

Dwars op de kust

een beschrijving van dwarstransportprocessen
en een overzicht van berekeningsmethoden

Rapport DGW-92.043



Dienst Getijdewateren

Dwars op de kust

een beschrijving van dwarstransportprocessen
en een overzicht van berekeningsmethoden

Drs. F. C. Groenendijk

Rapport DGW-92.043

Inhoudsopgave

	Samenvatting 5
1	Inleiding 7
2	Dwars is niet alles 9
3	Wat weten we en wat merken we van dwarstransport 11
3.1	Strand- en duinafslag 11
3.2	Schelpdieren 12
3.3	Radiogene mineralen 12
3.4	Ervaringen met zandsuppleties; zachte maatregelen 13
3.5	Conclusies uit waarnemingen 13
4	Welke fysische processen dragen bij aan Dwarstransport 15
4.1	Zandbeweging algemeen 15
4.1.1	bodemtransport 15
4.1.2	zwevend transport 16
4.2	Waterbeweging algemeen 16
4.2.1	stroombeweging 17
	getij 17
	windgedreven stroming 17
	Coriolis 17
	restcirculatie 18
4.2.2	golven 18
	windgolven; zeegang en deining 19
	Longuet Higgins 'Conduction Solution' 20
	retourstroom 20
	golf-asymmetrie 21
	golf geïnduceerde bodem grenslaag 21
	lange golven 22
4.3	Zandtransport en waterbeweging 22
	fase effecten 23
	vortex-transport 23
	selectie van korrelgrootte 23
	bodemhellingseffecten 24
4.4	Koppeling tussen langtransport en dwarstransport 24
	Invloed van de golfvalshoek op het dwarstransport 24
5	Methoden voor de berekening van Dwarstransport 25
5.1	Empirische methode 25
5.2	Semi-empirische methoden 26
5.2.1	Tweelijn modellen 26
5.2.2	Profielmodellen 26
5.3	Mathematisch-fysische methoden 27
5.3.1	UNIBEST-TC 27
5.3.2	DUROSTA 29

6	Berekeningsvoorbeelden 31
6.1	Pragmatische bepaling van het dwarstransport 31
6.2	Berekeningen met een tweelijn-model 32
6.3	Berekeningen met het tijdsafhankelijk mathematisch-fysisch model UNIBEST-TC 34
7	Het onderzoek naar Dwarstransport 37
7.1	Stand van zaken van kustprofielmodellen in de EG 37
7.2	Gepland onderzoek 38
7.2.1	Kustprofielmodellen of raaimodellen 38
7.2.2	Veldmodellen (2DH-, Q3D- of 3D modellen) 38
7.2.3	Laboratoriummetingen, Veldmetingen en data analyse 39
	Literatuur 40
	Appendix A
	Invloed van de golfinvalshoek op het Dwarstransport 43
	Colofon 46

Samenvatting

Kusterosie kan veroorzaakt worden door een zeewaarts transport van zand (kust-afwaarts dwarstransport) of door een gradiënt in transport langs de kust, waardoor er in een kustvak meer zand afgevoerd dan aangevoerd wordt. Het verschil in aard van langs- en dwarstransport is hiermee aangegeven; grote langtransporten hoeven niet te resulteren in kusterosie, terwijl dwarstransporten, hoe klein ook, zich op den duur zullen manifesteren in een verandering van de kustlijnligging. Voor de kustnota van 1989 werd het dwarstransport over de 8 m dieptelijn grofweg berekend. Het resultaat was een kustgericht dwarstransport van 10 tot 12 m³ per jaar. De kwaliteit van de voorspelling van de kustlijnligging wordt in hoge mate beïnvloed door de nauwkeurigheid van deze berekening. Een goede beschrijving van dwarstransport is tevens van belang voor kustbeheerders; dwarstransport kan de effectiviteit van een zandsuppletie sterk beïnvloeden. In het project Kustgenese neemt het onderzoek naar dwarstransport een belangrijke plaats in. Inmiddels zijn veel mechanismen wel geïdentificeerd, maar kunnen ze met de huidige stand van kennis nog niet nauwkeurig genoeg gekwantificeerd worden.

In dit rapport is de aandacht gericht op dwarstransport: het geeft een overzicht van de mechanismen die dwarstransport veroorzaken en het beschrijft enkele methoden die nu beschikbaar zijn om dwarstransport te berekenen. Hiermee wordt de kennis van dwarstransport toegankelijk en toepasbaar gemaakt voor het beheer van de kust en het beleid ten aanzien van de kustverdediging. Het rapport is als volgt opgebouwd. Hoofdstuk 2 bevat enkele definities en afspraken. Het rapport confronteert enkele praktijkervaringen (hoofdstuk 3) met theoretische kennis (hoofdstuk 4). De hoofdstukken 5 en 6 presenteren een aantal berekeningsmethoden en modellen voor kustbeheerders, voor de adviespraktijk en voor onderzoekers om dwarstransport te berekenen. De belangrijkste middelen die nu voor de praktijk beschikbaar zijn voor de berekening van dwarstransport zijn:

- *empirische methode* voor de evaluatie en analyse van opgetreden gemiddelde transporten (6.1) uit twee successievelijke lodingen van een kustprofiel (tijdschaal: wordt bepaald door datum van de lodingen);
- *semi-empirische modellen* voor berekeningen van kustprofielontwikkelingen (tijdschaal: van jaren tot decennia), voor het berekenen van het effect van suppleties (tijdschaal: van maanden tot een jaar) en voor het berekenen van duinafslag tijdens stormen (tijdschaal: stormperiode);
- *mathematisch-fysische modellen* voor duinafslag berekeningen (tijdschaal: stormperiode), om de sedimenttransporten te berekenen voor het hele profiel (tijdschaal: enkele dagen tot maanden), om morfodynamisch te rekenen (tijdschaal: enkele maanden tot jaren) en om een evenwichtsprofiel te berekenen (tijdschaal: decennia)

Uit de verschillende berekeningen blijkt dat het transport over de 8 m diepte lijn met de huidige stand van kennis niet nauwkeurig genoeg voorspeld kan worden.

De berekende transporten ten gevolge van de verschillende mechanismen veroorzaken onzekerheden in het uiteindelijke transport die groter zijn dan de netto transporten zelf. Voor onderzoekers en beheerders wordt naast de bestaande mathematisch-fysische modellen een eenvoudige methode aangereikt om in geval van uniformiteit in langskustrichting het dwarstransport te berekenen uit twee gedateerde lodingen van een kustprofiel. Deze methode wordt, ondanks z'n eenvoud, te weinig toegepast. Tot besluit wordt in hoofdstuk 7 de stand van zaken van kustprofiel-modellen in Europa verslagen en wordt aangegeven welke toekomstige ontwikkelingen op het gebied van (dwars)transportmodellering nog te verwachten zijn.

1 Inleiding

Dwarstransporten spelen een belangrijke rol in de zandhuishouding van de Nederlands kust. Dwarstransport is de component loodrecht op de kust van het sedimenttransport in de kustzone dat uiteindelijk de ligging van de kustlijn bepaalt. De ligging van de kustlijn staat weer volop in de belangstelling sinds de tweede kamer zich in 1990 uitgesproken heeft tot het handhaven van de kustlijn zoals die er in het begin van 1990 bij lag. Deze beleidskeuze wordt uitgevoerd middels zandsuppleties. Jaarlijks wordt ongeveer 60 miljoen gulden besteed aan deze „zachte” vorm van kustverdediging. De prijs van een suppletie varieert van f 3,50 tot f 12,50 per m³ gesuppleerd zand, afhankelijk van de suppletiemethode, van de vaartijd van winplaats naar suppletiegebied en van de totaal te suppleren hoeveelheid zand. Gezien de grote spreiding in de kosten is het lucratief om het optimum te vinden in kostprijs versus effectiviteit. Suppleren op de onderwateroever is een manier om de kostprijs laag te houden. Deze vorm van suppleren is vooral effectief wanneer de golven het zand verder kustwaarts transporteren. Kennis van dwarstransport is hiervoor van belang: wáár het voorkomt, wanneer en onder welke condities, hoe groot het is en of het te kwantificeren is. Binnen het project Kustgenese wordt in verschillende deelprojecten gewerkt aan de beschrijving van de verschillende mechanismen achter het dwarstransport.

Dit rapport geeft een overzicht van de huidige kennis van dwarstransport. Het rapport is geschreven voor zowel de adviespraktijk van de Rijkswaterstaat als voor kustbeheerders van de regionale directies. Het doel is een overzicht te geven van de fysische mechanismen die de transportcomponent loodrecht op de kust bepalen en een idee te geven van de onderzoeksvragen waaraan gewerkt wordt. Bovendien wordt in dit rapport geëtaleerd welke methoden en modellen er zijn voor regionale beheerders om berekeningen aan dwarstransport uit te voeren. Het rapport is gebaseerd op de kennis verkregen in het project Kustgenese. Ook de onderzoeksvragen die in dit rapport aan de orde komen zijn geformuleerd in het kader van het project Kustgenese. Het rapport gaat niet in op de vele zandtransportformuleringen die er zijn, maar zet uiteen welke fysische mechanismen het transport van zand veroorzaken en hoe deze mechanismen wiskundig beschreven kunnen worden.

2 Dwars is niet alles

Dwarstransport is een veelgebruikt begrip in de kustmorfologie en de kustwaterbouw. Met de term dwarstransport wordt eigenlijk alleen de component van de sedimenttransport-vector bedoeld die loodrecht op de kust staat. Dwarstransport is derhalve het resultaat van de ontbinding van een transportvector in componenten en kan eigenlijk niet los gezien worden van het totale transport.

Het transport van sediment hoeft geen veranderingen van de bodemligging tot gevolg te hebben; immers wanneer de aanvoer van zand net zo groot is als de afvoer van zand zal de bodemligging niet veranderen. Slechts gradiënten in sedimenttransport veroorzaken opeenhoping van bodemmateriaal of juist uitschuring van de bodem. In een dwarsprofiel bevinden zich veel verschillende stromingsregimes op een relatief kleine lengteschaal:

van stromingsgedomineerd op diep water, naar golfgedomineerd op ondiep water tot eolisch transport op het droge gedeelte van het profiel. De transporten in deze verschillende stromingsregimes gaan niet vloeiend in elkaar over. Daarom geeft elk transport in dwarsrichting aanleiding tot transportgradiënten en dus (bij afwezigheid van gradiënten in het langstransport) tot bodemveranderingen. Dit in tegenstelling tot langstransport dat, hoe groot ook, niet noodzakelijk een transportgradiënt veroorzaakt. Dwarstransport wordt wel verantwoordelijk gesteld voor de herverdeling van zand in een kustzone. De vorm van het profiel past zich aan de golfcondities aan.

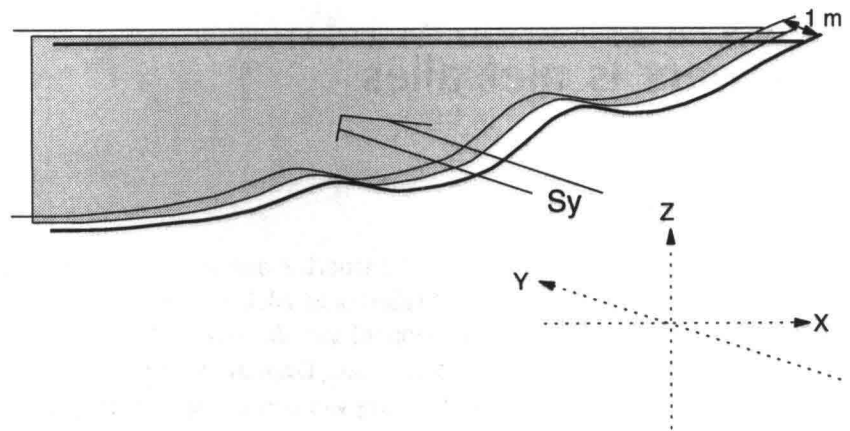
In dit rapport zal consequent gebruik gemaakt worden van een linksdraaiend assenstelsel dat zodanig georiënteerd is dat de positieve x-as naar de kust wijst. Deze x-coördinaat wordt aangeduid met dwarskust richting en de y-richting met langskust. De verticale as wijst naar boven en de zeebodem wordt aangeduid met -H.

De eigenlijke eenheid van het momentane sedimenttransport is $\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})$, resulterend van het produkt van dichtheid en snelheid. In de praktijk wordt sedimenttransport bijna altijd verticaal geïntegreerd gebruikt. Bovendien wordt er gedeeld door de dichtheid zodat als gangbare eenheid van sedimenttransport m^2/s resteert. Het totale langstransport langs een kust wordt verkregen door dit sedimenttransport te integreren over de afstand van de kust tot een punt in zee waar het langstransport nul is. De zo verkregen waarde heeft de eenheid van een flux (m^3/s) en kan gezien worden als de ruimtelijk gemiddelde snelheidscomponent van het sedimenttransport in langskustrichting maal het oppervlak omsloten door het kustprofiel, de waterlijn en een verticale lijn op een punt waar het transport nul wordt verondersteld (zie figuur 1). Deze grootte is dan nog een functie van de coördinaat y. Langs rechte kusten zal het totale langstransport niet sterk variëren als functie van deze y.

Op dezelfde wijze kan een flux voor het dwarstransport opgesteld worden. Hiervoor wordt een oppervlakte gecreëerd door een eenheid van lengte (m) in langsrichting (y) en de waterdiepte (z).

Figuur 1

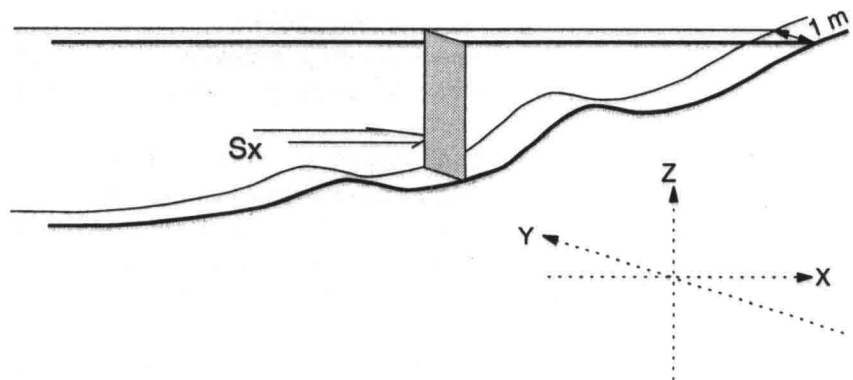
Dwarsdoorsnee van een kustsectie met daarin het totale langstransport S_y .



De sedimenttransportvector loodrecht op de kust vermenigvuldigd met dit oppervlak geeft het totale dwarstransport als functie van de x -coördinaat. Het totale dwarstransport is dan nog een functie van de dwarskustcoördinaat x . (Figuur 2). In tegenstelling tot het totale langstransport zal het dwarstransport sterk afhankelijk zijn van de waterdiepte en dus van de coördinaat x . Deze grootheid, het totale dwarstransport, is vanwege de sterke diepte-afhankelijkheid van x slechts beperkt bruikbaar. Daarom wordt in de praktijk alleen van het langstransport het totale transport uitgerekend.

Figuur 2

Dwarsdoorsnee van een kustsectie met daarin het totale dwarstransport S_x .



Bij deze algemene inleiding hoort ook een beschouwing over de verschillende tijdschalen waarop dwarstransport zich manifesteert. Deze tijdschalen variëren van seconden tot duizenden jaren. Zo is er dwarstransport onder een individuele golf op een tijdschaal van enkele seconden. Verder wordt er gesproken van golfgemiddeld, stormgemiddeld, getijgemiddeld, seizoensgemiddeld en jaargemiddeld transport. De bijbehorende tijdschalen spreken voor zich. Verder zijn er tijdschalen die zich manifesteren in fenomenen die niet zo voor de hand liggend zijn. Zo ontstaan en verdwijnen brandingsbanken met een lokaal bepaalde karakteristieke periode van enkele jaren, en bewegen getijgeulen en buitendelta's met perioden die nog niet achterhaald zijn. Ook op geologische tijdschaal variëren er grootheden, denk alleen maar aan klimaatveranderingen, de hiermee samenhangende zeespiegelrijzing en de bewegingen van de bodem. In dit rapport komen dwarstransportprocessen met tijdschalen van enkele seconden tot jaren aan de orde.

3 Wat weten we en wat merken we van dwartransport?

3.1 Strand- en duinafslag

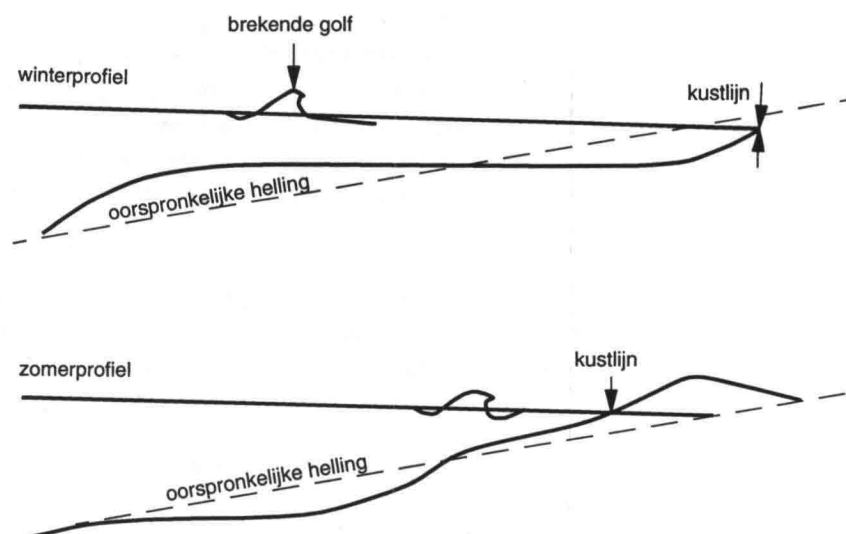
Spectaculaire gevolgen van dwartransport genieten de maatschappelijke belangstelling wanneer bij een storm grote delen van de duinen zijn weggeslagen en verzwolgen lijken door de zee. Dergelijke massaverplaatsingen voltrekken zich in enkele uren en baren niet alleen opzien maar ook veel zorg. Veel minder publiciteit krijgt de aanvoer van zand tijdens rustig weer.

Gedurende zomerse perioden is het bijna niet merkbaar dat het strand langzaam aangroeit. Bij langdurige oostenwind kan er zelfs een kleine strandwal ontstaan ter hoogte van enkele tientallen centimeters, doordat het zand dat vanuit zee aangevoerd wordt niet verder landwaarts wordt getransporteerd vanwege de heersende oostenwind. Deze aanvoer van zand tijdens rustig weer gaat veel langzamer dan de afvoer tijdens stormen, maar is ook een resultaat van een dwartransport. Zo kan 's zomers een herverdeling van zand in dwarsrichting fluctuaties veroorzaken in de hoogte van de bodemligging van meer dan een meter.

In figuur 3 staat schematisch weergegeven hoe een kustprofiel er na een storm uitziet en hoe hetzelfde profiel na een periode van rustig weer door dwartransporten hersteld is. Een voorwaarde voor dit herstel is dat het zand door de storm op de vooroever gelegd wordt, en niet, tijdens de herstelperiode, door langstransportgradënten afgevoerd wordt. Op plaatsen waar dit herstel niet plaatsvindt en de zandbuffer op de vooroever afgevoerd wordt door langstradiënten kan een volgende storm blijvende schade aanrichten.

Figuur 3

Met „rustig weer profiel versus storm profiel“.



3.2 Schelpdieren

Op het strand kan men in alle jaargetijden materiaal vinden dat aangespoeld is. Dit betreft zowel drijvende voorwerpen van hout en plastic maar ook materiaal dat over de bodem beweegt zoals schelpen. In het project Kustgenese is een studie uitgevoerd naar het voorkomen en de herkomst van op het strand aangespoelde schelpdieren langs de Hollandse kust (de Bruyne 1990).

Hieruit blijkt dat verreweg de meeste aanspoelende soorten afkomstig zijn uit kustnabije zones met waterdiepten tot 20 m (ca 10 km uit de kust). Soorten uit de zone die dieper is dan 20 m spoelen alleen bij hoge uitzondering op het strand aan. Onder normale omstandigheden spoelen vrijwel geen schelpdieren uit deze diepe zone aan. De meeste levend op het strand aanspoelende soorten komen uit de zone tussen de 16 en 20 m waterdiepte. In raaien loodrecht op de kust, die slechts 8.5 km van elkaar gelegen zijn, treden sterke verschillen in fauna's op. „Uit het onderzoek zijn geen aanwijzingen af te leiden die duiden op een overwegend langstransport van (levend) schelp-materiaal langs dit deel van de kust.”

Ook zijn er duidelijke grenzen aan te geven tussen noordelijke en zuidelijke gebieden met verschillende populaties. „Er mag worden aangenomen dat de schelpdieren de kortste weg naar het strand hebben afgelegd wat meer wijst op dwarstransport dan op langstransport.”

Op grond van de resultaten van het onderzoek blijkt dat de Hollandse kust zich laat indelen in drie deelgebieden met andere karakteristieke eigenschappen wat betreft het aanspoelen van schelpdieren. In het noordelijke deel, rondom Callantsoog, vindt opvallend weinig aanvoer plaats vanuit de diepere zones naar het strand. Het materiaal wordt wel vlak voor de kust aangetroffen maar bereikt vaak niet het strand. Het centrale deel (rond Zandvoort) heeft juist wel aanwas van schelpdieren uit de ondiepe zone. In het zuidelijke deel worden relatief veel soorten gevonden van zuidelijke oorsprong. Het gedrag van schelpen kan niet zonder meer worden vergeleken met zand; schelpen hebben een geheel andere afmeting en vormweerstand dan zand. Verder is zand passief terwijl het transport van schelpdieren ook actief beïnvloed wordt door de dieren zelf (ingraven).

Dat schelpen zich anders gedragen dan zand wordt fraai geïllustreerd door het feit dat sinds lange tijd aan schelpwinning wordt gedaan in o.a. Domburg en Scheveningen, terwijl deze kustvakken als erosief te boek staan. Het is echter niet bekend of dit verse of oude schelpen betreft.

Het beeld van weinig aanvoer van vers schelpmateriaal in het noordelijke deel en veel aanvoer in het centrale deel komt echter wel overeen met de erosie en aanwas verdeling van de Hollandse kust; Het centrale deel van de kust bouwt uit terwijl in het noordelijke deel achteruitgang van de kust plaatsvindt.

3.3 Radiogene mineralen

In het project Kustgenese worden zandbewegingen voor de Nederlandse kust ook bestudeerd aan de hand van de natuurlijke radioactiviteit van zware mineralen.

Dit onderzoek naar radiogene mineralen geeft informatie over de herkomst van zand, de ouderdom van zand en de ouderdom van afzettingen (de Meijer 1990). Dit onderzoek bevestigt de resultaten van Eisma's onderzoek (1968) waaruit bleek dat het zand van de Nederlandse kust van twee primaire bronnen afkomstig is: afzettingen van de Rijn, de Maas en de Schelde (Rijnzanden) in het laat-pleistoceen en gletsjerafzettingen uit het saalien (vroeg-pleistoceen). Het eerste type zand domineert de stranden ten zuiden van Bergen. Ten noorden van Bergen, inclusief de Waddeneilanden domineert de gletsjerafzetting (Eisma 1968, de Meijer 1990).

Het onderzoek naar radiogene mineralen bracht aan het licht dat zware mineralen anders getransporteerd worden dan lichte mineralen. Zware mineralen kunnen beschouwd worden als kristallen met een hogere dichtheid dan de lichte mineralen. Vaak zijn zware mineralen ook kleiner dan lichte mineralen. Uit laboratoriumproeven bleek dat zware mineralen zich in de golfvoortplantingsrichting bewegen terwijl de lichte mineralen zich juist in tegengestelde richting verplaatsten (de Meijer 1990). De verklaring voor dit afwijkende gedrag wordt gegeven in Hoofdstuk 4.

3.4 Ervaringen met zandsuppleties; zachte maatregelen

Een zandige kust zal bij rustig weer aanwassen, terwijl een storm gecombineerd met een hoge waterstand juist duinafslag zal veroorzaken (zie figuur 3). Er is pas sprake van structurele kusterosie (volgens de Nederlandse normen) wanneer de kustlijn gemiddeld over tien jaar landwaarts opschuift. Om deze structurele kusterosie te bestrijden worden er door Rijkswaterstaat meestal „zachte maatregelen” getroffen: de kust wordt met extra zand „bijgevoed” (onze zuiderburen noemen dit „zandspijziging”), tot dusver vooral op het strand maar soms tevens op de onderwateroever. De hoeveelheid zand die gesuppleerd wordt, bedraagt de gemiddelde jaarlijkse erosie hoeveelheid maal het aantal jaren waarvoor de suppletie ontworpen wordt. Op dit suppletie volume wordt een verliespercentage van 15 tot 40% gezet om verspreidingsverliezen te compenseren. Om de suppleties in de toekomst zo effectief mogelijk uit te voeren is het van groot belang om de gedane suppleties te evalueren. Deze evaluatie vindt plaats in het project EVAZAND. Uit onderwateroever-suppleties die in het verleden zijn uitgevoerd (Hillen et al. 1991) blijkt dat bij alle onderwateroever-suppleties de verplaatsing van de suppletie een kustwaartse component heeft en dat de verplaatsing gepaard gaat met een afvlakking van de suppletieberg. Verder blijkt dat het kustgerichte zandtransport sterk afhangt van de diepte: op dieper water vindt een geringer transport plaats dan op ondieper water (Hillen et al. 1992).

3.5 Conclusies uit waarnemingen

Dwarstransporten spelen een belangrijke rol in de zandverdeling van een kustprofiel. Dwarstransport is zowel belangrijk op korte tijdschaal (storm periode) als op langere tijdschaal (enkele jaren). Het transport van schelpdieren mag niet eenduidig vertaald worden naar zandtransport. In Domburg en Scheveningen wordt reeds zeer lang aan schelpwinning gedaan.

Hier moet dus aanvoer van schelpdieren zijn terwijl beide kustvakken als erosief te boek staan. Toch is het op z'n minst opvallend dat in het uitbouwende deel van de Hollandse kust verse schelpdieren aanspoelen terwijl langs het erosieve gedeelte van deze kust de schelpdieren niet op de kust terecht komen.

De bureaustudie naar onderwateroever-suppleties waarin enkele praktijkvoorbeelden voor de Hollandse kust worden beschouwd, geeft aan dat extra zand in een profiel verspreid wordt in alle richtingen maar dat het zwaartepunt zich kustwaarts begeeft.

Ook al blijkt uit deze feiten dat er onder veel omstandigheden en op veel plaatsen een kustwaarts transport van zand plaatsvindt, in werkelijkheid zijn grote delen van de Nederlandse kust onderhevig aan kusterosie. Er spelen derhalve veel meer processen en morfologische mechanismen een rol. Onder een morfologisch mechanisme verstaan we een systeem van processen. Bijvoorbeeld: de grootte van de debieten in een getij-inlaat wordt gedicteerd door de grootte van het getij-bekken en de amplitude van het getij. Hierdoor kan een kust die aan een delta van een getij-bekken grenst aanzanden of eroderen tengevolge van veranderingen in het getij-bekken. Voor structurele kusterosie zijn de grootschalige mechanismen die het gevolg zijn van zeespiegelrijzing en bodemdaling, en de middelgrote mechanismen zoals de zandhonger van estuaria, de al of niet periodieke verplaatsing van geulen in delta en zeegaten enz. van belang. Dit rapport beperkt zich tot dwarstransport; wat we weten en wat we willen weten (www & www). De relatie met kusterosie is veel gecompliceerder vooral in de buurt van zeegaten waar ook de splitsing tussen dwarsen langstransport niet meer zo voor de hand ligt.

Hierdoor is een groot gedeelte van dit rapport slechts bruikbaar voor de uniforme gesloten kust.

4 Welke fysische processen dragen bij aan dwarstransport?

Bij de bespreking van de fysische processen achter het dwarstransport krijgen we te maken met waterbeweging, verschillende soorten sedimentbeweging en de wisselwerking tussen bodem en water. De bespreking van de waterbeweging wordt hier voorafgegaan door een algemene beschouwing over zandtransport. Hierdoor wordt bij de bespreking van de waterbeweging snel duidelijk welk effect de waterbeweging heeft op het zandtransport.

Bij de bespreking van de verschillende golf- en stroombewegingen in 4.2 is gekozen voor een indeling van het bodemprofiel naar dominante processen.

4.1 Zandbeweging algemeen

In het transport van sediment wordt onderscheid gemaakt tussen het transport van bodem materiaal (bodem transport) en het transport van zwevend materiaal (zwevend transport). Met bodem materiaal wordt de laag op de bodem bedoeld waar de zandkorreltjes interactie hebben met elkaar en met de bodem. Zwevend materiaal is het sediment in suspensie net boven de bodem. Hiervoor is het evenwicht tussen de turbulente opwaartse beweging en de zwaartekracht van belang. De beide termen worden hieronder toegelicht. De grens tussen bodem materiaal en zwevend materiaal is niet te definiëren; de exacte bodemligging zou gedefinieerd moeten worden met behulp van een concentratie of een dichtheid. In het bodemregime treden echter dichtheidsgradiënten op van 300 kg/m^3 per mm, waardoor een bodemligging praktisch niet te bepalen is. Ook bij de experimentele bepaling van zandtransporten geeft deze grote dichtheidsgradiënt problemen.

4.1.1 bodemtransport

Met bodem materiaal wordt de bovenste laag van de bodem bedoeld waar zandkorrels over elkaar heen rollen buitelen en schuiven. De dikte van deze laag is afhankelijk van de omstandigheden: soms wordt de dikte gesteld op 2 mm, soms op één centimeter. Om het transport van bodem materiaal goed te beschrijven moet de kracht die door de waterkolom op de bodemlaag uitgeoefend wordt goed beschreven worden. Voor deze beschrijving is de snelheid net boven de bodem van belang, de mate waarop deze snelheid afneemt naar de bodem toe (schuifspanning of bodemwrijving) en de mate waarmee deze kracht aan de bodem verdeeld wordt over de bodemlaag (interne wrijving). De snelheidsverdeling in een waterkolom wordt bepaald door de krachten die op de waterkolom werken, de viscositeit van het water, de grootte van de korrels van het bodemmateriaal en het voorkomen van bodemvormen (ribbels enz). Periodieke bewegingen zoals golven en getij veroorzaken niet alleen netto verplaatsingen maar kunnen ook grote turbulente generatoren zijn.

Ze verhogen de opwerveling en de bodemschuifspanning en ze kunnen hierdoor minder prominente processen in de hand werken.

Voor de beschrijving van het bodem transport worden tot nu toe formuleringen gebruikt met een theoretische basis en een empirische invulling. Zo wordt het bodem transport vaak evenredig gesteld met de derde macht van de snelheid van het water net boven de bodem. De theoretische grondslag schuilt in de evenredigheid van sedimenttransport met dissipatie van kinetische energie (en in de turbulentie-leer geldt dat dissipatie evenredig is aan de derde macht van een karakteristieke snelheid). Ook het totaal transport, waarmee hier bedoeld wordt het transport van bodem én zwevend materiaal, (anders dan wat in hoofdstuk 2 onder totaal transport verstaan werd) wordt uitgerekend met dergelijke machtformules.

4.1.2 zwevend transport

De andere vorm van transport is het zwevend transport. Dit transport vindt plaats in de waterkolom; Het is het geïntegreerde transport van alle deeltjes in suspensie en is te schrijven als de integraal over de diepte z van het produkt van de watersnelheid en de concentratie.

$$Q_{\text{suspended}} = \int_{\text{Bodem}}^{\text{Oppervlak}} u(z) * c(z) dz \quad (1)$$

De mate van suspensie (lees: de concentratie) wordt o.a. bepaald door de hoeveelheid turbulentie in een waterkolom. Turbulentie wordt veroorzaakt aan het wateroppervlak door wind en golven (vooral overslaande en brekende golven zijn effectief in het veroorzaken van turbulentie); in de waterkolom door een stroming rond een obstakel maar ook aan de bodem door de snelheid van het water over een ruwe bodem. De tijdsperiode waarin een deeltje in suspensie blijft, wordt naast de mate van turbulentie bepaald door de valsnelheid van het deeltje.

Het transport van zwevend sediment wordt veelal beschreven door formules van de vorm zoals vergelijking (1). In enkele empirische transportformuleringen wordt het zwevend transport, naar analogie van de machtsformules voor het bodem transport, evenredig gesteld aan de vierde of zelfs vijfde macht van de snelheid aan de bodem. (Bagnold, 1966; Bailard, 1981)

De problemen bij het beschrijven van sedimenttransport komen vooral tot uiting in de beschrijving van de watersnelheid aan de bodem, de bodemschuifspanning en in het kwantificeren van de relatie tussen deze twee. Ook de beschrijving van de grens tussen bodem en zwevend transport is van belang: uit laboratorium proeven blijkt dat het bodem en zwevend transport niet altijd in dezelfde richting is.

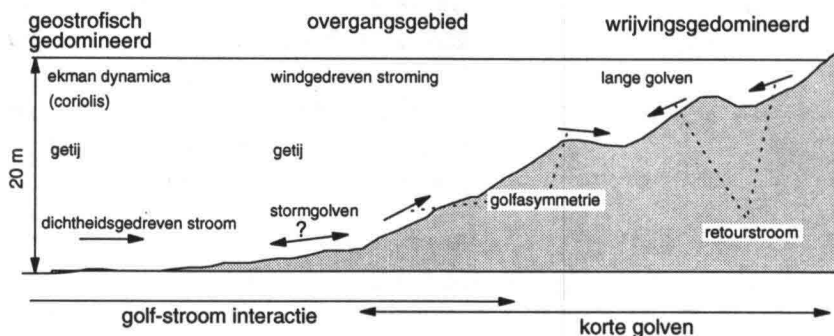
4.2 Waterbeweging algemeen

De verschillende transportprocessen vinden hun oorzaak in de waterbeweging. Periodieke golfbewegingen geven aanleiding tot heel andere transportmechanismen dan een uniforme stroming.

In het volgende wordt de waterbeweging besproken voorzover dit van belang is voor het netto sedimenttransport. Voor een systematische behandeling van de waterbeweging, relevant voor het dwarstransport, kunnen verschillende indelingen gehanteerd worden. Figuur 4 geeft een indeling naar dominante processen. De mechanismen zullen in werkelijkheid niet zo scherp in te delen zijn.

Figuur 4

Ruimtelijke indeling van een kustprofiel, de verticale schaal is sterk uitgegroot



Hieronder zullen de verschillende processen besproken worden. Elk waterbewegingsregime kan grofweg een plaats krijgen in het kustprofiel. Globaal kan de waterbeweging verdeeld worden in stroom- en golfbewegingen. De stroombeweging heeft belangrijke componenten op de tijdschaal van het getij (halve dag) en op de tijdschaal van de restcirculatie (enkele dagen).

4.2.1 stroombeweging

getij

Op de shelf, in het diepe gedeelte van het kustprofiel vormen de getijsnelheden (in combinatie met de opwerveling door golven) de grootste aandrijvende kracht voor sedimenttransporten. De snelheidsvector aan de bodem is langs de kust georiënteerd. De amplitude van de getijsnelheid neemt naar de bodem en naar de kust af. Voor het transport van zand zijn vooral de hoge snelheden tijdens maximale eb en maximale vloed van belang.

windgedreven stroming

Naast het getij is de windgedreven stroming van groot belang voor de dynamica van een kustzone. Snelheidsmetingen tonen aan (Rakhorst, 1981) dat stormachtige wind watersnelheden kan veroorzaken die meer dan twee maal zo groot zijn dan de normale getijsnelheden (ook dichtbij de bodem). Wanneer de evenredigheid tussen sedimenttransport en de derde macht van de watersnelheid aan de bodem geldig is, zijn deze extreme snelheden van groot belang voor de morfologie.

Coriolis

Het gedeelte van het profiel waar de Corioliskracht een belangrijke rol speelt heet het geostrofische stromingsregime. De Corioliskracht die veroorzaakt wordt door de rotatie van de aarde resulteert in een draaiing van de horizontale snelheidsvector om de verticale as, waardoor de richting van de snelheid niet uniform is over de diepte.

Bij windgedreven stroming resulteert dit in de Ekmanspiraal waarbij de snelheid afneemt en naar rechts draait in de richting van de bodem. (Op het zuidelijk halfrond draait de snelheidsvector naar links.) Bij een gradiënt-stroming, (een stroming t.g.v. een volumekracht) oefent juist de bodem een schuifspanning uit op het water. De voortplanting van deze schuifspanning naar boven heeft ook een draaiing van de snelheid tot gevolg. De resulterende snelheidsvector draait in dit geval naar links (gezien vanaf het oppervlak naar de bodem). Een getijsnelheid langs de kust heeft wegens dit effect aan de bodem een component die dwars op de kust staat. Asymmetrie in de getijsnelheid resulteert hiermee in een netto kustwaartse of kustafwaartse snelheid. Berekeningen van Zitman (1991) duiden op een dwarstransport tengevolge van wind, getij en Coriolis variërend van 1.0 m²/jaar kustafwaarts tot 3.6 m²/jaar kustwaarts.

restcirculatie

Hollandse kust

Uit analyses van een stroommeetcampagne blijkt dat de waterbeweging in de Hollandse kustzone een sterke verticale structuur heeft ten gevolge van de wind, Coriolis, horizontale dichtheidsverschillen en een klein rest-verhang van enkele centimeters per 100 km (Groenendijk, 1988). De wind beïnvloedt de reststroming in grote mate, zowel qua richting als qua grootte terwijl de horizontale dichtheidsverschillen in gebieden van 10 tot 20 m waterdiepte een kleine maar persistente kustwaartse bodemstroom van ongeveer 4 tot 6 cm/s veroorzaken (Groenendijk, 1988). Zonder getij- en golfbeweging zou deze snelheid waarschijnlijk niet resulteren in een zandtransport. Met de turbulentie veroorzaakt door getij- en golfbeweging, kan het opgewoelde sediment door de kleine dichtheidsstroming kustwaarts verplaatst worden. Volgens deze koppeling berekende van Rijn (1992) dat een kustwaartse snelheid van 5 cm/s tezamen met een golfklimaat dat karakteristiek is voor de Nederlandse kust, resulteert in een netto kustwaarts zandtransport over de 8 m dieptelijn van 40 m² per jaar. Dit geval is een fraai voorbeeld van een koppeling tussen langs- en dwarstransport: de getijsnelheid langs de kust zal in dit geval voor een belangrijk deel de opwerveling veroorzaken, terwijl de dichtheidsgedreven restcirculatie aan de bodem als een bezem het opgewervelde sediment richting kust „veegt”.

Delta- en Waddenkust

Voor de onderbroken kust in het zuiden van Nederland en de Waddenkust spelen dichtheidsverschillen waarschijnlijk een geringe rol. Hier is de getijgedreven restcirculatie van groter belang en spelen bochtstromingen een belangrijke rol.

4.2.2 golven

Dichter onder de kust zijn golven belangrijk. Ze domineren de invloed van de getijsnelheid, die juist veelal kleiner wordt in ondiepere gebieden. Onder golfbewegingen verstaan we lange golven (met golfperiode > 20 s) en korte golven of windgolven (periode < 20 s). De korte golven hebben in de ondiepere kustzones niet meer alleen een cyclische beweging maar veroorzaken ook een netto verplaatsing ten gevolge van verschillende mechanismen waarvan hieronder de belangrijkste worden toegelicht.

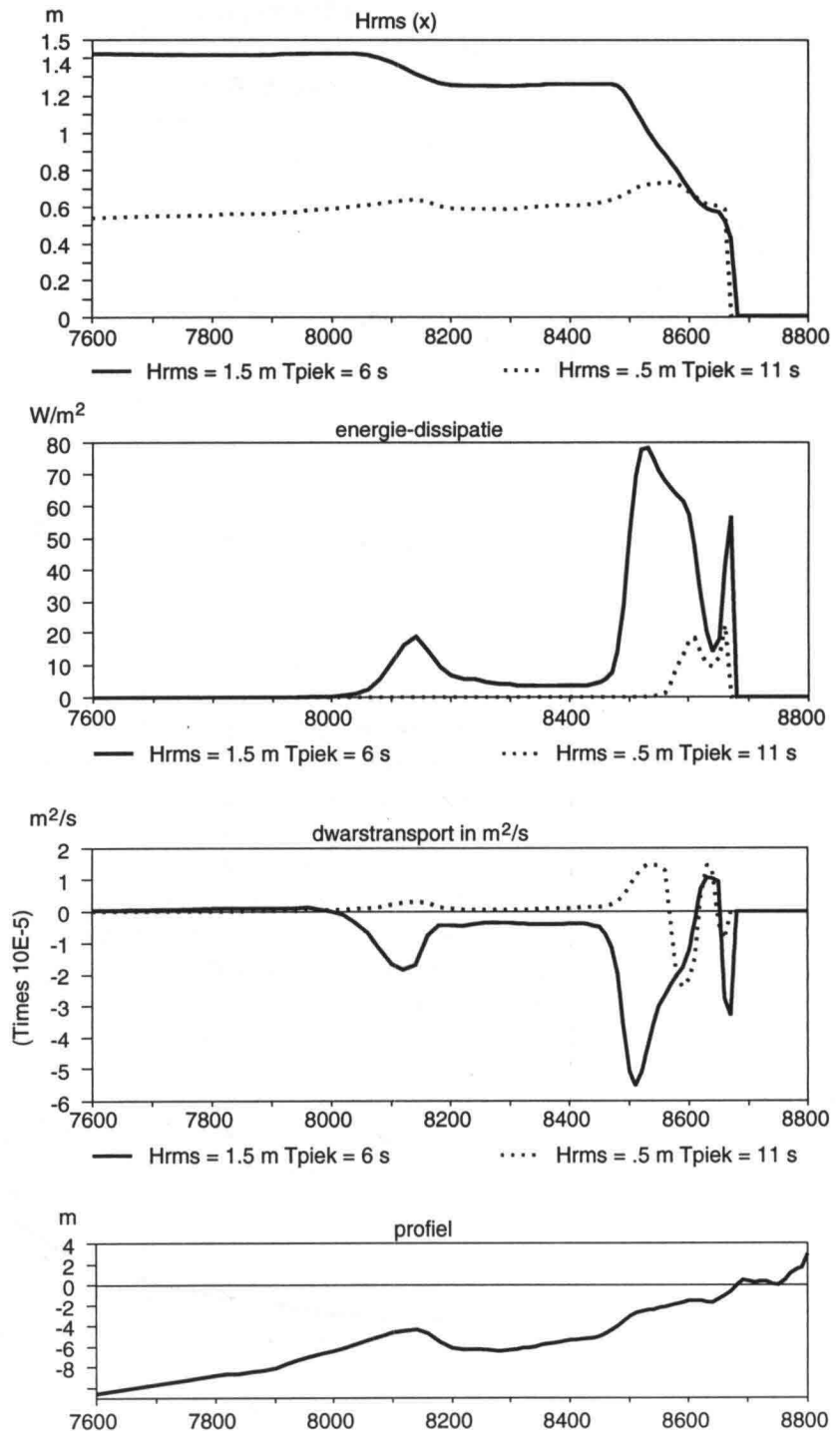
windgolven; zeegang en deining

De korte of windgolven kunnen weer ingedeeld worden in zeegangsgolven en deiningsgolven; zeegangsgolven zijn steil en kort, hebben relatief hoge amplitude en kleine periodes. Wanneer dergelijke steile golven de bodem voelen kunnen ze niet alsmaar steiler worden en gaan ze direct degenereren: er ontstaan schuimkoppen.

Deiningsgolven zijn golven met grotere periode en relatief kleinere amplitude, ze zijn langer en veel minder steil en hebben een minder chaotisch aanzien. Wanneer deze golven de bodem voelen worden de golftoppen hoger en worden de golven steiler. Het golfveld van deiningsgolven is regelmatiger dan een zeegangsveld, waardoor ze in een smallere zone breken dan zeegangsgolven.

Figuur 5

Verloop van golfhoogte, energie dissipatie en dwarstransport langs een kustprofiel voor twee golfhoogten: $H_{rms} = 1.5$ m en $H_{rms} = 0.75$ m. Berekend met UNIBEST-TC.



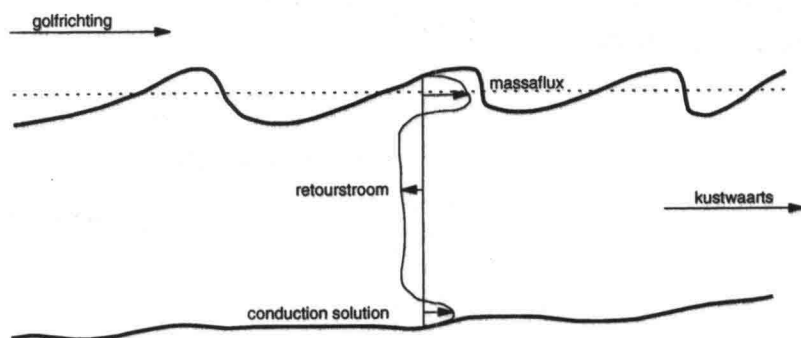
Een en ander wordt geïllustreerd door figuur 5. Hierin is het verloop van de golfhoogte te zien wanneer golven met golfhoogte van 1.5 m en golfhoogte van 0.5 m de kust naderen. Te zien is dat de lange en lage golven eerst groeien wat gepaard gaat met een toename van de asymmetrie en een kustwaarts sedimenttransport. De golven met grote golfhoogte kunnen niet verder groeien en breken vanaf het begin. Dit gaat gepaard met een retourstroom.

Longuet Higgins 'Conduction Solution'

In 1953 publiceerde Longuet-Higgins een artikel waarin hij afleidde dat het tijdsgemiddelde snelheidsveld onder regelmatige golven resulteert in een netto snelheid aan de bodem in de richting van de golfvoortplanting. Uit zowel numeriek onderzoek als uit laboratorium metingen blijkt dat ook onregelmatige golven een dergelijke snelheid in de richting van de golfvoortplanting aan de bodem induceren. De structuur van de tijdsgemiddelde snelheid staat schematisch weergegeven in figuur 6. Dit mechanisme veroorzaakt een kustwaarts zandtransport.

Figuur 6

Gemiddelde snelheid onder niet brekende golven

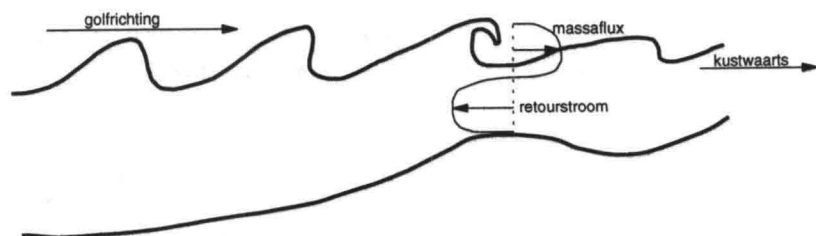


retourstroom

Wanneer golven breken, ontstaat er aan de oppervlakte een kustwaartse massaflux. Deze kustwaartse massaflux moet gecompenseerd worden door een zeewaartse massaflux. Deze zeewaartse massaflux heet retourstroom. De retourstroom kan een onderdeel zijn van een verticale circulatie en is dan onderin de waterkolom gelokaliseerd (zie figuur 7a), maar kan ook een gevolg zijn van een horizontale circulatie: een muistroom. Een muistroom compenseert ook de massaflux ten gevolge van brekende golven. Deze muistroom beslaat echter de hele waterkolom en veroorzaakt een onderbreking van één of meerdere brandingsbanken langs de kust (zie figuur 7b).

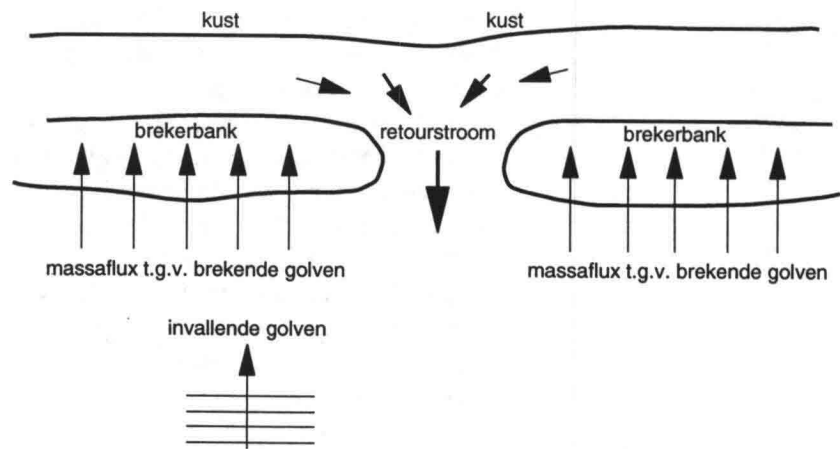
Figuur 7a

Snelheidsprofiel onder brekende golven



Figuur 7b

Bovenaanzicht van een retourstroom
of muistroom t.g.v. horizontale
circulaties



Een retourstroom veroorzaakt in alle gevallen een kustafwaarts sedimenttransport. Van Rijn (1992) schatte de grootte van het transport over de 8 m dieptelijn ten gevolge van muistromen op ongeveer 20 m² per jaar.

golf-asymmetrie

De beweging van waterdeeltjes onder korte golven heet orbitaalbeweging. Bij golven op relatief diep water is deze beweging cirkelvormig; de straal van de cirkel neemt af met toenemende diepte. Bij golven in ondiep water beschrijven de waterdeeltjes een ellips; naar beneden toe wordt deze ellips steeds kleiner en platter: aan de bodem resteert nog slechts een heen en weer gaande beweging. Deze sinusvormige beweging is echter nog wel symmetrisch in de tijd. Wanneer golven een kust, en daarmee gepaarde ondiepte naderen, wordt het oorspronkelijk symmetrische snelheidsveld vervormd. Het resultaat is dat de golfdalen uitgerekte worden en dat onder de golfdalen gedurende langere tijd kleinere snelheden optreden dan onder de golftoppen. De golftoppen worden steiler door deze vervorming en de (kustwaartse) snelheden onder de toppen duren korter maar zijn groter dan bij symmetrische golven. Deze golfasymmetrie is van groot belang voor het bodem transport. Vanwege de evenredigheid met de derde macht van de snelheid (zie 4.1) is het kustwaartse zandtransport onder de golftop groter dan het kustafwaartse transport onder het golfdal. Het blijkt dat hierdoor de kortdurende hoge snelheid meer zoden aan de dijk zet dan de langdurende lage snelheid.

Golfasymmetrie veroorzaakt dus geïntegreerd over de golfperiode een sedimenttransport in de richting van de golfvoortplanting. Merk op dat bij golfasymmetrie de golf-gemiddelde snelheid aan de bodem nul is in tegenstelling tot de gemiddelde snelheid aan de bodem bij conduction solution en bij de retourstroom. Het mechanisme van golfasymmetrie geeft een kustwaarts transport van sediment. Van Rijn berekende een transport van 30 m² per jaar ten gevolge van golfasymmetrie.

golf geïnduceerde bodem grenslaag

Op de diepere gedeelten van het kustprofiel waar golven geen directe netto transportcapaciteit hebben woelen golven het bodemmateriaal op en verhogen hierdoor de hoeveelheid sediment die voor transport beschikbaar is.

Hiermee kunnen golven onbelangrijk lijkende processen in de hand werken. Deze opwoeling is als volgt te beschrijven: Golven induceren een eigen turbulente grenslaag (of verhogen de bestaande). Hierdoor wordt de turbulente viscositeit hoger waardoor er meer energie overdracht plaatsvindt tussen water en bodem. Dit resulteert in een snelheidsafname van de gemiddelde watersnelheid net boven de bodem maar ook in een verhoging van het sedimenttransport. Dit effect is merkbaar voor golven met een periode tussen 5 en 15 s op waterdiepten tussen de 20 en 180 m. Deze 'wave-induced-boundary-layer' is een subtiel effect van golven dat al op diep water merkbaar is. Dit mechanisme beïnvloedt het sedimenttransport ten gevolge van andere processen.

lange golven

Met een lange golf wordt bedoeld het periodieke signaal van het zeeniveau dat veroorzaakt wordt door groepen van windgolven. Bij het breken van golven ontstaat een landwaartse impuls die zich vertaalt in een in kustrichting opwaarts hellend wateroppervlak. Golven komen vaak voor in groepen hoge golven afgewisseld door groepen lage golven. De landwaartse impuls ten gevolge van hoge golven die breken is groter dan die van lage brekende golven. De helling van het wateroppervlak krijgt hierdoor een periodiciteit gelieerd aan de periode van de golfgroepen.

Het belang van lange golven op het dwarstransport is nog niet volledig gekwantificeerd. Een veelvoorkomende hypothese is dat de positie van brandingsbanken zowel bepaald wordt door, als wel bepalend is voor de frequentie van lange golven. Er is echter nog weinig consensus over de wisselwerking tussen banken en lange golven. Er zijn wetenschappers die beweren dat de knopen van de lange golven boven de banken vallen. Andere beweren juist dat de buiken van de lange golven precies boven de banken liggen. Weer anderen beweren dat de brandingsbanken door geheel andere processen gevormd worden. Momenteel wordt gewerkt aan de beschrijving van de waterbeweging onder lange golven. De koppeling met sedimenttransport is het vervolg. De richting van het transport ten gevolge van dit mechanisme is niet duidelijk: Huntley en Hanes (1987) namen in werkelijkheid een kustafwaarts transport waar, terwijl Wright et al. (1991) geen netto richting van het fluctuerende transport ten gevolge van lange golven konden vaststellen. In een laboratoriumopstelling bleek dat lange golven een kustafwaarts sedimenttransport veroorzaken (van Rijn, 1992). Voor de Nederlandse kust berekende van Rijn een kustafwaarts transport van 20 m² per jaar.

4.3 Zandtransport en waterbeweging

Om de kennis van de voorgaande twee secties te integreren teneinde het transport van sediment te doorgronden moet er een relatie gevonden worden tussen waterbeweging en sedimentbeweging. De berekening van sedimenttransport uit de waterbeweging is echter verre van eenvoudig. Het transport van sediment wordt niet alleen sterk beïnvloed door het stromingsregime (golven en/of stroming) maar ook door de bodemgesteldheid. De volgende mechanismen tonen aan dat ook de interactie tussen bodemeigenschappen en waterbeweging van essentieel belang kan zijn.

fase effecten

Dat asymmetrische golven een netto bodem transport veroorzaken is beschreven in 4.2. Asymmetrische golven kunnen echter ook een transport veroorzaken van het sediment dat in suspensie is. Het transport van gesuspendeerd materiaal kan geschreven worden als het produkt van een concentratievertikaal en een snelheidsvertikaal (vgl 1). De concentratie van gesuspendeerd materiaal wordt bepaald door de mate van turbulentie en dus door de snelheid, de bodemruwheid en ribbelhoogte. Het periodieke snelheidsverloop onder golven zal ook een periodiek signaal in de concentratie van opgewerveld zand veroorzaken. Onder asymmetrische golven kan het faseverschil tussen beide signalen het uiteindelijke transport bepalen, zowel qua grootte als qua richting (Groen, 1967). Dit faseverschil is afhankelijk van een groot aantal parameters. De belangrijkste daarvan is wel de korreldiameter, daar deze bepaalt hoe lang een deeltje in suspensie blijft.

In laboratoriumproeven is gemeten dat het suspensietransport onder bepaalde omstandigheden tegengesteld is aan het bodem transport. Dit wordt toegeschreven aan bovenbeschreven fase-verschillen tussen de concentratie en snelheidscyclus. Fase effecten kunnen zowel kustwaarts als kustafwaarts sedimenttransport veroorzaken.

vortex-transport

Fase verschillen tussen de concentratiecyclus en de snelheidscyclus kunnen ook veroorzaakt worden door bodemvormen. Zo toonde Bijker in 1976 (Bijker 1976) aan dat de richting van het sedimenttransport onder golven onder andere bepaald wordt door de aanwezigheid van ribbels op de bodem. Tijdens de waterbeweging onder een asymmetrische golf over een ribbel wordt tijdens de heengaande golfbeweging zand in suspensie ingesloten in een celletje, gevormd door roterend water (deze roterende beweging van het water wordt ingezet door de zandribbel). Wanneer de ribbel steil genoeg is (hoogte/lengte > 0.1) kan deze vortex loslaten van de bodem en bij de teruggaande beweging tegen de golfrichting in getransporteerd worden (Van Rijn, 1992). Het netto effect ten gevolge van dit mechanisme is dat er een zandtransport optreedt dat qua richting tegengesteld is aan de golfvoortplanting, dus kustafwaarts. Wanneer de ribbel klein is (hoogte/lengte < 0.1) treedt dit mechanisme niet op en zal waarschijnlijk het asymmetrisch gedreven transport overheersen. De vorming van ribbels is afhankelijk van de regelmatigheid van een golfveld. Regelmatige golven veroorzaken grotere ribbels en veroorzaken (alleen volgens dit mechanisme) een transportbijdrage tegen de golven in. Onregelmatige golven zullen de ribbels afvlakken waardoor het vortexmechanisme niet optreedt. Ook de korrelgrootte zal het evenwicht bepalen tussen uitzakking en opwerveling, en zal het netto transport, zowel qua grootte als qua richting beïnvloeden. Onlangs heeft van Rijn in een verhandeling over dwarstransport experimentele resultaten vergeleken van verschillende auteurs (Ribberink & Al Salem 1991, 1992 en Sato & Horikawa 1986). Hierin wordt tevens het bovenstaande mechanisme uitgelegd (Van Rijn 1992).

selectie van korrelgrootte

Bij een mengsel van zand dat uit zowel lichte als zware mineralen bestaat kan het gebeuren dat tijdens de kustwaartse fase van een golfbeweging de zware deeltjes vooruit geschoven worden en dat de

lichte deeltjes in suspensie raken. Tijdens de teruggaande beweging die langer duurt maar minder heftig is blijven de zware deeltjes liggen maar gaan de lichte deeltjes mee terug met de golfbeweging (de Meijer, 1990)¹. Tijdens sterk asymmetrische golven kan dus een uitzeying plaatsvinden.

Onder stormcondities kan al het sediment in suspensie komen en vindt uitzeying plaats via de 'swash zone' op het strand: lichte deeltjes spoelen mee, zware deeltjes blijven liggen.

bodemhellingseffecten

Als laatste mechanisme moet vermeld worden het sedimenttransport ten gevolge van de bodemhelling. De zwaarte-kracht resulteert in het eenvoudige effect dat een deeltje makkelijker van een helling af beweegt dan tegen een helling op. Dit wordt van belang bij een sterk hellende bodem. Vooral 'hoog' in het kustprofiel en bij brandingsbanken wordt dit mechanisme belangrijk. De richting van het sedimenttransport ten gevolge van dit mechanisme wordt bepaald door de bodemhelling.

4.4 Koppeling tussen langstransport en dwarstransport

De meest voor de hand liggende koppeling tussen langstransport en dwarstransport is de invloed die een langsstroom uitoefent op de concentratie en het transport van zwevend sediment. Daarnaast zullen erosiekuilen die door langstransport zijn veroorzaakt wellicht door dwarstransport opgevuld worden en vice versa. Er is echter een niet zo voor de hand liggend mechanisme tussen scheef invallende golven en dwarstransport.

Invloed van de golfvalshoek op het dwarstransport

In de formule van Bagnold (1966) (zie ook Bailard, 1981) is een koppeling tussen langs-en dwarstransport verdisconteerd die in de praktijk nog niet goed is gekwantificeerd. De richting van het dwarstransport wordt sterk beïnvloed door de invalshoek van de golven.

Al jaren is bekend dat scheef invallende golven een brandingsstroom langs de kust aandrijven. De invloed van de golfvalshoek op het dwarstransport is, voorzover bij de auteur bekend, nog niet beschreven in de wetenschappelijke literatuur. De hier aangeduide invloed van de invalshoek op het dwarstransport is inherent aan de aanname dat het sedimenttransport evenredig is met de derde macht van de snelheid: dit geldt vooral voor het bodem transport. Het is niet duidelijk of het in Bagnold's formule verdisconteerde mechanisme in werkelijkheid ook voorkomt. Het mechanisme staat uitgelegd in appendix A en kan zowel kustwaarts als kustafwaarts sedimenttransport veroorzaken.

¹ Met zware mineralen worden mineralen bedoeld met een grote soortelijke massa; in dit geval komt „zwaar” overeen met „klein”. Bij gewoon zand geldt meestal hoe groter hoe zwaarder.

5 Methoden voor de berekening van dwartransport

Om dwartransport te berekenen zijn verschillende middelen beschikbaar: empirische methoden, semi-empirische methoden en de complexere mathematisch-fysische modellen. Alle methoden gaan uit van één of meer aannamen. De empirische methode is gebaseerd op metingen en ervaringsfeiten. De semi-empirische methode schematiseert een kustprofiel en gaat uit van het ervaringsfeit dat een kustprofiel een soort evenwichtsprofiel nastreeft. Dit theoretische concept wordt uitgewerkt zodat een uitdrukking gevonden wordt voor het dwartransport. Bij de mathematisch-fysische modellen worden alle fysische mechanismen zo goed mogelijk wiskundig beschreven en uitgerekend.

5.1 Empirische methode

Voor kusten die weinig variatie vertonen in langsrichting kan het dwartransport geschat worden uit twee gedateerde lodingen van een kustprofiel. Met deze methode kan het gemiddelde dwartransport berekend worden dat plaats gevonden heeft in de tijdspanne tussen twee lodingen in. Onder de aanname van uniformiteit in langsrichting ($\delta S_y / \delta y = 0$) wordt de vergelijking van de bodemverandering:

$$\frac{\delta z_b}{\delta t} = - \frac{\delta S_x}{\delta x} \quad (2)$$

waarin z_b de ligging van de bodem is en S_x het dwartransport ofwel de x-component van het (verticaal geïntegreerde) zandtransport in m^2/s . Voor het dwartransport geldt dan:

$$S_x = - \int_x \frac{\delta z_b}{\delta t} dx \quad (3)$$

Wanneer op de tijden t_1 en t_2 lodingen van een kustprofiel beschikbaar zijn (dus $z_b(x, t_1)$ en $z_b(x, t_2)$) dan is met bovenstaande formule het dwartransport tot op een integratie-constante na bepaald. Deze constante wordt verkregen door een aanname te kiezen; óf het transport aan de zeewaartse rand is nul óf het transport aan de landrand is nul. De resulterende transporten van beide aannamen zijn functies van x en zijn op een constante na gelijk aan elkaar. Het zo verkregen dwartransport geeft alléén het tijdsgemiddelde transport in de periode $t_2 - t_1$ waarbij expliciet uitgegaan wordt van uniformiteit in langsrichting. In praktijk is er juist behoefte om het dwartransport vóóraf te kunnen berekenen teneinde ook de profielontwikkeling te kunnen voorspellen. Een keuze uit de beschikbare modellen moet gemaakt worden op grond van de tijdschaal van de gezochte oplossing van het probleem.

5.2 Semi-empirische methoden

Semi-empirische methoden schematiseren een kustprofiel door twee of meer lijnen of door een evenwichtsprofiel.

In de eerste methode wordt het dwarstransport evenredig gesteld aan de uitwijking van een evenwichtsligging. In de tweede methode wordt het (evenwichts)profiel vormvast verondersteld; alleen de ligging past zich aan.

5.2.1 Tweelijn modellen

Tweelijn-en meerlijnmodellen berekenen de ligging van twee of meer geschematiseerde dieptelijnen. Bij deze methode is de aanname van uniformiteit in langsrichting niet noodzakelijk; Er kan naast een dwarstransport ook een langstransport uitgerekend worden. Met de dieptelijnen worden kustprofielen geschematiseerd welke geacht worden vroeg of laat naar een evenwichtsprofiel te convergeren. Deze verandering van het profiel naar het evenwichtsprofiel gebeurt door dwarstransport. Dit dwarstransport wordt evenredig gesteld aan een lengtemaat waarmee het momentane profiel afwijkt van dit evenwichtsprofiel vermenigvuldigd met een kustconstante.

Deze kustconstante heeft de eenheid van m/s en geeft weer hoe snel een profiel naar het evenwichtsprofiel tendeert. Deze kustconstante kan op twee manieren berekend worden. De eerste methode is empirisch; er wordt een Kalman filter gebruikt om het gedrag van de kust te analyseren en hieruit wordt de kustconstante bepaald. Aangezien deze methode alleen de beweging van zand in het natte gedeelte van het profiel beschrijft is het van belang dat de bepaling van de kustconstante zonder het eolisch zandtransport plaatsvindt. Bij de tweede methode wordt de constante berekend uit het golfklimaat. Voor gedetailleerde beschrijvingen van deze methode zij verwezen naar Bakker et al. (1988) en van de Kerk (1987). Voor de bepaling van het evenwichtsprofiel zijn meer methoden beschikbaar. Bruun (1954), Dean (1977) en Vellinga (1986) hebben algebraïsche vergelijkingen opgesteld. Tegenwoordig worden evenwichtsprofielen vaak berekend met mathematisch-fysische modellen. Voor berekeningen aan suppleties kan het autonome profiel als evenwichtsprofiel worden aangenomen. De methoden van de twee of meer lijn modellen zijn bruikbaar voor de berekening van dwarstransporten op de tijdschaal van jaren tot decennia. Toegepast op een plotselinge verstoring zoals een zandsuppletie kunnen ze ook voor kortere perioden, maanden tot enkele jaren, goede resultaten opleveren.

5.2.2 Profielmodellen

Een profielmodel berekent de vorm en ligging van een kustprofiel. De vorm van het kustprofiel wordt afhankelijk verondersteld van de inkomende golven en de valsnelheid van het sediment. De ligging wordt bepaald door de waterstand en de hoeveelheid zand die beschikbaar is. Diverse onderzoekers hebben geprobeerd het gemiddelde kustprofiel te beschrijven. In dit verband noemen we Bruun (1954), Dean (1977) en Vellinga (1986). De eerste twee hebben een beschrijving gezocht voor het hele profiel, de laatste, Vellinga heeft zich toegelegd op de beschrijving van het bovenste gedeelte van het kustprofiel.

De door hem gevonden profielvorm voor stormvloedcondities vormde de basis voor het duinafslagmodel DUROS (DUin eROSie). De vorm van dit afslagprofiel is een functie van de significante golfhoogte en de valsnelheid van het afgeslagen zand en wordt weergegeven door de volgende vergelijking (zie handboek zandsuppleties):

$$\left(\frac{7.6}{H_s}\right)^y = 0.4714 \left[\left(\frac{7.6}{H_s}\right)^{1.28} \left(\frac{w}{0.0268}\right)^{0.56} x + 18 \right]^{0.5} - 2.00 \quad (4)$$

Deze formule geldt voor het traject landwaarts van het punt:

$$x = 250 (H_s/7.6)^{1.28} (0.0268/w)^{0.56}$$

$$\text{en } y = 5,717 (H_s/7.6) \quad (5)$$

Zeewaarts van dit punt gaat het profiel over in een rechte lijn met een helling van 1:12½ tot het oorspronkelijke profiel wordt gesneden. Aan de landwaartse rand, op $(x,y) = (0,0)$, wordt de helling van de afgeslagen duinen gesteld op 1:1.

De hoogte van het stormvloedpeil en de profielvorm vóór de storm hebben geen invloed op deze vorm maar wel op de ligging van het profiel. Het punt $(x,y) = (0,0)$ wordt bepaald door het snijpunt tussen stormvloedpeil en afslagprofiel. DUROS gaat tevens uit van de aanname dat er geen zand verloren gaat uit een profiel; de hoeveelheid afslag is gelijk aan de hoeveelheid aanzanding. Hieruit en uit de hoogte van het stormvloedpeil wordt de ligging van het profiel berekend. DUROS is geldig op een beperkt gedeelte van het kustprofiel: vanaf de top van een duin tot ca 350 m zeewaarts van de waterlijn (bij stormvloed).

5.3 Mathematisch-fysische methoden

In mathematisch-fysische modellen worden de golfvoortplanting, de golfdissipatie en de waterbeweging uitgerekend waarbij de in hoofdstuk 4 beschreven processen zo goed mogelijk worden gemodelleerd. Een essentieel onderdeel van deze modellen is de module ENDEC (ENergy DECay). Deze module berekent de fractie brekende golven en de golfenergie die gedissipeerd wordt. Hiermee wordt het verloop van een aantal golfparameters langs een willekeurig bodemprofiel berekend tezamen met de retourstroom ten gevolge van degenererende golven. ENDEC gaat uit van lineaire golftheorie en maakt gebruik van een benadering voor onregelmatige golven.

5.3.1 UNIBEST-TC

Een voorbeeld van een mathematisch-fysisch model is UNIBEST-TC. UNIBEST staat voor UNiform BEach Sediment Transport en de letters TC staan voor Time dependent Cross-shore transport. Dit model berekent sedimenttransport in langs- en dwarsrichting. Vanwege de aanname van uniformiteit in langsrichting zijn de gradiënten in het

berekende langtransport per definitie nul; dit houdt in dat bodemveranderingen alleen kunnen ontstaan ten gevolge van (gradiënten in) dwarstransport.

Het model berekent sedimenttransporten ten gevolge van stroming en golven. De hydraulische condities kunnen ingevoerd worden door middel van constanten of tijdreeksen. In totaal kunnen er 5 tijdreeksen opgegeven worden te weten: golfhoogte, golfperiode, golfinvalshoek, waterstand en getijsnelheid. Deze tijdreeksen worden opgegeven op één punt, het model berekent hiermee het verloop van de grootheden langs het bodemprofiel. De niet-lineariteit van golven is gemodelleerd door middel van hogere harmonische componenten, waardoor UNIBEST ook het sedimenttransport ten gevolge van golfasymmetrie kan berekenen. Verder kan een aantal sedimentparameters ingevoerd worden zoals korrelgrootte, dichtheid van het sediment, valsnelheid, etc. De modeluitvoer is zeer uitgebreid waardoor een gedegen analyse van de berekeningen mogelijk is. Het dwarstransport wordt uitgerekend met behulp van de formules van Bagnold (Wellicht beter bekend als de formule van Bailard, zie ook 4.3). Dit is voor dwarstransport momenteel de meest geschikte en de meest inzichtelijke formulering.

Daar deze formulering uitgaat van een relatie tussen het sedimenttransport en de derde macht van de momentane snelheid, kan deze formulering zowel voor golven als stroming en zelfs voor de combinatie gebruikt worden. Aan de hand van deze formulering wordt geïllustreerd welke processen bijdragen aan het transport van sediment. De formule bestaat uit een bijdrage van zwevend transport en uit een bijdrage van bodem transport. Hieronder is de formule weergegeven in vier afzonderlijke termen.

$$\begin{aligned} \langle \bar{i}_t \rangle = & \rho c_f \frac{\epsilon_B}{\tan \phi} [\langle |\bar{u}_t|^2 \bar{u}_t \rangle - \frac{\tan \beta}{\tan \phi} \langle |\bar{u}_t|^3 \rangle] + \quad (\text{bed-load}) \quad (6) \\ & \rho c_f \frac{\epsilon_s}{W} [\langle |\bar{u}_t|^3 \bar{u}_t \rangle - \frac{\epsilon_s \tan \beta}{W} \langle |\bar{u}_t|^3 \rangle] \quad (\text{suspended-load}) \end{aligned}$$

De bodemverandering wordt berekend door op elk punt in het dwarsprofiel het sedimenttransport uit te rekenen. Gradiënten in dit transport resulteren in erosie of aanzanding van de bodem. Over het concept van UNIBEST zijn al verschillende publikaties verschenen (Stive and Battjes 1984, Stive 1986 en in Roelvink and Stive 1989).

Met UNIBEST kan het sedimenttransport redelijk afgeschat worden, al is er nog grote onzekerheid over de invloed van o.a. de invalshoek van golven, de opwoeling van sediment in de brandingszone etc. Deze onzekerheden kunnen de resultaten sterk beïnvloeden. UNIBEST wordt tevens gebruikt voor morfodynamische berekeningen op de tijdschaal van enkelen weken tot enkele maanden (hiervoor geldt dezelfde opmerking.) Daarnaast wordt het aangewend om de vorm van evenwichtsprofielen te berekenen die dan weer gebruikt worden voor een twee- of meerlijn model.

5.3.2 DUROSTA

De TA van DUROSTA staan voor TijdsAfhankelijk. Het suggereert hiermee een tijdsafhankelijke versie van DUROS (zie 5.2.2) te zijn. Dit is echter niet waar. DUROSTA heeft een geheel andere opzet. Berekent DUROS slechts de vorm en ligging van een afslagprofiel als functie van golfhoogte, valsnelheid, stormvloedpeil en de oorspronkelijke profielvorm, in DUROSTA wordt het dwarstransport onder extreme golfcondities uitgerekend.

De snelheid wordt uitgerekend met dezelfde ENDEC module waar ook UNIBEST-TC op gebaseerd is. Uit theoretische afschattingen blijkt dat in het regime van strand en duin het dwarstransport gedomineerd wordt door de kustafwaartse retourstroom. Het verschil tussen UNIBEST-TC en DUROSTA is dan ook de berekening van het sedimenttransport. UNIBEST maakt gebruik van de transportformule van Bagnold. DUROSTA berekent het transport van sediment met behulp van vergelijking (1). Uit de gradiënten van dit berekende dwarstransport volgt de ontwikkeling van het dwarsprofiel onder duinafslagcondities.

Berekeningen met DUROSTA komen beter overeen met gootproeven dan berekeningen met DUROS. DUROS overschat de duinafslag. Voor veiligheidsnormen is er nog te weinig ervaring opgedaan met DUROSTA. Daarom wordt er voor de leidraad van de veiligheid van de kust tot nu toe met DUROS gerekend. Over het concept en de ontwikkeling van DUROSTA is een serie rapporten verschenen (Steezel 1990 II, III en V).

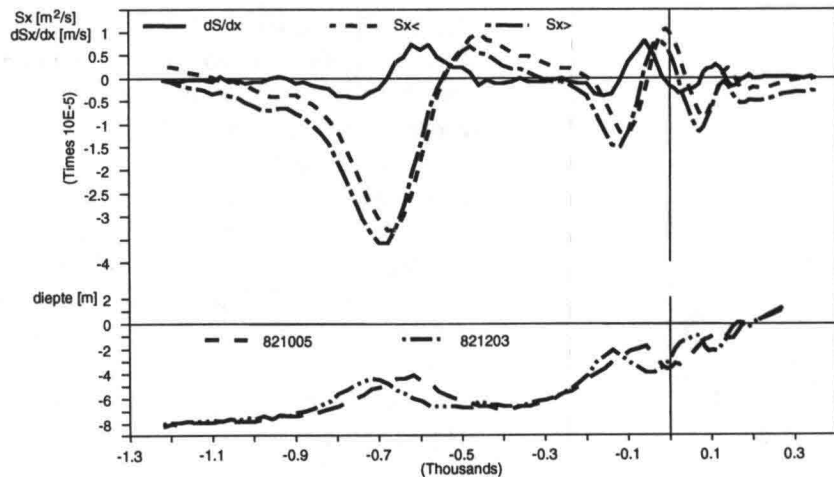
6 Berekeningsvoorbeelden

6.1 Pragmatisch bepaling van het dwarstransport

Volgens de methode zoals geschetst in 5.1 kan uit twee profielopnamen het dwarstransport worden geschat. In figuur 8 staat het resultaat geschetst voor twee profielen die bij Terschelling twee maanden na elkaar zijn gemeten. In de figuur is de dwarstransportgradiënt geschetst tezamen met de twee transportkrommen resulterend uit twee mogelijke integratieconstanten. (Let wel deze transporten zijn gemiddelde over twee maanden (met 13 stormen) en de berekening gaat ervan uit dat er geen langstransportgradiënten zijn.)

Figuur 8

Gemeten profielontwikkeling en afgeleid transport



Bij het resultaat $S_{x<}$ is het transport op de landrand gelijk aan nul verondersteld. Bij $S_{x>}$ is juist aan de zeewaartse rand, op 8 m diepte, het transport nul gesteld. Uit deze berekening is te zien dat wanneer op 8 m diepte geen transport is ($S_{x<}$) dat er (onder aanname dat $\delta S_y/\delta y = 0$) een negatief (zeewaarts) transport is op het strand. Anderzijds impliceert het nul stellen van het transport op het strand dat er (onder dezelfde aanname) een positief (landwaarts) transport op 8 m diepte plaatsvindt. Uit eenvoudige kuberingsberekening blijkt dat het profiel in de periode van 5 oktober 1982 tot en met 3 december 1982 ca 20 m^3 zand (per m langs de kust) gewonnen heeft. De minimale hoeveelheid zand die verplaatst is (verkregen door de absolute waarde van het verschil tussen de twee profielen te kubereren) bedraagt het veertigvoudige hiervan: 800 m^3 . Dit strookt met de opmerking van van Rijn (1992) dat de zone tussen de 8 m dieptelijn en de kust een dynamisch (bijna) gesloten systeem is qua dwarstransport: het netto jaarlijks transport over de rand is veel kleiner dan de fluctuerende transporten binnen het systeem. Het transport over de 8 m dieptelijn in deze twee maanden is van dezelfde orde van grootte als de door van Rijn (1992) berekende

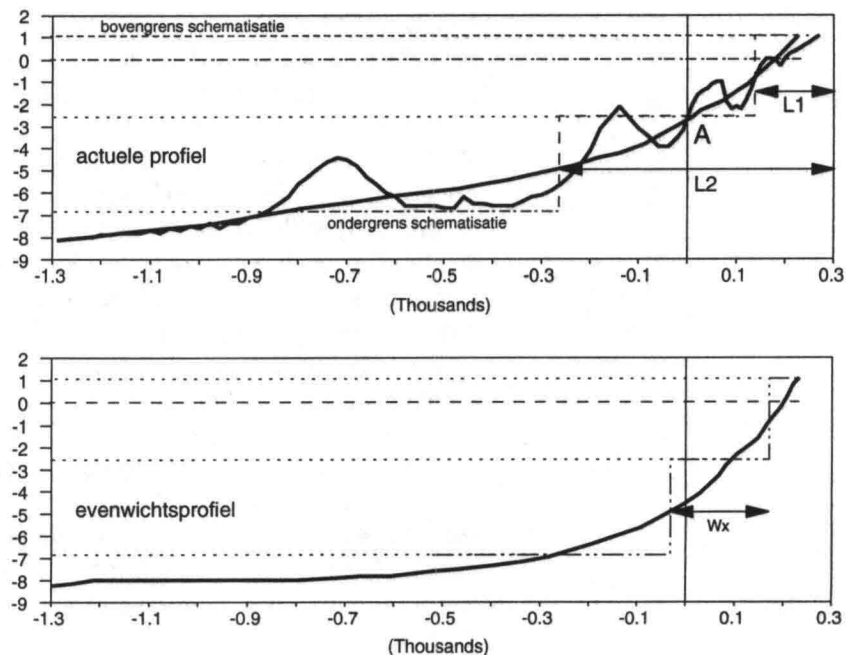
jaarlijkse transportbijdragen van diverse transportmechanismen. De hoeveelheid zand die gewonnen is in de twee maanden komt met deze methode overeen met de transporten die gevonden worden aan de rand: Wanneer het berekende gemiddelde transport op 8 m diepte vermenigvuldigd wordt met de tijdspanne tussen 5 oktober en 3 december blijkt dat over de zeevaartse grens ongeveer 20 m^3 zand het profiel is binnengewandeld. Voor de kustwaartse grens geldt dezelfde berekening. Deze overeenkomst tussen transport aan de rand en het verschil in kubering is logisch: door de aanname van uniformiteit in langskustrichting vormt vergelijking (2) een gesloten balans. De methode geeft een verdeling van het gemiddelde dwarstransport en geeft de mogelijke transporten over de rand. Deze manier van berekenen wordt beter naarmate verder uit de kust gelood is en de lodingen gekoppeld worden aan hoogtemetingen in de duinen. De methode is geschikt voor de evaluatie en analyse van lodingen. In gebieden met grote langstroom is de methode niet bruikbaar.

6.2 Berekeningen met een tweelij-n-model

Het tweelij-n-model wordt hier gebruikt voor dezelfde kust van Terschelling als in de voorgaande paragraaf.

Voor berekeningen met het tweelij-n-model moeten keuzen gemaakt worden voor een evenwichtsafstand en voor een kustconstante. De evenwichtsafstand is de afstand van de geschematiseerde dieptelijnen, waarbij geen dwarstransport optreedt. In figuur 9a wordt aangegeven hoe in het tweelij-n-model een kustprofiel geschematiseerd is en hoe uit een evenwichtprofiel een evenwichtsafstand wordt bepaald. Er wordt aangenomen dat het sedimenttransport evenredig is met de afwijking van het evenwichtprofiel en dat de aanpassing verloopt volgens een e-macht. Door deze veronderstelling heeft zowel het transport als de afwijking van het evenwichtprofiel ($L_2 - L_1$) een verloop in de tijd volgens een e-macht.

Figuur 9a
Kustprofielschematisatie volgens het tweelij-n model



Op elk tijdstip t geldt voor het transport in punt A (zie figuur 9a):

$$S_x = s_x * (W_x - (L_2 - L_1))$$

waarin S_x het transport in x-richting is en s_x de kustconstante. Verder is W_x de evenwichtsafstand en zijn L_1 en L_2 de afstanden zoals aangegeven in figuur 9a. Vanwege het veronderstelde exponentiële verloop in de tijd geldt voor het tijdsafhankelijke transport:

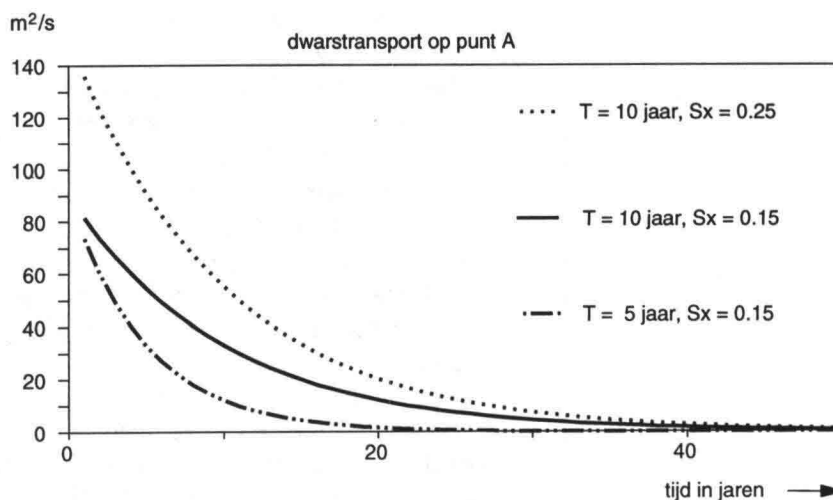
$$S_x(t) = s_x (W_x + L_1 - L_2)(t) = s_x (W_x + (L_1 - L_2)_0) * e^{-t/T}$$

Hierin is T een evenwichtstijdschaal. De evenwichtslengte kan empirisch of met behulp van andere modellen bepaald worden. In het laatste geval wordt met behulp van een model (bijvoorbeeld UNIBEST-TC) een evenwichtsprofiel berekend. In dit evenwichtsprofiel zit dan impliciet de invloed van het golf- en stromingsklimaat. De bepaling van de kustconstante is uitvoerig onderzocht door Swart, die daaraan een proefschrift heeft gewijd (1974). Verder is in paragraaf 5.2.1 al een aantal manieren genoemd hoe de kustconstante bepaald kan worden.

De kustconstante bedraagt voor het transport aan de waterlijn 1.5 tot 3 m/jaar en voor het transport rond de NAP-3 m lijn ca 0.1 tot 0.2 m/jaar (Bakker et al., 1988). Daar het evenwichtsprofiel in figuur 9a steiler is dan het actuele profiel zal er een kustwaarts dwarstransport ontstaan. Het teken van het transport wordt bepaald door $W_x + (L_1 - L_2)$. Als dit groter is dan nul ontstaat er een kustwaarts transport, is dit kleiner dan nul dan is het berekende transport kustafwaarts. De keuze van het evenwichtsprofiel bepaalt de grootte van de evenwichtsafstand, W_x . De kustconstante bepaalt de grootte van het initiële transport en de keuze van de evenwichtstijdschaal T bepaalt het verloop in de tijd. In figuur 9b is voor drie aannamen het verloop van het dwarstransport (in punt A) geschetst.

Figuur 9b

Verloop van het dwarstransport in de tijd



6.3 Berekeningen met het tijdsafhankelijk mathematischfysisch model UNIBEST-TC

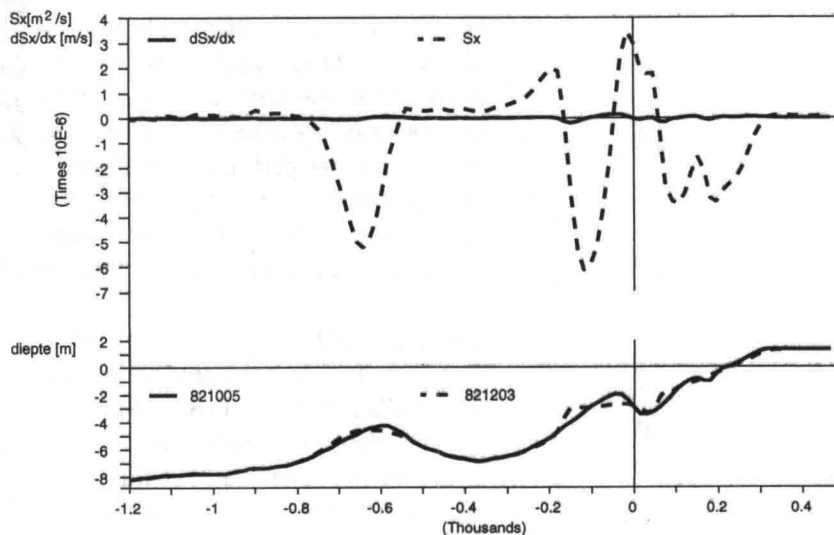
Het model dat zich bij uitstek leent om een voorbeeld te geven van een berekening van dwarstransport is UNIBEST-TC.

Dit model is kort beschreven in 5.3. Met het model is eveneens de profielontwikkeling uit 6.1 doorgerekend.

In figuur 10 staat weergegeven hoe dit profiel zich volgens UNIBEST-TC ontwikkelt.

Figuur 10

Berekende profielontwikkeling en afgeleid transport



De dwarstransporten gemiddeld over de periode van twee maanden (zie figuur 10) zijn op dezelfde manier berekend als in 6.1; het na twee maanden berekende profiel en het uitgangprofiel zijn m.b.v. vgl (2) omgerekend naar een gemiddeld transport (zie 5.1). Aan de verdeling van het dwarstransport over de x-as is te zien dat de vorm van de transportkromme redelijk lijkt op de kromme uit 6.1.

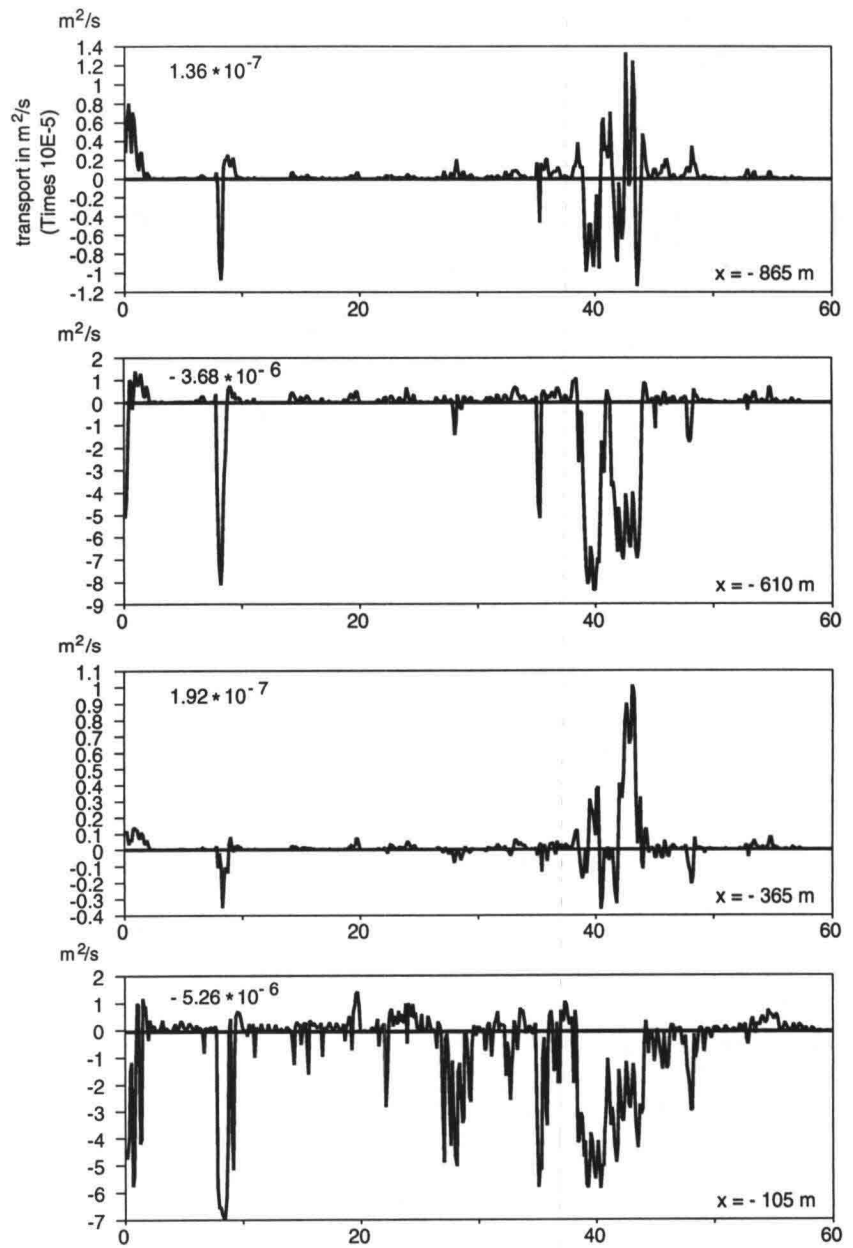
De berekende gemiddelde transporten zijn echter kleiner dan de gemeten transporten. Het gemiddelde transport over de 8 m-dieptelijn bedraagt 4 à 5 m² per jaar. Wanneer dezelfde berekening uitgevoerd wordt met een golfvalshoek van 45° op 20 m waterdiepte wordt het dwarstransport over de 8 m dieptelijn een orde groter; Uit de profielanalyse blijkt dan een transport van 60 m² per jaar (zie ook paragraaf 4.4 en appendix B). Het model biedt echter ook de gelegenheid om direct de transporten en de tijdreeksen hiervan te berekenen.

Figuur 11 toont de tijdreeksen van de dwarstransporten op vier verschillende locaties. Te zien is dat het gemiddelde transport opgebouwd is uit transporten die één tot twee orden groter zijn dan dit gemiddelde transport.

Uit een vergelijkend onderzoek van zes UNIBEST-achtige modellen (zie hoofdstuk 7) bleek dat deze mathematischfysische modellen in staat zijn om de fundamentele processen voor de ontwikkeling van een kustprofiel te beschrijven. De vorming van banken onder regelmatige golven wordt goed gemodelleerd; volgens de modellen ontstaan banken op een kritisch punt waar het kustwaartse transport onder niet brekende asymmetrische golven omslaat in een kustafwaarts transport door de retourstroom ten gevolge van brekende golven. Onder onregelmatige golven wordt het gedrag van banken nog niet geheel goed beschreven.

Figuur 11

Tijdreeksen van dwarstransport op vier verschillende locaties. De gemiddelde waarden staan in de figuren.



7 Het onderzoek naar dwarstransport

7.1 Stand van zaken van kustprofielmodellen in de EG

Op de Coastal Engineering Conference van 1992 in Venetië presenteerden zes wetenschappers van zes verschillende instituten en universiteiten een gezamenlijke artikel waarin zes verschillende dwarsprofielmodellen werden vergeleken (Brøker Hedegaard et al, 1992). (Eén van de modellen was UNIBEST-TC.) De modellen hadden grofweg dezelfde structuur en functionaliteit, zoals in 5.3.1 uiteengezet. Er werd onderzocht in hoeverre de modellen resultaten konden reproduceren van een tweetal gootproeven. Het eerste experiment betrof een proef met regelmatige golven in de grote golfgoot in Hannover uit 1986. Het tweede experiment was een proef met onregelmatige golven. De modellen zijn min of meer afgeregeld op de proef met regelmatige golven (waarbij alle golven op dezelfde plaats breken). Uit één van de modellen, welke een tweedimensionaal snelheidsveld berekent, bleek dat de verticale snelheden in een smalle strook kustwaarts van het brekerpunt van dezelfde orde van grootte zijn als de valsnelheid van zand. De andere modellen berekenen geen verticale snelheden en zullen hiermee waarschijnlijk de concentratie zwevend sediment (en daardoor ook het transport van zwevend sediment) onderschatten. Het blijkt dat alle modellen in staat zijn om onder regelmatige golven het ontstaan van een brekerbank te modelleren. Vooral de processen kustwaarts van het brekerpunt bleken essentieel voor het ontstaan van banken. Bij de simulatie van de proef met onregelmatige golven werd het profiel „uitgevlakt“, overeenkomstig met de waarnemingen in de gootproef. Wegens een overheersend zeewaarts transport wint de vooroever zand ten koste van het strand. Door deze ophoging van de vooroever wordt inkomende golfenergie verder van de kust gedissipeerd.

Afgezien van de significante verschillen tussen de bestaande kustprofielmodellen werden de volgende gemeenschappelijk mankementen werden gesignaleerd:

- een onderschatting van het zeewaartse sedimenttransport op relatief steile hellingen (denk aan de hellingen bij banken). Dit komt waarschijnlijk door een te eenvoudige beschrijving van het golfveld wanneer reflecties en lange golven aanwezig zijn.
- De sedimentuitwisseling met de landwaartse rand is nog niet goed in deze modellen opgenomen: de uitwisseling met het droge strand en de duinen is te traag.
- De verticale snelheden bij het brekerpunt zijn zo groot dat de formatie van banken hierdoor beïnvloed kan worden. In de meeste modellen (ook in UNIBEST) is de invloed van deze verticale snelheden niet meegenomen.

De belangrijkste conclusies uit dit vergelijkend onderzoek zijn:

- de modellen zijn in staat om de fundamentele processen te beschrijven: ze kunnen het ontstaan van brekerbanken onder

regelmatige golven en het afvlakken van een profiel onder onregelmatige golven modelleren.

- er zijn nog wel verbeteringen mogelijk in deze raaimodellen, maar
- de modellering van morfologische processen is toe aan uitbreiding naar 3-Dimensionale modellen.

7.2 Gepland onderzoek

In de komende jaren zal er gewerkt worden aan zowel een verbetering van raaimodellen voor de berekening van dwarstransport als aan de ontwikkeling van 3D- en quasi 3D-programmatuur voor morfologische berekeningen.

7.2.1 *Kustprofielmodellen of raaimodellen*

De eerste actie bestaat uit het inbouwen in UNIBEST van verschillende mechanismen uit hoofdstuk 4 die de waterbeweging nauwkeuriger beschrijven. Voornaamste mechanismen zijn: lange golven, dichtheidsgedreven stroming, wind invloed, Corioliskracht en golfstroom interactie. Daarnaast wordt er gewerkt aan een betere beschrijving van het sedimenttransport. Bagnold's formule houdt onder andere geen rekening met de golfperiode, terwijl deze golfperiode juist de fase-verschillen tussen concentratie verloop en snelheid-cyclus bepaalt. Het Waterloopkundig Laboratorium is bezig met de ontwikkeling van een één-dimensionale beschrijving van het sedimenttransport in een waterkolom en bodemlaag.

Dit wordt een wiskundig 1DV-model (1-Dimensionaal in de Verticaal) genoemd. De ontwikkeling van zo'n model kan niet zonder meetresultaten (zie 7.2.3) In dit 1DV-model zou een nauwkeuriger beschrijving plaats vinden van de transporten in de bodemlaag en in de suspensie laag. Tevens zou er rekening gehouden moeten worden met de fase effecten tussen concentratievertikaal en snelheidsvertikaal. Dit model zou de tekortkomingen van Bagnold's formule moeten verhelpen. Het resultaat van dit onderzoek vertaalt zich in een verbeterde zandtransportformulering. Voorts wordt er gewerkt aan de koppeling tussen DUROSTA en UNIBEST.

7.2.2 *Veldmodellen (2DH-, Q3D- of 3D-modellen)*

De tweede actie, de investering in 3D programmatuur, is in gang gezet met de ontwikkeling van een quasi 3D model voor kleine ruimteschalen waarmee het effect van zandsuppleties kan worden berekend en met de theoretische ontwikkeling van een 3D-golfgedreven stromingsmodel. Het is de bedoeling om deze modellen onder SIMONA (Simulatie MOdellen van de NATte waterstaat) te brengen. Met de opname van een 2DH golfgedreven waterbewegingsmodule (WAQUA-golfgedreven), een 3D waterbewegingsmodule (TRIWAQ), en de golfmodule HISWA in SIMONA, is de ontwikkeling in gang gezet naar dit modellen-uniformeringssysteem. In 1993 wordt deze ontwikkeling voortgezet met de bouw van een sedimenttransport-module en een bodemveranderingsmodule in SIMONA. Dit moet uiteindelijk leiden tot een instrument waarmee morfodynamische berekeningen op relatief eenvoudige wijze uitgevoerd kunnen worden.

7.2.3 Laboratoriummetingen, Veldmetingen en data analyse

In de laatste, maar zeker niet de minst belangrijke plaats worden metingen zowel in het veld als in het laboratorium genoemd. De ontwikkeling van modellen kan niet zonder calibratie en validatie aan de hand van meetresultaten. Wat betreft de veldmeetcampagnes wordt het EG-project NOURTEC (innovative NOURishment TEChniques evaluation) genoemd. Dit project heeft als doel om een aantal suppleties in Denemarken, Duitsland en Nederland via gerichte meetcampagnes te evalueren. In Nederland zijn er plannen om een suppletie van ca. 1,5 miljoen m³ zand op de onderwateroever bij Terschelling aan te brengen en gedurende enige jaren met metingen en lodingen te volgen. In Denemarken en Duitsland vinden soortgelijke experimenten plaats. Dit project beoogt het inzicht in de invloed van zandsuppleties op de hydrodynamica van de kustzone en op het kustgedrag te vergroten.

Wat betreft de laboratoriumexperimenten is de ontwikkeling van een verbeterde zandtransportformule al genoemd. Daarnaast heeft Van Rijn recentelijk nieuwe transportformules opgesteld op basis van experimenteel onderzoek (Van Rijn, 1992).

Belangrijke informatie van het gedrag van de kust ligt opgeslagen in JARKUS, het kustprofielenbestand van de Rijkswaterstaat. Het bestand leent zich goed voor validatie van verschillende modellen. Een analyse van het JARKUS-bestand met de methode genoemd in 5.1 en uitgewerkt in 6.1 zal het inzicht in de gemiddelde transportverdeling en in de transporten over de randen vergroten. Uit kuberingen van JARKUS profielen kan het verloop van $\delta S_y/\delta y$ langs de kust afgeschat worden.

Literatuur

Bagnold, R.A., (1966). An Approach to the Sediment Transport Problem, Geological Survey Prof. Paper 422-I, Washington USA.

Bailard, J.A., (1981) An Energetics Total Load Sediment Transport Model For a Plane Sloping Beach. JGR, Vol 86, C11, pp 10,938-10,945.

Bakker, W.T., van de Kerk, C., and de Vroeg, J.H. (1988) Determination of Coastal Constants in Mathematical Line-Models. Second European Workshop on Coastal Zones. Loutraki.

Bijker, E.W. (1967), Some Considerations about Scales for Coastal Models with Moveable, Dissertation, Delft University of Technology, Publication No.50 The Netherlands

Brøker Hedegaard, I., Roelvink, J.A., Southgate, H.N., Pechon, P., Nicholson, P. and Hamm, L. (1992) Intercomparison of Coastal Profile Models Coastal Eng. Conf. 1992, Venetië.

Bruun, P. (1954), Coast Erosion and the Development of Beach Profiles, U.S. Army. Beach Erosion Board. Technical Memo No 44.

Bruyne, R.H. de (1990) Op het strand aangespoelde schelpdieren: een voorstudie naar herkomst en mogelijke betekenis voor zandtransport. Rijksinstituut voor Visserijonderzoek. IJmuiden rapport MO90-203

Dean, R.G., (1977), Equilibrium Beach Profiles. U.S. Atlantic and Gulf Coasts. University of Delaware, Newark, Ocean Engineering Technical Report No 12.

Eisma, D. (1968) Composition, Origin and Distribution of Dutch Coastal sands between Hoek van Holland and the Island of Vlieland. Dissertatie, E.J. Brill., Leiden pp 144.

Groen, P., (1976) On the Residual Transport of Suspended Matter by an Alternating Tidal Current. Netherlands Journal of Sea Research 3, 4, p. 564 574.

Groenendijk, F.C., (1988) Verticale structuur van de wind en dichtheidsgedreven reststroom in de Nederlandse kustzone. Report V-88-6, Afstudeer verslag, Inst. of Meteorology and Oceanography, Univ. of Utrecht, The Netherlands.

Hillen, R., van Vessem, P. and Van der Gouwe, J. (1991). Suppletie op de onderwateroever; een reëel alternatief voor strandsuppletie? Dienst Getijdewateren rapport GWWS-91.012

- Huntley, D.A. and Hanes, D.M.,(1987) Direct Measurement of Suspended Sediment Transport, Coastal Sediments, New Orleans, USA
- Kerk, C.P.T. van de, (1987), Theoretische onderbouwing van de kustconstante S_y , met behulp van de Crosstran conceptie. Afstudeer verslag, Kustwaterbouw, Technische Universiteit, Delft
- Longuet-Higgins, M.S.,(1953) Mass Transport in Water Waves. Philos.R. Soc. London, Ser. A, 245, 535-581.
- Meijer, R. de (1990) 'T zit in 't zand en 't tikt. In 'Van Grondboor tot Hamer' 1990.
- Rakhorst, H.D., (1981) Stroming veroorzaakt door wind. Deel II, Natuurmetingen nota WWKZ-81H028 RWS Hoorn.
- Ribberink, J.S. & Al Salem, A., (1991). Sediment Transport, Concentrations and Bed Forms in Simulated Asymmetric Wave Conditions, Report H840, part IV, Delft Hydraulics, Delft, the Netherlands.
- Ribberink, J.S. & Al Salem, A., (1992). Sediment Transport, Concentrations and Bed Forms in Simulated Asymmetric Wave Conditions, Report H840, part V, Delft Hydraulics, Delft, the Netherlands.
- Roelvink, J.A. and Stive M.J.F. (1989) Bar generating Cross-shore Flow Mechanisms on a Beach, JGR Vol 94, No C4, pp. 4785-4800.
- Sato, S. and Horikawa, K., (1986) Laboratory Studies on Sand Transport over Ripples due to Asymmetric Oscillatory Flows, Coastal Eng. Conference, Taipeh, Taiwan.
- Steetzel H.J. (1990) Golfhoogte afname tijdens extreme condities. Delft Hydraulics, Verslag onderzoek H298, deel II.
- Steetzel H.J. (1990) DUROSTA, Tijdsafhankelijk dwarstransport model voor extreme condities. Delft Hydraulics, Verslag onderzoek H298, deel III.
- Steetzel H.J. (1990) Effect langstransport gradiënt op de mate van duinafslag. Delft Hydraulics, Verslag onderzoek H298, deel V.
- Stive, M.J.F. and Battjes, J.A. (1984) A Model for Offshore Sediment Transport Proc. 19th Int. Conf. Coastal Eng. pp 1420-1436, ASCE, New York
- Stive, M.J.F. (1986) A Model for Cross-shore Sediment Transport, Proc. 20th ICCE, ASCE Taiwan.
- Swart, D.H. (1974) Offshore Sediment Transport and Equilibrium Profiles. Delft Hydraulics, Publ 131.

Van Rijn, L.C. (1992) Considerations of Cross shore sediment transport, Report H1215.63 Delft Hydraulics.

Vellinga, P., (1986), Beach and Dune Erosion during Storm Surges. Delft Hydraulics Communications No.372

Wright, L.D. et al, (1991) Modes of Cross-shore Sediment Transport on a the Shoreface of the Middle Atlantic Bight, Marine Geology, Vol 96, pp 19-51

Zitman, T.J. (1991) Vertikale structuur van de grootschalige waterbeweging. Voortgangsrapport, H840.10 deel II. Waterloopkundig Laboratorium.

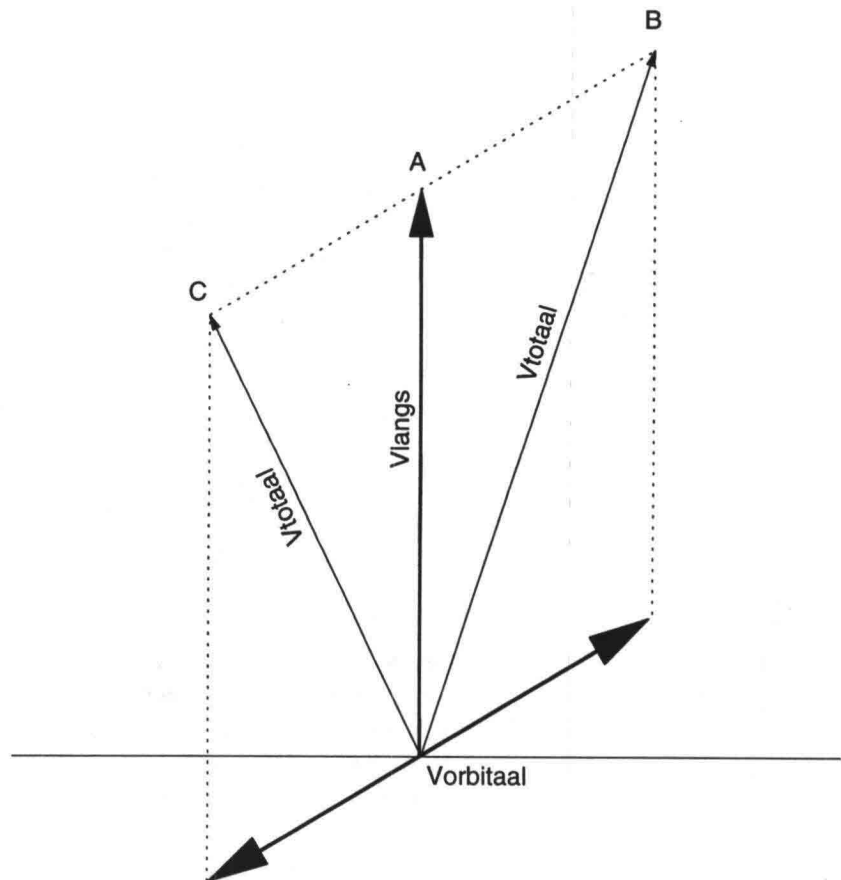
Appendix A

Invloed van de golfinvalshoek op het dwarstransport.

Wanneer golven scheef invallen bij aanwezigheid van een langsstroom (al of niet door de golven opgewekt), ontstaat gedurende de kustwaartse fase van de golfbeweging een andere resultante van de snelheid dan bij de kustafwaartse-fase. In onderstaande figuur A.1 is dit mechanisme geïllustreerd.

Figuur A1

Invloed van golfinvalshoek op het dwarstransport bij de aanname dat het sedimenttransport evenredig is met U^3



Stel dat de langsstroom V_{langs} in de positieve y -richting is en de golven onder een hoek α invallen, zodanig dat de golfvector zowel een positieve x -component als een positieve y -component heeft. Het snelheidsveld van de golven wordt voor deze beschouwing onderverdeeld in een kustwaartse fase en een kustafwaartse fase. Tijdens de kustwaartse fase verloopt de resultante van de snelheid van punt A naar punt B en weer terug.

Tijdens de volgende halve golfperiode verloopt de resultante van punt A naar punt C en weer terug naar A. De x-component gedurende beide fases is identiek. De totale snelheid in de kustwaartse fase is echter veel groter dan in de kustafwaartse fase. In het traject A-B-A wordt meer kinetische energie gedissipeerd, dus meer sediment opgewerveld, en derhalve ook meer getransporteerd dan gedurende traject A-C-A. De verhouding van het kustwaartse en kustafwaartse transport ten gevolge van dit mechanisme kan eenvoudig worden uitgerekend: de tijdsafhankelijke snelheidscomponenten in dwars- en langsrichting kunnen geschreven worden als:

$$\begin{aligned}u(t) &= V_{\text{orb}} \cos\alpha \sin t \\v(t) &= V_{\text{orb}} \sin\alpha \sin t + V_{\text{langs}}\end{aligned}$$

waarin V_{orb} de orbitaalsnelheid aan de bodem is en V_{langs} de langs-snelheid (golfgeïnduceerd of ten gevolge van getij-beweging). Wanneer het sedimenttransport evenredig is met de derde macht van de snelheid (eerste term van Bagnold, zie vergelijking (6)) dan volgt dat het dwarstransport evenredig is met:

$$S_x \approx (u^2 + v^2) u$$

Uitgeschreven geeft dit de volgende uitdrukking:

$$\begin{aligned}S_x &\approx V_{\text{orb}}^3 \sin^3 t \cos\alpha \\&+ 2 V_{\text{langs}} V_{\text{orb}}^2 \sin^2 t \cos\alpha \sin\alpha \\&+ V_{\text{langs}}^2 V_{\text{orb}} \sin t \cos\alpha\end{aligned}$$

Het totale sedimenttransport kan berekend worden uit de integraal over de golfperiode T van de vorige uitdrukking. De integraal over de eerste helft van de golfperiode geeft dan het kustwaartse transport; het kustafwaartse transport wordt weergegeven door de integraal over de tweede helft van de periode. Voor het kustwaarts gerichte transport vinden we een evenredigheid met:

$$\begin{aligned}\overline{S}_{x,\text{onshore}} &\approx V_{\text{orb}}^3 \cos\alpha \left[-\cos t - \frac{1}{3} \cos^3 t \right]_0^{\frac{t}{2}} \\&+ 2 V_{\text{langs}} V_{\text{orb}}^2 \cos\alpha \sin\alpha \left[\frac{1}{2}(\cos t \sin t + t) \right]_0^{\frac{t}{2}} \\&+ V_{\text{langs}}^2 V_{\text{orb}} \cos\alpha \left[-\cos t \right]_0^{\frac{t}{2}}\end{aligned}$$

Het kustafwaarts gerichte transport wordt op dezelfde wijze beschreven, maar dan met andere integratiegrenzen en wel $T/2$ in plaats van 0 en T in plaats van $T/2$. Op deze manier vinden we voor het kustwaartse resp. het zeewaartse transport de volgende uitdrukkingen:

$$\begin{aligned}S_{x,\text{onshore}} &\approx V_{\text{orb}} \cos\alpha \left(\frac{8}{4} + V_{\text{langs}} V_{\text{orb}} \sin\alpha \frac{T}{2} + 2 V_{\text{langs}}^2 \right) \\S_{x,\text{offshore}} &\approx V_{\text{orb}} \cos\alpha \left(-\frac{8}{3} + V_{\text{langs}} V_{\text{orb}} \sin\alpha \frac{T}{2} - 2 V_{\text{langs}}^2 \right)\end{aligned}$$

Daarmee resteert voor het netto sedimenttransport na een hele golfperiode de som van de twee voorgaande vergelijkingen:

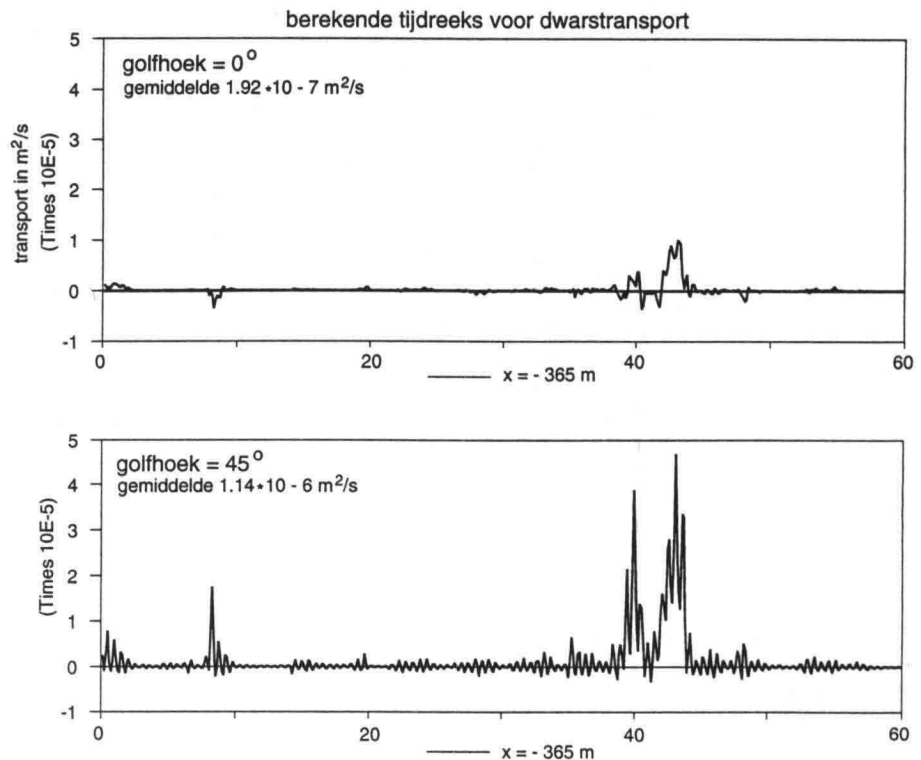
$$\overline{S_x} = \overline{S_{x,onshore}} + \overline{S_{x,offshore}} \approx V_{langs} V_{orb}^2 T \cos\alpha \sin\alpha$$

Dit transport is maximaal voor golven die onder een hoek van 45° invallen. Wanneer de stroming van richting omdraait, draait ook het transport van teken om: er vindt dan juist, gemiddeld over een golfperiode, een netto kustafwaarts transport plaats. Merk op dat de hele afleiding uitgaat van symmetrische golven; bij $\alpha = 0^\circ$ geeft dit mechanisme geen netto dwarstransport.

Bovenstaande afleiding is gebaseerd op de aanname dat het bodem transport evenredig is met de derde macht van de snelheid. In situaties waarbij golven scheef invallen op een kust moet bij de berekening van het dwarstransport rekening gehouden worden met het feit dat bovenvermeld mechanisme van belang kan zijn. Volgens de formule van Bagnold kan een hoek van 45° het transport met een orde van grootte doen toenemen. Dit wordt geïllustreerd door twee berekeningen met UNIBEST: één met loodrecht invallende golven en eenzelfde berekening met een golfvalshoek van 45° (Figuur A.2).

Figuur A2

Twee berekeningen; een met $\alpha = 0^\circ$ en een met $\alpha = 45^\circ$.



Het feit dat de invalshoek van golven zo'n grote invloed heeft op de berekening van dwarstransport en dat we eigenlijk nog niet kunnen overzien of dit in werkelijkheid ook zo is, geeft aan hoe belangrijk het onderzoek naar dwarstransport is.

Colofon

Auteur

Drs. Floris C. Groenendijk

Fotografie omslag

André Akkerman

Grafische verzorging en druk

Meetkundige Dienst Afdeling Grafische Technieken
Repro Dienst Getijdewateren

Productiebegeleiding

Visuele Vormgeving Dienst Getijdewateren

Illustratie

Visuele Vormgeving Dienst Getijdewateren

Informatie

Dienst Getijdewateren
Postbus 20907
2500 EX Den Haag
Telefoon 070-3745745

Ministerie van Verkeer en Waterstaat
Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat
Dienst Getijdewateren
Postbus 20907
2500 EX Den Haag
Bezoekadres:
Koningskade 4
2597 KA Den Haag
Telefoon: 070-3745745
Telefax: 070-3282059

