

De Stabiliteit van de Slufter op Texel

Auteur:
M.X. Durieux
Stnr 9204374

Voorwoord

Voor u ligt het afstudeerrapport van Martijn Durieux. Ik heb dit rapport geschreven in het kader van mijn studie Civiele Techniek aan de Technische Universiteit Delft is dit afstudeerrapport tot stand gekomen. Bij het tot stand komen ben ik veel dank verschuldigd aan mijn afstudeercommissie bestaande uit Professor Stive, dr. ir. Z.B Wang, ir. H.J. Verhagen en Drs. P Dankers. Mede dankzij de door hun verschaft kennis en informatie is dit rapport tot stand gekomen. Daarnaast wil ik Aart Kroon en Piet Hoekstra van de Univesiteit Utrecht hartelijk bedanken voor al hun medewerking en het verschaffen van nodige informatie over de Slufter. Zij hebben mij verder in staat gesteld om enkele dagen mee te kunne lopen bij het doen van veldmetingen op het Zwin en hebben me meegenomen naar De Slufter op Texel.

Tot slot wil ik mijn familie en vrienden bedanken voor hun onvoorwaardelijke steun die ik al die jaren heb mogen ontvangen bij het voltooien van mijn studie. Hopelijk is met dit rapport na een veel te lange duur mijn studie Civiele Techniek tot een goed einde gekomen.

Martijn Durieux
Delft, december 2003

Afstudeercommissie:

Prof.dr.ir M.J.F. Stive
Dr. ir. Z.B. Wang
Ir. H.J. Verhagen
Drs. P.J.T. Dankers

Samenvatting

Rond 1990 heeft Rijkswaterstaat besloten om meer aandacht te besteden aan de natuurlijke processen die in de kustzone plaatsvinden. In plaats van actief ingrijpen in de kustzone werd besloten daar waar het mogelijk is de ontwikkeling van de kust over te laten aan zijn natuurlijke dynamiek. Door dit beleid krijgen duinvalleien en sluffers langs de Nederlandse kust weer een kans om zich te ontwikkelen. Het ontstaan van dit soort gebieden wordt zelfs waar de veiligheid het toelaat zoveel mogelijk bevorderd. Een slufte is een zoute of brakke duinvallei welke in verbinding staat met de zee en daardoor met enige regelmaat door de zee wordt overspoeld. Dit zeewater kan door een opening tussen de duinen de duinvallei binnendringen. Door hun geleidelijke overgang tussen zout en zoet water zijn dit ecologisch zeer waardevolle gebieden met een grote variëteit aan planten en dieren. Sluffers kunnen ontstaan in afslagkusten of in aangroekusten. Daarbij is een slufte eigenlijk een overgangsfase van de ontwikkeling van de kust van een strandvlakte naar een strandvlakte of vice versa. Na kortere of langere tijd zal de eindsituatie echter een strandvlakte of een duinvallei zijn. Nederland kent tegenwoordig nog twee echte sluffers, namelijk de Slufte op Texel en het Zwin in Zeeuws- Vlaanderen. Dit zijn in Nederland dan ook twee belangrijke natuurgebieden welke voor de toekomst behouden dienen te blijven. Om deze reden wordt er dan ook in het Zwin actief ingegrepen in het systeem. In de Slufte zijn slechts incidenteel kleine regulerende ingrepen noodzakelijk, maar over het algemeen heeft de natuurlijke dynamiek hier vrij spel zonder dat het voortbestaan van de Slufte in gevaar komt.

Voordat er een goed beheer en onderhoudsplan voor dit soort gebieden opgesteld kan worden is het noodzakelijk kennis te hebben over het gedrag van dit soort systemen. Naar de processen die een rol spelen in sluffers is echter nog maar weinig onderzoek verricht. In dit onderzoek wordt een start gemaakt met het analyseren van de processen die voor de stabiliteit van de Slufte zorgen. Een slufte behoort tot een groep getijdebekken welke ontstaan zijn als gevolg van sedimenttransport in de kustzone. Dit transport van sediment kan zowel door het water als door de lucht plaatsvinden. Naar groter systemen van deze groep getijdebekken is in het verleden wel veel aandacht besteed. Zo hebben Bruun & Gerritsen (1972) een parameter ontwikkeld waarmee de stabiliteit van getijdebekken kan worden bepaald. Deze parameter wordt bepaald aan de hand van de verhouding tussen het langtransport en het getijprisma. Het idee achter deze parameter is dat het getijprisma groot genoeg moet zijn om het langtransport, dat in de ingang van het bekken terecht is gekomen, verder te transporteren naar de andere zijde van het bekken. Volgens hen kan dit by-passen op twee verschillende manieren geschieden. Indien het getijprisma groot is in verhouding tot het langtransport zal dit hoofdzakelijk gebeuren door de getijstroom door de inlaat van het getijdebekken. Bij een relatief kleinere getijprisma zal het by-passen vooral plaatsvinden over de zandbanken van de ebdelta. Het getijprisma van de Slufte is echter in verhouding tot het optredende langtransport van de kust zo klein dat volgens deze theorie het bekken van de Slufte binnen de kortste keren zal verzanden. De praktijk wijst echter uit dat de Slufte redelijk stabiel is.

De Slufte bestaat uit de Sluftevlakte van 400 ha waardoor een duidelijk te onderscheiden hoofdgeul kronkelt. Deze geul vormt de verbinding van de Sluftevlakte met de zee. De geul is het meest dynamische deel van de Slufte. Zeker de middenloop en de monding zijn voortdurend in beweging. Zo kan de monding van de Sluftegeul per getijcyclus van ligging en plaats veranderen. De monding beweegt zich hierbij voortdurend tussen de duinopening en heeft jaarlijks een netto verplaatsing van ongeveer 100m in noordelijke richting. Vanaf de monding loopt de Sluftegeul in een zuidwestelijke richting naar het bekken, waarbij de geul uiteindelijk een bocht maakt. De buitenbocht is hierbij gericht naar de zuidelijke duin. Door de secundaire stromingen die plaatsvinden in een geulbocht, bocht deze geul steeds verder uit. Dit heeft tot gevolg dat de geulbocht en monding steeds verder van elkaar verwijderd raken. De Sluftegeul bereikt hierdoor dus een steeds langere lengte. Tegenwoordig worden de verplaatsingen van monding en geul gereguleerd, zodat de opening tussen de duinen niet groter wordt dan 400 m. Echter ook voordat de opening van de duinen door de Rijkswaterstaat werd gefixeerd werd de opening niet veel groter. Uit het verleden blijkt dat de geul, bij het bereiken van een bepaalde geullengte, een andere route richting de zee zoekt. Zo ontstaat er ten zuiden van de oorspronkelijke monding een nieuwe kortere geul.

Dit opmerkelijke gedrag is gesimuleerd in een computermodel genaamd Sobek. Met behulp van dit 1-dimensionale modelleringsprogramma is het mogelijk de waterbeweging en sedimenttransporten in de Slufte te simuleren. Daar het hier een 1-dimensionaal model betreft is het niet mogelijk gevolgen van secundaire stromingen zoals bochtwerking te simuleren. Het is echter wel mogelijk de effecten van deze bochtwerking te verwerken in het model. Zo zijn er voor de Slufte enkele simulaties uitgevoerd met een variërende geullengte. Naast de geullengte heeft de waterstand ook een grote invloed op het gedrag van de Slufte. Het getijprisma

varieert immers sterk met de waterstand. Als randvoorwaarde wordt vanuit zee daarom een harmonisch gemiddeld getij en springtij opgelegd. Daarnaast is er voor gekozen enkele simulaties uit te voeren met waterstanden die slechts optreden tijdens een storm met een kans van optreden van minder dan 2 keer per jaar. Dit gebeurt door op het getij een wind-setup van ruim een meter te superponeren. De meeste getijdebekkenen zijn namelijk ontstaan tijdens dit soort stormcondities.

De resultaten van dit model laten zien dat, wanneer als randvoorwaarde een gemiddeld of springtij opgelegd wordt, de maximum optredende stroomsnelheden tijdens eb groter zijn dan tijdens vloed. Dit heeft een ebdominante stroming tot gevolg welke met het langer worden van de Sluftergeul toeneemt. Voeren we echter de zelfde simulatie uit tijdens stormcondities, dan blijkt dat de Sluftergeul zich bij een geullengte tot 3100 m vloeddominant gedraagt. Neemt de geullengte nog meer toe dan zal de Slufter zich ook tijdens stormcondities ebdominant gedragen. Tijdens deze situatie is er echter een groot waterstandsverhang ontstaan tussen de monding en de waterstand in het bekken. De uitkomsten van deze simulaties kunnen vertaald worden in het gedrag van de Slufter tijdens de verschillende omstandigheden.

Wanneer er uitgaan wordt van een korte Sluftergeul en gemiddelde waterstanden dan blijkt de Slufter zich licht ebdominant te gedragen. Dit betekent dat de optredende stroomsnelheden tijdens eb hoger zijn dan tijdens vloed. Het sedimenttransport is afhankelijk van de stroomsnelheid en dus zal er tijdens eb meer sediment richting de monding getransporteerd worden dan tijdens vloed richting het bekken. Het sediment dat hierdoor in de monding terecht komt dient op één of andere manier te worden geby-passed anders zal de monding verzanden. In eerste instantie is de ebdominantie en het daarbij behorende netto sedimenttransport slechts gering. Als gevolg van bochtwerking en de verplaatsing van de monding neemt de geullengte echter toe. De ebdominantie zal hierdoor toenemen waardoor het netto sedimenttransport richting de monding steeds groter wordt. Met het langer worden van de geul dient er dus steeds meer sediment te worden geby-passed. Indien dit proces door zou blijven gaan zal de Slufter uiteindelijk verzanden. Eens in de zoveel tijd treedt er echter een storm op. Tijdens deze condities gedraagt de Slufter zich vloeddominant. Tijdens deze situatie kan de monding dus weer schoon gespoeld worden. Heeft de Sluftergeul tijdens het optreden van deze storm al een geullengte langer dan 3100 m bereikt dan treedt er een kritieke situatie op. De Slufter blijft zich immers nu ebdominant gedragen en tijdens deze stormcondities treden er een zeer groot netto sedimenttransport richting het bekken op. Bij deze sediment hoeveelheden zal de Slufter binnen de kortste keren verzanden. In deze situatie staat er echter een zeer groot waterstandsverhang van meer dan 0,5 m over de waterstand tussen het midden van het bekken en de monding. Door dit verhang zullen platen in de binnenbocht van de geul overstroomd en zal de geul afgesneden worden. Zo ontstaat er een nieuwe kortere geul. Nadat de storm na enkele dagen is gaan liggen, kan geul zich weer opnieuw gaan verlengen. Waardoor alles weer van voor af aan kan beginnen. Bijkomend effect van deze zuidelijke verplaatsing van de geul is dat er op deze manier grote hoeveelheden sediment worden geby-passed.

De Sluftergeul wordt voortdurend door allerlei processen uit zijn evenwicht gebracht. Echter op de momenten waarbij de geul daadwerkelijk dreigt te verzanden treedt er een mechanisme op waardoor de geul weer naar zijn oude evenwichtssituatie gebracht kan worden. Deze situatie kan oneindig lang door blijven gaan.

Inhoudsopgave

VOORWOORD.....	II
SAMENVATTING	III
1 INLEIDING.....	11
1.1 HET NEDERLANDS KUSTBEHEER.....	11
1.2 DE PROBLEEMOMSCHRIJVING	13
1.3 DOELSTELLING	14
1.4 DE OPBOUW VAN HET RAPPORT	14
2 DE SLUFTER.....	16
2.1 INLEIDING	16
2.2 DEFINITIE VAN EEN SLUFTER	16
2.3 DE SLUFTER OP TEXEL	19
2.3.1 <i>Inleiding</i>	19
2.3.2 <i>Het waddengebied</i>	19
2.3.3 <i>Texel</i>	19
2.3.4 <i>Ontstaansgeschiedenis van de Slufter</i>	21
2.4 DE HUIDIGE SITUATIE VAN DE SLUFTER.....	23
2.4.1 <i>De Sluftervlakte</i>	23
2.4.2 <i>De Sluftermonding</i>	23
2.4.3 <i>De Sluftergeul</i>	23
2.4.4 <i>Sedimenttransport in de Slufter</i>	24
2.5 WATERSTANDEN VOOR DE KUST VAN TEXEL.....	24
2.5.1 <i>Het getij</i>	24
2.5.2 <i>Overschrijdingsfrequenties</i>	25
2.5.3 <i>De Komberging</i>	26
2.6 NATUURWAARDE VAN DE SLUFTER.....	27
2.6.1 <i>Inleiding</i>	27
2.6.2 <i>Vegetatie</i>	27
2.6.3 <i>Vogels</i>	28
3 GETIJDEBEKKENS.....	29
3.1 INLEIDING	29
3.2 GETIJDEBEKKENS.....	30
3.2.1 <i>De inlaat</i>	30
3.2.2 <i>De vloedkom</i>	31
3.2.3 <i>Het getijprisma</i>	32
3.3 MODELLEN	32
3.4 STABILITEIT	33
3.4.1 <i>Inleiding</i>	33
3.4.2 <i>Dynamische stabiliteit</i>	33
3.4.3 <i>Stabiliteit van de geulen</i>	34
3.4.4 <i>Morfologische stabiliteit</i>	34
3.4.5 <i>Stabiliteit van de dwarsdoorsnede</i>	36
3.5 STABILITEIT VAN DE SLUFTER	38
3.5.1 <i>Plaatsvastheid van de Sluftergeul</i>	38
3.5.2 <i>Geometrische stabiliteit van de Slufter</i>	39
4 PROCESSEN IN DE SLUFTER	40
4.1 INLEIDING	40
4.2 SEDIMENTTRANSPORT	40
4.2.1 <i>Nat transport</i>	40
4.2.2 <i>Droogtransport</i>	41
4.3 PROCESSEN IN DE SLUFTER.....	41
4.3.1 <i>Het transportproces</i>	41

4.3.2	<i>Sediment by-passing</i>	43
4.3.3	<i>Geulbochten</i>	45
4.3.4	<i>Eb- en vloedscharen</i>	46
4.3.5	<i>Getij-asymmetrie</i>	47
4.3.6	<i>Kenteringsduur</i>	49
4.4	HET GEDRAG VAN DE SLUFTER.....	50
4.4.1	<i>De monding</i>	50
4.4.2	<i>De middenloop</i>	50
4.4.3	<i>De Sluftervlakte</i>	51
4.5	EXTERNE FACTOREN.....	51
5	NUMERIEKE SCHEMATISATIE VAN DE SLUFTER.....	52
5.1	INLEIDING.....	52
5.2	PROBLEEMAANPAK.....	52
5.3	HET COMPUTERMODEL.....	53
5.3.1	<i>Model keuze</i>	53
5.3.2	<i>Sobek</i>	53
5.4	OPZET VAN HET GEBRUIKTE MODEL.....	53
5.4.1	<i>De data invoer</i>	53
5.5	RANDVOORWAARDEN VAN HET MODEL.....	55
5.5.1	<i>Randvoorwaarden voor de stroming</i>	55
5.5.2	<i>Randvoorwaarden voor het bepalen van het sedimenttransport</i>	57
5.6	SIMULATIE VAN DE SLUFTER.....	57
5.6.1	<i>Simulatie</i>	57
5.6.2	<i>Stabiliteit en nauwkeurigheid van het model</i>	57
5.6.3	<i>Transportformule</i>	58
5.7	VALIDATIE VAN HET MODEL.....	58
6	RESULTATEN VAN DE SIMULATIE VAN DE SLUFTER.....	60
6.1	INLEIDING.....	60
6.2	ANALYSE VAN DE MET SOBEK VERKREGEN RESULTATEN.....	60
6.2.1	<i>Het maximum optredende debiet</i>	60
6.2.2	<i>De maximum optredende stroomsnelheid</i>	63
6.2.3	<i>De eb- en vloedduur</i>	66
6.2.4	<i>De kenteringsduur</i>	67
6.2.5	<i>Waterstandsverschillen</i>	67
6.2.6	<i>Het sedimenttransport</i>	68
6.3	GEVOLGEN VAN DE VERSCHILLENDE PROCESSEN OP DE STABILITEIT VAN DE SLUFTER.....	69
6.3.1	<i>Inleiding</i>	69
6.3.2	<i>Getijasymmetrie in de Slufter</i>	69
6.3.3	<i>De Bekkengeometrie</i>	71
6.4	VERKLARING VAN HET GEDRAG VAN DE SLUFTER.....	72
6.4.1	<i>Inleiding</i>	72
6.4.2	<i>Het gedrag van de Sluftergeul</i>	72
6.4.3	<i>Het gedrag van monding</i>	73
7	CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN.....	75
7.1	CONCLUSIES (HET IS EEN INSTABIEL SYSTEEM, MAAR DOOR DEZE INSTABILITEIT TOCH WEER STABIEL).....	75
7.2	AANBEVELINGEN.....	75
7.2.1	<i>Beheer van de Slufter</i>	75
7.2.2	<i>Onderzoek naar de stabiliteit van de Slufter</i>	76

LITERATUUR.....	78
VERKLARENDE WOORDEN	80
BIJLAGE I	81
BIJLAGE II.....	82
BIJLAGE III	83
BIJLAGE IV	84

Figuur 1-1; Het Zwin in Zeeuwsch-Vlaanderen	13
Figuur 2-1; Ontstaan van een slufteer in een afslagkust [Hoekstra & Pedroli (1992)]	17
Figuur 2-2; Ontstaan van een slufteer in een aangroeiakust [Hoekstra & Pedroli (1992)]	18
Figuur 2-3; Satellietfoto van Nederland.....	19
Figuur 2-4; Het eiland Texel.....	20
Figuur 2-5; Luchtfoto van Texel.....	21
figuur 2-6; Ontwikkeling van de noordkust van Texel [Terwindt-van der Borg (1961)].....	22
Figuur 2-7; Huidige ligging van de Slufteergeul	24
Figuur 2-8; Getijregistratie voor de kust van Texel [www.meetnet.nl]	25
Figuur 2-9; De komberging uitgezet tegen de waterstand	26
Figuur 2-10; Verband tussen de begroeiing / zonering en de hoogte ligging/ overstromingsfrequentie	27
[Erchinger 1985].....	27
Figuur 2-11; Lamsoor in bloei	28
Figuur 3-1; Getijdebekken in Florida.....	29
Figuur 3-2; Getijdebekken gevormd door barrière eilanden	30
Figuur 3-3; Elementen in een getijdebekken [Stive et al. 2000]	31
Figuur 3-4; Sedimentstromen rond de inlaat.....	31
Figuur 3-5; Schematische voorstelling van een dynamisch model	33
Figuur 3-6; Stabiliteitsanalyse	33
Figuur 3-7; Sedimentbalans	35
Figuur 3-8; Schematisatie van Bruun & Gerritsen.....	36
Figuur 3-9; Migratie van de Slufteergeul [van der Borg en Dorsser 1961]	38
Figuur 4-1; Sedimenttransport in langs- en dwarsrichting [naar basisrapport zandige kust]	41
Figuur 4-2; Een geul doorsnijding Figuur 4-3; Zandbalans van de monding	42
Figuur 4-4; Het systeem van de Slufteer.....	43
Figuur 4-5; By-passing over een zandbank.....	44
Figuur 4-6; By-passing doormiddel van getijbeweging.....	44
Figuur 4-7; Secundaire stroming als gevolg van een geulbocht.....	45
Figuur 4-8; Getijgemiddelde restcirculatie in een geulbocht [tidal inlets and tidal basins]	46
Figuur 4-9; Getijgeul met eb en vloedsehalen [Coastal inlets and tidal basins]	46
Figuur 4-10; Verandering in sedimenttransport als gevolg van de faseverschuiving [Mota Oliveira 1971].....	49
Figuur 4-11; Verandering van de ligging van de geul als gevolg van een eb of vloedsehaar	50
Figuur 5-1; De user interface van Sobek.....	54
Figuur 5-2; Dwarsdoorsnede van de keel.....	54
Figuur 5-3; Definiëren van de Slufteervlakte voor verschillende geullengtes	55
Figuur 5-4; Waterstanden als functie van de tijd zoals aan de zeewaartse rand is opgelegd	56
Figuur 5-5; Registratie van het getij op 22 december 2003	56
Figuur 5-6; Dwarsdoorsnede van het model met de randvoorwaarden.....	56
Figuur 5-7; De werkelijk gemeten komberging vergeleken met de komberging uit het model.....	57
Figuur 5-8; Berekende komberging bij de verschillende geullengtes	59

Figuur 6-1; Het maximale debiet tijdens vloed uitgezet tegen de maximale waterstand	60
Figuur 6-2; Het maximale debiet tijdens eb uitgezet tegen de maximale waterstand	61
Figuur 6-3; Situatie tijdens maximum vloed ($dQ/dt=0$).....	61
Figuur 6-4; De dominantie van het debiet voor verschillende maximale waterstanden.....	63
Figuur 6-5; $V_{vl,max}$ uitgezet tegen de maximale waterstand.....	64
Figuur 6-6; Maximum stroomsnelheid als functie van de waterstand tijdens stormcondities.....	64
Figuur 6-7; Maximum stroomsnelheid als functie van de waterstand tijdens gemiddeld getij	64
Figuur 6-8; $V_{eb,max}$ uitgezet tegen de maximale waterstand.....	65
Figuur 6-9; $V_{eb,max} / V_{vl,max}$ uitgezet tegen de maximale waterstand	66
Figuur 6-10; Vloedduur en ebduur bij de verschillende maximale waterstanden	66
Figuur 6-11; De laagwaterkenteringsduur uitgezet tegen de maximale waterstand.....	67
Figuur 6-12; De hoogwaterkenteringsduur uitgezet tegen de maximale waterstand	67
Figuur 6-13; Waterstandsverschil tussen de monding en het midden van de geul bij een getij van 0,8 en 1m.	68
Figuur 6-14; Waterstandsverschil tussen de monding en het midden van de geul bij een h_{max} van 2 en 2,5 m.....	68
Figuur 6-15; Het resulterend sedimenttransport over een getijcyclus.....	69
Figuur 6-16; Veranderingen in het sedimenttransport als gevolg van de faseverschuiving [Mota Oliveira 1971]	71
Figuur 6-17; $Q_{r,max}$ en $V_{r,max}$ uitgezet tegen de maximale waterstand	71
Figuur 6-18; Verschil tussen laag- en hoogwaterkentering.....	72
Figuur 6-19; Nieuwe situatie waarbij de Sluftergeul afgesneden wordt	73
Figuur 6-20; Verplaatsing van de brekerzone als gevolg van een hogere waterstand.....	73
Figuur 7-1; Het beperkt doorsteken van de geul	76

Tabel 1-1; Slufterachtige gebieden in Nederland [WL(1992)-a)]	12
Tabel 2-1; Afstand tussen de duinkoppen.....	23
Tabel 2-2; Gemiddelde waarden voor het getij [RWS].....	25
Tabel 2-3; Overschrijdingsfrequenties ten aanzien van de Slufter op Texel [RIKZ 1998]	26
Tabel 3-1; Bruun & Gerritsen relatie voor verschillende getijdebekkens op de wereld [Stability of tidal inlets (1978)].....	37
Tabel 3-2; Bruun & Gerritsen relatie voor de Slufter op Texel	38
Tabel 4-1; Windkracht, windsnelheid en zandtransport als gevolg van stuifprocessen [naar Adriani Terwindt] ..	41
Tabel 5-1; Overschrijdingsfrequenties ten aanzien van de Slufter op Texel.....	55
Tabel 6-1; Het weerstandsverval tijdens maximum eb voor verschillende geullengtes bij een maximale waterstand van 2,5 m + NAP.....	62
Tabel 6-2; Het weerstandsverval tijdens maximum vloed voor verschillende geullengtes bij een maximum waterstand van 2,5 m + NAP.....	62
Tabel 6-3; Het weerstandsverval tijdens maximum vloed voor verschillende geullengtes bij een maximum waterstand van 0,8 m + NAP.....	62
Tabel 6-4; Het weerstandsverval tijdens maximum eb voor verschillende geullengtes bij een maximum waterstand van 0,8 m + NAP.....	63
Tabel 6-5; Faseverschil als gevolg van het langer worden van de geul bij een maximale waterstand van NAP +2,5m	70
Tabel 6-6; Faseverschil als gevolg van het langer worden van de geul bij een maximale waterstand van NAP +0,8m	70

1 Inleiding

1.1 Het Nederlands kustbeheer

De duinen vormen met het strand en de vooroever een natuurlijke, zandige waterkering. De duinen hebben in de eerste plaats een waterkerende functie om zo de veiligheid van het laaggelegen achterland tegen overstromingen te waarborgen. Daarnaast vormt de duinkust een uniek natuurgebied dat is ontstaan door een eeuwenlang samenspel tussen zand, zee en wind. Over het algemeen gaan de waterkerende functie en de natuurwaarden goed samen, maar toch kan het voorkomen dat ze op gespannen voet met elkaar komen te staan. Een dergelijke conflictsituatie tussen veiligheid en natuurwaarde komt vooral veel voor in gebieden waar de kustlijn wordt onderbroken door een rivier of een lagune. Als gevolg van de openverbinding met zee kunnen stormvloedwater gemakkelijk het achterland binnendringen. Om de veiligheid van het achterland toch voldoende te kunnen waarborgen tegen overstromingen, dienen er dijken aangelegd te worden. De invloed van het getij is echter op een grote afstand nog merkbaar, waardoor de waterkering een aanzienlijke lengte kan bereiken. De kosten voor aanleg en onderhoud kunnen hierdoor zeer hoog worden.

Na de watersnoodramp van 1953 kwam de discussie over de veiligheid tegen overstromingen in een stroomversnelling. Rijkswaterstaat is toen begonnen met werken aan de waterkering op basis van de Deltawet. Volgens deze wet bleken veel van de dijken niet te voldoen aan de gestelde veiligheidseisen. Het op deltahoogte brengen van deze dijken kreeg vanwege het gebrek aan ruimte en geld niet de voorkeur. In plaats daarvan werd er besloten tot het aanleggen van de Deltawerken. De grote zeearmen werden hierbij voor de zee afgesloten doormiddel van een dam. De primaire waterkering werd zo een stuk minder lang waardoor de veiligheid van het achterland beter te waarborgen is. Een ander gevolg van deze afsluitingen is dat er een scheiding ontstaan is tussen zoet- en zoutwater. Terwijl juist een natuurlijke overgang tussen zoete en zoute watersystemen een goede voedingsbodem is voor veel ecosystemen. Tijdens de uitvoering van de Deltawerken kwam er steeds meer aandacht voor deze natuurwaarde en werd de weerstand tegen het volledig afsluiten van het zeewater steeds groter. Onder invloed van deze druk is dan ook uiteindelijk besloten om de Oosterscheldedam met beweegbare schuiven uit te rusten, die alleen tijdens extreem hoge waterstanden gesloten worden.

Bovenstaande geeft al aan dat er zo nu en dan een compromis gezocht moeten worden wanneer het gaat om veiligheid en natuurwaarde. In het verleden kreeg de veiligheid vaak de overhand. Sinds kort is daar echter verandering in gekomen. In 1990 heeft Rijkswaterstaat het concept van de harde kustlijn los gelaten. Het dynamisch kustbeheer deed nu zijn intreden. Dit houdt in dat op plaatsen waar dit mogelijk is de ontwikkeling van de duinen overgelaten wordt aan de natuurlijke dynamiek en waar mogelijk zelfs bevorderd.

Duinvalleien en slufters krijgen hierdoor langs de Nederlandse kust kans zich op een natuurlijke manier te ontwikkelen. Een slufte wordt hierbij gedefinieerd als een zoute of brakke duinvallei, die in open verbinding staat met de zee. In Nederland bestaan slechts twee slufters, namelijk Het Zwin in Zeeuwsch Vlaanderen en De Slufte op Texel. Daarnaast kent Nederland nog enkele zogenaamde slufteachtige gebieden die niet elke dag overstroomd worden, maar toch wel minimaal één keer per jaar onder water komen te staan. Ecologisch verschillen deze gebieden niet veel van elkaar. *Tabel 1-1* geeft een overzicht van de slufters en slufteachtige gebieden die in Nederland voorkomen.

Een goed voorbeeld van dynamisch kustbeheer is te zien bij de Kerf bij Schoorl. In 1997 werd besloten om de brede duinenrij tussen Bergen aan Zee en Schoorl de zee toegang te geven waar de zee dat in 1928 en 1953 zelf al eens had geprobeerd. Hierdoor is het natuurgebied de Kerf ontstaan. Het probleem in dit gebied is echter dat er veel verzanding optreedt en dat als er niet ingegrepen wordt de geul weer dicht slibt. Dit probleem is niet alleen zichtbaar bij de Kerf. Ook in het Zwin wordt actief ingegrepen om het bekken open te houden. Als gevolg van zandsuppleties voor de Belgische kust is het aanbod van sediment voor de monding van het Zwin namelijk zo groot dat om het jaar in de slufte gebaggerd wordt.

Gebied	Type	Kustgedrag	Grootte
<i>Het Zwin</i> Zeeuwsch-Vlaanderen	Volledig sluffersysteem met getijgeul	Aangroei	±220 ha
<i>Verdronken Zwarte Polder</i> Zeeuwsch-Vlaanderen	Groen strand met enkele duinachtige vormen	Begin erosie	±25 ha
<i>Kamperlandse Duintjes</i> Noord-Beveland	Strandvlakte en groen strand	Lichte aangroei	±25 ha
<i>Neeltje Jans</i> Werkeiland Oosterscheldekering	Slufter met relatief hoge drempel	Aangroei	±25 ha
<i>Buiten Verklikker</i> Schouwen	Strandvlakte en groen strand	Aangroei	±100 ha
<i>Kwade Hoek</i> Goeree	Enkele langwerpige volledige sluffersystemen met korte getijgeulen	Aangroei	±200 ha
<i>Slufter aan de zuidrand baggerdepot</i> Maasvlakte	Kleine kunstmatige achterduinse strandvlakte	Aangroei	±5 ha
<i>Brielsche Gat</i> Voorne	Zich ontwikkelende grote strandvlakte met getijgeul	Aangroei	±300 ha
<i>Mokbaai</i> Texel	Strandvlakte	Aangroei	±200 ha
<i>De Slufter</i> Texel	Groot volledig sluffersysteem met getijgeul	Erosie	±400 ha
<i>Noordoostpunt</i> Terschelling	Strandvlakte en groen strand	Aangroei	±150 ha
<i>Rietplak</i> Ameland	Strandvlakte en groen strand	Lichte erosie	±150 ha
<i>De Hon</i> Ameland	Strandvlakte en groen strand	Aangroei	±200 ha
<i>Noordoostpunt</i> Schiermonnikoog	Strandvlakte en groen strand	Aangroei	±300 ha

Tabel 1-1; Slufterachtige gebieden in Nederland [WL(1992)-a]

In de toekomst zullen er meer projecten zoals in de kerf plaatsvinden. Het is zeer goed mogelijk dat in de toekomst dit soort gebieden gecreëerd gaan worden om de natuur te compenseren voor de aanleg van grote infrastructurele projecten. De Tweede Maasvlakte en Schiphol in zee zijn projecten, die zich hier goed voor zouden kunnen lenen. Het probleem is echter dat de kennis soort gebieden nog maar beperkt is. Om grote onderhoudskosten te voorkomen is enige kennis van het gedrag van sluffers echter wel gewenst.

In het verleden is veel onderzoek verricht naar getijdebekkens. Enkele onderzoekers die vooral veel op dit gebied gedaan hebben zijn O'Brien, Bruun en Gerritsen ea. Hieruit zijn vaak empirische formules ontstaan die voor veel getijdebekkens gelden. Deze gaan echter vaak alleen op voor de grote systemen en hebben meestal slechts betrekking op de stabiliteit van vaargeulen. Naar kleinere systemen zoals de Slufter op Texel is nauwelijks onderzoek verricht. Meer kennis van en inzicht in de factoren die de stabiliteit van systemen zoals de Slufter bepalen, kan helpen richtlijnen te geven voor het ontwerp van een nieuwe slufter. Verder zou er misschien met behulp van een beter inzicht de onderhoudskosten van bestaande slufter beperkt kunnen worden. Het Zwin is een voorbeeld van zo een slufter waaraan jaarlijks onderhoud gepleegd wordt. *Figuur 1-1* is een foto van het Zwin. Links op de foto is een zandberg te zien welke op het moment van het nemen van de foto uit het bekken afgevoerd. Dit zand werd verder noordwaarts van het Zwin op het strand gesuppleerd.



Figuur 1-1; Het Zwin in Zeeuwsch-Vlaanderen

1.2 De probleemomschrijving

In het volgende hoofdstuk wordt beschreven hoe sluffers kunnen ontstaan. Volgens deze theorie hebben sluffers slechts een beperkte levensduur. Toch bestaat de Slufter op Texel al bijna anderhalve eeuw en er zijn nog geen tekenen die er op wijzen dat de Slufter snel zal verdwijnen. In de literatuur is hierover vrijwel geen onderzoek te vinden. In het verleden zijn in de Slufter dan ook nauwelijks metingen verricht. Laat staan dat er veel bruikbare data bewaard is gebleven. Toch is er in het verleden veel onderzoek gedaan naar getijdebekkens. Hierbij gaat het echter vaak over grotere systemen waar veel economische activiteit plaatsvindt. Veel havens zijn namelijk, wegens hun beschutte ligging, gesitueerd in een getijdebekken. Veel theorieën over getijdebekkens zijn dan ook gebaseerd op de bevaarbaarheid van de toegangseul. Waarbij vooral de vaarbreedte en de diepte van belang is. Daarnaast is veel onderzoek gericht op de verschillende processen die plaatsvinden in grote systemen zoals de Waddenzee. Zo is veel onderzoek verricht naar de gevolgen van de afsluiting van de Zuiderzee op het systeem van de Waddenzee.

Zeker nu er de laatste jaren naast economische belangen ook steeds meer aandacht besteed wordt aan de natuurlijke aspecten, komt er voor sluffers steeds meer belangstelling. Tegenwoordig is het Nederlandse overheidsbeleid er op gericht om de natuurlijke processen in de kuststrook waar mogelijk meer vrij spel te geven. Ondanks dit dynamische kustbeheer zullen er in de toekomst altijd ingrepen in de kustzone plaats blijven vinden. Kennis van en inzicht in de werking van de verschillende natuurlijke processen in het gebied zoals de Slufter, kan er echter voor zorgen dat het natuurlijke proces als gevolg van een bepaalde ingreep zo min mogelijk verstoord wordt. Daarnaast is het beleid er op gericht om bestaande natuurgebieden met een geleidelijke overgang tussen zout- en zoetwater zoveel mogelijk te behouden en waar mogelijk zelfs te laten ontstaan. Het is namelijk niet de bedoeling dat deze waardevolle gebieden als gevolg van het toelaten van de natuurlijke processen verdwijnen. Dit betekent dat er op het moment dat een dergelijk gebied dreigt te verzanden actief ingegrepen wordt. Om een goede keuze te kunnen maken of een ingreep noodzakelijk is en indien dit het geval is welke ingreep het meest gewenst is, is begrip in de natuurlijke processen noodzakelijk. Uit het verleden blijkt dat de Slufter op Texel zonder noemenswaardige ingrepen nog steeds bestaat. Begrip in het systeem van de Slufter kan dus helpen de maatgevende processen te benoemen voor een stabiel systeem. Daarnaast kan dit ook zorgen voor een leidraad voor het opstellen van een beheersplan van de Slufter, waaraan ingrepen in en rond de Slufter getoetst kunnen worden. Misschien kan deze in de toekomst ook toegepast worden op andere sluffers.

Bruun & Gerritsen (1972) hebben een parameter ontwikkeld voor het bepalen van de stabiliteit voor getijdebekkens. Deze parameter wordt bepaald aan de hand van de verhouding tussen het langstransport en het getijprisma (zie hiervoor paragraaf 3.4). Wanneer de relatie van Bruun en Gerritsen toegepast wordt op de Slufter dan zal deze echter zeer instabiel blijken. Dit betekent dat volgens de theorie van Bruun en Gerritsen de Slufter binnen de kortste keren zal verzanden. De praktijk laat echter zien dat de Slufter redelijk stabiel is en zelfs na meer dan een eeuw nog steeds zonder drastische ingrepen bestaat. Naast de Slufter zijn er in de wereld nog vele andere sluffers te vinden waarvoor min of meer hetzelfde op gaat. Er zit dus een discrepantie tussen de

theorie van Bruun en Gerritsen en de geldende praktijk voor sluffers. In dit onderzoek wordt geprobeerd een antwoord te vinden op de vraag waarom de relatie van Bruun en Gerritsen niet op gaat voor sluffers. Verder wordt er gekeken of het mogelijk is een leidraad te ontwikkelen aan de hand waarvan het wel mogelijk is de stabiliteit van een slufteer te bepalen. In dit rapport wordt hiervoor een begin gemaakt door een analyse te maken van de verschillende processen, die mogelijk de stabiliteit van de Slufteer bepalen.

1.3 Doelstelling

Een beter inzicht in de werking van het systeem van sluffers kan leiden tot een beter kustmanagement. Ingrepen in de kustzone kunnen dan immers beter getoetst worden op hun gevolgen. Hierbij kan gedacht worden aan de volgende activiteiten:

- Het uitvoeren van zandsuppleties in de nabijheid van de slufteermond
- Het aanleggen van strandhoofden of paalrijen in de nabijheid van de slufteermond
- Het afwateren van (zoet) water op de slufteer
- Eventuele uitbreidingen van de slufteer
- De gevolgen van de relatieve zeespiegelstijging op de slufteer
- Het uitbaggeren van het slufteerbekken
- Het verleggen van de slufteergeul

In dit rapport wordt vooral de aandacht gevestigd op de Slufteer op Texel. Dit gebied is gekozen omdat het één van de weinige sluffers in Nederland is die zich in de loop van de jaren redelijk stabiel gedraagt. Daarnaast hebben er in het verleden weinig ingrepen in de Slufteer plaatsgevonden waardoor de natuurlijke processen in de loop van de jaren vrij spel hebben gehad. De Slufteer heeft zich zo op een natuurlijke manier kunnen ontwikkelen. Inzicht in dit soort stabiele systemen kan niet alleen helpen de Slufteer voor de toekomst te behouden, maar kan misschien ook bijdragen aan het vinden van een definitieve oplossing voor niet stabiele systemen zoals het Zwin. Misschien is het zelfs mogelijk voorwaarden te scheppen voor het laten ontstaan van nieuwe sluffers. Dit zou dan in de toekomst toegepast kunnen worden ter compensatie van de natuur bij grote infrastructurele werken, zoals bijvoorbeeld de Tweede Maasvlakte of Schiphol in zee.

Dit rapport is een eerste stap in de richting voor het verkrijgen van een leidraad voor het gedrag van sluffers in het algemeen. Om dit te bereiken wordt het systeem van de Slufteer geanalyseerd. In dit rapport worden de processen die in de Slufteer een rol spelen beschreven. Geanalyseerd wordt in welke mate deze processen het gedrag van de Slufteer beïnvloed. Waarna geprobeerd wordt het systeem van de Slufteer te beschrijven. In werkelijkheid wordt de Slufteer blootgesteld aan veranderende omstandigheden. Zo verandert de geul voortdurend van vorm en daarnaast varieert de waterstand voor de kust per getijcyclus. Om het gedrag van de Slufteer goed te kunnen verklaren is het noodzakelijk te weten hoe de Slufteer reageert op deze veranderingen. De invloed van deze veranderende omstandigheden op de waterbeweging dient dan ook geanalyseerd te worden. Aan de hand van deze veranderingen in de waterbeweging is het misschien mogelijk processen te interpreteren naar het gedrag van de Slufteer. Op deze manier kan er wellicht een verklaring worden gegeven voor het feit dat de Slufteer na al die jaren nog steeds bestaat.

Geprobeerd wordt om de waterbeweging in de Slufteer in een computermodel te simuleren. Door in dit model de verschillende invoerparameters te variëren kan de invloed van deze parameters op de waterbeweging beschouwd worden. Zo wordt geprobeerd om aan de hand van de verschillende modelresultaten conclusies te trekken over de stabiliteit van de Slufteer.

1.4 De opbouw van het rapport

In hoofdstuk 2 zullen de kenmerken van sluffers in het algemeen aanbod komen. Daarnaast zal de ontstaansgeschiedenis en de huidige situatie van de Slufteer op Texel beschreven worden. In hoofdstuk 3 worden algemene begrippen van getijdebekken in het algemeen behandeld. Hierin zullen ook enkele theorieën over de stabiliteit van getijdebekken worden beschreven. Daarna zullen de verschillende processen die in de Slufteer een

rol spelen behandeld worden in hoofdstuk 4. Deze processen worden vertaald in een numeriek computermodel welke in hoofdstuk 5 wordt beschreven. In dit hoofdstuk wordt beschreven hoe het model is opgebouwd en welke aannames er gedaan zijn. De verkregen resultaten uit dit model worden behandeld in hoofdstuk 6. De verschillen in de waterbeweging voor de verschillende gemaakte simulatie worden hier geanalyseerd. Geprobeerd wordt om met behulp van deze analyse de modelresultaten te vertalen naar het werkelijke gedrag van de Slufter. Tot slot zullen in hoofdstuk 7 de conclusies en aanbevelingen gegeven worden.

2 De Slufter

2.1 Inleiding

Sluftern zijn zeer dynamische gebieden en passen dus zeer goed in het dynamische kustbeheer van de overheid. Daarnaast zijn het ook nog eens gebieden met een zeer hoge landschappelijke- en natuurwaarde. Om deze reden wordt er dan ook geprobeerd de slufter die Nederland rijk is voor de toekomst te behouden. Waar mogelijk, wordt het ontstaan van nieuwe sluftern zelfs bevorderd. In dit hoofdstuk wordt uitgelegd wat een slufter nu eigenlijk is en hoe sluftern in het kustgebied kunnen ontstaan. Hierna wordt specifiek in gegaan op de Slufter op Texel. Daarbij komt de ontstaansgeschiedenis van de Slufter aanbod. Vervolgens wordt in het kort in gegaan op de natuurwaarden van de Slufter.

2.2 Definitie van een slufter

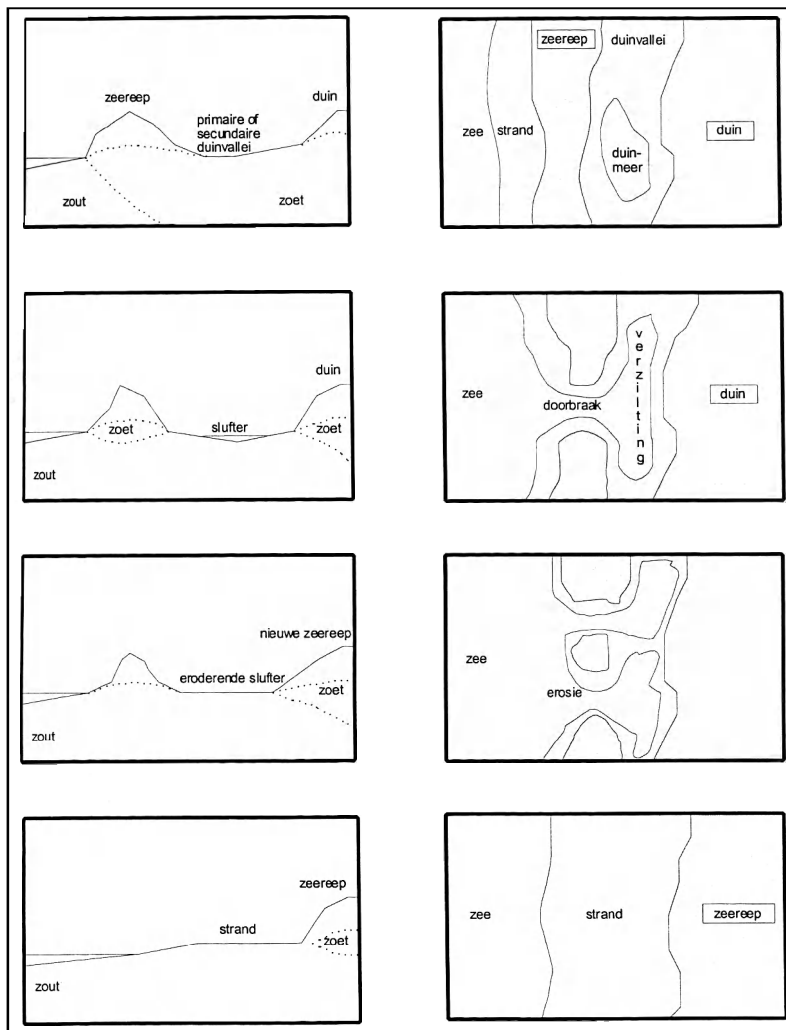
Een slufter wordt in de literatuur vaak aangeduid als een duinvallei die in een openverbinding staat met de zee en die met enige regelmaat door de zee overspoeld wordt. Het basisrapport zandige kust (1995) kenschetst een volledig ontwikkelde slufter aan de hand van de volgende kenmerken:

- Overstroming van de gehele sluftervlakte met zeewater komt minimaal één keer per jaar voor.
- Tweemaal daags stroomt het zeewater via een geul (inlaatgeul) door de zeereep in en uit als gevolg van de werking van het getij. Dit zeewater dringt verder de vallei binnen via een vertakt geulenstelsel.
- De inlaatgeul (aan de kust) heeft een sterk dynamisch karakter. Deze inlaat zit veelal dicht tegen het stadium waarin de inlaat instabiel wordt (en verzandt).
- De inlaatgeul in de zeereep heeft een drempel waardoor het krekensstelsel bij laagwater niet geheel leegloopt.
- Er is een krekensstelsel aanwezig met een intertijden gebied (oppervlak dat tijdens de gemiddelde getijbeweging onderstroomt en weer droogvalt) dat relatief klein is ten opzichte van de vloedkom (oppervlak dat tijdens stormvloed onderstroomt). Dit betekent dat een groot deel van de slufter bij de gemiddelde getijbeweging niet onderstroomt.
- De sluftervlakte bestaat voor een groot gedeelte uit zand.
- Bij de overgang van de sluftervlakte naar de omliggende duinen is een zout- zoet overgang aanwezig. Dit komt door het zoete kwelwater dat uit de duinen naar de slufter stroomt. Ook elders in het bekken kan door regenval periodiek versoeting optreden.
- De ecologische ontwikkeling van een slufter wordt primair bepaald door de morfologische ontwikkeling.

Sluftern kunnen ontstaan door de verschillende oorzaken:

- Een natuurlijke doorbraak van de zeereep tijdens een storm
- Een niet-aaneengesloten zeewaartse duinaangroei. Kwadehoek is hier een goed voorbeeld van
- Het verzanden van een getijgeul tussen twee eilanden
- Het verzanden van een in zee uitmondende rivier, of het afsluiten van een uitwatering. Een voorbeeld hiervan is het Zwin.
- Een Kunstmatige doorbraak van de zeereep
- Kunstmatige aanleg. Een voorbeeld hiervan is de slufter bij Neeltje Jans

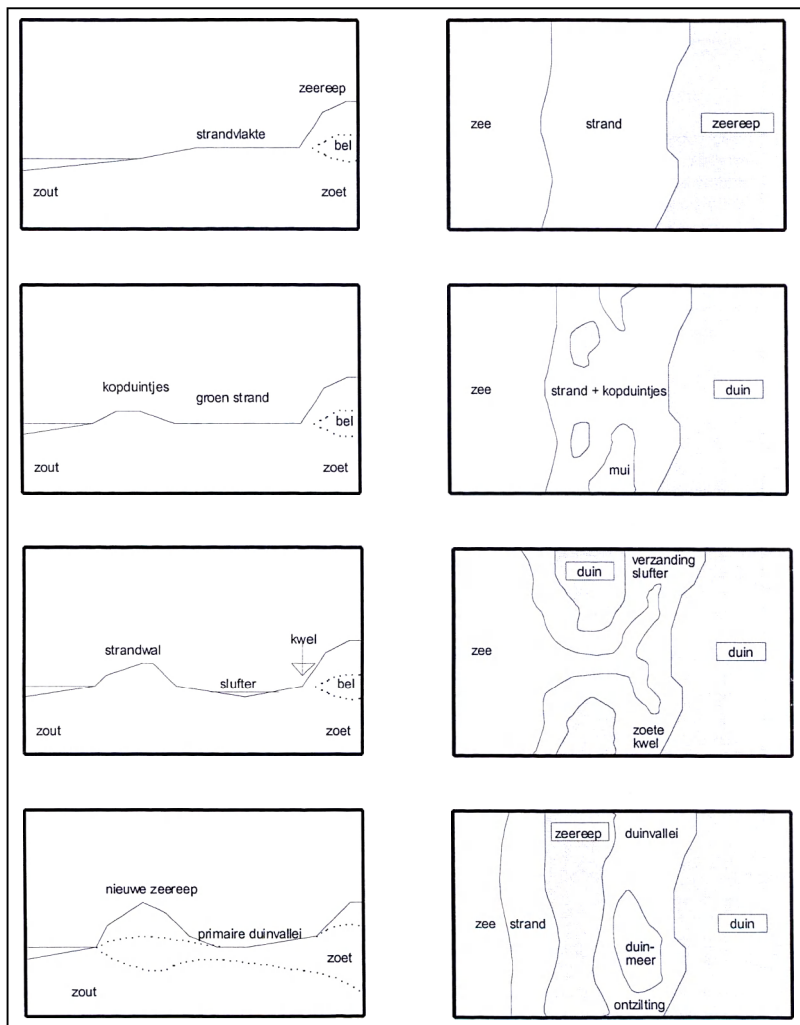
Hoekstra & Pedroli (1992) stellen dat er twee hoofdtypen sluftern zijn te onderscheiden. Namelijk sluftern in aangroekusten en sluftern in afslagkusten. Beide typen vertonen zowel in morfologisch als in ecologisch opzicht een tegengestelde ontwikkeling ten opzichte van elkaar. *Figuur 2-1* en *Figuur 2-2* geven de verschillende stadia in ontwikkeling van sluftern weer in respectievelijk afslagkusten en aangroekusten.



Figuur 2-1; Ontstaan van een slufter in een afslagkust [Hoekstra & Pedroli (1992)]

Een slufter kan in een afslagkust ontstaan wanneer, na bijvoorbeeld een storm, er een doorbraak in de eerste duinenrij plaatsvindt (Figuur 2-1). Er kan zo een bres in de waterkering ontstaan waardoor het zeewater vrij toegang krijgt tot het achterliggende gebied. Indien op deze plek het duingebied breed genoeg is dan kan de waterkerende functie overgenomen worden door de achterliggende duinenrij. De op deze manier gevormde slufter bevindt zich echter in een afslagkust waardoor de eerste duinenrij zal blijven eroderen. De bres zal hierdoor groter worden en wellicht zal ook op andere plekken in de duinenrij een doorgang geforceerd worden. Blijft de kust eroderen dan zal op een gegeven moment de gehele duinenrij verdwijnen. De slufter maakt zo plaats voor een grote strandvlakte.

In een aangroekust vindt het precies het omgekeerde proces plaats. In het algemeen vindt er op een aangroekust duinvorming plaats. Op een strandvlakte kan zo een vloedkom gevormd worden, waarbij de kom via een geulenstelsel met de zee verbonden wordt. In een aangroekust zal er veel sediment in de richting van de slufter getransporteerd worden, waardoor de monding in verloop van tijd zal gaan verzanden. Na verloop van tijd zal zich een aaneengesloten duinenrij vormen, welke de vloedkom van de zee afschermt. De slufter heeft nu dus plaats gemaakt voor een duinvallei of duinmeer.



Figuur 2-2; Ontstaan van een slufter in een aangroei kust [Hoekstra & Pedroli (1992)]

In een afslagkust en een aangroei kust vinden dus twee tegenovergestelde processen plaats. In beide processen komt de slufter voor als een soort tussenfase. Hieruit blijkt dat een slufter eigenlijk een fase is tussen de ontwikkeling van een kust van strandvlakte naar een duinvalei of vice versa. Uiteindelijk zal, na korte of langere tijd, de eindsituatie een duinvalei of een strandvlakte zijn. Ecologische processen kunnen het ontstaan dan wel afbraak van een slufter beïnvloeden. Vegetatie bevordert de sedimentatie en remt de erosieprocessen. In een afslagkust zal vegetatie hierdoor de afbraak van de slufstersituatie dus tegengaan terwijl in een aangroei kust de vegetatie juist het ontstaan van een slufter versterkt.

Naast ecologische processen kunnen ook menselijk ingrepen de morfologische ontwikkeling van slufsters bepalen. Zo kunnen zandsuppleties in de nabijheid van de slufstermond of strandhoofden of palenrijen in de nabijheid van de slufstermond de ontwikkeling van de slufter sterk beïnvloeden. Als gevolg van zulke ingrepen is het zelfs mogelijk dat er een verandering plaatsvindt in het gedrag van de kust. Waardoor een afslagkust overgaat in een aangroei kust. Afhankelijk van de fase waarin de slufter zich bevindt kan op deze manier de levensduur verlengt of verkort worden.

2.3 De Slufter op Texel

2.3.1 Inleiding

De Slufter is één van de twee echte slufters die zich in Nederland bevinden. Ondanks dat de levensduur van een slufter volgens de theorie in de vorige paragraaf beperkt is, bestaat de Slufter al meer dan een eeuw. Waarbij pas de laatste jaren actief in het natuurlijke proces ingegrepen wordt. De Slufter op Texel is dan ook een goed voorbeeld van een slufter welke op lange termijn een stabiel gedrag vertoont. In deze paragraaf zal het gebied waarin de Slufter zich bevindt beschreven worden. Verder wordt hier aandacht besteed aan de ontstaansgeschiedenis van Texel en met name De Slufter.

2.3.2 Het waddengebied

Het Nederlandse Waddengebied is een barrière systeem, bestaande uit barrière eilanden en de achterliggende Waddenzee. De Waddenzee is deels een intergetijdengebied dat bij laagwater droog valt. Het gebied wordt gedraineerd door getijgeulen die via zeegaten uitmonden in de Noordzee. Met zijn platen en geulen is de Waddenzee een belangrijk ecosysteem. Het gebied voorziet een grote verscheidenheid aan flora en fauna in zijn voedsel behoefte en is daarnaast een kraamkamer voor veel zeedieren.



Figuur 2-3; Satellietfoto van Nederland

In het Westen van de Waddenzee heerst een mesotidal gebied, zonder noemenswaardige zoetwaterafvoer van rivieren. Het getij plant zich in noordoostelijke richting voort met een getijverschil variërend van 1,3 m bij Den Helder tot 3 m in Bight (Duitsland). Jaarlijks wordt er 8-21 miljoen m³ zand afgezet (Oost 1995). Dit sediment is voor het grootste gedeelte afkomstig van de Noordzeekust en de aanliggende eilanden. In 1932 werd de Zuiderzee afgesloten door de Afsluitdijk. Met als gevolg dat het getijprisma van de Waddenzee kleiner is geworden. Hierdoor moet de Waddenzee zich aanpassen aan een nieuwe evenwichtssituatie.

2.3.3 Texel

Het grootste eiland in het waddengebied is Texel. Texel wordt in het zuiden begrensd door het Marsdiep en in het noorden door het Eierlandsegat. Het eiland dankt zijn bestaan aan de verschillende ijstijden die in dit gebied opgetreden zijn. In het geologische tijdperk het Pleistoceen, wisselden ijstijden en warmere perioden elkaar af. Gedurende één van deze koude perioden (het Saalien) werd het gebied rond het huidige Texel bedekt met landijs afkomstig uit Scandinavië. Het met landijs meegevoerde keileem, een mengsel van leem, keien en grind, werd door het ijs opgestuwd en bleef na de ijstijd achter. Een goed voorbeeld van een dergelijke opstuwing is De Hoge Berg. In de daarop volgende ijstijd, het Weichselien, bereikte het ijs Texel niet, maar heerste er wel een bar klimaat. Grote hoeveelheden materiaal verstoven en werden op de ondergrond afgezet. In het daarop volgende tijdvak (het Holoceen) werden de lagen tussen de oude keileem opduikingen en het opgestoven dekzandpakket

opgevuld met zeelei. Oorspronkelijk waren de eilanden Vlieland en Texel één geheel, maar deze werden van elkaar gescheiden door stormen die plaats vonden van 1164 tot 1170. Hierdoor ontstond het eiland Eierland, welke tot 1630 tussen Texel en Vlieland gelegen heeft.



Figuur 2-4; Het eiland Texel

Verschillende op elkaar inwerkende factoren zoals de bodem, water, het klimaat, flora en fauna en in belangrijke mate de invloeden van de mens hebben het landschap van Texel gevormd. De eerste bewoners vestigden zich op de hoger gelegen delen van keileemopstuwingen. Bij opgravingen zijn sporen van bewoning gevonden uit de Midden- Steentijd (8000 – 4500 jaar v. Chr.) Veel later ontstonden op deze hoger gelegen delen de dorpen Den Burg, De Waal, Den Hoorn, Oosterend en De Westen. De lagere delen van het eiland waren onbeschermd tegen de zee. Stormen stuwden het water telkens diep het land in en overstroonden regelmatig de weidegronden. Rond 1300 werd er pogingen ondernomen om zich tegen de zee te beschermen. Zo werden er tussen de hoger gelegen delen dammen aangelegd, waardoor er zowel een waterkering als een verbinding tussen hoge gebieden ontstond. Daarnaast werd er een begin gemaakt met het bedijken van enkele gebieden.

Als gevolg van duinvorming aan de westkant van het 'oude land' van Texel, vormde zich ten noorden van De Koog een breed en laag strand. Door het plaatsen van rietschermen en het planten van helmgras en andere zandbinders probeerde men dit proces rond 1600 te bevorderen. Met behulp van deze stuifdijkjes wist men rond 1630 een verbinding tot stand te brengen tussen Texel en Eierland. Vanaf dat moment werd het kombergingsgebied van het Eierlandsegat aanzienlijk vergroot en verplaatste het gehele zeegat met bijbehorende buitendelta zich in zuidelijke richting. Met als gevolg een sterke afbraak van de kop van Eierland. Een andere oorzaak van deze kustachteruitgang van Texel kan de aanleg van drie grote polders zijn. Na de polder Eierland in 1835 volgde namelijk in 1846 polder De Eendracht en in 1876 de polder het Noorden (Figuur 2-4). Hierdoor werd de komberging verkleind en vonden er veranderingen plaats in de binnen- en de buiten delta.

De kustachteruitgang was goed te zien op de kop van Eierland. Bij de ingebruikname van de vuurtoren op de kop van Eierland in 1846 was de afstand tot de zee nog ongeveer 3000 meter. Dit duingebied is geheel weggeslagen. Om de vuurtoren te beschermen heeft men het Bolwerk Eierland aangelegd. Doordat de kusterosie hierdoor niet tot staan was gebracht zijn er daarnaast diverse zandsuppleties uitgevoerd. Inmiddels is er een strekdam aangelegd en breidt het strand bij de vuurtoren zich weer uit. Ook in het zuiden van het eiland, bij de Hors, wordt het eiland echter steeds groter (zie Figuur 2-5).



Figuur 2-5; Luchtfoto van Texel

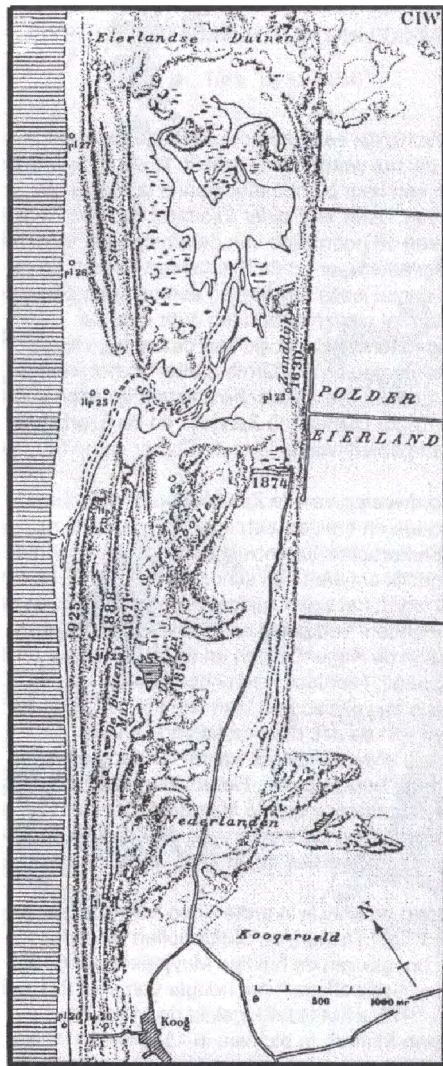
2.3.4 Ontstaansgeschiedenis van de Slufter

Tussen 1629 en 1630 werd ten behoeve van de inpoldering van Eijerland een stuifdijk aangelegd, die de Zanddijk wordt genoemd. Westelijk van deze dijk groeide het gebied meer en meer aan. Waarschijnlijk was het gebied één grote strandvlakte met hier en daar wat stuivende duintjes die regelmatig door de zee werden overspoeld. Dit proces van duinvorming werd versterkt door het ingrijpen van de mens. In 1855 werd ongeveer anderhalve kilometer westelijk van de Zanddijk door Rijkswaterstaat een nieuwe stuifdijk aangelegd. Deze dijk, die de Lange Dam wordt genoemd, verbond de Slufterbollen met de Eijerlandse duinen.

In 1858 brak de duinenrij tijdens een zeer zware storm op drie plaatsen door en wel ter hoogte van de Kogerduinen, de Slufterbollen en de Eijerlandse duinen. Hierdoor ontstonden drie slufters De Muy, de Kleine Slufter en de Grote Slufter. In 1860 werd de doorbraak bij de Kogerduinen hersteld en ontstond de Muyplas. De Grote Slufter kon pas na diverse pogingen in 1887 definitief dichtgemaakt worden. In 1902 en 1905 lukte het tijdelijk om de Kleine Slufter af te sluiten, maar nieuwe doorbraken forceerden weer een opening naar zee. Een laatste vergeefse poging om de Kleine Slufter af te sluiten is geweest in 1925. *figuur 2-6* geeft een overzicht van de ontwikkeling van de noordkust van Texel. Tot de dag van vandaag bestaat De Kleine Slufter nog steeds, maar dan onder de naam de Slufter. Inmiddels beseft men de waarde van dit gebied en is van afsluiting geen sprake meer.

De Slufter staat met een geul in verbinding met de Noordzee. Tijdens hoogwater kan het zeewater ongehinderd naar binnen stromen en alle kreken en geulen vullen met zoutwater. Met laagwater stroomt dit water weer terug naar zee. Het gebied is dan ook een goede voedingsbodem voor zoutminnende planten. Verder is het een populaire broed en rust plaats voor verschillende vogels.

De monding van de geul is voortdurend in beweging. In de periode 1939 tot 1957 heeft de monding van de geul zich geleidelijk steeds meer naar het zuiden verplaatst. Hierbij werd een groot gedeelte van de zuidelijke duinvoet weggespoeld. In 1957 is de monding van de geul zelfs 1,5 kilometer naar het zuiden opgeschoven. De geul werd toen zo lang dat de geul dreigde te verzanden. Echter voordat er werd ingegrepen bleek de geul zichzelf al te hebben verplaatst in noordelijke richting (zie ook paragraaf 3.5). Zo ontstond er een kortere geul en was het gevaar voor verzanding geweken.



figuur 2-6; Ontwikkeling van de noordkust van Texel [Terwindt-van der Borg (1961)]

Vanaf het begin van de jaren 70 tot de jaren 90 is er vooral prioriteit gegeven aan de bescherming van de kust. Dit gebeurt door de opening tussen de duinen beperkt te houden en de monding van de geul zo nu en dan door te steken. In 1973 werd er voor het eerst ingegrepen. De geul bedreigde toen de noordkop, zodat de geul verder naar het zuiden doorgestoken is. Tegenwoordig wordt de monding van de Slufter gefixeerd rond paal 25 en is de breedte van de monding tussen de noordelijke en zuidelijke duinvoet teruggebracht van ca. 700 m. naar ca. 400 m. Dit is gebeurd om er zorg voor te dragen dat tijdens zware stormen de golf aanval op de achterliggende Zanddijk beperkt blijft. Door al deze ingrepen wordt de Slufter beperkt in zijn dynamische karakter.

De invloed van menselijke ingrijpen op de Slufter zijn nog niet helemaal duidelijk. Door het aanleggen van stuifdijkjes, in het verleden, is een min of meer een beschutte sluftervlakte ontstaan. Ook het afsluiten van de andere twee slufter heeft er toe bijgedragen dat de invloed van de zee werd teruggedrongen. Waarschijnlijk heeft de Slufter zich dankzij deze menselijke ingrepen kunnen ontwikkelen. De invloed van recentere ingrepen, zoals het fixeren van de monding van de Slufter en het toepassen van strandsuppleties in de omgeving van de Slufter, op de ontwikkeling van de Slufter valt moeilijk te voorspellen.

Duidelijk is wel dat de Slufter ontstaan is in een aangroei kust zoals beschreven in paragraaf 2.2. De normale eindsituatie is echter nooit bereikt, omdat er in de jaren 40 langs de kust van Texel een omslag plaats vond van aangroei kust naar een afslag kust. Hierdoor is de morfologische ontwikkeling van de Slufter stil komen te liggen. Momenteel zand de kust mede door de aanleg van de strekdam weer aan. Door deze voortdurende omslag van aangroei kust naar afslag kust en vice versa is de morfologische ontwikkeling van de Slufter stil komen te liggen. Dit is waarschijnlijk ook de reden waarom de Slufter nog steeds bestaat.

2.4 De huidige situatie van de Slufter

2.4.1 De Sluftervlakte

De Sluftervallei heeft een oppervlakte van circa 400 ha. Waarvan circa 50 ha. bestaat uit duintjes en duinvalleien met een bodemniveau boven +2 m NAP. Het grootste gedeelte van de vloedkom, 270 à 300 ha, bestaat uit een vlak begroeide zandbodem met een bodemniveau tussen de 0,8 m à 1,0 m boven NAP. Daarnaast is er nog een gebied, met een oppervlakte van circa 80 ha., dat ieder hoogwater onder water komt te staan. Door de Sluftervallei kronkelt een stelsel van geulen met een duidelijk te onderscheiden hoofdgeul. De hoofdgeul mondt in de Noordzee uit ter hoogte van kilometerpaal 25.

2.4.2 De Sluftermonding

De monding van de Slufter verandert voortdurend van plaats. Sinds de jaren 70 verplaatst de monding van de geul zich jaarlijks in noordelijke richting. Dit wil overigens niet zeggen dat de monding zich nooit naar het zuiden verplaatst. De verplaatsing van de geul is de laatste jaren door Rijkswaterstaat bijgehouden. Bijlage I laat de ligging van de monding zien tussen de jaren 1991 en 1998. Daaruit blijkt dat de monding zich gemiddeld met een snelheid van 100 m per jaar in noordelijke richting verplaatst. Als dit zo door zou blijven gaan dan zal de monding op een gegeven moment de noordelijke duin bereiken, waardoor deze zal gaan eroderen. Dit is volgens Rijkswaterstaat zeer ongewenst, omdat de duinen een deel uitmaken van de primaire waterkering. Een ander gevolg is dat de opening tussen de duinkoppen steeds groter wordt, waardoor in het bekken de golfloop toeneemt. In het verleden is er tijdens zware stormen al enkele keren behoorlijke schade aan de Zanddijk opgetreden. Om dit tegen te gaan is er een versteviging in de voet van de zanddijk aangebracht. Tevens is besloten om erosie van de duinvoet te beschermen door het aanbrengen van een duinvoet verdediging aan beide zijden van de opening.

Om de golfaanval in het bekken te beperken wordt daarnaast tegenwoordig de opening tussen de beide duinkoppen beperkt tot 400 m. Dit wordt gedaan door de monding van de Slufter te fixeren rond kilometerpaal 25. Met als gevolg dat er actief wordt ingegrepen als de duinvoet door de geul wordt bedreigd. Tot op heden is er ingegrepen in 1973, 1978, 1983, 1986, 1991, 1998 en 2002. Al deze ingrepen zijn gedaan met de instemming van Staats Bosbeheer. Zij vrezen namelijk dat een grotere opening tussen de duinen zal zorgen voor het instuiven van meer sediment. De kans bestaat dat het gebied als gevolg hiervan zal verdrogen.

1936	1956	1973	1986	2001
500 m	700 m	800 m	370 m	420 m

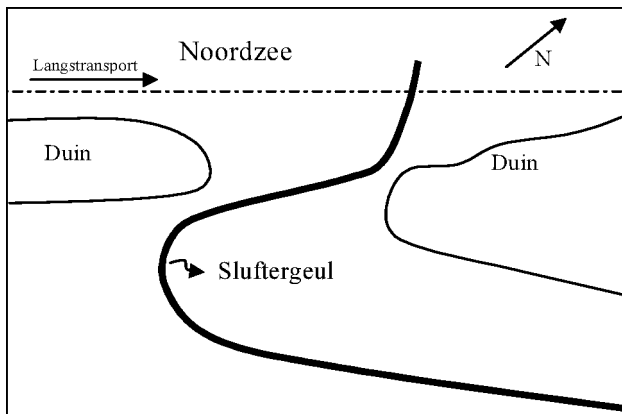
Tabel 2-1; Afstand tussen de duinkoppen

In de periode voordat er actief ingegrepen werd in de Slufter, kon de Sluftergeul zich vrij tussen de twee duinkoppen bewegen. De afstand tussen de twee duinkoppen varieerde dan ook voortdurend (zie *Tabel 2-1*) Toch bleef de Sluftergeul, ook in deze periode, heen en weer slingeren tussen de duinkoppen. De meest extreme situatie vond plaats in 1957. De monding van de geul was toen zo ver in zuidelijke richting verplaatst dat er voor een afsluiting gevreesd werd. Voordat er echter actief ingegrepen werd om zo verzanding van de geul te voorkomen zorgde natuur zelf voor een oplossing. In februari 1958 ontstond er namelijk na een korte storm een nieuwe geul die een kortere verbinding met de Noordzee tot stand bracht (zie *Figuur 3-9*).

2.4.3 De Sluftergeul

De Sluftergeul is een typische getijgeul met een beweeglijke monding en middenloop. De middenloop maakt een grote bocht, waarbij de bochtstraal naar het zuiden gericht is. (zie *Figuur 2-7*). Onder invloed van de centrifugaal kracht en de coriolis versnelling komt er in de geul een spiraalstroom opgang, die zorgt voor het steeds verder uitschuren van de geulbocht. Momenteel is de bochtstraal zo groot geworden dat de middenloop de voet van de zuidelijke duinkop bijna bereikt heeft. Tegelijkertijd verplaatst de monding zich in tegengestelde richting, waardoor de sluftergeul steeds langer wordt.

De ligging van de Sluftergeul wordt echter niet alleen bepaald door de getijstroom. Daarnaast zijn ook factoren zoals golven, wind en de aanvoer van sediment van uit zee van invloed. Al deze factoren maken het moeilijk een korte termijn voorspelling te doen over de toekomstige ligging van de geul. In één getijcyclus kan de geul zo maar tientallen meters zijn opgeschoven. Er is nooit veel aandacht geschonken aan de veranderingen in ligging en de lengte van de geul. Dit blijkt al uit het feit dat er alleen luchtfoto's gemaakt zijn van de ligging van de monding van de geul, terwijl verplaatsingen van de middenloop door Rijkswaterstaat nooit goed zijn vast gelegd.



Figuur 2-7; Huidige ligging van de Sluftergeul

2.4.4 Sedimenttransport in de Slufter

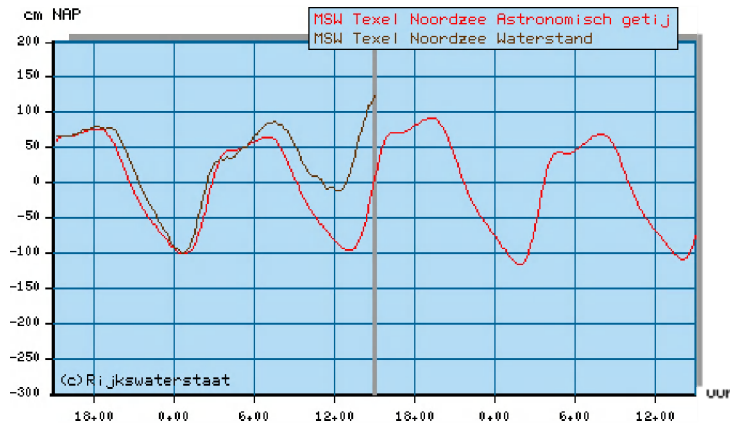
Langtransport zorgt voor een aanvoer van sediment van de aanliggende kustzone. Nabij de monding wordt het langtransport beïnvloed door de Sluftergeul. Voor de kust van de Slufter is echter geen duidelijke buitendelta waarneembaar. Met vloed wordt er vanuit zee sediment naar de Sluftervlakte getransporteerd. Volgens Eysink (1992) wordt in de Slufter jaarlijks 8.000 à 20.000 m³ en ligt de ophoging door sedimentatie in de orde van grote 2 à 5 mm per jaar (20 à 50 cm/ eeuw). Deze ophoging wordt echter weer gecompenseerd door de relatieve zeespiegelstijging welke volgens Stive en Eijnsink (1989) in de Waddenzee rond de 17 cm/ eeuw ligt. Het is dan ook niet te verwachten dat de overschrijdingsfrequentie in de loop van de tijd veel zal veranderen.

Naast het water wordt er ook sediment door de wind getransporteerd. Vooral tijdens stormcondities zijn de verplaatsingen van de zandduinen met het oog goed waarneembaar. Het eolisch transport is dan ook een niet te onderschatten factor in het systeem. Dit blijkt ook al uit het feit dat het hele gebied ontstaan is als gevolg van het aanbrengen van stuifdijkjes.

2.5 Waterstanden voor de kust van Texel

2.5.1 Het getij

Rijkswaterstaat heeft over de Noordzee een meetnet aangelegd. Met daarin meetpunten bestaande uit meetplatforms of meetboeien die verschillende gegevens kunnen verzamelen zoals luchtdruk, windsnelheid, waterstand, golfhoogte en golfrichting. Ten noordwesten van Texel ligt een meetboei welke deel uitmaakt van dit meetnet. Dagelijks wordt door deze boei de golfhoogte, golfrichting, golffrequentie en het getij geregistreerd. *Figuur 2-8* is een weergave van een registratie van het getij.



Figuur 2-8; Getijregistratie voor de kust van Texel [www.meetnet.nl]

Uit een reeks van registraties kan met deze verkregen data de gemiddelde waarde bepaald worden (*Tabel 2-2*). De voorkomende waterstanden in de Sluftermond zullen hoger uitvallen als gevolg van de wave set-up. Over het algemeen houdt Rijkswaterstaat voor deze extra verhoging van de waterstand 10 à 15 cm aan.

	HW (m Nap)	LW (m Nap)
Gemiddeld doottij	58	-70
Gemiddeld tij	74	-91
Gemiddeld springtij	90	-103

Tabel 2-2; Gemiddelde waarden voor het getij [RWS]

Voor de kust van Texel is de gemiddelde vloedduur ongeveer 7 uur en de gemiddelde ebduur ongeveer 5,5 uur. De ebstroom langs de kust is ongeveer 3 uur na het hoogwater maximaal. Op dit tijdstip is op het strand de waterhoogte NAP –0,50 m. Uit metingen in de Sluftergeul blijkt dat op dit moment ook de maximale ebstroom in de Slufter bereikt is. Maximale vloed wordt reeds één uur na het laagwater bereikt. De waterstand op het strand bedraagt dan NAP –0,25 m. Bij deze waterstand is de Slufter nog niet geheel volgelopen.

2.5.2 Overschrijdingsfrequenties

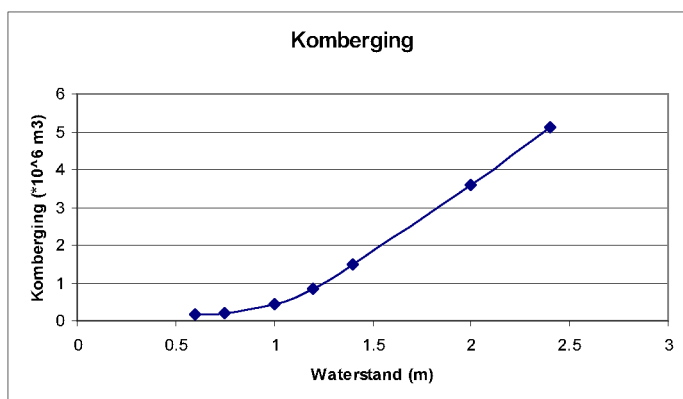
Behalve door het getij kan er ook als gevolg van wind opzet de waterstand momentaan verhoogd worden. Aan de hand van de kans op voorkomen van een bepaalde waterstand kan er een tabel met overschrijdingsfrequenties gemaakt worden (zie *Tabel 2-3*). Uit deze tabel blijkt dat bij een waterstand van NAP + 1,80 m een overschrijdingsfrequentie hoort van meer dan 5 maal per jaar. Bij deze waterstand is de gehele Sluftervlakte volgestroomd en steken er slechts op enkele plaatsen nog wat duintjes boven het water uit.

	Overschrijdingsfrequentie (n/ jaar)	Waterstand in de Slufter (cm NAP)
Gemiddelde vloed	296	80
	141	100
	60	120
Middelbare hoge vloed	18	150
	9	170
	6	180
Hoge vloed	5	195
	2	220
	1	240
Lage stormvloed	0,5	255
	0,2	280
Middelbare stormvloed	0,1	300
	0,05	320
	0,02	340
Hoge stormvloed	0,01	355
	0,005	370
	0,002	390
Buitengewoon hoge stormvloed	0,001	400
	0,0005	410
Extreme stormvloed	0,0002	425
	0,0001	430
Gemiddeld HW		83

Tabel 2-3; Overschrijdingsfrequenties ten aanzien van de Slufter op Texel [RIKZ 1998]

2.5.3 De Komberging

De komberging van de Sluftervlakte varieert sterk met de waterstand. Tijdens laag hoogwater (NAP + 0,60 m) is de Slufter slechts voor een deel gevuld met water. Terwijl tijdens hoog hoogwater (NAP + 0,90 m) de Slufter vrijwel geheel gevuld is. In *Figuur 2-9* is het verloop van de komberging uitgezet tegen de waterstand in de Slufter. Hieruit is af te lezen dat tijdens gemiddeld hoogwater (GHW) van NAP + 0,74 m er ongeveer 0,22 mlj. m³ water door de monding van de Slufter stroomt. Tijdens een HHW van NAP + 0,90 m stroomt er al twee keer zoveel door de monding, namelijk 0,44 mlj. m³. Dit geeft al aan dat tijdens een getijcyclus de komberging sterk varieert.



Figuur 2-9; De komberging uitgezet tegen de waterstand

Tijdens een stormvloed neemt de komberging nog meer toe. Bij een waterstand van NAP + 2,5 m hoort een komberging van ongeveer 5 mlj. m³. De kans van voorkomen van deze waterstand is 0,5 keer per jaar. Met het toenemen van de komberging neemt ook het getijprisma toe en daarmee zullen ook de stroomsnelheden in de keel toenemen. In hetzelfde getijcyclus moet immers een grotere hoeveelheid water door de keel stromen. Deze grotere stroomsnelheden hebben weer grotere sedimenttransporten tot gevolg.

2.6 Natuurwaarde van de Slufter

2.6.1 Inleiding

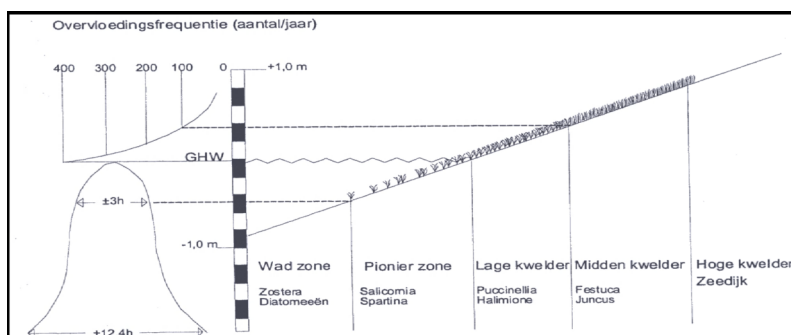
De Slufter is een natuurreservaat dat wordt beheerd door Staatsbosbeheer. Het is een gebied met een hoge natuur en landschappelijke waarde. Er komen plantengemeenschappen voor van milieus variërend van zoet tot zout, nat tot droog. De aanwezigheid van verschillende landschapstypen en de verscheidenheid aan processen die verantwoordelijk zijn voor de grote diversiteit aan plantengemeenschappen en soorten, maken de Slufter tot één van de interessantste duingebieden van Europa. Door de grote diversiteit in het landschap is de Slufter ook een aantrekkelijk gebied voor vogels. Naast een broedgebied voor veel verschillende soorten vogels biedt de Slufter ook een hoogwatervluchtplaats voor wad- en watervogels, die tijdens hoogwater massaal rusten en de eerstvolgende laagwaterperiode afwachten.

2.6.2 Vegetatie

Oorspronkelijk was de Slufter één grote kale strandvlakte met hier en daar wat stuivende, schaars begroeide duintjes die regelmatig door de zee werden overspoeld. Door de aanleg van zanddijken en het realiseren van valleien neemt de beschutting en daarmee de begroeiing toe. In het gebied werd zo steeds meer sediment afgezet, waardoor de ligging van de bodem in hoogte is toegenomen. Hierdoor komen delen van het terrein afhankelijk van de hoogteligging van de bodem in meer of mindere mate in aanraking met het zeewater. Afhankelijk van de overstromingsfrequentie zijn er verschillende gebieden te onderscheiden met elk hun eigen specifieke vegetatie. Volgens Erchinger (1985) zijn er de volgende zoneringen te onderscheiden.

- Wad zone
- Pionier zone
- Lage kwelder
- Midden kwelder
- Hoge kwelder

Figuur 2-10 geeft het overzicht bij wat voor een overstromingsfrequentie een bepaalde zonering voorkomt.



Figuur 2-10; Verband tussen de begroeiing / zonering en de hoogte ligging/ overstromingsfrequentie [Erchinger 1985]

Pranger (1999) heeft een beschrijving gegeven van de zones die in de Slufter te vinden zijn. De laagste delen en de gebieden langs de randen van kreken die dagelijks overstromen, vormen de lage kwelder waar gemeenschappen van Engels slijkgras, Zeekraal en Kweldergras voorkomen. Iets hoger, deels op laag gelegen slibrijke stukken en deels op zandige oeverwallen, ligt de middelhoge kwelder met voornamelijk gemeenschappen van Lamsoor en Zeewegbree. Op de hoge kwelder komen vooral gemeenschappen van

Strandkweek, Rood zwenkgras en Gewone zoutmelde voor. Op de overgang van kwelder naar duin bevinden zich een aantal vegetaties met een hoge natuurwaarde. Zoals Fraaiduizendguldenkruid, Hertshoornweegbree, Zilte rus, Rood zwenkgras en Engelsgras.



Figuur 2-11; Lamsoor in bloei

Dat de Slufter een gebied is met een hoge natuurwaarde blijkt ook uit het feit dat er 40 Rode lijstsoorten worden gevonden. Dit zijn soorten die vanwege het verloop in aantallen of de kwetsbaarheid speciale aandacht behoeven teneinde hun voorkomen in Nederland veilig te stellen (zie ook bijlage I).

2.6.3 Vogels

Het gebied rond de Slufter dankt zijn rijkdom aan vogels voornamelijk aan de aanwezigheid van rust en ruimte. Verder trekt de grote verscheidenheid aan biotopen veel vogels aan. Zeker nadat het noordelijk gedeelte in 1990 voor het publiek is afgesloten is de rust in het gebied sterk toegenomen. In het gebied broeden dan ook veel vogels van het zoete, brakke en zoute milieu. Daarnaast is de Sluftervlakte van belang als foerageergebied voor ganzen, eenden, steltlopers, meeuwen en zangvogels. Waarbij de vegetatie zelf of insecten en/ of bodemdieren in geulen en platen als voedsel dient. Daarnaast heeft de Sluftervlakte ook een functie als hoogwatervluchtplaats. Tijdens hoogwater gebruiken grote groepen wad- en watervogels dit gebied om de eerstvolgende laagwaterperiode af te wachten.

Onder de vogelsoorten die te vinden zijn in de Slufter zijn verschillende soorten die voorkomen op de Rode of Blauwe lijst. Waarbij soorten die op de Rode lijst staan vanwege het verloop of kwetsbaarheid speciale aandacht behoeven teneinde hun voorkomen in Nederland veilig te stellen. De Blauwe lijst richt zich op soorten waarvoor Nederland een internationale verantwoordelijkheid heeft, maar die in Nederland niet bedreigd of kwetsbaar zijn. (zie bijlage II)

3 Getijdebekkens

3.1 Inleiding

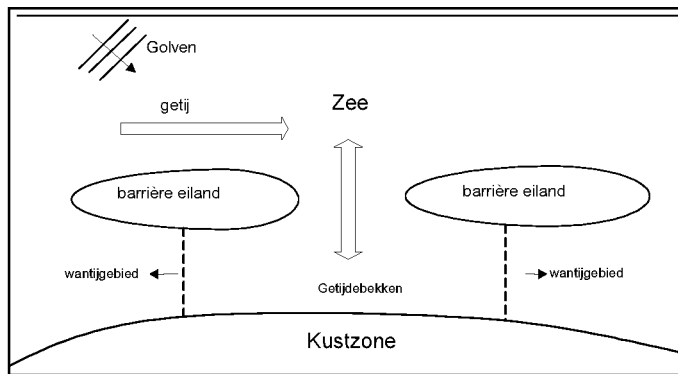
Een getijdebekken is een gebied met geulen en platen, waar het getij vrij in en uit kan stromen. Overal ter wereld zijn er voorbeelden te vinden van getijdebekkens, maar ze komen vooral bij laaglandkusten voor. Vaak wordt de kust onderbroken door een rivier of een lagune, maar een getijdebekken kan ook ontstaan wanneer een gedeelte van de kust afgeschermd wordt door twee of meer barrière eilanden. Earl I. Brown (1928) onderscheidt drie verschillende groepen getijdebekkens; getijdebekkens van een geologische oorsprong, van een hydraulische oorsprong en bekkens die ontstaan zijn als gevolg van sedimenttransport.



Figuur 3-1; Getijdebekken in Florida

Voorbeelden van getijdebekkens met een geologische oorsprong zijn de Golden Gate in de San Francisco Bay en de fjorden in Alaska en Noorwegen. Vaak zijn dit gebieden met een rotsachtige ondergrond. Een getijdebekken van hydraulische oorsprong kan ontstaan waar een rivier uitmondt in de zee. De op deze manier ontstane getijdebekkens worden estuarium genoemd. Voorbeelden zijn de Westerschelde en de mondingen van de grote rivieren in Amerika en India. Is het getijverschil klein dan kan er een delta ontstaan. In de mondingen van de Nijl en de Amazone is een dergelijke delta te vinden. Wanneer de optredende getijverschillen echter groter zijn en de rivier niet veel sediment meevoert, dan krijgt het bekken meer een trechtervorm met een in stroom opwaartse richting afnemende dwarsdoorsnede. De Thames, de Seine en de Hudson zijn hier typische voorbeelden van.

De grootste groep getijdebekkens is ontstaan als gevolg van sedimenttransport in de kustzone. Veel van zulke gebieden zijn ontstaan nadat tijdens een storm een gedeelte van de kust overstroomd is. Op de plaats van de overstroming kan er een geul ontstaan waardoor het zeewater het gebied achter de oorspronkelijke zeewering kan bereiken. Het stijgen van de relatieve zeespiegel verhoogt de kans op dit soort overstromingen. Veel van de op deze manier ontstane getijdebekkens verzanden echter na verloop van tijd. Toch zijn er voorbeelden bekend van getijdebekkens welke reeds enkele eeuwen bestaan. Wil een getijdebekken openblijven is het noodzakelijk dat de transportcapaciteit van de geul groter is dan de hoeveelheid sediment dat zich als gevolg van het langstransport in de monding afzet.



Figuur 3-2; Getijdebekken gevormd door barrière eilanden

Dit type getijdebekken kan ook ontstaan wanneer barrière eilanden een bekken afscheiden van de zee. (zie *Figuur 3-2*). Tijdens eb en vloed moet dan al het water van en naar het bekken door de opening tussen de beide barrière eilanden stromen. Een barrière eiland kan ontstaan in een kustzone met ondiep water waar veel golfwerking aanwezig is. De meeste barrière eilanden zijn dan ook ontstaan in een periode met gemiddelde zeespiegeldaling. Enkele voorbeelden van getijdebekkens, die door barrière eilanden zijn afgescheiden worden, zijn de Waddenzee en Graadby (Denemarken).

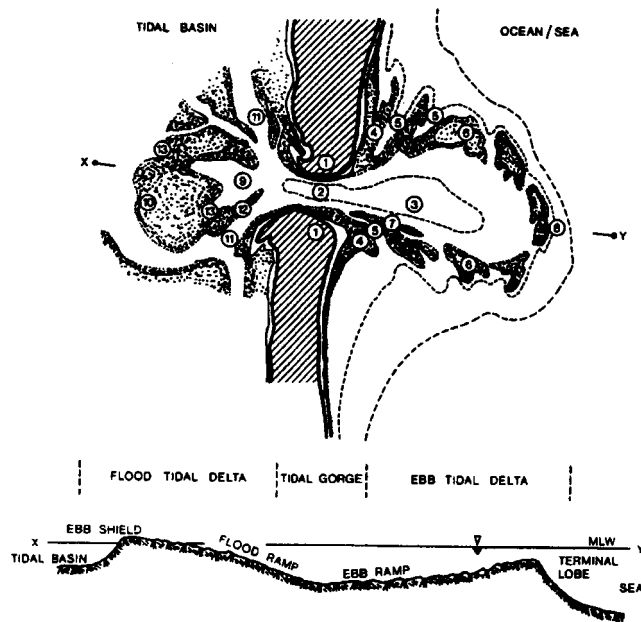
De Slufter op het eiland Texel, zelf ook een barrière eiland, behoort tot de groep getijdebekkens die ontstaan zijn als gevolg van sedimenttransport in de kustzone. In het vervolg van dit rapport zal deze laatste groep dan ook verder behandeld. In dit hoofdstuk zullen de elementen en hun verschillende processen, die in een getijdebekken te onderscheiden zijn, behandeld worden. Toegelicht wordt welke verschillende modellen er tegenwoordig voorhanden zijn voor het beschrijven van getijdebekkens. Behandeld wordt van de voor en nadelen van een bepaald model is en voor welk model in dit onderzoek gekozen is. Daarna zal beschreven worden wat er onder de stabiliteit van een getijdebekken verstaan wordt. Enkele theorieën van wetenschappers zoals O'Brien, Bruun en Gerritsen over de stabiliteit van getijdebekkens zullen aanbod komen. Waarna aan het eind van dit hoofdstuk beschreven wordt hoe deze theorieën zich verhouden tot de stabiliteit van de Slufter.

3.2 Getijdebekkens

3.2.1 De inlaat

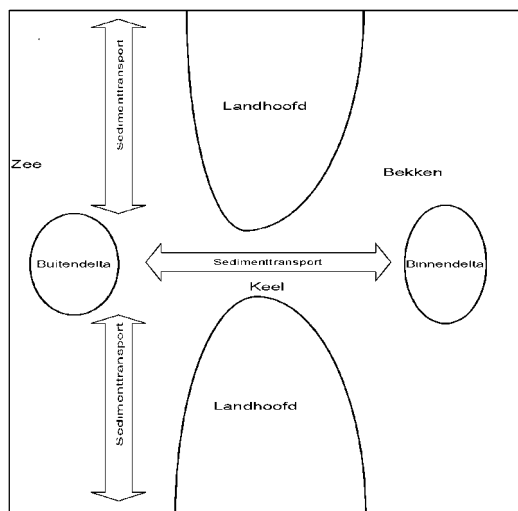
Het meest dynamische gedeelte van een getijdebekken wordt de inlaat genoemd. Dit is het overgangsgebied tussen de zee en het bekken. Hoewel de vorm van de inlaat in ieder getijdebekken weer anders is, zijn er wel verschillende elementen te onderscheiden die overal in meer of mindere mate voorkomen. Zo zijn er te onderscheiden, de binnendelta, de buitendelta, de keel. Dit alles wordt onderbroken door meanderende eb- en vloedgeulen. *Figuur 3-3* geeft een uitgebreider overzicht van de verschillende elementen in een inlaat, waarin de volgende elementen zijn te onderscheiden:

- | | |
|--|---------------------------------------|
| 1) Coastal barrier or spit headland (landhoofd) | 7) Ebb tidal levee |
| 2) The tidal gorge (de keel) | 8) Ebb delta terminal lobe |
| 3) The main ebb channel and ebb ramp (hoofd ebgeul en ebdrempel) | 9) The flood ramp |
| 4) Swash platforms (platen) | 10) The ebb shield |
| 5) Marginal flood channels (vloedgeul) | 11) Main ebb dominated inner channels |
| 6) Marginal shoals (platen) | 12) Ebb spit |
| | 13) Spill over channels |



Figuur 3-3; Elementen in een getijdebekken [Stive et al. 2000]

Langstransport zorgt voor een aanvoer van sediment richting de inlaat van een getijdebekken. Aan de zeezijde van de inlaat wordt dit sedimenttransport onderbroken door zandbanken en geulen. Tijdensloed ontstaat er een stroming richting het bekken, waardoor een gedeelte van het sediment naar het bekken getransporteerd wordt. Tijdens kentering krijgt dit sediment de kans om te bezinken. Zo kan zich een binnendelta vormen. Na de kentering zal de ebstroom weer sediment richting zee transporteren, waar een buitendelta kan ontstaan. De binnendelta en de buitendelta worden doorsneden door eb- en vloedgeulen. Waarbij de ebstroming vaak meer geconcentreerd is aan de zeezijde en de vloedstroom meer te vinden is aan de bekkenzijde. Tussen de binnen- en buitendelta in bevindt zich de keel. Al het water dat van en naar het bekken stroomt, gaat door de keel. In de keel zullen dan ook de hoogste stroomsnelheden gemeten kunnen worden.



Figuur 3-4; Sedimentstromen rond de inlaat

3.2.2 De vloedkom

Aan de binnenzijde van het getijdebekken bevindt zich de vloedkom. Door de vloedkom meandert in het algemeen een zich vertakkend geulensysteem. Zo ontstaat er een geulen- platensysteem welke een grote invloed heeft op de waterbeweging in de kom. Door de beschutte ligging hebben golven vanuit zee hier weinig invloed. De vorm van de vloedkom wordt dan ook voornamelijk bepaald door de interactie van de waterbeweging ten

gevolge van het getij met de bodemmorfologie. De plaat/ geul verhouding en de lengte van de vloedkom zijn belangrijke factoren die deze waterbeweging beïnvloeden. De geometrie van de vloedkom is de oorzaak van het ontstaan van drie dimensionale restcirculaties waaraan de morfologie van de vloedkom zich weer aanpast. Daarnaast zorgt ook de bodemweerstand in vloedkom voor een asymmetrie tussen het optredende getij tijdens hoog en laagwater. Al deze processen kunnen een netto sedimenttransport in bepaalde richting veroorzaken. In hoofdstuk 4 zullen deze processen afzonderlijk toegelicht worden.

3.2.3 Het getijprisma

Het volume water dat gedurende een getij cyclus tijdens eb of vloed door de keel stroomt wordt hier gedefinieerd als het getijprisma. Wanneer er in het getijdebekken geen noemenswaardige zoetwater afvoer en verdamping aanwezig is, dan is de hoeveelheid water dat tijdens vloed het bekken instroomt (FV) gelijk aan de hoeveelheid water dat het bekken uitstroomt (EV). Er geldt dus:

$$EV = FV \quad (3.1)$$

Wanneer er in de keel debiet metingen verricht zijn dan kan het ebvolume en het vloedvolume als volgt worden bepaald:

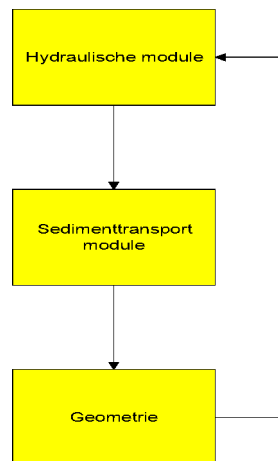
$$FV = \int_0^{T_1} Q_f dt \quad (3.2)$$

$$EV = \int_{T_1}^T Q_s dt \quad (3.3)$$

De vloedduur is hierbij gelijk aan $T_1 - 0$ en de ebduur gelijk aan $T - T_1$. Dit geeft al aan dat de eb- en vloedduur een belangrijke maat is voor het optredende debiet. Het vloedvolume is immers gelijk aan het ebvolume. Duurt een vloedperiode bijvoorbeeld langer dan de ebperiode dan zal het optredende debiet tijdens vloed gemiddeld kleiner zijn dan het debiet tijdens eb. Hierdoor kan er een asymmetrie ontstaan in de getijstroom. Naast de eb- en vloedduur zijn er nog andere factoren die voor getij asymmetrie kunnen zorgen.

3.3 Modellen

Voor het maken van een analyse van het systeem van een getijdebekken dient het gedrag van het getijdebekken onder verschillende omstandigheden bestudeerd te worden. Dit kan gedaan worden doormiddel van het verrichten van veldmetingen. Een probleem hierbij is echter dat er een zeer lange meetperiode nodig is voordat de dataset groot genoeg is voor het trekken van conclusies. Extreme omstandigheden vinden immers niet dagelijks plaats. In verschillende getijdebekkens zijn er reeds metingen verricht. Uit deze metingen zijn empirische relaties ontstaan welke voor verschillende gelijksoortige gebieden op blijken te gaan. De bekendste is wel de relatie tussen de keeldoorsnede en het getijprisma van O'Brien (1967). Een andere methode is om met behulp van de bewegings- en continuïteitsvergelijkingen de waterbeweging in het getijdebekken te bepalen. Aan de hand van de waterbeweging in het bekken kan het bijbehorende sedimenttransport berekend worden. Dit sedimenttransport veroorzaakt een verandering in de bodemgeometrie, waardoor de waterbeweging weer wordt beïnvloed. Zo ontstaat er een complex systeem dat integraal reageert op voortdurend veranderende omstandigheden. Een dynamisch model werkt op de hierboven beschreven wijze. Waarbij per tijdstap de waterbeweging bij een nieuwe bodemligging bepaald wordt (*Figuur 3-5*).



Figuur 3-5; Schematische voorstelling van een dynamisch model

Door met dit model verschillende simulaties te maken onder verschillende maatgevende omstandigheden kan het gedrag van het getijdebekken geanalyseerd worden. Het is daarbij natuurlijk de bedoeling dat het model de werkelijkheid zo goed mogelijk benadert. Met de huidige rekenkracht van computers is het tegenwoordig vrij goed mogelijk de waterbeweging in getijdegebieden te beschrijven. Moeilijker is het echter deze waterbeweging te vertalen in sedimenttransporten en de daarbij behorende verandering in bodemgeometrie.

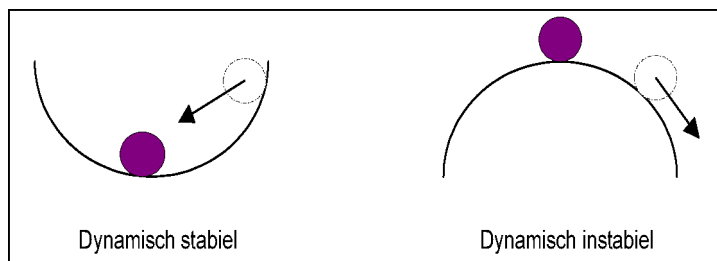
3.4 Stabiliteit

3.4.1 Inleiding

In deze paragraaf komt de stabiliteit van getijdebekkens aanbod. In eerste instantie zal beschreven worden wat er bedoeld wordt met het begrip stabiliteit. Waarna verschillende vormen van stabiliteit in getijdebekkens behandeld wordt. Hieronder wordt alleen de stabiliteit beschouwd van getijdebekkens zonder zoetwater afvoer.

3.4.2 Dynamische stabiliteit

Getijdebekkens worden blootgesteld aan continu veranderende omstandigheden waaraan de elementen in een getijdebekken zich voortdurend aanpassen. Als gevolg van seizoensgebonden schommelingen in het klimaat of incidentele stormen treden er veranderingen op in vorm, plaats en geometrie. Een getijdebekken bevindt zich dan ook nooit in een statische toestand. Voor de beschouwing van de stabiliteit van een getijdebekken wordt dan ook gebruik gemaakt van het begrip dynamische stabiliteit. Dit begrip geeft aan in welke mate een voorwerp, nadat het uit de evenwichtstoestand gebracht is weer terug wil keren naar de evenwichtssituatie. geeft een schematische weergave van het begrip dynamische stabiliteit. Het eerste geval geeft een dynamisch stabiele situatie weer, waarbij een balansverstoring zodanig wordt tegengewerkt dat er een kracht ontstaat gericht naar de oude evenwichtssituatie. Uiteindelijk zal het oude evenwicht zich weer gaan instellen. In het tweede geval wordt de balansverstoring alleen maar versterkt, waardoor de eindsituatie zich steeds verder verwijdert van de oorspronkelijke evenwichtssituatie. Er is dan sprake van een dynamische instabiele toestand.



Figuur 3-6; Stabiliteitsanalyse

Grote balansverstoringen in een getijdebekken kunnen bijvoorbeeld optreden na baggerwerkzaamheden of stormen. Het systeem zal zich dan in eerste instantie aanpassen aan de incidenteel ontstane situatie. Een dynamisch stabiel getijdebekken zal echter weer terug willen keren naar de oorspronkelijke situatie. Wanneer in het vervolg over de stabiliteit gesproken wordt dan wordt hiermee de dynamische stabiliteit bedoeld.

3.4.3 Stabiliteit van de geulen

In het verleden is vooral aan de stabiliteit van vaargeulen van getijdebekkens veel aandacht besteed. In veel getijdebekkens zijn namelijk, wegens hun beschutte ligging, havens gesitueerd. Voor een zeehaven is het van essentieel belang dat de vaargeul voor grote schepen toegankelijk is en blijft. Bij het bestuderen van de stabiliteit van een geul kan er een onderscheid gemaakt worden tussen de stabiliteit van de dwarsdoorsnede en de plaatsvastheid. In het eerste geval gaat het om de veranderingen van het stroomprofiel van geulen onder de heersende stroomcondities. De stroomsnelheid speelt hierbij een grote rol. In het tweede geval wordt vooral de migratie van de geulen bekeken. Het gaat hier om veranderingen in oriëntatie en ligging van de geulen. Factoren die de plaatsvastheid van de geulen beïnvloeden zijn bijvoorbeeld de richting van voortplanting van het getij, het langstransport en de bochtwerking van geulen. Deze processen zullen indien ze voor de Slufter op Texel van toepassing zijn in hoofdstuk 4 worden behandeld. Hieronder zal vooral de stabiliteit van de dwarsdoorsnede behandeld worden.

3.4.4 Morfologische stabiliteit

Gerritsen (1990) beschrijft de morfologische stabiliteit als de mate waarin een getijdebekken onder invloed van gelijk blijvende omstandigheden, weerstand kan bieden aan veranderingen in vorm en grootte. Om een analyse te maken van de stabiliteit van een getijdebekken is het van belang te weten welke factoren van invloed zijn. Voorbeelden van deze factoren zijn:

- Getij
- Golven
- Bekkengeometrie
- Menselijke ingrepen
- Langstransport

Al deze factoren zorgen voor een complex systeem, waarbij de factoren elkaar onderling beïnvloeden. Het is dan ook moeilijk om een model te maken, waarin al deze factoren verwerkt zitten.

De stabiliteit van een getijdebekke kan beschreven worden door $\Delta G/\Delta t$, waarbij ΔG de geometrische veranderingen van het bekken zijn en Δt de periode waarover de stabiliteit beschouwd wordt (Bruun et al 1978). Bij het beschouwen van de morfologische stabiliteit van een getijdebekken dient er dus rekening gehouden te worden met de tijdschaal. Grofweg is dit op te delen in stabiliteit op korte termijn (dagen of weken) en stabiliteit op lange termijn (maanden of jaren). De stabiliteit op korte termijn geeft de instantane respons weer van het systeem op veranderingen in de getijbeweging. Voor de stabiliteit op langere termijn wordt de respons van het systeem beschouwd na een langere periode van wisselend omstandigheden.

Voor het bepalen van de veranderingen in geometrie van de dwarsdoorsnede dient er massabalans van sediment op gesteld te worden (Gerritsen 1990). Zo kan de sedimenttransport module van *Figuur 3-5* gekoppeld worden aan de verandering in geometrie:

$$\frac{\delta Z_b}{\delta t} + \frac{\delta S_x}{\delta x} + \frac{\delta S_y}{\delta y} + \frac{\delta(h\bar{c})}{\delta t} = 0 \quad (3.4)$$

Met:

- Z_b = is het bodemniveau t.o.v. het referentie niveau [m]
- S_x = sedimenttransport per eenheid van breedte in de x- richting [m^3/ms]
- S_y = sedimenttransport per eenheid van breedte in de y- richting [m^3/ms]
- h = de waterdiepte [m]
- c = is de diepte gemiddelde sedimentconcentratie [m^3/m^3]

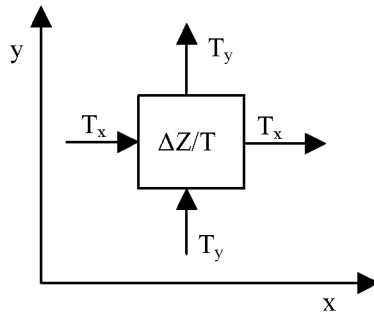
In het algemeen is de laatste term $\frac{\delta(h\bar{c})}{\delta t}$ verwaarloosbaar klein vergeleken met de andere termen.

Verwaarlozen van deze term en integreren van de vergelijking over de getijperiode geeft:

$$\frac{\Delta Z_b}{T} + \frac{\delta T_x}{\delta x} + \frac{\delta T_y}{\delta y} = 0 \quad (3.5)$$

Met:

- ΔZ_b = de verandering van het bodemniveau over de getijperiode
- T_x = het sedimenttransport over de getijperiode per eenheid van breedte in de x- richting
- T_y = het sedimenttransport over de getijperiode per eenheid van breedte in de y- richting
- T = getijperiode



Figuur 3-7; Sedimentbalans

Vergelijking (3.5) beschrijft een sedimentbalans (*Figuur 3-7*). Wanneer het getijdebekken dynamisch stabiel is, zal op langere termijn gelden:

$$\frac{\Delta Z_b}{T} = 0 \text{ waardoor de vergelijking (3.5) geschreven kan worden als:}$$

$$\frac{\partial T_x}{\partial x} + \frac{\partial T_y}{\partial y} = 0 \quad (3.6)$$

Bij gekromde geulen kan deze vergelijking ook uitgedrukt worden in coördinaten langs de stroomlijnen (s) en loodrecht op deze stroomlijnen (n):

$$\frac{\partial T_s}{\partial s} + \frac{\partial T_n}{\partial n} = 0 \quad (3.7)$$

Dit is de situatie die optreedt in een stabiele monding. Het langstransport dient hierbij evenwicht te maken met het sedimenttransport in de inlaat. In het bekken kan vergelijking (3.7) ook gebruikt worden. Waarbij T_n het sedimenttransport voorstelt als gevolg van secundaire stromingen zoals veroorzaakt kunnen worden door centrifugaalkrachten of het Coriolis effect. Wordt er echter vanuit gegaan dat de stroomlijnen recht zijn, dan zal er loodrecht op de stroomrichting geen sedimenttransport optreden. Waardoor de stabiliteit van de dwarsdoorsnede van de geul bepaald wordt door:

$$\frac{\partial T_s}{\partial s} = 0 \quad (3.8)$$

Deze stabiliteitsvoorwaarde geeft aan dat in de dwarsdoorsnede van de geul er geen gradiënten in het sedimenttransport op mogen treden. In deze situatie kan er echter wel sedimenttransport in de geul optreden. Het blijft dus mogelijk dat het bekken uiteindelijk zal gaan verzanden of eroderen. Daarnaast is het niet altijd mogelijk T_n te verwaarlozen. De stabiliteitsvergelijking is dan ook niet altijd eenvoudig op te lossen, daarom zijn er in het verleden enkele empirische relaties ontwikkeld. Enkele hiervan worden hieronder kort behandeld.

3.4.5 Stabiliteit van de dwarsdoorsnede

O'Brien (1931) was één van de eerst onderzoekers op dit gebied. Hij vond een empirische relatie tussen de oppervlakte van de keel en het getijprisma.

$$A = \alpha P \quad (3.9)$$

Waarin:

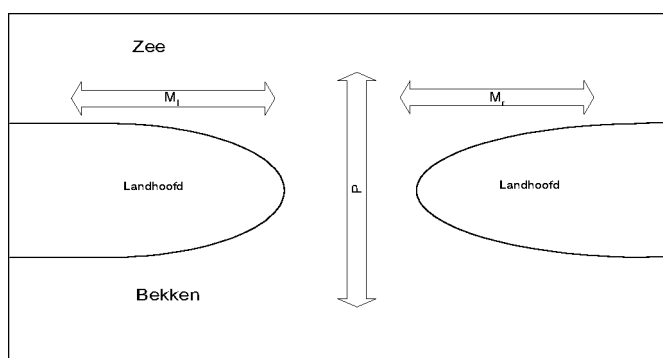
- A = oppervlakte van de keel bij MSL (m^2)
- α = factor ($7,0 \cdot 10^{-5}$)
- P = het getijprisma bij springtij (m^3)

Deze relatie is vooral ontwikkeld voor getijdebekkens langs de Westkust van Amerika. Echter op andere plekken in de wereld is door verschillende wetenschappers een zelfde soort relatie gevonden. Voorbeelden zijn Bruun en Gerritsen (1960), Bruun (1978) en Misdorp (1990). Allemaal vinden ze een relatie tussen A en P alleen met verschillende factoren. Deze coëfficiënten zijn volgens Bruun en Gerritsen (1960), Bruun (1978) afhankelijk van de morfologische omstandigheden ter plaatse. Van invloed hierop zijn ondermeer de korreldiameter, diepte, golfhoogte en de mate van langstransport.

Daarnaast stelde Bruun en Gerritsen (1960) een andere benadering voor. De stabiliteit is volgens hen afhankelijk van de balans tussen sediment aanvoer in de kustzone in de richting van de ingang van het getijdebekken toe en de mogelijkheid van de inlaat om de toegangsgeul open te houden. Het is als het ware een "strijd" tussen de krachten die de inlaat willen laten verzanden en de krachten die de inlaat open willen houden. Zoals reeds beschreven is in vergelijking (3.7).

De factoren die hierbij een rol spelen zijn het getijprisma (P), golven (W) en het sedimenttransport langs de kust (M). De functie voor de stabiliteit ziet er dus als volgt uit:

$$S = f(P, W, M) \quad (3.10)$$



Figuur 3-8; Schematisatie van Bruun & Gerritsen

De golf en stromingsgedreven sedimentaanvoer in de kustzone naar de ingang van de toegangsgeul wordt M_{tot} genoemd. Het gaat hierbij om de som van de netto hoeveelheid sediment dat van beide zijden richting de geul aangevoerd wordt. Dit is dus niet gelijk aan het resulterende sedimenttransport. De factor die hoofdzakelijk van belang is voor de doorspoeling van het systeem is het getijprisma (P). Bruun en Gerritsen ontwikkelde hiervoor de volgende relatie:

$$r = \frac{P}{M_{tot}} \quad (3.11)$$

Waarin:

P = getijprisma (m^3 / getij)
 M_{tot} = langstransport (m^3 / jaar)

Waarbij voor de waarde van r geldt:

$r > 150$ goede doorspoeling van de geulen, kleine eb delta (stabiel)
 $100 < r < 150$ doorspoeling wordt minder goed, ebdelta aanwezig (redelijk stabiel)
 $50 < r < 100$ grote ebdelta, duidelijke toegangsgeul aanwezig
 $20 < r < 50$ aangevoerd sediment wordt hoofdzakelijk getransporteerd via zandbanken, toegangsgeul is niet meer duidelijk aanwezig
 $r < 20$ de inlaat is instabiel

Deze stabiliteitsrelatie is al toegepast op vele getijdebekkens in de wereld en blijkt in veel gevallen heel goed bruikbaar. *Tabel 3-1* geeft hiervan een overzicht.

Inlaat	P ($m^3/0,5T$)	Q_{max} (m^3/s)	M ($m^3/jaar$)	P/M	Stabiliteit
Aveiro Portugal	$60 * 10^6$	$3,5 * 10^3$	$1 * 10^6$	60	Redelijk/instabiel
Big Pass, Florida	$10 * 10^6$	$0,5 * 10^3$	$0,01 * 10^6$	100	Redelijk
Brielse Maas, Nederland (voor afsluiting)	$30 * 10^6$	$2 * 10^3$	$1 * 10^6$	30	Instabiel
Eyerlandse gat Nederland	$200 * 10^6$	$13 * 10^3$	$1 * 10^6$	200	Stabiel
Figueira da Foz Portugal	$14 * 10^6$	$0,9 * 10^3$	$0,5 * 10^6$	30	Instabiel
Gasparilla pass Florida	$10 * 10^6$	$0,6 * 10^3$	$0,1 * 10^6$	100	Redelijk
Inlet of Texel Nederland	$1000 * 10^6$	$80 * 10^3$	$1 * 10^6$	1000	Stabiel
Inlet of Vlieland Nederland	$1000 * 10^6$	$80 * 10^3$	$1 * 10^6$	1000	Stabiel
John's pass Florida	$14 * 10^6$	$0,7 * 10^3$	$0,1 * 10^6$	140	Redelijk
Longboat pass Florida	$20 * 10^6$	$1 * 10^3$	$0,1 * 10^6$	200	Stabiel
Oregon inlet North Carolina	$60 * 10^6$	$3,5 * 10^3$	$1 * 10^6$	60	Redelijk/instabiel
Ponce the Leon Florida	$15 * 10^6$	$1 * 10^3$	$0,5 * 10^6$	30	Instabiel
Sarasota pass Florida	$30 * 10^6$	$1,8 * 10^3$	$0,1 * 10^6$	30	Instabiel

Tabel 3-1; Bruun & Gerritsen relatie voor verschillende getijdebekkens op de wereld [Stability of tidal inlets (1978)]

Wordt deze relatie op de Slufter toegepast dan blijkt uit *Tabel 3-2* dat volgens de Bruun & Gerritsen relatie de Slufter zeer instabiel is. Uitgaande van de relatie van Bruun & Gerritsen is een getijdebekken met een klein getijprisma vrijwel altijd instabiel. De praktijk toont echter aan dat er slufters bestaan met een lange bestaansgeschiedenis. Er dient echter wel opgemerkt te worden dat de hoeveelheid sedimenttransport in de richting de toegangsgeul hier misschien wat overschat wordt. Waarschijnlijk is de toegang naar de Slufter zo klein dat lang niet al het sedimenttransport in het kustprofiel hierdoor beïnvloed wordt. Echter zelfs wanneer

voor M_{tot} een waarde van een orde kleiner genomen wordt zal de Slufter volgens deze theorie nog instabiel blijken. Blijkbaar gaat de Bruun & Gerritsen relatie niet op voor slufter. Dit is ook wel te verklaren uit het feit dat de Bruun & Gerritsen relatie bepaald is voor de stabiliteit van vaarwegen. Zo kan bepaald worden of de vaargeul voldoende bevaarbaar blijft. In de Slufter is er geen sprake van een vaargeul, waardoor volgens de definitie van Bruun & Gerritsen de Slufter inderdaad instabiel is.

Inlaat	P ($m^3/0,5T$)	Q_{max} (m^3/s)	M ($m^3/jaar$)	P/M	Stabiliteit
Slufter Texel	$4,3 \cdot 10^5$	$0,4 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^6$	0,4	Instabiel

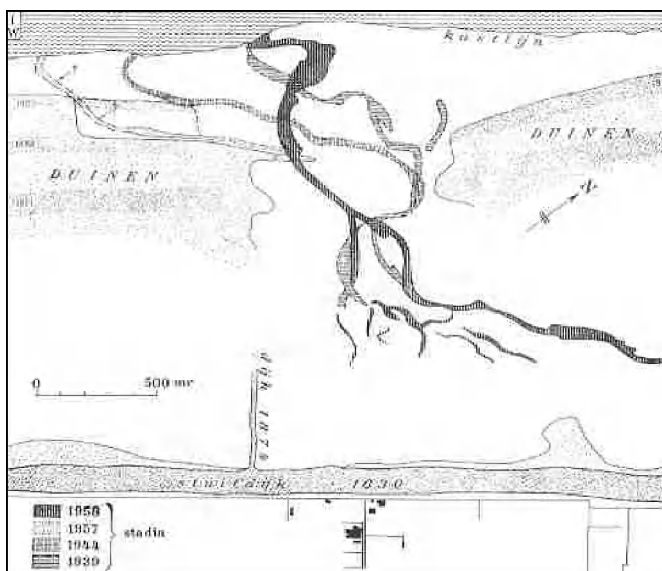
Tabel 3-2; Bruun & Gerritsen relatie voor de Slufter op Texel

De Bruun & Gerritsen relatie is dan ook niet toepasbaar op de Slufter. Voor een analyse naar de stabiliteit van de Slufter dient er dan een ander methode toegepast te worden.

3.5 Stabiliteit van de Slufter

3.5.1 Plaatsvastheid van de Sluftergeul

De Sluftergeul is in drie delen op te splitsen. Een deel nabij de monding, een middenloop en een deel achterin het bekken. Waarbij de monding en de middenloop het meest dynamisch zijn. De ligging van de monding is in het verleden vrij goed bijgehouden. *Figuur 3-9* laat voor de jaren 1939, 1944, 1957 en 1958 de ligging van de Sluftergeul geschetst. Duidelijk is te zien dat de ligging van de geul per jaar nogal verschilt. In deze periode verplaatste de geul steeds meer naar het zuiden. Hierdoor werd een groot gedeelte van de zuidelijke duinvoet weggespoeld en daarnaast werd de geul steeds langer. In 1957 is de monding van de geul zelfs meer dan 1,5 kilometer in zuidelijke richting opgeschoven. De lengte van de geul werd hierbij zo lang dat verzanden van de geul dreigde. Voordat er echter ingegrepen kon worden bleek de geul uit zichzelf in noordelijke richting verplaatst te zijn. Hierdoor ontstond er een kortere geul en was het gevaar voor verzanding geweken.



Figuur 3-9; Migratie van de Sluftergeul [van der Borg en Dorsser 1961]

Tegenwoordig verplaatst de geul zich hoofdzakelijk in noordelijke richting. Waarschijnlijk komt deze verandering door de aanleg van de strekdam in 1995 aan de noordkant van de Slufter. Het Eyerlandse gat heeft hierdoor minder invloed op de stroming voor de kust van Texel, waardoor de heersende richting van het langstransportrichting van richting veranderd is. Tegenwoordig krijgt de geul ook minder bewegingsruimte als vroeger. De opening tussen de duinen wordt namelijk gereguleerd door het actief in grijpen in de ligging van de geul. Toch is het heen en weer wandelen van de geul nog steeds waar te nemen (zie bijlage III).

3.5.2 Geometrische stabiliteit van de Slufter

De Slufter is een zeer dynamisch gebied waar transport van sediment een zeer belangrijke rol speelt. Hierbij speelt ook het duinvorming en verstuiving een belangrijke rol. Toch is de komberging en het getijprisma nauwelijks in de loop van de jaren verandert. Volgens Eysink (1992) wordt de Slufter als gevolg van sedimentatie rond de 2 á 5 mm per jaar opgehoogd. De vorm en doorsnede van de Sluftergeul verandert ongeveer per getijcyclus. Het komt regelmatig voor dat in een getijcyclus de geul enkele tientallen meters verplaatst is waarbij de geometrie van de geul totaal verandert is. Dit zeer onvoorspelbare gedrag is onmogelijk te bepalen met behulp van empirische formules.

4 Processen in de Slufter

4.1 Inleiding

In de Slufter vinden veel verschillende processen tegelijkertijd plaats. Al deze processen bepalen het gedrag van de Slufter. In dit hoofdstuk worden de verschillende processen die een rol spelen in de Slufter afzonderlijk beschreven. Processen die aanbod zullen komen zijn onder andere sedimenttransport, by-passing van sediment, het uitbochten van gulen en getij- asymmetrie. Om het gedrag van de Slufter te kunnen begrijpen is kennis van deze processen onmisbaar.

4.2 Sedimenttransport

4.2.1 Nat transport

Sedimenttransport in water ontstaat door een samenspel tussen *wind*, *stroming* en *golven*. Het transportproces is op te delen in drie stadia:

- Het loswoelen van sediment van de bodem
- Het horizontaal verplaatsen van deze deeltjes door het water
- Het opnieuw bezinken van het sediment

In een kustzone zorgen vooral golven voor het opwoelen van sediment van de bodem. Het in suspensie gebrachte sediment wordt nu door de stroming verder getransporteerd. Als gevolg van de orbitaalbeweging van golven zal de bijdrage van de golven aan de horizontale verplaatsing van het sediment gering zijn. Bij afwezigheid van golven kan het sediment ook alleen door de stroming getransporteerd worden. Bij een overschrijding van een bepaalde stroomsnelheid zullen zandkorrels op de bodem gaan bewegen. De stroomsnelheid waarbij de zandkorrels beginnen te bewegen, wordt de kritische stroomsnelheid (u_c) genoemd. In eerste instantie zullen de zandkorrels zich al rollend en springend over de bodem verplaatsen. Neemt de stroomsnelheid toe dan zal het sediment steeds grotere afstanden afleggen, totdat het volledig in suspensie gebracht wordt.

Het bodemprofiel is afhankelijk van het sedimenttransport. Bij toenemende stroomsnelheden zal het profiel van de bodem veranderen van ribbels naar duinen. Neemt de stroming nog meer toe dan zullen deze duinen veranderen in uitgewassen duinen. Neemt de stroomsnelheid nu nog meer toe dan ontstaat er zelfs een vlakbed. Bij nog grotere stroomsnelheden zal dit leiden tot schietend water, waarbij anti duinen zullen ontstaan. Al deze verschillende beddingvormen leveren allemaal een andere stroomweerstand. Op deze manier wordt de stroomsnelheid weer beïnvloed door het bodemprofiel. Het berekenen van de stroming en de daarbij behorende sedimenttransporten is dan ook een iteratief proces.

Daarbij zijn natuurlijk ook de sediment eigenschappen van belang. De korreldiameter (D) en de specifieke massa van een sediment korrel (ρ_s) zijn hierbij belangrijke parameters. In vrijwel alle transportformules komen deze parameters dan ook voor.

Veel transportformules maken onderscheid tussen bodemtransport en suspensietransport. Hierbij is het bodemtransport (S_b) gedefinieerd als het sediment transport dat plaats vind in een dunne laag boven de bodem. Het sediment rolt en stuitert als het ware over de bodem, waarbij er voortdurend contact gemaakt wordt met de bodem. Al het transport dat plaats vindt in de daarboven liggende lagen wordt suspensietransport (S_s) genoemd. Het over de dwarsdoorsnede gemiddelde suspensie transport wordt als volgt bepaald.

$$S_s = B \int_{\delta_b}^h \overline{c(z)u(z)} dz \quad (4.1)$$

Waarbij δ_b de laag dikte is waartussen het bodemtransport plaats vindt. Deze overgang is niet altijd duidelijk. Toch wordt over het algemeen om praktische reden het bodemtransport en suspensietransport afzonderlijk bepaald. Welk type transport overheerst is voornamelijk afhankelijk van de aanwezige stroomsnelheid en golven.

4.2.2 Droogtransport

In de Slufter speelt het *droge sedimenttransport* ook een grote rol. Zo als ook blijkt uit de ontstaansgeschiedenis van de Slufter dat stuifdijkjes een grote rol hebben gespeeld. Op het strand en in de duinen treden zandtransporten op in de vorm van stuifzand. Dit door de wind veroorzaakte transport wordt aangeduid met *eolisch transport*. Hierbij zullen de zandkorrels zich voornamelijk rollend en springend over de zandvlakte verplaatsen. Hoeveel zand er door de wind meegevoerd wordt is sterk afhankelijk van het bodemmateriaal. Slibdeeltjes en bodembegroeiing bemoeilijken de zandopname. Toch is er globaal wel een relatie tussen de windkracht en de grootte van het netto zandtransport te vinden (zie *Tabel 4-1*).

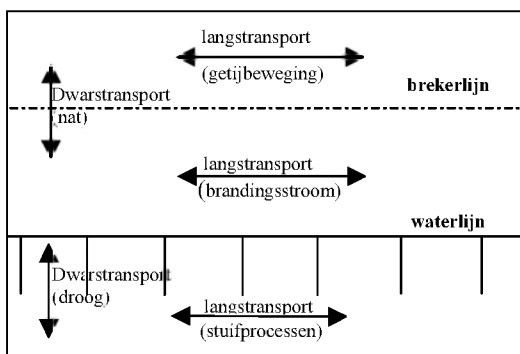
Windkracht (Beaufort)	Windsnelheid (m/s)	Zandtransport ($10^{-6} \text{ m}^3/\text{s/m}$)
3	4,5	-
4	7,0	1
5	10,0	3
6	12,5	14
7	15,5	31
8	19,5	86
9	22,5	165
10	26,5	310
11	31,0	408

Tabel 4-1; Windkracht, windsnelheid en zandtransport als gevolg van stuifprocessen [naar Adriani Terwindt]

4.3 Processen in de Slufter

4.3.1 Het transportproces

In grote lijnen zijn er voor de kust twee richtingen van sedimenttransport te onderscheiden. Namelijk langtransport en dwarstransport. *Figuur 4-1* geeft aan hoe deze verdeeld zijn. Dwarstransport treedt op als gevolg van golven, stroming of wind. Onder invloed van deze zich continu veranderende hydraulische omstandigheden zal het dwarsprofiel van de kust zich voortdurend onderhevig zijn aan veranderingen. Echter indien er geen zand uit het profiel verloren gaat zal dit slechts resulteren in een herverdeling van zand over het kustprofiel. Bij het langtransport ligt dit anders. Indien er langs de kust gradiënten in het langtransport optreden zal de kust gaan eroderen of aanzanden.



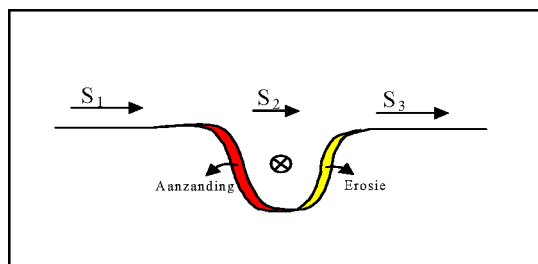
Figuur 4-1; Sedimenttransport in langs- en dwarsrichting [naar basisrapport zandige kust]

Het basisrapport zandige kust (1995) geeft vier mogelijke oorzaken voor het voorkomen van gradiënten in het langtransport:

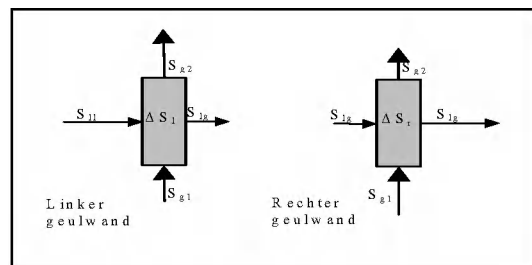
- Een langs de kust geleidelijk veranderende wind- en getijgedreven stroming
- Een langs de kust geleidelijk veranderende golfhoogte
- Hoekverdraaiing van de kustlijn of een veranderende hoek van inval
- Een verandering in de eigenschappen van het bodemmateriaal

Een verandering in het langtransport kan ook optreden als de kustlijn onderbroken wordt door een geul. Dit is het geval bij een haventoeegang of de monding van een rivier. Op een veel kleinere schaal gebeurt dit ook bij de monding van de Sluftergeul. De breedte van de geul is zo klein ten opzichte van het optredende langtransport dat de aanliggende kust waarschijnlijk nauwelijks beïnvloed wordt. Het langtransport heeft echter wel een grote invloed op de monding.

De geul veroorzaakt lokaal een verdieping in het strandprofiel. Met als gevolg dat de transportcapaciteit hier kleiner is dan de transportcapaciteit aan weerszijden van de geul (zie *Figuur 4-2*). Dit betekent dat het sedimenttransport in de geul (S_2) is kleiner is dan het transport aan de linker zijde van de geul (S_1). De linker wand van de geul zal hierdoor gaan sedimenteren. Aan de rechter geulwand zal precies het omgekeerde optreden. Immers S_2 is kleiner dan S_3 , waardoor de geulwand hier zal eroderen. Door het verzanden aan de ene en het eroderen aan de andere zijde zal de geul gaan “wandelen” in de richting van het langtransport. Door de monding van de Slufter stroomt water in en uit de Sluftervlakte. De grootte en richting van de stroming in de geul varieert dus met de tijd. Met de stroming zal ook de transportcapaciteit van de geul variëren. Het sediment dat via het langtransport de geul bereikt zal beïnvloed worden door het sedimenttransport in de geul. Op het moment dat de stroming in de geul van richting verandert zal de invloed van de geul te verwaarlozen zijn. Tijdens maximale stroomsnelheden in de geul zal er daarentegen door de geul wel degelijk een bijdrage geleverd worden aan het sedimenttransport.



Figuur 4-2; Een geul doorsnijing



Figuur 4-3; Zandbalans van de monding

Zo ontstaat er een zeer complex systeem, waar het sedimenttransport niet alleen afhankelijk is in de ruimte maar ook in de tijd. Aan de hand van het opstellen van een zandbalans voor de meest extreme situaties is het mogelijk een beeld te krijgen van de processen die plaats vinden. In *figuur 5-3* wordt de zandbalans van de monding van de Slufter weer gegeven. In deze figuur is aangenomen dat het langtransport naar rechts gericht is. Verder is de ebstroom door de Sluftergeul hier maximaal. De geul draagt dan ook bij aan het transport. Aan de linker geulwand zal een gedeelte van het door het langtransport aangevoerde sediment meegevoerd worden door de stroming in de geul. Dit betekent dat er in ieder geval dat er minder zal sedimenteren. Aan de rechter geulwand zal het tegenovergestelde proces optreden. Hier zal het tekort aan sediment voor het langtransport aangevuld worden door het aangevoerde sediment uit de geul. De stroming in de geul werkt dus de erosie van de geulwand als gevolg van het langtransport tegen.

In formule vorm kan de sedimentbalans als volgt beschreven worden:

$$\Delta S_l = S_{1l} - S_{1g} + S_{g1} - S_{g2} \quad (4.2)$$

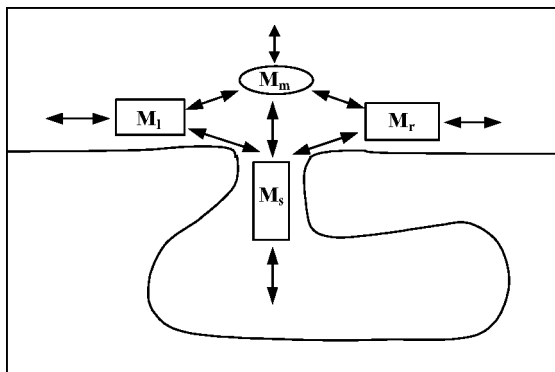
$$\Delta S_r = S_{1g} - S_{1r} + S_{g1} - S_{g2} \quad (4.3)$$

Met:

- ΔS_l = Het overschot/ tekort aan sediment aan de linker zijde van het balansgebied
- S_{ll} = Het langstransport aan de linker zijde van de geul
- S_{lg} = Het langstransport in de geul
- S_{gz} = Het sedimenttransport aan de zeezijde in de monding
- S_{gs} = Het sedimenttransport aan de kant van de Slufter in de monding
- ΔS_r = Het overschot/ tekort aan sediment aan de rechter zijde van het balansgebied.

Het in figuur 5-3 geschetste beeld is echter slechts een moment opnamen. Langs de kust zal als gevolg van het getij het langstransport niet alleen voortdurend van richting veranderen, maar ook zal de hoeveelheid getransporteerde sediment variëren in een getijcyclus. Daarnaast varieert ook de stroming in de geul met het getij. Het maximale langstransport zal echter in fase verschillen met het maximale sedimenttransport in de geul.

Om de zandstromen in het systeem van de Slufter te kunnen beschouwen kunnen er vier balansgebieden onderscheiden worden. Uit *Figuur 4-4* blijkt dat deze balansgebieden elkaar afzonderlijk beïnvloeden. Het langstransport (M_l en M_r) wordt door de Slufter onderbroken. Vanwaar het sediment verder getransporteerd wordt. De manier waarop dit gebeurt zal hieronder aanbod komen.



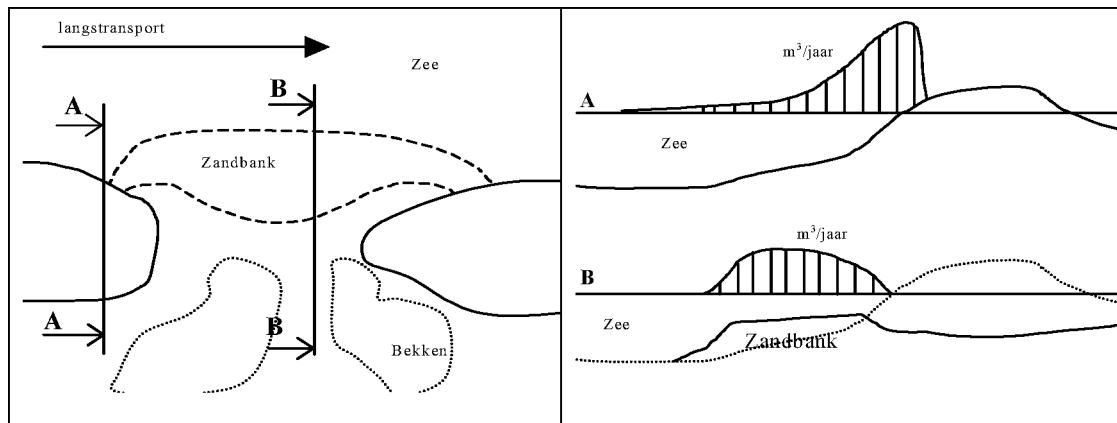
Figuur 4-4; Het systeem van de Slufter

4.3.2 Sediment by-passing

Obstakels langs de kustlijn kunnen het langstransport onderbreken. Dit gebeurt bijvoorbeeld bij havenhoofden en getijdebekkens. Wanneer het sediment niet op een andere wijze het obstakel kan passeren zal het gebied aan de benedenstroomse zijde verzanden, terwijl aan de bovenstroomse zijde erosie zal ontstaan. Wanneer er echter toch sedimenttransport plaats vindt naar de andere zijde van het obstakel dan wordt dit sediment by- passing genoemd. Wil een getijdebekken blijven bestaan is by- passing van sediment noodzakelijk. Volgens Bruun en Gerritsen (1959) zijn er voor getijdebekkens twee manieren van sediment by-passing:

- By- passing via zandbanken in de buitendelta
- By- passing doormiddel van de getijbeweging

Wanneer by-passing van sediment via zandbanken plaats vindt dan zal het door het langstransport aangevoerde sediment gaan sedimenteren in de buitendelta. Hierdoor kan er onderwater, via zandbanken, een “verbinding” gemaakt worden met de andere zijde van de inlaat (*Figuur 4-5*) De grootte van deze zandbank zal zich aanpassen aan de hoeveelheid langstransport dat optreedt. De zandbank zal groeien totdat het sediment transport over deze zandbank net zo groot is als het langstransport. Waarbij de diepte van de zandbank beperkt is tot de waterdiepte waarop stormgolven beginnen te breken. Deze vorm van sediment by- passing vindt plaats in gebieden waar redelijk grote golfhoogtes voorkomen.

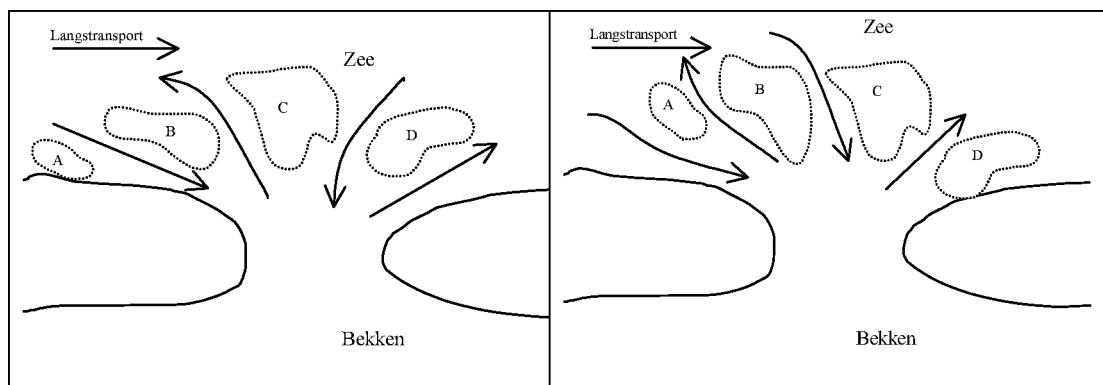


Figuur 4-5; By-passing over een zandbank

De andere manier, waarop by-passing van sediment plaats kan vinden, is doormiddel van de getijbeweging. Wanneer de eb- en vloedstroomsnelheden voldoende groot zijn zal de buitendelta doorsneden worden door eb- en vloedgeulen. Deze geulen liggen meestal haaks op de richting van het langtransport. Er zijn nu twee manieren van by-passen van sediment.

Het door langtransport aangevoerde sediment zal gaan verzanden aan de rand van de geul. Hierdoor wordt de geul, zoals reeds in de vorige paragraaf werd beschreven, steeds meer in benedenstroomse richting gedrongen. Deze migratie zal blijven doorgaan totdat de stroming in de geul een zodanige weerstand ondervindt, dat er bovenstrooms van de geul een nieuwe doorgang gevonden wordt. De oorspronkelijke geul zal nu verzanden en de zandbank gelegen tussen de oude en nieuwe geul kan op deze manier de andere zijde van de inlaat bereiken. Migratie van de geul kan ook veroorzaakt worden door het meanderen van de geul.

Sediment afkomstig van langtransport kan ook meegevoerd worden met de vloedstroom, waarna het met de ebstroom weer in de buitendelta afgezet wordt. Op deze manier kan zigzaggend een netto sediment transport optreden naar de andere zijde van de inlaat. Deze vorm van sediment by-passing treedt vaak op in gebieden met een groot verschil in getij.



Figuur 4-6; By-passing doormiddel van getijbeweging

In *Figuur 4-6* wordt het by-passen van sediment doormiddel van getijbeweging weergegeven. In dit figuur is te zien hoe zandbanken en geulen zich in de loop van de tijd verplaatsen. Tot het moment dat zandbank D de overkant van de inlaat heeft bereikt. Vanaf hier kan het sediment verder getransporteerd worden doormiddel van langtransport. Tegelijkertijd bereikt zandbank A de buitendelta. Deze zal na verloop van tijd uiteindelijk op dezelfde manier de andere zijde bereiken.

4.3.3 Geulbochten

De Sluftergeul vormt de verbinding tussen de Sluftervlakte en de Noordzee. In een getijcyclus stroomt er in beide richtingen water door de geul. Op plaatsen waar de geul een bocht maakt zal het water tijdens eb een andere weg volgen dan tijdens vloed. In een geulbocht spelen dan ook andere krachten een rol dan in een rechte geul het geval zou zijn. Een beschrijving van de krachten die optreden in een geulbocht kan verkregen worden als verondersteld wordt dat de stroming zich, onder invloed van bodemwrijving en het oppervlakteverhang, aanpast aan de geulbocht. Als er verder vanuit gegaan wordt dat de stroming hoekonafhankelijk is in een cilindrisch coördinatenstelsel, kan de krachtenbalans dwars op de stroomrichting als volgt beschreven worden:

$$-\frac{u^2}{R} + fu + \frac{1}{\rho} p_y - (Nv_z)_z = 0 \quad (4.4)$$

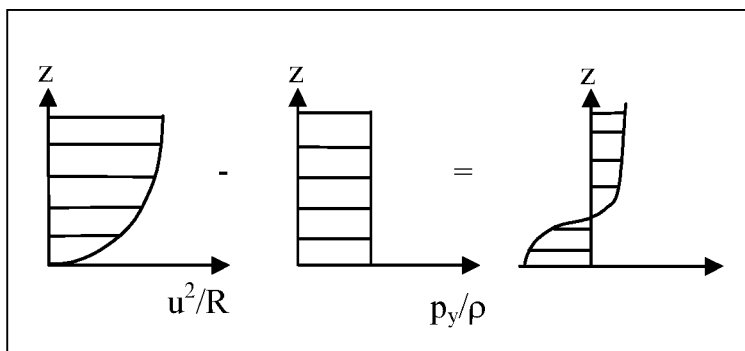
met:

- R = de straal van de geulbocht (deze is groter verondersteld dan de geulbreedte)
- U = de snelheid langs geulas en $x = R\theta$
- z = de verticale coördinaat (bodem $z = -h$, oppervlak $z = \eta$)
- v = de stroomsnelheid in de dwarsrichting

De eerste term is de centrifugaalkracht. Deze kracht werkt bij eb en vloed in dezelfde richting en is gericht naar de buitenbocht. De invloed van de Coriolis- versnelling in de tweede term daarentegen wisselt tijdens eb en vloed wel van richting. De Coriolis- versnelling ontstaat als gevolg van de draaiing van de aarde, die er voor zorgt dat de watermassa zich niet in een rechte lijn beweegt. Hierdoor wordt er een kracht op de watermassa veroorzaakt, welke op het noordelijk halfrond gekeken vanuit de stroomrichting naar rechts werkt. De centrifugaalkracht en de Coriolis- versnelling maken samen evenwicht met de drukgradiënt en de turbulente viscositeit. De invloed van de Coriolis versnelling is kleiner dan de invloed van de andere twee termen. Wanneer deze term weggelaten wordt gaat vergelijking (4.4) over in:

$$-\frac{u^2}{R} + \frac{1}{\rho} p_y - (Nv_z)_z = 0 \quad (4.5)$$

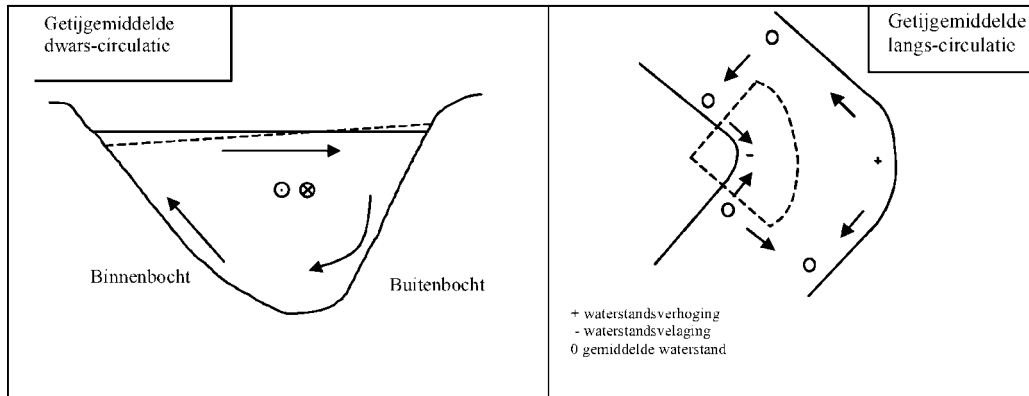
Er wordt uitgegaan van een logaritmische snelheidsverdeling. Wanneer nu de verticale verdeling van de eerste twee termen uitgezet worden dan kan de verdeling van de laatste term beschouwd worden. (zie *Figuur 4-7*).



Figuur 4-7; Secundaire stroming als gevolg van een geulbocht

Uit bovenstaande figuur blijkt de vorm van de oplossing van $v(z)$ van vergelijking (4.5). Daarbij is de dwarssnelheid aan de bodem gericht naar de binnenbocht en het bovenste deel naar de buitenbocht. De diepte geïntegreerde waarde van de dwarssnelheid is echter gelijk aan nul. Hierdoor ontstaat er een circulatie welke bij de bodem gericht is naar de binnenbocht en aan het oppervlak naar de buitenbocht is gericht. De getijstroom heeft dus als het ware een spiraalserend karakter (zie *Figuur 4-8*). Op de bodem is meer sediment aanwezig dan aan het wateroppervlak, waardoor er een sedimenttransport zal optreden van de buitenbocht gericht naar de binnenbocht. De buitenbocht zal hierdoor gaan eroderen en steiler worden, terwijl de binnenbocht zal gaan aanzanden.

In de buitenbocht is de waterstand hoger dan in de binnenbocht. Dit dwarsverhang neemt gaande naar het centrum van de bocht toe, waardoor er ook een verhang in de langsrichting optreedt. Dit veroorzaakt weer een langscirculatie, die in de buitenbocht van de bocht af en in de binnenbocht naar de bocht toe gericht is (zie *Figuur 4-8*). De langscirculatie heeft het zelfde effect als de dwarscirculatie. Er wordt namelijk sediment van de buitenbocht getransporteerd naar de binnenbocht.

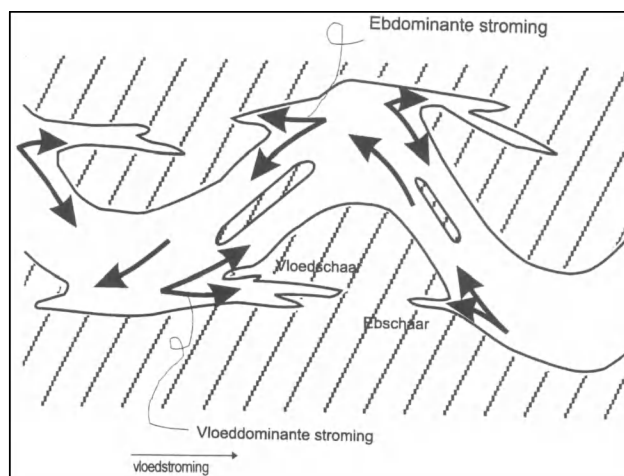


Figuur 4-8; Getijgemiddelde restcirculatie in een geulbocht [tidal inlets and tidal basins]

Deze horizontale circulatie heeft op het sedimenttransport een zelfde effect als de transversale circulatie. Namelijk dat er netto sediment van de buitenbocht naar de binnenbocht wordt getransporteerd. Dit veroorzaakt uitbochtiging van de buitenbocht en plaat opbouw aan de binnenzijde. De stroming in een geul versterkt een bocht dus alleen maar. Als gevolg van een kleine uitwijking in de ligging van de geul zal deze verstoring alleen maar verder uitgroeien tot een steeds grotere geulbocht. Een rechte geul is dan ook niet stabiel en zal in de natuur ook niet voorkomen.

4.3.4 Eb- en vloedscharen

Waterstand in de buitenbocht is iets hoger dan aan de binnenbocht. Zoals beschreven in paragraaf 0 wordt als gevolg van dit dwarsverhang een langsverhang veroorzaakt. Hierdoor ontstaat er een horizontale circulatie welke gesuperponeerd wordt op de getijstroom. Het instantane beeld is dat van een getijstroom die, zowel bij eb als bij vloed de neiging heeft om uit de bocht te schieten. De stroming wil als het ware rechtdoor schieten. Zo kunnen er eb- en vloedscharen ontstaan. Van Veen (1950) beschrijft een vloedschaar als een getijgeul die voornamelijk open ligt voor de vloed en die aan het bovenende een drempel heeft. Voor een ebschaar geldt precies het tegenovergestelde. Deze ligt voornamelijk open voor de ebstream en heeft aan het zeeinde een drempel.



Figuur 4-9; Getijgeul met eb en vloedscharen [Coastal inlets and tidal basins]

In het algemeen zijn vloedscharen sterker ontwikkeld dan ebscharen. Dit komt doordat de gemiddelde waterstand gedurende de vloed (en vooral aan het einde van de vloed) hoger is dan gedurende de eb periode. Bij vloed stroomt het water dus meer over de platen, terwijl de ebstroom hoofdzakelijk de hoofdgeul volgt. In een S bocht kunnen een vloed- en een ebschaar naar elkaar toe groeien (zie *Figuur 4-9*). Op deze manier kan een geulbocht afgesneden worden, waardoor er een kortere geullengte ontstaat. Eb- en vloedscharen zullen elkaar echter niet zo snel bereiken. Voordat beide scharen elkaar bereiken dient eerst de drempel tussen beide doorbroken te worden. In een vloedschaar overheerst namelijk vooral de vloedstroom, waardoor er netto meer sediment getransporteerd wordt in de vloed richting. Voor een ebschaar geldt het omgekeerde. Het sediment dat zo meegevoerd wordt, bezinkt aan het einde van beide scharen, waardoor aan weerszijde een drempel opgeworpen wordt.

De drempel tussen een vloed- en ebschaar kan tijdens een storm doorbroken worden, maar het kan ook gebeuren dat de hoofdgeul zolang geworden is dat er een groot waterstandsverschil ontstaat tussen beide vloedscharen. Wanneer dit waterstandsverschil groot genoeg is zal de drempel overstroomd en ontstaat er een nieuwe kortere rechttere geul. Na verloop van tijd zal ook deze geul weer gaan uitbochten en zal het dynamische systeem van voor af aan beginnen.

4.3.5 Getij-asymmetrie

Onder de invloed van bodemwrijving, bekkengeometrie of het astronomisch getij wijken de getijkrommen voor waterstand en stroomsnelheid, in een getijdebekken, af van een harmonische sinus. Met als gevolg dat er verschillen in de getijbeweging zullen optreden tijdens eb en vloed. Hieronder wordt één vorm van getijasymmetrie beschreven door Mota Oliveira toegelicht.

In een getijcyclus verandert de dwarsdoorsnede van de keel ongeveer 10-12 %, terwijl de oppervlakte van het bekken in dezelfde cyclus wel met meer dan 200% kan veranderen. In een lopende getijgolf is het faseverschil tussen de waterstand en de stroomsnelheid kleiner dan $\pi/2$, zodat waterstand gemiddeld over de vloed hoger is dan gedurende eb. Tijdens eb zal een zelfde volume water uit het bekken door een kleinere keel opening moeten stromen. Dit betekent dat de stroomsnelheden tijdens eb gemiddeld groter zijn dan tijdens vloed. Daar het sedimenttransport proportioneel is met de stroomsnelheid zal de ebstroom dus meer sediment transporteren dan de vloedstroom. Dit mechanisme kan zorgen voor een netto sedimenttransport richting zee.

De hier beschreven getij- asymmetrie werd voor het eerst door Mota Oliveira (1971) beschreven. Waarbij uit gegaan wordt van de kombergingsbenadering. De waterstand stijgt en daalt dus overal in het bekken op het zelfde moment. Indien men de waterstand kan in het bekken kan beschrijven als een sinus-vormige functie in de tijd. Dan volgt:

$$h(t) = H_0 \sin \omega t \quad (4.6)$$

$$Q(t) = \omega B \cos(\omega t - \alpha) \quad (4.7)$$

Integreren van het debiet over een getijcyclus levert het getijprisma (P) op. Waarbij geldt:

$$\omega t_1 = \alpha - \frac{\pi}{2}$$

$$\omega t_2 = \alpha + \frac{\pi}{2}$$

$$P = \int_{t_2}^{t_1} Q(t) dt = B \sin(\omega t - \alpha) \Big|_{t_1}^{t_2} = 2B \quad (4.8)$$

Wanneer aangenomen wordt dat de inlaatgeul rechthoekig is dan is de oppervlakte van de doorsnede gelijk aan:

$$A(t) = b(d + H_0 \sin \omega t) \quad (4.9)$$

Wanneer de stroomsnelheid constant verondersteld wordt over de diepte kan deze bepaald worden met:

$$V(t) = \frac{Q(t)}{A(t)} = \frac{\omega B \cos(\omega t - \alpha)}{b(d + H_0 \sin \omega t)} = \frac{\omega}{2bH_0} P \frac{\cos(\omega t - \alpha)}{d_0 + \sin \omega t} \quad (4.10)$$

$$\text{met } d_0 = \frac{d}{H_0}$$

De transportcapaciteit neemt toe met de n^{de} macht van de stroomsnelheid. Waarbij voor n meestal een waarde aangehouden wordt tussen de 3 en de 6.

Als maat voor het sedimenttransport dat optreedt tijdens eb en vloed afzonderlijk kan genomen worden:

$$C_f = \int_{t_1}^{t_2} V^n(t) dt \quad \text{en} \quad C_e = \int_{t_2}^{t_3} V^n(t) dt$$

met

$$\omega t_1 = \alpha - \frac{\pi}{2}$$

$$\omega t_2 = \alpha + \frac{\pi}{2}$$

$$n = 3 - 6$$

Uitwerken geeft.

$$C_f = \left(\frac{\omega}{2bH_0} P \right)^n \int_{t_1}^{t_2} \left[\frac{\cos(\omega t - \alpha)}{d_0 + \sin \omega t} \right]^n dt = \left(\frac{\omega}{2bH_0} P \right)^n C_f' \quad (4.11)$$

$$\text{met } C_f' = \int_{t_1}^{t_2} \left[\frac{\cos(\omega t - \alpha)}{d_0 + \sin \omega t} \right]^n dt$$

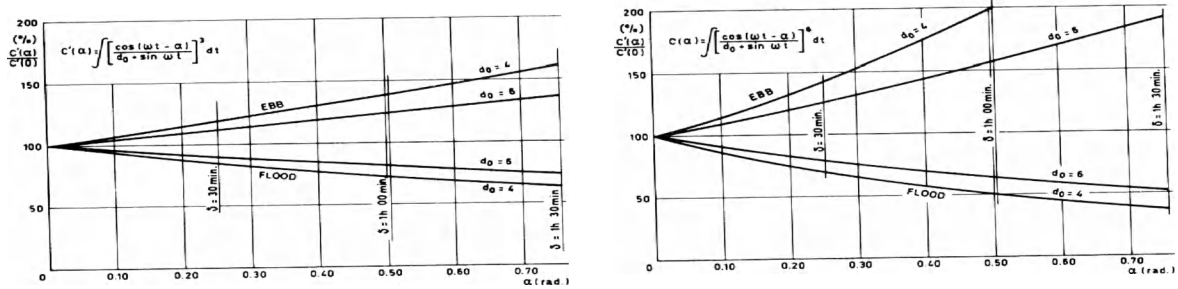
en

$$C_e = \left(\frac{\omega}{2bH_0} P \right)^n \int_{t_2}^{t_3} \left[\frac{\cos(\omega t - \alpha)}{d_0 + \sin \omega t} \right]^n dt = \left(\frac{\omega}{2bH_0} P \right)^n C_e' \quad (4.12)$$

$$\text{met } C_e' = \int_{t_2}^{t_3} \left[\frac{\cos(\omega t - \alpha)}{d_0 + \sin \omega t} \right]^n dt$$

Het verschil tussen C_f en C_e zegt iets over het netto sedimenttransport. Vergroten van het getijprisma zorgt voor een betere doorspoeling in beide richtingen, maar heeft geen effect op het netto sedimenttransport. Hierop zijn alleen het faseverschil α en de diepte d_0 van de geul van invloed.

Figuur 4-10 laat voor verschillende waarden van α de transportcapaciteit zien behorende bij een diepte tussen de 4 en 6 meter.



Figuur 4-10; Verandering in sedimenttransport als gevolg van de faseverschuiving [Mota Oliveira 1971]

Uit de figuur blijkt dat er bij een vergroting van het faseverschil (α) een groter verschil ontstaat tussen de transportcapaciteit van eb en vloed. Een grotere waarde voor n en een kleinere d_0 versterken dit effect. Indien er meer sediment richting zee getransporteerd wordt dan richting bekken, zal een getijdebekken zichzelf open houden.

4.3.6 Kenteringsduur

Bij kortere getijdebekkens is er nog een andere vorm van getij- asymmetrie. Deze is gebaseerd op het verschil tussen de variatie in stroomsnelheid rond hoog- en laagwaterkentering. Is de lengte van het bekken klein ten opzichte van de golflengte (kombergingsbenadering) dan kan de continuïteitsvergelijking als volgt worden geïntegreerd over de lengte:

$$u(x, t) = \frac{\eta_t(t)}{A_s(x, t)} \int_x^l b_k(x, t) dx \approx (l - x) \frac{\eta_t(t)}{H_k(t)} \quad (4.13)$$

Π_k is een equivalente diepte die het verschil tussen stroomvoerende en kombergende breedte verdisconteert:

$$H_k = \frac{A_s}{b_k} = \frac{Hb_s}{b_k} \quad (4.14)$$

Bij hoogwaterkentering (HWK) en laagwaterkentering (LWK) geldt dat $\eta_t \leftrightarrow 0$. In deze periode rond kentering wordt Π_k constant verondersteld, waarbij tijdens hoogwaterkentering de aanduiding Π_k^+ gebruikt wordt en tijdens laagwaterkentering Π_k^- . Het snelheidsverloop rond hoogwaterkentering ten opzichte van het snelheidsverloop rond laagwaterkentering kan nu berekend worden met:

$$\left| \frac{u_t}{u_t} \right|_{HWK} \approx \frac{H_k^-}{H_k^+} \frac{\eta_t}{\eta_t} \approx \frac{H_k^-}{H_k^+} \quad (4.15)$$

Wordt nu verondersteld dat het getij op zee rond hoogwater symmetrisch is ten opzichte van laagwater dan is de laatste term gelijk aan 1, waardoor het snelheidsverloop alleen afhankelijk is van de equivalente diepte. Er zijn nu twee verschillende gevallen te onderscheiden.

In een bekken met uitgestrekte kombergende platen en diepe geulen ($H_k^+ < H_k^-$) zal rond HWK het verloop van de getijsnelheid snel zijn ten opzichte van LWK. De kenteringsduur zal tijdens HW dan ook korter zijn dan tijdens LW. Tijdens LWK zal er hierdoor een sterkere sedimentatie optreden dan tijdens HWK. In een bekken met ondiepe geulen en weinig kombergende platen zal precies het tegenovergestelde plaats vinden en zal er dus tijdens HWK een sterkere sedimentatie optreden.

Uit bovenstaande blijkt dat er als gevolg van getij- asymmetrie er een resulterend sedimenttransport in een bepaalde richting kan optreden. Hoewel deze transporthoeveelheden vaak klein zijn ten opzichte van het totale

sedimenttransport in het getijdebekken, is deze scheefheid in het getij voor de stabiliteit van een getijdebekken wel van groot belang. Veel getijdebekken danken hun bestaan zelfs aan deze getij- asymmetrie. Naast getij- asymmetrie kunnen ook golven zorgen voor een netto sedimenttransport in bepaalde richting. Golven die vanuit zee richting de kust lopen brengen, eventueel door te breken op de buitendelta, sediment in suspensie. De vloedstroom zal dit sediment in suspensie via de keel naar het bekken transporteren. Hier komt het sediment in een gebied waar golven minder invloed hebben. Tijdens de kentering krijgt dit sediment de kans om te bezinken. Waarna de ebstroom hoofdzakelijk als bodemtransport sediment richting zee zal transporteren. Als er geen eb of vloeddominantie aanwezig is zal onder de invloed van golfwerking meer sediment richting het bekken getransporteerd worden.

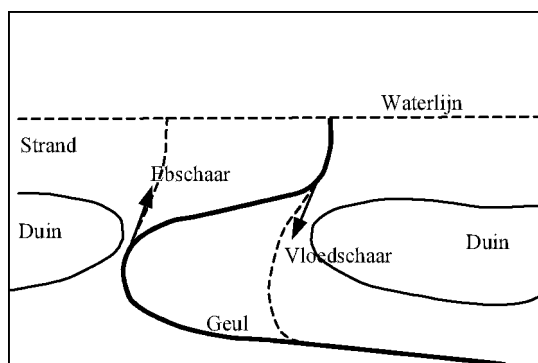
4.4 Het gedrag van de Slufter

4.4.1 De monding

In de voorgaande paragrafen zijn processen die in de Slufter een belangrijke rol spelen behandeld. Al deze processen beïnvloeden elkaar onderling. In de Slufter is duidelijk te zien dat de monding van de geul zich steeds verder naar het noorden verplaatst. Dit komt hoofdzakelijk doordat het langstransport dat hoofdzakelijk naar het noorden gericht is. Daarnaast heeft ook de bochtwerking een invloed hebben op de ligging van de monding. Met de verplaatsing van de monding zal er ook sediment in noordelijke richting getransporteerd worden. Waardoor er een bijdrage geleverd wordt aan het by- passen van sediment. Het by-passen van sediment, zoals werd beschreven in paragraaf 4.3.2, zal op beperkte schaal ook in de Slufter optreden. Er is echter maar één geul die in de zee uitmond en de invloed van deze geul zal slechts over een klein gedeelte van het dwarsprofiel merkbaar zijn.

4.4.2 De middenloop

Naast de monding is ook de middenloop van de geul erg dynamisch. In de middenloop heeft zich een geulbocht gevormd, die zich steeds verder in zuidelijke richting uitbreidt. Met als gevolg dat de twee bochten in de geul zich steeds verder uit elkaar groeien. Het water dat door de geul stroomt zal dan ook een steeds langere weg af moeten leggen, waardoor de stroomsnelheden in de geul zullen af nemen. In 1957 bereikte de geul tot op heden zijn grootste lengte. De situatie was toen zo kritiek dat er gevreesd werd voor het verzanden van de Slufter. Echter voordat er ingegrepen werd in het systeem, vond het water tijdens een storm een kortere route richting zee. Zo een geul afsnijding vindt regelmatig in de Slufter plaats. Deels kan dit verklaard worden uit het ontstaan van eb- en vloedscharen. Tijdens een geulafsnijding zal de drempel tussen een eb- en vloedschaar overstromen, waardoor er een kortere geul kan ontstaan (zie *Figuur 4-11*).



Figuur 4-11; Verandering van de ligging van de geul als gevolg van een eb of vloedschaar

4.4.3 De Sluftervlakte

De komberging van de Sluftervlakte zal door het langer worden van de geul niet veranderen. De extra komberging van de geul is immers verwaarloosbaar klein ten opzichte van de totale komberging. Daarentegen zal de verhouding tussen de komberging en de geullengte afnemen. De Sluftervlakte is een relatief klein gebied met een relatief groot plaatoppervlak waardoor een geul loopt. Zoals beschreven in paragraaf 4.3.5 is geldt dan dat $H_k^+ < H_k^-$. De kenteringsduur tijdens hoogwater is dus korter dan tijdens laagwater, waardoor er tijdens laagwaterkentering meer sedimentatie zal optreden. Dit betekent dat er netto meer sediment het bekken uit getransporteerd zal worden dan erin. Bij dit laatste is er echter geen rekening gehouden met het feit dat golven nabij de monding het sedimenttransport kunnen beïnvloeden.

4.5 Externe factoren

De huidige ligging van de Slufter is niet helemaal op een natuurlijke manier tot stand gekomen. In het verleden hebben er in en rond de Slufter regelmatig menselijke ingrepen plaats gevonden. Zo is zoals eerder vermeld de opening tussen de duinen gefixeerd. Om de opening tussen de duinen niet groter te laten worden is er een duinvoet versteviging aangebracht. Nu de plaats van de duinvoet zich niet meer aanpast aan de ligging van de geul, ontstaat het gevaar dat eventuele bochtafsnijdingen verhinderd worden door het duin.

In de aanliggende kust vinden regelmatig zandsuppleties plaats. Hierdoor zal er meer sediment in richting van de Slufter getransporteerd worden. Met als gevolg dat er meer sediment in de monding terecht kan komen. Al dit extra sediment dient op toch op één of andere manier te worden geby- passed. Er zal dan ook meer sediment moeten by- passen. Al deze ontwikkelingen kunnen de natuurlijke dynamiek van de Slufter verstoren. Naast veranderingen als gevolg van menselijke ingrepen zijn er ook andere factoren die de stabiliteit beïnvloeden. Als gevolg van optredende veranderingen in het klimaat zullen er voor de kust van Nederland wellicht vaker stormen voorkomen. Daarnaast zal als gevolg van de relatieve zeespiegelrijzing de Slufter vaker geheel onder stromen. Om te kunnen verspellen hoe de Slufter nu en in de toekomst op dit soort veranderingen zal reageren, is er van de Slufter een computermodel gemaakt. Aan de hand van dit model kan het gedrag van de Slufter onder verschillende randvoorwaarden bestudeerd worden.

5 Numerieke schematisatie van de Slufter

5.1 Inleiding

De Slufter is een zeer dynamisch gebied dat dagelijks van vorm verandert. Het is dan ook zeer lastig om een goede voorspelling te doen over hoe de Slufter er over enkele jaren uit zal gaan zien. In de toekomst zal de Slufter blootgesteld worden aan extreme weersomstandigheden en de relatieve zeespiegelrijzing. Een voorspelling doen over hoe de Slufter er over enkele jaren uit zal zien is dan ook zeer lastig. Daarnaast zullen er ongetwijfeld in de omgeving van de Slufter ook menselijke ingrepen plaats gaan vinden.

Om toch een voorspelling te kunnen doen over het gedrag van de Slufter onder deze verschillende omstandigheden kan er gebruik gemaakt worden van een computermodel. Door deze veranderde omstandigheden in te voeren in het model kan aan de hand van numerieke berekeningen de veranderingen van verschillende processen berekend worden. De gevolgen die deze processen hebben op het systeem van de Slufter zijn echter nog niet goed op een deterministische manier te berekenen en indien dit wel het geval zou zijn dan zou de huidige rekenkracht van computers niet voldoende zijn om de werkelijkheid waarheidsgetrouw na te bootsen. Bij het maken van een computermodel, zeker voor een complex systeem zoals de Slufter, dienen dan ook altijd concessies gedaan te worden aan de werkelijkheid.

Het is wel mogelijk om een gedeelte van het systeem te simuleren. Op deze manier kan er toch inzicht verkregen worden in de invloed van bepaalde variërende omstandigheden op een bepaald deelproces in de Slufter. Zo is het toch mogelijk om bepaalde processen te interpreteren. Het systeem als geheel moet echter niet uit het oog verloren worden, omdat de verschillende te onderscheiden processen elkaar onderling beïnvloeden.

5.2 Probleemaanpak

Geprobeerd is om het gedrag van de Slufter te simuleren in een computermodel. Dit is gedaan door processen die in werkelijkheid plaatsvinden in het model te implementeren. In de Slufter is een duidelijke hoofdgeul te onderscheiden. De verplaatsingen van deze geul zijn in het verleden helaas niet goed bijgehouden. Er zijn wel luchtfoto's van dit gebied, maar daarop is voornamelijk alleen de monding en de middenloop zichtbaar. Van de verplaatsing van de rest van de geul en de veranderingen in de Sluftervlakte zijn echter nooit bijgehouden. Er is dan ook van de Slufter vrijwel geen bruikbare meetdata voor handen. Toch lijkt er een verband te zijn tussen de aanwezige geullengte en de stabiliteit van de Slufter. In hoofdstuk 4 werd reeds beschreven dat als gevolg van het meanderen van de Sluftergeul de geul langer wordt. Dit proces is het gevolg van een in de geulbocht opgewekte spiraalstroom. Het is niet mogelijk om dit effect in 1-dimensionaal model na te bootsen. Het is echter wel mogelijk de geullengte als invoerparameter in het model te stoppen. Door het veranderen van de geullengte kan gekeken worden hoe en in welke mate de water beweging in de Slufter afhankelijk is van de geullengte. De waterbeweging wordt ook beïnvloed door het getijprisma in de Slufter. Aan zeewaartse de rand wordt daarom de waterstand gevarieerd. De Slufter is ontstaan tijdens een storm, dus is er niet alleen maar gekeken naar gemiddelde waterstanden maar ook naar de waterstanden die optreden tijdens stormcondities. Tijdens een storm wordt er op het getij een bepaalde wind set-up gesuperponeerd. Het verschil tussen hoog- en laagwater wordt tijdens een storm niet groter, maar als gevolg van de hogere waterstand zal het getijprisma wel toenemen. Tijdens hoogwater zullen immers ook de hoger gelegen plaatgebieden overstroomd.

Door deze twee invoerparameters in het computerprogramma te variëren worden de veranderingen in de waterbeweging in de Slufter geanalyseerd. Aan de hand van deze analyse wordt beschouwd of het mogelijk is bepaalde processen te benoemen waardoor het gedrag van de Slufter wordt beïnvloed.

Aan de hand van de computersimulatie zullen de volgende aspecten geanalyseerd worden:

- De verschillen in debiet bij verschillende waterstand en geullengte
- De verschillen in stroomsnelheid bij verschillende waterstand en geullengte
- De verschillen in ebduur bij verschillende waterstand en geullengte
- De verschillen in vloedduur bij verschillende waterstand en geullengte
- De verschillen in kenteringsduur bij verschillende waterstand en geullengte
- De verschillen in sedimenttransport bij verschillende waterstand en geullengte

Daarbij wordt vooral gekeken naar de invloed van bovengenoemde aspecten op het gedrag van de Slufter. Zo kan met de verkregen modelresultaten geanalyseerd worden welk soort getijasymmetrie een belangrijke rol speelt. Aan de hand van dit soort analyses kunnen er wellicht uitspraken gedaan worden over de maatgevende processen die de stabiliteit van de Slufter bepalen. Op deze manier kunnen op een kwalitatieve manier de 1-dimensionale modelresultaten vertaald worden in het 3-dimensionale gedrag van de Slufter. In het model wordt de invloed van de kustzone zoals golfwerking en langstransport buitenbeschouwing gelaten. In de Sluftermond spelen deze processen echter ook een grote rol. De invloed van deze processen dienen dan ook meegenomen te worden in de uiteindelijke analyse.

5.3 Het Computermodel

5.3.1 Model keuze

Voor een analyseren naar het gedrag van de Slufter onder bepaalde omstandigheden is het van belang om een computermodel te gebruiken dat de waterbeweging in het bekken goed kan beschrijven. Het stroomprofiel van de Slufter verandert sterk met de waterstand, waardoor het systeem zich niet lineair gedraagt. Het gekozen computermodel dient hiermee dus te kunnen rekenen. Met de huidige computermodellen is het niet mogelijk om exact het gedrag van de Slufter te bepalen. Daarnaast is het ook niet de bedoeling van dit onderzoek om het gedrag van de Slufter in detail te beschrijven, maar meer om te analyseren welke factoren van invloed zijn op dit gedrag. Het heeft dan ook weinig zin om te kiezen voor een 3-dimensionaal computersimulatiemodel. Er is dan ook gekozen om gebruik te maken van een 1-dimensionaal model genaamd Sobek. In dit model is het onmogelijk om het meanderen van de geul te simuleren, maar het is echter wel mogelijk de gevolgen van dit meanderen van buiten af aan het model op te leggen.

5.3.2 Sobek

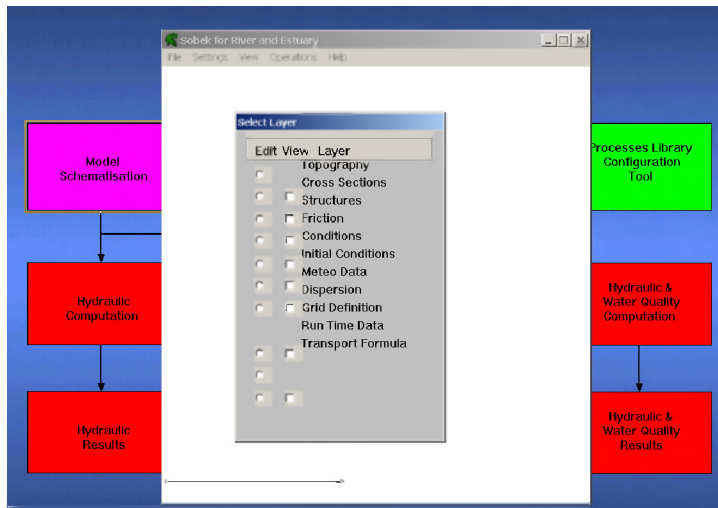
Gekozen is dus om het model van de Slufter te maken in het computersimulatiemodel *Sobek river/ estuary version 2.51.006*, welke ontwikkeld is door WL| Delft Hydraulics. Sobek is een 1-dimensionaal dynamisch numeriek model, dat geschikt is voor het berekenen van niet stationaire stromingen. Doordat het een 1-dimensionaal model is, wordt er gerekend met over de doorsnede gemiddelde waarden. Naast het berekenen van de waterbewegingen in het model, zit er in Sobek ook een morfologische module.

Het model maakt dus 1-dimensionale berekeningen, waardoor er wel enkele beperkingen aan het model zitten. Zo is het niet mogelijk om in een geul de bochtwerking te simuleren. Dwarscirculatie in de geul wordt immers in de berekeningen buitenbeschouwing gelaten. Een andere beperking is dat Sobek alleen kan rekenen met sub-kritische stromingen. In het algemeen is dit geen probleem, omdat er vrijwel altijd een sub-kritische stroomsnelheid heerst. Bij het droogvallen van een stroomgeul kunnen er echter problemen ontstaan. Tijdens het droogvallen van de geul wordt de waterdiepte zo klein dat er Froude getallen op kunnen treden die groter zijn dan één. In dit soort gevallen kunnen er dus stabiliteitsproblemen ontstaan.

5.4 Opzet van het gebruikte model

5.4.1 De data invoer

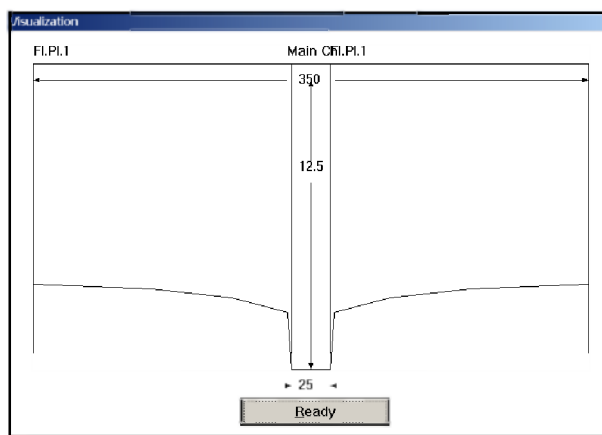
Sobek is opgebouwd uit verschillende modules. In de module *model schematisatie* kan met behulp van een eenvoudige user interface stapsgewijs verschillende modelparameters ingevoerd worden (*Figuur 5-1*). Aan de hand van deze parameters wordt het model gedefinieerd.



Figuur 5-1; De user interface van Sobek

De Sluftergeul is één geul met hier en daar een enkele aftakking. De invloed van deze aftakkingen op de stroming is echter verwaarloosbaar klein ten opzichte van de hoofdgeul. De Sluftergeul is dan ook gemodelleerd als één geul. Hierdoor hoeven er slechts 2 knooppunten gedefinieerd worden. Een knoop ($n1$) aan de zeewaartse rand van het model en een knoop ($n2$) aan het uiteinde van de geul. De Sluftergeul wordt nu geschematiseerd als de lijn tussen de 2 knooppunten. Op deze lijn kan op elke willekeurige plaats de dwarsdoorsnede beschreven worden. Door het definiëren van diverse dwarsdoorsneden kan de topografie van de Slufter in het model ingevoerd worden.

In een tabel kunnen enkele markante punten van de dwarsdoorsnede ingevoerd worden. Op deze manier is het mogelijk de breedte en diepte van de Sluftergeul en de hoogteligging van de Sluftervlakte te beschrijven. De tussenliggende punten wordt door het model zelf bepaald. *Figuur 5-2* is een voorbeeld van een dwarsdoorsnede van de Sluftergeul die op bovenstaande manier gedefinieerd is.

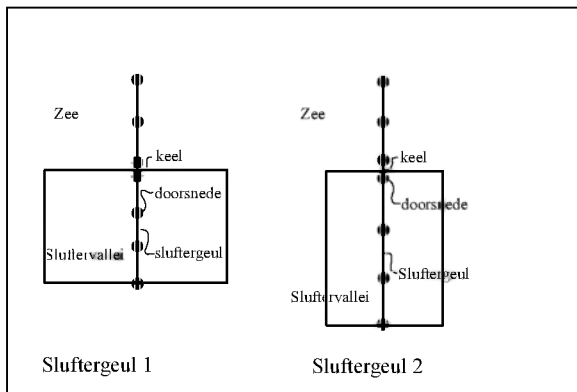


Figuur 5-2; Dwarsdoorsnede van de keel

Het definiëren van de verschillende dwarsdoorsneden dient zo te gebeuren dat de topografie van het model zo nauwkeurig mogelijk overeenkomt met de werkelijke situatie. Om dit te bewerkstelligen zijn de dwarsdoorsneden gemaakt aan de hand van een hoogtekarte. Waarbij er vooral op gelet is dat de overgang tussen strand en Sluftervlakte zo goed mogelijk beschreven wordt. Met een duidelijk aanwezige keel ter hoogte van de duinopening. In totaal zijn er op deze manier 13 verschillende doorsneden gedefinieerd.

In werkelijkheid slingert de Sluftergeul door de Sluftervlakte, waarbij de geul door het uitbochten steeds langer wordt. Dit proces is in het model niet goed te simuleren. Het is echter wel mogelijk verschillende geullengtes te definiëren en daarmee de gevolgen voor het systeem te bestuderen. Het langer worden van de Sluftergeul heeft echter geen invloed op de komberging. Dit betekent dat evenredig met het langer worden van de Sluftergeul de

breedte van de Sluftervlakte kleiner wordt. De dwarsdoorsnede van de Sluftergeul blijft echter onveranderd (Figuur 5-3). Op deze manier is er voor gezorgd dat het getijprisma niet afhankelijk is van de geullengte.



Figuur 5-3; Definiëren van de Sluftervlakte voor verschillende geullengtes

5.5 Randvoorwaarden van het model

5.5.1 Randvoorwaarden voor de stroming

Zoals in elk model moeten de randen van het model worden afgebakend. Het model reikt van de Noordzee tot aan waar de Sluftervlakte begrensd wordt door de Slufterdijk. Om toch de wisselwerking met het gebied buiten het model te behouden, worden aan de randen van het model, randvoorwaarden opgelegd. Aan de zeezijde is als randvoorwaarde de waterstand genomen worden. In paragraaf 2.5 is reeds behandeld welke waterstanden er voor de kust van Texel voor kunnen komen. Deze waterstanden kunnen sterk variëren. Voor de simulatie is gekozen om verschillende omstandigheden te kiezen, zodat de invloed van deze waterstanden op de Slufter geanalyseerd kan worden. Aan de zeewaartse rand worden afzonderlijk de volgende randvoorwaarden opgelegd:

- Een gemiddeld getij zonder wind set-up met een amplitude van 0,8 m.
- Een springtij zonder wind set-up met een amplitude van 1,0 m.
- Een springtij met een amplitude van 1,0 m en een wind set-up van 1,0 m.
- Een springtij met een amplitude van 1,5 m en een wind set-up van 0,5 m.
- Een springtij met een amplitude van 1,0 m en een wind set-up van 1,5 m.

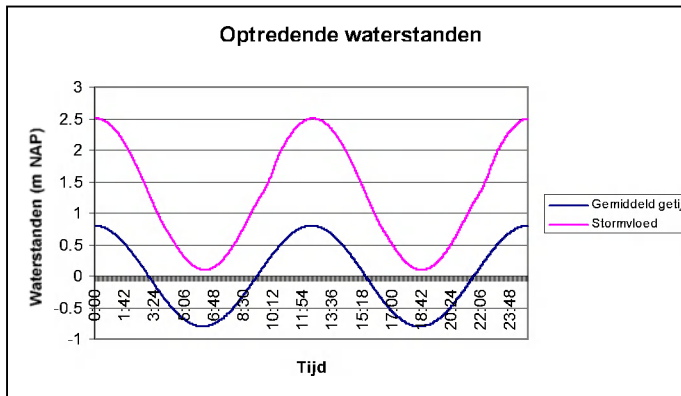
Bij deze verschillende vloed en eb horen verschillende overschrijdingsfrequenties, welke variëren van 296 keer per jaar tot 0,5 keer per jaar (Tabel 5-1).

Overschrijdingsfrequentie	Texel-Noordzee	Slufter
Gemiddeld	-	80
>5	170	180
>2	190	
>1	205	215
>0.5	225	250
>0.2	250	
>0.1	270	
>0.01	290	
>0.02	310	
>0.001	330	345
>0.005	345	360

Tabel 5-1; Overschrijdingsfrequenties ten aanzien van de Slufter op Texel

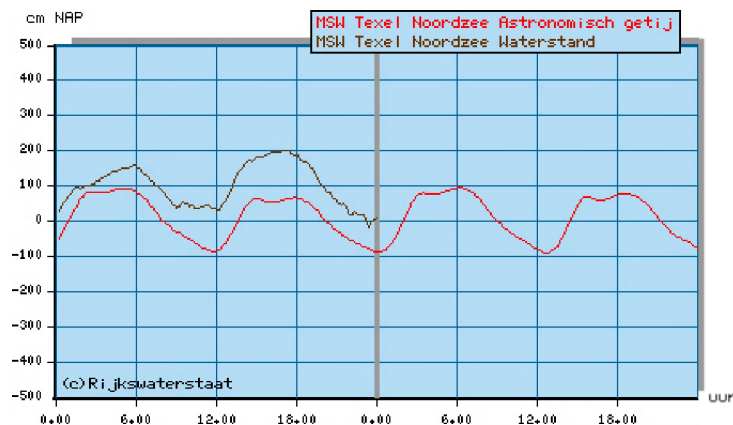
Het getij in het model wordt ingevoerd als een harmonische sinus, waarbij de toppen even groot zijn als de dalen. Na het berekenen van het getij wordt deze gesuperponeerd op de heersende waterstand. Voor de waterstand tijdens stormcondities is er gekozen voor die waterstand die een kans van optreden heeft van 0.5 keer per jaar.

Figuur 5-4 geeft een overzicht van de hoogste en de laagste waterstand waarmee in het model een simulatie gemaakt is.



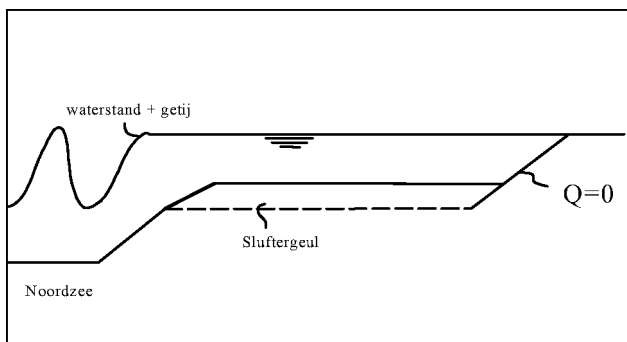
Figuur 5-4; Waterstanden als functie van de tijd zoals aan de zeevaartse rand is opgelegd

De waterstand komt redelijk goed overeen met de waterstanden die in werkelijkheid door Rijkswaterstaat gemeten zijn. *Figuur 5-5* laat een registratie van het getij zien tijdens een storm op 22 december 2003. In deze figuur is duidelijk te zien dat er op het springtij van NAP +1 m een wind set-up gesuperponeerd wordt van 1 m.



Figuur 5-5; Registratie van het getij op 22 december 2003

De andere rand van het model bevindt zich de landzijde van de Slufter. Hier wordt de Slufter begrensd door de Slufterdijk. Aan deze rand is dan ook als randvoorwaarde opgelegd dat de stroomsnelheid nul is (*Figuur 5-6*). In het model wordt dus geen rekening gehouden het eventueel afwateren van zoetwater dat op de Slufter.



Figuur 5-6; Dwarsdoorsnede van het model met de randvoorwaarden

5.5.2 Randvoorwaarden voor het bepalen van het sedimenttransport

Voor het bepalen van de morfologische veranderingen geldt het zelfde als voor het berekenen van de stroming. Voor het bepalen van het sediment transport is het namelijk ook informatie noodzakelijk van de modelranden. Aan de zeewaartse rand is de bodemligging vast verondersteld. Gedurende de gehele simulatie wordt aangenomen dat op deze rand de bodem van de zee ligt op -7 m Nap. De tweede randvoorwaarde wordt opgelegd aan de andere zijde. Op deze rand geldt dat er tijdens de simulatie er geen uitwisseling van sediment plaats zal vinden ($S = 0$).

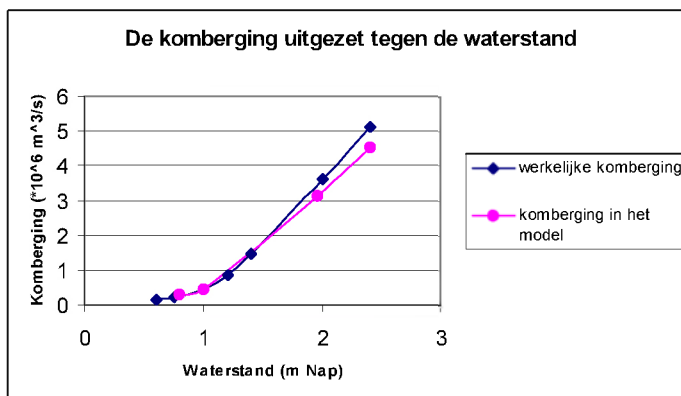
5.6 Simulatie van de Slufter

5.6.1 Simulatie

De Sluftergeul is zeer actief. De ligging van de geul is voortdurend aan veranderingen onderhevig. Als gevolg van langstransport verschuift de monding van de geul voortdurend van plaats. Verder verplaatst de geul steeds verder naar de buitenbocht als gevolg van de geul. Het is onmogelijk deze veranderingen te simuleren in een 1-dimensionaal model. Het is echter wel mogelijk de gevolgen van deze veranderingen te simuleren. Eén van de grootste gevolgen van de veranderde ligging van de geul is het langer worden van de geul. De lengte van de geul heeft invloed op het stromingspatroon in de Slufter. Door het invoeren van verschillende geullengtes kan met behulp van het model bekeken worden wat de gevolgen van deze veranderingen precies zijn. Voor de volgende geullengtes is een simulatie gemaakt:

- Geul 1; met een lengte van 1000 m.
- Geul 2; met een lengte van 1400 m.
- Geul 3; met een lengte van 2000 m.
- Geul 4; met een lengte van 2900 m.
- Geul 5; met een lengte van 3400 m.

De huidige komberging van de Slufter is door Rijkswaterstaat voor verschillende waterstanden gemeten. Voor een goede simulatie is het belangrijk dat er voldaan wordt aan de voorwaarde dat de komberging onveranderd blijft. Immers een verandering van de komberging zal de stroming beïnvloeden.



Figuur 5-7; De werkelijk gemeten komberging vergeleken met de komberging uit het model

5.6.2 Stabiliteit en nauwkeurigheid van het model

Tijdens laagwater valt de Sluftervlakte droog. In sommige situaties zal zelfs de geul droogvallen. De waterstand in de stroomgeul zal dan op een gegeven moment een zodanige waterstand bereiken dat de stroming superkritisch wordt. Het huidige model kan echter niet rekenen met superkritische stromingen. Voor een stabiele berekening is het dan ook noodzakelijk te voorkomen dat het model droog valt. Het programma heeft hiervoor een hulpmiddel genaamd; *dry bed procedure*. Hiermee kan in de geul een smalle sleuf aangebracht waardoor de

geul niet droog kan vallen. De breedte van de sleuf is zo klein gekozen dat het de nauwkeurigheid van de berekening niet beïnvloedt.

Het model rekent 1-dimensionaal. Dit betekent dat er lokaal grote onnauwkeurigheden kunnen optreden. Vooral op knooppunten waar de geometrie plotseling verandert kan het voorkomen dat de stroming lokaal niet goed beschreven wordt. Aan de hand van de uitkomsten van het model kunnen dan ook geen uitspraken gedaan worden over lokale veranderingen in bijvoorbeeld het stromingsveld. Om dit toch te kunnen doen dient er een 2- of 3-dimensionaal model gekozen te worden.

Sobek rekent met een Preissmann schema. Dit schema discretiseert op een volledig impliciete manier. Het model is niet instabiel te krijgen onafhankelijk van de gekozen plaats en tijdstap. Voor de nauwkeurigheid is het echter wel van belang dat het courantgetal rond de 1 is. Het courantgetal wordt als volgt bepaald:

$$\sigma = c \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (5.1)$$

Met:

- c = de snelheid waarmee een kleine verstoring zich door water verplaatst, gelijk aan $\sqrt{g d}$
- Δx = de plaatsstap
- Δt = de tijdstap

Om de rekentijd zoveel mogelijk te beperken zijn de plaats- en tijdstap zo groot mogelijk genomen. De stapgrootte dient echter wel een orde kleiner te zijn dan de grootheden die in het model ingevoerd zijn. Gekozen is voor een tijdstap van 30 seconden en een plaatsstap van 20 m. Wanneer we er van uit gaan dat de gemiddelde diepte in de Slufter 2 m is, dan komt is het courantgetal 9,5.

5.6.3 Transportformule

Naast het simuleren van de stroming, is het in Sobek ook mogelijk de morfologische veranderingen te simuleren. Aan de hand van het optredende sedimenttransport kan bepaald worden wat er gebeurt met de bodemligging. Het sedimenttransport kan berekend worden met behulp van een transportformule. Het model geeft de mogelijkheid voor het kiezen van 5 verschillende transportformules. In deze simulatie is er gekozen om gebruik te maken van formule van Englund & Hansen. Hierin wordt het sediment transport per eenheid van breedte als volgt bepaald:

$$s = \frac{0.05 u_m^5}{(1 - \varepsilon) \sqrt{g} C^3 \Delta^2 D_{50}} \quad (5.2)$$

met:

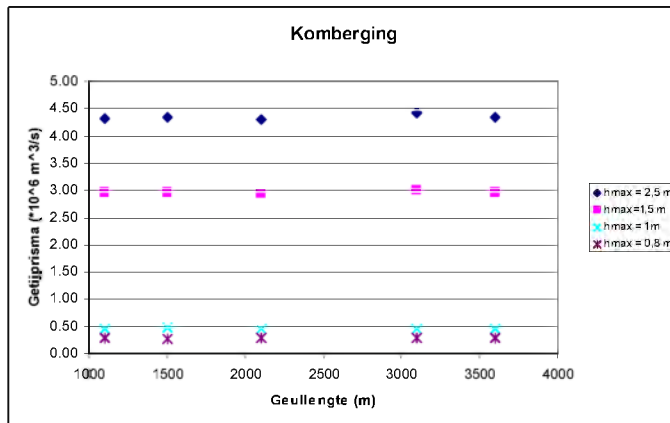
- u_m = gemiddelde snelheid in het stroomvoerende gedeelte [m/s]
- C = Chézy coëfficiënt [$m^{1/2}/s$]
- Δ = de relatieve dichtheid van het sediment [-]
- ε = factor voor de pakking van het bodemmateriaal [-]
- D_{50} = korrelgrootte [m]

In deze formule wordt er geen onderscheid gemaakt tussen suspensief- en bodemtransport en het transport kan dan ook op een vrij eenvoudige manier berekend worden. Naast de gemiddelde snelheid wordt er gerekend met de D_{50} . In de Slufter is er sediment aanwezig met een D_{50} van 300 μm .

5.7 Validatie van het model

Om er zeker van te zijn dat de modelresultaten bruikbaar zijn, dient het model gevalideerd te worden. Daar in de Slufter slechts weinig metingen verricht zijn, is het niet mogelijk de resultaten aan de praktijk te toetsen. Wel blijkt aan de hand van de wel bekende meetdata, dat in de keel de gemeten dieptegemiddelde stroomsnelheden redelijk overeen komen met de in Sobek berekende resultaten. De komberging van de Sluftervlakte is wel

bekend. Zoals reeds uit *Figuur 5-7* bleek komen de gemeten komberging en de gemodelleerde komberging redelijk met elkaar overeen. De komberging is daarbij onafhankelijk van de geullengte. Volgens *Figuur 5-8* voldoet het model aan deze voorwaarde. Voor alle simulaties geldt dat de komberging vrijwel gelijk is aan het eb- en vloedvolume, zoals bepaald is met de vergelijkingen (3.2) en (3.3). Dit komt doordat in alle simulaties de Sluftervlakte tijdens de laagwaterkentering reeds is droog gevallen.



Figuur 5-8; Berekende komberging bij de verschillende geullengtes

Aan de rand achterin het bekken vindt er geen uitwisseling plaats tussen het model en de omgeving. Dit betekent dat het debiet aan de rand van het model op elk tijdstip gelijk is aan nul. Daarnaast is gecontroleerd of het stroomprofiel overeenkomt met de ingevoerde dwarsprofielen. Plots van de verschillende modelresultaten zijn opgenomen in bijlage IV.

Met de huidige meetgegevens is het niet mogelijk het model volledig te kalibreren naar de werkelijkheid. Zelfs met voldoende meetgegevens blijft het de vraag of het mogelijk is het systeem van de Slufter te beschrijven met een 1-D model. De modelresultaten dienen dan ook met enige voorzichtigheid gebruikt te worden. Het is echter wel mogelijk om met behulp van dit model te analyseren wat de invloed van een bepaalde invoerparameter op het systeem is. Met deze bevindingen kan het gedrag van de Slufter weer geïnterpreteerd worden.

6 Resultaten van de simulatie van de Slufter

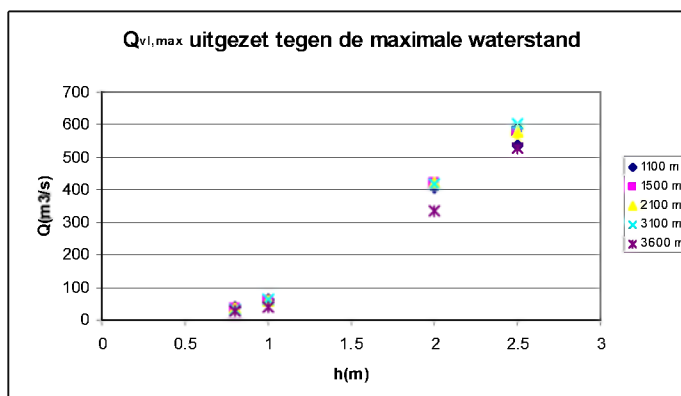
6.1 Inleiding

In dit hoofdstuk worden de resultaten verkregen uit de simulatie van de Slufter met Sobek geanalyseerd. Door te variëren met de waterstand en de geullengte is bestudeerd of er processen te benoemen zijn welke verantwoordelijk zijn voor een verandering in gedrag van de Slufter. Hierbij wordt vooral gekeken naar de optredende veranderingen in debiet, stroomsnelheid, eb- en vloedduur en kenteringsduur. Allereerst zullen al deze processen afzonderlijk worden behandeld. Waarbij de optredende verschillen beschreven en waar mogelijk verklaard worden. Tot slot zal aan de hand van de resultaten geprobeerd worden de verschillende processen te interpreteren naar het gedrag van de Slufter.

6.2 Analyse van de met Sobek verkregen resultaten

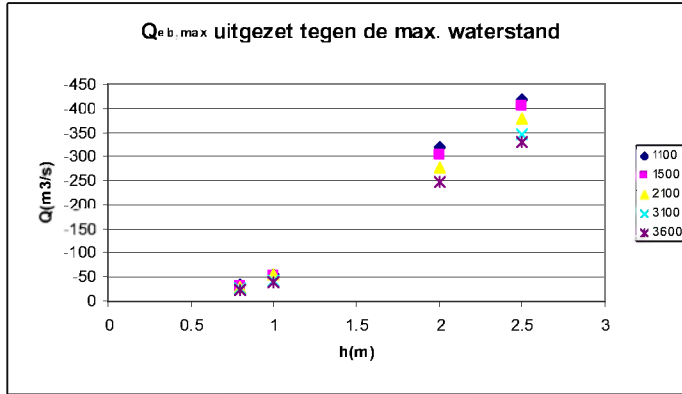
6.2.1 Het maximum optredende debiet

Het maximale debiet in de keel tijdens vloed ($Q_{vl,max}$) wordt in *Figuur 6-1* uitgezet tegen de maximaal optredende waterstand. Duidelijk is te zien dat met het toenemen van de waterstand de $Q_{vl,max}$ toeneemt. Dit is eenvoudig te verklaren uit het feit dat het getijprisma beïnvloed wordt door de waterstand. Dit getijprisma dient in één getijperiode in en uit de vloedkom te stromen (zie vergelijking (3.2)). Een groter getijprisma betekent dus ook een groter debiet.



Figuur 6-1; Het maximale debiet tijdens vloed uitgezet tegen de maximale waterstand

Wanneer alleen gevarieerd wordt met de geullengte en de maximum waterstand constant gehouden wordt, dan zal het getijprisma gelijk blijven. De extra komberging van de geul is immers verwaarloosbaar klein ten opzichte van de komberging van het bekken. Uit de figuur blijkt dat de $Q_{vl,max}$ toch afhankelijk is van de geullengte. Met het toenemen van de geullengte tot 2100 m neemt het maximale debiet aanvankelijk toe. Bij een nog groter geullengte is er echter een afname in het maximum debiet waarneembaar. Dit is vooral duidelijk te zien tijdens stormvloeden van NAP +2 en 2,5 m.



Figuur 6-2; Het maximale debiet tijdens eb uitgezet tegen de maximale waterstand

Tijdens eb laat het maximum debiet in de keel ($Q_{eb,max}$) een ander beeld zien (zie *Figuur 6-2*). Ook hier neemt zoals te verwachten valt de $Q_{eb,max}$ toe bij een hogere aan de rand opgelegde waterstand, maar indien alleen met geullengte gevarieerd wordt treden er verschillen op met de situatie tijdens vloed. Met een toenemende geullengte neemt namelijk het maximum optredende debiet tijdens eb af. Dit kleiner worden van het maximum debiet is te verklaren aan de hand van de starre-kolombenadering. Hierbij wordt er vanuit gegaan dat de Sluftervlakte alleen doormiddel van de Sluftergeul in verbinding met de zee staat. Aan de geul wordt uitsluitend een transportfunctie toebedeeld met enkel weerstand en traagheid. De rest van de vloedkom heeft alleen een bergende functie. De bewegingsvergelijking voor de verbindingsgeul wordt dan:

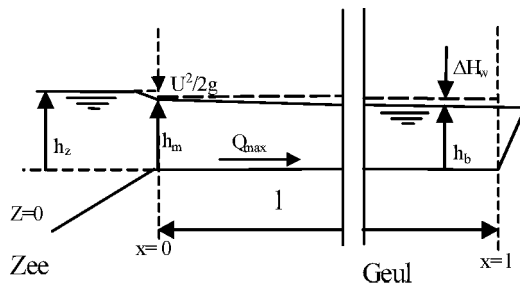
$$l \frac{dQ}{dt} + gA_s [h(l) - h(0) + \Delta H_w] = 0 \quad (6.1)$$

waarbij het weerstandsverval (ΔH_w) beschreven kan worden met:

$$\Delta H_w = c_f \frac{|Q|Q}{gA_s^2 R} l \quad (6.2)$$

Op het moment van het optreden van maximum vloed en eb is de eerste term in de linker term van vergelijking (6.1) gelijk aan nul. Wat nu overblijft is een eenvoudige vergelijking waarbij het verval tussen de waterstand in de monding en de waterstand in het bekken uitgedrukt kan worden in het weerstandsverval.

$$h_m - h_b = \Delta H_w \quad (6.3)$$



Figuur 6-3; Situatie tijdens maximum vloed ($dQ/dt=0$)

Het resultaat van vergelijking (6.4) wordt voor de verschillende geullengtes weergegeven in *Tabel 6-1* en *Tabel 6-2*. Uit de beide tabellen is af te lezen dat het weerstandsverval evenredig is met de geullengte. Een grotere weerstand heeft tot gevolg dat het debiet in de geul afneemt. *Tabel 6-1* laat dit duidelijk zien immers het maximum debiet tijdens eb neemt met het grotere worden van de geullengte af.

Geullengte	h_m (m)	h_k (m)	ΔH_w (m)	Q_{eb} (m ³ /s)
1100	1,49	1,57	-0,07	-418
1500	1,56	1,64	-0,08	-403
2100	1,69	1,79	-0,10	-378
3100	1,74	1,88	-0,14	-347
3600	1,70	1,91	-0,21	-328

Tabel 6-1; Het weerstandsverval tijdens maximum eb voor verschillende geullengtes bij een maximale waterstand van 2,5 m + NAP

Tabel 6-2 geeft echter een ander beeld. Het maximum debiet tijdens vloed blijkt bij een bepaalde geullengte een optimum te bereiken, waarna het weer afneemt. Tot een geullengte van 2100 m blijkt de invloed van het weerstandsverschil zeer klein. Bij een verder toenemende geullengte heeft het weerstandsverval echter wel invloed, waardoor het maximum debiet kleiner wordt. Het aanvankelijk groter worden van het maximum debiet tijdens vloed als gevolg van het langer worden van de geul komt door een ander proces. Dit komt waarschijnlijk door de tijdsduur van een vloedperiode. De vloedduur neemt zoals zal blijken in paragraaf 6.2.3 voor een langere geul namelijk af. In een langere geul zal dus tijdens vloed in een korter tijdsbestek evenveel water door de monding stromen. Het debiet zal hierdoor dus toe moeten nemen. Bij een grotere geullengte dan 2100 m wordt de invloed van het weerstandsverval echter groter dan de invloed van de vloedduur, waardoor het maximale debiet uiteindelijk toch zal dalen. De ebduur zal alleen maar toenemen met het langer worden van de geul, waardoor het debiet door de ebduur op een zelfde wijze wordt beïnvloed als het weerstandsverhang.

Geullengte	h_m (m)	h_k (m)	ΔH_w (m)	Q_{vl} (m ³ /s)
1100	1,49	1,49	0,00	533
1500	1,60	1,60	0,00	575
2100	1,78	1,73	0,05	600
3100	2,02	1,86	0,16	577
3600	2,21	1,95	0,26	528

Tabel 6-2; Het weerstandsverval tijdens maximum vloed voor verschillende geullengtes bij een maximum waterstand van 2,5 m + NAP

Bij het gemiddeld getij speelt het weerstandsverval een veel kleinere rol. *Tabel 6-3* en *Tabel 6-4* laten dit duidelijk zien. Dit bleek trouwens ook al uit het feit dat een verandering in geullengte weinig invloed heeft op het debiet.

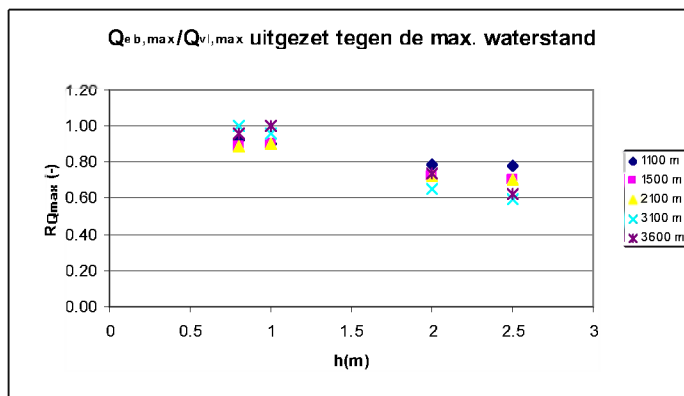
Geullengte	h_m (m)	h_k (m)	ΔH_w (m)	Q_{vl} (m ³ /s)
1100	0,55	0,55	0,00	39
1500	0,63	0,63	0,00	34
2100	0,59	0,57	0,02	27
3100	0,55	0,52	0,03	26
3600	0,59	0,56	0,03	26

Tabel 6-3; Het weerstandsverval tijdens maximum vloed voor verschillende geullengtes bij een maximum waterstand van 0,8 m + NAP

Geullengte	$h_m(m)$	$h_k(m)$	$\Delta H_w(m)$	$Q_{vl}(m^3/s)$
1100	0,52	0,53	-0,01	-35
1500	0,60	0,62	-0,02	-32
2100	0,53	0,56	-0,03	-27
3100	0,51	0,55	-0,04	-25
3600	0,51	0,55	-0,04	-25

Tabel 6-4; Het weerstandsverval tijdens maximum eb voor verschillende geullengtes bij een maximum waterstand van 0,8 m + NAP

Uit het bovenstaande blijkt al dat het debiet tijdens vloed en eb anders reageert op een verandering in geullengte. In *Figuur 6-4* wordt het maximum debiet tijdens eb vergeleken met het maximum debiet tijdens vloed ($Q_{eb,max}/Q_{vl,max}$). Uit deze figuur blijkt dat het debiet in de Slufter altijd vloeddominant is. Bij gemiddeld getij en springvloed ligt de dominantie rond de 1, maar voor de hogere waterstanden neemt deze vloeddominantie zelfs toe. De invloed van de geullengte op deze dominantie is voor de verschillende waterstanden echter wel verschillend. Bij een lage waterstand zwakt een langere geullengte de vloeddominantie af, terwijl voor de stormvloeden geldt dat de vloeddominantie wordt versterkt. Waarschijnlijk komt dit door de relatief grotere invloed van de wrijving op de stroming bij lagere waterstanden.

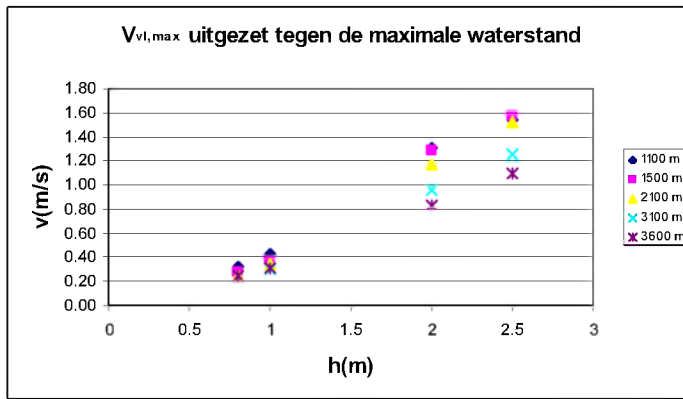


Figuur 6-4; De dominantie van het debiet voor verschillende maximale waterstanden

6.2.2 De maximum optredende stroomsnelheid

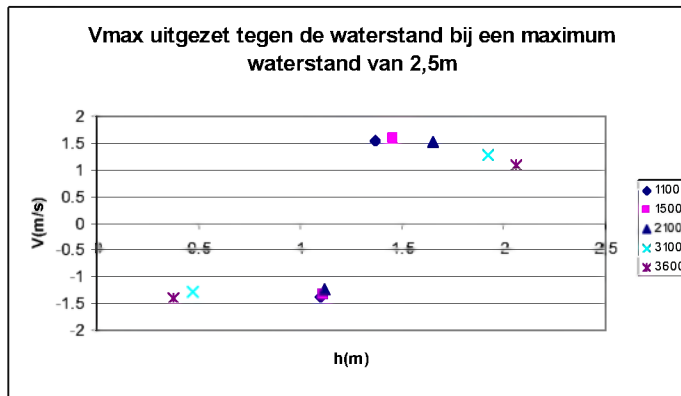
Een andere parameter waar naar gekeken is, is de maximum optredende stroomsnelheid. Dit is een belangrijke parameter, omdat het sediment hiervan afhankelijk is (zie vergelijking (4.1)). In *Figuur 6-5* wordt de maximum optredende stroomsnelheid tijdens vloed ($V_{vl,max}$) uitgezet tegen de maximum waterstand in het bekken. Hieruit blijkt dat met het toenemen van de maximum waterstand de maximum stroomsnelheid in de monding ook toeneemt. Dit was ook wel te verwachten, omdat zoals in paragraaf 6.2.1 reeds werd beschreven het optredende maximum debiet ook toe zal nemen bij een hogere waterstand.

Daarnaast wordt in deze figuur voor de verschillende gesimuleerde geullengtes de stroomsnelheid geplott. Wordt de waterstand constant gehouden, dan blijkt dat met het langer worden van de geul de maximum vloedsnelheid lager wordt. Dit verschil wordt groter naar mate de maximum waterstand die optreedt groter is. De invloed van de geullengte op de stroomsnelheid is bij stormvloeden duidelijk waarneembaar, terwijl dit bij gemiddeld getij minder duidelijk is. Een mogelijke verklaring voor dit feit is dat tijdens stormcondities een groot gedeelte van de platen onder water staan. De waterstand waarbij de maximum waterstand optreedt heeft hierdoor een grotere invloed dan tijdens normale omstandigheden. Eén van de gevolgen hiervan is dat er tijdens stormcondities met het langer worden van de geul een grote fase verschuiving optreedt.



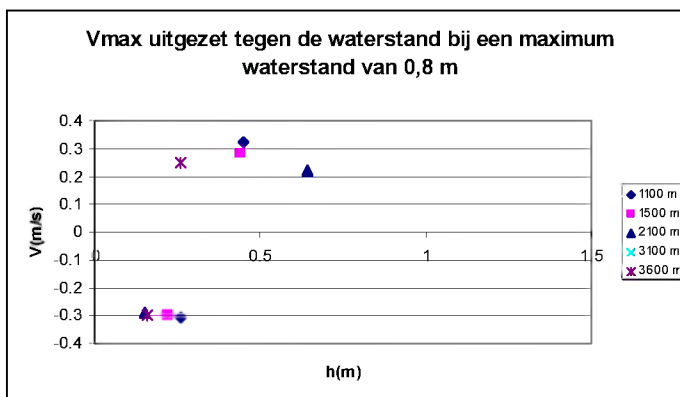
Figuur 6-5; $V_{vl,max}$ uitgezet tegen de maximale waterstand

Hierdoor zal bij een grotere geullengte de maximum stroomsnelheid tijdens vloed worden bereikt bij een hogere waterstand. Het doorstroomprofiel zal hierdoor groter worden. Wanneer aangenomen wordt dat het debiet in het bekken niet varieert met de geullengte dan zal de stroomsnelheid hierdoor afnemen. *Figuur 6-6* laat zien dat dit tijdens vloed het geval is.



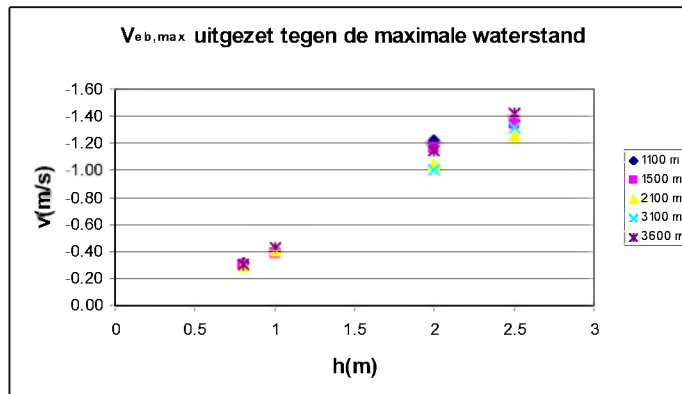
Figuur 6-6; Maximum stroomsnelheid als functie van de waterstand tijdens stormcondities

Tijdens gemiddeld getij varieert de stroomsnelheid veel minder met lengte van de geul. De waterstanden waarop de maximum snelheid bereikt wordt verschillen dan ook niet veel van elkaar (zie *Figuur 6-7*). Daarbij komt het feit dat het doorstroomprofiel bij deze verschillen in waterstand vrijwel niet wijzigt.



Figuur 6-7; Maximum stroomsnelheid als functie van de waterstand tijdens gemiddeld getij

De optredende maximum stroomsnelheden tijdens eb ($V_{eb,max}$) worden in *Figuur 6-8* gegeven als functie van de maximale waterstand. Een hogere maximale waterstand heeft op de $V_{eb,max}$ vrijwel dezelfde invloed als op de maximum vloodsnelheid. Ook hier heeft een verhoging van het getijprisma grotere stroomsnelheden tot gevolg. Wanneer echter de maximale waterstand constant gehouden wordt en er alleen gevarieerd wordt met de geullengte, zijn er toch wel enkele verschillen waar te nemen in vergelijking met de situatie tijdens vloed. Ten eerste varieert de $V_{eb,max}$ minder sterk met de geullengte dan het geval is bij $V_{vl,max}$. Zeker bij de lagere waterstanden is er vrijwel geen verschil in stroomsnelheid waar te nemen. Verder blijkt $V_{eb,max}$ tijdens stormvloeden zelfs toe te nemen met het langer worden van de geul. Ook dit is te verklaren aan de hand van *Figuur 6-7*. Met het langer worden van de geul, neemt de waterstand waarbij maximum eb optreedt af. Het doorstroomprofiel wordt dus kleiner. Wanneer het debiet constant verondersteld wordt zal de maximale ebstroom dus toenemen. Dit effect wordt echter verminderd door het feit dat in een situatie met een langere geul het debiet kleiner wordt (zie paragraaf 6.2.1).

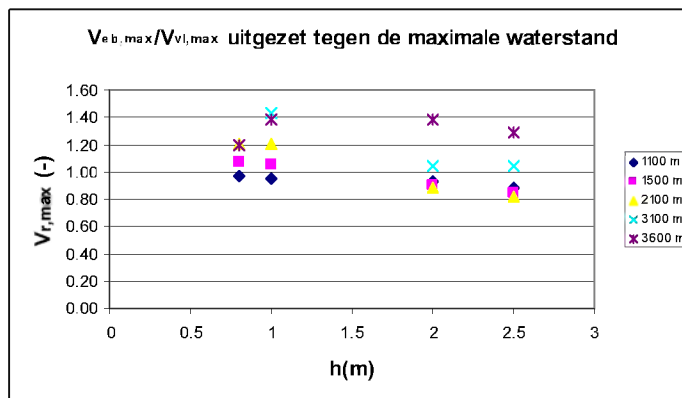


Figuur 6-8; $V_{eb,max}$ uitgezet tegen de maximale waterstand

Als een maat voor de scheefheid van het getij kan de relatieve stroomsnelheid gekozen worden. De relatieve maximale stroomsnelheid ($V_{r,max}$) wordt bepaald door:

$$\frac{V_{eb,max}}{V_{vl,max}} = V_{r,max} \quad (6.5)$$

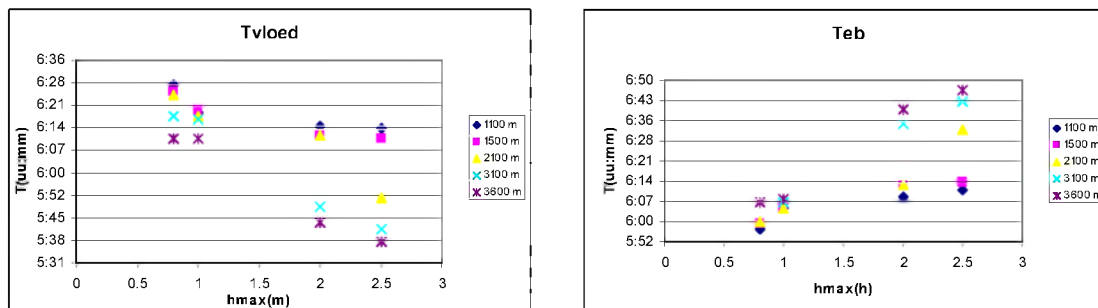
Een waarde van $V_{r,max}$ boven de 1 geeft aan dat het bekken zich ebdominant gedraagt, terwijl een waarde van onder de één juist duidt op een vloeddominantie. Aan de hand van deze scheefheid in het getij kan indicatie gegeven worden over de richting van het netto sedimenttransport. Uit de voorgaande figuren bleek reeds dat $V_{eb,max}$ zich anders gedraagt op een verandering in de geullengte dan de $V_{vl,max}$. Hierdoor zal $V_{r,max}$ ook variëren met de geullengte. *Figuur 6-9* laat zien dat voor lage maximum waterstanden de Slufter zich over het algemeen ebdominant gedraagt. Bij een geullengte van 1100 m is er niet echt sprake van een dominantie, maar vertoont de Slufter een neutraal gedrag. Met het langer worden van de geullengte zal de ebdominantie echter toenemen. Tijdens stormvloeden vertoont de Slufter een ander gedrag. Bij een geullengte tot 3100 m zal de Slufter zich vloeddominant gedragen. Neemt de geullengte echter nog meer toe dan, vindt er een verschuiving plaats van een vloeddominante naar een ebdominante stroming.



Figuur 6-9; $V_{eb,max}/V_{vl,max}$ uitgezet tegen de maximale waterstand

6.2.3 De eb- en vloedduur

Aan de rand van het model wordt er een harmonisch getij opgelegd waarbij de vloedperiode even lang duurt als de ebperiode. In het bekken wordt de getijgolf echter vervormd. Uit *Figuur 6-10* blijkt dat zowel de geullengte als de optredende maximum waterstand van invloed zijn op de vloedduur. Een verhoging van de maximum waterstand heeft een kortere vloedduur tot gevolg. Waarschijnlijk komt dit door het feit dat tijdens stormvloeden de waterstanden in het bekken hoger zijn. De bodem heeft hierdoor minder invloed op de stroming waardoor het vullen van het bekken sneller verloopt.

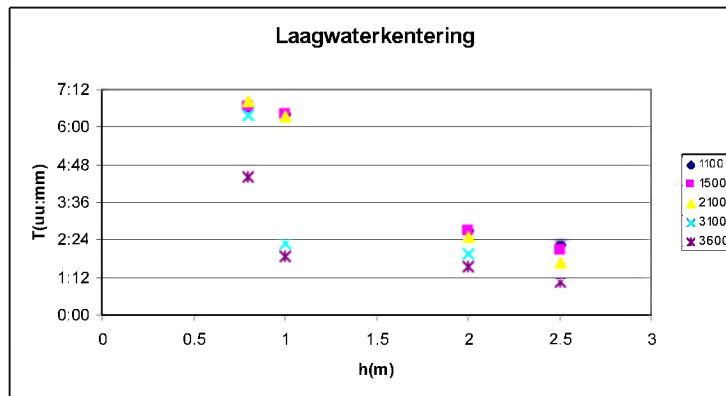


Figuur 6-10; Vloedduur en ebduur bij de verschillende maximale waterstanden

Wanneer de maximale waterstand constant gehouden wordt en er alleen met de geullengte gevarieerd wordt, blijkt een langere geul een kortere vloedduur te veroorzaken. Dit lijkt in eerste instantie tegenstrijdig met wat hier boven beschreven is. Immers een langere geul betekent meer stromingsweerstand. Deze weerstand zorgt echter voor een fase verschuiving met als gevolg dat het maximale debiet tijdens vloed bij een steeds hogere waterstand bereikt wordt dan tijdens eb. Hierdoor is er tijdens vloed een grotere doorstromopening aanwezig om het bekken te vullen dan tijdens een ebperiode. De totale getijperiode verandert vanzelfsprekend niet, daardoor geldt voor de ebduur precies het tegenovergestelde als hierboven beschreven is voor de vloedduur.

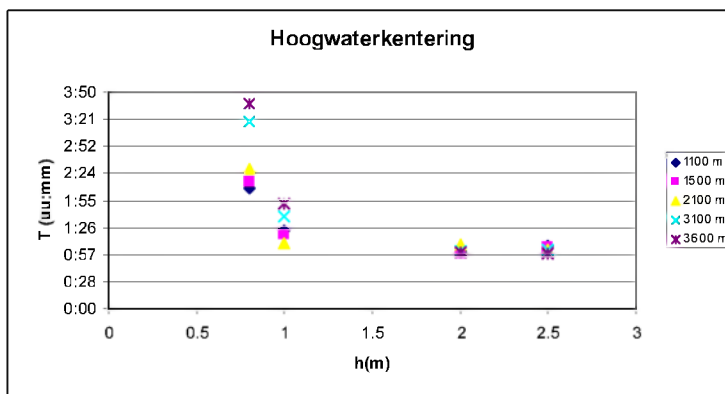
6.2.4 De kenteringsduur

De kenteringsduur is de periode tijdens hoog- of laagwater waarbij de richting van de stroming veranderd. Tijdens deze periode zijn de heersende stroomsnelheden laag en krijgt het sediment de kans om te bezinken. Als maat voor de kenteringsduur is hier genomen de tijdsduur dat de stroomsnelheid onder de kritische stroomsnelheid blijft. In de Slufter is de kritische stroomsnelheid bepaald op 0,3 m/s. Er is een verschil tussen de stroomsnelheidsvariëaties rond hoogwaterkentering en laagwaterkentering bij de verschillende simulaties waar te nemen. Dit verschil is het grootst wanneer het bekken tijdens een gemiddeld



Figuur 6-11; De laagwaterkenteringsduur uitgezet tegen de maximale waterstand

getij of springtij overstroomd wordt (zie *Figuur 6-11* en *Figuur 6-12*). De laagwaterkentering (LWK) blijkt een stuk langer te duren dan de hoogwaterkentering (HWK). Tijdens stormcondities worden de verschillen in tijdsduur tussen de LWK en HWK kleiner. Ook de geullengte heeft invloed op de duur van de HWK en de LWK. Neemt de geullengte namelijk toe dan duurt de HWK langer, terwijl de LWK dan juist korter wordt. Dit betekent dat met het langer worden van de geul het verschil in tijd tussen HWK en LWK steeds kleiner worden. Tijdens stormcondities is dit verschil bij een geullengte langer dan 3600 m zelfs te verwaarlozen.



Figuur 6-12; De hoogwaterkenteringsduur uitgezet tegen de maximale waterstand

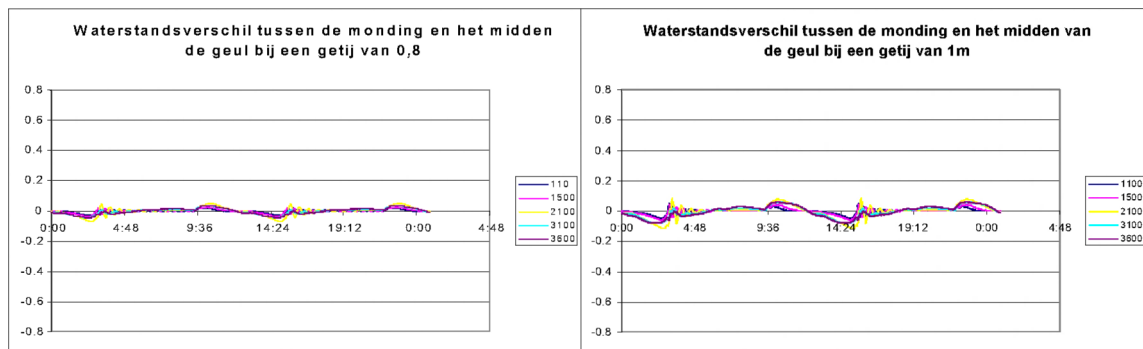
Het verschil tussen de kenteringsduren is vooral van belang voor het netto transport van fijn sediment in getijdebekkens. Als gevolg van de verschillen tussen de LW- en HW-kenteringsduur zal tijdens de LWK een sterkere sedimentatie plaats vinden dan bij HWK.

6.2.5 Waterstandsverschillen

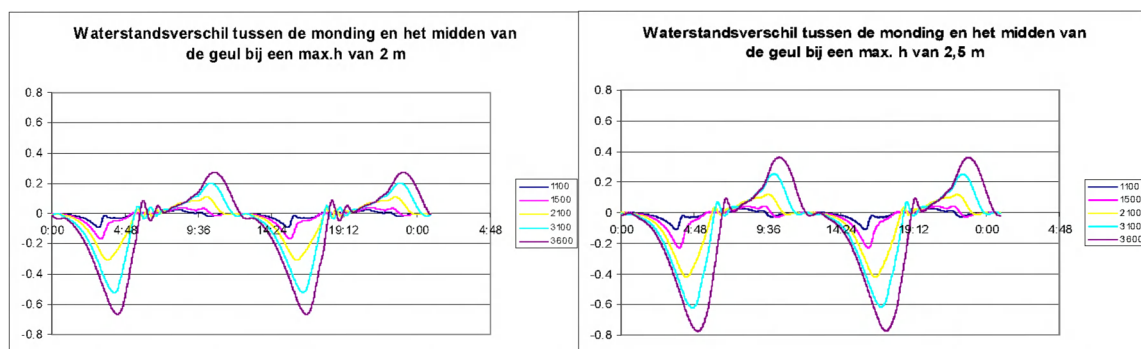
Ter plaatsen van het instroomgebied is er sprake van een kort versnellingsgebied. Wordt nu de snelheidshoogte in de kom en in de zee verwaarloosd dan is de spiegel daling gelijk aan de snelheidshoogte in de verbinding. Daarbij wordt in de toegangsgel potentiële energie omgezet in kinetische energie. Na het uitstromen in het

bekken gaat deze kinetische energie verloren, overeenkomend met een vertragsingsverlies van $\Delta H_v = U^2/(2g)$. Naast het vertragsingsverlies moet er ook nog een wrijvingsverlies overwonnen worden, namelijk $\Delta H_w = c_f(Q|Q|/(gA_s^2R))l$. Zoals te zien is in vergelijking (6.1) moet er dus een verval optreden die deze verliezen overwint en daarnaast zorgt voor een versnelling van de vloeistofmassa.

In *Figuur 6-13* en *Figuur 6-14* laten de waterstandsverschillen zien zoals die optreden bij de verschillende maximale waterstanden. Uit deze figuren blijkt dat als gevolg van het toenemen van de optredende waterstand, in het bekken, het verval toeneemt. De stroomsnelheid in de geul wordt immers groter. Daarnaast neemt dit verval toe wanneer de geul langer wordt. Dit bleek echter ook al uit *paragraaf 6.2.1*, waar bleek dat ΔH_w met het langer worden van de geul groter wordt.



Figuur 6-13; Waterstandsverschil tussen de monding en het midden van de geul bij een getij van 0,8 en 1m.

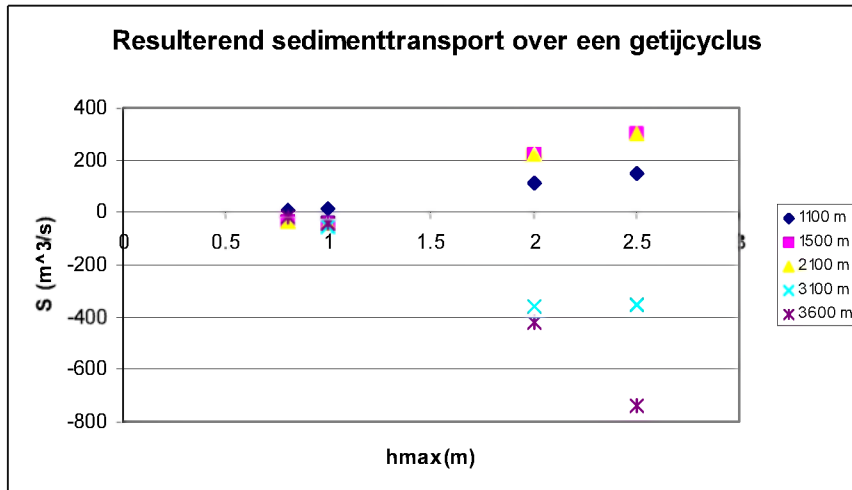


Figuur 6-14; Waterstandsverschil tussen de monding en het midden van de geul bij een h_{max} van 2 en 2,5 m

Tijdens stormvloed kunnen de waterstandsverschillen aanzienlijk groot zijn. Zeker bij een geullengte langer dan 3100 m zal het verval over een geulbocht groot zijn. De kans is dan ook groot dat in zo een geval de geulplaat aan de binnenzijde van de bocht overstroomt, waardoor de bocht wordt afgesneden.

6.2.6 Het sedimenttransport

Sobek kan ook de sedimenttransporten die in het model van de Slufter optreden berekenen. In het model is het sedimenttransport bepaald met de transportformule van Englund en Hansen, waarbij uitgegaan is van een D_{50} van 300 μm . Aan de absolute waarden van het sediment transport kan niet al te veel waarden gehecht worden, omdat de Slufter in het model sterk geschematiseerd is. Zo wordt alleen maar het sedimenttransport bepaald als gevolg van een 1 dimensionale stroming waarbij de stroomsnelheid over de diepte en dwarsdoorsnede gemiddeld wordt. In werkelijkheid is dit natuurlijk niet het geval. Op ondiepe platen zal de transportcapaciteit anders zijn dan in de geul. Daarnaast is er ook geen rekening gehouden met het effect dat golven op het sedimenttransport hebben. Toch zijn de transporthoeveelheden, zoals zijn berekend met Sobek zeer goed bruikbaar om het effect van de verschillende ingrepen te analyseren. In *Figuur 6-15* is het resulterende sedimenttransport over één getijcyclus geplot voor de verschillende gesimuleerde maximum waterstanden.



Figuur 6-15; Het resultierend sedimenttransport over een getijcyclus

Bij gemiddeld getij is er een resultierend sedimenttransport in de richting van de monding. De netto transporthoeveelheden richting de monding blijven echter zelfs voor de langere geullengtes vrij beperkt. Tijdens springtij is er ook een resultierend transport richting de monding, waarbij wel opgemerkt dient te worden dat de bij de langere geullengtes het resultierend sedimenttransport wel wat toeneemt.

De transporthoeveelheden die tijdens stormcondities optreden zijn veel groter dan tijdens gemiddeld getij. Tijdens stormvloed vertoont de Slufter ook een ander gedrag. Bij een geullengte tot 3100 meter treedt er een resultierend sedimenttransport op in de richting van het bekken, neemt de geullengte echter nog verder toe dan draait de transportrichting om. Er zal dan in één getijcyclus een aanzienlijke hoeveelheid sediment in de richting van de monding getransporteerd worden.

6.3 Gevolgen van de verschillende processen op de stabiliteit van de Slufter

6.3.1 Inleiding

In de vorige paragraaf zijn de processen welke een invloed kunnen hebben op de stabiliteit van de Slufter beschreven. Deze processen zijn vaak van elkaar afhankelijk en beïnvloeden elkaar onderling. Zo zullen sommige processen elkaar versterken, maar kan het ook voorkomen dat het gevolg van een bepaald proces op het gedrag van de Slufter te niet wordt gedaan door een andere. Geprobeerd wordt om met behulp van de verschillende beschreven processen het gedrag van de Slufter te analyseren. Dit zal hoofdzakelijk op een kwalitatieve manier gebeuren, omdat de processen in de Slufter 1- dimensionaal bepaald zijn. Aan de hand hiervan is het niet mogelijk het gedrag van de Slufter volledig 3-dimensionaal te beschrijven. Het is echter wel mogelijk een indicatie te geven over hoe het systeem van de Slufter zal reageren op bepaalde veranderingen.

6.3.2 Getijasymmetrie in de Slufter

In het bekken zal de getijgolf vervormen, waardoor het gedrag van de Slufter wordt beïnvloed. Vervorming van het getij in het bekken heeft over het algemeen drie oorzaken:

- Invloed van het getij op zee
- Invloed van de wrijving
- Invloed van de bekkengeometrie van het bekken

In het model is de invloed van het zee- getij op het getijasymmetrie verwaarloosd. Aangenomen is dat er een harmonisch getij ter plaatse van de Slufter heerst. In werkelijkheid stijgt voor de kust van Texel het getij echter sneller dan dat het daalt, waardoor er in het bekken hogere vloed- dan ebsnelheden veroorzaakt worden. Dit wordt hier echter buitenbeschouwing gelaten, omdat dit geldt voor alle mogelijk situaties in de Slufter. De asymmetrie als gevolg van het getij op zee wordt hier dan ook gezien als een externe factor, die in de analyse

zoveel mogelijk buitenbeschouwing gelaten is. Aan de rand van het model is dan ook een gewoon harmonisch getij opgelegd.

Over het algemeen heeft de bodemwrijving pas invloed bij getijdebekken die langer zijn dan enkele tientallen kilometers. De Slufter is veel korter dus op grond hiervan is het te verwachten dat de bodemwrijving geen rol speelt. Uit *paragraaf 6.2.1* blijkt echter dat zeker bij een grote lengte van de Sluftergeul de wrijving wel degelijk een rol van betekenis speelt. Dit komt doordat de getijamplitude niet verwaarloosd mag worden ten opzichte van de bekkendiepte. Tijdens laagwater valt het grootste gedeelte van het bekken zelfs droog. Als gevolg hiervan variëren de diepte H en $H_k = H_b/b_k$ en is de vergelijking voor het getij niet meer lineair.

Met behulp van de data verkregen uit de simulatie met Sobek is er een duidelijk verschil te zien tussen de eb- en vloedduur. Neemt de maximum waterstand in het bekken toe dan neemt de vloedduur af. Tevens wordt de vloedduur korter wanneer de lengte van de geul toeneemt. Wanneer de vloedduur korter is dan de ebduur dan zal de gemiddelde stroomsnelheid tijdens vloed hoger liggen dan tijdens eb. Het bekken zal zich immers tijdens vloed sneller vullen. Het gemiddelde sedimenttransport zal hierdoor in de vloedrichting groter zijn dan in de ebrichting.

Het verschil tussen ebduur en vloedduur wordt vooral veroorzaakt de verhouding tussen het plaat en geul oppervlak in het bekken. Onder normale condities heeft de Slufter een groot plaatoppervlak, waardoor er een groot verschil is tussen de kombergende breedte tijdens hoogwater en de kombergende breedte tijdens laagwater. Als gevolg hiervan zal de vloedperiode langer duren dan de ebperiode. Tijdens gemiddeld getij en springtij zal het bekken zich dan ook ebdominant gedragen. Tijdens stormvloeden verschilt de kombergende breedte tussen hoogwater en laagwater minder dan in eerste instantie misschien gedacht zou worden. De wind- upset zorgt er namelijk voor dat tijdens laagwater er nog een gedeelte van het bekken onder water staat. Hierdoor speelt het verschil in geuldiepte tussen hoogwater en laagwater een belangrijkere rol. Een ebperiode zal langer duren dan een vloedperiode, waardoor het bekken zich tijdens stormcondities vloeddominant zal gaan gedragen.

Hierbij is echter voorbij gegaan aan de invloed van de wrijving als gevolg van de geullengte. Tijdens vloed ondervindt de stroming een grotere invloed van de bodem dan tijdens eb. De gemiddelde waterstand tijdens vloed is immers kleiner dan tijdens eb ($H_k^+ < H_k^-$). Met het langer worden van de geul zal het bekken daarom steeds meer verschuiven naar een ebdominantie.

In *paragraaf 4.3.5* kwamen reeds een vorm van getijasymmetrie aanbod welke ontstaat als gevolg van het faseverschil tussen de waterstand en stroomsnelheid. Indien de faseverschuiving bekend is kan met de vergelijkingen (4.11) en (4.12) een indicatie gekregen worden van de verschillen in sedimenttransport dat onder invloed van het faseverschil optreedt tijdens eb en vloed.

Geullengte	Faseverschil	α
1100	$0,49\pi$	0,02
1500	$0,45\pi$	0,05
2100	$0,44\pi$	0,05
3100	$0,32\pi$	0,18
3600	$0,27\pi$	0,23

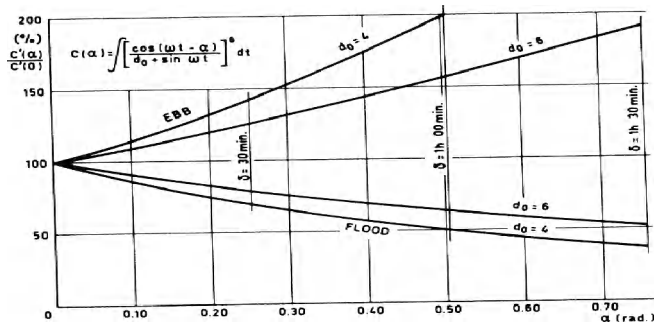
Tabel 6-5; Faseverschil als gevolg van het langer worden van de geul bij een maximale waterstand van NAP +2,5m

Geullengte	Faseverschil	α
1100	$0,48\pi$	0,02
1500	$0,46\pi$	0,05
2100	$0,44\pi$	0,06
3100	$0,43\pi$	0,07
3600	$0,43\pi$	0,07

Tabel 6-6; Faseverschil als gevolg van het langer worden van de geul bij een maximale waterstand van NAP +0,8m

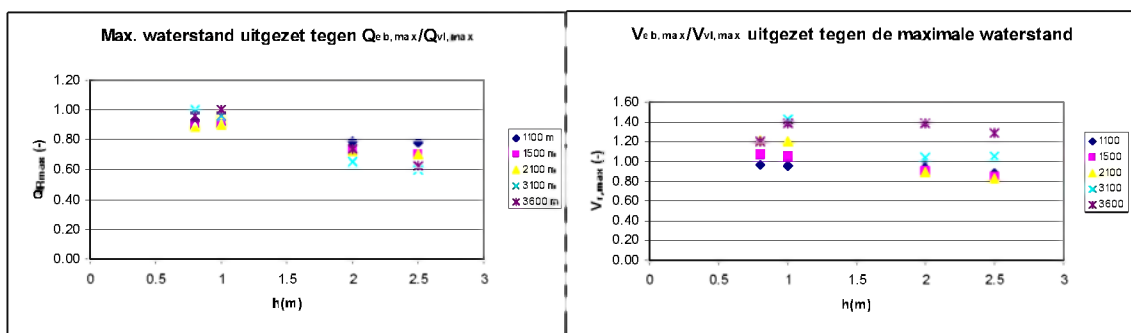
In *Tabel 6-5* en *Tabel 6-6* worden de faseverschillen weergegeven zoals verkregen uit de simulatie van de Slufter met respectievelijk een maximale waterstand van NAP +2,5 m en NAP +0.8m. Uit beide tabellen blijkt dat met het langer worden van de geul het faseverschil steeds kleiner wordt. Tijdens stormvloeden is deze afname echter groter dan onder gemiddelde waterstanden. Aan de hand van *Figuur 6-16* kan afgelezen worden dat met het

afnemen van het faseverschil en daardoor toenemen van α de ebdominantie toeneemt. Dit komt door het feit dat als gevolg van deze faseverschuiving de gemiddelde waterstand tijdens vloed hoger is dan tijdens eb. Hierdoor zullen de stroomsnelheden tijdens eb groter zijn dan tijdens vloed. Het sedimenttransport is weer afhankelijk van deze stroomsnelheid, waardoor er tijdens eb dus meer sediment getransporteerd kan worden dan tijdens vloed.



Figuur 6-16; Veranderingen in het sedimenttransport als gevolg van de faseverschuiving [Mota Oliveira 1971]

Met behulp van deze figuur kan dan ook het overwegend ebdominanter worden van de stroming als gevolg van het langer worden van de geul verklaard worden. Deze vormen van asymmetrie zorgen dus voor een gedrag zoals beschreven wordt in Figuur 6-17.



Figuur 6-17; $Q_{r,max}$ en $V_{r,max}$ uitgezet tegen de maximale waterstand

Uit de figuur blijkt dat de $Q_{r,max}$ van getij neutraal naar vloeddominant verschuift met het toenemen van de maximale waterstand. Daarnaast heeft het toenemen van de geullengte een zelfde invloed op de getij dominantie. De stroomsnelheid vertoont voor de kortere geulen een zelfde gedrag. Neemt de geullengte echter toe dan wordt de stroomsnelheid steeds ebdominanter. Deze verschuiving naar een steeds ebdominanter gedrag heeft een grote invloed op het gedrag van de Slufter. Het gemiddelde sedimenttransport is immers afhankelijk van de stroomsnelheid. Onder invloed van een ebdominantie zal het gemiddeld sedimenttransport tijdens eb groter zijn dan tijdens vloed. In dit geval zal er dus netto sediment richting de monding getransporteerd worden. In het geval van een vloeddominantie vindt er juist een resulterend sedimenttransport richting het bekken plaats.

6.3.3 De Bekkengeometrie

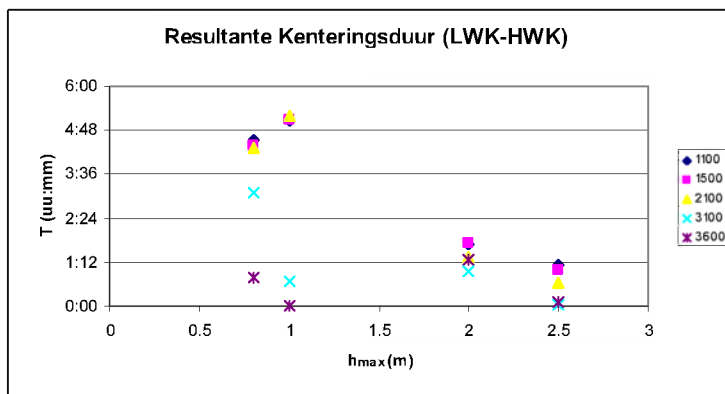
De geometrie van het bekken kan in een kort getijdebekken ook een ander soort asymmetrie veroorzaken. Namelijk het verschil tussen de stroomsnelheidsvariatie rond HW- en LW- kentering. Het bekken van de Slufter is zeer kort, waardoor bij benadering de kobergingsbenadering op gaat. Hierbij wordt er dus vanuit gegaan dat er geen waterstandsvariaties in het bekken voorkomen. Voor een kleine geullengte gaat dit redelijk op. De continuïteitsvergelijking kan dus over de lengte van het bekken geïntegreerd worden:

$$u(x,t) = \frac{h_t(t)}{A_s(x,t)} \int_x^l b_k(x,t) dx \approx (l-x) \frac{h_t(t)}{H_K(t)} \quad (6.6)$$

Rond HWK en LWK is de waterstand vrijwel constant ($h_t \cong 0$). Het snelheidsverloop rond HWK ten opzicht van LWK kan nu als volgt bepaald worden.

$$\frac{|u_t|_{HWK}}{|u_t|_{LWK}} \approx \frac{H_K^-}{H_K^+} \frac{|h_t|_{HWK}}{|h_t|_{LWK}} \quad (6.7)$$

Wanneer het getij vanuit zee symmetrisch is dan wordt de tweede factor in het rechter lid gelijk aan 1. Het snelheidsverloop is dan alleen afhankelijk van het verschil tussen de equivalente diepte tijdens hoog en laagwater. Doordat de Slufter een groot oppervlak bergende platen heeft is $H_K^+ < H_K^-$. De getijsnelheid verloopt dus sneller rond HWK dan rond LWK. Dit betekent dat de kenteringsduur tijdens laagwater langer is dan tijdens hoogwater. *Figuur 6-18* laat dit zien aan de hand van de met Sobek berekende data.



Figuur 6-18; Verschil tussen laag- en hoogwaterkentering

Uit de figuur blijkt dat voor alle berekende experimenten de kenteringsduur rond LWK langer is dan HWK. Tijdens stormvloed wordt dit verschil in kenteringsduur wel kleiner. Dit was ook wel te verwachten, omdat de verhouding tussen H_K^+ en H_K^- als gevolg van de wind- upset ook kleiner wordt. De kenteringsduur wordt ook beïnvloedt door de geullengte. Neemt de geullengte toe dan zal het verschil in duur tussen de LWK- en HWK-duur ook kleiner worden. Zo is er geen verschil meer in kenteringsduur tijdens een storm met een waterstand van 2,5m + NAP en een geullengte groter dan 3100.

Tijdens de kentering krijgt het sediment kans om te bezinken. Hoe langer de kenteringsduur des te meer sedimentatie vindt er plaats. Als gevolg van de langere laagwaterkenteringsduur in de Slufter zal er dus een sterkere sedimentatie in monding optreden.

6.4 Verklaring van het gedrag van de Slufter

6.4.1 Inleiding

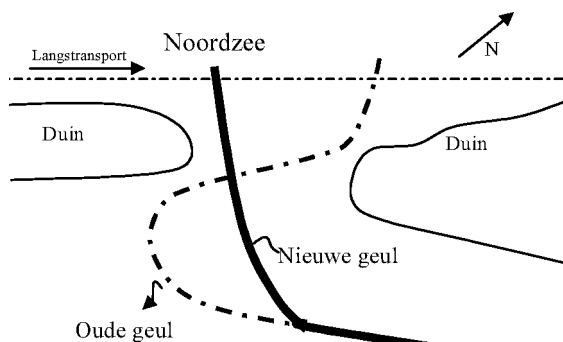
In hoofdstuk 4 zijn reeds de verschillende processen die in de Slufter een rol spelen behandeld. Daarnaast is in hetzelfde hoofdstuk het gedrag van zowel de Sluftergeul als de Slufter monding beschreven. In deze paragraaf zal geprobeerd worden een verklaring te geven van het gedrag van de Slufter aan de hand van de resultaten zoals die berekend zijn met het computermodel Sobek.

6.4.2 Het gedrag van de Sluftergeul

Wanneer er uit gegaan wordt van een Sluftergeul met een lengte van 1100 m dan kan het gedrag van de Sluftergeul als volgt verklaard worden. Onder normale omstandigheden wordt de Slufter blootgesteld aan een gemiddeld getij met een amplitude van NAP +0,8 m. Bij deze maximum waterstand gedraagt de Slufter zich getij neutraal. Als gevolg van de stroming in de Slufter zal er dus geen resulterend sedimenttransport optreden. Zoals reeds beschreven in hoofdstuk 4 wordt door het meanderen van de Sluftergeul de lengte van de geul steeds langer. Het langer worden van de Sluftergeul veroorzaakt een ebdominantie, waardoor er een resulterend

sedimenttransport in de richting van de monding optreedt. Dit is echter een relatief kleine hoeveelheid, die met behulp van het langstransport kan worden geby-passed. In de loop van de tijd zal de geul zich echter steeds verder uitbochten, waardoor de lengte van de geul toe zal nemen. Dit heeft tot gevolg dat de ebdominantie verder toeneemt. Tijdens springtij kunnen de stroomsnelheden en de daarbij behorende sedimenttransporten zo groot worden dat de monding dreigt te verzanden. Deze ongunstige situatie blijft aanhouden totdat de Slufter blootgesteld wordt aan stormcondities. Afhankelijk van de lengte van de geul kunnen er nu twee situaties optreden. Is de geul nog relatief kort dan wordt de geul vloeddominant. Er zal nu dus een resulterend sedimenttransport in de richting van het bekken optreden. Tijdens stormcondities zijn dit vrij grote hoeveelheden sediment, waardoor de monding van de geul open kan spoelen. Verdroging van het bekken is ook niet te verwachten, omdat een storm hooguit enkele dagen zal duren. Na deze storm zal de monding als gevolg van de ebdominantie weer gaan verzanden en gaat de geul verder met uitbochten.

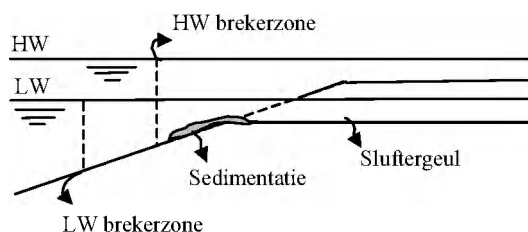
Treedt er bij een relatief langere geul echter een storm op dan zal de Slufter zich ebdominant blijven gedragen. Tijdens deze storm condities is het sedimenttransport richting de monding echter zo groot dat de monding binnen de kortste keren zal gaan verzanden en afsluiting van de geul dreigt. In deze situatie is er echter een groot verschil in waterstand tussen de monding en het bekken. Op sommige tijdstippen zelfs meer dan een halve meter. De kans is dan ook groot dat het platengebied in de binnenbocht van de geul overstroomt er zo een bocht afsnijding plaatsvindt (zie *Figuur 6-19*). Op deze manier ontstaat er een nieuwe geul en zal de oude geul verzanden. Indien de nieuwe geul kort genoeg is kan zo weer een stabiele situatie ontstaan. In de loop van de tijd zal deze geul zich echter ook weer gaan verlengen, waardoor de procedure weer van voor af aan kan beginnen.



Figuur 6-19; Nieuwe situatie waarbij de Sluftergeul afgesneden wordt

6.4.3 Het gedrag van monding

De monding van de geul verplaatst zich in noordelijke richting langs de kust. Dit komt doordat het resulterend langstransport ook in noordelijke richting plaatsvindt waardoor de monding steeds verder opschuift. Tijdens een gemiddeld getij gedraagt de Slufter zich ebdominant, waardoor er netto meer sediment richting de monding wordt getransporteerd. Het gemiddelde sedimenttransport tijdens vloed is immers kleiner dan het gemiddelde sedimenttransport tijdens eb. Hierdoor zal er in de monding sedimentatie optreden, waardoor er een drempel zal ontstaan. Deze drempel zal zich tijdens laagwater vormen. Bij een gemiddeld getij wordt de maximum ebstroom bereikt bij een waterstand van NAP +0,20 m. Rond deze waterstand zal dan ook de sedimentatie optreden. Na de kentering zal het water weer gaan stijgen, waardoor de monding van de geul landwaarts opschuift. De drempel komt daardoor verder in de brekerzone te liggen. In het gebied rond de sedimentatie zal de transportcapaciteit toenemen, waardoor het sediment van de opgeworpen drempel kan worden geby-passed.



Figuur 6-20; Verplaatsing van de brekerzone als gevolg van een hogere waterstand

De invloed van de geulmonding op het langstransport is zeer beperkt. Het grootste gedeelte van het langstransport zal niet gehinderd worden door de stromingen in de Sluftergeul. Over een groot gedeelte van het strandprofiel zal het langstransport dan ook gewoon doorgaan. De hoeveelheid sediment dat tijdens eb als gevolg van de getij- assymetrie in de monding terecht komt, dient echter wel geby-passed te worden. Daarbij moet het by-passen door eolisch transport zeker niet onderschat worden. Met het langer worden van de geul zullen deze hoeveelheden echter groter worden, waarna op een gegeven moment de monding zal gaan verzanden. Tijdens een storm zal de monding zich echter weer uitdiepen.

7 Conclusies en aanbevelingen

7.1 Conclusies

De Slufter is een zeer instabiel systeem. De ligging van de geul en monding veranderen per getijcyclus van plaats. Daarbij is de resulterende verplaatsing van de monding in noordelijke richting. Dit als gevolg van het langstransport dat een overwegende richting heeft naar het noorden. Hierdoor wordt de geul voortdurend in noordelijke richting opgeschoven. Naast de monding verandert de geul ook voortdurend van plaats. Als gevolg van de bochtwerking wordt de geulbocht alleen maar scherper en neemt de geullengte toe. In de binnenbocht ontstaat als gevolg van plaatopbouw een gebied dat alleen met hoogwater onderloopt. Deze verplaatsingen van de geul en de monding zorgen er voor dat de verbindingsgeul tussen zee en het bekken steeds groter wordt. Het gedrag van de Slufter wordt hierdoor beïnvloed.

Tijdens de waterstanden die gemiddeld in de Slufter voorkomen gedraagt de Slufter zich over het algemeen ebdominant. Slechts bij een zeer korte geul zal het systeem zich getij neutraal gedragen. Deze ebdominantie heeft tot gevolg dat er tijdens een getijcyclus een resulterend sedimenttransport optreedt in de richting van de monding. Indien dit sedimenttransport niet kan worden geby-passed dan zal de monding van geul verzanden. De gemiddelde stroomsnelheden die tijdens een gemiddeld getij in de geul optreden zijn over het algemeen niet groot, waardoor het sedimenttransport ook beperkt blijft. De Sluftergeul wordt echter steeds langer en met het langer worden van de geul neemt ook de ebdominantie van de Slufter toe. Zeker tijdens een springtij kan het verschil in sedimenttransport tussen eb en vloed aanzienlijk zijn. De situatie voor de stabiliteit van de Slufter wordt hierdoor steeds ongunstiger en het is zeer waarschijnlijk dat de geul na verloop van tijd zal gaan verzanden. Doordat er in dit gebied af en toe stormen met hogere waterstanden voorkomen zal dit echter niet zo snel gebeuren.

Statistisch gezien vinden er namelijk voor de kust van de Slufter jaarlijks enkele stormen plaats. Zo zal er met een overschrijdingsfrequentie van 5 keer per jaar een waterstand van NAP +2 m optreden. Bij deze waterstand is de kom van de Slufter vrijwel geheel gevuld en, waardoor er grote stroomsnelheden op zullen treden. De optredende sedimenttransporten zullen dan ook aanzienlijk zijn. Uit de verschillende simulaties verricht met het computersimulatie programma Sobek blijkt dat voor een geullengte korter dan 3100 m de Slufter zich bij deze waterstand vloeddominant zal gedragen. Dit betekent dat er een resulterend sedimenttransport plaatsvindt in de richting van het bekken. Het sediment dat zich eventueel in de monding heeft afgezet zal hierdoor meegevoerd worden richting het bekken. Deze gunstige situatie voor de stabiliteit van de monding zal hooguit enkele dagen duren. Hierna zal er als gevolg van de gemiddelde waterstanden in het bekken weer een ebdominantie optreden. Dit wisselen tussen ebdominant gedrag en vloeddominant gedrag zal op blijven treden totdat er een geullengte groter dan 3100 m is ontstaan.

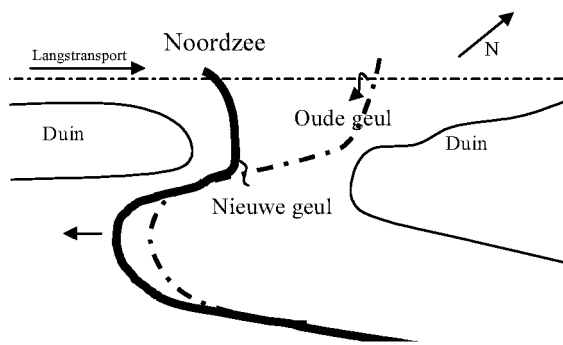
Bij een geullengte groter dan 3100 m zal de Slufter zich namelijk, ongeacht de hoogte van de waterstand in het bekken, ebdominant gedragen. Tijdens stormcondities zijn de optredende stroomsnelheden en de daarbij horende sedimenttransporten zo groot dat de monding hoogstwaarschijnlijk zal verzanden. Het resulterend sedimenttransport richting de monding is dan immers zo groot dat dit waarschijnlijk niet allemaal kan worden geby-passed. Tijdens deze waterstanden vindt er echter ook een ander proces plaats. In deze situatie treden er namelijk ook zeer grote waterstandsverschillen in het bekken op. Met als gevolg dat er een groot verval ontstaat tussen de monding en het bekken. Over een geulbocht kan er zo een verval ontstaan van meer dan 0,5 m. Het is dan ook zeer aannemelijk dat bij dit waterstandsverschil het platengebied in de binnenbocht overstroomt. Op deze manier vindt het water tijdens een getijbeweging een kortere route richting het bekken. Er zal dus een kortere geul ontstaan, terwijl de oude langere geul zal verzanden. Als gevolg van deze kortere geul zal de Slufter zich tijdens deze storm weer vloeddominant gaan gedragen. Wanneer de storm weer is gaan liggen zal er weer sprake zijn van een lichte ebdominantie, waardoor het hele mechanisme weer van voor af aan kan beginnen.

7.2 Aanbevelingen

7.2.1 Beheer van de Slufter

Tegenwoordig wordt er in het gebied rond de Slufter actief in gegrepen. Zo wordt om de veiligheid van het achterland voldoende te kunnen blijven garanderen de opening tussen de duinen beperkt gehouden. Hierdoor krijgt de Sluftergeul minder ruimte om tussen de duinen heen en weer te “zwaaien”. Wanneer de geul namelijk

de kop van een duin gaat bedreigen wordt de geul handmatig omgelegd. Hierdoor zal de geul vrijwel nooit meer een lengte bereiken waarbij de waterstandsverschillen zo groot worden dat er een natuurlijke geulafsnijding plaatsvindt. Zo gaat er een groot deel van de natuurlijke dynamiek in de Slufter verloren. Wanneer er echter bij het kunstmatig doorsteken van de geul rekening gehouden wordt met de natuurlijke loop van de geul hoeft dit voor de stabiliteit van de Slufter geen belemmering te zijn. Het gevaar bestaat alleen dat wanneer alleen de monding verplaatst wordt de geulbocht op zijn oude plaats blijft liggen (zie *Figuur 7-1*). Het uitbochten van de geul gaat dan verder waardoor de geulbocht achter de zuidelijke duin komt te liggen. Op een gegeven moment zal een natuurlijke geulafsnijding dan niet meer mogelijk zijn, omdat de zuidelijke duin dan de toegang tot de zee verspert. Wanneer de geul nu echter wel een dermate grote lengte bereikt dat de Slufter zich ebdominant gedraagt dan bestaat zelfs het gevaar dat de geulmonding zal verzanden.



Figuur 7-1; Het beperkt doorsteken van de geul

Er wordt niet alleen in de Slufter actief ingegrepen maar ook in de kustzone rond de Slufter worden ingrepen gedaan. Zo vinden ten zuiden van de Slufter regelmatig onderwatersuppleties plaats. Direct na een onderwatersuppletie zal het langstransport richting de Slufter groter zijn. Al dit sediment moet toch op één of andere manier naar de andere zijde getransporteerd worden. Dit is dan ook een mogelijke verklaring voor het feit dat de Sluftermonding zich met een steeds grotere snelheid richting het noorden verplaatst.

Sinds kort is men begonnen met het vergroten van het kombergingsoppervlak van de Slufter. Dit heeft echter een verwaarloosbare invloed op het getijprisma en het gedrag zal dan nauwelijks worden beïnvloed. Als gevolg van deze uitbreiding is het gebied waar het zoute water binnen kan dringen natuurlijk wel vergroot, waardoor de natuurwaarde van het gebied wel is veranderd.

In het verleden zijn er ook stemmen op gegaan om het zoetwater afvoer via de Slufter te laten verlopen. Dit zou een verhoging betekenen van de optredende stroomsnelheden tijdens eb. Dit zal de ebdominantie van de geul alleen maar bevorderen. Er wordt zo dus een extra hoeveelheid sediment in de monding afgezet, waardoor de instabiliteit van de Slufter toe zal nemen. Daarnaast gaat de zoetwater afvoer de vloeddominantie tijdens stormvloed tegen waardoor ook het doorspoelend vermogen tijdens stormen wordt vermindert.

7.2.2 Onderzoek naar de stabiliteit van de Slufter

In dit rapport wordt een groot deel van het gedrag van de Slufter verklaard met behulp van de uitkomsten van het computersimulatie programma Sobek. Dit computermodel kent echter nogal wat beperkingen. Zo wordt er gerekend met een over de dwarsdoorsnede en diepte gemiddelde stroomsnelheid. In werkelijkheid zullen er echter lokaal grote verschillen in stroomsnelheid optreden. Deze optredende verschillen in stroomsnelheid zijn wel belangrijk voor de bepaling van het gedrag van de Slufter. Voor een uitgebreide analyse is het dan ook wenselijk de waterbeweging in de Slufter 3-dimensionaal te bepalen. Dit vraagt echter zeer gedetailleerde informatie over de ligging van de verschillende geulen en platen in de Slufter. Daarnaast is het in een dergelijk model veel lastiger veranderingen aan te brengen in de geullengte.

Een andere beperking van Sobek is dat het niet kan rekenen met sub kritische stromingen. In dit model was het dan ook niet mogelijk de Sluftergeul volledig droog te laten vallen. Momenteel is men bezig aan een nieuwe versie van Sobek waarin dit wel mogelijk zal zijn. Met behulp van dit model zou het mogelijk zijn om ook de invloed van de geuldiepte in de stabiliteitsanalyse te betrekken.

In het model wordt geen rekening gehouden met de werking van golven. Zeker rond de monding is de golfwerking echter niet te verwaarlozen. In een vervolg onderzoek is het misschien mogelijk deze golfwerking wel op één of andere manier in het model te stoppen. Verder is er geen rekening gehouden met de reeds aanwezig getijasymmetrie op zee. Het getij voor de kust van de Slufter is echter getijd dominant. Als gevolg van deze dominantie zal de ebdominantie als gevolg van de bekkengeometrie waarschijnlijk wat afgezwakt worden. In een vervolg onderzoek zou dan ook reeds een vloeddominant getij als randvoorwaarde aan het model opgelegd kunnen worden.

Door studenten van de universiteit in Utrecht zijn er reeds al enkele veldmetingen verricht. De verkregen data is echter slechts beperkt tot een paar weken en geeft nog geen reëel beeld van de veranderingen in de Slufter. Uit deze metingen blijkt slechts de dagelijkse dynamiek van het systeem. Om het gedrag van de Slufter goed te kunnen analyseren zal er een meetprogramma opgezet moeten worden, welke meerdere jaren bestrijkt. Waarbij vooral de veranderingen in plaat/ geul oppervlak en de aanwezige geullengte wordt bij gehouden. Daarnaast blijkt uit de analyse met behulp van het Sobek model dat de grootste veranderingen in de Slufter optreden tijdens stormcondities. Het is dan ook aan te bevelen om ook tijdens dit soort condities metingen in de Slufter te verrichten. Dit is echter niet eenvoudig te realiseren, omdat tijdens een storm de Sluftervlakte niet begaanbaar is en de kans op het wegspoelen van kostbaar apparatuur zeer groot aanwezig is.

Literatuur

Basisrapport zandige kust behorende bij de leidraad Zandige Kust (1995) TAW

Biegel, E.J., 1991. Equilibrium relations in the ebb tidal delta, inlet and backbarrier area of the frisian inlet system. Rijkswaterstaat, Rapport GEOPRO 1991.028/GWAO-91.016

Bijker, E.W. 1967, Some considerations about scales for coastal models with movable bed. Hydraulics Laboratory, Publication No. 50, 1967.

Boender, J. 1977, Toetsing van gemeten snelheids- en zandconcentratie vertikalen aan de aannamen van Bijker en de bepaling van de parameters b en μ uit de bodemtransportformule van Bijker. Afstudeerrapport, Vakgroep Kustwaterbouwkunde, afd. Civiele Techniek, TU Delft,

Brown, E.I., 1928. Inlets on sandy coasts. Proc. ASCE, Vol. LIV.

Bruun P, 1966, Tidal inlets and littoral drift vol.2, Washington

Bruun P & Gerritsen F, 1969 Stability of coastal inlets, North-Holland publishing company Amsterdam.

Bruun P, 1978, Stability of tidal inlets, theory and engineering. Techn. Univ. of Trondheim, Depart. Of Port and Ocean Engineering, Trondheim

Eysink WD, A Hoekstra & FMJ Hoozemans 1992. Nederlandse sluiften. Verkennende inventarisatie naar abiotische parameters. Waterloopkundig Laboratorium, Delft

Fitz Gerald, DM Fitz Gerald, S.A. 1977. Factors influencing tidal inlets throat geometry Coastal sediments 77, printed by the ASCE.

Gerritsen H, de Jong H., 1990, Cross-sectional stability of estuary channels in the netherlands, coastal engineering

Gerritsen, F. en H. de Jong. 1985, stabiliteit van doorstromingsprofielen in het waddengebied, R.W.S. Adviesdienst vliissingen, Nota WWKZ.84.V016, dec 1985

Gerritsen, F., 1990. Morphological stability of inlets and channels in the Western Wadden sea. Rijkswaterstaat, Nota GWAO-90.019

Gordon, A.D. 1990, Coastal lagoon entrance dynamics, coastal engineering

Gregory, R.L., 1978. Tidal power and estuary management. Proceedings of the 13th symposium of the Colston Research Society. Colston Papers No 30

Hoekstra, A.IJ en Pedroli 1992. Sluifervorming en natuurontwikkeling. Waterloopkundig Laboratorium, Speurwerkrapport T857.

<http://www.meetnet.nl>

http://www.waddenzee.nl/dutch/navigatie/fr_index.html?/dutch/ecomare/NED1414.HTM

Mota Oliviera 1971 Tidal prism in large lagoons. IAHR Conf., Paris

O'Brien, M.P, 1966. Equilibrium flow areas of tidal inlets on sandy coasts. Proc. 10th Conf. On coastal engineering, ASCE(1966), chapter 39, pp. 676-686.

Oost, A.P, 1995 Dynamics and sedimentary development of the Dutch Wadden Sea with emphasis of the Frisian inlet, 1995 Universiteit Utrecht, faculteit aardwetenschappen

Pranger, D.P, 1999 Vegetatiekartering Duinen- Noord Texel, Groningen

Severn R.T., Dinseley D.L. en Hawker L.E. 1979, Tidal Power and Estuary Management, proceeding of the Colston Research Society, vol 30.

Terwindt- van der Borg MJHM 1961. De Slufter op Texel. Tijdschrift Koninklijk Nederlands Aardkundig Genootschap, vol LXXVIII, nr 4

Van der Borg, M.J.H.M., en H.J. van Dorsser, 1961 De Sluftermond op Texel. T.K.N.A.G., LXVIII, p 57

Veen J. van 1950 Eb en Vloedscharen in de Nederlandse Getijwateren Tijdschrift Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. Vol. 67 p. 303-325

Verklarende woorden

Astronomisch getij	getijbeweging al gevolg van de veranderlijke resultante van de aantrekkingskracht van de maan en de zon op de watermassa's op aarde, niet gestoord door weerkundige omstandigheden
Branding	verschijnsel van golven die breken in ondiep water
Brandingszone	gebied waar de branding van golven optreedt
Dwarsprofiel	bodemprofiel in een dwarsdoorsnede van de kust
Dwarstransport	zandtransport loodrecht op de kust
Dynamisch evenwicht	voortdurende profielveranderingen als gevolg van voortdurend veranderende hydraulische omstandigheden zonder resulterend zandverlies
Ebgeul	geul waarin de ebstroom overheerst (ook wel ebschaar genoemd)
Eolisch transport	zandtransport door de wind
Eroderen	achteruit gaan door zandverlies
Estuarium	getijdebekken waarbij de rivierafvoer een belangrijke rol speelt
Langstransport	zandtransport evenwijdig aan de kust
Morfologie	leer en beschrijving van de vormen van het aardoppervlak
NAP-vlak	referentievlak voor de hoogteligging van objecten
Paalrij	rij van verticale (houten) palen die haaks op de kust is uitgebouwd om de stroomsnelheid te reduceren als onderdeel van een kustverdediging
Refractie	bijdraaien van golfkammen onder invloed van de bodemdiepte en /of van de stroom
Relatieve zeespiegelstijging	lange termijn stijging van de gemiddelde zeestand ten opzichte van het land
Slufter	zoete of brakke duinvallei, die in openverbinding staat met zee
Stuifdijk	duinregel, gevormd door kunstmatig vastgelegd stuifzand
Verstuiven	lokaal verlies van zand als gevolg van transport door wind
Vloedgeul	geul waarin een vloedstroom overheerst (ook wel vloedschaar genoemd)
Zandbalans	staat van hoeveelheid zand in een balansgebied
Zwin	zie slufter
Lagune	door een lange, smalle landtong van de zee gescheiden klein meer
Wind- setup	waterstandsverhoging veroorzaakt door wind

Bijlage I

Plantensoorten in de Slufter

Bijlage II

Vogelsoorten in de Slufter

Bijlage III

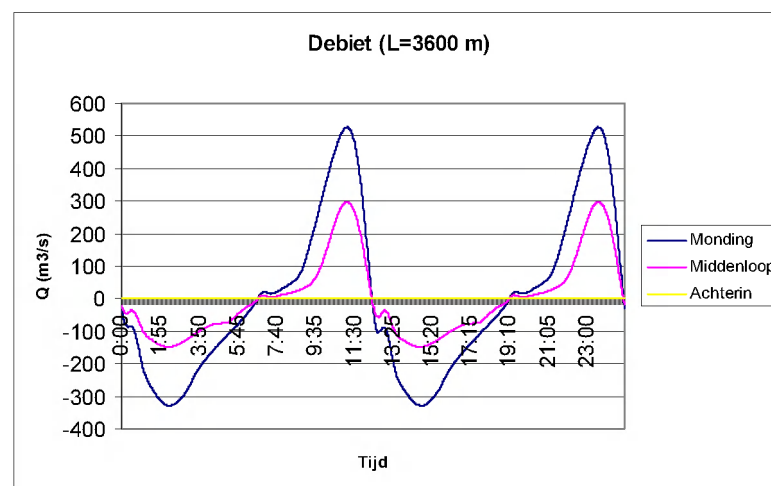
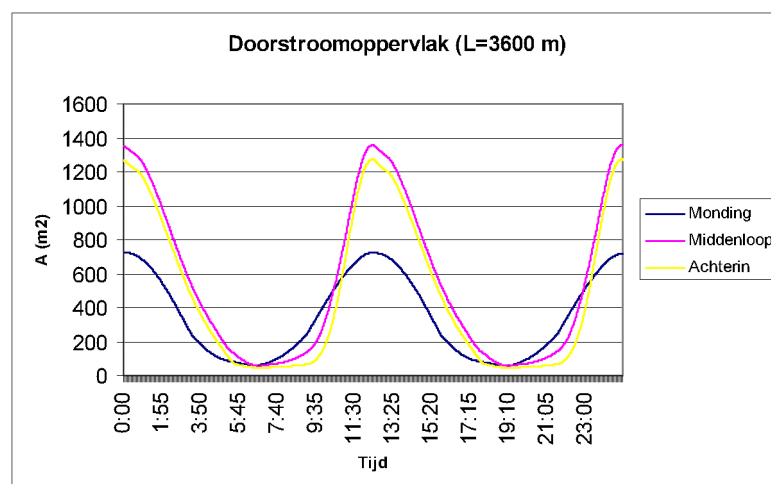
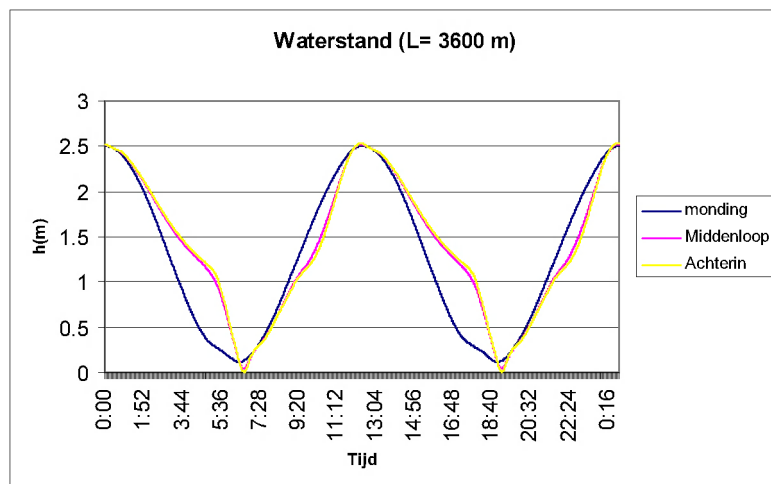
Verplaatsingen van de Sluftergeul

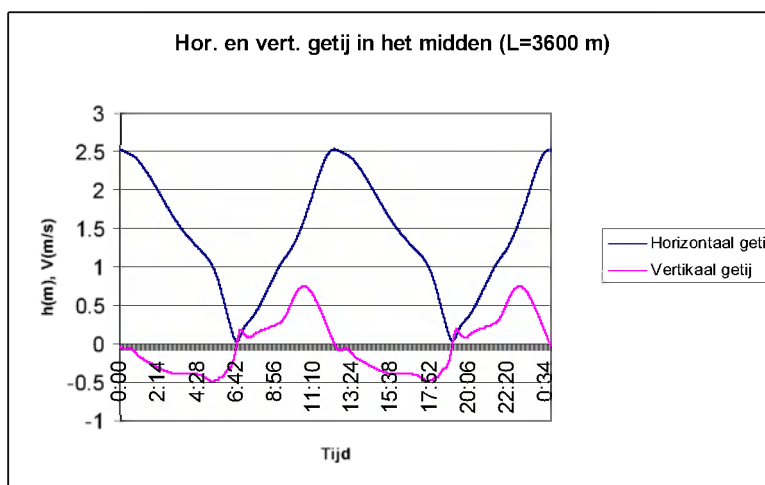
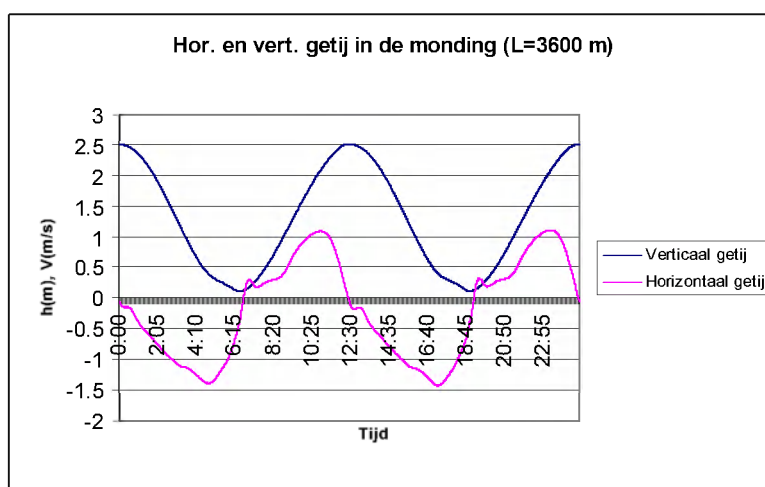
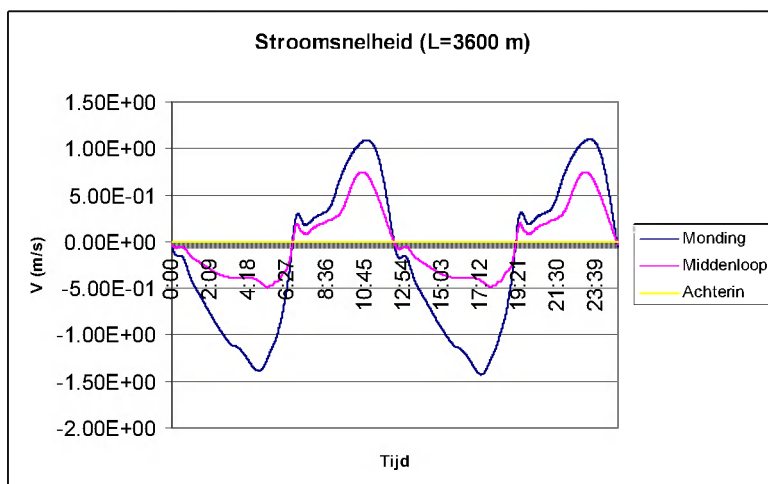
Bijlage IV

Modelresultaten:

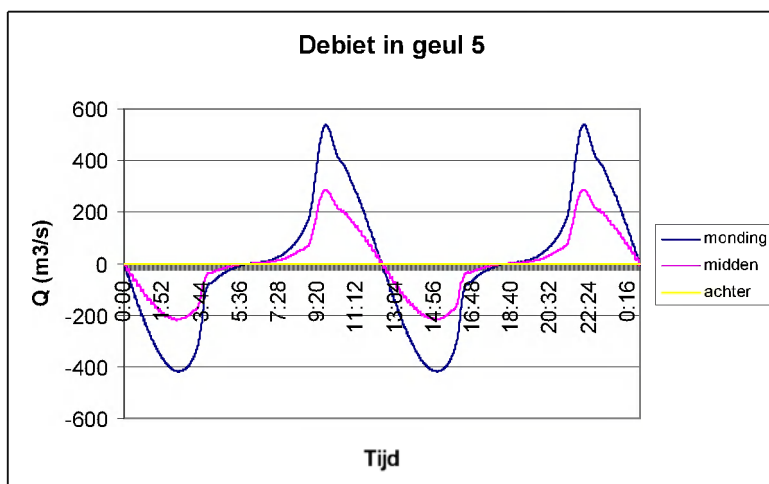
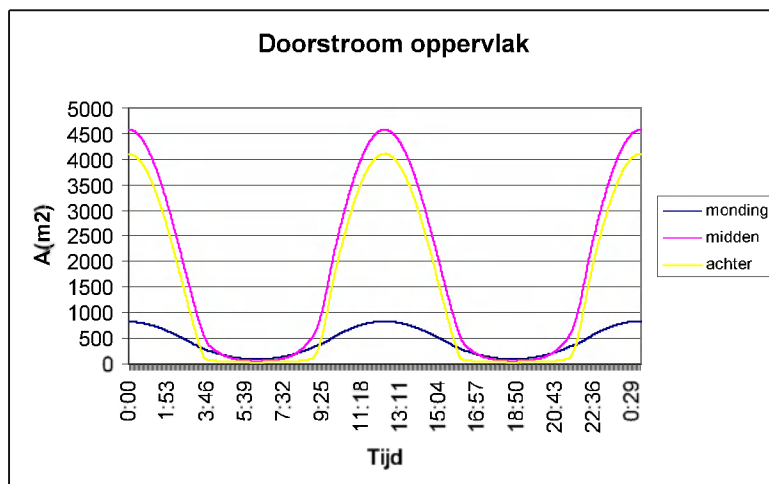
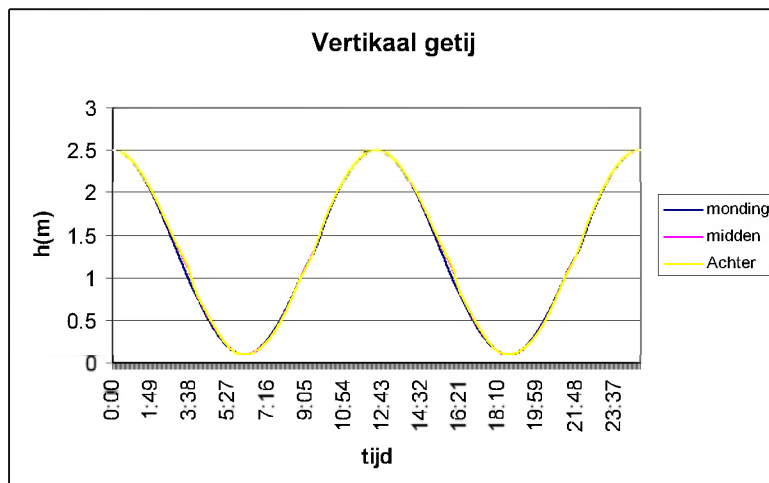
 $H_{\max} = 2,5 \text{ m}$

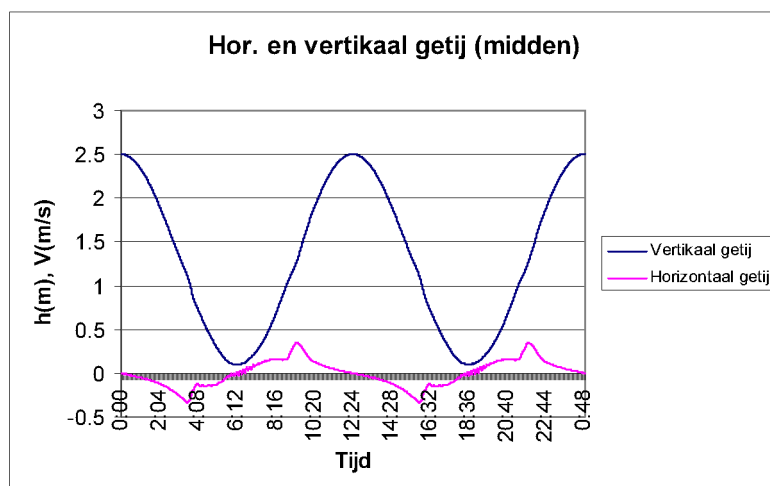
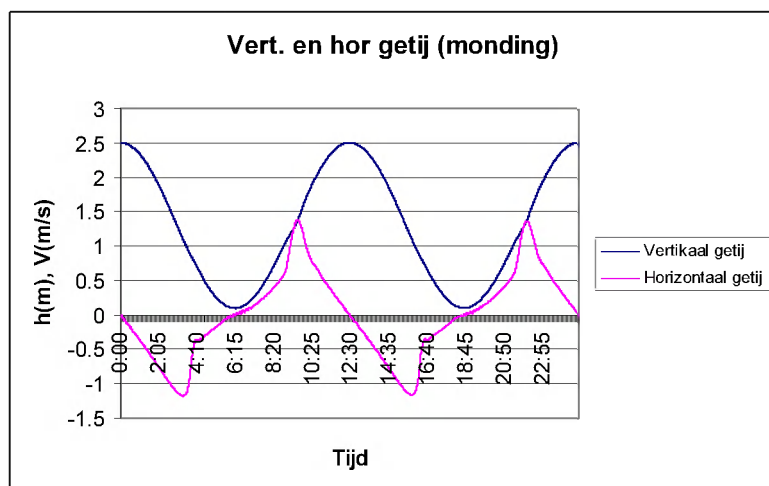
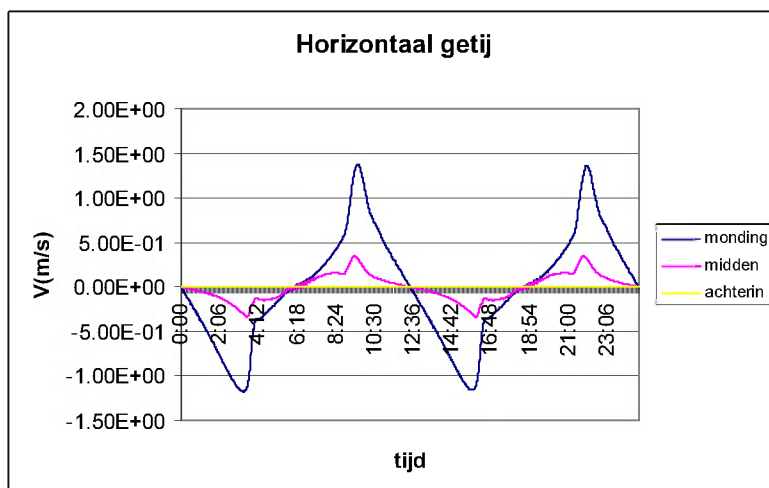
Geullengte = 3600 m



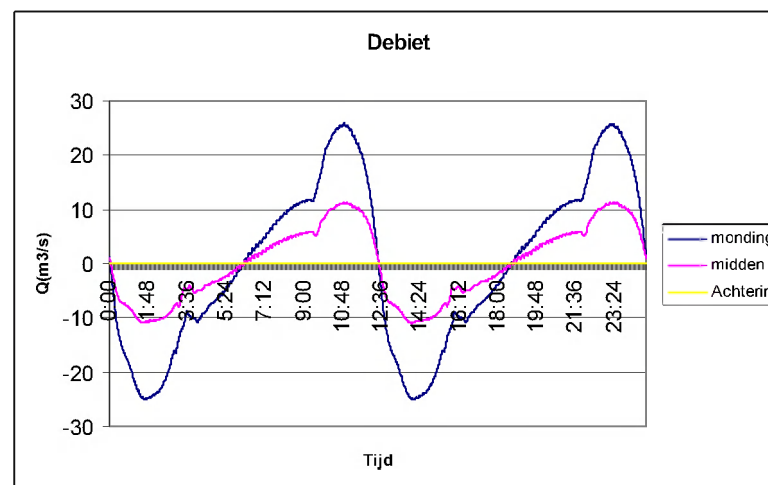
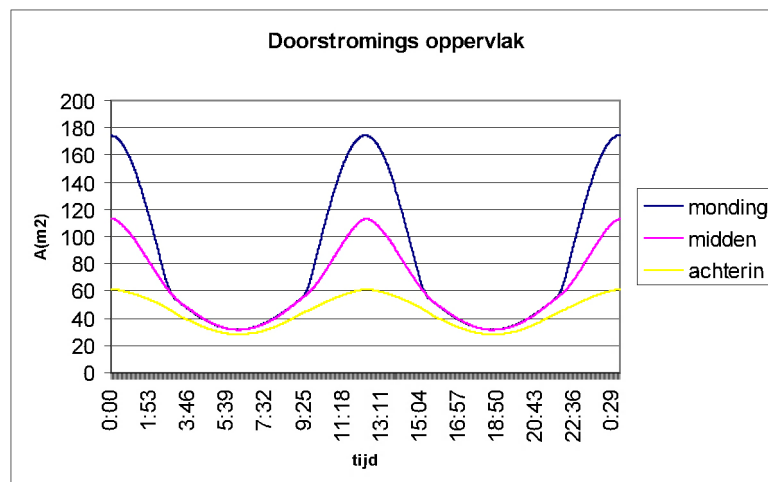
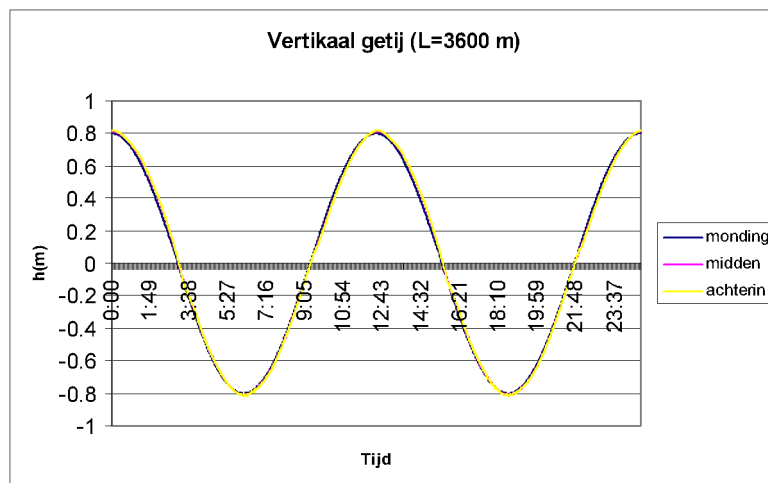


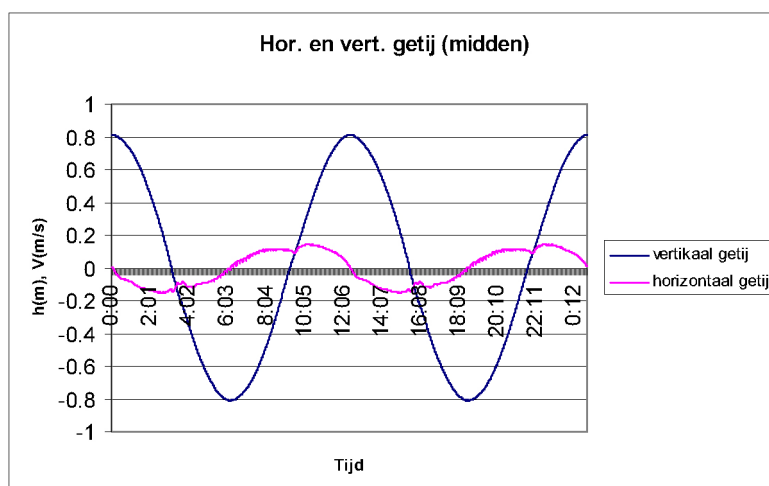
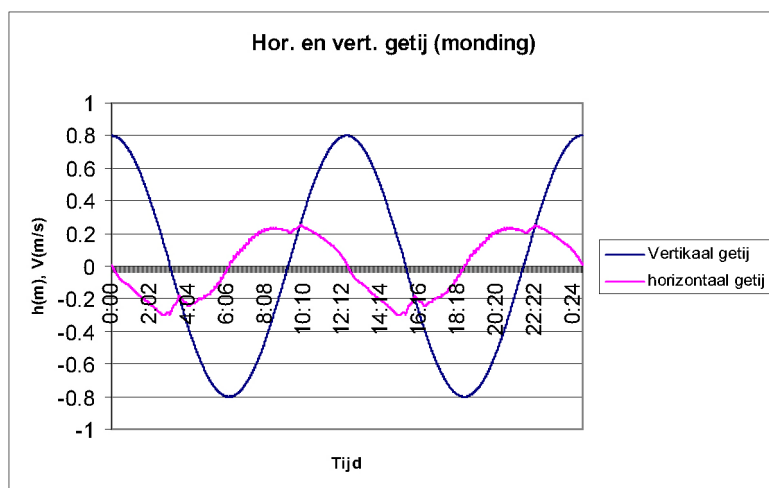
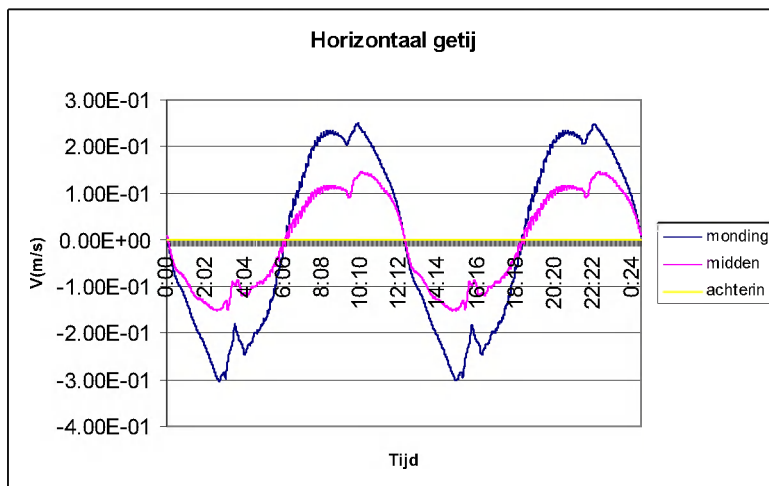
$H_{\max} = 2,5 \text{ m}$
Geullengte = 1100 m





$h_{\max} = 0,8 \text{ m}$
Geullengte = 3600 m





$h_{\max} = 0,8 \text{ m}$
 $L = 1100 \text{ m}$

