UD98.031

Arends

Rijkswaterstaat Instituut voor Kust
en Zee\RIKZ

DHV MILIEU EN INFRASTRUCTUUR

DEFINITIEF

Literatuurstudie

Verkenning effecten versnelde zeespiegelstijging op dynamiek Westerschelde estuariene systeem

Ministerie van Verkeer en Waterstaat

dossier M1650.01.001
datum 18 juni 1998
registratienummer IS-NW980254
versie 2

© DHV Milieu en Infrastructuur BV
Niets uit dit bestek/drukwerk mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt d.m.v. drukwerk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze ook, zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van DHV Milieu en Infrastructuur BV, noch mag het zonder een dergelijke toestemming worden gebruikt voor enig ander werk dan waarvoor het is vervaardigd.
Het kwaliteitssysteem van DHV Milieu en Infrastructuur BV is gecertificeerd volgens NEN ISO 9001.

INHOUD **BLAD**

1	INLEIDING	5
1.1	Achtergrond van het project	5
1.2	Probleem- en doelstelling	6
1.3	Aanpak	7
1.4	Uitvoering	8
1.5	Leeswijzer	8
2	VERANDERINGEN IN ZEESPIEGELSTIJGING	9
2.1	Inleiding	9
2.2	Resultaten studies zeespiegelstijging Nederland	9
2.3	Resultaten studies zeespiegelstijging elders in de wereld	10
2.4	Scenario's van toekomstige zeespiegelstijging	10
3	GEOMORFOLOGISCHE CLASSIFICATIE EN TYPOLOGIE VAN ESTUARIA	13
3.1	Inleiding	13
3.2	Classificatie naar fysiografie	14
3.3	Classificatie naar getijden	15
3.4	Classificatie naar evolutie	16
3.5	Morfologische classificatie	18
3.6	Classificatie naar morfogenese	18
3.7	Getijdebekkens: een variatie aan uitingsvormen en eigenschappen	19
3.8	Voorbeelden van getij-gedomineerde estuaria	20
3.9	Voorbeelden van rivier-gedomineerde estuaria	23
3.10	Plaatsing estuaria in hydro-morfologisch kader	24
3.11	Lessen: indicatieve trends bij wijzigingen hydro-morfologisch krachtenspel	25
4	GEOLOGISCHE EN SEDIMENTOLOGISCHE CONCEPTEN	29
4.1	Inleiding	29
4.2	Ontwikkeling van de Nederlandse kust in afgelopen 10.000 jaar	30
4.3	Het Schelde estuarium	33
4.4	Afsluiting van het Marsdiep: volgen of verdrinken	34
4.5	Stormvloedkering in de Oosterschelde: vermindering dynamiek	35
4.6	Lower Meghna estuary: veranderlijk estuarium met zeer grote rivierinvloed	36
4.7	Mississippi Delta: verlies aan wetlands	37
4.8	Lagoon of Venice: een verdrinkende lagune	39
4.9	Lessen	39
5	EMPIRISCHE EN FYSISCHE CONCEPTEN	41
5.1	Inleiding	41
5.2	Relatie tussen dwarsdoorsnede en getijprisma	41
5.3	Relatie tussen het volume van het getijdebekken en het getijprisma	43
5.4	Relatie tussen zandvolume buitendelta en getijprisma	46
5.5	Relatie tussen plaatoppervlak, plaathoogte en getij-dynamiek	47
5.6	Concepten voor ontwikkeling van platen	49

5.7 Concepten voor ontwikkeling van kwelders 51
5.8 Concept aanpassing getijdebekken aan versnelde zeespiegelstijging 53
5.9 Effecten van zeespiegelstijging op getijdoordringing en evolutie estuaria 56

6 SAMENVATTING, CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN 61

7 REFERENTIELIJST 67

BIJLAGE 1 Figuren bij de hoofdtekst

APPENDIX A Haringvliet-Hollands Diep
APPENDIX B Oosterschelde
APPENDIX C Westerschelde
APPENDIX D Gironde
APPENDIX E Chang Jiang/Yangtze
APPENDIX F Hooghly
APPENDIX G Rangoon
APPENDIX H Estero Salado
APPENDIX I Rivieren van de kust van Guiana
APPENDIX J Tabellen
APPENDIX K Korte karakterisering van enkele geselecteerde getijdebekkens

1 INLEIDING

1.1 Achtergrond van het project

In de afgelopen eeuwen is de Westerschelde steeds een verlandend estuarium geweest. De sediment import was groter dan de interne sedimentbehoefte van het systeem door zeespiegelstijging en toenemende getijden.
Uit recent onderzoek (Project OOSTWEST (J.Vroon e.a., 1997) naar de hydro-morfologische situatie van de Westerschelde en de invloed van menselijke ingrepen, blijkt dat de getijkarakteristieken (hoogwaterstanden, loopsnelheid getijgolf) wijzigen en de ecologische waardevolle schorren en platen in oppervlakte afnemen. Het estuarium (eco)systeem en de hydro-morfologische processen staan onder druk. Gevreesd wordt dat de grootschalige dynamiek van het (eco)systeem verstart. De dynamiek van het Westerschelde systeem wordt waardevol geacht voor een duurzame ontwikkeling van de Westerschelde.
De geschetste ontwikkeling van verstarring zou in de toekomst kunnen veranderen door versnelde zeespiegelstijging. Het is niet ondenkbaar dat in het geval van een versnelde zeespiegelstijging het Westerschelde estuarium van een verlandend systeem omslaat naar een verdrinkend estuarium.

RWS-Zeeland is bezig om tegen de achtergrond van deze (negatieve) ontwikkelingen en bevindingen een lange termijn visie over het gebruik en de inrichting van de Westerschelde te ontwikkelen, de problemen te definiëren en mogelijke maatregelen te formuleren zodanig dat een duurzame ontwikkeling op lange termijn gewaarborgd blijft. Effecten van een eventueel versnelde zeespiegelstijging voor het Westerschelde systeem spelen daarbij een belangrijke rol.
Het huidige kennis- en model-instrumentaria voor het Westerschelde (eco)systeem lijkt onvoldoende uitgerust en toegespitst voor voorspelling van de gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging op de dynamiek en de veerkracht van het (eco)systeem. De huidige prognoses zijn voornamelijk gebaseerd op trendmatige voorspelling van ontwikkelingen in het verleden. Trendbreuken en geleidelijk veranderende condities, alsmede natuurlijke variaties (in ruimte en tijd) worden slechts beperkt meegenomen.
Hierdoor is de nauwkeurigheid en toepasbaarheid voor voorspellingen van de gevolgen van versnelde zeespiegelstijging op de dynamiek van het systeem veelal beperkt.

Om een duurzame ontwikkeling van de Westerschelde op lange termijn te waarborgen is het noodzakelijk om de kennis en het inzicht in de gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging op de dynamiek en veerkracht van het estuarium te vergroten en te bepalen of de veerkracht voldoende is om het estuarium in stand te houden.
De voorliggende literatuurstudie "Verkenning van de effecten van versnelde zeespiegelstijging op de dynamiek van het Westerschelde getijdesysteem" vormt een eerste stap om dit doel te bereiken. Deze studie is toeleverend aan het RIKZ-project "Verdieping" waarin onderzoek wordt verricht naar de morfo-dynamiek van de Westerschelde.

1.2 Probleem- en doelstelling

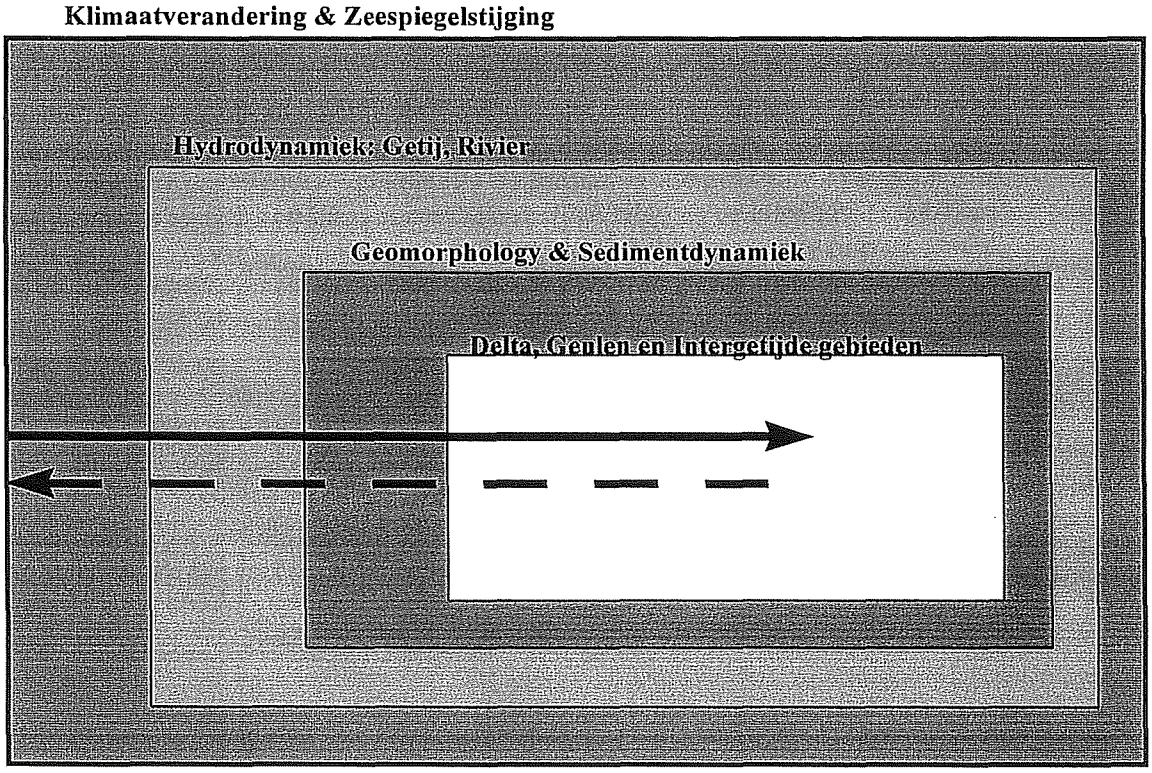
Probleemstelling

Een toename van het broeikaseffect kan leiden tot een mogelijke wereldwijde klimaatverandering. Voorspellingen hieromtrent vertonen grote onzekerheden zowel wat betreft de snelheid en omvang van mogelijke veranderingen, als regionale variaties (IPCC, 1990). Een toename in het "Greenhouse" effect kan leiden tot een verschuiving in de stralingsbalans waardoor de gemiddelde temperatuur op aarde stijgt en wind- en golfklimaatkarakteristieken veranderen door wijzigingen in de grootschalige circulatie patronen in de atmosfeer en oceanen.

Uit reconstructie van klimaat omstandigheden in het verleden is bekend dat op geologische tijdschaal sprake is van grote schommelingen in zeespiegelstijging. Met andere woorden: de zeespiegel is geen constante factor maar is aan verandering onderhevig. De zeespiegelstijging werkt in op de estuariene systemen doordat zij veranderingen induceert in hydrodynamische en morfologische omstandigheden.

De huidige kennis- en model-instrumentaria zijn onvoldoende uitgerust en toegespitst voor de voorspelling van de gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging op de dynamiek van getijdesystemen. Tevens zijn de huidige kennis- en model-instrumentaria onvoldoende om te bepalen of de veerkracht van getijdesystemen voldoende is om nadelige gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging te beperken.

Om de complexe interactie van processen die inwerken op een getijdesysteem te ordenen kan het onderstaande hiërarchisch schillenmodel worden gehanteerd (Figuur 1.1).



Figuur 1.1 Hiërarchisch schillenmodel voor getijdesystemen en interrelaties

In dit concept werken dominante agerende krachten van de buitenste schil naar binnen; feedback processen zijn van secundaire invloed. Klimaat veranderingen induceren veranderingen in hydro-dynamiek die op zich weer invloed uitoefenen op de geomorfologische ontwikkelingen van het getijdesysteem met zijn karakteristieke geomorfologische eenheden; buitendelta, geulen en intergetijdegebieden.
Ontwikkelingen in de estuariene getijdesystemen worden enerzijds beïnvloed door de agerende fysische krachten opgewekt door het getij, de rivier en golven alsmede klimaatveranderingen (zeespiegelstijging) en anderzijds door dominante geomorfologische processen die sediment transport en sediment budget beïnvloeden.
Verkenning van trendmatige ontwikkelingen van getijdesystemen, trendbreuken en geleidelijk veranderende hydro-morfologische condities in het verleden en heden kan wellicht inzicht geven in de veranderende natuurlijke ontwikkeling van getijdesystemen in het geval dat de zeespiegel versnelt gaat stijgen.

Doelstelling
Doel van de literatuurstudie is:
- Het vastleggen van de gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging op de (natuurlijke) variatie en dynamiek (in ruimte en tijd) in estuaria elders in de wereld en in de Westerschelde.
- Inzicht te krijgen in de toepasbaarheid van de opgedane kennis voor het Westerschelde (eco)systeem.

Dit rapport is het resultaat van de literatuurverkenning naar de gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging op de dynamiek van getijdesystemen elders in de wereld en in de Westerschelde. De studie richt zich daarbij vooral op de hydro-morfologische aspecten.

1.3 Aanpak

De studie omvat de volgende elementen:

1. *Inventarisatie van de grootschalige topologie en karakterisering van getijdesystemen.*
   Op basis van een beperkte data-'seach' is een overzicht samengesteld van de relevante literatuur rapporten-publicaties-waarnemingen van hydro-morfologische aspecten en karakteristieken van het Westerschelde getijdesysteem (in heden en verleden) en van vergelijkbare getijdesystemen in Nederland en elders in de wereld. Accent van de inventarisatie ligt daarbij vooral op de fysische gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging op getijdesystemen in Nederland en elders in de wereld. Bij de inventarisatie en ontsluiting van literatuur is onder meer gelet op (geologische/fysische) studies naar de veranderingen en trends in de fysische en geomorfologische karakteristieken als gevolg van zeespiegelrijzing (al dan niet natuurlijk veroorzaakt).

2. *Analyse Westerschelde karakteristieken met getijdesystemen elders in de wereld.*
   Bij de analyse is gezocht naar relaties tussen de versnelde zeespiegelstijging en de dominante fysische en morfologische processen en systeemrelaties in getijdesystemen. Variaties in hydro-morfologische karakteristieken en de gesignaleerde ontwikkelingen in getijdesystemen elders in de wereld worden afgezet tegen karakteristieken van de Westerschelde.

3. *Verwachting ten aanzien van de gevolgen van versnelde zeespiegelstijging voor de hydro-morfologische dynamiek in de Westerschelde.*
   Op basis van de analyse worden overeenkomsten en verschillen tussen de Westerschelde en vergelijkbare getijdesystemen elders in de wereld weergegeven. De gevonden verschillen zijn voor zover mogelijk gerelateerd aan de specifieke situatie in de Westerschelde en vormen een indicatie voor mogelijke gevolgen van een versnelde zeespiegelstijging voor de Westerschelde.

1.4 Uitvoering

Deze literatuurstudie is uitgevoerd door drs. T. Louters, tevens projectleider, met bijdragen van ir. N.A.M.van den Wollenberg. De projectbegeleiding is in handen van ir. A. Langerak (RIKZ). De werkzaamheden maken deel uit van het RIKZ-opdrachtbonnummer 42973582 d.d. 3 december 1997.

1.5 Leeswijzer

Het voorliggende rapport beschrijft de bevindingen van de literatuurstudie. In hoofdstuk 2 wordt ingegaan op de resultaten van studies naar zeespiegelstijging in Nederland en elders in de wereld en toekomstige verwachtingen rondom de stijging van de zeespiegelrijzing op middellange termijn (orde 10-50 jaar). Typologieën en karakteristieken van getijdesystemen in algemene zin worden beschreven in hoofdstuk 3. De typologische indeling en karakterisering van getijdesystemen wordt daarbij geïllustreerd aan de hand van verschillende fysische kenmerken van Nederlandse en buitenlandse getijdesystemen. Hoofdstuk 4 gaat in op de geologische en sedimentologische kennis en concepten van het gedrag van estuariene getijdesystemen op een geologische tijdschaal.
Empirisch en fysische concepten die het gedrag van getijdesystemen onder invloed van zeespiegelstijging kwalitatief-kwantitatief beschrijven worden beschreven in hoofdstuk 5.
Hoofdstuk 6 worden de conclusies en aanbevelingen beschreven.
De lijst van literatuur referenties geeft een overzicht van de geraadpleegde bron documenten en relevante literatuur. In bijlage 1 zijn de figuren behorende bij de hoofdtekst weergegeven. In de appendices A t/m K worden een aantal karakteristieke getijdesystemen beschreven.

2 VERANDERINGEN IN ZEESPIEGELSTIJGING

2.1 Inleiding

Waarnemingen en voorspellingen over zeespiegelstijging vertonen grote onzekerheden zowel wat betreft de snelheid en omvang van mogelijke veranderingen, in globale en in regionale variaties. Op basis van recente literatuur wordt in dit hoofdstuk ingegaan op de waargenomen en toekomstig verwachte veranderingen in zeespiegelstijging als een belangrijke exogene factor die inwerkt op een getijdesysteem (Figuur 1.1). Dit zet de ontwikkelingen in de Westerschelde en andere getijdesystemen in de Nederland en elders in de wereld beter in de context van zeespiegelstijging en maakt het mogelijk analogieën in het gedrag af te kunnen leiden.

2.2 Resultaten studies zeespiegelstijging Nederland

Zeespiegelstijging in Nederland over de laatste 10.000 jaar
Voor de kustontwikkeling in het Holoceen is de relatieve zeespiegelstijging van essentieel belang. Relatieve zeespiegelstijging is gedefinieerd als het resultaat van de beweging van de bodem en (eustatische) niveauveranderingen van het gemiddelde zeeniveau.

Recent onderzoek, ten behoeve van het Normaal Amsterdams Peil (N.A.P), heeft uitgewezen dat de diepe ondergrond langs de kust aan beweging onderhevig is. Er is een natuurlijke bodemdaling geconstateerd die langs onze kust van plaats tot plaats varieert van 4 tot 8 cm per eeuw. De daling voor Holland en het westelijke Waddengebied ligt in de orde van grootte van 5 tot 7 cm per eeuw; voor Zeeland en het oostelijk Waddengebied is de daling geringer. In het oosten en zuidoosten van het land is daarentegen een bodemstijging gemeten met een snelheid van 8 cm per eeuw.
Nederland, dat op de rand van het langzaam dalende Noordzeebekken en het langzaam rijzende Massief van Brabant ligt, kantelt langzaam maar zeker in de richting van de Noordzee.

De recente eustatische zeespiegelbeweging wordt veroorzaakt door het afsmelten van de ijskappen die gedurende de laatste ijstijd (zo'n 100.000 tot 10.000 (C14)jaar geleden) vooral Noord-Europa en Noord-Amerika bedekten. In deze laatste ijstijd (Weichselien) bleef het Nederlands gebied ijsvrij en stond het grootste deel van de Noordzee droog. Door het warmer wordende klimaat ontdooide het landijs en steeg de zeespiegel 120 tot 140 meter. Aanvankelijk verliep deze stijging heel snel; later nam de snelheid gedeeltelijk af. In het algemeen bleef de zeespiegel de afgelopen jaren geleidelijk stijgen (Figuur 2.1).

Zeespiegelstijging in Nederland over de laatste honderd jaar
Alleen in de Late Middeleeuwen (kleine ijstijd) daalde het zeeniveau (Figuur 2.2). Sinds ongeveer 1850 neemt de gemiddelde temperatuur opnieuw toe, nemen de gletsers in omvang af en is het zeeniveau langs de Nederlandse kust zo'n 0,2-0,3 m hoger komen te liggen. Uit metingen van het gemiddeld zeeniveau aan de open Nederlandse kust over de afgelopen 150 jaar, blijkt een vrij constante relatieve zeespiegelstijging van 0,2 m per eeuw. Dit is voor zes meetstations grafische weergegeven in Figuur 2.3.

2.3 Resultaten studies zeespiegelstijging elders in de wereld

Zeespiegelstijging over de laatste 10.000 jaar
Bird en Pirazzoli (1992) hebben de veranderingen in het gemiddelde zeeniveau over de gehele wereld tijdens het Holocene tijdperk beschreven aan de hand van een opdeling van noord naar zuid in drie gebieden (Figuur 2.4). Figuur 2.4 A toont de verandering in de relatieve zeespiegelstijging in de noordelijke kustgebieden van Canada, Scandinavië en Alaska. Het zeespiegelniveau nam af door daling van de zeebodem en door stijging van het landniveau als gevolg van tektonische bewegingen. Figuur 2.4 B geeft de zeespiegelstijging weer voor de middelste breedtegraden van het aardoppervlak. De zeespiegelstijgingscurve wordt in deze gebieden gekarakteriseerd door een snelle stijging in het begin van het Holoceen die geleidelijk in snelheid afneemt tot het huidige niveau. Figuur 2.4 C toont een afwijkend zeespiegelstijgingsprofiel voor landen op het zuidelijk halfrond en zuid-oost Azië. Het zeeniveau steeg hier tussen 6000 en 3000 BP boven het huidige zeeniveau uit en zakte weer terug naar het huidige niveau na 3000 BP. Uit dit onderzoek blijkt dat de exogene factor zeespiegelstijging ruimtelijk en temporeel aanzienlijk kan variëren. Effecten van zeespiegelstijging op de dynamiek van getijdesystemen dienen dan ook in context van deze grootschalige trends in eustatische beweging van het gemiddeld zeeniveau te worden geplaatst.

Zeespiegelstijging over de laatste honderd jaar
Bestudering van waterstandsmetingen over de gehele wereld laat zien dat de variabiliteit in zeespiegelstijging afhangt van diverse factoren, zoals

- de kwaliteit en verdeling van de data;
- de verticale landbewegingen veroorzaakt door natuurlijke bodembewegingen (bijv. tektonisch) of beïnvloedt door antropogene effecten (gas-/oliewinning, grondwaterwinning, bouwen van dammen);
- gecombineerde atmosferische en oceanografische effecten (wind, golven, stroming, temperatuur).

Regionale zeespiegelcurven zijn weergegeven in Figuur 2.5. De trendlijnen zijn gebaseerd op ca. 400 meetstations die langer dan 20 jaar data hebben verzameld. De ligging van de onderzochte meetstations zijn weergegeven in Figuur 2.6.
Deze relatieve curves zijn gecorrigeerd voor lange termijn bewegingen veroorzaakt door verticale landbewegingen. De zeespiegel stijgt in alle gebieden op twee na: de Pacific Islands en de westkust van Noord Amerika. De dalende trend van de zeespiegel in deze gebieden is veroorzaakt door een beperkt aantal metingen en tektonische activiteiten van de eilanden respectievelijk de kustlijn nabij randen van tektonische platen.

2.4 Scenario's van toekomstige zeespiegelstijging

Recente studies geven aan dat door een verhoging van het CO_2 gehalte en andere broeikasgassen in de atmosfeer een stijging van de gemiddelde temperatuur op aarde kan optreden. Een toeneming van het zogenaamde broeikaseffect kan leiden tot verhoogde zeespiegelstijging. Schattingen voor deze mogelijke stijgingen lopen uiteen en zijn omgeven door grote onzekerheidsmarges.

In 1990 heeft de International Panel on Climate Change (IPCC, 1990) drie scenario's voor zeespiegelstijging in de wereld vastgesteld voor de komende eeuw: een hoge schatting, een lage schatting en een beste schatting. Deze scenario's zijn o.a. gebaseerd op studies van Warrick en Oerlemans (IPCC, 1990). De resultaten zijn weergegeven in Figuur 2.7.

Het meest waarschijnlijke scenario (vette lijn) betreft een zeespiegelstijging van 0,66 m in het jaar 2100. Het scenario met de hoge schatting geeft een zeespiegelstijging van 1,1 m in het jaar 2100, terwijl het scenario met de lage schatting in 2100 een zeespiegelstijging van 0,31 m voorspelt.
In de Figuur 2.7 is tevens de curve voor zeespiegelstijging aangegeven waarbij het broeikaseffect zich stabiliseert rond het jaar 2030. Vanaf dat moment stijgt de zeespiegel naar verwachting steeds minder snel.

3 GEOMORFOLOGISCHE CLASSIFICATIE EN TYPOLOGIE VAN ESTUARIA

3.1 Inleiding

Perillo (1995) geeft de volgende definitie van een estuarium:

> *"Een estuarium is een gedeeltelijk afgesloten waterlichaam dat zich uitstrekt naar zee al naar gelang de getij-invloed, waarin zeewater kan toestromen door openingen die direct in verbinding staan met de zee, en waarin het zoute water wordt vermengd met zoet water afkomstig uit de rivier en door afwatering van het achterland en biedt onderdak aan biologische diersoorten tijdens een gedeelte of hun gehele levenscyclus".*

Een andere definitie van een estuarium is gegeven door Saeijs (1982):

> *"Een estuarium is een ecosysteem waarin specifieke en sterk aan elkaar gerelateerde fysische, chemische en biologische processen plaatsvinden. De landinwaartse grens ligt daar waar de getij-invloed merkbaar wordt. Richting zee ligt de grens waar een overgang plaatsvindt van een gebied met relatief snelle en grote fluctuaties in watertemperatuur, naar een gebied waar de geomorfologie van geulen, intergetijde ondieptes overgaat naar de normale zeebodem".*

Figuur 3.1 toont een geologisch georiënteerde definitie schets van een estuarium systeem. In deze schets zijn de grenzen van de invloedsgebieden van de zee, het estuarium en de rivier weergegeven (Dalrymple. e.a., 1992).

Uit waarnemingen van zeespiegelstijging in het nabije en verre verleden werd duidelijk dat zeespiegelstijging op regionaal en mondiaal niveau varieert. Een complexe wisselwerking tussen de exogene kracht en getijde- en golfkrachten spelen een cruciale rol bij de morfologische ontwikkeling van getijdesystemen. Zij werken constant in op het onderwaterlandschap. In Nederland en andere kustgebieden in de wereld is het juist dit samenspel dat ervoor zorgt dat platen verdwijnen en elders weer ontstaan, geulen zich verleggen en kwelders zich vormen en weer afslaan. Toch lijken deze krachten op het eerste gezicht en op een kleine tijd- en ruimteschaal nauwelijks invloed te hebben op de geomorfologische ontwikkeling van een getijdesysteem als geheel. De netto veranderingen zijn op deze tijdschaal namelijk zeer gering en vaak moeilijk meetbaar.
Naar geologische begrippen is in het algemeen aan getijdebekkens slechts een kort leven beschoren, variërend van enkele honderd tot duizenden jaren. Een karakteristiek voorbeeld vormt het voormalige getijdebekken van Alkmaar-Bergen dat van 6000 tot 3000 voor Christus nog open en actief was en daarna vrij snel verlandde (ca. 1250 voor Christus).
Zeespiegelstijging, extreme rivierafvoeren, tectonische invloeden en stormvloeden kunnen echter zorgen voor een verjongingskuur van verzandende of verslibbende getijdebekkens.
Of het Westerschelde getijdesysteem in de toekomst zijn karakter zal blijven behouden hangt mede af van de fysische-geomorfologische mechanismen en processen die de ontwikkeling van een getijdebekken c.q estuarium beïnvloeden.

Overal ter wereld vertonen estuariene systemen een relatie tussen morfologie en hydrodynamische omstandigheden. Om de gelijkenissen en verschillen tussen morfologie en fysische eigenschappen van de estuaria te ordenen hebben in het verleden onderzoekers diverse classificaties voor getijdesystemen c.q. estuaria en kustgebieden opgesteld.
Deze classificatie systemen zoals die zijn toegepast op Nederlandse getijdesystemen en getijdesystemen elders in de wereld, vormen een hulpmiddel om de waargenomen en verwachte grootschalige ontwikkelingen en trends in de Westerschelde te plaatsen.
In de hierna volgende paragrafen wordt in het kort een 5-tal gangbare geomorfologische en sedimentologische classificatie van getijdesystemen c.q. estuariene systemen besproken, te weten:

- classificatie naar fysiografie;
- classificatie naar getijden;
- classificatie naar evolutie;
- classificatie naar morfologie;
- classificatie naar morfogenese.

Om de uiteenlopende fysische en geomorfologische eigenschappen van verschillende getijdesystemen te karakteriseren en illustreren, is een beperkte database opgezet waarin verschillende fysische en geomorfologische-sedimentologische kenmerken van Nederlandse en buitenlandse getijdesystemen (voor zover beschikbaar) zijn opgenomen. De resultaten van deze inventarisatie van verschillende getijdesystemen wordt besproken aan het eind van dit hoofdstuk.

3.2 Classificatie naar fysiografie

Pritchard (1960) heeft estuaria systemen vanuit geomorfologisch oogpunt in vier groepen verdeeld, te weten:

- verdronken riviervalleien;
- fjorden;
- lagunaire estuaria;
- estuaria gevormd door tektonische processen.

Verdronken riviervalleien
Dit type estuarium is gevormd door het overstromen van Pleistocene en Holocene riviervalleien gedurende de "Flandrian transgressie" (Figuur 3.3).
Normaal heeft dit type estuarium een trechtervorm met een exponentiële toename van de dwarsdoorsnede naar de monding toe. De gemiddelde diepte is doorgaans 10 m met een diepte aan de monding van 20 - 30 m. De vallei heeft een V-vorm indien het estuarium in bergachtige gebied is gevormd. De breedte-diepte verhouding varieert van 10-100 langs de Noord-Spaanse kust tot 20.000 in Argentinië (Rio de la Plata).
De exponentiële afhankelijkheid met de dwarsdoorsnede lijkt te zijn gerelateerd aan de lange termijn aanpassing tussen sedimentatie en erosie als evenwichtsvorm. De meeste estuaria in zandige kustgebieden in de wereld komen met dit type overeen. Klassieke voorbeelden zijn Delaware Bays (Canada), de Thames (Engeland) en de Gironde (Frankrijk).

Fjorden
In tegenstelling tot de verdronken riviervalleien, die in lage tot midden breedtegraden voorkomen, komen fjorden voor in gebieden met hogere breedtegraden. In de ijstijd drong de ijstong een reeds bestaande riviervallei binnen en veranderde door zijn eroderende werking de bestaande vorm in een totaal verschillende nieuwe valleivorm. Toen de ijskap zich terugtrok, nam de zeespiegel toe en de gevormde "glaciale" valleien liepen onder water. Figuur 3.2 toont een principe schets van een estuarium van het type "fjord". De vallei heeft een relatief uniforme breedte en het dwarsprofiel heeft een U-vorm.

Lagunaire estuaria
Dit type estuarium kenmerkt zich door zandbanken die de monding van het estuarium gedeeltelijk afsluiten (Figuur 3.4a). In- en uitstroming van de lagune door de getijbeweging vindt plaats door getijde geulen (tidal inlets). Lagunaire estuaria bevinden zich doorgaans in riviervalleien met flauw aflopende kust, kleine getijverschillen en kleine rivierafvoeren. Dit type estuarium treft men vooral aan in meso- en macro-getijde kusten, waarbij ook langstransport processen een dominante rol spelen. De begrippen "meso" en "macro" worden in de volgende paragraaf omschreven.
De dynamische krachten die het gebied vorm geven zijn bepaald door wind(golven) en langstransporten, welke "barrier islands" voeden die de lagune kunnen afsluiten. De lagunes achter de zandeilanden zijn ondiep (ca. 2 m) en zijn aan de landzijde begrensd door de oorspronkelijke kust (in microgetijde gebieden) of door een intergetijde gebied (wadden, slikken, schorren, platen). In deze intergetijde gebieden hebben zich sterk meanderende geulen gevormd als gevolg van eb en vloed.

Een voorbeeld van een lagunair estuarium is de Waddenzee. Ook langs de zuid-oostkust van de Verenigde Staten komen dit soort estuaria veelvuldig voor.

Tektonische estuaria
De laatste categorie betreft de estuaria die ontstaan zijn als gevolg van tektonische activiteit. Een voorbeeld vormt de Bay of San Fransisco waarvan de ligging samenvalt met de San Andreas breuklijn. Andere voorbeelden zijn onder meer San Joaquin, Sacramento Rivers en de Valdivia River (Chili).

3.3 Classificatie naar getijden

Het getijverschil is een belangrijke parameter om de tidal-energy van een getijdesysteem te karakteriseren. Het vormt een afgeleide parameter die de morfo-dynamiek van het systeem in kaart brengt. Davies (1964) deelt systemen op basis van het getijverschil in drie typen:
- Micro-getijde estuaria: getijverschil 0 - 2 m;
- Meso-getijde estuaria: getijverschil 2 - 4 m;
- Macro-getijde estuaria: getijverschil > 4 m.

Micro-getijde estuaria: getijverschil 0 - 2 m
Deze estuaria systemen worden gedomineerd door wind en golfaanval. Dit type estuaria kan worden geassocieerd met de "bar-build" estuaria van Pritchard en golfgedomineerde kusten van

Dalrymple (1992). De bij dit type estuaria behorende aanzandingsvormen zijn vloeddelta's, door golfactie gevormde kustkenmerken (zandbanken, boven en onder water, evenwijdig aan de kust gevormde zandlichamen, stranden), overstromings "fans" en geulen door stormvloeden en rivierdelta's (zie Figuur 3.4a). Voorbeelden van micro-getijde estuaria en kusten zijn de Mississippi delta (oostkust VS) en de Nijldelta (Egypte).

Meso-getijde estuaria: getijverschil 2 - 4 m
Dit type estuaria is waarschijnlijk het meest bestudeerd in de wereld. Een principe schets is gegeven in Figuur 3.4b. Meso-getijde estuaria worden gekenmerkt door eb- en vloeddelta's, intergetijde gebieden ("salt marshes") en getijplaten. De vorm van estuaria in meso-getijdegebieden varieert tussen een lagunaire (afgeschermde) baai tot een meer open trechtervorm. De belangrijkste aandrijvende kracht verantwoordelijk voor de morfologie en erosie of aanzanding van sedimenten is de getijstroom. Voorbeelden van meso-getijde estuaria zijn de Orinoco (en de gehele zuid-oostkust van de Verenigde Staten), de Niger, de Waddenzee, de Westerschelde en estuaria langs de kust van New-England (Engeland).

Macro-getijde estuaria: getijverschil > 4 m
De kenmerkende vorm van estuaria in macro-getijdegebieden is een brede monding, landinwaarts smal toelopend in een trechtervorm. In het estuarium bevinden zich evenwijdig lopende geulen en platen. Wijdse intergetijde gebieden en kwelders komen alleen langs de kust en nabij de monding voor. Getijstroming is dominerend, terwijl golf invloeden van invloed zijn op de morfologie van de monding. Voorbeelden van dit type estuaria zijn de Tay (Schotland), de Gironde (Frankrijk), de Bay of Fundy (Canada) en de Rio Callegos (Argentinië). Figuur 3.4c is een principe schets van een macro-getijde estuarium.

Hayes (1979), Fitzgerald e.a. (1982) hebben de classificatie van Davies (1964) gemodificeerd:
- micro-getijde gebied : getijverschil < 1,0 m;
- laag meso-getijde gebied : getijverschil 1,0 - 2,0 m;
- hoog meso-getijde gebied : getijverschil 2,0 - 3,5 m;
- laag macro-getijde gebied : getijverschil 3,5 - 5,5 m;
- hoog macro-getijde gebied : getijverschil > 5,5 m.

Tevens heeft Hayes (1979) schematisch de verhouding weergegeven tussen het getijverschil en de kustmorfologie (zie Figuur 3.5). Rivier delta's en barrier islands komen het meest voor in micro-getijde gebieden; getijde delta's en getijgeulen en inlaten (tidal inlets) komen het meest voor in meso-getijdegebieden en rechtlijnige zandruggen, platen en slikken en schorren komen het meest voor in macro-getijdegebieden.
Naast getij zijn ook golven van belang in het krachtenspel. Figuur 3.6 geeft een karakterisering van de hydrodynamische omstandigheden van estuarium systemen in termen van getij en golf invloeden (Hayes, 1979).

3.4 Classificatie naar evolutie

Nauw gerelateerd aan de classificatie van Hayes is de classificatie volgens Dalrymple (1992), welke is gebaseerd op een model dat de relatieve invloed van rivierafvoer, golven en getijden in de tijd combineert. Figuur 3.7 toont de classificatie volgens Dalrymple in de vorm van een

driehoekig prisma, waarin drie type kustvormen worden gerelateerd aan de drie essentiële hydrodynamische processen rivierafvoer, golf en getijde invloed.
Dalrymple onderscheidt drie typen:

- Golf-gedomineerde estuaria;
- Getij-gedomineerde estuaria;
- Rivier-gedomineerde delta's.

Figuur 3.8 toont een diagram waarin de classificatie van estuaria en delta's met betrekking tot de relatieve invloed van golfenergie, rivierafvoer en getijde-energie is weergegeven. In deze figuur zijn een aantal delta's geplaatst die hun vorm en ontstaan danken aan rivier invloeden, golf of getijde invloeden.

Golf-gedomineerde estuaria
Figuur 3.9 toont een principe schets van golf-gedomineerde estuaria. Golven zijn sterk dominant nabij de monding van dit type estuarium en veroorzaken een langstransport van sediment. Door deze langstransporten worden zandlichamen evenwijdig aan de kust gevormd die het estuarium geheel of gedeeltelijk kunnen afsluiten. De invloed van het getij is terug te vinden in de mogelijkheid van het openhouden van inlaatgeulen. Dit type estuaria correspondeert met estuaria in micro-getijde gebieden. Nabij de ingang van de inlaatgeulen kunnen vloeddelta's en "washover fans" worden teruggevonden. Sedimentatie van gesuspendeerd transport vindt plaats in het centrale deel van het estuarium, waar de rivier en golf-invloeden gering zijn. Aan de rivierzijde bevindt zich doorgaans een kleine delta.

Getij-gedomineerde estuaria
Getij-gedomineerde kustgebieden vereisen niet altijd een sterke getijstroom of een grote getij amplitude. Ook bij micro-getijde kustgebieden waar golfaanval gewoonweg ontbreekt kan men spreken van een getij dominantie. Nabij de monding kunnen getij en golven een even grote energie hebben, maar in het midden- en bovengedeelte van het estuarium is de getij invloed veel groter dan de invloed van zowel golven als rivierafvoer (zie Figuur 3.10). Indien de invloeden van getij en rivierafvoer min of meer gelijke grootte hebben zijn marine en fluviale afzettingen overeenkomstig verdeeld over de lengteas van het estuarium. Grove sedimenten (uit zee) worden doorgaans nabij de monding afgezet en fijner zand vindt men terug in zones met minimum energie. De fijnste deeltjes worden afgezet op platen, slikken en schorren.

Rivier-gedomineerde estuaria (delta's)
Dit type kustvorm kan beter met de term "delta" worden aangeduid. De evolutie en morfologie wordt hoofdzakelijk bepaald door rivier afzettingen (fluviale sedimenten). Met name bij alluviale rivieren met grote sediment transporten wordt de delta uitgebouwd richting zee (trangressieve delta's). Indien het aanbod van riviersediment terugloopt of indien de zeespiegelstijging groter is dan de snelheid van aanzanding spreekt men van regressieve delta's. Ook een verandering van het golfklimaat, waarbij de golfaanval toeneemt, kan een terugtrekking van de delta tot gevolg hebben.
Een voorbeeld van een rivier-gedomineerd estuaria/delta is de Mississippi-delta is gegeven in Figuur 3.11. Hierin is de groei van een zij-delta te zien na een doorbraak van een zijtak van de Mississippi.

3.5 Morfologische classificatie

Fairbridge (1980) introduceerde zeven vormen van morfologische classificatie van estuaria, gebaseerd op morfologische en hydrodynamische factoren (Figuur 3.12):

1) *High relief estuaria* met U-vormig dwarsprofiel (*fjord*);
2) Gematigde *High relief estuaria* (*fjard, sea loch*);
3) Gematigde *High relief estuaria* met V-vormig profiel met kronkelende vallei (*ria*);
4) *Low relief estuaria* met zijtakken en trechtervorm (*open/semi-closed coastal plain estuaries*);
5) *Low relief estuaria*, L-vormig (*bar-built estuaries*);
6) *Low relief estuaria*, afgesloten door tijdelijke aanzandingen (*blind estuaries*);
7) *Delta front estuaria* met kortstondig functionerende geulen (*deltaic estuaries*);
8) *Compound estuaria,* gecombineerd "*high relief*" en "*low relief*" (*tectonic estuaries*).

Het Westerschelde estuarium komt het meest overeen met type 4 en 5.

Fairbridge (1980) maakte tevens onderscheid tussen "onevenwichtige" estuaria en "evenwichtige" estuaria. "Onevenwichtige" estuaria kregen hun vorm tijdens de beginfase van de Holocene zeespiegelstijging, terwijl "evenwichtige" estuaria nog steeds onderhevig zijn aan veranderingen door verschillende processen (golven, getijden, rivierafvoer, tectonische veranderingen, biologische factoren).

3.6 Classificatie naar morfogenese

Omdat veel verschillende estuaria binnen één categorie van bovenbeschreven classificaties kunnen vallen, heeft Perillo (1995) een onderscheid gemaakt tussen *primary* en *secondary* estuariene systemen en deze vervolgens gecombineerd met de classificatie van Shepard (1973). Classificatie van Shepard is daarbij gebaseerd op genetische en morfologische beschouwingen (Figuur 3.13).

Primaire estuaria
Deze groep estuaria zijn primair gevormd door aardse en tektonische processen waarbij de zee de vorm niet significant heeft aangepast. Deze estuaria hebben sinds hun ontstaan hun vorm behouden.

Vroegere fluviale valleien
Deze zijn gevormd door overstromingen van Pleistocene en Holocene riviervalleien tijdens fase na de laatste ijstijd. Hieronder vallen onder meer de *coastal plain estuaries* (Thames (Engeland), Gironde (Frankrijk), Yangh-Tse (China)) en de *Rias* (de Pontevedra (Spanje) en de Deseado (Argentinië)).

Vroegere glaciale valleien
Dit type estuaria zijn ontstaan door het overstroming van pleictocene glaciale valleien na de laatste ijstijd. Hieronder vallen *fjorden* (de Oslo (Noorwegen) en de Mercier (Chili)) en *Fjarden* (noordkust van Zweden).

Rivier-gedomineerde estuaria
Hierbij wordt de vorm bepaald door gemengde invloed van rivierafvoer en getijbeweging. Twee typen zijn onderscheiden: de *getijderivieren* (Westerschelde), waar de vorm bepaald is door zowel de rivierafvoer als het getij en de *delta-front* estuaria (geulensysteem van de Mississippi, Amazone delta), waar de afzetting van de rivier hoofdzakelijk de morfologie bepaald.

Gestructureerde estuaria
Deze estuaria zijn gevormd door vulkanisme, inschuring van ijstongen, tektonische bewegingen van de aardkorst.

Secundaire estuaria
De vormgeving van estuaria in deze groep is een gevolg van mariene processen en de invloed hiervan op de rivierafvoer gedurende hun evolutie tot aan de huidige zeestand.

Kustlagunes
Het betreft hier binnenlandse waterlichamen evenwijdig aan de kust gelegen en van de zee afgeschermd met zandlichamen (barrier islands).

3.7 Getijdebekkens: een variatie aan uitingsvormen en eigenschappen

In Appendix J zijn karakteristieken van een aantal estuariene-getijde systemen elders in de wereld in tabel vorm samengevat, voor zover deze karakteristieken beschikbaar waren. Deze Appendix geeft een beeld van de verscheidenheid aan voorkomens van estuaria. Figuur 3.14 toont de wereldkaart met daarop alle grote estuaria in de wereld (naar Olausson en Cato, 1980). Figuur 3.15 toont een wereldkaart met daarop aangegeven de locaties van de beschouwde estuaria.

Hieronder zijn de kenmerken van de beschouwde estuaria kort samengevat:

Afmetingen
De lengten van estuaria in de wereld variëren tussen 10 km tot 800 km (Amazone rivier). De gemiddelde diepte van de dwarsprofielen varieert van enkele meters tot 90 m (Bay of Fundy (Canada)); hun breedte van ca. 100 m bovenstrooms tot wel 230 km bij de Rio de la Plata (Brazilië).

Getij
Het getijverschil varieert van 1,0 m bij de Rio de la Plata tot 12 meter bij de Salmon River Estuary. De lengte van de getijgolf met een periode van 12,5 uur is in de orde van 500 km aanzienlijk langer dan de lengte van estuaria en lagunes. Het getijvolume (eb + vloed $\approx$ 2*getij prisma) varieert van $6*10^6$ m^3 tot meer dan. $7*10^9$ m^3 (bijvoorbeeld Yangtze). De horizontale getij weg van het water is in de orde van 10 tot 15 km, overeenkomend met gemiddelde stroomsnelheden van 0,4 - 0,7 m/s.

Sedimenten
De bodems van de geulen en banken bestaan voornamelijk uit fijn materiaal met korrel diameters van 100 μm tot 300 μm. Dit zeer uniforme materiaal bepaalt voornamelijk de morfologie. Fijnere sedimenten worden gevonden in rustige gebieden (wantijen) op hoge banken, slikken en schorren.
Het sedimenttransport van de rivier varieert van nul tot ca. 1200-2000 miljoen ton per jaar (Amazone rivier, Meghna Estuary).

Rivierafvoeren
De gemiddelde rivierafvoer varieert van nul (Oosterschelde, Ave, Estero Salado) tot meer dan 30.000 m^3/s (Yangtze). De maximale rivierafvoer is ca. 100.000 m^3/s bij de Lower Meghna Rivier.

Oppervlakte dwarsprofiel
Het oppervlakte van het dwarsprofiel varieert van ca. 16.000 m^2 bij het Eierlandse gat (Waddengebied) tot ca. 260.000 m^2 bij de Yangtze rivier.

3.8 Voorbeelden van getij-gedomineerde estuaria

Bij getijgedomineerde estuaria is zowel de golfenergie als de invloed van de rivier (afvoer en sediment transport) relatief klein ten opzichte van de getij-invloed. Deze estuaria komen voor in micro-, meso- en macro-getijde gebieden. Welke gebieden micro-, meso- of macro-getijde karakteristieken hebben is weergegeven in Figuur 3.16.

Hieronder volgen een aantal typische getijgedomineerde estuaria:

Gironde estuarium
Het Gironde estuarium is een mooi voorbeeld van een gemengd zand en slib systeem met een getijamplitude van 3,5 tot 4 m (laag macro tidal). De jaarlijks gemiddelde rivierafvoer is ca. 900 m^3/s met een jaarlijks riviertransport van ca. 5 miljoen ton. In bijlage 1 is een kaart van het Gironde estuarium opgenomen. De trechtervorm loopt geleidelijk van ca. 15 km breedte in de monding tot slechts 1 kilometer op een afstand van 100 km stroomopwaarts -de bovenstroomse grens tot waar de getij-invloed reikt. Ongeveer 3 miljoen ton aan fluviale sedimenten worden jaarlijks in het estuarium afgezet; 75% hiervan bestaat uit slib en klei en 25% uit zand. Volgens Casting en Allen (1981) verlaat 60% van het gesuspendeerde sediment het estuarium en accumuleert op de plaat voor de monding van het estuarium, terwijl al het bodemtransport materiaal wordt afgezet in het estuarium zelf.

De korreldiameter van het bodemmateriaal neemt stroomafwaarts af en neemt dan weer toe ter hoogte van de monding van het estuarium. Volgens Allen (1990) komt de zone met minimale korreldiameter overeen met de benedenstroomse grens van fluviale afzettingen. In het centrale deel van de trechter bevindt zich doorgaans slib. Deze middensectie is karakteristiek voor golf-gedomineerde estuaria, geclassificeerd door Dalrymple (1992). Het transport en de afzetting van fijnkorrelig materiaal in de Gironde zijn echter processen die door het getij worden bepaald (Allen et al, 1990), en dit verklaart de classificatie van de Gironde als een getij-gedomineerd estuarium.

De bodemopbouw van het Gironde estuarium is weergegeven in Figuur 3.17. In het fluviale deel met meanderende geulen komen banken voor opgebouwd uit zand en grind. In de overgang van fluviaal naar getij, het estuariene gedeelte, komen geulen en platen voor waar zand zich in de geulen ophoopt en slib zich op de platen en banken afzet. Getijde estuariene platen verschillen van fluviale banken door de ritmische afwisseling van zand- en sliblagen. Nabij de monding bevindt zich grof zand en grind, afkomstig van naastliggende stranden. Deze sedimenten ondervinden een eroderende werking van getijstroom en golven.

Severn estuarium
Het Severn estuarium - Bristol channel (Groot Brittanië) is een gemengd zand-slib en gravel systeem met een grote gemiddelde getij amplitude van 8m (hoog macrotidal) en amplitude bij springtij van wel 14 m! Dit estuarium is een mooi voorbeeld van een estuarium met een tekort aan sedimentaanvoer. De bodem bestaat voor een belangrijk deel uit rots. Het rivier transport is ca. 1,6 miljoen ton per jaar (Collins e.a., 1981). Het estuariene systeem is trechtervormig met een grote bocht welke een scheiding vormt tussen de Bristol Channel en het eigenlijke Severn estuarium (Figuur 3.18). Nabij de monding kunnen dieptes voorkomen van meer dan 30 m.

Het karakteristieke kenmerk van het Severn estuarium en de Bristol Channel is de verscheidenheid aan sedimentvormen en bodemprofielen. Het meest komen megaribbels, zandgolven en zandribbels voor (de laatste met name nabij de monding).
Zand wordt tijdens eb vanuit de Bristol Channel stroomafwaarts naar het estuarium gedeelte getransporteerd, terwijl de vloedstroom zand langs de randen van het estuarium stroomopwaarts transporteert. De Celtische zee fungeert hierbij als zandvang en als zandbron.

Gesuspendeerd sediment transport is netto zeewaarts gericht en voedt de buitengaatse slibplaten (Collins e.a., 1981). Verticale aanzanding van kwelders en schorren varieert over de laatste 100 jaar tussen 10-100 mm/jaar.

Ord estuarium
Het Ord estuarium in Groot Brittanië is een zandrijk, laag macro-getijde estuarium (getij amplitude van 4,3 m). Het estuarium is trechtervormig en neemt in breedte af van 9 km bij de monding tot 90 m 65 kilometer stroomopwaarts (Wright et al., 1975). Het rivier transport is ongeveer 22 miljoen m^3 per jaar en bestaat zowel uit grote hoeveelheden bodemtransport (zand) als gesuspendeerd transport (klei en silt).
Het Ord estuarium onderscheidt zich als een getijde estuarium op drie manieren: het is een erg ondiep estuarium (gemiddelde waterdiepte is 4 m); het getij heeft de vorm van een staande golf, waarbij de amplitude stroomopwaarts toeneemt, en de rivierafvoer is extreem seizoens afhankelijk (Wright et al., 1975).
Fluviale sedimenten worden afgezet in de vorm van getijdeplaten. Gesuspendeerde sedimenten worden afgezet langs de randen van het estuarium en langs de kustlijn. De belangrijkste morfologische kenmerken van het Ord estuarium zijn door getijden gevormde zandruggen van gemiddeld 2 kilometer lang en 10-22 m hoog, met een gezamenlijk volume van ca. 5 miljoen m^3 zand (Wright et al., 1975).

Cobequid Bay-Salman River estuarium

Dit estuarium is een relatief klein en zand-gedomineerd systeem met een extreme getij amplitude (gemiddeld 12m en 16 m bij springtij, hoog macro-getijde estuarium). Het estuarium is trechtervormig en slechts 40 km lang (Figuur 3.19). Door de relatief kleine rivier afvoer ten opzichte van het getijprisma, is het systeem in meerdere opzichten een meer macrogetijde-baai dan een estuarium.

De twee meest in het oog springende kenmerken die dit estuarium karakteriseren zijn:

1. een zeer duidelijk transport van zand naar de bovenstroomse grens van het estuarium, en
2. een zeer duidelijke zonering met verschillend bodemmateriaal bepaald door fysische processen.

Dalrymple e.a. (1992) toonde aan dat de aanzanding door sediment afkomstig uit de kuststrook sneller verloopt dan de locale zeespiegel stijgt en dat het systeem daardoor wordt opgevuld met zand. De bodemzonering bestaat uit getijde zandbanken nabij de monding, zandplaten met geulen in het centrale deel en een getijde-fluviale overgang in stroomopwaartse richting.

De bodemzone met getijde zandbanken bestaat uit normaal tot grof zand terwijl in andere zones het bodemmateriaal uit zeer fijn zand bestaat. De landinwaartse verfijning van het sediment wordt veroorzaakt door het onvermogen van de rivierafvoer om grovere sedimenten tegen de vloed-gedomineerde getijstroom in zeewaartse richting te transporteren.

Uitgestrekte kwelders en getijde platen hebben zich langs het estuarium gevormd. De snelheid van aanzanding varieert van nul bij de mond tot 50-300 mm/jaar in het centrale deel tot meer dan 1 meter per jaar in het getijde-fluviale overgangsgebied (Dalrymple e.a., 1992).

Rio de la Plata

De Rio de la Plata in Argentinië is een voorbeeld van een getijde rivier in een micro-getijde gebied (getij amplitude < 1m) (Figuur 3.20). De rivier ligt op de grens tussen Uruguay en Argentinië. Het estuarium is een grote, trechtervormige baai. Het estuarium vangt het water op uit de rivieren Parana en Uruguay, welke samen het tweede grootste drainage bekken van Zuid-Amerika vormen (Depetris en Griffin, 1968).

De gemiddelde jaarlijkse vracht aan gesuspendeerd sediment bedraagt ca. 80 miljoen ton per jaar en bestaat voor 75% uit silt, 15% uit fijn tot zeer fijn zand en 10% uit klei. Het grootste deel van het fijne zand in het estuarium is afkomstig van de lokaal eroderende kuststrook ten noorden van de monding.

De Rio de la Plata is een belangrijke getijde rivier vanwege zijn omvang: meer dan één getij golf past in het trechtervormige bekken (breedte 35-230 km; lengte 270 km).

De getijstroom (met snelheden tot 1,5 m/s) beweegt rond verscheidene grote zandbanken die het binnengedeelte van het estuarium karakteriseren. Hoewel typisch voor getij-gedomineerde estuaria, is de zout indringing zeer beperkt door de grote rivierafvoer: meer dan de halve lengte van het estuarium is zoet. Het zoet-zout grensvlak, waar een verhoogde concentratie zwevend materiaal zich bevindt (Urien, 1979), wordt teruggedrongen richting zee, waardoor ook de bezinking van de zwevende deeltjes meer zeewaarts plaatsvindt. In het zoetwater gedeelte is de ebstroom voldoende sterk om bodemmateriaal in resuspensie te brengen en een netto sediment transport richting zee te veroorzaken.

Figuur 3.20 toont tevens de relatie tussen de verdeling van sedimenten, zoutgehalte en bathymetry (Urien, 1979). Een groot gedeelte van de bodem van het estuarium is in feite een onderwater delta, gevormd door rivier afzettingen van de Parana en de Urugay. Een aantal banken nabij de monding van het estuarium zijn overgebleven zand elementen gevormd tijdens de Holocene trangressie, maar worden nu gevoed met estuariene sedimenten als slib en klei.

Amazone Rivier
Het beneden stroomse gedeelte deel van de Amazone Rivier in Brazilië is een voorbeeld van een rivier in een macro-getijde gebied (amplitude tussen 4 en 8 m in de monding). De Amazone is één van de grootste rivieren ter wereld wat betreft sediment afvoer (ca. 15 keer zo groot als de Rio de la Plata) en drainage bekken (ca. 2 keer zo groot als de rio de la Plata). Door de grote rivierafvoer dringt zeewater nooit de riviermond binnen, zelfs bij lage rivier afvoeren. Hierdoor fungeert de Amazone rivier als een klassiek voorbeeld van een systeem waar menging en estuariene processen zich afspelen op de kuststrook vóór het estuarium. Doordat ook het getijverschil groot is, is de Amazone ook een goed voorbeeld voor de afstand tot waar de getij-invloed bovenstrooms merkbaar is (800 km) en de mate waarin indringing van zout water en getij kunnen worden ontkoppeld.

Het meeste sediment dat door de Amazone rivier wordt getransporteerd bestaat uit silt en kleideeltjes (85-90%) in gesuspendeerde vorm (10-400 mg/l). In het stroomafwaartse deel van de rivier bezinkt het gesuspendeerd sediment tijdens stijgende rivier waterstanden en resuspendeerd het bodemmateriaal tijdens dalende waterstanden. Hierbij worden extreme sediment afvoeren uitgedempt (Meade et al., 1985).
Zeewaarts van de riviermonding, waar landwaarts gericht watertransport een circulatie stroom veroorzaakt, kan sediment worden verdeeld in goed gesorteerd zand op de platen (dicht bij de monding), slib en klei wat verder zeewaarts op de platen (Figuur 3.21). Aanzanding vindt plaats met snelheden van nul tot 100 mm per jaar (Nittrouer et al., 1986). Grofweg de helft van het door de Amazone aangevoerde sediment accumuleert op de platen voor de kust.

3.9 Voorbeelden van rivier-gedomineerde estuaria

Rivier-gedomineerde estuaria zijn in feite delta's waarbij de rivier afvoer relatief groot is ten opzichte van de getij invloed en golven. Voorbeelden van dit type systemen zijn de Fraser rivier, de Mississippi rivier, de Mekong delta's en de Trigris-Eufrat delta in de Perzische Golf. Milliman en Meade e.a. (1985) bestudeerde de aanvoer van sediment door rivieren naar de oceanen. Zij vonden dat kleine rivieren naar verhouding een grotere sedimentopbrengst per km^2 afvoergebied hebben dan grote rivieren en suggereerden dat dit het onvermogen weergeeft van kleine afvoergebieden om grote hoeveelheden sediment te bergen. De Fly rivier bijvoorbeeld heeft een geschatte sedimentafvoer van 85 miljoen ton per jaar, maar heeft slechts een drainage gebied van 76.000 km^2 (Harris et al., 1993). Door de grote rivierafvoer krijgt het getij geen kans landinwaarts te dringen, waardoor sediment wordt afgezet in en buiten de monding van de rivier.

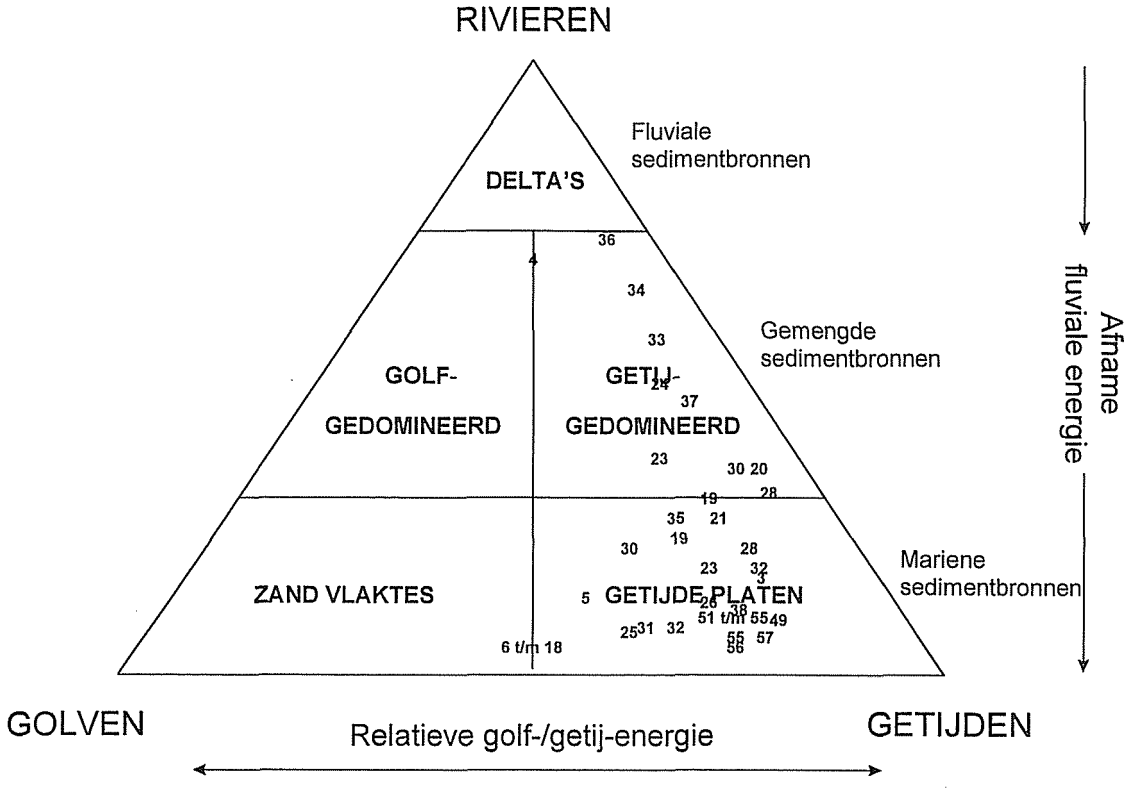
Figuur 3.22 toont een typische rivier-gedomineerd estuarium-delta; de Fraser delta. Figuur 3.11 toont de Mississippi rivier, waarin een klein getijverschil (0,3 m) en een grote rivier afvoer (gemiddeld 15.000 m^3/s) de delta zijn vorm hebben gegeven. Een ander mooi voorbeeld van een delta is de Nijl Delta. Figuur 3.23 toont deze enorme delta, die sinds de aanleg van de Aswan dam in 1964 aan erosie onderhevig is (regressief). De sediment aanvoer is door de aanleg van deze dam sterk teruggelopen, waardoor golven en getijden de delta eroderen.

3.10 Plaatsing estuaria in hydro-morfologisch kader

De classificatie van Dalrymple et al. (1992), waarin de relatieve invloed van golven, getijden en rivieren op estuariene systemen is beschreven, kan worden toegepast op een aantal estuaria, die zijn geselecteerd op basis van beschikbaarheid van gegevens. Hierdoor kunnen de estuaria worden gegroepeerd op basis van hydrodynamische processen, waardoor een beeld wordt verkregen van de overheersende krachten die de estuaria vorm geven. Aan de hand van de diagram van Dalrymple kan vervolgens een indicatie worden gegeven van het effect van zeespiegelstijging op de ontwikkeling van de verschillende estuaria.
Indien bijvoorbeeld de rivierinvloed in een estuarium afneemt door een reductie van sedimentafvoer of door een grotere getijdoordringing als gevolg van zeespiegelstijging, verschuift het estuarium in het diagram naar de getij-gedomineerde hoek, met bijbehorende typische geomorfologische karakteristieken (meer platen, relatief meer sedimentaanvoer uit zee, estuarium neemt in omvang toe).
De ontwikkeling van estuaria die in het middengebied liggen tussen "Rivieren" en Getijden" zijn afhankelijk van veranderingen in zowel rivierinvloed (e.g. rivierafvoer) als getij-invloed (getijdoordringing). Of een estuarium door een verschuiving langs de "rivier-getijden-as" de zeespiegelstijging kan (blijven) volgen hangt af van de aan- en afvoer van mariene en fluviale sedimenten. Een estuarium dat gevoed wordt door fluviale sedimenten kan bij een afname van rivierinvloed de zeespiegelstijging alleen volgen, als de mariene aanvoer van sediment voldoende groot is voor de opbouw van platen, slikken en schorren.

Om de verschillende estuaria (uit Appendix J; Tabel 1) in het diagram te kunnen plaatsen dienen zowel getij-gegevens (gemiddelde amplitude), riviergegevens (gemiddelde afvoer) als golf parameters (gemiddelde golfhoogte nabij de monding) bekend te zijn. In veel gevallen zijn echter maar één of twee hydrodynamische krachten bekend. De estuaria en getijdesystemen waarvan twee parameters bekend zijn, zijn in het diagram geplaatst, waarbij de invloed van de derde parameter is geschat volgens het principe van "best expert judgement". De diagram is weergegeven in Figuur 3.24.

De verhouding tussen rivier-invloed en getij-invloed wordt in de Appendix J tabel 1 weergegeven met het zogenaamde "estuarium getal" N = QT/V, waarbij Q de jaarlijks gemiddelde rivier afvoer is, T de gemiddelde getijperiode en V het getijvolume (ebvolume + vloedvolume). Het estuarium getal geeft het krachtenspel weer tussen de rivierafvoer en getijvolume. Een estuarium met een grote rivierafvoer dringt het getij meer terug dan een estuarium met een kleine of helemaal geen rivierafvoer (getij-inlaatgeul). Het estuarium getal geeft ook een indicatie van de aan- en afvoer van mariene en fluviale sedimenten.
De verhouding tussen golf-invloed en getij-invloed is bepaald met behulp Hayes (Figuur 3.6).



Figuur 3.24: Plaatsing estuaria in hydro-morfologisch kader naar Dalrymple e.a.(1992)

Van de meeste estuaria waarvan golf- en/of rivier gegevens ontbreken én die zich in macro-getijde gebieden bevinden, kan worden aangenomen dat deze getij-gedomineerd zijn. Deze estuaria worden daarom, ongeacht de golf condities, in de Appendix J geclassificeerd als getij-gedomineerd. Het blijkt dan, dat bij het grootste deel van de beschouwde estuaria het getij dominant is, gevolgd door een aantal estuaria met gemengde golf-, getij-dominantie. In Figuur 3.24 is dit terug te zien; het grootste aantal estuaria bevindt zich in de "getijden"-hoek.
Het Haringvliet (vóór de afsluiting), de Yangtze en de Nakdong zijn meer rivier-gedomineerd dan getij-gedomineerd, terwijl het Eems-Dollard estuarium meer een gemengd golf-getijde-estuarium is, met een relatief grote getij-invloed. Bij de "tidal inlets" van de Waddeneilanden langs de Nederlandse en Duitse kust (nr. 6 tot en met 18) hebben golven en getijden beiden invloed op de geomorfologie; afvoer van sediment speelt nauwelijk een rol.

3.11 Lessen: indicatieve trends bij wijzigingen hydro-morfologisch krachtenspel

Volgens Bird (1993) worden estuaria doorgaans breder en dieper als de zeespiegel stijgt (Figuur 3.25). Getijden dringen verder de rivier op, de getij amplitude kan toenemen en er vindt een herschikking plaats in het patroon van platen en intergetijdegebieden. De rivierafvoer wordt gehinderd bij een stijging van de zeespiegel, waardoor de overstromingsfrequentie van de intergetijdegebieden en de overstromingsduur toeneemt. Een groter gedeelte van de rivier sedimenten wordt daardoor opgevangen binnen het estuarium systeem. De zouttong dringt

verder de rivier op waardoor zout water het zoete grondwater in de buurt van het estuarium meer verdringt.

Uit figuur 3.24 blijkt dat bij een verschuiving van een rivier-gedomineerd estuarium naar een meer getij-gedomineerd estuarium het aantal en de omvang van getijde platen in het mondingsgebied van het estuarium toeneemt. Het effect van zeespiegelstijging op de golf invloed is relatief klein ten opzichte van het effect op de getij doordringing. De golfhoogte is meer afhankelijk van de windsnelheden en -richtingen.

Tijdens vloed zal het water verder het estuarium instromen, terwijl tijdens eb een sterkere ebstroom de geulen zal eroderen en er meer sediment door de geulen wordt afgevoerd. Hoe een estuarium reageert op een zeespiegelstijging hangt met name af van de sediment aanvoer vanuit zee en door het riviertransport van sediment. Indien bij een grote rivierafvoer veel grof sediment wordt afgevoerd, zal door zeespiegelstijging - en door een toename van de getij doordringing - rivierzand meer stroomopwaarts accumuleren en minder zand het systeem verlaten. In de figuur van 3.24 is dit terug te vinden in de vergrootte invloed van het getij en een verschuiving van "delta's" naar "getijde platen" (verschuiving van de "delta-zone" in het estuarium in stroomopwaartse richting)

Wat betreft het Westerschelde estuarium kan worden aangenomen dat de getij-invloed is toegenomen in de afgelopen 100 jaar (zie figuur 2.3); gegevens over de afvoer van de Schelde rivier in het verleden zijn niet beschikbaar. Geconcludeerd kan worden dat voor de Westerschelde de relatieve getij-invloed is toegenomen en de relatieve rivier-invloed is afgenomen in de afgelopen 100 jaar.

Voor het zwevende transport van fijnere slibdeeltjes heeft een verdere getij doordringing effect op de plaats van bezinking van slib. De zouttong dringt verder landinwaarts het estuarium binnen waardoor ook de zwevende deeltjes verder landinwaarts tot bezinking komen. Daarnaast vindt en door het vergrootte getijverschil een verhoging van de getijdeplaten (bij vloed) en een verdieping van de getijgeulen (bij eb) plaats.

Vergelijking Westerschelde met estuaria elders in de wereld
Om inzicht te krijgen in de hydro-morfologische en geometrische grootheden van het Westerschelde estuarium, is het Westerschelde estuarium voor een aantal karakteristieken vergeleken met een selectie van estuaria elders in de wereld.
In Appendix J zijn 4 tabellen opgenomen met karakteristieken van de geselecteerde estuaria, welke zodanig zijn gerangschikt dat een onderlinge vergelijking op basis van een aantal hydro-dynamische parameters kan worden gemaakt:

⇒ Tabel 2: Hierin zijn de estuaria gesorteerd op grootte van het getijvolume;

⇒ Tabel 3: Hierin zijn de estuaria gesorteerd op grootte van het getijverschil;

⇒ Tabel 4: Hierin zijn de estuaria gesorteerd op grootte van de relatieve rivier-invloed;

⇒ Tabel 5: Hierin zijn de estuaria gesorteerd op grootte van het riviertransport.

Vergelijking op basis van getijvolume (Tabel 2)
Bij deze rangschikking bevindt de Westerschelde zich op de negende plaats met een getijvolume van 2200 miljoen m^3. Het getijvolume van de Westerschelde is te vergelijken met het Gironde estuarium, het Eems-Dollard estuarium, het Rangoon estuarium en het Cumberland Basin.

Vergelijking op basis van getijverschil (Tabel 3)
Op basis van het getijverschil staat de Westerschelde op de elfde positie, met een getijverschil dat overeenkomt met estuaria als de Huelva, de Amazone Rivier en de Oosterschelde vóór de sluiting (3,7-4,0 m). Alle estuaria hebben gemeen dat ze in een laag macro-getijdegebied liggen, met een medium tot lage golfenergie en dat ze allen getij-gedomineerd zijn. De invloed van de zee is bij deze groep relatief groot ten opzichte van de rivier-invloed.

Vergelijking op basis van relatieve rivier-invloed (Tabel 4)
De relatieve rivier-invloed wordt weergegeven met het zogenaamde estuariumgetal of N-getal (N=QT/V = debiet*getijperiode/getijvolume). Dat de Westerschelde getij-gedomineerd is wordt bevestigd door het estuariumgetal van slechts 0,25%. Estuaria met een grotere rivier-invloed zijn bijvoorbeeld de Lower Meghna Estuary (N=66,7%), de Nakdong Estuary (N=35,3%) en het Yangtze estuarium (N=18,3%). Estuaria met een gelijke rivier-invloed als de Westerschelde zijn bijvoorbeeld de Venive, de Cumberland Basin en de Humber.

Vergelijking op basis van riviertransport (Tabel 5)
Speelt de rivierafvoer een grote rol bij het tegenwerken van de getijdoordringing, het transport van fluviale sedimenten speelt een belangrijke rol in de sedimentbalans van een estuarium.. Na rangschikking van de geselecteerde estuaria blijkt de Lower Meghna Estuary veruit de grootste sediment afvoer te hebben, gevolgd door de Amazone Rivier. De Westerschelde staat hier op plaats13, omringd door estuaria als de Nakdong Estuary en de Severn Estuary (N=0,3-1,3 miljoen ton sediment per jaar).

4 GEOLOGISCHE EN SEDIMENTOLOGISCHE CONCEPTEN

4.1 Inleiding

Uit de geologie en sedimentologie weten we dat getijdesystemen zich door de eeuwen heen hebben kunnen handhaven ondanks dat de zeespiegel soms vele meters per eeuw is gestegen. Aan de andere kant is ook bekend dat getijdebekkens vrij snel kunnen verlanden. Naar geologische begrippen is in het algemeen aan getijdebekkens slechts een kort leven beschoren, variërend van enkele honderden tot duizenden jaren.
Het dynamisch gedrag van getijdesystemen hangt daarbij samen met de netto sediment balans. De netto sedimentbalans geeft de hoeveelheid sediment weer die binnen een bepaald tijdvak definitief tot afzetting komt of erodeert. Dit betekent dat als de aanvoer van sediment naar het getijdesysteem door wat voor een oorzaak dan ook groter is dan de afvoer, het getijdesysteem ondieper wordt en als de sedimentaanvoer daarentegen kleiner is dan de afvoer, het getijdesysteem verdiept en in omvang toeneemt.
In dit hoofdstuk wordt ingegaan op de geologische en sedimentologische geschiedenis van een aantal karakteristieke getijdesystemen c.q. estuariene systemen om inzicht te krijgen in de reactie van estuariene systemen op veranderingen in relatieve zeespiegelstijging.
Daar relatieve zeespiegelstijging niet alleen het gevolg is van grootschalige natuurlijke ontwikkeling van zeespiegelstijging en klimaatsverandering wordt ook ingegaan op veranderingen van relatieve zeespiegelstijging veroorzaakt door bodemdaling of menselijke ingrepen.
In de navolgende paragrafen worden de ontwikkelingen van een aantal getijde en estuariene bekkens besproken waarbij relatieve zeespiegelstijging en sedimentbeschikbaarheid een belangrijke rol spelen. De getijde en estuariene bekkens zijn gekozen op grond van hun verschillende reacties op natuurlijke veranderingen en op menselijke ingrepen. De ontwikkelingen van deze getijde en estuariene bekkens op verschillende natuurlijke en menselijke invloeden in het verleden geeft een beeld van de ontwikkelingen van estuaria in de toekomst. De volgende getijde en estuariene bekkens worden besproken:

- de Nederlandse kust in afgelopen 10.000 jaar; reactie van een getijdebekken op de zeespiegelstijging in het Holoceen;
- het Schelde estuarium; reconstructie van getij condities in relatie tot ontwikkeling van het estuarium;
- het Marsdiep getijde systeem; effecten van afsluiting van de Zuiderzee op de ontwikkeling van een getijdebekken;
- het Oosterschelde getijde systeem; effecten van de Oosterschelde werken op het getijdesysteem;
- de Meghna estuary delta; ontwikkelingen van een estuarium bekken in een sediment 'rijke' omgeving;
- de Mississippi delta; reactie van een delta systeem bij sterke bodemdaling;
- de Lagune van Venetië; reactie van een systeem in een sediment 'arme' omgeving.

4.2 Ontwikkeling van de Nederlandse kust in afgelopen 10.000 jaar

Van der Spek (1994) bestudeerde de evolutie van de Nederlandse kust in de afgelopen 10.000 jaar en bracht deze ontwikkeling in relatie met veranderingen in zeespiegelstijging. Van de Spek onderscheidde de kust in drie karakteristieke delen (Figuur 4.1):

- de Deltakust van Zeeland en Zuid-Holland, onderbroeken door estuaria en zee-armen;
- de "gesloten" Hollandse kust, van Hoek van Holland tot Huisduinen bestaande uit een kust barrière;
- de Waddenkust met zijn waddeneilanden, zeegaten en achterliggende vloedkommen.

Deze drie gebieden reageren verschillend op veranderingen in zeespiegelstijging in de afgelopen 10.000 jaar. In het begin van het Holoceen steeg de zeespiegel met een snelheid van 0,8 tot 1,0 m per eeuw. De zee drong binnen via de depressies, riviervlakten en beekdalen van het in het Laat Glaciaal gevormde landschap, die door hun betrekkelijk geringe reliëf veranderden in uitgestrekte getijde bekkens. De waterscheidingen tussen de dalen vormden landhoofden met waarschijnlijk door kustdrift gevormde schoorwallen als eerste kustvormen.
De riviervlakte van Rijn, Maas en Schelde, die ongeveer ter hoogte van de huidige Maasvlakte westwaarts liep, veranderde niet in een getijdebekken omdat de grote rivieren voldoende sediment aanvoerden om de zeespiegelstijging te weerstaan. Aan de vorm en oriëntatie van de oudste strandwallen bij Rijswijk kunnen wij zien dat voor 3500 BP deze riviervlakte juist een landhoofd op de kust vormde. Op deze wijze ontwikkelde zich vanaf ruwweg 8000 BP een kustvlakte met drie getijdebekkens gescheiden door landhoofden. Dit zijn het getijdegebied van Zeeland tussen een landhoofd ekkens binnen, maar tevens schiep het snelle terugschrijden van

gradiënten in golfgedreven langstransport en werd het golfgedreven dwarstransport bevorderd. Het eerste omdat de kusten van de landhoofden achterbleven ten opzichte van de kust van de getijdebekkens, het tweede omdat de snel terugschrijdende kust een ondiepe Noordzee

achterliet waarin nog een grote hoeveelheid zand van buitendelta's en oudere kustposities was achtergebleven. Ondanks de relatief grote toevoer van zand en slib uit de Noordzee in deze periode bleek dit onvoldoende om over het gehele getijdebekken intergetijde platen te handhaven. Vanuit het land werd door rivieren als de Overijsselse Vecht en de Eem te weinig sediment aangevoerd en overheerste lagunaire omstandigheden. Deze lagunes gingen in het meest landinwaartse deel van de getijdebekkens geleidelijk over in een intergetijdegebied met uitgestrekte rietvelden. Kwelders werden praktisch niet gevormd.

Toen na 6000 BP de snelheid van zeespiegelstijging drastisch afnam, zien wij dat geleidelijk de sedimentaanvoer de zeespiegelstijging kon bijhouden met als gevolg dat tussen 5500 BP en 3500 BP de Hollandse en Zeeuwse getijdegebieden geheel opgevuld werden, waardoor de zeegaten dichtslibden en de kust zich stabiliseerde en, in het geval van de kust van het Hollandse getijdebekken, over een afstand van zo'n 10 km uitbouwde. Omdat de zeespiegel bleef stijgen, alhoewel nu veel langzamer dan voorheen, steeg ook de grondwaterspiegel in de voormalige getijdebekkens en veranderden deze in moerassen met veen accumulatie. Mogelijk ten gevolge van een andere oriëntatie ten opzichte van de overheersende windrichting bleven de zeegaten van het oostelijke waddengebied open en bleef dit kust traject terugschrijden.

Stabilisatie van de kust betekende dat de hierboven beschreven wijze waarmee de kust zich sedimentbronnen schiep tot een eind kwam. In feite kwam vanaf 5500 BP een inhaal actie op gang waarbij de dan nog duidelijk aanwezige landhoofden door langstransport rechtgetrokken werden en de ondiepe Noordzee door dwarstransport en doorgaande zeespiegelstijging op zijn huidige diepte werd gebracht. Het eerste proces wordt duidelijk gedemonstreerd door de oriëntatie van de vroegere kustlijnen ten noorden van de vroeg-Holocene Rijn /Maasvlakte; het tweede proces door het geleidelijk versteilen van de onderwateroever van de kust tussen 5000 BP en heden.

Rond 3000 BP was de mariene invloed in de kustvlakte op zijn kleinst. Met uitzondering van enkele zeegaten in het oostelijke waddengebied en de mondingen van Rijn, Maas en Schelde was de kust gesloten en beschermde het uitgestrekt veengebied. Echter, de extra zandbronnen die uitbouw van de Hollandse kust mogelijke hadden gemaakt, waren tegen deze tijd uitgeput. Omdat de zeespiegel bleef stijgen - na 3000 BP met een gemiddelde snelheid van 0,05 m per eeuw - kwam er opnieuw behoefte aan zand om dit te compenseren. Omdat de hoeveelheid zand dat van buiten het kustsysteem werd aangevoerd nu onvoldoende was geworden, vinden in de Middeleeuwen op grote schaal kustinbraken plaats. Zeeland en het westelijk Waddengebied veranderden in getijdegebieden, de oostelijke Waddenzee breidde zich uit en ook in Holland vonden overstromingen plaats vanuit doorbraken in de kop van Noord-Holland en vanuit de Zuiderzee. In dezelfde periode valt de vorming van de Jonge-Duinen, die erosie van de onderwateroever van vooral de Hollandse kust betekende. Op dat ogenblik is echter ook de maatschappelijke organisatie van de Nederlandse gemeenschap zodanig dat er gezamenlijke en gerichte acties konden worden ondernomen om de kustlijn op zijn oude positie te handhaven.

De Nederlandse kustvlakte is een sediment-importerend systeem. Gedurende het Holoceen werd 200 tot 250 miljard m^3 sediment, bestaande uit zand (70%) en slib (25%) en veen (5%) op de ondergrond afgezet. Het overgrote deel van het zand werd geërodeerd uit de Pleistocene ondergrond van de huidige Noordzee; ongeveer 10% werd aangevoerd door de Holocene Rijn. De sedimentaanvoer gedurende het Holoceen nam geleidelijk af van gemiddeld ± 42 miljoen

m^3 per jaar tussen 8000 en 5000 BP via ± 27 miljoen m^3 per jaar tussen 5000 en 3000 BP naar gemiddeld ± 7 miljoen m3 per jaar na 3000 BP en lijkt daardoor, althans ten dele, gekoppeld aan de snelheid van zeespiegelstijging. Zoals hierboven uiteengezet wordt verondersteld dat dit mechanisme werkt door het scheppen van grote zandbronnen tijdens snelle zeespiegelstijging en daaraan gebonden kustterugschrijding. Bij een kleinere snelheid van zeespiegelstijging kan de kust zich dan min of meer stabiliseren en worden de restanten van de bronnen opgebruikt. Nieuw sediment kan daarna alleen verkregen worden door hernieuwde terugschrijding van de kust.

Op basis van de ontwikkeling van het Holland getijdebekken (Alkmaar-Bergen) in de periode tussen 7000 en 3500 BP heeft Van der Spek (1994) een evolutie model voor getijdebekkens gedurende het stijgen van de zeespiegel formuleerd. Dit model verklaart de balans tussen de bergingscapaciteit bepaald door de zeespiegelstijging en de beschikbare hoeveelheid sedimentaanvoer (Figuur 4.2. Voor de ontwikkeling van dit getijdebekken onderscheidde Van der Spek drie verschillende stadia:

1. *Periode voor 7000 BP: Getijdebekkens in wording* (Figuur 4.3)
   Toen de zeespiegel relatief snel steeg (>0,75 m per eeuw), vóór 7000 BP, ontstonden er ondiepe platen en geulen (intertidal flats) in de vloed-delta's, die in omvang beperkt waren door de eindigheid van de getijde inlaten en geulen. Zand accumuleerde in de ondiep water gebieden naast de geulen en scheidden de geulen van het intergetijde gebied tussen de geulen, waarin slib zich ophoopte. De slibrijke lagunes migreerden landwaarts naar de zoetwatermoerassen. Er vormde zich geen slikken en schorren.

2. *Periode 7000 - 5500 BP:Sedimentaanvoer in balans met zeespiegelstijging*
   Toen de mate van zeespiegelstijging afnam (0,30 - 0,40 m per eeuw) tussen 7000 BP en 5500 BP kwam de aanvoer van sediment in evenwicht met de bergingscapaciteit van het relatief smalle zuidelijke deel van het Holland getijdebekken. Dit leidde tenslotte tot de afsluiting van de getij-inlaten vanaf 5500 BP. In het noordelijke bekken gedeelte groeide de vloed delta ten koste van het intergetijdegebied tussen de geulen. Slikken en schorren waren nog steeds schaars.

3. *Periode 5500 - 3500 BP:Sedimentatie getijdebekken en uitbreiding intergetijde gebied.*
   Bij het nog verder afzwakken van de zeespiegelstijging tot 0,15 m per eeuw tussen 5500 BP en 3500 BP was de aanvoer van sediment voldoende om het gehele basin op te vullen (Figuur 4.4). De ondiep water intergetijde gebieden breidden zich uit en na 4000 BP ontstonden slikken en schorren.

Voor het Holland getijdebekken (Alkmaar-Bergen) blijkt dus dat het getijdesysteem bij de toenmalige sedimentaanvoercapaciteit een zeespiegelstijging van circa 0,3-0,4 cm per eeuw kon bijhouden: met andere woorden het systeem kon meegroeien met de zeespiegelstijging. Bij een zeespiegelstijging van meer dan 0,4 m per eeuw verdrinkt het intergetijdegebied. Bij een zeespiegelstijging van orde 0,15 m per eeuw kon het intergetijdegebied zich uitbreiden en verlandde uiteindelijk het getijdesysteem.

4.3 Het Schelde estuarium

Van der Spek heeft de ontwikkeling van het Schelde estuarium bestudeerd van 1650 tot de huidige situatie. Hierbij is de verandering in getij-karakteristieken als uitgangspunt aangehouden.
De Westerschelde is ontstaan uit de Honte, een getijgeul die het land instak sinds de Middeleeuwen. De Honte kwam in verbinding met de Schelde rivier ten noorden van Antwerpen en kreeg een nieuwe monding: de Westerschelde. In de 17de eeuw was de Westerschelde uitgegroeid tot een groot estuariene bekken met uitgestrekte platen en slikken met grote bergingscapaciteit. In de volgende eeuwen groeiden de platen aan door slib en zand accumulatie totdat deze droog vielen. Het intergetijde bergingsgebied tussen NAP -2 m en NAP +2 m nam af van 350 km^2 in 1650 AD tot 180 km^2 in 1800 AD en uiteindelijk tot 90 km^2 in de huidige situatie (Van der Spek, 1994). In de huidige situatie heeft de Westerschelde een trechter-vorm. De verbindingen met de Oosterschelde zijn dichtgeslibd of ingedamd. Het Verdronken Land van Saeftinghe is het enige overgebleven substantiële intergetijdegebied met slikken en schorren.
De getijdekarakteristieken van het Schelde estuarium veranderden met de afname van het estuarium oppervlak. Het getijverschil nam toe (in Antwerpen van 3,2 m in 1650 tot 5,2 m nu) als ook de voortplantingssnelheid van de getijgolf (de reistijd Vlissingen - Antwerpen nam af van 4,5 uur in 1650 tot 2 uur tegenwoordig). (Figuren 4.5 en 4.6)
Van der Spek concludeert dat sinds 1650 de asymmetrie van de maximum eb- en vloedstroomsnelheden in de monding van het estuarium zijn afgenomen. De vloedperiode werd 36 minuten langer, waardoor de maximum stroomsnelheid tijdens vloed afnam. Dit is waarschijnlijk het gevolg van een toename in de gemiddelde waterdiepte van het estuarium, wat resulteerde in een hogere voortplantingssnelheid van de getijgolf.
Ondanks de bijna identieke eb- en vloedduur in de huidige situatie, is de maximale stroomsnelheid tijdens vloed nog steeds hoger dan de corresponderende stroomsnelheid tijdens eb. Dit wordt veroorzaakt door een relatief snellere stijging van het waterpeil bij vloed dan een daling bij eb.
Het volume van de Westerschelde verminderde met circa 200 miljoen m^3 tot een huidige omvang van circa 5000 miljoen m^3 in de periode 1650 en 1968. Dit correspondeert met een netto jaarlijkse import (sedimentatie) van circa 0,6 miljoen m^3 (zonder rekening te houden met de zeespiegelstijging).

Volgens Van der Spek (1994) vormt de getij-asymmetrie een belangrijke factor voor de sedimentatie in het getijdebekken. De asymmetrie in de getijstroom bij eb- en vloed bij de monding van een getijdebekken resulteert namelijk in een netto zeewaarts of landwaarts zandtransport. Dit leidt tot veranderingen in het bekken geometrie, die ten gevolge daarvan weer invloed hebben op de verstoring van het getij. Sediment accumulatie in een vloedgedomineerd getijbekken (indien niet gecompenseerd door bodemdaling en/of zeespiegelstijging) leidt uiteindelijk in een uitbreiding van ondiepte platen en het ondieper worden van de geulen. Uitbreiding van het ondiep water platengebied leidt tot een toename van de ebstroomsnelheid bij de monding van het bekken en daardoor tot een afname van sedimenttransport het getijdebekken in. Dit betekent dat het opvullen van het bekken met sediment als gevolg van de vloed-dominantie bij de monding resulteert in een afname van het netto landinwaartse gerichte zandtransport.

Naast getij gegenereerd sedimenttransport beïnvloeden ook andere factoren de netto sedimenttransport naar het bekken zoals sedimentaanvoer, windgolven en biologische activiteiten. Brekende golven in ondiepe gebieden in het bekken gedurende hoogwater werkt de opeenhoping van gesuspendeerde sedimenten tegen door resuspensie of het verhinderen van bezinking. Zware golfaanval in combinatie met een hoge waterstand in het getijdebekken door een storm veroorzaakt op grote schaal resuspensie van sediment waarbij dit in resuspensie gebrachte sediment met de ebstroom zeewaarts wordt verplaatst. Onder invloed van golven worden de door het getij landinwaarts opgebouwde platen in zeewaartse richting uitgebreid. De interactie tussen deze transport mechanismen bepaald het lange termijn sediment budget van het getijdebekken. De balans tussen het naar binnen gerichte sedimenttransport en de ruimte die wordt gecreëerd door bodemdaling en/of zeespiegelstijging bepaald de lange termijn evolutie van een getijdebekken. Bij de getijdebekkens in Nederlands is de landwaarts getransporteerde hoeveelheid zand tijdens vloed groter dan het ebtransport (Van der Spek e.a, 1992).

4.4 Afsluiting van het Marsdiep: volgen of verdrinken

Sinds de Middeleeuwen heeft zich in het gebied van de Westelijke Waddenzee en van de voormalige Zuiderzee landverlies voorgedaan, deels door menselijk ingrijpen (veenwinning) en deels door natuurlijke oorzaken (stormrampen, zeespiegelstijging), waardoor grote brokken veen weggeslagen werden. Het zoete binnenmeer groeide daardoor geleidelijk tot de Zuiderzee, een zout getijdegebied, zoals we dat voor de afsluiting kenden.
Dit gebied stond door middel van de grote zeegaten van Marsdiep en van het Vlie in verbinding met de Noordzee. Geologisch en hydraulisch is dit gebied te bezien als een kom (de voormalige Zuiderzee met voornamelijk een kleibodem) die via de grote geulen in het Noordelijk deel van het bekken (met een in hoofdzaak zandige bodem) gevuld en geleegd werd.
Dit getijdesysteem tracht in de loop van der tijd tot een nieuw evenwicht te herstellen door sedimentatie. In de Zuiderzee zijn de stroomsnelheden laag waardoor het sediment transport en de sedimentatie zich beperken tot fijn materiaal. In de zeegaten waar de stroomsnelheden groter zijn heeft transport van zand plaats.
Of het aanpassingsproces van het getijdebekken naar een nieuw evenwicht voor de afsluiting van de Zuiderzee (1932) al voltooid is, is niet met zekerheid te zeggen. Wel is het aannemelijk dat de zeegaten en de aansluitende geulen deze nieuwe evenwichtssituatie vrijwel bereikt hebben. Dit kan geïllustreerd worden aan de hand van Figuur 4.7 waarin de oppervlakten van de geuldoorsneden in of bij de keel van de zeegaten Marsdiep en Vlie uitgezet zijn als functie van de tijd. De ontwikkeling van het Marsdiep na afsluiting wijzen op een trend van verdieping die geleidelijk afneemt in de tijd. Voor het Vlie is een evenwichtssituatie meer aannemelijk.
De afsluiting van de Zuiderzee (1932) heeft een groot effect op de getijbeweging ten noorden van de Afsluitdam. De waterstand karakteristieken bij Harlingen zijn sindsdien aanzienlijk veranderd. Hoogwaterstanden zijn orde 0,4 m toegenomen. De laagwaterstanden zijn daarentegen 0,3 m afgenomen. De getijdeverschil is daardoor veranderd van 1,30 m (voor 1932) naar 1,90 m (na 1932). Hoewel het getijdebekken sindsdien sterk is verkleind, zijn door dynamische effecten tussen het getij en het resterende bekken de getijdeverschillen en getijdeprisma's van het Marsdiep en in mindere mate die van het Vlie in grootte toegenomen.
Deze ingreep heeft het herstelproces, dat sinds de Middeleeuwen plaatsvindt, naar een nieuw dynamisch evenwicht met name in het Marsdiep getijdebekken abrupt verstoord.

De aanpassing van het Marsdiep bekken na afsluiting van de Zuiderzee heeft een duidelijk aantoonbare sedimentatie trend laten zien. Grote hoeveelheden sediment zijn tot nu toe in dit bekken afgezet, in het bijzonder in de afgesloten getijdegeulen nabij de Afsluitdijk.
Ondanks het toegenomen getijprisma in het zeegat zijn achterin het bekken de geuldoorsneden te groot ten opzicht van de daar aanwezige getijstromen. De ondiepe zandplaten achterin de kom zijn sindsdien aanzienlijk opgehoogd en uitgebreid. Opslibbing van de platen in de periode van 1926-1984 varieert 0.1 m - 2.0 m (Figuur 4.8). Dit betekent dat er aanzienlijke hoeveelheden sediment beschikbaar kwam na afsluiting van de Zuiderzee.
Potentiële zandleveranciers zijn hier de buitendelta van het Marsdiep, de kust van Texel alsmede de kust van Noord-Holland. Aangezien de getijdeprisma van het Marsdiep toenam na de afsluiting van de Zuiderzee is te verwachten dat de omvang van de buitendelta zal uitdijen. Waarnemingen tonen echter aan dat het volume van de buitendelta in werkelijkheid is afgenomen. Een mogelijke verklaring hiervoor is dat door de enorme zandhonger van het bekken zand eerst aan de buitendelta wordt onttrokken, in plaats van aan de kust. Op lange termijn zal zich dit herstellen en zal de buitendelta gaan toenemen ten koste van de aanliggende kusten.

4.5 Stormvloedkering in de Oosterschelde: vermindering dynamiek

De hydro-morfologische omstandigheden zijn na 1987 aanzienlijk gewijzigd door de aanleg van de Open Stormvloedkering, Oesterdam en Philipsdam. Sindsdien is het getijdeprisma afgenomen met 30% en is het gemiddelde getijverschil met 12% gereduceerd.
De getij-stroomsnelheden zijn in het westelijk en centrale deel van de Oosterschelde met 20 - 40% gereduceerd. Achterin het getijdebekken en nabij de dammen is de stroomsnelheid verminderd met 80-100%.
Deze veranderingen in hydraulische condities initieerde een aantal grootschalige morfologische aanpassingsprocessen. Sindsdien worden de volgende grootschalige trends waargenomen;

- Buitendelta erodeert (met name aan de teen van het deltafront);
- Getijdegeulen in het getijdebekken verondiepen;
- Intergetijde areaal neemt af en de hoger gelegen delen van de platen eroderen;
- Ontgrondingskuilen ontstaan nabij de monding van de Oosterschelde, waardoor nauwelijks zand door de stormvloedkering heen en weer wordt getransporteerd.

Het getijdebekken dat voor de aanleg nog sediment exporteerde is na de aanleg van de Oosterschelde werken sediment gaan importeren. Om een nieuw evenwicht te bereiken tussen de gewijzigde hydraulische en morfologische condities is een sediment import nodig van orde 400-600 miljoen m^3.
Dit aanpassingsproces duurt waarschijnlijk vele eeuwen. Een overzicht van de effecten van de aanleg van de Oosterschelde werken op het morfologisch gedrag is weergegeven in Tabel 4.1.
Door de gewijzigde hydraulische omstandigheden is de sediment transportcapaciteit in het bekken en de getijdegeulen aanzienlijk verminderd (Figuur 4.9) Onder deze omstandigheden is bij gelijkblijvende golfcondities de opbouwende component van sedimentaanvoer naar de platen nagenoeg tot nul gereduceerd. Het effect hiervan is dat vooral de hogere delen van de intergetijde gebieden eroderen (Figuur 4.10). Het merendeel van het sediment dat daarbij vrij komt wordt afgezet op de nabij gelegen geulranden (Figuur 4.11).

In het geval van het Oosterschelde bekken heeft de abrupte reductie in 'tidal energy' geresulteerd in een omkering van de oorspronkelijke grootschalige trends in het getijdesysteem.

Tabel 4.1: Grove karakterisering van de morfologische effecten van de Oosterschelde

	Grootschalig gedrag getijdebekken	
	Voor de bouw van de Oosterschelde werken (1900-1983)	Na de bouw van de Oosterschelde werken (na 1987)
Tidal energie	stabiel - lichte toename	sterke reductie
Golf energie	stabiel	stabiel
Sedimenttransport	stabiel	sterke reductie
Sedimentbudget	exporterend getijdebekken	importerend getijdebekken
Buitendelta	omvang neemt toe	omvang neemt af
Getijdebekken	omvang neemt toe	omvang neemt af
Getijdegeulen	verdiepen	verondiepen
Intergetijdeareaal	stabiel - lichte toename	verlies

De ontwikkelingsstadia van een Oosterschelde delta van een transgressie-actieve delta naar een regressieve-erosieve delta zijn schematisch geïllustreerd in Figuur 4.12

4.6 Lower Meghna estuary: veranderlijk estuarium met zeer grote rivierinvloed

De Brahmaputra, Ganges en de Meghna monden via de Lower Meghna Estuary systeem uit in de Golf van Bengalen (Figuur 4.13). De rivier- en sedimentafvoer van de Lower Meghna Systeem behoren tot de grootste ter wereld (Coleman, 1969). De riverafvoer vertoont een sterk seizoensmatige invloed. De maximale afvoer ligt in de orde van 100.000 m^3/s en treedt op gedurende de moesson periode. De gemiddelde afvoer bedraagt 30.000-60.000 m^3/s.
De sedimentafvoer bedraagt orde 1200-2000 miljoen ton per jaar. De korrelgrootte van het sediment is overwegend fijn tot zeer fijn met een gemiddelde korreldiameter van circa 40-140 µm. De gemiddelde sediment concentratie is orde 300- 1000 mgr/l, met maxima van 4000 mgr/l en meer.
Het getijverschil bedraagt orde 2-4 m met uitschieters naar 4-6 m. Dit gebied wordt regelmatig bezocht door cyclonen, die veelal een verwoestende invloed hebben. De kustzone is gedurende de moesson periode overwegend zoet tot brak. Gedurende de droge periode dringt het zoute zeewater ver landwaarts.
De hydro-morfologische condities van de Lower Meghna Estuary zijn te karakteriseren als zeer dynamisch. De loop van de hoofdgeulen van dit systeem is in de loop der tijd vele malen gewijzigd, deels door tektonische invloed, deels door de grote sediment en rivieraanvoer. Een relatief klein deel van de grote hoeveelheden sediment wordt afgezet in het mondingsgebied waardoor uitgestrekte ondiepe zandbanken en eilanden ontstaan. Het merendeel van het sediment wordt echter afgezet in de Golf van Bengalen en zorgt voor uitbreiding van de delta.

De netto gemiddelde aanwas van land bedraagt zo'n 7-16 km^2 per jaar. Naast ontstaan van nieuw land treedt er ook een aanzienlijke erosie plaats van bestaand (oud) land. Erosie van bestaand land vindt vooral langs de rivier stroomopwaarts plaats als gevolg van verbreding en verplaatsing van de riviergeul. De periodieke overstromingen van grote delen van het land zorgt voor een natuurlijke ophoging van het bestaand land. Aanleg van dijken langs de rivieren voorkomt dat de gebieden achter de dijk natuurlijk ophogen waardoor drainage problemen zijn ontstaan.
De Lower Meghna Estuary systeem is een zeer sediment rijk getijdesysteem, dat maar een klein deel van de sedimentaanvoer gebruikt voor nieuw land en ophoging van het bestaande.
Menselijke ingrepen in het systeem door bijvoorbeeld afdamming van getijdegeulen tonen aan dat de effectiviteit van het systeem om sediment te vangen enorm kan worden vergroot. Een voorbeeld hiervan is de bouw van de Feni dam in 1985. Deze dam had tot gevolg dat binnen 3 jaar na aanleg zeewaarts van de dam nieuw land ontstond met een oppervlakte van 3500-5000 ha. De natuurlijke verondieping bedroeg zo'n 1-3 m per jaar. Of de kustzone een versnelde zeespiegelstijging kan volgen hangt met name af of de effectiviteit van het systeem om sediment te vangen kan worden vergroot. Indien, zoals nu het geval is, het merendeel van het sediment in de diepe Golf van Bengalen terecht komt zal de Delta wellicht verdrinken. Echter als de effectiviteit van het systeem om sediment te vangen kan worden vergroot dan kan de kustzone een eventuele stijging van de zeespiegel waarschijnlijk volgen.

4.7 Mississippi Delta: verlies aan wetlands

De deltakust van Louisiana wordt gevormd door enerzijds de Mississippi delta vlakte in het oosten en anderzijds de Chenier vlakte in het westen (Figuur 4.14). Deze kustzone is beroemd vanwege zijn uitgestrekte en ecologisch waardevolle wetlands. De uitgestrekte wetlands zijn gedurende de afgelopen 7000 jaar gevormd als gevolg van een interactie tussen de Mississippi river en de zee. De Lower Mississippi heeft zijn geulenstelsel in de loop der tijd vele malen gewijzigd waardoor een delta vlakte is ontstaan bestaande uit lobben met daartussen verschillende getijgeulen en bekkens. Een dendritisch geulenstelsel verbindt de Mississippi rivier met de zee. In de 7000 jarige geschiedenis van het Mississippi delta complex zijn achtereenvolgens de Lafourche, St. Bernard, Teche en Maringouin delta's actief. Gedurende deze eeuw is een nieuwe delta lob gevormd in de monding van de Atchafalaya rivier. Momenteel stroomt zo'n 30% van het debiet via deze actieve zijtak af in de Golf van Mexico. Tussen deze actieve en oudere delta's bevinden zich verscheidende meren en getijdebekkens, waaronder Pontchartrain, Breton Sound, Barataria. Deze bekkens zijn vanuit hydrologisch oogpunt zeer belangrijk.
De omvang van de wetlands in de deltakust van Louisiana zijn sinds begin van deze eeuw sterk afgenomen met name in de periode tussen 1940-1960 (Figuur 4.15). Het jaarlijks verlies aan wetlands vertoont sinds 1960 een dalende trend. Momenteel bedraagt het jaarlijks verlies aan wetlands orde 65 km^2. Door deze ontwikkelingen is de zoutindringing toegenomen met (op lange termijn) consequenties voor het ecosysteem met zijn karakteristieke habitats.
Als oorzaken van het dramatisch verlies aan wetlands worden ondermeer genoemd;

- Verandering in zeespiegelniveau c.q. bodemdaling
- Verandering in sedimentaanvoer van de Mississippi rivier en wijziging van overstromingsregime van de Mississippi rivier.

Verandering in zeespiegelniveau c.q. bodemdaling

Als een belangrijke factor voor de reductie van het wetland areaal wordt de verandering in relatieve zeespiegelstijging gedurende de laatste honderd jaar genoemd. Over de laatste 100 jaar vertoont de relatieve zeespiegelstijging die voornamelijk het gevolg is van bodemdaling een variatie van enkele millimeters per jaar tot meer dan 2 centimeter per jaar. De relatieve stijging langs de kust bedraagt orde 1 cm per jaar. Uit analyse van de waterstanden blijkt dat de de globale stijging van de zeespiegel in de afgelopen eeuw geen dominante verklarende factor is die verantwoordelijk is voor de reductie van het wetland areaal.

De belangrijke oorzaken voor de toename in bodemdaling gedurende de laatste eeuw zijn:

- inklinking van organische en kleihoudende lagen door grondwateronttrekking en kanalisatie van de rivierafvoer;
- winning van olie en gasvelden met name de ondiepe olievelden blijken sterke dalingsgebieden te zijn.

Verandering in sedimentaanvoer en overstromingsregime van de Mississippi rivier

In de afgelopen eeuw is de loop van de Mississippi rivier steeds meer gekanaliseerd. Het natuurlijke drainage stelsel is aanzienlijk gewijzigd en gereguleerd. De van oorsprong natuurlijke overstromingsgebieden zijn door bedijkingen verkleind, waardoor de natuurlijke (extreme) aanslibbing in een beperkt gebied plaats vindt. Tevens zijn er in het drainagestelsel sedimentvangers aangebracht die grote hoeveelheden sediment onttrekken aan de rivier. Het gevolg van deze ingrepen is dat de overstromingsareaal en sedimentafvoer naar de zee aanzienlijk is verminderd.

Een ander bijkomend negatief effect wordt veroorzaakt door sterfte van een aantal flora soorten als gevolg van toegenomen zoutgehalte van het water. Deze veranderingen in flora karakteristiek heeft tot gevolg gehad dat het sediment vasthoudend vermogen netto van begroeide zones is afgenomen.

Uit bovenstaande blijkt dat verschillende natuurlijke processen en menselijke activiteiten als oorzaak of als katalysator hebben gediend voor het verlies aan wetland areaal. In Tabel 4.2 en in Figuur 4.16 zijn deze processen gecatalogiseerd naar ruimte schaal waarop zij werkzaam zijn.

Tabel 4.2: Factoren voor het verlies aan wetlandareaal en karakteristieke ruimte schalen

Categorie	Katlysator functie voor areaal verlies	ruimteschaal van de proces
Geologie	Bodemdaling (relatieve zeespiegelstijging)	Provincie-Regionaal niveau (10^4km): Mississippi delta vlakte en Chenier vlakte (10^4 km^2)
Hydrologie	Hoogwater (getijde, rivier overstromingen, storm surges), wind en bosbranden	Getijdebekkens en meren (10^2 km^2)
Biologie	Verlies Kwelder vegetatie	Kwelders (10 km^2)

De ontwikkeling van de Mississippi delta die van een uitbreidende delta naar een zich erosieve is grofweg in vier stadia te beschrijven (Figuur 4.17):

- stadium 1 : Actieve delta; een delta waarbij de sedimentaanvoer zodanig groot is dat de delta in omvang toeneemt;

- stadium 2 : Erosie van de barrier eilanden en buitendelta front en erosie van de kwelders;
- stadium 3 : Vorming van lagune omstandigheden achter de barrier eilanden, die in omvang sterk zijn afgenomen;
- stadium 4 : Degradatie van de barrier eilanden tot ondiepe plaatgebieden en vergaande terugtrekking van kwelders

Uit deze studie blijkt dat de balans tussen enerzijds relatieve zeespiegelstijging en anderzijds sedimentaanvoer (c.q.delta opbouwende component) aanzienlijk is verstoord. Met andere woorden de opbouwcapaciteit en uitbreidingsvermogen van de delta/getijdebekken is onderdruk komen te staan, waardoor op geologische gezien korte tijdschaal aanzienlijke verliezen in intergetijdeareaal ontstaan.

4.8 Lagoon of Venice: een verdrinkende lagune

Lagune achtige kusten gescheiden van de zee door een boog van eilanden neigen zich te verbreden en te verdiepen als de zeespiegel stijgt. De barrière eilanden worden smaller en vallen meer uiteen in kleine eilanden (Figuur 3.25). De oorspronkelijk ondiepe lagune komt meer en meer onder invloed van de zee te liggen, waardoor kwelders eroderen en intergetijdegebieden verloren gaan. Aan de andere kant kan door de toenemende erosieve werking ook nieuwe lagunes ontstaan, die ruimte biedt voor ontstaan van nieuwe intergetijdegebieden en kwelders. De variatie en dynamiek voor natuurlijke ontwikkeling is in dergelijke lagune achtige gebieden groot. De omvang van de verandering van een lagune bij stijging van de zeespiegel hangt met name af van de bestaande landschappelijke configuratie en inrichting van het gebied alsmede natuurlijke dynamiek. In dit natuurlijk aanpassingsproces speelt de mens een cruciale rol. Dit kan verduidelijkt worden aan de hand van de ontwikkeling van de lagune van Venetië. De lagune van Venetië ligt in een dalingsgebied. Deze natuurlijke bodemdaling was in balans met de sedimentaanvoer door de rivieren Po en Brenta, waardoor de Lagune in stand bleef. De lagune vormde daarbij een soort natuurlijke verdediging voor de stad. Eind vorige eeuw werd als gevolg van de industrialisatie een kunstmatige geul gegraven. Deze geul is daarna nog verscheidende malen uitgebaggerd en verdiept. Ook werd een deel van de natuurlijke Lagune ingepolderd. De bewegingsvrijheid van het getijdesysteem om zich aan te passen aan de zeespiegelstijging werd geleidelijk aan geringer. Het resultaat van deze menselijke ingrepen was dat de balans tussen de natuurlijke sedimentatie in de Lagune en bodemdaling werd verstoord. De oorspronkelijk goed voor stormen en overstomingen beschutte stad komt steeds meer onderdruk te staan als gevolg van bodemdaling en erosie van de barrier eilanden.

4.9 Lessen

De geschiedenis van de geselecteerde getijdesystemen leert ons dat de invloed van verandering van relatieve zeespiegelstijging op de ontwikkeling van een getijdebekken enorm kan verschillen en in belangrijke mate afhangt van het dynamisch gedrag van het getijdesysteem. Of een getijde systeem verdrinkt of kan volgen hangt af van de netto sedimentbalans en de mate van zeespiegelstijging. Dit betekent dat als de aanvoer van sediment naar het

getijdesysteem door wat voor oorzaak dan ook groter is dan de afvoer, het getijdesysteem verondiept en in omvang afneemt. Als de sediment aanvoer daarentegen kleiner is dan de afvoer, het getijdesysteem verdiept. Om veranderingen in zeespiegelstijging te kunnen volgen is er niet alleen veel sediment nodig maar dient het ook op de plaats getransporteerd en afgezet te worden waar het noodzakelijk is.

Voor het Holland getijdebekken (Alkmaar-Bergen) bleek dat het getijdesysteem bij de toenmalige sedimentaanvoercapaciteit een zeespiegelstijging van circa 0,3-0,4 cm per eeuw kon bijhouden: met andere woorden het systeem kon meegroeien met de zeespiegelstijging. Bij een zeespiegelstijging van meer dan 0,4 m per eeuw verdrinkt het intergetijdegebied. Bij een zeespiegelstijging van orde 0,15 m per eeuw kon het intergetijdegebied zich uitbreiden en verlandde uiteindelijk het getijdesysteem.
De omstandigheden destijds verschilden met de omstandigheden van nu ten aanzien van 1) de relatief grote aanvoer van zand uit zee ten opzichte van de aanvoer vanuit de rivieren en 2) de getijslag, welke in het begin van het Holoceen waarschijnlijk kleiner was dan nu.

Aanzienlijke wijzigingen in 'tidal energy' van een getijdebekken kan aanzienlijk gevolgen hebben op de grootschalige sedimenttransport stromen naar en vanuit zee. Omkering of versterking van het sedimentatie proces is niet ondenkbaar zoals de voorbeelden van de Oosterschelde en het Marsdiep aantonen.

De invloed van de mens op de relatieve zeespiegelstijging kan op getijdebekken niveau aanzienlijk zijn en is niet zonder meer verwaarloosbaar. Dit blijkt ondermeer uit de ontwikkeling van de Mississippi delta. Een getijdesysteem waarvan het natuurlijk evenwicht tussen sedimentvraag en -aanbod werd verstoord door een afname van de sedimentaanvoer naar de delta en een toename van de bodemdaling.

De grootschalige natuurlijke ontwikkelingen van zeespiegelstijging en klimaatverandering zijn regionaal moeilijk te beïnvloeden. Daarentegen zijn menselijke ingrepen veelal bestuurbaar. Bewegingsruimte van het systeem om zich aan te passen aan zeespiegelstijging is daarbij een cruciale factor. De Lagune van Venitië vormt daarbij een goed voorbeeld van een systeem die geleidelijk aan is vastgelegd waardoor de van oudsher natuurlijke ruimte voor aanpassing verloren is gegaan met negatieve gevolgen voor de kustveiligheid.
Hoe kunnen we menselijke ingrepen zodanig sturen dat ongewenste ontwikkelingen van het getijdesysteem kunnen voorkomen? Dit komt erop neer dat we moeten weten hoe de sedimentbalans van het systeem door verschillende maatregelen en effecten wordt beïnvloed en welke gevolgen dit heeft op de toekomstige structuur van het estuariene systeem.

5 EMPIRISCHE EN FYSISCHE CONCEPTEN

5.1 Inleiding

De gevolgen van een versnelde relatieve zeespiegelstijging en menselijke ingrepen op de ontwikkeling van het getijdesysteem wordt veelal afgeleid op basis van empirische en fysische kennis/concepten van verbanden tussen getij-kenmerken en grootschalige morfologische eenheden als getijdebekken, zeegat en buitendelta. Daarbij wordt gebruik gemaakt van het feit dat overal ter wereld getijdesystemen bepaalde gelijkenissen vertonen tussen morfologie en getij-eigenschappen.
Voor morfologische veranderingen in een getijdegebied is het getijprisma één van de belangrijkste sturende mechanismen. Het is dan ook niet verwonderlijk dat in het verleden in verschillende landen onderzoekingen zijn uitgevoerd om vast te stellen hoe het morfologisch evenwicht van zeegaten in verband staat met getijprisma.
Deze verbanden stellen ons in staat om voorspellingen van morfologische aanpassingen te maken als er veranderingen in de getijdesystemen zich voordoen, hetzij door menselijk ingrijpen of natuurlijke oorzaken. Deze relaties zijn niet universeel en zijn beïnvloed door plaatselijke omstandigheden zoals golven, grootte van de zandkorrels, zandaanvoer door het zeegat. Voor globale voorspellingen kunnen deze invloeden worden verwaarloosd en kan worden aangenomen dat de relaties ook voor onderzoek naar een snellere zeespiegelstijging geldig zijn.
De meeste empirische evenwichtsrelaties zijn algemeen aanvaard en zijn gevalideerd voor getij inlaten en estuaria over de gehele wereld.
In het onderstaande zullen we in kort in gaan op een aantal karakteristieke empirische relaties die koppeling leggen tussen enerzijds het getijprisma en anderzijds de grootschalige geografische eenheden zoals buitendelta, het zeegat en het getijdebekken. Besproken worden de volgende relaties en verbanden:

- relatie tussen dwarsdoorsnede en getijprisma;
- relatie zandvolume buitendelta en getijprisma;
- relatie tussen het volume van het getijdebekken en het getijprisma;
- relatie tussen plaatoppervlak en getijprisma.

Daarna zal ingegaan worden op concepten voor beschrijving van het aanpassingsproces van getijdebekkens en intergetijde gebieden bij versnelde zeespiegelstijging.

5.2 Relatie tussen dwarsdoorsnede en getijprisma

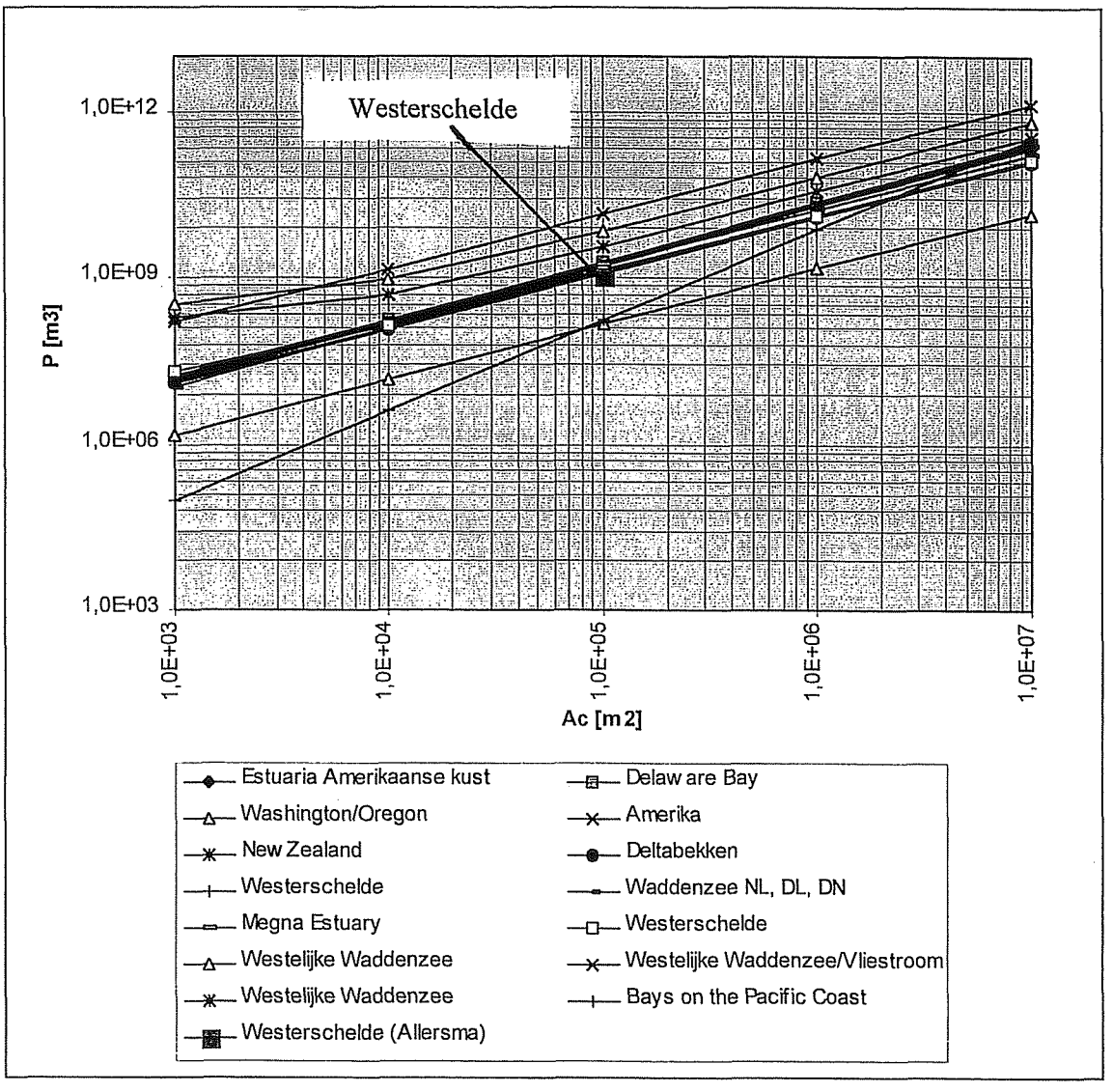
Een voor een zeegat kenmerkende grootheid is de kleinste dwarsdoorsnede ter plaatse van de keel. Er blijkt een duidelijk verband te bestaan tussen de grootte van deze doorsnede en het getijprisma. Dit verband is niet universeel hetzelfde, maar voor gebieden die morfologisch een eenheid vormen, is het bestaan van eenzelfde relatie wel aannemelijk. Uit waarnemingen blijkt dat de dwarsdoorsnede van het zeegat bijna lineair toeneemt met het getijprisma. Als we ons beperken tot grote zeegaten is een lineair verband verantwoord. In Figuur 5.1 is de relatie tussen dwarsdoorsnede op NAP (gemiddelde zeeniveau) en het gemiddeld getijprisma voor de Waddenzee weergegeven. Eenzelfde soort relatie geldt ook voor geuldoorsneden in het bekken en het getijprisma ter plaatse van die doorsnede.

Verschillende onderzoekers hebben voor een aantal estuaria empirische relaties opgesteld tussen de oppervlakte van het dwarsprofiel in de monding en het getijprisma. In Tabel 5.1 zijn de coëfficiënten voor de verschillende estuaria weergegeven; Figuur 5.2 toont deze relaties grafisch. Voor de Westerschelde heeft Eysink (1992) de relatie afgeleid: $A_C = 8{,}0 * 10^{-5} * P^1$. Ter vergelijking zijn ook de kentallen van de Westerschelde weergegeven zoals beschreven in Allersma (1992): Ac = 100.000 m^2 ; P = 1100*10^6 m^3.

Met behulp van deze relatie kan bij een toename van het getijprisma een daarbij behorende evenwichtsprofiel worden afgeleid.

Tabel 5.1: Coëfficiënten evenwichtsrelatie oppervlakte dwarsprofiel geulen en getijprisma

$A_c = a * P^b - c$						
Estuarium/kust	**Auteur**	**Jaar**	**Getij-prisma**	**a**	**b**	**c**
Estuaria Amerikaanse kust	Steyn	1991	springtij	3,8E-05	1,03	0
Delaware Bay	O'Brien	1969	gem. tij	1,8E-04	0,94	0
Washington/Oregon	Johnson	1972	gem. tij	6,8E-04	1,00	0
Amerika	Jarret	1976	springtij	1,6E-04	0,95	0
NewZealand	Hume et al.	1990	springtij	1,6E-04	0,953	0
Deltabekken	Haring	1967	gem. tij	8,3E-05	1	0
Westerschelde	Eysink et al.	1991	gem. tij	8,0E-05	1	0
Waddenzee NL, DL, DN	Dieckman et al.	1988	gem. tij	3,7E-04	0,915	0
Megna Estuary	Barua et al.	1976	gem. tij	5,8E-05	1	0
Westerschelde	Gerritsen et al.	1983	gem. tij	7,8E-05	1	557
Westelijke Waddenzee	Gerritsen et al.	1985	gem. tij	1,5E-05	1	3844
Westelijke Waddenzee/Vliestroom	Gerritsen et al.	1985	gem. tij	7,2E-06	1	135
Westelijke Waddenzee	Misdorp et al	1990	gem. tij	2,8E-05	1	4227
Bays on the Pacific Coast	Shigemura	1980	gem. tij	9,0E-01	0,612	0
Bays on the Japanese Sea	Shigemura	1980	gem. tij	4,4E+00	0,692	0
Bays on the Kynshu West Coast	Shigemura	1980	gem. tij	2,4E-01	0,454	0
Bays on the Inland Sea Coast	Shigemura	1980	gem. tij	3,4E-01	0,675	0



Figuur 5.2: Relatie oppervlakte dwarsdoorsnede geulen (Ac) met getijprisma (P)

5.3 Relatie tussen het volume van het getijdebekken en het getijprisma

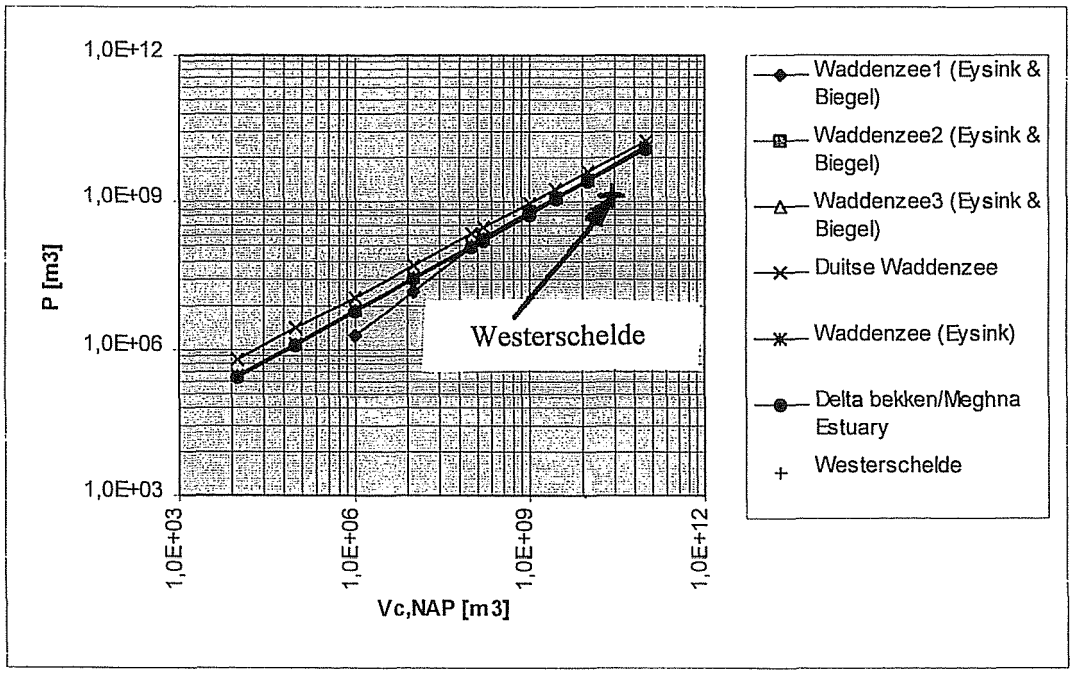
Voor het vullen en ledigen van een getijdebekken zorgen de getijstromen voor de verplaatsing van sediment; door het vormen van geulen en platen wordt een situatie gevormd die een evenwichtssituatie benadert. Voor de Waddenzee bestaat een zeker verband tussen de omvang van de geulen en de komberging van het getijdebekken uitgedrukt in een relatie tussen het volume van bekken en het getijprisma (Figuur 5.3).
Een equivalent hierop is de relatie tussen geulvolume en getijprisma, weergegeven met de volgende empirische vergelijking:

$$V_{c,NAP} = a * Pb$$

Tabel 5.2: Coëfficiënten evenwichtsrelatie oppervlakte dwarsprofiel geulen en getijprisma

$V_{c,NAP} = a * P^b$					
Estuarium/kust	**Auteur**	**Jaar**	**Getijprisma P [m³]**	**a**	**b**
Waddenzee1	Eysink en Biegel	1992	$10^6<P<160*10^6$	0,11	1,11
Waddenzee2	Eysink en Biegel	1992	$160*10^6<P<1*10^9$	2,59E-04	1,43
Waddenzee3	Eysink en Biegel	1992	$P>1*10^9$	6,10E-05	1,5
Duitse Waddenzee	Renger, Partenscky	1980	-	8,70E-06	1,566
Waddenzee	Eysink	1979	-	6,50E-05	1,5
Delta bekken/Meghna Est.	Eysink	1979	-	7,60E-05	1,5

Bovenstaande relaties zijn uitgezet in Figuur 5.4, waarin de Westerschelde met een "+" is weergegeven (punt $V_{c,NAP} = 2800*10^6$ m^3 ; P = $1100*10^6$ m^3)



Figuur 5.4: Evenwichtsrelaties tussen geulvolume en getijprisma

Andere onderzoekers hebben een verband gelegd met de geometrische eigenschappen van de geul in termen van breedte en diepte:

Geulbreedte:

$W_{NAP} = 0{,}155 * P^{0,5} + 200$ (Eysink e.a., 1992, Waddenzee)

$W_{MSL} = 43*10^{-6} * A_b - 547$ (Fitzgerald et al.,1982, estuaria Amerikaanse kust)

waarin W = gemiddelde breedte estuarium [m]

A_b = bekkenoppervlakte estuarium [m^2]

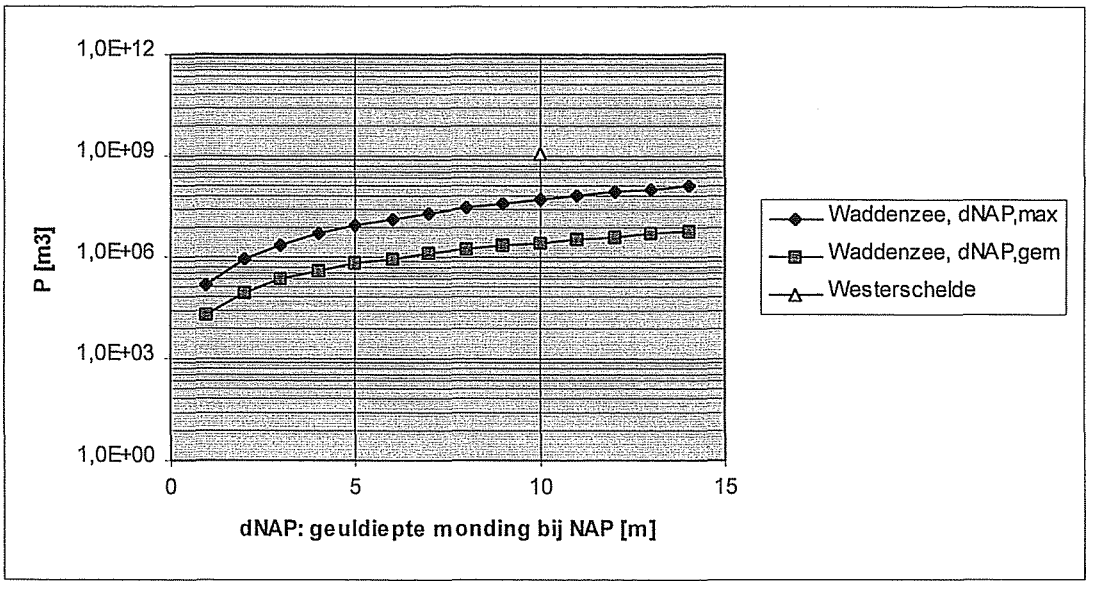
Geuldiepte:

$d_{NAP} = a * P^b$

waarin d_{NAP} = geuldiepte estuatium onder NAP

a	=	0,0094	(Eysink e.a., 1992, Waddenzee gem. geuldiepte)
b	=	0,47	(Eysink e.a., 1992, Waddenzee gem. geuldiepte)
a	=	0,0098	(Eysink e.a., 1992, Waddenzee max. geuldiepte)
b	=	0,39	(Eysink e.a., 1992, Waddenzee max. geuldiepte)

Bovenstaande relaties zijn weergegeven in Figuur 5.5. Ook in deze grafiek zijn de kentallen van de Westerschelde opgenomen: $d_{NAP,\ gem}$ = 10 m; P = 1100*10^6 m^3.



Figuur 5.5: evenwichtsrelatie tussen geuldiepte en getijprisma

5.4 Relatie tussen zandvolume buitendelta en getijprisma

In de zeegaten worden door de getijstromen grote hoeveelheden zand vervoerd. Doordat de ebstroom zich buiten het zeegat uitspreidt wordt buitengaats zand afgezet en een systeem van geulen en banken gevormd: de buitendelta. In deze buitendelta is een grote hoeveelheid sediment opgeslagen. Er blijkt nu een verband te bestaan tussen het volume van het zand in de buitendelta(boven het profiel van de doorgaande kust) en het getijprisma. De delta's van de Nederlandse kust blijken hierbij goed in het algemene beeld te passen voor kusten met betrekkelijk sterke golfaanval (Figuur 5.6).
Walton en Adams (1976) hebben voor de buitendelta's langs de Amerikaanse kust de volgende empirische relatie afgeleid, die ook bruikbaar zijn voor de Nederlandse delta's:

$V_{ebd} = a * P^b$

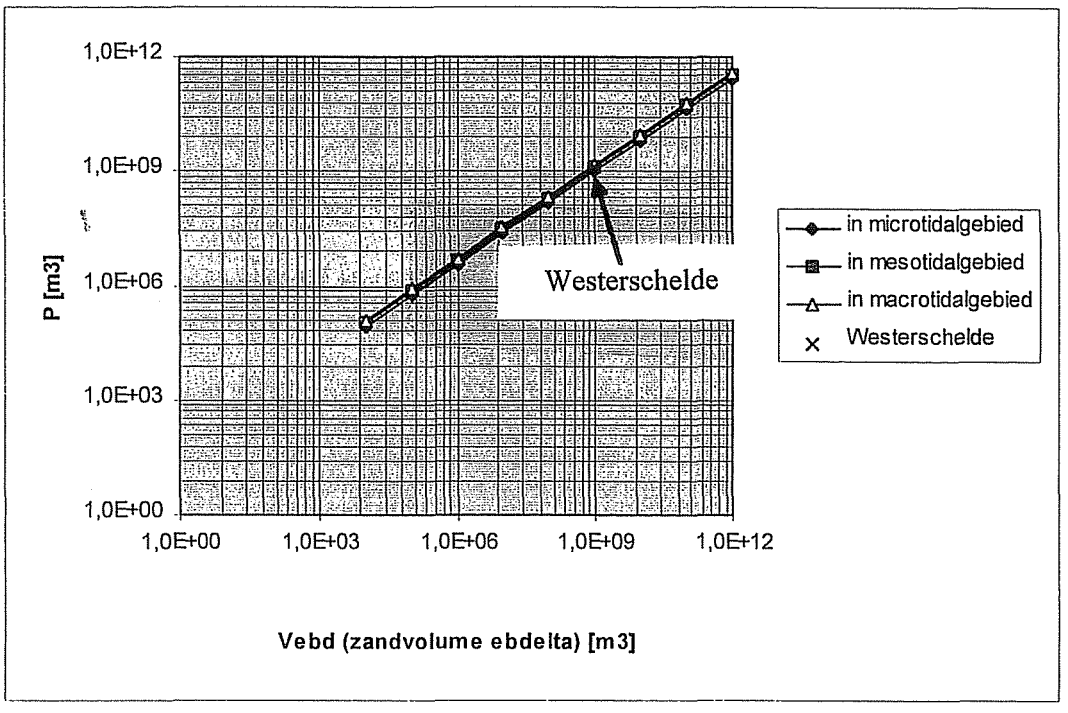
waarin V_{ebd} = zandvolume van de ebgetijde delta [m^3]

In Tabel 5.3 zijn de parameters van deze empirische relatie gegeven voor micro-, meso- en macrogetijdegebieden.

Tabel 5.3: Parameters voor evenwichtsrelatie zandvolume ebdelta's en getijprisma

Estuarium/kust	Auteur	Jaar	Getijprisma P	a	b
Amerikaanse kust	Walton en Adams	1976	in microtidalgebied	8,46E-03	1,23
Amerikaanse kust	Walton en Adams	1976	in mesotidalgebied	6,44E-03	1,23
Amerikaanse kust	Walton en Adams	1976	in macrotidalgebied	5,33E-03	1,23

Grafisch zijn bovenstaande relaties weergegeven in figuur 5.7, waarin ook de Westerschelde is geplaatst.



Figuur 5.7: Evenwichtsrelatie tussen zandvolume ebdelta en getijprisma

5.5 Relatie tussen plaatoppervlak, plaathoogte en getij-dynamiek

Bij een situatie met zeespiegelstijging wordt een gedeelte van het door de vloed aangevoerde sediment op de platen afgezet. De verhouding tussen geulen en platen zal dan naar verwachting samen hangen met de aanvoer van sediment en dus ook weer met de grootte van het getijprisma. Hierbij geldt dat bij grotere zeegaten (en een groter getijprisma) het plaatareaal relatief kleiner wordt t.o.v. de totale oppervlakte van het bekken. Figuur 5.8 geeft de relatie tussen de verhouding van plaatoppervlakte en totale oppervlakte van het kombergingsgebied als functie van het basin oppervlakte weer voor zeegaten langs de Nederlandse kust.
Eysink (1991) beschrijft dit aan de hand van de volgende twee relaties:

$$P = (1 - a_f A_f/A_b) A_b \Delta h$$

$$A_f/A_b = 1 - a * (A_b)^b$$

waarin a en b empirische coëfficiënten zijn en A_f en A_b resp. oppervlakte intergetijdegebied tussen GLW en GHW en bekkenoppervlakte bij GHW. In tabel 5.4 zijn de empirische coëfficiënten weergegeven van verschillende onderzoeken.

Tabel 5.4: Parameters voor evenwichtsrelatie tussen plaatoppervlakte en bekkenoppervlakte

Estuarium/kust	Auteur	Jaar	Bekkengrootte Ab	a	b
Amerikaanse kust	Renger and Partenscky	1974	5 - 200 km2	$2,5 * 10^{-5}$	0,50
Amerikaanse kust	Renger et al.	1976	8 - 200 km2	$2,53 * 10^{-3}$	0,25
Waddenzee, Deltabekken	Eysink en Biegel (Best fit all)	-	5 - 200 km2	$1,57 * 10^{-4}$	0,40
Waddenzee	Eysink en Biegel	1992	-	$10,3 * 10^{-4}$	0,31

In tabel 5.5 is een overzicht van de hier beschreven empirische relaties weergegeven. Uit de vergelijking van relaties en coëfficiënten blijkt:

1) de spreiding tussen de coëfficiënten is vrij groot;
2) de factor a en de macht b in de relaties voor de geuldiepte en geulbreedte is nagenoeg gelijk: de geuldiepte past zich blijkbaar net zo snel aan als de geulbreedte, waarbij de geulbreedte sneller is te constateren dan de geuldiepte omdat de breedte een factor 100 groter is dan de geuldiepte.

Tabel 5.5: Overzicht van typen van empirische relaties

1. Relatie oppervlakte dwarsdoorsnede stroomvoerend profiel zeegaten en getijprisma $A_c = a * P^b - c$
2. Relaties met geuldiepte $d_{NAP} = a * P^b$
3. Relatie geulvolume met relevante parameters $V_{c,NAP} = a_M P^n$
4. Relaties met geulbreedte $W_{NAP} = a * P^b + c$
5a. Relatie oppervlakte getijplaten met bekkenoppervlakte $A_f/A_b = 1 - a * A_b^b$
5b. Relatie getijprisma en relatief oppervlakte intergetijdegebied $P = (1 - a_f A_f/A_b) A_b \Delta h$
5c. Relatie plaathoogte platen met getijverschil $H = GLW + a*GV$

waarin:

A_c	= oppervlakte stroomvoerend profiel monding	[m2]
P	= getijprisma = TV/2	[m^3]
$V_{c,NAP}$	= geulvolume	[m^3]
d_{NAP}	= waterdiepte in geul t.o.v. NAP	[m]
W_{NAP}	= breedte geul bij NAP	[m]
a	= constante	[-]
b	= coëfficiënt	[-]
c	= constante	[-]
a_f	= emp. Coeff	[-]
	= 0,41 - 0,24 * 10-9 Ab (Waddenzee)	[-]
A_f	= opp. Intergetijde gebied tussen GLW en GHW	[m2]
A_b	= bekkenopp. Bij GHW	[m2]
Δh_0	= getijverschil in monding	[m]
D	= afstand langs hoofdgeul vanaf monding	[km]
H	= plaathoogte	[NAP+m]
GLW	= gemiddel laag water	[NAP+m]
GV	= getijverschil	[m]

5.6 Concepten voor ontwikkeling van platen

De ontwikkeling van platen is sterk afhankelijk van de sediment uitwisseling tussen geulen en platen, de overstromingsduur en frequentie. Tijdens vloed treedt de maximum stroomsnelheid op in de geulen 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 treedt sedimenttransport naar de platen toe op. Boven de platen wordt de stroomsnelheid sterk geremd waardoor sedimentatie optreedt vooral in de periode rond de stroomkentering. Langs de randen van de geulen worden zandige ruggetjes opgebouwd die enkele decimeters hoger kunnen zijn dan de daarachter liggende platen. Voor de platen is sedimentaanvoer tijdens vloed belangrijker dan de afvoer tijdens eb. De ebstroom over de wadplaten concentreert zich in de prielen, de kleine geulen, die bij laagwater droog vallen.

Groei van platen kan van gebied tot gebied sterk varieren. Metingen sinds 1930 tonen aan dat de jaarlijkse aangroei van de platen in de Waddenzee gemiddeld 2-3 mm bedraagt, met andere woorden 0,2 tot 0,3 cm per eeuw (Figuur 5.9). Deze groei komt overeen met de natuurlijke relatieve zeespiegelstijging. Gemiddeld gezien gaat de verhoging van platen in de Waddenzee gelijk op met de gemiddelde zeespiegelstijging in de afgelopen periode.
De opbouw van de platen in de Waddenzee heeft vooral plaats tijdens rustig weer. Bij storm kunnen in de Waddenzee golven ontstaan die 0,5-1 m hoog worden. Dergelijke golven hebben invloed op het sedimenttransport aan de bodem in de ondiepere gebieden van de Waddenzee. De golfbeweging van het wateroppervlak veroorzaakt namelijk een heen en weer gaande beweging van het zand op de bodem. Hierdoor wervelt het zand extra op en ontstaan er hogere zandconcentraties in het water, die grotere transporten mogelijk maken. Bezinking van sediment op de platen wordt dan bemoeilijkt, terwijl de afvoer wordt bevorderd. Gedurende

perioden met stormachtig weer vlakken de platen weer af, maar overwegend is de opbouw van de platen gedurende rustig weer overheersend.

Bij een versnelde zeespiegelstijging komt het getijdegebied gemiddeld dieper te liggen. Op de platen neemt de stroomsnelheid, en daarmee het zandtransporterend vermogen, relatief veel sterker af dan in de geulen. Een relatief versterkte sedimentatie op de platen is hiervan het gevolg. De platen in de getijdebekkens zijn daarom de voorkeursplaatsen voor de afzetting van zand bij een zeespiegelstijging.
Dat platen de capaciteit hebben om veranderingen in gemiddelde hoogwater karakteristieken te volgen blijkt uit het onderzoek van ondermeer Hoogeboom (1996a,1996b) die de morfologische ontwikkeling van het intergetijdegebied van het Friesche Zeegat bestudeerde na afsluiting van Lauwerszee. Door de afsluiting van Lauwerszee zijn de gemiddeld laag- en hoogwaterkarakteristieken gewijzigd. De laagwaters zijn enkele centimeters verlaagd (van -1.45 m t.o.v NAP naar -1.23 m NAP) en de gemiddelde hoogwaters zijn enkele centimeters toegenomen (van 0,95 m t.o.v NAP naar 1.05 m NAP). Hoogeboom toont aan dat na afsluiting de platen relatief snel door sedimentatie verhogen.
Wieland concludeert voor de Dithmarscher Bucht eveneens dat getijdeplaten vrij snel veranderingen in gemiddelde waterstandskarakteristieken kan volgen. Zo zijn door afdamming van de Dithmarscher Bucht in 1973 de laag- en hoogwaterstanden gewijzigd. De gemiddelde laagwaterstanden daalden 2,5 cm daarentgen stegen de gemiddelde hoogwaterstanden met 3,5 cm. Het getijverschil is orde 5,5 cm toegenomen. De natuurlijke ophoging van de platen is direct na afdamming sterk toegenomen; van 0,5-2,5 mm per jaar voor de afdamming tot 0-23,3 mm per jaar na de afdamming.

Gezien het bovenstaande is het dan ook niet verwonderlijk dat veel onderzoekers de plaathoogte in relatie brengen tot getijkarakteristieken. Zoals blijkt uit het volgende voorbeelden van de plaathoogte ontwikkeling in de Westerschelde en in het Friese Zeegat.
In de periode 1955-1992 is zowel in het westen als het oosten van de Westerschelde een toename van het volume en van de gemiddelde hoogte van de hoge (tussen GHW en MSL) en lage platen en lage slikken (beide tussen MSL en GLW) geconstateerd. Het lage slik ligt gemiddeld ca. 0,2 m lager dan de lage platen.
Een effectievere vulling van de komberging door onder meer baggerwerkzaamheden in de geulen heeft geleid tot een toename van het getijvolume, waardoor de te krappe geulen uitruimen. Het hierbij vrijkomende zand verdwijnt in het intergetijdegebied waardoor daar ophoging plaatsvindt.

Uit voortgaande beschrijving blijkt dat er een duidelijk verband bestaat tussen waterstand en hoogte van de platen. Tank (1995) en Hoogeboom (1996a,1996b) hebben de een aantal evenwichtrelaties voor de hoogte van hoge en lage platen bepaald in de Waddenzee en in de Westerschelde.

Voor de Westerschelde worden de volgende evenwichtsrelaties gevonden:

$$H_h = GLW + 0{,}61*GV$$
$$H_l = GLW + 0{,}23*GV$$

Voor de Waddenzee vindt Hoogeboom het volgende:

$H_h = GLW + 0{,}69*GV$
$H_l = GLW + 0{,}37*GV$

waarin
H_h = hoogte van hoge platen (hoog intergetijdegebied) [m]
H_l = hoogte van lage platen (laag intergetijdegebied) [m]
GLW = gemiddeld laagwater [NAP+m]
GV = getijverschil [m]

Daarnaast heeft ook Tank (1995) voor de Waddenzee een relatie voor de hoogte van hoge en lage platen:

$H_h = \Delta h_l + 0{,}04 * \Delta h_h$
$H_l = 0{,}44 * \Delta h_l$

waarin
Δh_l = verschil tussen GLW en MSL [m]
Δh_h = verschil tussen MSL en GHW [m]

Aanpassingsproces van platen als gevolg van een abrupte verstoring hebben een zekere tijd nodig om een nieuw evenwicht te bereiken. Deze aanpassingen zijn meestal evenredig aan de grootte van verstoring. Het verloop van de aanpassing wordt veelal voorgesteld als een exponentiële kromme. Deze exponentiële kromme kan als volgt worden beschreven;

$$X_t - X_e/X_0 - X_e = e^{-t/\tau}$$

waarbij;
X_t : gemeten waarde op tijdstip t
X_e : waarde bij evenwicht
X_0 : gemeten waarde op tijdstip t = 0
τ : karakteristieke tijd van aanpassing

5.7 Concepten voor ontwikkeling van kwelders

Kwelders kunnen tot ontwikkeling komen in (hydrodynamisch) rustige, beschutte delen van de getijdebekkens. Deze rustige omgeving en een voldoende grote sedimentaanvoer scheppen de voorwaarden voor een relatief grote afzetting van fijn zand en slib. Wanneer deze gebieden door gestage ophoging voldoende lang droogvallen, kunnen zich hier in principe de eerste kwelderplanten vestigen. Het slib in de afzettingen biedt daarvoor de voedingsstoffen. De eerste pioniers vestigen zich daadwerkelijk op het moment dat de hoogteligging (en daarmee de beschutting tegen golfaanval) het ontkiemen van zaden mogelijk maakt. Door de kweldervegetatie wordt de stroming nog verder geremd, waardoor een versterkend effect op de sedimentatie optreedt en daarmee op de verlanding van het getijdesysteem. Doorgaande verhoging, verdere rijping van de bodem en vegetatiesuccessie kunnen dan leiden tot goed ontwikkelde, gedifferentieerde kwelders.

Tabel 5.6 Opslibbing van kwelders in de Waddenzee (mm/jaar)

	Gebied	*gemiddelde opslibbing*
Kwelderzone	Friese kwelderwerken	18
	Groninger kwelderwerken	13-20
	Vasteland, overig	7
	Eilanden, lage kwelders	3-8

Uit metingen van de afgelopen dertig jaar (1960-1992) in de Waddenzee blijkt dat de gemiddelde jaarlijkse opslibbing van fijn materiaal in de kwelderzone van Friesland 18 mm is en die van Groningen 13 mm (Tabel 5.5). Aan de wadkant van de eilanden is de gemiddelde jaarlijkse opslibbing lager, namelijk ongeveer 3-8 mm. Het lijkt erop dat het kweldersysteem in de Waddenzee het vermogen heeft om een grote verscheidenheid aan optredende stijgsnelheden van de zeespiegel door hoogtegroei te kunnen compenseren. Kwelders zijn, met name onder rustig weeromstandigheden, effectieve slibvangers.

Gedurende perioden met stormachtig weer neemt de erosieve werking van de golven op de kwelders en in het bijzonder in de pionierszone toe. Door de golfbeweging komt het aangevoerde slib op de kwelders moeilijker tot bezinking.
Craft e.a. 1993 constateren op basis van kwelder onderzoek dat de sedimentbalans van kwelders positiever wordt naarmate het getijverschil toeneemt (Figuur 5.10). Bij de ontwikkeling van kwelders vinden zij tevens dat er veelal sprake is van een evenwicht hoogte voor kwelders. Deze hoogte is veelal direct gekoppeld aan de overstromingsfrequentie en duur van het getij. De evenwichtshoogte voor kwelders in noord-Norfolk bedraagt 0,6-0,8 m beneden het hoogste astronomisch niveau van het getij (HAT-level).
Figuur 5.11 illustreert de toename in kwelderhoogte bij Norfolk (relatief ten opzichte van HAT) over de laatste 2000 jaar.
Allen (1990) heeft een model voor groei van kwelders ontwikkeld gebaseerd op onder meer het onderzoek van Stevenson (e.a. 1986) en Craft (e.a. 1993) (Figuur 5.12):

$$dE/dt = dS_{ex}/dt + dS_{Int}/dt - dM/dt - dP/dt$$

waarin:

dE/dt	:	verandering in kwelder hoogte (relatief tot een locale referentie niveau)
dS_{ex}/dt	:	hoogte verandering als gevolg van sedimentaanvoer
dS_{Int}/dt	:	hoogte verandering als gevolg van sediment vasthoudend vermogen door vegetatie;
dM/dt	:	relatieve zeespiegelstijging (positieve-as naar boven gericht)
dP/dt	:	bodemdaling door onder meer compactie (positieve-as naar beneden)

In Figuur 5.12 beschrijft Allen (1990) een aantal mogelijke scenario's voor de ontwikkeling van kwelders. De kwelderontwikkeling in een getijdebekken kan natuurlijk alterneren tussen de in Figuur 5.12 beschreven groeicurves.
Zo constateert Allen (1990) dat de hoogte-ontwikkeling van verschillende kwelders in Engeland beïnvloed is door perioden waarbij de natuurlijke aanwas domineerde en door perioden waarbij de aanwas gestimuleerd werd door aanwezigheid van vegetatie.

De kwelderontwikkeling van noord Norfolk beschrijft het traject ABCD in Figuur 5.12. Compactie-effect is in Noord Norfolk minimaal en de kwelder ontwikkeling wordt vooral gedomineerd door een sterke interactie tussen kwelderhoogte, overstromingsduur en frequentie alsmede sedimentatie. Bij vergelijking van kwelders die een ander ontwikkelingstraject (bijvoorbeeld traject JKLM of EFGH) doorlopen zien we dat met name veenige kwelders minder sterk beïnvloed worden door zeespiegelstijging. Deze kwelders kunnen dan ook hoger worden dan het HAT-niveau. Het zijn juist dit soort kwelders die zeer gevoelig zijn voor menselijke ingrepen. Kwelders waarbij de sedimentatie vooral door vegetatie wordt bepaald zijn heel gevoelig voor effecten van zout-zoet veranderingen, droogte invloeden etc. Een voorbeeld is de Mississippi Delta waar veel vegetatie stierf doordat zoutwater verder landinwaarts drong als gevolg van bodemdaling en debietvermindering van de Mississippi rivier. Ook is bekend dat ruimtelijk gezien de sedimentatie binnen een kwelder sterk kan variëren. Zo varieert bijvoorbeeld de sedimentatie in de kwelders van Norfolk van 1 mm per jaar tot meer dan 8 mm per jaar (Figuur 5.13). Dit geeft aan dat het sedimentatiegedrag van kwelders uiterst complex is en dat ook andere invloeden een rol spelen.

5.8 Concept aanpassing getijdebekken aan versnelde zeespiegelstijging

Gebaseerd op een beperkt aantal karakteristieke empirische relaties en nog een aantal interne relaties heeft Eysink (1993) een empirisch model opgesteld voor het simuleren van de aanpassing van een getijdebekken bij een versnelde relatieve zeespiegelstijging. Het concept hiervan is gebaseerd op de beschrijving van de grootschalige sedimentbalans van een getijdebekken systeem. Op basis van dit concept kunnen morfologische veranderingen van plotselinge aard (bv afdammingen) en van geleidelijke aard (b.v. zeespiegelstijging) worden berekend. Gezien het feit dat de relaties niet universeel zijn geeft het model uitkomsten van globale aard. In het concept wordt onderscheid gemaakt in drie grootschalige geografische eenheden, namelijk buitendelta, zeegat en getijdebekken, die ieder worden gekarakteriseerd door morfometrische grootheden. De waterbeweging wordt gekarakteriseerd door getijprisma en getijverschil. Tijdens de berekeningen blijft het getijverschil constant. De sedimentuitwisseling tussen de Noordzee en getijdebekken is gebaseerd op het "zandvang concept" en de hypothese dat bij een versnelde zeespiegelstijging zand in het bekken kan worden afgezet als het relatief dieper wordt. Door de diepte vermeerdering nemen de stroomsnelheden in de geulen en op platen in het bekken in geringe mate af. Omdat zandtransporten evenredig zijn aan een macht van de stroomsnelheid (hiervoor wordt meestal een derde, vierde of vijfde macht aangehouden) zal het transportvermogen bij een vermindering van de stroomsnelheid veel sterker afnemen. De ebstroom heeft dan niet voldoende kracht om al het aangevoerde materiaal weer af te voeren en er kan dus zand in het bekken worden afgezet.

In het begin wanneer versnelde zeespiegelstijging op gaat treden, is de capaciteit van het bekken om zand te vangen kleiner dan eigenlijk nodig is om de zeespiegelstijging bij te houden. In de loop van der tijd neemt echter het vermogen van het bekken om zand te vangen toe, totdat de mate van sedimentatie in het bekken gelijke tred houdt met zeespiegelstijging. Dit betekent dat de gemiddelde diepte van een getijdebekken uiteindelijk de versnelde zeespiegelrijzing zal volgen, echter met een "naijling" van de diepte aanpassing, die groter is dan bij de bestaande situatie. Hoe deze vermeerdering van gemiddelde diepte verdeeld is over

platen en geulen is niet nader gespecificieerd. Dit betekent dat bij een snellere zeespiegelstijging de platen mogelijk ook wat dieper komen te liggen, maar uit nader onderzoek naar het mechanisme van zanduitwisseling tussen geulen en platen blijkt, dat zandplaten weinig in relatieve hoogteligging ten opzichte van hoogwater veranderen en dat de platen preferente plaatsen vormen waar zand en slib wordt afgezet. Bij voldoende beschikbaarheid van sediment is het daarom aannemelijk dat het getijdebekken gemiddeld dieper komt te liggen, vooral door verdieping of verbreding van de geulen.
De eigenschap van een verdiepte getijdebekken om grote hoeveelheden zand te accumuleren noemen we "zandhonger" of "zandbehoefte" van het bekken.
De ontwikkeling naar een nieuwe toestand van dynamisch evenwicht van het systeem is afhankelijk van de mate van zeespiegelstijging en zandaanbod. In het model wordt het sedimentaanbod beschouwd als de hoeveelheid zand die jaarlijks gemiddeld o.a. via het langstransport in het zeegat terecht komt en door het zeegat bij vloed naar het bekken wordt getransporteerd. Daarvan blijft slechts een klein deel achter in het bekken wat bij draagt tot ophoging van het getijdebekken.
De totale zandhoeveelheid die per jaar uiteindelijk nodig is voor het herstel van het dynamische evenwicht is recht evenredig met de stijgsnelheid van de zeespiegel.

Het effect van verdieping van het bekken of delen daarvan door bodemdaling als gevolg van inklinking, gaswinning, zand en schelpenwinning leidt evenals relatieve zeespiegelstijging tot zandhonger, maar dan meer op lokaal niveau. Hier geldt dat de totale zandhoeveelheid die nodig is voor het herstel van het dynamische evenwicht recht evenredig is aan de omvang van de verdieping.

Het concept verondersteld dat het getijverschil niet verandert. In werkelijkheid zullen de getijverschillen in een getijdebekken enigszins toenemen. Zoals blijkt uit waarnemingen en getijberekeningen in getijdebekkens. Daardoor zal enerzijds meer sediment naar het getijdebekken worden toegevoerd met effecten op de verhouding tussen plaatareaal en bekkenoppervlak.

Het concept van aanpassing van het getijdebekken aan een versnelde zeespiegelstijging zoals beschreven door Eysink (1993) en Van der Kreeke (1993), is gebaseerd op het principe van sedimentvang zoals schematisch is weergegeven in Figuur 5.14. In deze figuur is q de flux water per eenheid van breedte (L^2/t). De stroomsnelheid in sectie 1 is gelijk aan $u_1 = q/a$. De stroomsnelheid in sectie 2 is gelijk aan $u_2 = q/(a + \Delta d)$. Δd is de zogenaamde overdiepte. a is een representatieve diepte in de keel van de inlaat. Indien aangenomen wordt dat het transport van sediment proportioneel is aan u^n dan is het sediment transport in sectie 1 per eenheid van breedte te schrijven als:

$$S_1 = \text{constante} * (q/a)^n$$

en voor sectie 2:

$$S_2 = \text{constante} * (q/(a + \Delta d))^n$$

De getijstroming S_1 kan worden geïnterpreteerd als de sedimentinstroom naar het bekken door de vloed, terwijl S_2 gezien kan worden als de sedimentstroom uit het bekken tijdens eb. Het netto sedimenttransport is te schrijven als:

$$S = S_1 - S_2$$

Schrijft men voor $S_1 = S_0$, dan is het netto sediment per getij cyclus voor sectie 2:

$$S = [1 - (a/(a + \Delta d))^n] * S_0$$

Voor de huidige zeespiegelstijging geldt (Figuur 5.14):

$$S_p = A_b \, dh_p/dt$$

waarbij S_p de sedimentflux naar het bekken toe is en h_p de diepte van de bodem in het bekken is. Gebaseerd op waarnemingen is aangenomen dat de bodemligging van het getijdebekken een versnelde zeespiegelstijging kan volgen door sedimentatie. Op grond van deze aanname volgt dat het getijdebekkenoppervlak A_b en de overdiepte Δd_p, die hoort bij de mate van zeespiegelstijging, constant blijven. Definiëren we:

$$h_p = z_p - (a + \Delta d_p)$$

waarbij z_p het zeespiegelniveau is die hoort bij het huidige zeespiegelstijging. Substitutie geeft voor S_p:

$$S_p = A_b \, dz_p/dt$$

Waarbij dz_p/dt de huidige zeespiegelstijging is. De huidige sedimentinflux S_p is nu uit te drukken als functie van de huidige zeespiegelstijging, volgens:

$$S_p = [1 - (a/(a + \Delta d_p))^n] * S_0 = A_b \, dz_p/dt$$

Het morfologisch evenwicht in het getijdebekken wordt verstoord indien de zeespiegel door een willekeurige oorzaak vrij plotseling stijgt. Hierdoor zal het bekkenoppervlak A_b en overdiepte Δd_n gaan veranderen. Past men de wet van behoud van sediment in termen van een nieuw zeespiegelniveau, z_n, en overdiepte, Δd_n toe, dan volgt voor S_n:

$$S_p = A_b(t) \, dz_n/dt - A_b(t) d\Delta d_n/dt$$

waarbij S_n is de nieuwe sedimentinflux en dz_n/dt is de gewijzigde zeespiegelstijging.
De versnelde zeespiegelstijging is nu te schrijven als functie van de nieuwe overdiepte volgens:

$$S_n = [1 - (a/(a + \Delta d_p))^n] * S_0 = A_b \, dz_p/dt$$

Elimineren we S_n dan volgt:

$$d\Delta d_n/dt - (a/(a + \Delta d_p))^n \, S_0/A_b(t) = dz_p/dt - S_0/A_b(t)$$

In deze vergelijking zijn de termen $a + \Delta d$, A_b en dz_p/dt bekend, waardoor de nieuwe overdiepte Δd_n kan worden berekend. De gemiddelde diepte van het bekken bij versnelde zeespiegelstijging volgt dan uit $a + \Delta d_n$.

Het aanpassingsproces van het intergetijde gebied bij een versnelde zeespiegelstijging wordt daarbij verondersteld als (Figuur 5.14):

$$dh_{fl}/dt = \alpha\ (\ 1 - e^{-t/T_f}) * (DSRL) + dz_p/dt$$

waarbij h_{fl} de hoogte van het intergetijdegebied is, $DSRL = dz_n/dt - dz_p/dt$. De parameters α en T_f zijn constanten. Opgemerkt dient te worden dat voor DSRL = 0, $dh_{fl}/dt = dz_p/dt$, wat overeenkomt met de aanname dat het getijdebekken door sedimentatie de huidige zeespiegelstijging volgt. Voor $\alpha\ (\ 1 - e^{-t/T_f}) = 1$, geldt $dh_{fl}/dt = dz_n/dt$. Met andere woorden, de hoogte van het intergetijde gebied volgt dan de nieuwe zeespiegelstijging. Dit geldt natuurlijk als er voldoende sedimentinflux naar het bekken en intergetijde gebied plaats vindt.

Het verloop van de overdiepte in de tijd kan analytisch worden afgeleid uit:

$$1 - (a/(a + \Delta d_n)^n \approx 1 - 1/(1 + (n\Delta d_n a) \approx\ n\Delta d_n/a$$

Na enig rekenwerkt volgt voor Δd_n:

$$\Delta d_n = [[\Delta dp - (dz_n/dt)/(nS_0)/(A_b a)]\ e^{-\ (nS_0)/(A_b a)t}\ ] + (dz_n/dt)/(nS_0)/(A_b a)$$

Voor grote waarden van t volgt:

$$\Delta d_n = (dz_n/dt)/(nS_0)/(A_b a)$$

De aanpassingsperiode van het getijdesysteem om een nieuw evenwicht te bereiken kan worden ingeschat aan de hand van:

$$\tau = (A_b a)/(nS_0)$$

Om inzicht te krijgen in de waarde van de hierboven beschreven aanpasssingsproces nemen we het Borndiep als voorbeeld met $Ab = 2{,}7 * 10^8\ m^2$, $S_0 = 6{,}5\ 10^6\ m^3$/jaar, $a + \Delta d_p = 3{,}4$ m, $dz_p/dt = 0{,}17\ 10^{-2}$ m/jaar, $dzn/dt = 0{,}50\ 10^{-2}$ m/jaar en n =3. Hieruit volgt dat a = 3,32 m. Voor grote t wordt Δd_n = 0,23 m en de tijdschaal van het systeem voor aanpassing bedraagt 46 jaar. Deze waarden komen aardig overeen met bevindingen uit de ISOS studie (Eysink, 1993).

5.9 Effecten van zeespiegelstijging op getijdoordringing en evolutie estuaria

Het getij vormt een van de belangrijkste motoren die morfologische veranderingen in een estuarium bepalen. Een complexe interactie tussen getij en de morfologische configuratie van het estuarium bepaalt of een getijgedomineerd estuarium eb- of vloed-gedomineerd is. In het geval een bekken eb-gedomineerd is zal het bekken eroderen en in omvang toenemen. Een vloed-gedomineerd estuarium daarentegen zal overwegend sedimenteren. Indifferente estuaria waarbij niet duidelijk is of het getijdebekken vloed- of eb zijn gedomineerd, zijn morfologisch gezien nagenoeg in evenwicht. In onder staande tabel zijn een aantal globale karakteristieken van eb- en vloedgedomineerde getijdebekkens opgesomd.

Eén van de belangrijkste getij-mechanismen die het eroderen of sedimenteren van estuariene systemen bepaalt is de getijdoordringing en getijde-asymmetrie.
Vervorming van het getij in een estuarium is daarbij veelal het resultaat van een twee-tal niet lineaire effecten, namelijk (a) wrijving als gevolg van een interactie tussen het getij en de geul en (b) de berging van water in het intergetijdegebied. Het wrijvingseffect wordt weerspiegeld in de verhouding tussen getij amplitude en gemiddelde geuldiepte (d.z.g. a/h verhouding). De verhouding tussen het volume water in het intergetijde gebied (Vs) en het volume water in de getijdegeulen (Vc) geeft inzicht in de invloed van het intergetijde areaal op de getijvervorming (Figuur 5.15).
De hypsometrische curve van een estuarium geeft niet alleen inzicht in de verhouding plaat- en geulvolume maar ook inzicht in de wijze waarop de parameters a/h en Vs/Vc wijzigen indien het zeespiegelniveau stijgt.
Op basis van 1D-getijberekeningen en sedimenttransport berekeningen heeft Friedrichs e.a. (1990) het potentieel effect van zeespiegelstijging op de getijvervorming en sedimenttransport bestudeerd aan de hand van een 3-tal representatieve geschematiseerde bekkenvormen en de uitkomsten hiervan vergeleken met een 6-tal vloed en eb-gedomineerde ondiepe estuaria langs de kust van de Verenigde Staten. In Figuur 5.16 zijn de drie geschematiseerde estuaria bekkens weergegeven. Tevens is het effect van zeespiegelstijging op de Vs en Vc kwalitatief aangegeven. Deze bekkens onderscheiden zich in de vorm van de hypsometrische curve en verhouding Vs/Vc. Als getijrandvoorwaarden voor de berekeningen heeft Friedrichs slechts 2-componenten gebruikt namelijk de M4- en de M2-component.

Tabel 5.7: Globale karakteristieken van eb- en vloed-gedomineerde getijdebekkens (Friedrichs e.a 1990)

1	1. Vloed-gedomineerde estuaria's:	- kortere duur, hogere stroomsnelheden tijdens vloed; - neigen hun geulen op te vullen met grof sediment; - getijamplitude (a)/gemiddelde diepte (h)> 0,3; - kleine tot gemiddelde bergingscapaciteit in platen en schorren; - wordt steeds ondieper door sedimentatie; - relatieve fase 0 - 180°.
	2. Eb-gedomineerde estuaria's:	- kortere duur, hogere stroomsnelheden tijdens eb; - stromen "near-bed" sediment zeewaarts effectiever; - vertegenwoordigen stabielere geometrieën; - getijamplitude (a)/gemiddelde diepte (h)< 0,25; - grotere intergetijde komberging; - wordt steeds dieper door uitschuring; - relatieve fase 180 - 360°.

Friedrichs heeft vervolgens tal van berekeningen uitgevoerd waarbij hij de verhouding in amplitude en fase tussen M4 en M2 tussen deze componten veranderde. De resultaten van de berekeningen zijn weergegeven in Figuur 5.17
In deze Figuur zijn de contourlijnen van de parameters Vs/Vc en a/h als functie van veranderingen in amplitude en fase van M4/M2 weergegeven alsmede het efffect op sediment transport. Uit de resultaten is af te leiden, dat naarmate de M4/M2 verhoging groter wordt, de

vloed-dominantie en sedimentimport naar een getijdebekken toeneemt. Ook zijn duidelijke gebieden aan te wijzen die vloed- dan wel eb-gedomineerde condities opleveren.
Veranderingen in de geometrie of fysische condities door wat voor een oorzaak dan ook kunnen dus resulteren in een omslag van vloed-gedomineerd estuarium naar een eb-gedomineerd bekken.
Figuur 5.18 illustreert het effect van zeespiegelstijging op de drie geschematiseerde bekkenvormen. De resultaten tonen aan dat effect van zeespiegelstijging sterk afhangt van de geometrie van het bekken. Omdat geometrische parameters van de dwarsdoorsnede het type vervorming bepalen, zijn veranderingen in de vervorming van de getijdoordringing en daarmee het bodemtransport door zeespiegelstijging sterk afhankelijk van de oeverhellingen Getijdegeulen die nagenoeg geen intergetijdegebieden hebben zijn relatief gevoelig voor effecten van zeespiegelstijging.
In onderstaande Tabel is een overzicht gegeven van de effecten van zeestijging in relatie tot de karakteristieken van de hypsometrische curve. Karakteristieken gevonden door Friedrichs blijken goed overeen te komen met ontwikkelingen van een aantal estuaria langs de kust van de Verenigde Staten.

Tabel 5.8: Samenvattend overzicht van de bevindingen van Friedrichs e.a.1990

Vorm hypsometrische curve	Getij-invloed Eb/Vloed verhouding	Sediment-dominantie Eb/Vloed-verhouding	Relatieve verschuiving van het systeem
Type I. Vloed-gedomineerde systemen met een relatief constante helling	>	>	verschuift meer naar eb-gedomineerd getijdesysteem waarbij het systeem om kan slaan van een vloed naar eb-gedomineerd
Type II Vloed-gedomineerde systemen met een relatief sterk gekromde helling	<	<	verschuift naar een relatief meer vloed-gedomineerd systeem
Type III Eb-gedomineerde systemen met een relatief constante helling	<	<	verschuift naar een meer vloed-gedomineerd systeem
Type IV Eb-gedomineerde systemen met een relatief sterk gekromde helling	>	>	verschuift naar een meer eb-gedomineerd systeem.

In de Figuren 5.19 en 5.22 zijn de hypsometrische curven en karakteristieken van de Westerschelde en Eems-Dollard weergegeven. De hypsometrische karakteristieken van de Eems-Dollard komt overeen met Type II "vloed-gedomineerde systemen". De oeverhelling van het bekken heeft bij dit type een relatief sterke kromming (S-kromming). Bij een constante

stijging van het waterpeil neemt het wateroppervlak eerst maar relatief langzaam toe (in de geulen), waarna rond de gemiddelde laagwaterstand de wateroppervlakte opeens relatief snel toeneemt (op de platen).

De hypsometrische karakteristieken van de Westerschelde komen daarentegen meer overeen met Type I "vloed-gedomineerde systemen" met een relatief constante oeverhelling (V-vorm). Bij een toename van het waterpeil neemt de wateroppervlakte in het estuarium gelijkmatig toe. Dit betekent voor de Westerschelde dat bij een toename van de zeespiegelniveau de ebstroom relatief meer dominant kan worden (Figuur 5.17). Omslag van een importerend bekken naar een exporterend bekken is dan ook niet uit te sluiten zonder aanvullend onderzoek. Gezien de hypsometerische karakteristieken van de Westerschelde kan uit de berekeningen van Friedrichs worden afgeleid dat dit getijdebekken zeer gevoelig is voor wijzigingen in geometrische verhouding (bijvoorbeeld door baggeren/ontpolderen), getijkarakteristieken en zeespiegelstijging.
Voor de Eems-Dollard blijkt dit veel minder het geval te zijn (Figuur 5.17). Dit verklaart wellicht de ontwikkelingen van de hypsometrische curve voor de Eems-Dollard waarbij duidelijk is dat het intergetijde gebied de opgetreden waterstandsverhoging goed heeft kunnen volgen.

6 SAMENVATTING, CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN

In de afgelopen eeuwen is de Westerschelde steeds een verlandend estuarium geweest. De sediment import was groter dan de interne sedimentbehoefte van het systeem door zeespiegelstijging en toenemende getijden.
Uit recent onderzoek naar de hydro-morfologische situatie van de Westerschelde, en de invloed van menselijke ingrepen blijkt dat de getijkarakteristieken wijzigen en de ecologische waardevolle schorren en platen in oppervlakte afnemen. Het estuarium systeem en de hydro-morfologische processen staan onder druk. Gevreesd wordt dat de grootschalige dynamiek van het systeem verstart.
Het is de vraag of deze geschetste ontwikkeling in de toekomst zal veranderen door versnelde zeespiegelstijging waardoor de Westerschelde estuarium van een verlandend systeem omslaat naar een verdrinkend systeem.
Het voorliggend rapport tracht op basis van een literatuur verkenning antwoord te geven op deze vraag door kennis en inzichten te bundelen over de gevolgen van relatieve zeespiegelstijging op estuaria en getijdebekkens elders in de wereld en deze te relateren aan de specifieke situatie in de Westerschelde.

Waarnemingen en voorspellingen over relatieve zeespiegelstijging vertonen grote onzekerheden zowel wat betreft de snelheid en omvang van mogelijke veranderingen, als regionale en temporele variaties. Relatieve zeespiegelstijging wordt daarbij niet alleen beïnvloed door de natuurlijke veranderingen in het klimaat en bewegingen van de bodem maar tevens door menselijke ingrepen.
De mate van eustatische zeespiegelstijging in Nederland is, over de laatste 10.000 jaar gezien, afgenomen van vele meters per eeuw naar een huidige stijging van ongeveer 0,2 m per eeuw.
Scenario's van zeespiegelstijging voor het jaar 2100 gaan uit van een versnelde zeespiegelstijging die varieert tussen 0,31 tot 1,1 m per eeuw.
Effecten van zeespiegelstijging op de dynamiek van getijdesystemen in de wereld dienen dan ook in context van zowel de grootschalige trends in eustatische beweging van het gemiddeld zeeniveau als invloeden van menselijke ingrepen te worden geplaatst.

Naar geologische begrippen is in het algemeen aan getijdebekkens slechts een kort leven beschoren, variërend van enkele honderd tot duizenden jaren. Een karakteristiek voorbeeld vormt het voormalige getijdebekken van Alkmaar-Bergen dat van 6000 tot 3000 voor Christus nog open en actief was en daarna vrij snel verlandde (ca. 1250 voor Christus).
Zeespiegelstijging, extreme rivierafvoeren, tektonische invloeden en stormvloeden kunnen echter zorgen voor een verjongingskuur van verzandende of verslibbende getijdebekkens.
Ondanks het feit dat de karakteristieken van getijdebekkens in de wereld qua uitingsvorm heel verschillend kunnen zijn, vertonen de getijdebekkens bepaalde gelijkenissen tussen morfologie en getij-eigenschappen.
Classificatie systemen vormen daarbij een hulpmiddel om de estuariene systemen met elkaar te vergelijken en het Westerschelde estuarium te plaatsen in de context van andere getijdesystemen. Indien deze classificatie op basis van hydro-morfologische processen plaats vindt, wordt tevens een beeld verkregen van de overheersende krachten die de estuaria vorm geven.

Op basis van een selectie van 58 getijdebekkens in de wereld blijkt de Westerschelde qua getijvolume te vergelijken is met onder meer de Eems-Dollard en de Gironde. Op basis van het getijdeverschil en relatieve rivier-invloed blijkt dat de Westerschelde in de categorie van laag macro-getij-gedomineerde estuariene systemen geplaatst kan worden met een geringe rivier-invloed. De invloed van golven op de morfologie is beperkt.

Geologische en sedimentologische kennis van de ontwikkeling van getijdebekkens onder invloed van zeespiegelstijging leert dat het dynamisch gedrag van getijdesystemen afhangt van de netto sedimentbalans in relatie tot de mate van relatieve zeespiegelstijging. De netto sedimentbalans geeft de hoeveelheid sediment weer die binnen een bepaald tijdvak definitief tot afzetting komt of erodeert.

Voor het Holland getijdebekken (Alkmaar-Bergen) blijkt dat het getijdesysteem (in de periode 7000 BP- 5500 BP) bij de toenmalige sedimentaanvoercapaciteit een zeespiegelstijging van circa 0,3-0,4 cm per eeuw kon bijhouden: met andere woorden het systeem kon meegroeien met de zeespiegelstijging. Bij een zeespiegelstijging van meer dan 0,4 m per eeuw verdrinkt het intergetijdegebied. Bij een zeespiegelstijging van orde 0,15 m per eeuw kon het intergetijdegebied zich uitbreiden en verlandde uiteindelijk het getijdesysteem.
Of dit gedragsmodel ook toepasbaar is voor de Westerschelde, is een punt van nader onderzoek.
Indien de verdieping van de Westerschelde (orde groottte 0,5-1,0 m) door baggeren beschouwd mag worden als een relatieve zeespiegelstijging dan is dit menselijk effect groter dan de huidige zeespiegelstijging van 0,1-0,2 m per eeuw.

Volgen van de zeespiegelstijging vraagt om sediment dat enerzijds van buiten het systeem kan worden aangevoerd of anderszijds vrijkomt door interne herrangschikking van de bestaande morfologische configuratie. Om veranderingen in zeespiegelstijging te kunnen volgen is er niet alleen veel sediment nodig, maar dient het sediment ook op de plaats getransporteerd en afgezet te worden waar het noodzakelijk is. De vraag is of het Westerschelde systeem voldoende sediment kan importeren en in het bekken op plaatsen kan afzetten waar het nodig is. Mogelijk zijn daarbij de zandvoorraden van de buitendelta en nabij gelegen kust gelimiteerd.

Natuurlijke aanpassing van het systeem vergt echter wel een zekere mate van bewegingsvrijheid van het systeem. Indien de bewegingsvrijheid beperkt wordt door wat voor een oorzaak dan ook treden er veelal negatieve - ongewenste effecten op. Zoals bijvoorbeeld in het geval van de Lagune van Venetië. De bewegingsvrijheid van dit systeem is door industrialisatie en bewoning geleidelijk vastgelegd en verstart. Aanpassing van het sediment arme systeem aan de natuurlijke bodemdaling kan niet gecompenseerd worden door terugtrekking van het lagune systeem. Het gevolg is dat er veel negatieve effecten ontstaan met betrekking tot onder meer kustveiligheid.

De invloed van de mens op de relatieve zeespiegelstijging kan op getijdebekken niveau aanzienlijk zijn en is niet zonder meer verwaarloosbaar. Dit blijkt ondermeer uit de ontwikkeling van de Mississippi delta. Een getijdesysteem waarvan het natuurlijk evenwicht tussen sedimentvraag en -aanbod werd verstoord door een afname van de sedimentaanvoer naar de delta en een toename van de bodemdaling.

Aanzienlijke wijzigingen in 'tidal energy' van een getijdebekken kan drastische gevolgen hebben op de grootschalige sedimenttransport stromen naar en vanuit zee. Omkering of versterking van het proces van een exporterend naar een importerend bekken is niet daarbij ondenkbaar zoals de voorbeelden van de Oosterschelde en het Marsdiep aantonen.

Naast de geologische sedimentologische informatie kunnen ook empirische en fysische kennis en concepten van verbanden tussen getij-kenmerken en grootschalige morfologische eenheden inzicht gegeven in de gevolgen van een versnelde relatieve zeespiegelstijging en menselijke ingrepen op de ontwikkeling van het getijdesysteem. Daarbij wordt gebruik gemaakt van het feit dat overal ter wereld getijdesystemen bepaalde gelijkenissen vertonen tussen morfologie en getij-eigenschappen. De empirische relaties gaan daarbij veelal uit van een exponentieel of lineair verband tussen karakteristieke geometrische en hydraulische parameter(s).
Het aanpassingsverloop van het getijdesysteem als gevolg van een versnelde relatieve zeespiegelstijging wordt veelal voorgesteld als een exponentiële kromme, waarbij de morfologische aanpassingsperiode berekend wordt op basis van locale hydro-morfologische condities.

Estuaria worden doorgaans breder en dieper als de zeespiegel stijgt. Getijden dringen verder de rivier op, de getij amplitude kan toenemen en er vindt een herschikking plaats in het patroon van platen en intergetijdegebieden. De rivierafvoer wordt gehinderd bij een stijging van de zeespiegel, waardoor de overstromingsfrequentie van de intergetijdegebieden en de overstromingsduur toeneemt. Een groter gedeelte van de rivier sedimenten wordt daardoor opgevangen binnen het estuarium systeem. De zouttong dringt verder de rivier op waardoor zout water het zoete grondwater in de buurt van het estuarium meer verdringt.

Metingen van plaat- en kwelderhoogte ontwikkelingen tonen aan dat, indien er voldoende sediment beschikbaar is, de intergetijdegebieden preferente plaatsen van sedimentatie vormen. Intergetijde gebieden kunnen relatief snel in hoogte veranderen als gevolg van zeespiegelstijging of veranderingen in hoog- en laagwaterstand. Verlaging van de getijverschil resulteert in erosie van met name op de hoog gelegen delen van het intergetijdegebied. Bij verhoging van het getijdeverschil neemt het intergetijde gebied in hoogte toe.
Kwelders waarbij de hoogte ontwikkeling vooral door organisch afzettingsmateriaal wordt bepaald, zijn zeer gevoelig voor veranderingen in zeespiegelniveau.

Om de vraag te beantwoorden of een getijdesysteem in de toekomst zijn karakter zal blijven behouden hangt mede af van de fysische-geomorfologische mechanismen en processen die de ontwikkeling van een getijdebekken c.q estuarium beïnvloeden. Bij getij-gedomineerde estuaria vormt daarbij het getij een van de belangrijkste motoren die morfologische veranderingen in een estuarium bepalen. In het geval een bekken eb-gedomineerd is, zal het bekken eroderen en in ,omvang toenemen. Een getijdebekken c.q. estuarium bekken dat daarentegen vloed-gedomineerd is, zal door sedimentatie overwegend in omvang verkleinen. Of een bekken vloed- of ebgedomineerd is, hangt af van een complexe interactie van enerzijds bekkengeometrie en anderzijds getij voortplanting en getij-assymmetrie.
Uit berekeningen van het gedrag van vloed- en ebgedomineerde getijdebekkens met verschillen in hypsometrische karakteristieken blijkt dat,vloed-gedomineerde getijdebekkens met relatief sterk gekromde hellingen, bij zeespiegelstijging de vloed-component versterken. Dit betekent dat de aanvoer van sediment naar het bekken wordt vergroot. Indien er voldoende sediment

geïmporteerd wordt, kan een dergelijk getijdebekken een zeespiegelstijging volgen. Een voorbeeld van dit type getijdebekken is de Eems-Dollard.
Vloed-gedomineerde getijdebekkens met nagenoeg constante hellingen reageren heel anders op zeespiegelstijging. De vloed-dominantie neemt bij deze getijdebekkens af bij een stijging van de zeespiegel. Met andere woorden het systeem verschuift relatief meer naar en eb-gedomineerd systeem, waarbij minder sediment naar het bekken wordt getransporteerd.
Veranderingen in geometrie of fysische condities door wat voor een oorzaak dan ook kunnen bij dit type getijdebekken resulteren in een omslag van vloed-gedomineerd estuarium naar een eb-gedomineerd bekken.
De Westerschelde behoort tot dit laatste type. Dit betekent dat bij een toename van de zeespiegelniveau de eb-stroom relatief dominanter wordt. Omslag van een importerend bekken naar een exporterend bekken is dan ook niet uit te sluiten zonder aanvullend onderzoek. Het gedrag van de Westerschelde is gezien zijn geometrie en getij-kenmerken potentieel gevoelig voor wijzigingen geïnitieerd door bijvoorbeeld baggeren en ontpolderen en zeespiegelstijging.



Voor het Westerschelde estuarium van de toekomst dienen we zowel de te verwachten natuurlijke ontwikkelingen als de effecten van menselijke ingrepen op de sedimentbalans van het estuarium te beschouwen. De grootschalige natuurlijke ontwikkelingen van zeespiegelstijging en klimaatverandering zijn regionaal moeilijk te beïnvloeden. Daarentegen zijn menselijke ingrepen veelal bestuurbaar. Bewegingsruimte van het systeem om zich aan te passen aan zeespiegelstijging is daarbij een cruciale factor.
Hoe kunnen we menselijke ingrepen zodanig sturen dat ongewenste ontwikkelingen van het getijdesysteem kunnen voorkomen? Dit komt erop neer dat we moeten weten hoe de sedimentbalans van het systeem door verschillende maatregelen en effecten wordt beïnvloed en welke gevolgen dit heeft op de toekomstige structuur van het getijdesysteem

Enkele onderzoeksvragen

1. *Zijn natuurlijke veranderingen in de Westerschelde te verwaarlozen ten opzichte van de menselijke invloeden?*
   Uit de literatuurstudie is gebleken dat menselijke ingrepen op het estuariene systeem in een kort tijdsbestek relatief grote gevolgen kunnen hebben ten opzichte van natuurlijke invloeden. Voorbeelden van menselijke invloeden zijn de aanleg van de Oosterschelde stormvloedkering, de aanleg van de Afsluitdijk en het verdiepen van geulen door baggerwerkzaamheden in de Westerschelde. Wat zijn de korte en lange termijn effecten van deze menselijke ingrepen in vergelijking met de natuurlijke veranderingen?

2. *Kan de buitendelta of aangrenzende kust voldoende sediment leveren voor aanpassing aan de veranderende omstandigheden, zonder de veiligheid van de kust nadelig te beïnvloeden?*
   De vraag of een estuarium de zeespiegelstijging kan volgen hangt voor het grootste deel af van de aanvoer van fluviale en mariene sedimenten. Hoe ontwikkelt zich de kust nabij de monding van de Westerschelde indien het estuarium een tekort aan zandaanvoer compenseert met zand uit de buitendelta en kuststrook?

Het eroderen van de buitendelta van de Westerschelde duidt mogelijk op de eerste tekenen van een regressief estuarium met bijbehorende negatieve consequenties voor de kustontwikkeling. Is het zandaanbod uit de buitendelta wel voldoende?

3. *Wat is de invloed van de zeespiegelstijging en menselijke ingrepen op de getijdoordringing en de morfologische structuur?*
Kleine veranderingen in getijkarakteristieken kunnen relatief grote gevolgen hebben voor de lange termijn ontwikkeling van estuaria. Hoe de interactie tussen menselijke ingrepen, natuurlijke veranderingen en getijdoordringing de morfologische structuur beïnvloedt is een punt van nader onderzoek. Wanneer is een dynamisch evenwicht bereikt tussen de hydrodynamische krachten, de sediment im- en export en de morfologische structuur?

4 *Is het Westerschelde estuarium stabiel of kan het estuarium omslaan van een importerend naar een exporterend bekken?*
Welke consequenties heeft de interactie tussen zeespiegelstijging, bodemdaling door baggeren en inpoldering op de stabiliteit van het Westerschelde estuarium? Kan het estuarium door verandering van één van bovenstaande aspecten omslaan van een sediment importerend na een sediment exporterend bekken? Neemt de hoogte en de oppervlakte van getijdeplaten af indien het systeem exporterend wordt, of blijft het systeem in evenwicht met de zeespiegelstijging c.q. de menselijke ingrepen?

7 REFERENTIELIJST

Adam, P. et. al, 1990
Saltmarsh Ecology

Allen et. al. (1990)
Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries.
Sediment. Geol., 26: 69-90.

Allersma, E., 1994
Geulen in Estuaria; 1-D modellering van evenwijdige geulen
WL|Delft Hydraulics

Alphen, J.S.L.J. van, 1990
A Mud Balance for Belgian-Dutch Coastal Waters Between 1969 and 1986
Netherlands Journal of Sea Research 25 (1/2): 19-30 (1990)

Aubrey, D.G. and Weishar, L., 1988
Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets
Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies

Aubrey, D.G., 1985
Recent Sea levels from Tide Gauges: Problems and Prognosis
Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts

Aubrey, D.G. and Speer, P.E., 1984
A Study of Non-linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems
Part I: Observations
Estuarine, Coastal and Shelf Science (1985) 21, 185 - 205

Aubrey, D.G. and Speer, P.E., 1984
A study of Non-linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems
Part II: Theory a
Estuarine Coastal and Shelf Science (1985) 21, 207-224

Beets, D.J., Fischer, M.M. and Gans, W. de., 1996
Coastal Studies on the Holocene of the Netherlands
Mededelingen Rijks Geologische Dienst, nr. 57

Beets, D.J., Spek, A.J.F. van der, Valk, L. van der, 1994
Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust
Rijks Geologische Dienst, rapport 40.016 - Project Kustgenese

Beets, D.J., Valk van der, L. Stive, M.J.F., 1991
Holocene Evolution of the Coast of Holland
Marine Geology, 103 (1992): 423 - 443

Beukema, J.J., Wolff, W.J. and Brouns, J.W.M., 1990
Expected Effects of Climate Change on Marine Coastal Ecosystems
Developments in Hydrobiology 57

Biegel, E.J., 1993
Morphological Changes Due to Sea Level Rise in Tidal Basins in the Dutch Wadden Sea versus Concepts Morphogical Response Model MORRES
Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht

Birds, E.C. F., and Schwartz, .L., 1985
The World's Coastline

Bird, E.C.F., 1993
Submerging Coasts;
The Effects of a Rising Sea Level on Coastal Environments

Boer, P.L. de, Gelder, A. van and Nio, S.D., 1998
Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies
Sedimentology and Petroleum Geology

Boesch, F. et al., 1994
Scientific Assessment of Coastal Wetlands Loss, Restoration and Management in Louisiana
Journal of Coastal Research, Special Issue No. 20

Bolin, B., Döös, B.R., Jäger, J. and Warrick, R.A., 1989
The Greenhouse effect, Climate Change and Ecosystems
Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE)
International Council of Scientific Unions (ICSU)

Boon, J.D. and Byrne, R.J., 1980
On Basin Hypsometry and the Morphodynamic Response of Coastal Inlet Systems
Marine Geology, 40 (1981) 27 - 48

Bressolier-Bousquet, C. 1990
Geomorphological Effects of Land Reclamation in the Eighteenth Century at the Mouth of the Leyre River, Arcachon Bay, France
Journal of Coastal Research, 7, 1, 113 - 126, 1991

Bruun, P., 1965
Tidal Inlets and Littoral Drift

Bruyne, R.H., Valk, L. van der and Gmelig Meyling, A.W., 1993
Kustgenese: Molluskentransport als Indicatie voor Zandtranport
Rapport C009/93, RIVO-DLO, Rijkswaterstaat Dienst Getijdewateren/Rijks Geologische Dienst

Byrne, R.J., Bullock, P. and Tyler, D.G., 1974
Response Characteristics of a Tidal Inlet (A Case Study)
Estuarine Research

Cadée, N., 1994
Het Schelde Estuarium; Typologie van Estuariene Systemen:
Geografische referenties voor het Schelde estuarium
RIKZ Rapport 94.048; Rijksinstituut voor Kust en Zee/RIKZ

Carling, P.A., 1982
Temporal and Spatial Variation in Intertidal Sedimentation Rates
Sedimentology (1982) 29, 17 - 23

Carling, P.A., 1981
Sediment Transport by Tidal Currents and Waves: Observations from a Sandy Intertidal Zone (Burry Inlet, South Wales)
Special publications of International Association of Sedimentologists (1981), 5, 65 - 80

Coleman J.M. (1969)
Brahmaputra River: processes and sedimentation .
Sediment. Geol., 3: 129-239.

Collins, M.B., Amos, C.L. and Evans, G., 1981
Observations of some Sediment-transport Processes over Intertidal Flats, the Wash, U.K.
Special Publications of International Association of Sedimentologists, 1981

Craft e.a. (1993)
Vertical accretion in microtidal regularly and irregularly flooted estuarine marshes.
Estuarine and coastal Shelf Science 37, 371-86.

Dalrymple et. al. (1992)
Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. J.Sediment .
Patrol., 62: 1130-1146.

Davies J.L. (1964)
A morphogenetic approach to world shorelines
Zeitschrift für Geomorphologie 8, 127-42.

Dean, R.G., et al., 1987
Responding to Changes in Sea Level; Engineering Implications
Committee on Engineering Implications of Changes in Relative Mean Sea Level,
National Research Council

Dieckmann, R., Osterthun, M. and Partenscky, H.W., 1988
A Comparison Between German and North American Tidal Inlets
Chapter 199, 2681 - 2691, Coastal engineering, 1988

Dieckmann, R. and Partenscky, H.W., 1986
A New Equilibrium Analysis for Nearshore Tidal Basins
Chapter 80, 1077 - 1091, Coastal engineering, 1986

Dijkema, K.S., 1993
Zeespiegelstijging en Kwelderbeheer
Manuscript voor het Waddenbulletin
DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek

Dillingh, D. and Heinen, P.F., 1994
Zeespiegelstijging, Getijverandering en Deltaveiligheid
Rijksinstituut voor Kust en Zee/*RIKZ*

Dronkers, J., 1986
Tidal Asymmetry and Estuarine Morphology
Netherlands Journal of Sea Research 20 (2/3): p.117 - 131

Eckman, J.E., Nowell, A.R.M, Jumars, P.A., 1981
Sediment Destabilization by Animal Tubes
Journal of Marine Research, 39, 2, 1981

Ent, L van der.
Nieuw licht op Kustontwikkeling van Zeeland.
NITG-TNO (1997) (Geowetenschappen).

Eysink, W.D., 1991
Simple Morphologic Relationships for Estuaries and Tidal Channels: Handy Tools for Engineers
WL|Delft Hydraulics

Eysink, W.D., 1983
Nakong Estuary Barrage and Land Reclamation - Morphological Aspects
WL|Delft Hydraulics
Wat. Sci. Tech., vol. 16, 233 - 241

Fairbridge R.W. (1980)
The estuary: its definition and geodynamic cycle. In: E. Olausson and I. Cato (editors).
Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries.
John Wiley and Sons Ltd., pp. 2-35.

Fitzgerald, D.M. and Nummedal, D, 1982
Response Characteristics of an Ebb-dominated Tidal Inlet Channel
Journal of Sedimentary Petrology, vol. 53, no. 3, 1983

Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G. and Speer, P.E., 1990
Impacts of Relative Sea Level Rise on Evolution of Shallow Estuaries
Coastal and Engineering Studies, Vol. 38

Gerritsen, F. en Louters, T., 1994
Marsdiep - volgen of verdrinken
RIKZ/OS94-157X, Rijksinstituut voor Kust en Zee/*RIKZ*

Gornitz, V. 1990
Mean sea level changes in the recent past. In: Houghton, J.T., Jenkins, G.J. and Ephraums, J.J., 1990. Climate Change. The IPCC Scientific Assessment

Gossé, J.G., 1977
A Preliminary Investigation into the Possibility of Erosion in the Area of the Flemisch Banks report FA 7702
Rijkswaterstaat, Directie Waterhuishouding en Waterbeweging

Harris et. al. (1993)
A preliminary study of sedimentation in the tidally dominated Fly River Delta. Gulf of Papua. Cont. Shelf Res., 13: 441-472.

Hayes, M.O., 1979
Barrier Islands
Barrier Island Morphology as a Function of Tidal and Wave Regime

Hayes, M.O., 1980
Morphology of Sand Accumulation in Estuaries: An introduction to the Symposium
Coastal Research Division, Department of Geology, University of South Carolina, Colombia

Helder, W. and Ruardij, P., 1982
A One-Dimensional Mixing and Flushing Model of the Ems-Dollard Estuary: Calculations of Time Scales at Different River Discharges
Netherlands Journal of Sea Research 15 (3/4): 293 - 312 (1982)

Hengst, P., 1980
Inhoudsberekeningen Scheldebekken traject Vlissingen - Antwerpen; opneming 1968 - 1969
nota WWKZ-79.V018, Rijkswaterstaat Dienst Getijdewateren

Hillen, R., Verhagen, H.J. et al., 1993
Coastlines of the Southern North Sea
ASCE

Hoffman, J.S., Keyes, D. and Titus, J.G., 1983
Projecting Future Sea Level Rise
Methodology, Estimates to the Year 2100 and Research Needs
The Strategic Studies Staff Office of Policy Analysis Office of Policy and Resource Management

Hoogeboom, B., 1996a
Modellering van het Morfologische Gedrag van Slikken in het Model ESTMORF
R 96.06, Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht

Hoogeboom, B., 1996b
Empirische relaties voor de evenwichtshoogte van het intergetijdegebied binnen het model ESTMROF; De morfologische ontwikkeling van het intergetijdegebied van het Friesche Zeegat R 96.02, Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht

Hossain, M., 1997
Climate Change and Water Level Rise in the Coast of Bangladesh
Meghna Estuary Study (MES)

Hossain, M. and Louters, T., 1997
Note on Water Levels at Different Locations in the Meghna Estuary Study Areas
Meghna Estuary Study (MES)

Houghton, J.T., Jenkins, G.J. and Ephraums, J.J., 1990
Climate Change
The IPCC Scientific Assessment

Huis in 't Veld J.C. et al., 1984
The Closure of Tidal Basins
Closing of Estuaries, Tidal Inlets and Dike Breaches

IPCC (1990)
Response Strategies Working Group Summary Report. April 1990.

ISOS*2 studie (1992)
Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function. Delft hydraulics.

Jelgersma S., 1961
Holocene Sea Level Rise Changes in the Netherlands
Proefschrift Rijksuniversiteit Leiden

Jelgersma, S. (1979)
Sea-level changes in the North Sea bassin.
Rijks Geologische dienst.

Jumars, P.A. and Nowell, A.R.M. (1984).
Effects of Benthos on sediment transport:
Difficulties with Functional Grouping.
Continental Shelf Research. Vol 3.

Karssen, B. and Wang, Z.B., 1993
A Dynamic/Empirical Model for the Long-Term Morphological Development of Estuaries
Part I: Physical Relations
WL|Delft Hydraulics

Kleef, A.W. van, 1991
Empirical Relationships for Tidal Inlets, Basins and Deltas
Rapport GEOPRO 1991.1, Institute of Geographical Research, University of Utrecht

Kleef, A.W. van, 1995
Verklaring voor de veranderingen in de grootschalige zandbalans van het gebied rond het Middelgat, Westerschelde
Notitie NWL-95.02-A, Rijkswaterstaat directie Zeeland

Klok, B. and Schalkers, K.M., 1980
De Veranderingen in de Waddenzee ten gevolge van de Afsluiting van de Zuiderzee (notitie)
Rijkswaterstaat Directie Waterhuishouding en Waterbeweging

Kornman, B.A., 1997
Morfologische dynamiek in de Westerschelde
Notitie RIKZ/OS-97.867x, Rijksinstituut voor Kust en Zee/*RIKZ*

Kreeke, J. van de , 1984
Stability of Tidal Inlets - Pass Cavallo, Texas
Ocean Engineering Division, University of Miami
Estuarine, Coastal and Shelf Science (1985) 21, 33-43

Kreeke, J. van de , 1992
Stability of Tidal Inlets; Escoffier's Analysis
Division of Applied Marine Physics, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami

Kreeke, J. van de , 1993
Adaption of a Tidal Basin to an Accelerated Rise in Sea Level
Rijksinstituut voor Kust en Zee/*RIKZ*

Louters, T. and Gerritsen, F., 1994
Het Mysterie van de Wadden
Hoe een getijdesysteem inspeelt op zeespiegelstijging
Rijksinstituut voor Kust en Zee/*RIKZ*

Marina, J.N. and Metha, A.J., 1987
Inlet Ebb Shoals Related to Coastal Parameters
1609 - 1623, Coastal Engineering 1987

Meade et. al. (1985)
Storage and remobilization of suspended sediment in thelower Amazon River. Brazil.
Science, 228: 488-490.

Mulder, J.P.M., 1993
Effects of an Increased Sea Level Rise on the Geomorphology and Ecological Functioning of the Wadden Sea. WSNL 1993-1, Rijkswaterstaat Dienst Getijdewateren

Nicholls, R. J. and Leatherman, S.P., 1995
Potential Impacts of Accelerated Sea-Level Rise on Developing Countries
Journal of Coastal Research, Special Issue No. 14

Nittrouer et. al. (1986)
The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation.
Geol. Soc. Am. Bull., 97: 444-458.

Olff, H., Bakker, J.P. and Fresco, L.F.M., 1988
The Effect of Fluctuations in Tidal Inundation Frequency on a Salt-Marsh Vegetation
Vegetatio: 13 - 19, 1988

Oost, A.P., 1995
Dynamics and Sedimentary Development of the Dutch Wadden Sea with the Emphasis on the Frisian Inlet; A study of the Barrier Island, Ebb-Tidal Delta's, Inlets and Drainage Basins;
Proefschrift Universiteit Utrecht

Oost, A.P. and Dijkema, K.S., 1993
Effecten van Bodemdaling door Gaswinning in de Waddenzee
IBN-DLO, Universiteit Utrecht, IBN-rapport 025

Ovesen, C. H., 1989
Proceedings of the Second Trilateral Working Conference on
Saltmarsh Management in the Wadden Region

Perillo, G.M.E., 1995
Geomorfology and Sedimentology of Estuaries
Developments in Sedimentology 53

Plassche, O. van de, 1982
Sea-Level Change and Water-Level Movements in the Netherlands During the Holocene
Proefschrift Vrije Universiteit Amsterdam

Postma, H., 1965
Sediment Transport and Sedimentation in the Estuarine Environment
Netherlands Institute for Sea Research
Estuaries: Sediments and Sedimentation

Postma, H., 1961
Transport and Accumulation of Suspended Matter in the Dutch Wadden Sea
Netherlands Journal of Sea Research 1, 1/2, p. 148 - 190

Pritchard D.W. (1960)
Lectures on estuarine oceanography.
B. Kinsman (Editor). J.Hopkins University.,
154 pp.

Renger, E. and Partenscky, H.W., 1980
Sedimentation Processes in Tidal Channels and Tidal Basins Caused by Artificial Constructions
Coastal Engineering, chapter 148, 2481 - 2494

Ribberink, J.S. and De Vriend, H.J., 1995
Morphodynamics of a Meso-Tidal Barrier-Island Coast
Delft Hydraulics, report H2129, Project Kustgenese

Roep, Th. B. and Beets, D.J., 1987
Sea-Level Rise and Paleotidal Levels from Sedimentary Structures in the Coastal Barriers in the Western Netherlands since 5600 BP
Geology en Mijnbouw 67: 53-60 (1988)

Ronde, J.G. de, 1983
Changes of Relative Mean Sea Level and of Mean Tidal Amplitude along the Dutch Coast
Rijkswaterstaat Dienst Getijdewateren, rapport C-3580

Ronde, J.G. de, Dillingh, D. and Groenewoud, W., 1993
Past and Future Sea Level Rise in the Netherlands and its Impacts
part of EPOC project: Climate change, Sea Level Rise and Associated Impacts in Europe
rapport DGW-93.027, MD-TNO-R-93.21
Rijksinstituut voor Kust en Zee/*RIKZ*

Rhoads, D.C., and Young, D.K., 1970
The Influence of Deposit-feeding Organisms on Sediment Stability and Community Tropic Structure. Contribution no. 1714 from the Woods Hole Oceanographic Institution and contribution no. 174 from the Systematics- Ecology Program, Marine Biological Laboratory.

Saeijs, H.L.F., 1982.
Changing estuaries: A review and new strategy for management and design in coastal engineering. Rijkswaterstaat, Communications no. 32/1982.

Scott, D.B., Pirazzoli, P.A. and Honig, C.A., 1989
Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications
Walter S. Newman Memorial Volume
NATO ASI Series, serie C: Mathematical and Physical Sciences-Vol. 256

Shepard F.P. (1973)
Submarine Geology.
Harper and Row, New York, 517 pp.

Spek, A.J.F. van der, 1994
Large-Scale Evolution of Holocene Tidal Basins in the Netherlands
Proefschrift Universiteit Utrecht

Spek, A.J.F. van der, Beets, D.J., 1992
Mid-Holocene Evolution of a Tidal Basin in the Western Netherlands: a Model for Future Changes in the Northern Netherlands under Conditions of Accelerated Sea-Level Rise?
Sedimentary Geology, 80 (1992) 185-197

Staakduinen, C.J. van et al., 1977
Geologisch Onderzoek van het Nederlandse Waddengebied
Rijks Geologische Dienst

Steijn, R.C., 1991
Some Considerations on Tidal Inlets
A literature survey on hydrodynamic and morphodynamic characteristics of tidal inlets with special attention to "Het Friesche Zeegat"
Delft Hydraulics, report H840.45, Coastal Genesis Project

Stevenson e.a. (1986)
Vertical accretion in marshes with warying rates of sea level rise. In Wolfe, D.A. (ed.), Estuarine variability. Orlando: Ac.pr.,241-60.

Tank, F.T.G., 1995
Morfologisch Model ESTMORF
Empirische Relaties Tussen de Plaat- en Slikhoogte en Getijkarakteristieken in de Westerschelde. R 95.07, Instituut voor Marien en Atmosferisch Onderzoek Utrecht

Terwindt, J.H.J., 1977
Mud in the Dutch Delta Area
Geology en Mijnbouw, volume 56 (3), P. 203-210

Terwindt, J.H.J., 1977
Mud transport in the Dutch Delta Area and Along the Adjacent Coastline
Netherlands Journal of Sea Research, 3, 4, 1967, p505-531

Viles, H. and Spencer, T., 1995
Coastal Problems
Geomorphology, Ecology and Society at the Coast

Vroon, J.H., 1997
Projectplan Verdieping
Rijksinstituut voor Kust en Zee/*RIKZ*

Vroon, J.H., Storm, C. and Coosen J., 1997
Westerschelde, Stram of struis
Eindrapport van het Project Oostwest;
Een studie naar de beïnvloeding van fysische en verwante biologische patronen in een estuarium. rapport RIKZ-97.023, Rijksinstituut voor Kust en Zee/*RIKZ*

Walton R.L. en Adams W.D.(1976)
Capacity of inlet outer bars to store sand.
Proc.15th Coast.Eng.Conf. ASCE,vol.2,ch112
1976, pp. 1919-1937.

Warrick, R.A., Barrow, E.M. and Wigley, T.M.L. 1995
Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications

Westen, C-J. van and Scheele, R.J., 1996
Planning Estuaries
Nato Committee on the Challenges of Modern Society

Wieland P. und Thies E. (1975).
Methoden der Wattvermessung an der schleswig-holsteinischen Westküste.
Wasserwirtschaft, H. 7/8, 1975.

Wolff, W.J., 1990
The Possible Impact of Climate Change on the Wadden Sea
Assessment of the NOP I studies on the effects of climate change on the Wadden Sea
DLO-Instituut voor Bos- en Natuuronderzoek

Woodworth, P.L., 1989
A Search for Accelerations in Records of European Mean Sea Level
International Journal of Climatology, vol. 10, p. 129 - 143 (1990)

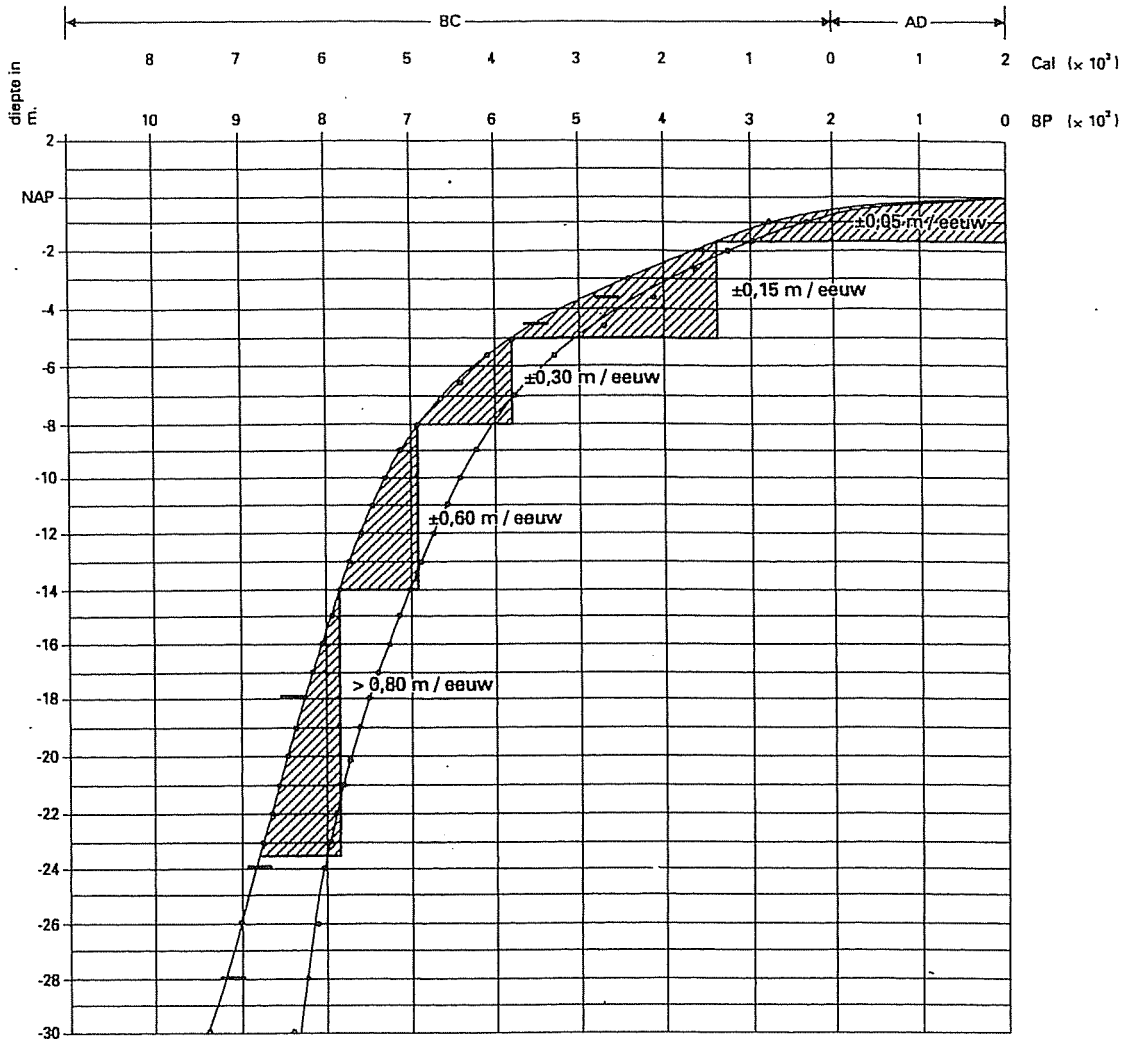
Wright, L.D., Coleman, J.M. and Thom, B.G., 1975
Processes of Channel Development in a High-Tide-Range Environment: Cambridge Gulf-Ord River Delta, Western Australia
Journal of Geology, vol. 81, 15 - 41, 1973

Yim, W. W-S. 1995
Future sealevel rise in Hong-Kong and possible environmental effects.
Journal of Coastal Research, Special Issue No. 14

COLOFON

Opdrachtgever	: Rijksinstituut voor Kust en Zee\RIKZ
Project	: Verkenning effecten versnelde zeespiegelstijging op dynamiek Westerschelde estuariene systeem
Dossier	: M1650.01.001
Omvang rapport	: 78 pagina's
Auteur	: drs. T. Louters
Bijdrage	: ir. N.A.M. v/d Wollenberg
Projectleider	: drs. T. Louters
Projectmanager	: ir. P.W. Besselink
Datum	: 18 juni 1998
Autorisatie	:

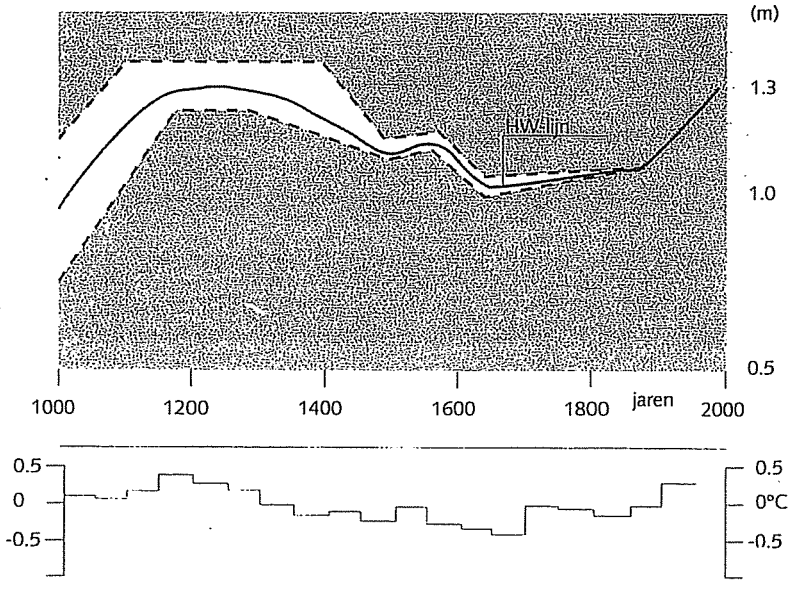
Bijlage 1
Figuren met betrekking tot de hoofdtekst



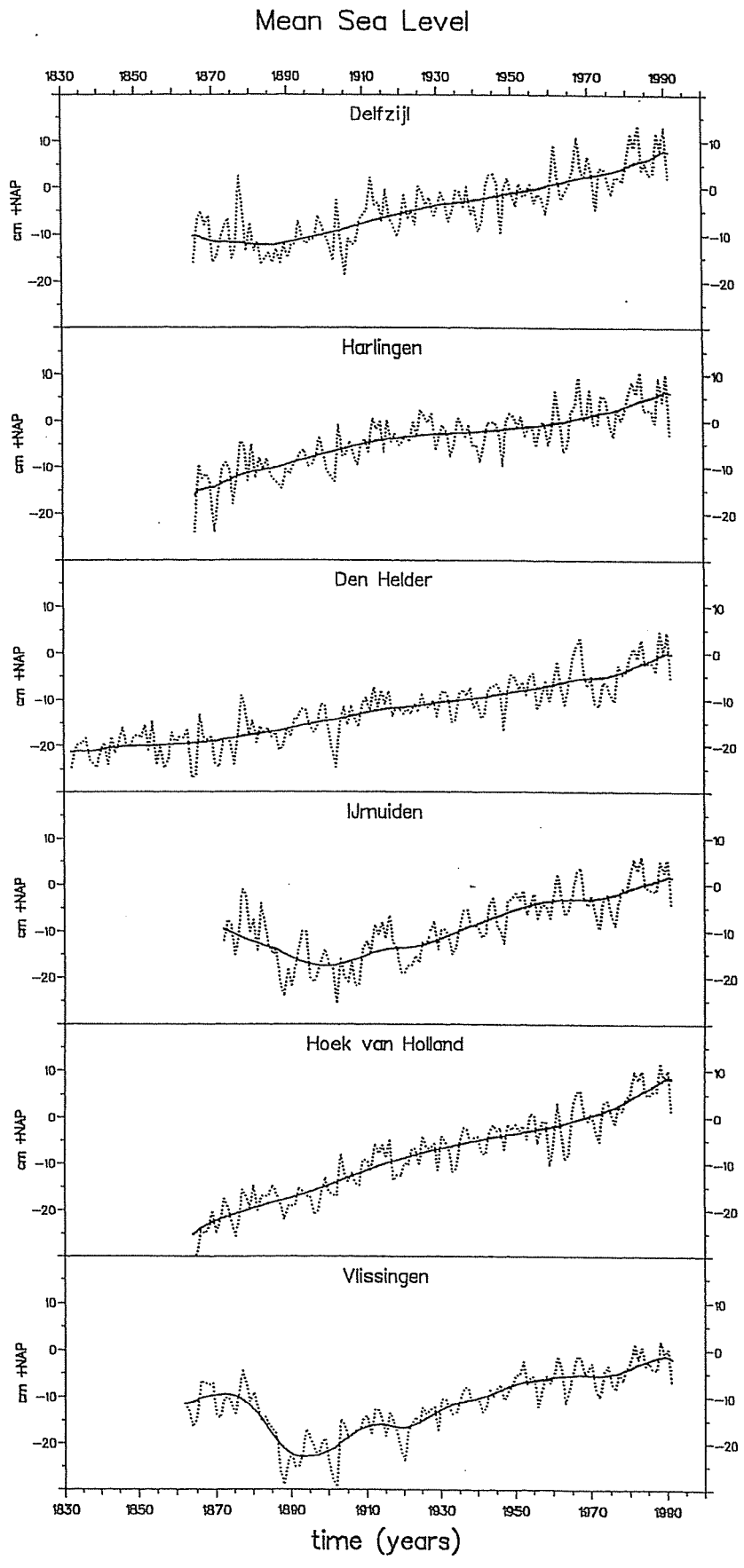
Tijd/diepte diagram met rechts de op basis van C14-ouderdommen geconstrueerde zeespiegelcurve (Jelgersma, 1979) voor Holland en links daarvan een op basis van echte jaren (zonnejaren) daaruit berekende zeespiegelcurve (voor de methode van calibratie zie bijlage 1). Met gebruik van beide curves kunnen de gemiddelde snelheden van zeespiegelrijzing berekend worden. Voorbeeld: Om de gemiddelde stijgingssnelheid tussen 5000 en 3000 BP te weten projecteerd men de snijpunten van de C14-curve met de verticale tijdslijnen (BP) op de gecalibreerde curve. De zo verkregen punten geven verticaal de zeespiegelstijging en horizontaal het tijdsverloop in echte (gecalibreerde) jaren (Cal).

Holocene zeespiegelstijging 8000 - 0 BP.	Figuur 2.1

Figuur 2.2
De gemiddelde hoogwater kromme voor de zuidelijke Noordzee (naar Jensen e.a., 1993) en de gemiddelde wereldtemperatuur (volgens Barth & Titus, 1984) over de laatste 1000 jaar illustreert dat stijging en daling van de mondiale temperatuur samengaat met stijging en daling van het gemiddeld hoogwater (HW).



Gemiddelde HW-Kromme over de laatste 1000 jaar.	Figuur 2.2



Gemiddeld zeeniveau langs de Nederlandse kust naar de Ronde (1983).	Figuur 2.3

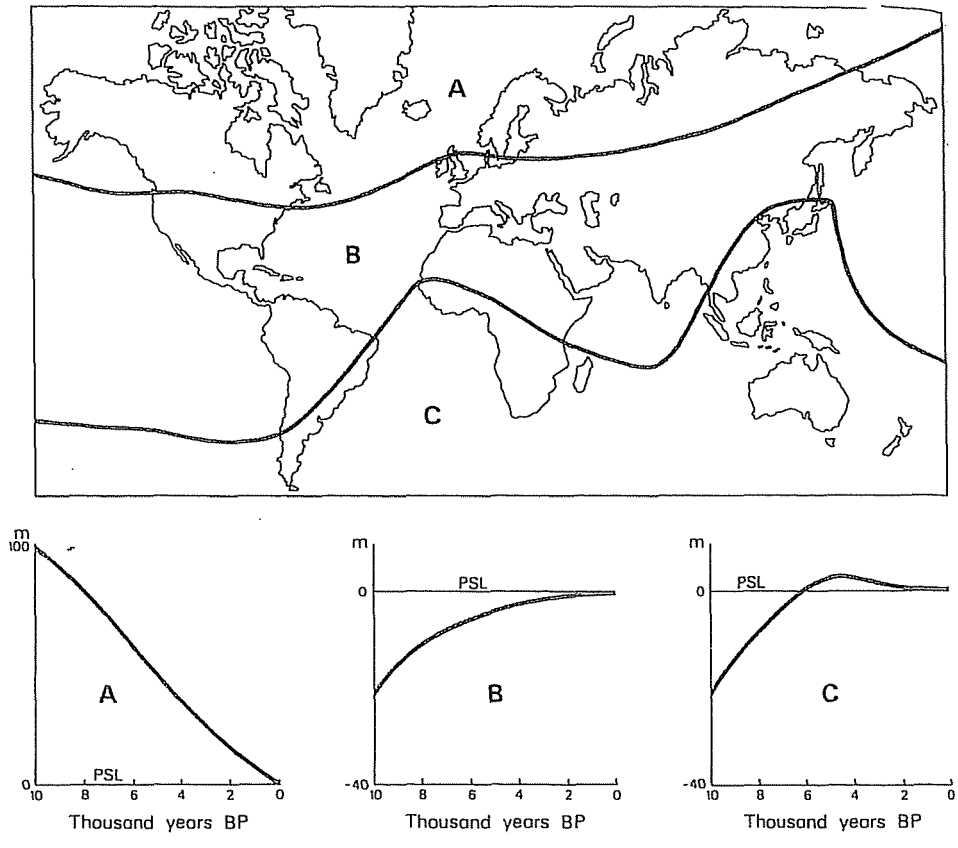
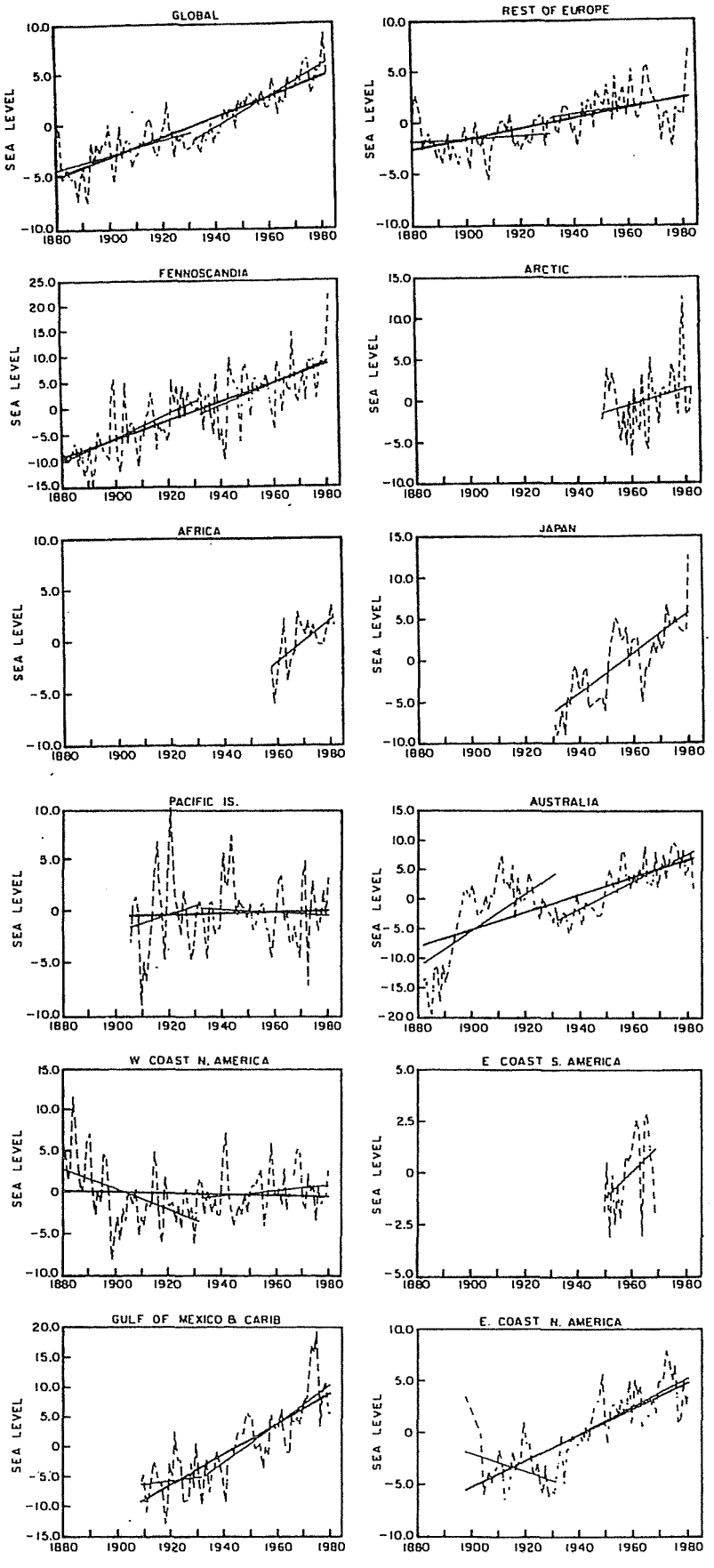


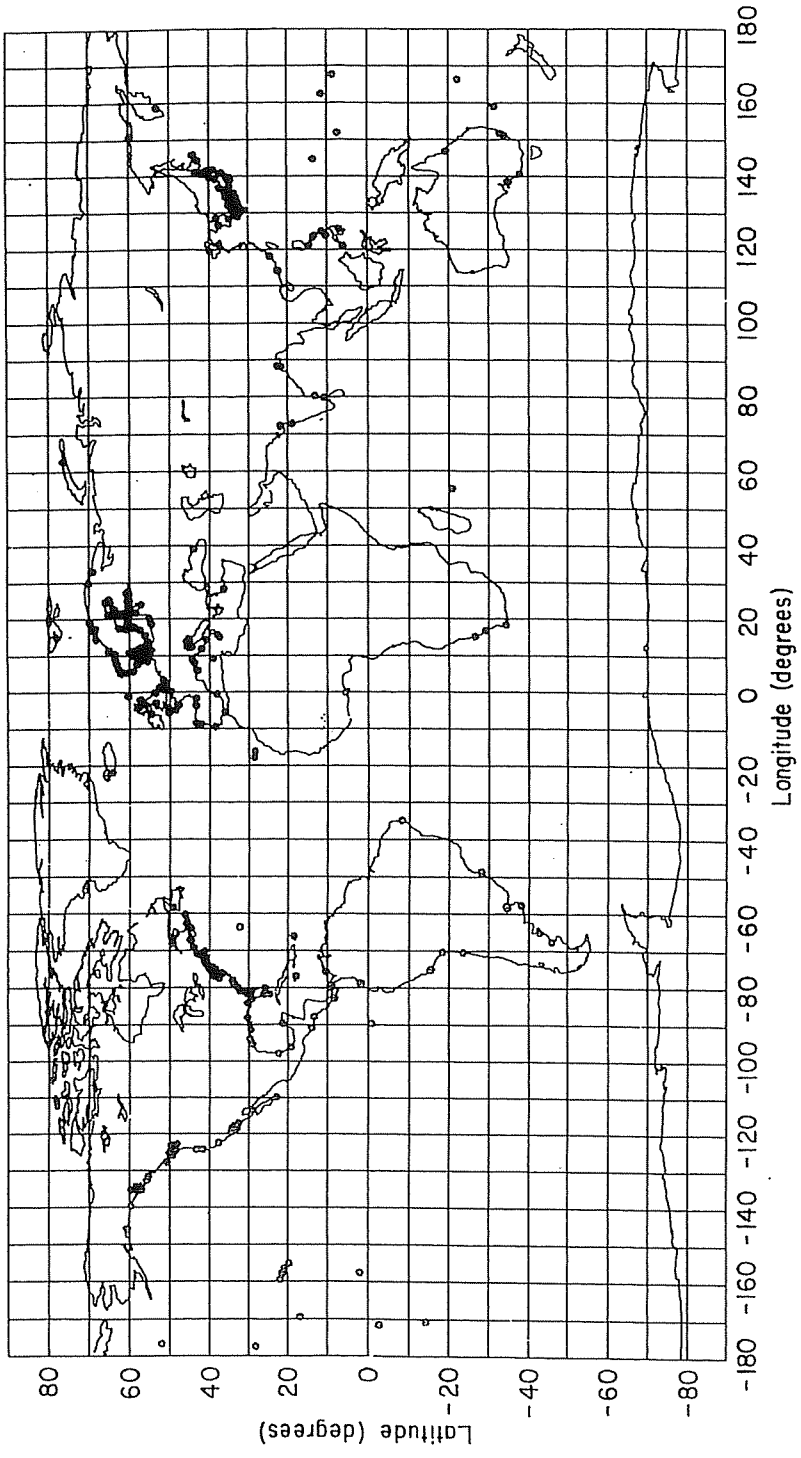
Figure 17 Graphs of sea level change during the Holocene fall into three main categories: (a) in high northern latitudes, where land uplift has led to a falling sea level; (b) in middle latitudes, where the sea has risen at a slackening rate to attain (but not exceed) present level; (c) in much of the southern hemisphere and south-east Asia, where the sea rose above its present level between 3000 and 6000 years ago, and has since fallen back. In detail there are many variations within the three categories, related especially to local uplift or depression of coastal land, but also to geodetic changes in ocean level. PSL, present sea level. Based on a diagram by P.A. Pirazzoli

Grafieken van de zeespiegelstijging gedurende het holoceen in drie zones van de wereld, Bird (1993).	Figuur 2.4



Zeespiegelstijging in verschillende regio's van de wereld. Naar Gornitz et. al. (1987).

Figuur 2.5



Locaties van getijde meetstations met eenmeetduur > 20 jaar.

Figuur 2.6

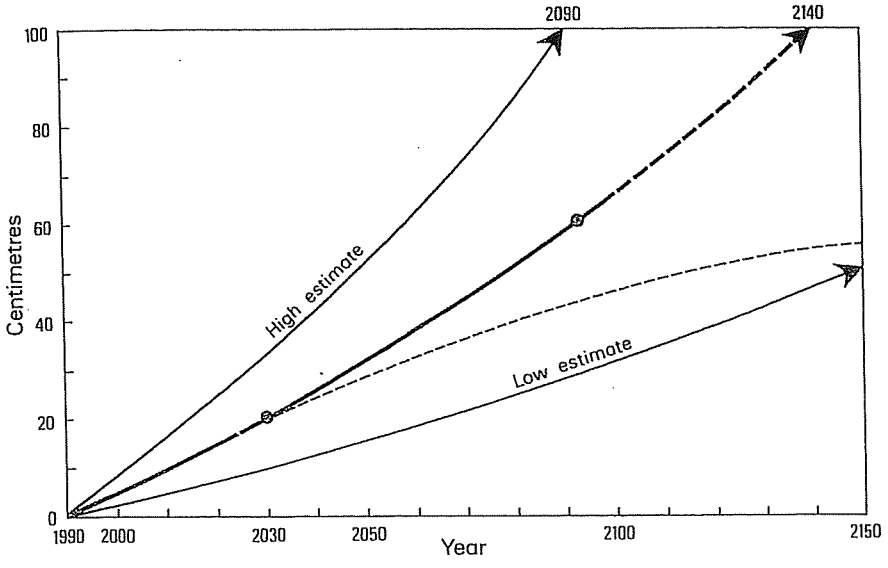
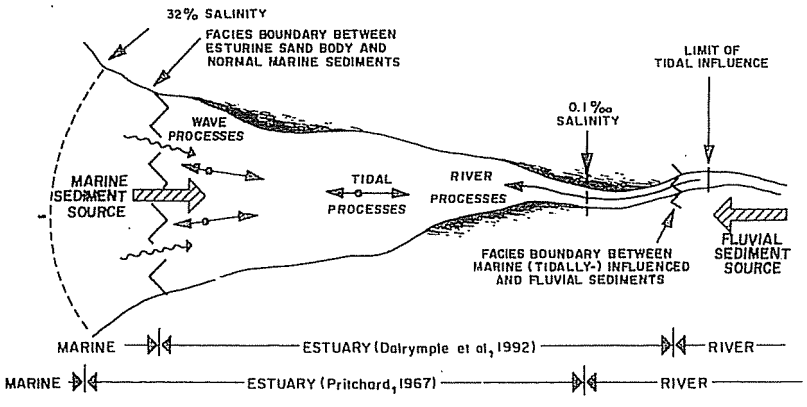
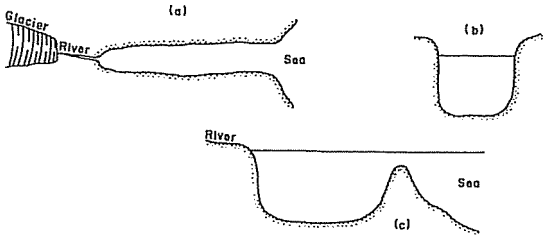


Figure 1 Scenarios of predicted global sea level rise presented by the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton et al. 1990). The most likely scenario (bold line), a rise of 20 cm by the year 2030, 60 cm by the year 2090, and 1 m by the year 2140, is the one adopted in this study, but high estimates (1 m by 2090) and low estimates (50 cm by 2150) were also offered. If the enhancing of the greenhouse effect were halted by the year 2030, sea level would continue to rise at a slackening rate for more than a century (dashed line)

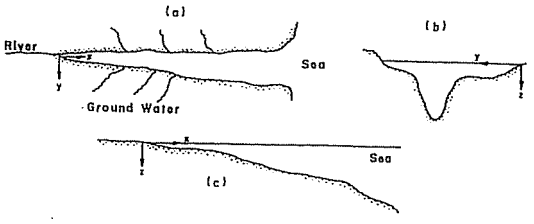
Scenario's zeespiegelstijging volgens de IPCC.	Figuur 2.7



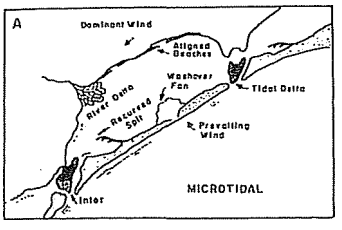
Definitie schets van een estuarium naar Dalrymple et. al. (1992).	Figuur 3.1



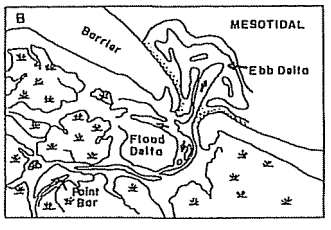
3.2



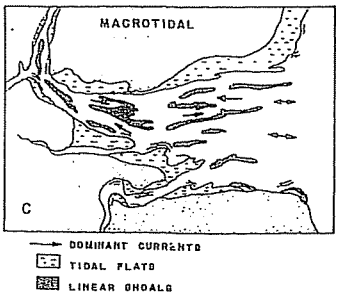
3.3



3.4a

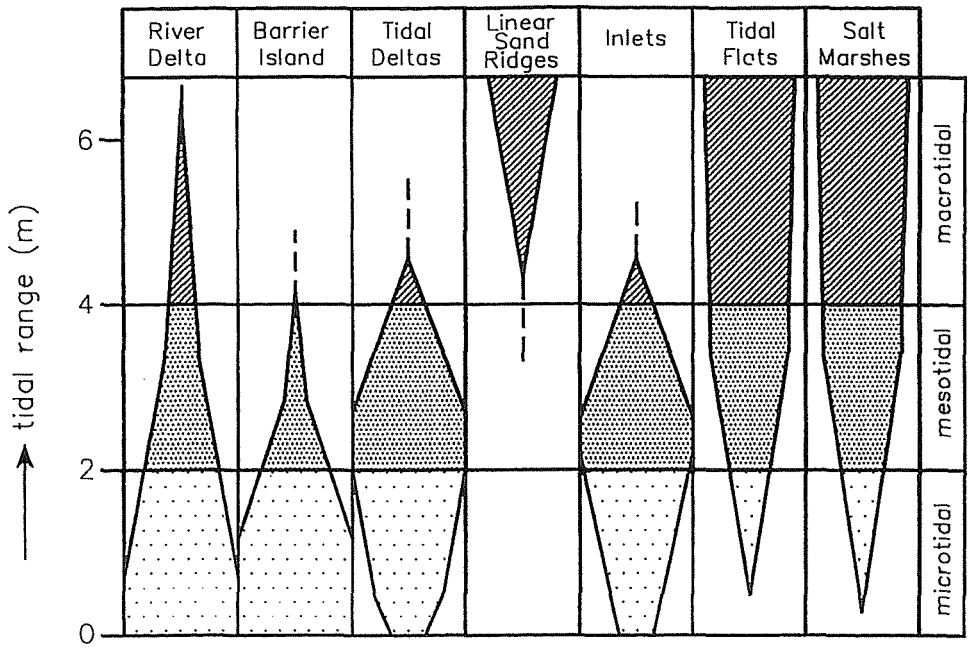


3.4b

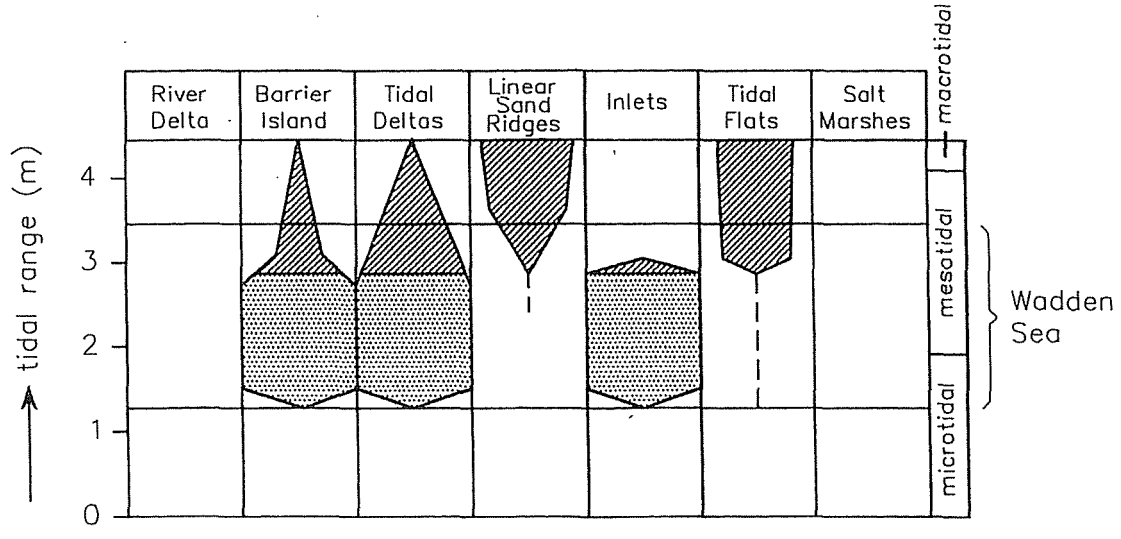


3.4c

Classificatie van estuaria.	Figuur 3.2 3.3 3.4

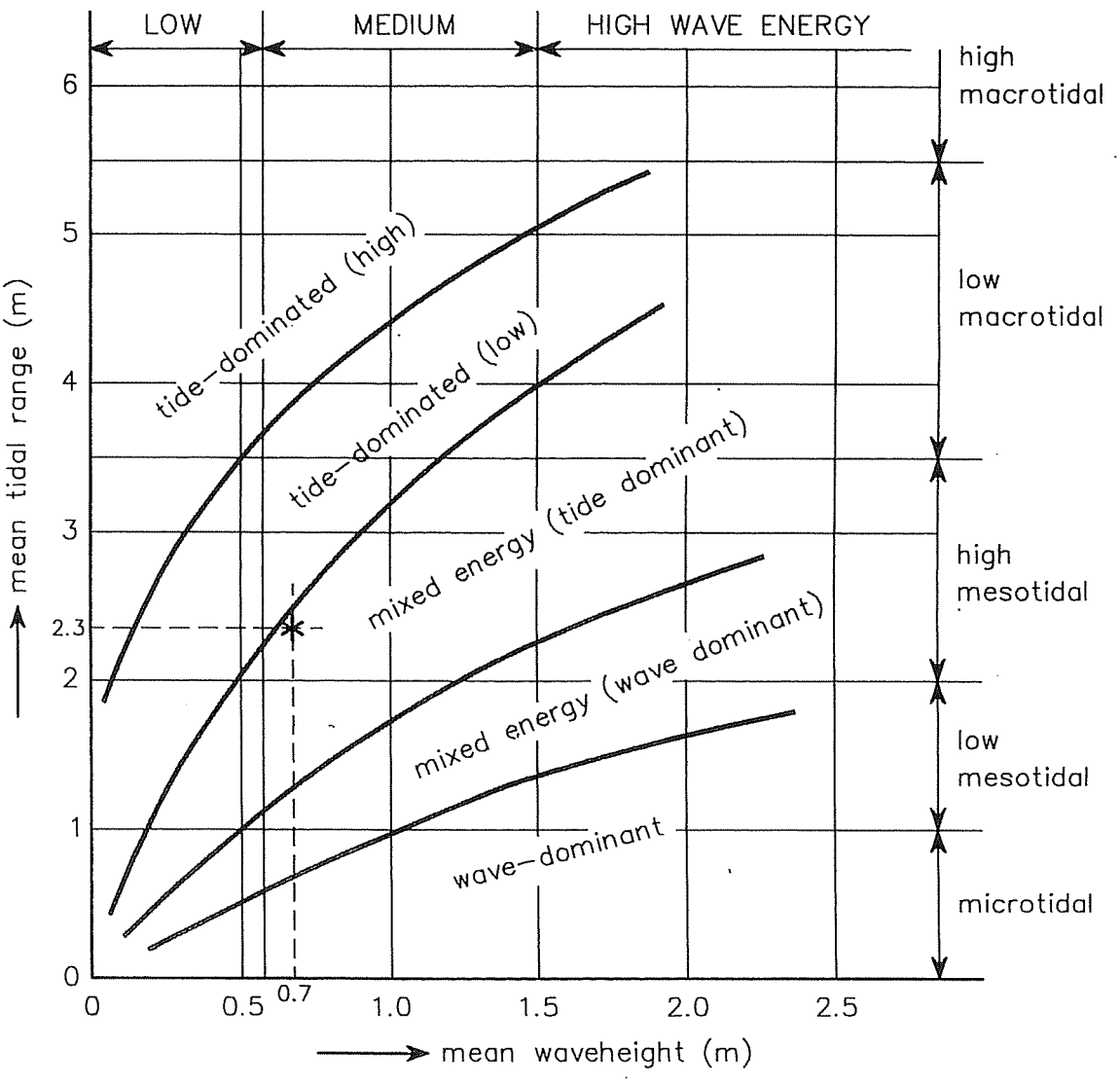


From: Hayes, 1979



After: Ehlers, 1985

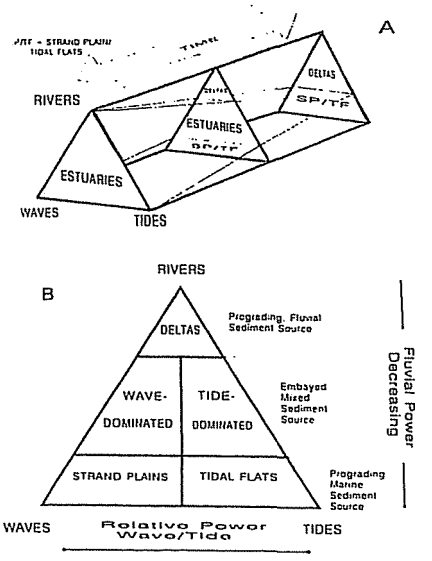
Coastal morphology related to tidal range after Hayes (1979); Ehlers (1985).	Figuur 3.5



* "Het Friesche Zeegat"

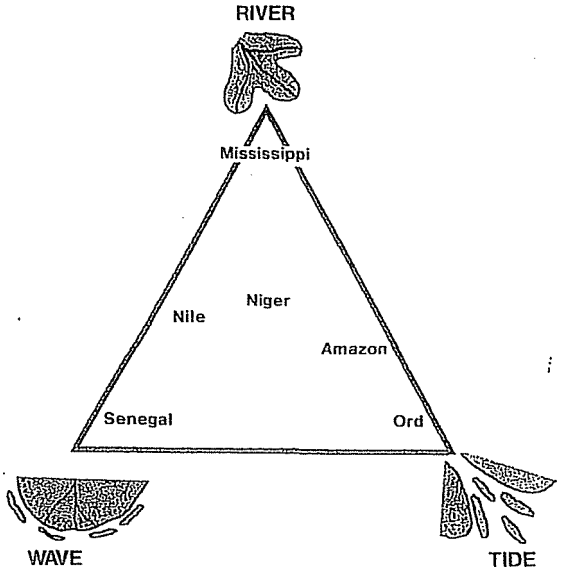
Hydrodynamical classification of tidal inlets, after Hayes (1979).

Figuur 3.6



3.7

Fig. 2-9. Classification of coastal environments associated to estuaries according to Dalrymple et al. (1992). A) General classification structure considering river input, wave and tidal processes and their variation in time (sea level changes); B) a cross-section through the prism presented in (A) showing the classification of estuaries in wave- and tide-dominated.



3.8

Fig. 7-2. Ternary diagram showing classification of deltas with respect to relative importance of wave, river, and tidal energies. Location of some deltas shown for illustrative purposes. Adapted from Galloway (1975). Although attractive, this classification system cannot deal with factors such as relative sea level history, sediment grain size, or offshore slope.

Classificatie estuaria op basis van geo-/hydro/morfologie.	Figuur 3.7 3.8

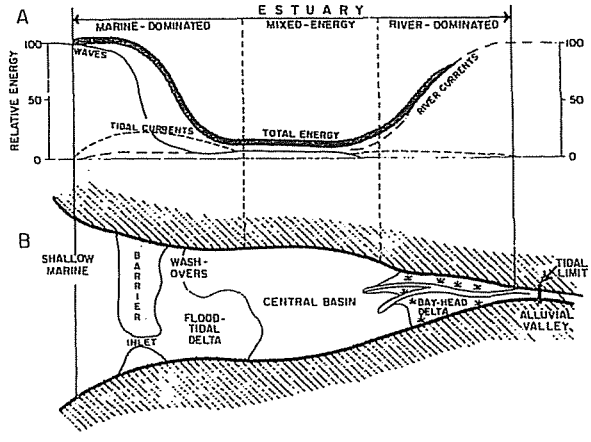


Fig. 2-10. Wave-dominated estuaries: A) distribution of dynamical processes along the estuary; B) distribution of major morphological components (modified after Dalrymple et al., 1992).

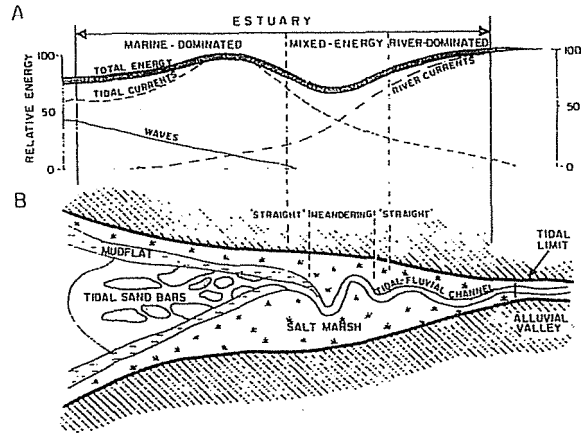


Fig. 2-11. Tide-dominated estuaries: A) distribution of dynamical processes along the estuary; B) distribution of major morphological components (modified after Dalrymple et al., 1992).

Definitie schets golf- en getij-gedomineerde estuaria (naar Dalrymple, 1992).	Figuur 3.9 3.10

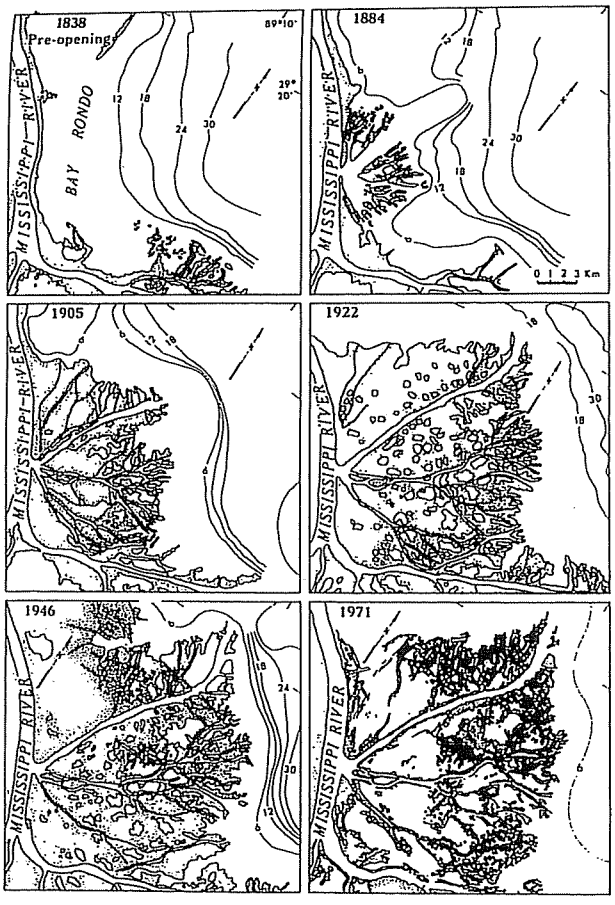
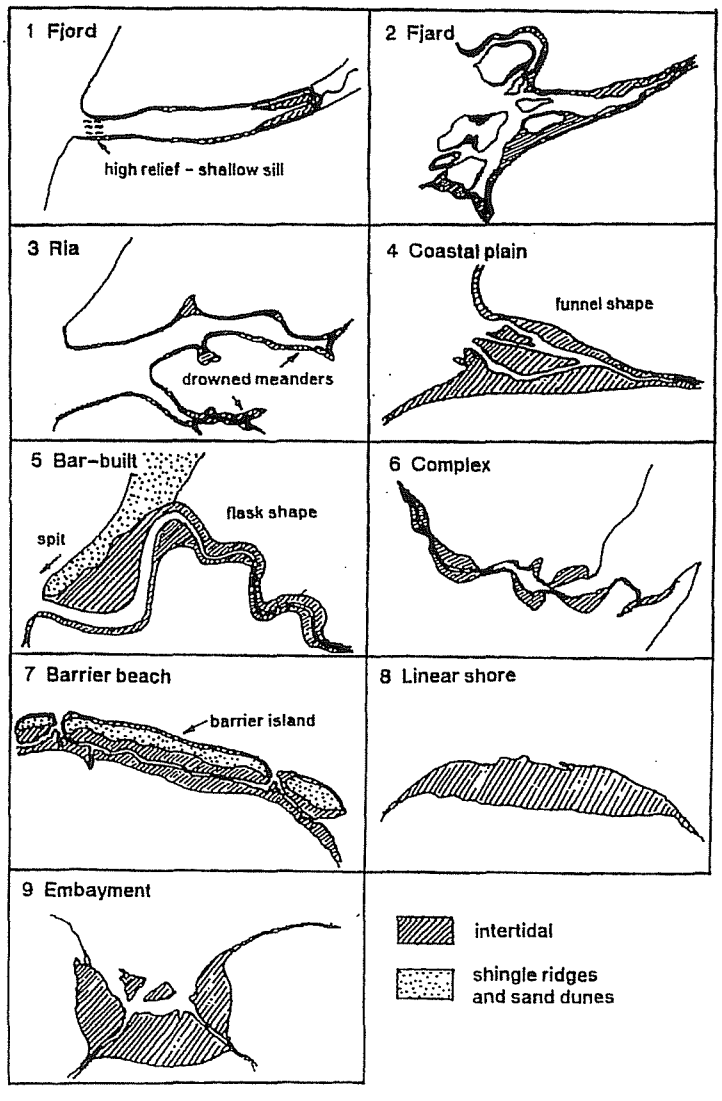


Fig. 7-9. Growth of a crevasse splay on the Mississippi Delta. From Coleman (1988).

Mississippi Delta (naar Coleman, 1988).	Figuur 3.11

Figuur 1 Morfologische indeling van estuaria naar Fairbridge (1980, figuur uit Davidson et al., 1991)



Morfologische indeling van estuaria (naar Fairbridge, 1980).	Figuur 3.12

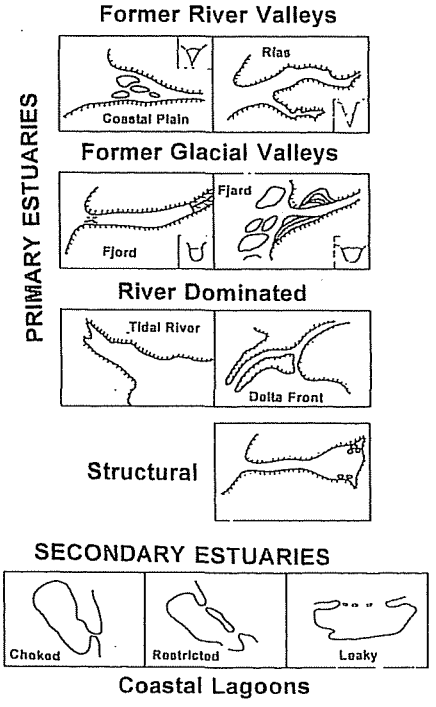


Fig. 2-13: Morphogenetic classification of estuaries introduced in the present paper.

Morfogenetische classificatie estuaria.	Figuur 3.13

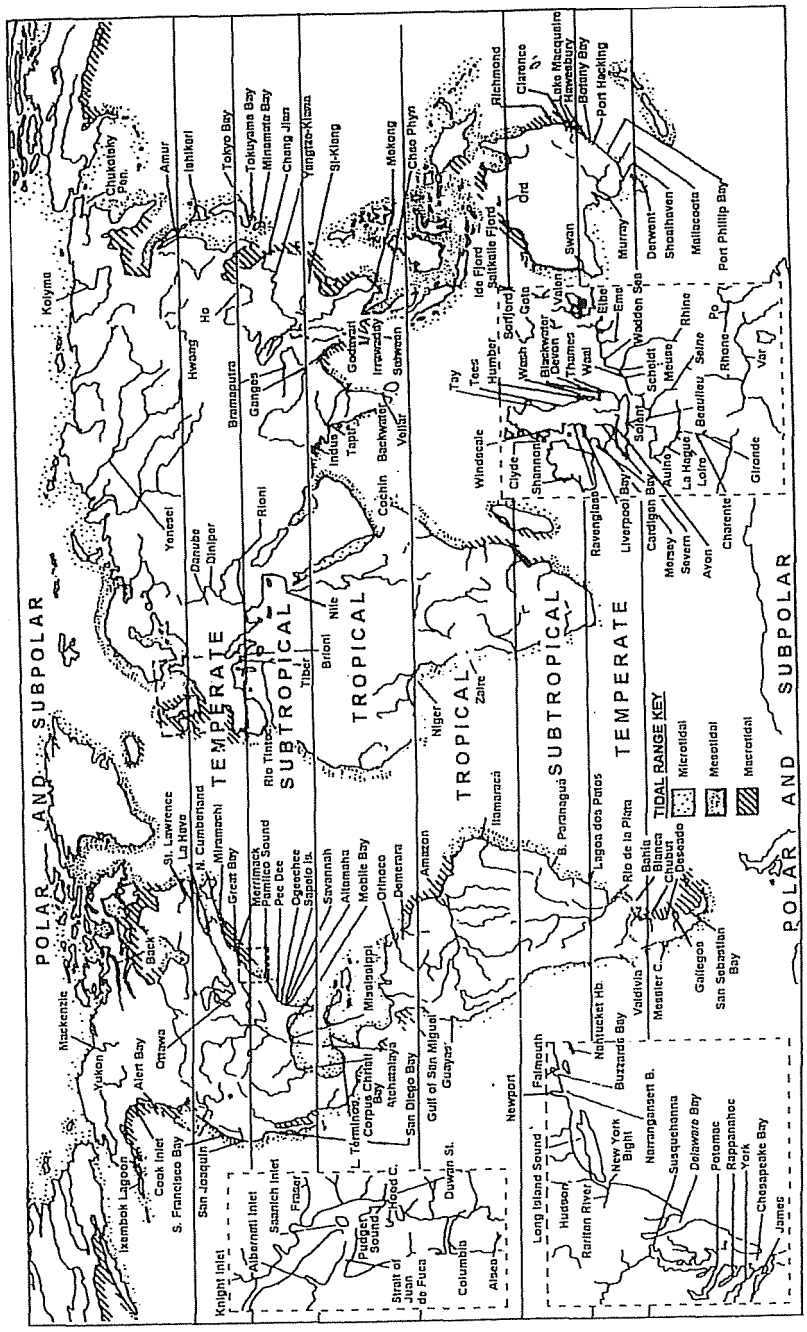
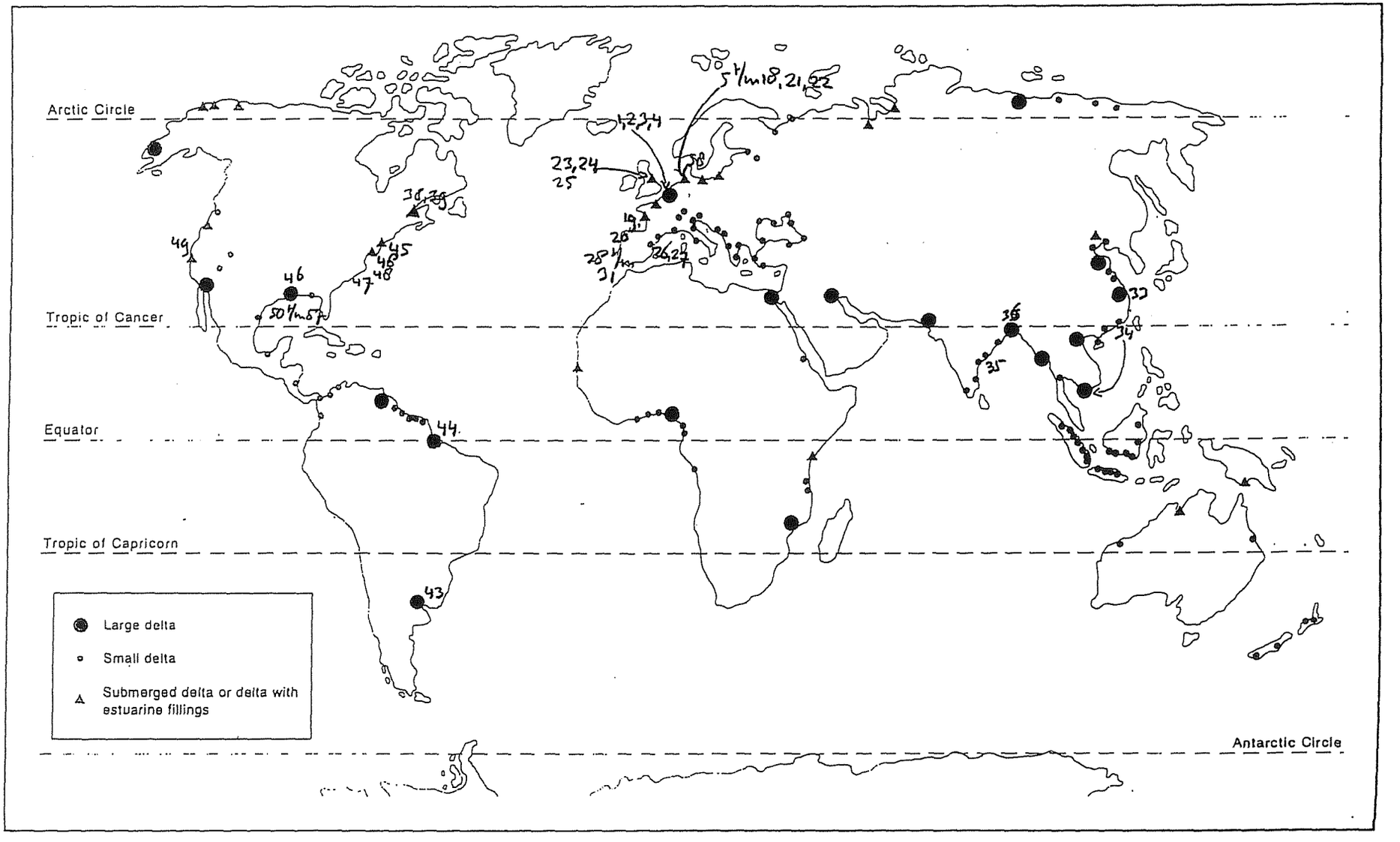


Fig. 1-2. Distribution of major estuaries in the world related to tidal range and climatic zones (modified from Olausson and Cato, 1980).

Verdeling van estuaria in de wereld op basis van getijverschil en klimaat zones.	Figuur 3.14

Locaties geselecteerde estuaria in deze studie.



Figuur 3.15

World distribution of deltas. Adapted from Snead (1980)

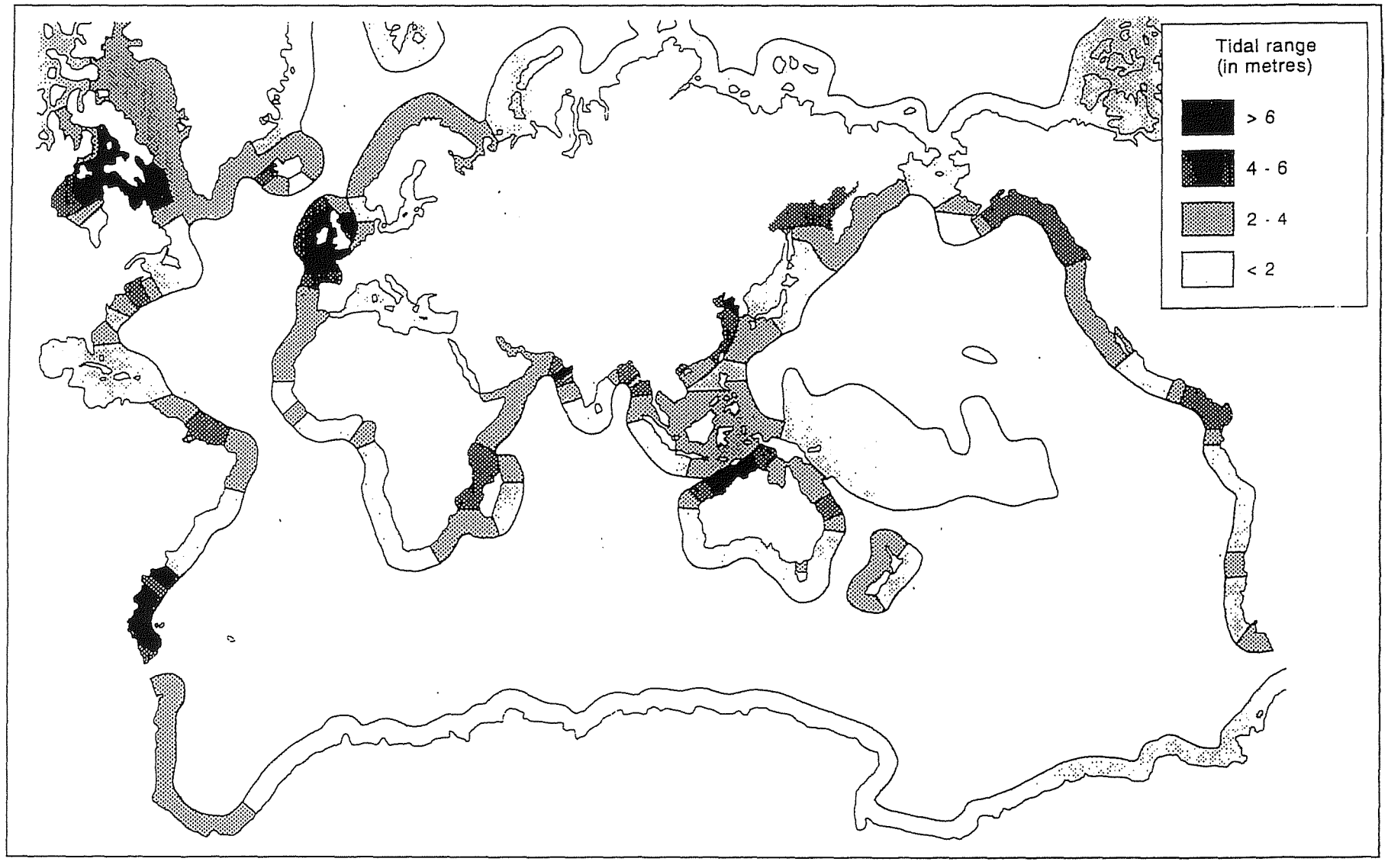
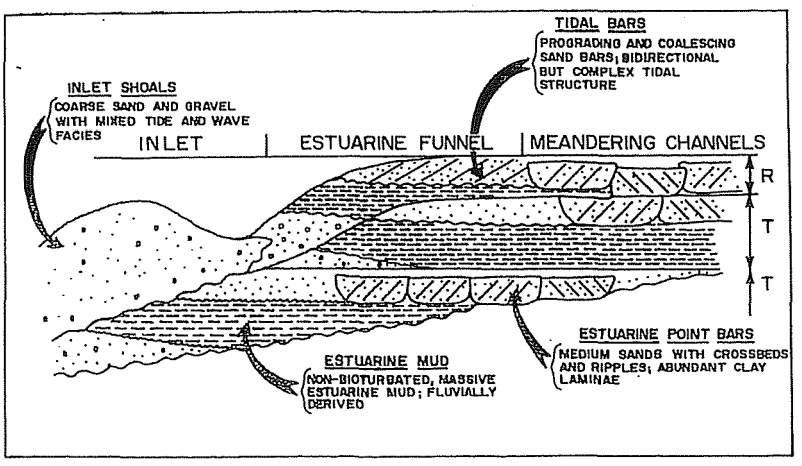


Fig. 2.15 World tidal range environments. Values are in metres at spring tides. After Davies (1972)

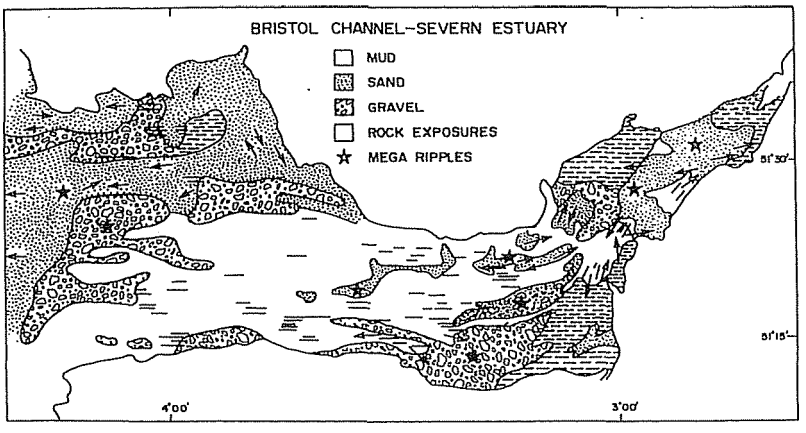
Figuur 3.16

Classificatie van getijdegebieden in de wereld (naar Davies, 1972).



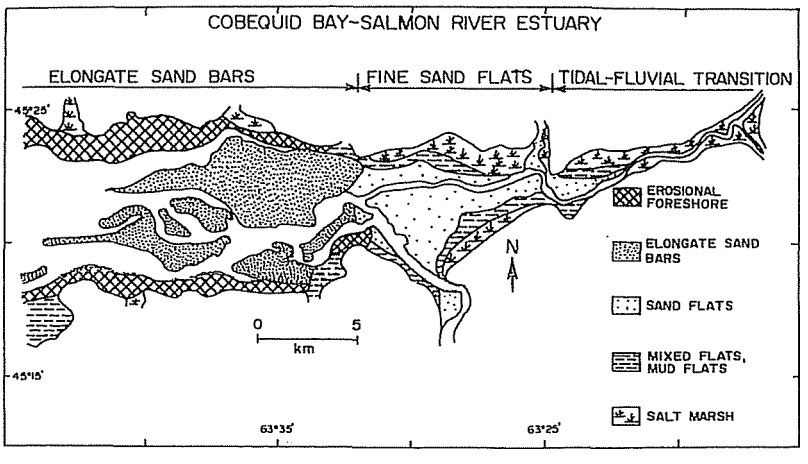
3.17

Fig. 6-8. Stratigraphic section of the Gironde Estuary showing transgressive (*T*) and regressive (*R*) units in idealized form (modified from Allen, 1991). Although the sediments show a tripartite facies distribution similar to wave-dominated estuaries, the dominant processes are tidally forced.



3.18

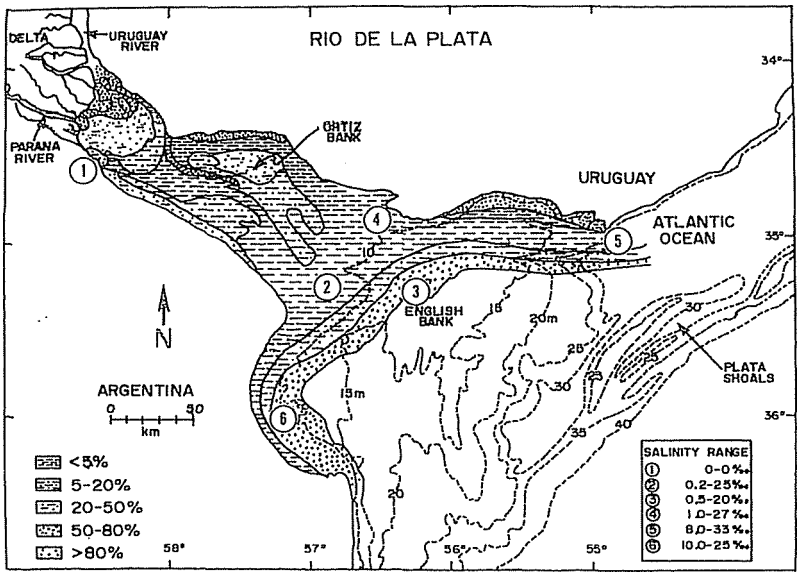
Fig. 6-9. The distribution of sediments and bedforms in the Bristol Channel and Severn Estuary (modified from Harris and Collins, 1985). Arrows indicate locations of sand waves and their orientation, bars indicate sand ribbon locations and orientations, and stars represent regions of extensive megaripples.



3.19

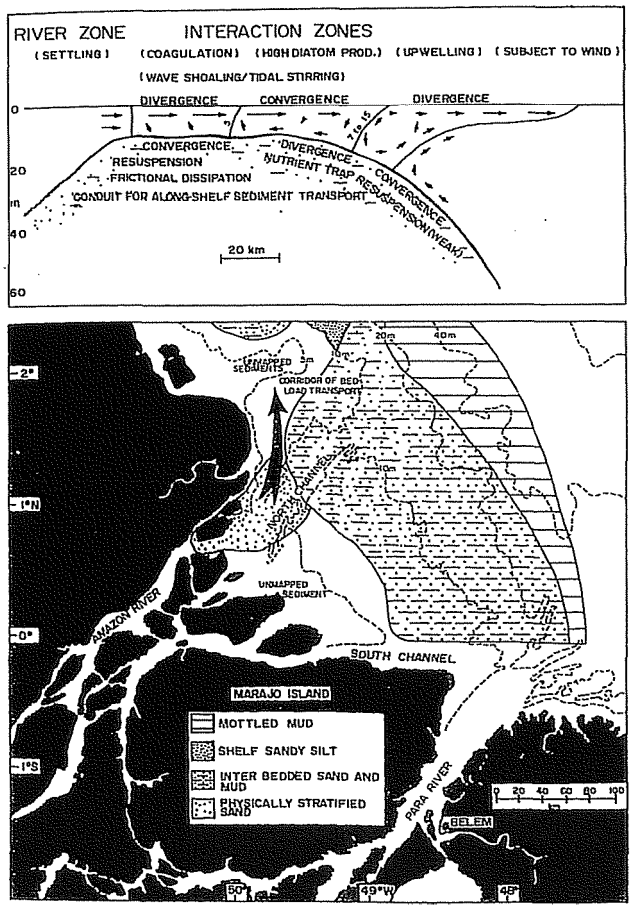
Fig. 6-11. Facies distribution map of the Cobequid Bay–Salmon River Estuary (modified from Dalrymple et al., 1991). Because of the small freshwater discharge, the estuary has characteristics of a macrotidal embayment.

Voorbeelden van getijde-gedomineerde estuaria; resp. de Gironde, de Severn en de Salmon River.	Figuur 3.17 3.18 3.19



3.20

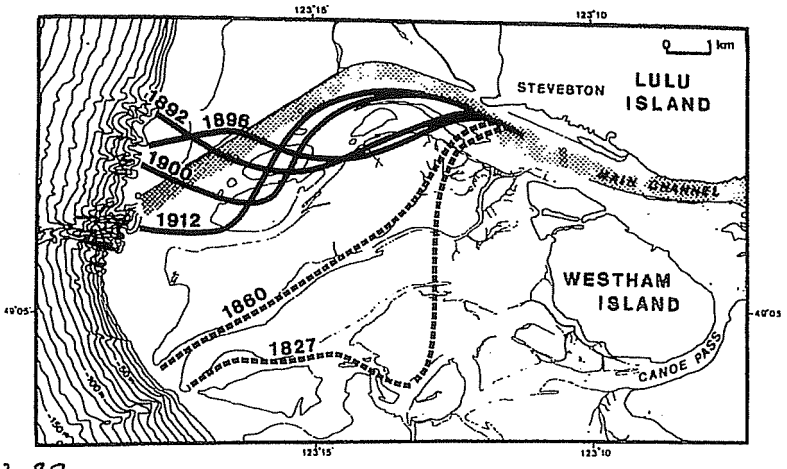
Fig. 6-12. The percentage of sand, salinity range, and offshore bathymetry of the Rio de la Plata Estuary (modified from Urien, 1972). Much of the estuarine funnel is freshwater with bottom sediments deposited from subaqueous delta progradation.



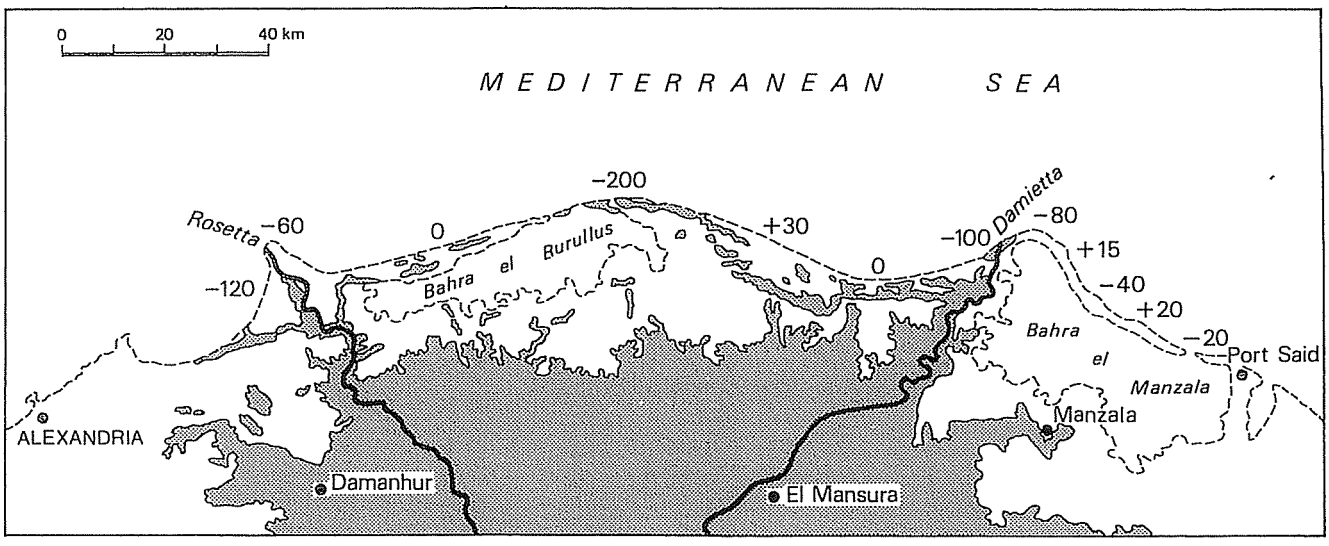
3.21

Fig. 6-13. Mouth of the Amazon River showing bathymetry and sedimentary facies in lower panel (modified from Kuehl et al., 1986) and hypothetical section across river mouth in upper panel (modified from Curtin and Legeckis, 1986). Because of the large volume of water discharge, mixing and estuarine-like circulation occur on the shelf within several discrete interaction zones. Lengths of arrows indicate relative velocity magnitude.

Voorbeelden van getij-gedomineerde estuaria; Resp. de Rio de la Plata en de Amazone River.	Figuur 3.20 3.21

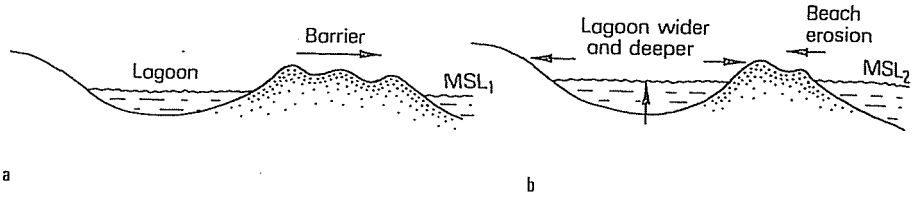


3.22 Historical changes in position of the Main Arm of the Fraser River prior to jetty construction in the early/mid-1900s. Note that some former positions of the Main Arm are currently occupied by tidal channels which cross the broad intertidal flats. From Clague et al. (1983).



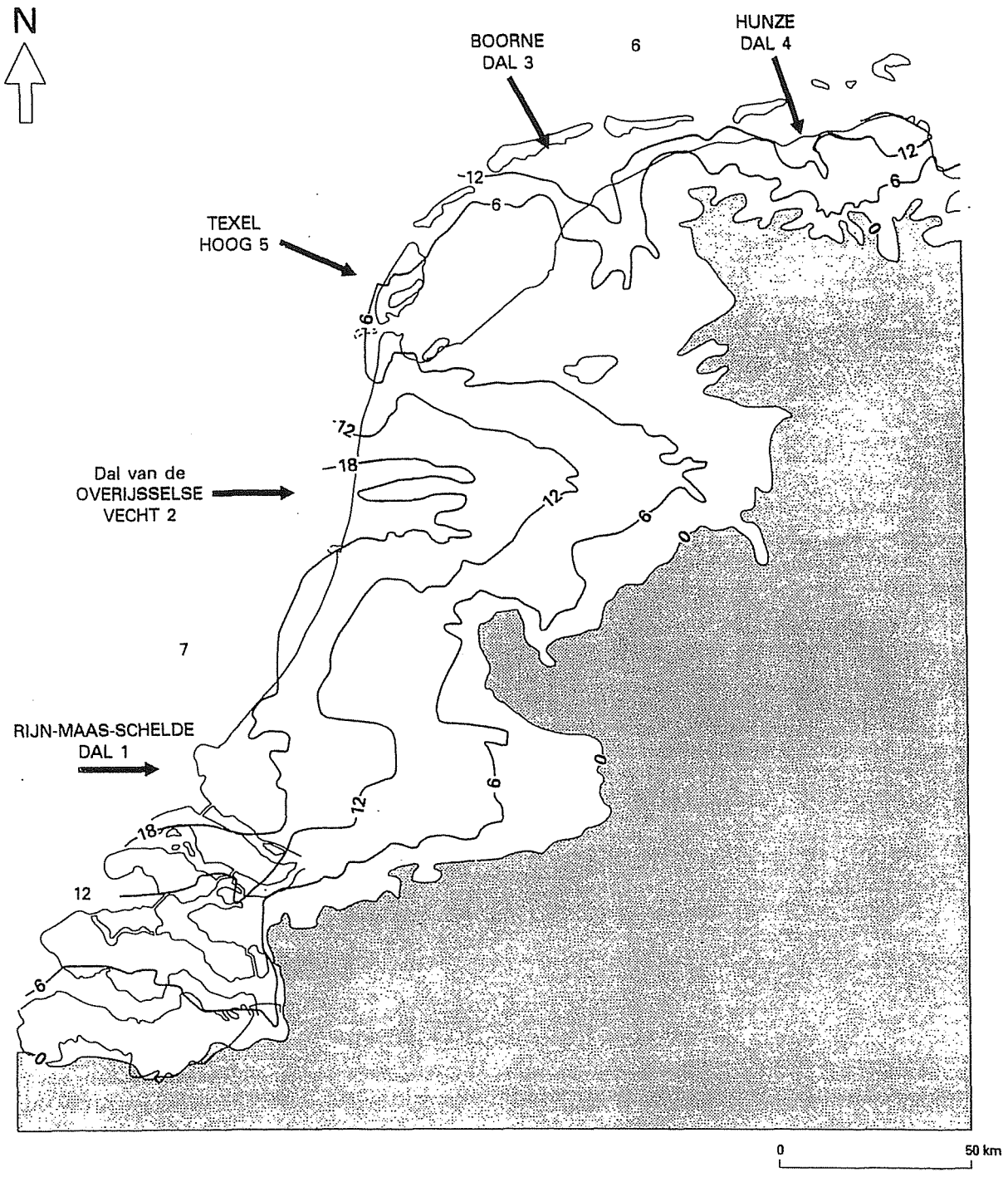
3.23 Annual rates of erosion on the shores of the Nile delta since the completion of the Aswan High Dam in 1964 cut off the supply of sediment from the River Nile. Land areas more than 1 m above sea level are shaded, but a sea level rise of this magnitude would cause erosion, and produce a new coastline to landward of this contour. Based on information supplied by G. Sestini

- Historical changes in position of the Main Arm of the Fraser River prior to jetty onstruction in the early/mid -1900s. - Annual rates of erosion on the Nile delta since the completion of the Aswan High dam in 1964 cut off the supply of sediment from the River Nile.	Figuur 3.22 3.23



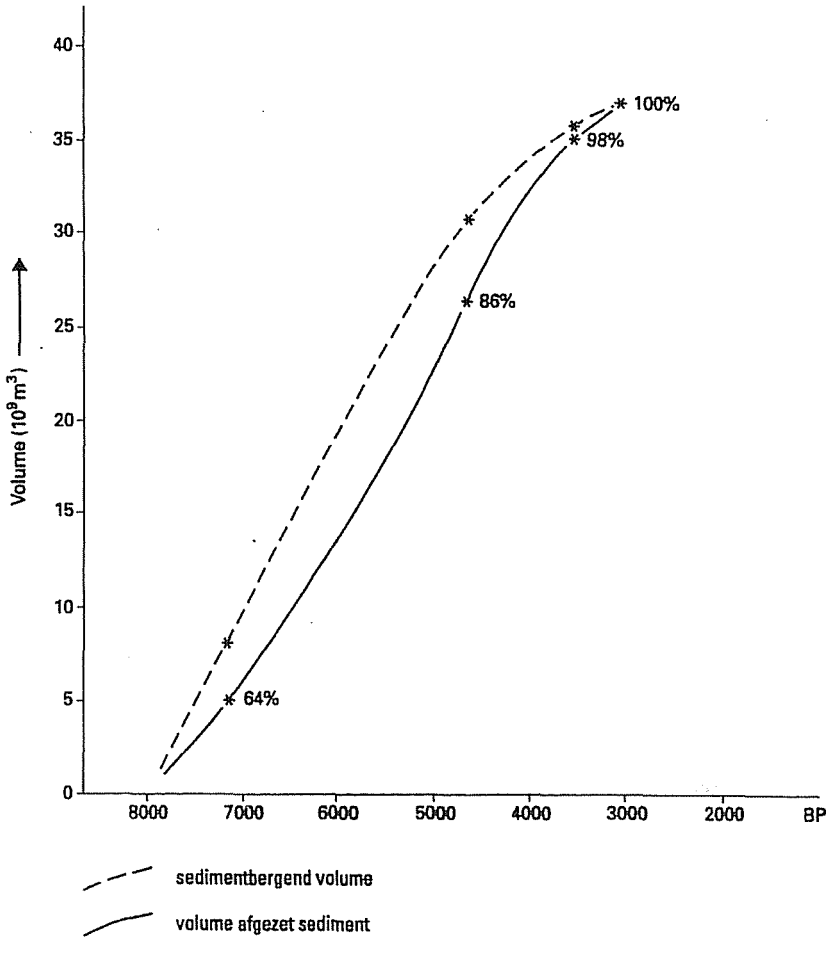
Coastal lagoons enclosed from the sea by barrier formations will widen and deepen as sea level rises, the barriers being narrowed, and possibly breached, by erosion along their seaward shores

Coastal lagoons enclosed from the sea by barrier formations will widen and deepen as sea level rises, the barriers being narrowed, and possibly breached, by erosion along their seaward shores.	Figuur 3.25



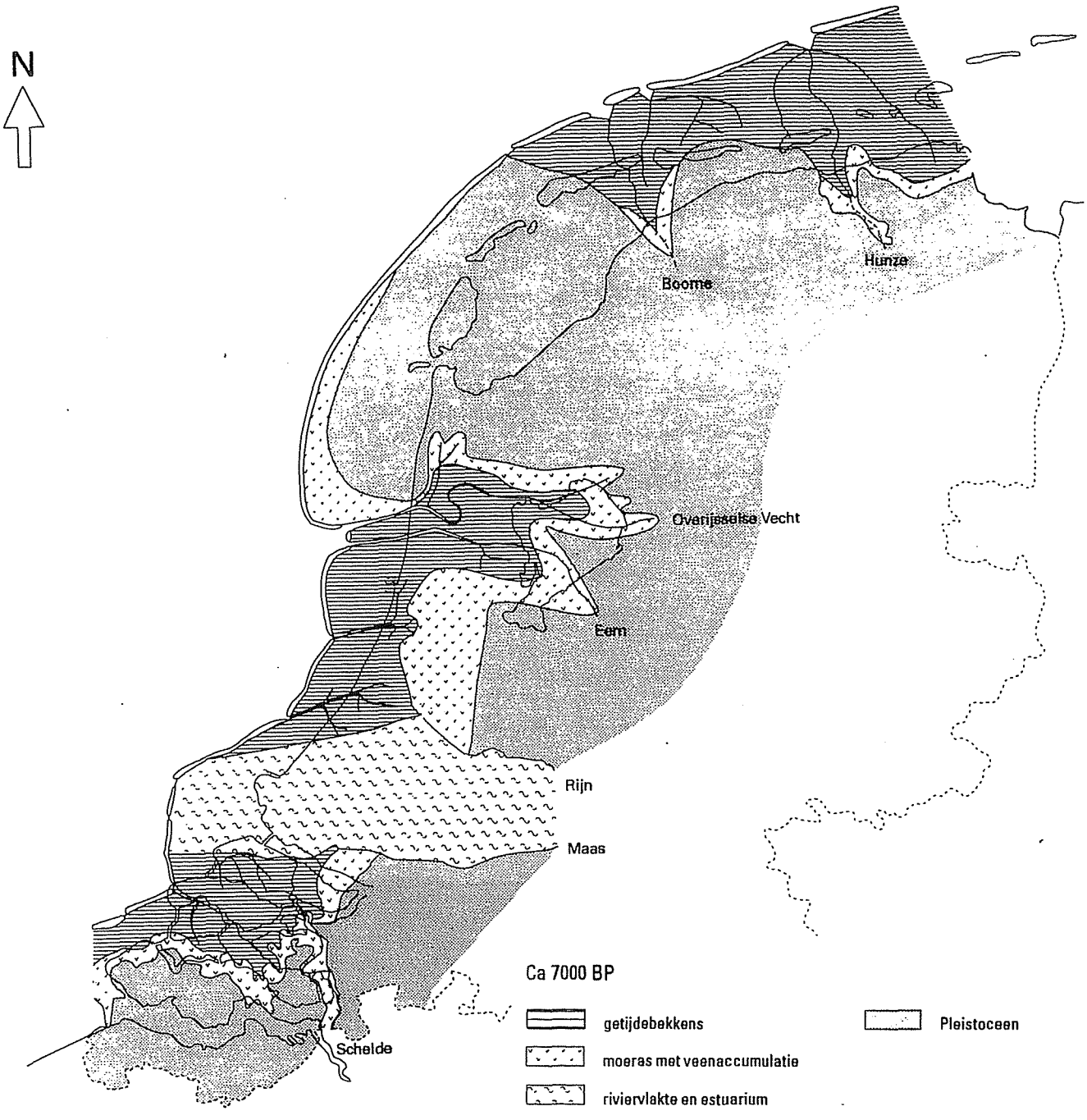
Gereconstrueerde bovenkant van de Pleistocene afzettingen. Door erosie gedurende het Holoceen, vooral in de kuststrook bij huidige en voormalige zeegaten, ligt de huidige top van de Pleistocene afzettingen in de kustzone over het algemeen dieper. Meer landinwaarts is de oorspronkelijke Pleistocene morfologie grotendeels in stand gebleven. De nummers slaan op in de tekst genoemde geografische lokaties.

Gereconstrueerde bovenkant van de pleistocene afzettingen. Nederland.	Figuur 4.1



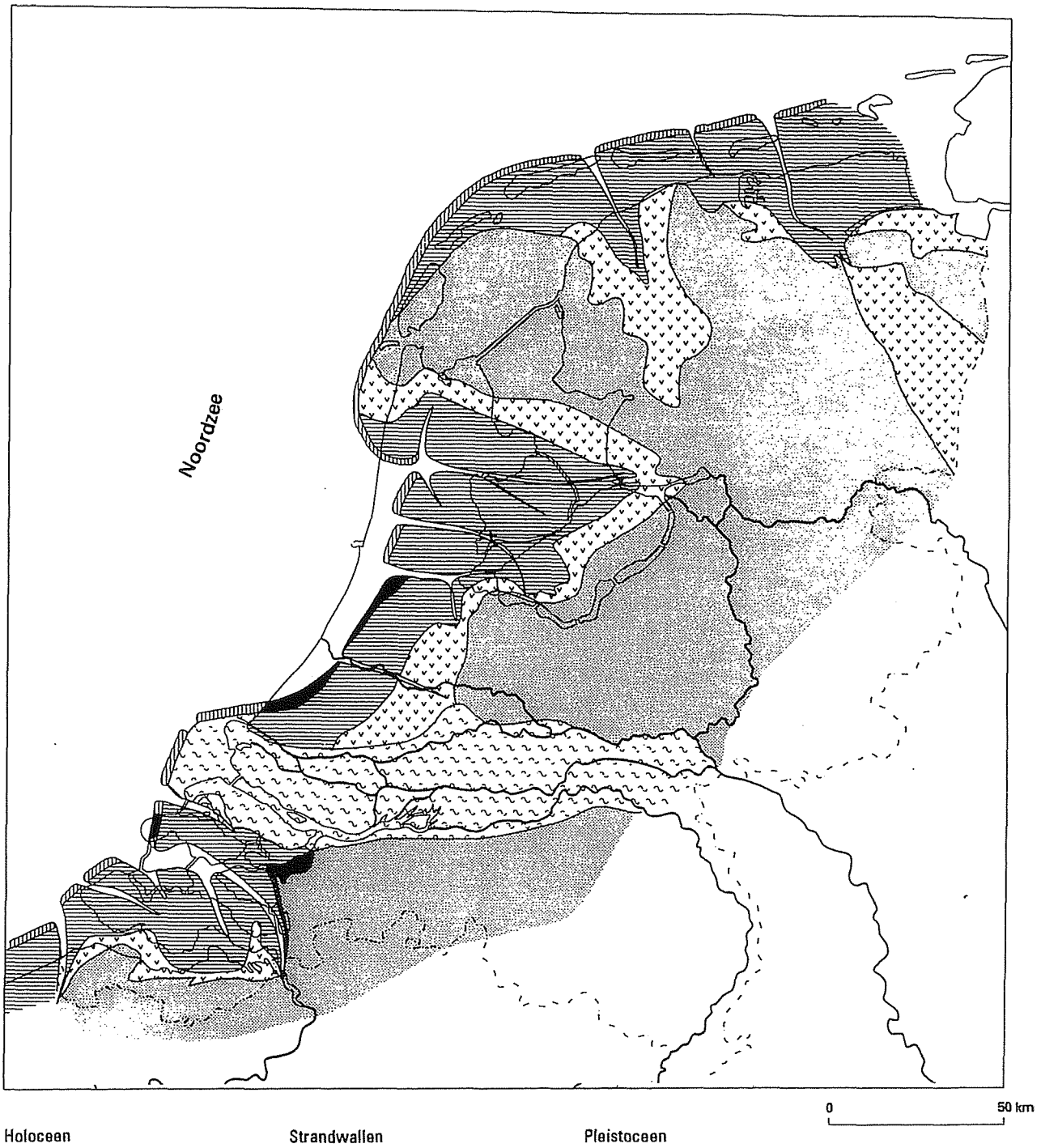
De ontwikkeling van het verschil tussen het sedimentbergend vermogen en het afgezette volume sediment in het Noord-Hollandse getijdegebied tussen 7200 BP en 3200 BP.

De ontwikkelingen van het verschil tussen het sedimentbergend vermogen en het afgezette volume sediment in het Noord-Hollandse getijdegebied tussen 7200 BP en 3200 BP.	Figuur 4.2



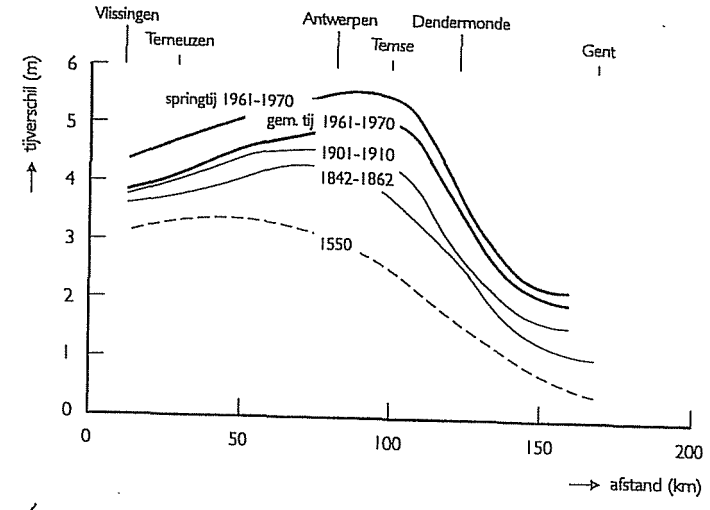
Reconstructie van de Nederlandse kustvlakte ongeveer 7000 BP (≈ 5800 jaar v.Chr.). De positie van de kustlijn is hypothetisch. Het feit dat deze nog zo ver in zee wordt verondersteld berust op twee aannames: 1. het getijdegebied van Holland rond 7000 BP bezat ongeveer dezelfde grootte als die rond 5000 BP, waarvan wij wel de kustlijn kennen; en 2. uit modelberekeningen van het verloop van de getijgolf in het bekken van Holland blijkt dat er westelijk van de huidige kustlijn nog een groot areaal aan platen en geulen moet hebben gelegen (Van der Spek, 1994).

Reconstructie van de Nederlandse kustvlakte ongeveer 7000 BP (= +/- 5800 jaar v. Chr.).	Figuur 4.3

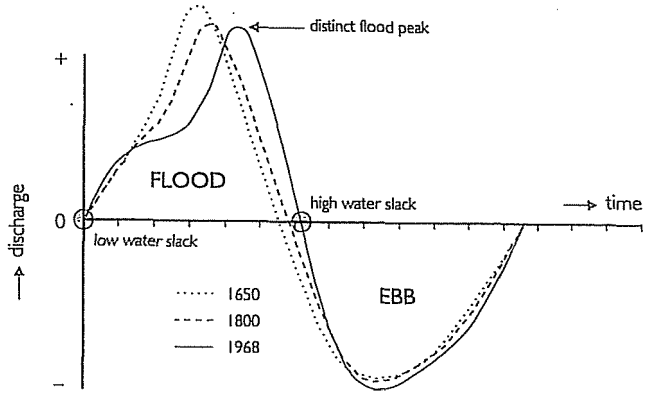


Reconstructie van de Nederlandse kustvlakte rond 5300 BP (≈ 4000 j.v.Chr.).

Reconstructie van de Nederlandse kustvlakte rond 5300 BP (= +/- 4000 jaar v.Chr.).	Figuur 4.4

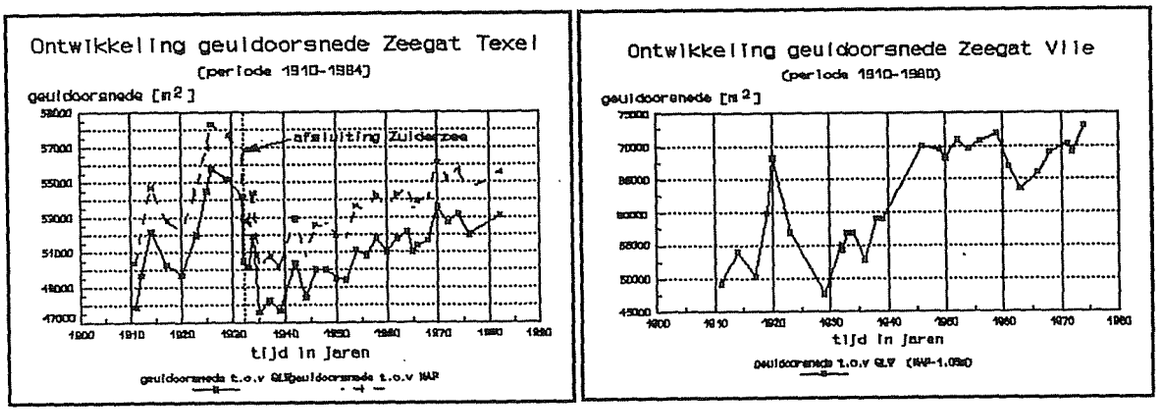


4.5 Reconstructions of the variation in tidal range along the Schelde estuary since 1550 AD (from Coen, 1988).



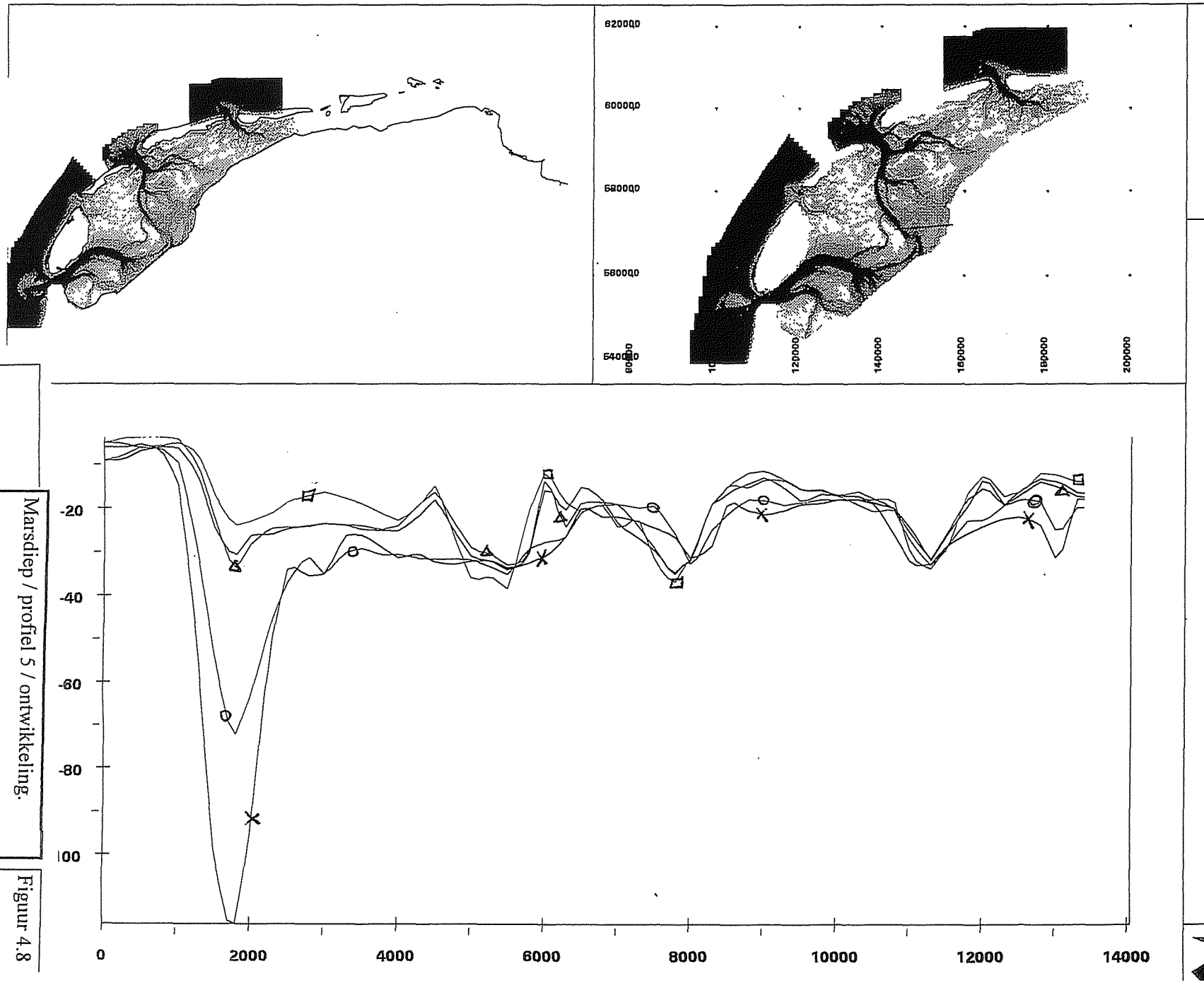
4.6 Calculated discharge curves for Vlissingen for 1650, 1800 and 1968. The curves show an increase in flood duration and the development of a distinct flood peak.

- Reconstructions of the variation in tidal range along the Schelde estuary since 1550 AD (from Coen, 1988). - Calculated discharge curves for Vlissingen for 1650, 1800 and 1968.	Figuur 4.5 4.6



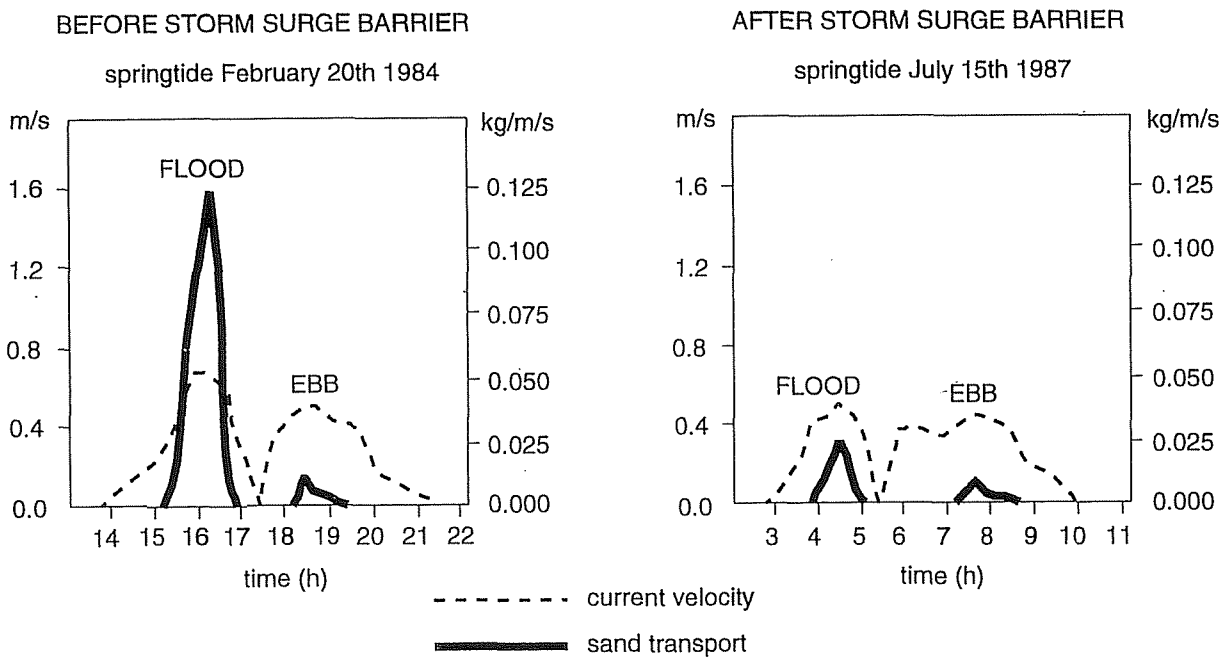
Ontwikkeling geuldoorsnede van het zeegat Texel en het zeegat Vlie periode 1910-1984.

Ontwikkeling geuldoorsnede van het zeegat Texel en het zeegat Vlie periode 1910-1984.	Figuur 4.7

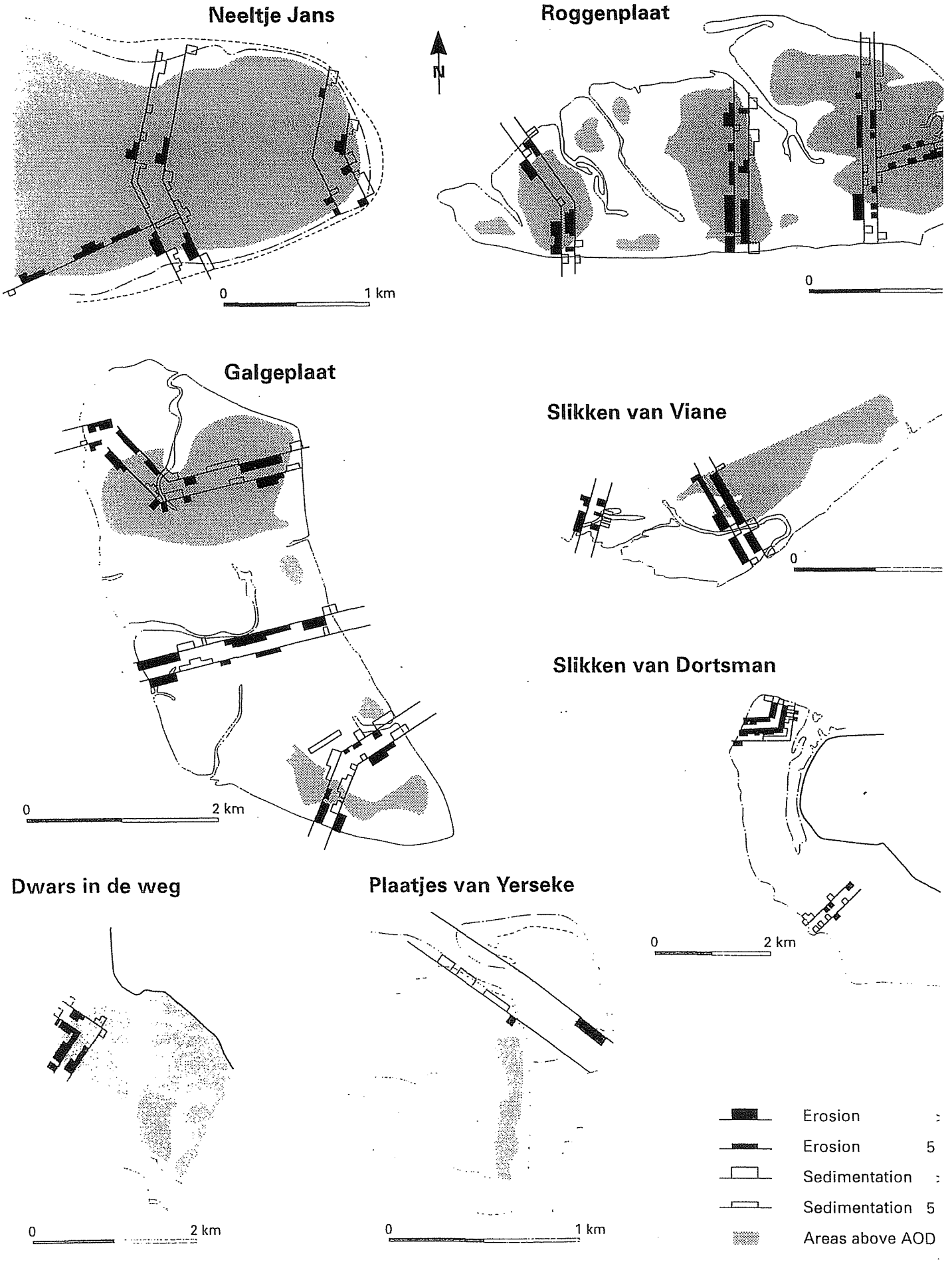


Marsdiep / profiel 5 / ontwikkeling.

Figuur 4.8

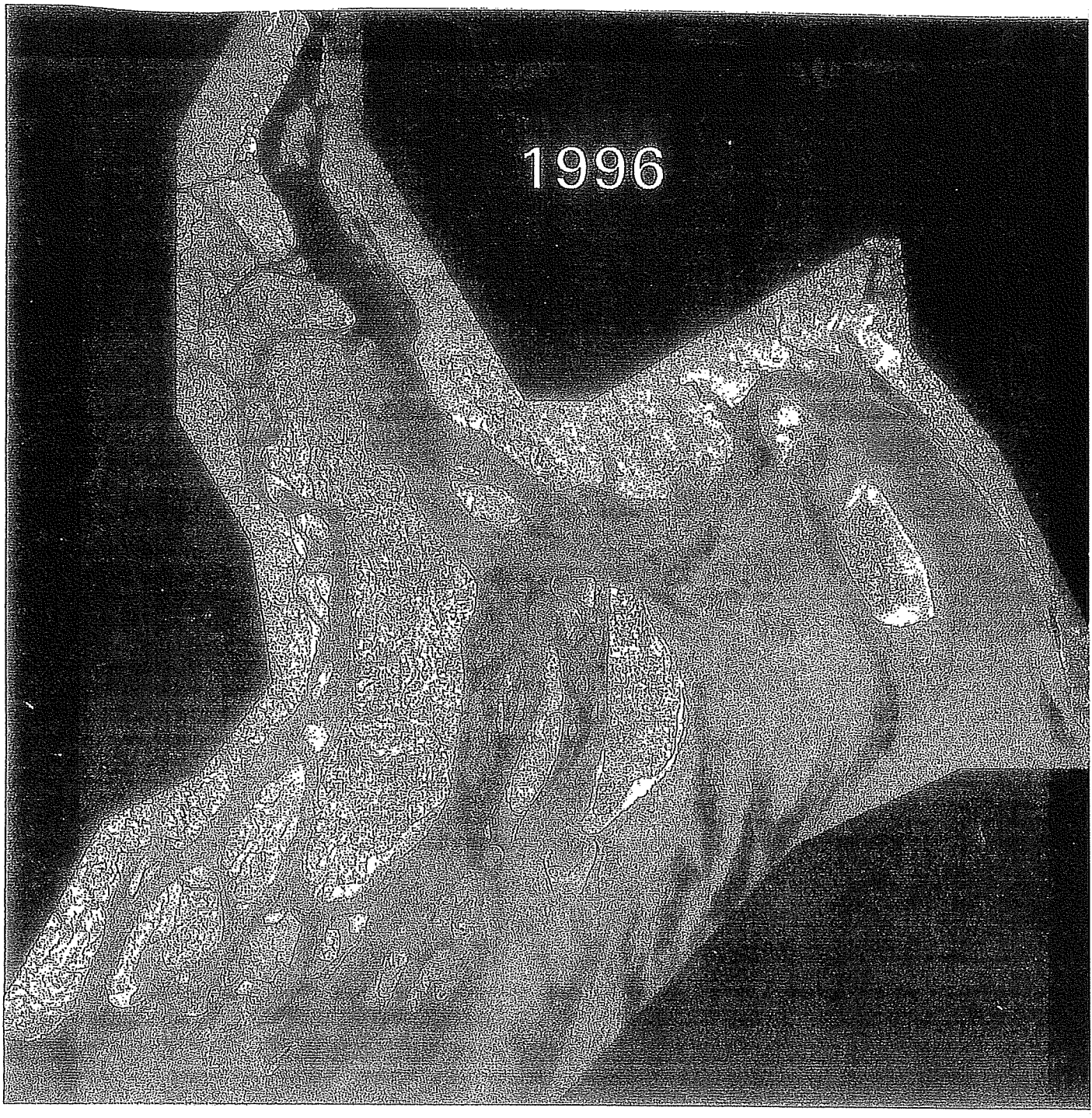


Sediment transport measurements during calm weather conditions on the Galgeplaat tidal shoal in 1984 (a) and 1987 (b); illustrating the dramatic reduction in sediment transport due to Oosterschelde project.	Figuur 4.9



Spatial variability in erosion and sedimentation of tidal shoals in the Oosterschelde basin over the 1987 - 1990 period. Showing a net erosion trend in the higher parts of the shoals.

Figuur 4.10



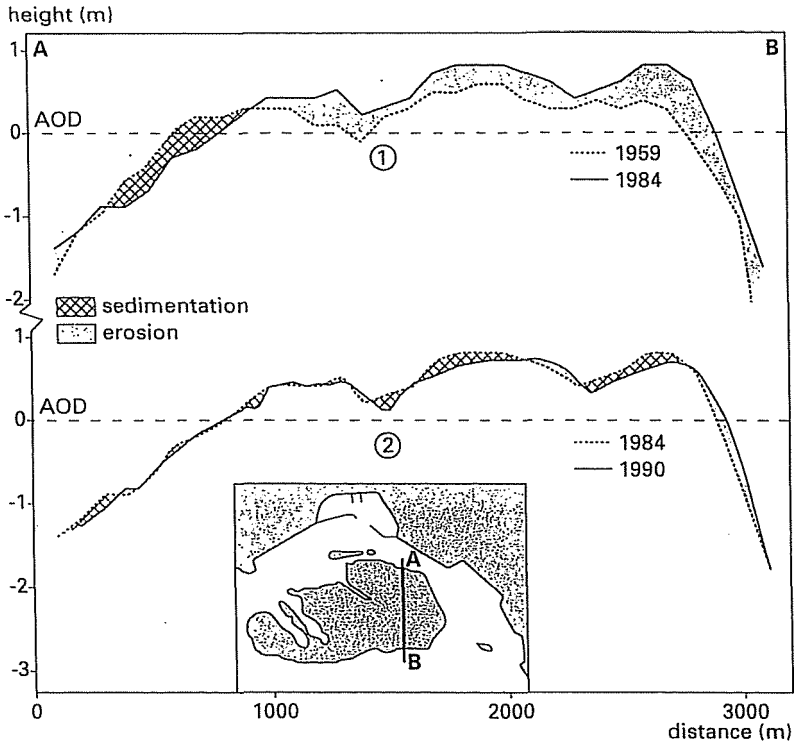
Scale

20 0 20 40 Kilometer

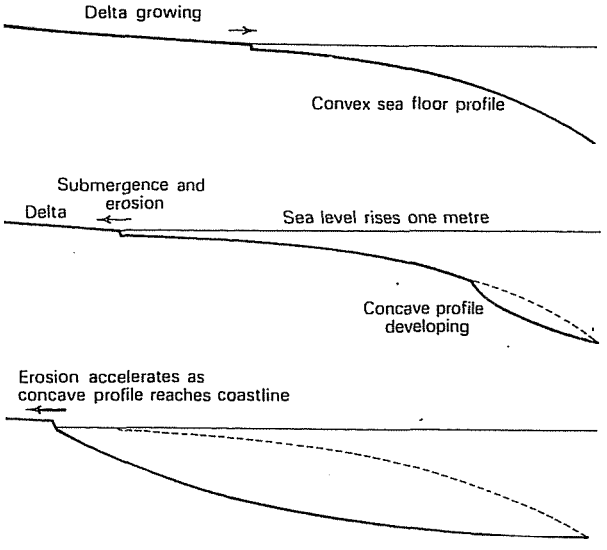
Satellite Image Mosaic

This series shows a mosaic of four digital Landsat satellite imag collected during the dry season months. Images were purchased b the Meghna Estuary Study with some provided by the EGIS Projec Maps printed at EGIS, Dhaka, April 1997.

Satelite Image Mosaic. Time Series Analysis of erosion and Accretion in the Meghna Estuary. 1996.	Figuur 4.13

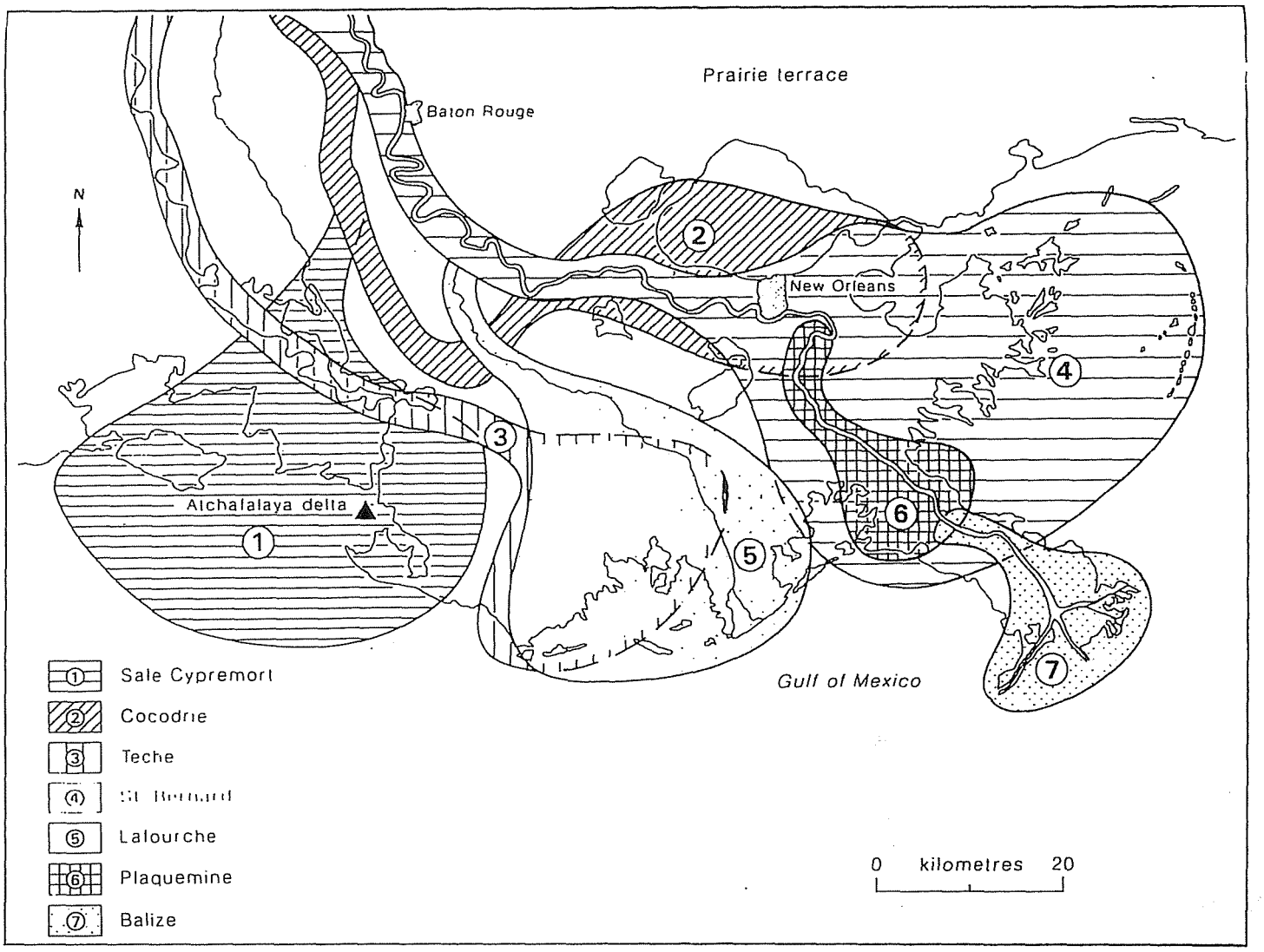


4.11 Change in a cross-section of the Roggenplaat shoal between 1959 and 1989; illustrating the vertical accretion of shoals before the Oosterschelde Project (a) and their levelling down response following it (b).



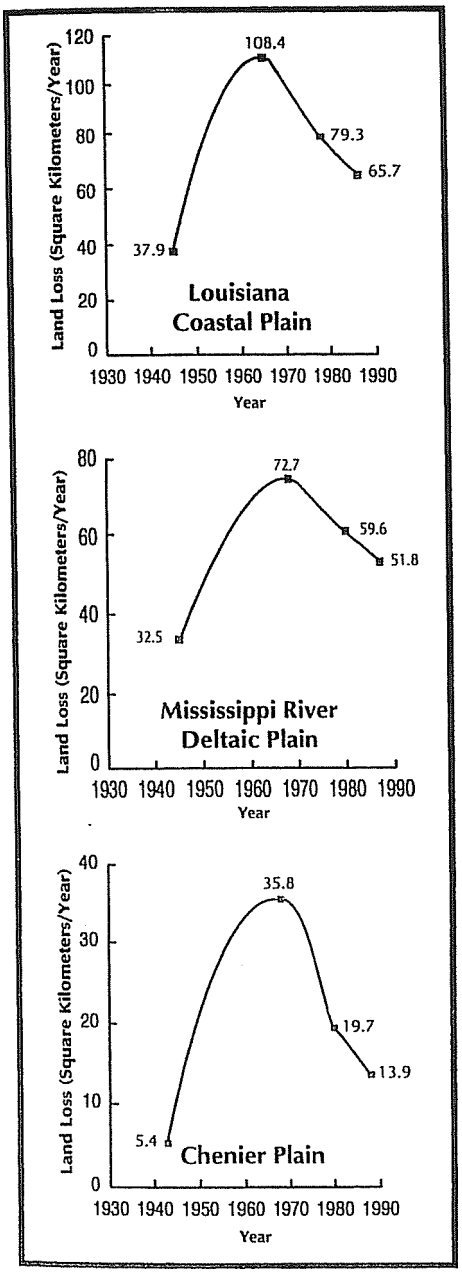
4.12 A growing delta typically has a convex nearshore sea floor profile. When sea level rises the delta coast will be submerged and eroded (unless there is sufficient fluvial sediment to maintain it), and increasing wave energy will begin to develop a concave sea floor profile. In due course, when the concave profile intersects the delta coastline, erosion will accelerate

- Changes in a cross-section of the Roggeplaat shoal between 1959 and 1989. - A growing delta typically has convex nearshore sea floor profile.....	Figuur 4.11 4.12



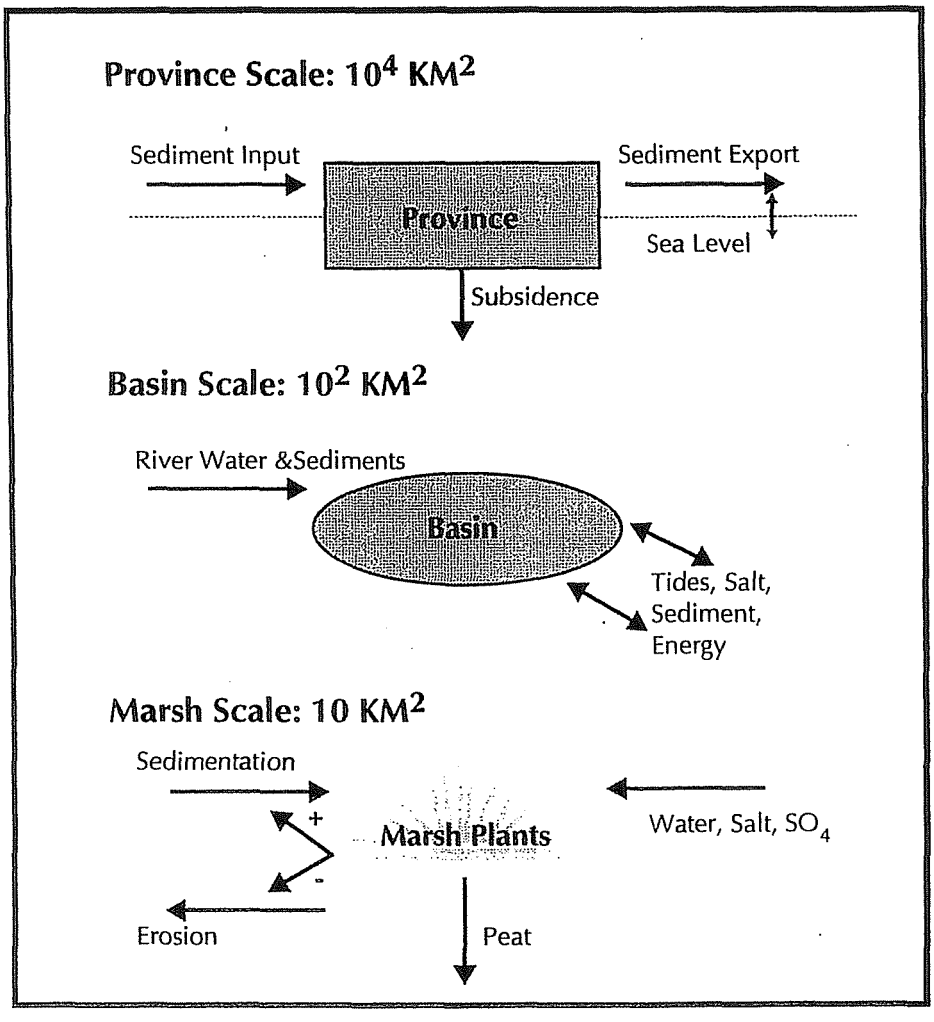
Major delta lobes that have constructed the Holocene Mississippi River deltaic plain. Note the location of the most recent lobe in the Mississippi river delta complex, the Atchafalaya delta. After Walker *et al.* (1987)

Major delta lobes that have constructed the Holocene Mississippi River deltaic plain.	Figuur 4.14



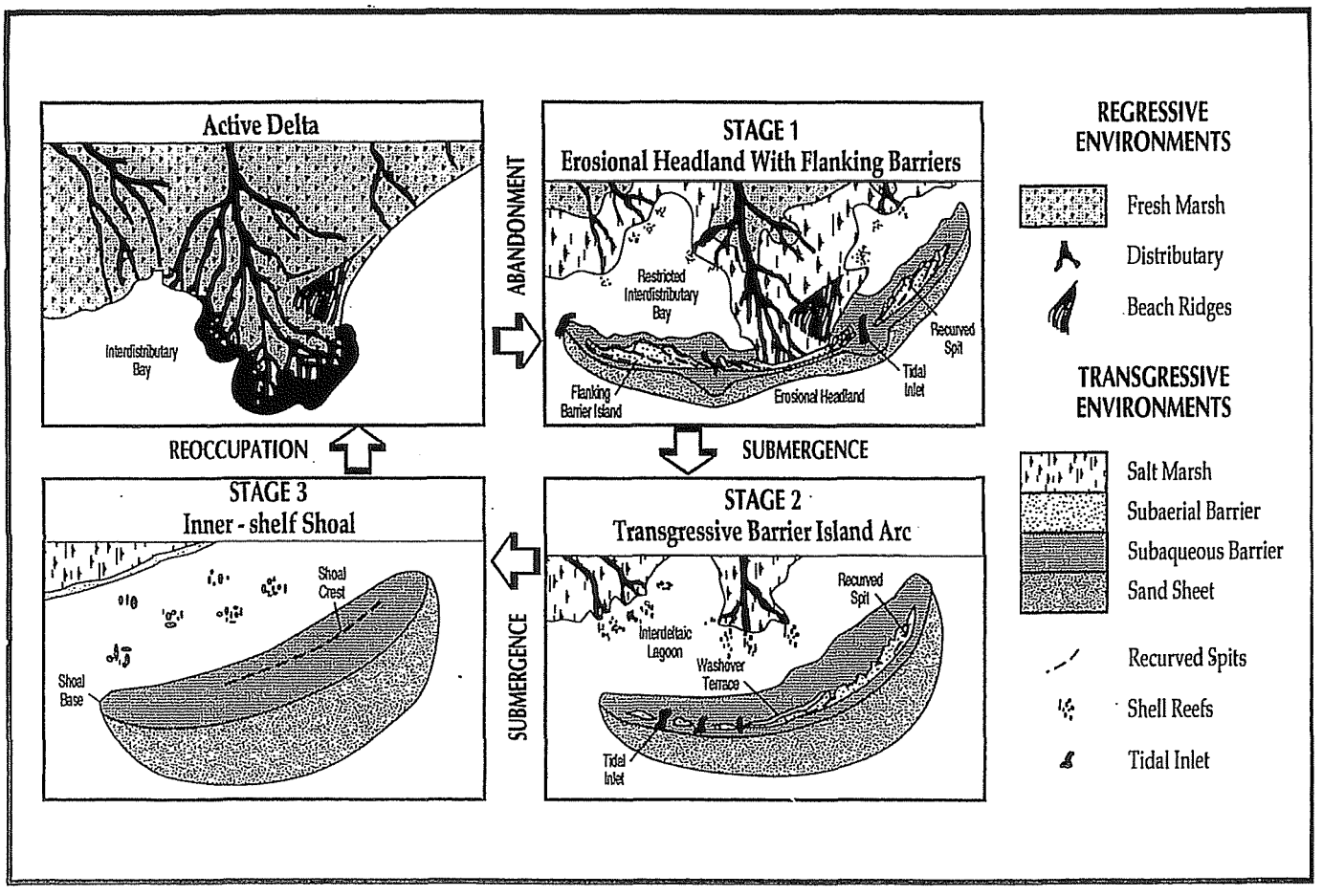
The rate of loss of coastal wetlands in Louisiana grew dramatically from the 1940s through the 1960s, but has declined since then. Similar trends were evident in both the Mississippi Deltaic Plain and Chenier Plain. Published with the permission of the Journal of Coastal Research, (15).

The rate of loss of coastal wetlands in Louisiana Coastal Plain, Mississippi River Deltaic Plain and Chenier Plain.	Figuur 4.15



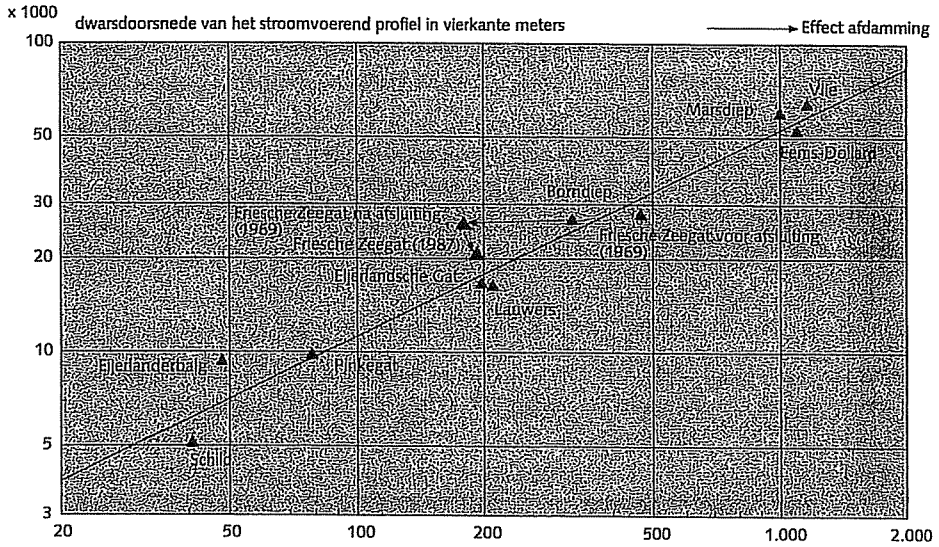
Conceptual framework of dominant processes operable over three spatial scales in Louisiana's coastal wetlands.

Conceptual framework of dominant processes operable over three spatial scales in Louisiana's coastal wetlands.	Figuur 4.16

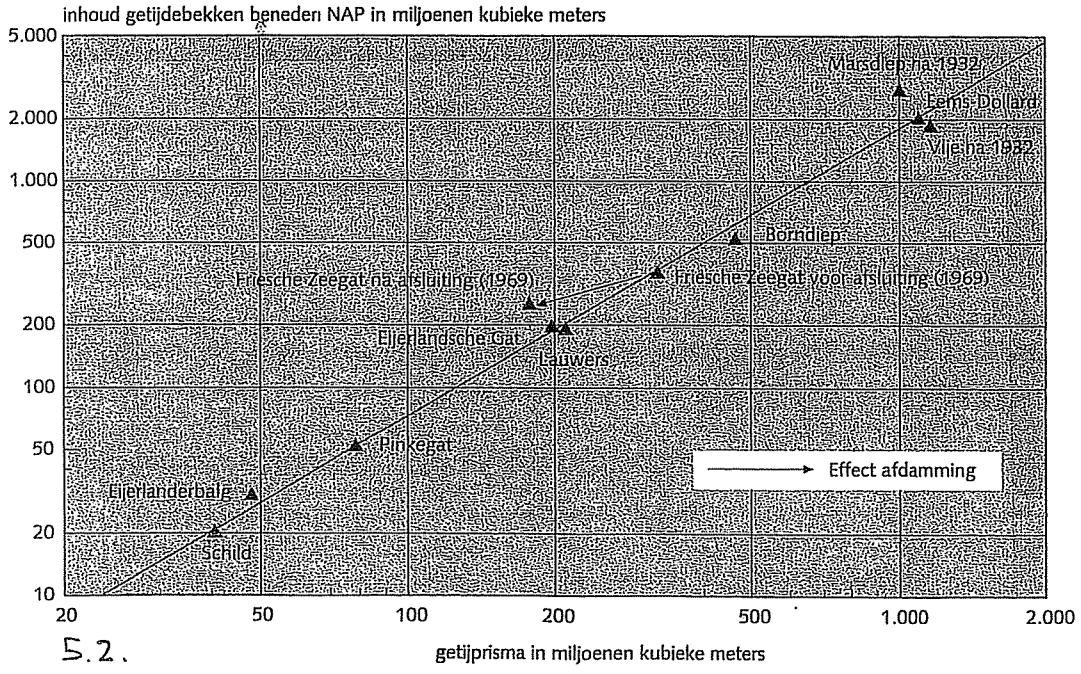


Stages in the construction and progressive destruction of a delta showing the three-stage geomorphic model referred to in Table 3. Published with the permission of the Journal of Sedimentary Petrology, (140).

Stages in the construction and progressive destruction of a delta showing the three stage geomorpic model referred to in Table 3. Published with the permission of the Journal of Sedimentary Petrology, (140).	Figuur 4.17



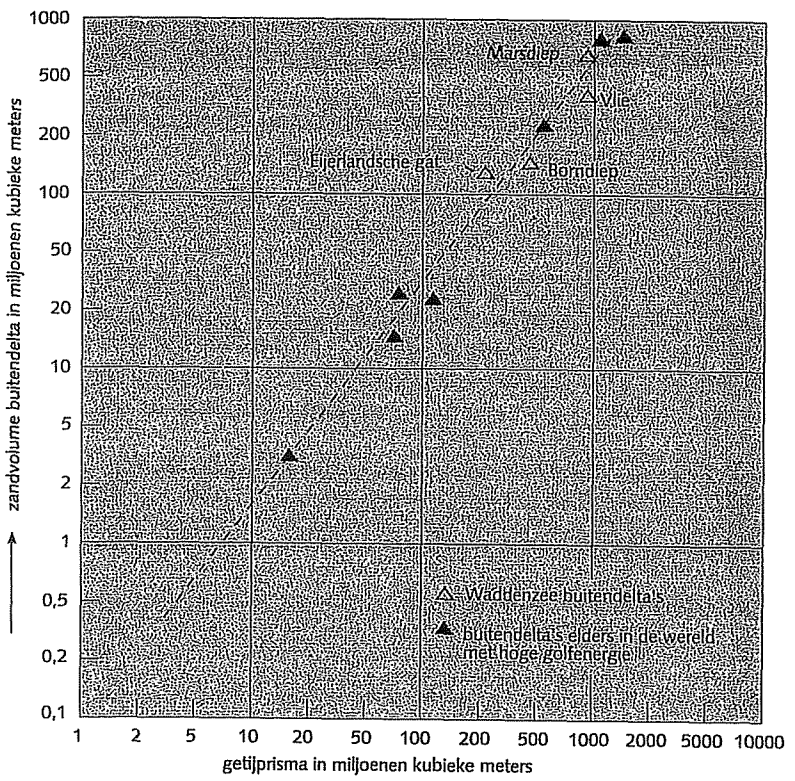
5.1.



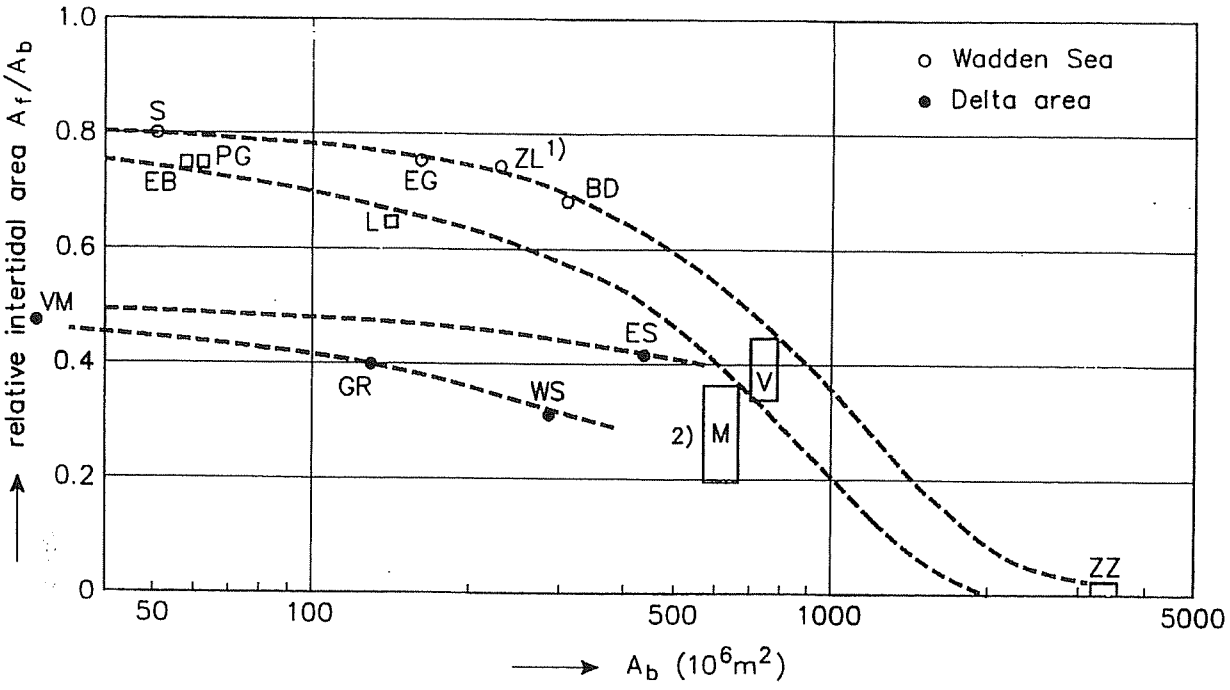
5.2.

5.1 Relatie dwarsdoorsnede versus getijprisma
5.3 Relatie inhoud getijdebekkens versus getijprisma

Figuur 5.1
5.3



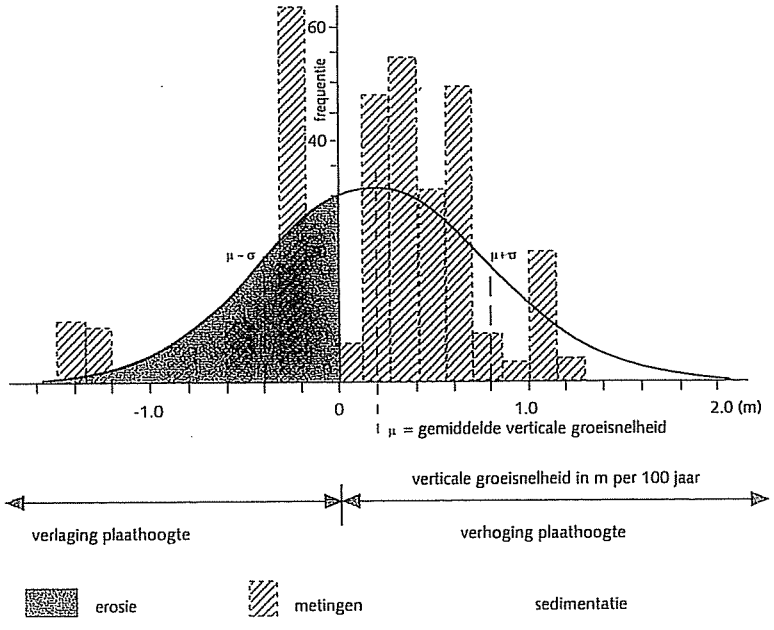
Zandvolume buitendelta versus getij prisma.	Figuur 5.6



1) before closure of the Lauwerszee

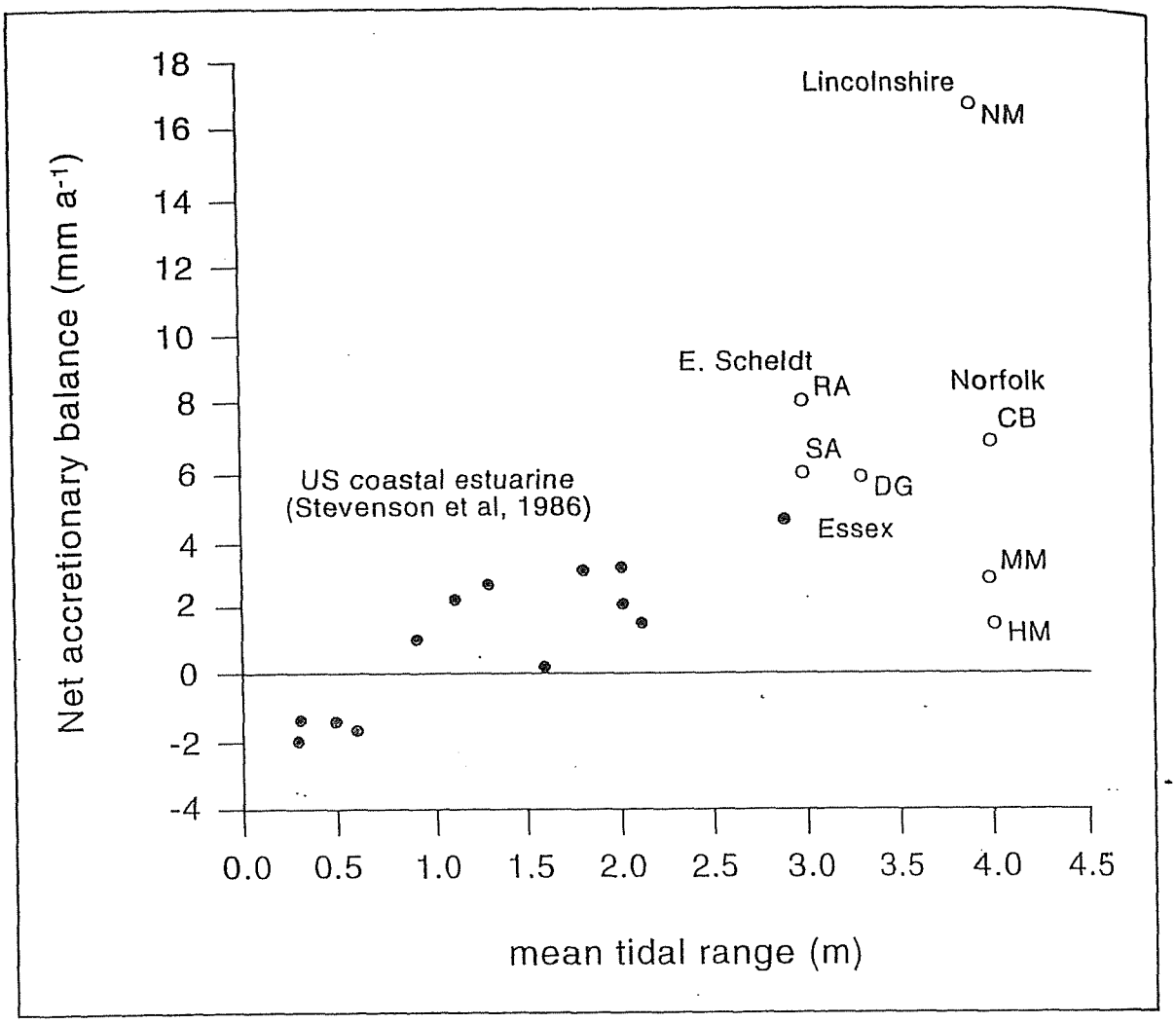
2) after closure of the Zuiderzee (IJsselmeer); no equilibrium yet ?

5.8 **Relative area of the intertidal zones in the Dutch Wadden Sea and Delta area**



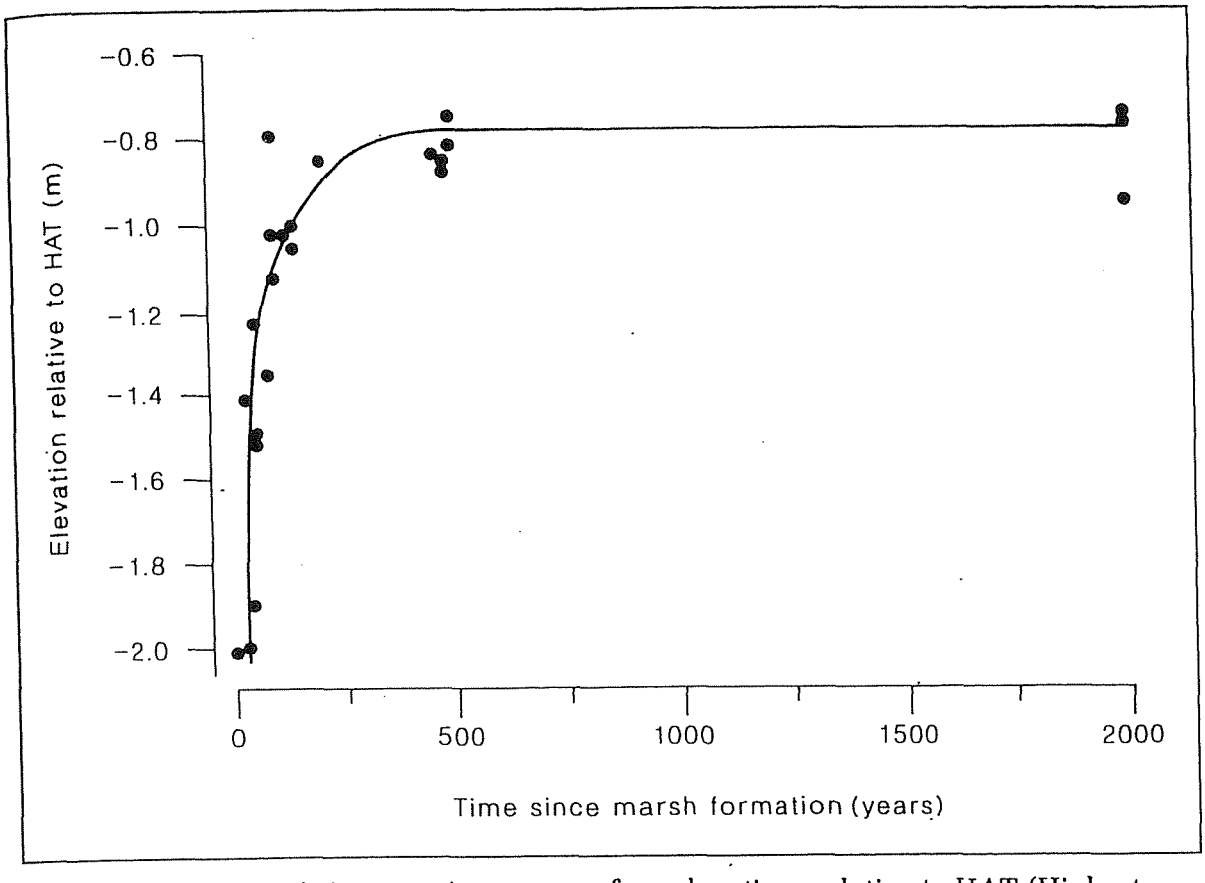
- Relative area of the intertidal zones in the Dutch Wadden Sea and Delta Area.
- Plaatontwikkeling in de waddenzee.

Figuur 5.8
5.9



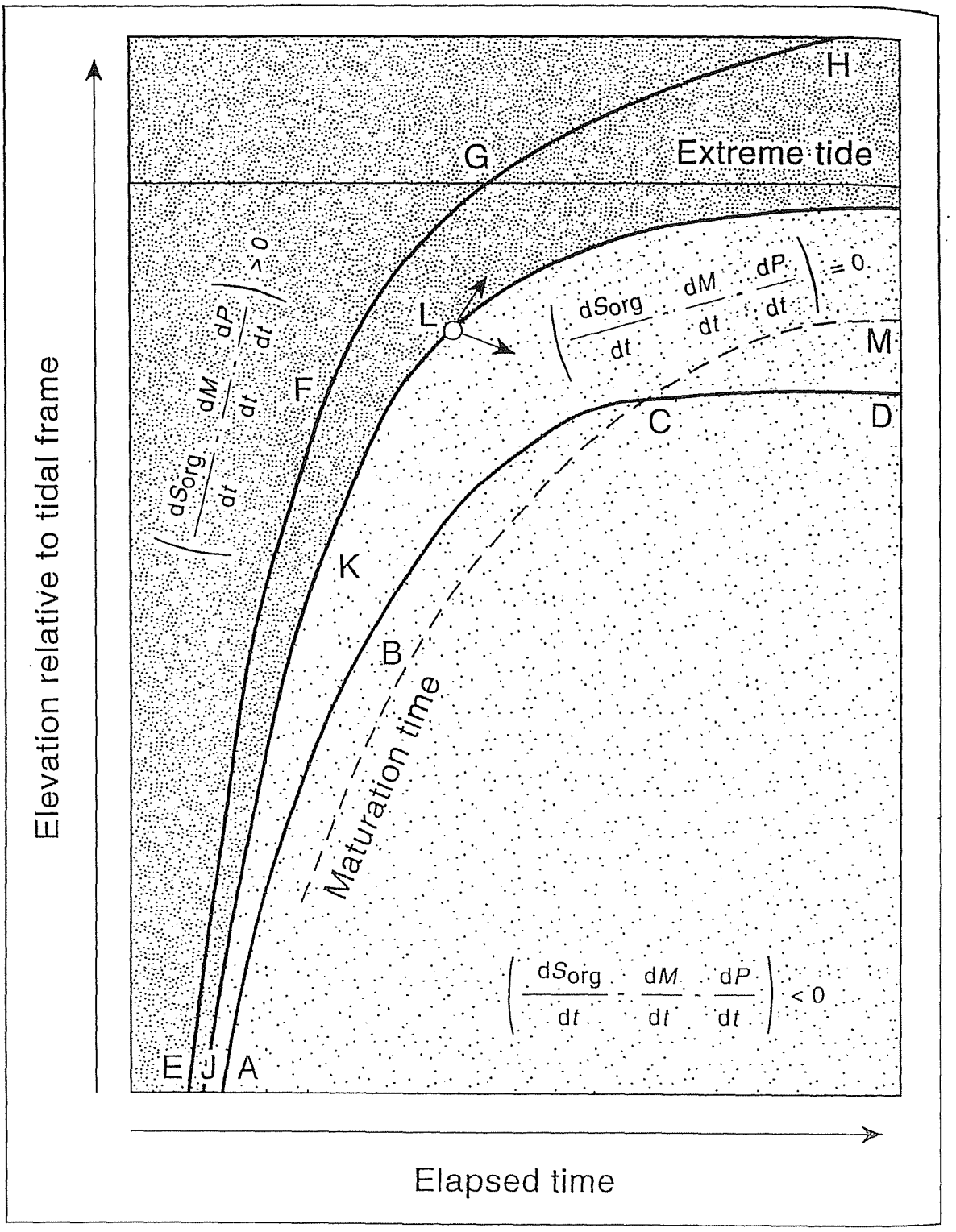
Plot of accretionary balance (mean annual accretion − local relative sea level rise) versus mean tidal range. After French (1994): CB = Cockle Bight, Scolt Head Island; MM = Missel Marsh, Scolt Head Island; HM = Hut Marsh, Scolt Head Island; DG = Dengie, Essex; NM = New Marsh, Gibraltar Point; RA = Rattekaai, East Scheldt, the Netherlands; SA = St Annaland, East Scheldt, the Netherlands

Plot of accretionary balance (mean annual accretion-local relative sea level rise) versus mean tidal range. After French (1994)	Figuur 5.10



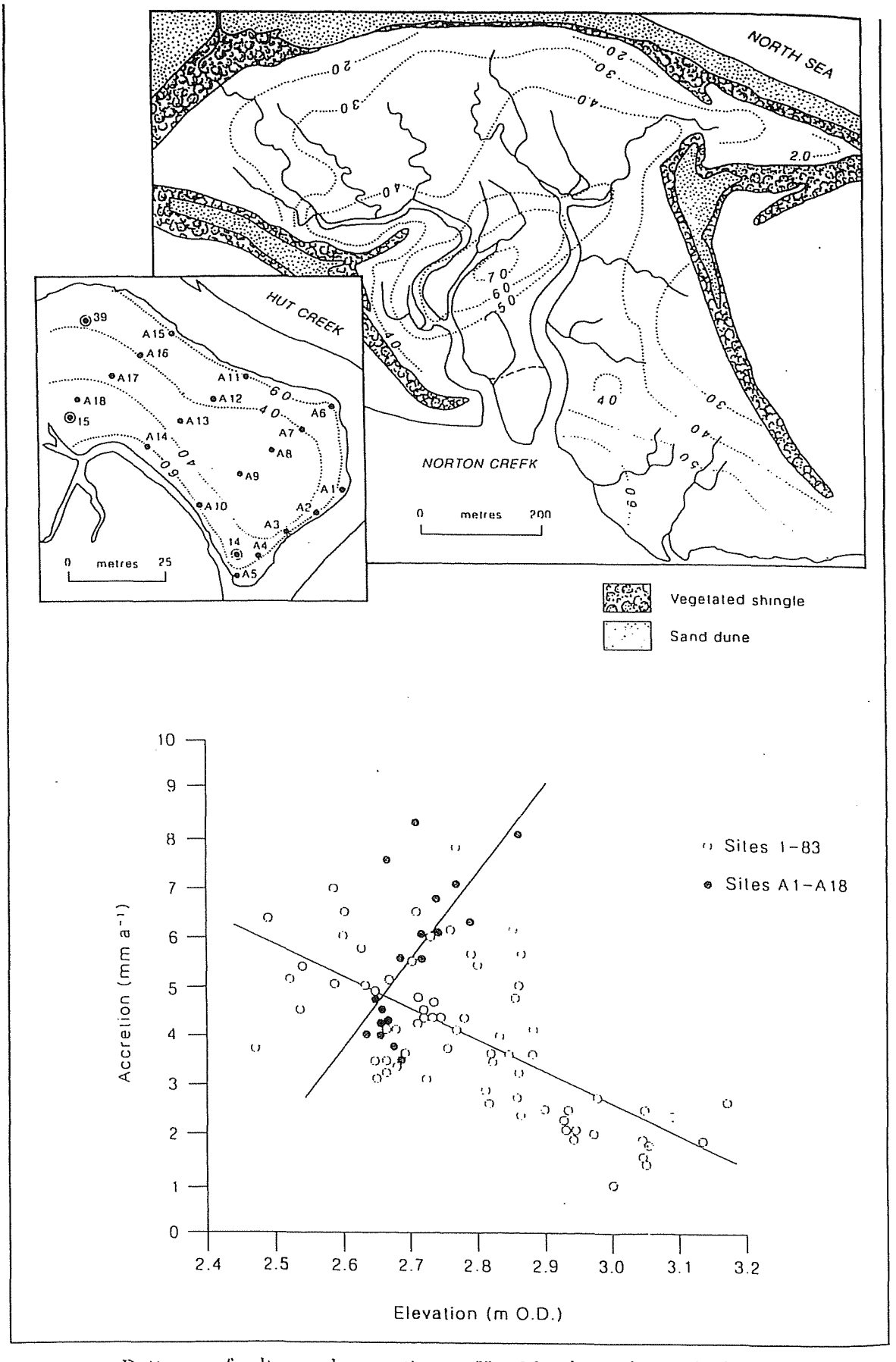
Asymptotic increase in mean surface elevation, relative to HAT (Highest Astronomical Tide) with increasing marsh age in north Norfolk. After French (1993)

Asymptotic increase in mean surface elevation, relative to HAT (Highest Astronomical Tide) with increasing marsh age in north Norfolk. After French (1993).	Figuur 5.11



Salt marsh growth models. After Allen (1990b)

Salt marsh growth models. After Allen (1990b).	Figuur 5.12



Patterns of salt marsh accretion at Hut Marsh, Scolt Head Island, England, at varying scales; marsh-wide sites 1–83 (top) and local sites A1–A18 (inset). After French and Spencer (1993)

Patterns of salt marsh accretion at Hut Marsh, Scolt Head Island, England, at varying scales; marsh-wide sites 1-83 (top) and local sites A1-A18 (inset). After French and Spencer (1993).	Figuur 5.13

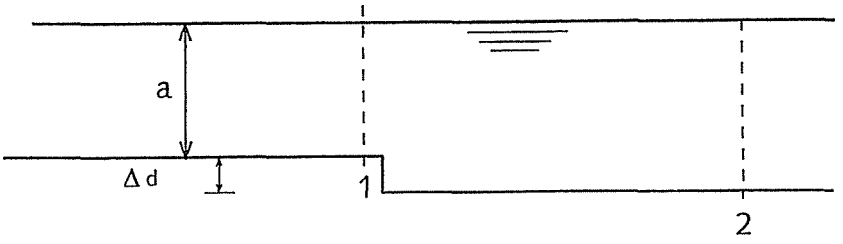
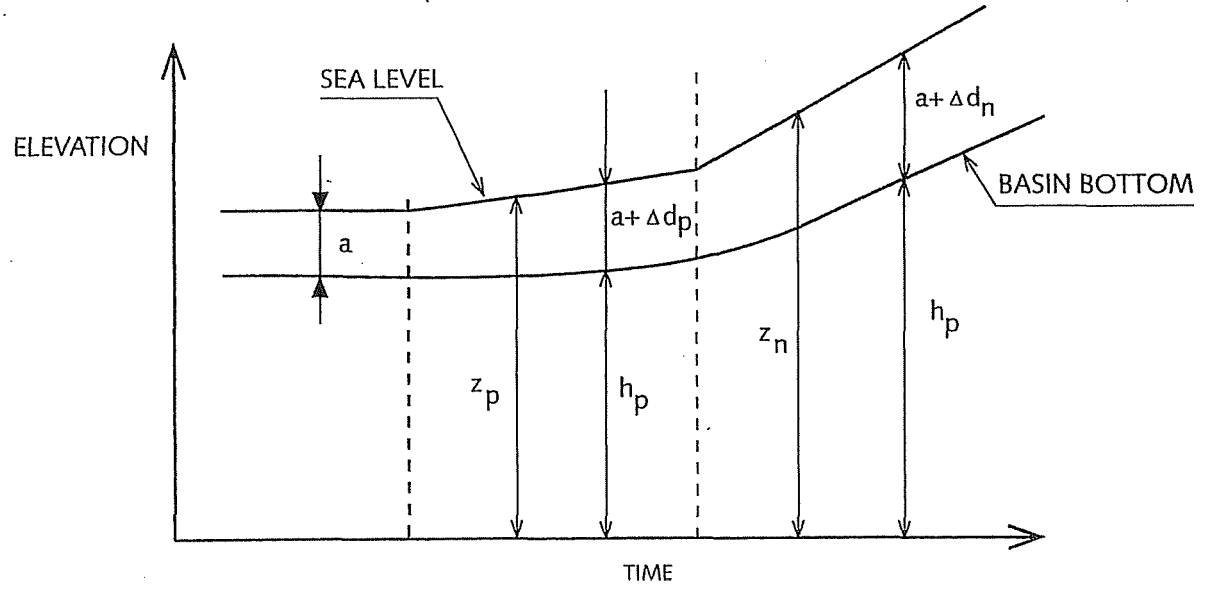
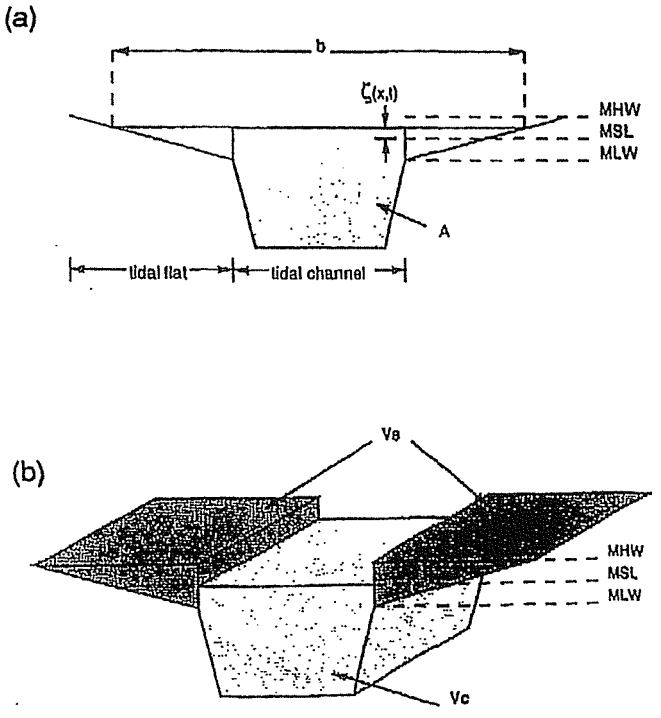


FIG. · PRINCIPLES OF SAND TRAP



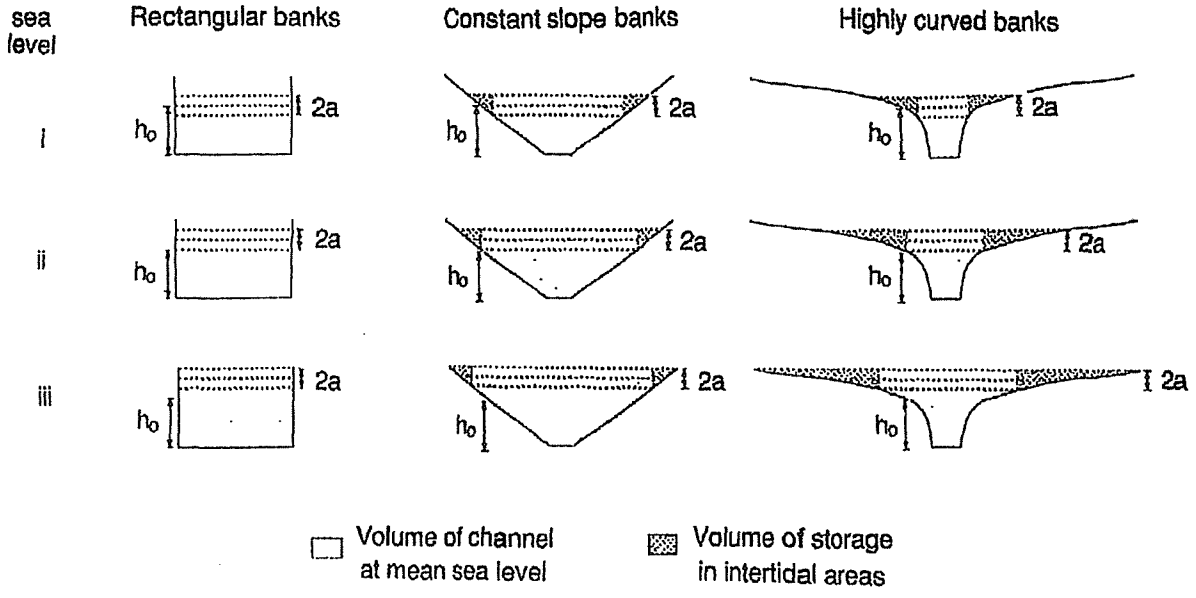
CONSERVATION OF SEDIMENT

- Principles of sand trap. - conservation of sediment.	Figuur 5.14

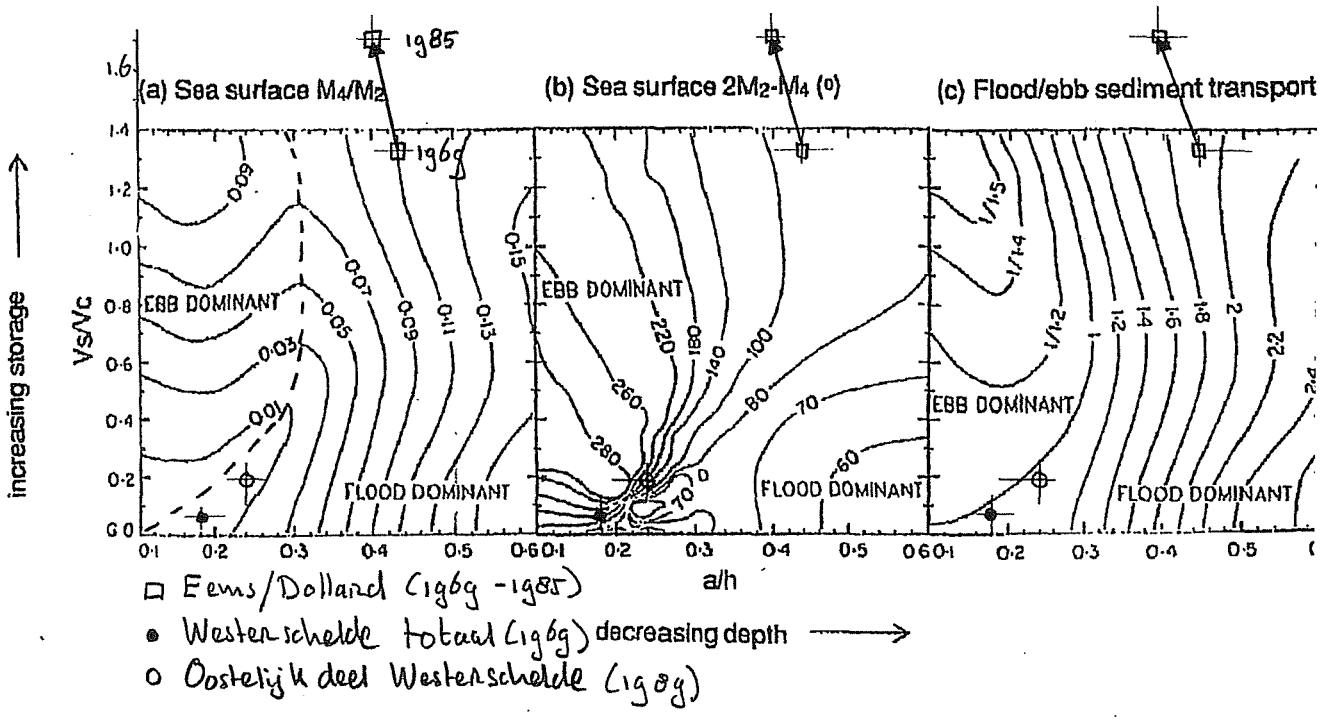


Schematic representations of the model system: (a) The numerical model is drawn in cross-section, showing the division of the model into (i) a momentum carrying channel and (ii) tidal flats which act in a storage capacity only. b = model width; $\zeta(x,t)$ = sea surface height; A = channel cross-sectional area, MHW, MSL and MLW = mean high water, mean sea level and mean low water. (b) A block diagram illustrates Vs = volume of storage in intertidal areas and Vc = mean volume in channels.

Schematic representations of the model system.	Figuur 5.15



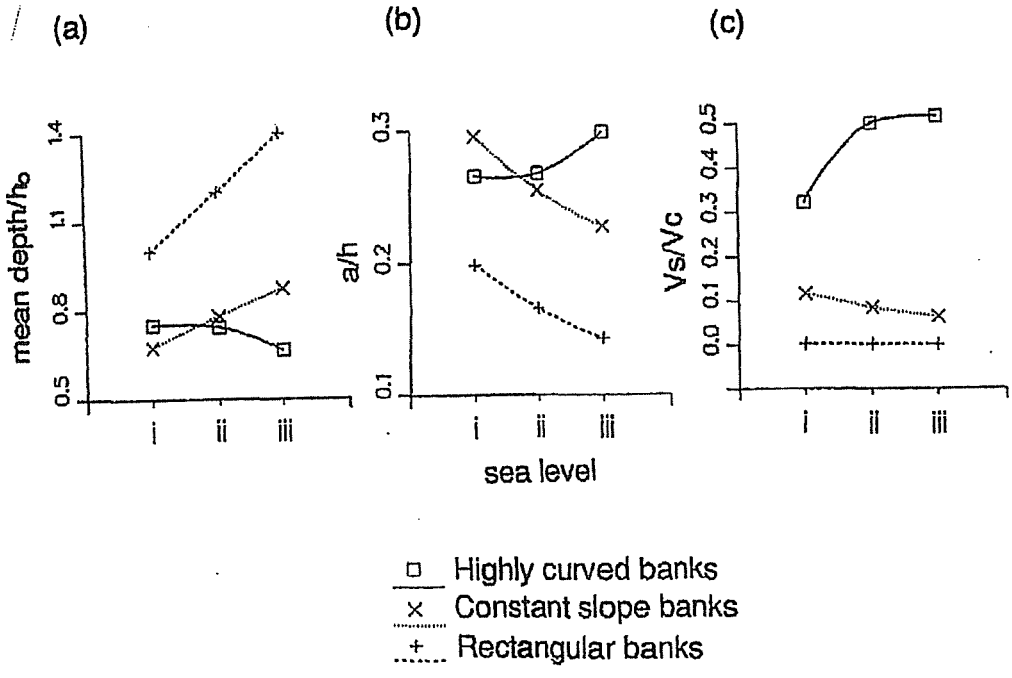
5.16 Cross-sections of conceptual rectangular, constant bank slope and highly curved bank slope channels at three sea-levels. h_o = reference depth and 2a = tidal range.



5.17 Contour plots of the parameters which determine non-linear tidal distortion as a function of a/h and Vs/Vc, resulting from 84 model systems (after Friedrichs and Aubrey, 1988): (a) surface M_4/M_2 amplitude ratio; (b) surface $2M_2-M_4$ relative phase; (c) flood-to-ebb near-bed sediment transport ratio. The distribution of non-linear distortion forms two fields, flood and ebb dominance, separated by the 180° contour in $2M_2-M_4$. Numerical results for coarse sediment transport are similar to trends in M_4/M_2 sea surface distortion.

- Cross-sections of conceptual rectangular, constant bank slope and highly curved bank slope channels at three sealevels. - Contour plots of the parameters which determine nonlinear tidal distortion as a function of a/h and Vs/Vc, resulting from 84 model systems (after Friedrichs and Aubrey, 1988).

Figuur 5.16
5.17



5.18 Changes in geometric parameters with sea-level rise in three conceptual model channels: effect of sea level on (a) mean channel depth, (b) a/h and (c) Vs/Vc. Response of geometric parameters to sea level is strongly dependent on system geometry.

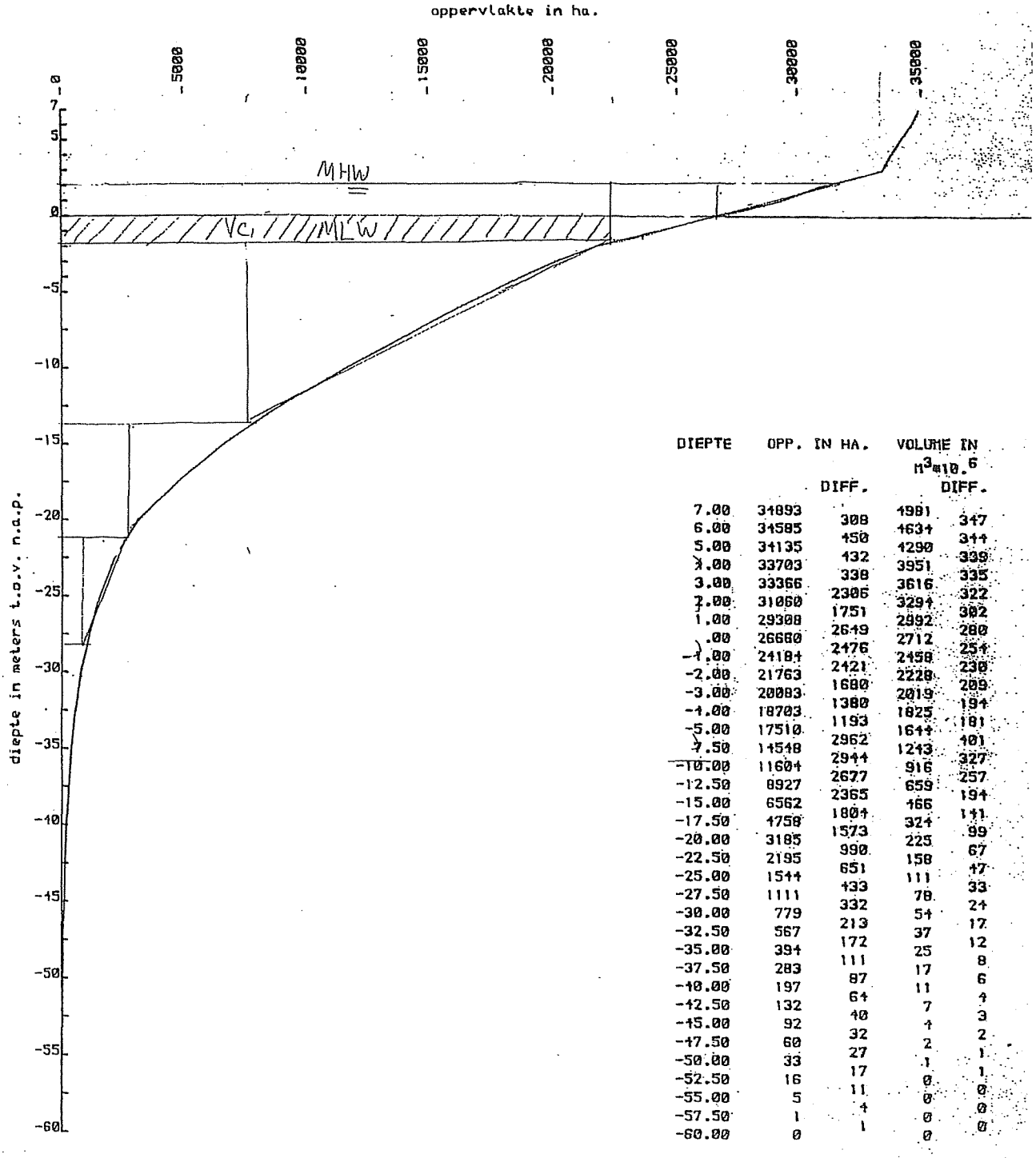
Changes in geometric parameters with sea-level rise in three conceptual model channels:	Figuur 5.18

Westerschelde totaal 1969

INHOUD SCHELDE-WESTERSCHELDE

SEGMENT ≤ XXI / I

LENGTE 80980m



DIEPTE	OPP. IN HA.	DIFF.	VOLUME IN $M^3 \cdot 10^6$	DIFF.
7.00	34893		4981	
6.00	34585	308	4634	347
5.00	34135	450	4290	344
4.00	33703	432	3951	339
3.00	33366	338	3616	335
2.00	31060	2306	3294	322
1.00	29308	1751	2992	302
.00	26660	2649	2712	280
-1.00	24184	2476	2458	254
-2.00	21763	2421	2228	230
-3.00	20083	1680	2019	209
-4.00	18703	1380	1825	194
-5.00	17510	1193	1644	181
-7.50	14548	2962	1243	401
-10.00	11604	2944	916	327
-12.50	8927	2677	659	257
-15.00	6562	2365	466	194
-17.50	4758	1804	324	141
-20.00	3185	1573	225	99
-22.50	2195	990	158	67
-25.00	1544	651	111	47
-27.50	1111	433	78	33
-30.00	779	332	54	24
-32.50	567	213	37	17
-35.00	394	172	25	12
-37.50	283	111	17	8
-40.00	197	87	11	6
-42.50	132	64	7	4
-45.00	92	40	4	3
-47.50	60	32	2	2
-50.00	33	27	1	1
-52.50	16	17	0	1
-55.00	5	11	0	0
-57.50	1	4	0	0
-60.00	0	1	0	0

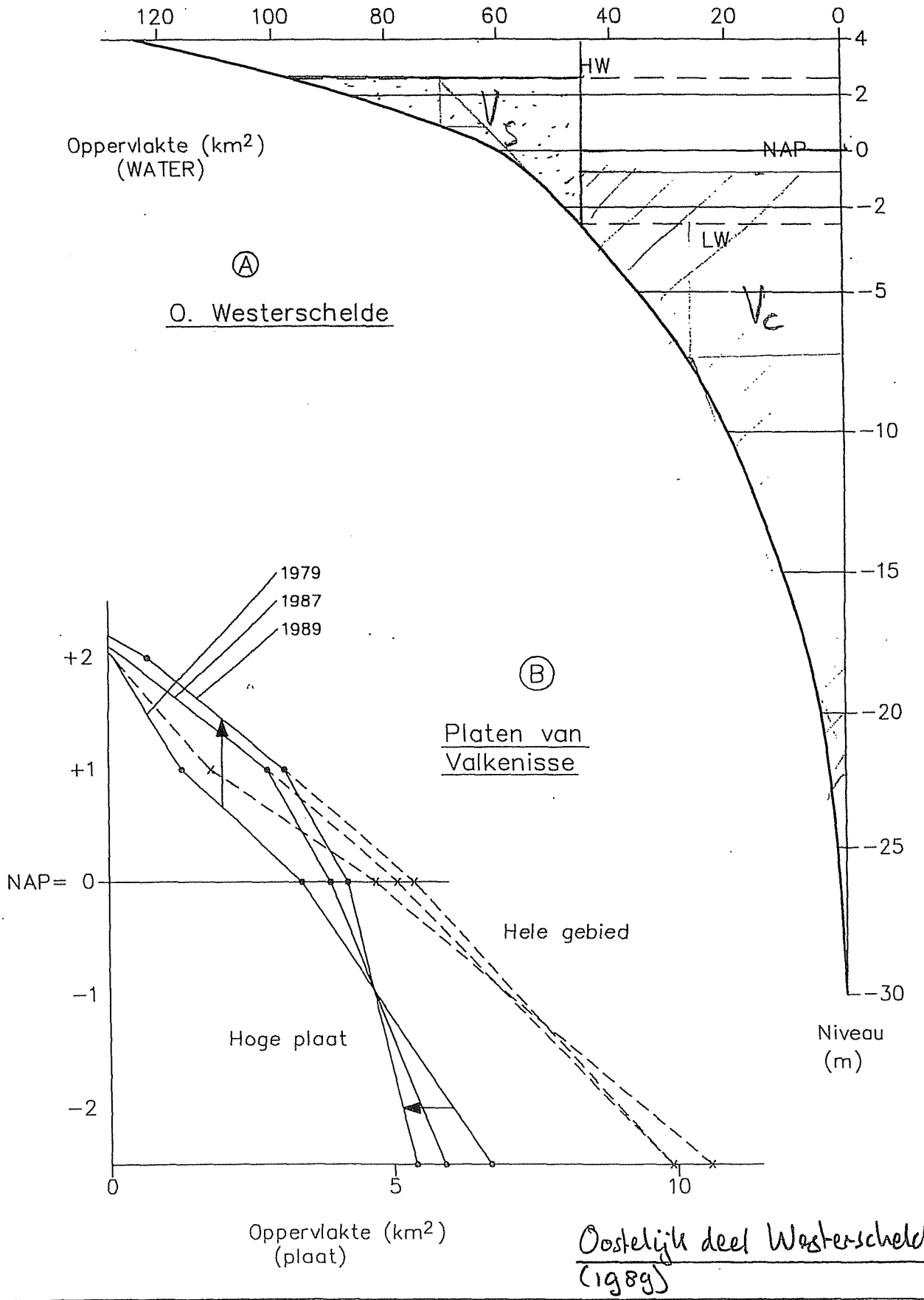
rijkswaterstaat
directie waterhuishouding en waterbeweging
district kust en zee - studiedienst vlissingen

get. BB
gez. [illegible]
gec. [illegible]
akk. [illegible]

Figuur 5.1

westerschelde - schelde
inhoudsberekening
opnemingen 1968-1969

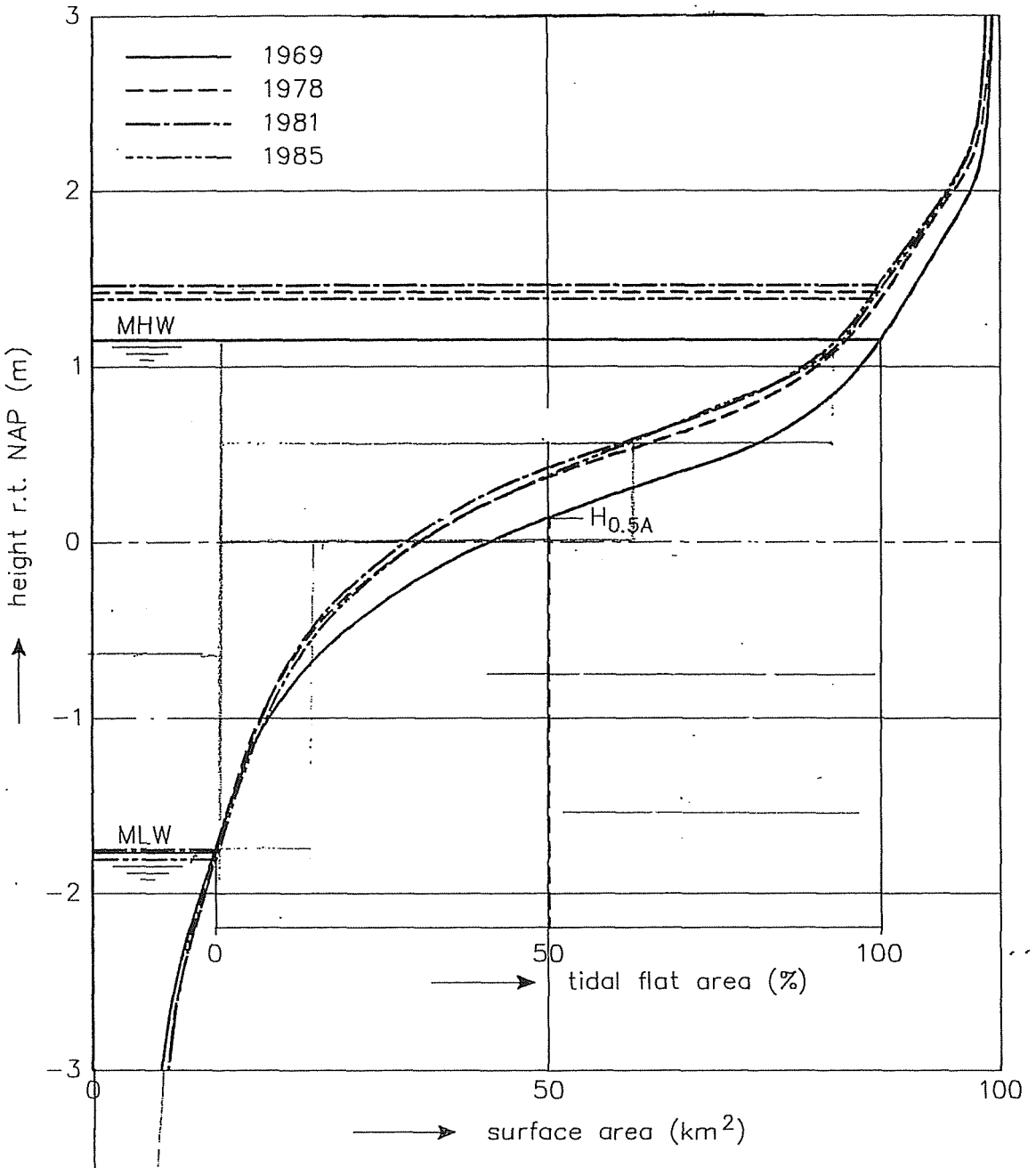
A1



Oostelijk deel Westerschelde
(1989)

OPPERVLAKTEN VAN WATER EN PLATEN IN DE O. WESTERSCHELDE		Figuur 5.20
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	Z 368	

Eems/Dolland 1969



year	MHW (m+NAP)	MLW (m+NAP)	Δh (m)	$H_{0.5A}$ (m+NAP)	MHW−$H_{0.5A}$ (m)
1969	1.16	−1.77	2.93	0.14	1.02
1978	1.42	−1.77	3.19	0.39	1.03
1981	1.46	−1.75	3.21	0.43	1.03
1985	1.39	−1.81	3.20	0.37	1.02

from: Duits–Nederlandse Eemscommissie, 1989

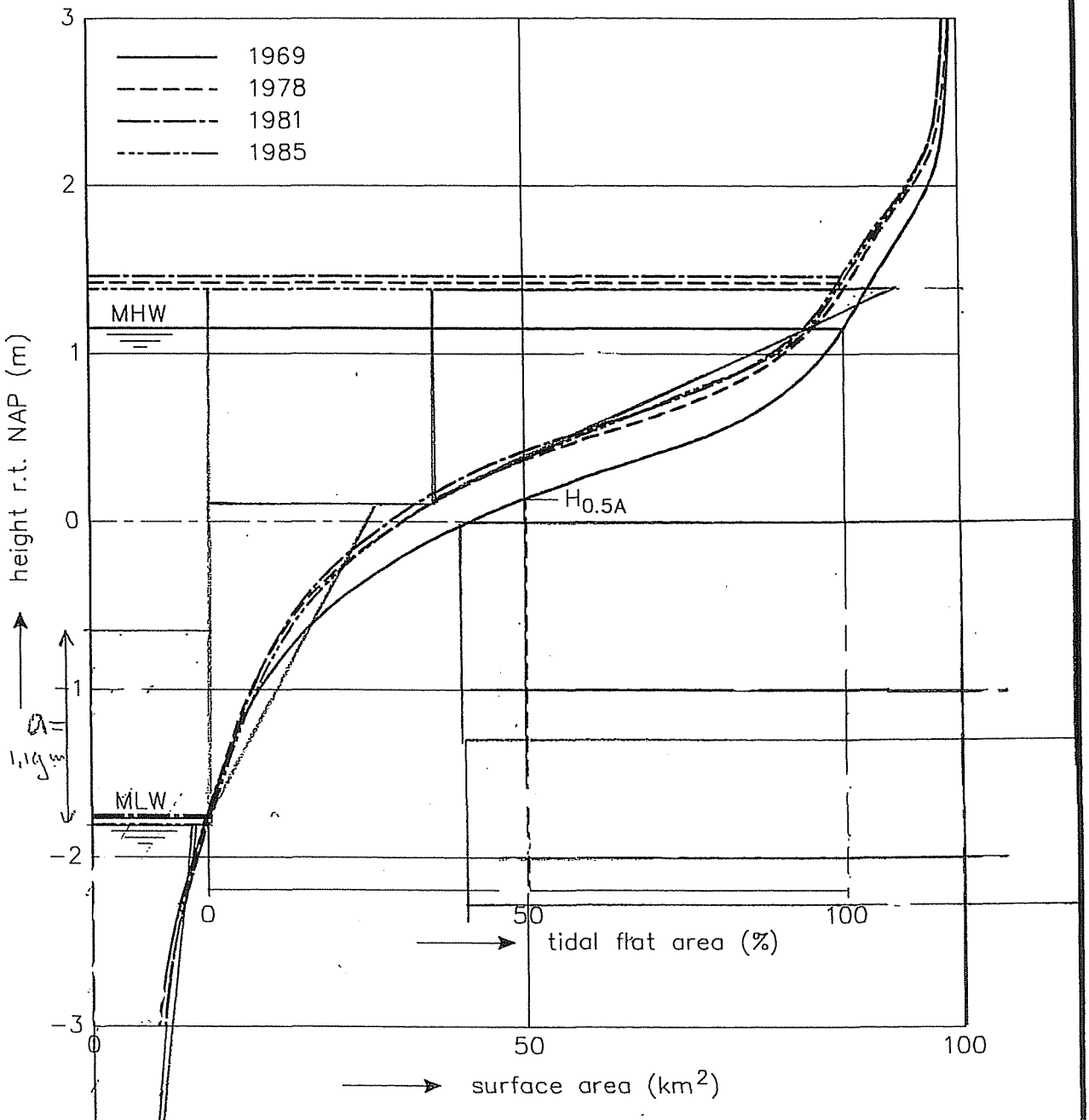
CHANGES IN THE HYPSOMETRIC CURVE OF THE DOLLARD COMPARED WITH CHANGES IN TIDE LEVELS

Figuur 5.21

DELFT HYDRAULICS

H 1300

Eems/Dolland 1985



year	MHW (m+NAP)	MLW (m+NAP)	Δh (m)	$H_{0.5A}$ (m+NAP)	MHW−$H_{0.5A}$ (m)
1969	1.16	−1.77	2.93	0.14	1.02
1978	1.42	−1.77	3.19	0.39	1.03
1981	1.46	−1.75	3.21	0.43	1.03
1985	1.39	−1.81	3.20	0.37	1.02

from: Duits–Nederlandse Eemscommissie, 1989

CHANGES IN THE HYPSOMETRIC CURVE OF THE DOLLARD COMPARED WITH CHANGES IN TIDE LEVELS

Figuur 5.22

DELFT HYDRAULICS

H 1300

Appendix A

Haringvliet-Hollands Diep

A Haringvliet - Hollands Diep

A1 Algemeen

Deze hoofdtak van het estuarium van de Rijn en de Maas ligt op 52° Noorderbreedte (Figuur A.1) aan de Noordzee. In de situatie voor de uitvoering van de Deltawerken (die hier wordt beschouwd) bestond er, via het Volkerak, verbinding met Grevelingen en Oosterschelde. Spui, Dordse Kil en Merwede vormen verbindingen met het noordelijk deel van het estuarium-systeem. De Biesbosch is een grote getijkom. Het getij drong tot ver op de Maas en de Waal.

Het estuarium ligt in de Holocene Nederlandse kustvlakte. Het is geheel bedijkt. De afzettingen in de Waal en de Maas zijn fluviatiel; die bij de mond hebben een marien karakter. Tussen deze uitersten bevinden zich estuariene afzettingen. Marien slib dringt binnen tot in het Hollands Diep.

In het fluviatiele deel bestaat de bodem uit vrij grof zand; in het mariene deel uit fijn zand zoals langs de kust van de Noordzee met korreldiameters van 100 tot 400 μm. In het estuariene deel komt in de afzettingen ook, tot 60%, slib voor; meer in de rustige ondiepe gebieden dan in de hydraulisch actievere diepe geulen.

A2 Afmetingen

De lengte, van de zee tot de Biesbosch, is ca. 70 km. De bergende breedte neemt van 3–5 km aan de mond af naar ca. 800 m in de Amer (zie Figuur A.1) met discontinuïteiten bij het Volkerak en de Merwede. Ook in het verloop van de oppervlakte van het dwarsprofiel komt de invloed van deze zijtakken naar voren.

Het aantal geulen in het dwarsprofiel neemt van 2 à 3 in het Haringvliet af naar 1 à 2 in het Hollands Diep naar 1 in de Amer en de Maas.

A3 Waterbewegingen

De gemiddelde reststroom door het Haringvliet en het Hollands Diep was ca. 1000 m^3/s. Bij een 1% maximum afvoer van de bovenrivieren nam dit toe tot ca. 4200 m^3/s.

Het gemiddelde tijverschil was ca. 1,8 m op zee, 1,8 m bij Hellevoetsluis, 2,1 m bij Moerdijk, nog ca. 1,0 m bij Hedel en 0,75 m bij de stuw van Lith.

Tabel A.1 geeft een beeld van de getijvolumina door enkele dwarsdoorsneden van het estuarium.

Tak	Plaats	1966					Geometrie			
		V_V	V_E	QT	V	V/QT	A	B	h	C
Haringvliet	W	175	225	50	400	8,0	17673	2592	8,7	72
	Spui	166	216	50	382	7,6	15867	3027	6,3	68
	Spui	156	204	48	360	7,5	14096	2175	7,1	69
	O	72	120	48	192	4,0	11991	2055	8,2	71
Holl. Diep	W	164	215	51	379	7,4	16129	2323	7,6	70
	Kil	104	155	51	259	5,1	12393	1771	8,4	71
	Kil	94	140	46	234	5,1	8116	1814	6,8	69
	O	79	125	46	204	4,4	8116	1814	6,8	68
Amer	W	59	71	12	130	10,8	3230	594	6,4	68
	O						1352	408	4,9	65
B. Maas	W						1191	232	5,2	66
Maas	Lith	0	12	12	12	1,0	629	172	4,2	51

V_V = Vloedvolume 10^6 (m^3) A = Oppervlakte dwarsprofiel (m^2)
V_E = Ebvolume 10^6 (m^3) B = Breedte (m)
QT = Restvolume 10^6 (m^3) h = Gemiddelde diepte (m)
V = $V_V + V_E$ 10^6 (m^3) C = Constante van Chézy ($m^{½}/s$)

Tabel A.1 Getijvolumina (1966) en geometrie

A4 Zoutindringing

Bij gemiddelde rivierafvoer drong het zout naar binnen tot de omgeving van Tiengemeten. Bij lage afvoeren werd ook het Hollands Diep bereikt. De Biesbosch was altijd zoet. Hoge rivierafvoeren konden het zout terugdringen tot in de zee. De zoutverdeling varieërde van totaal gemengd bij lage rivierafvoeren tot gelaagd bij hoge afvoeren.

A5 Sedimenttransporten

De aanvoer van sedimenten door de rivieren bedroeg naar schatting: zand 0,5 m^3/jr uit de Waal en 0,2 m^3/jr uit de Maas en slib 1 à 1,5 x 10^6 ton uit de Waal en 0,6 x 10^6 ton uit de Maas. De grootte van de uitwisseling met de zee en door het Volkerak is niet bekend.

A6 Relatie dwarsprofielen/getijvolume

In Tabel A.1 zijn naast de getijvolumina ook de corresponderende afmetingen van de dwarsprofielen van het estuarium gegeven. In Figuur A.2 zijn de oppervlakten van de dwarsprofielen van de geulen uitgezet tegen de gemiddelde getijvolumina.

De verhouding E = V/A neemt toe van 20 à 25 km in de kleine profielen tot 25 à 30 km in de grote geulen. Dit komt overeen met gemiddelde stroomsnelheden van 0,45 - 0,55 m/s en 0,56 - 0,67 m/s.

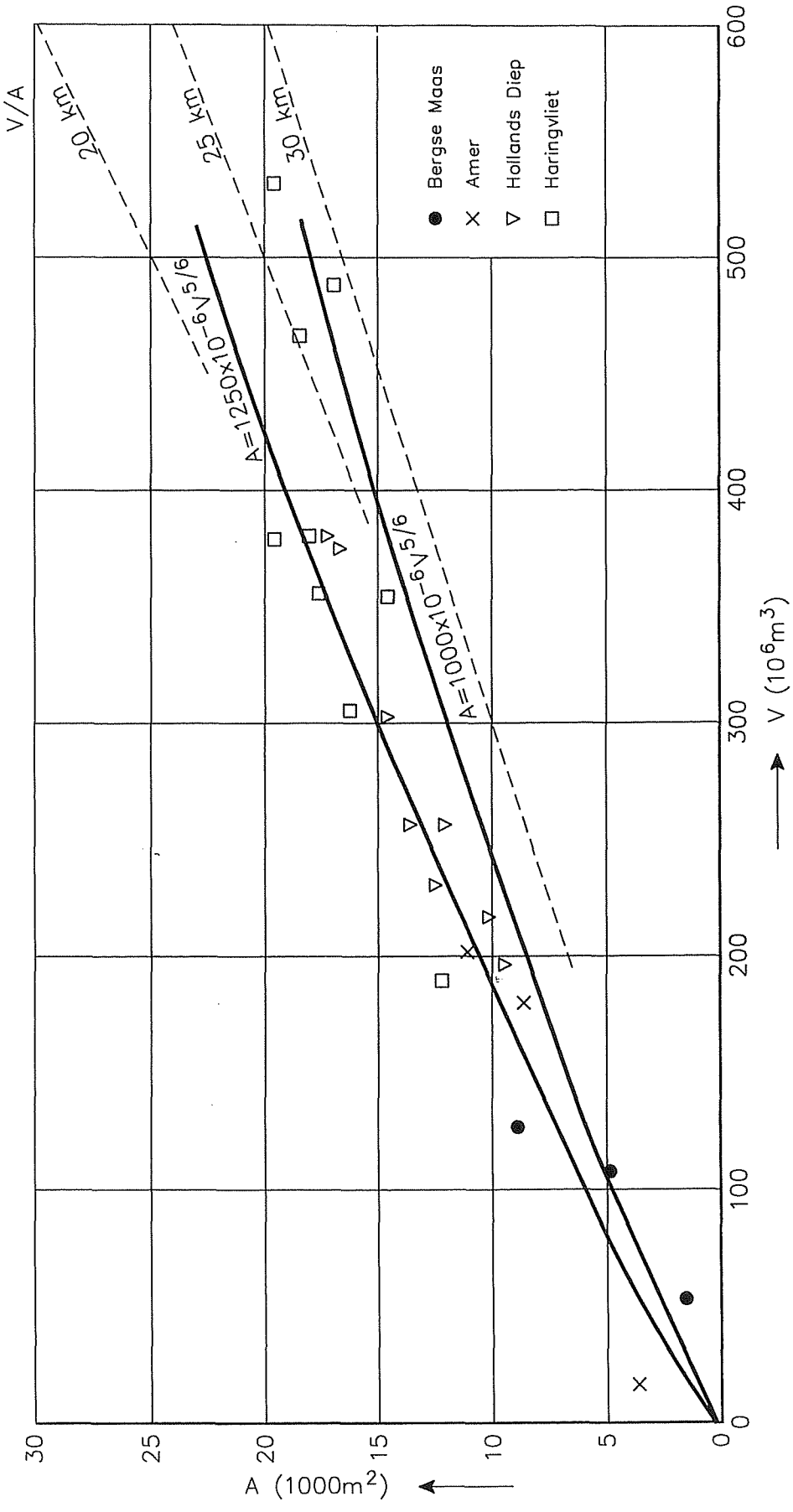
A7 Bronnen

Veel gegevens betreffende het estuarium zijn ontleend aan het rapport betreffende het Morfologisch Onderzoek Noordelijk Deltabekken; morfologische modellering (WL, E. Allersma, Z71-03, september 1988).

De relevante zeekaarten zijn nr. 1447 (Haringvliet en Grevelingen, 1:40.000) en nr. 1538 (Dordse Kill, Hollands Diep en Krammer/Volkerak 1:25.000) van de Nederlandse Dienst der Hydrografie.

HARINGVLIET – HOLLANDS DIEP
OPPERVLAKTE EN BREEDTE PROFIEL

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. A1



WAARGENOMEN A–V RELATIES

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. A2

Appendix B

Oosterschelde

B Oosterschelde

(In verband met de beschikbare gegevens wordt in de volgende korte beschrijving uitgegaan van de situatie in 1983).

B1 Algemeen

De Oosterschelde ligt op 52° Noorderbreedte (Figuur B.1). De aanvoer van zoet water en sedimenten door rivieren is (en was vroeger) minimaal.

Ontstaan als alluviale monding van de Schelde door een groot veengebied in de Nederlandse Kustvlakte is het, na erosie van het veen en vervanging daarvan door zand en klei, en afsnoering van de Schelde, nu een arm van de Noordzee. De afzettingen zijn voornamelijk marien.

Het hele estuarium is bedijkt. De Deltawerken hebben in 1983 de mond iets vernauwd en delen van het estuarium afgesneden.

Het bodemmateriaal in de geulen en op veel platen is fijn zand (100 - 500 μm). Slib komt voor in rustige gebieden op hoge platen, in het oosten en aan de randen van het estuarium. De concentraties van het slib in het water zijn over het algemeen laag.

B2 Afmetingen

De lengte van het estuarium is ca. 50 km. De breedte is ca. 8 km met vernauwingen tot 4 à 5 km. Keeten en Mastgat vormen een 15 km lange, 1 à 2 km breede zijtak naar het N.O..

De oppervlakte van de dwarsdoorsnede neemt van ca. 100.000 m^2 in de mond naar het oosten toe geleidelijk af.

Vrijwel in het hele estuarium (behalve de zijtak) komen twee of meer evenwijdige geulen voor.

B3 Waterbewegingen

Bij afwezigheid van een bovenafvoer van een rivier wordt de waterbeweging geheel bepaald door het getij dat vanuit de Noordzee binnendringt.

Het gemiddelde tijverschil neemt (1983) van 3.35 m bij Burgsluis af naar 3.05 m bij Stavenisse en de Kreekraksluizen.

Het gemiddelde getijvolume neemt van 2,7 km^3 door de mond geleidelijk af naar het oosten.

B4 Zoutindringing

Dit aspect speelt in de Oosterschelde geen rol van betekenis.

B5 Sedimenttransporten

De resulterende transporten van sedimenten worden alleen veroorzaakt door asymmetrieën in de waterbeweging. De hoeveelheden zijn relatief gering; vermoedelijk een export van zand van één of enkele miljoenen m³/jaar in de "natuurlijke" situatie en een import van slib.

B6 Relaties dwarsprofiel/getijvolume

Met behulp van de geschematiseerde dwarsprofielen (onder NAP) en de berekende getijvolumina ($V_E + V_V = V$) in het IMPLIC-model is in Figuur B.3 de relatie tussen de waterbeweging en de dwarsprofielen uitgezet.

De verhouding $E = V/A$ neemt conform het Haringvliet toe van 20 km en minder bij kleine geulen naar 25-30 km bij grote geulen; overeenkomend met gemiddelde stroomsnelheden van 0,45 m/s en 0,56-0,67 m/s. Dat is in het algemeen lager dan in de Westerschelde (Figuur C.3). In de kom van de Oosterschelde en in het Volkerak zijn er relatief ruime geulen die nog niet zijn aangepast aan de situatie in 1983.

Vergeleken met Figuur C.3 vormen de punten in Figuur B.3 een relatief nauwe band. Dit zou kunnen duiden op een betrekkelijk goede schematisatie van de geometrie en simulatie van de waterbewegingen in het model.

In het estuarium komen enkele geulen voor met een dwarsprofiel groter dan 30.000 m². Zij liggen langs de sterk verdedigde oevers van Noord Beveland, Zuid Beveland (ten W van Wemeldinge) en Tholen (bij Gorishoek) alsmede voor de haven van Zierikzee.

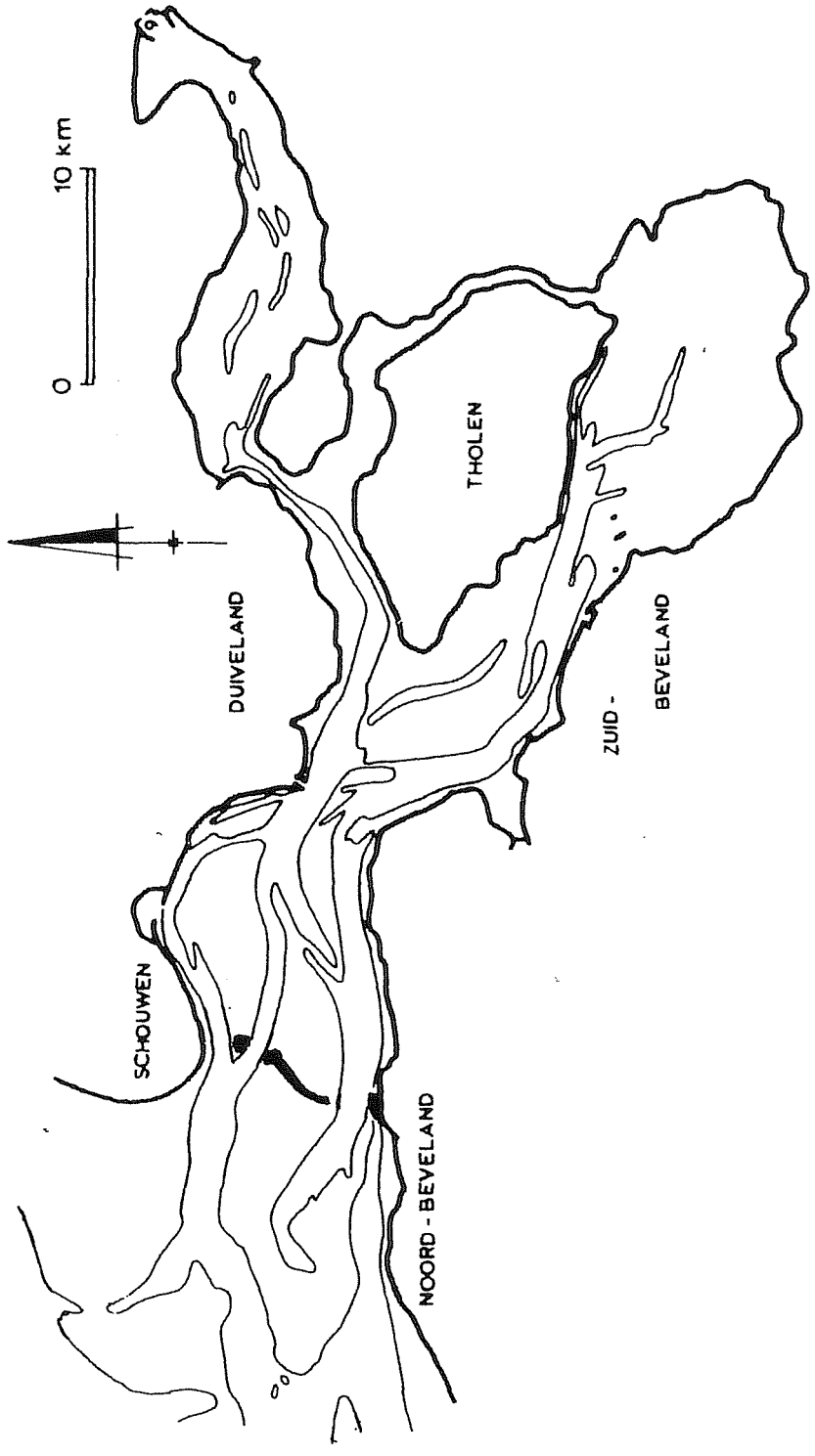
B7 Morfologie

Figuur B.2 toont het beeld van eb- en vloedscharen zoals het door Van Veen werd geschetst in 1950.

B8 Bronnen

De morfologische kaart in Figuur B.2 is ontleend aan Van Veen (1950). De schematisatie en de resultaten uit de IMPLIC-berekeningen zijn ter beschikking gesteld door Rijkswaterstaat.

De relevante zeekaart is no. 1446 (Oosterschelde: Burghsluis en Wemeldinge tot Bruinisse en Bergen op Zoom, 1:40.000) van de Nederlandse Dienst der Hydrografie.

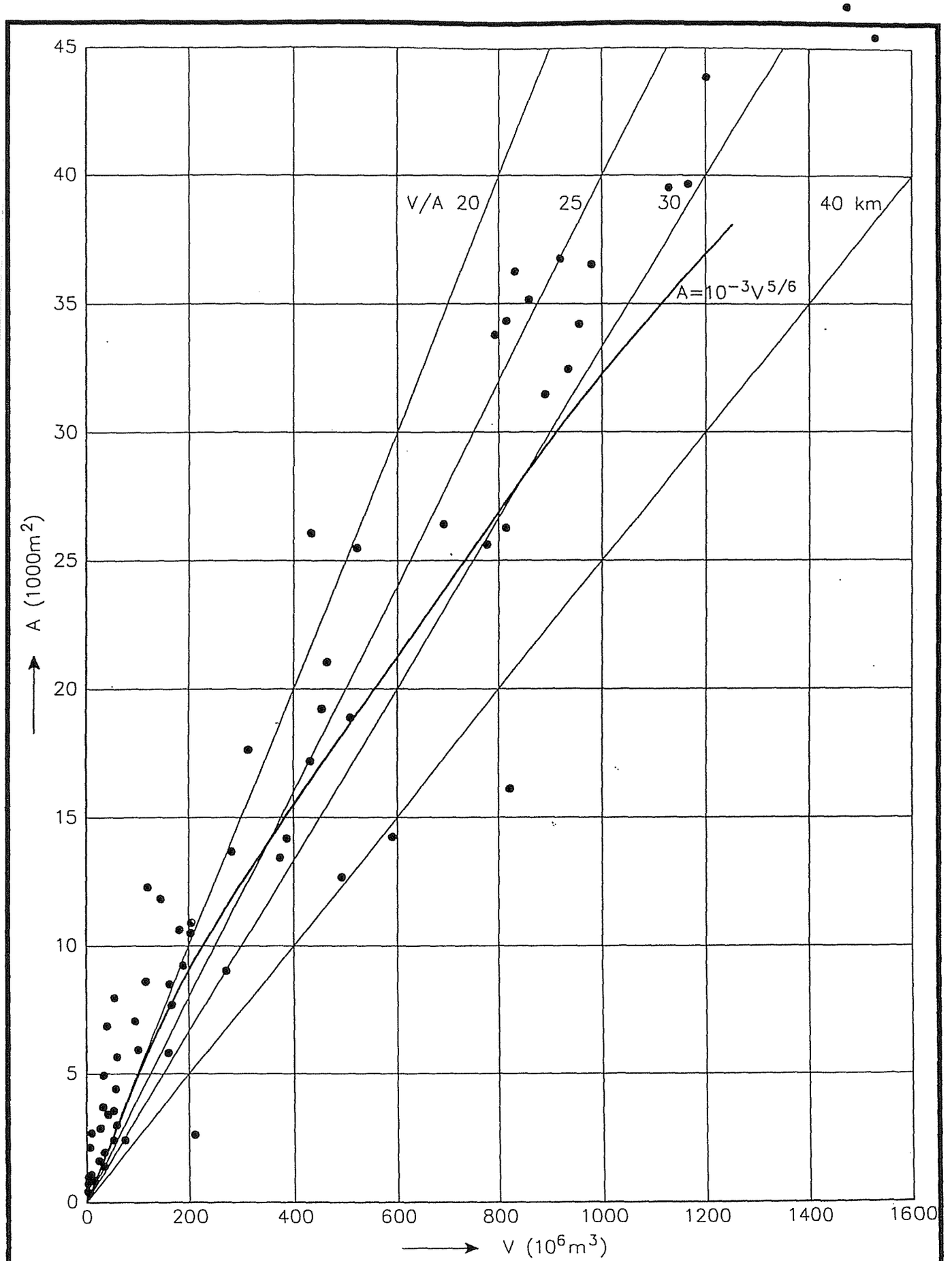


OOSTERSCHELDE

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. B1

OOSTERSCHELDE EB- EN VLOEDGEULEN (VAN VEEN)

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. B2



OOSTERSCHELDE RELATIE A/V

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 1828

FIG. B3

Appendix C

Westerschelde

C Westerschelde

C1 Algemeen

De Westerschelde ligt op 51° Noorderbreedte (Figuur C.1). Het is het Nederlandse deel van het estuarium van de rivieren Schelde (10100 km²), Dender (1400 km²), Deurne (2500 km²) en Rupel (6500 km²). Het getij dringt door tot Gent (160 km), Lokeren (118 km), Mechelen (110 km) en boven Lier (130 km).

De Honte of Westerschelde heeft zich vroeger, vanuit het westen, uitgebreid in een groot veengebied om vervolgens contact te maken met de Schelde. Als estuarium van die rivier is daarna het huidige alluviale bed gevormd. Het estuarium is geheel bedijkt. Behalve het mariene mondingsgebied kan de Westerschelde, met een deel van de Zeeschelde, als estuarien worden gekenmerkt.

De sedimenten bestaan uit zand (150-300 μm) en slib ($<$ 50 μm). De bodems van de geulen en de lagere platen bestaan voornamelijk uit zand. Op hogere banken en in andere rustige delen (slikken, schorren) komt meer slib voor.

C2 Afmetingen

Tot op ca. 35 km van de mond (Hansweert) heeft het estuarium een breedte van 5 à 6 km. Daarna versmalt het geleidelijk tot ca. 1 km bij de grens (km 55) en ruim 50 m in Gent.

De oppervlakte van het dwarsprofiel neemt trechtervormig af van ruim 80.000 m² aan de mond naar 15.000 m² bij de grens en 5000 m² bij Antwerpen.

De hoofd-vaargeul wordt tot Antwerpen onderhouden op een diepte van NAP -14,5 m. Dit betekent dat drempels worden gebaggerd terwijl in de diepe bochten voldoende diepte (tot 30 m) aanwezig is.

In een groot deel van dr Westerschelde komen 2 à 3 geulen in het dwarsprofiel voor. Bij de grens met België neemt dit aantal snel af naar één.

C3 Waterbewegingen

De gemiddelde jaarafvoer van zoet water is ca. 120 m³/s waarvan 27 m³/s uit de Bovenschelde. De variatie is gering tussen 50 à 60 m³/s in de zomer en 160-180 m³/s in december-februari. Deze afvoeren hebben geen merkbaar effect op de waterstanden in de Westerschelde.

Het tijverschil in de mond is gemiddeld 3,8 m met 4,4 m bij springtij en 3 m bij doodtij. Het neemt toe tot gemiddeld 4,6 m in het oosten met variaties tussen 5,1 en 3,8 m bij spring- en doodtij.

Het getijvolume ($V = V_E + V_V$) neemt van 2,2 km³ aan de mond af naar ca. 300 x 10^6 m³ bij de grens.

C4 Zoutindringing

Bij gemiddelde rivierafvoeren dringt het zout het estuarium binnen tot boven Antwerpen. Bij hoge afvoeren wordt de zoutgrens tot bij de grens naar beneden geduwd. De grootste dichtheidsgradiënten worden gevonden in het oosterlijke deel van de Westerschelde. De zoutverdeling heeft een gemengd karakter. Er treden het gehele jaar door dichtheidsstromen op.

C5 Sedimenttransporten

De aanvoer van sedimenten door de rivieren wordt geschat op 300.000 ton slib per jaar. Gezien de afzettingen in het estuarium moeten er vanuit de zee nog één of meer miljoenen tonnen zand en slib naar binnen komen.

De slibgehalten in het water vertonen een duidelijk maximum rond en bovenstrooms van de Belgisch-Nederlandse grens.

C6 Relatie dwarsprofiel/getijvolume

Met behulp van de geschematiseerde dwarsprofielen (onder NAP) en de berekende getijvolumina ($V = V_E + V_V$) in het IMPLIC-model is in Figuur C.3 de relatie tussen de waterbeweging en de dwarsprofielen uitgezet.

De verhouding $E = V/A$ blijkt te variëren tussen 20 en 40 km overeenkomend met gemiddelde stroomsnelheden van 0,45 en 0,90 m/s. Dit is hoger dan in de Oosterschelde (Appendix B, Figuur B.3). Het verschil wordt mogelijk veroorzaakt door de zoutgradiënt in de Westerschelde en de recente vernauwing van de mond van de Oosterschelde.

De wijze van schematiseren zou de grote spreiding in de punten kunnen verklaren. Die is zeker groter dan die gevonden uit gemeten debieten door specifieke dwarsprofielen (WL, Allersma, 1992) zoals weergegeven in Figuur 4.2. Dit zou kunnen duiden op een, in morfologisch opzicht, minder gelukkige schematisatie van de geometrie en/of een minder nauwkeurige simulatie van de waterbewegingen.

De enkele geul met een dwarsprofiel groter dan 30.000 m² loopt langs Vlissingen en de mond van het Sloe in het nauwe stuk van het estuarium.

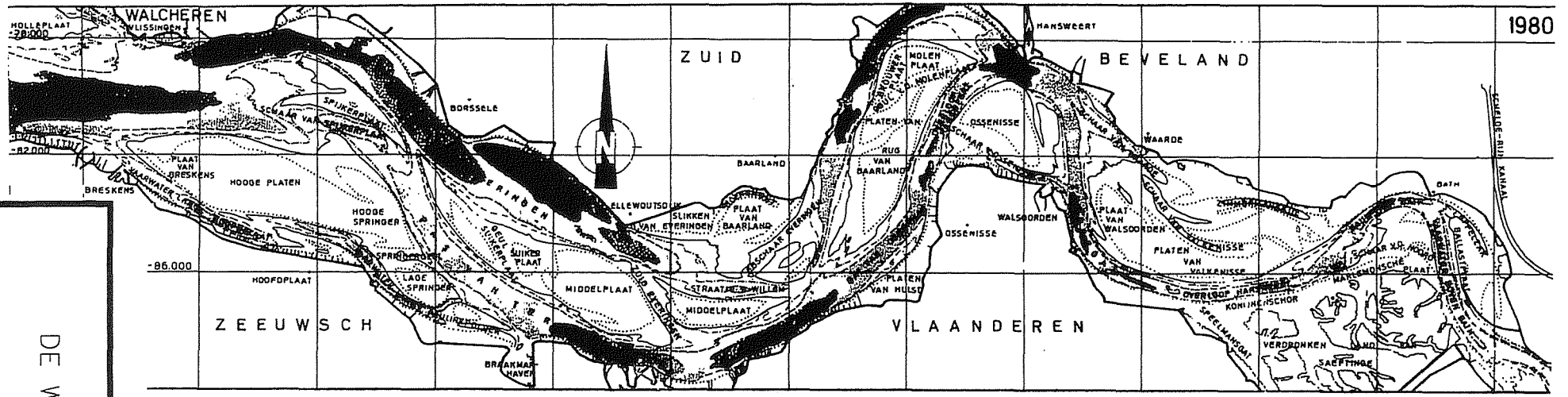
C7 Morfologie

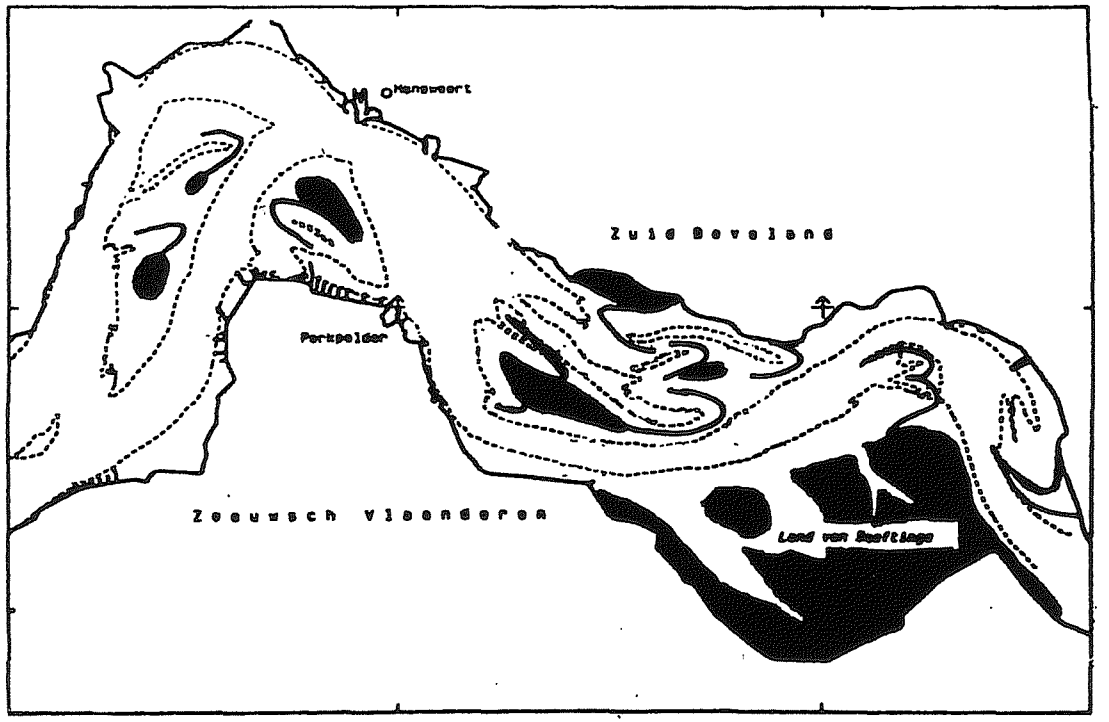
Figuur C.2 toont het beeld dat Van Veen in 1950 schetste van de eb- en vloedscharen in de Westerschelde. De hoefijzervormige drempels aan de einden van eb- en vloedgeulen die zijn weergegeven in Figuur C.1 geven hetzelfde beeld voor het oostelijke deel van de Westerschelde.

C8 Bronnen

Een beknopte systeem-analyse van de Westerschelde bevat de studie van de Werkgroep OOSTWEST (WL, Allersma, 1992). De morfologische kaarten (Figuur C.2) zijn ontleend aan Van Veen (1950). De gegevens betreffende het IMPLIC-model worden ter beschikking gesteld door Rijkswaterstaat.

De betreffende hydrografische kaart is nr. 1443 (Westerschelde van Vlissingen tot Antwerpen met Kanaal van Terneuzen naar Gent, 1:50.000) van de Nederlandse Dienst der Hydrografie.





DE WESTERSCHELDE

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 1828

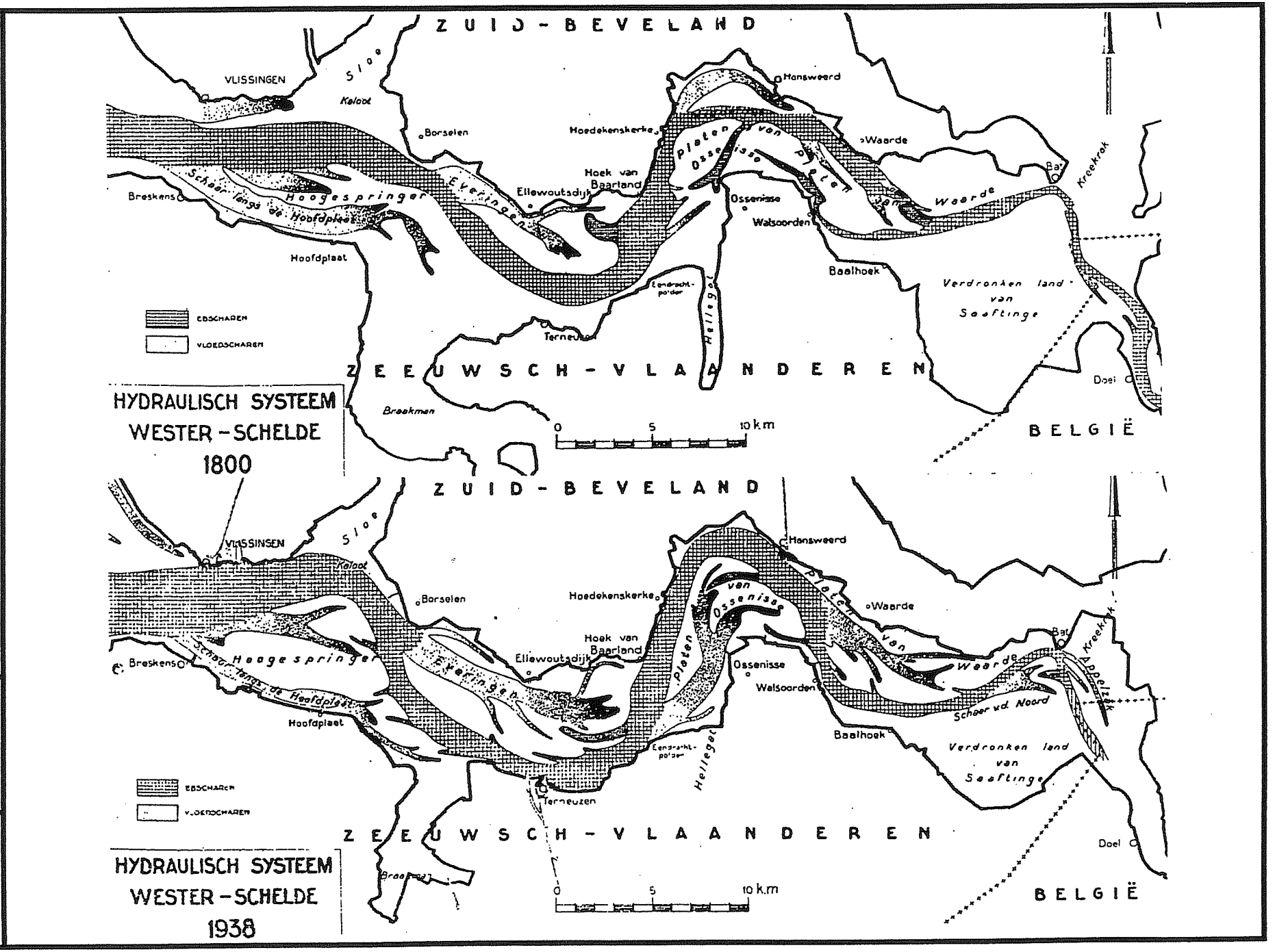
FIG. C1

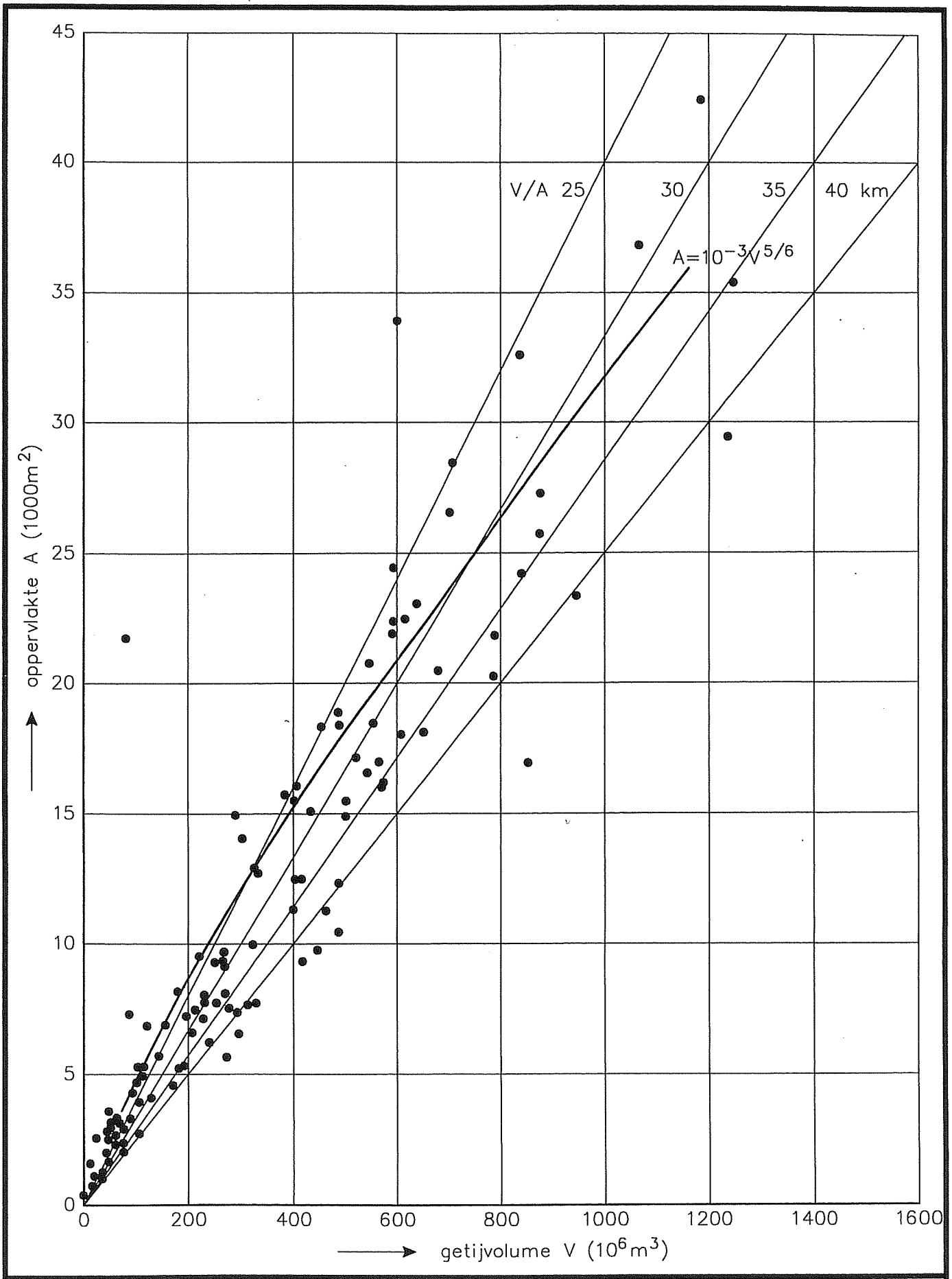
WESTERSCHELDE EB- EN VLOEDGEULEN (VAN VEEN)

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 1828

FIG. C2





WESTERSCHELDE RELATIE A/V		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 1828	FIG. C3

Appendix D

Gironde

D Gironde

D1 Algemeen

De Gironde ligt in West Frankrijk op 45° Noorderbreedte (Figuur D.1). Het is het gezamenlijke estuarium van de Gironde (56.000 km³) en de Dordogne (24.000 km²). De splitsing ligt op 70 km van de Atlantische Oceaan (km 26 onder Bordeaux) en het getij dringt tot ca. 160 km naar binnen.

Het alluvium is afgezet in een breed dal. De meeste oevers zijn natuurlijk of bedijkt; een markante insnoering vormt de mond tussen Pte de Grave en Pte de Suzac. De afzettingen worden beschreven als fluviatiel boven Bordeaux (km -10), als estuarien tussen km 70 en km -10 en als marien beneden km 70.

De korrelgrootte-verdeling van het bodemmateriaal is gemiddeld:

• Fluviatiel	30-35	< 2 μm	60-65%	2-60 μm	5%	> 60 μm
• Estuarien	35%	< 2 μm	55%	2-60 μm	10%	> 60 μm
• Marien	30 à 35%	< 2 μm	45 à 50%	2-60 μm	20%	> 60 μm

met in het algemeen relatief veel zand in de geulen en meer slib op de oevers. De minerale samenstelling is: 1,5-2% organisch materiaal, 5-10% carbonaten; 20-40% kwarts en veldspaten, en 30-60% kleimineralen.

D2 Afmetingen

De breedte van het estuarium neemt trechtervormig toe van enige honderden meters aan het landwaartse eind tot bijna 10 km bij km 80 met vervolgens een restrictie tot ca. 5 km aan de mond (km 95). De hoofdgeul door de buitendelta is ca. 25 km lang.

De indeling en de afmetingen van enkele dwarsprofielen zijn gegeven in Tabel D.1. Er wordt een scheepvaartgeul met een diepte van 6,5 m onderhouden tot Bordeaux. Tussen km 65 en km 75 wordt die geflankeerd door een lage dam. Beneden km 55 omvat het profiel twee hoofdgeulen met soms een derde kleinere. Boven km 55 verschijnen er eilanden met 2, soms 3, geulen naast elkaar. Die komen nauwelijks voor in de Garonne en de Dordogne.

D3 Waterbewegingen

De gemiddelde jaarafvoer van de beide rivieren samen is 800 à 900 m³/s met een maandelijks minimum van ca. 250 m³/s in augustus en ca. 1500 m³/s in januari. Extremen zijn droogten van 100 m³/s en vloeden van 8000-9000 m³/s; de laatste vooral afkomstig van de Garonne.

Het tijverschil aan de mond varieert tussen 2,2 m bij doodtij en 4,5 m bij springtij; rond een gemiddelde van ca. 3,3 m. Extremen zijn 1,5 en 5,5 m. Verder naar binnen neemt het tijverschil toe tot 3,6/5,2 m bij Bordeaux om verderop weer af te nemen.

De getijvolumina ($V = V_{eb} + V_{vloed}$) nemen vanaf de mond geleidelijk af. Geschatte gemiddelden zijn gegeven in Tabel D.1.

D4 Zoutindringing

Bij lage afvoeren dringt het zout door tot iets boven km 20; bij hoge afvoeren bijna tot km 54. In het laatste geval is de stroming gelaagd; in de zomer gedeeltelijk gemengd.

D5 Sedimenttransporten

De gemiddelde jaarlijkse afvoer van sedimenten door de beide rivieren samen is naar schatting 5 à 6 x 10^6 ton met aanzienlijke variaties tussen 2 en 10 miljoen ton.

Zand dringt waarschijnlijk het estuarium binnen vanuit de zee tot km 70. Slib kan doordringen tot in het troebelheidsmaximum (bouchon vaseux). De grootte van het transport door de mond is niet bekend. De afzettingen in het estuarium worden (ruw) gegeven als 2,5 x 10^6 m^3/jaar of 4 x 10^6 ton/jaar. Aangezien er ook afzettingen plaats hebben buiten het gepeilde gebied is er vermoedelijk geen of een gering resulterend inwaarts transport vanuit de zee.

Het troebelheidsmaximum bevindt zich in de zomer tussen km 50 en km 0 en in de winter tussen km 75 en km 50. De inhoud van de bouchon vaseux wordt geschat op 4-6 x 10^6 ton bij een laag springtij. Bij doodtij bevindt een groot deel hiervan zich vermoedelijk op de bodem in de vorm van vloeibare modder.

D6 Relatie dwarsprofiel/getijvolume

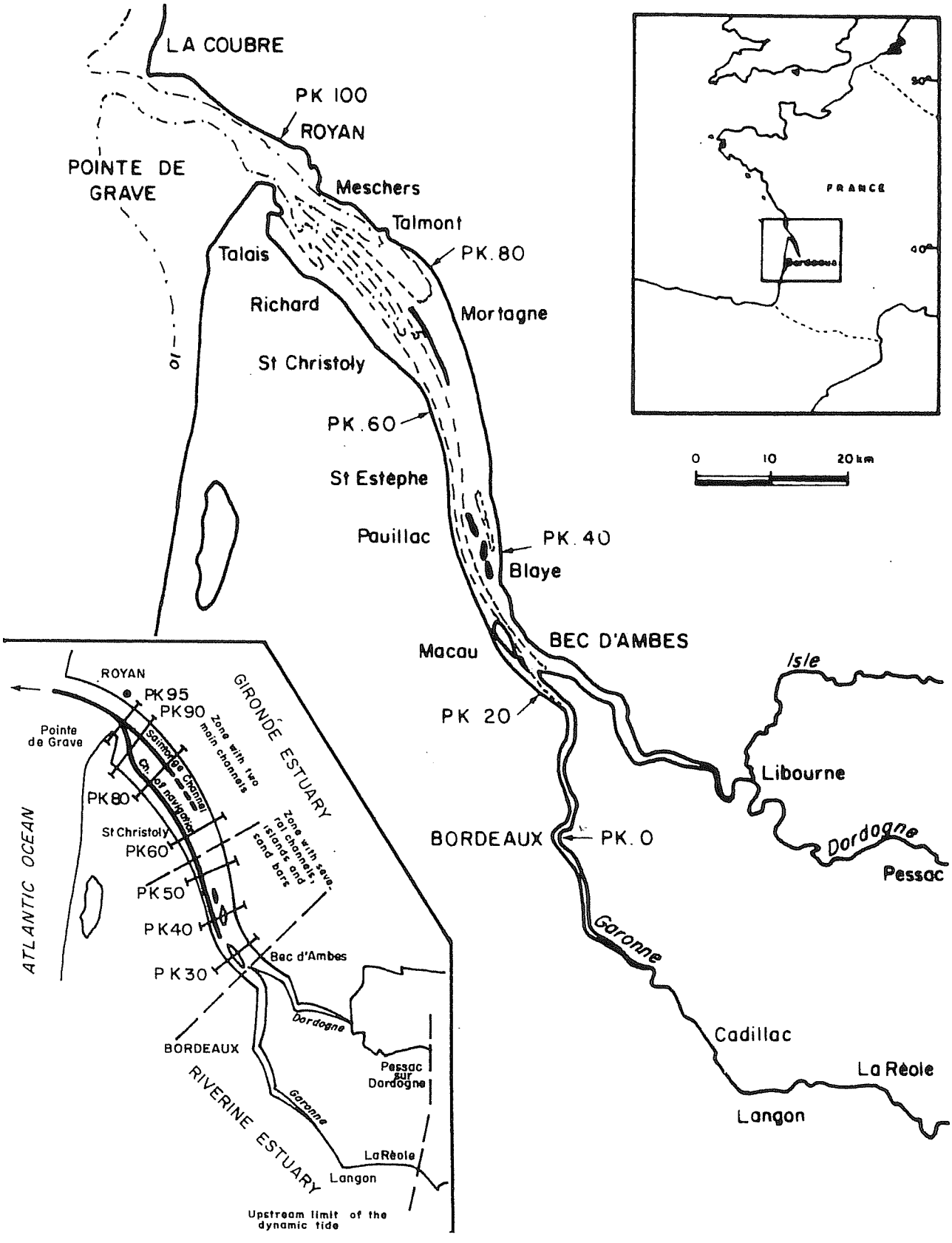
Figuur D.2 toont de relatie tussen de oppervlakte van de totale doorsnede (onder de gemiddelde waterstand) van het estuarium en het geschatte getijvolume ($V = V_{eb} + V_{vloed}$). De verhouding V/A varieert tussen 20 en 25 km; overeenkomend met een gemiddelde (over het getij) stroomsnelheid van 0,45 - 0,55 m/s.

D7 Bronnen

Jouanneau en Latouche (1981) geven een goede beschrijving van de geografie, de geologie, de sedimentologie, de hydraulica en de waterkwaliteit. Ten behoeve van de geometrie is gebruik gemaakt van kaart 2916 van de Britse Admiraliteit: La Gironde.

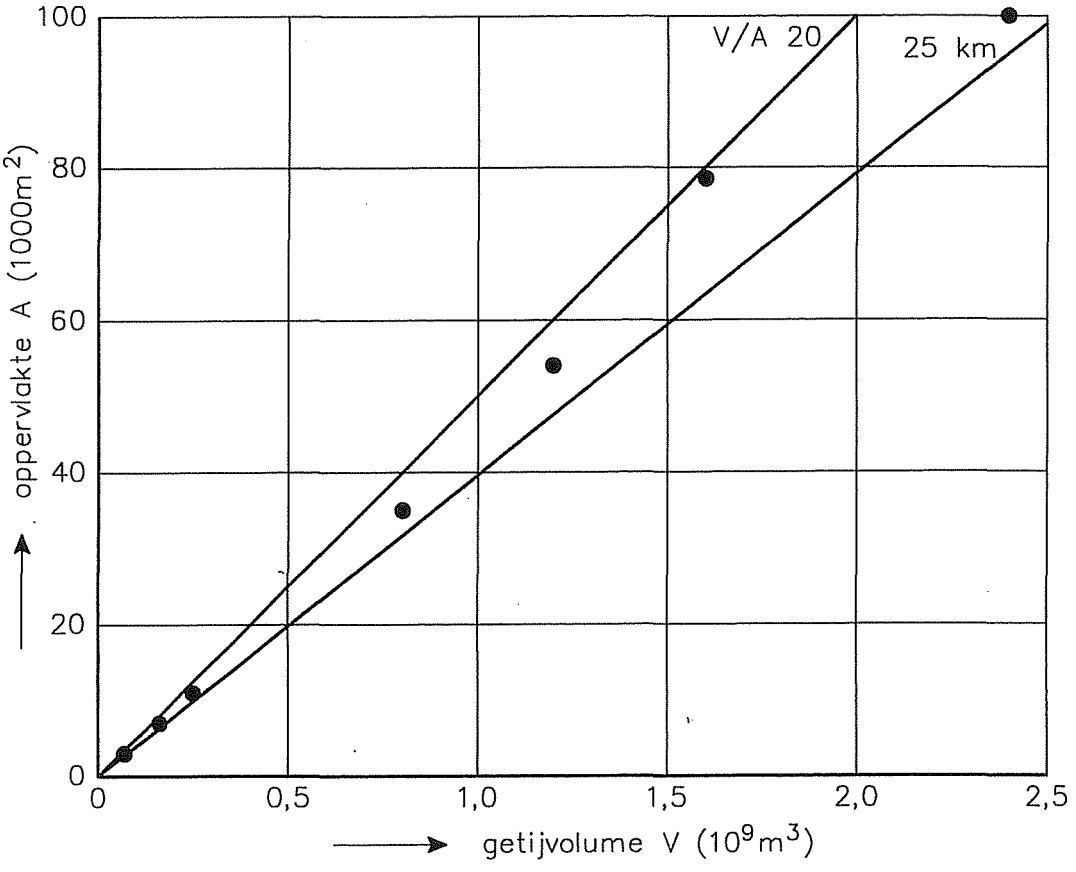
Locatie (km)	Geul	Oppervlakte (m^2)	Breedte (m)	Diepte (m)	V 10^6 m^3
93	a	30.000	1.750	17,1	
	b	70.000	3.500	20,0	
	totaal	100.000	5.250	19,0	2.400
80	a	7.000	1.250	5,6	
	b	21.000	3.400	6,2	
	c	41.000	3.500	11,7	
	totaal	79.000	8.150	9,7	1.600
71	a	20.000	3.150	6,3	
	b	34.000	4.850	7,0	
	totaal	54.000	8.000	6,8	1.200
58	a	15.000	1.750	8,6	
	b	20.000	3.000	6,7	
	totaal	35.000	4.750	7,4	800
Eilanden: 2-3 geulen (Breedte 4.500 - 2.500 m)					
27	a	1.000	350	2,9	
	b	10.000	1.500	6,7	
	totaal	11.000	1.850 (2.900)	5,9	450
Splitsing op km 26					
20	Gar.	6.000	900	6,7	170
	Dord.	3.000	1.000	3,0	90
1	Gar.	2.300	375	6,1	100

Tabel D.1 Afmetingen en getijvolumina (V) in de Gironde



DE GIRONDE

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. D1



GIRONDE RELATIE DWARSPROFIEL/GETIJVOLUME

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. D2

Appendix E

Chang Jiang/Yangtze

E Yangtze Estuarium

E1 Algemeen

Het Yangtze Estuarium ligt op 31° Noorderbreedte (Figuur E.1). Het is het, zeer grote, estuarium van de Yangtze Kiang (Chang Jiang) met een stroomgebied van ca. 1,8 x 10^6 km^2. Het getij dringt binnen tot Da Tong op 650 km van de mond.

Het estuarium heeft zich ontwikkeld in de alluviale oostelijke kustvlakte van China. De oostwaartse verschuiving is nu 50-100 m/jaar. Vooral de noordelijke tak vult snel op; zijn volume halveert elke 40 jaar.

De invloed van de rivier is groot tot de splitsing op 138 km van de zee. Zuivere mariene slibafzettingen bevinden zich op en buiten de drempel, zeewaarts van km 30. In het tussengebied bevinden zich recente estuariene afzettingen.

De bodem van het estuarium bestaat uit twee groepen van sedimenten:

- tweederde is silt met diameters van 10-60 μm; gemiddeld 35 μm, en
- eenderde is zand van 90-160 μm rond een gemiddelde van 125 μm.

Het fijne materiaal vormt de geulen en sedimentatiegebieden. Het grove materiaal komt voor op de (randen van) banken.

E2 Afmetingen

De totale breedte van het estuarium, inclusief het eiland Chong Ming, is ca. 60 km aan de mond. Het versmalt geleidelijk tot ca. 8 km ten westen van de splitsing van de twee takken. Tabel E.1 laat zien dat de totale oppervlakte van de dwarsdoorsnede aan de mond ruim 260.000 m^2 is; boven de splitsing is dat nog ruim 90.000 m^2.

Het aantal geulen in het dwarsprofiel neemt af van 8 in de mond tot één of twee boven Jiang Jing op 228 km van de zee.

E3 Waterbewegingen

De gemiddelde zoet water afvoer van de rivier is 28.500 m^3/s (of 900 km^3/jaar) met variaties tussen 10.000 m^3/s in januari en 50.000 m^3/s in juli. Een extreme vloed bracht 92.600 m^3/s; de laagst gemeten afvoer was 4.640 m^3/s. Het overgrote deel van de rivierafvoer bereikt de zee via de zuidelijke tak.

Buiten op zee varieert het tijverschil tussen 1,4 m bij doodtij en 3,6 m bij springtij.

Bij Wu Song Kou (km 81) is het gemiddelde 2,0 m met variaties tussen 1,2 bij doodtij en 2,8 m bij springtij. Bij Xu Liu Jing (km 149) is het gemiddelde tijverschil nog nauwelijks veranderd: 1,95 m.

Het getijvolume door de mond van het estuarium is gemiddeld ca. 7 km³. Tabel E.1 geeft enkele gegevens over waargenomen getijvolumina door andere doorsneden.

E4 Zoutindringing

In de zuidelijke tak dringt het zout bij lage afvoeren door tot boven Wu Song Kou (km 90). In zulke omstandigheden sluipt er echter via de noordelijke tak ook zout in de zuidelijke tak. Bij gemiddelde rivierafvoeren bevindt de zoutgrens zich in de zuidelijke tak rond km 60-70 en in de noordelijke tak rond km 120. Hoge rivierafvoeren duwen het zout in de zuidelijke tak tot op de drempel (bar) maar de noordelijke tak blijft zout tot halverwege bij km 80-100.

E5 Sedimenttransporten

De gemiddelde aanvoer van sedimenten door de rivier is 470 x 10^6 ton per jaar langs Da Tong; overwegend suspensietransport met een concentratie van ruim 0,5 kg/m³. Het transport van zand is ca. 10%: 50 x 10^6 t/jaar. Het gesuspendeerde materiaal is slib van 5 tot 100 μm; de rest is zand van 50 μm tot 1 mm.

Ongeveer 100 x 10^6 t/jaar worden afgezet in het estuarium; voornamelijk in de noordelijke tak. Nog eens 200 x 10^6 t/jaar zorgen voor de zeewaartse uitbreiding van de delta. De rest komt ten goede aan de kust en de baai van Hangzhou. Het grootste deel van de rivierafvoer wordt dus als spoeltransport door het estuarium naar zee gevoerd.

E6 Relatie dwarsprofiel/getijvolume

Het aantal metingen van getijvolumina in het estuarium is gering. Tabel E.1 geeft een beeld. Combinatie met de gegevens over de dwarsprofielen geeft de relaties die zijn weeggegeven in Figuur E.3. De gemiddelde stroomsnelheid is 0,7 à 0,75 m/s.

E7 Morfologie

Het estuarium vertoont een duidelijk systeem van eb- en vloedgeulen. Figuur E.2 geeft daarvan een beeld.

E8 Bronnen

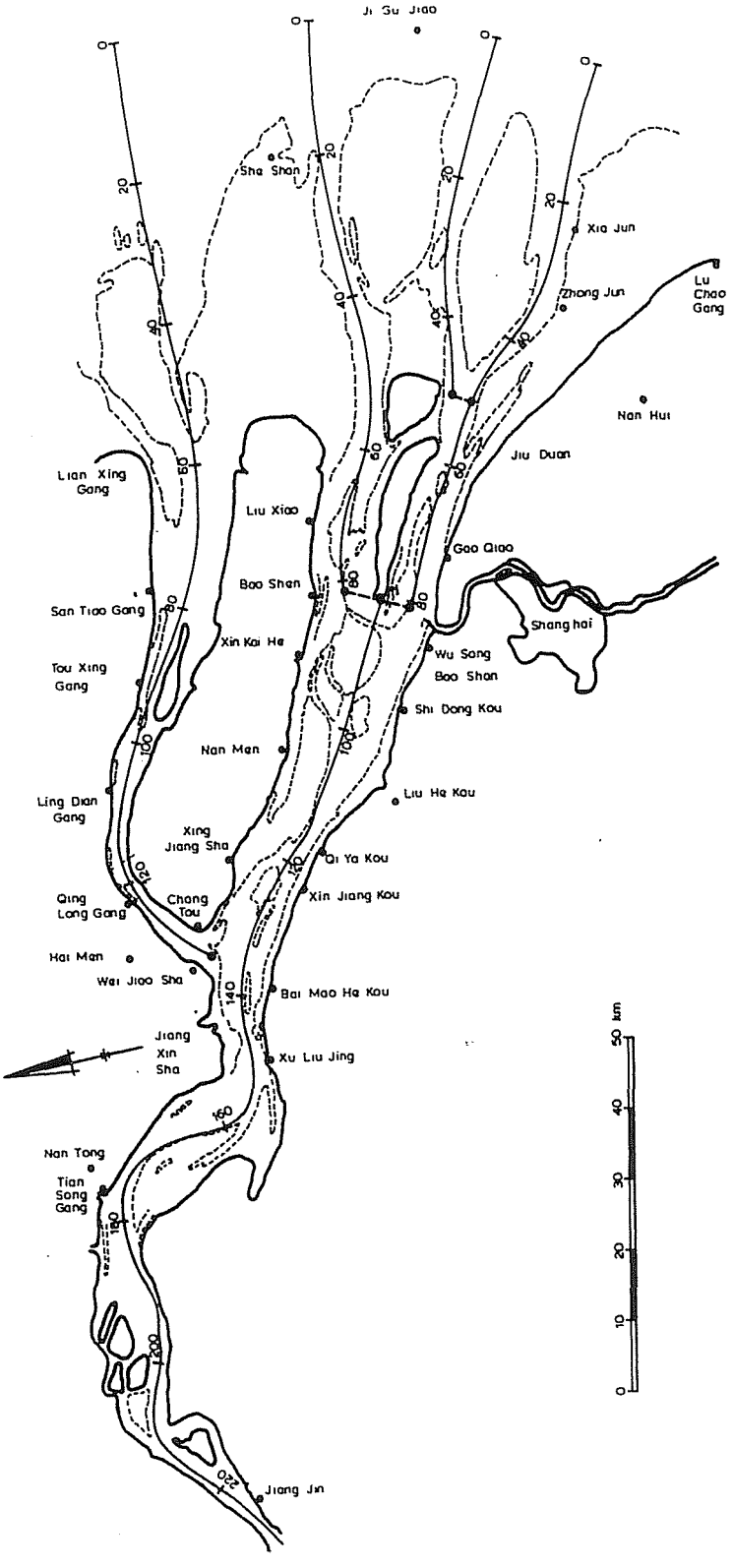
Een goede beschrijving van het Yangtze Estuarium en de daarin plaatsgrijpende hydraulische en morfologische processen wordt gegeven in de beide P.D.C.-rapporten (1986 en 1989).

Relevante zeekaarten van de Buiten Admiraliteit zijn:

- Nr. 1602 Approaches to Shanghai 1:130.000,
- Nr. 2946 Chang Jiang, Sheet 1 Shanghai to Datong, 1:500.000.

Location	Dist. (km)	Width (m)	Depth (m - WSD) Max.	Depth (m - WSD) Mean	Area (m²) Below MSL	Number of channels	Tidal Volume (km³)
River:							
Jiang Jing	228	2,500	25.0	15.0	45,000	1	
	210	4,300	32.0	11.5	60,000	2	
Tian Song Gang	182	5,400	33.4	12.0	68,900	2	
Xu Liu Jing	149	5,500	35.4	15.9	92,500	2	2.8
S. Branch:							
Xin Jia Kou	126	8,200	19.0	11.4	112,000	3	
Qi Ya Kou	117	9,000	28.6	8.04	94,600	2/3	2.7
Liu He Kou	107	12,600	31.5	6.5	122,000	2/3	
Shi Dong Kou	95	14,400	15.5	7.0	152,000	4	
Wu Song Kou	84	15,890	15.8	6.6	149,000	4	
S. Channel:							
Gao Qiao	73	6,430	19.6	8.27	72,000	2	2.2
Heng Sha	50	12,080	17.4	6.6	107,000	2	
N. Channel:							
Liu Xiao	73	8,660	14.0	6.6	66,200	2	2.1
Gong Qin Wei	58	10,000	14.3	8.38	71,900	3	
N. Branch:							
Chong Tou	134	3,900	8.0	2.5	17,100	2	0.30
Qing Long Gang	123	1,800	6.0	3.5	9,650	1	0.35
	114	2,100	6.5	3.9	13,900	1	
	102	5,235	7.0	2.05	21,500	1/2	
	88	6,370	7.0	2.55	34,000	2/3	
San Tiao Gang	77	8,690	4.0	2.9	49,250	3	1.2
Lian Xing Gang	58	13,150	6.0	4.26	82,800	3	2.2
Estuary	80	27,000	15.8	7.34	198.000	6	7.1
	55	60,000	17.4	4.36	262.000	8	

Tabel E.1 Afmetingen en getijvolumina; Yangtze Estuarium

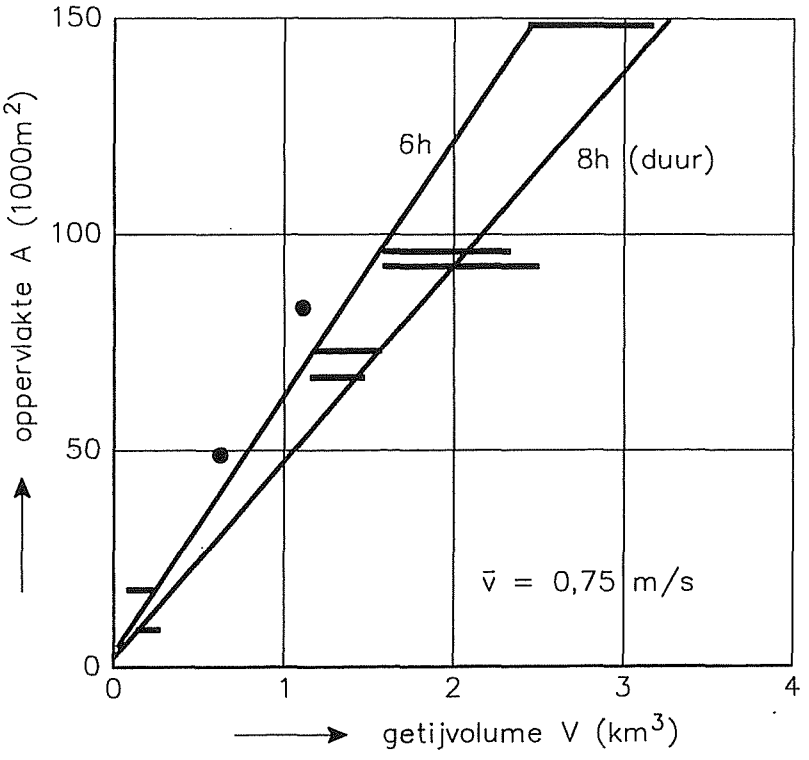


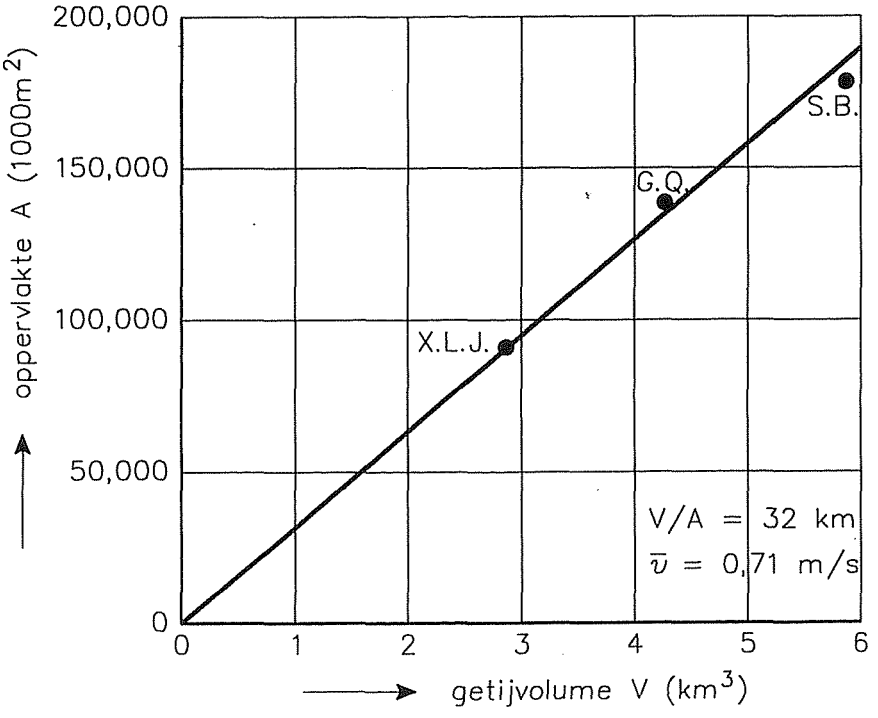
YANGTZE ESTUARIUM

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. E1



YANGTZE ESTUARIUM EB– EN VLOEDGEULEN		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 1828	FIG. E2





YANGZTE ESTUARIUM RELATIE V_I/A EN V/A		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 1828	FIG. E3

Appendix F

Hooghly

F Hooghly

F1 Algemeen

De Hooghly ligt op 22° Noorderbreedte (Figuur F.1). Het is het estuarium van de Bhagirati (een voormalige zijtak van de Ganges), de Damodar en de Rupnarain in India. Het stroomgebied is in de orde van 80.000 km^2; afgezien van de kunstmatige bijdrage van de Ganges. Het getij dringt ca. 250 km door tot ver boven Calcutta (170 km van de zee).

Het estuarium is de meest westelijke en mogelijk ook de oudste tak van de Ganges die door de delta van de Ganges en de Brahmaputra naar zee stroomt. Het is een volledig alluviaal systeem. Via de Farakkadam wordt de huidige toevoer vanuit de Ganges geregeld. De meeste sedimenten zijn oorspronkelijk afkomstig van de Ganges. Het is fijn materiaal met karakteristieke diameters van 0,06 tot 1 mm. Ook komt er klei in voor.

F2 Afmetingen

De mond van het estuarium is ca. 40 km breed met een dwarsprofiel van 130.000 m^2 onder de gemiddelde waterstand. Beide grootheden nemen ongeveer exponentieel af tot 3 km en 20.000 m^2 bij Hospital Point op 100 km van de zee en tot 1,2 km en 6.000 m^2 bij Moyapur op 140 km. Bij Calcutta (170 km) zijn er nog 400 m en 3.000 m^2 over (zie Tabel F.1).

Het aantal geulen in het dwarsprofiel neemt af van 4 in de mond naar 1 bij Hospital Point en daar boven. In het estuarium bevinden zich veel grote banken en twee grote eilanden: Sagar en Nayachara.

Tabel F.1 geeft een beeld van de oppervlakten van enkele dwarsdoorsneden van het estuarium.

F3 Waterbewegingen

Vóór de bouw van de Farekkadam, en ook nu, ontvangt de Bhagirati ongeveer 2500 m^3/s van de Ganges gedurende de 3 natte maanden (zomer). Nu varieert de afvoer in de overige drie maanden tussen 565 en 1120 m^3/s. Het totaal is ca. 40 km^3/jaar. De overige rivieren dragen, naar schatting nog 30 km^3/jaar bij.

Het tijverschil is gemiddeld 3 à 3,3 m bij Sagar; het varieert tussen ca. 1 m bij een klein doodtij tot 5,4 m bij een hoog springtij. Bij Hospital Point is het ongeveer 1,1 maal zo groot; bij Calcutta is het weer even hoog als bij Sagar en daarna neemt het geleidelijk af. Bij hoog springtij komt er een bore voor in het estuarium bovenstrooms van Moyapur (ca. 145 km van de zee).

Van enkele geulen is een getijvolume gemeten. De waarden zijn aangegeven in Tabel F.1.

F4 Zoutindringing

Het zoutgehalte voor de mond in de Golf van Bengalen varieert van 18‰ in de herfst tot 33 à 34‰ aan het eind van het droge seizoen.

De bovenafvoer vanaf de Farakkadam houdt tegenwoordig de zoutgrens beneden Calcutta met de maximale gradiënt ter hoogte van Haldia en de Balari Bar. Bij hoge afvoeren ligt de zoutgrens rond het noordelijke einde van Nayachara Island met de maximale gradiënt in de mond van het estuarium.

F5 Sedimenttransporten

Onder de huidige omstandigheden levert de Ganges gemiddeld 18 x 10^6 ton aan sedimenten. De bijdrage van de zijrivieren wordt geschat op 10 tot 15 x 10^6 ton/jaar. De uitwisseling van sedimenten met de zee is onbekend.

De interne verplaatsingen van sedimenten zijn zeer groot. Naar schatting bewegen er in een droog seizoen 15 x 10^6 ton naar boven langs Hospital Point en komen er vervolgens 45 x 10^6 ton naar beneden gedurende de regentijd. De hoogte van de Balari Bar varieert ca. 0,6 m, overeenkomend met 10-15 x 10^6 ton erosie en afzetting.

De sedimentconcentraties zijn in de orde van 0,01-0,15 kg/m^3 rond doodtij en 0,5-2 kg/m^3 bij springtij.

F6 Relatie dwarsprofiel/getijvolume

De weinige waargenomen getijvolumina en oppervlakten van dwarsdoorsneden zijn uitgezet in Figuur F.2. De E = V/A is ongeveer 40 km overeenkomend met een gemiddelde stroomsnelheid van 0,9 m/s. Deze hoge waarde hangt vermoedelijk samen met het fijne bodemmateriaal en de zoutgradiënt.

F7 Morfologie

In het estuarium kunnen duidelijke eb- en vloedgeulen worden onderscheiden; ook op grond van de waargenomen stromen. Een typische ebgeul is Rangafala Channel terwijl Haldia Channel een vloedoverschot vertoont. In Sagar Roads overheerst de eb.

Het patroon van geulen en banken (zelfs eilanden) vertoont relatief snelle veranderingen. Ongeveer 1,5 eeuw geleden was de situatie vrijwel als nu met twee hoofdgeulen gescheiden door een eiland. In de tussentijd bestond een situatie met een groot aantal kleine bewegelijke geulen. Deze, mogelijk cyclische, verandering van gedaante hangt vermoedelijk samen met de verschuiving van grote zandbanken van west naar oost langs de noordkust van de Golf van Bengalen.

Ten koste van veel baggerwerk wordt een scheepvaartgeul, met een diepte van ruim 10 m onder de middenstand, onderhouden via de Gasper-, Middleton-, Auckland- en Jellingham Bars naar de haven van Haldia.

F8 Bronnen

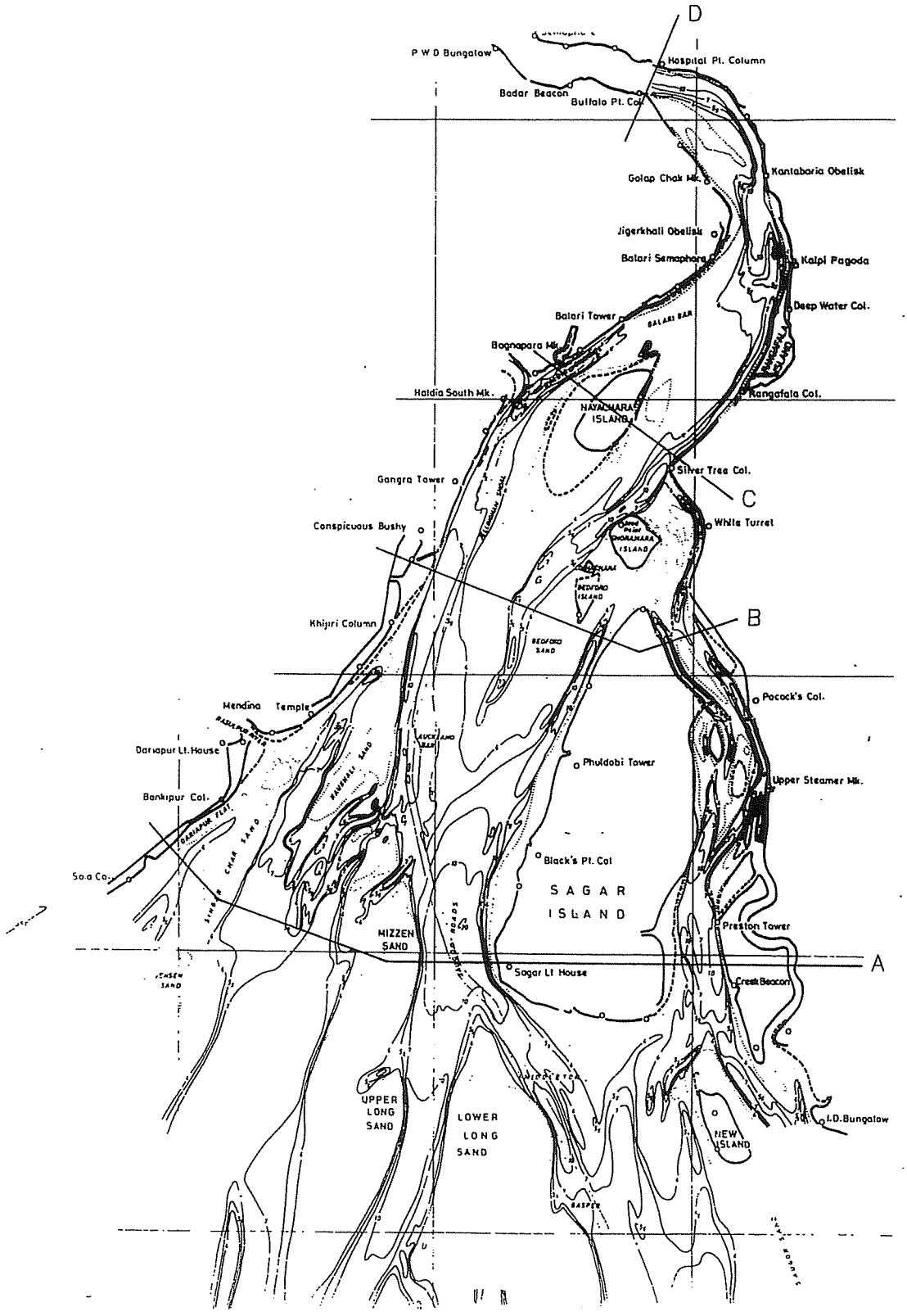
Veel gegevens zijn ontleend aan een artikel van Bhattacharga (1973) en een WL-rapport van 1981.

De relevante zeekaarten van de Britse Admiraliteit zijn:

- No. 123 Approaches to Hughi River, 1:150.000,
- No. 136 Hugli River; Sagar Roads to Calcutta, 1:75.000,
- No. 814 The Sandheads; Paradip to Raimanga River, 1:300.000.

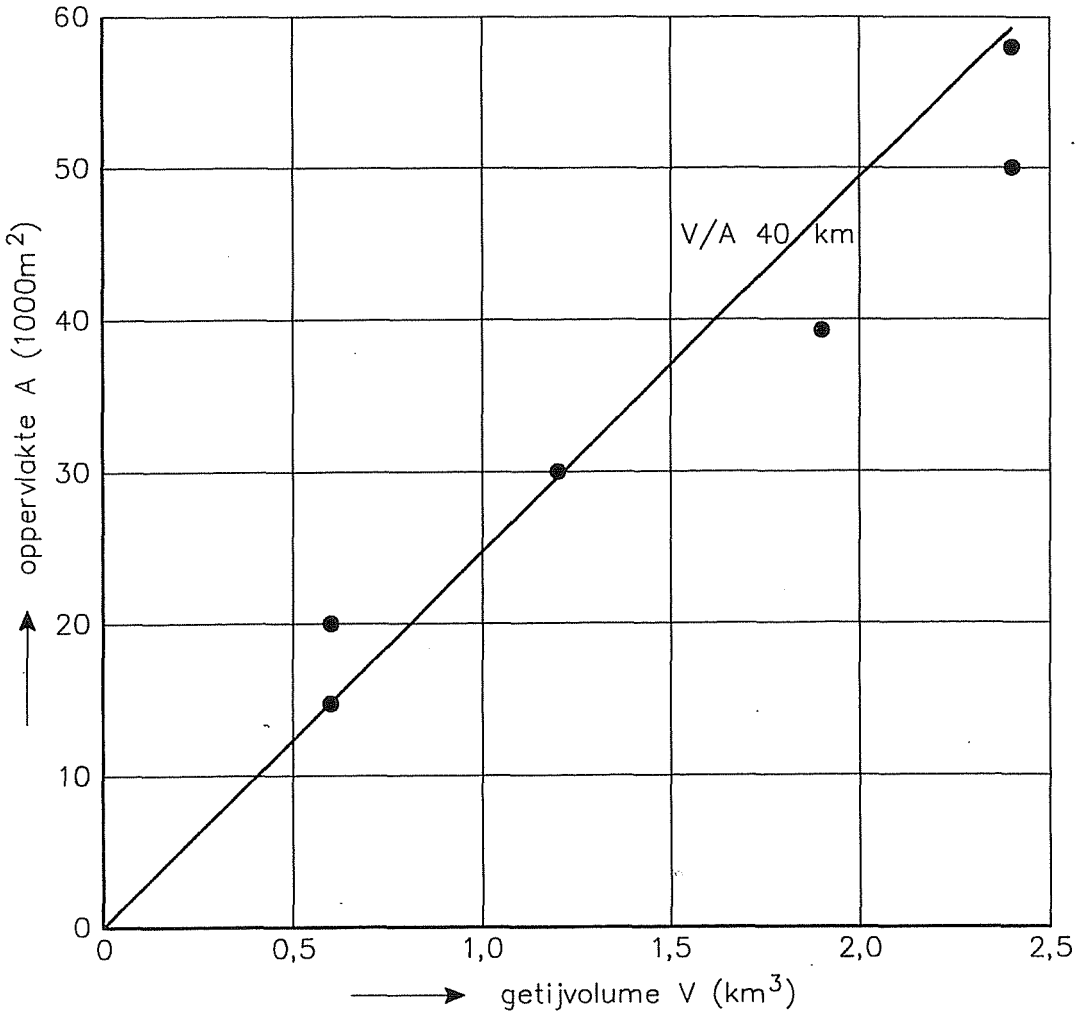
Dwarsprofiel	Oppervlakte (m^2)	Breedte (km)	Aantal geulen	Getij-volume (km^3)
A. Mond				
-	8.000	1,5	1	
- W. Channel	39.000	6,0	1	1,8
- Sagar Rds.	58.000	5,2	1	2,4
- Ch. Creek	25.000	4,5	1	
Totaal	130.000	17,2	4	(5,5)
B. Jellingham				
- Jell. Channel	30.000	4,1	1	
-	6.000	1,5	1	
-	11.000	1,7	1	
- Bedford Ch.	14.000	1,5	1	
- Ch. Creek	12.000	2,5	1	
Totaal	63.000	11,3	5	
C. Haldia				
- Haldia Ch.	14.500	1,5	1	0,6
- Rangaf. Ch.	30.000	3,8	1	1,2
Totaal	44.500	5,3	2	1,8
D. Hospital Pt.	20.000	3,0		0,6
E. Hooghly Pt.	14.000	2,0		
F. Moyapur	6.000	1,2		
G. Calcutta	3.000	0,4		

Tabel F.1 Afmetingen en getijvolumina; Hooghly



HOOGHLY ESTUARIUM

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. F1



HOOGHLY RELATIE DWARSPROFIEL/GETIJVOLUME		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 1828	FIG. F2

Appendix G

Rangoon

G Rangoon

G1 Algemeen

Het Rangoon Estuarium ligt op 16° Noorderbreedte (Figuur G.1) aan de Golf van Martaban in Myanmar (Burma). Het stroomgebied omvat de Pegu Rivier en enkele zijtakken van de Irrawadi. Het getij dringt in deze stromen door tot ver boven Rangoon.

Het estuarium stroomt door alluviale afzettingen. Veranderingen in de waterverdeling door de takken van de Irrawadi hebben mogelijk tot gevolg dat het estuarium nu niet in evenwicht verkeert.

De bodem van het estuarium bestaat uit slib (10-50 μm) en zand (100-250 μm). Het materiaal wordt naar de zee toe fijner en is na de moesson grover dan daarvoor.

G2 Afmetingen

De afstand van de Golf van Martaban tot Rangoon is 35 km. Het getij loopt nog veel verder naar binnen in de Pegu Rivier (40 à 50 km), in de Hlaing Rivier en het Twante Kanaal. Tabel G.1 geeft een beeld van de dwarsprofielen van het estuarium.

Het aantal geulen neemt, van 3 in de mond, geleidelijk af naar een enkele geul in elk van de takken boven Rangoon.

G3 Waterbewegingen

De gemiddelde jaarafvoer van de Pegu Rivier en de Pazundaung Creek (Secties E en F in Figuur G.1) is ca. 450 m^3/s met een gemiddelde van 700 m^3/s in de moesson. Vanuit de Irrawaddi (Sectie H) wordt gemiddeld ca. 2.800 m^3/s aangevoerd met een gemiddelde van 6.600 m^3/s gedurende de moesson. In de droge tijd kunnen die afvoeren zeer sterk afnemen tot een gezamenlijke waarde van ca. 500 m^3/s.

Het tijverschil varieert in de mond van 2.55 m (gemiddeld doodtij) tot 5,9 m (gemiddeld springtij). In Rangoon zijn die waarden nog 1,8 m en 5,2 m. Boven Rangoon treedt bij springtij een bore op in de Pegu Rivier.

De stroomsnelheden zijn hoog: varierend van maxima van 1,5 tot 2 m/s bij doodtij tot 2-2,5 m/s bij springtij. Hoge riverafvoeren kunnen de ebstromen laten oplopen tot 3-3,5 m/s.

Tabel G.1 geeft de getijvolumina door enkele dwarsprofielen van het estuarium.

G4 Zoutindringing

Gedurende het droge seizoen dringt het zout door tot boven Rangoon. In de moesson daalt het zoutgehalte op de bar buiten de mond zelfs tot 1 à 3‰; mede onder invloed van de grote hoeveelheden zout water die door andere rivieren worden geloosd in de Golf van Martaban.

G5 Sedimenttransporten

De aanvoer van sedimenten vindt voornamelijk plaats in de moesson met 7 x 10^6 ton uit de Pegu Rivier en de Pazundaung Creek en 35 x 10^6 ton uit de Irrawaddi.

De interne verplaatsingen zijn enorm. Door de mond gaat in het droge seizoen 100 x 10^6 ton naar binnen en 140 x 10^6 ton naar buiten. Door profiel D zijn deze massa's 75 en 115 x 10^6 ton.

De combinatie van hoge snelheden en fijn materiaal leidt tot zeer hoge concentraties; vooral in de moesson. Dan meet men ca. 1 kg/m^3 bij doodtij en ca. 4 kg/m^3 bij springtij. In de droge tijd is 0,2 kg/m^3 een normale waarde.

G6 Relatie dwarsprofiel/getijvolume

In Figuur G.2 zijn de oppervlakten van de dwarsprofielen van het estuarium uitgezet tegen de waargenomen getijvolumina. De verhouding E = V/A is met 55 km (gemiddelde snelheid 0,9 m/s) relatief zeer hoog. Dit houdt mogelijk verband met de recente veranderingen in het stroomgebied en het voorkomen van een dichtheidsgradiënt; mede veroorzaakt door de hoge sedimentconcentraties.

G7 Morfologie

De geulen in het estuarium vertonen duidelijke kenmerken van eb- en vloedgeulen. Op enkele drempels in de hoofdgeul wordt gebaggerd.

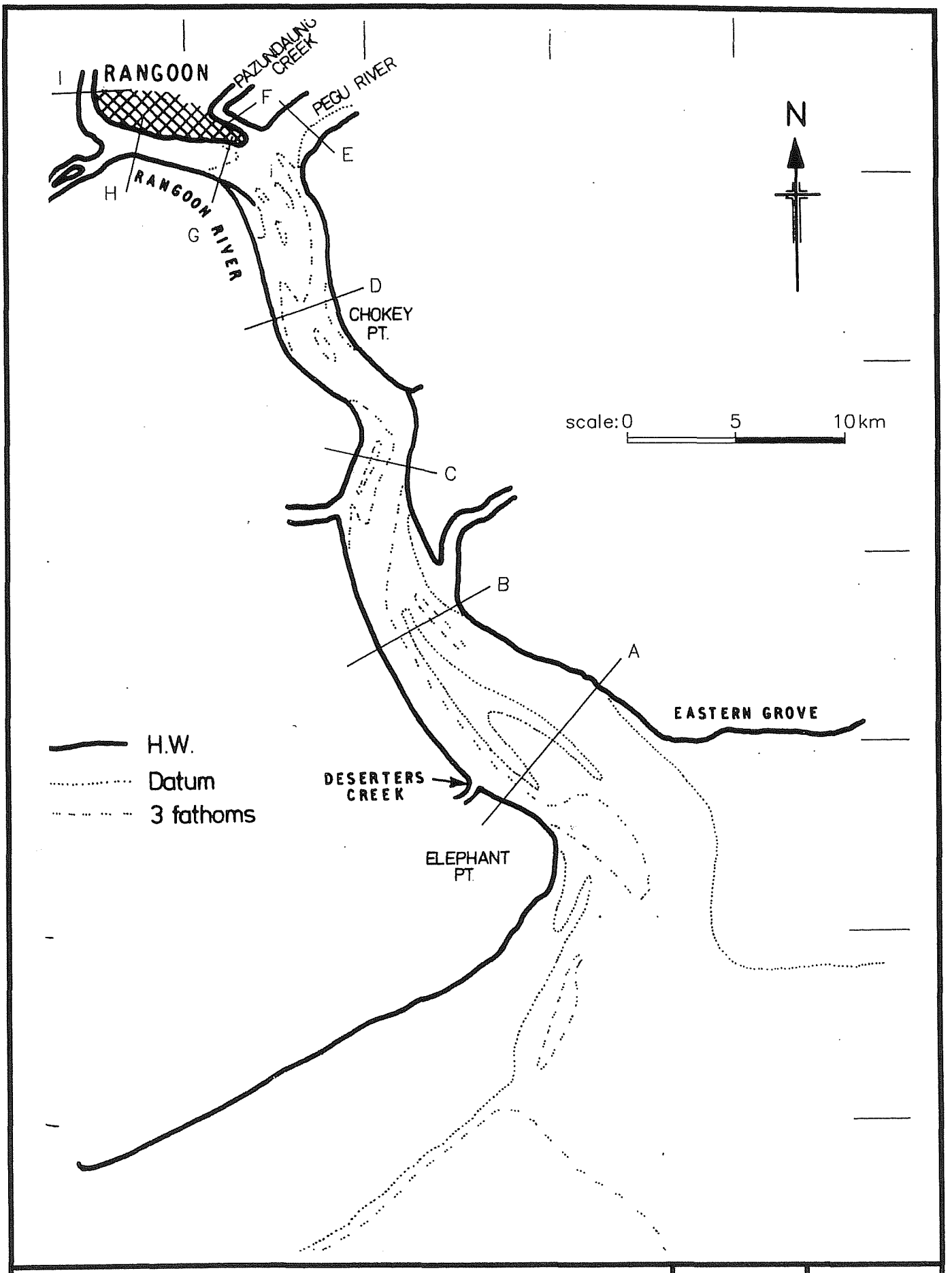
G8 Bronnen

Het GIBB/NEDECO-rapport van 1976 bevat een goede compilatie van resultaten van metingen en andere gegevens.

De relevante zeekaart van de Britse Admiraliteit is nr. 833 Rangoon River and Approaches, 1:60.000.

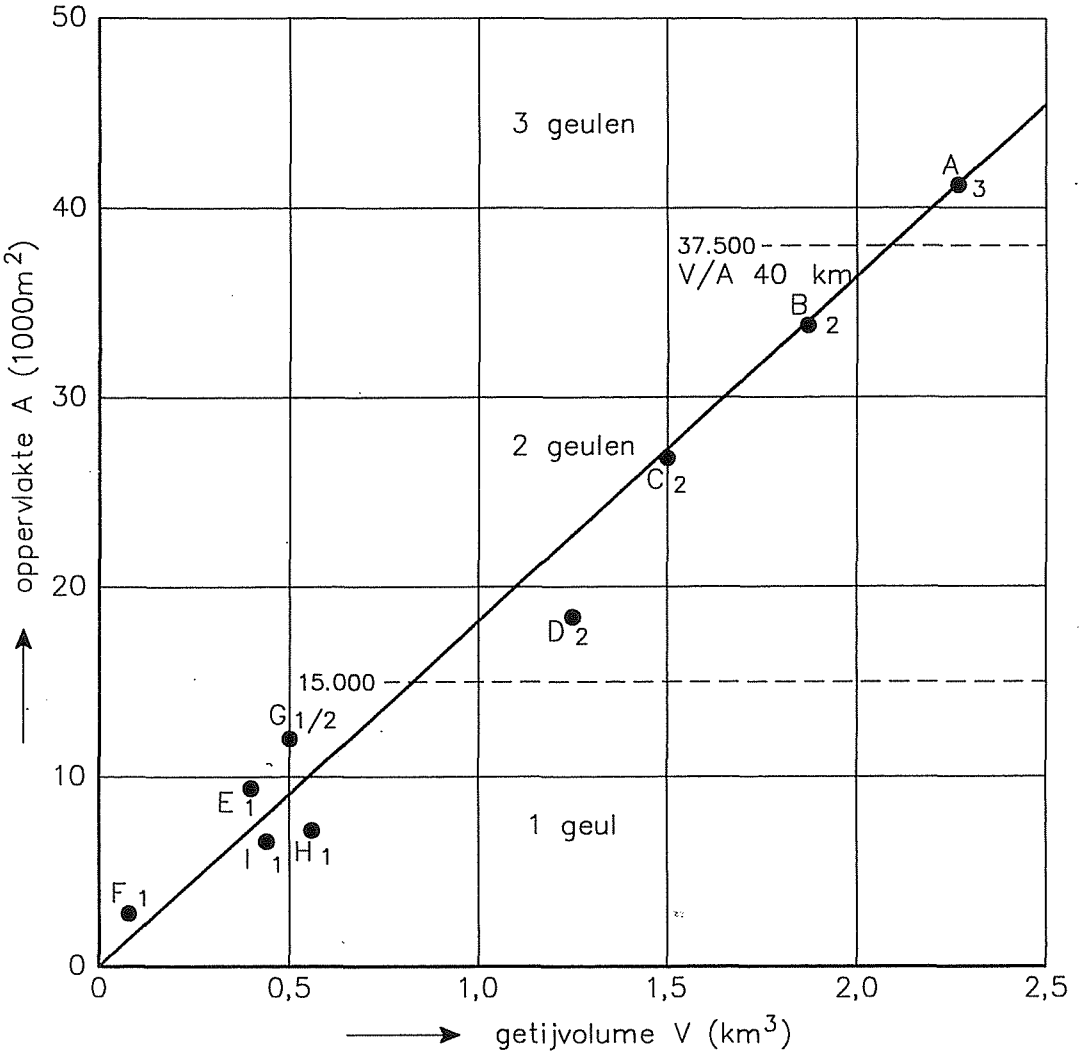
Dwarsprofiel		Oppervlakte (m^2)	Breedte (km)	Aantal geulen	Getij-volume (km^3)
A	a	10.600	1,2		
	b	12.400	2,7		
	c	18.000	2,7		
	totaal	41.000	6,6	3	2,25
B	a	16.900	1,5		
	b	17.000	2,4		
	totaal	33.900	3,9	2	1,85
C	a	9.900	0,84		
	b	17.000	1,16		
	totaal	26.900	2,0	2	1,5
D	a	10.000	1,45		
	b	8.500	1,1		
	totaal	18.500	2,55	2	1,25
E	-	9.400	2,1	1	0,4
F	-	2.800	0,6		0,06
G	a	6.000	0,9		
	b	6.000	0,9		
	totaal	12.000	1,8	2	0,49
H	-	7.200	0,7	1	0,57
I	-	6.500	0,6	1	0,43

Tabel G.1 Afmetingen van getijvolumina; Rangoon



RANGOON ESTUARIUM

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 1828 | FIG. G1



RANGOON RELATIE DWARSPROFIEL/GETIJVOLUME		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 1828	FIG. G2

Appendix H

Estero Salado

H Estero Salado

H1 Algemeen

De Estero Salado ligt op 2° Zuiderbreedte aan de Stille Oceaan in Ecuador. Het is een zijtak (zonder veel eigen aanvoer van zoetwater) van het estuarium van de Rio Guayas. De laatste heeft, samen met de Rio Daule die er boven Guayaquil in uitmondt, een stroomgebied van ca. 25.000 km^2. Een deel daarvan ligt op de westelijke flank van de Andes.

Het alluviale estuarium is omzoomd door mangroven waarin grote visvijvers (garnalen) zijn aangelegd. Daardoor is het getijvolume recentelijk kleiner geworden. Door het estuarium loopt de vaargeul naar Guayaquil die op ca. 8 m onder gemiddelde waterstand wordt onderhouden.

De bodem van het estuarium bestaat uit fijn zand in de hydraulische energieke delen en slib (silt + klei) in de rustiger gebieden, waaronder de mangrovebossen. Het grootste deel is kleiner dan 200 μm en veel is kleiner dan 20 μm.

H2 Afmetingen

De lengte van het estuarium is ongeveer 45 km vanaf de verbinding (Canal de Cascajal) met de Rio Guayas. De breedte neemt van ca. 7 km trechtervormig af. Tabel H.1 geeft de oppervlakten en de breedten van enkele dwarsdoorsneden.

Het aantal geulen in de dwarsdoorsneden neemt af van 3 bij de mond naar één in het noordelijke deel.

H3 Waterbewegingen

De directe aanvoer van zoet water uit de omgeving is zeer gering. De afvoer van de Rio Guayas varieert tussen 50-150 m^3/s in de droge tijd en 1500-2500 m^3/s in de natte tijd.

Het tijverschil is bij Posorja 1,5 m (dood) tot 2,3 m (springtij) en bij Guayaquil 2,1 m tot 3,6 m.

De getijvolumina door enkele dwarsprofielen zijn gegeven in Tabel H.1. De maximum stroomsnelheden in het estuarium variëren tussen 0,5 en 2 m/s afhankelijk van het tijverschil en de plaats.

H4 Zoutindringing

Het zout dringt in de Rio Guayas door tot 70 km boven Guayaquil. Bij hoge afvoeren ligt de zoutgrens in de buurt van het Canal de Cascajal. Via dat kanaal dringt ook zoet water binnen in de Estero Salado; vooral in de bovenste waterlagen.

H5 Sedimenttransporten

In het droge seizoen variëren de (in de verticaal gemiddelde) sedimentconcentraties tussen 0 en 50-250 g/m^3 bij doodtij, en 20-250 en 500-4000 g/m^3 bij springtij. In het natte seizoen zijn die concentraties 0-350 g/m^3 en 100-700 g/m^3 bij doodtij, en 0-200 en 600-5000 g/m^3 bij springtij. Alles afhankelijk van de fase van het getij en de plaats in het estuarium.

Berekeningen hebben aangetoond dat relatief veel, van de 10-20 x 10^6 ton/jaar die van het stroomgebied komen, via het Canal de Cascajal en de mond bij Posorja naar de zee gaan. Onderweg vindt uitwisseling met de Estero Salado plaats. Er is niet bekend hoeveel er netto naar binnen of naar buiten gaat.

H6 Relatie dwarsprofiel/getijvolume

In Figuur H.2 zijn de dwarsprofielen tegen de getijvolumina uitgezet. De verhouding E = V/A ligt tussen 30 en 40 km overeenkomend met een gemiddelde stroomsnelheid van 0,67-0,9 m/s. In de beide kleine zijgeulen is deze waarde lager.

De relatief hoge waarden van de gemiddelde stroomsnelheden in de grotere geulen hangt mogelijk samen met de fijnheid van de sedimenten en de hoge concentraties.

H7 Morfologie

In de Estero Salado, maar ook in de Rio Guayas, is een duidelijk patroon van eb- en vloedgeulen te onderscheiden. Zelfs op grote schaal treedt er, tenminste in de droge tijd, een circulatie op rond Isla Puna met de uitgaande reststroom langs Posorja naar buiten.

H8 Bronnen

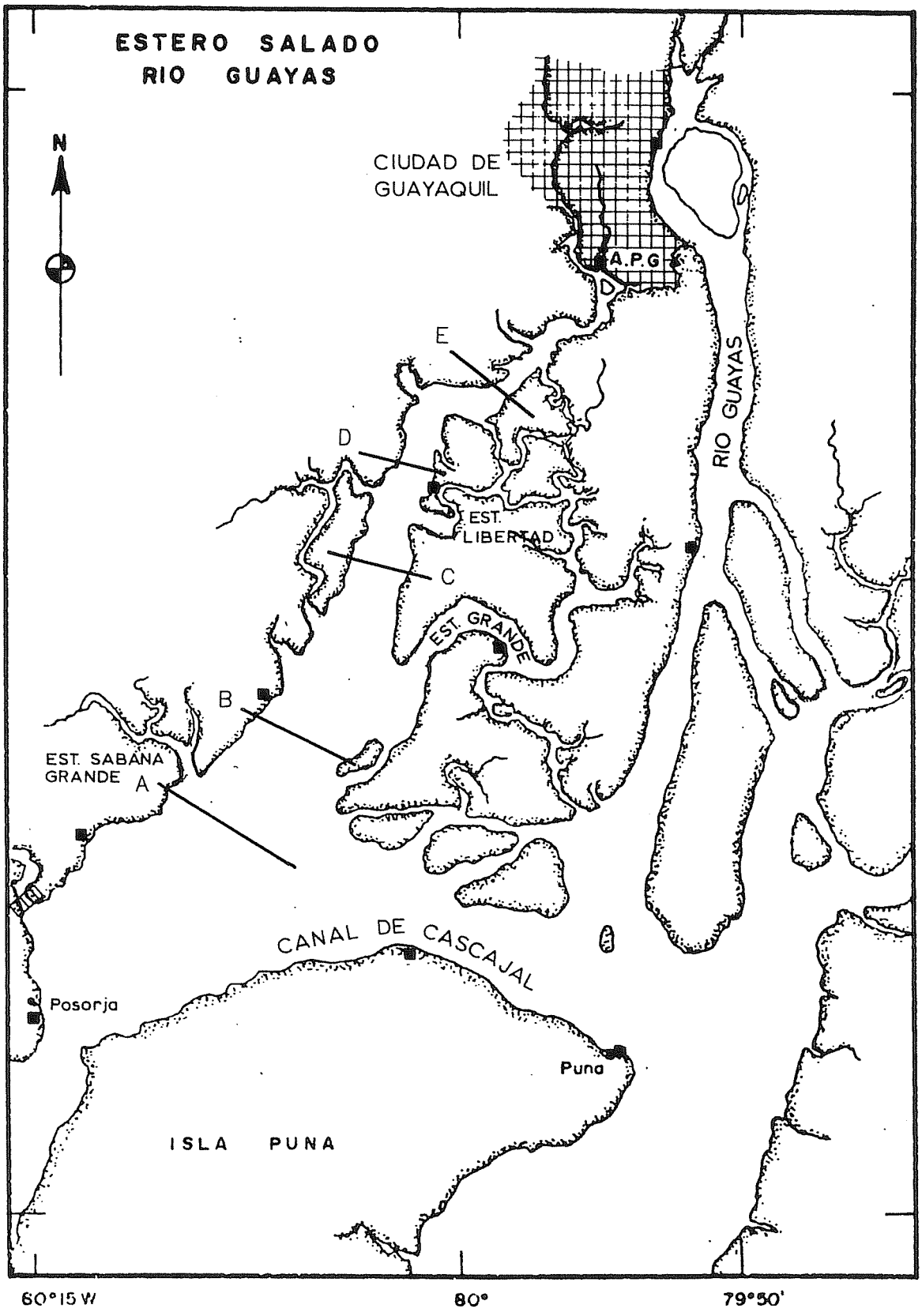
Het DHL-rapport van 1986 geeft een beeld van het estuarium en de beschreven verschijnselen.

De relevante zeekaarten van de Britse Admiraliteit zijn:

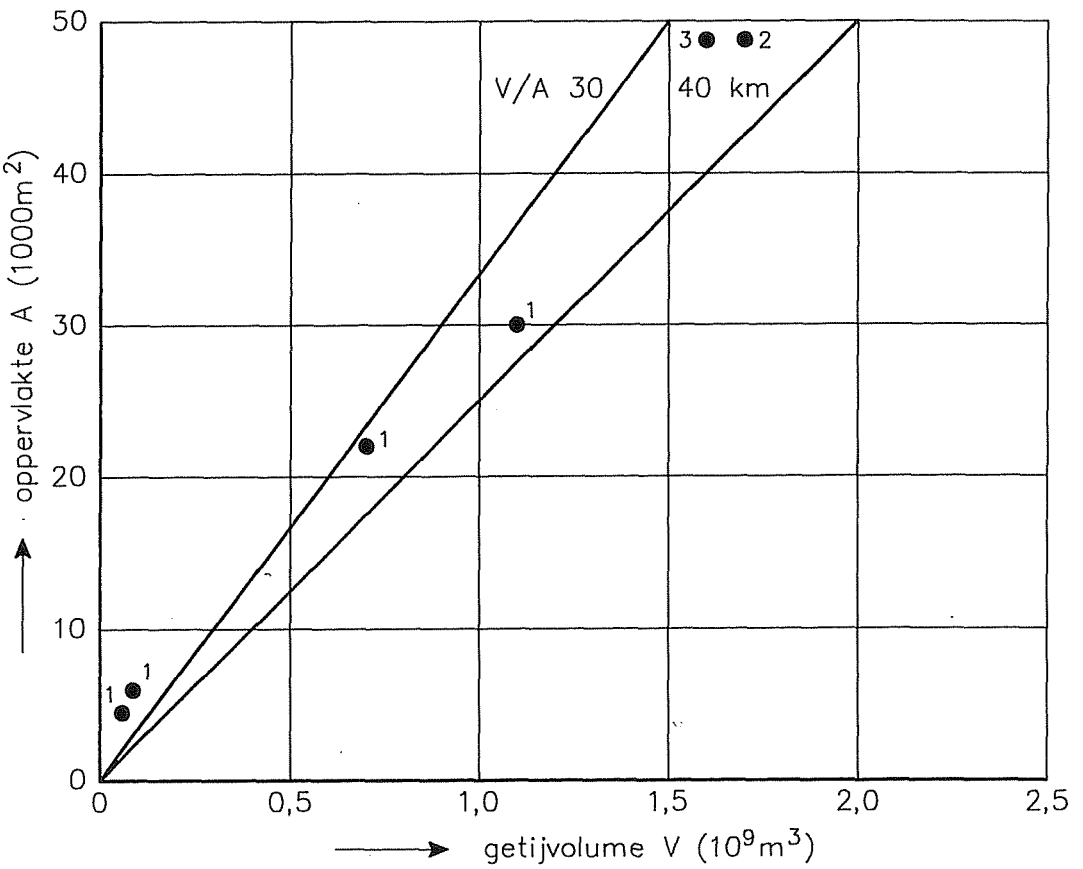
- No. 560 Approaches to Estero Salado and Puerto Maritimo de Guayaquil, 1:60.000,
- No. 586 Rio Guayas and Approaches, 1:150.000.

Dwarsprofiel		Oppervlakte (m^2)	Breedte (km)	Aantal geulen	Getij-volume (km^3)
A	a	8.100	1,5		
	b	12.000	1,5		
	c	28.800	2,4		
	totaal	48.900	8,0	3	1,6
B	a	19.000	2,7		
	b	30.000	3,3		
	totaal	49.000	6,0	2	1,7
C	-	30.000	3,6	1	1,1
D	-	22.400	2,1	1	0,7
E	-	15.000	1,1	1	-
Est. Libratad		5.900		1	0,072
Est. Sabana Gr.		4.400		1	0,050

Tabel H.1 Geometrie en getijvolumina; Estero Salado



RIO GUAYAS ESTUARIUM		
	SCALE 1 ≈ 350.000	
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 1828	FIG. H1



ESTERO SALADO RELATIE DWARSPROFIEL/GETIJVOLUME		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 1828	FIG. H2

Appendix I

Rivieren van de kust van Guiana

I Rivieren van de kust van Guiana

I1 Algemeen

De kust van Guiana (Figuur I.1) strekt zich over 1600 km uit van de mond van de Amazone (equator) tot de mond van de Orinoco, de Boca Grande (9° NB).

De kustvlakte, rond het Pre-Cambrische schild van Guiana, wordt gevormd door afzettingen van de Amazone die daar jaarlijks nog ca. 0.5 x 10^9 ton aan toevoegt. Een groot aantal rivieren (Tabel I.1) stroomt van het Guiana Schild door de kustvlakte naar de zee. De meeste vertonen een reeks stroomversnellingen op de plaats waar ze in de vlakte komen.

De bodems van de kleinere estuaria bestaan uit harde klei die overgaat in zachte klei dichter bij de mond. In de grotere estuaria komt zand voor, overgaand in zand en klei bij de mond.

In dit kader is een uitgebreide beschrijving van elk der rivieren niet op zijn plaats. Wel zal worden getoond hoe de morfologie van de vele estuaria samenhangt met de bovenafvoer van de rivier bij overigens min of meer gelijke omstandigheden.

I2 Afmetingen

De estuaria vertonen allemaal een relatief brede ondiepe mond. De breedte neemt naar binnen toe af terwijl de diepte sterk toeneemt. De bodem stijgt vervolgens snel naar de stroomversnelling.

De absolute grootte van de estuaria varieert sterk en hangt samen met de afvoer van de betreffende rivieren (Tabel I.1).

I3 Waterbeweginbgen en zoutindringing

De bovenafvoeren van de rivieren verschillen zeer sterk (Tabel I.1). Ook de variatie over het jaar is aanzienlijk; vooral bij de kleinere.

Het tijverschil aan de monden varieert van ca. 2 m bij de Amazone naar ca. 1 m bij de Boca Grande (Figuur I.1). In de meeste rivieren dringt het getij met een groot tijverschil door tot de eerste stroomversnelling. De getijstromen overheersen veelal de waterbewegingen in de estuaria behalve in perioden van hoge afvoer.

Het zout dringt, vooral bij lage afvoeren, relatief ver naar binnen.

Langs de kust heerst een westwaartse stroom; voornamelijk onder invloed van de heersende wind en golven uit het NO.

I4 Sedimenttransporten

De beide grote rivieren Amazone en Orinoco transportern veel materiaal; respectievelijk 500 en 75 x 10^6 ton per jaar. De sedimentproductie van het Schild van Guiana is zeer gering. Alleen de grotere rivieren vervoeren enig zand van betekenis.

Langs de kust wordt, door de stroom en de golven, per jaar ca. 100 x 10^6 ton klei, deels in de vorm van grote banken, naar het westen verplaatst. Zulk materiaal dringt, vooral in de droge tijd, vanuit zee de estuaria binnen en wordt in de natte tijd grotendeels weer naar zee gevoerd. Het vormt de bodem van het ondiepe zeewaartse deel van een estuarium.

Het landwaartse deel van de estuaria ontvangt geen sedimenten van de rivier terwijl er wel een zeewaartse transportcapaciteit bestaat. Dit verklaart de grote diepte tot op het onderliggende Pleistoceen.

I5 Morfologie

De estuaria vertonen, afhankelijk van hun grootte, een grote verscheidenheid aan vormen zoals aangegeven in Tabel I.1. Hierbij hoort de volgende toelichting.

"The smaller rivers, with the average discharges below 250 m^3/s, have their mouths forced westward by the east-to-west flow of sediments. Some of them (B) show a bend to the West before debouching in the ocean, others (C) combine their mouths with neighbouring larger rivers.

A trumpet shaped estuary (T) is found by more important streams with discharges between 300 and 1,000 m^3/s. They still show a slight tendency to the West. The larger ones have two channels with unstable shoals (TS) in their mouths instead of one stable channel like the smaller rivers of this category.

Rivers (FJ) with average discharges of more than about 1,000 m^3/s have a funnel shaped estuary without a westward deviation. The smaller ones (FS) have relatively stable shoals in their mouths and islands farther inland.

The still larger Essequibo River (5,650 m^3/s) has a wide funnel shaped estuary with a stable island almost in its mouth. The end of the sequence is formed by the enormous Orinoco and Amazon Rivers with their own deltas".

Rivers	Tidal prism 10^6 m³	Discharge m³/s	Type
Boca Grande	750	30,000	FJ
- Amacuro		(60)	C
- Barima		(200)	C
Waina		(200)	B
Pomeroon		(60)	B
Essequibo	1250	5,650	FJ
Demerara	110	220	C
Mahaica		(30)	B
Mahaicony		(30)	B
Abargy		(30)	B
Berbice	140	350	T
- Canje		(100)	C
Corentyne	300	1,500	FS
- Nickerie	10	180	C
Coppename	75	450	T
- Saramacca	50	240	C
Suriname	125	350	TS
- Commewyne	40	100	C
Maroni	100	1,700	FS
- Mana	35	240	C
Iracoubo		(35)	B
Counamama		(25)	B
Sinnermary		100	B
Kourou		(35)	B
Cayenne		(15)	-
Mahury		(50)	-
Kaw			B
Apparuage		250	TS
Oyapok		600	TS
- Uaca			C
Cassipore		100	B
Calcoene			
Amapa			
Canal Turlura		-	
Araguari		500	
Amazon	(7,500)	175,000	FJ

Table I.1 Characteristics of Guiana Rivers

16 Bronnen

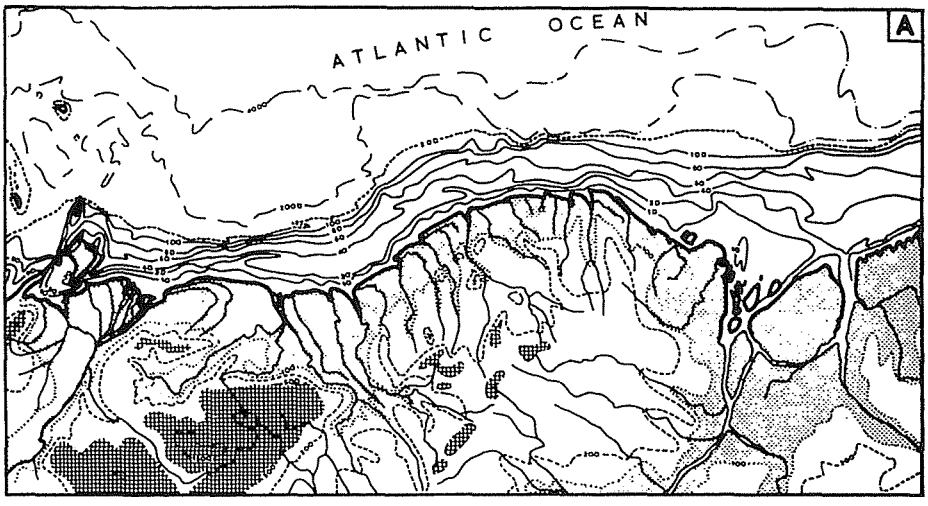
De beide rapporten van NEDECO (1968 en 1972) betreffende de kusten van Suriname en Guyana bevatten veel gegevens.

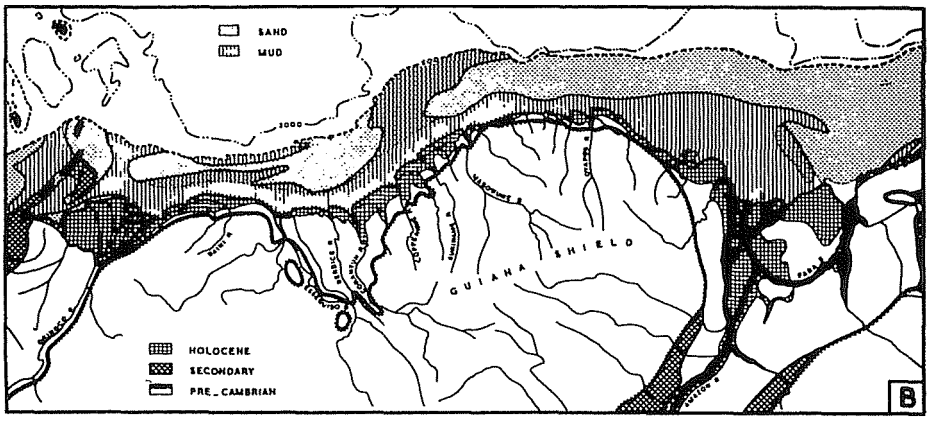
De relevante kaarten van de Britse Admiraliteit zijn:

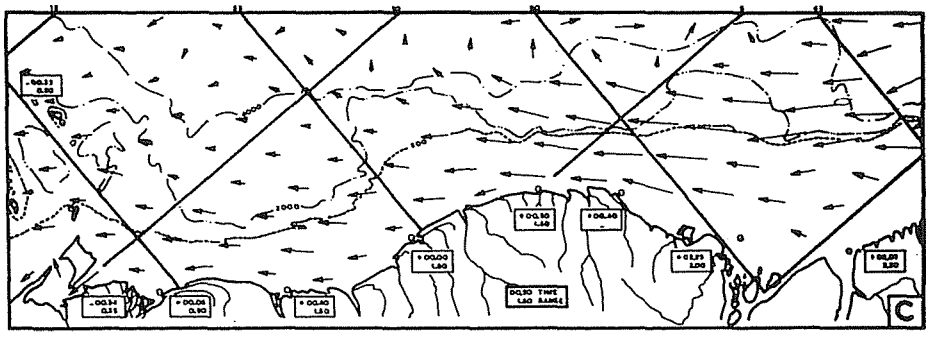
- No. 99 Entrances to the rivers in Guyana and Suriname, 1:75.000; 1:100.000; 1:200.000
- No. 517 Trinidad to Cayenne, 1:1,5 M
- No. 520 Cayenne to São Luis, 1:1,5 M
- No. 534 Entrances to rivers in Guyane Française and Suriname, 1:75.000
- No. 572 Essequibo river and Corenteyn river, 1:500.000
- No. 3322 Rio Orinoco, Boca Grande to Matanzas, 1:150.000
- No. 3959 Approaches to Rio Para and Rio Amazonas, 1:500.000
- No. 3962 Northern approaches to Rio Amazonas, 1:500.000

Die van de Nederlandse Dienst der Hydrografie zijn:

- No. 2014 Noordkust van Suriname, Corantijn tot Suriname, 1:250.000
- No. 2017 Zuid Amerika noordkust, Surina met aangrenzend gebied, 1:750.000
- No. 2215 Suriname, Marawijne rivier, 1:75.000
- No. 2218 Suriname, Suriname rivier, 1:75.000
- No. 2219 Commewijne en Cottica rivier, 1:50.000 en 1:100.000
- No. 2225 Suriname, Coppename en Saramacca rivier, 1:75.000
- No. 2228 Suriname, Corantijn en Nickerie rivier, 1:75.000







A. Topography; depth and altitude in metres

B. Geology and bottom composition

C. Pattern of flows in the Guiana Current
Phase and range of the tide

DE KUST VAN GUIANA		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 1828	FIG. 11

Appendix J

Tabellen (Estuaria)

TABEL 1 : Karakteristieken Estuaria (a)			**incl Chong Min Island				Getijprisma = TV/2											
							N>2% =	grote rivierinvloed										
							N<2% =	grote zeeinvloed										
		Golven	Getij		Rivierafvoer		Est.getal				Sedimenten			Dimensies				
Estuaria		Hs	tijverschil	getijvol.	jaarlijks	regenselz.	N=QT/V	Rivier-	Mariene	Langs	Sedimenten	Gemiddelde korreldiameter		E=V/A	Breedte	warsprof.	Gem.	Lengte	E=V/A
		gem,mond	gem,mond		gem	hoogste		transport	transport	transport	kenmerk	in geulen	op platen/slikken		mond	mondi	diepte		berekend
		[m]	[m]	[10^6 m3]	[m3/s]	[m3/s]	[%]	0^6 ton/jr	0^6 ton/jr	0^6 ton/jr		[µm]	[µm]	[km]	[km]	[m2]	[m]	[km]	[km]
	Estuaria in Nederland:																		
1	Oosterschelde voor sluiting	0,4	3,7	2500	-	-	-	-		-	fijn zand	210	150	20-30	8	100000	5,3	50	25
2	Oosterschelde na sluiting	0,4	3,2	1700	-	-	-	-		-	-	210	150	-	-	-	-	-	-
3	Westerschelde	1,0	3,8	2200	120	400	0,2%	0,3		-	fijn zand	150-300	<63	22-28	5	80000	9,8	55	28
4	Haringvliet voor sluiting	1,0	1,8	400	1000	4200	11,3%	2		-	fijn zand	-	-	20-30	4	17700	-	70	23
5	Eems/Dollard Estuary	1,0	3,0	2380	80	200	0,2%	-	10,0	-	slib/fijn zand	lei5%; slit28%; zand67%	-	-	-	-	5	110	-
6	Marsdiep	1,0	1,6	1914	-	-	-	0	7,5	-	-	-	-	-	-	59200	-	-	32
7	Eierlandse gat	0,7	1,7	344	-	-	-	0	4,0	-	-	-	-	-	-	16500	-	-	21
8	Vliestroom	1,0	1,9	1696	-	-	-	0	10,5	-	-	-	-	-	-	63300	-	-	27
9	Borndiep	0,9	2,1	868	-	-	-	0	4,5	-	-	-	-	-	-	27800	-	-	31
10	Het Friesche Zeegat	0,8	2,3	642	-	-	-	0	4,0	-	-	-	-	-	-	24500	-	-	-
11	Pinkegat	0,7	2,1	-	-	-	-	0	2,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	Eilanderbalg	0,6	2,3	-	-	-	-	0	3,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	Lauwers	0,7	2,3	-	-	-	-	0	3,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	Schild	0,6	2,2	-	-	-	-	0	1,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Estuaria in Europa																		
15	Nordemeyer Seegat	0,9	2,9	410	-	-	-	0		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16	Wichter Ee	0,9	2,6	75	-	-	-	0		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	Accumer Ee	0,9	2,8	370	-	-	-	0		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18	Otzumer Balje	0,9	2,8	280	-	-	-	0		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19	Gironde (Frankrijk)	1,0	3,5	2400	910	9000	1,7%	5		-	zand(75%)/slib(25%)	16-155	-	20-25	15	100000	4	95	24
20	Loire (Frankrijk)	1,0	4,1	480	825	1540	7,7%	-		-	zand/slib	50	-	-	3	-	8	95	-
21	Elbe (Duitsland)	0,8	2,9	1300	800	1200	2,8%	-		-	slit	30-50	-	-	-	-	-	170	-
22	Elder estuary (German Bay)	0,8	3,3	12	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	640	-	-	19
23	Humber (Engeland)	-	5,0	2700	240	1500	0,4%	-		-	slib	1-7	-	-	-	-	-	-	-
24	Ythan (Engeland)	-	2,0	6	6	9	5,0%	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25	Solent (Engeland)	1,0	-	810	18	26	0,1%	-		-	slib/zand/gravel	-	-	-	6	-	9	54	-
26	Severn Estuary (England)	1,2	8,0	-	-	-	-	1,6		-	slib/zand/gravel	-	-	-	-	-	-		-
27	Ebro (Spanje)	0,7	2,8	-	2	-	-	-		-	slit	-	-	-	38	-	-	26	-
28	Huelva (Spanje)	-	4,0	43	15	-	1,6%	-		-	-	-	-	-	14	-	4	21	-
29	Ave (Portugal)	-	1,4	-	0	-	-	-		-	slib/gravel	-	-	-	0,2	-	-	2	-
30	Tejo (Portugal)	-	2,8	1500	350	-	1,1%	-		-	slib/gravel/steen	-	-	-	13	-	2,5	50	-
31	Estero Salado (Portugal)	1,0	1,9	700	0	0	0,0%	0		-	slib	<200 (60%)	<20 (40%)	35	9	50000	-	45	14
32	Venive	0,5	4,0	460	31	-	0,3%	-		-	slib/zand	-	-	-	14	-	2,5	52	-
	Estuaria elders in de wereld																		
33	Yangtze (China)	1,0	2,4	7000	28500	70000	18,3%	500		-	klei/slib/zand	125 (66%)	35 (33%)	30-35	60**	260000	10	228	27
34	Nakdong estuary (Korea)	0,5	0,9	51	400	13000	35,3%	1,3			fine sand	250	150-210	-	-	-	-	30	-
35	Hooghly (India)	-	3,0	5500	2200	5000	1,8%	30		-	slit	<100	<63	40	40	130000	-	140	42
36	Lower Meghna Estuary (Bangladesh)	0,5	3,0	2700	40000	90000	-	1600		-	-	-	-	-	-	-	-	100	-
37	Rangoon (Burma)	-	4,2	2250	3250	7500	6,5%	42		-	slib	100-250	10-50	55	7	42000	-	75	54
38	Cumberland Basin (Canada)	-	-	2050	83	54	0,2%	-		-	gravel/steen	-	-	-	4	-	-	51	-
39	Teacapan (Canada)	-	-	-	159	0	-	-		-	slib	-	-	-	7	-	1,5	131	-
40	Bay of Fundy (Canada)	1,0	11,6	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	80	-	92	176	-
41	Ord Estuary (Engeland)	-	4,3	-	-	-	-	22		-	zand/slib/klei	-	-	-	9	-	4	65	-
42	Salmon River Estuary (Canada)	-	12,0	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	40	-
43	Rio de la Plata (Argentinie)	-	1,0	-	-	-	-	80		-	75%slit/15%slib/10%klei	-	-	-	230	-	-	270	-
44	Amazone River (Brazilië)	0,5	4,0	-	-	-	-	1200		-	slit/slib/klei	-	-	-	-	-	-	800	-
45	Delaware Estuary (USA)	0,9	1,4	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	43	-	7	214	-
46	Mississippi River Delta (USA)	0,5	0,3	-	15000	58000	-	240		-	-	5% slit); bott(90% zand)	-	-	-	-	-	-	-
47	Prince Inlet (South Carolina, USA)	-	1,5	28	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-	1200	4,2	5	23
48	Grays Harbor, Wash. (USA)	-	-	1040	36,4	-	0,2%	-	-	800	-	-	-	-	-	31200	-	-	33,0
49	Mission Bay, Cal. (USA)	-	-	24	0,9	-	0,2%	-	-	70	-	-	-	-	-	790	-	-	30,0
50	Old St. Augustinus, Fla. (USA)	0,5	-	74	2,2	-	0,1%	-	-	400	-	-	-	-	-	2500	-	-	30,0
51	Ponce de Leon, Fla. (USA)	0,5	-	32	1,1	-	0,2%	-	-	400	-	-	-	-	-	1100	-	-	29,0
52	Gasparilla Pass, Fla. (USA)	0,5	-	24	0,7	-	0,1%	-	-	80	-	-	-	-	-	1000	-	-	24,0
53	Longboat Pass, Fla. (USA)	0,5	-	44	1,1	-	0,1%	-	-	80	-	-	-	-	-	1100	-	-	40,0
54	Big Pass, Fla. (USA)	0,5	-	18	0,6	-	0,2%	-	-	80	-	-	-	-	-	560	-	-	32,0
55	east Pass, Fla. (USA)	0,5	-	92	1,3	-	0,1%	-	-	80	-	-	-	-	-	1300	-	-	71,0
56	Port Aransas, Tex. (USA)	0,5	-	100	1,4	-	0,1%	-	-	80	-	-	-	-	-	1500	-	-	67,0
57	Calcacieu Pass, La. (USA)	-	-	168	2	-	0,1%	-	-	80	-	-	-	-	-	1900	-	-	68,0
58	Thyboroen (Denmark)	0,8	-	208	5,6	-	0,1%	-	-	700	-	-	-	-	-	5000	-	-	42,0

TABEL 1 : Karakteristieken Estuaria (b)				Ah = oppervlakte hoge platen												
				Al = oppervlakte lage platen							Af =	oppervlakte intergetijde gebied(platen, slikken, schorren)				
				Hh = plaathoogte hoge platen							Ab =	bekkenoppervlakte				
				Hl = plaathoogte lage platen												
				Platen, slikken en schorren						Aanzanding/erosie		Classificatie hydrodynamica				
Estuaria		Stroom	Bekkenopp.	Intergetij	Plaatopp.	Geulopp	Schorren	Plaathoogte		van platen/kwelders		Relatieve golf/getij-energie				Fluviale energie
		gebied	Ab	Af/Ab	Af	Ac	Aschor	Hh	Hl	accretion	SLR	Hayes				
		[m2*10^6]	[m2*10^6]	[-]	[m2*10^6]	[m2*10^6]	[m2*10^6]	[NAP+m]	[NAP+m]	[mm/yr]	[mm/yr]	getijden	golven	getij/mixed/golfdominant		rivier/getij-gedomineert
	Estuaria in Nederland:															
1	Oosterschelde voor sluiting	-	362	0,47	-	-	-	-	-	-	-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-	-
2	Oosterschelde na sluiting	-	304	0,39	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-	-
3	Westerschelde	19141	351	0,31	108	206	37	3,4	1,3	-	-	laag macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	-	relatief grote zee-invloed
4	Haringvliet voor sluiting	-	210	0,30	-	-	-	-	-	-	-	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	relatief grote rivier-invloed
5	Eems/Dollard Estuary	12650	470	0,50	235	230	15	-	-	2	20	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	relatief grote zee-invloed
6	Marsdiep	-	660	0,30	198	-	-	-	-0,6	-	6	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	-
7	Elerlandse gat	-	225	0,75	169	-	-	-	-0,5	-	-	laag mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-	-
8	Vliestroom	-	650	0,40	260	-	-	-	-1	-	6	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	-
9	Borndiep	-	315	0,70	221	-	-	-	-0,8	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	-
10	Het Friesche Zeegat	-	130	0,78	101	-	-	0,2	-0,8	14*	6	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	mixed ene	-
11	Pinkegat	-	65	0,76	49	-	-	-	-0,7	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-	-
12	Ellanderbalg	-	55	0,76	42	-	-	-	-0,5	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-	-
13	Lauwers	-	145	0,65	94	-	-	-	-0,6	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-	-
14	Schild	-	50	0,80	40	-	-	-	-1	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-	-
	Estuaria in Europa															
15	Nordemeyer Seegat	-	85	-	-	-	-	-	-	-	6	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	-
16	Wichter Ee	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	-
17	Accumer Ee	-	75	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	-
18	Otzumer Balje	-	60	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	-
19	Gironde (Frankrijk)	71000	625	0,08	50	570	4	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	relatief grote zee-invloed
20	Loire (Frankrijk)	112000	231	0,23	52	178	0,5	-	-	-	-	laag macrotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	relatief grote rivier-invloed
21	Elbe (Duitsland)	146500	612	0,46	280	310	26	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	relatief grote rivier-invloed
22	Elder estuary (German Bay)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	-
23	Humber (Engeland)	24420	304	0,40	121	168	14	-	-	-	-	laag macrotidal	-	-	-	relatief grote zee-invloed
24	Ythan (Engeland)	760	3	6,67	20	8	-	-	-	-	-	laag mesotidal	-	-	-	relatief grote rivier-invloed
25	Solent (Engeland)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	medium golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
26	Severn Estuary (England)	-	-	-	-	-	-	-	-	10-100	-	hoog macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	-	-
27	Ebro (Spanje)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-	-
28	Huelva (Spanje)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	laag macrotidal	-	-	-	relatief grote zee-invloed
29	Ave (Portugal)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	laag mesotidal	-	-	-	-
30	Tejo (Portugal)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	-	-	-	relatief grote zee-invloed
31	Estero Salado (Portugal)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	laag mesotidal	medium golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
32	Venive	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-	relatief grote zee-invloed
	Estuaria elders in de wereld															
33	Yangtze (China)	1800000	3420	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-	relatief grote rivier-invloed
34	Nakdong estuary (Korea)	23700	-	-	-	-	-	-	-	-	-	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	-	relatief grote rivier-invloed
35	Hooghly (India)	-	700	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	-	-	-	relatief grote zee-invloed
36	Lower Meghna Estuary (Bangladesh)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	-	-	-
37	Rangoon (Burma)	-	525	-	-	-	-	-	-	-	-	laag macrotidal	-	-	-	relatief grote rivier-invloed
38	Cumberland Basin (Canada)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	relatief grote zee-invloed
39	Teacapan (Canada)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40	Bay of Fundy (Canada)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	hoog macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	Tide-domi	-
41	Ord Estuary (Engeland)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	laag macrotidal	-	-	Tide-domi	-
42	Salmon River Estuary (Canada)	-	-	-	-	-	-	-	-	300	-	hoog macrotidal	-	-	Sand-domi	-
43	Rio de la Plata (Argentinie)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	microtidal	-	-	Micro-tidal	-
44	Amazone River (Brazilië)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	Macro-tida	-
45	Delaware Estuary (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	laag mesotidal	medium golfenergie	golfdominant	Trechtervo	-
46	Mississippi River Delta (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-6	10	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	-	-
47	Prince Inlet (South Carolina, USA)	-	13	-	-	-	-	-	-	-	-	laag mesotidal	-	-	-	-
48	Grays Harbor, Wash. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	relatief grote zee-invloed
49	Mission Bay, Cal. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	relatief grote zee-invloed
50	Old St. Augustinus, Fla. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	lage golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
51	Ponce de Leon, Fla. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	lage golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
52	Gasparilla Pass, Fla. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	lage golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
53	Longboat Pass, Fla. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	lage golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
54	Big Pass, Fla. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	lage golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
55	east Pass, Fla. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	lage golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
56	Port Aransas, Tex. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	lage golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed
57	Calcacieu Pass, La. (USA)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	relatief grote zee-invloed
58	Thyboroen (Denmark)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	medium golfenergie	-	-	relatief grote zee-invloed

TABEL 2: Karakteristieken Estuaria
Op volgorde van getijvolume

**incl Chong Min Island

Getijprisma = TV/2
N>2% = grote rivierinvloed
N<2% = grote zeeinvloed

	Estuaria	Golven	Getij		Rivierafvoer			Est.getal	Classificatie hydrodynamica			
									Golf/getij-energie			Fluviale energie
		Hs	tijverschil	getijvol.	jaarlijks	regenseiz.	Rivier-	N=QT/V	Hayes		Dominantie	Dominantie
		gem,mond	em,mond		gem	hoogste	transport		getijden	golven	getij/mixed/golven	rivier/getij
		[m]	[m]	[10^6 m3]	[m3/s]	[m3/s]	0^6 ton/jr]	[%]				
33	Yangtze (China)	1,0	2,4	7000	28500	70000	500	18,32%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
35	Hooghly (India)	-	3,0	5500	2200	5000	30	1,80%	hoog mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
23	Humber (Engeland)	-	5,0	2700	240	1500	-	0,40%	laag macrotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
36	Lower Meghna Estuary (Bangladesh)	0,5	3,0	2700	40000	90000	1600	66,67%	hoog mesotidal	lage golfenergie	-	rel. grote rivier-invloed
1	Oosterschelde voor sluiting	0,4	3,7	2500	-	-	-	-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
19	Gironde (Frankrijk)	1,0	3,5	2400	910	9000	5	1,71%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
5	Eems/Dollard Estuary	1,0	3,0	2380	80	200	-	0,15%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
37	Rangoon (Burma)	-	4,2	2250	3250	7500	42	6,50%	laag macrotidal	-	-	rel. grote rivier-invloed
3	Westerschelde	1,0	3,8	2200	120	400	0,3	0,25%	laag macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	relatief grote zee-invloed
38	*Cumberland Basin (Canada)*	-	-	2050	83	54	-	0,18%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
6	Marsdiep	1,0	1,6	1914	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
2	Oosterschelde na sluiting	0,4	3,2	1700	-	-	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
8	Vliestroom	1,0	1,9	1696	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
30	Tejo (Portugal)	-	2,8	1500	350	-	-	1,05%	hoog mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
21	Elbe (Duitsland)	0,8	2,9	1300	800	1200	-	2,77%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
48	Grays Harbor, Wash. (USA)	-	-	1040	36,4	-	-	0,16%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
9	Borndiep	0,9	2,1	868	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
25	Solent (Engeland)	1,0	-	810	18	26	-	0,10%	-	medium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
31	Estero Salado (Portugal)	1,0	1,9	700	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	medium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
10	Het Friesche Zeegat	0,8	2,3	642	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
20	Loire (Frankrijk)	1,0	4,1	480	825	1540	-	7,73%	laag macrotidal	medium golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
32	Venive	0,5	4,0	460	31	-	-	0,30%	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	relatief grote zee-invloed
15	Norderneyer Seegat	0,9	2,9	410	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
4	Haringvliet voor sluiting	1,0	1,8	400	1000	4200	2	11,25%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
17	Accumer Ee	0,9	2,8	370	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
7	Eierlandse gat	0,7	1,7	344	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
18	Otzumer Balje	0,9	2,8	280	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
58	Thyboroen (Denmark)	0,8	-	208	5,6	-	-	0,12%	-	medium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
57	Calcacieu Pass, La. (USA)	-	-	168	2	-	-	0,05%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
56	Port Aransas, Tex. (USA)	0,5	-	100	1,4	-	-	0,06%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
55	east Pass, Fla. (USA)	0,5	-	92	1,3	-	-	0,06%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
16	Wichter Ee	0,9	2,8	75	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-
50	Old St. Augustinus, Fla. (USA)	0,5	-	74	2,2	-	-	0,13%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
34	Nakdong estuary (Korea)	0,5	0,9	51	400	13000	1,3	35,29%	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
53	Longboat Pass, Fla. (USA)	0,5	-	44	1,1	-	-	0,11%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
28	Huelva (Spanje)	-	4,0	43	15	-	-	1,58%	laag macrotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
51	Ponce de Leon, Fla. (USA)	0,5	-	32	1,1	-	-	0,15%	-	*lage golfenergie*	-	*relatief grote zee-invloed*
47	Prince Inlet (South Carolina, USA)	-	1,5	28	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
49	Mission Bay, Cal. (USA)	-	-	24	0,9	-	-	0,17%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
52	Gasparilla Pass, Fla. (USA)	0,5	-	24	0,7	-	-	0,13%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
54	Big Pass, Fla. (USA)	0,5	-	18	0,6	-	-	0,15%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
22	Eider estuary (German Bay)	0,8	3,3	12	-	-	-	-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-
24	Ythan (Engeland)	-	2,0	6	6	9	-	4,98%	laag mesotidal	-	-	rel.grote rivier-invloed
11	Pinkegat	0,7	2,1		0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
12	Eilanderbalg	0,6	2,3		0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
13	Lauwers	0,7	2,3		0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
14	Schild	0,6	2,2		0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
26	Severn Estuary (England)	1,2	8,0		-	-	1,6	-	hoog macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	-
27	Ebro (Spanje)	0,7	2,8		2	-	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
29	*Ave (Portugal)*	-	1,4		0	-	-	-	laag mesotidal	-	-	-
39	Teacapan (Canada)	-	-		159	0	0	-	-	-	-	-
40	Bay of Fundy (Canada)	1,0	11,6		-	-	-	-	hoog macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	-
41	Ord Estuary (Engeland)	-	4,3		-	-	22	-	laag macrotidal	-	-	-
42	Salmon River Estuary (Canada)	-	12,0		-	-	-	-	hoog macrotidal	-	-	-
43	Rio de la Plata (Argentinie)	-	1,0		-	-	80	-	microtidal	-	-	-
44	Amazone River (Brazilië)	0,5	4,0		-	-	1200	-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
45	Delaware Estuary (USA)	0,9	1,4		-	-	-	-	laag mesotidal	medium golfenergie	golfdominant	-
46	Mississippi River Delta (USA)	0,5	0,3		15000	58000	240	-	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	-

TABEL 3: Karakteristieken Estuaria
Op volgorde van getijverschil

**incl Chong Min Island

Getijprisma = TV/2
N>2% = grote rivierinvloed
N<2% = grote zeeinvloed

	Estuaria	Golven	Getij		Rivierafvoer			Est.getal	Classificatie hydrodynamica			
									Golf/getij-energie			Fluviale energie
		Hs	tijverschil	getijvol.	jaarlijks	regenseiz.	Rivier-	N=QT/V	Hayes		Dominantie	Dominantie
		gem,mond	gem;mond		gem	hoogste	transport		getijden	golven	getij/mixed/golven	rivier/getij
		[m]	[m]	[10^6 m3]	[m3/s]	[m3/s]	0^6 ton/jr]	[%]				
42	Salmon River Estuary (Canada)	-	12,0	-	-	-	-	-	hoog macrotidal	-	-	-
40	Bay of Fundy (Canada)	1,0	11,6	-	-	-	-	-	hoog macrotidal	edium golfenergie	getijdominant	-
26	Severn Estuary (England)	1,2	8,0	-	-	-	1,6	-	hoog macrotidal	edium golfenergie	getijdominant	-
23	Humber (Engeland)	-	5,0	2700	240	1500	-	0,40%	laag macrotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
41	Ord Estuary (Engeland)	-	4,3	-	-	-	22	-	laag macrotidal	-	-	-
37	Rangoon (Burma)	-	4,2	2250	3250	7500	42	6,50%	laag macrotidal	-	-	rel. grote rivier-invloed
20	Loire (Frankrijk)	1,0	4,1	480	825	1540	-	7,73%	laag macrotidal	edium golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
28	Huelva (Spanje)	-	4,0	43	15	-	-	1,58%	laag macrotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
32	Venive	0,5	4,0	460	31	-	-	0,30%	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	relatief grote zee-invloed
44	Amazone River (Brazilië)	0,5	4,0	-	-	-	1200	-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
3	Westerschelde	1,0	3,8	2200	120	400	0,3	0,25%	laag macrotidal	edium golfenergie	getijdominant	relatief grote zee-invloed
1	Oosterschelde voor sluiting	0,4	3,7	2500	-	-	-	-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
19	Gironde (Frankrijk)	1,0	3,5	2400	910	9000	5	1,71%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
22	Eider estuary (German Bay)	0,8	3,3	12	-	-	-	-	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	-
2	Oosterschelde na sluiting	0,4	3,2	1700	-	-	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
5	Eems/Dollard Estuary	1,0	3,0	2380	80	200	-	0,15%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
35	Hooghly (India)	-	3,0	5500	2200	5000	30	1,80%	hoog mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
36	Lower Meghna Estuary (Bangladesh)	0,5	3,0	2700	40000	90000	1600	66,67%	hoog mesotidal	lage golfenergie	-	rel. grote rivier-invloed
15	Norderneyer Seegat	0,9	2,9	410	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
21	Elbe (Duitsland)	0,8	2,9	1300	800	1200	-	2,77%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
30	Tejo (Portugal)	-	2,8	1500	350	-	-	1,05%	hoog mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
16	Wichter Ee	0,9	2,8	75	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
17	Accumer Ee	0,9	2,8	370	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
18	Otzumer Balje	0,9	2,8	280	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
27	Ebro (Spanje)	0,7	2,8	-	2	-	-	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
33	Yangtze (China)	1,0	2,4	7000	28500	70000	500	18,32%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
10	Het Friesche Zeegat	0,8	2,3	642	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
12	Eilanderbalg	0,6	2,3	-	0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
13	Lauwers	0,7	2,3	-	0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
14	Schild	0,6	2,2	-	0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
9	Borndiep	0,9	2,1	868	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
11	Pinkegat	0,7	2,1	-	0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
24	Ythan (Engeland)	-	2,0	6	6	9	-	4,98%	laag mesotidal	-	-	rel. grote rivier-invloed
8	Vliestroom	1,0	1,9	1696	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
31	Estero Salado (Portugal)	1,0	1,9	700	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	edium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
4	Haringvliet voor sluiting	1,0	1,8	400	1000	4200	2	11,25%	laag mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
7	Eierlandse gat	0,7	1,7	344	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
6	Marsdiep	1,0	1,6	1914	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	edium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
47	Prince Inlet (South Carolina, USA)	-	1,5	28	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
29	Ave (Portugal)	-	1,4	-	0	0	0	-	laag mesotidal	-	-	-
45	Delaware Estuary (USA)	0,9	1,4	-	-	-	-	-	laag mesotidal	edium golfenergie	golfdominant	-
43	Rio de la Plata (Argentinie)	-	1,0	-	-	-	80	-	microtidal	-	-	-
34	Nakdong estuary (Korea)	0,5	0,9	51	400	13000	1,3	35,29%	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	rel. grote rivier-invloed
46	Mississippi River Delta (USA)	0,5	0,3	-	15000	58000	240	-	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	-
25	Solent (Engeland)	1,0		810	18	26	-	0,10%	-	edium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
38	Cumberland Basin (Canada)	-		2050	83	54	-	0,18%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
39	Teacapan (Canada)	-		-	159	0	-	-	-	-	-	-
48	Grays Harbor, Wash. (USA)	-		1040	36,4	-	-	0,16%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
49	Mission Bay, Cal. (USA)	-		24	0,9	-	-	0,17%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
50	Old St. Augustinus, Fla. (USA)	0,5		74	2,2	-	-	0,13%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
51	Ponce de Leon, Fla. (USA)	0,5		32	1,1	-	-	0,15%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
52	Gasparilla Pass, Fla. (USA)	0,5		24	0,7	-	-	0,13%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
53	Longboat Pass, Fla. (USA)	0,5		44	1,1	-	-	0,11%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
54	Big Pass, Fla. (USA)	0,5		18	0,6	-	-	0,15%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
55	east Pass, Fla. (USA)	0,5		92	1,3	-	-	0,06%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
56	Port Aransas, Tex. (USA)	0,5		100	1,4	-	-	0,06%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
57	Calcacieu Pass, La. (USA)	-		168	2	-	-	0,05%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
58	Thyborøen (Denmark)	0,8		208	5,6	-	-	0,12%	-	edium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed

TABEL 4: Karakteristieken Estuaria

Op volgorde van relatieve rivier-invloed

**incl Chong Min Island

Getijprisma = TV/2

N>2% = grote rivierinvloed

N<2% = grote zeeinvloed

	Estuaria	Golven	Getij		Rivierafvoer			Est.getal	Classificatie hydrodynamica			
								N=Q/V	Golf/getij-energie			Fluviale energie
		Hs gem,mond [m]	tijverschil em,mond [m]	getijvol. [10^6 m3]	jaarlijks gem [m3/s]	regenseiz. hoogste [m3/s]	Rivier-transport 0^6 ton/jr	[%]	Hayes getiden	golven	Dominantie getij/mixed/golven	Dominantie rivier/getij
36	Lower Meghna Estuary (Bangladesh)	0,5	3,0	2700	40000	90000	1600	66,67%	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	relatief grote rivier-invloed
34	Nakdong estuary (Korea)	0,5	0,9	51	400	13000	1,3	35,29%	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
33	Yangtze (China)	1,0	2,4	7000	28500	70000	500	18,32%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
4	Haringvliet voor sluiting	1,0	1,8	400	1000	4200	2	11,25%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
20	Loire (Frankrijk)	1,0	4,1	480	825	1540	-	7,73%	laag macrotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
37	Rangoon (Burma)	-	4,2	2250	3250	7500	42	6,50%	laag macrotidal	-	-	relatief grote rivier-invloed
24	Ythan (Engeland)	-	2,0	6	6	9	-	4,98%	laag mesotidal	-	-	relatief grote rivier-invloed
21	Elbe (Duitsland)	0,8	2,9	1300	800	1200	-	2,77%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
35	Hooghly (India)	-	3,0	5500	2200	5000	30	1,80%	hoog mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
19	Gironde (Frankrijk)	1,0	3,5	2400	910	9000	5	1,71%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
28	Huelva (Spanje)	-	4,0	43	15	-	-	1,58%	laag macrotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
30	Tejo (Portugal)	-	2,8	1500	350	-	-	1,05%	hoog mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
23	Humber (Engeland)	-	5,0	2700	240	1500	-	0,40%	laag macrotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
32	Venive	0,5	4,0	460	31	-	-	0,30%	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	relatief grote zee-invloed
3	Westerschelde:	1,0	3,8	2200	120	400	0,3	0,25%	laag macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	relatief grote zee-invloed
38	Cumberland Basin (Canada)	-	-	2050	83	54	-	0,16%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
49	Mission Bay, Cal. (USA)	-	-	24	0,9	-	-	0,16%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
48	Grays Harbor, Wash. (USA)	-	-	1040	36,4	-	-	0,16%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
51	Ponce de Leon, Fla. (USA)	0,5	-	32	1,1	-	-	0,15%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
5	Eems/Dollard Estuary	1,0	3,0	2380	80	200	-	0,15%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
54	Big Pass, Fla. (USA)	0,5	-	18	0,6	-	-	0,15%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
50	Old St. Augustinus, Fla. (USA)	0,5	-	74	2,2	-	-	0,13%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
52	Gasparilla Pass, Fla. (USA)	0,5	-	24	0,7	-	-	0,13%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
58	Thyborøen (Denmark)	0,8	-	208	5,6	-	-	0,12%	-	medium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
53	Longboat Pass, Fla. (USA)	0,5	-	44	1,1	-	-	0,11%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
25	Solent (Engeland)	1,0	-	810	18	26	-	0,10%	-	medium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
55	east Pass, Fla. (USA)	0,5	-	92	1,3	-	-	0,06%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
56	Port Aransas, Tex. (USA)	0,5	-	100	1,4	-	-	0,06%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
57	Calcacieu Pass, La. (USA)	-	-	168	2	-	-	0,05%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
31	Estero Salado (Portugal)	1,0	1,9	700	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
1	Oosterschelde voor sluiting	0,4	3,7	2500	-	-	-		laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
2	Oosterschelde na sluiting	0,4	3,2	1700	-	-	-		hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
6	Marsdiep	1,0	1,6	1914	0	0	0	0,0%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
7	Eierlandse gat	0,7	1,7	344	0	0	0	0,0%	laag mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
8	Vliestroom	1,0	1,9	1696	0	0	0	0,0%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
9	Borndiep	0,9	2,1	868	0	0	0	0,0%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
10	Het Friesche Zeegat	0,8	2,3	642	0	0	0	0,0%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
11	Pinkegat	0,7	2,1	-	0	0	0		hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
12	Eilanderbalg	0,6	2,3	-	0	0	0		hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
13	Lauwers	0,7	2,3	-	0	0	0		hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
14	Schild	0,6	2,2	-	0	0	0		hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
15	Norderneyer Seegat	0,9	2,9	410	0	0	0	0,0%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
16	Wichter Ee	0,9	2,8	75	0	0	0	0,0%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
17	Accumer Ee	0,9	2,8	370	0	0	0	0,0%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
18	Otzumer Balje	0,9	2,8	280	0	0	0	0,0%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
22	Eider estuary (German Bay)	0,8	3,3	12	0	0	0	0,0%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
26	Severn Estuary (England)	1,2	8,0	-	-	-	1,6		hoog macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	-
27	Ebro (Spanje)	0,7	2,8	-	2	-	-		hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
29	Ave (Portugal)	-	1,4	-	0	0	0		laag mesotidal	-	-	-
39	Teacapan (Canada)	-	-	-	159	0	-		-	-	-	-
40	Bay of Fundy (Canada)	1,0	11,6	-	-	-	-		hoog macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	-
41	Ord Estuary (Engeland)	-	4,3	-	-	-	22		laag macrotidal	-	-	-
42	Salmon River Estuary (Canada)	-	12,0	-	-	-	-		hoog macrotidal	-	-	-
43	Rio de la Plata (Argentinie)	-	1,0	-	-	-	80		microtidal	-	-	-
44	Amazone River (Brazilië)	0,5	4,0	-	-	-	1200		laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
45	Delaware Estuary (USA)	0,9	1,4	-	-	-	-		laag mesotidal	medium golfenergie	golfdominant	-
46	Mississippi River Delta (USA)	0,5	0,3	-	15000	58000	240		microtidal	lage golfenergie	mixed energie	-
47	Prince Inlet (South Carolina, USA)	-	1,5	28	0	0	0	0,0%	laag mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed

TABEL 5: Karakteristieken Estuaria

Op volgorde van riviertransport

**incl Chong Min Island

Getijprisma = TV/2

N>2% = grote rivierinvloed

N<2% = grote zeeinvloed

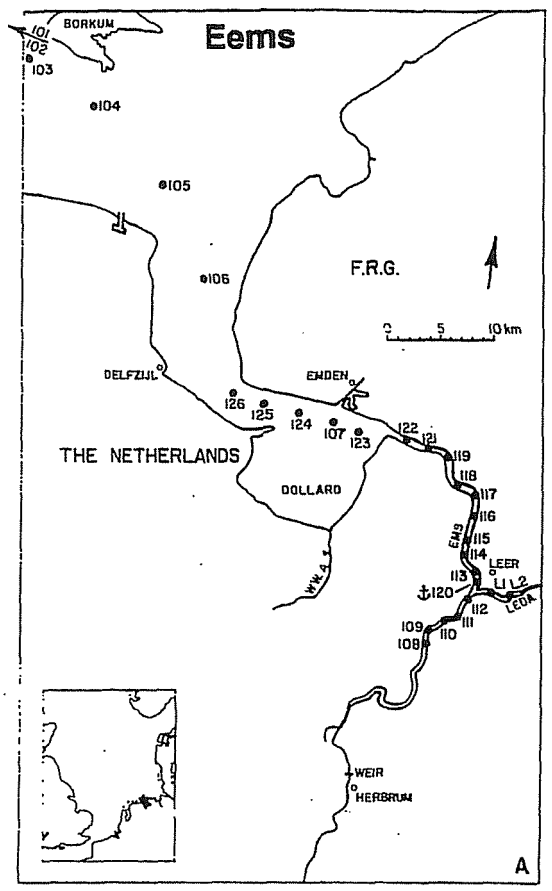
	Estuaria	Golven	Getij		Rivierafvoer			Est.getal	Classificatie hydrodynamica			
									Golf/getij-energie			Fluviale energie
		Hs gem,mond [m]	tijverschil em,mond [m]	getijvol. [10^6 m3]	jaarlijks gem [m3/s]	regenseiz. hoogste [m3/s]	Rivier-transport 0^6 ton/jr	N=QT/V [%]	Hayes getijden	golven	Dominantie getij/mixed/golven	Dominantie rivier/getij
36	Lower Meghna Estuary (Bangladesh)	0,5	3,0	2700	40000	90000	1600	66,67%	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	relatief grote rivier-invloed
44	Amazone River (Brazilië)	0,5	4,0	-	-	-	1200	-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
33	Yangtze (China)	1,0	2,4	7000	28500	70000	500	18,32%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
46	Mississippi River Delta (USA)	0,5	0,3	-	15000	58000	240	-	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	-
43	Rio de la Plata (Argentinie)	-	1,0	-	-	-	80	-	microtidal	-	-	-
37	Rangoon (Burma)	-	4,2	2250	3250	7500	42	6,50%	laag macrotidal	-	-	relatief grote rivier-invloed
35	Hooghly (India)	-	3,0	5500	2200	5000	30	1,80%	hoog mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
41	Ord Estuary (Engeland)	-	4,3	-	-	-	22	-	laag macrotidal	-	-	-
19	Gironde (Frankrijk)	1,0	3,5	2400	910	9000	5	1,71%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
4	Haringvliet voor sluiting	1,0	1,8	400	1000	4200	2	11,25%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
26	Severn Estuary (England)	1,2	8,0	-	-	-	16	-	hoog macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	-
34	Nakdong estuary (Korea)	0,5	0,9	51	400	13000	13	35,29%	microtidal	lage golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
3	Westerschelde	1,0	3,8	2200	120	400	0,3	0,25%	laag macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	relatief grote zee-invloed
31	Estero Salado (Portugal)	1,0	1,9	700	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	medium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
6	Marsdiep	1,0	1,6	1914	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
7	Eierlandse gat	0,7	1,7	344	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
8	Vliestroom	1,0	1,9	1696	0	0	0	0,00%	laag mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
9	Borndiep	0,9	2,1	868	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
10	Het Friesche Zeegat	0,8	2,3	642	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
11	Pinkegat	0,7	2,1	-	0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
12	Eilanderbalg	0,6	2,3	-	0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
13	Lauwers	0,7	2,3	-	0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
14	Schild	0,6	2,2	-	0	0	0	-	hoog mesotidal	lage golfenergie	mixed energie	-
15	Norderneyer Seegat	0,9	2,9	410	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
16	Wichter Ee	0,9	2,8	75	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
17	Accumer Ee	0,9	2,8	370	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
18	Otzumer Balje	0,9	2,8	280	0	0	0	0,00%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
1	Oosterschelde voor sluiting	0,4	3,7	2500	-	-		-	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
2	Oosterschelde na sluiting	0,4	3,2	1700	-	-		-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
5	Eems/Dollard Estuary	1,0	3,0	2380	80	200		0,15%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote zee-invloed
20	Loire (Frankrijk)	1,0	4,1	480	825	1540		7,73%	laag macrotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
21	Elbe (Duitsland)	0,8	2,9	1300	800	1200		2,77%	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	relatief grote rivier-invloed
22	Eider estuary (German Bay)	0,8	3,3	12	-	-		-	hoog mesotidal	medium golfenergie	mixed energie	-
23	Humber (Engeland)	-	5,0	2700	240	1500		0,40%	laag macrotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
24	Ythan (Engeland)	-	2,0	6	6	9		4,98%	laag mesotidal	-	-	relatief grote rivier-invloed
25	Solent (Engeland)	1,0	-	810	18	26		0,10%	-	medium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
27	Ebro (Spanje)	0,7	2,8	-	2	-		-	hoog mesotidal	lage golfenergie	getijdominant	-
28	Huelva (Spanje)	-	4,0	43	15	-		1,58%	laag macrotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
29	Ave (Portugal)	-	1,4	-	0	0		-	laag mesotidal	-	-	-
30	Tejo (Portugal)	-	2,8	1500	350	-		1,05%	hoog mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
32	Venive	0,5	4,0	460	31	-		0,30%	laag macrotidal	lage golfenergie	getijdominant	relatief grote zee-invloed
38	Cumberland Basin (Canada)	-	-	2050	83	54		0,18%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
39	Teacapan (Canada)	-	-	-	159	0		-	-	-	-	-
40	Bay of Fundy (Canada)	1,0	11,6	-	-	-		-	hoog macrotidal	medium golfenergie	getijdominant	-
42	Salmon River Estuary (Canada)	-	12,0	-	-	-		-	hoog macrotidal	-	-	-
45	Delaware Estuary (USA)	0,9	1,4	-	-	-		-	laag mesotidal	medium golfenergie	golfdominant	-
47	Prince Inlet (South Carolina, USA)	-	1,5	28	0	0		0,00%	laag mesotidal	-	-	relatief grote zee-invloed
48	Grays Harbor, Wash. (USA)	-	-	1040	36,4	-		0,16%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
49	Mission Bay, Cal. (USA)	-	-	24	0,9	-		0,17%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
50	Old St. Augustinus, Fla. (USA)	0,5	-	74	2,2	-		0,13%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
51	Ponce de Leon, Fla. (USA)	0,5	-	32	1,1	-		0,15%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
52	Gasparilla Pass, Fla. (USA)	0,5	-	24	0,7	-		0,13%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
53	Longboat Pass, Fla. (USA)	0,5	-	44	1,1	-		0,11%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
54	Big Pass, Fla. (USA)	0,5	-	18	0,6	-		0,15%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
55	east Pass, Fla. (USA)	0,5	-	92	1,3	-		0,06%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
56	Port Aransas, Tex. (USA)	0,5	-	100	1,4	-		0,06%	-	lage golfenergie	-	relatief grote zee-invloed
57	Calcacieu Pass, La. (USA)	-	-	168	2	-		0,05%	-	-	-	relatief grote zee-invloed
58	Thyboroen (Denmark)	0,8	-	208	5,6	-		0,12%	-	medium golfenergie	-	relatief grote zee-invloed

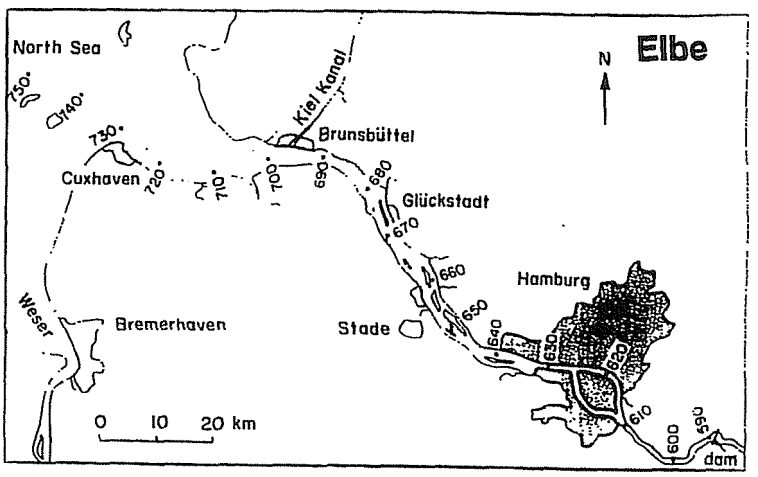
	Estuaria	Literatuur
36	Lower Meghna Estuary (Bangladesh)	[bron: Hossain, M. and Louters, T.: Water levels at different locations in the Meghna Estuary Study Areas]
44	Amazone River (Brazilië)	[bron: Wells, J.T.: Tide-dominated estuaries and tidal rivers]
33	Yangtze (China)	[bron: Allersma, E.: Geulen in Estuaria; Van der Sar; University of Twente, 1997]
46	Mississippi River Delta (USA)	[Boesch]
43	Rio de la Plata (Argentinie)	[bron: Wells, J.T.: Tide-dominated estuaries and tidal rivers]
37	Rangoon (Burma)	[bron: Allersma, E.: Geulen in Estuaria]
35	Hooghly (India)	[bron: Allersma, E.: Geulen in Estuaria]
41	Ord Estuary (Engeland)	[bron: Wells, J.T.: Tide-dominated estuaries and tidal rivers]
19	Gironde (Frankrijk)	[bron: Allersma, E.: Geulen in Estuaria; Cadée, N.: Typologie van estuariene systemen: Geografische referenties voor het Schelde estuarium]
4	Haringvliet voor sluiting	[bron: Allersma, E.: Geulen in Estuaria]
26	Severn Estuary (England)	[bron: Wells, J.T.: Tide-dominated estuaries and tidal rivers]
34	Nakdong estuary (Korea)	[bron: Eysink, W.D., Nakdong estuary Barrage and Land Reclamation - Morphological Aspects]Delft Hydraulics Laboratory, Wat. Sci. Tech., vol. 16 pp-233-241]
3	Westerschelde	[bron: Allersma, E.: Geulen in Estuaria; Cadée, N.: Typologie van estuariene systemen: Geografische referenties voor het Schelde estuarium; Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries; Tank, F.T.G., 1995, inst. voor marien en atm
31	Estero Salado (Portugal)	[bron: Allersma, E.: Geulen in Estuaria]
6	Marsdiep	[bron: De Jong en Gerritsen, 1984; stabiliteit van Doorstroomprofielen in het Waddengebied; Eysink en Biegel, WL 1992; Beukema et. al: Climate change, sea level rise and morphological developments in the Dutch Wadden Sea, a marien eiland]
7	Eierlandse gat	[bron: Beukema et. al: Climate change, sea level rise and morphological developments in the Dutch Wadden Sea, a marien eiland;De Jong en Gerritsen, 1984; stabiliteit van Doorstroomprofielen in het Waddengebied; Eysink en Biegel (WL), 1992
8	Vliestroom	[bron: Beukema et. al: Climate change, sea level rise and morphological developments in the Dutch Wadden Sea, a marien eiland; De Jong en Gerritsen, 1984; stabiliteit van Doorstroomprofielen in het Waddengebied; Eysink en Biegel (WL), 199
9	Borndiep	[bron: De Jong en Gerritsen, 1984; stabiliteit van Doorstroomprofielen in het Waddengebied; Biegel, 1993]
10	Het Friesche Zeegat	[bron: Stelj, R.C. (WL): Some considerations on tidal inlets; Eysink en Biegel (WL), 1992; Biegel, 1991; Equilibrium Relations in the Ebb Tidal Delta; Backbarrier Area of The Frsian Inlet system]
11	Pinkegat	[bron: Eysink en Biegel, WL 1992]
12	Eilanderbalg	[bron: Eysink en Biegel, WL 1992]
13	Lauwers	[bron: Eysink en Biegel, WL 1992]
14	Schild	[bron: Eysink en Biegel, WL 1992]
15	Nordemeyer Seegat	[Ehlers, J. and Kunz, H., 1993, Morphology of the Wadden Sea natural Processes and human interference]
16	Wichter Ee	[Ehlers, J. and Kunz, H., 1993, Morphology of the Wadden Sea natural Processes and human interference]
17	Accumer Ee	[Ehlers, J. and Kunz, H., 1993, Morphology of the Wadden Sea natural Processes and human interference]
18	Otzumer Balje	[Ehlers, J. and Kunz, H., 1993, Morphology of the Wadden Sea natural Processes and human interference]
1	Oosterschelde voor sluiting	[bron: Allersma, 1994, E.: Geulen in Estuaria; Louters, 1995]]
2	Oosterschelde na sluiting	[bron: Louters, ####]
5	Eems/Dollard Estuary	[bron: Cadée, N.: Typologie van estuariene systemen: Geografische referenties voor het Schelde estuarium; Ham, R. van der, The Ems/Dollard estuary; A physical system description, 1996]
20	Loire (Frankrijk)	[bron: Cadée, N.: Typologie van estuariene systemen: Geografische referenties voor het Schelde estuarium; Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
21	Elbe (Duitsland)	[bron: Cadée, N.: Typologie van estuariene systemen: Geografische referenties voor het Schelde estuarium]
22	Eider estuary (German Bay)	[Renger, E. and Partenscky, H.W., Sedimentation Processes in Tidal Channels and Tidal Basins Caused by Artificial Construction, Proceedings of Coastal Engineering, 1980, Vol. 3]
23	Humber (Engeland)	[bron: Cadée, N.: Typologie van estuariene systemen: Geografische referenties voor het Schelde estuarium]
24	Ythan (Engeland)	[bron: Cadée, N.: Typologie van estuariene systemen: Geografische referenties voor het Schelde estuarium]
25	Solent (Engeland)	[bron: Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
27	Ebro (Spanje)	[bron: Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
28	Huelva (Spanje)	[bron: Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
29	Ave (Portugal)	[bron: Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
30	Tejo (Portugal)	[bron: Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
32	Venive	[bron: Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
38	Cumberland Basin (Canada)	[bron: Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
39	Teacapan (Canada)	[bron: Westen, C-J. van and Scheele, R.J.: Planning Estuaries]
40	Bay of Fundy (Canada)	[bron: Ippen, A.T. and Harleman, D.R.F.: Tidal Dynamics in Estuaries, in Estuaries and Coastline Hydrodynamics, 1966]
42	Salmon River Estuary (Canada)	[bron: Wells, J.T.: Tide-dominated estuaries and tidal rivers]
45	Delaware Estuary (USA)	[bron: Ippen, A.T. and Harleman, D.R.F.: Tidal Dynamics in Estuaries, in Estuaries and Coastline Hydrodynamics, 1966]
47	Prince Inlet (South Carolina, USA)	[bron: Fitzgerald, D.M. et al, Response Characteristics of an Ebb-dominated Tidal Inlet Channel, Journal of Sedimentary Petrology, 1983]
48	Grays Harbor, Wash. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
49	Mission Bay, Cal. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
50	Old St. Augustinus, Fla. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
51	Ponce de Leon, Fla. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
52	Gasparilla Pass, Fla. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift] [Eysink en Biegel (WL), 1992] [*Boer et al, 1993]
53	Longboat Pass, Fla. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
54	Big Pass, Fla. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
55	east Pass, Fla. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
56	Port Aransas, Tex. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
57	Calcacieu Pass, La. (USA)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]
58	Thyboroen (Denmark)	[bron:Bruun, P., 1965; Tidal Inlets and Littoral Drift]

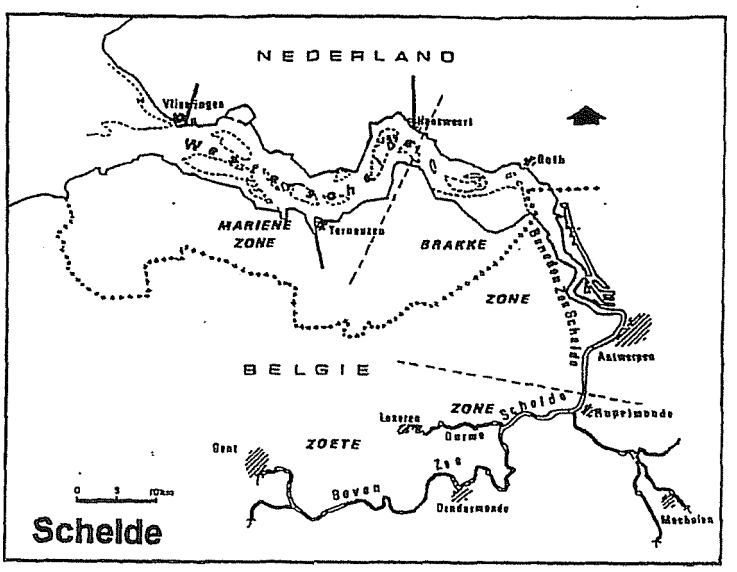
Appendix K

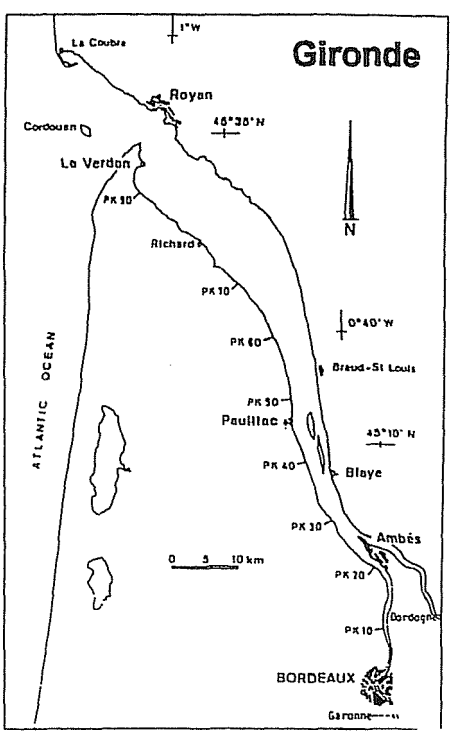
Korte karakterisering van enkele geselecteerde getijdebekkens

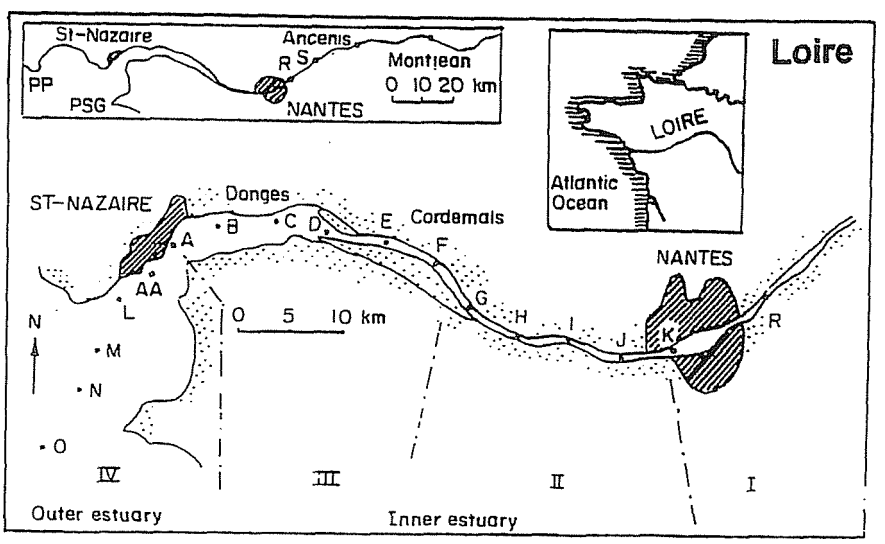
Figuur 3 Overzicht van de tien estuaria







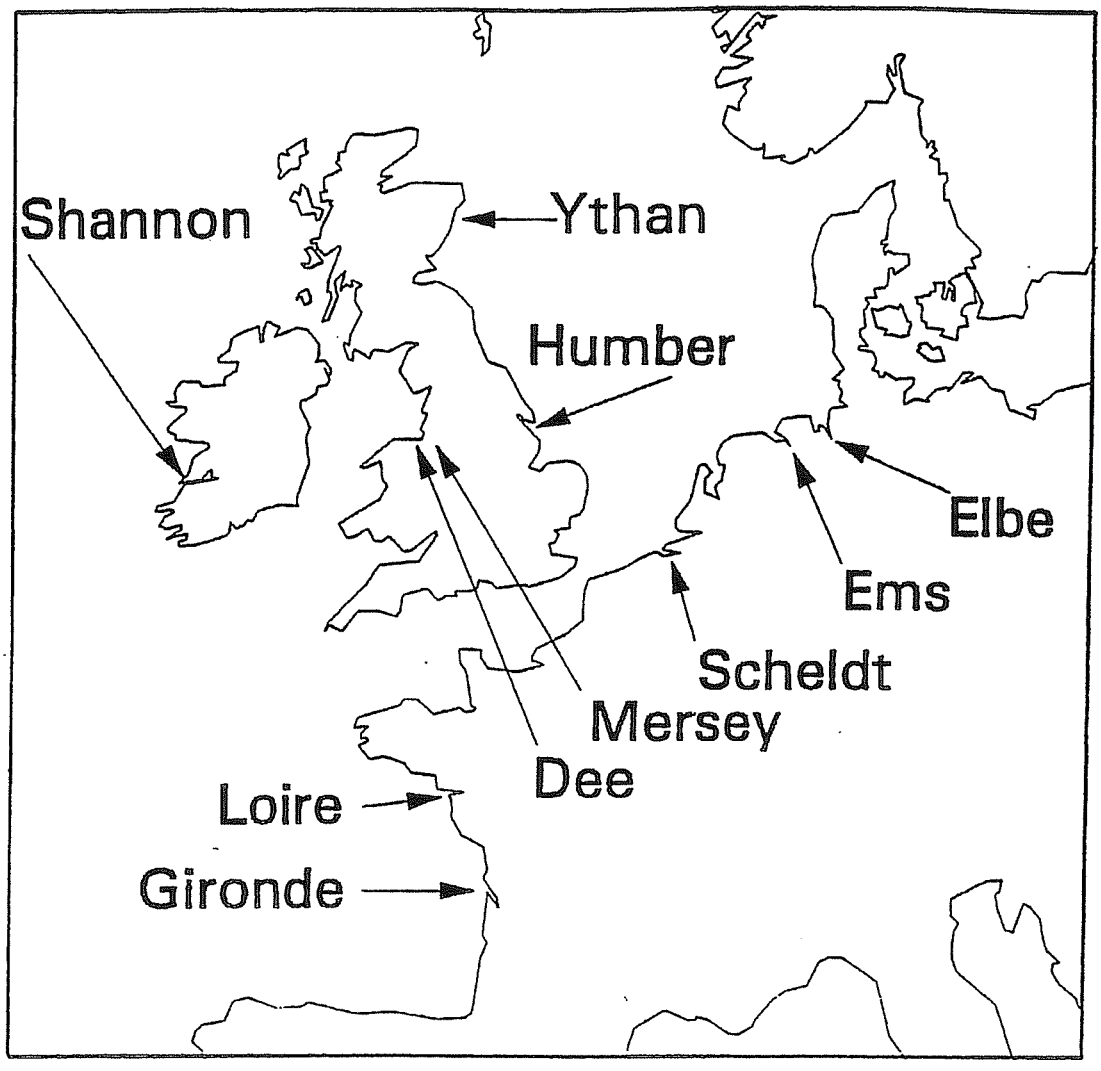




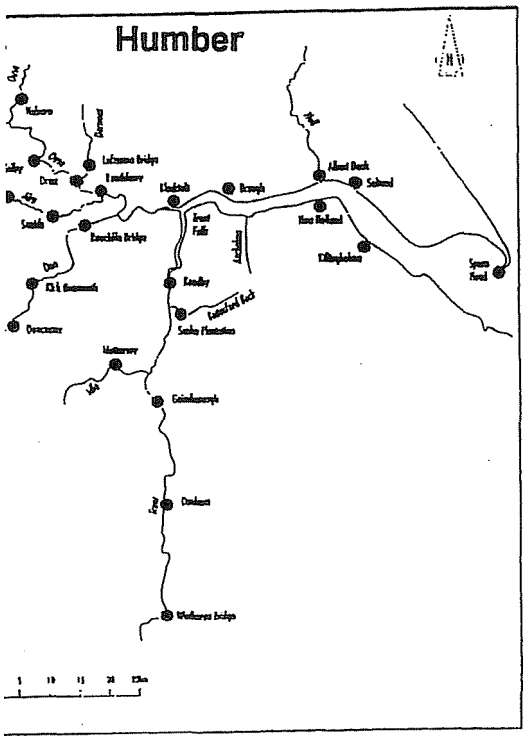
Overzicht van de tien estuaria (1) Eems / Elbe / Schelde / Gironde / Loire.

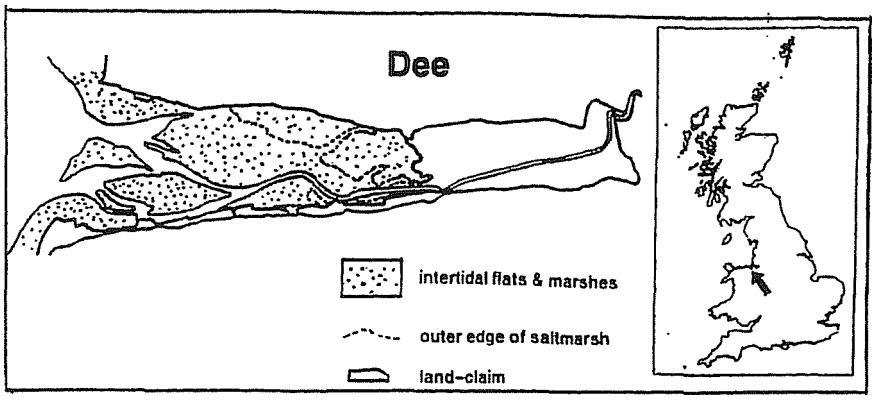
Appendix K-1

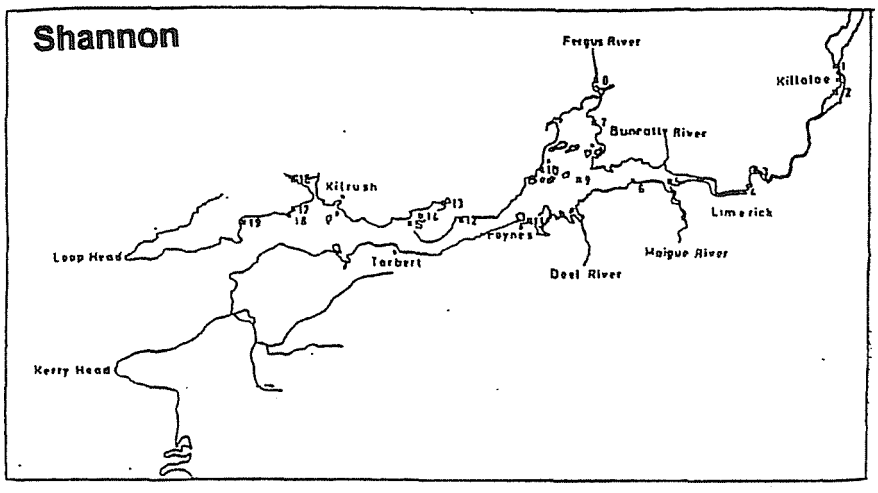
Figuur Plaats van de als referentie gekozen estuaria in Europa

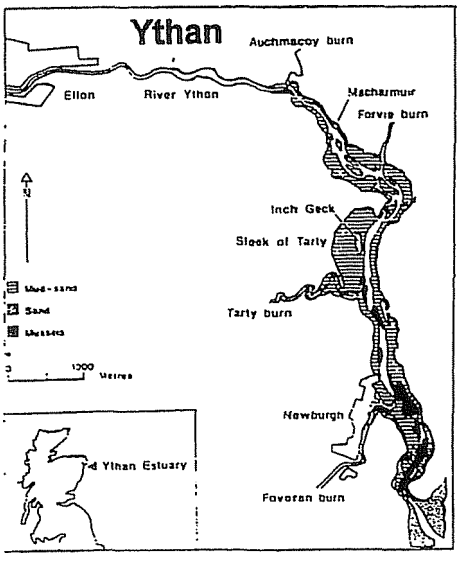


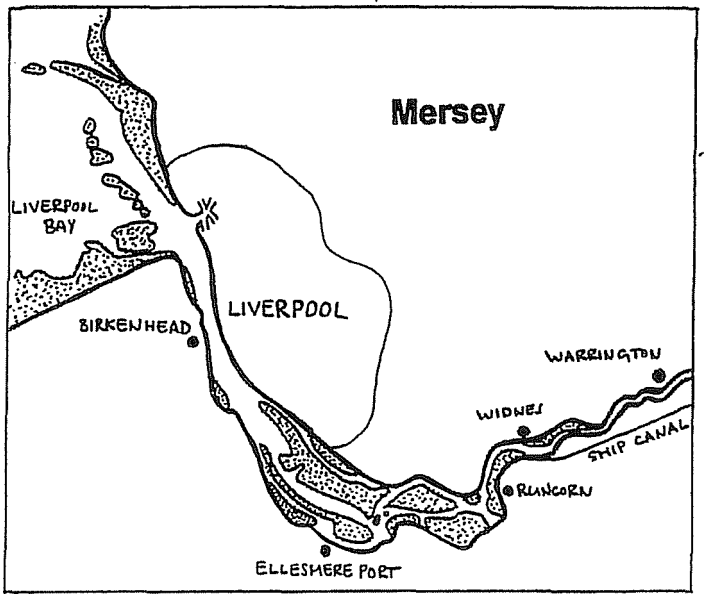
Plaats van de als referentie gekozen estuaria in Europa.	Appendix K-2





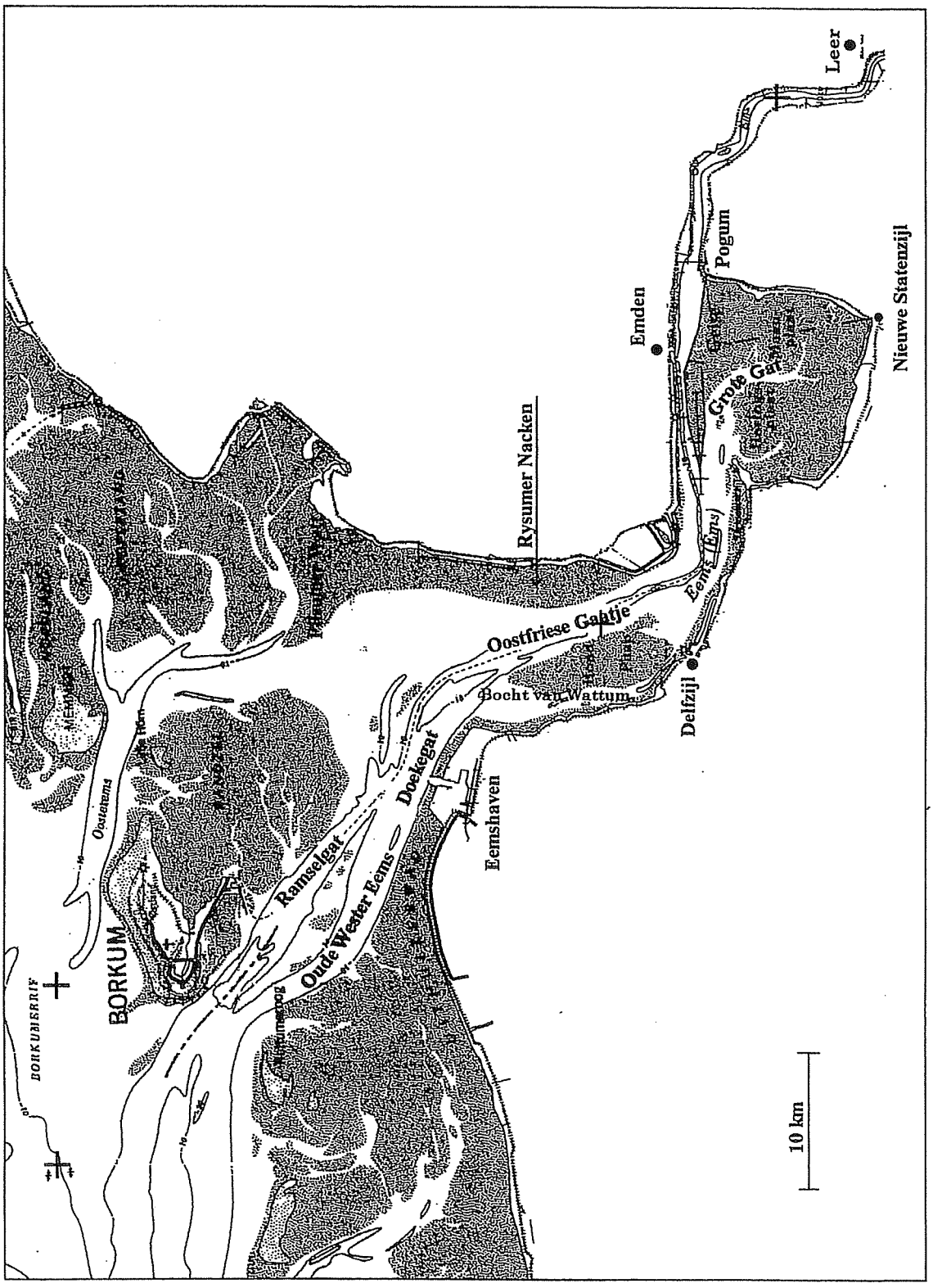






Overzicht van de tien estuaria (2) Humber / Dee / Shannon / Ythan / Mersey.

Appendix K-3



Van Borkumerrif tot Grote gat.

Appendix K-4

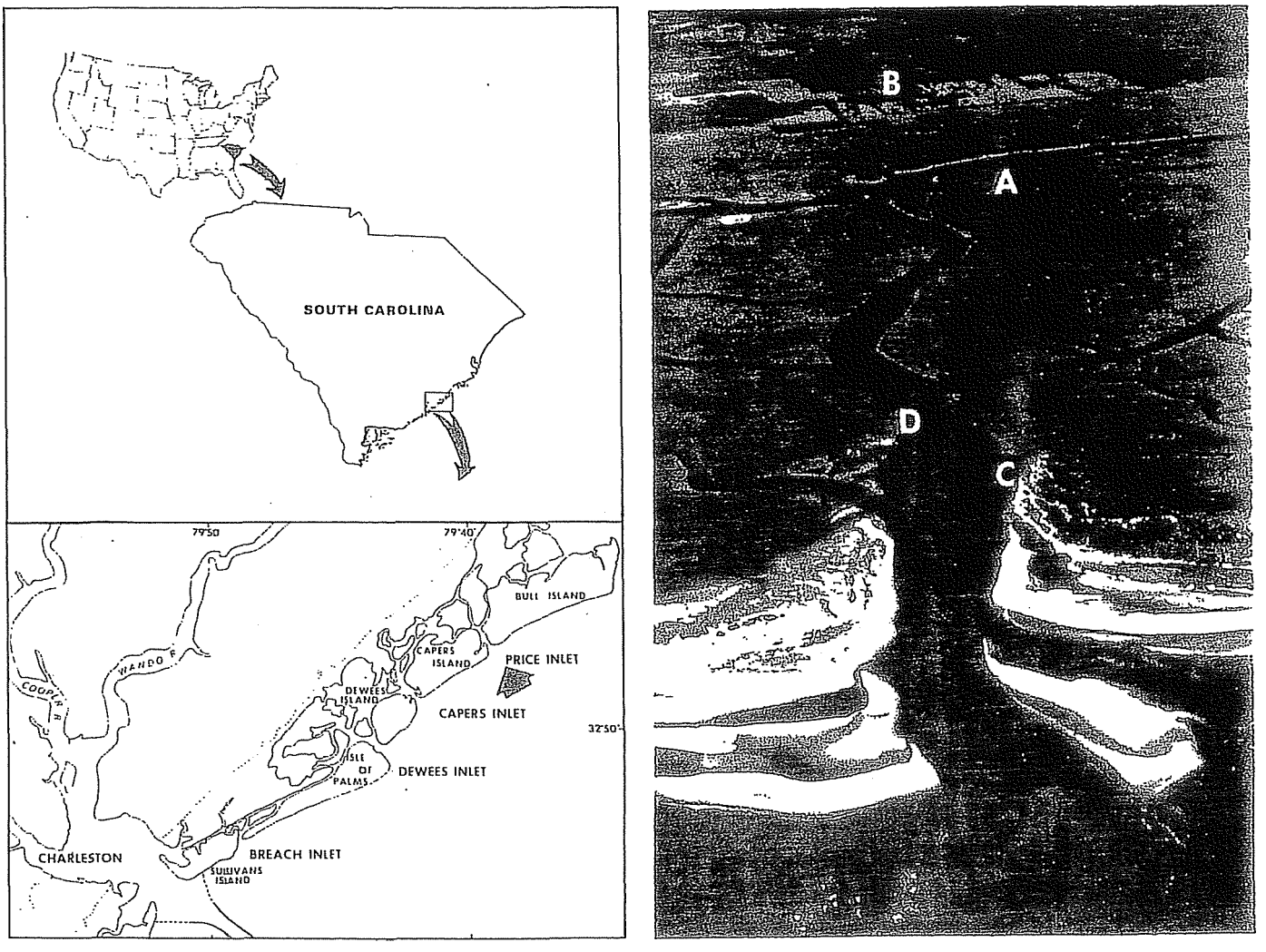


FIG. 1.—Location map and aerial view of Price Inlet, South Carolina, June 1976. Note the well-developed ebb-tidal delta shoals, the Intracoastal Waterway (Location A), and the contact between Pleistocene mainland and the seaward Holocene marsh deposits (Location B). A tide staff and National Ocean Survey tide gauge were located at Locations C and D, respectively.

Location map and aerial vieuw of Price Inlet, South Carolina, June 1976.	Appendix K-5

Nakdong estuary - morphological aspects

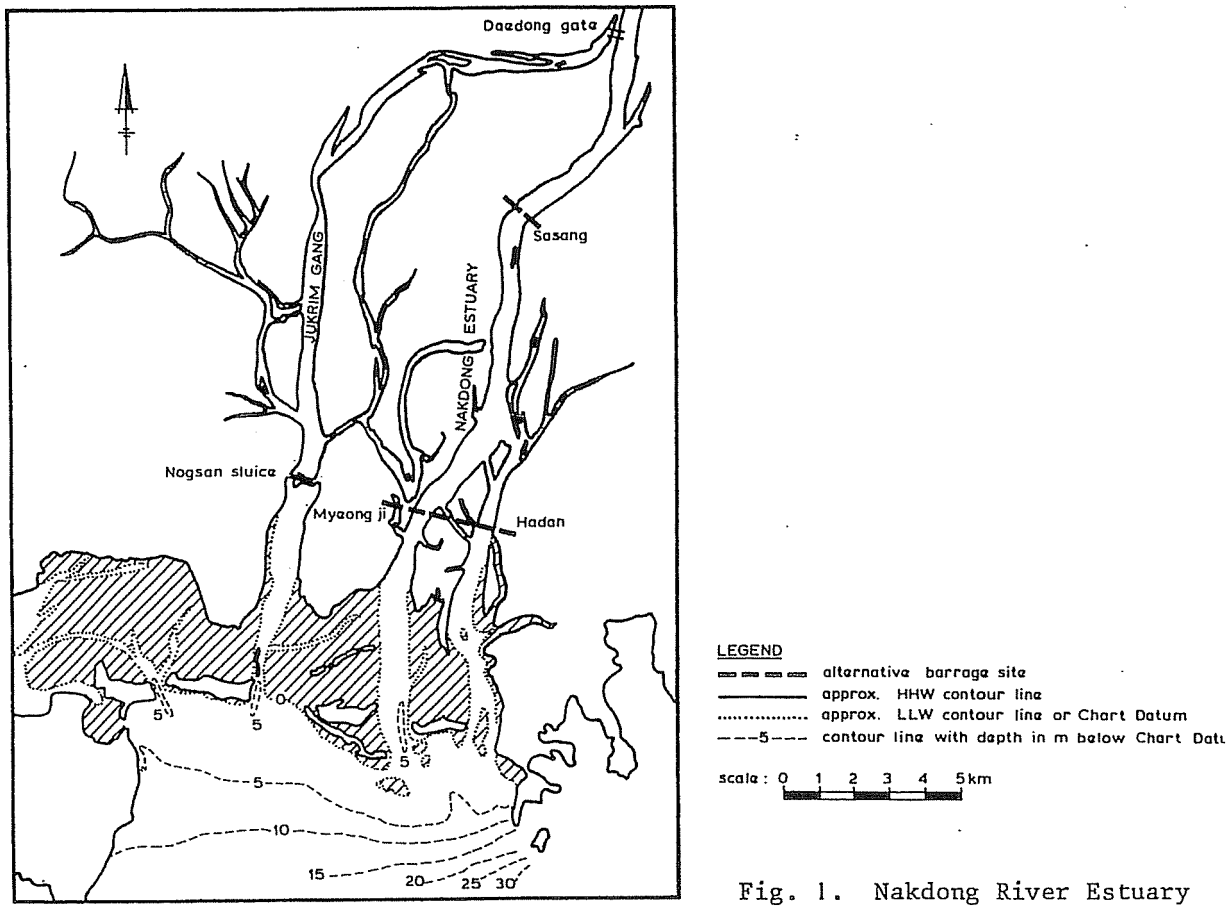


Fig. 1. Nakdong River Estuary

Nakdong River Estuary.	Appendix K-6