezien de bij mijn weten vrij hoge stroomsnelheden op de platen in de Westerschelde kan vrijwel elke korrelgrootte in suspensie de platen bereiken. Het zou in dit licht interessant zijn om de verblijftijden van het water (die proportioneel zullen zijn gerelateerd aan de verblijftijd van het gesuspenderde sediment) in de Westerschelde eens te vergelijken met de hersteltijd van de platen.

Resumerend: In mijn optiek zijn de getijdekrachten (verhouding eb-vloed, maar ook richting van de eb- en vloedstroom over de platen en de interactie met de morfologie) bepalend voor de netto aanvoer/afvoer van het sediment, maar bepaalt de golfslag hoe hoog een gebied wordt (het zou in dit licht aardig zijn om de lokale golfkarakteristieken van onderdelen van de Westerschelde en de Waddenzee eens te vergelijken met het lokale plaatareaal).

De effecten van een verhoogd getijdedebiet door storm (met soms een verdubbeling van de stroomsnelheden in de geulen) zijn voor zover ik weet voornamelijk:

- 1) het creëren van een overdiepte in de geulen, die soms vrij snel door zeer los gepakt sediment wordt gecompenseerd (later waarschijnlijk vervangen door vaster gepakt materiaal, eigen observaties aan boxcores Pinkegat), 2) het aantasten van platen waar de stroming langs loopt. Dit kan met name bij platen en kwelders met een stevige toplaag (geconsolideerde klei) leiden tot een zeer dramatisch ogend areaalverlies (Oost, 1995, p. 129, voetnoten 25 en 26?; p. 157, voetnoot 52; p. 171, voetnoot 64), 3) het snel verleggen van geulen (pers. obs. en Oost, 1995, p. 276 figuur 8a, en p. 347 (onderaan) tot 349 (bovenste alinea) en 4) het sluiten van geulen in de buitendelta (Oost, 1995, p. 303, voetnoot 4).

Bijlage II: Effect stijging gemiddeld zeeniveau op stroomsnelheden:

1) In een subgetijdegebied volledig gelegen onder MLW (zie meegefaxede figuren).

Als het MHW en het MLW gemiddeld evenveel stijgen zal het getijdeprisma niet stijgen (over het algemeen zal verdieping echter leiden tot enige versterking van het getij). Wel stijgt de natte doorsnede van de geulen met een factor gelijk aan de toename in zeespiegelstijging (Δh , fig. 1). De stroomsnelheden zullen dus iets afnemen door deze dwarsdoorsnede, tenzij dit gecompenseerd wordt door: 1) een grotere getijdeslag, 2) een groter getijdeareaal (evt. in samenhang met 1, bij dijken te verwaarlozen met uitzondering van de rivier zelf), 3) een zodanige resonantie (in samenhang met 2, denk aan Marsdiep na afsluiting ZZ) of vervorming van de getijdegolf dat er meer getijwater door de doorsnede gaat stromen.

2) In een intergetijdegebied volledig gelegen tussen MLW en MHW.

Daar komt de MHW hoger te liggen t.o.v. de plaat waardoor het getijdeprisma proportioneel toeneemt met de verhoging Δh (fig. 2). De aanstroombdoorsnede neemt echter ook toe met een factor Δh (fig. 2). Daardoor nemen de getijdestroomsnelheden niet toe als er geen toename van de getijassymmetrie optreedt en als het gebied niet wordt uitgebreid in landwaartse richting (bij dijken te verwaarlozen). Wel kan er meer zand per plaatoppervlak worden vervoerd.

Op grond van bovenstaande beschouwing mag worden verwacht dat de sedimentatie in geulen sterker zou zijn dat op platen, omdat in dat laatste geval hoegenaamd geen verlies van getijstroomsnelheid optreedt, terwijl dit in geulen wel het geval is.

Bijlage III: De Coriolis en centrifugale versnelling.

De Corioliskracht is altijd naar rechts op het noordelijk halfrond en ruwweg even groot als de centrifugale versnelling (zeg 5% van de voorwaartse snelheid). De laatste is echter gericht naar de buitenbocht. Het zal dus aan de stroomrichting en aan de bochtorientatie liggen of de effecten elkaar tijdens een bepaalde getijstroomrichting opheffen of versterken. Daarnaast komt nog de transversale secundaire stroming ten gevolge van stroomlijnkromming die jullie noemen, die altijd een stroming naar de binnenbocht zal opleveren. Ik kan daarom niet direct inzien of vooral tijdens de eb (waarom ook hier en daar niet tijdens de vloed?) altijd een sterk naar de binnenbocht georiënteerd transport zal ontstaan (vergelijk bijvoorbeeld Pas van Terneuzen en Overloop van Hansweert).

Bijlage IV: Invloed biota

Biota kunnen ook beschouwd worden als een vorm van externe energieinput (direct als zonlicht en indirect als in dierlijk en plantaardig materiaal opgeslagen zonlicht (=voedsel). Van drie groepen is wel het een en ander bekend en ik wil er bij deze een lans voor breken om ze in de beschouwingen op te nemen.

- 1) Diatomeeen: Deze bestaan uit: 1) pelagische diatomeeen die de flocculatie bevorderen door mucusvorming waardoor slib gemakkelijker tot bezinking komt. 2) benthische diatomeeen die met name op het intergetijde gebied (het zijn planten die licht nodig hebben) weelderig tieren, niet alleen op slikken, maar ook op zandplaten en zelfs op megaribbelvelden. Door hun dichte mat wordt de kritische schuifspanning voor entrainment van de korrels sterk omhoog gebracht. Het artikelen van de Boer (1981) en De Vos et al., (1988) laten e.e.a. vrij dramatisch zien, waarbij megaribbels op platen stand houden bij snelheden die na chemische vernietiging van de diatomeeen leiden tot erosie van de megaribbels (klaarblijkelijk dus upper stage plane bed condities). (voor refs, zie mijn proefschrift Oost, 1995, p. 87 e.v.). Ik denk dat laboratoriumwaarnemingen aan zandtransport derhalve met een bias zitten t.o.v. zandtransport (met name begin beweging) op platen (niet op geulen).
- 2) Zeegras: Dit dempt de golfslag. De slib die daarbij tot bezinking komt in vaak zandige gebieden is daarvoor een sprekend bewijs. Het mooiste voorbeeld wat ik ken is de Hond/Paap in de Eems waar de bodemdaling door de Slochterenwinning meer dan ongedaan lijkt te worden gemaakt door de zeegrassen.
- 3) Mosselen en oesters. Beide dieren filteren ongelooflijke hoeveelheden zeewater en slaan daarbij grote hoeveelheden fijn sediment neer (zie p. 388 van mijn proefschrift). Hun golfbrekende werking en de hoge lokale sedimentatiesnelheden kunnen met name lokaal belangrijk bijdragen aan de morfologische ontwikkeling (Bijvoorbeeld in de Mokbaai).

Bijlage V: Estmorf

0 Is er wel een probleem? Data in bijlage 0 geven verkleining van plaatareaal ook te zien.

1 Bestaat er een evenwicht voor de morfologie in het getijdegebied?

Nee, niet in absolute zin dwz voor altijd en eeuwig. Maar op korte termijn van tientallen jaren bestaat er wel een quasi-evenwicht dat in stand wordt gehouden door de verhouding sedimentafvoer en -aanvoer en relatieve zeespiegelstijging. Bij de afvoer spelen waarschijnlijk (in afnemende belangrijkheid) een rol: golfopwerveling (afhankelijk waterdiepte en lokale golfhoogte) + eb- en vloed-transport (het sediment kan ook over de plaat heen een volgende geul in worden getransporteerd) al dan niet in combinatie met wind gedreven stroming + biota (met name diatomeeën en zeegras). Bij aanvoer spelen waarschijnlijk (in afnemende belangrijkheid) een rol vloedstroom maar ook de ebstroom (waarschijnlijk minder dominant ook al vanwege asymmetrie, maar zie sommige ebscharen, die zand naar de plaat toebrengen) + golfopwerveling + biota (met name filterfeeders en zeegras).

2. Hoe wordt het evenwicht beschreven? Ik zie een paar mogelijkheden die zouden kunnen worden overwogen:

- 1) Om de relatie met golven er enigszins in te krijgen zou gekeken kunnen worden of de gemiddelde plaathoogte lijkt af te hangen van MHW zoals in de Wadden (of de gemiddelde plaathoogte onder MSL, wat waarschijnlijk leeuwendeel van platen uitmaakt), waarbij je rekening houdt met de lokale golfhoogte (definieren van diverse vakken met verschillende golfhoogte kan noodzakelijk zijn). Als dat het geval lijkt kan deze "streef-MHW" misschien worden gebruikt om lokaal meer of minder sedimentatie toe te staan (extra energiecomponent, zie ook figuren bij bijlage 1).
- 2) De lokale kritische schuifspanning voor entrainment kan op de platen met een factor 25-100% verhoogd worden als je diatomeeënmatvorming meeneemt. Dat zou de platen behoorlijk wat opbouwender maken.
- 3) Voor zover ik het nu begrijp maakt Estmorf beperkt gebruik van de hypsometrie waarin gebruik wordt gemaakt van lage platen en hoge platen. Volgens mij krijg je de IMPLIC-vakken alleen maar goed als je de daaronder liggende schaal ook in voldoende detail erin hebt zitten. Vermoedelijk "stroomt" de vloed in het model van de lage platen naar de hoge platen. Luchtfoto's en het weinige dat ik heb gezien van de Westerschelde geven aan dat in ieder geval een aantal gebieden (bijv. Hoge Platen) sprake is van uitgebreide oeverwallen langs de geulen, zodat in werkelijkheid het heel goed zo kan zijn dat vloedwater eerst over het hoge deel stroomt en daarna pas over het lage deel (dat dan al wel deels kan onderstaan). Het omgekeerde kan dan waar zijn bij de ebstroom. (zie ook volgende 2 punten). Misschien is het een idee om 2 soorten hoge platen te onderscheiden: Dichter bij de geul en verder van geul t.o.v. afstand tussen geul en lage platen?
- 4) Een nauw hiermee samenhangend probleem is dat dergelijke oeverwallen deels op een washoverachtige manier kunnen verplaatsen, ik weet niet hoe je dat kunt ondervangen.
- 5) De zandtransporten worden nu niet in hun 3-D context gemodelleerd. Zoals bij punt 1 al ter sprake kwam zal het er dan sterk van afhangen of de grootte van de platen tussen de omgrenzende geulen meegenomen wordt in het model hoe omgegaan wordt met de effecten van eb- en vloedstroom in het model (voor mijzelf was het een eye-opener dat de zwaartepunten van platen in de Wadden gemiddeld maar een kilometer van de meest nabije geul liggen, wat maar een fractie is van de getijdeweg). Transport via het intergetijdegebied zou dit misschien deels kunnen ondervangen.
- 6) Een andere manier om het model minder erosief met de platen te laten omgaan is door een relatie te definiëren voor het bovenoppervlak van de geulen bij GLW t.o.v. het getijprisma. Daarmee is echter het probleem dat met name de hoge platen lager worden nog niet opgelost en wordt het lokaal een hel om alles goed te krijgen.
- 7) De stroomsnelheden in de WS zijn over de platen volgens mij vaak vrij hoog. Kan dit impliceren dat een term moet worden ingevoerd voor bodemlastransport of zit deze ook in de diffusievergelijking?
- 8) Misschien ook slib en zand onderscheiden?

Commentaar van Niemeyer

Issue 1:

The morphology of intertidal areas is governed by a (morpho)dynamical equilibrium due to the interaction of hydrodynamics with topography and soil.

Following the morphological developments mentioned in the report it is obvious that there was no equilibrium state in recent decades in the Westerschelde estuary but the morphological developments highlights typical trends being known for transient stages towards a new dynamical equilibrium from other tidal estuaries like concentration of tidal currents on main channels, disappearance of smaller channels and particularly sublittoral shallow water areas, increase of tidal flat areas.

Issue 2:

The level of intertidal areas is related to local tidal range, MWL and wave climate (the latter one only for those areas valid into which waves from offshore penetrate; there it performs the dominant boundary conditions above msl); the width is related to the combination of tidal range and offshore wave climate (e. g. classification of Hayes (1975, 1979); the area is (at least in Wadden Sea areas) related to total basin area or tidal volume (Niemeyer et al. 1995).

With respect to the report for the Westerschelde could be concluded that level height of its intertidal areas is determined by local tidal range and mean water level; their width by tidal range and its area by total basin area or tidal volume (also valid for subareas if hydrodynamically divided by watersheds).

The hydrodynamical boundary conditions (mean sea level, tidal range, wave climate, fresh water discharge) are independent from the system. Their interactions with the structure of topography and soil perform the morphodynamical equilibrium. Any change in one or some of these system components requires a new adaption of the whole system. Any change of the active (hydrodynamical) components enforces the shift to another level of equilibrium (another coastal geometry) according to the classification of Hayes (1975, 1979). The differences in the time scales of adaption between hydrodynamics, topography and sediments, which could range from tides or years to decades or even centuries, determine the transition period being necessary for the

establishment of a new equilibrium. Any change of topography (e. g. due to human impacts or storm surges) causes either an adaption of hydrodynamics or one of the transport regime (erosion/accretion).

Issue 3:

The proper modeling of channels requires the implementation of the intertidal areas of their intake areas, since they determine partly (passive factor of interaction) with level and width the tidal volume (being dominantly responsible for the cross-sectional area (O'Brien)), the propagation of tidal waves, direction of the channel axis. Furthermore a change of the tidal range enforces not only changes of the channel itself but also of the adjacent tidal flats: an increase of tidal range enforces a tendency from a combination of multiple channel/sublittoral shallow water areas/flats towards a simple one channel/flat-system.

Nevertheless a far-reaching parametrization is recommend, particularly for the inevitable sensivity studies in the test phases of a new model. Major problem is still the lack of a suitable parametrization of both level height and width (geometrical shape) for conceptual morphodynamical modeling.

Issue 4:

The morphodynamics of estuarine flats are dominantly determined by ordinary tidal conditions, the more the lesser the offshore wave impact. The longer the time scale being of interest the more the reduction of acting hydrodynamics to mean tide is appropriate.

Literature:

- Bruun, P. : Stability of tidal inlets-theory and engineering. Developm. Geotech. Eng. ,Vol. 23, Elsevier Sc. Publ. Comp. , Amsterdam, Oxford, New York, 1978
- Dieckmann, R.: Geomorphologie, Stabilitäts- und Langzeitverhalten von Wattenzugsgebieten der Deutschen Bucht. Mitt. Franzius-Institut d. Universität Hannover, H. 60, 1985.
- Eysink, W.D.: Morfologie van de Waddenzee. Waterloopk. Laborat. Rap. R 1336, 1979.
- Hayes, M.O.: Morphology and sand accumulation in estuaries. in: L. E. Cronin: Estuarine Research, Vol. 2., Academic Press, New York, 1975.
- Hayes, M.O.: Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. in: S. P. Leatherman: Barrier islands, Academic Press, New York, 1979.
- Niemeyer, H.D.: Über den Seegang an einer inselgeschützten Wattküste. BMFT-Forschungsber. MF 203, 1983.
- Niemeyer, H.D.: Morphodynamics of tidal inlets. CEEC (Civil Eng. Europ. Cours. - Progr.

o. Contin. Educat. 1990), Delft Univ. o. Techn. Intern. - Intern. Civ. Eng., 1990.

Niemeyer, H.D.: Case study Ley Bay: an alternative to traditional enclosure. Proc. 3rd Conf. Coast. & Port Eng. Develop. Countr., Mombasa/Kenya, 1991.

Niemeyer, H.D.: Long-term morphodynamical development of the East Frisian islands and coast. Proc. 24th Int. Conf. o. Coast. Eng. Kobe/Japan, ASCE, New York, 1995.

Niemeyer, H.D.; Eiben, H.; Rohde, H. :History and heritage of German coastal engineering. in: N. Kraus (ed.): History and heritage of coastal engineering. Am. Soc. O. Civ. Eng., New York, 1996

O'Brien, M.P.: Estuary tidal prisms related to entrance areas. ASCE, Civ. Eng., Vol. 1, No. 8, 1931.

O'Brien, M.P.: Equilibrium flow areas of tidal inlets on sandy coasts. Proc. 10th Conf. Coast. Eng., Ch. 39, ASCE, New York, 1967.

Renger, E.: Quantitative Analyse der Morphologie von Wateinzugsgebieten und Tidebecken. Mitt. Franzius-Institut d. Univ. Hannover, H. 43, 1976.

Walther, F.: Die Gezeiten und Meeresströmungen im Norderneyer Seegat. Bautechn., H. 13, 1934.

Walther, F.: Zusammenhänge zwischen der Größe der ostfriesischen Seegaten mit ihren Wattgebieten sowie mit Watten und Strömungen. Jber. 1971 Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, Bd. 23, 1972.

OPMERKINGEN BETREFFENDE HET CONCEPT RAPPORT 'MORFOLOGISCHE ONTWIKKELING VAN HET INTERGETIJD- GEBIED EN MODELLERING MET ESTMORF'.

Commentaar door Prof.dr. J.H.J. Terwindt

Algemeen

Het rapport is een nuttig overzicht van de bestaande kennis van deze systemen. Interessant vond ik de vrij consequente vergelijking van de zuidelijke zeegaten met de Wadden. De zuidelijke zeegaten zijn anders en verdienen apart onderzoek. Nog een detail-opmerking. Opvallend is, dat de literatuurverwijzingen veelal naar Nederlandse auteurs verwijzen, terwijl dezen de kennis ontleend hebben aan buitenlanders in de internationale literatuur. Als wetenschapper stoort mij dat enigszins, maar er zal wel een goede rede voor zijn.

Opmerkingen over de inhoud van het rapport (de eerste vijf hoofdstukken)

Ad 2.3. De indeling in schaalniveaus is zinvol. Op het microniveau is niet 'het weer', maar zijn de golven en de golf- en windgedreven stromingen van belang.

Op de mesoschaal wordt gesproken over het 'niveau van geulen en platen'. Een ruimteschaal van 'honderden' meters is dan wel gering. Dit regardeert meer de prielen op het wad. Geulen en platen kunnen m.i. beter tot de macroschaal gerekend worden. Een ander punt is, dat de morfologische veranderingen van bijv. prielen weliswaar op de tijdschaal van jaren kan worden vastgesteld, maar dat de processen van de geulverplaatsingen op de microschaal spelen. Hier wringt iets.

Bij de macroschaal wordt de 'bochtgroep' geïntroduceerd, maar niet gedefinieerd. Kennelijk wordt er het schaarsysteem in de bocht mee bedoeld. Een bochtgroep wordt m.i. ook geforceerd door geulverleggingen elders in het estuarium. Uit verschillende zeegaten, zowel in de Wadden als in het Zuiden zijn er aanwijzingen gevonden, dat de geulen a.h.w. scharnieren rond een 'vast punt' en dat bij dit scharnieren het binnen- of buitengelegen geulsysteem beïnvloed wordt.

Ad 2.3.3 In de laatste alinea wordt gesproken over evenwichtsprofielen. De convexe vorm duidt op aangroei en de concave op erosie (volgens Kirby). Dit impliceert, dat de profielen niet in evenwicht zijn. Dit opent een discussie over de zinvolheid van het begrip 'evenwichtsprofielen'. Zijn er wel evenwichtsprofielen; of wordt eigenlijk alleen een profielvorm bedoeld, maar dan, belangrijk, wel in relatie tot profielgedrag.

Ad 2.3.4 Er is veel te doen geweest over de nomenclatuur van de bedvormen. Van belang is de procesmatige betekenis. Ribbels en megaribbels hebben eenzelfde processtelsel (de stroom laat los). Bij de grote zandgolven (soms vele meters hoog en vaak tientallen meters lang) is loslaten meestal niet het geval. Dit kan betekenis hebben voor de bodemruwheid.

Ad 3.2.2 Hier wordt de stroomdominantie besproken. In hoofdlijnen ben ik met het gestelde eens, maar het wordt hier wel erg apodictisch gesteld. Het gaat hier om de verhouding tussen kortere, maar hoge snelheden en langere maar lagere. Het is niet altijd zo, dat kort-hoog het wint. (zeker niet bij microgetijden).

Ik vind de figuur 3.3 en de discussie daarover niet erg inzichtelijk. Bij vloed (HW) is er meer water boven de plaat of in de geul; er kan dus in principe meer uitzakken bij

gelijke concentratie. Wat er gebeurt hangt dus af van de concentratie-gradiënten bij eb en vloed en van de stroomdominantie.

Ad 3.3 Ik mis hier de samenhang tussen golven en de waterstandverhoging bij stormen, waardoor hogere golven aan de orde zijn.

Ad 3.4 Er wordt hier gesproken over de effecten van de windopzet op de stromingen in het estuarium. De vraag is echter of de morfologische effecten hiervan zo snel worden 'te niet gedaan' als Niemeyer stelt. Zelf heb ik de indruk, dat bij deze condities bij uitstek geulverplaatsingen worden geïndiceerd. De bochtvormingsprocessen, die elders zo goed worden beschreven, zullen dan zeker optima forma spelen; juist omdat het 'transport-evenwicht' dan verstoord is.

Ad 3.5 Bij de megaschaal (par. 2.3) wordt terecht de zeespiegelrijzing genoemd. Zeespiegelstijging speelt weliswaar op een tijdschaal van decennia-eeuwen, maar de effecten kunnen voor het beheer toch belangrijk zijn. Bovendien is, (ondanks het gestelde in deze paragraaf) er eigenlijk nog weinig onderzoek gedaan hoe deze effecten uitwerken in bijvoorbeeld de Westerschelde. Van belang hierbij is, dat zeespiegelstijging niet alleen een middenstandsverhoging impliceert, maar dat er elders aanwijzingen zijn (Wadden), dat ook de amplitude hoger wordt (LW niveau stijgt minder dan het HW niveau). Dit zal waarschijnlijk ook de vorm en amplitude van de getijgolf beïnvloeden. Het zou m.i. nuttig zijn met het bestaande ESTMORF model hiernaar te kijken om de omvang van dit effect af te schatten.

Het trof mij, dat bij een zeespiegelstijging de stroomsnelheden iets afnemen. M.i. nemen ze juist toe, vanwege de vergroting van de komberging. Zeker bij vrij vlakke gebieden kan het extra volume aanzienlijk zijn. Ik begrijp ook niet goed, dat bij een 'snelle?' zeespiegelstijging het 'hele systeem kan omklappen tot sediment-exporterend'. Waarom zou dat gebeuren? Ik begrijp ook niet goed waarom er bij zeespiegelstijging een 'versterkte sedimentatie boven de platen' zal optreden. Er is toch meer komberging en dus meer aan- en afvoer van water.

Ad 3.6.2. Er wordt hier gesproken over de effecten van stroming op de korreldiameter van het sediment. M.i. van groter belang is de herkomst van het zand. Is er bijv. grof zand in de buurt, dat ingemengd wordt dan zal de korrelgrootte gemiddeld stijgen. Pas bij redelijk uniform zand kan de stroom- en (niet te vergeten) de golfselectie optimaal werken. Verderop wordt gesteld (naar analogie van Postma), dat er een minimum korrelgrootte wordt gevonden op de helling tussen geul en plaat. Ik heb daarvoor bij het uitgebreide onderzoek in de mond van het Haringvliet en elders geen aanwijzingen gevonden, (hetgeen niet betekent, dat het gestelde niet juist kan zijn).

Ad 3.8 In dit hoofdstuk wordt over 'intergetijden gebieden' gesproken, maar bedoeld wordt de platen, omgeven door geulen. Het is de vraag of het gestelde ook onverkort geldt voor de intergetijde-gebieden langs de dijken of de kust, waar de slikken liggen. Ik denk dat deze gebieden in de nota wat onderbelicht blijven.

Ad hoofdstuk 4. Ik vond dit een goed en nuttig hoofdstuk.

Ad 5.3 Ik denk, dat het nuttig is zich te realiseren, dat het geulenstelsel in de Westerschelde niet 'morfologisch vrij' is. Het geulenstelsel is opgehangen aan de verschillende 'vaste punten' (Van Veen). Dit heeft ook invloed op de breedte-diepte verhoudingen. De Westerschelde is in dit opzicht een min of meer apart geval, alhoewel de ophanging aan vaste punten ook elders in het Deltagebied voorkomt (o.a. Zierikzee). Dit lijkt me ook van belang voor het model. Ik weet niet of het model hier

last van heeft, maar als het model een uitbochtigstendens over 'het vaste punt' heen geeft is dat niet realistisch.

Beantwoording van de gestelde vragen

De gestelde vragen zijn weliswaar relevant maar moeilijk te beantwoorden. Ik ken ESTMORF niet noch weet ik welke aannamen en welke opzet gekozen is. Ik waag me niet aan voorstellen voor verbetering van het model. Wel wil ik een aantal opmerkingen maken.

Het morfologisch evenwicht van het intergetijdegebied hangt af van de gekozen tijdschaal. Op de microschaal kan men zo'n evenwicht definiëren als 'geen aantoonbare morfologische verandering over een bepaalde tijdseenheid'. Voor de meso- en macroschaal lijkt de evenwicht-stelling m.i. nauwelijks houdbaar. Door geulverleggingen verandert het intergetijdegebied in meer of mindere mate. Dat mogelijke verstoringen (bijv. stormeffekten) snel hersteld worden duidt er alleen maar op, dat het gebied erg dynamisch is, maar daardoor ook snel zal reageren op langdurige of blijvende veranderingen. Dit betekent, dat voor een model op deze (meso- en macro-) schalen m.i. de intergetijdegebieden niet als constant kunnen worden verondersteld. Ze zijn een integraal onderdeel van het hele systeem. Het feit, dat ESTMORF de plaatgebieden niet goed behandelt, duidt er op dat de geul-plaat-interactie niet goed in het model zit. In vergelijking tot de geulen hebben de platen een afwijkende ruwheid, afwijkende sedimentsamenstelling met andere erosie-sedimentatiekarakteristieken, afwijkende golfeffekten en afwijkende tijdschalen en relaxatietijden.

Met betrekking tot de evenwichtbeschouwingen (par 6.4.1 en 6.4.3) wil ik opmerken, dat de Westerschelde op geen enkel schaalniveau thans in evenwicht is. Er zijn kortdurende en seizoensvariaties in de morfologie; op de meso-schaal spelen de geulverleggingen en de plaatrespons daarop en op de macro tijdschaal de netto sedimentimport van de Westerschelde. Bovendien hebben de baggerwerken geen verwaarloosbaar morfologisch effect. De vraag is bovendien of (natuurlijke) estuaria wel evenwichten kennen. De eindtoestand is natuurlijk een geheel opgevuld estuarium, maar dan is 'evenwicht' een onrealistisch begrip geworden. Misschien is het verstandig om het evenwicht-principe te verlaten.

Men zou ook kunnen overwegen om realistische getallen voor het netto transport op een bepaald schaalniveau aan het model mee te geven. Deze 'realistische' getallen kunnen misschien uit de waarnemingen gehaald worden. Het model voorspelt dan een toestand bij ongewijzigde ontwikkelingen (met name in de netto transporten en -richtingen). Voor de meso tijdschaal lijkt me dat mogelijk best een serieuze optie. Het model wordt a.h.w. gestuurd door de veldgegevens, m.i. de beste weg om ergens te komen. In hoofdlijnen onderschrijf ik dus het gestelde in par 6.4.4. alhoewel ik de betekenis van de laatste drie punten niet kan overzien.

De kernvraag is eigenlijk: wat zou het model moeten kunnen en met welke nauwkeurigheid. Zolang er nog geen fundamentele verbeteringen in de zand/slibtransportformuleringen zijn, zijn kwantitatieve uitspraken van het model niet erg betrouwbaar. Wordt het model echter gebruikt om tendenzen aan te geven en om waarschijnlijke van onwaarschijnlijke situaties te onderscheiden, dan kan het model met inachtnaam van de beperkingen wel gebruikt worden. Het is dan weliswaar kwalitatief maar daarom nog niet onbruikbaar, integendeel.



COMMENTAAR op concept-rapport

H.J. de Vriend

Algemeen

Interessant rapport, dat wellicht niet zoveel nieuwe inzichten biedt, maar de dingen wel op een rij zet, zoals ook de bedoeling van de opdrachtgever was.

Het is jammer dat er niet meer literatuur over de processen van sedimentuitwisseling tussen platen en geulen boven water is gekomen. Dit geeft aan dat het lopende onderzoek op dit gebied in een behoefte voorziet.

Literatuuroverzicht

Ik heb al een keer commentaar gegeven op een eerdere versie van het literatuuroverzicht. Het merendel van mijn commentaar is in de huidige versie verwerkt.

Ik vind het jammer dat ook in de aangepaste versie voorbij wordt gegaan aan het werk van Allersma aan de geulmigratie in de zeegaten van de Waddenzee, destijds in opdracht van RIKZ. Zijn bevindingen stonden haaks op die van Gerritsen (1990) en gingen ook in tegen de gangbare opvatting over het cyclische gedrag van deze geulen. Dit is waarschijnlijk de reden waarom het rapport destijds terzijde is gelegd. Ik ben van mening dat dergelijke controversiële studies, tenzij ze aantoonbaar onjuist zijn, wel degelijk in een literatuuroverzicht als dit thuis horen. Kennisontwikkeling wordt immers vaak gedreven door het bestaan van conflicterende visies!

Er zit een storende, systematisch doorgevoerde fout in de naam van een van de geciteerde auteurs: Kjerfve i.p.v. Kjerve.

De terminologie rond de hypsometrie (convex en concaaf) is nogal verwarrend. Een baai-vormig systeem, met vanuit de bodem gezien een convexe, maar vanuit het water gezien een concave geometrie heeft een concave hypsometrie-curve (tweede afgeleide negatief), maar de hypsometrie wordt convex genoemd. Het lobvormige systeem, met vanuit de bodem gezien een concave en vanuit het water gezien een convexe geometrie, heeft een convexe hypsometrie-curve (tweede afgeleide positief), maar de hypsometrie wordt concaaf genoemd.

De bewering bovenaan p. 5-5 over de schijn correlatie tussen de evenwichtsrelaties voor het niveau van de hoge, resp. de lage platen en de gemiddelde getijnniveaus is onduidelijk. Waarschijnlijk wordt hier bedoeld op het effect van de definitie van platen als zodanig (gebied tussen GLW en $GHW = GLW + GV$), c.q. het onderscheid tussen hoge en lage platen, dat is opgehangen aan MSL.

Tekstvoorstel: "Omdat de definitie van platen en het onderscheid tussen hoge en lage platen gerelateerd is aan de optredende waterstanden, dus niet aan absolute niveaus,

treedt er bij deze evenwichtsrelaties een schijnrelatie op (Wang, pers. comm.). Omdat de hoge platen vaak niet boven GHW uit komen, is deze schijnrelatie het sterkst bij de lage platen, die per definitie tussen GLW en MSL liggen.

Onderzoeksvragen

De in dit gedeelte geciteerde literatuur ontbreekt systematisch in de referentielijst. Gaarne de desbetreffende referenties alsnog opnemen.

In par. 6.3.1 wordt terecht het getij als belangrijkste forcering genoemd. Dit is echter ook vrijwel een open deur, tenzij kan worden aangegeven welke eigenschappen van het getij op welk schaalniveau belangrijk zijn.

Implicaties voor ESTMORF

De term “zandhonger” blijkt nogal wat weerstand op te roepen. Gebruik in plaats daarvan “zandtekort” of “zand-deficit”.

De beschrijving van ESTMORF in par. 6.4.1. is verwarrend op het punt van het plaat-areaal. Enerzijds wordt gesteld dat alleen het plaatniveau (dus niet het plaat-areaal) als afhankelijk variabele wordt gebruikt, anderzijds is het plaat-areaal wel degelijk variabel en blijkbaar ook een uitkomst van het model (wordt immers vergeleken met meetgegevens). In dat geval moet het plaat-areaal toch ook als afhankelijk variabele bestempeld worden? Dat de waarde ervan resulteert uit een geometrische bijstelling en niet uit een differentiaalvergelijking doet daarbij niet terzake.

Ik mis in de analyse van de tekortkomingen van ESTMORF het element verlanding, d.w.z. dat intergetijdegebied (in casu hoge platen) overgaat in supragetijdegebied. Ook de migratie van kortsluitgeulen, eerder aangeduid als het belangrijkste mechanisme voor het omwerken en op hoogte houden van het intergetijdegebied, wordt niet genoemd, noch wordt duidelijk aangegeven dat ESTMORF niet de ambitie heeft op dit schaalniveau te opereren. Als ESTMORF dat inderdaad niet doet, hoe wordt dan het effect van de kortsluitgeulen verdisconteerd? Via het evenwichtsniveau van de platen?

Tenslotte wordt niet duidelijk of het ontstaan en afsterven van geulen kan worden meegenomen. Als ik goed op de hoogte ben van het concept van ESTMORF, ligt het geulenpatroon topologisch vast, d.w.z. dat er geen geulen bij kunnen komen of af kunnen gaan. Met andere woorden: potentiële nieuwe en afstervende geulen moeten van tevoren in het ESTMORF-netwerk worden opgenomen.

In par. 6.4.4. wordt gerefereerd aan “de relatief grote tijdschaal van de ontwikkeling van het intergetijdegebied” in relatie tot het niveau van de platen. Hoe verhoudt dit zich tot de door Eysink (zie bijv. NAM-rapport Waddenzee) te vuur en te zwaard verdedigde stelling dat de tijdschaal van aanpassing van het plaatniveau juist heel kort is (Waddenzee: orde 5 jaar) en dat de platen dus feitelijk leidend zijn in het aanpassingsproces?



De slotopmerking van deze paragraaf wil ik met nadruk onderschrijven. Tenzij het op een heel speciale manier wordt gedaan, leidt het heen en weer vertalen van geulprofielen tot een onnodig verlies aan nauwkeurigheid.

Enschede,
16 juli 2000