

Opdrachtgever:

Frisia Zout

**Meegroeivermogen en
gebruiksruimte in de
getijdebekkens
Vlie en Marsdiep**

**Grootschalige morfologische
ontwikkelingen westelijke
Waddenzee**

Rapport

A2062

Juli 2010

Opdrachtgever **Frisia Zout**

Titel **Meegroeivermogen en gebruikruimte in de
getijdebekkens Vlie en Marsdiep; Grootschalige
morfologische ontwikkelingen westelijke
Waddenzee**

Samenvatting Frisia Zout B.V. onderzoekt de mogelijkheid om onder de Waddenzee, op een diepte van circa 2,5 tot 3 kilometer zout te winnen door oplosmijnbouw. In dit rapport wordt geconcludeerd dat de bodemdaling door de voorgenomen zoutwinning tot 2031 kan plaatsvinden binnen de beschikbare gebruikruimte van de getijdebekkens Marsdiep en Vlie. De bodemdaling heeft daarmee geen beperkende invloed op het vermogen van de Waddenzee om mee te groeien met de stijgende zeespiegel.

Op drie verschillende manieren is vastgesteld wat een realistische ondergrens is voor het meegroeivermogen van de getijdebekkens Marsdiep en Vlie. Deze ondergrens van het meegroeivermogen is in combinatie met een relatief snelle zeespiegelstijging, gebruikt voor het berekenen van de gebruikruimte in beide getijdebekkens.

Referenties • Onderzoeksplan september 2008

Rev.	Auteur	Datum	Bijzonderh.	Gecontroleerd door	Goedgekeurd door
6	Cleveringa & Grasmeyer	Juli 2010		Steijn	Steijn

Document Specificaties	Inhoud	Status
Rapport nummer: A2062R3r5 Sleutelwoorden: Waddenzee, morfologie, bodemdaling. Project nummer: A2062 Bestand: A2062R3r6.doc	tekst pagina's : 108 tabellen : 13 figuren : 43 appendices : 2	☐ voorlopig ☐ concept ☒ eindrapport

Samenvatting

Doelstelling

Frisia Zout B.V. onderzoekt de mogelijkheid om onder de Waddenzee, op een diepte van circa 2,5 tot 3 kilometer zout te winnen door oplosmijnbouw. Hiervoor wordt een milieueffectrapportage opgesteld, waarvan het voorliggende rapport deel uitmaakt. In dit rapport beantwoorden we de vraag of de bodemdaling door de voorgenomen zoutwinning het vermogen van de Waddenzee om mee te groeien met de stijgende zeespiegel beïnvloedt.

Meegroeivermogen en gebruiksruimte

In de Waddenzee vindt van nature sedimentatie plaats. Dit betekent dat er zand en slib wordt afgezet op de wadbodem en in de geulen. Op deze wijze groeit de Waddenzee mee met de stijgende zeespiegel, mits de relatieve stijgingssnelheid niet te hoog is. Het begrip "meegroeivermogen" van de Waddenzee is gedefinieerd als: "Het natuurlijke vermogen van een kombergingsgebied, uitgedrukt in mm/jaar over het hele gebied, om de relatieve zeespiegelstijging (rZSS) op lange termijn bij te houden terwijl het geomorfologisch evenwicht en de sedimentbalans in stand blijven" (Ministerie van Economische Zaken, 2006).

De natuurlijke sedimentatie vindt ook plaats bij de bodemdalingsschotel die het gevolg is van de zoutwinning. Het gevolg is dat de bodemdaling van de ondergrond niet, of in beperkte mate, leidt tot een daadwerkelijke daling van de bodem van de Waddenzee. De snelheid van de bodemdaling door zoutwinning kan door de sedimentatie en erosie in de Waddenzee worden vereffend over een groot oppervlakte. Dat geldt ook in het centrum van de bodemdalingsschotel, waar de hoogste bodemdalingssnelheden worden bereikt (achtergronddocument van Kater *et al*, 2010).

Om te bepalen of in de Waddenzee bodemdaling kan plaatsvinden, zonder dat de kenmerken van het Waddensysteem wezenlijk veranderen, is het begrip "gebruiksruimte" geïntroduceerd (NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006). De gebruiksruimte van de Waddenzee is gedefinieerd als: "Het verschil tussen het meegroeivermogen van een kombergingsgebied en de relatieve zeespiegelstijging (rZSS). Dit verschil is de ruimte die te gebruiken is (na middeling over 6 jaar; voortschrijdend gemiddeld, symmetrisch) voor menselijke activiteiten, die zandhonger genereren. Zoals bijvoorbeeld bodemdaling veroorzaakt door gaswinning" (Ministerie van Economische Zaken, 2006). De relatieve zeespiegelstijgingssnelheid is het gecombineerde effect van de absolute stijging van de zeespiegel en de 'overall' daling van de bodem. Wanneer het volume van de bodemdaling kleiner is dan de beschikbare gebruiksruimte, vindt er geen wezenlijke verandering plaats in de kenmerken van de Waddenzee.

Omdat er vereffening van de bodemdaling door zoutwinning in de Waddenzee zal plaatsvinden en de kombergingsgebieden van het Marsdiep en het Vlie in westelijke Waddenzee fungeren als sedimentdelende systemen kunnen de concepten van het 'meegroeivermogen' en de 'gebruiksruimte' worden toegepast. De toepassing komt geheel overeen met de wijze waarop dat bij de bodemdaling door gaswinning is gebeurd (NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006).

De ondergrens van het meegroeivermogen

Met drie verschillende benaderingen is gerekend aan de gerealiseerde sedimentatie, de kritische snelheid voor de zeespiegelstijging en het omslagpunt in de sedimentbalans. Hierbij zijn steeds conservatieve, voorzichtige waarden gehanteerd, om te komen tot een realistische ondergrens van het meegroeivermogen. Daarbij is een analyse uitgevoerd van nieuwe inzichten in de onderliggende aannames en aanwijzingen voor de eerder in o.a. Oost *et al.* (1998), Hoeksema *et al.* (2004) en Ministerie van Economische Zaken (2006) gerapporteerde nog lagere ondergrens van het meegroeivermogen van 3 mm/jaar. Ten opzichte van de eerdere studies blijkt:

- In de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep sprake te zijn van meer slibimport dan eerder werd aangenomen;
- In het sedimentaanbod voor de getijdebekken de aanvoer in de vorm van zandsuppleties te mogen worden opgenomen;
- De sedimentvraag in de Waddenzee te zijn afgenomen, omdat er minder zandwinning in de Waddenzee plaatsvindt;
- De in Oost *et al.* (1998) gerefereerde opmerking over de observaties van de plaathoogte, geen indicatie te geven voor de *maximale* snelheden waarmee de platen in hoogte kunnen toenemen.
- Nieuwe metingen aan de Holocene kustsedimenten van West-Nederland aangeven dat de sedimentatie hier met hogere snelheden plaatsvond dan eerder werd verondersteld (Van der Spek, 2004).

De sedimentbalansen volgens de berekeningsmethode van Oost *et al.* (1998) zijn voor de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep aangepast volgens de bovengenoemde inzichten. Uit de sedimentbalansen volgt dat bij een zeespiegelstijgingsnelheid van meer dan 5 mm/j de sedimentvraag van de Waddenzee het sedimentaanbod uit de kustzone overtreft. Dit is de ondergrens, met een maximale sedimentvraag in de Waddenzee en een minimaal sedimentaanbod vanuit de kust en zonder rekening te houden met de herverdeling van sediment tussen buitendelta, getijgeulen en wadplaten.

Het gerealiseerde langjarige gemiddelde meegroeivermogen is gebaseerd op de analyse van het sedimentvolume in de getijdebekken van het Vlie en Marsdiep in de periode van 1932 tot 2004 en het volume dat voor zandwinning is onttrokken. De snelheid van de aanpassingen in de jaren direct na de aanleg van de Afsluitdijk was waarschijnlijk groter. De snelle sedimentatie in deze periode kan niet met voldoende nauwkeurigheid worden afgeleid uit het beperkte aantal metingen.

Numerieke modelsimulaties met het ASMITA-model, waarin de onttrekking van zand niet is opgenomen en ook niet is gecorrigeerd in de gebruikte sedimentvolumes, geven een kritische zeespiegelstijging voor het getijdebekken van het Vlie van 5,9 mm/j en voor het getijdebekken van het Marsdiep van 4,8 mm/j. Vanwege het ontbreken van de onttrekking van zand zijn deze waarden voor de kritische zeespiegelstijging lager dan het werkelijke meegroeivermogen.

Op basis van de sedimentbalansen en de ASMITA-simulaties is bepaald dat de ondergrens van het meegroeivermogen 5 mm/j is voor de grote getijdebekken Vlie en Marsdiep in de westelijke Waddenzee. De ondergrens van 5 mm/j voor het meegroeivermogen is bepaald op conservatieve, voorzichtige wijze en kan worden beschouwd als de natuurgrens conform de gaswinning (NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006).

Uitgangspunten berekening gebruiksruimte

De uitgangspunten voor de berekening van de gebruiksruimte zijn, conform de methode zoals die is toegepast bij de bodemdaling door gaswinning (NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006):

- Het scenario voor de versnelde stijging van de zeespiegel uit de Passende Beoordeling van het Rijksprojectbesluit gaswinning onder de Waddenzee (Ministerie van Economische Zaken, 2006);
- De ondergrens van het meegroeivermogen van 5 mm per jaar, die is bepaald in de voorliggende studie;
- Oppervlakten van het getijdebekken van het Vlie van $668 \times 10^6 \text{ m}^2$ en van het Marsdiep van $712 \times 10^6 \text{ m}^2$.

Voor de berekening is gebruik gemaakt van de realistische ondergrens in het meegroeivermogen, die ook wel 'natuurgrens' wordt genoemd. Dat betekent dat ook de ondergrens van de beschikbare gebruiksruimte is berekend. Hiermee is een veilige, conservatieve benadering gehanteerd voor de berekening van de gebruiksruimte.

Gebruiksruimte Vlie en Marsdiep

De ondergrenzen voor de totale gebruiksruimte in de periode 2010-2031 (met een middeling over 6 jaar) zijn in de getijdebekken:

Het Vlie: $24,2 \times 10^6 \text{ m}^3$

Marsdiep: $25,8 \times 10^6 \text{ m}^3$

Deze gebruiksruimte is in ieder getijdebekken op zich voldoende groot voor het accommoderen van de maximale bodemdaling van $14,8 \times 10^6 \text{ m}^3$, die het resultaat is van de beoogde winning van 32×10^6 ton zout. Dit betekent dat het volume aan bodemdaling afzonderlijk binnen elk getijdebekken kan worden opgevangen. Van 2010 tot 2031 neemt de gebruiksruimte die per jaar beschikbaar is geleidelijk af, doordat de stijgingssnelheid van de zeespiegel gaandeweg toeneemt. Dit betekent dat na 2023 het bodemdalingvolume wordt gemaximeerd door de per jaar beschikbare gebruiksruimte. Omdat de bodemdaling door zoutwinning niet zal aanvangen voor 2013 zal in de praktijk niet het volledige volume van $14,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ aan bodemdaling worden gerealiseerd voordat de gebruiksruimte in 2031 op nul terecht komt.

De gebruiksruimte in het Vlie en het Marsdiep wordt niet volledig benut door de bodemdaling door zoutwinning, zodat andere activiteiten die kunnen resulteren in bodemdaling ook nog beschikbare gebruiksruimte hebben.

Omdat het volume aan bodemdaling binnen de beschikbare ondergrens in de gebruiksruimte past, zullen er geen wezenlijke veranderingen plaatsvinden in de hydromorfologie van het gebied. Het vermogen om mee te groeien met de stijgende zeespiegel verandert immers niet, wanneer het bodemdalingvolume binnen de grenzen van de gebruiksruimte blijft.

Sedimentatie in de Waddenzee en zandsuppleties

De aanvulling van het bodemdalingvolume op de platen en in de geulen in de Waddenzee met sediment (zand en fijn sediment) uit de kustzone en de Noordzee zal met enige vertraging plaatsvinden. De maximale afname van het sedimentvolume in de platen zal leiden tot een zeer kleine afname van het areaal droogvallende platen. Dit effect is qua mechanisme en wat betreft duur en omvang geheel vergelijkbaar met effect van de bodemdaling door gaswinning in de getijdebekken Pinkegat en Zoutkamperlaag. De afname van het plaatvolume resulteert in een afname van het

plaatareaal die zelfs in het meest belastende scenario kleiner is dan de natuurlijke variatie in het voor wadvogels beschikbare plaatareaal. De afname is ook klein ten opzichte van de autonome toename van het plaatareaal in het getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep. Geconcludeerd wordt dat de afname van het plaatvolume in de kombergingsgebieden van Vlie en Marsdiep door de bodemdaling als gevolg van de zoutwinning niet in een merkbare verandering van het plaatareaal resulteert.

Het zandvolume dat nodig is voor de opvulling van de bodemdalingsschotel in de Waddenzee, zal door het sedimentdelende systeem van platen, geulen, buitendelta en kust uiteindelijk worden onttrokken aan de kustzone. Het fijne sediment wordt aangevoerd vanuit de Noordzee en gaat dus niet ten koste van de sedimentvoorraad van de kustzone. Uitgaande van de netto sedimentatie in de omgeving van de bodemdalingsschotel van 67% zand en 33% fijn sediment, wordt een afname van het zandvolume van de kustzone berekend dat 2/3 van het bodemdalingsvolume bedraagt. Zandsuppleties met een gezamenlijk volume van 67% van het bodemdalingsvolume zijn voldoende om het zandvolume van de kustzone op peil te houden.

Conclusie

De bodemdaling door zoutwinning zal tot 2031 binnen de gebruiksruimte van de individuele bekkens blijven, waarbij na 2023 het winningsvolume afneemt. Dit betekent dat de natuurlijke aanwas van sediment in de Waddenzee zowel de stijgende zeespiegel kan bijhouden, als de bodemdaling door de zoutwinning vereffenen. De Waddenzee ondervindt derhalve geen blijvende effecten van de bodemdaling door de zoutwinning.

Inhoud

Lijst van figuren

Lijst van tabellen

1	Inleiding.....	1
1.1	Voornemen en doelstelling	1
1.2	Meegroeivermogen en gebruikruimte	2
1.3	De westelijke Waddenzee als sedimentdelend systeem	3
1.4	Bodemdaling door zoutwinning	5
1.5	Toepasbaarheid van meegroeivermogen en gebruikruimte	5
1.6	Aanpak en leeswijzer	6
2	Gebiedsbeschrijving	7
2.1	Inleiding en afbakening	7
2.2	Zuiderzee en Afsluitdijk	7
2.2.1	Veranderingen in de waterbeweging	7
2.2.2	Sedimentatie- en erosiepatronen	10
2.2.3	Morfologie westelijke Waddenzee	14
2.3	Het wantij: de grens tussen de getijdebekkens	15
2.4	Sedimentatie in de westelijke Waddenzee	20
2.4.1	Geobserveerde sedimentvolume uit lodingen	20
2.4.2	Zandwinning en het storten van baggerspecie	21
2.4.3	Zand en fijn sediment	22
2.5	Toekomstverwachtingen	28
3	Beknopte geschiedenis meegroeivermogen en gebruikruimte.....	31
3.1	Inleiding	31
3.2	Meegroeivermogen en gebruikruimte in de literatuur	31
3.2.1	Integrale bodemdalingstudie Waddenzee (1998)	31
3.2.2	Bodemdalingstudie Waddenzee 2004	33
3.2.3	Passende beoordeling	34
3.2.4	MER Aardgaswinning Waddenzeegebied	35
3.2.5	Argumenten voor de ondergrens van het meegroeivermogen	35
3.3	Bepalingen van het meegroeivermogen	36
4	Geobserveerde sedimentatie	37
4.1	Sedimentatie en de afsluiting van de Zuiderzee	37
4.2	Ondergrens of bovengrens van het meegroeivermogen?	37
4.3	Nauwkeurigheid van de hoogte- en diepteligging	38
4.4	Gerealiseerde sedimentatie	38
5	Models simulaties van de grootschalige ontwikkelingen	39
5.1	Inleiding	39
5.1.1	Het sedimentdelend systeem	39
5.1.2	Snelheid van zeespiegelstijging	40
5.1.3	Korte termijn fluctuaties	42
5.2	Het ASMITA model	42
5.2.1	Basiselementen	42
5.2.2	Eerdere studies	43



5.2.3	Modelformuleringen	44
5.2.4	Modelverificatie	48
5.3	Voorspellingen met bodemdaling	52
5.3.1	Inleiding	52
5.3.2	Effecten van zoutwinning in de huidige situatie	52
5.3.3	Bodemdaling en de maximale groei van de platen	55
5.4	Modelgevoeligheden	57
5.4.1	Bekkenoppervlak (randvoorwaarde)	58
5.4.2	Horizontale uitwisseling (modelparameter)	60
5.4.3	Evenwichtsconcentratie buitenwereld (modelparameter)	61
5.4.4	Verticale uitwisseling (modelparameter)	62
5.4.5	Macht van transportfunctie (modelparameter)	62
5.4.6	Discussie	63
5.5	Meegroeivermogen op basis van modelsimulaties	64
6	Sedimentbalans en aanvoer van de kust	65
6.1	Inleiding	65
6.2	Factoren sedimentvraag	65
6.3	Factoren sedimentaanbod	68
6.4	Sedimentbalans	71
6.5	Bruto sedimenttransporten in en uit de getijdebekkens	74
6.6	Ondergrens van het meegroeivermogen	75
7	Meegroeivermogen Vlie en Marsdiep	77
7.1	Inleiding	77
7.2	Kritische zeespiegelstijgingssnelheid	77
7.3	Nieuwe inzichten en de eerder bepaalde ondergrens	78
7.3.1	Fijn sediment	78
7.3.2	Kustbeheer en zandsuppleties	78
7.3.3	Zandwinbeleid	79
7.3.4	Holocene kustontwikkeling en het meegroeivermogen	79
7.3.5	Geobserveerde sedimentatiesnelheden op de platen	80
7.4	Realistische ondergrens	80
7.5	Sedimenttransporten binnen de getijdebekkens	81
7.6	Afsluitdijk en meegroeivermogen	82
8	Gebruiksruimte Vlie en Marsdiep.....	85
8.1	Definitie	85
8.2	Het scenario voor de zeespiegelstijging	86
8.3	Het meegroeivermogen	87
8.4	Berekening van de gebruikruimte	87
8.5	Tijdelijke effecten	88
9	Voorzorgsprincipe	91
9.1	Inleiding	91
9.2	Voorzichtige aanpak	92
9.3	De impact van de bodemdaling in verhouding tot de 18,6 jarige cyclus in het getij en de stijgende zeespiegel	94
10	Consequenties voor de kust.....	97

10.1 Sedimentdelend systeem	97
10.2 Zand en fijn sediment	97
10.3 Kustbeleid en -beheer	97
10.4 Zandsuppleties	98
11 Conclusies	99
11.1 Toepasbaarheid meegroeivermogen en gebruikruimte	99
11.2 Meegroeivermogen Vlie en Marsdiep	99
11.3 Gebruikruimte Vlie en Marsdiep	100
Referenties.....	103
Bijlage A: Onderbouwing bij de sedimentatie van fijn sediment	
Bijlage B: Karakteristieken van de getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep gebruikt in de ASMITA berekeningen & Resultaten ASMITA berekeningen Vlie en Marsdiep	

Lijst van figuren

- 1.1 De Waddenzee in de omgeving van het winningsgebied Havenmond (groene rechthoek).
- 1.2 De westelijke Waddenzee met de kombergingsgebieden (getijdebekkens) en buitendelta's.
- 2.1 Kaart van de westelijke Waddenzee in 1933.
- 2.2 Kaart van de westelijke Waddenzee in 2004.
- 2.3 Schematische weergave van het stromingspatroon van en naar de Zuiderzee (A) en in de westelijke Waddenzee na de aanleg van de Afsluitdijk (B).
- 2.4 Grafiek met de ontwikkeling van het gemeten hoogwater en het laagwater (gemiddeld per jaar) voor Harlingen van 1895 tot 2005 (www.waterstat.nl).
- 2.5 Verschilkaart 1926 – 1995 met in blauw de erosie en in rood de sedimentatie (uit Elias, 2006).
- 2.6 Kaart van de westelijke Waddenzee waarin de persistentie van de erosie of sedimentatie is weergegeven.
- 2.7 Geulpatroon in 1933, zichtbaar in de kaart van de maximale bodemhelling (van een rastercel naar de omringende cellen) van de westelijke Waddenzee.
- 2.8 Geulpatroon in 1997-1999, zichtbaar in de kaart van de maximale bodemhelling van de westelijke Waddenzee.
- 2.9 Genormaliseerde hypsometrische curves van het getijdebekken van Texel in 1933 en in 2003.
- 2.10 Genormaliseerde hypsometrische curves van het getijdebekken van het Vlie in 1933 en in 1998.
- 2.11 Grenzen van de kombergingsgebieden in de Waddenzee volgens De Kruif (2001), uit Van Geer (2007).
- 2.12 Berekende hydrodynamische wantijen op basis van bodemliggingen uit verschillende jaren, in de westelijke Waddenzee, uit Van Geer (2007).
- 2.13 Locaties van dwarsdoorsneden door geulen rond het wantij (links op de bodemligging van 1926, rechts op de bodemligging van 2004).
- 2.14 De grootte van de doorstroomoppervlakte onder NAP 0 m van geulen in de westelijke Waddenzee.
- 2.15 Verhouding tussen de doorstroomoppervlakte (onder NAP 0 m) van de geulen die van het Marsdiep en vanuit het Vlie naar het wantij gebied gericht zijn.
- 2.16 Sedimentatie in de getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep ten opzichte van de situatie in 1933 met de trend.
- 2.17 Grafiek met de ontwikkeling van de baggervolumes in de haven van Harlingen, in de periode 1946 – 2000 (gegevens afkomstig van Eysink, 2003).
- 2.18 Kaart met het percentage slib en silt in de bovenste laag van de bodem met de contouren van de bodemligging in 2004.

- 2.19 Kaart met het percentage slib en silt in de bovenste laag van de bodem (figuur 2.16) op de kaart met persistentie van de sedimentatie en erosie (figuur 2.6).
- 3.1 Waarschijnlijkheidsverdeling van de kans op verdrinken voor het Zeegat van Ameland (boven) en het Eijerlandse gat (onder). (figuur 14 en 15 uit van Goor, 2003)
- 5.1 Een schematische weergave van de sedimenttransporten in het zanddelende systeem (naar Cleveringa et al, 2004 en Ministerie van Economische zaken, 2006).
- 5.2 Berekende plaatvolumes voor het Vlie-bekken voor scenario 1b bij drie verschillende zeespiegelstijgingen.
- 5.3 Schematisatie van het ASMITA mode (uit Wang en Eysink, 2005)
- 5.4 Vergelijking van ASMITA-berekeningen met gemeten karakteristieken van het Vlie-bekken uitgaande van vaste waterstanden.
- 5.5 Vergelijking van ASMITA-berekeningen met gemeten karakteristieken van het Vlie-bekken uitgaande van in de tijd variërende waterstanden.
- 5.6 Vergelijking van ASMITA-berekeningen met gemeten karakteristieken van het Marsdiep-bekken uitgaande van in de tijd variërende waterstanden.
- 5.7 Berekende volumes voor het Marsdiep van de buitendelta, de geulen en de platen van 1998 t/m 2100 voor scenario 1c.
- 5.8 Berekende volumes voor het Vlie van de buitendelta, de geulen en de platen van 1998 t/m 2100 voor scenario 1c.
- 5.9 Plaatvolume als functie van plaatoppervlak (bovenste paneel) en geulvolume als functie van geuloppervlak (onderste paneel) voor het Vlie-bekken . Data van Van Geer (2007), zie Appendix A.
- 5.10 Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in plaatoppervlak (bovenste paneel), geuloppervlak (middelste paneel) en bekkenoppervlak (onderste paneel)
- 5.11 Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in horizontale uitwisselingscoëfficiënten
- 5.12 Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in evenwichtsconcentratie buitenwereld
- 5.13 Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in verticale uitwisseling
- 5.14 Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in de macht van de transportfunctie
- 8.1 Grafiek waarin de relatie tussen de bodemdalingssnelheid, de zeespiegelstijging, de natuurgrenzen en de gebruiksruimte wordt geschetst (uit NAM, 2006).
- 8.2 Versnelde zeespiegelstijging volgens de Passende Beoordeling met de versnelling vanaf 2011 (bovenste paneel); en het zeeniveau ten opzichte van dat in 1990 (onderste paneel).
- 8.3 Grafiek waarin de gebruiksruimte is uitgezet bij een meegroeivermogen van 5 mm/j en het RPB-scenario voor de zeespiegelstijging, conform figuur 5.1.
- 9.1 Grafiek met de ontwikkeling van de getijslag (het verschil tussen het hoogwater en het laagwater).



- 9.2 Grafiek met de genormaliseerde getijslag,
- 10.1 Schematische dwarsdoorsnede van de Waddenzee en de kustzone (boven) met het effect van de bodemdaling door zoutwinning en aanvoer van sediment (onder).
- 11.1 Grafiek met de gebruiksruimte in het Vlie, inclusief de benodigde gebruiksruimte voor de bodemdaling door zoutwinning.

Lijst van tabellen

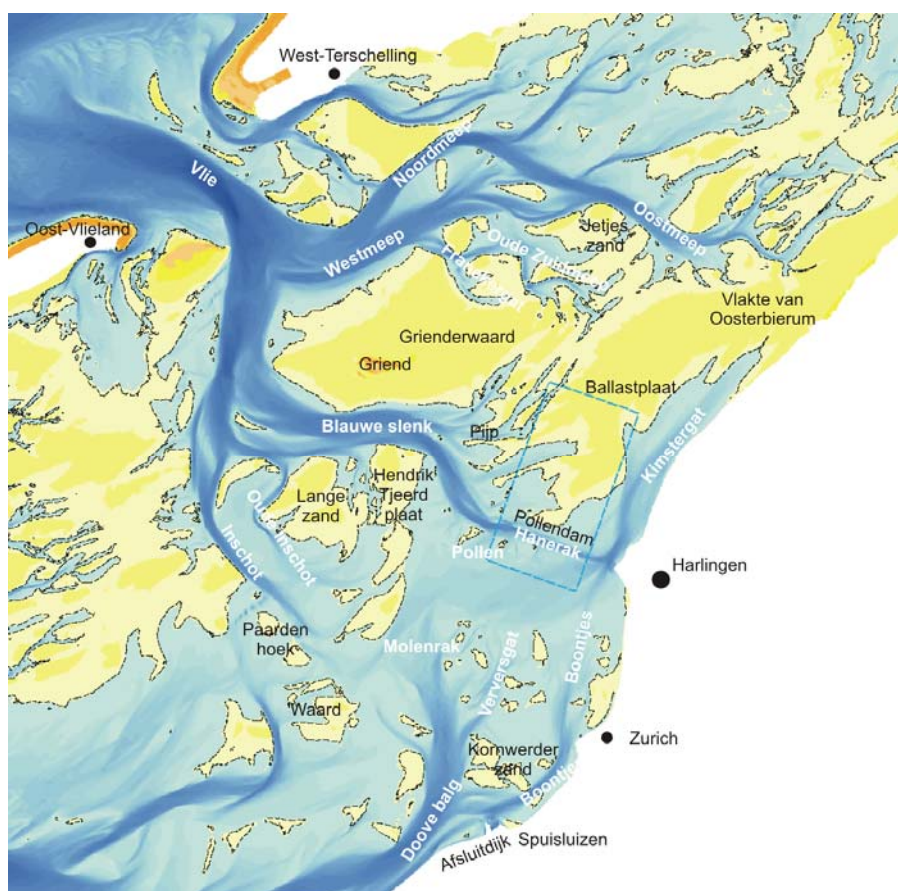
- 2.1 Zandwinvolumes in de getijdebekken van de westelijke Waddenzee.
- 2.2 Totale bijdrage fijn sediment in de periode van 1933 tot 2004.
- 2.3 Invoer en resultaten gevoeligheidsanalyse bepaling bijdrage fijn sediment.
- 5.1 Waarden toegepast in de ASMITA-simulaties in de voorliggende studie.
- 5.2 Scenario's voor zoutwinning zoals toegepast in ASMITA.
- 5.3 Kritische zeespiegelstijging waarbij de platen op gelijke snelheid groeien als hun evenwichtsvolume, bepaald met ASMITA.
- 5.4 Ranges toegepast in de gevoeligheidsanalyse.
- 5.5 Overzicht modelgevoeligheid voor diverse parameters.
- 6.1 Indicatie van de sedimentvraag bij verschillende scenario's van verlanding en delfstoffenwinning.
- 6.2 Schatting van de zandhonger die jaarlijks nog is op te vangen na aftrek van de verschillende verliesposten, bij verschillende snelheden van zeespiegelstijging.
- 6.3 Sedimentbalans Marsdiep
- 6.4 Sedimentbalans Vlie
- 9.1 Toepassing voorzorgsprincipe in berekening gebruiksruimte.



1 Inleiding

1.1 Voornemen en doelstelling

Frisia Zout B.V. onderzoekt de mogelijkheid om onder de Waddenzee (figuur 1.1), op een diepte van circa 2,5 tot 3 kilometer, zout te winnen door oplosmijnbouw. Het opstellen van een milieueffectrapportage is onderdeel van dit onderzoek. Hiervoor moeten de morfologische en ecologische effecten van de zoutwinning worden onderzocht. De te onderzoeken effecten zijn beschreven in de Startnotitie voor het MER (De Groot en Vonk, 2008). Eén van de te onderzoeken effecten betreft de invloed van de bodemdaling als gevolg van de zoutwinning, op het vermogen van de Waddenzee om mee te groeien met de stijgende zeespiegel.



Figuur 1.1: De Waddenzee in de omgeving van het winningsgebied Havenmond (groene rechthoek). Droogvallende platen in gele tinten, niet-droogvallende gebieden (geulen en platen) in blauw (bodempligging 2004).

Bij zoutwinning door oplosmijnbouw diep onder de Waddenzee, vindt bodemdaling plaats van de ondergrond van de Waddenzee. Aan het wadoppervlakte is van die bodemdaling naar verwachting weinig terug te vinden, omdat door de grootschalige sedimentverplaatsing een eventuele bodemdalingschotel vrijwel direct weer zal worden opgevuld. Per saldo zal er sprake zijn van een tijdelijke geringe bodemverlaging over een veel groter gebied dan de bodemdalingschotel. Hierdoor het watervolume dat ieder getij in en uit de Waddenzee stroomt – het getijprisma – iets groter wordt. De verstoring van het grootschalige evenwicht tussen waterbeweging en de bodempligging die hierdoor wordt veroorzaakt brengt een herverdeling

van sediment in de Waddenzee op gang en leidt tot een toename van de aanvoer van sediment 'van buiten', dat wil zeggen vanuit de Noordzeekust. Deze toename van de aanvoer van sediment naar de Waddenzee als gevolg van de bodemdaling door zoutwinning leidt uiteindelijk tot het herstel van de oorspronkelijke situatie. Dit staat wel bekend als het zelfherstellend vermogen van de Waddenzee.

Het zelfherstellend vermogen van de Waddenzee is afhankelijk van de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt. Bij een zeer snelle stijging van de zeespiegel is het zelfherstellende vermogen kleiner, omdat er immers relatief veel sediment moeten worden "ingevangen" om alleen al de bodemligging de stijgende zeespiegel te laten volgen.

Voor het bepalen van het effect van de bodemdaling door gaswinning op de morfologie van de Waddenzee zijn in verschillende studies (Oost et al, 1998; Hoeksema et al. 2004; Wang & Eysink, 2005; NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006) de grenzen bepaald, waarbij de individuele getijdebekkens nog mee kunnen groeien met de stijgende zeespiegel. Daarbij is ook een berekeningsmethode vastgesteld om te bepalen hoeveel bodemdaling kan worden opgevangen, afhankelijk van de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt.

In het voorliggende rapport wordt de vraag beantwoord welke invloed de voorgenomen zoutwinning heeft op het vermogen van de Waddenzee om mee te blijven groeien met de stijgende zeespiegel. We gebruiken daarbij dezelfde begrippen en methoden die bij eerdere studies naar de bodemdaling door gaswinning zijn geïntroduceerd. In de volgende paragrafen zal worden beargumenteerd dat dit toelaatbaar en terecht is.

1.2 Meegroeivermogen en gebruiksruijnte

Vanaf de jaren '90 van de vorige eeuw is vanwege het voornemen om gas te gaan winnen onder de Waddenzee veel kennis vergaard over de reactie van de Waddenzee op bodemdaling en zeespiegelstijging (o.a. Oost e.a., 1998; Hoeksema, 2004; NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006). Deze kennisontwikkeling borduurt voort op het onderzoek dat in de jaren '70 is verricht over de invloed van zandwinning (Werkgroep 1, 1981) en in de loop van de jaren '80 en '90 over de respons van de Waddenzee op zeespiegelstijging (ISOS studies, zie voor een samenvatting van de resultaten: Louters en Gerritsen, 1994) en de ontwikkeling van de kust (de programma's Kustgenese, KUST2000 en KUST2005). Sleutelbegrippen die zijn geïntroduceerd zijn het *meegroeivermogen* en de *gebruiksruijnte* van de getijdebekkens in de Waddenzee.

In de Waddenzee vindt van nature sedimentatie plaats. Dit betekent dat er zand en slib wordt afgezet op de zeebodem. Als gevolg hiervan kan een zekere mate van zeespiegelstijging door de Waddenzee bijgehouden worden. Dit wordt het *meegroeivermogen* van de Waddenzee genoemd. Het meegroeivermogen van de Waddenzee is gedefinieerd als: "Het natuurlijke vermogen van een kombergingsgebied, uitgedrukt in mm/jaar over het hele gebied, om de relatieve zeespiegelstijging (rZSS) op lange termijn bij te houden terwijl het geomorfologisch evenwicht en de sedimentbalans in stand blijven" (Ministerie van Economische Zaken, 2006).

De sedimentatie die in de Waddenzee plaatsvindt kan ook de effecten van andere ontwikkelingen wegwerken, zoals de daling van de bodem door het winnen van delfstoffen en zandwinning. De Waddenzee heeft dus een zelfherstellend vermogen. Het zelfherstellend vermogen van de Waddenzee is afhankelijk van de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt: Naarmate de zeespiegel sneller stijgt en voor de aanpassingen daaraan meer sediment nodig, resteert er steeds minder sediment om de effecten van ander ingrepen teniet te doen.

De afhankelijkheid van het zelfherstellend vermogen van de Waddenzee van de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt wordt uitgedrukt in de *gebruiksruijnte*. De gebruiksruijnte van de Waddenzee is gedefinieerd als: "Het verschil tussen het meegroeivermogen van een kombergingsgebied en de relatieve Zeespiegelstijging (rZSS). Dit verschil is de ruimte die te gebruiken is (na middeling over 6 jaar; voortschrijdend gemiddeld, symmetrisch) voor menselijke

activiteiten, die zandhonger genereren. Zoals bijvoorbeeld bodemdaling veroorzaakt door gaswinning" (Ministerie van Economische Zaken, 2006). Indien de bodemdaling binnen de gebruiksruimte blijft, dan kan de sedimentatie in de Waddenzee de bodemdaling bijhouden, zonder dat de kenmerken van het Waddensysteem wezenlijk veranderen. Er treden dan in de Waddenzee geen permanente effecten op van de bodemdaling.

De gebruiksruimte is berekend voor de getijdebekken Pinkegat en het Friesche Zeegat in de oostelijke helft van de Waddenzee (Ministerie van Economische Zaken, 2006), om te bepalen of de bodemdaling door gaswinning binnen de gebruiksruimte kan plaatsvinden. Voor de getijdebekken Vlie en Marsdiep in de westelijke Waddenzee moet worden vastgesteld of deze op een vergelijkbare wijze reageren op zeespiegelstijging en bodemdaling als de bekken in de oostelijke Waddenzee. Ook zal voor de bodemdaling door zoutwinning moeten worden bepaald of deze op dezelfde wijze als de bodemdaling door gaswinning kan worden benaderd. In de volgende twee paragrafen wordt op deze twee aspecten ingegaan.

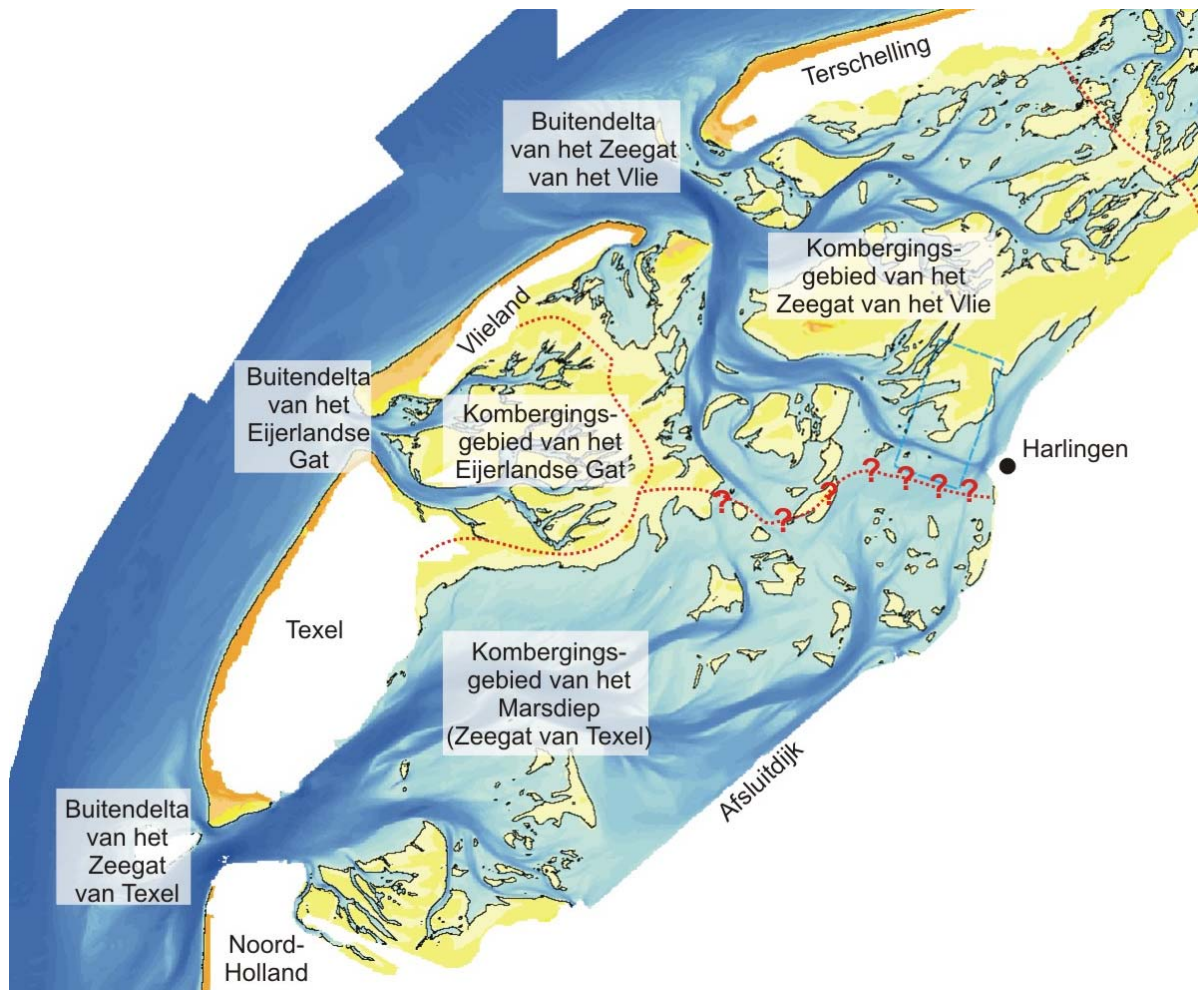
1.3 De westelijke Waddenzee als sedimentdelend systeem

In het volgende hoofdstuk wordt een uitgebreide beschrijving gepresenteerd van de morfologische ontwikkelingen van de getijdebekken Vlie en Marsdiep in de periode van 1932 tot heden. Het beginjaar 1932 is gekozen omdat in dat jaar de Afsluitdijk is gesloten en voor de waterbeweging en de morfologie betekende de afsluiting van de Zuiderzee dat er grootschalige en permanente veranderingen optraden, die vandaag de dag nog naijlen. In deze paragraaf staat het sedimentdelend karakter van beide getijdebekken centraal, in relatie tot de morfologische respons op de afsluiting van de Zuiderzee.

Het sedimentdelend karakter van de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie is te herleiden uit de observatie dat er na de afsluiting van de Zuiderzee zeer veel sediment is afgezet in beide getijdebekken. De toename van het sedimentvolume in de westelijke Waddenzee is gepaard gegaan met een sterke afname van de sedimentvoorraad van de buitendelta's van het Marsdiep en het Vlie en een deel van de aangrenzende kustgebieden. De ontwikkeling van de getijdebekken en de buitendelta's vertoont gelijkenis met de ontwikkeling van het Friesche Zeegat, na de afsluiting van de Lauwerszee. Dit is een aanwijzing dat de grootschalige sedimentuitwisselingen in de getijdebekken van de westelijke Waddenzee op vergelijkbare wijze plaatsvindt als in de Oostelijke Waddenzee. Met daarbij de kanttekeningen dat het "sedimentdelen" in de westelijke waddenzee complexer is vanwege de 'open' verbinding tussen beide vloedkommen en dat mogelijk veel sediment nodig is (en beschikbaar is) voor de aanpassing aan een nieuwe evenwichtssituatie in het Marsdiep. Dit word nader toegelicht in paragraaf 7.6.

Ten opzichte van de getijdebekken in de oostelijke Waddenzee heeft de geschiedenis van de westelijke Waddenzee tot gevolg gehad dat:

- De getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep met geulen en ondiep water met elkaar verbonden waren en zijn (figuur 1.2). Van een droogvallend wantij, dat het vasteland met de eilanden verbindt was en is geen sprake;
- Het areaal droogvallende wadplaten in de getijdebekken van vooral het Marsdiep en in mindere mate het Vlie relatief klein was en is (figuur 1.2);



Figuur 1.2: De westelijke Waddenzee met de kombergingsgebieden (=getijdebekkens) en buitendelta's. De rode lijn geeft de mogelijke ligging van het wantij tussen de kombergingsgebieden aan.

De 'open' verbinding tussen de getijdebekkens Marsdiep en Vlie heeft tot gevolg dat de uitwisseling van water en sediment relatief makkelijk plaatsvindt, in vergelijking met de getijdebekkens in de oostelijke Waddenzee (Ridderinkhof, 1990; Elias, 2006a). Op basis van de ontwikkeling van de sedimentvolumes van de beide getijdebekkens en hun buitendelta's is door Elias (2006a en b) geconcludeerd dat er inderdaad netto sedimenttransport heeft plaatsgevonden van het getijdebekken van het Marsdiep naar het getijdebekken van het Vlie.

Het relatief beperkte areaal droogvallende platen is voor sommigen (Oost & de Boer, 1994; Elias, 2006a) reden om te veronderstellen dat er nog veel sediment tot afzetting zal komen in het getijdebekken van het Marsdiep, omdat de morfologie nu ver van de veronderstelde evenwichtsituatie is. Twee belangrijke vragen hierbij zijn of dit getijdebekken inderdaad een vergelijkbaar morfologisch evenwicht nastreeft en zo ja, op welke tijdschaal deze ontwikkeling plaatsvindt. Overigens zal bij de bepaling van het meegroeivermogen rekening worden gehouden met de veronderstelde toekomstige sedimentatie die het gevolg is van de afsluiting van de Zuiderzee (zie nader paragraaf 7.6).

Bovengenoemde aspecten vormen geen reden om te twijfelen aan het sedimentdelende karakter van de getijdebekkens in de westelijke Waddenzee. Het 'open' wantij en de geconstateerde uitwisseling van sediment tussen de bekkens betekent dat het sedimentdelende systeem complexer in elkaar zit dan het schematische systeem van "kust-buitendelta-Waddenzee". Dit is eerder al geconstateerd in verschillende studies (Kragtwijk, 2001, 2004; de Geer, 2007), waarbij

de verbinding via het wantij in het sedimentdelend systeem is betrokken. Het 'natte' karakter van het getijdebekken van het Marsdiep, zichtbaar door het beperkte areaal droogvallende platen, betekent mogelijk dat nog veel sediment vanaf de Noordzee en de kust geïmporteerd zal moeten worden voordat een morfologische situatie zoals in de oostelijke Waddenzee kan ontstaan.

1.4 Bodemdaling door zoutwinning

De zoutwinning op grote diepte onder Waddenzee resulteert in een bodemdaling van de ondergrond met een andere karakteristiek dan die door gaswinning. Dat verschil heeft te maken met de verschillen in de fysische mechanismen die optreden rond de zoutcarvernes ('zoutkruip') en in de gasreseervoirs ('poriëndruk') (Bakker & Duquesnoy, 2009). Onder het wadoppervlak zorgt de bodemdaling van de ondergrond door zoutwinning voor een bodemdalingschotel met een relatief klein en werkelijk schotelvormig oppervlakte. In het midden van deze schotel is de snelheid waarmee de bodem daalt groter dan van een bodemdalingschotel door gaswinning. De voorspelbaarheid van de bodemdaling door zoutwinning is groot, zowel in termen van het volume, als in termen van de ruimtelijke verdeling en de snelheid.

Hoewel de snelheid waarmee de bodemdaling door zoutwinning plaatsvindt groter is dan die bij gaswinning, kan de bodemdalingschotel worden vereffend ("uitgesmeerd") over een groot oppervlakte. De sedimentatie en erosie in de Waddenzee hebben een dusdanige omvang, dat ook in het centrum van de bodemdalingschotel, waar de hoogste bodemdalingsnelheden worden bereikt, deze vrijwel meteen kan worden opgevuld met sediment uit de wijde omgeving. De berekeningen die laten zien dat zelfs bij een worst-case situatie 95% van de bodemdalingschotel binnen een jaar is opgevuld, zijn te vinden in het achtergrondrapport 'Effecten van zoutwinning op de ecologische waarden in de Waddenzee' (Kater *et al*, 2010). In hetzelfde rapport is ook aangegeven dat de grootte van de bodemdalingschotel met $14,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ klein is in verhouding tot het sedimentvolume van $124 \times 10^6 \text{ m}^3$ (waarvan erosie $49 \times 10^6 \text{ m}^3$ en sedimentatie $75 \times 10^6 \text{ m}^3$) dat van nature in de periode 1987 tot 2004 in beweging is in de omgeving. Observaties aan de opvulling van winputten voor zand in de nabijheid van de bodemdalingschotel laten zeer hoge opvulsnelheden zien (Rakhorst & Midderham, 1979, Oost *et al*, 1998), die een aanwijzing zijn dat er inderdaad voldoende sediment in beweging is om de vereffening snel plaats te laten vinden.

De snelheid waarmee de bodemdaling door zoutwinning verloopt is dus weliswaar hoger dan bij gaswinning, maar de vereffening in de Waddenzee is voldoende groot om het effect 'uit te smeren' over een groter gebied. Lokale effecten van de bodemdaling door zoutwinning op de morfologie van de Waddenzee worden daarom uitgesloten (zie Kater *et al*, 2010).

1.5 Toepasbaarheid van meegroeivermogen en gebruiksruimte

In de voorgaande twee paragrafen is geconstateerd dat:

1. De kombergingsgebieden van het Marsdiep en het Vlie in westelijke Waddenzee fungeren als sedimentdelende systemen;

2. Een vereffening van de bodemdaling in de Waddenzee zal plaatsvinden.

Dit zijn twee voorwaarden om de concepten van het 'meegroeivermogen' en de 'gebruiksruimte', zoals eerder toegepast bij effectstudies naar de bodemdaling door gaswinning in de oostelijke Waddenzee, te mogen gebruiken. Aan deze voorwaarden is dus voldaan.

De morfologische ontwikkelingen en respons van de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep zullen in samenhang worden beschouwd, omdat via het wantij sedimentuitwisseling heeft plaatsgevonden en zal plaatsvinden. Ook zal het effect van de afsluiting van de Zuiderzee op de

sedimenthuishouding, inclusief de toekomstige sedimentbehoefte, in de beschouwing worden betrokken.

In het voorliggend rapport wordt onderzocht wat de permanente, lange termijn effecten op de Waddenzee zijn van de bodemdaling van de diepe ondergrond als gevolg van zoutwinning. Hiervoor zal eerst worden vastgesteld hoe groot het meegroeivermogen van de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie is. Met dit meegroeivermogen zal worden berekend hoe groot de gebruikruimte is, en of de bodemdaling als gevolg van de zoutwinning binnen deze gebruikruimte kan plaatsvinden. Wanneer de bodemdaling door zoutwinning binnen de gebruikruimte kan plaatsvinden, zal geen sprake zijn van permanente morfologische effecten. De tijdelijke effecten van de bodemdaling door zoutwinning komen in het achtergrondrapport 'Effecten van zoutwinning op de ecologische waarden in de Waddenzee' (Kater *et al*, 2010) aan de orde. De conclusies uit dat rapport over de ontwikkeling van het plaatvolume en areaal zullen in het voorliggende rapport worden besproken.

1.6 Aanpak en leeswijzer

Om te komen tot een bepaling van het meegroeivermogen van de getijdebekken in de westelijke Waddenzee wordt begonnen met een beschrijving van deze bekkens (Hoofdstuk 2). De veranderingen in de waterbeweging en de morfologische ontwikkelingen na de aanleg van de Afsluitdijk staan hierin centraal. Deze beschrijving vormt de basis voor drie analyses:

- De geobserveerde sedimentatiesnelheden in de kombergingsgebieden (Hoofdstuk 4);
- Numerieke simulaties met het ASMITA-model (Hoofdstuk 5);
- Balansen met het sedimentaanbod en de -vraag (Hoofdstuk 6).

In Hoofdstuk 7 wordt op basis van de drie analyses het meegroeivermogen van de grote getijdebekken Vlie en Marsdiep bepaald. Deze bepalingen van het meegroeivermogen worden gevolgd door een discussie over de uitkomsten van deze benaderingen in het licht van bepalingen en argumenten die in eerdere studies zijn gebruikt. De gevonden waarde van het meegroeivermogen zal worden gebruikt voor het berekenen van de gebruikruimte in de kombergingsgebieden (Hoofdstuk 8). Op basis hiervan zal worden geconcludeerd of er permanente morfologische gevolgen zijn van de bodemdaling door zoutwinning. Hierna wordt ingegaan op het 'voorzorgsprincipe' (Hoofdstuk 9) en wordt de vraag beantwoord in hoeverre veilige benaderingen zijn gekozen en of er kan worden gesproken van een daadwerkelijke ondergrens van het meegroeivermogen ('natuurgrens'). Daarna zal in Hoofdstuk 10 worden ingegaan op de gevolgen voor de kust en de benodigde zandsuppleties. Tenslotte worden in Hoofdstuk 11 de conclusie getrokken over het meegroeivermogen, de gebruikruimte en het ontbreken van permanente effecten in de Waddenzee van de bodemdaling door zoutwinning.

2 Gebiedsbeschrijving

2.1 Inleiding en afbakening

In dit hoofdstuk worden de opgetreden grootschalige veranderingen in de getijdebekken van het Marsdiep¹ en het Vlie beschreven en geanalyseerd. Het winningsgebied voor de zoutwinning is weergegeven in figuur 1.1. Dit overgangsgebied tussen de twee getijdebekken omvat de wadplaat Ballastplaat en de geul Kimstergat ten noordwesten van Harlingen, de toegangsgeul Hanerak naar de haven Harlingen die langs de Pollendam ligt en het grotendeels onder laagwater gelegen gebied de Pollen ten zuidwesten van de Pollendam, met van oost naar noordwest de vaargeul Boontjes, het Kornwerderzand, het Verversgat en het Molenrak. De effecten van de bodemdaling in de Waddenzee strekken zich op lange termijn uit tot op de buitendelta's van de zeegaten en tot in de aangrenzende kustgebieden. Het studiegebied omvat daarom de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep, met de bijbehorende buitendelta's en de aangrenzende kustgebieden (figuur 1.2). Het getijdebekken van het Eijerlandse Gat, dat ook onderdeel uitmaakt van de westelijke Waddenzee, blijft in deze studie buiten beschouwing, omdat het niet in de invloedssfeer van de bodemdaling door zoutwinning ligt.

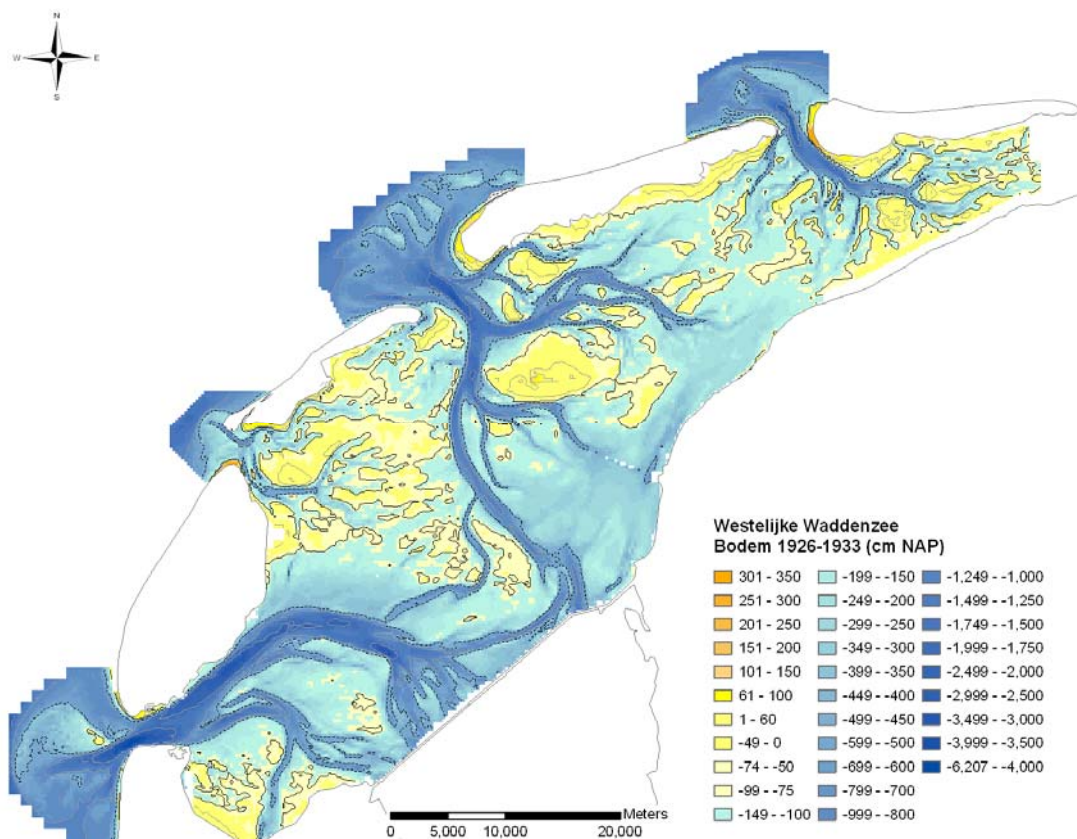
In de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie is tijdens en na de afsluiting van de Zuiderzee door de aanleg van de Afsluitdijk in 1932 zeer veel sediment afgezet. De sedimentatie is het gevolg van de ingrijpende veranderingen die hebben plaatsgevonden in de waterbeweging. Vanwege het belang hiervan wordt hieronder kort ingegaan op deze veranderingen. De morfologie van het gebied is in de periode na 1932 sterk gewijzigd, zoals te zien is aan de verschillen tussen de kaart uit 1933 (figuur 2.1) en die uit 2004 (figuur 2.2). Ook dit is het effect van de aanleg van Afsluitdijk en deze aanpassingen gaan nog steeds door. De autonome morfologische ontwikkelingen in het studiegebied zijn waarschijnlijk voor een belangrijk deel het gevolg van de aanleg van de Afsluitdijk. Mogelijk spelen aanpassingen sinds het ontstaan van de westelijke Waddenzee in de Middeleeuwen ook een rol in de autonome morfologische ontwikkelingen van het gebied (Oost en Kleine Punte, 2004). Bij de analyse beperken we ons tot de periode na 1932. Voor een overzicht van de veranderingen die zich voor 1932 hebben afgespeeld wordt de lezer verwezen naar Oost en Kleine Punte (2004).

2.2 Zuiderzee en Afsluitdijk

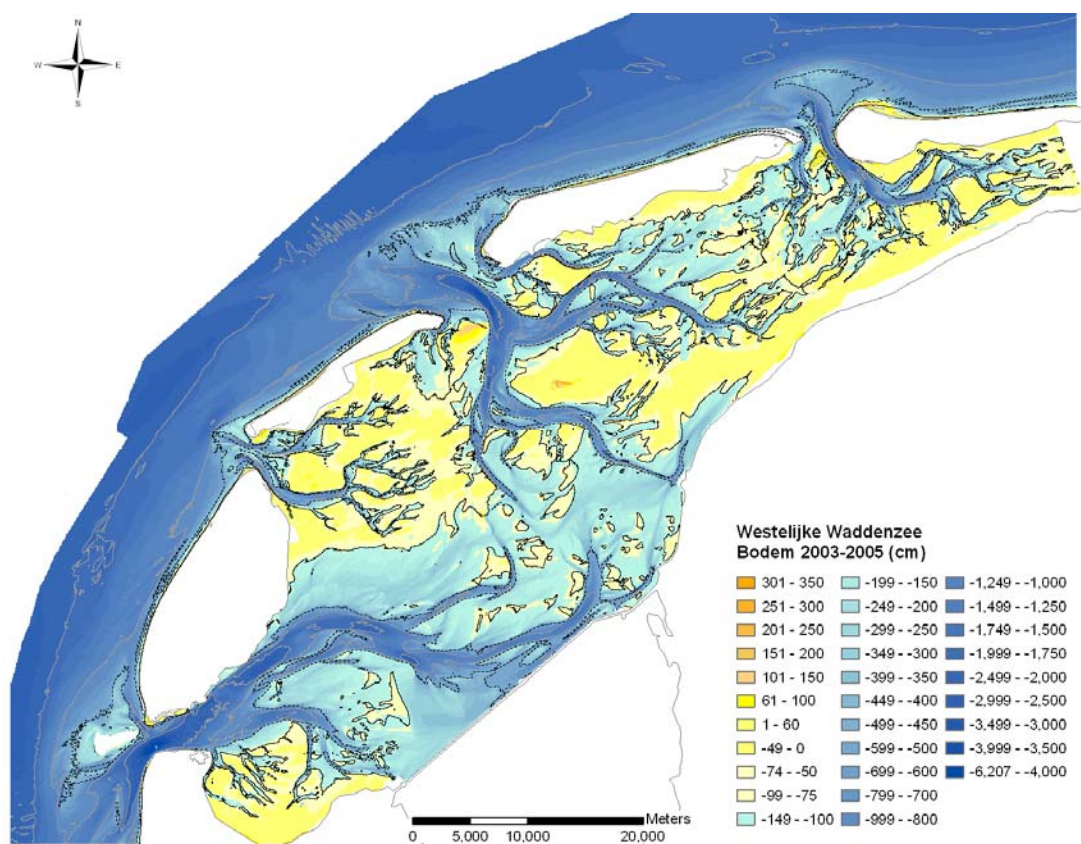
2.2.1 Veranderingen in de waterbeweging

De aanleg van de Afsluitdijk heeft grote gevolgen gehad voor de waterbeweging in de westelijke Waddenzee. Voor de afsluiting was er een duidelijke stroming naar de Zuiderzee gericht, zoals blijkt uit de oriëntatie van de stroomgeulen, die min of meer dwars op het tracé van de Afsluitdijk stonden (figuur 2.1). Na de afsluiting ontstond een geheel ander stromingspatroon, dat ter hoogte van de Afsluitdijk sterk zuidwest- noordoost gericht was (figuur 2.3). De oppervlakte van het getijdebekken dat door de stroming door de Zeegaten Marsdiep en Vlie werd gevuld werd ook drastisch beknot door de aanleg van de Afsluitdijk.

¹ Voor het Marsdiep wordt ook de naam Zeegat van Texel gebruikt.

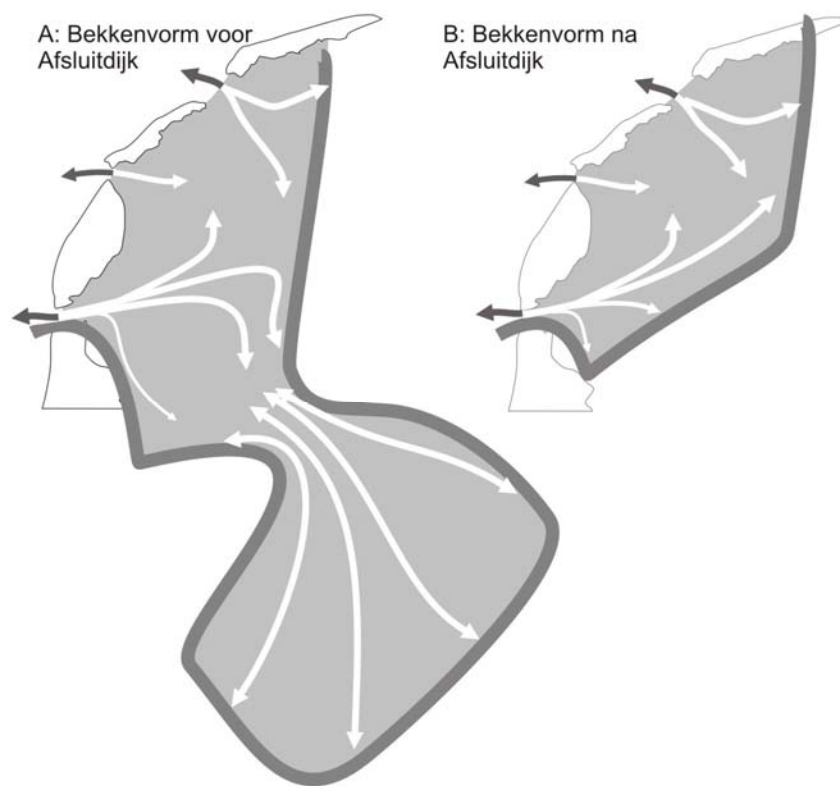


Figuur 2.1: Kaart van de westelijke Waddenzee in 1933.

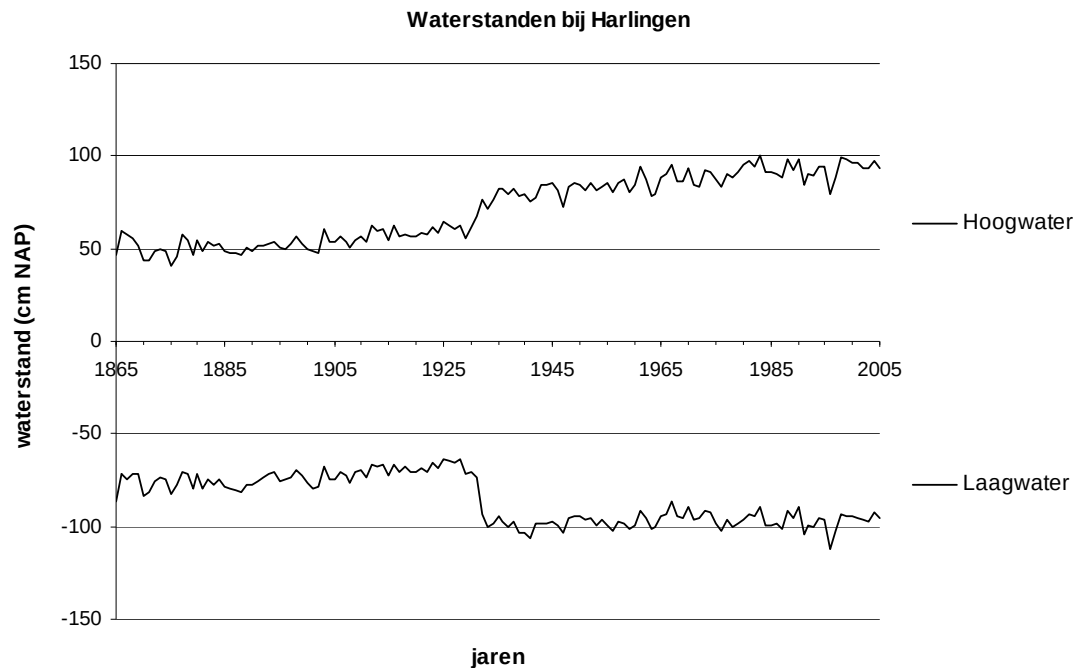


Figuur 2.2: Kaart van de westelijke Waddenzee in 2004.

De veranderingen in het stromingspatroon hadden tot gevolg dat de voortplanting van het getij in het bekken veranderde (zie bijvoorbeeld Oost en de Boer, 1994 en Elias, 2006a, b voor een beschrijving van deze ontwikkelingen). Met de veranderingen in de voortplanting van het getij zijn ook de karakteristieken van het getij veranderd. In figuur 2.4 zijn de jaargemiddelde hoog- en laagwaterstanden weergegeven voor Harlingen. In deze grafiek is zichtbaar dat het gemiddelde hoogwater in de periode 1865-2005 is toegenomen van een niveau rond de NAP +0,5 m tot een niveau net onder de NAP +1 m. Deze toename is deels in een sprong rond 1930 tot stand gekomen, en bestaat deels uit een geleidelijke toename. De sprong is het effect van de aanleg van de Afsluitdijk op de waterbeweging in de westelijke Waddenzee. In de laagwaterstanden is een nog duidelijker sprong rond 1932 waarneembaar. Tezamen hebben de toename van de hoogwaterniveau en de afname van het laagwaterniveau gezorgd voor een sterke toename van de getijslag. Deze toename bedroeg circa 50% in Harlingen en was in de andere stations in de westelijke Waddenzee kleiner (van Geer, 2007).



Figuur 2.3: Schematische weergave van het stromingspatroon van en naar de Zuiderzee (A) en in de westelijke Waddenzee na de aanleg van de Afsluitdijk (B).



Figuur 2.4: Grafiek met de ontwikkeling van het gemeten hoogwater en het laagwater (gemiddeld per jaar) voor Harlingen van 1895 tot 2005 (www.waterstat.nl).

Een belangrijke gevolg van de afsluiting van de Zuiderzee voor de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie was dat de getijslag in de westelijk Waddenzee in één keer toenam. De grootte van de verandering van het hoogwater, laagwater en de getijslag verschilt per gebied, de toename was het grootst in de omgeving van Harlingen. De toename van de getijslag was dermate groot dat deze het effect van de afname van het oppervlakte van het getijdebekken op het getijprisma meer dan te niet deed. Het getijprisma van het Marsdiep nam daarom iets toe na de afsluiting van de Zuiderzee (Elias, 2006a, b).

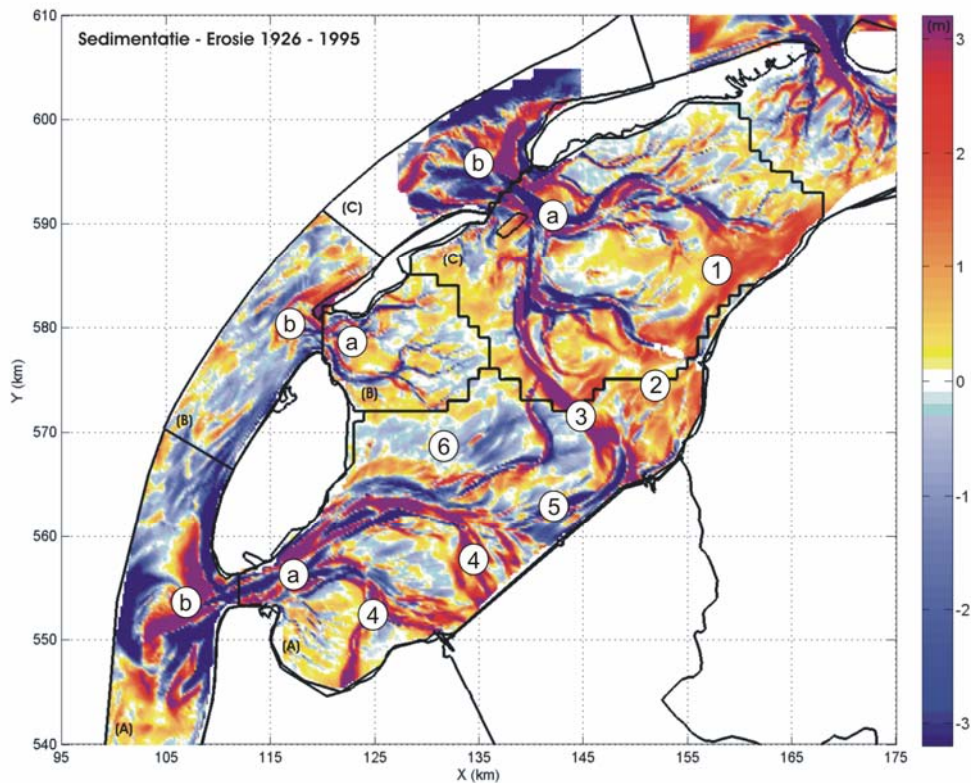
De geleidelijke toename van het hoogwaterniveau is een autonome ontwikkeling die in alle waterstandstations in de westelijke Waddenzee is waargenomen. Deze wordt in sommige stations langs de westelijke waddenzee gecompenseerd door een vrijwel gelijke toename van het niveau van laagwater. In met name het getijdebekken van het Vlie neemt de getijslag geleidelijk toe als gevolg van de verandering van het niveau van hoogwater. En dit heeft weer als gevolg dat de het getijprisma in met name het getijdebekken van het Vlie geleidelijk toeneemt (Van Geer, 2007).

2.2.2 Sedimentatie- en erosiepatronen

In figuur 2.5 is de sedimentatie-erosie kaart van de periode 1926-1995 weergegeven (uit Elias, 2006). In deze kaart zijn met letters en cijfers de belangrijke grootschalige veranderingen aangegeven die zich in de periode na de afsluiting van de Zuiderzee hebben voorgedaan

De grootste veranderingen in de bodemligging vinden plaats door de laterale migratie van geulen in de getijdebekken (a in figuur 2.5) en de laterale migratie van geulen en zandbanken op de buitendelta's (b in figuur 2.5). Deze verplaatsing van geulen en ondiepten heeft grote bruto veranderingen tot gevolg, die meestal tot een slechts beperkte netto sedimentatie of erosie leiden. Met andere woorden: de ze verplaatsing van geulen en platen zorgt nauwelijks voor meer of minder sediment in de getijdebekken. Voor de langjarige grootschalige trendmatige ontwikkelingen laten we deze migraties daarom buiten beschouwing, hoewel ze het kaartbeeld van de reguliere sedimentatie- en erosiekaarten in belangrijke mate domineren.

Om beter in beeld te brengen wat de grootschalige trends zijn in de netto erosie en sedimentatie, is in de "persistentiekaart"² in figuur 2.6 aangegeven of in de opeenvolgende kaarten consequent erosie (waarde -8) dan wel sedimentatie heeft plaatsgevonden (waarde +8), of dat er sprake was van een afwisseling van erosie en sedimentatie (waarden rond de nul). Aan de grootte van de erosie of sedimentatie, is geen waarde toegekend. In deze "persistentiekaart" zijn, in vergelijking met de reguliere sedimentatie-erosie kaart (figuur 2.5), voornamelijk de trendmatige langjarige veranderingen zichtbaar. Het zijn deze ontwikkelingen die in figuur 2.5 en 2.6 zijn aangeduid met '1' tot en met '6'. Deze permanente veranderingen in de getijdebekkens worden hieronder beschreven:



Figuur 2.5: Verschilkaart 1926 – 1995 met in blauw de erosie en in rood de sedimentatie in meters (uit Elias, 2006). Beschrijving van de grootschalige verandering die zijn aangeduid met cijfers en letters in de tekst.

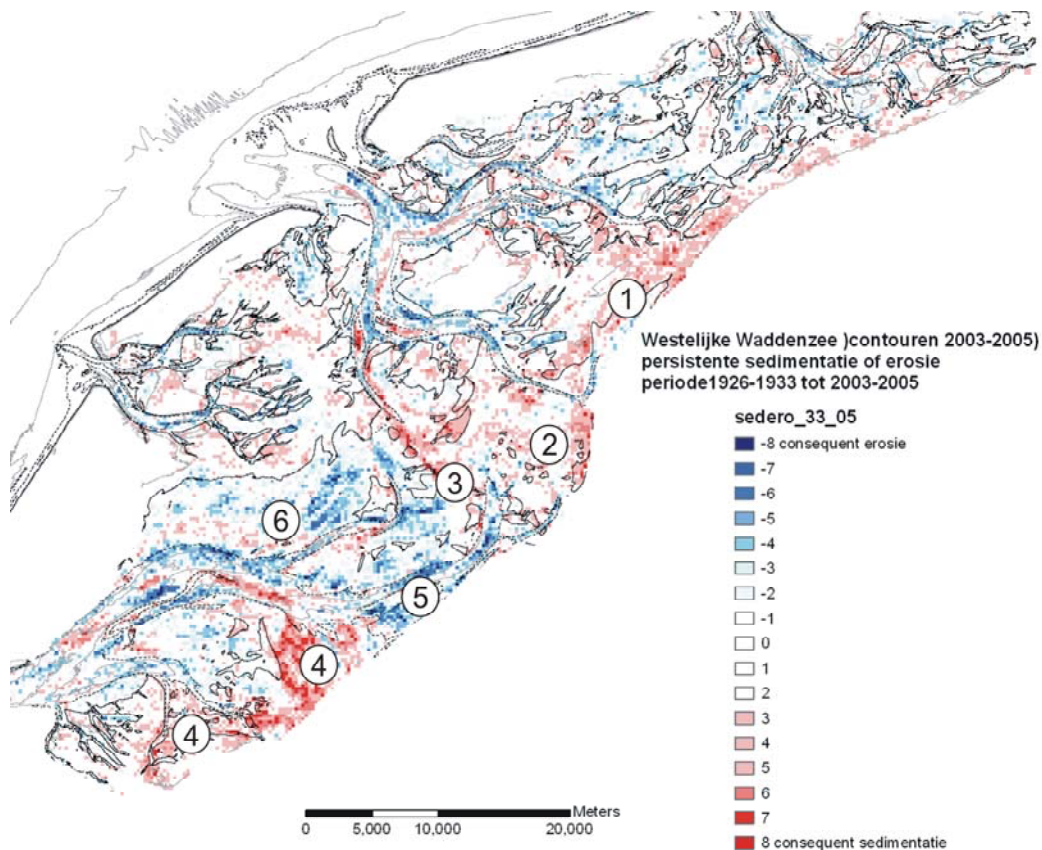
1: Sedimentatie op de Vlake van Oosterbierum

In nagenoeg het gehele gebied ten oosten van een lijn van het Inschot tot aan de sluizen bij Kornwerderzand heeft sedimentatie plaatsgevonden (uitgezonderd veranderingen ten gevolge van geulmigratie). In het gebied ten oosten van de Ballastplaat, op de Vlake van Oosterbierum heeft deze sedimentatie geleid tot een verandering van een subtidal ('nat') gebied, tot een droogvallende plaat.

² Een persistentiekaart wordt gemaakt met een serie sedimentatie- en erosiekaarten van opeenvolgende bodemliggingsopnamen. Per kaart wordt aan ieder punt in het raster met sedimentatie, ongeacht de grootte ervan, de waarde +1 toegekend en aan ieder punt in het raster met erosie, ongeacht de grootte, de waarde -1. Daarna worden voor ieder punt in het grid van alle verkregen kaarten de waarden +1, -1 (en 0) opgeteld (Cleveringa, 2008)

2. Sedimentatie rond de Pollen

Onderdeel van hetzelfde sedimentatiegebied als bij 1 is het gebied vanaf de Vlake van Oosterbierum tot aan de lijn van het Inschot tot aan de sluizen bij Kornwerderzand. Het verschil met de Vlake van Oosterbierum is dat in dit gebied de sedimentatie voornamelijk onder het niveau van laagwater heeft plaatsgevonden, zodat geen uitgestrekte droogvallende plaatgebieden zijn ontstaan.



Figuur 2.6: Kaart van de westelijke Waddenzee waarin de persistentie van de erosie of sedimentatie is weergegeven.

3. Sedimentatie in het Inschot

In de geul Inschot heeft zoveel sedimentatie plaatsgevonden dat van de oorspronkelijke geul, die zich tot aan de Zuiderzee uitstreckte, nog slechts een kleine geul resteert. Het huidige (natte) geulvolume is veel kleiner dan voor de afsluiting van de Zuiderzee.

4. Sedimentatie in enkele voormalige geulen in het getijddebekken van het Marsdiep (Vlieter, Visjagersgaatje, Wierbalg en Amsteldiep).

Deze geulen die allemaal naar de Zuiderzee liepen, zijn (vrijwel) geheel opgevuld met sediment (veelal slib: Oost en de Boer (1994) en Oost en Kleine Punte (2004)).

5. Erosie van de Doove Balg en bij de Javaruggen

In de geul Doove Balg heeft erosie plaatsgevonden, zodat deze groter is geworden. Tussen de Doove balg en de Afsluitdijk en parallel daaraan is een nieuwe geul ontstaan.

6. Erosie van de Waarden en Texelschaar

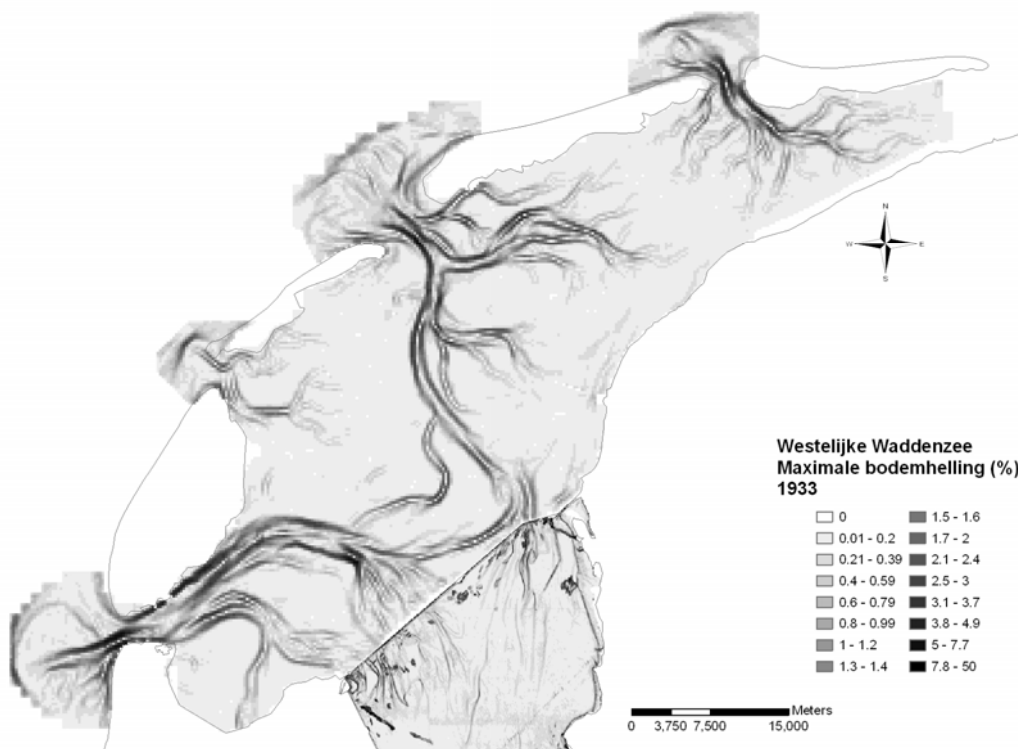
De permanent onder het niveau van laagwater liggende ondiepten zijn iets dieper geworden (decimeters).

De bovengenoemde ontwikkelingen zijn allemaal gerelateerd aan de veranderingen in de waterbeweging die het gevolg waren van de afsluiting van de Zuiderzee. Dit is duidelijk in de sedimentatie in de geulen (ontwikkelingen 3 & 4) en de erosie van nieuwe geulen (ontwikkeling 5), waardoor van het oorspronkelijke geulpatroon dat was gericht op de in- en uitstroom in de Zuiderzee weinig meer over is. Het huidige geulpatroon benadert het 'normale' geulpatroon in de Waddenzee, dat komend vanuit het zeegat steeds verder vertakt in kleinere en ondiepere geulen.

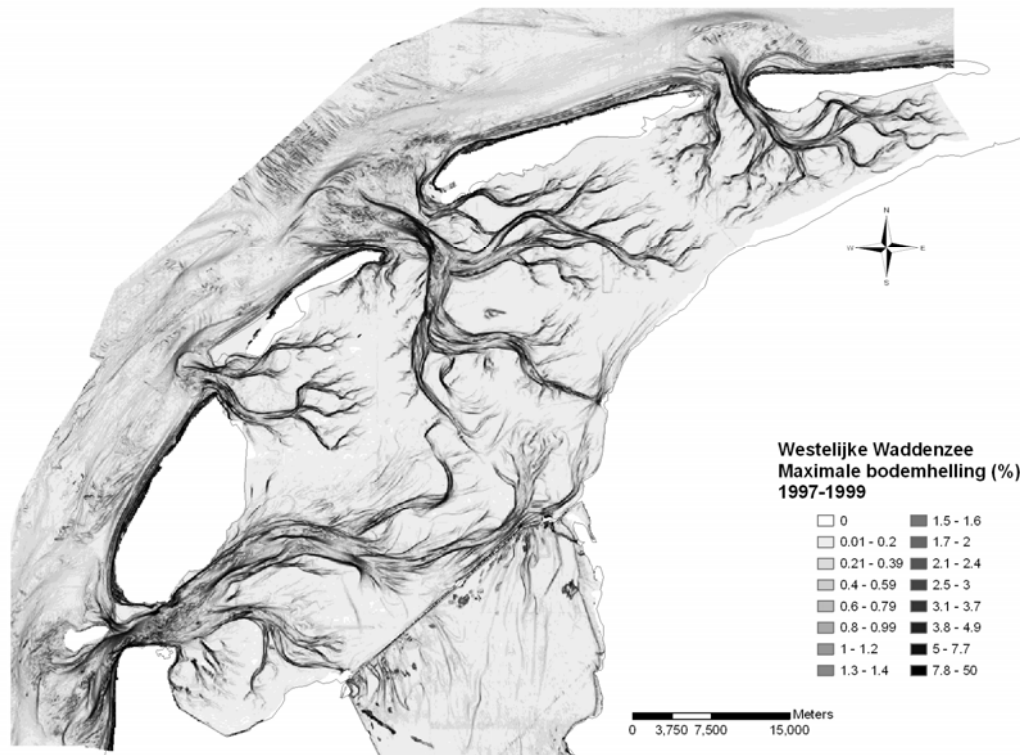
Het geulenpatroon is zichtbaar in de kaart van de bodemligging (in de figuren 2.1 en 2.2). Nog duidelijker is het zichtbaar in een kaart waarin de steilheid oftewel de maximale bodemhelling (van een cel in het raster naar de omringende cellen) is uitgezet in figuur 2.7 en in figuur 2.8. Omdat de helling van de overgang van plaat naar geul veel steiler is dan de aanliggende vlakke platen, zijn de geulen in de hellingkaart duidelijk zichtbaar. Tegenwoordig is ook in het gebied dat permanent onder water staat in de omgeving van de Boontjes tot de Pollen, het fijn vertakkende geulpatroon vanuit het Marsdiep zichtbaar (figuur 2.8).

Waarschijnlijk is de sedimentatie op de Vlake van Oosterbierum (1) en rond de Pollen (2) het gevolg van een afname van de stroming door deze gebieden, na de afsluiting van de Zuiderzee. De sedimentatie op de Vlake van Oosterbierum heeft geleid tot een grote toename van het areaal droogvallende platen van het getijdebekken van het Vlie. Het areaal droogvallende platen in het getijdebekken van het Marsdiep is daarentegen niet veel gewijzigd. De sedimentatie rond de Pollen (2) heeft niet geleid tot een toename van droogvallend plaatareaal.

De erosie van de Waarden en Texelschaar (6) is mogelijk het gevolg van een veranderde aanstroming vanuit het Marsdiep. Het bestaande areaal subgetijde gebied is iets dieper geworden, door de erosie bij de Waarden en de Texelschaar (6).



Figuur 2.7: Geulpatroon in 1933, zichtbaar in de kaart van de maximale bodemhelling (van een rastercel naar de omringende cellen) van de westelijke Waddenzee.

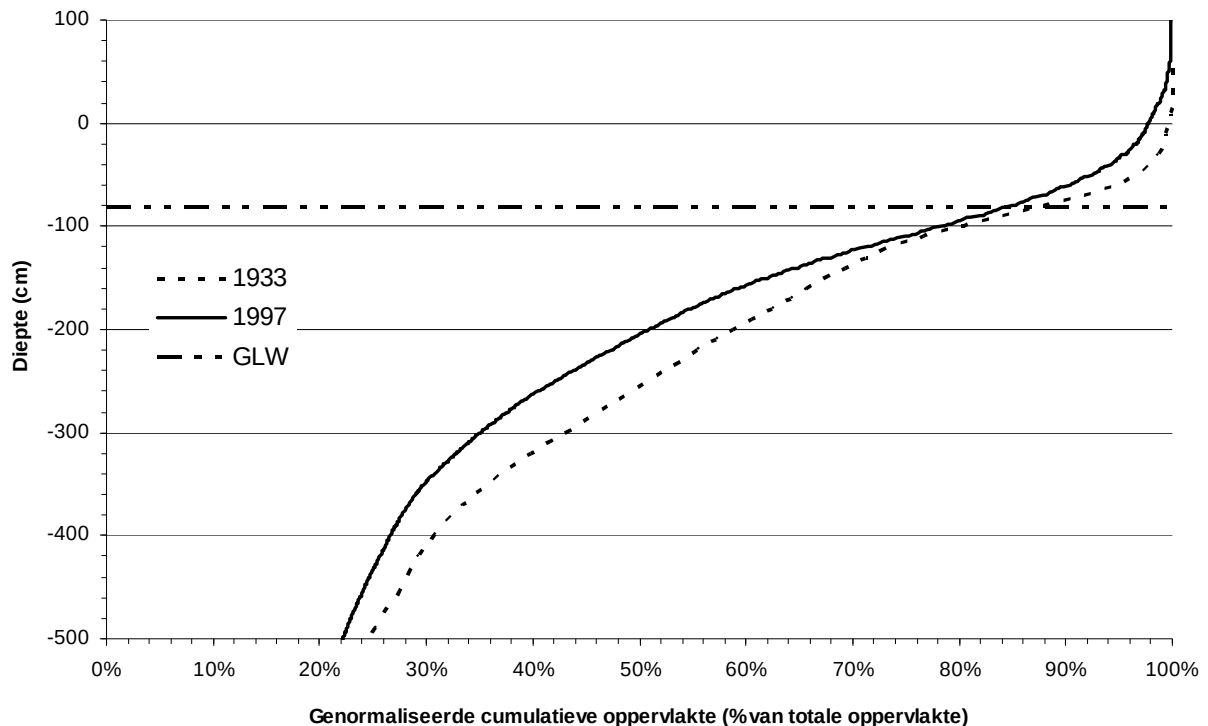


Figuur 2.8: Geulpatroon in 1997-1999, zichtbaar in de kaart van de maximale bodemhelling van de westelijke Waddenzee.

2.2.3 Morfologie westelijke Waddenzee

Als gevolg van de erosie en sedimentatie na de afsluiting van de Zuiderzee zijn de grootschalige kenmerken van de westelijke Waddenzee veranderd. De belangrijkste karakteristieken van de getijdebekken en de veranderingen daarin zijn zichtbaar in de hypsometrische curven van de bekken, in figuur 2.9 en figuur 2.10. In deze curven is de procentuele bijdrage van de cumulatieve oppervlakte per diepte aan de totale oppervlakte uitgezet tegen de diepte. In deze grafieken kun je aflezen hoeveel procent van het getijde bekken zich onder een bepaalde waterdiepte bevindt. Om een voorbeeld te geven: uit het snijpunt van de curven met de x-as in figuur 2.9 volgt dat minder dan 24% van het getijdebekken van het Marsdiep dieper is dan NAP 5,0 m. In figuur 2.10 is zichtbaar dat voor het getijdebekken van het Vlie slechts iets minder dan 14% dieper is dan NAP 5,0 m.

Op de schaal van de getijdebekken kunnen we constateren dat het Marsdiep in belangrijke mate gekenmerkt werd en wordt door de grote delen van het bekken die onder water liggen. In figuur 2.9 is zichtbaar dat meer dan 80% van het bekken dieper is dan NAP - 1,0 m en het niveau van laagwater ligt met NAP -0,83 daar nog boven. Het droogvallende plaatareaal van het Marsdiep was en is daarmee klein in vergelijking met de andere getijdebekken in de Waddenzee. Het verschil tussen de hypsometrische curven van 1933 en 1997 laat zien dat de sedimentatie in het getijdebekken voornamelijk heeft plaatsgevonden in de delen die dieper zijn dan NAP -1,0 m. De droogvallende platen in het bekken zijn iets hoger geworden, wat overeenkomt met waarnemingen aan de ontwikkelingen aan het Balgzand (Oost en Kleine Punte, 2004). Rond het niveau van NAP -1,0 m is het bekken enigszins dieper geworden.



Figuur 2.9: Genormaliseerde hypsometrische curves van het getijdebekken van het Marsdiep in 1933 en in 1997.

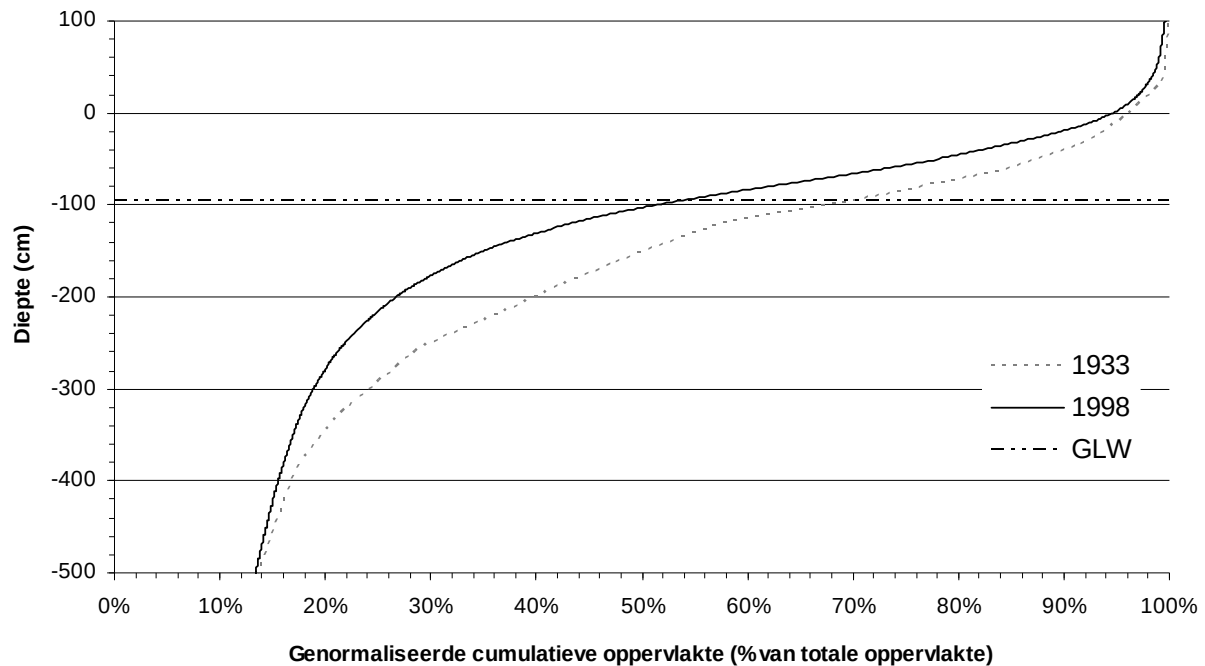
Het getijdebekken van het Vlie heeft en had veel meer droogvallende delen dan het getijdebekken van het Marsdiep. Dit verschil is toegenomen, omdat het getijdebekken van het Vlie in de periode van 1933 tot 1998 'droger' is geworden. Het areaal droogvallende platen is toegenomen en de maximale hoogte van de platen (ten opzichte van de gemiddelde waterstand is) is ook toegenomen. In 1933 lag nog minder dan 25% van het getijdebekken boven het niveau van het toenmalige gemiddelde laagwater van NAP -0,75 m. In 1998 lag meer dan 45% van het bekken boven het huidige niveau van gemiddelde laagwater van NAP -0,95 m. Ook in de diepere delen van het getijdebekken van het Vlie heeft sedimentatie plaatsgevonden, zodat het bekken als geheel tegenwoordig veel ondieper is dan in het verleden.

2.3 Het wantij: de grens tussen de getijdebekken

Een belangrijk vraag in relatie tot de grootschalige ontwikkeling van de westelijke Waddenzee is de ligging van de grens tussen de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep. Deze grens, waarvoor het begrip wantij wordt gehanteerd, begrenst de kombergingsgebieden. De ligging van het wantij is bepalend voor de oppervlakte van de kombergingsgebieden. Verschuivingen van het wantij betekenen dat de grootte van het kombergingsgebieden verandert en dat heeft weer gevolgen voor alle morfologische karakteristieken, zoals de grootte van de geulen en de buitendelta. Overigens is bij de bepaling van de beschikbare gebruiksruimte voor de bodemdaling door zoutwinning uitgegaan van de individuele kombergingsgebieden, omdat de exacte ligging van het wantij niet duidelijk is (zie het tweede punt in paragraaf 9.2).

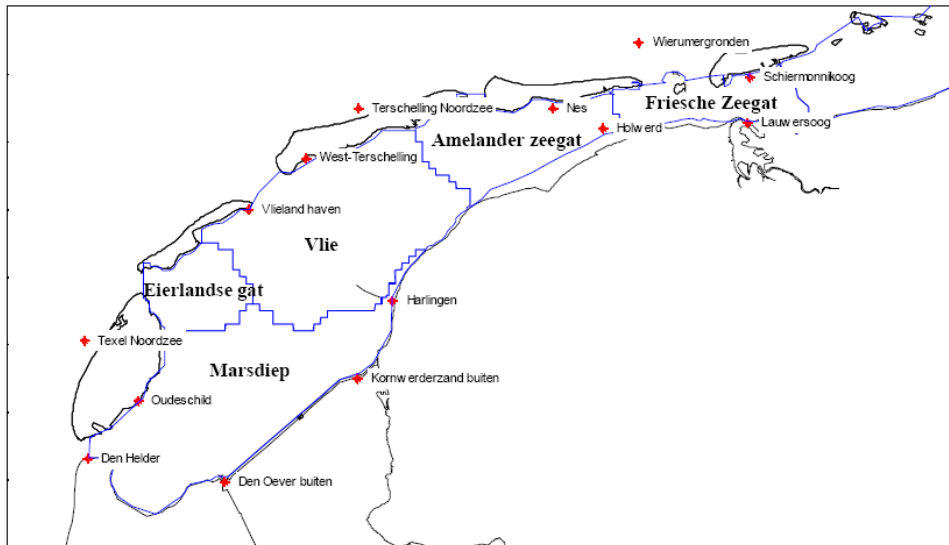
Het wantij is de zone waar de watermassa's die door de zeegaten naar binnen stromen elkaar ontmoeten (van Straaten, 1964). In de oostelijke Waddenzee correspondeert deze zone met de ondiepste delen van het wad, die meestal niet doorsneden worden door geulen. Ook bij de grens tussen het getijdebekken van het Eijerlandse gat en de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep is er sprake van een ondiepe zone die niet wordt doorsneden door geulen. De ligging van de plek waar de stromingen uit de twee zeegaten elkaar ontmoeten varieert overigens per

dag en is mede afhankelijk van de optredende getij-, wind- en golfcondities. Dit is dan ook de reden dat er door Van Straaten (1964) wordt gesproken van een zone.



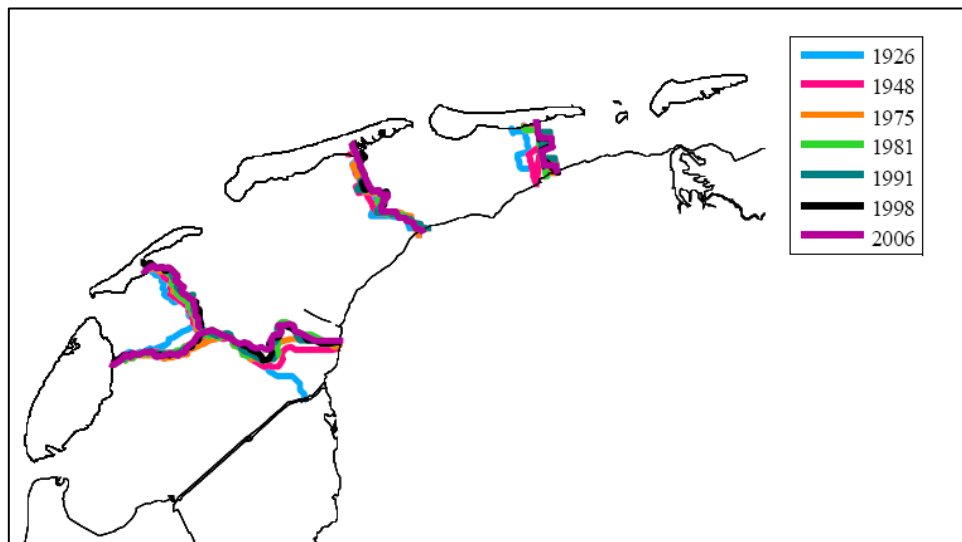
Figuur 2.10: Genormaliseerde hypsometrische curves van het getijdebekken van het Vlie in 1933 en in 1998.

De grens die op basis van de bodemligging tussen de beide getijdebekken worden getrokken wordt ook wel het morfologische wantij genoemd. In figuur 2.11 is een van de indelingen van de Waddenzee op basis van het morfologische wantij weergegeven. Het overgangsgedebiet van het getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep lag en ligt grotendeels onderwater. In de bodem kan niet, zoals bij de andere getijdebekken in de Waddenzee, op het oog een duidelijke grens worden onderscheiden tussen de getijdebekken. In de situatie van voor de aanleg van Afsluitdijk liepen de geulen zelfs door van het ene gebied naar het andere gebied. De ligging van het morfologische wantij tussen het getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep is in verschillende studies van de westelijke Waddenzee steeds anders getrokken (Werkgroep I, 1981; Eysink & Biegel, 1992b; Kragtwijk, 2001; de Kruif, 2001; Hoeksema *et al.*, 2004). Een eensluidende conclusie over de ligging van het morfologische wantij en de eventuele veranderingen daarvan na de afsluiting van de Zuiderzee kan dan ook niet worden getrokken. In relatie tot de bodemdaling door zoutwinning betekent dit dat weliswaar kan worden vastgesteld dat het grootste deel van de bodemdalingsschotel in het getijdebekken van het Vlie ligt, maar dat niet met zekerheid kan worden vastgesteld hoe groot dat deel exact is en welk deel dan valt in het getijdebekken van het Marsdiep.



Figuur 2.11: Grenzen van de kombergingsgebieden in de Waddenzee volgens De Kruif (2001), uit Van Geer (2007).

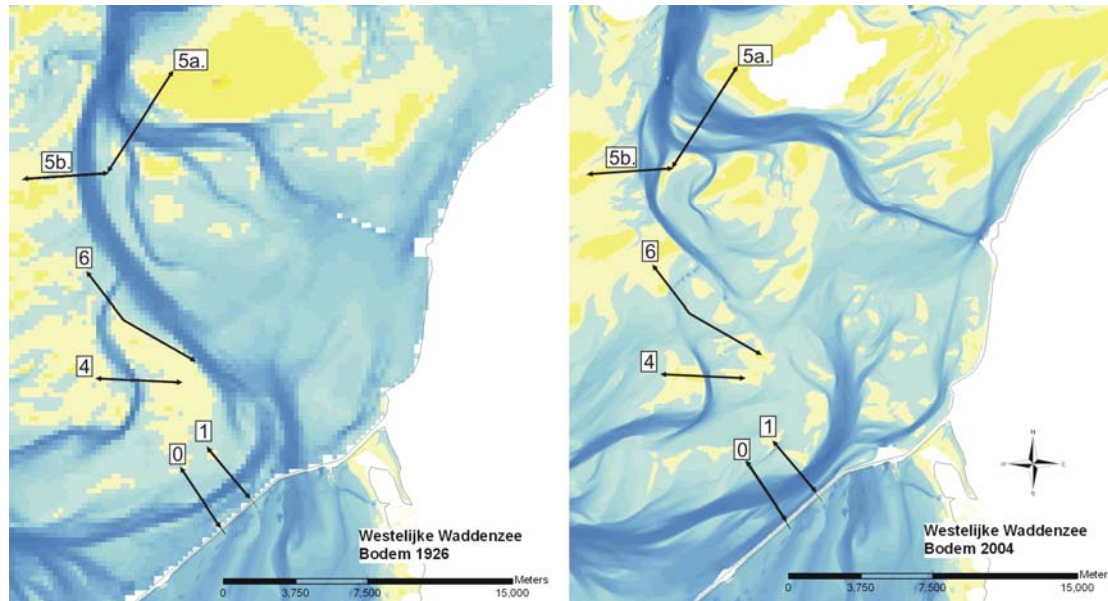
Door van Geer (2007) zijn stromingsberekeningen van het getij voor de verschillende bodems gebruikt om de wantijen te definiëren. Dit levert een zogenaamd hydrodynamisch wantij op, zoals is weergegeven in figuur 2.12. De ligging van het hydrodynamische wantij verschilt veelal van de morfologische wantijen (Kater et al., 2008), zoals ook blijkt uit de vergelijking van de grenzen uit de figuren 2.11 en 2.12. Uit de berekeningen van Van Geer volgt een verschuiving van het wantij naar het noordoosten na aanleg van de Afsluitdijk, vooral in de periode aansluitend op de aanleg van de Afsluitdijk. Het getijdebekken van het Marsdiep is daardoor in oppervlakte toegenomen ten koste van het Vlie bekken. Deze ontwikkeling komt overeen met de waargenomen afname van de doorstroomoppervlakte en de lengte van de getijgeul Inschot.



Figuur 2.12: Berekende hydrodynamische wantijen op basis van bodemliggingen uit verschillende jaren, in de westelijke Waddenzee, uit Van Geer (2007).

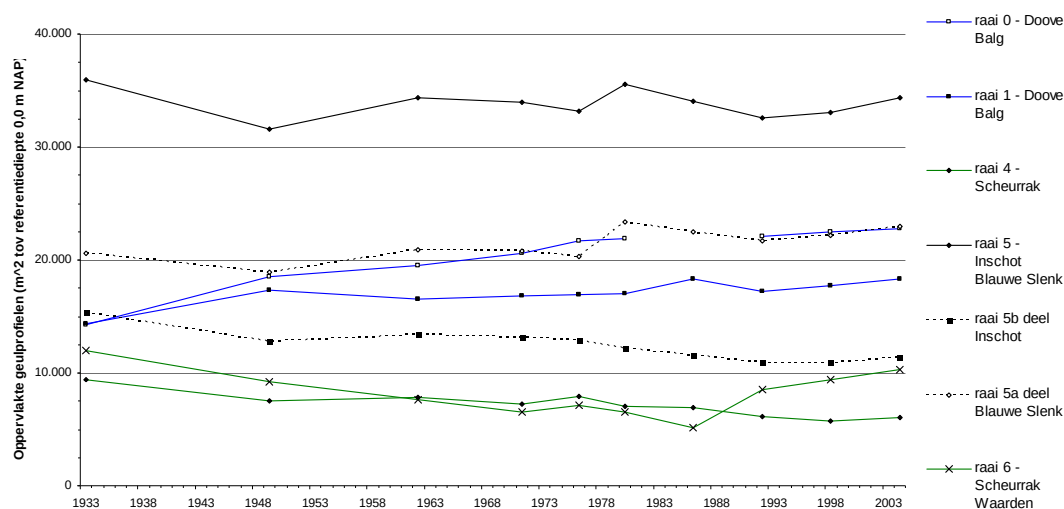
De oppervlaktes van de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep worden bepaald door de ligging van het wantij. Om een beter onderbouwde uitspraak te kunnen doen over de variatie in de oppervlaktes van deze getijdebekken door de veranderingen van de ligging van het wantij hebben we gekeken naar de grootte van de getijgeulen die naar het gebied lopen. De

doorstroomoppervlakte van deze geulen is namelijk gekoppeld aan het getijprisma, die weer gekoppeld is aan de grootte van het achterliggende kombergingsgebied. Hiervoor is een aantal dwarsdoorsneden gemaakt van de belangrijke geulen in het gebied. De locaties van de dwarsdoorsneden zijn aangegeven in figuur 2.13.



Figuur 2.13: Locaties van dwarsdoorsneden door geulen rond het wantij (links op de bodemligging van 1926, rechts op de bodemligging van 2004)

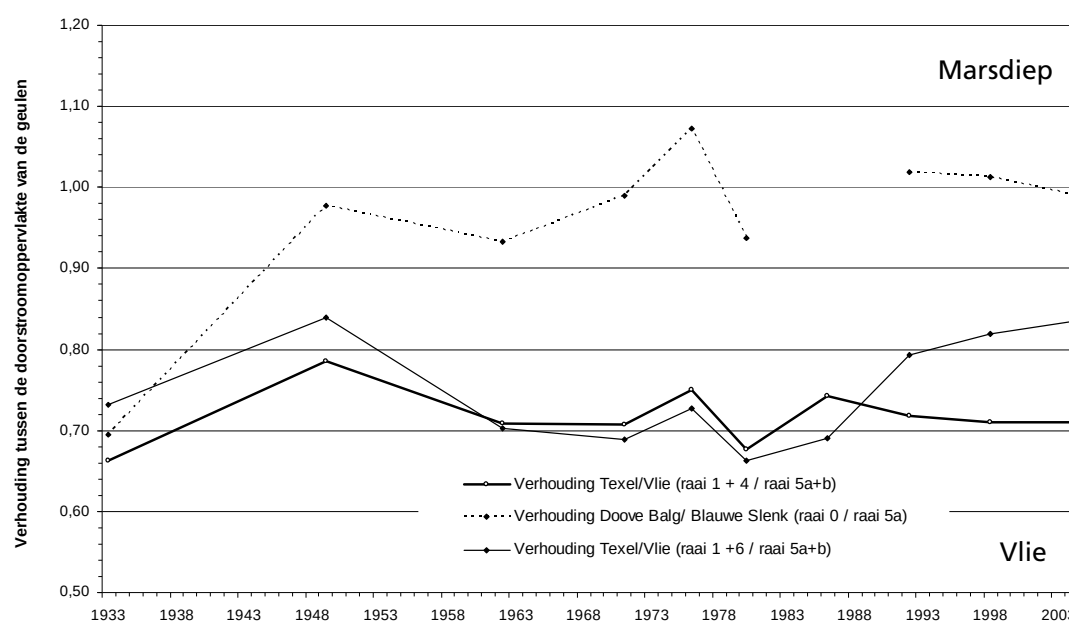
Op basis van deze dwarsdoorsneden zijn de doorstroomoppervlakten van de geulen berekend. In figuur 2.14 zijn dwarsdoorsneden aangegeven door de geulen Blauwe Slenk (5a) en Inschot (5b), die beide zijn verbonden met de hoofdgeul het Vlie, en de geulen Doove Balg (0 en 1) en Scheurrak (4 en 6), die beide zijn verbonden met het Marsdiep. Van deze dwarsdoorsneden zijn de doorstroomoppervlakten berekend. Elk van deze geulen vertoont duidelijke variaties in de doorstroomoppervlakte in de loop van de tijd. De grootte van het Inschot (5b) neemt voornamelijk af. De Doove Balg neemt voornamelijk toe (raai 0 en 1). De geul het Scheurrak neemt in omvang af (raai 4), terwijl op de overgang van het Scheurrak naar het Inschot (raai 6) sprake is van een afname gevolgd door een toename van het doorstroomoppervlak.



Figuur 2.14: De grootte van de doorstroomoppervlakte onder NAP 0 m van geulen in de westelijke Waddenzee.

De veranderingen in de doorstroomoppervlaktes worden verklaard door de veranderingen in de getijprismas van de geulen. Voor de grootte van het getijprisma is in dit geval voornamelijk van belang wat de oppervlakte van het kombergingsgebied is die achter de betreffende geuldoorsnede ligt (het gebied dat door de geuldoorsnede vult en afwatert). De grootte van de kombergingsgebieden wordt in deze gevallen bepaald door de ligging van het wantij tussen de getijdebekkens Marsdiep en Vlie. Door de verhouding tussen de doorstroomoppervlaktes van geulen die zijn verbonden met het Marsdiep en van de geulen die zijn verbonden met het Vlie te berekenen kan worden bepaald of de getijprisma's ten opzichte van elkaar veranderen. Daarmee is de verhouding tussen deze doorstroomoppervlakten een indicator voor het verschuiven van het wantij.

De verhouding tussen de geulen uit de twee zeegaten is weergegeven in figuur 2.15. De verhouding tussen de Doove Balg (raai 0) en de Blauwe Slenk (raai 5a) laat van 1933 tot 1950 een duidelijke verschuiving zien, van 0,7 tot bijna 1,0. Deze verschuiving wijst er op dat de invloed vanuit het Marsdiep (de Doove Balg) is toegenomen ten opzichte van de invloed van het Vlie (Blauwe Slenk). Dit komt overeen met de observaties van Van Geer (2007) van de ontwikkeling van het hydrodynamische wantij in de periode. Na deze toename schommelt de verhouding rond de 1 en is geen trend herkenbaar. Dat laatste geldt ook voor de verhouding tussen de andere geulen die vanuit beide zeegaten naar het gebied stromen. De waarde van deze verhouding schommelt rond de 0,7 tot 0,8. De grootte van de doorstroomoppervlakte van de geulen geeft dus geen aanwijzingen dat zich na de jaren '50 duidelijke trendmatige ontwikkelingen hebben voorgedaan in de grootte van de kombergingsgebieden. Op grond hiervan veronderstellen we dat de ligging van het wantij in deze periode relatief stabiel is geweest.



Figuur 2.15: Verhouding tussen de doorstroomoppervlakte (onder NAP 0 m) van de geulen die vanuit het Marsdiep en vanuit het Vlie naar het wantij gebied gericht zijn.

Op basis van de beschikbare informatie kan geen keuze gemaakt worden voor de exacte ligging van het wantij tussen de getijdebekkens van het Marsdiep en het Vlie. Wel is aan de hand van de geuldoorsnedes vastgesteld dat het wantij na de jaren '50 redelijk stabiel is gebleven. Het is dus wel mogelijk om vast te stellen dat het wantij min of meer vast ligt, maar niet waar het wantij exact ligt. In de voorliggende studie wordt daarom geen uitspraak gedaan over de ligging van het wantij, maar wel wordt rekening gehouden met het plaatsvast karakter van het wantij.

2.4 Sedimentatie in de westelijke Waddenzee

2.4.1 Geobserveerde sedimentvolume uit lodingen

De digitaal beschikbare bodemligginggegevens zijn gebruikt om de veranderingen in sedimentvolume van de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep te bepalen. Hierbij is gekozen voor het hanteren van een vaste begrenzing van de bekkens. Deze grens komt overeen met de grenzen die door Eysink en Biegel (1992b) zijn gehanteerd en die later zijn gebruikt voor het bepalen van de zandvolumes van het kuststelsel (Walburg, 2005). De bepaling van het sedimentvolume heeft plaatsgevonden door per opname jaar het watervolume onder de referentiehoogte van NAP + 1,0 m te berekenen. Het verschil tussen het watervolume van het betreffende opnamejaar en het watervolume in 1933 is de sedimentatie (als het water volume afneemt) of erosie (als het watervolume toeneemt). Het resultaat is weergegeven in figuur 2.16. In deze figuur is de ontwikkeling van het sedimentvolume weergegeven voor de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep, en voor beide getijdebekken gecombineerd.

De toename van het sedimentvolume in beide bekkens komt overeen met de ontwikkelingen die zijn geobserveerd door Elias (2006b). De totale toename van de sedimentinhoud van de beide bekkens is ruim $400 \times 10^6 \text{ m}^3$ in de periode van 1932 tot 2003. Deze toename is vrijwel gelijk verdeeld over de beide bekkens.

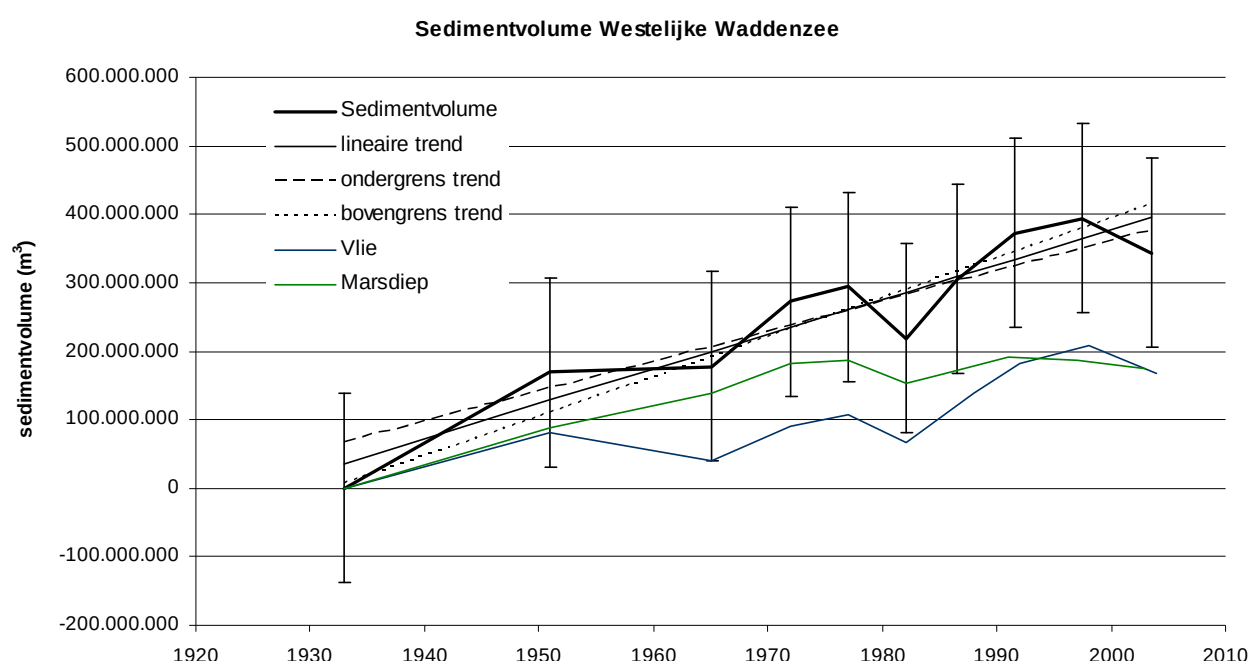
Recent is discussie ontstaan over de bruikbaarheid van bodemligginggegevens voor het bepalen van de sedimentatie en erosie, vanwege het optreden van schijnbare veranderingen die het gevolg zijn van gewijzigde hoogte- en dieptemetingen en de plaatsbepaling (NAM, 2009). De opname van 2004 ligt door een structureel andere wijze van data-inwinning, gemiddeld een decimeter lager dan de oudere opnames (Lekkerkerk e.a., 2006). De opname van 2004 is in de analyse in het voorliggende rapport wel gebruikt, maar de getallen geven een onderschatting van het daadwerkelijke sedimentvolume. Het optreden van een aantal 'dipjes' in de ontwikkeling van het sedimentvolume bijvoorbeeld bij het Vlie en bij het Marsdiep in 1982 moeten waarschijnlijk ook worden toegeschreven aan problemen met de gegevens. Relatief kleine, maar systematische, afwijkingen in de bodemligging kunnen namelijk leiden tot grote effecten in de sedimentvolumes, zodra het over afwijkingen over grote oppervlakten gaat (geconstateerd bij de Voordelta, in Cleveringa, 2008). Verder zijn niet alle beschikbare opnames volledige gebiedsdekkend, zo bevatten het getijdebekken van het Marsdiep grote hiaten in de opname van 1985 en heeft het getijdebekken van het Vlie grote hiaten in de opname van 1988. Voor deze hiaten is geen correctie toegepast, zodat ook bij opnamen sprake is van een onderschatting van het daadwerkelijke sedimentvolume.

Met het optreden van (systematische) afwijkingen, onnauwkeurigheden en hiaten in de bodemligginggegevens is rekening gehouden door uit te gaan van een bandbreedte van +/- 10 cm rond de bodemligging over de totale kombergingsgebieden voor het gebruik bij volumeberekeningen. Voor alle duidelijkheid moet hierbij worden opgemerkt dat dit niet hetzelfde is als de onnauwkeurigheid van de lodingen (stochastische fout of meetruis), het is de optelsom van alle onnauwkeurigheden die worden geïntroduceerd door onder andere de methoden van diepte- en hoogtemetingen, scheepsbewegingen (roll, pitch, heave & squat), de plaatsbepaling, correcties (waterstand, bodemvormen), de interpolatie en menselijke fouten.

In de grafiek in figuur 2.16 is de onnauwkeurigheid van +/- 10 cm rond de bodemligging van de gehele westelijke Waddenzee aangegeven. De trend in de ontwikkeling van het sedimentvolume beschouwen we als een betrouwbaarder gegeven dan de sprongen van punt op punt. De trendanalyse van de sedimentatiesnelheden in de gecombineerde bekkens, die is weergegeven in figuur 2.16b, levert een gemiddelde sedimentatiesnelheid van $5,09 \pm 0,68 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{J}$ ($R^2=0,87$).

In het algemeen geldt dat de morfologische aanpassingen aan ingrepen, zoals de aanleg van de Afsluitdijk, in de periode direct na de ingreep snel verlopen en dat daarna de aanpassingen zich gaandeweg langzamer manifesteren (Stive & Eysink, 1989; Biegel en Hoekstra, 1995; Oost et al,

1998; Tönis, 2002). Hiervoor wordt uitgegaan van een aanpassing volgens een exponentieel verloop. Inderdaad blijkt dat, wanneer de trend over de eerste vijf opnamen wordt beschouwd (periode 1933-1977), de sedimentatiesnelheid hoger te zijn, namelijk $6,31 \pm 0,97 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ ($R^2=0,93$). De geobserveerde sedimentatie in het Vlie en het Marsdiep na de aanleg van de Afsluitdijk verloopt waarschijnlijk ook volgens een exponentieel verloop en zal in de toekomst steeds langzamer verlopen. Op basis van de waarnemingen in figuur 2.16 zijn vanwege de grote bandbreedte geen exponentieel verlopende curven opgenomen en geëxtrapoleerd. Andere auteurs gaan uit van een periode van aanpassingen die nog ruwweg 100 jaar (Stive en Eysink, 1998) tot honderden jaren (Oost en Kleine Punte, 2004) zal duren. De analyse van Elias (2006a en b) laat zien dat de ontwikkelingen voor de gecombineerde getijdebekken van Vlie en Marsdiep moet worden beschouwd. Omdat in de voorliggende studie uit wordt gegaan van voorzichtige, veilige uitgangspunten wordt alleen de lineaire trend met alle datapunten voor de gecombineerde bekken gebruikt.



Figuur 2.16: Sedimentatie in de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep (Zeegat van Texel) ten opzichte van de situatie in 1933 en de trend. De verticale balken geven de bandbreedte in het sedimentvolume die worden geïntroduceerd door onnauwkeurigheid van $\pm 10 \text{ cm}$ rond de bodemligging

2.4.2 Zandwinning en het storten van baggerspecie

Het sedimentvolume in de getijdebekken wordt naast de natuurlijke erosie en sedimentatie bepaald door het winnen van zand (en in veel mindere mate schelpen) en het storten van baggerspecie. De zandwinning is in de Waddenzee na 2000 beperkt tot het materiaal dat vrijkomt bij vaargeulonderhoud. De gemiddelde zandwinvolumes zijn weergegeven in tabel 2.1. In de periode van 1933 tot 2006 is uit het getijdebekken van het Marsdiep bijna $54 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand en is uit het getijdebekken van het Vlie ruim $32 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand onttrokken. Wanneer dit sediment niet aan de getijdebekken zou zijn onttrokken, dan was de geobserveerde toename van het sedimentvolume $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar hoger geweest. De in de voorgaande paragraaf genoemde

toename van het sedimentvolume van $5,09 \pm 0,68 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ per jaar in de beide bekkens is dus in werkelijkheid gemiddeld $6,29 \pm 0,68 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ per jaar geweest. En dat is bijna 2,5 keer zoveel als nodig is voor het bijhouden van de huidige zeespiegelstijging van circa 2 mm/j.

Tabel 2.1: Zandwinvolumes in de getijdebekkens van de westelijke Waddenzee (bronvermelding: 1: Biegel, 1993; 2: Reitsma, 1992; 3 Hoogervorst, 2005; 4: van Heijst et al. 2005; 5: Rijkswaterstaat Noord-Nederland, 2007.

Marsdiep			Vlie		
	Totaal (10^6 m^3)	Gemiddeld per jaar (10^6 m^3)		Totaal (10^6 m^3)	Gemiddeld per jaar (10^6 m^3)
1933-1948 ¹	-	-	1933-1951	-	-
1948-1966 ¹	7,0	1,3	1951-1965	3,0	0,2
1966-1971 ¹	4,4	0,7	1965-1972	6,1	0,9
1971-1975 ¹	5,0	0,8	1972-1977	6,0	1,2
1975-1981 ¹	11,1	1,0	1977-1983	5,5	0,9
1981-1991 ²	18,4	1,8	1982-1991	6,3	0,6
1991-1998 ³	6,2	0,9	1991-1998	3,9	0,6
1998-2007 ^{3,5}	1,8	0,2	1998-2007	1,5	0,2
Totaal	53,9			32,3	

Met de invloed van het storten van baggerspecie, afkomstig uit de havens en vaargeulen in de westelijke Waddenzee, wordt in de ontwikkeling van het sedimentvolume geen rekening gehouden. Weliswaar wordt hierdoor materiaal vanuit de havens naar de Waddenzee getransporteerd, maar er wordt door de natuurlijke sedimenttransportprocessen ook sediment uit de Waddenzee naar de havens getransporteerd. De aanvoer van sediment uit andere bronnen, via de sluizen uit het van Harinxmakanaal en uit Harlingen is, in vergelijking met de aanvoer uit de Waddenzee, nihil (Eysink, 2003). In het havenbekken vindt netto geen verandering plaats, daarvoor wordt het baggerwerk uitgevoerd. Dat betekent dat de natuurlijke aanvoer uit de Waddenzee en de menselijke afvoer naar de baggerstortlocaties in de Waddenzee in balans zijn. Het ontbreken van een netto bijdrage van het baggeren storten rechtvaardigt het buiten de balans laten van de stortvolumes van de baggerspecie. Het betreft bij de haven van Harlingen overigens grote sedimentvolumes, tegenwoordig wordt meer dan $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar havenslib in de haven gebaggerd en gestort in de omgeving van het studiegebied (figuur 2.17). De toename van het baggerstortvolume is vooral toe te schrijven aan uitbreidingen van de haven (Eysink, 2003).

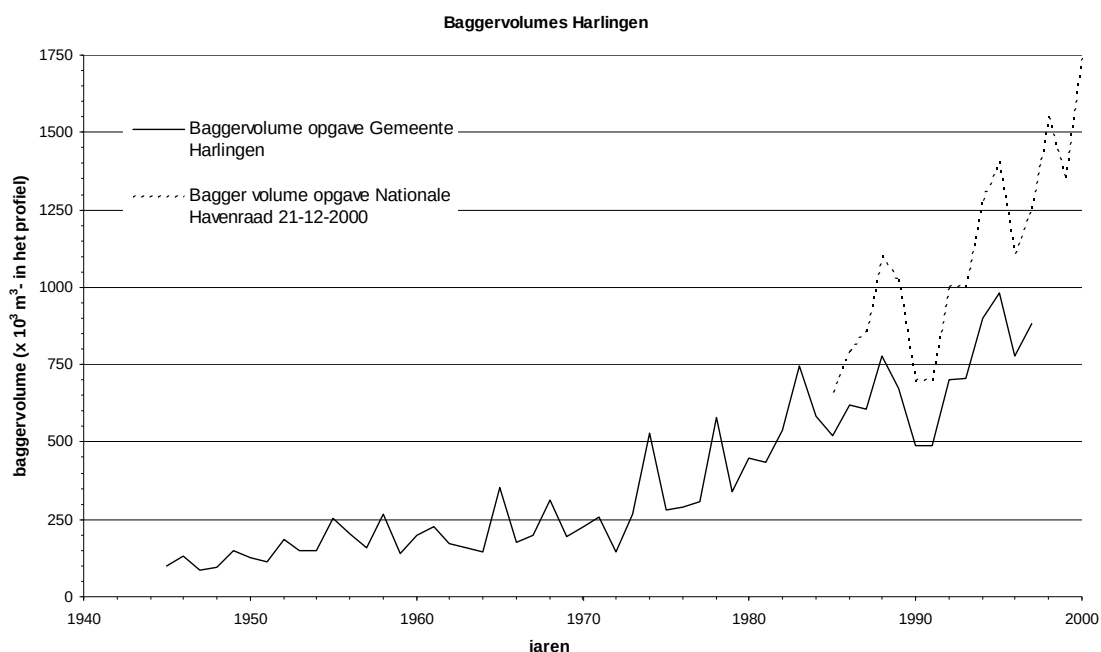
2.4.3 Zand en fijn sediment

In de voorgaande paragrafen is steeds gesproken over sediment, zonder een onderscheid te maken naar zand en fijn sediment³. Het is bekend dat in beide getijdebekkens veel sedimentatie van fijn sediment heeft plaatsgevonden (Oost en Kleine Punte, 2004). Met name in de geulen die na de afsluiting van de Zuiderzee geen stroomvoerende functie meer hadden, is veel fijn sediment afgezet. Dit is goed gedocumenteerd voor de voormalige geul de Vlieter op basis van boringen, in Berger et al. (1987) en Galavazi (1999). Voor andere sedimentatiegebieden, zoals de Vlake van Oosterbierum en het Amsteldiep is de kennis gebaseerd op waarnemingen aan het

³ In deze studie gebruiken we de term fijn sediment voor het sediment dat kleiner is dan $63 \mu\text{m}$, oftewel de slib en siltfracties.

gehalte fijn sediment, aan het oppervlakte en in boringen. In Oost en Kleine Punte (2004) wordt aan de hiervoor genoemde gebieden gerefereerd als “verdwinputten”.

De sedimentatlas van de Waddenzee, waarin de resultaten van de korrelgrootteanalyses van de bodem van de Waddenzee zijn opgenomen, geeft ook aanwijzingen voor de sedimentatie van fijn sediment in beide getijdebekken. In figuur 2.18 is een kaart weergegeven van het percentage fijn sediment (slib en silt, de sedimentfractie $< 63 \mu\text{m}$) van het gebied. Gebieden met veel fijn sediment worden aangetroffen in de Vlake van Oosterbierum en in het Kimstergat, in de omgeving van de voormalige Vlieter geul en op de Wierumergronden. Wanneer de kaart van de bodemsamenstelling bovenop de persistentiekaart van de sedimentatie en erosie wordt gelegd, zoals is gedaan in figuur 2.19, dan wordt zichtbaar dat de gebieden met veel fijn sediment samenvallen met de belangrijke sedimentatiegebieden.



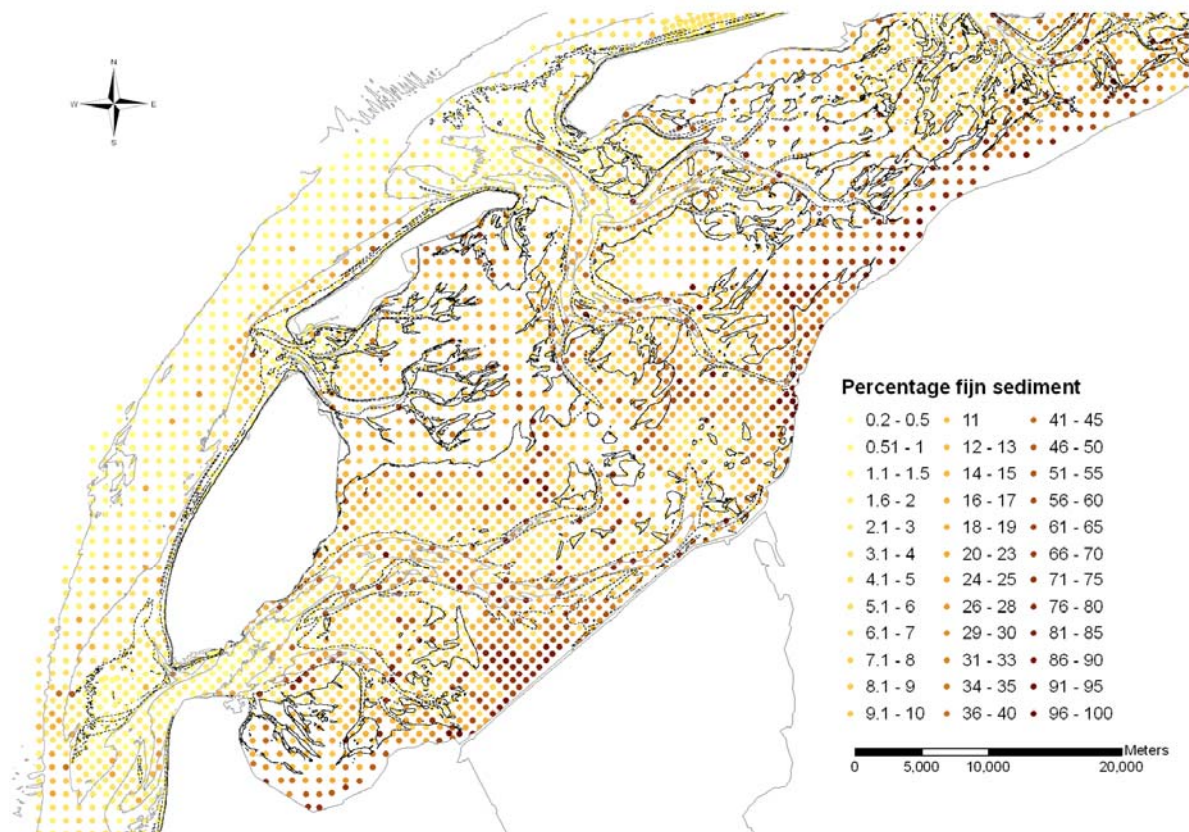
Figuur 2.17: Grafiek met de ontwikkeling van de baggervolumes in de haven van Harlingen, in de periode 1946 –2000 (gegevens afkomstig van Eysink, 2003).

Sedimentatiebalansen waarin de bijdrage van de sedimentatie van fijn sediment is opgenomen, zijn ons voor de westelijke Waddenzee niet bekend. Schattingen voor de totale sedimentatie van slib in de Waddenzee bedragen $2 - 2,5 \times 10^6$ ton/j (referenties in Oost et al, 1998). In berekeningen van Oost et al. (1998) is bepaald of voor de gehele Waddenzee de aanvoer van slib een flessenhals vormt voor de sedimentatie en dit is niet het geval bij de huidige snelheid van zeespiegelstijging. Door het NIOZ (Ridderinkhof, 2008) is, onder andere op basis van de metingen vanaf de TESO veerboot die tussen Den Helder en Texel over het Mardiep vaart, vastgesteld dat jaarlijks 5 tot 10×10^6 ton slib naar de Waddenzee wordt getransporteerd.

In de ‘Passende beoordeling’ (Ministerie van Economische Zaken, 2006) is bij de bepaling van het meegroeivermogen rekening gehouden met slib (de sedimentfractie $< 16 \mu\text{m}$), volgens de oorspronkelijke berekeningen van Oost et al. (1998). In de berekening is uitgegaan van een vast percentage fijn sediment van 10% in het aangevoerde sediment. Deze waarde is ontleend aan Eysink, (1979) die hiervoor de destijds beschikbare korrelgroottebepalingen van de

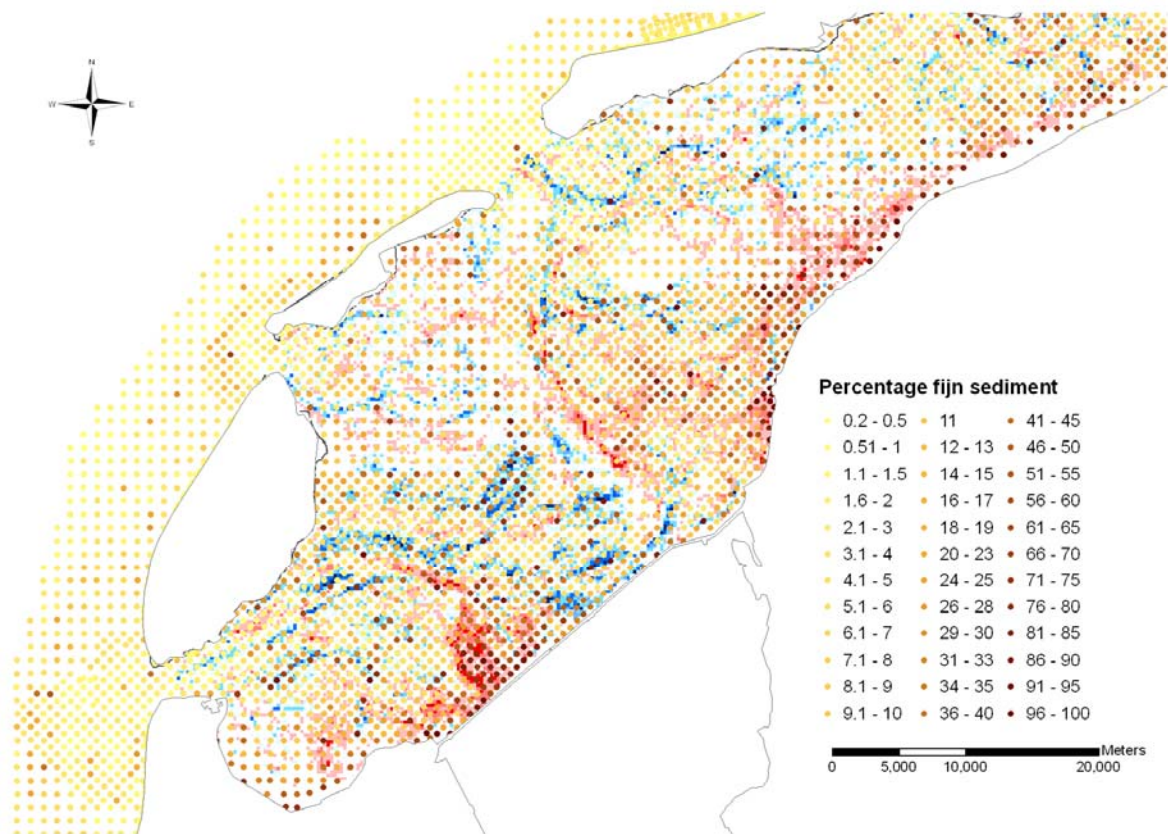
droogvallende platen heeft gebruikt. Hierbij is de opmerking geplaatst dat volgens recent onderzoek (Zwarts, 2004) minder slib op de droogvallende wadplaten ligt dan in de studie van Oost et al. (1998) is aangenomen. In Zwarts (2004) wordt uitgegaan van een percentage fijn sediment van 5% voor de droogvallende platen.

Het gebruik van de gemiddelde bodemsamenstelling over een groter gebied (de hiervoor genoemde 5% of 10% in het hele kombergingsgebied) gaat voorbij aan de observatie dat de belangrijke sedimentatiegebieden in de westelijke Waddenzee samenvallen met de gebieden waar veel fijn sediment is afgezet. Door uit te gaan van het gemiddelde wordt de bijdrage van fijn sediment aan de totale sedimentatie onderschat.



Figuur 2.18: Kaart met het percentage slib en silt in de bovenste laag van de bodem met de contouren van de bodemligging in 2004 (gegevens afkomstig uit de sedimentatlas van de Waddenzee, Rijkswaterstaat, 1998).

De bijdrage van fijn sediment aan de sedimentatie in de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep is berekend met de verschilkaart met de sedimentatie en erosie in de periode van 1933-2004 en de korrelgroottes uit de Sedimentatlas (Rijkswaterstaat, 1998). De bovengrens voor fijn sediment leggen we bij 63 μm , dat wil dus zeggen dat het slib en silt omvat. Bij de berekeningen is gebruik gemaakt van een empirisch bepaalde formule voor de droge dichtheid van het sediment op basis van het percentage fijn sediment (Mulder, 1995). Hierdoor is impliciet rekening gehouden met de wijze waarop een mengsel van zand en slib sedimenteert. De wijze waarop een deel van het fijne sediment wordt opgenomen in de poriënruimte tussen de zandkorrels is verdisconteerd in de formule. In bijlage 2 is een beschrijving opgenomen van de wijze waarop de berekeningen zijn uitgevoerd.



Figuur 2.19: Kaart met het percentage slib en silt in de bovenste laag van de bodem (figuur 2.18) op de kaart met persistentie van de sedimentatie en erosie (figuur 2.6).

De volumebijdrage van het fijn sediment aan de totale sedimentatie in de periode van 1932 tot 2004 is voor het getijdebekken van het Marsdiep 33 % en voor het Vlie 55 %. In tabel 2.2 staat de bijdrage van het fijn sediment aan de opvulling van beide bekken weergegeven in gewicht en volumes.

Tabel 2.2: Totale bijdrage fijn sediment volgens standaardbepaling in de periode van 1933 tot 2004.

	Marsdiep	Vlie
Totale sedimentatie (tonnen)	224 x 10 ⁶ ton	167 x 10 ⁶ ton
Gewichtsbijdrage fijn sed. (tonnen)	40 x 10 ⁶ ton	57 x 10 ⁶ ton
Gewichtsperscentage fijn sed.	18%	35%
Totale sedimentatie (m ³)	179 x 10 ⁶ m ³	158 x 10 ⁶ m ³
Volume bijdrage fijn sed. (m ³)	60 x 10 ⁶ m ³	88 x 10 ⁶ m ³
Volume perscentage fijn sed.	33 %	55 %
Jaarlijkse volumebijdrage fijn sed.	0,8 x 10 ⁶ m ³ /j	1,2 x 10 ⁶ m ³ /j

De gebruikte gegevens en de toegepaste formule voor de dichtheid van het sediment kennen een zekere onnauwkeurigheid. Deze onnauwkeurigheid werkt door in de berekening van de bijdrage van fijn sediment aan de totale sedimentatie. Vandaar dat een bandbreedte wordt

gehanteerd rond de in tabel 2.2 genoemde getallen. Onzekerheden en onnauwkeurigheden komen voort uit:

1. De bepaling van de korrelgroottes van het sediment (percentage fijn sediment);
2. De variatie in de tijd van de korrelgroottes.
3. De ruimtelijke verdeling van de korrelgroottes (ruimtelijke interpolatie door middel van kriging van datapunten);
4. Het ontbreken van gegevens over de consolidatie van het sediment (dichtheid sediment);
5. De bepaling van de erosie en sedimentatie (volumes en gewicht).

Ad 1. Bepaling van de korrelgroottes van het sediment (percentage fijn sediment)

Bepalingen van de korrelgrootte van de wadbodem zijn momentopnamen. De bodemsamenstelling van de top van het sediment kan variëren in de loop de getijdencyclus, door het jaar en over de jaren, afhankelijk van de seizoensinvloeden en variatie in de meteorologische condities en biologische activiteit. De grootte van de variatie in de korrelgrootte is afhankelijk van het afzettingsmilieu in de Waddenzee (de 'facies') en specifieke locatiecondities. De beschrijving van de variatie is veelal fenomenologische en betreft bijvoorbeeld het optreden van sliblagen op wadplaten voor de kwelders aan het einde van het zomerseizoen. Het momentgebonden karakter van de korrelgrootte bepalingen is niet specifiek voor de bepalingen uit de Sedimentatlas (Rijkswaterstaat, 1998), het speelt in alle bemonsteringen. In deze studie wordt dit aspect verder buiten de beschouwing gelaten, omdat er geen kwantitatieve gegevens beschikbaar zijn over de exacte grootte van het effect en omdat de beschikbare diepere boringen en veldinformatie de informatie uit de Sedimentatlas bevestigen. Wel is de gevoeligheid voor de percentages fijn sediment bepaald door ook een berekening uit te voeren met de gehalveerde percentages fijn sediment, ook vanwege de observaties van Zwarts (2004).

In Zwarts (2004) wordt gerapporteerd over de uitkomsten van de meetmethode (laserdiffractie) die voor de Sedimentatlas (Rijkswaterstaat, 1998) is gehanteerd. Zwarts (2004) spreekt van een overschatting van het percentage slib ($< 16 \mu\text{m}$) met een factor 2 tot 3 in vergelijking tot andere meetmethoden. Dit verschil is overigens niet alleen het gevolg van de gebruikte meetmethode en voorbehandeling, maar is ook het gevolg van het verschil in de definitie van *fijn sediment* en *slib*. Deze definities staan in relatie tot de verschillende doelen van de bepaling. De bepalingen die door Zwarts (2004) zijn gebruikt, zijn van origine gericht op de bodemkunde (en kwamen voort uit de plannen om delen van de Waddenzee in te polderen). Voordat de korrelgroottes van deze monsters is bepaald, zijn de kalkfractie en de organische fractie uit deze monsters verwijderd. Deze fracties leveren echter wel een bijdrage aan de sedimentatie in de Waddenzee. De gegevens uit de Sedimentatlas (Rijkswaterstaat, 1998) zijn verzameld voor morfologische studies en wat dat betreft beter toepasbaar voor deze sedimentatiestudie.

Er is nog een reden waarom een directe vergelijking van de sedimentsamenstelling uit de studie van Zwarts (2004) met die van de Sedimentatlas (Rijkswaterstaat, 1998) juist voor de westelijke Waddenzee niet is te maken. De monsterlocaties uit Zwarts (2004) liggen namelijk alleen op de (ten tijde van de bemonstering) droogvallende platen. Voor het werk van Zwarts, die het effect van kokkelvisserij op de sedimentsamenstelling bestudeerd, en voor de oorspronkelijke monsternamen, die was gericht op de potentiële landbouwmogelijkheden, waren deze locaties uitstekend geschikt. De belangrijkste sedimentatiegebieden in de westelijke Waddenzee liggen echter permanent onder water. Juist van deze grotendeels sublitorale sedimentatiegebieden die zeer veel fijn sediment bevatten zijn geen gegevens beschikbaar uit de studie van Zwarts (2004).

Ad 2. Variatie in de tijd

Voor de bepaling is één set bepalingen van de korrelgroottes beschikbaar, die als representatief wordt beschouwd voor de gehele periode van sedimentatie en erosie van 1933 tot 2004. Voor de Sedimentatlas is een bemonstering uitgevoerd van de toplaag van (10 –20 cm) van de Waddenzee en deze wordt dus van toepassing verklaard op de sedimentatie en de erosie in de gehele verticaal. Er zijn geen aanwijzingen dat veranderingen hebben plaatsgevonden in het

type sedimentatie in het gebied. Dit blijkt in ieder geval niet uit de opvulling van verlaten geulen, zoals bijvoorbeeld de Vlieter (Berger et al, 1987).

Ad 3. Ruimtelijke verdeling van de korrelgroottes

De datapunten uit de Sedimentatlas zijn geïnterpoleerd om een gebiedsdekkende kaart te maken. De interpolatie kan op verschillen wijze plaatsvinden, in deze studie is 'kriging' toegepast. Hiervoor kunnen verschillende instellingen worden gekozen. Om de invloed hiervan vast stellen is de bijdrage van fijn sediment berekend op basis van twee verschillend geïnterpoleerde gebiedsdekkende kaarten.

Ad 4. Consolidatie van het sediment

De volumebijdrage van fijn sediment met hetzelfde gewicht is afhankelijk van de consolidatie. Een recent afgezette sliblaag op het wad of in een geul vormt een relatief dikke, maar losse laag, waarbij veel water tussen de sediment deeltjes bevindt. Naarmate de sliblaag langer ligt, of afgedekt wordt met andere sediment verdwijnt het water tussen de sedimentdeeltjes. De sliblaag wordt dan gaandeweg steviger, maar ook dunner. Deze consolidatie en de grootte van het effect is mede afhankelijk van de verhouding van zand en silt in het sediment. Gegevens over de consolidatie van de sedimentmonster die zijn gebruikt voor de Sedimentatlas en gegevens over de consolidatie van het sediment in de belangrijke sedimentatiegebieden zijn niet beschikbaar. Ook zijn geen gegevens beschikbaar over de mate waarin zeer geconsolideerd fijn sediment uit oudere (pre-Holocene) afzettingen, een bijdrage heeft geleverd aan de sedimentatie in de getijdebekkens. Het is dus niet mogelijk om de bijdrage van de consolidatie te bepalen op basis van gegevens. Het gebruik van verschillende formules voor het berekenen van de dichtheid is gebruikt om de gevoeligheid van de berekeningen hiervoor te onderzoeken

Ad 5. Bepaling van de erosie en sedimentatie

De bandbreedte die wordt geïntroduceerd door fouten in de bodemligging is relatief klein, omdat de diepteveranderingen in het gebied veel groter zijn dan de onnauwkeurigheden in de gemeten bodems. Ruim 85% van de sedimentatie en 88% van de erosie (in volumes) betreft veranderingen van meer dan 1,0 meter (over de periode 1933-2004).

Gevoeligheidsanalyse

Om een indruk te krijgen van de invloed van de onzekerheden is een gevoeligheidsanalyse uitgevoerd. In tabel 2.3 worden de resultaten van deze analyse gepresenteerd. De eerste bepaling is de standaardbepaling, die ook is gebruikt bij sedimentatiestudies in de Eems-Dollard (Hartsuiker en Grasmeijer, 2008) en die is weergegeven in tabel 2.2. Bij de tweede bepaling is een andere instelling gebruikt voor de ruimtelijke interpolatie, voor het bepalen van de ruimtelijke verdeling van het percentage fijn sediment. Bij de derde bepaling is het percentage fijn sediment gehalveerd en bij de vierde bepaling is gerekend met zeer geconsolideerd sediment.

De resultaten van gevoeligheidsanalyse laten zien dat de bepalingen die uitgaan van percentage fijn sediment volgens de standaard bepaling een range opleveren voor de volumebijdrage van fijn sediment van 33% tot 43% voor het getijdebekken van het Marsdiep en van 50% tot 60% voor het Vlie. De range in de gewichtsbijdrage is groter, van 18% tot 27% en van 35% tot 44% voor respectievelijk de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie. Deze grotere range in de gewichtspercentages is het gevolg van het gebruik van de verschillende formules voor de dichtheid.

Wanneer het percentage fijn sediment wordt gehalveerd is, ondanks de drastische reductie, nog steeds sprake van een gewichtsbijdrage van fijn sediment van respectievelijk 13,7% en 19,1% en een volumepercentages van respectievelijk 24,6% en 34,4% voor de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie.

Op basis van de uitgevoerde gevoeligheidsanalyse wordt de bijdrage van fijn sediment aan de totale sedimentatie in termen van het volume geschat op 24,6% tot 43,0% voor het getijdebekken van het Marsdiep en op 34,4% tot 60,4% voor het getijdebekken van het Vlie.

Tabel 2.3: Invoer en resultaten gevoeligheidsanalyse bepaling bijdrage fijn sediment.

Bepaling	1	2	3	4
Percentage fijn sediment	Standaard	Standaard	Gehalveerd	Standaard
Ruimtelijke verdeling (kriging)	Methode1	Methode 2	Methode 1	Methode 1
Dichtheid volgens formule	Mulder (1995)	Mulder (1995)	Mulder (1995)	Allersma met $\alpha = 2,4$ (1988)
Marsdiep				
Gewichtspercentage slibsed.	17,7%	24,5%	13,7%	27,2%
Volumepercentage slibsed.	33,3%	43,0%	24,6%	32,8%
Vlie				
Gewichtspercentage slibsed.	34,5%	39,6%	19,1%	43,6%
Volumepercentage slibsed.	55,4%	60,4%	34,4%	50,3%

Om rekening te houden met de onzekerheden in de bepalingen worden de laagste waardes uit de bepalingen gebruikt in de verdere analyse. Dit zijn de bepalingen op basis van gehalveerde percentages. Deze volumepercentages bedragen 24,6% voor het getijdebekken van het Marsdiep en 34,4% voor het getijdebekken van het Vlie. Zelfs wanneer wordt uitgegaan van deze gehalveerde percentages fijn sediment is de bijdrage van fijn sediment aan de netto sedimentatie in de beide bekkens fors. De bijdrage van fijn sediment is beduidend groter dan de eerdere genoemde bijdrage van 10% voor de gehele Waddenzee (Oost, 1998). In de sedimentbalans van de getijdebekken, buitendelta's en de kust zal rekening worden gehouden met de bijdrage van 34% en 25% fijn sediment aan de netto sedimentatie.

2.5 Toekomstverwachtingen

De aanleg van de Afsluitdijk heeft in de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie tot de afzetting van grote hoeveelheden sediment geleid. Een duidelijk zichtbaar gevolg daarvan is de ontwikkeling van de droogvallende platen bij de Vlakte van Oosterbierum. Minder zichtbaar, want permanent onder water is het verleggen en opvullen van getijdegeulen. De sedimentatie verloopt tegenwoordig weliswaar langzamer dan in de periode direct na de afsluiting, maar lijkt nog niet ten einde te zijn (zie paragraaf 2.4.1). Met name in het getijdebekken van het Marsdiep kan nog zeer veel sedimentatie plaatsvinden, voordat het areaal droogvallende platen overeenkomt met de evenwichtsmorfologie zoals die uit andere getijdebekken is afgeleid (Stive en Eysink, 1989; Oost en de Boer, 1994; Louters en Gerritsen, 1994; Elias, 2006b). Of het areaal droogvallende platen daadwerkelijk zoveel zal toenemen dat het Marsdiep een morfologie krijgt die overeenkomt met de andere getijdebekken is overigens niet zonder meer te voorspellen. Een dergelijke ontwikkeling impliceert bijvoorbeeld dat het (rond)stromingspatroon waar in de huidige westelijke Waddenzee sprake van is, wezenlijk zal moeten veranderen. Of deze ontwikkelingen plaats zullen vinden en hoe lang deze dan door zullen gaan is niet af te leiden uit de historische morfologische ontwikkelingen.

Het voorspelvermogen van de grootschalige morfologische ontwikkelingen in de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep op de lange termijn van honderd tot honderden jaren is beperkt. Desondanks is het mogelijk om kwantitatieve uitspraken te doen over de invloed van de zoutwinning op de lange-termijn ontwikkeling. Welke morfologische situatie zal worden bereikt als gevolg van de afsluiting van de Zuiderzee en of dat over 90, 150, 300 of 1000 jaar is, kan niet

worden voorspeld, maar de vertraging (ten opzichte van de huidige trend) kan worden vastgesteld. Het totale sedimentvolume dat gedurende de hele winningperiode dat nodig is voor het opvullen van de bodemdalingsschotel bedraagt maximaal $14,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ is. Jaarlijks is voor de huidige zeespiegelstijging van 20 cm/eeuw $2,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ sediment nodig in de getijdebekkens van het Marsdiep en het Vlie. Dat betekent dat per jaar, van de gemiddelde jaarlijkse sedimentatie van $6,29 \times 10^6 \text{ m}^3$ nog $3,49 \times 10^6 \text{ m}^3$ sediment resteert voor de aanpassingen van de morfologie dan wel voor het aanvullen van de bodemdaling. In theorie kan het volledige bodemdalingsvolume dus worden aangevuld in een periode van ruim vier jaar ($: 14,8 / 3,49 \times 10^6 \text{ m}^3$). In die periode van vier jaar vinden dan geen aanpassingen meer plaats aan de afsluiting van de Zuiderzee. In werkelijkheid zal er altijd sprake zijn van een verdeling van het beschikbare sediment over bodemdaling en aanpassingen, zodat er sprake zal zijn van een langere periode waarover de aanpassingen aan de afsluiting van de Zuiderzee kleiner zijn. Zelfs ten opzichte van de schatting dat in 2100 geen sedimentatie meer plaatsvindt als gevolg van de afsluiting van de Zuiderzee is de periode van vier jaar zonder aanpassingen klein.

Hoewel op voorhand al is vastgesteld dat de invloed van de bodemdaling door zoutwinning op de morfologische aanpassingen in de westelijke Waddenzee relatief gering is, is het effect wel meegenomen in de bepaling van het meegroeivermogen in het voorliggende rapport. Het toekomstige effect van de afsluiting van de Zuiderzee op de morfologische ontwikkeling van de getijdebekkens van de westelijke Waddenzee is impliciet onderdeel van de berekeningen met het Asmita-model (Hoofdstuk 5; Kragtwijk, 2001; Van Geer, 2007). In de sedimentbalans (Hoofdstuk 6) is een post opgenomen voor de sedimentbehoefte voor aanpassingen aan de Afsluitdijk. In hoofdstuk 7 wordt bij de bepaling van het meegroeivermogen voor de getijdebekkens Vlie en Marsdiep ook het effect van Afsluitdijk beschouwd.



3 Beknopte geschiedenis meegroeivermogen en gebruiksruimte

3.1 Inleiding

In het voorgaande hoofdstuk is een beschrijving gepresenteerd van de morfologische ontwikkelingen van de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie. De geobserveerde veranderingen leveren belangrijke inzichten in de respons van deze grote getijdebekken op veranderingen en die zullen in de hierop volgende hoofdstukken worden gebruikt om te bepalen hoe groot het toekomstige aanpassingsvermogen van deze getijdebekken zal zijn. Hiervoor hanteren we de begrippen *meegroeivermogen* en de *gebruiksruimte* van de getijdebekken in de Waddenzee, die in het eerste hoofdstuk zijn geïntroduceerd.

Het meegroeivermogen van de Waddenzee is gedefinieerd als: "Het natuurlijke vermogen van een kombergingsgebied, uitgedrukt in mm/j over het hele gebied, om de relatieve zeespiegelstijging (rZSS) op lange termijn bij te houden terwijl het geomorfologisch evenwicht en de sedimentbalans in stand blijven" (Ministerie van Economische Zaken, 2006). De gebruiksruimte van de Waddenzee is gedefinieerd als: "Het verschil tussen het meegroeivermogen van een kombergingsgebied en de relatieve Zeespiegelstijging (rZSS). Dit verschil is de ruimte die te gebruiken is (na middeling over 6 jaar; voortschrijdend gemiddeld, symmetrisch) voor menselijke activiteiten, die zandhonger genereren. Zoals bijvoorbeeld bodemdaling veroorzaakt door gaswinning" (Ministerie van Economische Zaken, 2006).

Voordat we in de hoofdstukken 4 tot en met 7 overgaan naar de verschillende wijzen waarop we het meegroeivermogen voor de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie vaststellen, eerst een beknopte geschiedenis van de totstandkoming van deze begrippen. Daarbij richten we ons op de ondergrens van het meegroeivermogen voor de grote getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie. Het is de ondergrens van het meegroeivermogen, waarvoor de term 'natuurgrens' wordt gehanteerd in de MER Aardgaswinning Waddenzeegebied vanaf de locaties Moddergat, Lauwersoog en Vierhuizen (NAM, 2006). Deze ondergrens is maatgevend voor de beschikbare gebruiksruimte.

3.2 Meegroeivermogen en gebruiksruimte in de literatuur

In deze paragraaf wordt beknopt weergegeven hoe de vigerende getallen voor de kritische grenzen, oftewel het meegroeivermogen, in de Waddenzee tot stand zijn gekomen en tot welke bronnen deze getallen herleid kunnen worden. Hiertoe worden de vier belangrijkste documenten voor de gaswinning onder de Waddenzee samengevat met betrekking tot de grootschalige morfologische veranderingen en kritische grenzen. Deze documenten zijn:

1998	Integrale bodemdalingstudie Waddenzee (Oost <i>et al.</i>);
2004	Bodemdalingstudie Waddenzee 2004 (Hoeksema <i>et al.</i>);
2006	MER Aardgaswinning Waddenzeegebied vanaf de locaties Moddergat, Lauwersoog en Vierhuizen (NAM, 2006);
2006	Passende beoordeling van het rijksprojectbesluit gaswinning onder de Waddenzee vanaf de locaties Moddergat, Lauwersoog en Vierhuizen (Ministerie van Economische Zaken, 2006).

3.2.1 Integrale bodemdalingstudie Waddenzee (1998)

De integrale bodemdalingstudie Waddenzee (Oost *et al.*, 1998) is het brondocument voor het meegroeivermogen van de Waddenzee. In hoofdstuk 5 van de integrale bodemdalingstudie

Waddenzee (Oost et al., 1998) wordt een sedimentbalans geven en worden voorspellingen gedaan. De bepaling van het meegroeivermogen is gebaseerd op vier overwegingen:

1. Verstoringen worden opgevangen via asymptotisch in de tijd verlopende reacties

Hierbij worden als voorbeeld genoemd: de afsluiting van de Lauwerszee, de afsluiting van de Zuiderzee, de baggerwerkzaamheden in de Dollard en de opvulling van zandwinputten.

2. De sedimentbalans van de Waddenzee.

De getallen en de beschreven processen zijn afkomstig van Eysink (1993) en Louters en Gerritsen (1994), die hun getallen hebben gebaseerd op verschillende andere studies (Eysink en Biegel 1992a, b; Eysink, 1993). De processen die leiden tot een 'sedimentvraag' in de Waddenzee zijn:

- Zeespiegelstijging;
- Sedimentvraag door langjarige verlanding;
- Sedimentwinning; en
- Sedimentvraag als gevolg van afsluitingen.

Daaraan is de sedimentvraag buitengebied toegevoegd, die gelijk is aan de oppervlakte van de Noordzeekustzone vermenigvuldigd met de stijging van de zeespiegel. Hiervan is overigens niet duidelijk in hoeverre het een dubbeltelling betreft, omdat deze post ook bij het sedimetaanbod vanaf de kust in rekening is gebracht.

Op basis van de geschatte sedimentvraag voor elk van deze vier processen is door Oost et al. (1998) een overzicht gegeven van het sediment dat in de getijdebekkens noodzakelijk is om het zanddelende systeem in balans te houden. Vanwege de grote bandbreedte in de bijdrage van de langjarige verlanding en de sedimentwinning is sprake van een grote spreiding in de geraamde sedimentvraag.

3. De maximale bijdrage van zand uit de kustzone (van NAP -20 m tot NAP + 1 m) aan het Waddensysteem.

Op grond van historische waarnemingen is in Oost et al. (1998) vastgesteld dat de maximale kustachteruitgang over een langere periode maximaal 8 m/j bedraagt. De bijdrage van sediment uit de kustzone aan de Waddenzee neemt af bij een stijgende zeespiegel, omdat voor de aanpassing van het kustprofiel aan deze stijging ook sediment gebruikt zal moeten worden. In deze overweging en de bijbehorende berekeningen is geen rekening gehouden met de bijdrage van kustsuppleties voor het in stand houden van het kustfundament. Voor de gehele Waddenzee betekent dit dat de kustzone maximaal $30,4 \times 10^6 \text{ m}^3$ sediment per jaar kan leveren. Dit levert voldoende sediment om gemiddeld voor de gehele Waddenzee zeespiegelstijgingssnelheden van 4,0 tot 6,6 mm/j bij te houden.

Door Oost is met de getallen van het sedimetaanbod vanaf de kustzijde en de sedimentbalans per kombergingsgebied berekend wat de maximum-case zandhonger is (in de tabel 5.5 van Oost et al, 1998). Hierbij is uitgegaan van de maximale invloed van verlanding en baggerwerkzaamheden. Het Marsdiep staat hier niet bij. De maximale zeespiegelstijging die door het Vlie kan worden bijgehouden ligt volgens de gerapporteerde analyse tussen de 3,1 en 4,9 mm/j. Op basis van de getallen in de verschillende tabellen van Oost et al. (1998) zijn de berekende getallen voor het Vlie te reproduceren en op dezelfde wijze is een berekening uitgevoerd voor het Marsdiep, zodat daarvoor is vastgesteld dat de kritische grens voor het bijhouden van de zeespiegelstijging daar tussen 1,8 en 3,1 mm/j ligt.

4. Observaties aan de Holocene kustontwikkeling van west Nederland.

Op basis van verschillende studies van Beets, van der Spek en van der Valk (Van der Spek en Beets, 1994, Beets, Van der Spek en Van der Valk, 1994, Beets en van der Spek, 1996) wordt gesteld dat in eerdere fasen van het Holoceen bij zeespiegelstijgingssnelheden van 3 à 4 mm/j de achterliggende kombergingsgebieden verdrinken.

5. Maxima in de sedimentatiesnelheden van 3-6 mm/j op intergetijde platen

In aanvulling op de observaties aan de Holocene kustontwikkeling wordt door Oost et al. (1998) gerefereerd aan Biegel (1993) die heeft geobserveerd dat 3-6 mm/j veelvuldige optreedt als lange termijn sedimentatiesnelheden (over een periode van 60 jaar) op de intergetijde platen van de Waddenzee. De sedimentaanvoer in de Waddenzee, vanuit de geulen naar de platen is volgens Oost et al. (1998) de beperkende factor voor het volgen van de stijgende zeespiegel.

Andere aspecten.

In Oost et al. (1998) wordt beredeneerd dat de sedimenttransporten door het zeegat naar de Waddenzee en het aanbod van fijn sediment (slib) geen beperkende factoren zijn voor het bijhouden van de stijgende zeespiegel en de optredende bodemdaling.

Door Oost et al. (1998) worden geen modelsimulaties gepresenteerd voor de getijdebekken in de westelijke Waddenzee. Het AEGHIS-model dat door Oost et al. (1998) is gebruikt om de respons van getijdebekken op zeespiegelstijging en bodemdaling te berekenen, is gebaseerd op evenwichtsrelaties die worden gegeven door empirische wetmatigheden voor de oostelijke Waddenzee. Er worden voorspellingen gepresenteerd voor het Pinkegat en de Zoutkamperlaag. In de plaatmodule van het AEGHIS-model is uitgegaan van een bovengrens voor de jaarlijkse verticale sedimentatie op de platen in een geheel kombergingsgebied van $4,5 \pm 1,5$ mm/j. De maximale meegroeisnelheid van de platen is dus opgelegd aan de plaatmodule van het AEGHIS-model.

De belangrijkste conclusies in Oost et al. 1998 met betrekking tot het meegroeivermogen zijn dat "bij een, historisch waargenomen kustregressie van 8 m/j wordt voldoende sediment geleverd om een relatieve zeespiegelstijging (bodemdaling) van 4,0 tot 6,6 mm/j te compenseren" en dat "voor de verdeling van sediment over de platen lijkt een relatieve zeespiegelstijging (bodemdaling) van 3 tot 6 mm/j direct datzelfde jaar gecompenseerd te kunnen worden".

3.2.2 Bodemdalingstudie Waddenzee 2004

In de Bodemdalingstudie Waddenzee 2004 (Hoeksema *et al.*, 2004) worden geen nieuwe eigen berekeningen over het meegroeivermogen gerapporteerd. Wel wordt verwezen naar de resultaten van verschillende studies met het ASMITA model (Kragtwijk, 2001; Kragtwijk, 2004; Van Goor, 2001; Van Goor *et al.*, 2003).

In de samenvatting en de eindconclusie wordt aangegeven dat de mogelijke compensatie van de zeespiegelstijging, zoals aangegeven in de Integrale Bodemdalingstudie van Oost et al. (1998), zeker haalbaar blijkt. Hier wordt letterlijk genoemd: "3-6 mm/j, afhankelijk van de grootte van een kombergingsgebied".

Deze getallen worden gebaseerd op de door Oost *et al.* (1998) genoemde observaties aan de sedimentatiesnelheden op de platen van 3-6 mm/j. Verder wordt in het rapport gerefereerd aan de studie van Van Goor (2001) met het ASMITA-model. Op basis van deze studie wordt gesteld dat 30 cm/eeuw (3mm/j) een typerende maat is voor grote bekkens en 60 cm/eeuw (6 mm/j) voor kleinere bekkens.

Uit de modeluitkomsten van Van Goor (2001) zou blijken dat een zeespiegelstijging van 30-60 cm/eeuw goed kan worden opgevangen door sedimentatie. Echter, in de Bodemdalingstudie Waddenzee 2004 wordt een figuur getoond uit het afstudeerrapport van Van Goor (2001). Deze figuur wijkt af van de figuur die in de later verschenen wetenschappelijke publicatie door Van Goor *et al.* (2003) is opgenomen. In de figuur in Van Goor (2001) en in RIKZ (2004) ligt de grens waarbij de kans op verdrinken groter is dan 10% op 30 cm/eeuw. In Van Goor *et al.* (2003) ligt deze grens op 60 cm/eeuw, zoals zichtbaar in figuur 3.1.

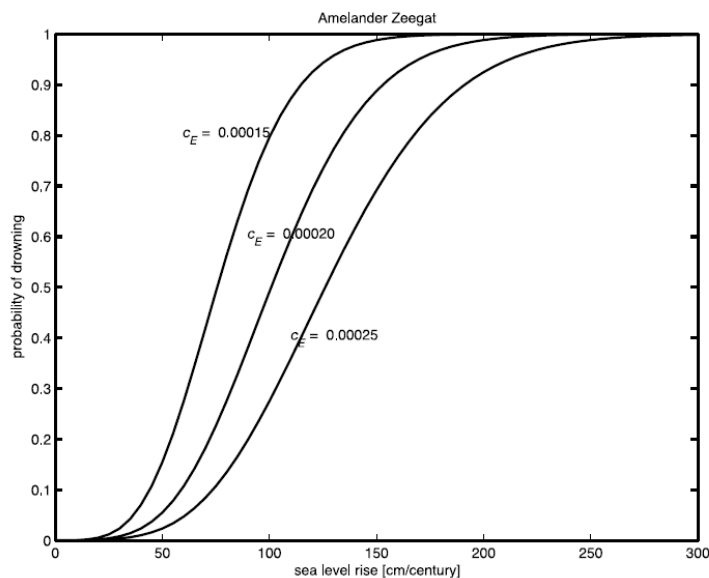
Deze waarde van 60 cm/eeuw is de waarde die, op basis van de modelsimulaties van Van Goor (2001, 2003), moet worden aangehouden voor de grote bekkens.

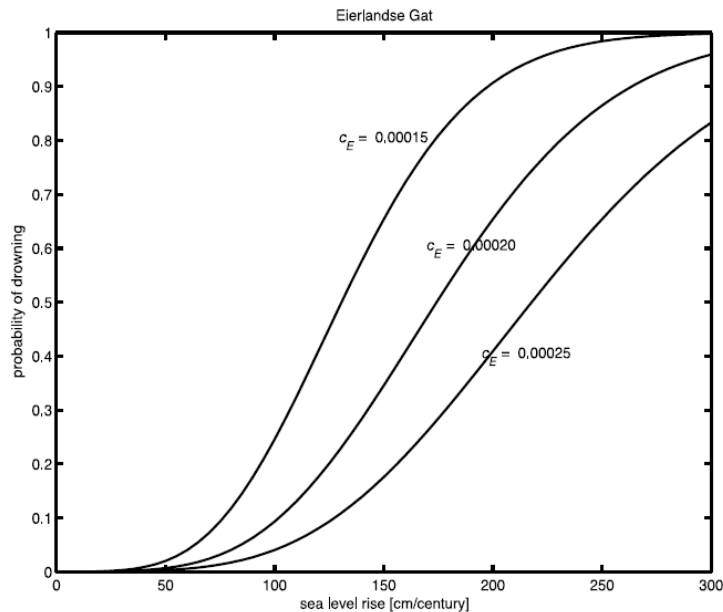
3.2.3 Passende beoordeling

In de Passende Beoordeling voor gaswinning onder de Waddenzee (Ministerie van Economische Zaken, 2006) is de belangrijke opmerking dat met het oog op het voorzorgbeginsel gekozen is voor een voorzichtige, conservatieve benadering, waarbij wordt uitgegaan van de laagste schatting van het meegroeivermogen.

Met betrekking tot de grote kombergingsgebieden wordt gesteld: "Op grond van gegevens over de Holocene kustontwikkeling geven Beets en Van der Spek een bovengrens van de sedimentatiesnelheid voor zeer grote kombergingsgebieden (zoals het Vlie) van 3-4 mm/j". Dit komt overeen met de overwegingen in Oost *et al.* (1998). Ook de berekeningen naar de maximale stijgingsnelheden van de zeespiegel op basis van de zandbalansen komen overeen met die van de Integrale Bodemdalingstudie Waddenzee. In de berekeningen zijn geen nieuwe gegevens opgenomen voor bijvoorbeeld de zandwinning of het effect van zandsuppleties op het sedimentaanbod voor de Waddenzee.

In de passende beoordeling is de exacte omschrijving van de gebruikruimte opgenomen. Ook de toekomstig zeespiegelcurve voor de berekeningen van de gebruikruimte bij de gaswinning is vastgelegd in de Passende Beoordeling voor gaswinning onder de Waddenzee (Ministerie van Economische Zaken, 2006).





Figuur 3.1: Waarschijnlijkheidsverdeling van de kans op verdrinken voor het Zeegat van Ameland (boven) en het Eierlandse gat (onder). (figuur 14 en 15 uit van Goor, 2003)

3.2.4 MER Aardgaswinning Waddenzeegebied

In paragraaf 3.5 van de MER Aardgaswinning Waddenzeegebied vanaf locaties Moddergat, Lauwersoog en Vierhuizen (NAM, 2006) wordt de gebruiksruimte voor gaswinning gepresenteerd. In tabel 3.6 van de MER Aardgaswinning Waddenzeegebied (NAM, 2006) worden hiervoor getallen gegeven, met daarin voor de westelijke Waddenzee drie relevante getallen:

1. Historische gegevens alle kombergingen 4-6,6 mm/j;
2. Modellen Universiteit Utrecht "Groot: Vlie 3 mm/j";
3. Modellen WL (lange aanpassingstijd; geleidelijke verdieping) "Alle grote kombergingen 6 mm/j".

Een bronvermelding voor de getallen ontbreekt, maar verondersteld wordt dat het de getallen uit de Integrale Bodemdalingstudie Waddenzee (Oost *et al.*, 1998) betreffen.

3.2.5 Argumenten voor de ondergrens van het meegroeivermogen

Op basis van de totstandkoming van het meegroeivermogen, de natuurgrenzen en de gebruiksruimte, zoals die hierboven is weergegeven, benoemen we een aantal sleutelargumenten of -aspecten voor de vigerende getallen van 3-6 mm per jaar voor de *grote* kombergingsgebieden. Deze argumenten/aspecten zijn:

- De geobserveerde sedimentatiesnelheden in grote Holocene getijdebekken;
- De beperkte aanvoer van sediment vanuit de kustzone in verhouding tot de noodzakelijkerwijs grote sedimentatievolumes in de grote bekken (die is immers zeespiegelstijging x oppervlakte van het bekken).

Het andere argument dat terugkomt in de verschillende studies is:

- Het veelvuldig optreden van maxima in de sedimentatiesnelheden van 3-6 mm/j op intergetijdse platen, zoals geobserveerd door Biegel (1993).

Deze laatste factor is niet afhankelijk van de grootte van het getijdebekken.

De getallen voor de gebruikruimte in de grote bekkens Vlie en Marsdiep zijn niet onderbouwd met berekeningen met numerieke modellen, in tegenstelling tot de gebruikruimte voor de kleine bekkens Pinkegat, Zoutkamperlaag, Amelandergat en Eijerlandse Gat. De uitgevoerde berekeningen voor het Vlie en het Marsdiep door Kragtwijk (2001) en Van Geer (2007) waren gericht op het simuleren van de ontwikkelingen na de afsluiting van de Zuiderzee. Het getal van 30 cm/eeuw (3 mm/j) voor een grote kans op verdrinken van het Zeegat van Ameland, dat is gebaseerd op het afstudeerrapport van Van Goor (2001) moet worden vervangen door de grens van 60 cm/eeuw (6 mm/j) die is gerapporteerd in de publicatie van Van Goor *et al.* (2003). Het eerste getal (3 mm/j) blijkt te zijn gebaseerd op een fout die in de latere publicatie is gerectificeerd.

3.3 Bepalingen van het meegroeivermogen

De voorliggende studie sluit aan op de hierboven weergegeven totstandkoming van het meegroeivermogen door:

1. Numerieke modelsimulaties uit te voeren voor de grote getijdebekkens, zoals dat voor de kleine bekkens is gebeurd;
2. Een update te presenteren van de sedimentbalans volgens de benadering van Oost e.a. (1998);
3. De genoemde argumenten voor de ondergrens te beschouwen in het licht van de kennisontwikkeling in de periode na 1998.

In aanvulling daarop zal, in het volgende hoofdstuk, worden geanalyseerd hoeveel sediment in de getijdebekkens van de westelijke Waddenzee is afgezet in de periode van 1933 tot 2004.

4 Geobserveerde sedimentatie

4.1 Sedimentatie en de afsluiting van de Zuiderzee

Het meegroeivermogen van getijdebekken heeft betrekking op de mate waarin de sedimentatie in de getijdebekken de geleidelijke stijging van de zeespiegel kan bijbenen. Het mechanisme achter het meegroeien is de verstoring die de zeespiegelstijging oplegt aan het morfologische evenwicht: de kleine zeespiegelstijging resulteert over het gehele bekkenoppervlakte in een toename van het getijprisma, of anders uitgedrukt in een 'overdiepte' van het bekken. Deze verstoring of 'overdiepte' leidt tot een herverdeling van het sediment uit de geulen en de buitendelta, die weer resulteert in transport van sediment van de aangrenzende kusten (Ministerie van Economische Zaken, 2006). De afsluiting van een deel van een getijdebekken, zoals door de aanleg van de Afsluitdijk, of de afdamming van de Lauwerszee, heeft tot gevolg dat er van het ene op het andere moment een 'overdiepte' ontstaat. De respons op deze 'overdiepte' is vergelijkbaar met die op de stijgende zeespiegel, er vindt een herverdeling van het sediment plaats, van de aangrenzende kusten en de buitendelta's naar de getijdebekken.

De respons op het ontstaan van de 'overdiepte' is dus vergelijkbaar voor de stijgende zeespiegel en de afdamming van een deel van het getijdebekken. En daarom kunnen we de geobserveerde sedimentatie na de aanleg van de Afsluitdijk gebruiken als een indicatie voor de sedimentatie die kan optreden in deze getijdebekken onder invloed van de stijgende zeespiegel. Het belangrijke verschil tussen de verstoring of 'overdiepte' door een ingreep is dat deze eenmalig is, terwijl de zeespiegelstijging een doorgaande verandering oplevert. De geobserveerde langjarige sedimentatie door de afsluiting is daarom niet één op één te vertalen naar het meegroeivermogen, daarvoor worden in de volgende hoofdstukken 5 en 6 aanvullende berekeningen uitgevoerd.

4.2 Ondergrens of bovengrens van het meegroeivermogen?

De respons op een morfologische verandering die van het ene op het andere moment optreedt, zoals de afdamming van een deel van het getijdebekken, is een exponentiële aanpassing. De eerste, initiële veranderingen verlopen heel snel en daarna gaat het gaandeweg steeds langzamer. Het exponentiële verloop van morfologische aanpassingen aan ingrepen is bekend uit observaties en wordt onderbouwd door theoretische en modelmatige benaderingen ervan. Door Oost e.a. (1998) is dit gedemonstreerd voor het herstel van zandwinputten in de Waddenzee. Andere voorbeeld worden gegeven door de morfologische ontwikkelingen in de Voordelta, na de afdamming van de zeearmen Grevelingen en Haringvliet (Tönis et al, 2002).

In de praktijk wordt het exponentiële verloop van de aanpassingen gemoduleerd, doordat er meer veranderingen optreden. De 18,6 jarige cyclus in het getij met het effect op de getijslag en het getijprisma levert bijvoorbeeld zo'n modulatie op. En in de westelijke Waddenzee was na de afsluiting van de Zuiderzee sprake van enkele tegengestelde ontwikkelingen: enerzijds was er sprake van een zekere 'overdiepte' door de toename van de getijslag en werd een deel van de geulen verlaten, omdat hun kombergingsgebied werd afgesneden, anderzijds betekende de toename van het getijprisma een toename van de omvang van bepaalde geulen. Er was dus in de westelijke Waddenzee initieel veel sediment nodig, maar er kwam ter plaatse ook sediment beschikbaar (Rakhorst, 2003).

In theorie vindt dus de maximale respons van de getijdebekken plaats direct na de ingreep. Ook de grootste sedimenttransporten naar het getijdebekken, vanuit de buitendelta's en de kust vinden direct na de ingreep plaats. Helaas is de beschikbaarheid van gegevens voor deze periode zeer beperkt. De eerste bodemligginggegevens dateren van de periode rond 1932 en de volgende gegevens zijn afkomstig uit de jaren '50. Daarom is het, nog los van de modulatie door

andere veranderingen, niet mogelijk om op basis van de geobserveerde sedimentatie en erosie de maximale respons van de getijdebekken van het Vlie en Marsdiep te bepalen.

De maximale sedimenttoevoer die kan plaatsvinden naar de getijdebekken van de westelijke Waddenzee kan dus niet worden herleid uit de metingen. Er is dus ook geen meegroeivermogen vastgesteld op basis van de bodemligginggegevens. De gemeten sedimentatiesnelheid over de langere periode van 1932 tot 2004 geeft een indicatie van het sedimenttransport dat zonder meer naar de getijdebekken kan plaatsvinden. Het werkelijke meegroeivermogen zal hierboven liggen.

4.3 Nauwkeurigheid van de hoogte- en diepteligging

In hoofdstuk 2 is al stil gestaan bij de nauwkeurigheid van de bodemligginggegevens en de geobserveerde sedimentatie en erosie, naar aanleiding van de recente discussie over de nauwkeurigheid (NAM, 2009). Eerdere discussies over hetzelfde onderwerp hebben voor de westelijke Waddenzee al geleid tot onderzoek (Groeneboom et al., 1978), gekoppeld aan de vraag of er erosie of sedimentatie zou plaatsvinden (Hemelrijk et al., 1978). Bij de verwerking van analoge bodemliggingsopnamen tot digitale bestanden voor de analyse van de sedimentatie en erosie, is specifiek aandacht besteed aan mogelijk systematische verschillen in de inwinning en verwerking en zijn hiervoor correcties uitgevoerd (Glim e.a., 1987). In de voorliggende studie wordt rekening gehouden met het optreden van (systematische) afwijkingen, onnauwkeurigheden en hiaten door een bandbreedte van +/- 10 cm rond de bodemligging over de totale kombergingsgebieden te gebruiken bij de volumeberekeningen (verticale streepjes in figuur 2.16). Daarbij beschouwen we de trend in de ontwikkeling van het sedimentvolume als een betrouwbaarder gegeven dan de sprongen van punt op punt.

De opgetreden sedimentatie in de westelijke Waddenzee is groot, zelfs ten opzichte van de bandbreedte die is gehanteerd. De grootte van de veranderingen geeft vertrouwen in de waargenomen sedimentatie. Dit vertrouwen wordt gesteund door de persistentiekaart (figuur 2.6), waarin zichtbaar is dat er een aantal gebieden zijn met grootschalige, langjarige en doorgaande erosie of sedimentatie.

4.4 Gerealiseerde sedimentatie

De trendanalyse van de sedimentatiesnelheden in de gecombineerde bekkens, die is weergegeven in figuur 2.16, levert een gemiddelde sedimentatiesnelheid van $5,09 \pm 0,68 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$. Daarbij dient rekening te worden gehouden met de gemiddelde onttrekking van $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand per jaar. De toename van het sedimentvolume bedroeg dus in werkelijkheid gemiddeld $6,29 \pm 0,68 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar voor de getijdebekken van het Marsdiep en Vlie samen. Voor het bijhouden van de stijging van de zeespiegel is in de beide getijdebekken samen een sedimentatie van ongeveer $2,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar noodzakelijk. Dit volume komt overeen met de oppervlakte van de bekkens van 712 km^2 van het Marsdiep en 668 km^2 van het Vlie, vermenigvuldigt met de stijging van de zeespiegel van $2,0 \text{ mm/j}$. Met de sedimentatie van $6,29 \pm 0,68 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar hebben beide getijdebekken gemiddeld over het gehele oppervlakte $4,1$ tot $5,1 \text{ mm}$ per jaar omhoog kunnen groeien. Dit is de gerealiseerde langjarige sedimentatie en niet de ondergrens in het meegroeivermogen, omdat het een middeling over een lange periode betreft. De periode van snelle aanpassingen na de eenmalige ingreep die de aanleg van de Afsluitdijk was, is niet afzonderlijk beschouwd.

Om de mogelijke respons van de niet eenmalige, maar doorgaande verstoring door de stijgende zeespiegel en de bodemdaling door zoutwinning op de grote getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep te onderzoeken wordt in de volgende hoofdstukken deze ontwikkeling gesimuleerd met het ASMITA-model en de sedimentbalans.

5 Modelsimulaties van de grootschalige ontwikkelingen

5.1 Inleiding

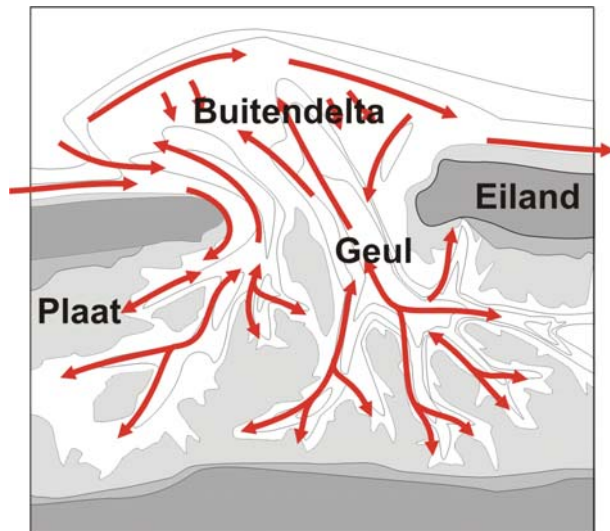
In dit hoofdstuk worden de resultaten gepresenteerd van de numerieke modelsimulaties van de grootschalige morfologische ontwikkelingen in de westelijke Waddenzee. Hiervoor is het numerieke model ASMITA (Aggregated Scale Morphological Interaction between a Tidal basin and the Adjacent coast; Stive *et al.* 1998)⁵ ingezet. De introductie in het model wordt in paragraaf 5.2 gegeven. Deze simulaties worden gebruikt om de kritische grenzen te bepalen waarbij de morfodynamische karakteristieken van de bekkens dusdanig veranderen dat deze niet meer overeenkomen met de huidige situatie en ook niet meer in hun oorspronkelijke toestand zullen terugkeren. De factoren die de grootschalige ontwikkelingen beïnvloeden zijn de stijging van de zeespiegel, de bodemdaling als gevolg van de winning van delfstoffen en de verandering van de getijslag.

5.1.1 Het sedimentdelend systeem

Op de tijdschaal van honderden jaren kan het kustsysteem met getijdebekken worden opgedeeld in vier elementen: de platen en de geulen in het getijdebekken, de buitendelta en de eilandkusten (figuur 5.1). Langs de eilandkusten vindt golfgedreven transport van zand plaats. Ook wordt de bijdrage van getijgedreven sedimenttransport belangrijk in de omgeving van de eilandkoppen en op de strandvlaktes kan het eolische transport een zelfde van orde van grootte bereiken als het golfgedreven transport. Deze sedimenttransporten bereiken de buitendelta, waar een deel van het zand naar het getijdebekken wordt getransporteerd. De getijdestroming transporteert het zand en fijn sediment door de keel van het zeegat naar het getijdebekken, waarbinnen het transport verder gaat door de geulen en over de platen. Vanwege deze uitwisseling van sediment tussen de verschillende elementen wordt wel gesproken van een sedimentdelend systeem (Steijn, 1991).

Wanneer er geen veranderingen optreden in het sedimentdelend systeem is er sprake van een dynamische evenwichtssituatie: er gaat dan net zoveel sediment het getijdebekken in, als er weer uit gaat (Louters en Gerritsen, 1994). De evenwichtssituatie manifesteert zich ook in de evenwichtsrelaties tussen de waterbeweging en de morfologie van het systeem. De 'natte doorsnede' van de geulen in het getijdebekken correspondeert dan met de hoeveelheid water die er per getij doorheen stroomt (zie bijvoorbeeld Eysink, 1979, of Eysink en Biegel, 1992). Het volume sediment in de buitendelta correspondeert met de hoeveelheid water die het zeegat (gemiddeld) in- en uitstroomt (Eysink en Biegel, 1992). Dergelijke empirische verbanden worden gevonden voor alle zeegaten en buitendelta's in de wereld, waarbij lokale bijzonderheden, zoals de verhouding tussen de invloed van golven en getij en de korrelgrootte van het sediment, voor onderlinge verschillen zorgen (Jarret, 1976, Walton en Adams, 1976). De relaties die specifiek op de Waddenzee van toepassing zijn en bijvoorbeeld gebruikt worden in het ASMITA-model, zijn afkomstig uit de ISOS-studies van Eysink en Biegel (1992).

⁵ Het Asmita-model is voor deze studie ter beschikking gesteld door ir. T.J. Zitman van de TU Delft.-



Figuur 5.1: Een schematische weergave van de sedimenttransporten in het zanddelende systeem van buitendelta's, eilandkusten, en het getijdebekken (naar Cleveringa et al, 2004 en Ministerie van Economische zaken, 2006).

In de afgelopen eeuwen is de zeespiegel in Nederland gestegen en desondanks is de Waddenzee in de afgelopen eeuw niet wezenlijk veranderd. Het netto effect van de verschillende fysische en biologische sedimenttransportprocessen in de Waddenzee is namelijk dat er sediment naar de Waddenzee wordt aangevoerd vanuit de kustzone (Oost en de Boer, 1994). De grootte van de sedimenttransporten is dusdanig dat de stijgende zeespiegel door de sedimentatie op de platen en in de geulen wordt bijgehouden. De balans tussen de sedimentatie en de stijgende zeespiegel is te begrijpen vanuit de constante aanpassing naar evenwicht tussen waterbeweging en morfologie. Een stijging van de zeespiegel resulteert in een kleine verdieping van het getijdebekken. Een iets dieper bekken is beter in staat om sediment, dat steeds in grote hoeveelheden in beweging is binnen het sedimentdelend systeem, vast te houden.

5.1.2 Snelheid van zeespiegelstijging

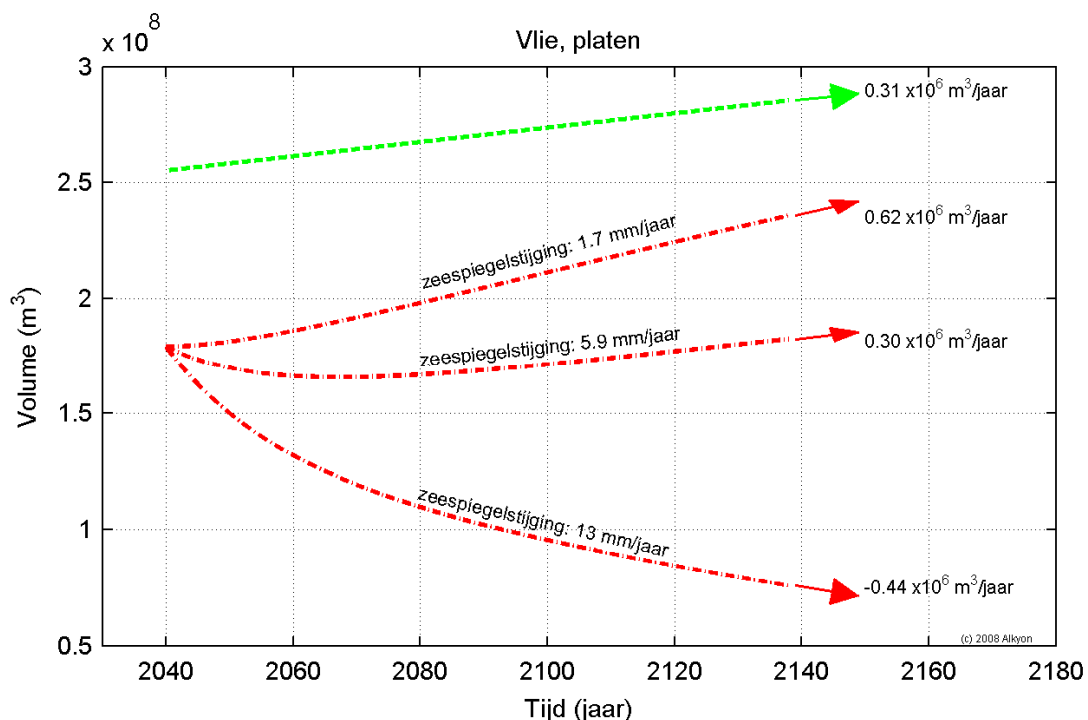
Eerdere studies (o.a. Eysink, 1993, Oost et al 1998, Van Goor, 2001, 2003) hebben laten zien dat de getijdebekken in de Waddenzee waarschijnlijk niet tot in het oneindige kunnen meegroeien met een versneld stijgende zeespiegel. Bij een bepaalde stijgingssnelheid wordt een grens bereikt waarop de sedimentatie in de getijdebekken nog net de gelijke tred kan houden met de stijging van de zeespiegel. Er zijn verschillen de criteria toepasbaar om te bepalen wanneer de grens van het meegroeivermogen van de getijdebekken in de Waddenzee wordt bereikt. In de voorliggende studie is bij de modelsimulaties met het ASMITA -model gekeken naar de ontwikkeling van het sedimentvolume van de droogvallende wadplaten.

Bij een stijgende zeespiegel moet er steeds sediment worden toegevoerd naar de droogvallende platen, om dezelfde plaatoppervlakte en gemiddelde waterdiepte ten opzichte van hoog- en laagwater te behouden. Bij de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep blijkt er ook nog extra sediment naar de platen te worden aangevoerd, omdat ze nog afwijken van hun berekende evenwichtsoppervlakte en gemiddelde waterdiepte. Figuur 5.2 toont een voorbeeld van het effect van toename van de zeespiegelstijging op het plaatvolume van het Vlie-bekken. De groene lijn in de figuur is het berekende evenwicht. Dit volume is groter dan het gerealiseerde volume, dat wordt gegeven door de rode lijnen.

In figuur 5.2 is duidelijk zichtbaar dat bij de huidige zeespiegelstijging van 1,7 mm/j het plaatvolume naar het evenwichtsvolume toe groeit. Aan het einde van de simulatieperiode rond het jaar 2100 is de toename van het plaatvolume $0,62 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$. Deze plaatgroei is twee maal zo groot als de berekende toename van het evenwichtsvolume die $0,31 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ bedraagt. Dit

betekent dat de oppervlakte van de droogvallende platen toeneemt en de gemiddelde waterdiepte afneemt, zodat langzaam maar zeker het evenwicht zal worden bereikt.

Bij een zeespiegelstijging van 5,9 mm/j is rond het jaar 2100 de plaatgroei in het Vlie-bekken $0,30 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ (figuur 5.2). Dit is net kleiner dan de groei van het evenwichtsvolume van $0,31 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$. Dit betekent dat een kritische grens is bereikt. Er wordt bij die snelheid van zeespiegelstijging minder sediment naar de platen toegevoerd dan noodzakelijk is om het evenwichtsvolume te bereiken. Het plaatvolume neemt nog steeds toe, maar te weinig om de karakteristieken (oppervlakte en gemiddelde waterdiepte) te behouden. Dit betekent niet dat de platen aan het einde van de gesimuleerde periode (in 2140) volledig zijn verdwenen zijn. In dit specifieke geval neemt het plaatvolume met $0,01 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ af ten opzichte van het evenwichtsvolume, zodat er ook in dat geval nog honderden jaren sprake zal zijn van wadplaten in het Vlie.



Figuur 5.2: Berekende plaatvolumes voor het Vlie-bekken voor scenario 1b bij drie verschillende zeespiegelstijgingen.

Bij grotere toenames van de zeespiegelstijgingsnelheid zal de afname van het plaatvolume sneller verlopen en zal eerder sprake zijn van 'verdrinken'. Als illustratie hiervoor staat in figuur 5.2 ook de ontwikkeling van het plaatvolume van het Vlie-bekken bij een zeer snelle zeespiegelstijging van 13 mm/j. Duidelijk is in deze figuur te zien dat de platen bij deze zeespiegelstijging de groei van het evenwichtsvolume niet kunnen volgen. Integendeel, het volume van de platen neemt met $-0,44 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ en ten opzichte van de toename van het evenwichtsvolume is zelfs sprake van een afname van $-0,75 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$. Bij een dergelijke hoge stijgingssnelheid van de zeespiegel nemen de wadplaten snel in omvang af.

De indicator die we in de ASMITA modelsimulaties studie hanteren voor de kritische grens voor de lange termijn morfologische ontwikkeling is de groeisnelheid van het plaatvolume na een periode van 100 jaar. Deze groeisnelheid is afhankelijk van de stijgingssnelheid van de zeespiegel. Bij de kritische grens is de groeisnelheid van het daadwerkelijke plaatvolume gelijk aan de groeisnelheid van het evenwichtsvolume. Voor het getijdebekken van het Vlie is dat dus bij een snelheid van 5,9 mm/j, zoals zichtbaar in figuur 5.2. Voordat de kritische grens wordt bereikt, neemt het daadwerkelijke plaatvolume meer toe dan het evenwichtsvolume, zodat op

(zeer) lange termijn het evenwichtsvolume kan worden bereikt. Wanneer de kritische grens wordt overschreden, neemt het daadwerkelijke plaatvolume minder snel toe dan het evenwichtsvolume. Dit is een conservatief criterium in vergelijking met het criterium dat door Van Goor (2001, 2003) is gehanteerd, waarbij het daadwerkelijke verdwijnen van de platen doorslaggevend is.

5.1.3 Korte termijn fluctuaties

Op de tijdschaal van enkele tot tientallen jaren treden fluctuaties op in de niveaus van hoog- en laagwater. Ook de getijslag en het getijprisma fluctueren op deze tijdschaal. De 18,6 jarige cyclus van het getij is een van de drijvende krachten achter deze fluctuaties, en de overheersende windcondities (richting en sterkte) zijn medebepalend. Deze fluctuaties moduleren de evenwichtsmorfologie in de getijdebekken, omdat het getijprisma daarin een belangrijke sturende factor is (Wang & Eijnsink, 2005). Mogelijk worden ook de sedimenttransporten beïnvloed door de fluctuaties (Ministerie van Economische Zaken, 2006).

In de modelsimulaties in de voorliggende studie zijn de effecten van de korte termijn fluctuaties niet meegenomen. De reden hiervoor is dat de fluctuaties de morfologische ontwikkelingen weliswaar moduleren, maar dat de fluctuaties niet leiden tot een andere ontwikkeling op de lange termijn. Bij de simulaties van de bodemdaling door gaswinning bij het Pinkegat en het Friesche Zeegat is gedemonstreerd dat de 18,6 jarige cyclus in het getij leidt tot fluctuaties in de hoogte en diepte van de droogvallende platen, geulen en de buitendelta. Effecten op de lange termijn ontwikkelingen zijn er echter niet, er is bijvoorbeeld geen snellere aanpassing aan de zeespiegelstijging en de bodemdaling (Wang en Eijnsink, 2005). Omdat de morfologische ontwikkeling op de lange termijn, onder invloed van de stijgende zeespiegel en de bodemdaling door zoutwinning, centraal staat worden de korte termijn fluctuaties niet in de simulaties⁶ beschouwd.

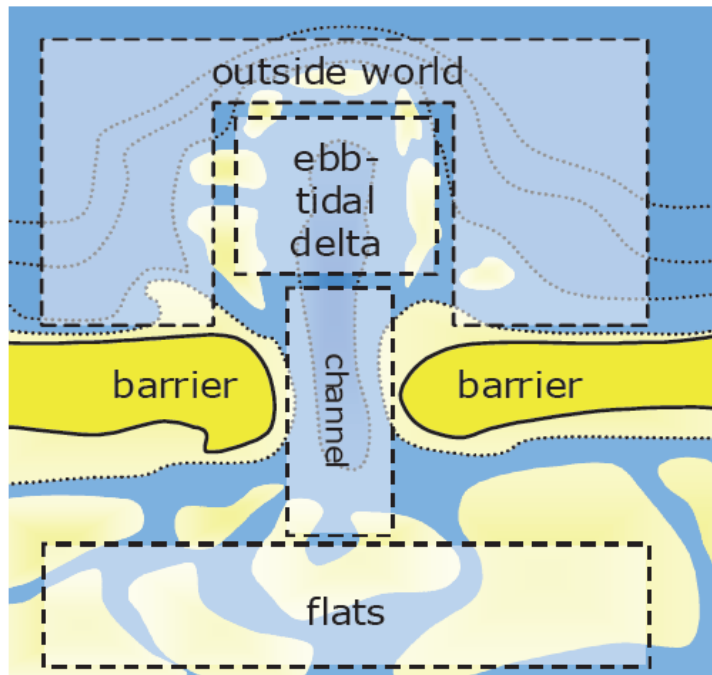
5.2 Het ASMITA model

5.2.1 Basiselementen

Het ASMITA model beschrijft de uitwisseling van sediment tussen een aantal elementen van het kuststelsel. De elementen die in deze studie zijn gebruikt zijn de droogvallende platen, de geulen en de buitendelta (figuur 5.3). De buitendelta wisselt sediment uit met de aangrenzende kust die niet als een afzonderlijk element is opgenomen. De drie elementen samen vormen één getijdebekken met de bijbehorende buitendelta. De getijdebekken van het Vlie en van het Marsdiep zijn in de voorliggende studie afzonderlijk van elkaar gemodelleerd volgens deze configuratie.

Het model is numeriek, de vergelijkingen worden niet algebraïsch opgelost maar numeriek benaderd. Het model is deterministisch. Een verandering van een invoervariabele heeft een zeker (in de zin van vaststaand) effect op de uitkomst. Het bevat geen stochastische elementen die de spreiding of onzekerheden rondom variabelen of processen weergeven. De gevoeligheidsanalyse zoals we die hebben uitgevoerd laat zien hoe groot de spreiding kan zijn, maar zonder daar een kans van optreden aan te verbinden, zoals in een stochastisch model. Het model is ruimtelijk geaggregeerd, want beperkt tot drie ruimtelijk elementen. Daarmee kan onderscheid worden gemaakt tussen de effecten op die drie ruimtelijk elementen

⁶ Dat de fluctuaties over een periode van 18,6 niet in de simulaties worden beschouwd, betekent overigens niet dat deze in de berekening van de gebruikruimte buiten de beschouwing wordt gelaten. In paragraaf 9.3 wordt nader op deze fluctuaties in gegaan.



Figuur 5.3: Schematisatie van het ASMITA mode (uit Wang en Eysink, 2005).

De volumes en oppervlaktes van deze elementen zijn in ASMITA gedefinieerd in termen van het gemiddeld laagwaterniveau (GLW) en gemiddeld hoogwaterniveau (GHW).

- Het plaatvolume (V_f) is in ASMITA gedefinieerd als het totale sedimentvolume (droog) tussen GLW en GHW. Het plaatoppervlak (A_f) is het droogvallende oppervlak op GLW-niveau.
- Het geulvolume (V_c) is gedefinieerd als het totale watervolume onder GLW. Het geuloppervlak (A_c) is het permanent natte oppervlak op GLW-niveau.
- Het deltavolume (V_d) is gedefinieerd als het sedimentvolume boven een fictieve zeebodem die er zou zijn als er geen zeegat aanwezig zou zijn.
- Het bekkenoppervlak (A_b) is gedefinieerd als het totale oppervlak van het bekken op GHW-niveau.
- Het getijdeprisma (P) is gedefinieerd als het watervolume van het bekken tussen GHW en GLW.

De uitwisseling van sediment tussen de elementen van het ASMITA model verandert de sedimentinhoud en waterinhoud van de elementen. De snelheid van uitwisseling wordt bepaald door de afwijking van het element ten opzichte van de evenwichtsligging en de uitwisselingscoëfficiënten. Deze coëfficiënten zijn afgeleiden van de sedimenttransporten, zoals die gemiddeld over een langere periode optreden (Wang *et al.*, 2007). De evenwichtsligging wordt berekend uit de bestaande morfologische evenwichtsrelaties zoals die voor de Waddenzee zijn afgeleid (Louters en Gerritsen, 1994; Eysink & Biegel, 1992).

5.2.2 Eerdere studies

Eerdere studies naar de grootschalige en langjarige ontwikkelingen van de getijdebekken van de Waddenzee die zijn uitgevoerd met het ASMITA model zijn uitgevoerd door Buijsman (1997), Van Goor (2001), Van Goor *et al.* (2003), Kragtwijk (2001), Wang en Eijsink (2005) en Van Geer (2007). De getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep zijn gemodelleerd door Van Kragtwijk

(2001) en Van Geer (2007) en in de voorliggende studie is op deze basis verder gewerkt. De effecten van de Afsluitdijk op de sedimenthuishouding van de westelijke Waddenzee waren de focus van de studies van Kragtwijk (2001) en Van Geer (2007) en deze integraal onderdeel van de modelsimulaties in de voorliggende studie. Het ASMITA -model is geverifieerd aan de hand van gegevens gerapporteerd door Van Geer (2007) en Kragtwijk (2001). Het gebruik van deze gegevens betekent dat er geen rekening is gehouden met het effect van zandwinning in de westelijke Waddenzee, omdat dit niet in de gegevens van Kragtwijk (2001) is opgenomen. Dit betekent (opnieuw) een conservatieve benadering.

De modelinstellingen die zijn toegepast door Van Geer (2007) zijn overgenomen in de voorliggende studie. We hebben de voorkeur gegeven aan het werken met een bestaand model, zonder nieuwe aanpassingen te doen voor de zandwinning, om optimaal gebruik te maken van de bestaande inzichten. Er is gekozen om geen gebruik te maken van het gekoppelde model van Van Geer (2007), waarbij de getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep via het wantij zijn verbonden. De modelresultaten voor de gekoppelde situatie laten zien dat deze uitwisseling nog niet voldoende goed werkt. In eerste instantie zijn, conform Van Geer (2007) twee scenario's doorgerekend, namelijk voor een situatie met waterstanden (niveaus van gemiddeld hoog- en laagwater) die gedurende de gemodelleerde tijdspanne hetzelfde zijn en voor een situatie met waterstanden die in de loop van de tijd veranderen. In beide gevallen hebben we de gebiedsgrenzen constant gehouden.

De keuze voor het werken met vaste gebiedsgrenzen is ingegeven door de complexiteit rond het vaststellen van de gebiedsgrenzen (zie paragraaf 2.3) en door de noodzaak om bij voorspellingen van de morfologische ontwikkelingen dan ook een voorspelling van het wantij te geven. De introductie van een extra onzekerheid wordt niet zinvol geacht en daarom is gewerkt met vaste gebiedsgrenzen. .

5.2.3 Modelformuleringen

VOLUMEVERANDERINGEN

In ASMITA dragen drie factoren bij aan de volumeverandering van een element. Ten eerste door een verschil tussen de sedimentconcentratie in het water en de evenwichtsconcentratie. Ten tweede door zeespiegelstijging of verandering van het getijverschil. Tenslotte door verandering van het bodemniveau in een element, bijvoorbeeld door zoutwinning. Deze factoren worden hieronder nader uitgewerkt.

Volumeveranderingen treden op wanneer de lokale concentratie c verschilt van de zogenaamde evenwichtsconcentratie c_e . In het geval $c > c_e$ treedt sedimentatie op en wanneer $c < c_e$ erosie. De bijdrage in volumeverandering door deze (verticale) uitwisseling van sediment kan als volgt worden geschreven

$$\frac{dV_{n,ex}}{dt} = \sigma_n w_{s,n} A_n (c_{n,e} - c_n) \quad (1)$$

waarin

$V_{n,ex}$ sedimentvolume van element n

σ_n coëfficiënt voor droog of nat volume (-): +1 wanneer de morfologische staat van element n is gekarakteriseerd door het natte volume, -1 in geval van droog volume. Op deze wijze kunnen veranderingen in de water- en sedimentvolumes in elkaar worden omgerekend.

$w_{s,n}$ verticale uitwisselingscoëfficiënt van het sediment voor element n (m/s)

A_n oppervlak element n (m²)

c_n lokale sediment concentratie element n (m³/m³)

t tijd (s)

Veranderingen van GLW en GHW en het stijgen van de zeespiegel leiden tot een directe volumeverandering van de elementen. Zeespiegelstijging zorgt ervoor dat de sedimentvolumes van de elementen platen en delta kleiner worden en het watervolume van de geulen groter wordt. Een toename van het getijverschil resulteert in een verlaging van GLW en een verhoging van GHW. Aangenomen dat beide evenredig lager en hoger worden zal een toename van het getijverschil leiden tot een verlaging van GLW met de helft van het getijverschil. Het sedimentvolume van de platen neemt daardoor toe, terwijl het watervolume van de geulen afneemt. Het effect van een toename van het getijverschil is dus tegenovergesteld aan dat van zeespiegelstijging. De definitie van de delta is niet afhankelijk van GLW en GHW. Een verandering van deze referentieniveaus heeft daarom geen effect op de delta.

De volumeverandering door zeespiegelstijging en veranderingen in het getijverschil kan als volgt worden geschreven

$$\frac{dV_{n,slr}}{dt} = \eta_n \sigma_n A_n \left(\frac{d\zeta}{dt} - \frac{1}{2} \frac{dH}{dt} \right) \quad (2)$$

waarin

$d\zeta / dt$ zeespiegelstijging (m/s)

η_n coëfficiënt: 1 in geval van geulen en platen, 0 in geval van delta

dH / dt verandering van getijverschil (m/s)

Tot slot dragen bodemveranderingen door storten en baggeren van sediment of door bijvoorbeeld gaswinning of zoutwinning bij aan volumeveranderingen van de verschillende elementen. Dit kan worden geschreven als

$$\frac{dV_{n,b}}{dt} = -\sigma_n b_n \quad (3)$$

waarin

b_n baggeren of storten in element n (m^3/s); positief voor storten (van buiten het gebied aangevoerd sediment), negatief voor baggeren (uit het gebied afvoeren van sediment)

De totale volumeverandering in een element is de som van vergelijkingen (1), (2) en (3). Dit kan ook als volgt worden geschreven

$$\frac{dV_n}{dt} = c_E \sigma_n A_n \left(w_{s,n} (\gamma_n^* - c_n^*) + \frac{\eta_n}{c_E} \left(\frac{d\zeta}{dt} - \frac{1}{2} \frac{dH}{dt} \right) \right) - \sigma_n b_n \quad (4)$$

waarin

c_E sedimentconcentratie buiten het gehele systeem van geulen, platen en delta (m^3/m^3)

$$c_n^* = \frac{c_n}{c_E}$$

$$\gamma_n^* = \frac{c_{n,e}}{c_E} = \left(\frac{V_{n,e}}{V_n} \right)^p$$

De mate van verticale uitwisseling is afhankelijk van de beschikbaarheid van sediment in element n. Deze beschikbaarheid wordt op haar beurt beïnvloed door de andere elementen die verbonden zijn met element n.

De mate van horizontale uitwisseling tussen de verschillende elementen, en tussen de elementen en de buitenwereld, wordt in ASMITA geschematiseerd door middel van een diffusie- en een advection-term. De eerste representeert de uitwisseling door het in- en uitgaande getij terwijl de tweede de uitwisseling door netto stroming simuleert. Dit kan als volgt worden geschreven

$$w_{s,n} A_n (c_{n,e} - c_n) = \sum_m \delta_{n,m} (c_n - c_m) + \sum_m q_{n,m} (c_n + c_m) / 2 + \delta_{n,E} (c_n - c_{n,E}) + q_{n,E} (c_n + c_{n,E}) / 2 \quad (5)$$

waarin

$\delta_{n,m}$ horizontale uitwisselingscoëfficiënt tussen elementen n en m (m^3/s)

$\delta_{n,E}$ horizontale uitwisselingscoëfficiënt tussen element n en de buitenwereld (m^3/s)

$q_{n,m}$ debiet (advection transport) van element m naar n (m^3/s)

$q_{n,E}$ debiet van buitenwereld naar element n (m^3/s)

EVENWICHTVOLUMES

De evenwichtsvolumes voor de verschillen elementen in ASMITA zijn afhankelijk van het bekkenoppervlak (A_b) en het getijprisma (P). Deze laatste wordt geschreven als

$$P = H A_b - V_f \quad (6)$$

waarin

H getijverschil (m)

$A_b = A_f + A_c$ bekkenoppervlak (m^2)

V_f volume van de platen (m^3)

Het evenwichtsvolume van de platen wordt geschreven als

$$V_{f,e} = c_{f,c} \alpha_{f,e} \left(\frac{A_{f,e}}{A_b} \right) A_b H \quad (7)$$

waarin

$c_{f,c}$ calibratie coëfficiënt (Van Geer, 2007)

$\alpha_{f,e}$ coëfficiënt volgens Eysink & Biegel (1992), zie vergelijking (8)

$A_{f,e}$ evenwichtsooppervlak volgens Renger & Partensky (1974), zie vergelijking (9)

$$\alpha_{f,e} = \alpha_f - 0.24 \times 10^{-9} A_b \quad (8)$$

$$\frac{A_{f,e}}{A_b} = 1 - 2.5 \times 10^{-5} A_b^{0.5} \quad (9)$$

Het evenwichtsvolume van de geulen wordt geschreven als

$$V_{c,e} = \alpha_c P^{\beta_c} \quad (10)$$

waarin

P getijprisma (m^3)

α_c calibratie-coëfficiënt, verschillend per bekken (-)

β_c coëfficiënt: 1,55 (-)

Walton & Adams (1976) hebben voor 44 getijdebekkens langs VS-kust de volgende relatie gedefinieerd tussen het getijdeprisma en het volume van de buitendelta

$$V_{d,e} = \alpha_d P^{1.23} \quad (11)$$

waarin

α_d calibratie-coëfficiënt, verschillend per bekken ($m^{-1.23}$)

Coëfficiënt α_d is afhankelijk van de mate van golfwerking op de buitendelta. Eysink (1990) suggereert voor de buitendelta's van de Waddenzee $\alpha_d = 65.7 \times 10^{-3}$.

EVENWICHTSCONCENTRATIE

Een belangrijk aspect in de modellering van het gedrag van een getijdebekken in ASMITA is de evenwichtsconcentratie (Stive *et al*, 1998). De lokale evenwichtsconcentratie per element (c_e) is afhankelijk van de evenwichtsconcentratie van de buitenwereld (c_E) en de mate waarin het volume van het betreffende element uit evenwicht is. De volgende eenvoudige vergelijking representeert dit gedrag:

$$c_{n,e} = c_E \left(\frac{V_{n,e}}{V_n} \right)^k \quad (12)$$

waarin

$c_{n,e}$ lokale evenwichtsconcentratie in element n (m^3/m^3)

V_n volume van element n (m^3)

$V_{n,e}$ evenwichtsvolume van element n (m^3)

k macht (-): +2 wanneer de morfologische staat van element n is gekarakteriseerd door het natte volume, -2 in geval van droog volume

Het element is in evenwicht wanneer $c_e = c_E$, erodeert wanneer $c_e < c_E$ en sedimenteert wanneer $c_e > c_E$.

De waarden voor de randvoorwaarden en de parameters die in de voorliggende studie zijn toegepast voor de modelverificatie komen overeen met de waarden zoals die zijn gebruikt en gerapporteerd door Van Geer (2007). De waarden die zijn toegepast voor de toekomstige situatie zijn afgeleid uit de modelverificatie. In tabel 5.1 is een overzicht opgenomen van de instellingen die in de simulaties van de toekomstige ontwikkelingen in de voorliggende studie zijn gebruikt.

Tabel 5.1: Waarden toegepast in de voorspellingen met ASMITA-simulaties in de voorliggende studie

Randvoorwaarde of parameter	Vlie	Marsdiep
A_f	$3,35 \times 10^8$	$1,31 \times 10^8$
A_c	$3,22 \times 10^8$	$5,81 \times 10^8$
A_d	$1,7 \times 10^8$	$1,08 \times 10^8$
V_f	$1,79 \times 10^8$	$3,59 \times 10^7$
V_c	$11,16 \times 10^8$	$2,27 \times 10^9$
V_d	$4,12 \times 10^8$	$4,58 \times 10^8$
h	1,74 - 2.91	1,53
n	2	2
$\delta_{f,c}$	1300	980
$\delta_{c,d}$	2560	2450
$\delta_{d,E}$	1770	1550
c_E	2×10^{-4}	2×10^{-4}
w_s	1×10^{-4}	1×10^{-4}
α_f	0,43	0,41
$c_{f,c}$	2,09	0,7
α_c	8×10^{-6}	$16,5 \times 10^{-6}$
α_d	36×10^{-4}	47×10^{-4}

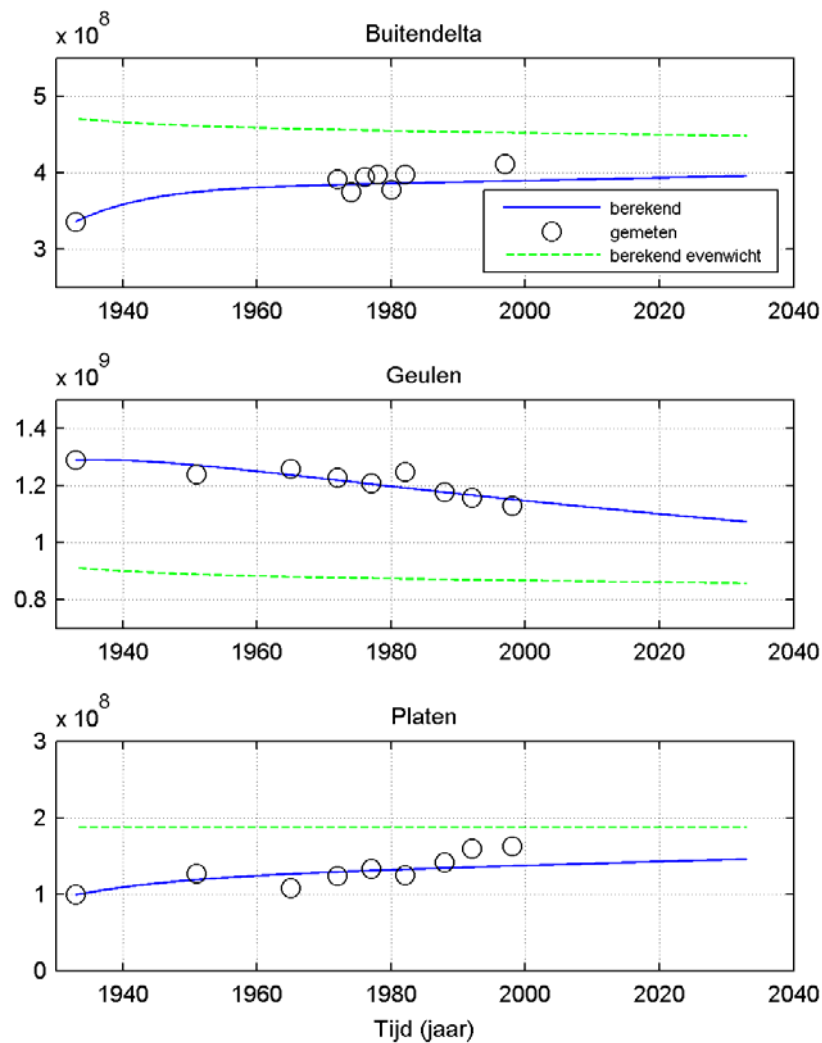
5.2.4 Modelverificatie

Het in deze studie toegepaste ASMITA -model is geverifieerd aan de hand van gegevens gerapporteerd door Van Geer (2007) en Kragtwijk (2001), dus zonder de onttrekking voor zandwinning.

We hebben de modelverificatie voor twee scenario's uitgevoerd, namelijk voor een situatie met waterstanden (niveaus van gemiddeld hoog- en laagwater) die gedurende de gemodelleerde tijdspanne hetzelfde zijn en voor een situatie met waterstanden die in de loop van de tijd veranderen. In beide gevallen hebben we de gebiedsgrenzen constant gehouden. Dit is vergelijkbaar met twee scenario's met vaste gebiedsgrenzen doorgerekend door Van Geer (2007). Bijlage B presenteert de karakteristieken van het Vlie-bekken voor de twee hier toegepaste scenario's.

VERIFICATIE UITGAANDE VAN VASTE WATERSTANDEN

Figuur 5.4 toont een vergelijking tussen gemeten en berekende volumes van de buitendelta, de geulen en de platen voor het Vlie-bekken voor het eerste scenario. De gemeten waarden zijn hierin gebaseerd op vaste waterstanden. De instellingen van het model zijn voor dit scenario gelijk aan die gerapporteerd door Van Geer (2007). De berekende evenwichtsvolumes zijn in groen weergegeven, de gemeten volumes zijn aangeduid met punten (bolletjes) en de gesimuleerde volumes zijn weergegeven met een blauwe lijn in figuur 5.4.



Figuur 5.4: Vergelijking van ASMITA-berekeningen met gemeten karakteristieken van het Vlie-bekken uitgaande van vaste waterstanden.

Figuur 5.4 laat zien dat het buitendelta-volume van het Vlie toeneemt. Tegelijkertijd, maar langzamer, neemt het evenwichtsvolume van de buitendelta af. De buitendelta beweegt geleidelijk naar een stabiel evenwicht in dit scenario.

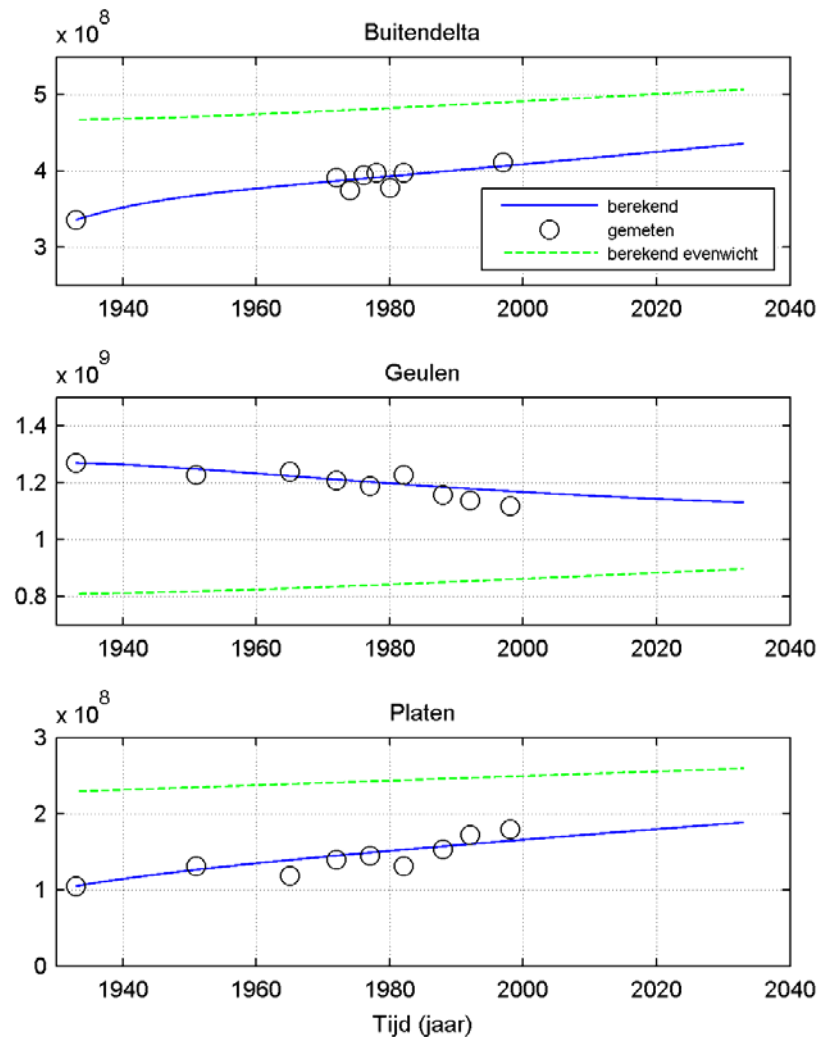
Het geulenvolume van het Vlie neemt af in de tijd. Het evenwichtsvolume van de geulen neemt ook iets af maar het systeem beweegt ook hier langzaam naar een evenwicht. Het evenwicht wordt overigens in dit tempo pas na meer dan een eeuw bereikt.

Het platenvolume van het Vlie neemt geleidelijk toe richting een betrekkelijk constant evenwichtsvolume.

VERIFICATIE UITGAANDE VAN TIJDSAFHANKELIJKE WATERSTANDEN

Figuur 5.5 toont een vergelijking tussen gemeten en berekende volumes van de buitendelta, de geulen en de platen voor het Vlie-bekken voor het tweede scenario. De gemeten waarden zijn gebaseerd op tijdsafhankelijke waterstanden met een zeespiegelstijging van 1,7 mm/j en een

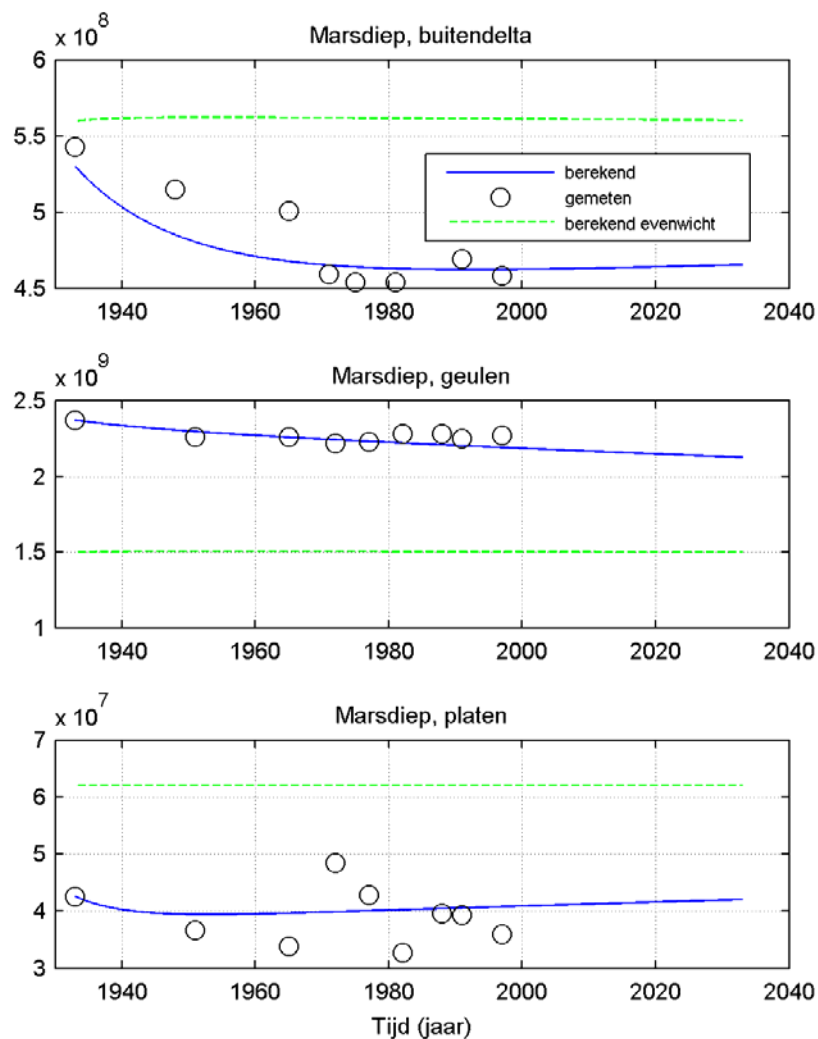
toename van het getijverschil van 2,3 mm/j. De modelinstellingen zijn ook voor dit scenario gelijk aan die gerapporteerd door Van Geer (2007).



Figuur 5.5: Vergelijking van ASMITA-berekeningen met gemeten karakteristieken van het Vlie-bekken uitgaande van in de tijd variërende waterstanden.

Figuur 5.5 laat zien dat voor dit tweede scenario zowel het instantane buitendelta-volume als het evenwichtsvolume van de buitendelta toenemen in de tijd. Het eerste neemt echter sneller toe dan het tweede waardoor de buitendelta langzaam richting evenwicht beweegt. Het instantane geulvolume neemt af en stabiliseert zich richting een toenemend evenwichtsvolume (figuur 5.5). Het plaatvolume neemt toe richting een eveneens, maar minder snel, toenemend evenwichtsvolume van de platen.

Figuur 5.6 toont de berekende en gemeten volumes voor het Marsdiep-bekken, met vaste waterstanden. De modelinstellingen zijn ook voor dit bekken gelijk aan die gerapporteerd door Van Geer (2007). De buitendelta van het Marsdiep beweegt in eerste instantie af van het evenwichtsvolume. Na ongeveer 1993 keert deze trend en neemt het volume van de buitendelta weer toe. Het geulvolume neemt geleidelijk af en beweegt daarmee langzaam naar een stabiel evenwicht. Ook het plaatvolume neemt geleidelijk toe richting evenwicht, hoewel de waarnemingen een betrekkelijk grote spreiding laten zien.



Figuur 5.6: Vergelijking van Asmita-berekeningen met gemeten karakteristieken van het Marsdiep-bekken uitgaande van in de tijd variërende waterstanden.

Van Geer (2007) laat zien dat de berekeningen voor het Marsdiep het beste overeenkomen met de geobserveerde veranderingen wanneer het getijverschil voor het Marsdiep tussen 1933 en 1997 niet wordt aangepast. Voor het Vlie komen de berekeningen het beste overeen wanneer wordt gerekend met tijdsafhankelijke waterstanden. Door Van Geer (2007) is ook een analyse van de ontwikkeling van de niveaus van hoog- en laagwater in de verschillende stations van de westelijke Waddenzee gepresenteerd. Het verschil in de ontwikkeling van de niveaus van hoog- en laagwater tussen de station in het Marsdiep en die in het Vlie levert een plausibele verklaring voor de tijdsafhankelijkheid van het Vlie en de onafhankelijkheid van het Marsdiep. In de hele westelijke Waddenzee neemt het niveau van hoogwater toe. In het getijdebekken van het Marsdiep gaat deze ontwikkeling samen met een toename van het niveau van laagwater, zodat de getijslag gelijk blijft. In het Vlie blijft het niveau van laagwater min of meer gelijk, zodat de getijslag toeneemt. In deze studie wordt voor het getijdebekken van het Vlie verder gewerkt met tijdsafhankelijke waterstanden en voor het Marsdiep niet-variabele waterstanden.

5.3 Voorspellingen met bodemdaling

5.3.1 Inleiding

We hebben simulaties uitgevoerd voor drie hoofdsenario's (tabel 5.2). In het eerste scenario gaan we uit van zoutwinning met een snelheid van $0,72 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{j}$ over een periode van 21 jaar, in het tweede scenario van zoutwinning met een snelheid van $0,37 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{j}$ over een periode van 40 jaar en in het derde scenario van zoutwinning met een snelheid van $0,50 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{j}$ over een periode van 30 jaar.

Voor elke van de drie hoofdsenario's hebben we de volgende drie sub-scenario's toegepast:

- zoutwinning volledig onder de platen
- zoutwinning volledig onder de geulen
- zoutwinning 50% onder de platen en 50% onder de geulen

In totaal zijn de effecten van zoutwinning daarom voor 9 scenario's doorgerekend. Dit is uitgevoerd voor zowel het Vlie-bekken als het Marsdiep-bekken afzonderlijk.

Tabel 5.2: Scenario's voor zoutwinning zoals toegepast in ASMITA

Scenario	Snelheid van zoutwinning $\times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$	Onder de platen $\times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$	Onder de geulen $\times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$	Periode van zoutwinning
1 a	0,720	0,720	-	21 jaar
1 b		-	0,720	
1 c		0,360	0,360	
2 a	0,370	0,370	-	40 jaar
2 b		-	0,370	
2 c		0,185	0,185	
3 a	0,500	0,500	-	30 jaar
3 b		-	0,500	
3 c		0,250	0,250	

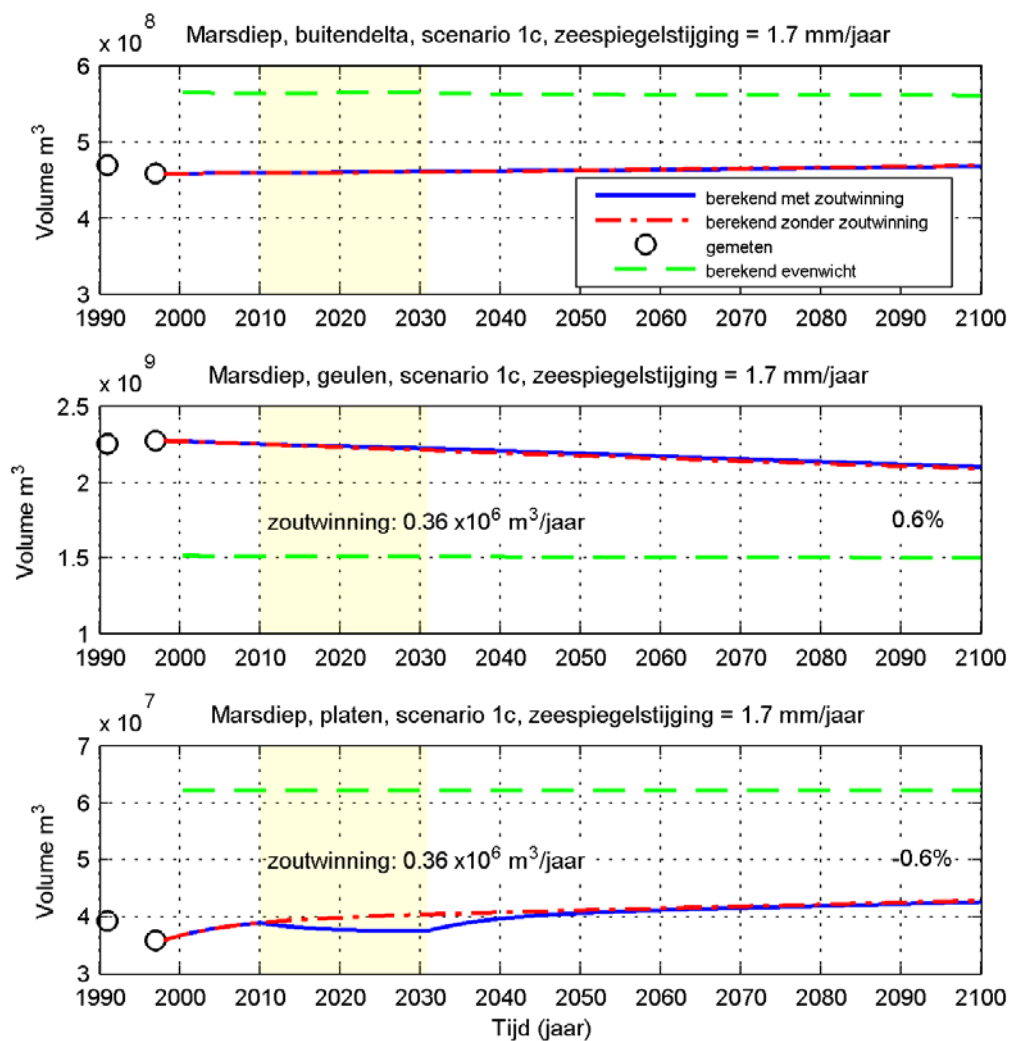
5.3.2 Effecten van zoutwinning in de huidige situatie

Voor de huidige situatie gaan we uit van de geobserveerde zeespiegelstijging van 1,7 mm/j en een toename van het getijverschil voor het Vlie van 2,3 mm/j en een stabiel getijverschil voor het Marsdiep, zoals door Van Geer (2007) bepaald en gebruikt in zijn studie. In de bepaling van de effecten van zoutwinning op de morfologie van de bekkens richten we de aandacht met name op de geulen en de platen. Enig effect op de buitendelta blijkt nauwelijks aanwezig te zijn.

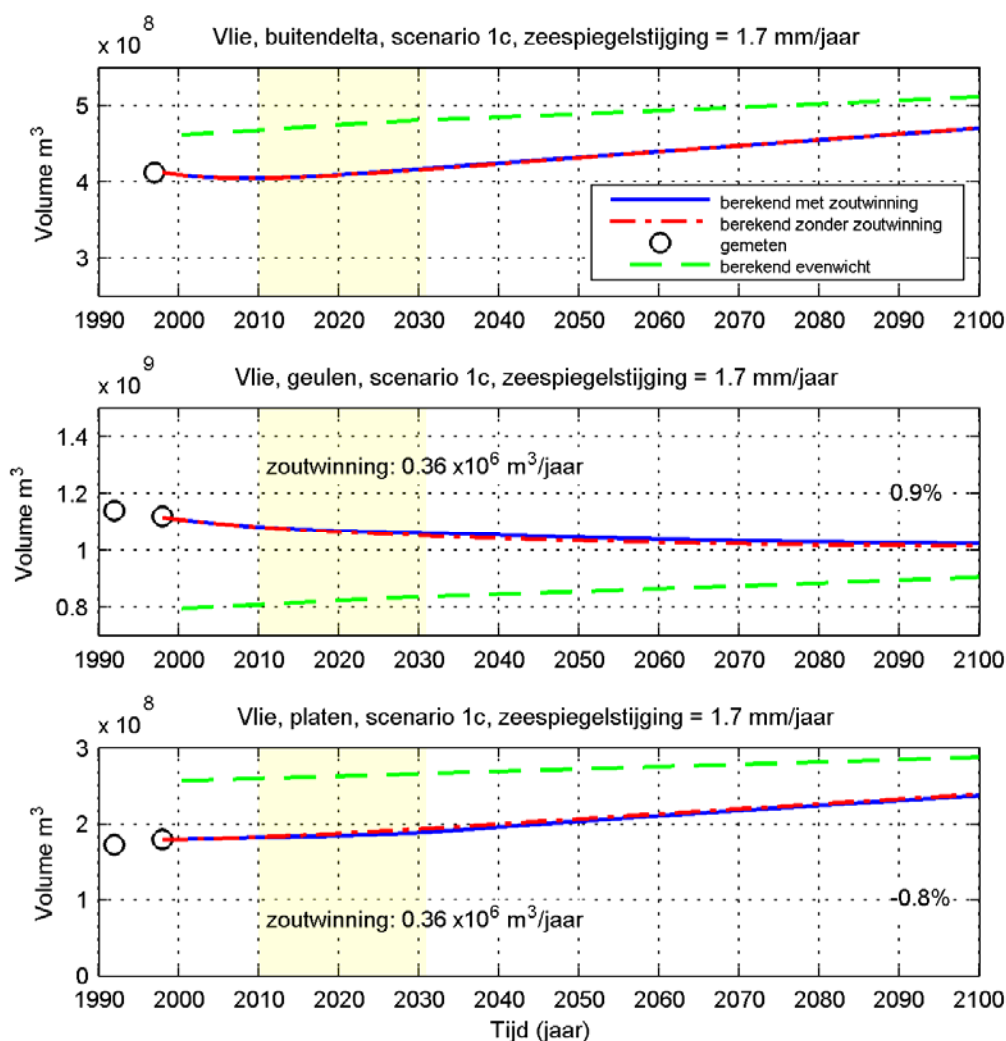
Figuur 5.7 toont de berekende volumes voor het Marsdiep weergegeven voor scenario 1c met zoutwinning en vergelijkt deze met een situatie zonder zoutwinning. In bijlage B worden de figuren gepresenteerd voor het Marsdiep voor alle scenario's. Het Marsdiep is, vergeleken met het Vlie, betrekkelijk ver van zijn evenwicht verwijderd. Door natuurlijk afname van het geulvolume en toename van het plaatvolume beweegt het bekken echter geleidelijk in de richting van zijn evenwicht (figuur 5.7). Zoutwinning vertraagt dit proces tijdelijk, op lange termijn is het effect verdwenen. De resultaten van de ASMITA-berekeningen laten zien dat het plaatvolume tijdens de zoutwinning afneemt, maar dat na het beëindigen van de zoutwinning dit volledig hersteld. Het onderste paneel in figuur 5.7 laat zien dat ongeveer 20 jaar na de zoutwinningsperiode het volume van de platen vrijwel op de oorspronkelijke groeilijn ligt. Aan het eind van de berekende periode, dat is 2100, is het sedimentvolume van de platen in 2100

0,6% kleiner en is het watervolume van de geulen 0,6% groter (in figuur 5.7 zijn deze percentages bij de ontwikkeling van geulen en de platen aangegeven). Dit geldt ook voor de andere scenario's (zie appendix B). Een dergelijke klein verschil valt binnen de variatie in de sediment- en watervolumes die van nature optreedt, bijvoorbeeld onder invloed van de 18,6 jarige cyclus in het getij (Wang en Eysink, 2005). De ontwikkeling van het sedimentvolume van de buitendelta met en zonder zoutwinning komt overeen, zodat inderdaad geconstateerd kan worden dat nauwelijks effect op de buitendelta optreedt.

Figuur 5.8 toont berekende volumes voor het Vlie van de buitendelta, de geulen en de platen van 1998 t/m 2100 voor het scenario (1c) waarbij zoutwinning plaatsvindt voor een periode van 21 jaar en het volume voor 50% ten laste komt van de platen en 50% van de geulen. In bijlage B worden de berekeningen voor alle scenario's gepresenteerd. De ASMITA-berekeningen voor het Vlie laten een natuurlijke afname van het geulvolume in de komende 100 jaar zien waardoor de geulen geleidelijk naar hun evenwicht bewegen (figuur 5.8). Ook door natuurlijke toename van het plaatvolume beweegt dit naar zijn evenwicht. De platen groeien sneller dan de toename van het evenwichtsvolume en zullen daarom in de toekomst (bij ongewijzigde condities) steeds verdere in de buurt van de evenwichtssituatie geraken. Zoutwinning vertraagt deze natuurlijke beweging naar evenwicht enigszins. Dit effect is echter tijdelijk. Aan het eind van de berekende periode is het effect van zoutwinning op het geul- of plaatvolume minder dan 1% (dit zijn de percentages die in de figuren 5.7 en 5.8 bij de ontwikkeling van geulen en de platen zijn aangegeven).



Figuur 5.7: Berekende volumes voor het Marsdiep van de buitendelta, de geulen en de platen van 1998 t/m 2100 voor scenario 1c.



Figuur 5.8: Berekende volumes voor het Vlie van de buitendelta, de geulen en de platen van 1998 t/m 2100 voor scenario 1c.

5.3.3 Bodemdaling en de maximale groei van de platen

In bovenstaande simulaties zijn we uitgegaan van de huidige waargenomen zeespiegelstijging van 1,7 mm/j in westelijke Waddenzee, zoals is gehanteerd door Van Geer (2007). De ASMITA-berekeningen laten zien dat de platen van het Vlie-bekken en het Marsdiep-bekken deze zeespiegelstijging op natuurlijke wijze zullen volgen, ook nadat de bodemdaling als gevolg van de zoutwinning heeft plaatsgevonden. In de toekomst zal de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt mogelijk toenemen, waardoor de getijdebekken in de Waddenzee waarschijnlijk niet meer mee kunnen groeien. Bij een bepaalde stijgingssnelheid wordt een grens bereikt waarop de sedimentatie in de getijdebekken nog net de gelijke tred kan houden met de stijging van de zeespiegel, zoals in paragraaf 5.1.2 is besproken. De indicator voor de kritische grens voor de lange termijn morfologische ontwikkeling is de groeisnelheid van het plaatvolume na een periode van 100 jaar.

Zonder de bodemdaling door zoutwinning wordt in het getijdebekken van het Vlie bij een snelheid van 5,9 mm/j de kritische grens bereikt. De kritische grens in de snelheid van de

zeespiegelstijging voor het getijdebekken van het Marsdiep is 4,8 mm/j, op basis van hetzelfde criterium. Tot een snelheid van zeespiegelstijging van 4,8 mm/j neemt het volume van de platen meer toe dan het evenwichtvolume toeneemt. Bij een zeespiegelstijgingssnelheid die groter is dan 4,8 mm/j zal de omvang van de platen gaan afnemen. Voor het getijdebekken van het Marsdiep is de kritische grens voor de snelheid van de zeespiegelstijging daarmee 4,8 mm/j. Hierbij moet worden bedacht dat deze modelsimulaties in gevalideerd op basis van de geobserveerde ontwikkeling van het sedimentvolume *zonder zandwinning*. In werkelijkheid is het vermogen van de getijdebekken om sediment te importeren dan ook groter dan wordt verondersteld in de modelsimulaties. Ook de kritische grens voor zeespiegelstijging zou hoger liggen wanneer de onttrekking voor zandwinning in rekening was gebracht.

Naast berekening van de kritische zeespiegelstijging zonder de invloed van zoutwinning zoals getoond in figuur 5.2, hebben we ook voor de scenario's met zoutwinning deze kritische grens berekend. Deze is voor elke scenario uit tabel 5.2 bepaald door de ASMITA-simulaties uit voeren verschillende zeespiegelstijgingsnelheden. De initiële zeespiegelstijgingsnelheid was steeds 1,7 mm/j en deze is telkens met 0,1 mm/j verhoogd, totdat de kritische grens was bereikt, oftewel, totdat de groeisnelheid van de platen in het jaar 2100 even groot werd als de groeisnelheid van het evenwichtsvolume. Deze procedure is doorlopen voor het Marsdiep en het Vlie.

Tabel 5.3 toont de kritische zeespiegelstijging waarbij de platen nog mee kunnen groeien. Zonder zoutwinning (scenario 0) ligt dit voor het Vlie op 5,9 mm/j en voor het Marsdiep op 4,8 mm/j. Het effect van zoutwinning hierop is relatief gering. Met zoutwinning ligt de maximale zeespiegelstijging die de platen kunnen volgen voor het Vlie tussen de 5,9 en 6,2 mm/j en voor het Marsdiep tussen 4,8 en 5,1 mm/j, afhankelijk van het scenario.

Dat volgens de ASMITA-berekeningen de zeespiegelstijging die de platen kunnen volgen in alle gevallen hoger is mét zoutwinning dan zónder zoutwinning is een logisch gevolg van de respons van het model op de verstoring. Bodemdaling door zoutwinning helpt volgens de berekeningen het meegroeivermogen van de platen en dit is het gevolg van de evenwichtsrelatie tussen het getijprisma en het geulvolume (vergelijking 10)

We lichten dit mechanisme puntsgewijs toe:

1. Door de bodemdaling door zoutwinning vertraagt tijdelijk de groei van het plaatvolume.
2. Volgens vergelijking (6) neemt hierdoor het getijprisma iets meer toe dan in de situatie zonder zoutwinning.
3. Volgens vergelijking (10) neemt hierdoor het watervolume van de geul iets meer toe dan in de situatie zonder zoutwinning.
4. Zodat extra sediment overblijft uit de geul, dat gedeeltelijk ten goede komt aan groei van de platen.

De verhoging van de kritische grens als gevolg van de zoutwinning onder de platen is dus een logisch effect van de invloed op het getijdeprisma. Op de lange termijn na 2100, nadat ook de laatste (<1%) effecten van de bodemdaling door zoutwinning volledig zijn verdwenen, is geen sprake van een verhoogde kritische grens als gevolg van de zoutwinning. Bij de beschouwing van de kritische grenzen laten we het daarom buiten beschouwing.

Tabel 5.3: Kritische zeespiegelstijging waarbij de platen op gelijke snelheid groeien als hun evenwichtsvolume, bepaald m.b.v ASMITA. Tabel 5.2 geeft een overzicht van de scenario's.

Scenario	Kritische zeespiegelstijging	
	Vlie (mm/j)	Marsdiep (mm/j)
0	5,9	4,8
1	a	4,9
	b	4,9
	c	4,9
2	a	5,1
	b	4,9
	c	5,0
3	a	5,0
	b	4,9
	c	4,9

De uitkomsten van de modelvoorspellingen geven kritische grenzen voor de snelheid van de zeespiegelstijging van 5,9 mm/j voor het Vlie en van 4,8 mm/j voor het Marsdiep. De grootte van de kritische grenzen wordt niet verlaagd door de tijdelijke invloed van de bodemdaling. De snelheid waarmee de zeespiegel stijgt, blijkt de bepalende factor voor de ontwikkeling van de getijdebekkens, zoals in eerdere studies ook is vastgesteld (Wang & Eijssink, 2005). De genoemde kritische grenzen zijn de uitkomsten van de modelsimulaties en deze zijn niet een op een om te zetten in het meegroeivermogen. Omdat de zandwinning niet in de ontwikkeling van de sedimentvolumes van de getijdebekkens is opgenomen is in werkelijkheid het vermogen van de getijdebekkens om sediment te importeren dan ook groter.

5.4 Modelgevoeligheden

De ASMITA-modelvoorspellingen bevatten inherente onzekerheden die gerelateerd zijn aan onzekerheden in de randvoorwaarden en in de vrije modelparameters. Een voorbeeld van het eerste is het bekkenoppervlak waarvan de bepaling van de grootte voor een deel subjectief is, want afhankelijk van de keuze voor de ligging van het wantij. Een voorbeeld van het tweede is de horizontale uitwisselingscoëfficiënt tussen platen en geulen. In deze paragraaf zullen we de effecten van deze onzekerheden kwantificeren.

Kragtwijk (2001) toont de effecten van variatie in verschillende randvoorwaarden en modelparameters op ASMITA-modeluitkomsten in termen van drie verschillende morfologische tijdschalen, gebruik makende van een gelineariseerde versie van het model. Van Geer (2007) laat zien wat het effect is van het gebruik van vaste of in de tijd variërende waterstanden en vaste of ruimtelijk variërende bekkengrenzen.

Volgens Van Goor et al. (2003) is de kritische zeespiegelstijging het meest gevoelig voor de volgende randvoorwaarden en modelparameters:

- bekkenoppervlak (sedimentbehoefte),
- horizontale uitwisselingscoëfficiënten (capaciteit van het systeem om sediment intern te verdelen)
- evenwichtsconcentratie van de buitenwereld (sedimentaanvoer).

Voor het doel van de huidige studie laten we zien wat het effect is van variatie van deze randvoorwaarden en modelparameters op de door ons berekende kritische zeespiegelstijging. In aanvulling hierop variëren we ook de verticale uitwisseling en de macht van de transportfunctie.

Kragtwijk (2001) varieert de geometrische randvoorwaarden met 20% en de andere parameters op basis van eerdere studies. Wij hebben gekozen voor een variatie met 25% onder en boven de gekalibreerde of initiële waarde voor vrijwel alle randvoorwaarden en modelparameters, behalve de macht van de transportfunctie en de verticale uitwisselingscoëfficiënt. Dit is een betrekkelijk ruime marge waar de parameterwaarden uit eerdere studies royaal binnen vallen. De macht van de transportfunctie hebben we op basis van transportformules uit de literatuur gevarieerd tussen 2 en 4. De verticale uitwisselingscoëfficiënt hebben we gevarieerd met een factor 10.

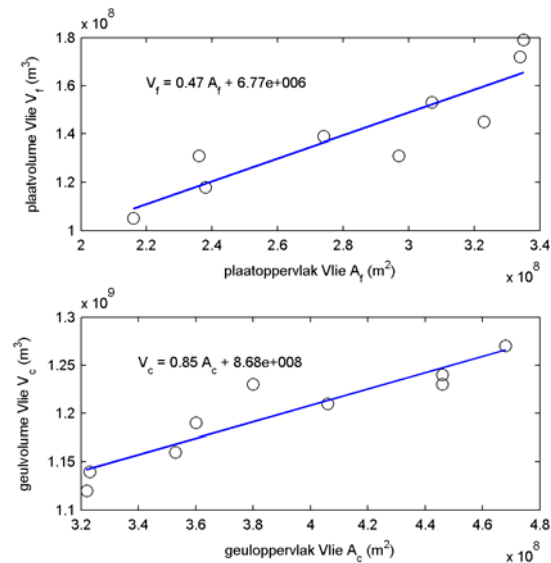
Tabel 5.4: Ranges toegepast in de gevoeligheidsanalyse

Randvoorwaarde of parameter	Initiële of gekalibreerde waarde	Gevoeligheidsrange
A_f	$3,35 \times 10^8$	$2,51 \times 10^8 - 4,19 \times 10^8$
A_c	$3,22 \times 10^8$	$2,42 \times 10^8 - 4,03 \times 10^8$
$A_f + A_c$	$6,57 \times 10^8$	$5,75 \times 10^8 - 7,39 \times 10^8$
$\delta_{f,c}$	1300	975 – 1625
$\delta_{c,d}$	2560	1920 – 3200
$\delta_{d,E}$	1770	1328 – 2213
c_E	2×10^{-4}	$1,5 \times 10^{-4} - 2,5 \times 10^{-4}$
w_s	1×10^{-4}	$0,1 \times 10^{-4} - 10 \times 10^{-4}$
k	2	2 – 4

5.4.1 Bekkenoppervlak (randvoorwaarde)

Het bekkenoppervlak is de som van het plaatoppervlak en het geuloppervlak $A_b = A_f + A_c$, ofwel, het totale natte oppervlak op gemiddeld hoogwaterniveau. Verandering hiervan heeft een directe invloed op het getijprisma en in ASMITA een belangrijke invloed op de evenwichtsvolumes van de platen, de geulen en de buitendelta via vergelijkingen (6) t/m (11).

Het bekkenoppervlak wordt bepaald door de grenzen van het bekken. Aan de landzijde van het bekken ligt dit voor de westelijke Waddenzee vast. Op de Waddenzee zelf wordt dit bepaald door de locatie van het wantij. Van Geer (2007) laat zien dat het wantij tussen de bekkens van het Vlie en het Marsdiep zich verplaatst. Bovendien is de bepaling van de locatie van het wantij afhankelijk van de gehanteerde definitie en interpretaties (paragraaf 2.3). Dit brengt onzekerheden met zich mee. We laten zien wat het effect hiervan is op de kritische zeespiegelstijging.



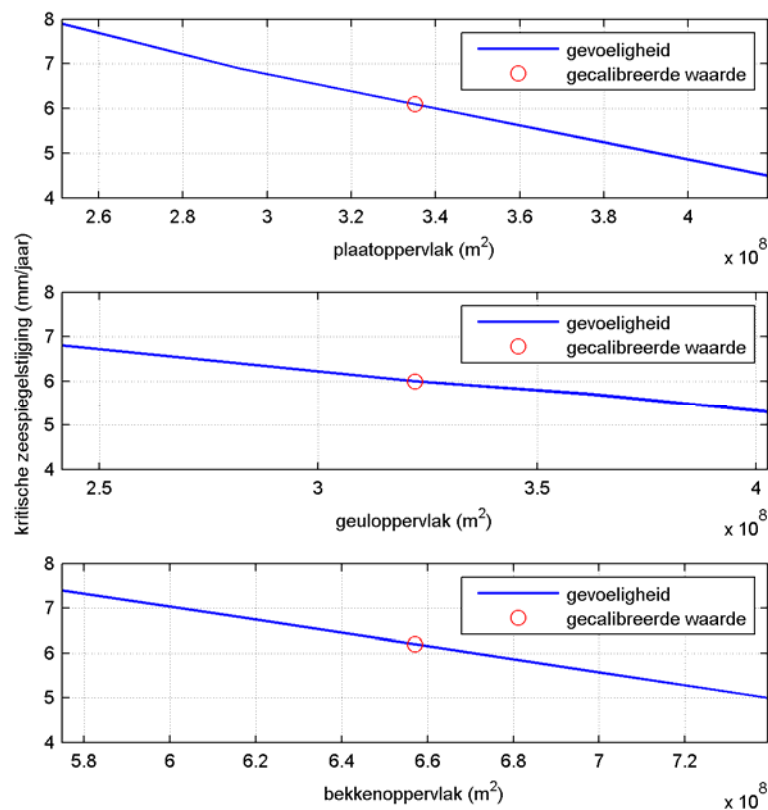
Figuur 5.9: Plaatvolume als functie van plaatoppervlak (bovenste paneel) en geulvolume als functie van geuloppervlak (onderste paneel) voor het Vlie-bekken. Data van Van Geer (2007), zie Appendix A.

Verandering van het bekkenoppervlak wordt voor een deel bepaald door verandering van het plaatoppervlak en voor een deel van het geuloppervlak. We onderzoeken de gevoeligheid van het model voor drie mogelijkheden:

- 1) verandering van het plaatoppervlak met 25%,
- 2) verandering van het geuloppervlak met 25%
- 3) verandering van het plaatoppervlak met 12.5% en het geuloppervlak met 12.5%

Verandering van de oppervlakken heeft ook gevolgen voor de volumes. Figuur 5.9 toont de hiervoor toegepaste relaties voor het Vlie-bekken. Deze zijn bepaald op basis van de gegevens in Appendix A.

Het bovenste paneel van figuur 5.10 laat zien dat de kritische zeespiegelstijging afneemt met toenemend plaatoppervlak. Dit is een logisch gevolg van het feit dat de sedimentaanvoer en uitwisseling min of meer gelijk blijft terwijl het plaatoppervlak toeneemt. Dezelfde hoeveelheid sediment moet dus over een groter oppervlak worden verdeeld. Hierdoor verloopt de groei van de platen trager en kunnen deze de zeespiegelstijging minder gemakkelijk bijhouden. Verandering van het plaatoppervlak met -25% en +25% leidt tot een verandering van de kritische zeespiegelstijging met +30% en -26%.



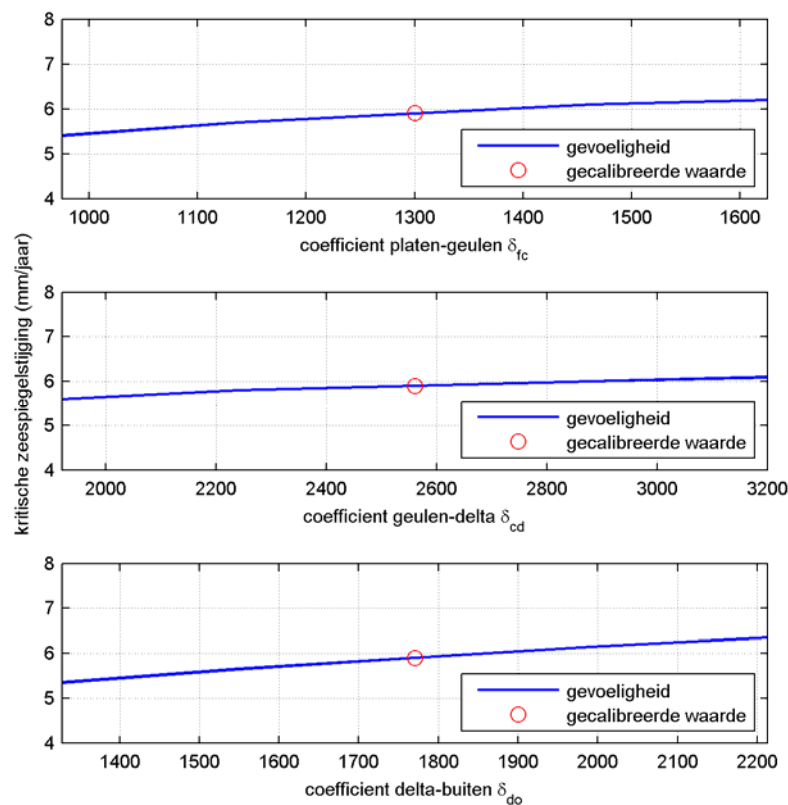
Figuur 5.10: Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in plaatoppervlak (bovenste paneel), geuloppervlak (middelste paneel) en bekkenoppervlak (onderste paneel)

Een toename van het geuloppervlak resulteert ook in een afname van de kritische zeespiegelstijging (middelste paneel figuur 5.10). De geulen hebben echter minder invloed dan de platen. De invloed wordt veroorzaakt doordat de geulen in het Vlie (en overigens ook in het Marsdiep) op dit moment ruimer zijn dan het evenwicht waardoor de geulen een zekere sedimentbehoefte hebben. Deze neemt af bij kleiner wordend geulvolume maar neemt toe bij groter wordend geulvolume. Het sediment dat aan de geulen ten goede komt is niet meer beschikbaar voor de platen waardoor deze de zeespiegelstijging minder gemakkelijk bij kunnen houden. Verandering van het geuloppervlak met 25% leidt tot een verandering van de kritische zeespiegelstijging met 11-13%.

De effecten van verandering van het bekkenoppervlak waarbij ongeveer de helft wordt bepaald door de platen en de andere helft door de geulen heeft een invloed die tussen bovengenoemde effecten in ligt. Verandering van het bekkenoppervlak met 25% resulteert in een verandering van de kritische zeespiegelstijging met 19%.

5.4.2 Horizontale uitwisseling (modelparameter)

We hebben de gevoeligheid van de modeluitkomsten voor variatie in de horizontale uitwisselingscoëfficiënt tussen platen en geulen $\delta_{f,c}$, tussen geulen en delta $\delta_{c,d}$ en tussen delta en buitenwereld $\delta_{d,e}$ getest door deze afzonderlijk in vijf stappen tot 25% naar beneden en boven te variëren, waarbij de overige parameters constant zijn gehouden, en hiermee vervolgens de kritische zeespiegelstijging te berekenen. Figuur 5.11 toont het resultaat.



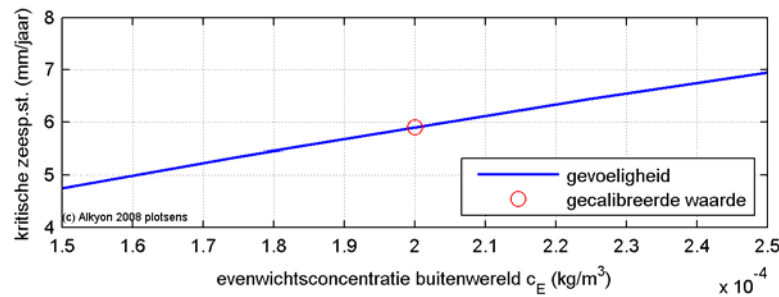
Figuur 5.11: Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in horizontale uitwisselingscoëfficiënten

Het bovenste paneel van figuur 5.11 laat zien dat een variatie van de uitwisselings-coëfficiënt tussen platen en geulen met 25% leidt tot een verandering van de kritische zeespiegelstijgingsgrens met 5-8%. Die tussen geulen en buitendelta met 3-5% (middelste paneel) en tussen geulen en buitendelta met 8% (onderste paneel).

5.4.3 Evenwichtsconcentratie buitenwereld (modelparameter)

Voor de drie elementen platen, geulen en buitendelta is de kust en het *offshore* gebied rondom de buitendelta gedefinieerd als buitenwereld. De evenwichtsconcentratie van deze buitenwereld c_E representeert de lange termijn beschikbaarheid van sediment voor het getijdebekken. Deze sedimenttoevoer wordt gegenereerd in de brandingszone van de waddeneilanden als gevolg van kustlangs transport dat door golven wordt opgewekt (Van Goor *et al.*, 2003).

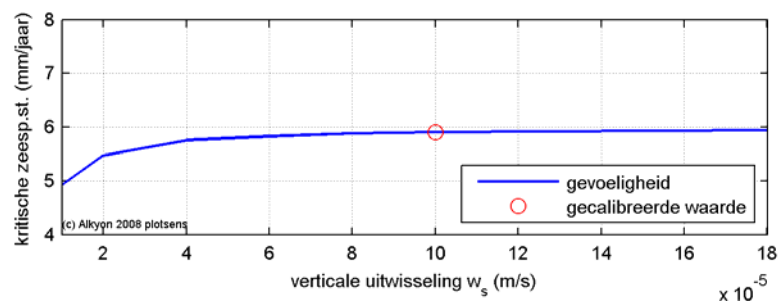
Figuur 5.12 laat zien dat een lagere c_E leidt tot een lagere kritische zeespiegelstijgings-grens. Dit is een logische gevolg van het feit dat een geringere sedimentaanvoer ervoor zorgt dat het systeem minder snel kan groeien en daarom minder mogelijkheden heeft zeespiegelstijging te volgen. Verandering van c_E met 25% leidt tot een verandering van de kritische zeespiegelstijgingsgrens met 18-19%.



Figuur 5.12: Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in evenwichtconcentratie buitenwereld

5.4.4 Verticale uitwisseling (modelparameter)

De verticale uitwisselingscoëfficiënt w_s bepaalt hoe snel het sediment sedimenteert en weer erodeert. Kragtwijk (2001) laat zien dat deze parameter een relatief grote invloed heeft op de morfologische tijdschalen van het systeem. Figuur 5.13 laat zien dat w_s een verhoging van w_s ten opzicht van de in deze studie aangenomen waarde een betrekkelijk kleine invloed heeft op de kritische zeespiegelstijging. Een verlaging van w_s heeft een niet te verwaarlozen effect.



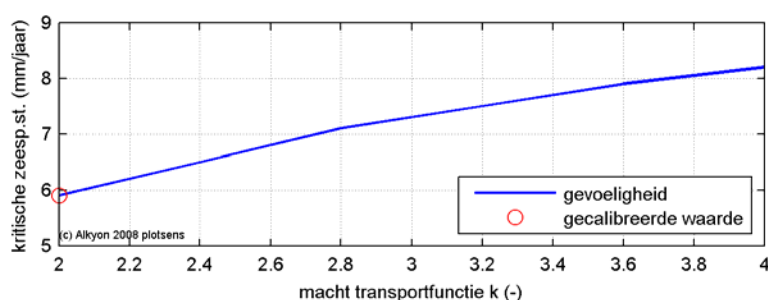
Figuur 5.13: Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in verticale uitwisseling

Verlaging van w_s met een factor 10, dat is 90%, resulteert in een verlaging van de kritische zeespiegelstijging met 17%. Verhoging van w_s met een factor 10, dat is 900%, verhoogt de kritische zeespiegelstijging met 1%.

5.4.5 Macht van transportfunctie (modelparameter)

De macht van de transportfunctie k bepaalt volgens vergelijking (12) de lokale evenwichtconcentratie. Deze macht representeert een niet-lineair verband tussen stroomsnelheid en sediment transport. Vorige studies hanteren $k = 2$, hetgeen overeenstemt met een derde macht tussen stroomsnelheid en sediment transport. Dit is een gebruikelijke relatie zoals bijvoorbeeld ook toegepast in de formuleringen van Bailard (1981). In andere formuleringen is deze macht soms groter.

In deze studie onderzoeken we het effect van verschillende transportformuleringen door k te variëren tussen 2 en 4.



Figuur 5.14: Gevoeligheid van de berekende kritische zeespiegelstijging voor variatie in de macht van de transportfunctie

Figuur 5.14 laat zien dat verhoging van de macht k in de transportfunctie van $k = 2$ naar $k = 4$ resulteert in een verhoging van de kritische zeespiegelstijging met 39%.

5.4.6 Discussie

Voorgaande gevoeligheidsanalyse geeft een beeld van de effecten van variatie van modelparameters op de berekende kritische zeespiegelstijging. Tabel 5.5 geeft een samenvattend overzicht. De voor het doel van de huidige studie meest interessante parameters in Tabel 5.5 zijn de variabelen die de kritische zeespiegelstijging het sterkst doen verlagen. Daardoor neemt immers het meegroeivermogen af. Dit zijn met name het plaatoppervlak en de evenwichtsconcentratie van de buitenwereld. Onzekerheden in deze parameters hebben het grootste effect op de resultaten.

Tabel 5.5: Overzicht modelgevoeligheid voor diverse parameters

Parameter	Variatie	Effect op kritische zeespiegelstijging
A_f	-25% tot +25%	+30% tot -26%
A_c	-25% tot +25%	+13% tot -12%
$A_f + A_c$	-25% tot +25%	+19% tot -19%
$\delta_{f,c}$	-25% tot +25%	-8% tot +5%
$\delta_{c,d}$	-25% tot +25%	-5% tot +3%
$\delta_{d,E}$	-25% tot +25%	-9% tot +8%
c_E	-25% tot +25%	-19% tot +18%
w_s	factor 0.1 tot 10	-17% tot +1%
n	factor 1 tot 2	0% tot +39%

Het plaatoppervlakte vergroten levert de laagste kritische zeespiegelstijging voor het Vliebekken, uitgaande van scenario 1b, die 26% lager is dan de waarde met een gekalibreerd model. Hierbij hoort de kanttekening dat een toename van het plaatoppervlakte met 25%, die de reden van deze lage kritische snelheid is, fysisch nauwelijks mogelijk is. Binnen de totale oppervlakte van het getijdebekken blijft er dan namelijk te weinig ruimte over voor de getijdegeulen. De toename met 25% is bijvoorbeeld ook groter dan de geobserveerde veranderingen die in het

verleden hebben plaatsgevonden na de afsluiting van de Zuiderzee. Bij een meer realistische bandbreedte van 10% (+/- $34,0 \times 10^6 \text{ m}^2$) is in figuur 5.10 zichtbaar dat de kritische zeespiegelstijgingsnelheid tussen de 5 en 7 mm/j ligt.

Een beschouwing van de bijdrage van de verschillende parameters aan de bandbreedte laat zien dat de gemiddelde waarde voor de kritische zeespiegelstijging die uit de gevoeligheidsanalyse volgt 6 mm/j is. In de volgende paragraaf zal worden beargumenteerd dat 5 mm/j een voorzichtige ondergrens is voor het meegroeien, waarbij de spreiding die door de verschillende parameters wordt geïntroduceerd is meegewogen.

5.5 Meegroeivermogen op basis van modelsimulaties

In dit hoofdstuk is het ASMITA-model toegepast voor de bepaling van het effect van zoutwinning op de geulen en platen in de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep. Hiervoor is gebruik gemaakt van de instellingen van het ASMITA-model volgens Van Geer (2007), waarbij is gewerkt met de individuele getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep. Het model is gevalideerd met de sedimentvolumes zoals verzameld door Kragtwijk (2001) en ook toegepast door Van Geer (2007). In deze volumes is op geen enkele wijze rekening gehouden met de onttrekking voor de zandwinning, zodat de kritische zeespiegelstijgingsnelheid niet één op één kan worden omgezet in het meegroeivermogen. Het gemiddelde volume van $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ dat in de calibratieperiode was gemoeid met de zandwinning is het equivalent van een sedimentatie van 0,9 mm/j over het oppervlakte van beide getijdebekken.

Het effect van zeespiegelstijging en bodemdaling is gekwantificeerd in termen van een kritische zeespiegelstijging, die is gedefinieerd als de zeespiegelstijging waarbij de platen met dezelfde snelheid groeien als hun evenwichtsvolume. Wanneer de platen minder snel groeien zullen ze geleidelijk verdrinken. De kritische zeespiegelstijging is bepaald voor een natuurlijk scenario zonder ingrepen en voor verschillende zoutwinningsscenario's. De kritische zeespiegelstijging voor het getijdebekken van het Vlie bedraagt ongeveer 5,9 mm/j. Die voor het getijdebekken van het Marsdiep ongeveer 4,8 mm/j.

Het ASMITA-model voor de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie omvat impliciet de effecten van de afsluiting van de Zuiderzee, omdat de ontwikkelingen van de sedimentvolumes en morfologie de periode omvat van aanpassingen aan deze ingreep. Door het ASMITA-model wordt bijvoorbeeld voor het getijdebekken van het Marsdiep een veel groter plaatareaal en -volume berekend voor de evenwichtsconfiguratie dan waar in de observaties sprake van is. Het effect hiervan werkt door in de berekende kritische zeespiegelstijging en dit is een van de redenen dat deze voor het Marsdiep lager is dan voor het Vlie. Een andere reden is het verschil in de oppervlakte van de bekkens.

Bij de berekeningen van de eerder genoemde kritische zeespiegelstijging van Vlie en Marsdiep is geen afname van het sedimentvolume door de onttrekking voor de zandwinning is verdisconteerd, die een mogelijke sedimentatie van 0,9 mm/j over het oppervlakte van beide bekkens vertegenwoordigd. Daarom zijn deze kritische zeespiegelstijgingsnelheden onderschattingen van het werkelijke meegroeivermogen. Met inachtneming van de onzekerheden in de randvoorwaarden en vrije modelparameters hanteren we een voorzichtige ondergrens voor de kritische zeespiegelstijging van 5 mm/j voor beide bekkens.

6 Sedimentbalans en aanvoer van de kust

6.1 Inleiding

In Oost *et al.* (1998) is per getijdebekken een sedimentbalans opgesteld om te berekenen bij welke zeespiegelstijgingsnelheid de sedimentvraag in de Waddenzee het sedimentaanbod uit de kustzone overtreft. Bij die snelheid kan namelijk niet meer voldoende sediment naar de Waddenzee worden getransporteerd om de stijgende zeespiegel te volgen. Dat is dan ook een maat voor het meegroeivermogen van het getijdebekken.

Deze aanpak omvat in potentie alle processen en aspecten die van belang zijn in de westelijke Waddenzee:

- Afsluiting Zuiderzee;
- Verkleining en verlanding bekken;
- Zand- en schelpenwinning;
- Veranderingen in het getij;
- Zeespiegelstijging.

De veronderstelling bij deze aanpak is dat de belangrijkste beperking de aanvoer van zand uit de kustzone is. Dit is een wezenlijk andere aanpak dan de analyse van de geobserveerde sedimentatie (hoofdstuk 4) en de ASMITA-berekeningen (hoofdstuk 5). Er wordt geen gebruik gemaakt van de gegevens over de sedimentatie en erosie, zodat de berekeningen met de sedimentbalans onafhankelijk zijn van de voorgaande benaderingen.

De berekeningen van de sedimentbalans, zoals die in Oost *et al.* (1998) zijn gerapporteerd, worden in dit hoofdstuk opnieuw uitgevoerd, waarbij de nieuwe inzichten en getallen worden gebruikt waar daar sprake van is. Op deze wijze wordt op dezelfde navolgbare wijze berekend wat de meegroeivermogens van de getijdebekken van het Marsdiep en Vlie zijn.

Voor het opstellen van een sedimentbalans is inzicht nodig in de sedimentvraag en in het sedimentaanbod. In de volgende paragraaf worden de factoren die de sedimentvraag bepalen besproken. Hierbij worden per factor de getallen voor de sedimentvraag in beeld gebracht, zoals die door verschillende auteurs zijn genoemd en gebruikt. Daarbij wordt telkens gemotiveerd welk getal door ons is gebruikt bij het opstellen van de sedimentbalans. In paragraaf 6.3 wordt deze exercitie uitgevoerd voor de factoren die het sedimentaanbod bepalen.

6.2 Factoren sedimentvraag

De sedimentvraag in de getijdebekken is een optelsom van het sedimentvolume dat noodzakelijk is voor morfologische aanpassingen in de Waddenzee (Eysink, 1979, 1993, Stive en Eysink, 1989, Louters en Gerritsen, 1994, Oost *et al.*, 1998, Rakhorst, 2003). De factoren die de sedimentvraag bepalen zijn:

- De aanpassing van de getijdebekken aan de stijging van de zeespiegel (de relatieve stijging, inclusief de regionale daling van de ondergrond);
- Toename van het areaal intergetijdeplaten en de toename van het areaal kwelders: Als gevolg van komverkleining door aanslibbing wordt het getijprisma kleiner; zullen de geulen kleiner worden en derhalve zal extra sedimentatie in de geulen plaatsvinden (Stive en Eysink, 1989; Eysink, 1993);
- Toename van de getijslag in de Waddenzee vergroot het getijdeprisma en leidt tot een toename van het sedimentvolume van de buitendelta;
- Het hoger worden van de kwelders door sedimentatie;
- Onttrekkingen van oppervlakte delfstoffen (zand en schelpen);
- Lokale bodemdaling als gevolg van het winnen van delfstoffen uit de ondergrond;

- Morfologische aanpassingen aan afsluitingen (Afsluitdijk; Lauwerszeedijk).

De lokale bodemdaling als gevolg van de winningen van delfstoffen uit de ondergrond laten we buiten deze beschouwing, omdat we juist hiervoor de gebruikruimte willen vaststellen. De bestaande bodemdaling door de gaswinning vanaf de locatie Zuidwal, in het kombergingsgebied van het Vlie, bedraagt volgens Hoeksema e.a. (2004) $3,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ in de periode 2004-2050.

De onttrekking van oppervlakedelfstoffen wordt in het overzicht opgenomen conform Oost et al. (1998). Het opnemen van de oppervlakedelfstoffen betekent dat deze niet ook nog eens meegewogen hoeven te worden bij de gebruikruimte. De factor sedimentatie op de kwelders is niet van toepassing in de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie, omdat zich daar geen noemenswaardige arealen kwelders bevinden.

Enkele factoren, zoals het effect van de langjarige verlandings- en het effect van de toename van de getijslag zijn tegengesteld. In de berekeningen met het ASMITA-model wordt de uitwisseling van het sediment tussen de belangrijkste morfologische elementen (platen, geulen, buitendelta en de uitwisseling met de kust) onder invloed van de verschillende factoren, inclusief de tegengestelde, uitgerekend. Deze meer geavanceerde aanpak uit het ASMITA-model zit niet in de balansaanpak verwerkt. Door een deel van het sedimentaanbod buiten de beschouwing te laten wordt door ons een voorzichtige aanpak gevolgd, leidend tot een kleiner meegroeivermogen.

De schattingen van verschillende auteurs voor de verschillende factoren worden in tabel 6.1 gepresenteerd. In de laatste kolom van deze tabel zijn de getallen opgenomen die door ons voor de sedimentbalans worden gebruikt. Dit is inclusief nieuwe schattingen van het volume onttrekkingen van oppervlakte delfstoffen, op basis van overzichten van recente winvolumes en wijzigingen in het ontgrondingsbeleid. Onder tabel 6.1 volgt een uitgebreide motivatie voor de keuze van de door ons gebruikte getallen.

De verschillen in de sedimentvraag als gevolg van de relatieve stijging van de zeespiegel komen voort uit kleine verschillen in de gebruikte oppervlaktes van de kombergingsgebieden en uit de verschillende snelheden waarmee de zeespiegel stijgt. Ook zijn de volumes bij de twee bekkens in Eysink (1993) waarschijnlijk omgekeerd overgenomen uit Stive en Eysink (1989) en ook op die manier in Louters en Gerritsen (1994) terechtgekomen. De benadering is namelijk in alle studies hetzelfde, de sedimentvraag als gevolg van de zeespiegel wordt verkregen door het oppervlakte van het gebied te vermenigvuldigen met de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt.

De sedimentvraag door langjarige verlandings- en is gebaseerd op een gemiddelde afname van het oppervlakte van de getijdebekken in de westelijke Waddenzee van 0,035% per jaar. Gekoppeld aan de afname van het oppervlakte is een afname van de inhoud (watervolume) van het bekken. De benodigde sedimentatie in het bekken kan deels plaatsvinden met sediment dat afkomstig is uit de buitendelta, omdat het sedimentvolume daarvan iets kan afnemen. Stive en Eysink (1989) hebben de bijdrage van het sediment uit de buitendelta verdisconteerd in de sedimentvraag als gevolg van verlandings- en.

Het is voor de sedimentvraag door langjarige verlandings- en niet duidelijk op welke andere berekeningen (bijvoorbeeld andere oppervlakte kombergingsgebieden of andere evenwichtrelaties) de getallen van Eysink (1993) en Louters en Gerritsen (1994) zijn gebaseerd. Mogelijk zijn hiervoor de uitkomsten van het MORRES model (Biegel, 1993) gebruikt, maar deze zijn niet separaat gerapporteerd. De herkomst van deze getallen is belangrijk, omdat de relatief grote volumes die door Louters en Gerritsen (1994) worden genoemd de bovengrens vormen voor Oost (1998). Rakhorst (2003) komt op basis van observaties aan de ontwikkeling van de intergetijdegebieden op getallen van $1,06 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ voor het getijdebekken van het Marsdiep en $1,57 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ voor het Vlie. De getallen die door ons zijn opgenomen in tabel 6.1 en worden gebruikt in de sedimentbalans zijn de getallen van Stive en Eysink (1989) *zonder* de sedimentbijdrage van de buitendelta's, omdat deze bijdrage aan de aanbodkant van de sedimentbalans is geplaatst.

Tabel 6.1: Sedimentvraag in $10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ in de westelijke Waddenzee (de cursief weergegeven optelsommen zijn door ons gemaakt).

	Stive en Eysink, 1989	Eysink, 1993	Louters en Gerritsen, 1994	Oost, 1998	Elias, 2005	Deze studie
Sedimentvraag kombergingsgebied relatieve zeespiegelstijgingsnelheid (rZSS)						
	17 cm/eeuw	17 cm/eeuw	20 cm/eeuw	18 cm/eeuw ¹	20 cm/eeuw	20 cm/eeuw ¹
Marsdiep	1,21	1,12	1,12	1,28		1,42
Vlie	1,12	1,22	1,22	1,20		1,34
westelijke Waddenzee					2,84	2,76
Sedimentvraag door langjarige verlanding						
Marsdiep	0,81	1,04	1,41	0-1,4		1,17
Vlie	0,7	1,41	1,89	1-1,9		1,02
westelijke Waddenzee						
Sedimentvraag als effect van afsluitingen						
Marsdiep	0,7	0,7	0,7	0,75 ²		0,7
Vlie	0	0	0	0		0
westelijke Waddenzee					0 - 3,16	
Geschatte toekomstige zandvraag t.b.v. sedimentwinning						
Marsdiep	0,5	0,5	0,1	0,1-0,5		0,2
Vlie	0,75	0,75	0,45	0,45-0,75		0,2
westelijke Waddenzee					nvt	
TOTAAL						
Marsdiep	3,2	3,35				3,49
Vlie	2,7	3,5				2,56
westelijke Waddenzee	5,79	6,84	6,94	4,78 - 7,78	5 - 6	6,05

1: Deze waarde is gebruikt voor het bepalen van de sedimentvraag in het getijdebekken in het bovenstaande overzicht, voor de sedimentbalans wordt het bekkenoppervlakte vermenigvuldigd met de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt.

2: Dit is de waarde die is vermeld in tabel 5.1 van Oost et al. (1998). Deze waarde zou hetzelfde moeten zijn als de waarde die is opgegeven door Louters en Gerritsen (1994), maar dat is niet het geval.

De sedimentvraag als gevolg van afsluitingen van $0,7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ is gebaseerd op de exponentiële afname van de sedimentatie, die door Stive en Eysink (1989) is afgeregeld op de ontwikkeling van het sedimentvolume van het Marsdiep van 1932 tot 1988 van $220 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Door Elias (2006a, 2006b) is beargumenteerd dat de bekkens van het Marsdiep en het Vlie sterk zijn gekoppeld en dat de ontwikkeling van het sedimentvolume van beide bekkens tezamen moet worden beschouwd. Hij geeft twee trendmatige ontwikkelingen weer (in zijn figuur 3.5), waarbij de ene ontwikkeling een lineair verloop heeft en de andere exponentieel. Beide trends zijn bepaald met inbegrip van de toename van het sedimentvolume die noodzakelijk is om de stijging van de zeespiegel te volgen. Na correctie voor deze sedimentvraag blijft volgens de lineaire trend een toename van $3,16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ over die is gekoppeld aan de afsluiting van de Zuiderzee. De benadering van Elias schuift impliciet ook de aanpassingen die voortkomen uit de langjarige verlanding onder de noemer van aanpassingen aan de afsluiting.

De zandwinning uit de getijdebekken levert een breed scala aan volumes op. Dat is niet vreemd, omdat nog tot in de jaren '90 relatief grote volumes sediment aan de westelijke Waddenzee zijn

onttrokken (tabel 2.1). Pas vanaf het eind van de jaren '90 is de zandwinning daadwerkelijk gereduceerd tot het zand dat vrijkomt bij het, vanuit de nautische vereisten noodzakelijke, onderhoud van de vaargeulen, overeenkomstig het beleid. De voorspelling van een winvolume van $0,2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ per bekken zijn gebaseerd op het voortzetten van dit beleid. Dit is een realistische en zelfs voorzichtige aanname, omdat wordt ingezet op een verdere reductie van de winning van zand binnen het kuststelsel (de Ronde, 2008).

Hoewel her en der verschillen optreden in de gebruikte getallen en er een duidelijk andere benadering zit tussen die van Elias (2006a, b) en de andere auteurs, komen de getallen voor de sedimentvraag voor de combinatie van de beide bekkens (de onderste kolom van tabel 6.1) grotendeels overeen. Deze getallen mogen worden geplaatst tegenover de geobserveerde sedimentatie in de beide bekkens, die gemiddeld over de periode 1998-2004, $6,3 \pm 0,68 \times 10^6 \text{ m}^3$ bedraagt.

In de laatste kolom van tabel 6.1 staan de getallen zoals die in de sedimentbalans in de voorliggende studie worden gehanteerd. Het belangrijkste verschil met eerdere studies is dat wordt uitgegaan van zandwinvolumes van maximaal $0,2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ per bekken. Deze verwachting is gebaseerd op de ontwikkelingen van het zandwinvolume in de afgelopen 10 jaar en aan het zandwinbeleid in de Waddenzee. Verder wordt uitgegaan van de volumes voor de verlandings in het bekken en de aanpassing aan de afsluiting van de Zuiderzee die overeenkomen met de oorspronkelijke studie van Stive en Eysink (1989). Deze volumes zijn traceerbaar tot een berekening over de afname van het bekken areaal met 0,035% per jaar. Het totaal voor verlandings en aanpassing voor de westelijke Waddenzee (van $2,89 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$) in deze studie komt daarmee vrijwel overeen met het maximale volume voor aanpassing van $3,16 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$, zoals gerapporteerd door Elias (2005). De effecten van de toename van de getijslag, die een netto bijdrage van sediment aan de Waddenzee opleveren (Rakhorst, 2003) zijn buiten de bepaling gelaten.

De sedimentvraag voor de westelijke Waddenzee is, op basis van de nieuwe inzichten en getallen, bepaald op $6,05 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ (bij een zeespiegelstijging van 20 cm/eeuw). Dit is opgebouwd uit een sedimentvraag van $3,49 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ voor het getijdebekken van het Marsdiep en $2,56 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ voor het getijdebekken van het Vlie.

6.3 Factoren sedimentaanbod

Het sedimentaanbod dat beschikbaar is voor de opvulling van de getijdebekken is de optelsom van het sediment dat beschikbaar is door morfologische aanpassingen binnen het bekken, op de buitendelta's en langs de Noordzeekust en fijn sediment. De factoren die het aanbod van sediment bepalen zijn:

- Terugschrijden van de kustlijn langs de Noordzee (inclusief het landwaarts verschuiven van de positie van de buitendelta's);
- Toename van de getijslag in de Waddenzee maakt sediment beschikbaar binnen het bekken: Doordat het getijdeprisma toeneemt, worden de geulen groter, zodat daaruit sediment beschikbaar komt (Rakhorst, 2003).
- Afname van het sedimentvolume van de buitendelta's, als gevolg van langjarige verlandings: Door de afname van de grootte van het bekken wordt het getijdeprisma kleiner en daarbij hoort een buitendelta met een kleiner volume (Stive en Eysink, 1989);
- Beschikbaarheid van fijn sediment uit de Noordzee (de aanvoer van fijn sediment via de Afsluitdijk naar de westelijke Waddenzee is beperkt);
- Zandsuppleties langs de eilandkusten en de kop van Noord-Holland.

Schattingen van verschillende auteurs voor de bepalende factoren die het aanbod van sediment bepalen zijn in tabel 6.2 opgenomen. Hieronder wordt uitgelegd op welke wijze deze getallen zijn opgebouwd en welke keuze is gemaakt voor deze studie.

De bepaling van het zandvolume dat beschikbaar is uit de kustzone is door Oost et al. (1998) gebaseerd op de observatie dat de gemiddelde achteruitgang van de kustlijn maximaal 8 m/j bedraagt. Op basis van de kustlengte per getijdebekken, in combinatie met geschematiseerd kustprofiel, dat van NAP – 20 m tot NAP + 1 m loopt, is berekend welk volume zand vrijkomt bij deze maximale achteruitgang. Dit volume is niet volledig beschikbaar voor het getijdebekken, omdat bij de stijgende zeespiegel ook zand nodig is voor de aanpassing van het kustprofiel. Dit aspect komt in de zandbalans tot uitdrukking. De berekening is onverkort overgenomen uit Oost et al. (1998).

Tabel 6.2: Sedimentaanbod in $10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ bij de getijdebekkens Marsdiep en Vlie in de westelijke Waddenzee.

	Stive en Eysink, 1989	Rakhorst, 2003	Oost, 1998	Deze studie
Terugschrijden kustlijn langs de Noordzee				
Marsdiep	-	-	5,4 ¹	5,4 ¹
Vlie	-	-	5,7 ¹	5,7 ¹
westelijke Waddenzee				
Afname sedimentvolume buitendelta's				
Marsdiep	0,4	Totaal 140 10^6 m^3	-	0
Vlie	0,3	Totaal 120 10^6 m^3	-	0
westelijke Waddenzee				
Toekomstige zandaanbod suppleties				
Marsdiep	-	-	-	1,26
Vlie	-	-	-	0
westelijke Waddenzee				
Fijn sediment				
Marsdiep	-	-	0.5 (10%)	0,62 (25%)
Vlie	-	-	0.6 (10%)	0,77 (34%)
westelijke Waddenzee				
TOTAAL				
Marsdiep	-	-	5,9	7,3
Vlie	-	-	6,3	6,9
westelijke Waddenzee			12,2	14,2

- 1: Dit is het maximaal beschikbare volume bij een kustachteruitgang van gemiddeld 8 m/j over de volledige kustlijnlengthe, maar zonder rekening te houden met het sedimentvolume dat noodzakelijk is om op de vooroever de stijgende zeespiegel bij te houden.

Het zandvolume dat vrijkomt uit de buitendelta's, door het afnemen van de getijprisma's van de getijdebekkens zijn overgenomen uit tabel 2 van Stive en Eysink (1989). Door Rakhorst (2003) is de eenmalige bijdrage van de stapsgewijze toename van de getijslag in de jaren '70 becijferd op respectievelijk $140 \times 10^6 \text{ m}^3$ en $120 \times 10^6 \text{ m}^3$. Hierbij is overigens geen rekening gehouden met de toename van het sedimentvolume van de buitendelta die volgt uit de toename van het getijprisma. De getallen van Rakhorst (2003) geven een indicatie van de sedimentvolumes die met de veranderingen in de getijslag gemoeid zijn. De fluctuaties in het tijverschil door de 18,6 jarige cyclus in het getij hebben, in termen van het effect op de sedimentvolumes, een effect van vergelijkbare grootte (Rakhorst, 2003; Ministerie van Economische Zaken, 2006). In onze

beschouwing laten we deze aspecten buiten de berekeningen. Omdat bij de sedimentvraag wel rekening wordt gehouden met de andere zijde van dit effect, namelijk het effect van verlanding, kan dit als een voorzichtige benadering worden beschouwd (het meegroeivermogen wordt lager).

In de Kustlijnkaarten 2009 (Rijkswaterstaat, 2008) is een figuur opgenomen met het totale suppletievolumen per kustvak. In het gehele kustvak Noord-Holland, dat loopt vanaf IJmuiden tot en met het Zeegat van Texel, is $44,18 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand gesuppleerd in de periode van 1991 tot 2008, oftewel gemiddeld $2,5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ (vóór 1991 is ook al $5,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand gesuppleerd in dit kustvak). In het kustvak Texel, dat de kustlijn van geheel Texel omvat, is in dezelfde periode $31,27 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand gesuppleerd en dat is ruim $1,8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ (vóór 1991 is reeds $11,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ zand gesuppleerd op Texel). Van dit zand is een deel terechtgekomen in de kustgebieden ten zuiden en noorden van het Zeegat van Texel en dit zand kan een bijdrage leveren aan het sedimentvolume in de Waddenzee. Wanneer we aannemen dat van de suppleties in het kustvak Noord-Holland slechts een vierde deel een bijdrage levert aan de sedimentatie in de Waddenzee en in het kustvak Texel slechts een derde deel, dan betreft het nog steeds $21,47 \times 10^6 \text{ m}^3$ gesuppleerd zand en dat betekent gemiddelde $1,26 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$. De aanname dat slechts een kwart van het kustgebied van Noord-Holland en een derde van het kustgebied van Texel bijdrages leveren aan het sedimentaanbod voor de westelijke Waddenzee is een lage en daarmee voorzichtige schatting.

Het totale suppletievolumen op Vlieland en Terschelling bedraagt in dezelfde periode $6,79 \times 10^6 \text{ m}^3$. In vergelijking met het zandaanbod bij het Zeegat van Texel is dit een dermate kleine bijdrage, dat we deze buiten beschouwing laten.

Het lijkt realistisch om bij het sedimentaanbod door zandsuppleties uit te gaan van het gemiddelde over de afgelopen 17 jaar. In deze periode bestaat het kustbeleid uit het handhaven van de positie van de kustlijn met zandsuppleties. Het lijkt zeer waarschijnlijk dat dit beleid ook in toekomst zal worden voortgezet en dat de suppletievolumes in de nabijheid van het Zeegat van Texel alleen maar zullen toenemen (de Ronde, 2008; Deltacommissie, 2008; Ministerie van Verkeer en Waterstaat, 2009). Met deze waarschijnlijke toename hebben we voorzichtigheidshalve geen rekening gehouden.

De bijdrage van fijn sediment aan de sedimentatie in de Waddenzee is door Oost et al (1998) gesteld op 10%. In de Passende Beoordeling (Ministerie van Economische Zaken, 2006) is hierover opgemerkt dat door Zwarts (2004) lagere percentages slib worden genoemd, zodat een percentage van 5% als realistisch werd gekenschetst. Dit lagere percentage is niet in de berekeningen verdisconteerd. Onze bijdrage van fijn sediment is gebaseerd op de berekeningen in hoofdstuk 2, die juist op aanzienlijk hogere percentages fijn sediment uitkomen (specifiek voor de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie). Overigens verschilt de bijdrage van fijn sediment van Oost et al (1998) slechts beperkt met de getallen in de voorliggende studie. Het verschil is respectievelijk 0,1 en $0,2 \text{ m}^3/\text{j}$ voor de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep. Dat kleine absolute verschil, ondanks het grote verschil in de percentages, komt omdat Oost et al (1998) het percentage fijn sediment oplegt aan het sedimentaanbod en in de voorliggende studie het wordt opgelegd aan de geobserveerde sedimentatie.

De belangrijkste verschillen met eerdere bepalingen komen voort uit het opnemen van een bijdrage van $1,26 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ door zandsuppleties in het aanbod voor het getijdebekken van het Marsdiep en het opnemen van de waargenomen bijdrage van fijn sediment van respectievelijk $0,62 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ voor het getijdebekken van het Marsdiep en $0,77 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ voor het getijdebekken van het Vlie.

Op basis van de nieuwe inzichten en getallen komt het sedimentaanbod voor het getijdebekken van het Marsdiep op $6,64 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ en voor het getijdebekken van het Vlie op $5,76 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ (bij een zeespiegelstijging van 20 cm/eeuw). De toename ten opzichte van de getallen van Oost et al.

(1998) is gebaseerd op de waargenomen grotere bijdrage van fijn sediment en de grotere bijdrage van zandsuppleties.

6.4 Sedimentbalans

De sedimentvraag en het sedimentaanbod vormen samen de input voor de sedimentbalans van de grote getijdebekken. De sedimentbalans is het verschil tussen de sedimentvraag in de getijdebekken en het sedimentaanbod. Uit de balans volgt onder welke omstandigheden de vraag groter wordt dan het aanbod. De sedimentvraag in de bekken en het aanbod vanuit de kustzone zijn beide functies van de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt. De sedimentbalans is dat dus ook. Het verschil tussen de vraag naar sediment in het bekken en het totale aanbod van sediment van buiten het bekken is bepalend voor de respons van de getijdebekken.

Zolang er sprake is van voldoende aanbod van sediment, kan het getijdebekken zich aanpassen aan de stijgende zeespiegel, zonder dat de huidige karakteristieken van het gebied veranderen. Als er onvoldoende aanbod is, kan geen volledige aanpassing meer plaatsvinden. De snelheid waarmee de zeespiegel stijgt op het moment dat er nog net genoeg aanbod is van sediment om aan de vraag te doen, wordt het meegroeivermogen genoemd. De resultaten voor het getijdebekken van het Marsdiep zijn weergegeven in tabel 6.3 en de resultaten voor het getijdebekken van het Vlie zijn weergegeven in tabel 6.4.

Voor beide getijdebekken geldt dat de overgang van een overschot naar een tekort optreedt bij een zeespiegelstijging van 6 mm/j (oftewel 60 cm/eeuw). Tot een snelheid van zeespiegelstijging van 5 mm/j is er sprake van een overschot, er is dan meer sediment beschikbaar, in de vorm van zand uit de vooroever, suppletiezand en fijn sediment, dan dat noodzakelijk is om in het bekken de stijging van de zeespiegel op te vangen. In Oost et al. (1998) wordt in hun tabel 5.5 gerapporteerd dat de overgang naar een sedimenttekort optreedt bij zeespiegelstijgingsnelheden tussen de 3,1 en 4,9 mm/j, op basis van de hoogste schattingen ("maximum case") voor de sedimentvraag in het bekken. Een waarde voor het Marsdiep is in Oost et al. (1998) niet gegeven. Het verschil met de voorliggende sedimentbalans is het gevolg van een kleinere sedimentvraag in combinatie met een groter sedimentaanbod. De lagere sedimentvraag in de voorliggende studie in vergelijking met Oost et al. (1998) is het gevolg van de afname van de zandwinning in de Waddenzee. Het grotere sediment aanbod in de voorliggende studie is het resultaat van het gebruik van een traceerbaar volume voor het effect van verlanding en afsluitingen, een grotere bijdrage van fijn sediment, op basis van observaties en een bijdrage door zandsuppleties. Daarbij moet worden bedacht dat het gebruik van de relatief kleine bijdrage van het totale volume aan zandsuppleties en het gebruik van de gehalveerde percentages fijn sediment een waarschijnlijke onderschatting van het meegroeivermogen van enkele tienden van mm tot gevolg heeft gehad.

Tabel 6.3: Sedimentbalans Marsdiep

Relatieve Zee-spiegel-stijging (mm/j)	Sediment-vraag kombergings-gebied stijging zee-spiegel x 10⁶ m³/j	Sediment vraag door langjarige ver-landing x 10⁶ m³/j	Sediment vraag als effect van afsluit-ingen x 10⁶ m³/j	Geschatte toekomstige zandvraag t.b.v. sediment winning x 10⁶ m³/j	TOTAAL Sediment vraag x 10⁶ m³/j	Beschik-baar uit terug-schrijden Noordzee kustlijn x 10⁶ m³/j	Aanpas-sing kust-profiel stijging zee-spiegel x 10⁶ m³/j	Aanbod zand-suppleties x 10⁶ m³/j	Aanbod fijn sediment x 10⁶ m³/j	TOTAAL Sediment aanbod x 10⁶ m³/j	VERSCHIL + surplus - tekort x 10⁶ m³/j
0	0,00	1,17	0,70	0,20	2,07	5,40	0,00	1,26	0,62	7,28	5,21
1	0,71	1,17	0,70	0,20	2,78	5,40	-0,32	1,26	0,62	6,96	4,18
2	1,42	1,17	0,70	0,20	3,49	5,40	-0,64	1,26	0,62	6,64	3,15
3	2,14	1,17	0,70	0,20	4,21	5,40	-0,96	1,26	0,62	6,32	2,12
4	2,85	1,17	0,70	0,20	4,92	5,40	-1,28	1,26	0,62	6,00	1,09
5	3,56	1,17	0,70	0,20	5,63	5,40	-1,60	1,26	0,62	5,68	0,05
6	4,27	1,17	0,70	0,20	6,34	5,40	-1,92	1,26	0,62	5,36	-0,98
7	4,98	1,17	0,70	0,20	7,05	5,40	-2,24	1,26	0,62	5,04	-2,01
8	5,70	1,17	0,70	0,20	7,77	5,40	-2,56	1,26	0,62	4,72	-3,04
9	6,41	1,17	0,70	0,20	8,48	5,40	-2,88	1,26	0,62	4,40	-4,07
10	7,12	1,17	0,70	0,20	9,19	5,40	-3,20	1,26	0,62	4,08	-5,11

Tabel 6.4: Sedimentbalans Vlie

Relatieve Zee-spiegel-stijging (mm/j)	Sediment-vraag komber-gings-gebied stijging zee-spiegel x 10⁶ m³/j	Sediment vraag door langjarige ver-landing x 10⁶ m³/j	Sediment vraag als effect van afsluit-ingen x 10⁶ m³/j	Geschatte toekom-stige zandvraa g t.b.v. sediment winning x 10⁶ m³/j	TOTAAL Sediment vraag x 10⁶ m³/j	Beschik-baar uit terug-schrijden Noordzee kustlijn x 10⁶ m³/j	Aanpas-sing kust-profiel stijging zee-spiegel x 10⁶ m³/j	Aanbod zand-suppleties x 10⁶ m³/j	Aanbod fijn sediment x 10⁶ m³/j	TOTAAL Sediment aanbod x 10⁶ m³/j	VERSCHIL + surplus - tekort x 10⁶ m³/j
0	0,00	1,02	0,00	0,20	1,30	5,66	0,00	0,00	0,77	6,43	5,13
1	0,67	1,02	0,00	0,20	1,97	5,66	-0,34	0,00	0,77	6,09	4,12
2	1,34	1,02	0,00	0,20	2,64	5,66	-0,67	0,00	0,77	5,76	3,12
3	2,00	1,02	0,00	0,20	3,30	5,66	-1,01	0,00	0,77	5,42	2,12
4	2,67	1,02	0,00	0,20	3,97	5,66	-1,34	0,00	0,77	5,09	1,12
5	3,34	1,02	0,00	0,20	4,64	5,66	-1,68	0,00	0,77	4,75	0,11
6	4,01	1,02	0,00	0,20	5,31	5,66	-2,01	0,00	0,77	4,42	-0,89
7	4,68	1,02	0,00	0,20	5,98	5,66	-2,35	0,00	0,77	4,08	-1,89
8	5,34	1,02	0,00	0,20	6,64	5,66	-2,68	0,00	0,77	3,75	-2,90
9	6,01	1,02	0,00	0,20	7,31	5,66	-3,02	0,00	0,77	3,41	-3,90
10	6,68	1,02	0,00	0,20	7,98	5,66	-3,35	0,00	0,77	3,08	-4,90

6.5 Bruto sedimenttransporten in en uit de getijdebekkens

Een belangrijke vraag voor de toepasbaarheid van de sedimentbalans is of er voldoende sediment door de zeegaten naar de getijdebekkens kan worden getransporteerd? Als dat niet het geval is, dan kunnen, ondanks voldoende sedimentaanbod aan de kustzijde, de getijdebekkens in de Waddenzee de stijgende zeespiegel niet volgen. Op deze vraag is in de Integrale bodemdalingstudie (Oost et al. 1998) een antwoord gegeven, dat hier wordt aangevuld met nieuwe inzichten op basis van observaties (Ridderinkhof, 2008) en modelsimulaties (Elias, 2006a).

Het bruto transport van zand naar en uit de getijdebekkens is bepaald door Eysink (1993). Voor het Vlie bedraagt de schatting van het bruto sedimenttransport $13,5 - 18,5 \times 10^9$ kg zand/j (Eysink, 1993). Dat komt volgens Oost et al (1998) overeen met $8,7 - 11,9 \times 10^6$ m³ zand/j. Deze schatting is gebaseerd op één meting in het Vlie gedurende springtij en onder rustige meteorologische omstandigheden (Eysink, 1993).

Voor het Marsdiep en de andere zeegaten zijn de waarden van het Vlie gebruikt in combinatie met de breedte van de keel van het zeegat. Omdat het Marsdiep in verhouding tot het Vlie minder breed is (2500 m. versus 6300 m.) is de schatting voor de bruto transporten naar het getijdebekken van het Marsdiep kleiner, namelijk $9,5 - 13 \times 10^9$ kg zand/j (Eysink, 1993). Dat komt volgens Oost et al (1998) overeen met $6,1 - 8,4 \times 10^6$ m³ zand/j. Het gebruik van de breedte van de keel van het zeegat in plaats van de doorstroomoppervlakte levert waarschijnlijk een onderschatting op van de sedimenttransporten door smalle diepe zeegaten, zoals het Zeegat van Texel.

Het transport van fijn sediment (silt) door het Vlie dat is geobserveerd tijdens de meting, was groter dan het zandtransport.

De modelberekeningen van Elias (2006a, b) laten zien dat naast het getij ook de effecten van wind, golven en de opzetverschillen vergelijkbare bijdragen leveren aan de bruto en netto sedimenttransporten door het Marsdiep. Dit komt overeen met waarnemingen dat onder minder rustige condities veel meer sediment in beweging is in het Waddenmilieu (bijvoorbeeld in De Haas en Eisma, 1993). Het is waarschijnlijk dat dit eveneens geldt voor de andere zeegaten van de Waddenzee, omdat daar vergelijkbare fysische processen van invloed zijn op de waterbeweging en het sedimenttransport. Dit zou betekenen dat de door Eysink (1993) gerapporteerde bruto sedimenttransporten in het Vlie lage waarden representeren, omdat deze observaties tijdens rustige meteorologische condities zijn gedaan. De bijdrage van de meteorologische condities aan de bruto sedimenttransporten levert tevens een verklaring voor de observaties van hoge sedimentconcentraties en sedimenttransporten in het Marsdiep door Ridderinkhof (2008).

De door Eysink (1993) geobserveerde bruto zandtransporten door de keel van het Zeegat van het Vlie liggen in dezelfde grootte van orde als de waargenomen hoogste sedimentatiesnelheden in het getijdebekken (Oost et al, 1998). Dit geldt ook voor de bruto zandtransporten, die op basis van de observatie aan het Vlie door Eysink (1993) naar de andere bekkens zijn vertaald. Deze zandtransporten zijn voldoende om in de getijdebekkens de hierboven gerapporteerde sedimentatiesnelheden van 5 mm/j voor het Marsdiep en het Vlie bij te houden. Waarschijnlijk geven de door Eysink (1993) gerapporteerde en door Oost et al. (1998) gebruikte observeerde bruto zandtransporten een ondergrens aan, zeker voor het Marsdiep. Op basis van de waarnemingen kan ook worden geconstateerd dat ruim voldoende fijn sediment beschikbaar is voor sedimentatie. De sedimenttransporten in en uit de getijdebekkens door de zeegaten vormen daarom geen belemmering voor de toepasbaarheid van de sedimentbalans voor de twee getijdebekkens.

6.6 Ondergrens van het meegroeivermogen

De omslag tussen een sedimentoverschot en een sedimenttekort ligt, volgens de voorliggende sedimentbalans, tussen de 5 en 6 mm/j (50 en 60 cm/eeuw) voor de getijdebekkens van het Marsdiep en Vlie. In deze sedimentbalans is alleen naar de ondergrens ("minimum case" volgens Oost *et al.*, 1998) gekeken, zodat deze getallen mogen worden beschouwd als een ondergrens van het meegroeivermogen.

De ondergrens komt voort uit het buiten beschouwing laten van een aantal factoren aan de aanbodzijde. Het effect van de verlanding op de sedimentvraag wordt wel meegenomen (grotere vraag), maar niet het bijkomende effect op het sedimentaanbod (kleiner aanbod). Ook de positieve bijdrage van de veranderde getijslag op de sedimentbudgetten van de getijdebekkens en de buitendelta's is niet in de balans opgenomen (kleiner aanbod). In de bijdrage van de zandsuppleties is slechts een klein deel van de kust in de beschouwing betrokken. Ook het zandvolume in de duinen, dat een belangrijke bijdrage kan leveren aan het zandaanbod van de kust, is buiten beschouwing gelaten, conform de benadering van Oost *et al.* (1998). Dit alles maakt het een daadwerkelijk voorzichtige, veilige ondergrens.

Een schatting van de bovengrens kan worden bereikt door de factor 'sedimentvraag door langjarige verlanding' uit de tabellen 6.3 en 6.4 buiten de beschouwing te laten. Het effect hiervan is dat de balans tussen aanbod en vraag omslaat tussen de 6 en 7 mm/j voor de getijdebekkens van het Marsdiep en het Vlie.



7 Meegroeivermogen Vlie en Marsdiep

7.1 Inleiding

Het meegroeivermogen van de Waddenzee is gedefinieerd als: “Het natuurlijke vermogen van een kombergingsgebied, uitgedrukt in mm/j over het hele gebied, om de relatieve zeespiegelstijging (rZSS) op lange termijn bij te houden terwijl het geomorfologisch evenwicht en de sedimentbalans in stand blijven” (Ministerie van Economische Zaken, 2006). In de drie voorgaande hoofdstukken is op verschillende manieren geanalyseerd op welke wijze de sedimentatie in de grote getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep heeft plaatsgevonden, om zo te komen tot een realistische ondergrens van het meegroeivermogen.

In hoofdstuk 4 is de geobserveerde ontwikkeling van het sedimentvolume in de beide getijdebekken geanalyseerd. Dit geeft inzicht in de gerealiseerde langjarige sedimentatie in de beide getijdebekken.

In hoofdstuk 5 is met het ASMITA-model gerekend aan de kritische grens voor de zeespiegelstijging, waarbij de sedimentatie op de platen achter gaat lopen met de toename van de waterstanden.

In het daaropvolgende hoofdstuk 6 is een sedimentbalans opgesteld, waarin de aanvoer van sediment uit de kustzone als bepalende factor optreedt.

Deze drie verschillende methoden hebben getallen opgeleverd voor de kritische snelheid van zeespiegelstijging. Elke aanpak heeft zijn eigen voordelen, maar ook bepaalde beperkingen. In dit hoofdstuk worden de uitkomsten van de verschillende methoden naast elkaar gezet en vergeleken. Ook worden de uitkomsten vergeleken met de eerder bepaalde waarden voor het meegroeivermogen voor de grote getijdebekken (Oost et al., 1998; Hoeksema, 2004; NAM, 2006).

7.2 Kritische zeespiegelstijgingsnelheid

Op basis van observaties aan de bodemligging en gegevens voor de onttrekking van sediment (zandwinning) is vastgesteld dat in de periode van 1933 tot 2004 het sedimentvolume in de getijdebekken van het Marsdiep en Vlie samen gemiddeld $6,29 \pm 0,68 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ is toegenomen. De geobserveerde langjarige sedimentatie omvat zowel de periode van initiële snelle aanpassingen als de daaropvolgende periode met langzame aanpassing. Vanwege het beperkte aantal waarnemingen en de beperkte nauwkeurigheid van de gegevens is het niet mogelijk om alleen van de periode van snelle aanpassingen de respons te bepalen.

Modellering van de langjarige ontwikkelingen van de individuele getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep met het ASMITA-model, conform Van Geer (2007) en gevalideerd met de sedimentvolumes zoals verzameld door Kragtwijk (2001) levert een kritische zeespiegelstijging voor het getijdebekken van het Vlie van 5,9 mm/j. De kritische zeespiegelstijging voor het getijdebekken van het Marsdiep bedraagt 4,8 mm/j. In deze berekeningen is op geen enkele wijze rekening gehouden met de onttrekking voor de zandwinningen daarom zijn deze kritische zeespiegelstijgingsnelheden onderschattingen van het werkelijke meegroeivermogen. Met inachtneming van de onzekerheden in de randvoorwaarden en vrije modelparameters hanteren we een realistische, zelfs voorzichtige ondergrens voor de kritische zeespiegelstijging van 5 mm/j voor beide bekkens.

Volgens de sedimentbalans in de voorliggende studie ligt de omslag tussen een sedimentoverschot en een sedimenttekort in de getijdebekken van het Vlie en het

Marsdiep tussen de 5 en 6 mm/j. Dit is de ondergrens voor het meegroeivermogen, omdat een aantal factoren aan de aanbodzijde buiten de beschouwing zijn gelaten. Een schatting van de bovengrens geeft een grens voor de meegroeivermogen tussen de 6 en 7 mm/j voor de getijdebekkenen van het Marsdiep en het Vlie.

De berekende waarden voor het gerealiseerde meegroeivermogen (geobserveerde sedimentatie en zandwinning), de kritische zeespiegelstijging (ASMITA-modellering) en de ondergrens voor het meegroeivermogen (sedimentbalans) geven een ruime bandbreedte, die in lijn is met de variatie zoals die eerder gerapporteerd is voor andere getijdebekkenen (Oost et al, 1998; NAM, 2006). Vanwege het voorzorgsprincipe vormt de ondergrens van het meegroeivermogen het maatgevende scenario voor de gebruiksruimte. De aandacht in de rest van dit hoofdstuk is daarom gericht op het bepalen van de voorzichtige realistische ondergrens van het meegroeivermogen voor de grote getijdebekkenen van de westelijke Waddenzee.

7.3 Nieuwe inzichten en de eerder bepaalde ondergrens

Alle in de voorgaande paragraaf genoemde getallen voor het gerealiseerde meegroeivermogen (geobserveerde sedimentatie en zandwinning), de kritische zeespiegelstijging (ASMITA-modellering) en de ondergrens voor het meegroeivermogen (sedimentbalans), liggen boven de eerder vastgestelde ondergrens voor het meegroeivermogen van 3 mm/j voor de grote bekkens, zoals die in eerdere studies (Oost et al., 1998; Hoeksema, 2004; NAM, 2006) is genoemd.

Er zijn enkele duidelijk aanwijsbare verklaringen voor het optreden van de verschillen:

- In deze specifieke getijdebekkenen Vlie en Marsdiep is sprake van een grotere bijdrage van fijn sediment aan de opvulling;
- Ontwikkelingen in het beleid voor het kustbeheer en de zandwinning in de Waddenzee;
- Het recent beschikbaar komen van nieuwe informatie voor de analyses die aan de eerdere berekeningen ten grondslag hebben gelegen.

Deze verklaringen worden hieronder toegelicht.

7.3.1 Fijn sediment

Bij de eerdere sedimentbalans voor het bepalen van het meegroeivermogen (Oost et al. 1998), is bij de bepaling rekening gehouden met een sedimentatie van 10% slib. De geobserveerde bijdragen van fijn sediment zijn $0,62 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ voor het getijdebekken van het Marsdiep en $0,77 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ voor het getijdebekken van het Vlie, op basis van het gehalveerde percentage fijn sediment uit de Sedimentatlas (hoofdstuk 2). Deze bijdragen zijn daarmee groter dan de bijdragen waar Oost et al (1998) van uit zijn gegaan. De aanvoer van fijn sediment naar de Waddenzee is ruim voldoende om deze sedimentatie mogelijk te maken (Oost et al, 1998; Ridderinkhof, 2008).

7.3.2 Kustbeheer en zandsuppleties

Sinds 1990 worden zandsuppleties uitgevoerd om het ondiepe kustprofiel op zijn locatie te houden en sinds 2000 zijn deze uitgebreid met zandsuppleties om de gehele vooroever op dezelfde locatie te houden (Ministerie van Verkeer en Waterstaat, 2000; Cleveringa et al. 2004). Het aanbrengen van de zandsuppletie op de kust betekent dat er meer sediment vanuit de kust beschikbaar is voor de Waddenzee, zodat het meegroeivermogen toeneemt. Door de extra aanvoer van zand heeft de profielaanpassing door de zeespiegelstijging geen effect meer op de sedimentvoorraad van de kust. Dit betekent dat, als gevolg van de zandsuppleties op de kust, meer sediment beschikbaar is voor zandaanvulling van de getijdebekkenen.

Wanneer we uitgaan van het huidige suppletiebeleid en de daarbij horende zandvolumes, dan kunnen de grote bekkens zeespiegelstijgingsnelheden bijhouden die hoger liggen dan de grenzen zoals die door Oost *et al.* (1998) zijn berekend. Wanneer ook bij een snellere stijging van de zeespiegel het zandvolume van het kustfundament op peil wordt gehouden (c.f. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, 2000; Mulder, 2000; Nederbragt; 2006; Deltacommissie, 2008), dan zal het meegroeivermogen verder toenemen. Op deze ontwikkelingen lopen we niet vooruit en gebruiken we voor het zandaanbod uit de zandsuppleties het gemiddelde volume suppletiezand van de afgelopen 17 jaar in het kustgebied dat aansluit op het zeegat van Texel.

7.3.3 Zandwinbeleid

De sedimentvraag in de Waddenzee hangt mede af van de winning van oppervlaktedelfstoffen, zoals zand en schelpen. In hoofdstuk 2 is de ontwikkeling van het sedimentvolume dat hiermee is gemoeid, in beeld gebracht. Duidelijk is dat na de jaren negentig een zeer sterke afname van het zandwinvolume heeft plaatsgevonden. Deze sterke afname is het gevolg van de invoering van nieuw zandwinbeleid. Hierin is vastgelegd dat de zandwinning uit de Waddenzee beperkt wordt tot het zand dat vrijkomt bij regulier vaargeulonderhoud. Naar verwachting zal dit beleid in de toekomst niet wijzigen.

In de eerdere sedimentbalans voor de bepaling van het meegroeivermogen werd door Oost *et al.* 1998 uitgegaan van winvolumes van $0,1 - 0,5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ (voor het Marsdiep) en $0,45 - 0,75 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ (voor het Vlie). De hoge waarden in deze schattingen waren bepalend voor de berekening van de ondergrens van het meegroeivermogen. Na 1998 is de jaargemiddelde zandwinning in beide bekkens gedaald tot $0,2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ (tabel 2.1). Dit volume wordt ook voor de toekomst gezien als realistische bovengrens voor het zandwinvolume.

7.3.4 Holocene kustontwikkeling en het meegroeivermogen

Oost *et al.*, (1998) gebruiken de observaties aan de Holocene kustontwikkeling van west Nederland van Van der Spek en Beets (1994) en Beets en Van der Spek (1996) om te stellen dat bij zeespiegelstijgingssnelheden van 3-4 mm/j de achterliggende kombergingsgebieden verdrinken. Nieuwe metingen aan de Holocene kustsedimenten van West-Nederland laten zien dat de sedimentatie hier met hogere snelheden plaatsvond dan in het verleden is verondersteld (Van der Spek, 2004).

Van der Spek en Beets (1994) gebruiken de ontwikkeling van het zeegat van Bergen in het Holoceen als een model voor de ontwikkeling van de Waddenzee bij condities van versnelde zeespiegelstijging. Daarbij worden kanttekeningen gegeven over de bruikbaarheid van deze vergelijking. Er wordt gesteld dat "... the Holland tidal basin model represents a worst-case". De belangrijkste conclusie in verband met de gebruikruimte is dat "The larger present sand import, probably caused by the higher tidal range, is sufficient to balance an additional sea-level rise of 0,30 m, ..."

Beets en Van der Spek (1996) geven aan dat bij een gemiddelde stijging van 6 mm/j grote delen van de getijdebekkens subtidal waren en kwelders afwezig waren. Bij een stijging van 3 mm/j of lager hadden deze bekkens uitgebreide intergetijde platen en kwelders. Hierop volgt: "This strongly suggests that when the future rate in sea-level rise extends at a rate of 3 mm/year those parts of the intertidal flats remote from the channels may start to drown, whereas the salt marshes will gradually disappear."

Na 1996 zijn nog verschillende studies uitgevoerd naar de Holocene kustontwikkeling van West-Nederland, waarin het hierboven geschetste beeld is bijgesteld. In plaats van grote waarde toe te kennen aan de absolute waarde van de stijgende zeespiegel is de

balans centraal komen te staan tussen het aanbod van sediment uit de kustzone ('sediment supply') en de ruimte om voor sedimentatie door de stijging van de zeespiegel ('accomodation space'). Dit is bijvoorbeeld het conceptuele model dat is gepresenteerd in Beets en van der Spek (2000). Deze balans blijkt een goede manier om het verschil in de Holocene kustontwikkeling langs de Hollandse kust te verklaren, zoals ook blijkt uit numerieke modelsimulaties van de Holocene kustontwikkeling (Cleveringa, 2000).

Van der Spek (2004) rapporteert over de sedimentatiesnelheden in de Holocene getijdebekken. De gemiddelde sedimentatiesnelheden bedroegen 0,3-0,6 m/eeuw (3-6 mm/j) voor de periode van 7500-5500 BP en 0,8-1,1 m/eeuw (8-11 mm/j) voor de periode van 5500-4500 BP. De sedimentatiesnelheden in de verschillende bekkens varieerden 0,1 tot 3,5 m/eeuw. Op basis van de geobserveerde snelheden concludeert Van der Spek: "On the basis of the calculated rates it can be concluded that accumulation of predominantly muddy sediments with average rates of up to at least 0.6 m per century are feasible" (= 6 mm/j).

Op basis van de nieuwe inzichten in de Holocene kustontwikkeling concluderen we dat een zeespiegelstijging tot 0,6 m/eeuw oftewel 6 mm/j kan worden bijgehouden door sedimentatie.

7.3.5 Geobserveerde sedimentatiesnelheden op de platen

In Oost et al. (1998) wordt "...het waargenomen veelvuldige optreden van 3-6 mm/j als lange termijn sedimentatiesnelheden op de intergetijde platen in kombergingsgebieden in de afgelopen 60 jaar (Biegel, 1993)" als aanvullend argument gebruikt bij de conclusies over de sedimentatiesnelheden op basis van de Holocene kustontwikkeling. In de studie van Biegel staat het als volgt: 'From the frequently occurrence of values of 0.30 to 0.60 m/ 100 year it can be concluded that the transport capability of a system is large enough to rise tidal flats at such a rate'. Deze zin volgt op een stuk waarin ook de maximale toe- en afname van de plaathoogte worden genoemd tussen de verschillende opnamen van de bodemligging. De geobserveerde maximale toename bedraagt 1,30 m per 100 jaar en de maximale afname bedraagt 1,53 m per 100 jaar.

De observatie dat de snelheden 'veelvuldig optreden' betekent niet dat dit maximale snelheden zijn die gedurende langere tijd kunnen optreden op de platen van de getijdebekken in de Wadden. Lokaal kunnen veel hogere sedimentatiesnelheden optreden, zoals in het studiegebied op de Vlake van Oosterbierum (1 in figuur 2.5) is gebeurd. Ook kunnen tijdelijk veel hogere (en veel lagere) sedimentatiesnelheden optreden, zoals is gerapporteerd in Eysink (1993). De grote variatie in sedimentatiesnelheden op platen is ook geïllustreerd in Louters en Gerritsen (1994, hun figuur 4.9). Deze punten laten zien dat de getijdeplaten sneller in hoogte kunnen toenemen dan de voornoemde 3-6 mm per jaar. Ook in het Westerschelde estuarium, waar de sedimentconcentraties en hydrodynamische omstandigheden energetisch gezien vergelijkbaar zijn met de westelijke Waddenzee, is de hoogte van een aantal platen beduidend sneller toegenomen dan 3-6 mm/j (Alkyon, 2006).

Op basis van de waarnemingen van historische sedimentatiesnelheden op de droogvallende platen kan niet worden beargumenteerd dat er maximale sedimentatiesnelheden zijn waarmee deze platen opbouwen. Daarom nemen we dit argument verder niet mee in de beschouwing.

7.4 Realistische ondergrens

In deze paragraaf leggen we de uitkomsten van de verschillende methoden die in de voorliggende studie zijn gebruikt, naast elkaar, met inbegrip van de beperkingen die er

aan kleven, om zo te komen tot een realistische, zelfs voorzichtige ondergrens voor het meegroeivermogen.

De gerealiseerde langjarige sedimentatie is niet het meegroeivermogen van de grote getijdebekken in de westelijke Waddenzee. De geobserveerde langjarige sedimentatiesnelheden zijn hoger dan de eerder gerapporteerde ondergrens van het meegroeivermogen. Aandrijvende kracht voor de hoge sedimentatiesnelheden is ongetwijfeld de afsluiting van de Zuiderzee. Maar de hoge sedimentatiesnelheden na deze grootschalige, maar eenmalige ingreep betekenen niet dat de doorgaande sturende kracht van de stijgende zeespiegel niet gedurende een langer periode een nog hogere sedimentatiesnelheid in stand kan houden. De beperking van deze analyse ligt in het langjarige gemiddelde, waardoor de periode van snelle aanpassing en hogere sedimentatiesnelheden wordt uitgemiddeld.

Dezelfde gegevens over de ontwikkeling van het sedimentvolume, maar zonder de informatie over de onttrekkingen zijn gebruikt voor de simulaties met het ASMITA-model. De wijze waarop de aanpassingen aan de afsluiting zich hebben voltrokken zit daarmee in de modelsimulaties. Die leveren voor het getijdebekken van het Vlie een kritische zeespiegelstijging van 5,9 mm/j en voor het getijdebekken van het Marsdiep 4,8 mm/j, beide waarden overigens zonder de onttrekking van zand.

De derde methode die is gebruikt, is onafhankelijk van de twee voorgaande, omdat voor deze sedimentbalans andere, onafhankelijke gegevens zijn gebruikt. Het meegroeivermogen volgens de sedimentbalans in de voorliggende studie ligt tussen de 5 en 6 mm/j, waar de omslag plaatsvindt tussen een sedimentoverschot en een sedimenttekort. Omdat een aantal factoren aan de aanbodzijde buiten de beschouwing zijn gelaten is dit een veilige, conservatieve ondergrens. De bovengrens ligt volgens de sedimentbalans tussen de 6 en 7 mm/j voor de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie. De beperking van de sedimentbalans zit in het ontbreken van interne terugkoppelingen; in tegenstelling tot het Asmita-model wordt geen rekening gehouden met het opvangen van veranderingen binnen het getijdebekken en de buitendelta. Daarmee is de sedimentbalans de meest voorzichtige wijze om de kritische grens in het meegroeivermogen te bepalen.

Omdat de balansbenadering de meest voorzichtige methode is om het meegroeivermogen te bepalen, nemen we van de overgang tussen 5 en 6 mm/j de 5 mm/j als de realistische, zelfs voorzichtige ondergrens voor het meegroeivermogen. Deze ondergrens past bij de kritische snelheden voor de zeespiegelstijging volgens de simulaties met het ASMITA-model, zeker wanneer wordt bedacht dat daar de onttrekking van zand niet in is verdisconteerd. Deze ondergrens is hoger dan de gerealiseerde langjarige sedimentatie, maar past bij de periode van snelle aanpassing in de periode direct na de aanleg van de Afsluitdijk.

Voor de realistische ondergrens van 5 mm/j voor de grote getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie kan ook de term 'natuurgrens' of 'kritische (zeespiegelstijging) snelheid' worden gehanteerd, conform de MER en Passende beoordeling voor de gaswinning onder Waddenzee (NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006). Deze 5 mm/j is de snelheid van zeespiegelstijging die zonder voorbehoud kan worden gevolgd door de sedimentatie in deze bekkens, zodat de wezenlijke kenmerken van Vlie en Marsdiep niet veranderen.

7.5 Sedimenttransporten binnen de getijdebekken

Het onderliggende denkmodel voor de grootschalige morfologische ontwikkeling, zoals dat ook in het ASMITA-model is opgenomen, veronderstelt dat het gehele sedimentdelend systeem in staat is om de stijgende zeespiegel en (natuurlijk of menselijke) verstoringen van het evenwicht op te vangen, indien het meegroeivermogen

niet wordt overschreden. Hierin is een onderliggende aanname dat de fysische sedimenttransporten in staat zijn om in het gehele getijdebekken voldoende sedimentatie en erosie te genereren om de evenwichten tussen de waterbeweging (het getijprisma) en het watervolume van de geulen en het sedimentvolume van de platen in stand te houden. Voor de grote getijdebekken van de westelijke Waddenzee betekent dit dat er tot achter in de bekkens sediment moet kunnen worden getransporteerd, zodat ook daar de droogvallende platen mee kunnen groeien met de stijgende zeespiegel. Hieronder worden drie argumenten gegeven die er op wijzen dat inderdaad ook in de grote getijdebekken de evenwichten in stand worden gehouden

Het eerste argument heeft te maken met de observatie dat lokaal de geulen en platen in het getijdebekken van het Vlie voldoen aan de evenwichtsrelaties die ook binnen de kleinere getijdebekken gelden (Rakhorst, 2005). In een kleine geul in de omgeving van het wantij in het Vlie-bekken zijn de condities niet wezenlijk anders dan aan de andere kant van het wantij in een kleine geul van het getijdebekken van het Zeegat van Ameland. In het eerste geval ligt dit op 25 km van de keel van het zeegat en in het andere geval op 12 km. De observatie van Cleveringa en Oost (1999) dat de vorm van de geulenstelsels in essentie vergelijkbaar is voor de grote en kleine getijdebekken ondersteunt dit punt. De situatie in het getijdebekken van het Marsdiep is iets complexer, omdat een groot deel van het plaatgebied in dit bekken onder water ligt. De geulen voldoen echter ook hier aan de gebruikelijke evenwichtsrelaties.

Het tweede argument is gebaseerd op modelsimulaties van de waterbeweging, die voor zowel de kleine als de grote getijdebekken zijn uitgevoerd. De stroomsnelheden die 'achterin' de grote bekkens worden geobserveerd (voor het Vlie en het Marsdiep bijvoorbeeld in Hartsuiker, 2009) en die 'achterin' in de kleine bekkens (bijvoorbeeld in Kater e.a., 2008) worden geobserveerd komen overeen. Op grond van de vergelijkbare morfologie van de grote en kleine getijdebekken en het optreden van overeenkomende stroomsnelheden kan worden verondersteld dat de condities 'achterin' deze bekkens vergelijkbaar zijn. De condities waarbij sedimenttransporten plaatsvinden zijn waarschijnlijk niet afhankelijk van de grootte van het getijdebekken.

Het derde argument is gebaseerd op waarnemingen aan de 'achterzijde' in het getijdebekken van het Vlie, dat wil zeggen ver van het zeegat. De Vlake van Oosterbierum, tegen de Waddenzeedijk ter hoogte van Oosterbierum, was tot de jaren '70 een gebied dat permanent onder water stond. Wel had na de afsluiting van de Zuiderzee al zeer veel sedimentatie plaatsgevonden, zodat het steeds ondieper was geworden. Na de jaren '70 is het gebied zo ondiep geworden dat het bij laagwater droogvalt. De aanpassing aan de nieuwe situatie heeft in dit getijdebekken plaatsgevonden aan de zijde die ver verwijderd is van het zeegat.

Als laatste argument kunnen we nog toevoegen dat, op basis van observaties aan de sedimentbalansen van de getijdebekken, buitendelta's en kusten, het sediment van de kust en de buitendelta's van het Marsdiep voor een deel tot afzetting is gekomen in het getijdebekken van het Vlie (Elias, 2006a en b). De fysische sedimenttransporten zijn dus in staat tot een uitwisseling over het wantij.

Op grond van de hierboven genoemde argumenten is aannemelijk dat sediment ook in de grote getijdebekken zodanig gedistribueerd kan worden dat er sprake is van een sedimentdelend systeem.

7.6 Afsluitdijk en meegroeivermogen

De geobserveerde sedimentatie in de westelijke Waddenzee is veel groter dan noodzakelijk is voor het bijhouden van de huidige stijging van de zeespiegel (Hoofdstuk 4; Elias, 2006 a en b). Er zijn waarschijnlijk twee onderliggende ontwikkelingen die

bijdragen aan de grote netto sedimentatie, namelijk de aanpassingen aan de veranderde hydrodynamica in het bekken na de voltooiing van de Afsluitdijk in 1932 en de nog steeds doorgaande aanpassing aan het ontstaan van het getijdebekken van het Marsdiep in de middeleeuwen (Oost en Kleine Punte, 2006).

De veranderingen in de hydrodynamica als gevolg van de afsluiting van de Zuiderzee zijn beknopt beschreven in hoofdstuk 2. Wat betreft de waterbeweging is de tegenwoordige westelijke Waddenzee veel meer dan vroeger vergelijkbaar met andere bekkens in de Waddenzee. De morfologie is dat nog niet. Met name het areaal droogvallende platen is nog steeds veel kleiner dan verwacht wordt, op grond van de verhoudingen tussen de oppervlaktes van platen en geulen in andere bekkens, zelfs wanneer rekening wordt gehouden met het relatief grote oppervlakte van zowel het Vlie als het Marsdiep getijdebekken.

Mogelijk was in de situatie voor 1932 het areaal droogvallende plaat meer in overeenstemming met de toenmalige waterbeweging. De veel lagere getijslag vormde een belemmering voor het ontstaan van grote droogvallende plaatgebieden en mogelijk was ook het patroon van rondstroming ook een belemmerende factor. Anderzijds was het toenmalige beperkte areaal droogvallende platen mogelijk een gevolg van het relatief 'jonge' karakter van de westelijke Waddenzee. De periode van ontstaan, waarbij het getijdebekken van het Marsdiep snel groter werd door de afbraak van het veenpakket is maximaal negen eeuwen geleden (Oost en Kleine Punte, 2004). De periode waarin de droogvallende platen zijn opgebouwd is daarmee relatief kort.

In ieder geval zorgen de grote volumes sediment die jaarlijks netto worden afgezet in de westelijke Waddenzee nog steeds voor een geleidelijke toename van het areaal droogvallende platen (figuren 2.9 en 2.10). Mogelijk zullen deze morfologische veranderingen net zo lang doorgaan totdat ook de karakteristieken van het getijdebekken van het Marsdiep overeenkomen met die van de andere bekkens (Oost en de Boer, 1994; Louters en Gerritsen, 1994; Elias, 2006b). Dat zou betekenen dat nog zeer veel sedimentatie moet plaatsvinden totdat een normale verhouding is ontstaan tussen het areaal intergetijdeplaten en geulen. Dit aspect in de ontwikkeling van de getijdebekken van de westelijke Waddenzee is impliciet onderdeel van de berekeningen met het Asmita-model (Hoofdstuk 5; Kragtwijk, 2001; Van Geer, 2007) en is verdisconteerd in de sedimentbalans (Hoofdstuk 6).

De geobserveerde sedimentatie is groter dan wat noodzakelijk is om de stijgende zeespiegel bij te houden. Hoewel dit sediment nu wordt gebruikt voor de toename van het areaal droogvallende platen, is dit extra sediment potentieel beschikbaar om een meer dan twee keer zo snel stijgende zeespiegel bij te houden. De westelijke Waddenzee ontwikkelt zich dan tijdelijk niet meer in de richting van de andere getijdebekken, met steeds meer droogvallende platen. Wel kunnen de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep dan de stijging van de zeespiegel bijhouden, waarbij hun huidige karakteristieken behouden blijven. Eerder is in het voorliggende rapport al berekend dat in theorie het volledige bodemdalingsvolume kan worden aangevuld in een periode van ruim vier jaar ($14,8 / 3,49 \times 10^6 \text{ m}^3$). In die periode van vier jaar zijn dan helemaal geen aanpassingen mogelijk. In werkelijkheid zal er altijd sprake zijn van een verdeling van het beschikbare sediment over bodemdaling en aanpassingen, zodat er sprake zal zijn van een langere periode waarover de aanpassingen kleiner zijn.

Uit de ASMITA berekeningen blijkt dat voor het bereiken van een evenwichtssituatie die vergelijkbaar is met de andere bekkens in de Waddenzee een sedimentvolume van ruim $1 \times 10^9 \text{ m}^3$ noodzakelijk is. Dit volume volgt uit het verschil tussen berekende evenwichtsvolumes van de platen en geulen en de berekende volumes (respectievelijk de groene en de blauwe lijnen in de figuren 5.5 en 5.6). Bij voortzetting van de huidige sedimentatie en zonder een versnelling van de stijging van de zeespiegel is deze situatie in ruim 230 jaar bereikt. De impact van de zoutwinning hierop is dan maximaal 1,5%. In



werkelijkheid zal dit niet merkbaar zijn, omdat doordat veel grotere fluctuaties zullen optreden door de natuurlijke variaties in de sedimentatie.

Een aanwijzing voor de daadwerkelijke stabiliteit van de morfologie van de bekkens komt uit de afwezigheid van een reactie op de grootschalige zandwinning in de jaren '70 en '80. Ondanks de onttrekking van grote volumes zand is de morfologische ontwikkeling van de getijdebekkens nog steeds gericht op de totstandkoming van een nieuwe evenwichtssituatie.

Bij het bepalen van de ondergrens van het meegroeivermogen van 5 mm/j is rekening gehouden met de nog steeds doorgaande veranderingen van de getijdebekkens van de westelijke Waddenzee door de aanleg van de Afsluitdijk. Het benutten van een deel van het meegroeivermogen voor bijvoorbeeld de bodemdaling door zoutwinning, betekent dat de aanpassingen nog steeds, hetzij met een kleine vertraging, doorgaan.

8 Gebruiksruimte Vlie en Marsdiep

8.1 Definitie

In de MER Gaswinning (NAM, 2006) en de Passende Beoordeling (Ministerie van Economische Zaken, 2006) is de term gebruiksruimte geïntroduceerd. De gebruiksruimte geeft aan welke volume aan bodemdaling binnen een getijdebekken kan worden opgevangen, zonder dat wezenlijke veranderingen optreden in de hydromorfologie van het gebied. De bepalende factoren hierbij zijn de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt en het meegroeivermogen. Naarmate de zeespiegel sneller stijgt is de ruimte voor andere veranderingen, zoals de bodemdaling door zoutwinning, kleiner. Wanneer de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt groter is dan het meegroeivermogen (ook wel kritische snelheid of natuurgrens genoemd), dan is er geen gebruiksruimte meer. In dit hoofdstuk wordt de gebruiksruimte voor de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep berekend.

De beknopte definitie⁷ van de gebruiksruimte is hieronder weergegeven, met verderop in tekst de schematische figuur uit de MER Gaswinning (figuur 8.1).

Gebruiksruimte (mm/jaar)=

Meegroeivermogen

(sediment mm/jaar dat kan worden afgezet)

- (minus)

1. Zeespiegelstijging (mm/jaar)

2. Bodemdaling andere winningen (mm/jaar)

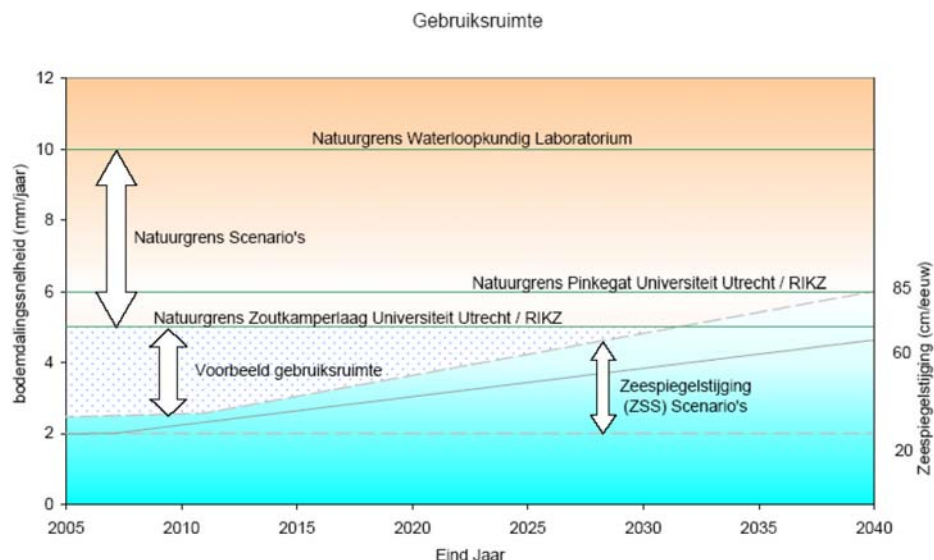
(in het gehele kombergingsgebied, gemiddeld over een periode van 6 jaar)

In de bovenstaande formule en in de figuur wordt de gebruiksruimte uitgedrukt in mm/jaar, omdat daarmee de relatie met de stijging van zeespiegel direct inzichtelijk is. Omdat het veranderingen in mm over het gehele kombergingsgebied (km²) betreft, is de gebruiksruimte in feite het volume dat jaarlijks beschikbaar is om de bodemdaling te accommoderen. Het volume volgt uit de vermenigvuldiging van de gebruiksruimte (mm/jaar) met het oppervlakte van het kombergingsgebied (in m²).

Het totale volume dat gedurende de gehele winperiode kan worden onttrokken is de som van de gebruiksruimte voor alle jaren.

Het meegroeivermogen is in het schematische figuur uit de MER Gaswinning (figuur 8.1) aangeduid met de 'natuurgrens'. Dit is het vermogen van een getijdebekken om mee te groeien met de veranderingen in de stijging van de zeespiegel, zoals in het voorgaande hoofdstuk uitgebreid is besproken.

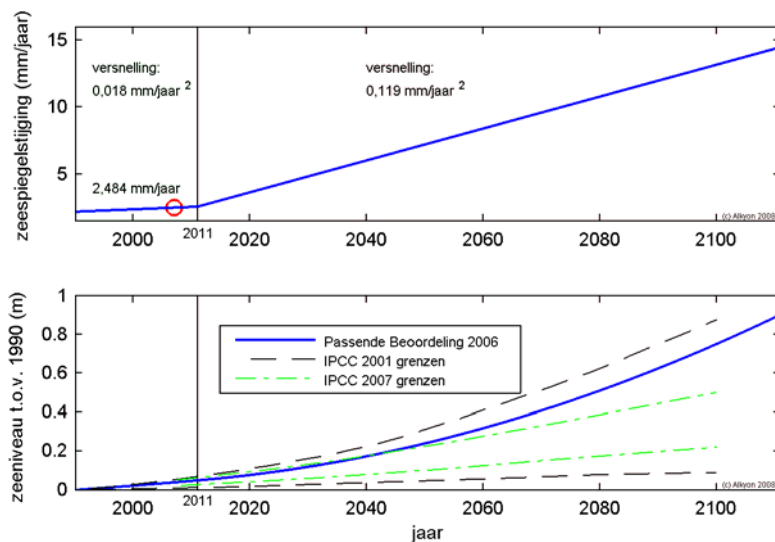
⁷ In de Passende Beoordeling (Ministerie van Economische Zaken, 2006) is een uitgebreide definitie, inclusieve de van toepassing zijnde formules opgenomen. Deze wordt hier niet herhaald, maar is wel toegepast in de berekeningen.



Figuur 8.1: Grafiek waarin de relatie tussen de bodemdalingssnelheid, de zeespiegelstijging, de natuurgrenzen en de gebruiksruijme wordt geschetst (uit NAM, 2006).

8.2 Het scenario voor de zeespiegelstijging

De snelheid waarmee de zeespiegel stijgt is een van de twee bepalende factoren voor de gebruiksruijme. In deze studie gebruiken we het scenario dat is toegepast in de Passende Beoordeling van het rijksprojectbesluit gaswinning onder de Waddenzee (Ministerie van Economische Zaken, 2006). Het gebruik van dit RPB-scenario is aangegeven in de Richtlijnen Milieueffectrapport 'Zoutwinning Frisia Zout BV'.



Figuur 8.2: Versnelde zeespiegelstijging volgens de Passende Beoordeling voor gaswinning 2006 met een versnelling van 0,018 mm/j² van 1990 t/m 2010 en 0,119 mm/j² vanaf 2011 (bovenste paneel); en zeeniveau ten opzichte van dat in 1990 uitgaande van deze versnellingen (onderste paneel).

Het RPB-scenario omvat een zeespiegelstijging met een versnelling van 0,018 mm/j² van 1990 t/m 2010 en een (plotselinge) versnelling van 0,119 mm/j² vanaf 2011. Uitgaande van een zeespiegelstijging van 2,178 mm/j in 1990 en voornoemde versnelling bedraagt de zeespiegelstijging in 2007 dan de in de Passende Beoordeling genoemde 2,484 mm/j.

De blauwe doorgetrokken lijn in figuur 8.2 illustreert dit scenario. In dit scenario is in 2110 de stijgingssnelheid 14,4 mm/j oftewel 144 cm per eeuw.

In figuur 8.2 is naast de stijgingssnelheid ook de zeespiegel weergegeven. In 2111 is bij het toegepaste RPB-scenario de zeespiegel 85 cm hoger dan in 2011. Het niveau van de zeespiegel in 2011 komt overeen met het hoge scenario van het KNMI (KNMI, 2006). Dit scenario is bijna zo ongunstig als het meest onrustbarende scenario volgens het IPCC in 2001 (Church *et al.*, 2001). Het is ongunstiger dan de hoogste grens voor zeespiegelstijging volgens het IPCC in 2007 (Bindoff *et al.*, 2007). De zeespiegel over 100 jaar uit het RPB-scenario is minder hoog dan de bovengrens die door de Deltacommissie is gehanteerd (Deltacommissie, 2008). Omdat over de door Delta-commissie gehanteerde uitgangspunten nog geen consensus bestaat, wordt dit extreem hoge scenario verder buitenbeschouwing gelaten. Wel wordt nog opgemerkt dat voor de periode tot 2050 door de Deltacommissie de KNMI scenario's worden gehanteerd (Deltacommissie, 2008). Zoals in paragraaf 8.4 zal blijken uit de berekeningen is voor de bodemdaling door zoutwinning de periode waarin gebruiksruimte beschikbaar is, ruim voor 2050 afgelopen. Het verschil in zeespiegelniveau over 100 jaar tussen de bovengrens die de Deltacommissie hanteert en het RPB-scenario is daarom voor de uitkomsten van de berekening van de beschikbare gebruiksruimte niet van belang.

In de Passende Beoordeling (Ministerie van Economische Zaken, 2006) is uitgebreid beargumenteerd dat het gehanteerde scenario een realistisch scenario is, dat recht doet aan het voorzorgsprincipe van de habitatrichtlijn. Deze argumentatie zal hier niet worden herhaald. Het is wel belangrijk om te realiseren dat de waarschijnlijkheid van het optreden van het RPB-scenario niet groter (of kleiner) is dan andere toekomstige zeespiegelniveaus, zoals die door het KNMI worden gerapporteerd (KNMI, 2006).

In de Passende Beoordeling (Ministerie van Economische Zaken, 2006) en in het TNO advies (TNO, 2008) wordt vermeld dat "vóór 2011 zal een herevaluatie van de verwachte hoge zeespiegelstijgingsscenario's dienen plaats te vinden door de Rijksoverheid". Een eventuele aanpassing van het zeespiegelstijgingsscenario zal tegen die tijd moeten worden toegepast in een nieuwe berekening van de gebruiksruimte.

8.3 Het meegroeivermogen

Zoals is beargumenteerd in paragraaf 7.4, wordt een realistische ondergrens van het meegroeivermogen voor de grote getijddebekken van de westelijke Waddenzee van 5 mm/j gehanteerd. Deze realistische ondergrens van 5 mm/j voor de grote getijddebekken van het Marsdiep en het Vlie komt overeen met de 'natuurgrens' of 'kritische (zeespiegelstijging) snelheid' worden gehanteerd (termen uit NAM, 2006 en Ministerie van Economische Zaken, 2006). De bovengrens van 6 mm/j, zoals die wordt genoemd in voorgaande studies, wordt buiten beschouwing gelaten, omdat we zijn uitgegaan van het voorzorgsprincipe (zie verder hoofdstuk 9).

8.4 Berekening van de gebruiksruimte

In de formule die volgt uit de definitie van de gebruiksruimte zijn het RPB-scenario voor de stijging van de zeespiegel en de ondergrens van het meegroeivermogen van 5 mm per jaar ingevuld. Deze wijze van berekenen komt geheel overeen met de wijze waarop dat voor de getijddebekken Pinkegat en Zoutkamperlaag is gebeurd voor de bodemdaling door gaswinning (NAM, 2006 en Ministerie van Economische Zaken, 2006). Het resultaat van deze berekening is grafisch weergegeven in figuur 8.3. In 2028 is de stijgingssnelheid van de zeespiegel groter dan het meegroeivermogen en is er geen gebruiksruimte meer in de getijddebekken van de westelijke Waddenzee.

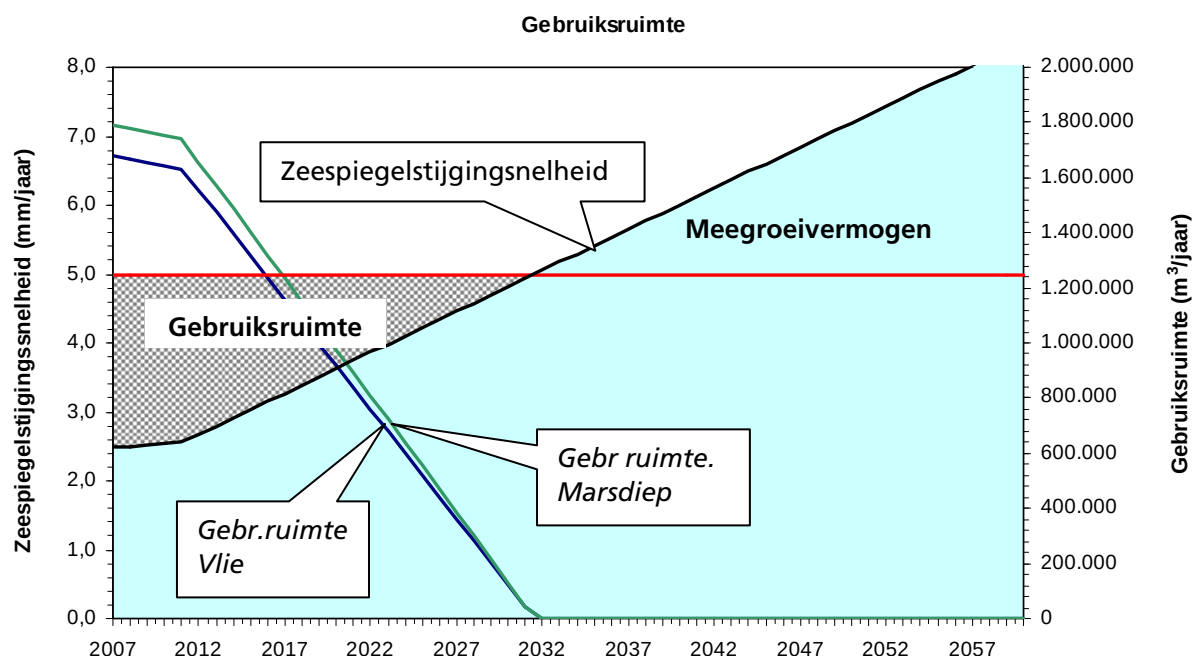
Het volume dat aan gebruiksruimte beschikbaar is in de getijdebekken is de gebruiksruimte per jaar, vermenigvuldigt met het oppervlakte ervan. De oppervlakte van het getijdebekken van het Vlie is $668 \times 10^6 \text{ m}^2$ en de oppervlakte van het Marsdiep is $712 \times 10^6 \text{ m}^2$ (Louters en Gerritsen, 1994).

Uit de berekeningen volgen de beschikbare volumes in de getijdebekken bij de ondergrens van het meegroeivermogen van 5 mm/j voor de periode 2010-2031, met een middeling over 6 jaar (volgens de formule in de Passende Beoordeling van het Rijksprojectbesluit gaswinning onder de Waddenzee, Ministerie van Economische Zaken, 2006) zijn dan in de getijdebekken:

Het Vlie: $24,2 \times 10^6 \text{ m}^3$;

Marsdiep: $25,8 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Deze gebruiksruimte is in ieder bekken op zich voldoende groot voor het accommoderen van de bodemdaling van $14,8 \times 10^6 \text{ m}^3$, die het resultaat is van de beoogde winning van 32×10^6 ton zout. Zelfs als de bodemdaling zich geheel in één van de twee getijdebekken zou voordoen, dan is daarvoor binnen het ene bekken voldoende gebruiksruimte beschikbaar.



Figuur 8.3: Grafiek waarin de gebruiksruimte is uitgezet bij een meegroeivermogen van 5 mm/j en het RPB-scenario voor de zeespiegelstijging, conform figuur 8.1.

8.5 Tijdelijke effecten

Omdat de bodemdaling binnen de beschikbare ondergrens van de gebruiksruimte past zullen er geen wezenlijke veranderingen plaatsvinden in de hydromorfologie van het gebied. Er zijn daarom geen permanente, blijvende effecten te verwachten van de bodemdaling door zoutwinning. Het vermogen van de getijdebekken Vlie en Marsdiep om mee te groeien met de stijgende zeespiegel wordt niet aangetast door de bodemdaling. Gedurende de winning resulteert de bodemdaling door de zoutwinning in een afname van het sedimentvolume van de getijdebekken. Dat is overigens ook het geval bij de bodemdaling door gaswinning onder de Waddenzee (NAM, 2006 en

Ministerie van Economische Zaken, 2006). Deze afname van het sedimentvolume en de resulterende 'overdiepte' is de aandrijvende kracht van het zelfherstellende vermogen van de Waddenzee.

In de resultaten van de ASMITA-simulaties in figuur 5.7 en 5.8 is de afname van het sedimentvolume van de platen zichtbaar, met name bij de simulatie van het Marsdiep (figuur 5.7). De toename van het watervolume van de geulen die bij deze simulaties ook plaatsvindt is niet zichtbaar in de figuren 5.7 en 5.8, omdat deze in het niet valt bij het totale watervolume en de lange termijn ontwikkeling daarvan. In de resultaten van de serie simulaties, zoals die is opgenomen in bijlage B, is zichtbaar dat de grootte van de afname ten opzichte van de ongestoorde ontwikkeling afhankelijk is van de keuze voor het getijdebekken, de duur van de onttrekking en de locatie van de bodemdaling (onder platen, onder geulen, of onder beide).

De tijdelijke effecten van de afname van het sedimentvolume hebben geen effect op de ecologische waarden van de Waddenzee. Weliswaar neemt het plaatvolume af en daarmee het areaal droogvallende platen, maar deze afname is klein ten opzichte van de natuurlijke variatie in het beschikbare plaatsareaal en de trend in de ontwikkeling. Dit is onderzocht en gerapporteerd in het achtergrondrapport 'Tijdelijke effecten van zoutwinning op de ecologische waarden in de Waddenzee' van Kater et al., (2010).

Bij het bepalen van de effecten in Kater et al. (2010) is gebruik gemaakt van de uitkomsten van de ASMITA-simulaties uit Hoofdstuk 5. Omdat ook bij de effectbepaling vanuit het voorzorgprincipe is gekozen voor een veilige benadering, is de grootste afname van het plaatvolume gebruikt van $6,9 \times 10^6 \text{ m}^3$. Deze afname treedt op in de simulaties van het Marsdiep, met bodemdaling volledig onder de platen in een periode van 21 jaar. Hiermee wordt het effect van de afname van het plaatvolume zeer overschat, omdat in werkelijkheid het grootste deel van de bodemdaling zal plaatsvinden in het getijdebekken van het Vlie en het effect verdeeld zal worden over een afname van het sedimentvolume van de droogvallende platen en een toename van het watervolume van de geulen.

De maximale afname van het sedimentvolume van de droogvallende platen zal leiden tot een zeer kleine afname van het areaal droogvallende platen van 0,5% van het Vlie. Dit effect is qua mechanisme en wat betreft duur en omvang geheel vergelijkbaar met effect van de bodemdaling door gaswinning in de getijdebekken Pinkegat en Zoutkamperlaag (NAM, 2006 en Ministerie van Economische Zaken, 2006). De afname van het plaatareaal van dit meest belastende scenario is kleiner dan de natuurlijke variatie in het voor wadvogels beschikbare plaatareaal. De afname is ook klein ten opzichte van de autonome toename van het plaatareaal in het getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep⁸. Geconcludeerd wordt (in Kater et al., 2010) dat de afname van het plaatvolume in de kombergingsgebieden van Vlie en Marsdiep door de bodemdaling als gevolg van de zoutwinning niet in een merkbare verandering van het plaatareaal resulteert.

⁸ Er lijkt een tegenstrijdig te zitten in het berekenen van een afname van het plaatareaal en dan alsnog de toename van het plaatareaal te beschouwen. Dit is een schijnbare tegenstrijdigheid: in de berekeningen wordt steeds wordt uitgegaan van een afname van het plaatareaal van een van de twee getijdebekken. In het andere getijdebekken kan dan nog steeds een toename van het plaatareaal en plaatvolume plaatsvinden.



9 Voorzorgsprincipe

9.1 Inleiding

In dit hoofdstuk wordt specifiek stil gestaan bij de wijze waarop het voorzorgsprincipe is gehanteerd in de gebruikte uitgangspunten, berekeningen en de beoordeling van de resultaten. In de Passende Beoordeling voor de gaswinning onder de Waddenzee (Ministerie van Economische zaken, 2006) is duidelijk geformuleerd waarom steeds een voorzichtige, conservatieve benadering moet worden gehanteerd:

"Door middel van deze benadering wordt een veilige grens aangehouden en worden potentiële risico's voorkomen, die zouden kunnen voortkomen uit te snelle daling en resulterende plaatverlaging gedurende meerdere decennia".

In de voorliggende studie is daarom, net als in de Passende Beoordeling Ministerie van Economische zaken, 2006), met het oog op het voorzorgsprincipe, uitgegaan van de ondergrens van het meegroeivermogen. Ook bij de bepaling van het meegroeivermogen en de berekening van de gebruiksruimte zijn steeds voorzichtige, conservatieve benaderingen gebruikt, zoals weergegeven in tabel 9.1 en hieronder in paragraaf 9.2 nader toegelicht.

In de Passende Beoordeling (Ministerie van Economische zaken, 2006) zijn in de berekeningswijze al veilige benaderingen ingebracht door te werken met een voorzichtig zeespiegelstijgingsscenario en door een middeling van de gebruiksruimte over een periode van 6 jaar toe te passen. Voor een toelichting hierop wordt verwezen naar de Passende Beoordeling (Ministerie van Economische zaken, 2006) zelf.

Tabel 9.1: Toepassing voorzorgsprincipe in berekening gebruiksruimte.

1. Ondergrens meegroeivermogen
2. Individuele kombergingsgebieden
3. Drie berekeningsmethoden meegroeivermogen (geobserveerde sedimentatie, ASMITA, sedimentbalans)
4. Sedimentatie met bandbreedte - Rekening houdend met meetonnauwkeurigheden; - Zonder correctie voor hiaten en nieuwe meettechnieken; - Lineaire trendanalyse over lange periode.
5. Voorzichtige aanpak ASMITA modellering - Conservatief criterium 'verdrinken' Waddenzee ASMITA - ASMITA modellering zonder de onttrekking door zandwinning; - Ruime bandbreedte in gevoeligheidsanalyse ASMITA.
6. Beperkingen aanbodzijde sedimentbalans (en geen beperkingen vraagzijde) - Geen bijdrage duinen; - Geen effect toename getijslag; - Beperkt aanbod zandsuppleties; - Beperkte bijdrage fijn sediment (gehalveerde percentages).

9.2 Voorzichtige aanpak

1. Ondergrens meegroeivermogen.

Door uit te gaan van een beredeneerde realistische ondergrens van het meegroeivermogen wordt de gebruikruimte berekend. Dat is dan de gebruikruimte die minimaal beschikbaar is (paragraaf 6.6).

2. Individuele kombergingsgebieden

Een voorzichtigheid is ingebouwd door uit te gaan van de gebruikruimte van de individuele, afzonderlijke kombergingsgebieden van het Marsdiep en het Vlie. In werkelijkheid zal de bodemdalingsschotel als gevolg van zoutwinning op de grens (wantij) tussen de beide getijdebekken liggen, zodat een deel ten laste komt van de gebruikruimte in het getijdebekken van het Marsdiep en een deel ten laste van de gebruikruimte van het Vlie. Om geen discussie over de ligging van het wantij te introduceren (zie paragraaf 2.3) is er vanaf gezien om deze verdeling van de bodemdalingsschotel in de voorliggende studie op te nemen. Vandaar dat er voor is gekozen om de gebruikruimte per kombergingsgebied als de maximale gebruikruimte voor de zoutwinning te beschouwen. Dit is een onderschatting van de daadwerkelijk beschikbare gebruikruimte voor de zoutwinning in de twee getijdebekken. Deze daadwerkelijk beschikbare gebruikruimte kan waar nodig, met een conservatieve benadering, tot een veilige ondergrens worden berekend doch daarvan is voorhands afgezien, omdat per kombergingsgebied van ruim afdoende meegroeivermogen is gebleken.

3. Drie berekeningen meegroeivermogen

In de voorliggende studie is het meegroeivermogen berekend via drie methoden, namelijk:

1. De ontwikkeling van het sedimentvolume in de getijdebekken van de westelijke Waddenzee (paragraaf 2.4 en hoofdstuk 4);
2. Modelsimulaties met het ASMITA-model (hoofdstuk 5);
3. Berekening van een sedimentbalans op de wijze van Oost *et al.* (1998) (Hoofdstuk 6).

In de berekeningen is de meest recente informatie meegenomen die beschikbaar is voor de verschillende onderliggende aspecten. De drie methoden geven telkens vergelijkbare uitkomsten, de bepaling is niet afhankelijk van de gekozen methodiek. Daarbij is het belangrijk om op te merken dat bij de eerste en de tweede methode steeds gebruik wordt gemaakt van dezelfde gegevens, namelijk de ontwikkeling van het sedimentvolume van de bekkens. In die zin zijn deze bepalingen niet volledig onafhankelijk. De derde methode is dat wel, omdat deze gegevens hierin niet zijn meegenomen.

Van de drie methoden is de berekening met sedimentbalans op de wijze van Oost *et al.* (1998) gebruikt als maatgevend voor de veilige, conservatieve ondergrens (paragraaf 7.4). Het conservatieve aspect van deze benadering wordt nader toegelicht onder punt 6.

4. Sedimentatie met bandbreedte

De analyse van de ontwikkeling van het sedimentvolume, inclusief de zandonttrekkingen, levert een robuuste bepaling op voor de sedimentatie (paragraaf 2.4). De betrouwbaarheid van deze bepaling is in dit specifieke geval groot, omdat de morfologische veranderingen dermate groot zijn, dat deze ruim binnen de nauwkeurigheid van de metingen vallen. Grote, goed meetbare veranderingen in de bodemhoogte van meer dan 1 m zijn bepalend voor een zeer groot deel van de erosie en sedimentatie (88% van de erosie en 85% van de sedimentatie) in de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie. In de berekening van de sedimentatiesnelheden zijn de meetonnauwkeurigheden verdisconteerd.

Er is een extra voorzichtigheid ingebouwd door de opnamen met hiaten niet aan te vullen. Voor de relatief 'diepere' meting van 2004, die met een nieuwe methode van plaat- en hoogtebepaling is ingewonnen (Lekkerkerk et al., 2006), is geen correctie toegepast. Beide aspecten leveren een onderschatting van de trend in sedimentatie in de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep.

De trend in de sedimentatie na de aanleg van de Afsluitdijk is berekend over een zo lang mogelijke reeks metingen, volgens een lineaire trend. Op deze wijze wordt de periode met snelle aanpassingen in de eerste tiental jaren na de aanleg onderschat (paragraaf 4.2). Gekozen is daarmee voor een onderschatting van de maximale sedimentatiesnelheden, vanwege de beperkte nauwkeurigheid van de bodemligginggegevens.

5. Voorzichtige aanpak ASMITA modellering

De modelsimulaties met het ASMITA-model zijn op verschillende manieren voorzichtig ingestoken.

Bij de modelsimulaties met het ASMITA-model is het criterium dat is gehanteerd om te bepalen of blijvende veranderingen optreden op de wadplaten, in vergelijking met eerdere studies, aan de "veilige kant" genomen (paragraaf 5.1). Er is namelijk niet gekeken naar het daadwerkelijke 'verdrinken', zoals door Van Goor (2001) en Van Goor et al. (2003). In plaats daarvan is het wel of niet ontwikkelen van het plaatvolume in de richting van het evenwicht gebruikt als criterium. Dit criterium wordt bij lagere zeespiegelstijgingssnelheden bereikt dan het criterium dat door Van Goor et al. (2003) is gehanteerd en kan daarom worden beschouwd als een voorzichtige maat. Uit de gevoeligheidsanalyse met het ASMITA-model blijkt bovendien een relatief beperkte spreiding van de uitkomsten.

Bij de modelsimulaties met het ASMITA-model is gekozen om optimaal gebruik te maken van de bestaande kennis, zoals die in de simulaties van Van Geer (2007) en Kragtwijk (2001) voorhanden is. In deze simulaties was geen rekening gehouden met de forse onttrekking voor zandwinning, zoals die in het verleden in de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep heeft plaatsgevonden. De uitkomsten van de modelsimulaties leveren, als gevolg van niet opnemen van deze onttrekkingen, een onderschatting van de kritische zeespiegelstijgingsnelheid.

Bij de gevoeligheidsanalyse van de ASMITA-simulaties in paragraaf 5.4 is met een brede range aan instellingen gewerkt. Zelfs met deze brede range liggen de gevonden waarden voor de kritische zeespiegelstijging rond de 6 mm/jaar en komen de laagst gevonden waarden uit rond de 5 mm/jaar.

6. Beperkingen aanbodzijde sedimentbalans

De analyse van nieuwe inzichten in de onderbouwende argumenten culmineert in de sedimentbalans, zoals opgesteld in paragraaf 6.3. Deze sedimentbalans is op verschillende manieren 'voorzichtig', omdat alleen naar de ondergrens is gekeken en doordat beperkingen zijn opgenomen aan de aanbodzijde. Voor de goede orde stellen we nog vast dat bij de balansbenadering aan de vraagzijde geen beperkingen zijn opgelegd. De gevonden waarden voor de omslag tussen sedimentvraag en sedimentaanbod zijn daarom ondergrenzen. De ondergrens waarbij de sedimentvraag het sedimentaanbod overstijgt ligt tussen 5 en 6 mm/j voor de getijdebekken van het Marsdiep en het Vlie.

Het effect van de verlanding op de sedimentvraag wordt wel meegenomen, maar niet het bijkomende effect op het sedimentaanbod. Ook het positieve effect van de veranderde getijslag op de sedimentbudgetten van de getijdebekken en de buitendelta's is niet in de balans opgenomen. In de bijdrage van de zandsuppleties is slechts een klein deel van de kust in de beschouwing betrokken. Voor het fijn sediment is uit gegaan van het, ten opzichte van de meetgegevens, gehalveerde percentage fijn

sediment in de Waddenzee. En het zandvolume in de duinen, tenslotte, dat een belangrijke bijdrage kan leveren aan het zandaanbod van de kust, is buiten de beschouwing gelaten, conform de benadering van Oost *et al.* (1998).

Bovengrens

Een eerste orde benadering van de bandbreedte in de sedimentbalans volgens Oost *et al.* (1998), wordt bereikt door de factor 'sedimentvraag door langjarige verlandings' uit de tabellen 6.3 en 6.4 buiten de beschouwing te laten. Het effect hiervan is dat de balans tussen aanbod en vraag omslaat tussen de 6 en 7 mm/j voor de getijdebekkens van het Marsdiep en het Vlie.

In de voorliggende studie wordt echter alleen gewerkt met het slechts denkbare scenario en het uit de nieuwe sedimentbalans berekende meegroeivermogen is daarom een ondergrens. Deze ondergrens voor het meegroeivermogen ligt voor de getijdebekkens van het Marsdiep en het Vlie tussen 5 en 6 mm/j.

Bij het bepalen van deze ondergrens is rekening gehouden met de aanpassingen aan de afsluiting van de Zuiderzee, die ook in de toekomst nog worden verwacht (zie paragraaf 7.6).

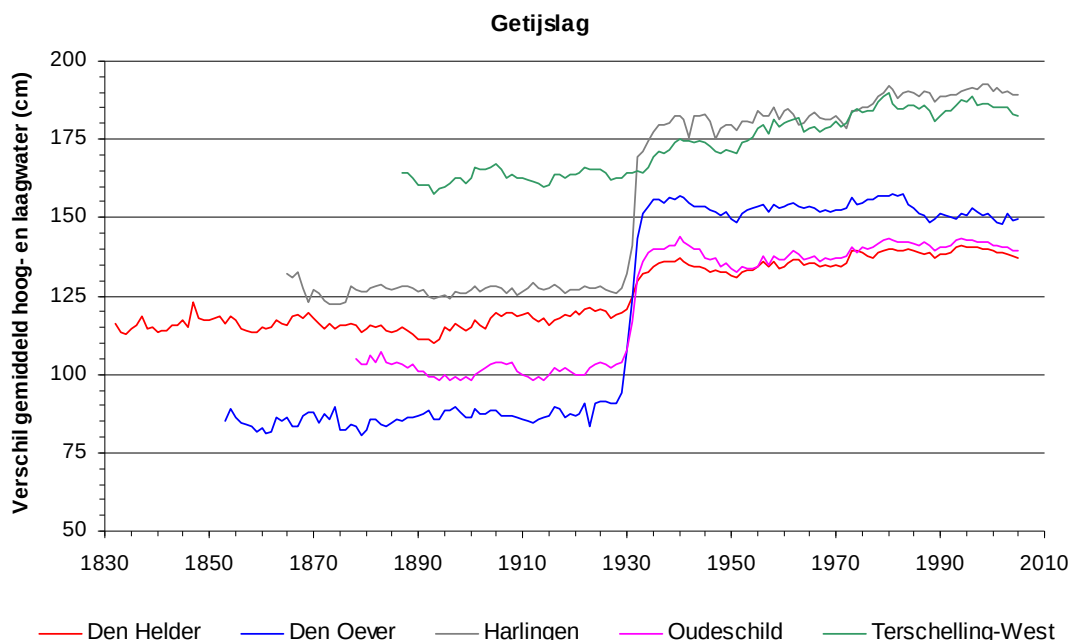
9.3 De impact van de bodemdaling in verhouding tot de 18,6 jarige cyclus in het getij en de stijgende zeespiegel

Van nature treden in getijdebekkens fluctuaties op in het getij onder invloed van astronomische variaties. De astronomische variaties in het getij werken onder andere door in de grootte van het getijprisma. In de studies naar de effecten van de bodemdaling door gaswinning is veel aandacht besteed aan het effect van 18,6 jarige cyclus in het getij op de morfologie (Wang & Eysink, 2005; NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006). In de voorliggende studie zijn geen simulaties met het Asmita-model waarin de 18,6 –jarige cyclus in het getij is opgenomen, omdat in de studie van Wang en Eysink (2005) is geconcludeerd dat er weliswaar variaties in de sedimentvolumes van de getijdebekkens optreden, maar dat er geen langjarige effecten zijn te verwachten.

Langjarige effecten van de 18,6-jarige cyclus in het getij op de morfologische ontwikkelingen worden dus niet verwacht. Desondanks worden de fluctuaties in het getij hier beknopt getoond om de relatieve impact van de bodemdaling door zoutwinning op waarde te schatten. In figuur 9.1 is de ontwikkeling van de getijslag in de verschillende meetstations in de westelijke Waddenzee weergegeven, op basis van de gemiddelde hoog- en laagwaters zoals die sinds lange tijd wordt gemeten (figuur 2.4). In deze figuur zijn al fluctuaties zichtbaar, maar deze worden overvleugeld door de grote sprong die het gevolg was van de afsluiting van de Zuiderzee. Om het effect van de afsluiting uit de figuur te halen zijn in figuur 9.2 de genormaliseerde getijslagen zichtbaar, dat wil zeggen het verschil ten opzichte van de gemiddelde waarden, voor de periodes voor en na de afsluiting. In figuur 9.2 is ook de 18,6 jarige cyclus in het getij aangegeven. Zichtbaar is dat in alle meetstations van de westelijke Waddenzee fluctuaties optreden die min of meer in fase zijn met de 18,6 jarige cyclus.

De getijslag varieert met ongeveer 10 cm als gevolg van de langjarige fluctuaties in het getij. Het getijprisma varieert daarmee ook (zie formule 6 in hoofdstuk 5) met 10 cm over het gehele oppervlakte van de getijdebekkens. De impact van veranderingen van het getijprisma op de morfologie is groot. Met de relatie tussen het evenwichtsvolume van de geulen en het getijprisma (vergelijking 10 in hoofdstuk 5) kan worden berekend dat de effecten op het evenwichtsgeulvolume voor de getijdebekkens van het Vlie en Marsdiep een orde van grootte van tientallen miljoenen kubieke meters hebben. Omdat in werkelijkheid een uitwisseling van sediment tussen de verschillende elementen

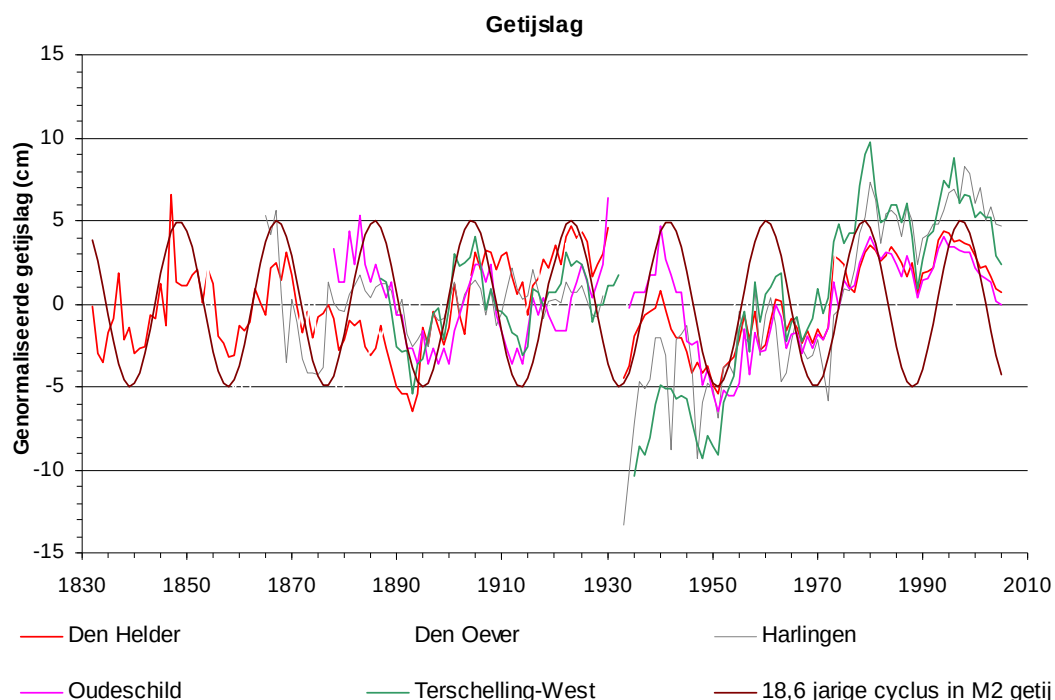
(platen, geulen en buitendelta) zal plaats vinden en deze uitwisseling tijd kost, zullen de fluctuaties die in de getijdebekken optreden onder invloed van het de fluctuaties in het getij kleiner zijn. Desondanks zullen de fluctuaties, net als het geval is bij de bodemdaling door gaswinning eenzelfde grootte van orde hebben als de bodemdaling zelf. De impact van de bodemdaling door zoutwinning is derhalve vergelijkbaar met de variaties die van nature optreden onder invloed van variaties in het getij die onder andere optreden door de 18,6 jarige cyclus in het getij.



Figuur 9.1: Grafiek met de ontwikkeling van de getijslag (het verschil tussen het hoogwater en het laagwater (gemiddeld per jaar) van 1832 tot 2005 (basisgegevens van www.waterstat.nl)).

Impliciet is bij de modelsimulaties en in berekeningen van het meegroeivermogen opgenomen dat de impact van de stijgende zeespiegel op de westelijke Waddenzee groter is dan het effect van de bodemdaling door de zoutwinning. Het verschil in belang volgt ook uit de kale getallen: jaarlijks is voor het bijhouden van de stijgende zeespiegel van 20 cm per eeuw $2,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ sediment nodig in de westelijke Waddenzee, terwijl bij zoutwinning van het maximale winvolume in een tijdsbestek van 21 jaar de bodemdaling gemiddeld $0,72 \times 10^6 \text{ m}^3$ bedraagt.

De impact van de stijgende zeespiegel in termen van volume is zó groot, omdat het de gehele Waddenzee aangaat. De gehele oppervlakte heeft met de zeespiegelstijging te maken. Een toename van de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt werkt ook door in de gehele Waddenzee. En het volume aan sediment dat in de waddenzee zou moeten worden afgezet om deze stijging te volgen wordt ook navenant groter. Vandaar dat de snelheid waarmee de zeespiegel stijgt, dan wel versneld stijgt, een bepalende factor is voor de ontwikkeling van de Waddenzee. Bij een bodemdalingsschotel is het effect slechts lokaal.



Figuur 9.2: Grafiek met de genormaliseerde getijslag, (tov van het gemiddeld tot 1932 en na 1932 (basisgegevens van www.waterstat.nl)).

Een ander belangrijk aspect is het doorgaande karakter van de stijging van de zeespiegel. De stijging van de zeespiegel is de afgelopen 150 jaar waargenomen en zal, al dan niet versneld, ook in de toekomst doorgaan. De aanpassing van de Waddenzee aan de stijging van de zeespiegel zal ook door gaan. In tegenstelling tot de stijging van de zeespiegel is de zoutwinning eindig. Door binnen de gebruiksruimte te blijven die is berekend met de realistische ondergrens en voor de individuele getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep, kan na het beëindigen van de winning en daarmee het einde van de bodemdaling, de Waddenzee volledig herstellen van de gevolgen van de zoutwinning. De bodemdaling als gevolg van zoutwinning is een tijdelijk en lokaal effect. Bij de huidige snelheid waarmee de zeespiegel stijgt, is het zelfherstellend vermogen van het Waddensysteem voldoende groot om deze bodemdaling ongedaan te maken.

10 Consequenties voor de kust

10.1 Sedimentdelend systeem

In de voorgaande hoofdstukken is geconstateerd dat bodemdaling door zoutwinning kan plaatsvinden binnen de gebruiksruimte van de getijdebekkenen van de westelijke Waddenzee. De fysische transportmechanismen naar en binnen de Waddenzee kunnen voldoende sediment aanvoeren om de afname van de sedimentvoorraad door de bodemdaling teniet te doen. Het sedimentvolume dat nodig is voor de aanvulling van het bodemdalingvolume in de Waddenzee kan worden aangevoerd vanuit het sedimentdelend systeem.

10.2 Zand en fijn sediment

Het fijn sediment (silt en slib $< 63 \mu\text{m}$) wordt vanuit de Noordzee aangevoerd en wordt niet onttrokken aan andere delen van het kustsysteem. Dit betekent dat de aanvoer van fijn sediment geen gevolgen heeft voor het kustsysteem. Er vindt daardoor geen afname plaats van het sedimentvolume van de kust en de buitendelta's en er vindt geen achteruitgang plaats van de kustlijn.

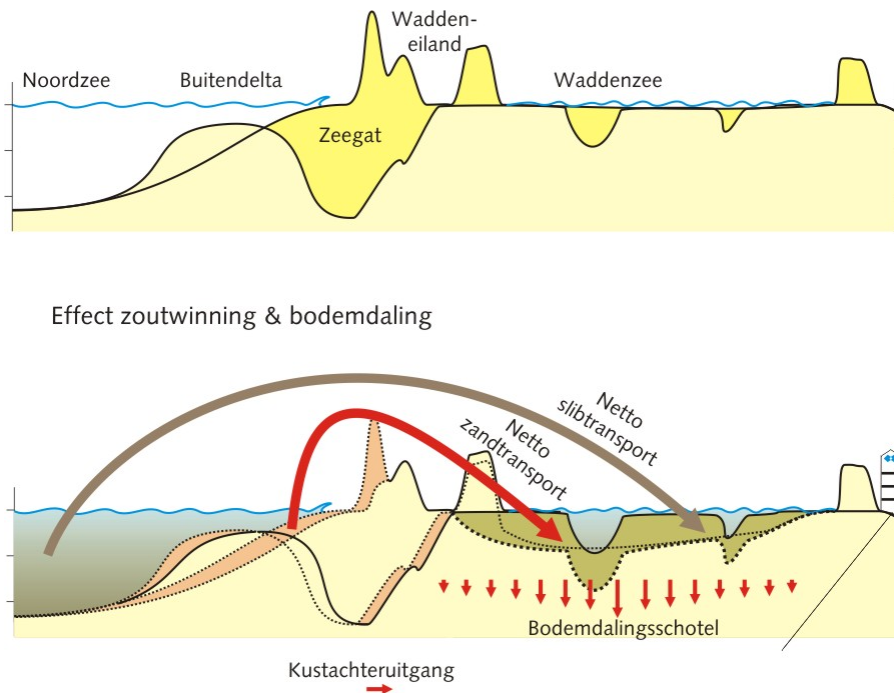
Het zand waarmee het bodemdalingvolume wordt aangevuld, wordt in eerste instantie door het sedimentdelend systeem onttrokken aan de platen, geulen en de buitendelta's van de Waddenzee. Uiteindelijk wordt het gehele zandvolume onttrokken aan de kustzones die grenzen aan de buitendelta's. De aanvulling van het zandvolume voor het aanvullen van het bodemdalingvolume in de Waddenzee, leidt uiteindelijk tot een afname van het zandvolume van de kust.

In de onderstaande figuur 10.1 zijn de twee verschillende bronnen voor de aanvoer van zand en fijn sediment schematisch weergegeven in een dwarsdoorsnede van de kust en de Waddenzee. Ook de achteruitgang van de kustlijn is hierin aangegeven.

10.3 Kustbeleid en -beheer

Het Nederlandse kustbeleid is er op gericht om de positie van de kustlijn in stand te houden. Wanneer de kustlijn te ver landwaarts verschuift dan worden zandsuppleties uitgevoerd om de kustlijn terug te leggen in zeewaartse richting (Ministerie van Verkeer en Waterstaat, 2000). Ook wordt zand toegevoegd aan het kustfundament zodat dit zijn hoogte behoudt ten opzichte van de stijgende zeespiegel (meegroeien met de zeespiegel - Nationaal Waterplan, 2009).

De bodemdaling door zoutwinning leidt op termijn tot een zeer geringe achteruitgang van het zandvolume van de kust en dit kan leiden tot een achteruitgang van de kustlijn. Omdat deze ontwikkelingen ingaan tegen het kustbeleid zal de achteruitgang van het zandvolume teniet worden gedaan door middel van uitvoeren van zandsuppleties aan de kust.



Figuur 10.1: Schematische dwarsdoorsnede van de Waddenzee en de kustzone (boven) met het –overdreven weergegeven- effect van de bodemdaling door zoutwinning en aanvoer van sediment (onder) (naar Ministerie van Economische Zaken, 2006).

10.4 Zandsuppleties

Het zandvolume van de kust zal op peil moeten worden gehouden door het uitvoeren van zandsuppleties. Het volume zand dat nodig is om het effect van de bodemdaling door zoutwinning op de zandvoorraad van de kust teniet te doen is dus kleiner dan het totale bodemdalingsvolume. De bijdrage van fijn sediment hoeft namelijk niet te worden aangevuld, omdat deze aanvulling niet ten koste gaat van de zandvoorraad van de kust.

De huidige netto sedimentatie in de omgeving (invloedsgebied) van de bodemdalingsschotel bestaat voor 67% uit zand en voor 33% uit fijn sediment (Kater *et al*, 2010). Naar verwachting zal deze verhouding niet veranderen als gevolg van de bodemdaling (Kater *et al*, 2010). Op basis van deze netto sedimentatie wordt een afname van het zandvolume van de kustzone becijferd dat 2/3 van het bodemdalingsvolume bedraagt. Zandsuppleties met een gezamenlijk volume van 67% van het bodemdalingsvolume zijn voldoende om het zandvolume van de kustzone op peil te houden.

De bodemdaling door zoutwinning vindt plaats rond de grens van de getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep. Na de herverdeling van het zand in het sedimentdelend systeem, uit de geulen en de buitendelta's zal het aan de kust worden onttrokken. Het gaat dan om de kust aangrenzend aan de buitendelta's van het Marsdiep en het Vlie. Het zijn daarom de Kop van Noord-Holland, Texel, Vlieland en Terschelling waar de zandvoorraad afneemt en de zandsuppleties plaats zullen moeten vinden.

11 Conclusies

11.1 Toepasbaarheid meegroeivermogen en gebruiksruimte

In de voorliggende studie staat de vraag centraal of de bodemdaling door zoutwinning binnen de gebruiksruimte van de getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep kan plaatsvinden. De achterliggende vraag daarbij is hoe groot het meegroeivermogen van beide getijdebekkens is, omdat dit vermogen, samen met het scenario voor de zeespiegelstijging, bepalend is voor de grootte van de gebruiksruimte. Indien de bodemdaling door zoutwinning inderdaad binnen de gebruiksruimte blijft, is daarmee vastgesteld dat de sedimentatie in de Waddenzee de bodemdaling kan bijhouden, zonder dat de kenmerken van het Waddensysteem wezenlijk veranderen. Er treden dan in de Waddenzee geen permanente effecten op van de bodemdaling.

Voordat deze vragen worden beantwoord is vastgesteld dat de concepten 'gebruiksruimte' en 'meegroeivermogen' toepasbaar zijn. De snelheid van de bodemdaling door zoutwinning kan door de sedimentatie en erosie in de Waddenzee worden vereffend over een groot oppervlakte. Dat geldt ook in het centrum van de bodemdalingsschotel, waar de hoogste bodemdalingssnelheden worden bereikt. Dit is nader uitgewerkt in het rapport van Kater *et al.* (2010). De morfologie en de waterbeweging in de getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep zijn anders dan die van de getijdebekkens in de oostelijke Waddenzee. Deze verschillen zijn in ieder geval ten dele het gevolg van de afsluiting van de Zuiderzee in 1932, waarvan de effecten nog steeds na-ijlen in de morfologische ontwikkeling. Ondanks deze verschillen kunnen de getijdebekkens van het Vlie en Marsdiep worden beschouwd als sedimentdelende systemen.

Omdat er vereffening van de bodemdaling door zoutwinning in de Waddenzee zal plaatsvinden en de kombergingsgebieden van het Marsdiep en het Vlie in de westelijke Waddenzee fungeren als sedimentdelende systemen kunnen de concepten van het 'meegroeivermogen' en de 'gebruiksruimte' worden toegepast.

11.2 Meegroeivermogen Vlie en Marsdiep

Met drie verschillende benaderingen is gerekend aan het gerealiseerde meegroeivermogen, de kritische snelheid voor de zeespiegelstijging en het omslagpunt in de sedimentbalans. Hierbij zijn steeds conservatieve, voorzichtige waarden gehanteerd, om te komen tot een realistische ondergrens van het meegroeivermogen. Daarbij is een analyse uitgevoerd van nieuwe inzichten in de onderliggende aannames en aanwijzingen voor de eerder in o.a. Oost *et al.* (1998), Hoeksema *et al.* (2004) en Ministerie van Economische Zaken (2006) gerapporteerde nog lagere ondergrens van het meegroeivermogen van 3 mm/jaar. Ten opzichte van de eerdere studies blijkt:

- In de getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep sprake te zijn van meer slibimport dan eerder werd aangenomen;
- In het sedimentaanbod voor de getijdebekkens de aanvoer in de vorm van zandsuppleties te mogen worden opgenomen;
- De sedimentvraag in de Waddenzee te zijn afgenomen, omdat er minder zandwinning in de Waddenzee plaatsvindt.

De zandbalansen volgens de berekeningsmethode van Oost *et al.* (1998) zijn voor de getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep aangepast volgens de bovengenoemde inzichten. Uit de sedimentbalansen volgt dat bij een zeespiegelstijgingsnelheid van meer dan 5 mm/j de sedimentvraag van de Waddenzee het sedimentaanbod uit de kustzone overtreft. Dit is de ondergrens, met een maximale sedimentvraag in de Waddenzee en

een minimaal sedimentaanbod vanuit de kust en zonder rekening te houden met de herverdeling van sediment tussen buitendelta, getijgeulen en wadplaten.

Het gerealiseerde langjarige gemiddelde meegroeivermogen is gebaseerd op de analyse van het sedimentvolume in de getijdebekken van het Vlie en Marsdiep in de periode van 1932 tot 2004 en het volume dat voor zandwinning is onttrokken. Dit langjarige gemiddelde bedroeg $6,29 \pm 0,68 \times 10^6 \text{ m}^3$ per jaar en dat is twee keer zoveel als noodzakelijk is voor het bijhouden van een stijging van de zeespiegel met 2 mm/j in het gebied. De snelheid van de aanpassingen in de jaren direct na de aanleg van de Afsluitdijk was waarschijnlijk groter. Echter, het gerealiseerde meegroeivermogen in deze periode kan niet met voldoende nauwkeurigheid worden afgeleid uit het beperkte aantal metingen.

Numerieke modelsimulaties met het ASMITA-model, waarin de onttrekking van zand niet is opgenomen en ook niet is gecorrigeerd in de gebruikte sedimentvolumes, geven een kritische zeespiegelstijging voor het getijdebekken van het Vlie van 5,9 mm/j en voor het getijdebekken van het Marsdiep van 4,8 mm/j. Vanwege het ontbreken van de onttrekking van zand zijn deze waarden voor de kritische zeespiegelstijging lager dan het werkelijke meegroeivermogen.

De ondergrens van 5 mm/j voor het meegroeivermogen van de grote getijdebekken Vlie en Marsdiep in de westelijke Waddenzee is bepaald op conservatieve, voorzichtige wijze en kan worden beschouwd als de natuurgrens conform de gaswinning (NAM, 2006; Ministerie van Economische Zaken, 2006).

11.3 Gebruiksruimte Vlie en Marsdiep

De gebruiksruimte (NAM, 2006 en Ministerie van Economische Zaken, 2006) geeft aan of het volume aan bodemdaling in de Waddenzee kan worden opgevangen, zonder dat wezenlijke veranderingen optreden in de hydromorfologie van het gebied bij een bepaalde snelheid van zeespiegelstijging. De berekening van de gebruiksruimte heeft plaatsgevonden met de definities en formules zoals die bij de gaswinning zijn gebruikt (Ministerie van Economische Zaken, 2006).

Uitgangspunten voor de uitgevoerde berekening van de minimaal beschikbare gebruiksruimte in de getijdebekken van het Vlie en het Marsdiep zijn:

- Het scenario voor de versnelde stijging van de zeespiegel uit de Passende Beoordeling van het Rijksprojectbesluit gaswinning onder de Waddenzee (Ministerie van Economische Zaken, 2006)
- De ondergrens van het meegroeivermogen van 5 mm per jaar, zoals bepaald in de voorliggende studie
- Oppervlakten van het getijdebekken van het Vlie van $668 \times 10^6 \text{ m}^3$ en van het Marsdiep van $712 \times 10^6 \text{ m}^3$.

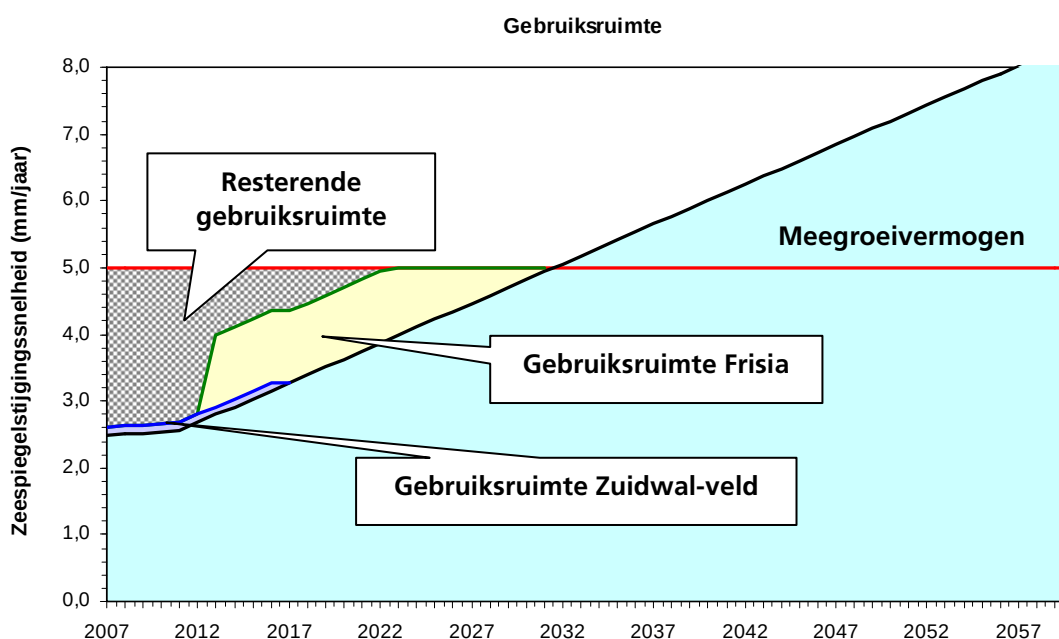
De ondergrenzen voor de beschikbare gebruiksruimte in de periode 2010-2031 zijn per getijdebekken berekend volgens de formules in de 'Passende beoordeling' (Ministerie van Economische Zaken, 2006) en bedragen:

Het Vlie: $24,2 \times 10^6 \text{ m}^3$;

Marsdiep: $25,8 \times 10^6 \text{ m}^3$.

De bestaande gaswinning uit het Zuidwal-veld zal worden voortgezet tot 2016 (Total E & P, 2003) en de prognose voor het bodemdalingsvolume in de periode van 2004 tot 2050 bedraagt $0,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ voor het Marsdiep en $1,0 \times 10^6 \text{ m}^3$ voor het Vlie (Hoeksema *et al.*, 2004). Gemiddeld betekent een benutting van de gebruiksruimte van het Marsdiep $0,008 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{j}$ en voor het Vlie $0,08 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{j}$ tot 2016.

De door Frisia Zout B.V. voorgenomen winning van 32×10^6 ton zout onder de Waddenzee, kan een bodemdaling opleveren die in totaal, over de gehele periode van winning maximaal $14,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ bedraagt. De voorspelbaarheid van het bodemdalingvolume bij de zoutwinning is groot (zelfs groter dan bij de bodemdaling door gaswinning), omdat de bodemdaling direct is gekoppeld aan het volume zout dat wordt gewonnen (1 m^3 zoutwinning = 1 m^3 bodemdaling). Deze gebruikruimte die in ieder bekken resteert na aftrek van de bodemdaling door het Zuidwal-veld is in ieder getijdebekken op zich voldoende groot voor het accommoderen van de bestaande bodemdaling door gaswinning en de maximale bodemdaling door zoutwinning van $14,8 \times 10^6 \text{ m}^3$. In werkelijkheid wordt een deel van de bodemdaling door zoutwinning opgevangen in het getijdebekken van het Marsdiep en een deel in het getijdebekken van het Vlie. Door uit te gaan van slechts een getijdebekken voor het berekenen van de gebruikruimte wordt een onderschatting gedaan van de werkelijk beschikbare gebruikruimte. Dit is ingegeven door de voorzichtige aanpak vanwege het voorzorgsprincipe (zie hoofdstuk 9).



Figuur 11.1: Grafiek met de gebruikruimte in het Vlie, inclusief de benodigde gebruikruimte voor de bodemdaling door zoutwinning (meegroeivermogen 5 mm/j en het RPB-scenario voor de zeespiegelstijging).

Van 2010 tot 2031 neemt de gebruikruimte die per jaar beschikbaar is geleidelijk af, doordat de stijgingssnelheid van de zeespiegel volgens het gebruikte toekomstscenario gaandeweg toeneemt. In figuur 11.1 is dit weergegeven in een grafiek van de gebruikruimte. De geleidelijke afname betekent dat na 2023 het bodemdalingvolume wordt gemaximeerd door de per jaar beschikbare gebruikruimte. Omdat de bodemdaling door zoutwinning niet zal aanvangen voor 2013 zal in de praktijk niet het volledige volume van $14,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ aan bodemdaling worden gerealiseerd voordat de gebruikruimte in 2031 op nul uitkomt.

De gecombineerde gebruikruimte in het Vlie en het Marsdiep wordt niet volledig benut door de bodemdaling door zoutwinning, omdat steeds gerekend is met de benutting van de gebruikruimte van één getijdebekken. Dit betekent dat er tot 2031 steeds gebruikruimte beschikbaar is voor andere activiteiten die resulteren in bodemdaling.

Omdat het volume aan bodemdaling binnen de beschikbare ondergrens in de gebruikruimte past, zullen er geen wezenlijke veranderingen plaatsvinden in de



hydromorfologie van het gebied. Het vermogen om mee te groeien met de stijgende zeespiegel verandert immers niet, wanneer het bodemdalingvolume binnen de grenzen van de gebruiksruimte blijft.

De ontwikkelingen van de getijdebekkens Vlie en Marsdiep in de Westelijke Waddenzee die, nog steeds, het gevolg zijn van de aanleg van de Afsluitdijk en de afsluiting van de Zuiderzee zullen doorgaan, ook wanneer bodemdaling door zoutwinning plaatsvindt. De vertraging van enkele jaren in de ontwikkelingen door de bodemdaling is klein ten opzichte van de verwachte duur van honderd tot enkele honderden jaren voor de morfologische aanpassingen aan de afsluiting.

De aanvulling van het bodemdalingvolume op de platen en in de geulen in de Waddenzee met sediment (zand en fijn sediment) uit de kustzone en de Noordzee zal met enige vertraging plaatsvinden. De maximale afname van het sedimentvolume in de platen zal leiden tot een zeer kleine afname van het areaal droogvallende platen. Dit effect is qua mechanisme en wat betreft duur en omvang geheel vergelijkbaar met effect van de bodemdaling door gaswinning in de getijdebekkens Pinkegat en Zoutkamperlaag (NAM, 2006 en Ministerie van Economische zaken, 2006). De afname van het plaatvolume resulteert in een afname van het plaatareaal die zelfs meest belastende scenario kleiner is dan de natuurlijke variatie in het voor wadvogels beschikbare plaatareaal (Kater et al, 2010). De afname is ook klein ten opzichte van de autonome toename van het plaatareaal in het getijdebekkens van het Vlie en het Marsdiep (Kater et al, 2010). In het achtergrondrapport 'Tijdelijke effecten van zoutwinning op de ecologische waarden in de Waddenzee' (Kater et al., 2010) wordt dan ook geconcludeerd dat de afname van het plaatvolume door de bodemdaling als gevolg van de zoutwinning niet in een merkbare verandering van het plaatareaal resulteert.

Referenties

- Alkyon (2006) Plaatmorfologie Westerschelde; Veranderingen in de plaatmorfologie van de Westerschelde en de gevolgen voor het steltloperhabitat. Alkyon rapport A1774R1r2.
- Allersma, E. (1988) Morfologisch onderzoek Noordelijke Deltabekken.deel 4. Samenstelling en dichtheid van het sediment, WL | Delft Hydraulics, rapport Z71.03.
- Bakker, T.W. & A.J.H.M. Duquesnoy (2009) FRISIA Zout B.V. Informatie Bodemdaling door Zoutwinning v.2.1. WEP Well Engineering Partners rapport.
- Beets, D.J. & A.J.F. van der Spek (1996) Development of the Dutch coastal plain during the Holocene; Relation to sea-level rise and subsurface geology. In Proceedings of the symposium: Effects of future sea-level rise and subsidence on the Wadden Sea tidal system; Sediment dynamics and biology: What do(n't) we know? p. 15-21.
- Beets, D.J., A.J.F. van der Spek & L. van der Valk (1994) Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust, Rijks Geologische Dienst, rapport 40.016.
- Beets, D.J., Van der Valk, L. & Stive, M.J.F. (1992) Holocene evolution of the coast of Holland. Mar. Geol. 103, 423-443.
- Berger GW, Eisma D, van Bennekom AJ (1987) 210Pb-derived sedimentation rate in the Vlieter, a recently filled-in tidal channel in the Wadden Sea. *Netherlands Journal of Sea Research* 21(4): 287-294
- Biegel. E.R.J. (1993) Morphological changes due to sea-level rise in tidal basins in the Dutch Wadden Sea versus concepts morphological response model MORRES. Rijksuniversiteit Utrecht IMAU rapport IMAU 93-14.
- Biegel, E. & P. Hoekstra, (1995) Morphological response characteristics of the Zoutkamperlaag, Frisian inlet (The Netherlands), to a sudden reduction in basin area. Special Publication International Association of Sedimentologist 24, p. 85-99.
- Bindoff, N.L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L.D. Talley and A. Unnikrishnan, 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Buijsman, M.C. (1997) The impact of gas extraction and sea level rise on the morphology of the Wadden Sea. Extension and application of the model ASMITA. MSc. thesis. Delft University of Technology. September 1997. Tech. Report H2099.30 WL|Delft Hydraulics.
- Church, J.A., et al., 2001: Changes in sea level. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 639–693.
- Cleveringa, J (2008) Morphodynamics of the Delta coast (south-west Netherlands): Quantitative analysis and phenomenology of the morphological evolution 1964-2004, Alkyon rapport A1881.



- Cleveringa, J. (2000) Reconstruction and modeling of Holocene coastal evolution of the Western Netherlands; *Geologia Ultraiectina*, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen no. 200, Proefschrift Utrecht University.
- Cleveringa, J. S. Mulder & Albert Oost (2004) Kustverdediging van de koppen van de Waddeneilanden : de dynamiek van de kust nabij buitendelta's en passende maatregelen voor het kustbeheer. Rijkswaterstaat RIKZ Rapport RIKZ/2004.017.
- De Boer, C.N., R.C Steijn, M.C. Salomons en D. Logemann (2006) Is zoutwinnen kansrijk onder de Waddenzee? Quicksan ecologie en sedimentatie, rapport Arcadis Alkyon.
- De Groot, I.H. en M. Vonk (2008) Startnotitie Zoutwinning FRISIA ZOUT B.V.
- De Kruif, A. C. (2001) Bodemdieptegegevens van het Nederlandse Kustsyteem. Beschikbare digitale data en een overzicht van aanvullende analoge data (in Dutch), Rijkswaterstaat RIKZ Rapport RIKZ/2001.041.
- De Ronde, J. G. (2008) Toekomstige langjarige suppletiehoeft. Deltares rapport Z4582.24.
- De Vries, S (2000) Literatuur- en bronnenstudie "Vervolgonderzoek Schelpenwinning"; met focus op de hydrodynamische en morfologische aspecten van schelpenwinning in de Waddenzee; Geoplus rapport.
- Deltacommissie 2008 (2008) Samen werken met water; bevindingen van de Deltacommissie 2008.
- Eisma, D. & Wolff, W. J. (1980) The development of the western most part of the Wadden Sea in historical time; in: *Geomorphology of the Wadden Sea Area*, K. S. Dijkema, H. E. Reineck, en W. J. Wolff, eds., Balkema, Rotterdam, 95-103.
- Elias, E.P.L (2006a). Morphodynamics of Texel inlet, Proefschrift Technische Universiteit Delft.
- Elias, E.P.L. & Van der Spek, A. J. F. (2006) Long-term evolution of Texel Inlet and its ebb-tidal delta (the Netherlands). *Marine Geology*, 225(1-4), 5-21.
- Elias, E.P.L. (2006b) Morfodynamica van het Zeegat van Texel. Technische Universiteit Delft, rapport.
- Eysink, W.D. (1979) Morfologie van de Waddenzee; gevolgen van zand- en schelpenwinning, WL|Delft Hydraulics, rapport R1336.
- Eysink, W.D. (1990) Morphological response of tidal basins to change. *Proc. 22nd International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Delft, July 2-6, vol. 2, pp. 1948-1961.
- Eysink, W.D.(1993) Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function; General considerations on hydraulic conditions, sediment transports, sand balance, bed composition and impact of sea-level rise on tidal flats, WL|Delft Hydraulics, rapport H1300.
- Eysink, W.D. (2003) "Extra spuisluis in de Afsluitdijk, Effect op onderhoud havens", WL/Delft Hydraulics.
- Eysink, W.D. & E.J. Biegel (1992) Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function; Investigations on empirical morphological relations, WL|Delft Hydraulics, rapport H1300.
- Eysink, W.D. & E.J. Biegel (1992) Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function; Investigations on empirical morphological relations; Annex Data report ISOS*2, WL|Delft Hydraulics & IMAU , rapport H1300.

- Glim, G.W., G. Kool, M.F. Lieshout, M. de Boer (1987) Erosie en sedimentatie in de binnendelta van het Zeegat van Texel 1932-1982. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat directie Noord-Holland, Rapportage NHWX 87-H201.
- Groeneboom, P., J. Hemelrijk, J. & F.J.A. Overweel (1978) Analyse van de nauwkeurigheid van lodingen in de westelijke Waddenzee. Mathematisch Centrum, afdeling mathematische statistiek SD 112/78.
- Hartsuiker, G. & B. Grasmeijer. (2008) Effects of dumping silt in the Ems estuary, 3D model study; Hydromorphological study for EIA of Eemshaven and EIA of fairway to Eemshaven. Alkyon Hydraulic Consultancy & Research rapport A1836R2r3.
- Hemelrijk, J., F.J.A. Overweel & C.J. Warmer (1978) Aanzanding of ontgroning in de westelijke Waddenzee. Mathematisch Centrum, afdeling mathematische statistiek SD 112/78.
- Hoeksema H.J., H.P.J. Mulder, M.C. Rommel, J.G. de Ronde, J. de Vlas, J.P.A. Roest, L. Van der Valk, W.D. Eysink, Z.B. Wang, H.J. de Vriend & K.S. Dijkema. (2004) Bodemdalingstudie Waddenzee 2004 : vragen en onzekerheden opnieuw beschouwd Rapport Rijkswaterstaat RIKZ/2004.025.
- Hoogervorst, R.D.N. (2005) Invenstrisatie bagger-, stort-, en zandwinggegevens binnen de -20 m NAP; Ten behoeve van een zandbalans van het Nederlands kuststelsel. Rijkswaterstaat RIKZ werkdocument RIKZ/KW/2005.103w.
- Jarret, J.T. (1976) Tidal prism-inlet area relationships; General investigations of tidal inlets, Coastal engineering research centre, report 3, 32 pag.
- Kater, B.J., J. Cleveringa, L. Perk & M. Poortinga (2008) Haalbaarheidsstudie Vaarweg Ameland; Fase 1: selectie van kansrijke alternatieven. Alkyon rapport A2066R1r3.
- Kater, B., J. Cleveringa, R. Snoek & B. Grasmeijer (2010) Effecten van zoutwinning op de ecologische waarden in de Waddenzee' Achterrapport bij de MER Zoutwinning, Alkyonrapport A2062R2r1.
- Kragtwijk N.G. (2001) Aggregated scale modeling of tidal inlets of the Wadden Sea; Morphological response to the closure of the Zuiderzee, Afstudeerverslag TU Delft, WL| Delft Hydraulics / Delft Cluster, rapport Z2822.
- Kragtwijk N.G., T.J. Zitman, M.J.F. Stive, & Z.B. Wang (2004) Morphological response of tidal basins to human interventions. Coastal Engineering 51, p. 207–221
- Lekkerkerk, H.J. & C. van Tooren, B. van Mierlo, E. van der Meulen (2006) Gevolgen en omvang van verschillen LRK en waterstandgecorrigeerde dieptemetingen, Periplus consultancy report 2006.005.
- Louters, T, & F. Gerritsen (1994) Met mysterie van de wadden; Hoe een getijde stelsel inspeelt op de zeespiegelstijging, Rijkswaterstaat RIKZ, rapport RIKZ-94.040.
- Ministerie van Economische Zaken (2006) Gaswinning binnen randvoorwaarden; Passende beoordeling van het rijksprojectbesluit gaswinning onder de Waddenzee vanaf de locaties Moddergat, Lauwersoog en Vierhuizen. Rapport.
- Ministerie van Verkeer en Waterstaat (1991) Kustverdediging na 1990; beleidskeuze voor de kustlijnverzorg, nota.
- Ministerie van Verkeer en Waterstaat (2000) Traditie, Trends en Toekomst, 3e Kustnota.
- Ministerie van Verkeer en Waterstaat (2009) Nationaal Waterplan 2009-2015.
- Mulder, H.P.J. (1995). De droge dichtheid als functie van het slibgehalte t.b.v. een sediment balans. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat RIKZ Werkdocument RIKZ/OS -95.614x.



- Mulder, H.P.J., G.A. Liek, D.C. van Maldegem & E. Nuijen (2005) Drempelverwijdering vaarweg Harlingen-Noordzee : baggerwerk en morfologische en ecologische gevolgen, Ministerie van Verkeer en Waterstaat Rijkswaterstaat Rijksinstituut voor kust en zee, rapport RIKZ/2005.026.
- Mulder, J.P.M. (2000) Zandverliezen in het Nederlandse kustsysteem, Rijkswaterstaat RIKZ, rapport RIKZ/2000.36.
- NAM (2006) MER Aardgaswinning Waddenzeegebied vanaf locaties Moddergat, Lauwersoog en Vierhuizen, Nederlandse AardolieMaatschappij, Assen.
- NAM (2009) Uitwerking Lodinggegevens RWS 1985-2002 (3 Cycli) tbv rapportering monitoring gaswinning 2008 Nederlandse AardolieMaatschappij, Assen.
- Nederbragt, G. (2006) Zandvoorraden van het kustsysteem, onderbouwing van een conceptueel model met behulp van trends van de winst- en verliesposten over de periode 1973-1997. Rapport RIKZ/2005.033. Rijkswaterstaat, Rijksinstituut voor Kusten Zee/RIKZ.
- Oost, A. P. (1995) Dynamics and sedimentary development of the Dutch Wadden Sea with emphasis on the Frisian Inlet. A study of barrier islands, ebb-tidal deltas, inlets and drainage basins, *Geologica Ultraiectina*, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen no. 126, Utrecht University.
- Oost, A.P. & P.L. de Boer (1994) Sedimentology and development of barrier islands, ebb-tidal deltas, inlets and back barrier areas of the Dutch Wadden Sea, *Senckenbergiana Maritima*, vol. 24, pag. 65-115 (ook als hoofdstuk in Oost, 1995).
- Oost, A.P., B.J. Ens, A.G. Brinkman, K.S. Dijkema, W.D. Eysink, J.J. Beukema, H.J. Gussinklo, B.M.J. Verboom & J.J. Verburch (1998) Integrale bodemdalingstudie Waddenzee, Nederlandse Aardolie Maatschappij, rapport.
- Oost, A.P. & P.A.H. Kleine Punte (2004) Autonome morfologische ontwikkeling westelijke Waddenzee; Een doorkijk naar de toekomst. . Rijkswaterstaat RIKZ Rapport RIKZ/2004.021
- O'Brien, M.P. (1969) Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. *J. Waterw. Harb. Div., ASCE*, 95, pp. 43-52.
- Rakhorst, H.D. & H. Midderham (1979) Zandwinning Waddenzee; aanzanding zandwinputten. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat directie Noord-Holland, Notitie NH 79H203.
- Rakhorst, H.D. (2003) Grootschalige morfologische ontwikkeling; de sedimentatie van de westelijke Waddenzee. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat directie Noord-Holland, Nota NH-ANV-2003-11.
- Rakhorst, H.D. (2005) Notitie Empirische relaties (Deel 10).
- Reitsma, D.T. (1992) Zand- en kleiwinning in de Waddenzee in de periode 1982 t/m 1991. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat directie Friesland, Nota.
- Ridderinkhof, H. (1990) Reststromen en watermenging in de Waddenzee. Proefschrift Universiteit Utrecht.
- Ridderinkhof, H. (2008) Zicht op een troebele zee. Oratie Universiteit Utrecht.
- Rijkswaterstaat (1998) Sedimentatlas Waddenzee, Ministerie van Verkeer en waterstaat Rijkswaterstaat Rijksinstituut voor kust en zee cd-rom
- Rijkswaterstaat (2007) Baggerrapportage Waterdistrict Waddenzee; Overzicht kosten en hoeveelheden baggerwerk in de periode 1999 t/m 2006. Rijkswaterstaat Noord Nederland Waterdistrict Waddenzee.

- Salden R.M. & H.P.J Mulder (1996). De slibbalans voor de Nederlandse kustwateren onder invloed van slibonttrekking als gevolg van de strengere kwaliteitstoetsing van baggerspecie. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat RIKZ Werkdocument RIKZ/OS-96.116x
- Sha, L. P. (1990) Sedimentological studies of the ebb-tidal deltas along the West Frisian Islands, the Netherlands, *Geologia Ultraiectiona*, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen no. 64, Proefschrift Utrecht University.
- Spis H. & C. de Leeuw (2009) Natuurherstelplan Waddenzee Bouwsteen thema 1: Wadbodem en waterkolom (edit. N. Dankers, V. de Jonge, A.P. Oost, H. Ridderinkhof & H. de Swart).
- 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" report H 840.45 WL|Delft Hydraulics, Delft.
- Stive, M.J.F. & W.D. Eysink, (1989) Voorspelling kustlijnontwikkeling 1990-2090, fase 3; deelrapport 3.1: dynamisch model van het Nederlandse kuststelsel, WL|Delft Hydraulics, rapport H825 IV.
- Stuurgroep hydrografisch-sedimentologisch en biologisch ecologisch onderzoek met betrekking tot de winning van zand in de Waddenzee c.a. (1981) Zandwinning in de Waddenzee; Resultaten van een hydrografisch-sedimentologisch en biologisch-ecologisch onderzoek. Rapport.
- Swift, D.J.P. (1976) Continental shelf sedimentation. In: Stanley, D.J., Swift, D.J.P. (Eds), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Wiley, New York, pp. 311-350.
- TNO (2008) Korte evaluatie zoutwinning Waddenzee. Advies bij brief met kenmerk AGE 08-10.035/sg.
- Tönis, I., J.M.T. Stam, J. van de Graaf (2002) Morphological changes of the Haringvliet estuary after closure in 1970. *Journal of Coastal Engineering* 44.
- Total E & P (2003) Zuidwal Aanvraag instemming winningsplan ingevolge Mijnbouwwet artikel 34.
- Van der Spek & D.J. Beets (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. 185-197.
- Van der Spek, A. J. F. (1994) Large-scale evolution of Holocene tidal basins in the Netherlands, Proefschrift, Universiteit Utrecht.
- Van der Spek, A.J.F. (2004) Sediment accumulation in Atlantic back-barrier basins in the Netherlands; fine-grained infilling under high rates of sea-level rise. Bartholdy, J. & J.B. Torp Pederson (red.). Abstracts Tidalites 204, 6th International Conference on Tidal Sedimentology, 2-5 aug. 2004 Copenhagen, Denmark.
- Van Geer, P.F.C. (2007) Long-term morphological evolution of the Western Dutch Wadden Sea. WL|Delft Hydraulics rapport Z4169.00
- Van Goor, M.A. (2001) Influence of Relative Sea-level Rise on Coastal Inlets and Tidal Basins. WL | Delft Hydraulics/Delft Cluster, Report Z2822/DC03.01.03a.
- Van Goor, M.A., Zitman, T.J., Wang, Z.B. & Stive, M.J.F. (2003) Impact of sea level rise on the morphological equilibrium state of tidal inlets. *Marine Geology* 202 (3- 4), 211 – 227.



- Van Heijst, M.W.I.M, J. Cleveringa & J.M. de Kok (2005) Vaargeulonderhoud, zandwinning & kustlijnzorg; Risico's en perspectieven voor Rijkswaterstaat. Publicatiereeks Grondstoffen 2005/04. Rapport Rijkswaterstaat RIKZ/2005.025 DWW-2005-050.
- Van Marion, B.B. (Zandbalans van het zeegat van Texel met het Invers Sediment Transport Model (1931 tot 1997), Rijkswaterstaat RIKZ werkdocument RIKZ/OS - 99.116x
- Walburg, L. (2005) Zandvolumes in het Nederlandse kustsysteem. Rijkswaterstaat RIKZ werkdocument RIKZ/KW/2005.133w.
- Walton T.L. & W.D. Adams (1976) Capacity of inlet bars to store sand, Proceedings of the 15th Conference on Coastal Engineering, ASCE, vol. 2, 1919-1938.
- Wang Z.B. & W. Eysink (2005) Abiotische effecten van bodemdaling in de Waddenzee door gaswinning; Vloedkommen in het Friesche Zeegat. WL | Delft Hydraulics rapport Z3995.
- Werkgroep I hydrografisch-sedimentologisch onderzoek met betrekking tot de winning van zand in de Waddenzee c.a. (1981) Zandwinning in de Waddenzee; Resultaten van een hydrografisch-sedimentologisch onderzoek. Rapport.
- Zwarts, L. (2004). Bodemgesteldheid en mechanische kokkelvisserij in de Waddenzee. Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Rijkswaterstaat RIZA rapport RIZA/2004.028. incl. cd-rom.

Bijlage A

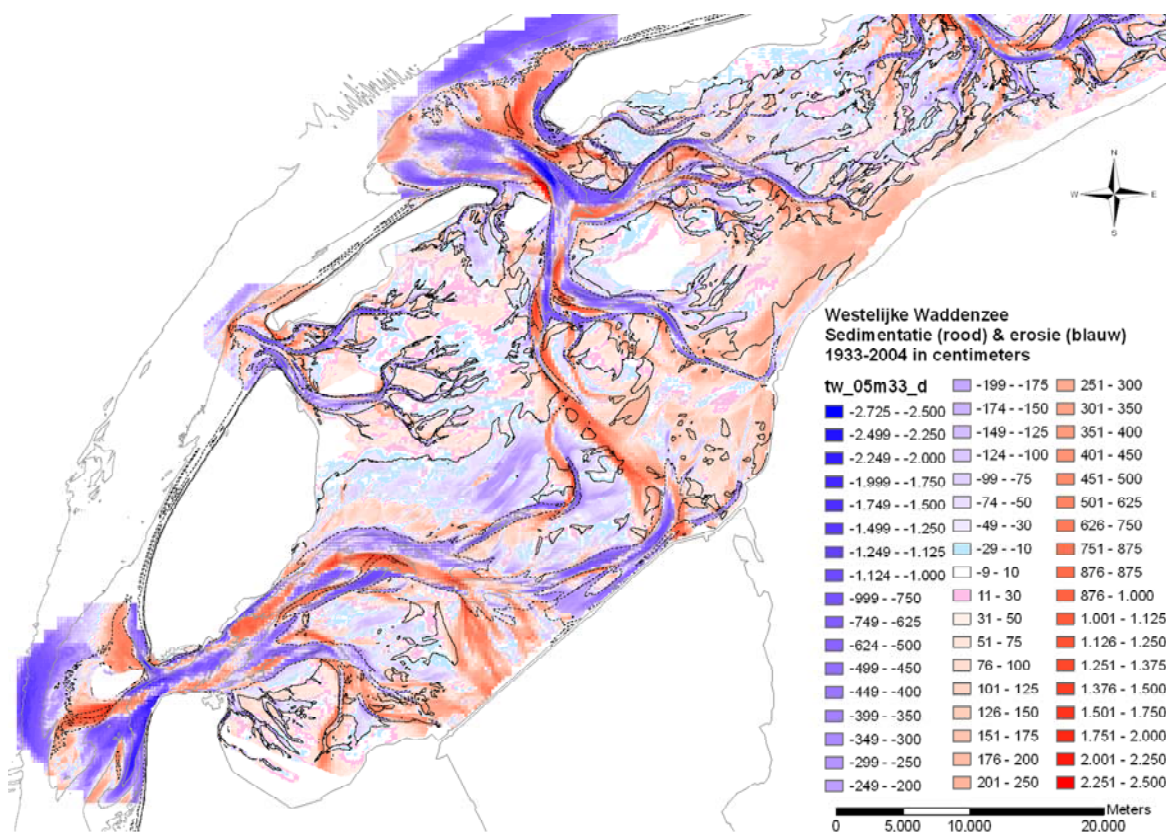
Onderbouwing bij de sedimentatie van fijn sediment

Bijlage A. Onderbouwing bij de sedimentatie van fijn sediment

Hieronder wordt stapsgewijs de berekening doorlopen die is gebruikt bij het bepalen van de bijdrage van fijn sediment aan de sedimentatie en erosie in de westelijke Waddenzee.

Uitgangsmateriaal 1. Erosie-sedimentatie 1933-2004

Het verschil tussen de bodemligging van 2004 en van 1933 levert de volumeveranderingen (figuur A.1).



Figuur A.1: Kaart met de sedimentatie en erosie 1933-2004 in cm.

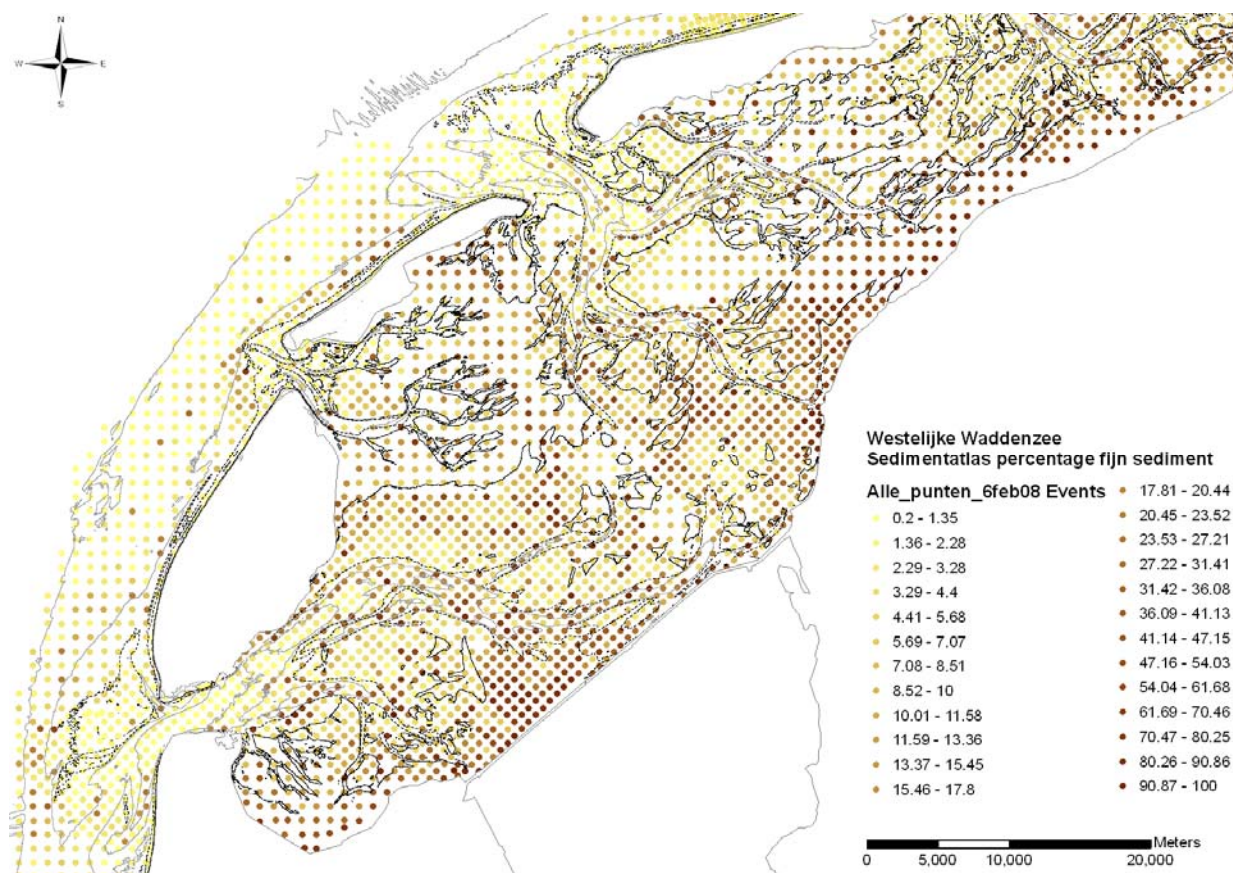
Uitgangsmateriaal 2. Korrelgrootte verdeling Sedimentatlas

Voor het bepalen van het percentage fijn sediment is gebruik gemaakt van de gegevens uit de Sedimentatlas (Rijkswaterstaat, 1998). Dit betreft monsters die voor het Vlie in de periode van mei tot en met augustus 1991 en voor het Marsdiep in de periode van april tot en met juli 1993 verzameld zijn met een Van Veen happer. Het betreft mengmonsters van de bovenste 10 cm van de bodem. De monsters zijn op regelmatige afstand van elkaar genomen in een vast roosternet. Het sediment is gezeefd om de deeltjes grover dan 2 mm te verwijderen en apart te wegen. Vervolgens is de verdere korrelgrootteverdeling bepaald met een Malvern 2600L Laser Particle Sizer.

Gebruik is gemaakt van het percentage sediment dat fijner is dan 63 μm uit de sedimentatlas, dat is de combinatie van de silt en de klei fracties. Het is deze fractie die volgens Zwarts (2004) het best correleert met graviometrische en Coulter laser particle size analyser resultaten. Voor het bepalen van het percentage fijn sediment kon geen gebruik worden gemaakt van slibgehalten uit de studie van Zwarts, omdat deze gegevens alleen van beschikbaar zijn voor de droogvallende platen in de Waddenzee.

Een belangrijk deel van het studiegebied en een grote delen van de erosie- en sedimentatiegebieden ligt echter permanent onder water.

De gewichtpercentages fijn sediment ($63\ \mu\text{m}$) zijn per meetpunt weergegeven in de onderstaande figuur A.2.



Figuur A.2: Percentage fijn sediment ($<63\ \mu\text{m}$) in de monsterpunten uit de Sedimentatlas (Rijkswaterstaat, 1998).

Stap 1: Van monsterpunten naar gebiedsdekkend grid

De gegevens per punt zijn door middel van kriging omgezet in een gebiedsdekkend raster van $100\ \text{m} \times 100\ \text{m}$. Hiermee is voor de gehele Waddenzee het gewichtpercentage fijn sediment (kleiner dan $63\ \mu\text{m}$) beschikbaar (figuur A.3).

Stap 2: Van percentages fijn sediment naar dichtheid

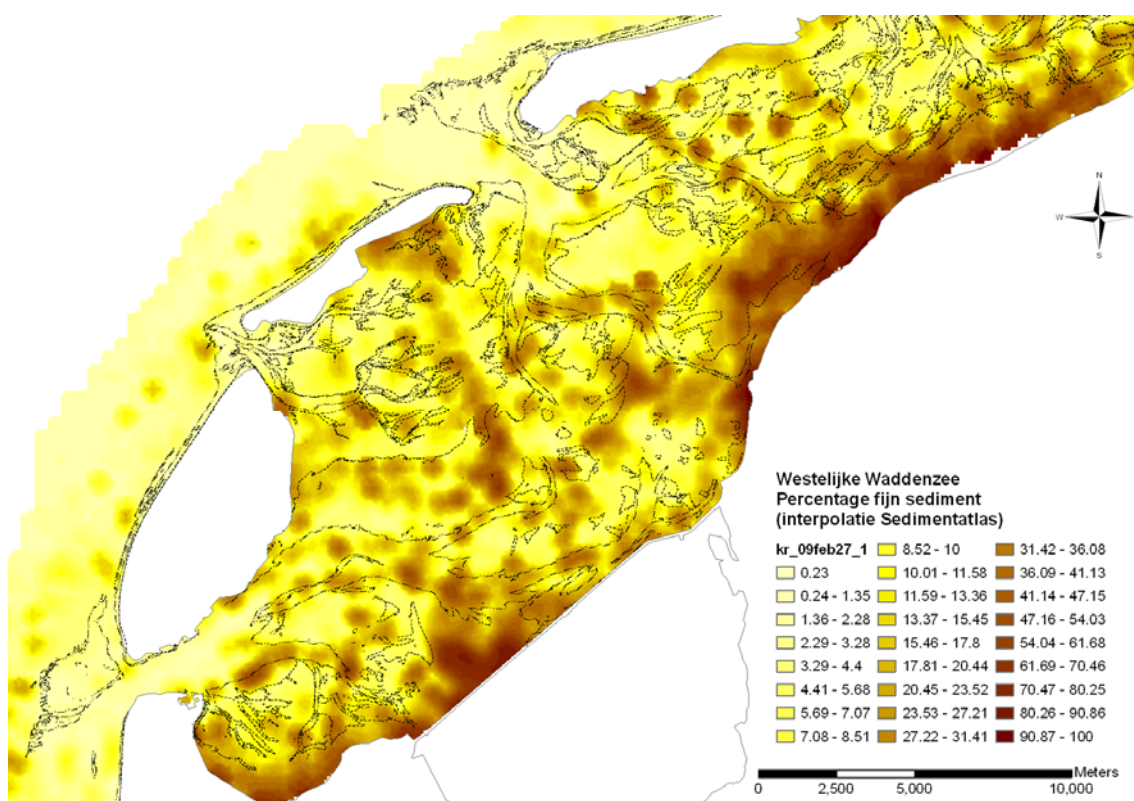
Het percentage fijn sediment (p_{fijn}) is gebruikt om de droge dichtheid van het sediment te berekenen de formule van Mulder (1995), die stelt dat:

$$\rho_{\text{dry}} = 1550 - 17,5 \times p_{\text{fijn}} + 0.065 \times p_{\text{fijn}}^2$$

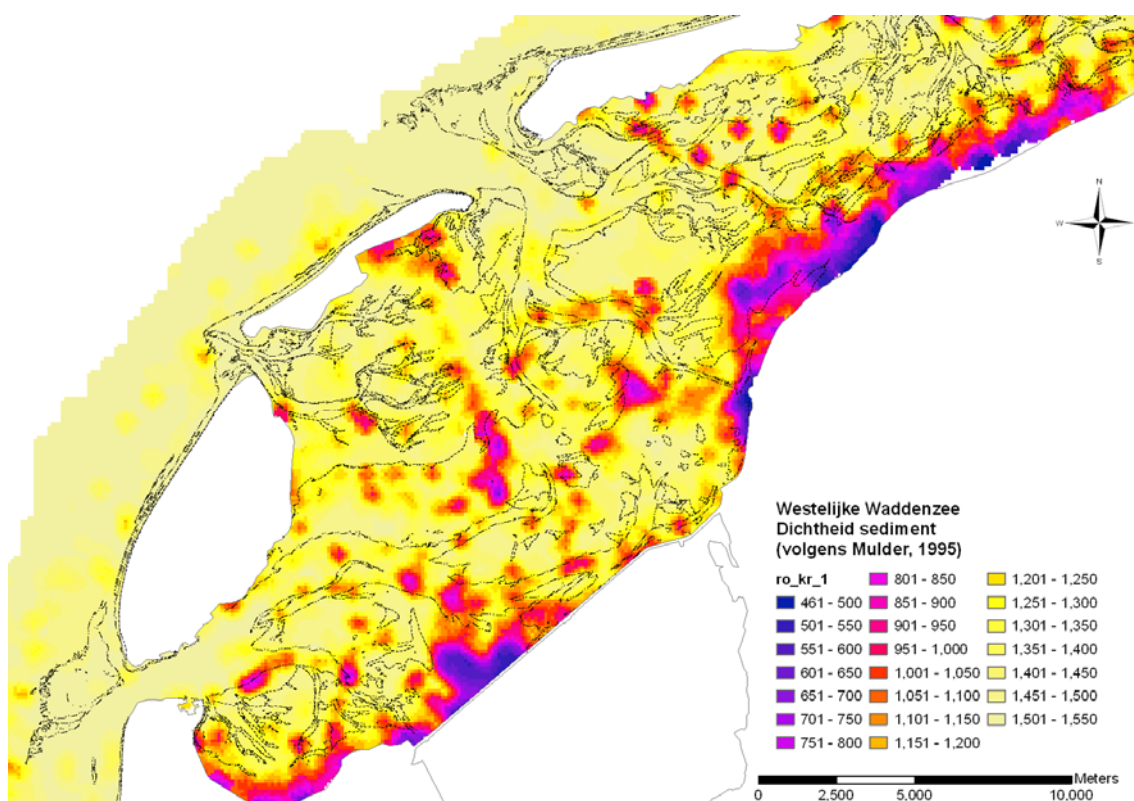
De kaart van de dichtheid is weergegeven in figuur A.4.

Stap 3: Van volumeverandering naar gewichtsverandering

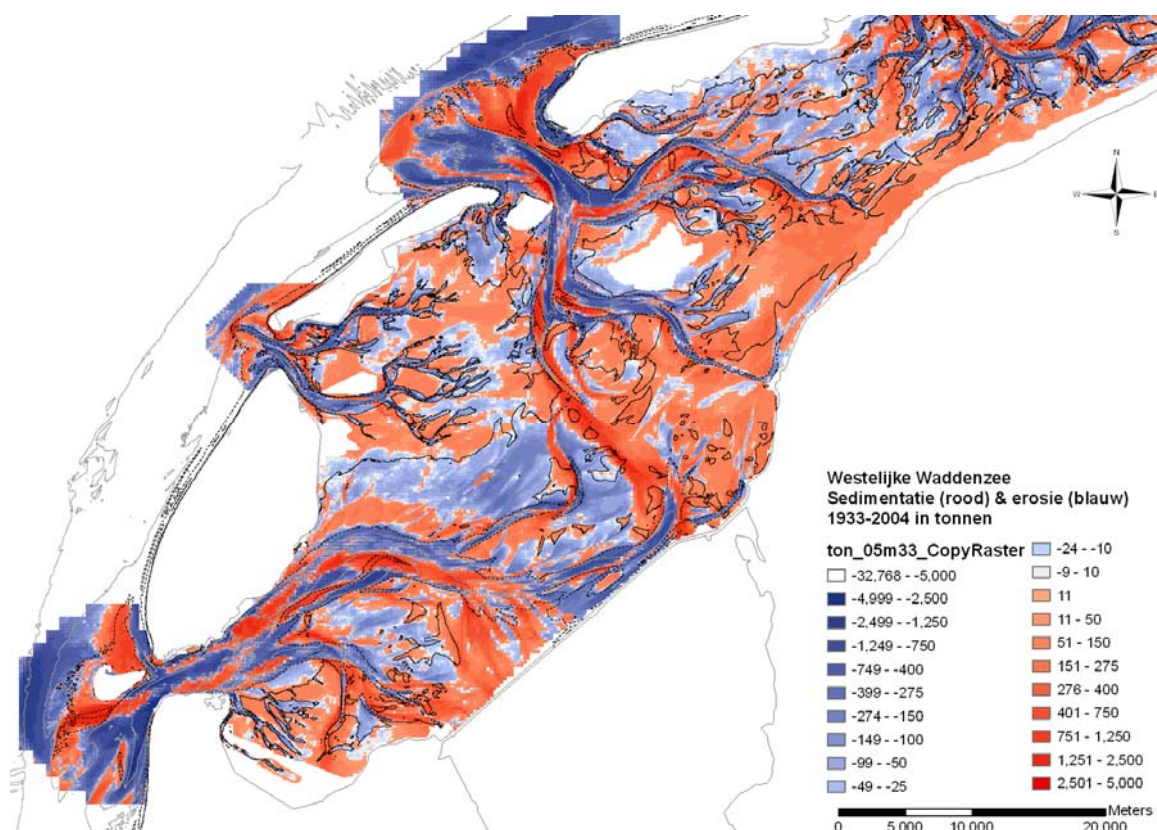
De dichtheid van het sediment (stap 2) wordt vermenigvuldigd met de hoogteverandering (uitgangspunt 1), zodat een kaart ontstaat met de gewichtsverandering in de periode 1933 – 2004 (figuur A.5).



Figuur A.3: Percentage fijn sediment (<63µm).



Figuur A.4: Dichtheid van het sediment (berekend met percentage fijn sediment en formule Mulder, 1995).



Figuur A.5: Sedimentatie en erosie in tonnen van 1933-2004.

Stap 4: Bepaling sedimentatie en erosie

Per getijdebekken is vervolgens bepaald wat de erosie en sedimentatie en de netto veranderingen is geweest, in tonnen en in kubieke meters (tabel A.1). Hiermee is de gemiddelde dichtheid van het geërodeerde en het gesedimenteerde materiaal bepaald.

Tabel A.1: Erosie en sedimentatie en de netto veranderingen, in tonnen en in kubieke meter.

Marsdiep	Sedimentatie in tonnen	Sedimentatie in m ³	Dichtheid (ton/m ³)	Percentage fijn sediment
Totaal erosie	-613.737.060	-480.493.456	1,28	16,8
Totaal sedimentatie	837.817.312	659.013.300	1,27	17,0
Netto veranderingen	224.080.252	178.519.844 ¹		

Vlie	Sedimentatie in tonnen	Sedimentatie in m ³	Dichtheid (ton/m ³)	Percentage fijn sediment
Totaal erosie	-624.499.012	-455.035.500	1,37	10,1
Totaal sedimentatie	791.318.868	613.184.324	1,29	15,8
Netto veranderingen	166.819.856	158.148.824 ¹		

1: De verschilkaart 1933-2004 heeft enkele gaten, zodat de hier gerapporteerde totale erosie en sedimentatie kleiner is dan in werkelijkheid heeft plaatsgevonden.

Op basis van de bovenstaande getallen is de gewichtsbijdrage van fijn sediment en van zand aan de erosie en sedimentatie bepaald. Omdat hiermee tevens de maximale volumebijdrage van zand aan de sedimentatie bekend is, kan dan de volumebijdrage van het fijn sediment worden bepaald uit het verschil tussen de daadwerkelijk

opgetreden volumeverandering en de maximale volumebijdrage van zand. Hieruit kan dan het volumepercentage van de sedimentatie van fijn sediment worden berekend. De resultaten van deze berekeningen zijn weergegeven in de onderstaande tabel A.2

Tabel A.2: Erosie en sedimentatie en de netto veranderingen fijn sediment en zand.

Marsdiep	Gewicht fijn sed. (tonnen)	Gewicht zand (tonnen)
Erosie	-102.800.958	-510.936.102
Sedimentatie	142.428.943	695.388.369
Netto verandering	39.627.985	184.452.267
Gewichtspercentage fijn sed.	17,7%	- uit bovenstaande
Volume totale verandering (m ³)	178.519.844	- gemeten
Volume bijdrage zand (m ³)	119.001.462	- uit tonnen sedimentatie
Volume bijdrage fijn sed. (m ³)	59.518.382	- verschil
Volume percentage fijn sed.	33,3%	

Vlie	Gewicht fijn sed. (tonnen)	Gewicht zand (tonnen)
Erosie	-67.133.644	-557.365.368
Sedimentatie	124.632.722	666.686.146
Netto verandering	57.499.078	109.320.778
Gewichtspercentage fijn sed.	34,5%	- uit bovenstaande
Volume totale verandering (m ³)	158.148.824	- gemeten
Volume bijdrage zand (m ³)	70.529.534	- uit tonnen sedimentatie
Volume bijdrage fijn sed. (m ³)	87.619.290	- verschil
Volume percentage fijn sed.	55,4%	

Nauwkeurigheid van de bepalingen

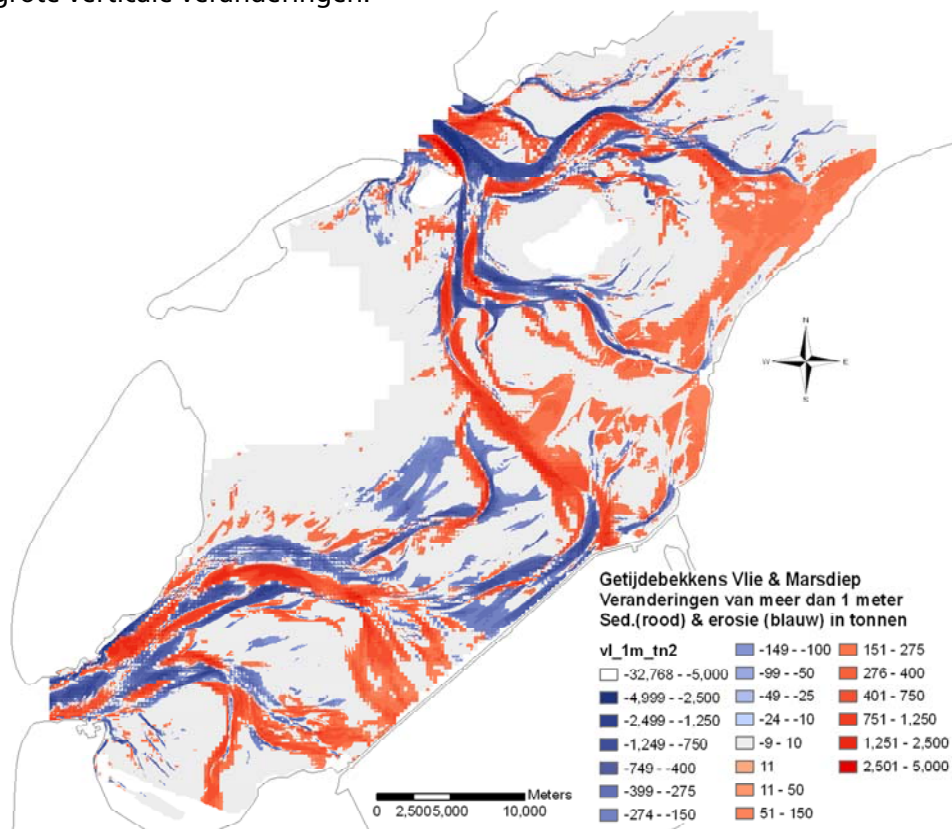
De nauwkeurigheid van de bepalingen van de bijdrage van fijn sediment aan de sedimentatie wordt bepaald door de nauwkeurigheid en het effect van de aannames die per stap zijn gemaakt.

De nauwkeurigheid van uitgangspunt 1, de verandering van het volume in de periode van 1933 tot 2004, is groot, omdat in dit gebied sprake is van een grote bijdrage van grote verticale erosie en sedimentatie. Dit is het gevolg van de specifieke morfologische veranderingen die zijn opgetreden na de afsluiting van de Zuiderzee. De bepaling van de grote verticale erosie en sedimentatie is relatief nauwkeurig in vergelijking met de kleine verticale erosie en sedimentatie.

Een indicatie van de invloed van de nauwkeurigheid van de diepteligging is verkregen door alleen te kijken naar de gebieden waar de veranderingen in de bodemhoogte in periode van 1933 tot 2004 meer dan 1 meter bedroeg (erosie kleiner dan -1 m en sedimentatie groter +1 m). In figuur A.6 is in een kaart weergegeven waar deze veranderingen hebben plaatsgevonden. Deze kaart kan worden vergeleken met de kaart in figuur A.5, waarin alle veranderingen zijn weergegeven, ongeacht hun grootte. In het getijdebekken van het Marsdiep bestaat 95% (gewicht) van de netto sedimentatie uit

veranderingen die groter zijn dan 1 m. in het getijdebekken van het Vlie is dat 75% (gewicht). Deze grote veranderingen vinden plaats over een oppervlakte van 46 % (Marsdiep) en 41% (Vlie) van het gebied. Het is daarmee zeer waarschijnlijk dat de bepaling van de bodemveranderingen en daarmee de netto sedimentatie in de beide getijdebekken een hoge mate van betrouwbaarheid heeft.

Voor het bepalen van de bijdrage van fijn sediment aan de bekken is de absolute nauwkeurigheid van de sedimentatie en erosie minder bepalend dan de eventuele aselechte sedimentatie of erosie en gebieden in gebieden waar kleine veranderingen plaatsvinden. Dat zou namelijk betekenen dat de nauwkeurigheid van de bepaling van de sedimentatie van fijn sediment met name in gebieden waarvan minder stellig kan worden vastgesteld of er sedimentatie of erosie heeft plaatsgevonden. Het tegendeel is echter het geval: de sedimentatie van fijn sediment vindt vooral plaats in gebieden met grote verticale veranderingen.



Figuur A.6: Erosie kleiner dan -1 m en sedimentatie groter +1 m in tonnen van 1933-2004.

In deze analyse maken we gebruik van het percentage fijn sediment uit de Sedimentatlas van Rijkswaterstaat (1998), omdat deze gegevens ook de niet-droogvallende delen omvatten en de gegevens aansluiten bij de volumebepalingen. Over deze korrelgrootteverdelingen uit de Sedimentatlas (Rijkswaterstaat, 1998) is door Zwarts (2004) gemeld dat "Het "slibgehalte" bepaald met de Malvern bleek 2 tot 3 maal zo hoog te liggen als bepaald met de afslibmethode!". De onderliggende redenen voor deze discrepantie is het verschil in de meetmethode en het verschil in de voorbehandeling van de monsters.

De korrelgroottebepalingen die zijn gerapporteerd in de Sedimentatlas, zijn verricht op monsters die door een 2 mm zeef zijn gehaald. Het gewicht van de korrelgroottefractie groter dan 2 mm is los bepaald en aan de verdeling toegevoegd. Bij deze bepaling is dus al het sediment gebruikt, inclusief de deeltjes die uit kalk en organisch materiaal bestaan. Zwarts heeft een vergelijking gemaakt van het slibgehalte in de jaren '50 en de

jaren '90 van de droogvallende platen in de Waddenzee. De monsters die hiervoor zijn gebruikt zijn behandeld met zoutzuur en waterstofperoxide, zodat het kalk en het organisch materiaal is opgelost. Op deze wijze wordt alleen de korrelgrootteverdeling van de siliciklastische componenten bepaald.

In feite is sprake van twee verschillende definities:

1. Slibgehalte volgens Zwarts (2004): fractie *siliciklastische* deeltjes kleiner dan 16 µm;
2. Fijn sediment volgens Rijkswaterstaat (1998): fractie kleiner dan 63 µm.

Voor het gebruik van de fractie in relatie tot het volume van de sedimenten is het gebruikelijk om de definitie van fijn sediment volgens Rijkswaterstaat (1998) te hanteren. Dit is bijvoorbeeld ook gebeurd in de slibstudie voor de Eems-Dollard (Hartsuiker en Grasmeijer, 2008) en een balansstudie voor het zeegat van Texel (van Marion, 1999). Immers, alle sedimentdeeltjes, ongeacht of deze bestaan uit kalk, organisch materiaal of silica-mineralen, dragen bij aan het sedimentatievolume. Het slibgehalte is door Zwarts (2004) gebruikt om een vergelijking te maken tussen de droogvallende platen in de jaren '50 en in de jaren '90. Dit is een heel ander doel en studiegebied dan deze sedimentatie- en erosiestudie heeft.

Om een indruk te krijgen van de invloed van het percentage fijn sediment op de volumebijdrage van fijn sediment, is een analyse gemaakt waarbij de percentages fijne sedimenten zijn gehalveerd. De resultaten hiervan zijn gepresenteerd in tabel 2.3 (bepaling 3).

Bij stap 1 is van de puntsgewijze verdeling van de percentages fijn sediment een gebiedsdekkend beeld gemaakt, door een interpolatie met kriging. Om de invloed hiervan te bepalen is ook met andere instellingen een interpolatie gemaakt. Ook de resultaten van deze exercitie zijn gepresenteerd in tabel 2.3 (bepaling 2). Er zijn geen onafhankelijk datasets van de niet-droogvallende delen van de Waddenzee beschikbaar die gebruikt kunnen worden om vast te stellen welke betrouwbaarheid voortkomt uit de ruimtelijke spreiding van de monsterpunten van de Sedimentatlas.

De tweede stap omvat het berekenen van de dichtheid van het sediment, op basis van het percentage fijn sediment. Naast de gebruikte formule van Mulder zijn er ook andere formules om de dichtheid van sediment te berekenen. Allersma (1988) heeft een formule opgesteld waarin rekening wordt gehouden met de mate van consolidatie van het sediment. Hiervoor is een consolidatie factor α opgenomen in de formule, waarbij α waarden heeft van 0 voor zeer recent afgezet sediment en 2,4 voor volledig geconsolideerd sediment.

$$\rho_{\text{dry}} = 480 \times \alpha + (1300 - 280 \times \alpha) \times p_{\text{sand}}^{0,8}$$

$$\text{waarin } p_{\text{sand}} = 1 - p_{\text{fijn}}$$

Bij het gebruik van de gemiddelde waarden voor factor α ontstaat een relatie tussen de fractie fijn sediment en de dichtheid die grotendeels overeenkomt met die van Mulder (1995). Het gebruik van een waarde van 2,4 voor factor α , die kenmerkend is voor geconsolideerd sediment, levert veel hogere dichtheden op. Veldgegevens over de mate van consolidatie van het sediment zijn niet beschikbaar. Om het effect te bepalen van het gebruik van veel hogere dichtheden is ook een bepaling uitgevoerd met de dichtheidsformule van Allersma, met $\alpha = 2,4$. De resultaten hiervan zijn gepresenteerd in tabel 2.3 (bepaling 4).

Samenvattend kan worden vastgesteld dat de bepaling van de grote netto sedimentatie in de westelijke Waddenzee in termen van het sedimentvolume met een grote mate van betrouwbaarheid kan worden vastgesteld. Bij de bepaling van het percentage fijn

sediment en de bepaling van de dichtheid van het sediment worden onzekerheden geïntroduceerd, die doorwerken in de bepaling van de bijdrage van fijn sediment aan de opvulling van de getijdebekkens. Om gevoel te krijgen voor de invloed van de onzekerheden zijn enkele verschillende aanpakken vergeleken. Op basis van deze gevoeligheidsanalyse wordt de bijdrage van fijn sediment aan de totale sedimentatie in termen van het volume geschat op 32,8% tot 43,0% voor het getijdebekken van het Marsdiep en op 50,3 tot 60,4% voor het getijdebekken van het Vlie. De relatief grote bijdrage van het fijn sediment aan de opvulling van de getijdebekkens wordt gesteund door de (beperkte) waarnemingen aan de sedimentsamenstelling van de opvulling van de voormalige geulen (Berger et al., 1987).

Zelfs de laagst bepaalde percentages van 24,6% en 34,4% voor de bijdrage van fijn sediment zijn veel hoger dan eerder genoemde getallen voor de sedimentatie van slib van 10% (Oost et al. 1998) en 5% (Ministerie van Economische Zaken, 2006). Er zijn drie verklaringen voor de grote verschillen. In de eerste plaats zijn verschillende definities gehanteerd voor fijn sediment (fractie kleiner dan 63 μm) en slib (*siliciklastische* deeltjes kleiner dan 16 μm). In de tweede plaats zijn de lage percentages gebaseerd op een gemiddelde van de sedimentmonsters van de droogvallende platen die in deze getijdebekkens een relatief klein areaal omvatten. En ten derde zijn juist de niet-droogvallende delen van de getijdebekkens van het Marsdiep en het Vlie opgevuld met fijn sediment. De forse bijdrage van fijn sediment aan de netto sedimentatie in deze getijdebekkens wordt daarom, ondanks de grote verschillen met eerdere studies, als realistisch gezien.

Bijlage B

**Karakteristieken van de getijdebekkens
van het Vlie en het Marsdiep
gebruikt in de ASMITA berekeningen
&
Resultaten ASMITA berekeningen
Vlie en Marsdiep**

*Tabel B.1: Karakteristieken van het Vlie-bekken op basis van vaste grenzen en vast waterstanden (Van Geer, 2007)*

Jaar	V_c	V_f	A_c	A_f	h_c	h_f	P
1933	1.29E+09	9.90E+07	4.68E+08	2.16E+08	2.76	0.46	1.20E+09
1951	1.24E+09	1.27E+08	4.46E+08	2.39E+08	2.79	0.53	1.17E+09
1965	1.26E+09	1.08E+08	4.46E+08	2.38E+08	2.82	0.45	1.19E+09
1972	1.23E+09	1.24E+08	4.06E+08	2.75E+08	3.03	0.45	1.17E+09
1977	1.21E+09	1.33E+08	3.94E+08	2.90E+08	3.08	0.46	1.17E+09
1982	1.25E+09	1.25E+08	4.08E+08	2.70E+08	3.08	0.46	1.16E+09
1988	1.18E+09	1.42E+08	3.70E+08	2.90E+08	3.20	0.49	1.11E+09
1992	1.16E+09	1.59E+08	3.39E+08	3.18E+08	3.41	0.50	1.09E+09
1998	1.13E+09	1.63E+08	3.36E+08	3.21E+08	3.37	0.51	1.08E+09

Tabel B.2: Karakteristieken van het Vlie-bekken op basis van vaste grenzen en waterstanden variërend in de tijd (Van Geer, 2007)

Jaar	V_c	V_f	A_c	A_f	h_c	h_f	P
1933	1.27E+09	1.05E+08	4.68E+08	2.16E+08	2.72	0.49	1.08E+09
1951	1.23E+09	1.31E+08	4.46E+08	2.36E+08	2.75	0.56	1.08E+09
1965	1.24E+09	1.18E+08	4.46E+08	2.38E+08	2.78	0.50	1.12E+09
1972	1.21E+09	1.39E+08	4.06E+08	2.74E+08	2.99	0.51	1.10E+09
1977	1.19E+09	1.45E+08	3.60E+08	3.23E+08	3.32	0.45	1.11E+09
1982	1.23E+09	1.31E+08	3.80E+08	2.97E+08	3.25	0.44	1.12E+09
1988	1.16E+09	1.53E+08	3.53E+08	3.07E+08	3.30	0.50	1.08E+09
1992	1.14E+09	1.72E+08	3.23E+08	3.34E+08	3.52	0.51	1.06E+09
1998	1.12E+09	1.79E+08	3.22E+08	3.35E+08	3.47	0.53	1.06E+09

Tabel B.3: Karakteristieken van de Vlie-buitendelta (Van Geer, 2007)

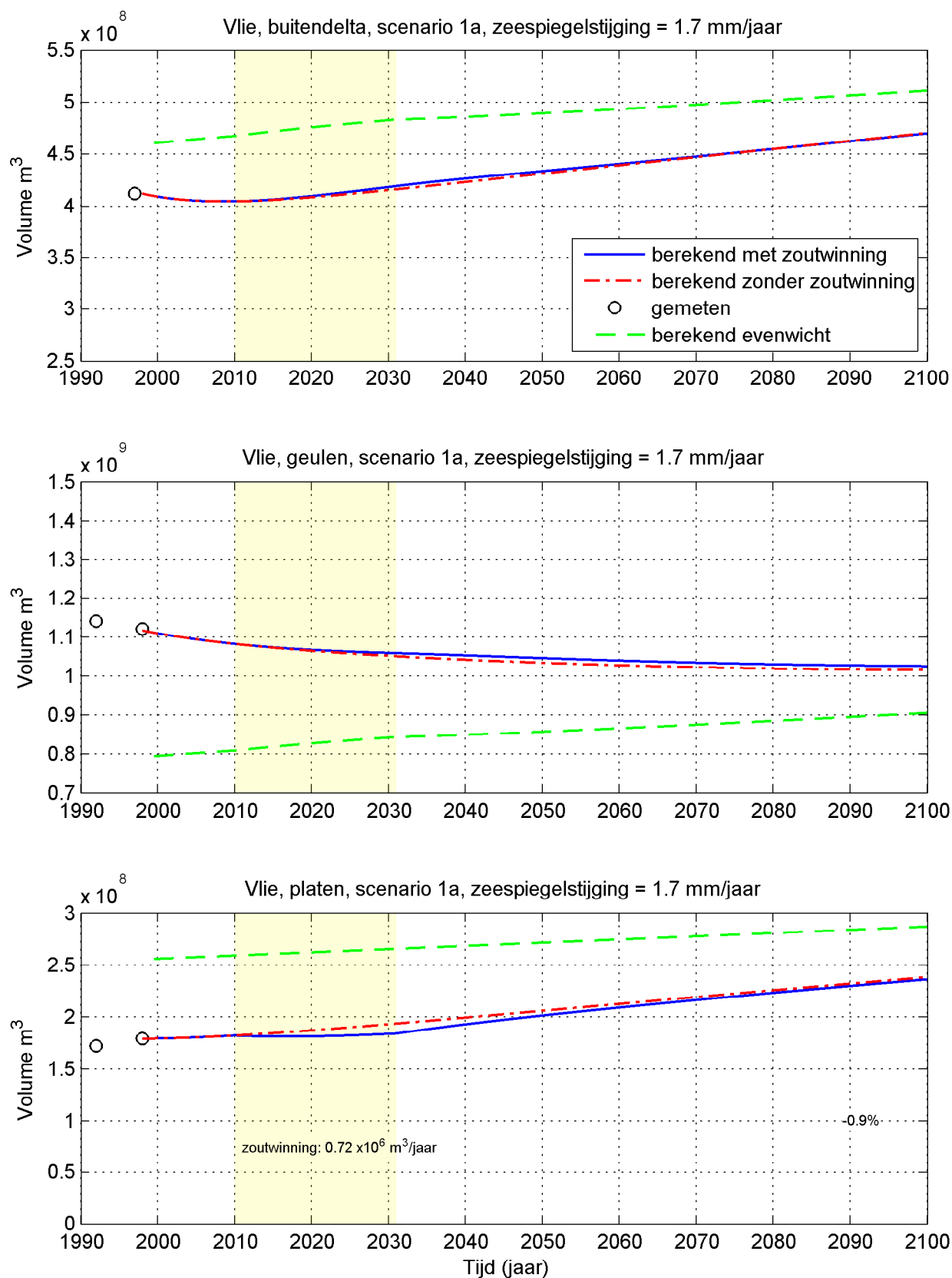
Jaar	V_d
1933	3.36E+08
1972	3.92E+08
1974	3.75E+08
1976	3.95E+08
1978	3.98E+08
1980	3.78E+08
1982	3.98E+08
1997	4.12E+08

Tabel B.4: Karakteristieken van het Marsdiep-bekken op basis van vaste grenzen en waterstanden variërend in de tijd (Van Geer, 2007)

Jaar	V_c	V_f	A_c	A_f	h_c	h_f	P
1933	2.37E+09	4.26E+07	5.58E+08	1.31E+08	4.25	0.33	1.02E+09
1951	2.26E+09	3.66E+07	5.79E+08	1.10E+08	3.91	0.33	1.02E+09
1965	2.26E+09	3.39E+07	5.92E+08	9.70E+07	3.82	0.35	1.02E+09
1972	2.22E+09	4.85E+07	5.77E+08	1.12E+08	3.86	0.43	1.00E+09
1977	2.23E+09	4.29E+07	5.73E+08	1.15E+08	3.88	0.37	1.01E+09
1982	2.28E+09	3.27E+07	5.81E+08	1.07E+08	3.91	0.30	1.02E+09
1988	2.28E+09	3.96E+07	5.82E+08	1.06E+08	3.91	0.37	1.01E+09
1991	2.25E+09	3.93E+07	5.79E+08	1.10E+08	3.89	0.36	1.01E+09
1997	2.27E+09	3.59E+07	5.90E+08	9.89E+07	3.85	0.36	1.01E+09

Tabel B.5: Karakteristieken van de Marsdiep-buitendelta (Van Geer, 2007)

Jaar	V_d
1925	4.90E+08
1933	5.43E+08
1948	5.15E+08
1965	5.01E+08
1971	4.59E+08
1975	4.54E+08
1981	4.54E+08
1991	4.69E+08
1997	4.58E+08



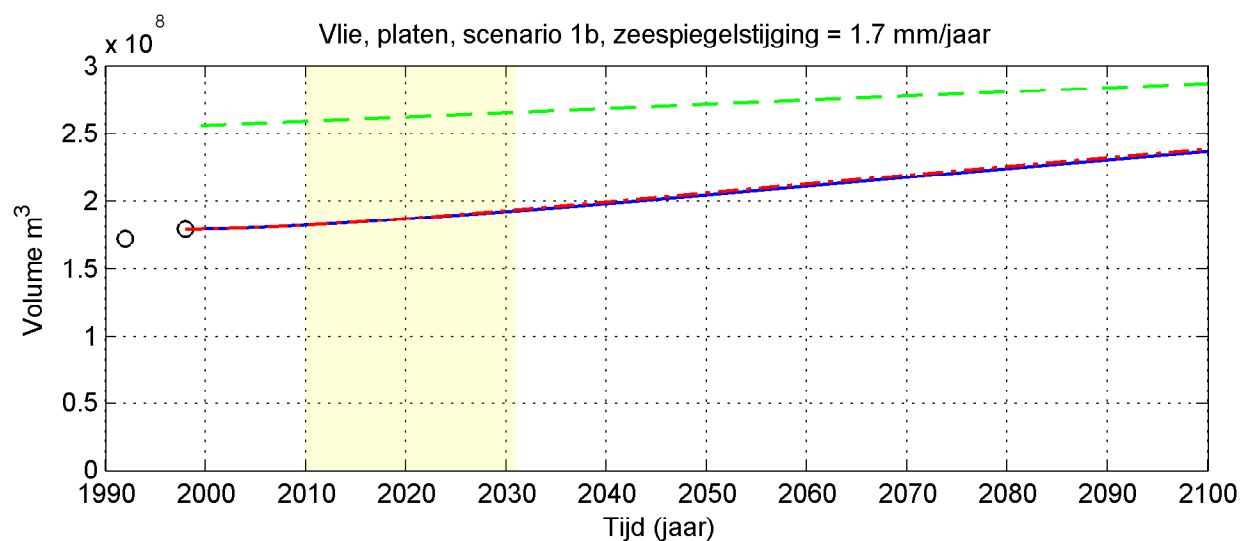
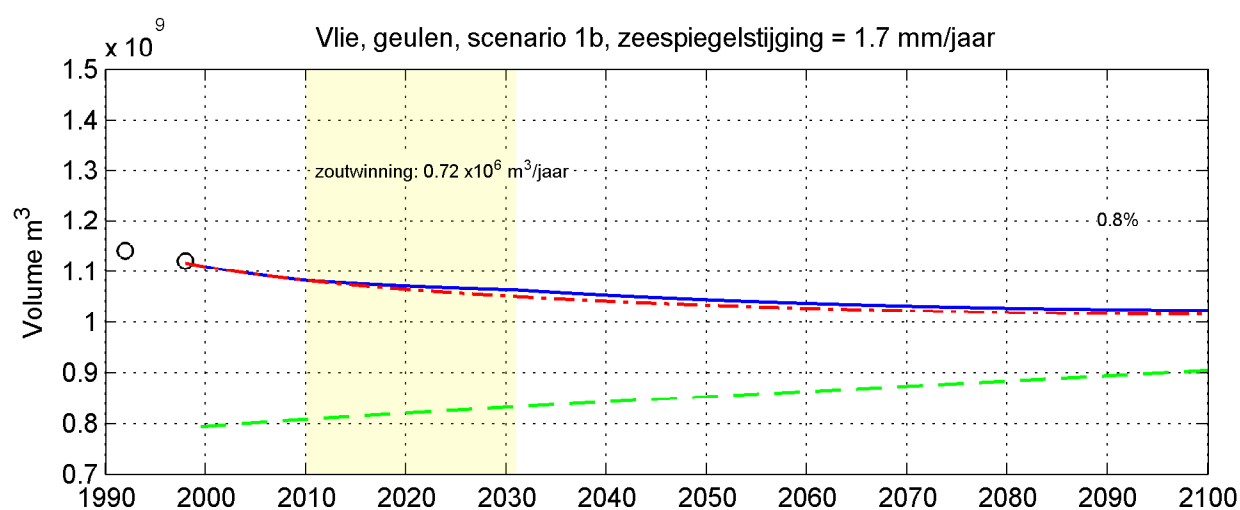
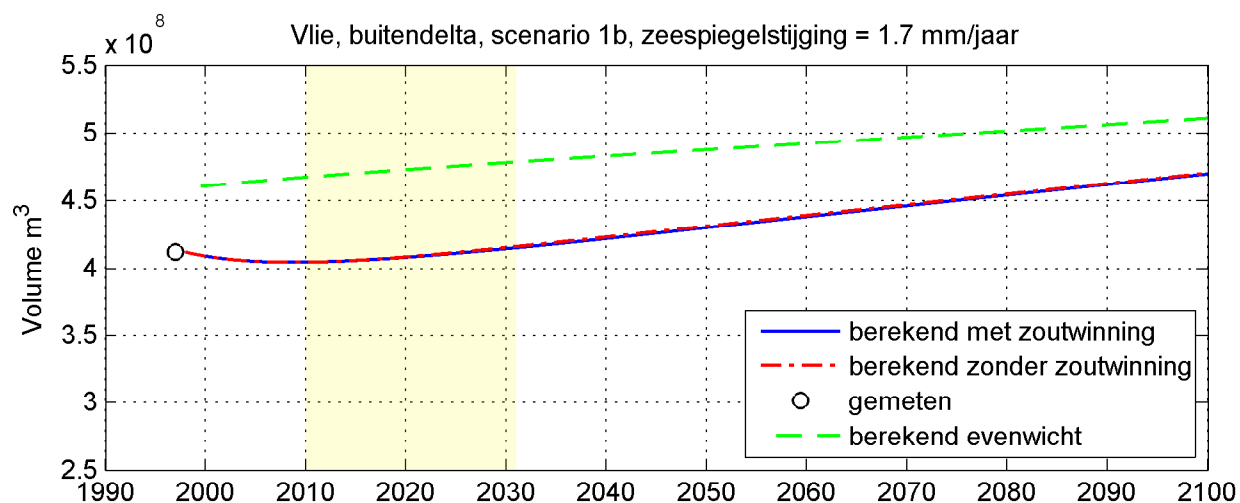
Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
zoutwinnings-scenario 1a, volledig onder de platen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

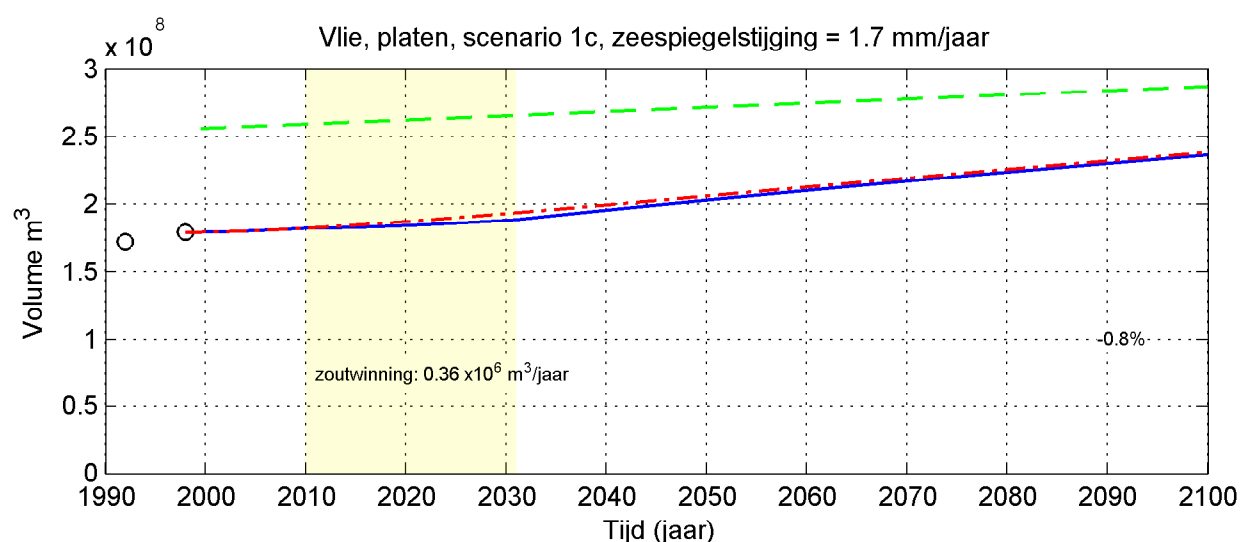
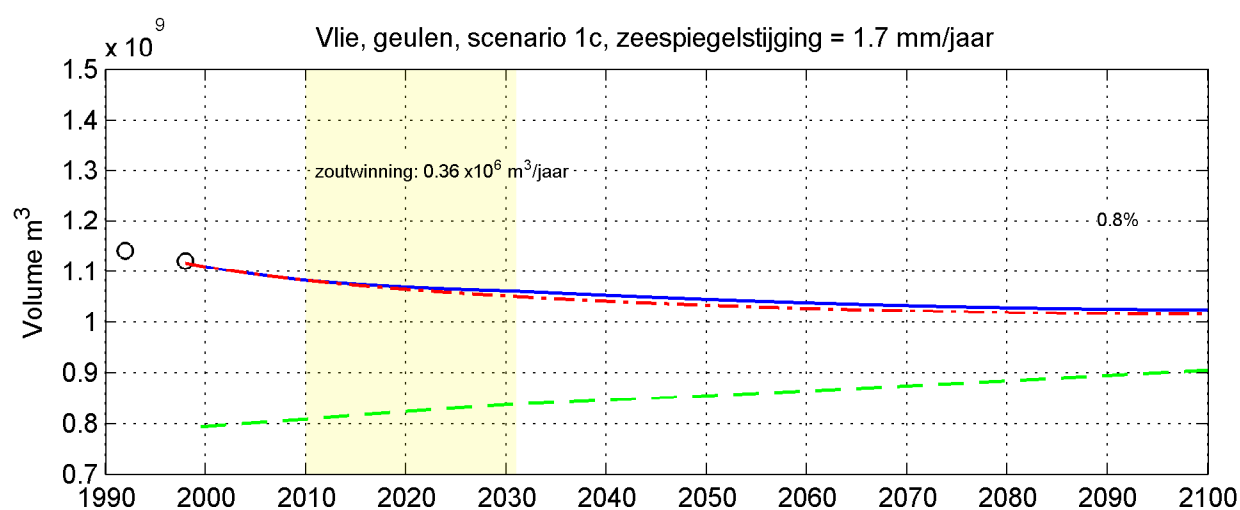
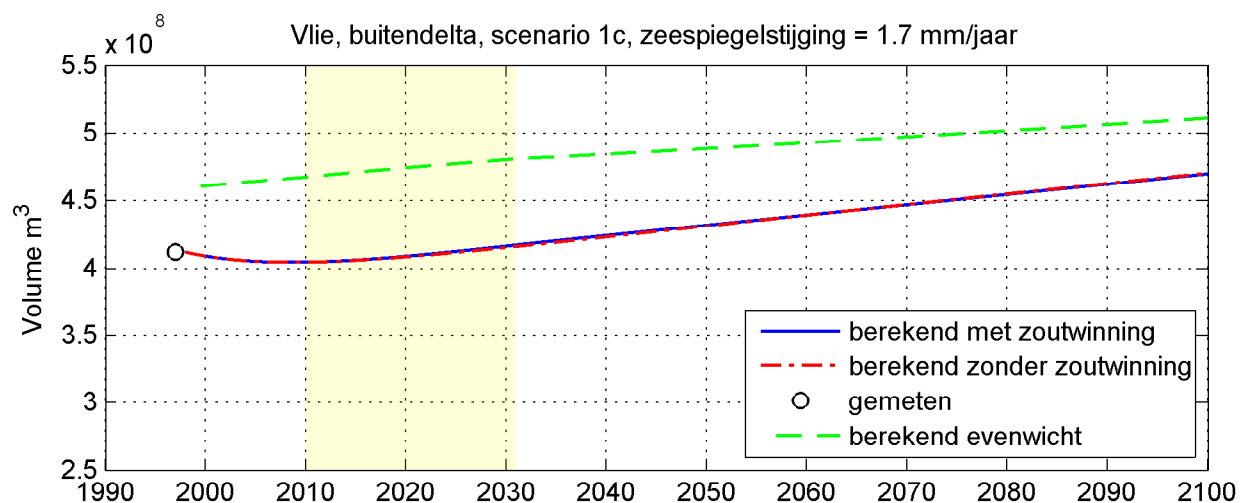
A2062

Fig. B.1



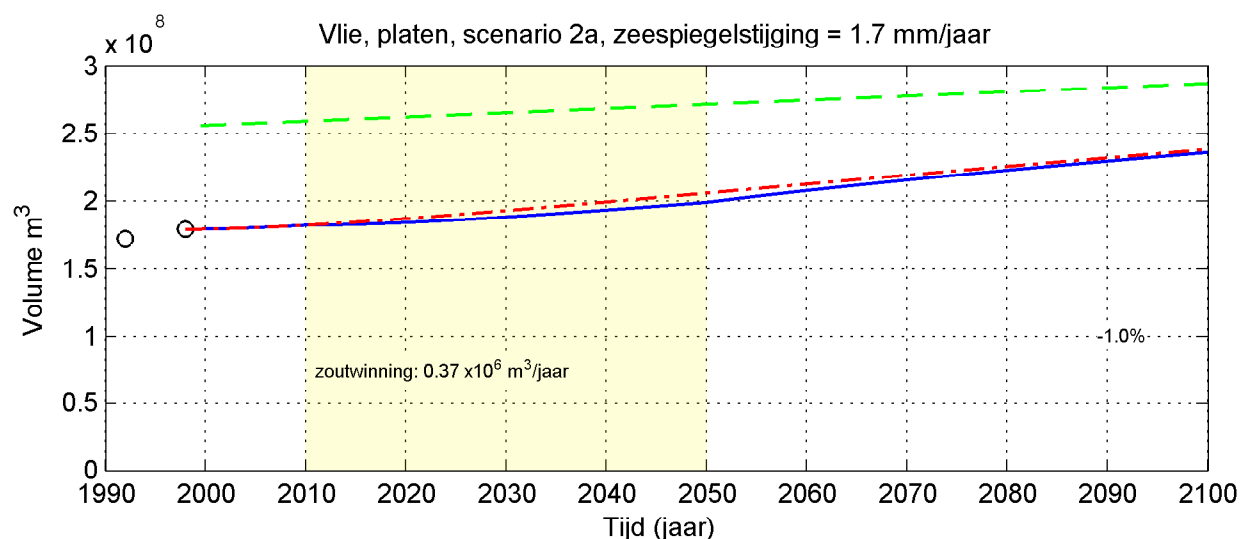
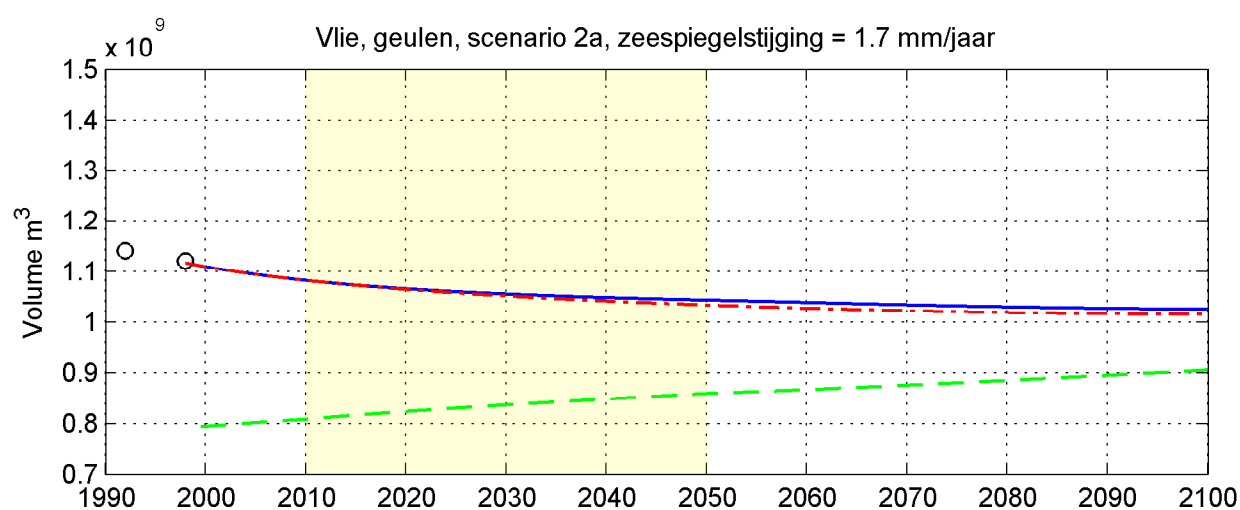
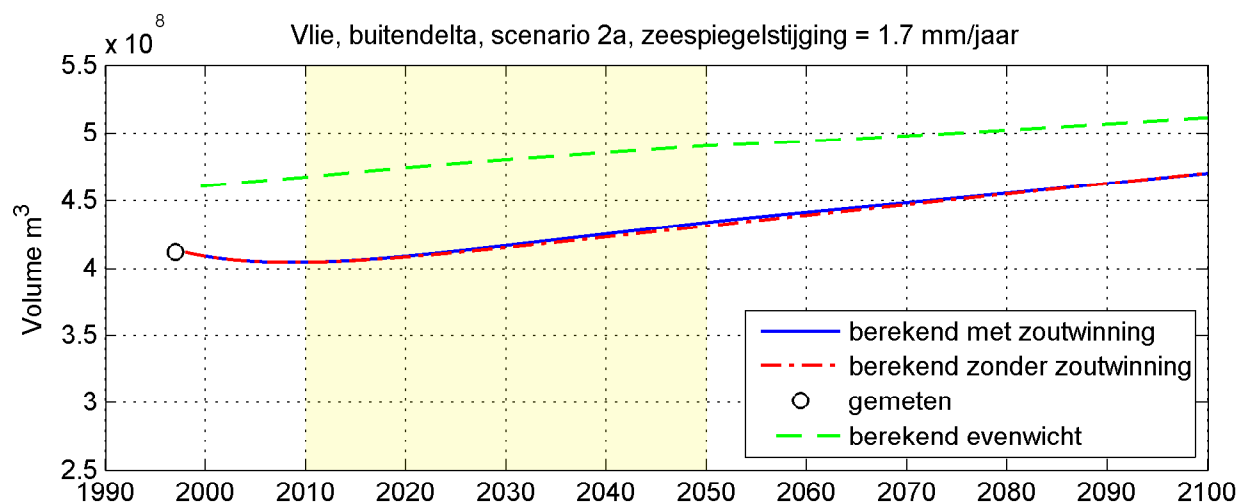
Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
 maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 1b, volledig onder de geulen

ASMITA



Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
zoutwinnings-scenario 1c, 50% onder platen en 50% onder geulen

ASMITA



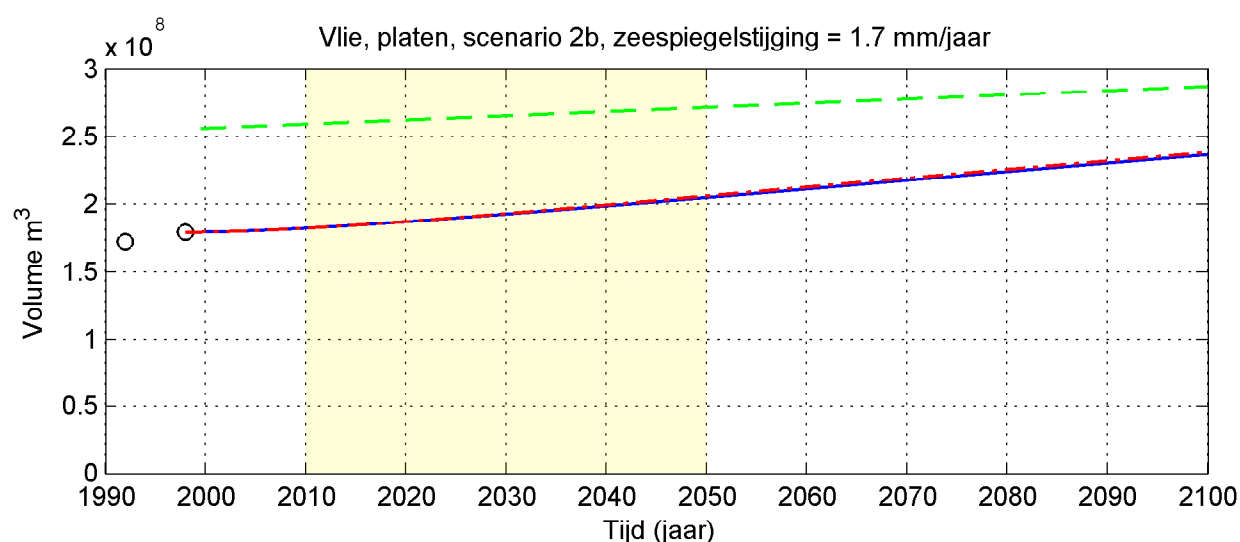
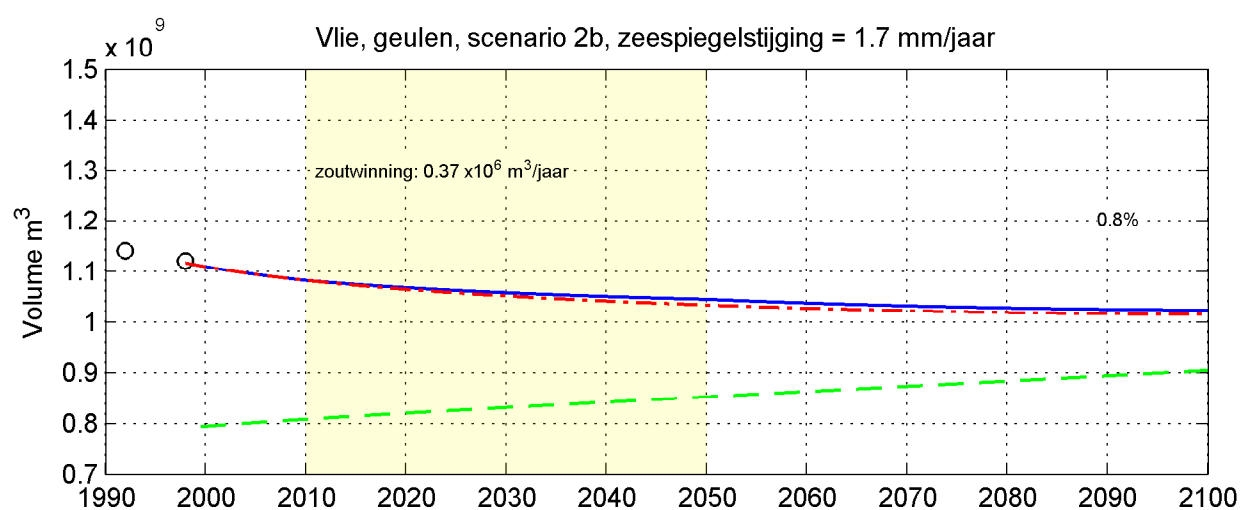
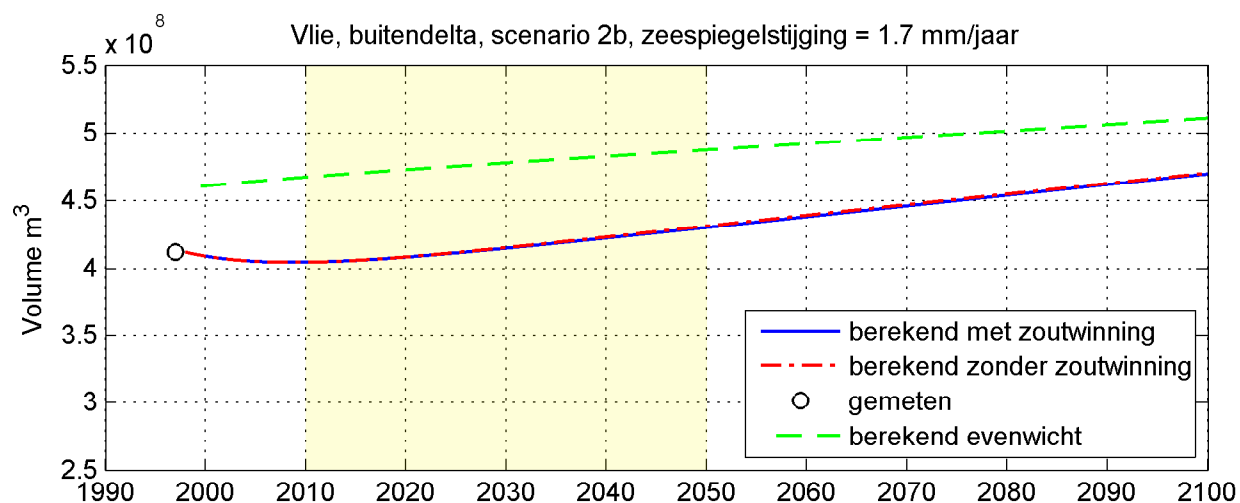
Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
 maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 2a, volledig onder de platen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

A2062

Fig. B.4



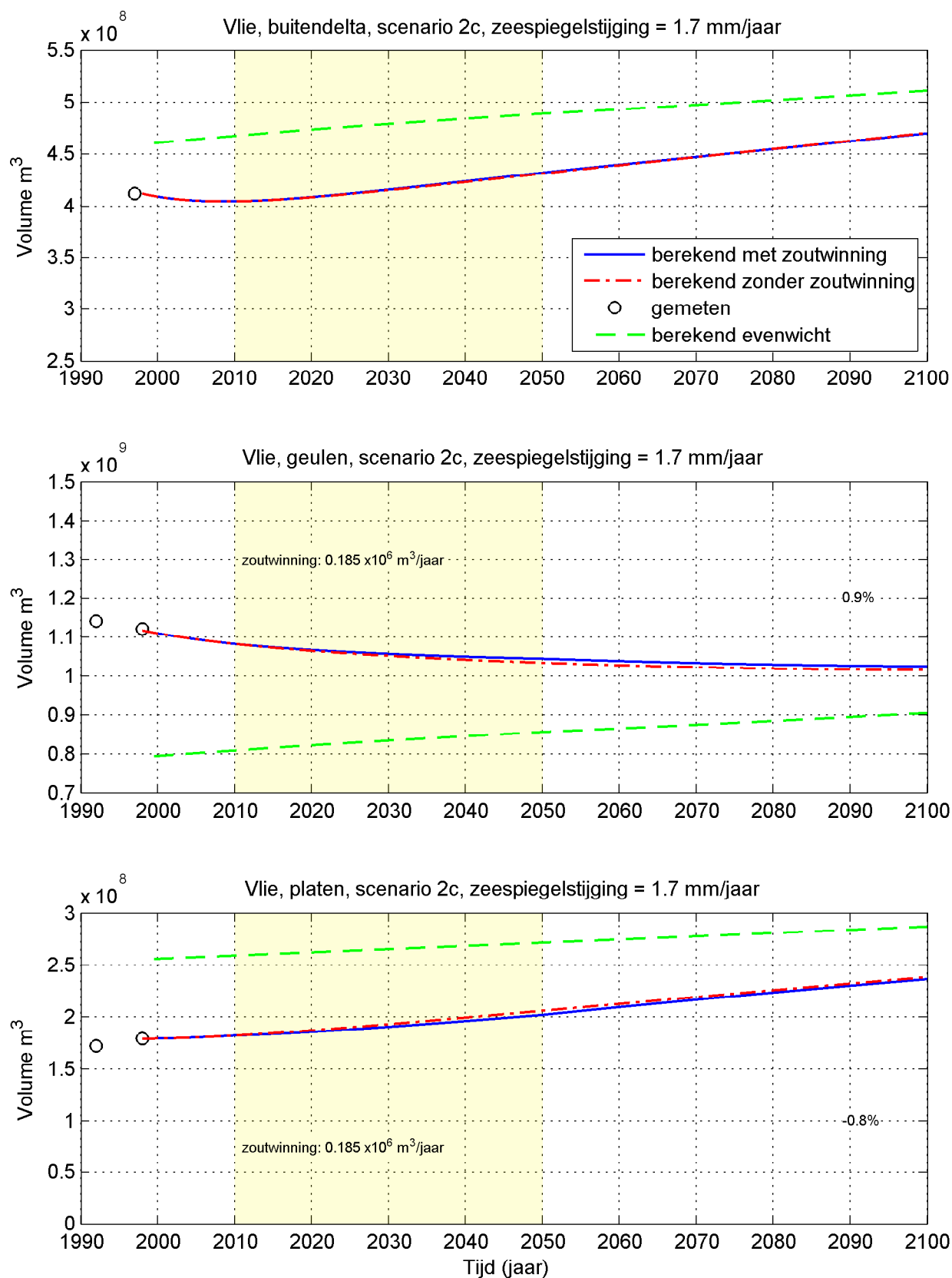
Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
zoutwinnings-scenario 2b, volledig onder de geulen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

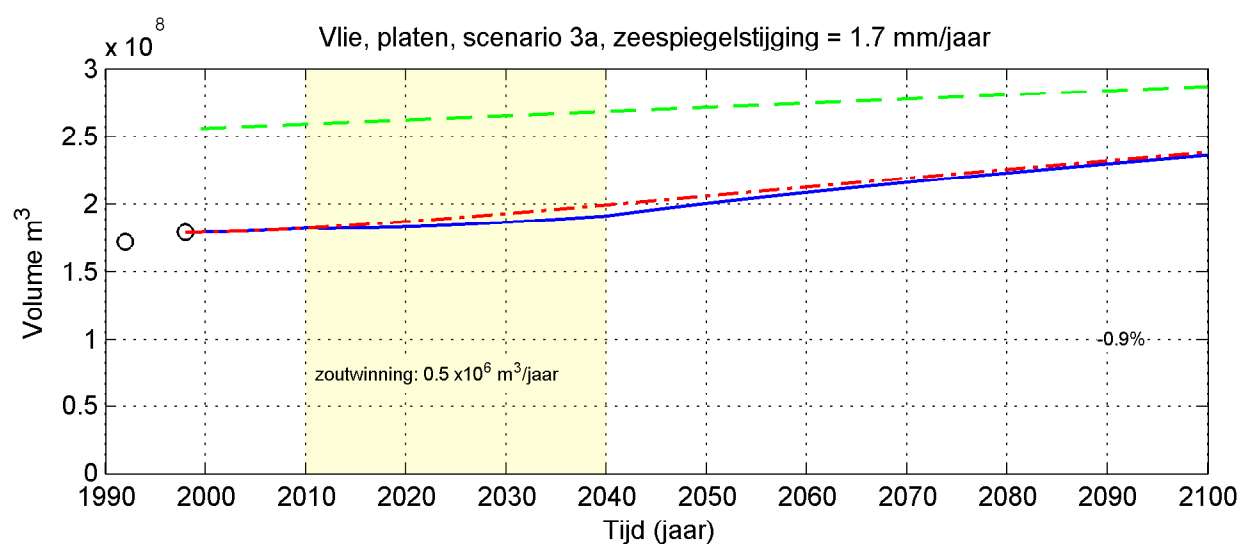
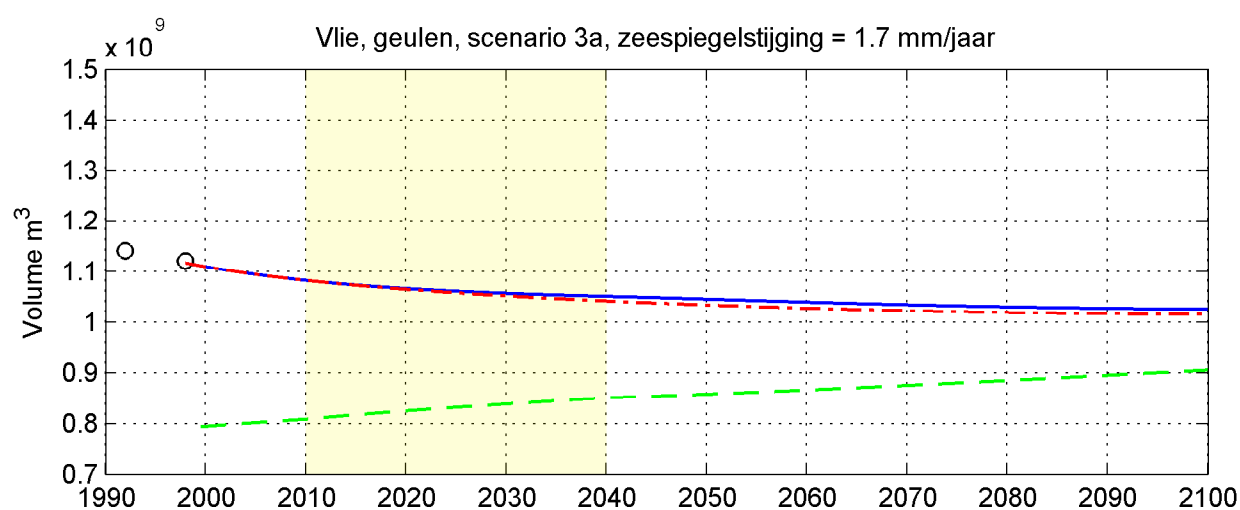
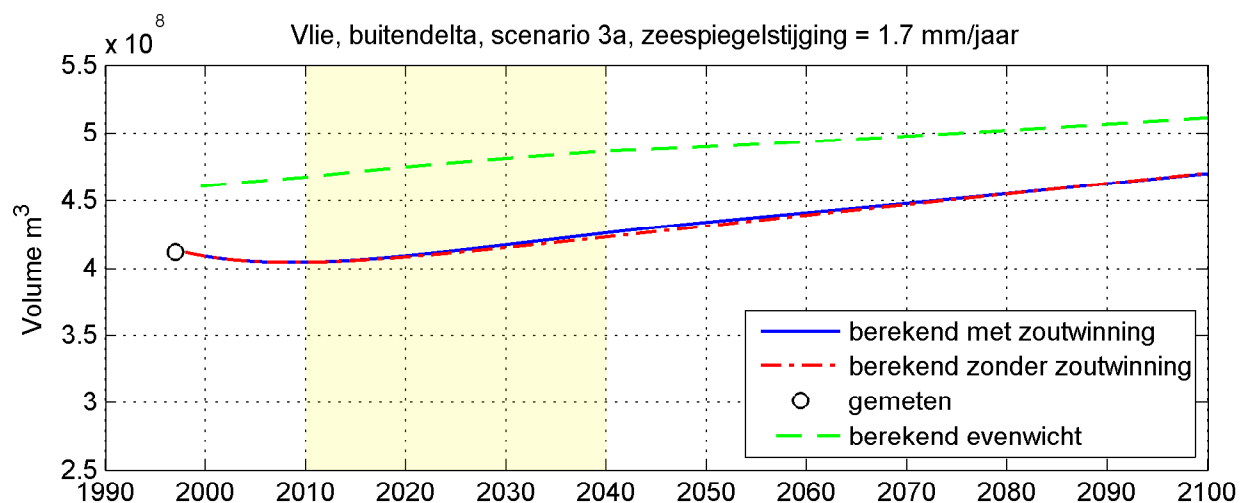
A2062

Fig. B.5



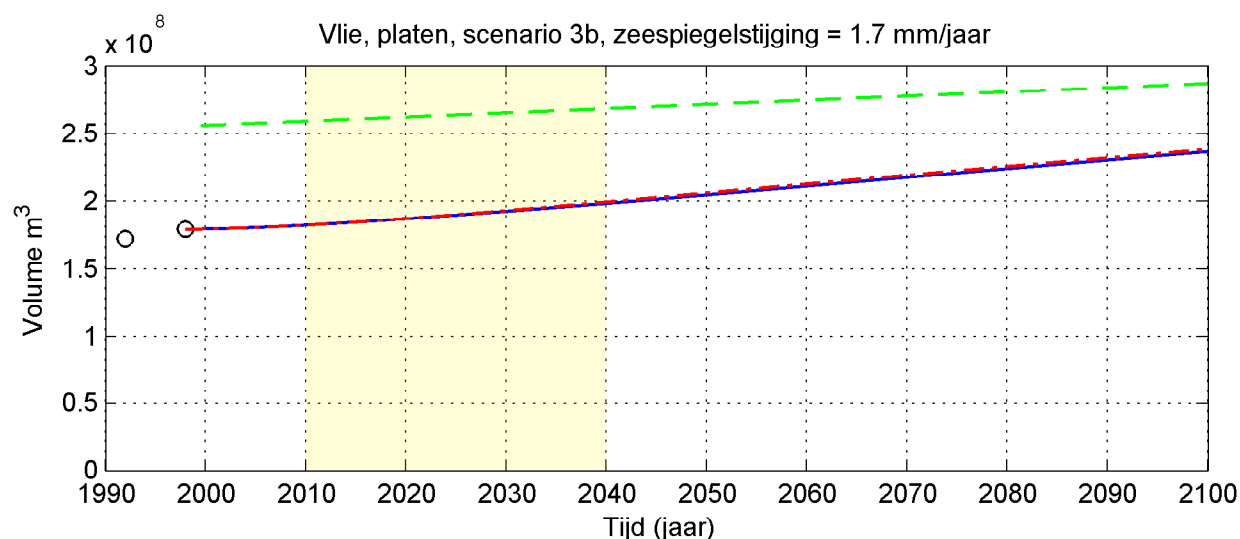
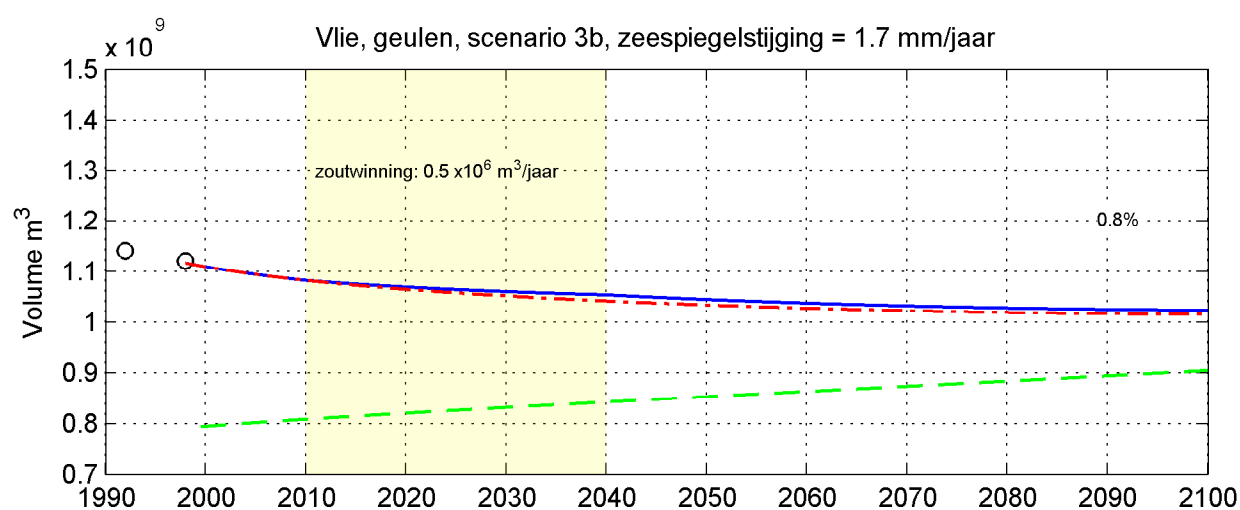
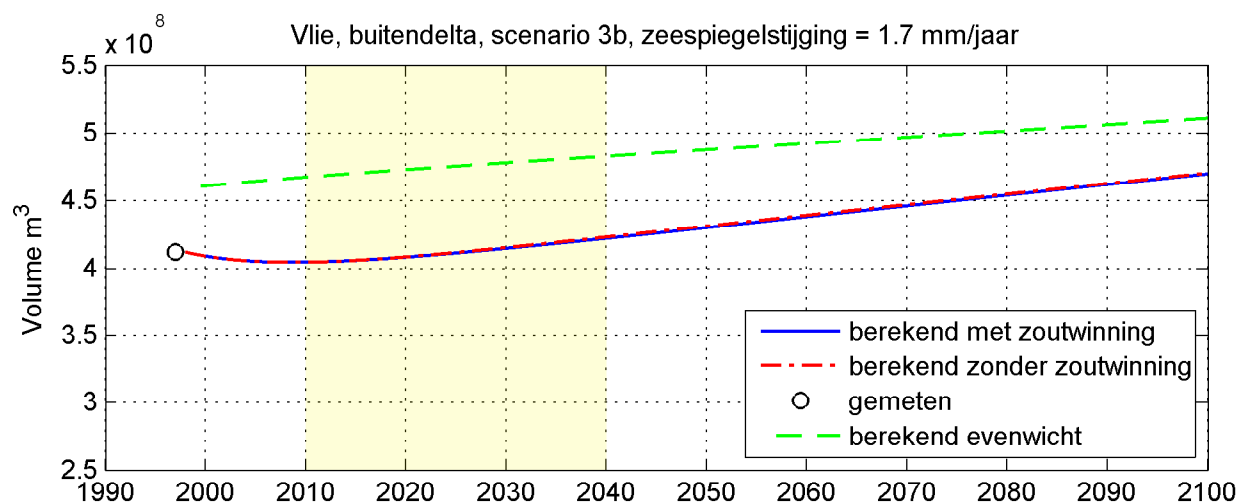
Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
zoutwinnings-scenario 2c, 50% onder platen en 50% onder geulen

ASMITA



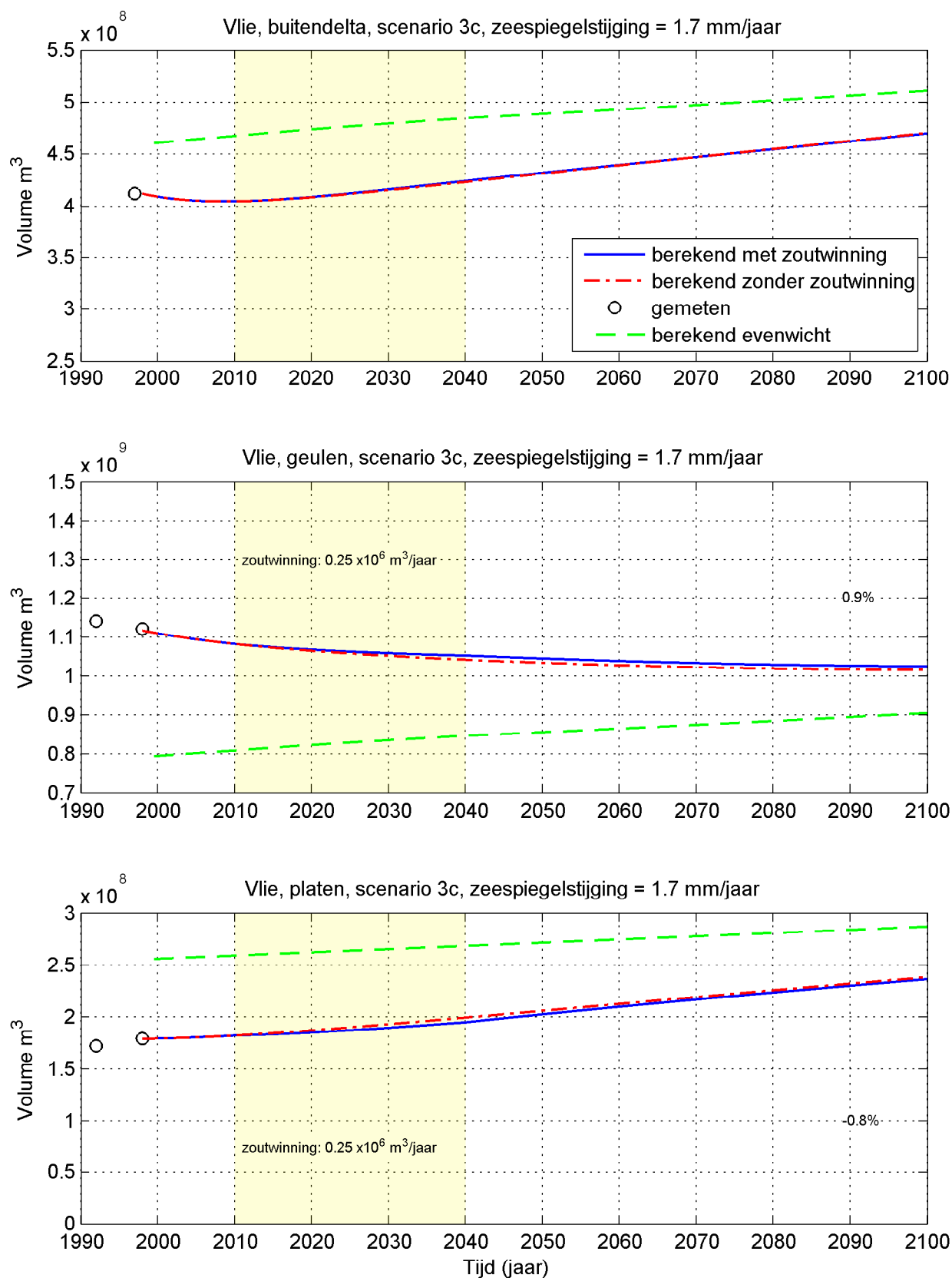
Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
 maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 3a, volledig onder de platen

ASMITA



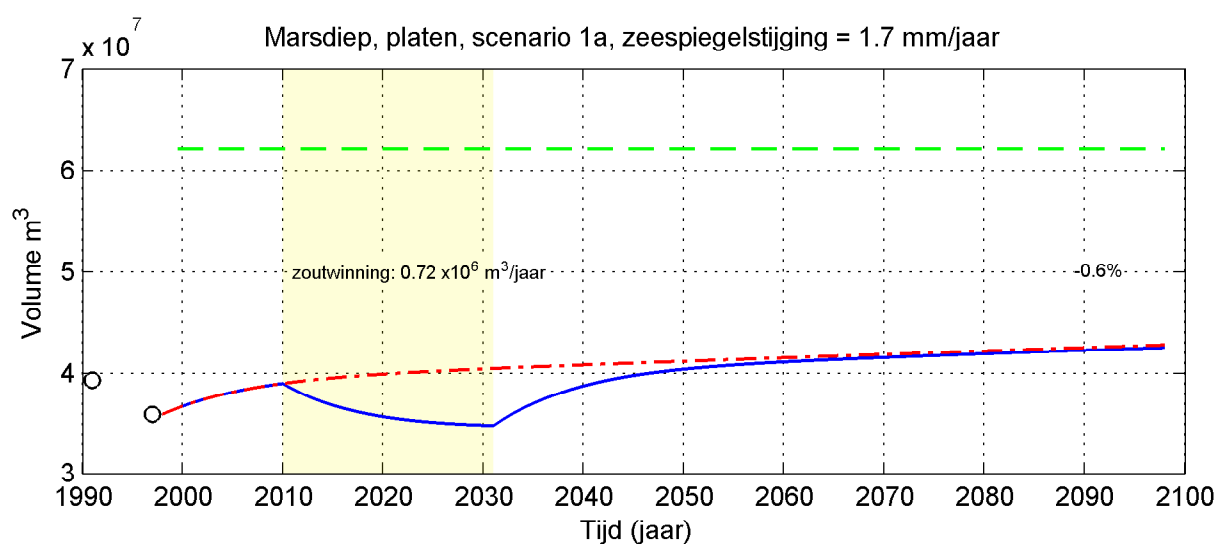
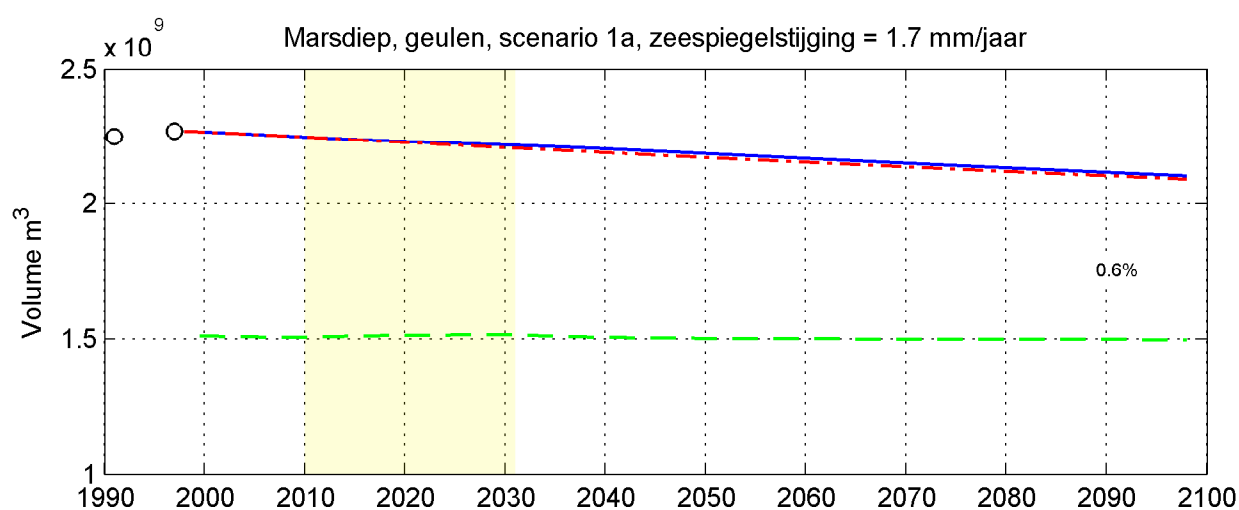
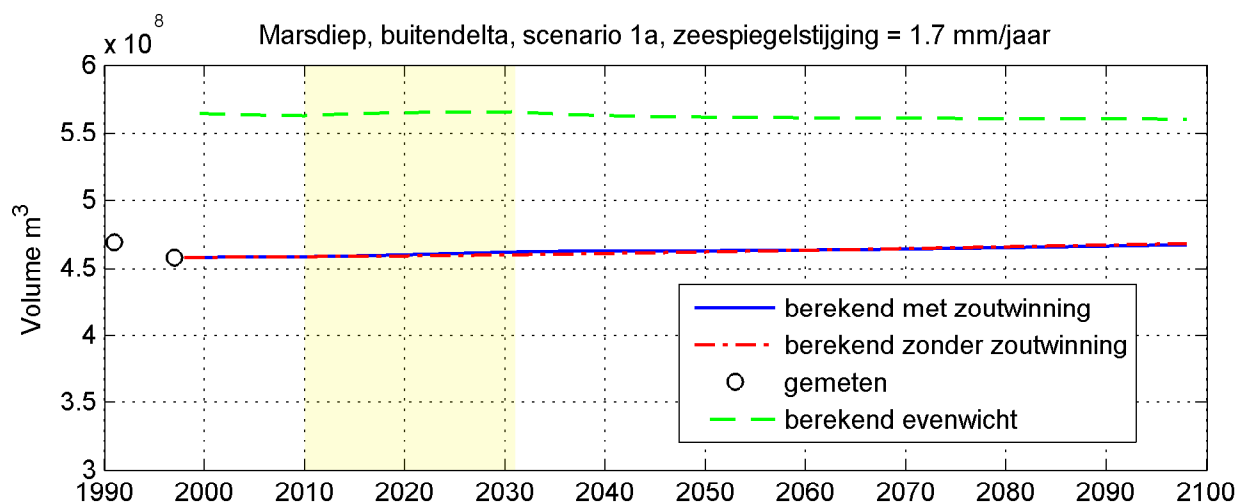
Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
 maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 3b, volledig onder de geulen

ASMITA



Berekende ontwikkeling Vlie voor buitendelta, geulen en platen
maximale meegroei platen bij zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
zoutwinnings-scenario 3c, 50% onder platen en 50% onder geulen

ASMITA



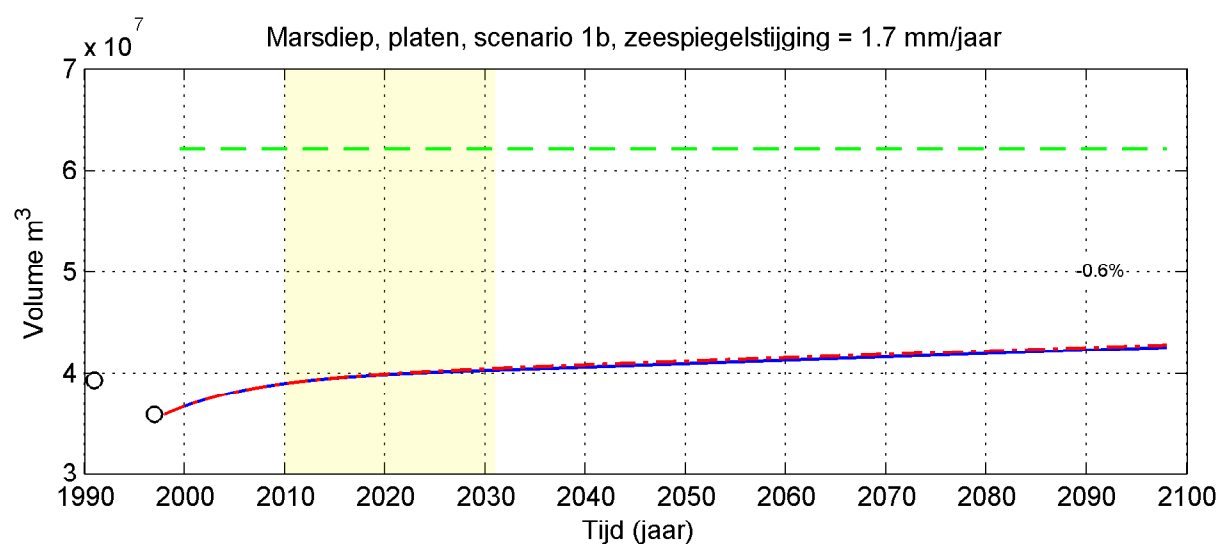
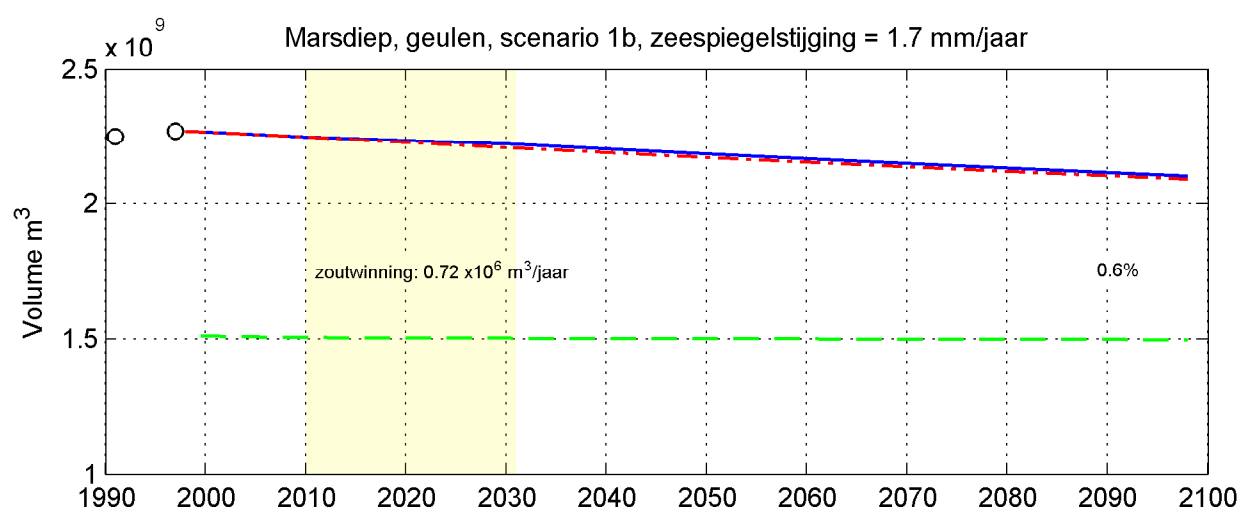
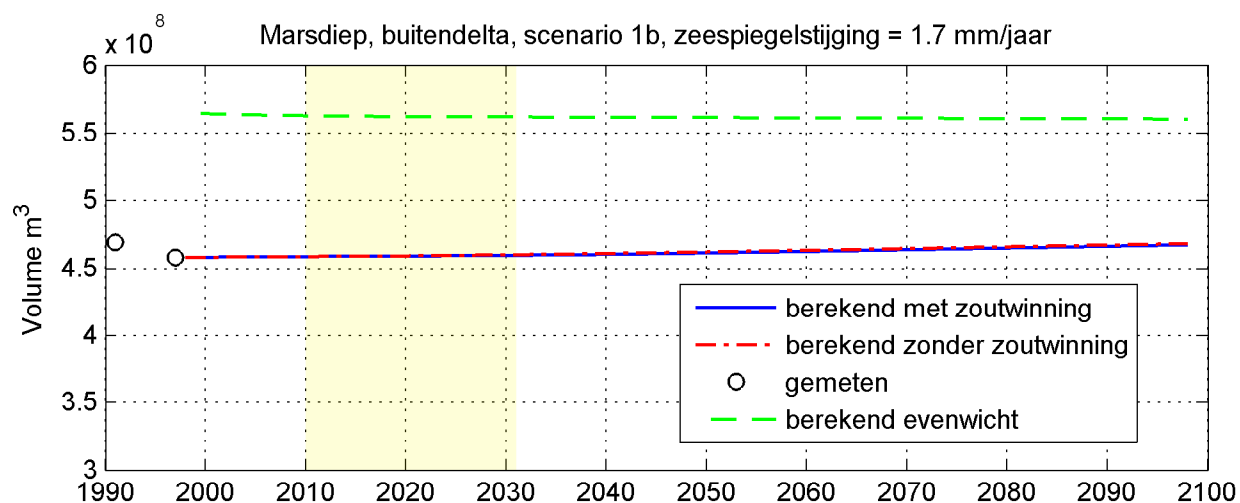
Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
zoutwinnings-scenario 1a, volledig onder de platen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

A2062

Fig. B.10



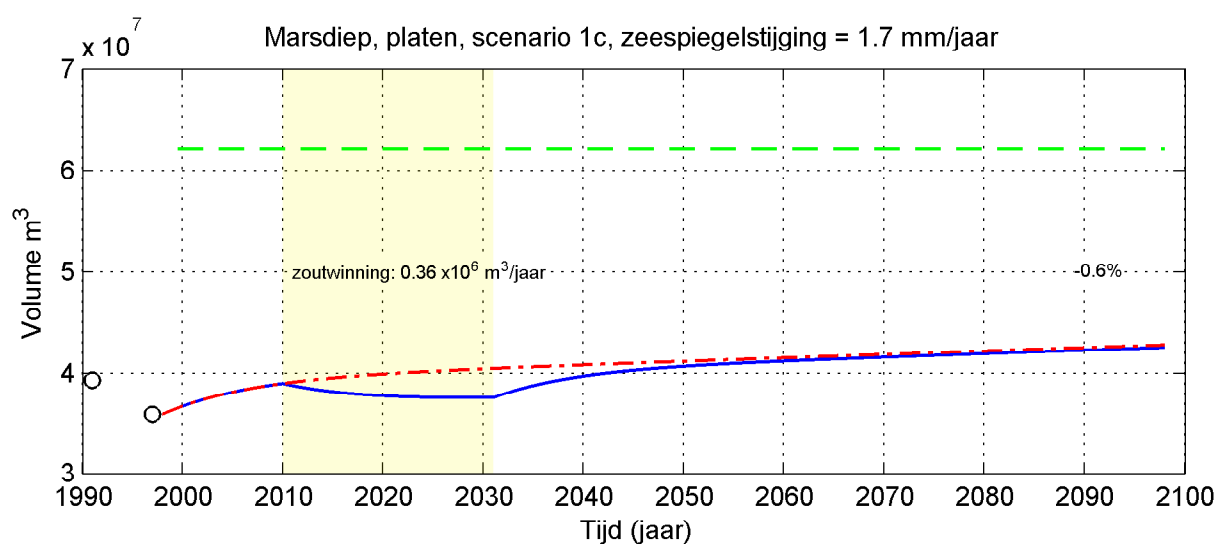
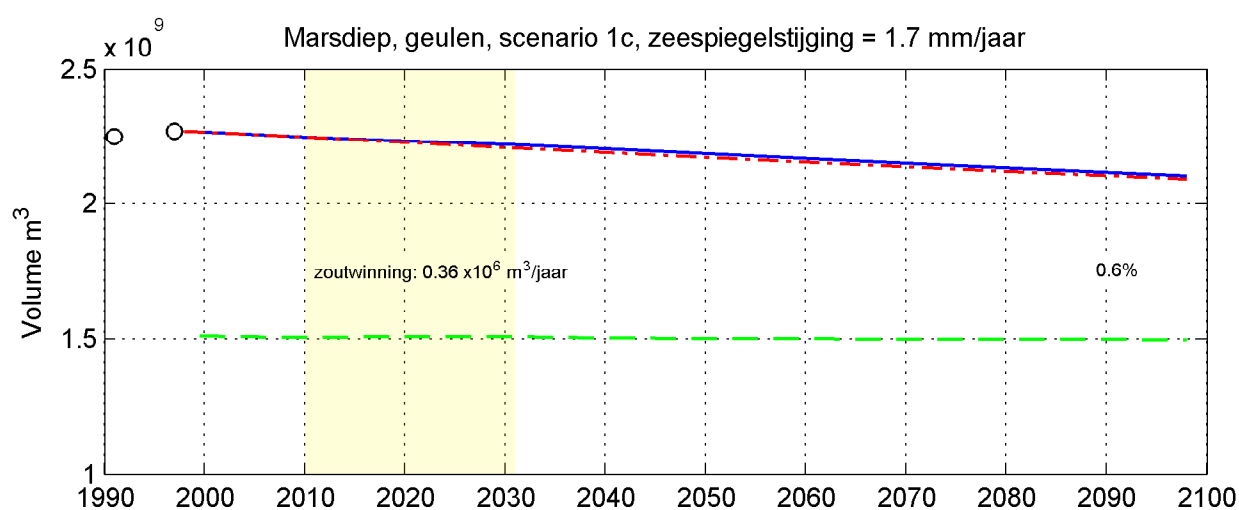
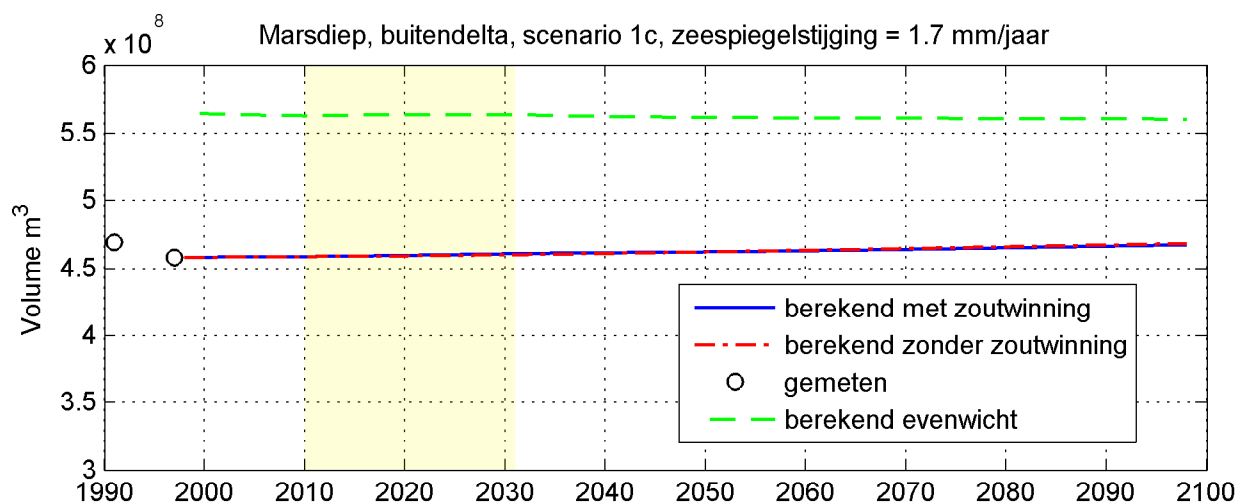
Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
 zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 1b, volledig onder de geulen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

A2062

Fig. B.11



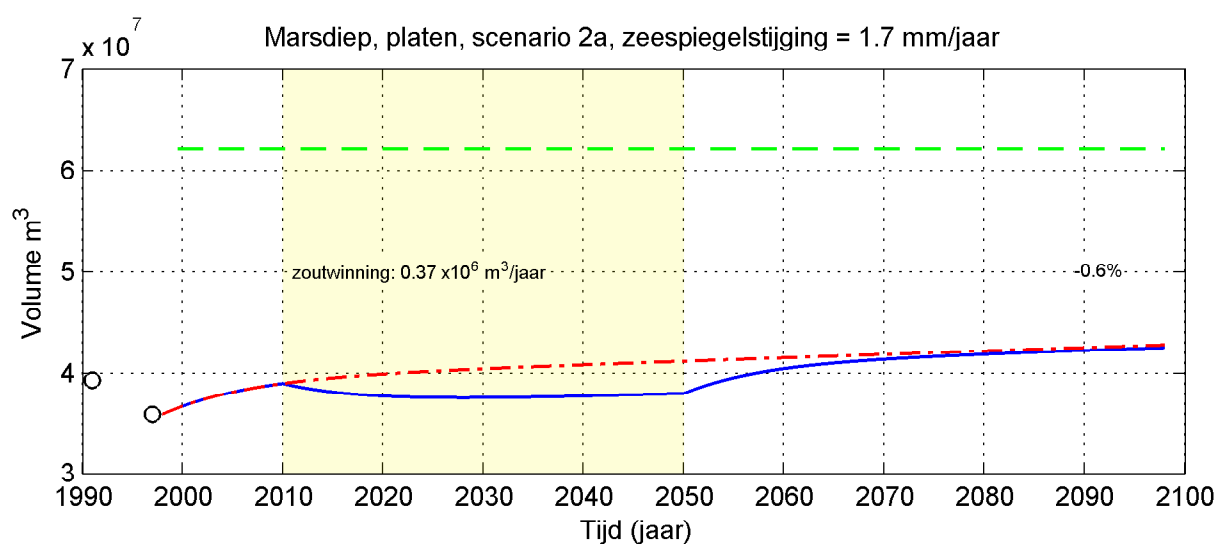
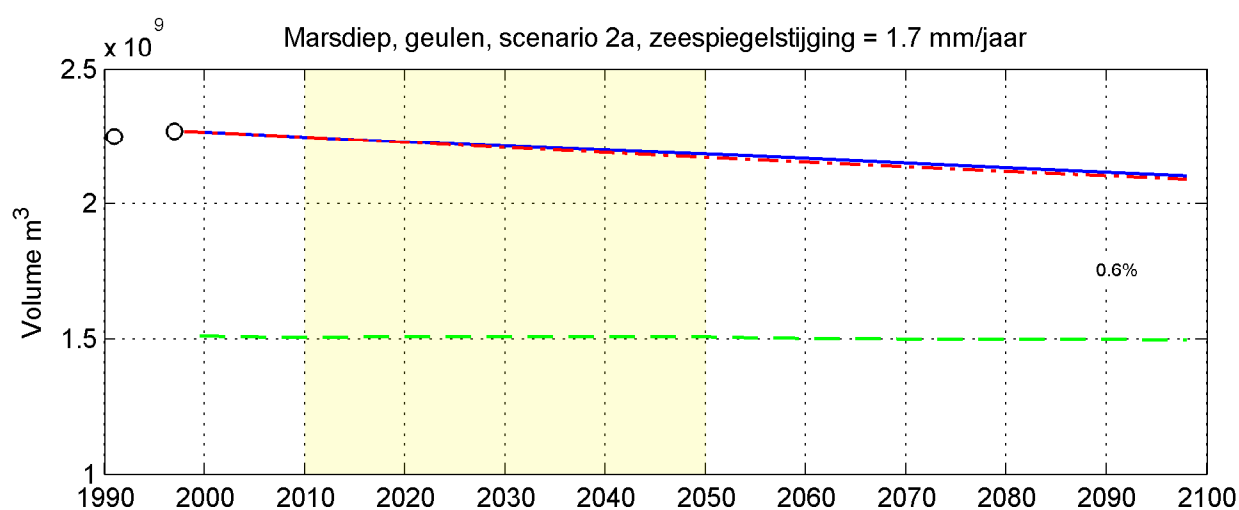
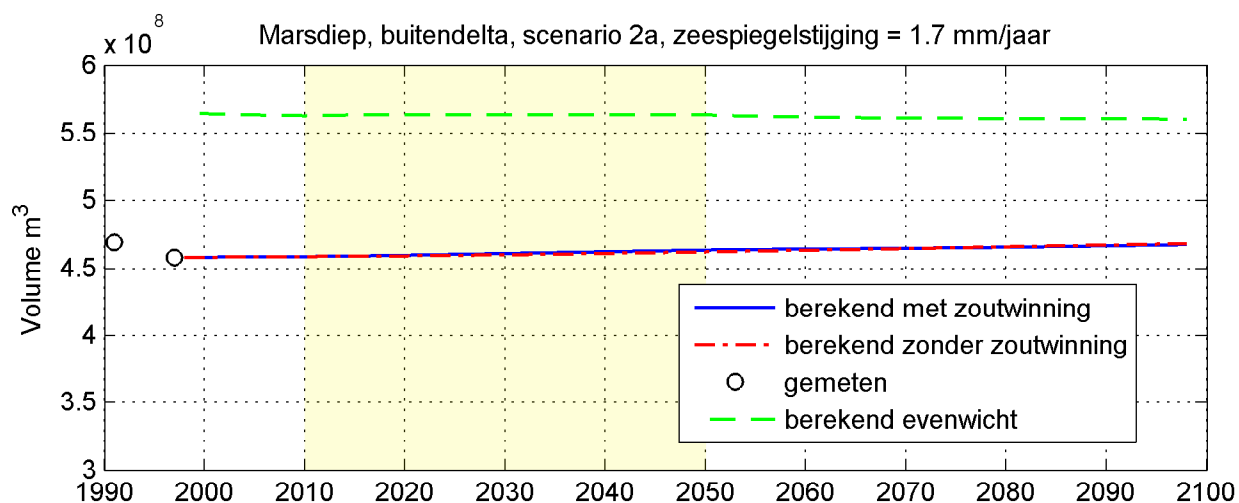
Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
zoutwinnings-scenario 1c, 50% onder platen en 50% onder geulen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

A2062

Fig. B.12



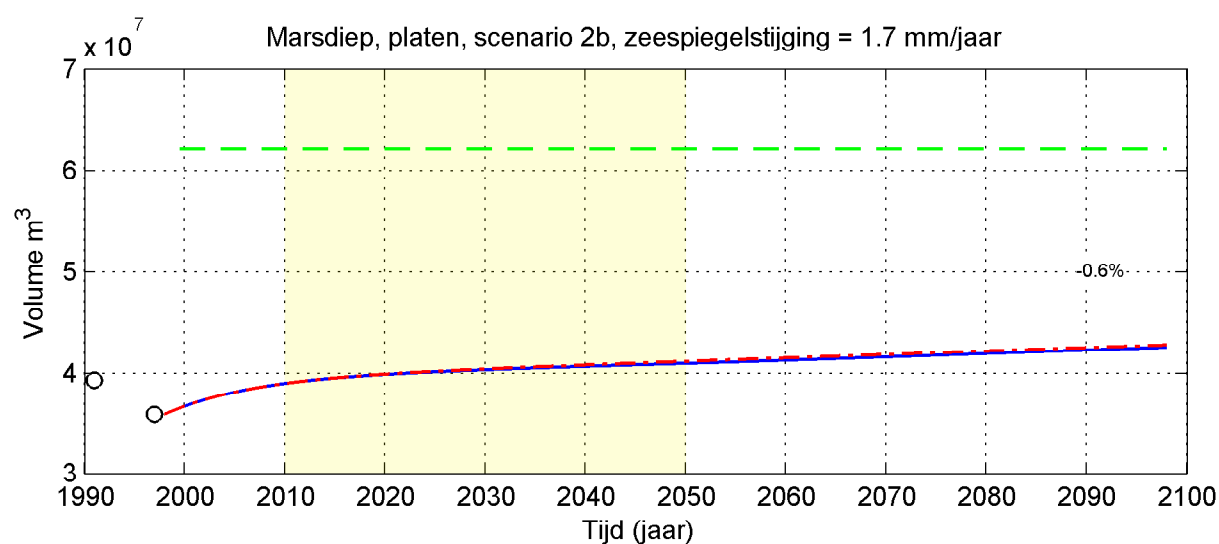
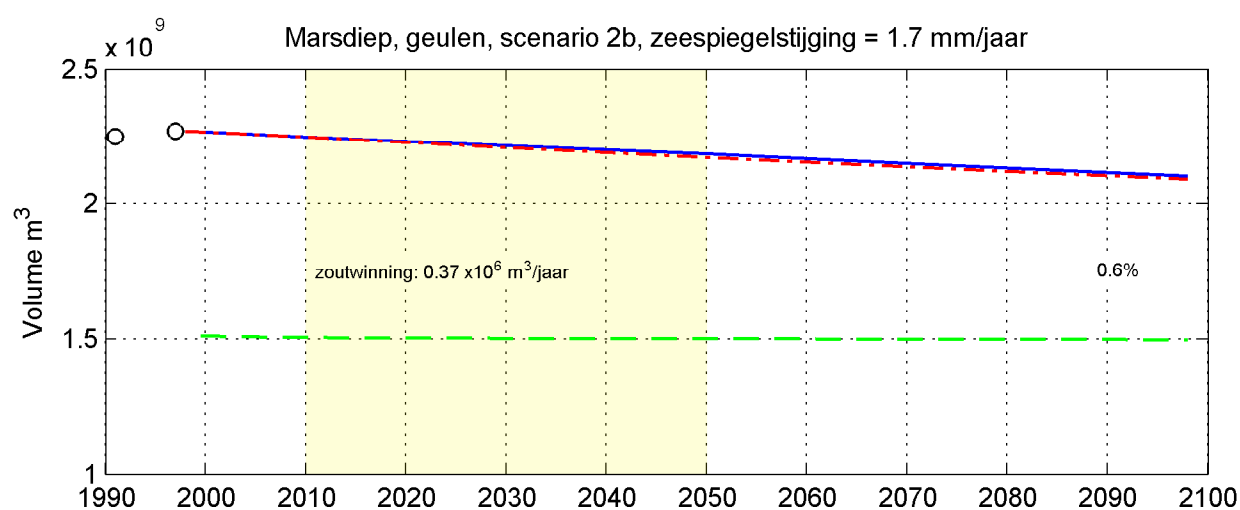
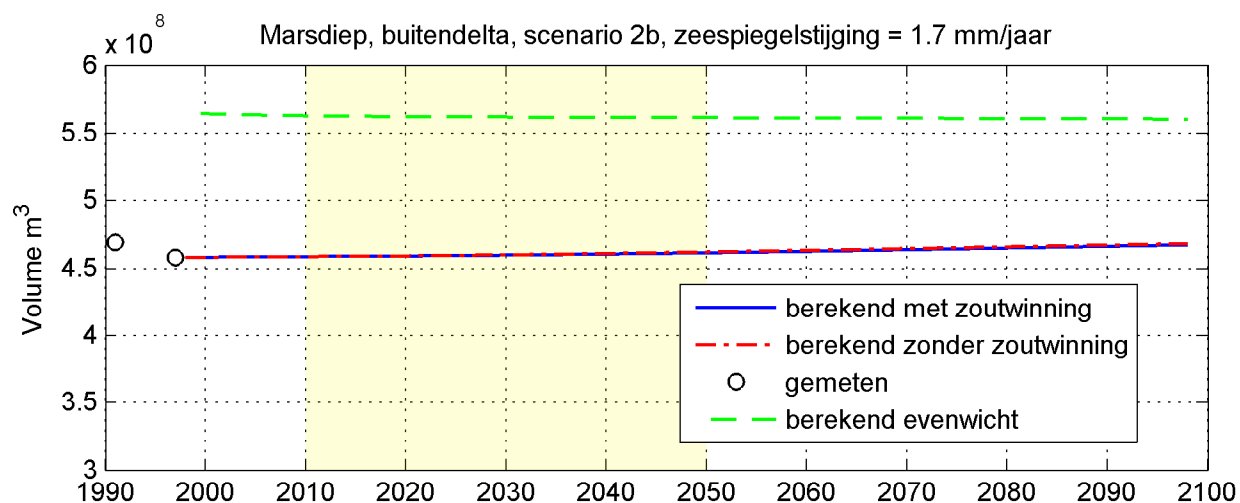
Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
 zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 2a, volledig onder de platen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

A2062

Fig. B.13



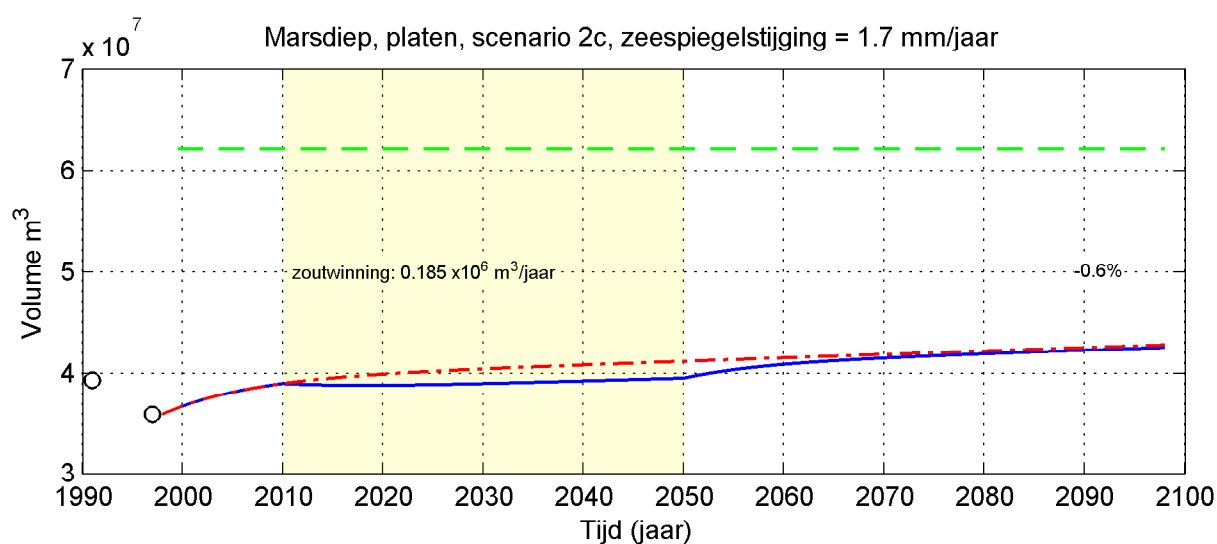
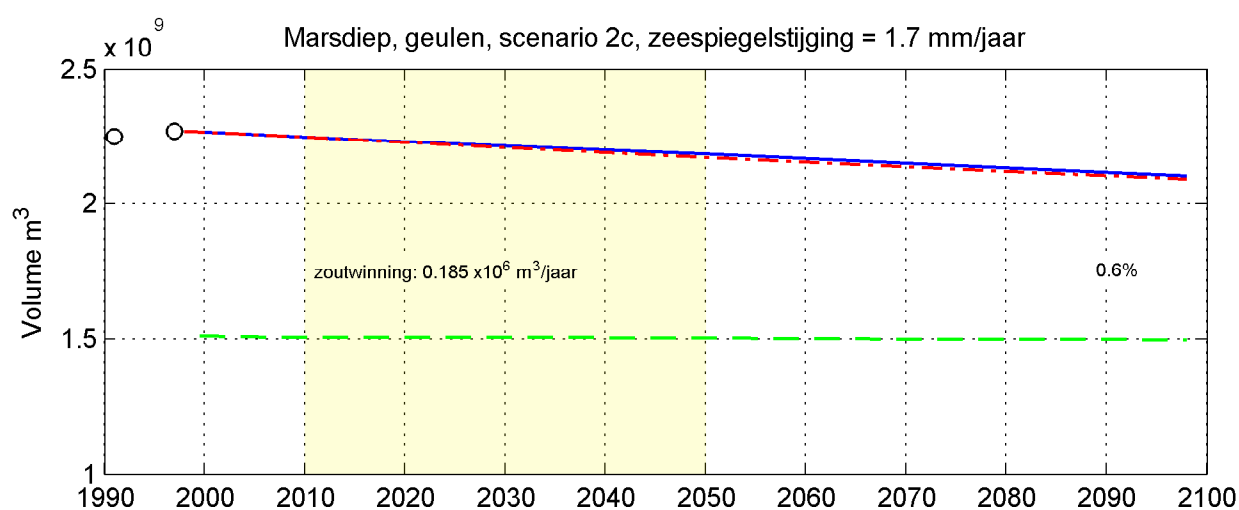
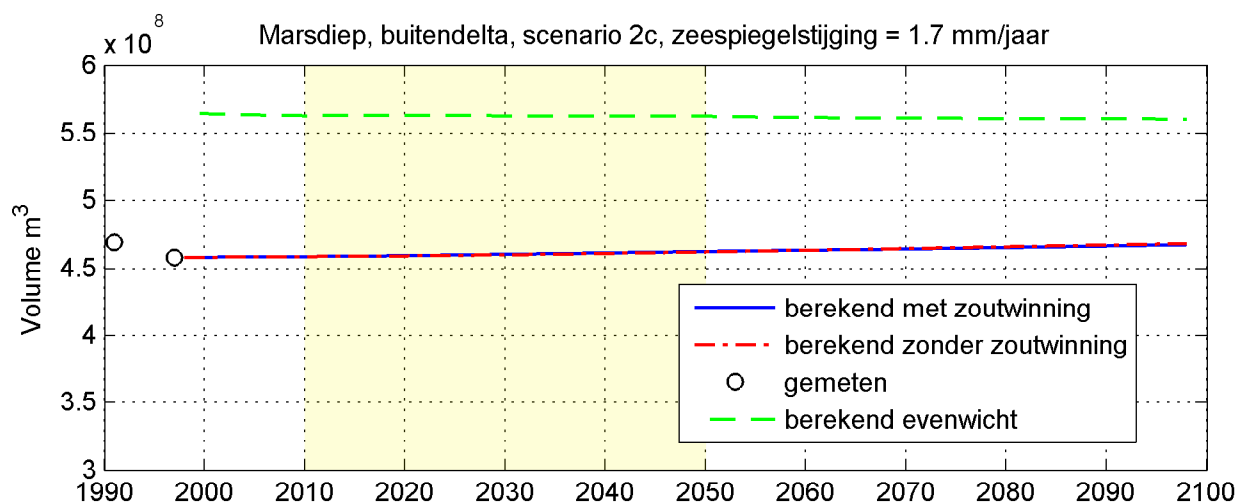
Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
 zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 2b, volledig onder de geulen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

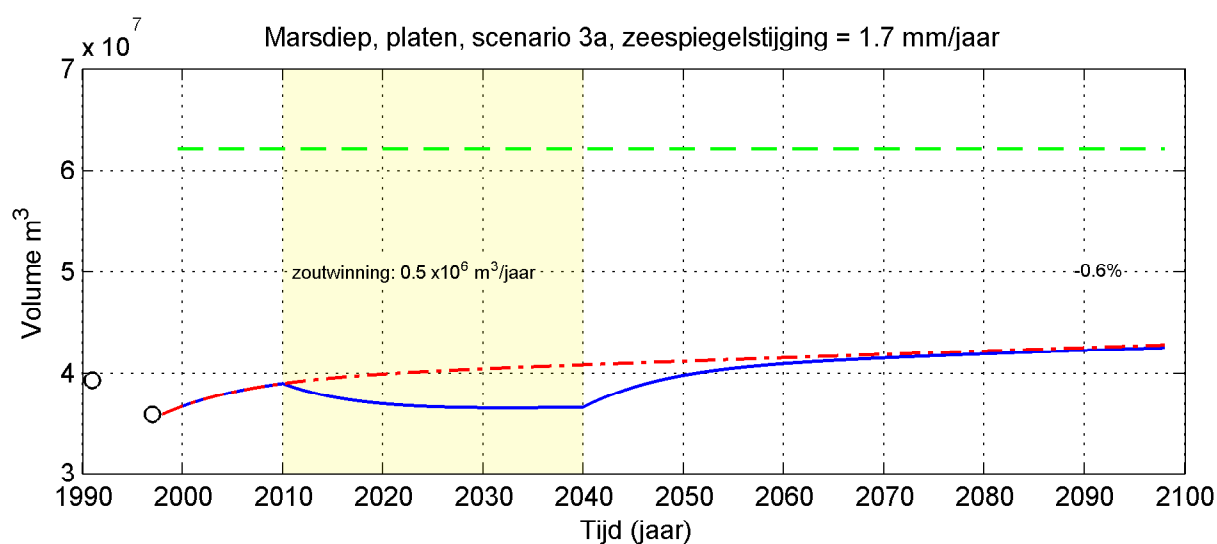
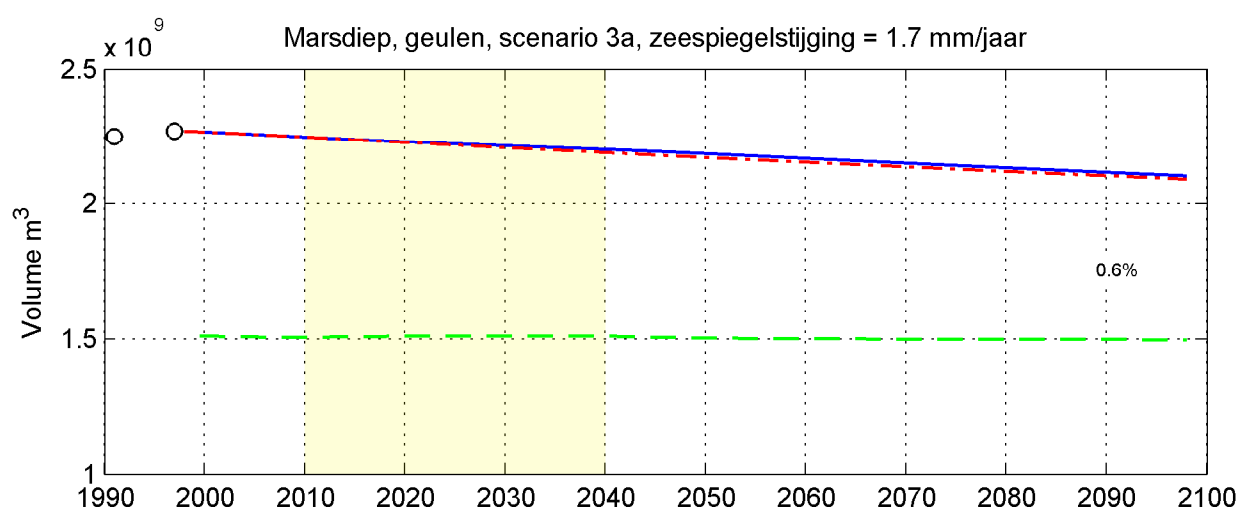
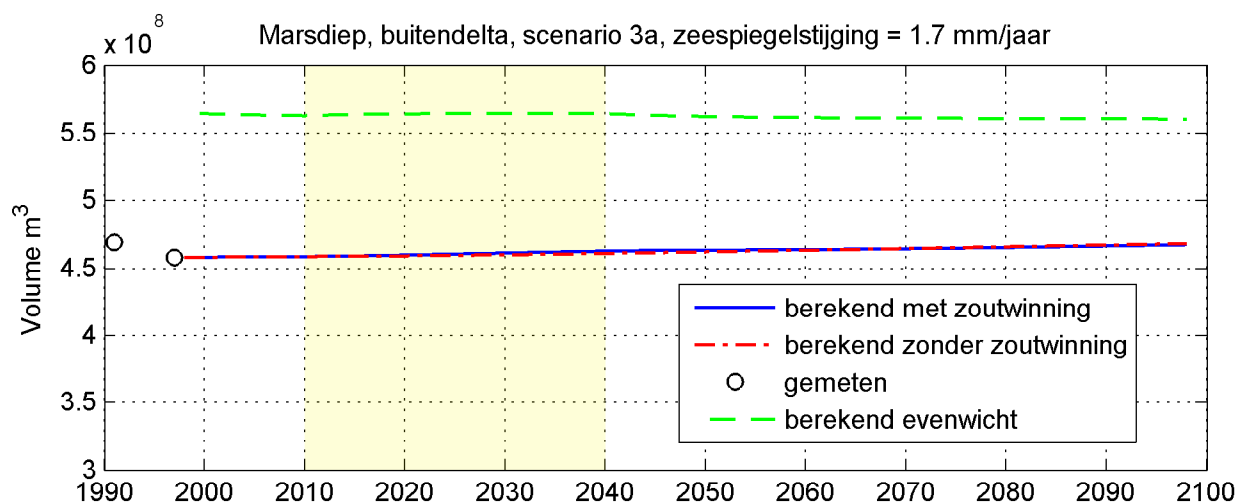
A2062

Fig. B.14



Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
 zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 2c, 50% onder platen en 50% onder geulen

ASMITA



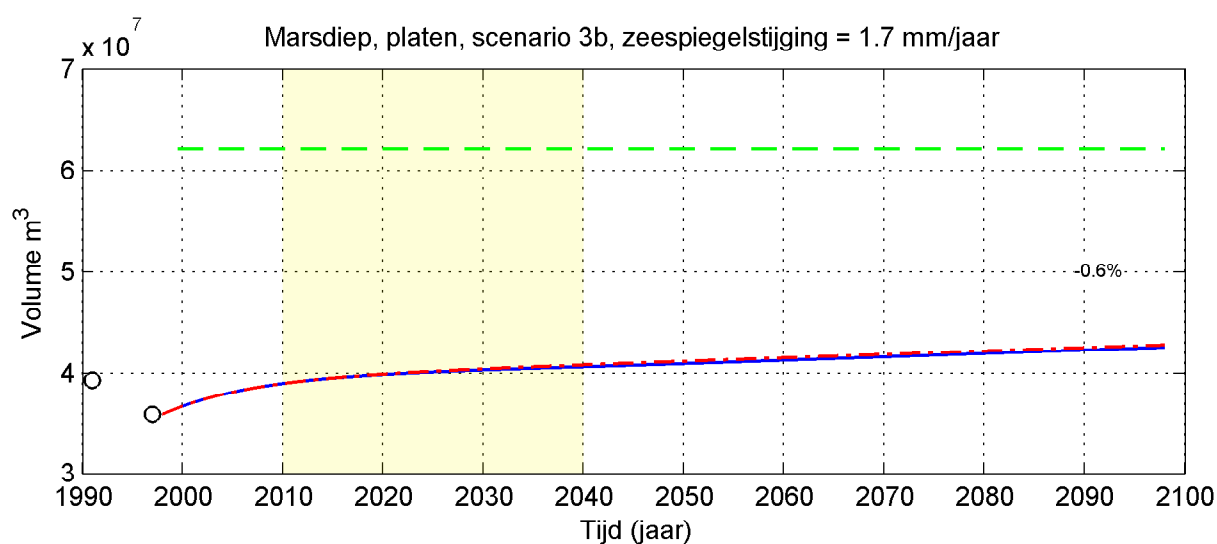
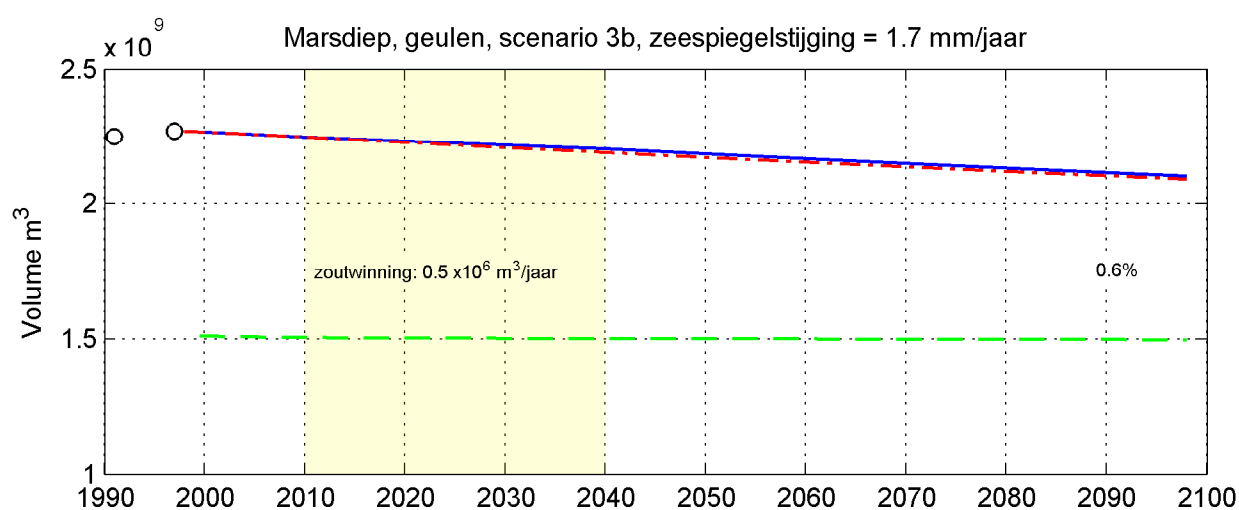
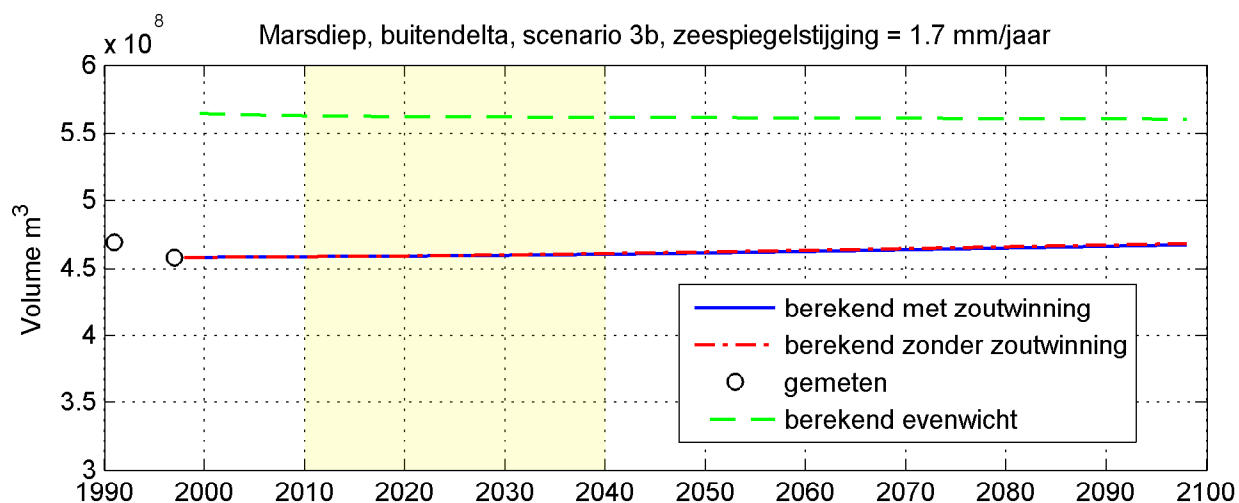
Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
 zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 3a, volledig onder de platen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

A2062

Fig. B.16



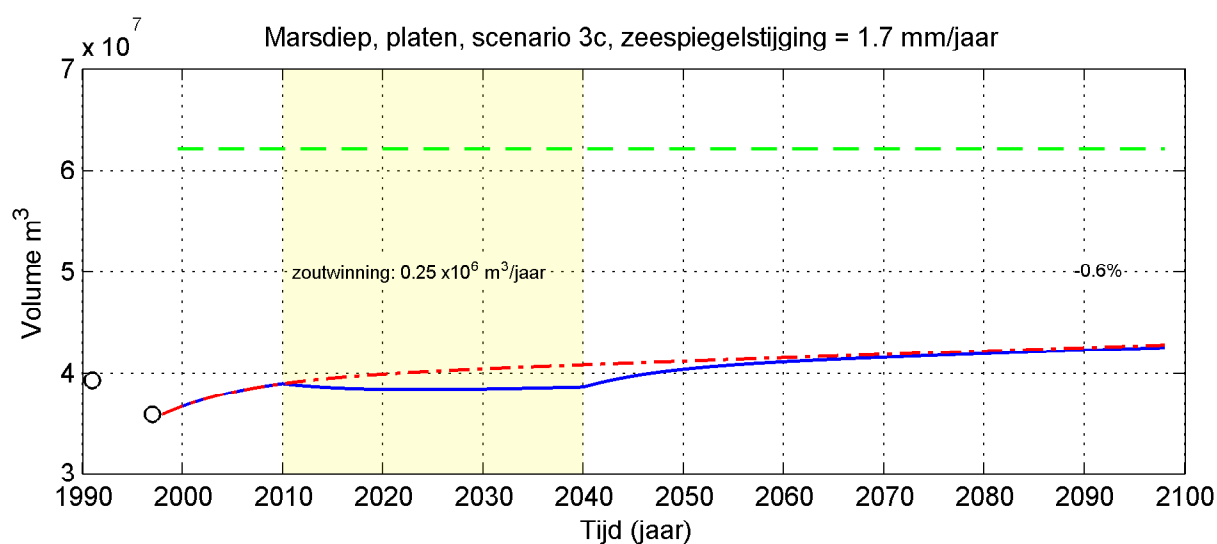
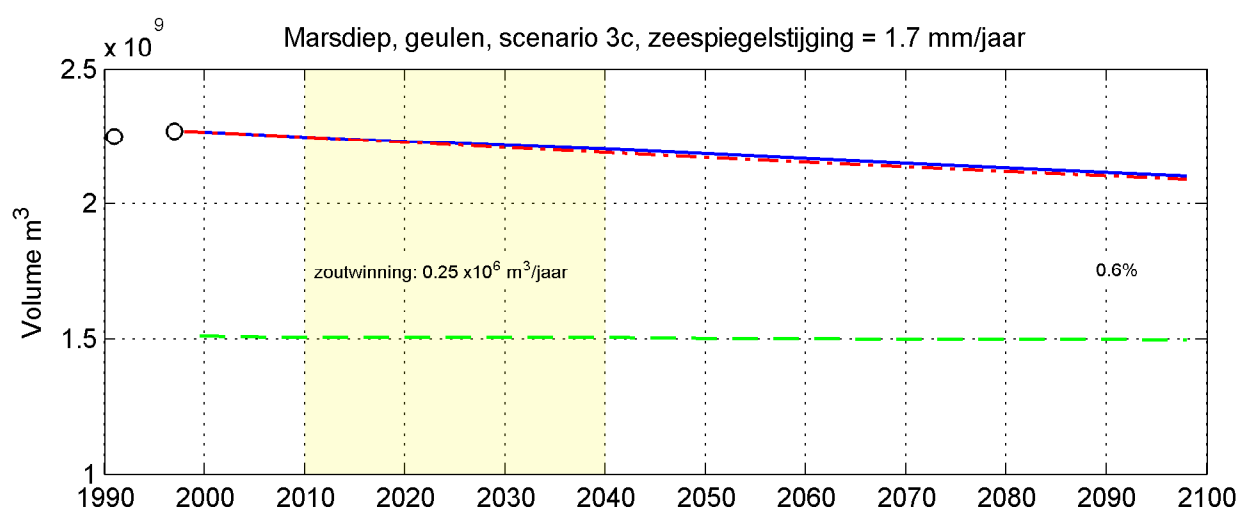
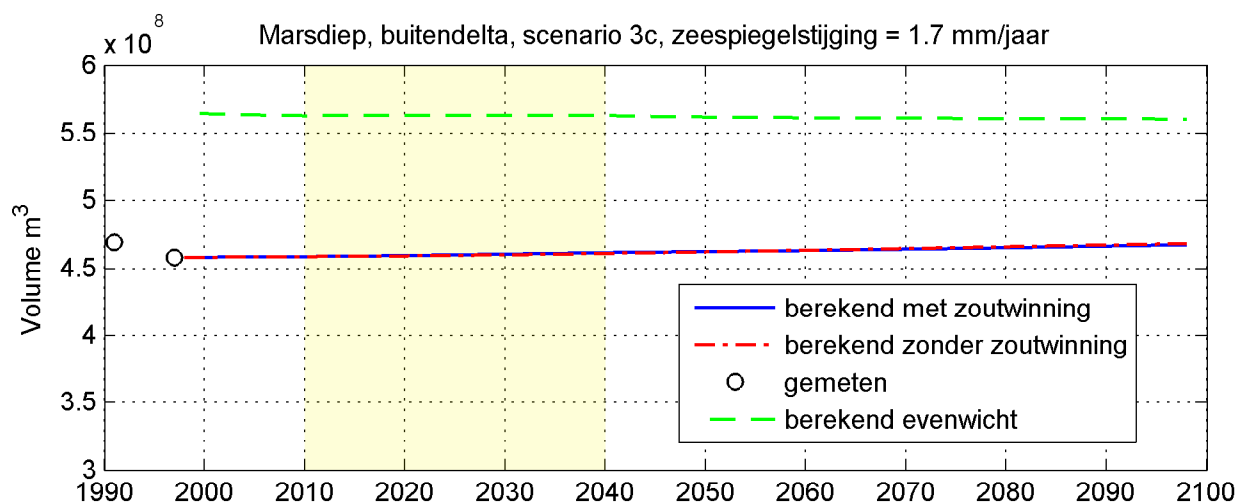
Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
 zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 3b, volledig onder de geulen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

A2062

Fig. B.17



Berekende ontwikkeling Marsdiep voor buitendelta, geulen en platen
 zeespiegelstijging 1.7 mm/jaar
 zoutwinnings-scenario 3c, 50% onder platen en 50% onder geulen

ASMITA

Alkyon Hydraulic Consultancy & Research

A2062

Fig. B.18