KUSTGENESE

GROOTSCHALIGE VORMING EN ONTWIKKELING VAN DE NEDERLANDSE KUST

VORMING EN TOETSING VAN HYPOTHESEN

RIJKSWATERSTAAT, RIJKS GEOLOGISCHE DIENST, RIJKSUNIVERSITEIT UTRECHT,
TECHNISCHE UNIVERSITEIT DELFT, UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM,
VRIJE UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM, WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

FASE 1 1987 HOOFDRAPPORT

HOOFDRAPPORT

VORMING EN TOETSING VAN HYPOTHESEN

SAMENGESTELD DOOR

M.J.F. Stive

VOORWOORD

Het projekt Kustgenese is een multidisciplinair samenwerkingsverband, gericht op het beschrijven en karakteriseren van het grootschalig gedrag van de Nederlandse kust, het onderscheiden van de daarbij in het geding zijnde factoren en condities en het modelleren van de sturende fysische processen.
Doel daarbij is, bij verschillende scenario's van de randvoorwaarden en gebaseerd op zandbalansen, een prognose op te stellen van de kustontwikkeling met een tijdhorizon van ca. 200 jaar.

Na een voorbereidingsfase is het project op 9 mei 1985 gelanceerd. Bewust werd gekozen voor een in aanvang explorerende en divergerende aanpak.
Explorerend waar het betreft het inventariseren en aanboren van gegevens- een literatuurbronnen, divergerend in de zin van onderzoeken welke mogelijke grootschalige fenomenen en processen de kustontwikkeling karakteriseren en beïnvloeden.
Een cultuur is gegroeid waarin het besef levendig kon worden dat slechts door een gezamenlijke, multidisciplinaire inbreng en analyse van ideeën en informatie de kustontwikkeling begrepen kan worden. Daardoor zal ook de verkregen kennis kansrijk toegepast kunnen worden.
Op verschillende onderdelen zijn reeds belangrijke resultaten geboekt:

- nota's zijn verschenen over de toepassing van mathematische technieken en numerieke modellen op de ontwikkeling van de kustlijn, de kusthelling, zeegaten en getijvariaties op geologische tijdschaal
- eerste publicaties zijn opgesteld over de geologische opbouw en de kustmorfologische betekenis van de onderwateroever
- kaartbladen zijn verschenen van de morfologie van de kustzône en aangrenzende zeebodem
- een eerste zandbalans is opgesteld voor de kustgebieden als ook van enkele getijde-delta's
- geologische en historisch-geografisch kustreconstructies zijn gemaakt
- onderzoek is gestart naar de morfologische processen en fenomenen in de ebdelta van het zeegat van Texel
- studies zijn uitgevoerd m.b.t. het gedrag in de tijd van brandingsruggen en van de positie van de duinvoet langs de Hollandse kust
- oude lodingen en meteorologische gegevens worden toegankelijk gemaakt.

"Een historische studie onzer kust is bepaald noodig om met eenige grootere mate van zekerheid de toekomstige neigingen van aangroeiing of afslag te kunnen voorspellen. Men kan de algemeene natuurwetten wel opsporen en deze brengen ons ook reeds ver, doch men wil de proef op de som zien en de tijd onzer ervaring zoo lang mogelijk verlengen."

(Joh. Van Veen, 1937)

INHOUD

VOORWOORD
KORTE OMSCHRIJVING VAN DE INHOUD PER HOOFDSTUK
LIJST VAN FIGUREN

		blz.
1.	Inleiding	1
1.1	Inleiding	1
1.2	Werkwijze	2
1.3	Fase 1: Vorming en toetsing hypothesen	4
1.4	Samenvatting en konklusies	4
2.	Waargenomen kustontwikkeling	8
2.1	Inleiding	8
2.2	Kustontwikkeling in de afgelopen eeuwen	10
2.2.1	De ontwikkeling van de duinvoet	10
2.2.2	Specifieke ontwikkelingen langs de kust	11
2.3	De periode van de vorming van de Jonge Duinen	13
2.3.1	De kustlijn rond 1000 AD	13
2.3.2	De Jonge Duinen in dwarsprofiel	14
2.3.3	De Jonge Duinformaties langs de kust	15
2.4	Doorbraken in Zeeland en Noord-Holland	15
2.5	De periode van de vorming van de Oude Duinen	16
2.5.1	De kustlijn van 5000 - 3000 BP	16
2.5.2	De Oude Duinen in dwarsprofiel	18
3.	Hypothesen kustvorming en kustontwikkeling	20
3.1	Inleiding	20
3.2	Voorselektie hypothesen	21
3.3	Hypothese 100-1: 2DH-uitwisseling nearshore-inner shelf	23
3.3.1	Formulering	23
3.3.2	Toelichting	24
3.4	Hypothese 100-2: Langstransport in nearshore zone	26
3.4.1	Formulering	26
3.4.2	Toelichting	27
3.5	Hypothese 1000-1: Uitwisseling nearshore-inner shelf	28
3.5.1	Formulering	28
3.5.2	Toelichting	29
3.6	Hypothese 1000-2: Fluktuaties zeespiegel	30
3.6.1	Formulering	30

KORTE OMSCHRIJVING VAN DE INHOUD PER HOOFDSTUK

HOOFDSTUK 1 INLEIDING

Naast een algemene inleiding op het projekt Kustgenese en de werkwijze binnen het projekt zijn hierin een samenvatting en de konklusies opgenomen.

HOOFDSTUK 2 WAARGENOMEN KUSTONTWIKKELINGEN

De waargenomen ontwikkeling en vorming van de kust worden hier beschreven onderscheiden naar de tijdsperioden beschouwd door de drie Taakgroepen. Naast het geven van een beknopt overzicht is het voornaamste doel te wijzen op die ontwikkelingen waarvoor de hypothesen een verklaring moeten vinden.

HOOFDSTUK 3 HYPOTHESEN KUSTVORMING EN KUSTONTWIKKELING

In de loop van het projekt zijn verschillende hypothesen naar voren gekomen zowel vanuit de bestaande literatuur als vanuit de ideëen en diskussies ontstaan in het projekt zelf. In één van de deelrapporten (Deelrapport 3) worden alle gegenereerde hypothesen toegelicht. Voor het Hoofdrapport zijn deze hypothesen tot een achttal gekondenseerd; in dit hoofdstuk worden deze acht hypothesen geformuleerd en toegelicht.

HOOFDSTUK 4 VERGELIJKENDE ANALYSE HYPOTHESEN

In dit hoofdstuk worden de hypothesen onderling vergeleken, zodat konklusies kunnen worden getrokken over welke hypothesen op dit moment van belang worden geacht voor de grootschalige kustontwikkeling in de toekomst. De aspekten die hierbij een rol spelen zijn de zekerheden en onzekerheden met betrekking tot de processen van kustvorming en -ontwikkeling (SYSTEEM), de benodigde randvoorwaarden en externe invloeden (INPUT) om het proces te kunnen laten plaatsvinden, de mate waarin een hypothese verklarend is voor de waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT) en de relevantie die een bepaalde hypothese heeft voor de huidige en toekomstige kustontwikkeling (RELEVANTIE).

LIJST VAN FIGUREN

1 De 10- en 100-jarig gemiddelde verandering van de huidige Hollandse kust

2 Geomorfologische kaart van de Hollandse kust (Wiersma en Van Alphen, 1987)

3 Kustlijnrekonstruktie 0, 800, 1300 en 1980 AD (Ligtendag en Borger, 1987)

4 Kustlijn rekonstruktie 5000, 4550, 4000, 3500 en 3000 BP (Beets et al, 1987)

5 Rekonstruktie kustontwikkeling in dwarsprofiel (Van Straaten, 1965)

6 Mediane korrelverdeling in profiel Scheveningen tot Voorburg (Van Straaten, 1965)

7a Kustuitbouw in Nederland

7b Kustuitbouw in Australië

8 Ontwikkeling van de kustlijn in de periode van 5000 BP tot heden

9 Ontwikkeling van vier karakteristieke kustlijnposities langs de Hollandse kust

10a Kustuitbouw afgeleid uit waarnemingen en uit het verschil in kustrichting periode -3850 tot -3300 AD of 5000 tot 4500 BP

10b Kustuitbouw afgeleid uit waarnemingen en uit het verschil in kustrichting periode -2700 tot -2000 AD of 4000 tot 3500 BP

10c Kustuitbouw afgeleid uit waarnemingen en uit het verschil in kustrichting periode 1300 tot 1980 AD

11 Zeespiegelstijging en golfklimaat in het Holoceen

1. INLEIDING

1.1 Inleiding

De Nederlandse kuststrook wordt gevormd door een gesloten duinsektie van Hoek van Holland tot Den Helder geflankeerd door een waddenkust in het noorden en door een deels verdedigde en afgesloten delta in het zuiden. Het beheer van deze kuststrook vereist inzicht in het gedrag van de kust in de komende decennia. Hierbij moet tevens duidelijk zijn wat de gevolgen zijn voor de kustontwikkeling van menselijke ingrepen en van wijzigingen in de natuurlijke omstandigheden, zoals stijging van de zeespiegel of wijziging van het golfklimaat. Deze aspekten komen naar voren in de **doelstelling** van het projekt Kustgenese:

"Het voor de Nederlandse kustzone vaststellen van de grootschalige kustvormende processen en met name van de sedimenthuishouding die bepalend is voor de huidige en de toekomstige ligging van de kustlijn, teneinde een gefundeerd kustbeheer mogelijk te maken."

Middels het projekt Kustgenese wordt beoogd het verrichte en nog te verrichten grootschalige kustonderzoek vanuit de verschillende disciplines in Nederland te integreren en te stimuleren. Konkreet wordt van het projekt Kustgenese verwacht dat in 1990 een eerste voorspelling van de toekomstige kustontwikkeling wordt gemaakt. Om deze laatste doelstelling te realiseren worden voorlopig de volgende stappen onderscheiden:

Fase I (1987)	Vorming en toetsing van hypothesen aangaande kustvorming en kustontwikkeling van de gesloten Hollandse kust;
Fase II (1988 en 1989)	Verwerven en analyseren aanvullende kennis en eerste opzet van een integraal, grootschalige voorspellingsmodel voor de Hollandse kust; tevens analyse wadden en delta kust;
Fase III (1990)	Integratie verworven kennis met het voorspellingsmodel, verifikatie en oplevering.

Ten behoeve van Fase I is een veelheid aan informatie bijeengebracht door de deelnemers in het Projekt Kustgenese en -voorzover niet reeds gepubliceerd- gerangschikt in vijf deelrapporten. Het Hoofdrapport geeft een overzicht van de informatie en beschrijft in gekondenseerde vorm de vorming en toetsing van de hypothesen.

De rapportage over 1987 bestaat derhalve uit:

HOOFDRAPPORT Vorming en toetsing van hypothesen

DEELRAPPORT 1 Input gegevens

DEELRAPPORT 2 Overzicht van bijdragen uit de taakgroepen

DEELRAPPORT 3 Literatuurstudies grootschalige processen

DEELRAPPORT 4 Samenvatting diverse processtudies

a) Morfologisch-sedimentologisch onderzoek in het intergetijde gebied (Egmond) (RUU)
b) Sedimentdwarstransport langs de Hollandse kustlijn vanaf het begin van de grote kustuitbouw (TUD)
c) Invloed van zeespiegelniveau en korreleigenschappen op het dwarstransport (WL)
d) Paleogetijrekonstrukties (WL, RGD)
e) De invloed van zeegaten op de kust (TUD)

DEELRAPPORT 5 Analyse van de rol van langstransport bij de ontwikkeling van de Hollandse kust

Het voorliggende Hoofdrapport is samengesteld door ir. M.J.F.Stive op basis van de vele bijdragen uit de Taakgroepen en uit aanvullend overleg met diverse deelnemers aan het Projekt.

1.2 Werkwijze

De werkzaamheden in het Projekt Kustgenese worden gestuurd door een **Stuurgroep** en uitgevoerd in de **Taakgroepen 100, 1000 en 5000.** De benaming van de Taakgroepen refereert aan de afgelopen tijdsperiode die de verschillende Taakgroepen bestuderen. Het bestuderen van de kustvorming van Nederland op deze ver-

schillende tijdschalen gebeurt traditioneel vanuit verschillende disciplines, ingegeven door de beschikbare technieken enerzijds en de informatie anderzijds. Deze verschillende disciplines worden in de Taakgroepen van het Projekt Kustgenese bij elkaar gebracht, waarbij één van de disciplines in elke Taakgroep min of meer centraal staat. Een globaal beeld van deze centrale disciplines en de bijdragende instellingen is als volgt:

Taakgroep 100: Geomorfologie en hydrodynamika
(Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Direktie Noordzee, Direktie Noord-Holland en Direktie Zuid-Holland; Rijks Geologische Dienst, Afdeling Mariene Geologie; Rijksuniversiteit Utrecht, Afdeling Fysische Geografie; Technische Universiteit Delft, Afdeling Waterbouwkunde; Waterloopkundig Laboratorium, Sektor Havens, Kusten en Offshore)

Taakgroep 1000: Historische geografie en geologie
(Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Direktie Noordzee, Direktie Friesland; Rijks Geologische Dienst; Universiteit van Amsterdam, Afdeling Historische Geografie).

Taakgroep 5000: Geologie
(Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Direktie Noordzee; Rijks Geologische Dienst, Afdeling Ondiepe Ondergrond, Afdeling Wetenschappelijk Laboratorium, Afdeling Mariene Geologie; Vrije Universiteit, Instituut voor Aardwetenschappen).

In de werkzaamheden van de Taakgroepen kan onderscheid gemaakt worden in (a) het verzamelen van waarnemingsgegevens van kustvorming en externe invloeden, (b) het veldonderzoek en (c) het proces- en modelleringsonderzoek. In de Taakgroep 100 zijn deze aktiviteiten in aparte Werkgroepen ondergebracht (KIO, VO en PM).

Een overzicht van de **deelnemers** aan de verschillende groepen in het Projekt Kustgenese is gegeven Bijlage 1. Op ad-hoc basis dragen daarnaast vele anderen nog belangrijk bij aan voorbereidende en uitvoerende werkzaamheden en studies.

1.3 Fase 1: Vorming en toetsing hypothesen

De eerste fase van het projekt Kustgenese is gericht op de vorming en toetsing van hypothesen aangaande de vorming en ontwikkeling van de Hollandse kust. Om dit te realiseren is het volgende nagestreefd:

- het bij elkaar brengen en integreren van de kennis binnen Nederland over de grootschalige kustontwikkeling;
- het op basis van deze kennis vormen van hypothesen over de grootschalige kustontwikkeling, die van belang zijn voor een voorspelling van deze ontwikkeling;
- het toetsen van deze hypothesen om de sterke en zwakke kanten aan te kunnen geven die van belang zijn bij het gebruik van de hypothesen voor de voorspelling.

Om tot de vorming van hypothesen te komen is de informatie die volgt uit de beantwoording van de volgende vragen essentieel:

- welke kustontwikkelingen zijn in het verleden opgetreden ?
- onder welke omstandigheden vonden die ontwikkelingen plaats en/of welke omstandigheden initieerden deze ontwikkelingen ?
- welke processen geven een verklaring voor de ontwikkelingen ?

Ten behoeve van de toetsing van de hypothesen zijn de volgende elementen onderscheiden. Een hypothese verklaart één of meer specifieke aspekten van een waargenomen kustontwikkeling en onderscheidt daarbij een beginvoorwaarde (de kustligging), randvoorwaarden (meteorologische en hydraulische kondities) en een kustvormend systeem (fysische processen).

1.4 Samenvatting en konklusies

In de loop van het projekt Kustgenese zijn er verschillende hypothesen naar voren gekomen, die gericht zijn op een verklaring van één of meer specifieke aspekten van een waargenomen kustontwikkeling of op faktoren en processen die de grootschalige kustontwikkeling kunnen bepalen of beïnvloeden. Een overzicht van alle gevonden en gegenereerde hypothesen is gegeven in Deelrapport 3. Ten behoeve van dit Hoofdrapport heeft er een voorselektie plaatsgevonden. Hierbij zijn de hypothesen op hun essentie (in casu het onderkende systeem of fysische proces) en niet op specifieke uitwerkingen (de verbanden tussen waarnemingen en veronderstelde initiërende invloeden) beschouwd. Dit heeft geresulteerd in

acht hypothesen, die in dit Hoofdrapport zijn beschreven en zo uniform mogelijk toegelicht. Hierbij is -in navolging van het in het projekt gevolgde proces van hypothesevorming- vastgehouden aan een indeling volgens de verschillende taakgroepen.

Bij het onderbouwen, beoordelen en toelichten van de hypothesen (Hoofdstuk 3) is voorzover mogelijk de ISO benadering gehanteerd om de specifieke aspekten te onderscheiden, in de volgorde:
- Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT);
- Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM);
- Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT).

Er is relatief groot belang gehecht aan het onderkennen van deze drie aspekten in een hypothese omdat bij het ontbreken hiervan een vergelijkende beoordeling van de hypothesen moeilijk of onmogelijk wordt.

In tweede instantie zijn de hypothesen onderling vergeleken (Hoofdstuk 4), zodat konklusies konden worden getrokken over welke hypothesen op dit moment van belang worden geacht voor de grootschalige kustontwikkeling in de toekomst. De aspekten die hier een rol spelen zijn de zekerheden en onzekerheden met betrekking tot de processen van kustvorming en -ontwikkeling (SYSTEEM), de benodigde randvoorwaarden en externe invloeden (INPUT) om het proces te kunnen laten plaatsvinden, de mate waarin een hypothese verklarend is voor de waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT) en de relevantie die een bepaalde hypothese heeft voor de huidige en toekomstige kustontwikkeling (RELEVANTIE).

De konfrontatie van de hypothesen is gedaan vanuit vier invalshoeken, waarvan de verwachting is dat deze voldoende, bekende elementen bevatten om de hypothesen op genoemde aspekten te vergelijken, t.w.:
(1) langstransport versus dwarstransport gezien de kustontwikkeling over de laatste 5000 jaar;
(2) de Subboreale kustuitbouw en Oude Duinvorming;
(3) de vorming van de Jonge Duinen;
(4) gedrag van zeegaten.

Naar aanleiding van deze vergelijking is de score van de hypothesen op de vier aspekten -relevantie, input, systeem en output- onderzocht. Bij het trekken van konklusies hieruit zijn twee vragen centraal gesteld:

- welke hypothesen kunnen ons helpen bij het begrijpen en voorspellen van de grootschalige kustontwikkeling ?
- welke hypothesen dienen nader of beter onderzocht te worden om deze rol te kunnen spelen ?

Gerelateerd aan de laatste vraag moet gekonkludeerd worden dat in dit stadium slechts van een beperkt aantal hypothesen gesteld kan worden dat onze kennis (van INPUT en SYSTEEM) voldoende is om hun potentiële rol voor de voorspelling van de kustontwikkeling te kunnen vaststellen.

Met betrekking tot het SYSTEEM (stelsel van fysische processen) is -in volgorde van prioriteit- opbouw of aanvulling van kennis nodig van:
- de dwarsuitwisseling tussen inner shelf, shoreface en nearshore;
- de dwarsuitwisseling tussen nearshore en duinen bij zeespiegelfluktuaties;
- de kustvormende processen bij substantiële variatie van de getijslag.

Met betrekking tot de INPUT (de initiërende kondities) is -in volgorde van prioriteit- opbouw of aanvulling van kennis nodig van:
- de klimatologische c.q. hydrodynamische variaties die tijdens (1) de periode van strandwalvorming in het Subboreaal, (2) de periode van Jonge Duinvorming en (3) de laatste eeuw, de dwarsuitwisseling tussen inner shelf, shoreface en nearshore beïnvloed hebben;
- de mogelijke zeespiegelfluktuaties die tijdens de periode van Jonge Duinvorming de dwarsuitwisseling tussen nearshore en duinen beïnvloed hebben;
- de mogelijke variatie van de getijslag die tijdens de periode van strandwalvorming in het Subboreaal de kustvormende processen beïnvloed heeft.

Voor de voorspelling van de kustontwikkeling zijn we vooral geinteresseerd in een goede beschrijving van het SYSTEEM (het samenstel van fysische processen) dat de kustontwikkeling bepaalt. Voor de nadere beoordeling van de hypothesen met betrekking tot de vraag welke hypothesen -op grond van onze huidige kennis- ons kunnen helpen bij deze voorspelling is belang gehecht aan de aspekten:
- RELEVANTIE van het systeem voor de voorspelling van de toekomstige kustontwikkeling;
- ALGEMEEENHEID van het systeem voor de voorspelling van de toekomstige kustontwikkeling.

Uit een kombinatie van de aspekten relevantie en algemeenheid van het systeem volgt dat vooral het dwars-uitwisselingssysteem ("diabathic exchange") beter begrepen moet worden; dat is op dit moment het meest gespecificeerde systeem dat als uitgangsmodel gekozen kan worden om de historische en de toekomstige kustontwikkeling te verklaren. Een te verwachten en reeds geuit punt van kritiek hierbij is dat het uitwissellingssysteem tussen inner shelf en nearshore zo algemeen (weinig gespecificeerd) is ("alle processen zitten erin") dat hiermee logischerwijs de kustontwikkeling kan worden verklaard. Het is inderdaad zo dat dit model ruimte laat voor meer processen dan gewoonlijk door de kustingenieur worden beschouwd. Toch is het nieuwe, centrale element in dit model de uitwisseling in dwarsrichting op een grote tijd- en ruimteschaal, waarvan blijkt dat dit belangrijk moet zijn voor de grootschalige kustontwikkeling. Ook in de internationale literatuur worden deze geluiden nog mondjesmaat maar duidelijk geuit; wij moeten daarbij aansluiten.

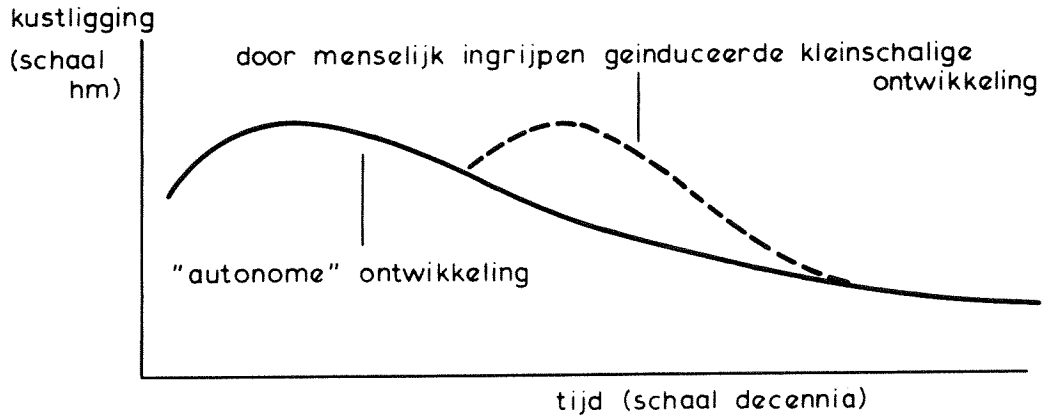
Tenslotte zijn in Hoofdstuk 5 de gedachten geordend die er in deze fase van het projekt bestaan ten aanzien van de verschillende aspekten die van belang zijn voor de grootschalige kustontwikkeling. Hieruit volgen de onderzoeksvragen die nog beantwooord moeten worden. Deze vragen vormen de leidraad voor de formulering van de onderzoeksprojekten van de komende jaren.

2 WAARGENOMEN KUSTONTWIKKELING

2.1 Inleiding

In dit hoofdstuk worden de waargenomen ontwikkeling en vorming van de kust beschreven, waarbij onderscheid wordt gemaakt naar de tijdsperioden beschouwd door de drie Taakgroepen. Naast het geven van een beknopt overzicht is het voornaamste doel te wijzen op de effekten waarvoor de hypothesen een verklaring moeten vinden.

In het projekt Kustgenese richten we ons vooral op de grootschalige kustvormende en kustontwikkelende processen. In fluktuaties en in door menselijk handelen geinduceerde ontwikkelingen op een tijdschaal kleiner dan decennia en een ruimteschaal kleiner dan 100 m. (zie schets) zijn we minder of geïnteresseerd, dan in de ontwikkeling op een grotere tijd- en ruimteschaal.

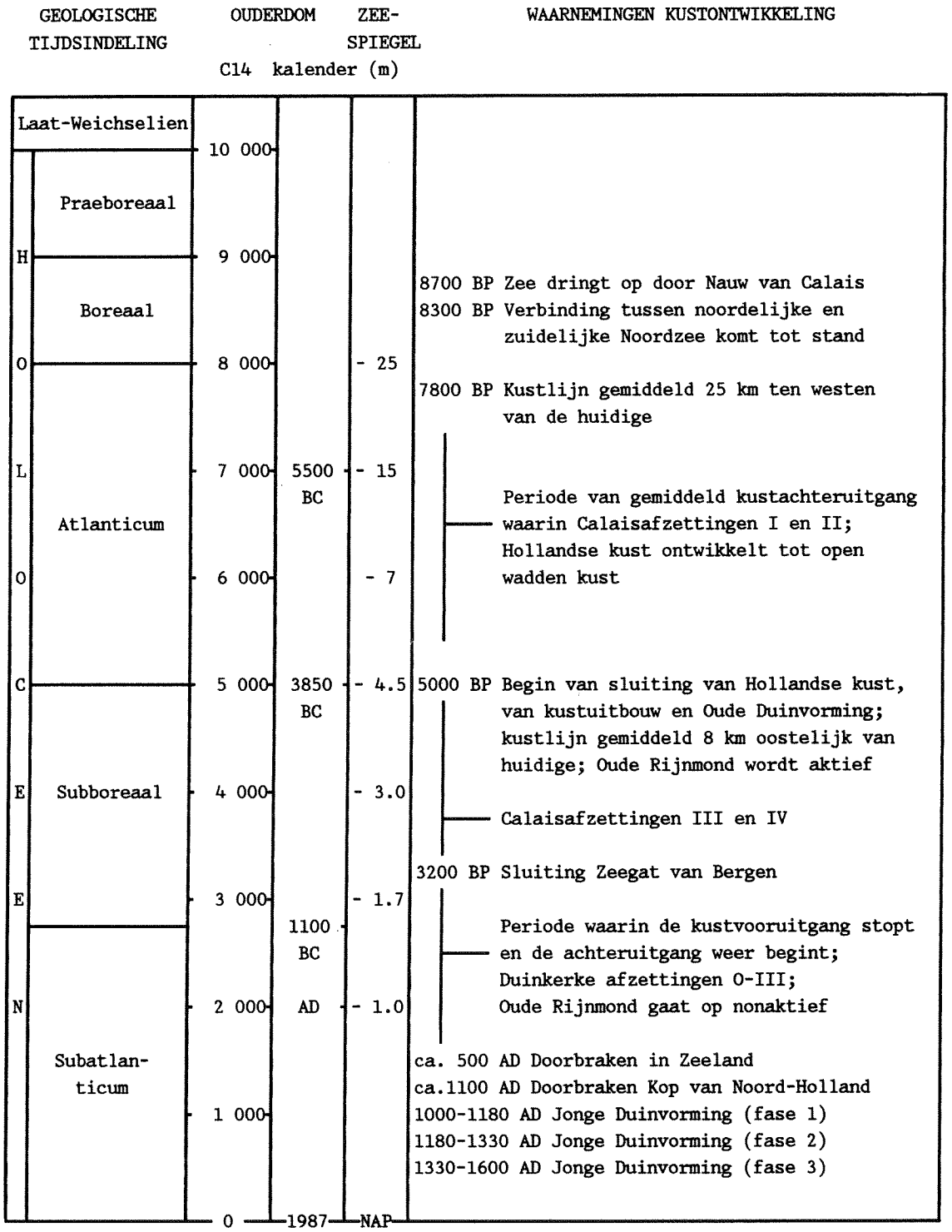


Schets 1 "Autonome"en geinduceerde kleinschalige kustlijnontwikkeling

Deze laatste wordt wel aangeduid met de term "autonome" ontwikkeling, maar het autonome karakter -in de zin van door de natuur alleen bepaald- wordt zeker tegenwoordig verstoord door menselijke ingrepen met grootschalige konsequenties (afsluiting Zuiderzee, Deltawerken, CO2-geinduceerde zeespiegelstijging).

Voor een kort overzicht van de belangrijke, waargenomen kustontwikkelingen is een tijdstabel gemaakt (zie volgende bladzijde). Zowel de kalenderjaarduiding als de C14-jaarduiding is aangegeven (de C14-tijdschaal is niet lineair; met toenemende ouderdom wijkt de C14-tijdschaal sterker af van de historische tijdschaal). In de navolgende paragrafen wordt op de waargenomen ontwikkelin-

gen nader ingegaan. Bij de beschrijving van de ontwikkelingen op de geologische schaal zijn de tijdsaanduidingen zoveel mogelijk in termen van C14 jaren, herkenbaar aan de schrijfwijze "jaartal BP". Meer recente tijdsaanduidingen zijn zoveel mogelijk in kalenderjaren, herkenbaar aan de duiding "jaartal AD".



Tijdstabel met karakteristieke aspekten voor de Hollandse kust (de geologische tijdschalen zijn naar Zagwijn, 1986).

2.2 Kustontwikkeling in de afgelopen eeuwen

2.2.1 De ontwikkeling van de duinvoet

Gezien op een lengteschaal van 10 kilometer is de Hollandse kustlijn van Hoek van Holland tot Den Helder de afgelopen eeuwen konkaaf van vorm. De autonome ontwikkeling van deze kustlijn op een tijdschaal van vele dekaden is er één van kustvooruitgang in het middendeel (van Scheveningen tot Bergen) en van kustachteruitgang aan de randen. De zuidelijke rand wordt gevormd door de sinds 1870 met havenhoofden beschermde Rijnmonding, waarvan het gedrag niet meer autonoom is maar door menselijke invloed wordt bepaald. De noordelijke rand bestaat uit het Zeegat van Texel, dat een belangrijke getij-inlaat is voor de Waddenzee en een geprononceerde delta aan de zeewaartse zijde heeft. Hier is door de zeeweringswerken te Den Helder de ontwikkeling nog maar gedeeltelijk als autonoom te beschouwen.

Sinds 1843 zijn jaarlijks de positie van de duinvoet, de hoogwaterlijn en de laagwaterlijn geregistreerd. Door de relatief hoge bemonsteringsfrequentie zijn in deze metingen processen op vele tijdschalen zichtbaar. Voor Kustgenese interessante tijdschalen zijn groter dan circa 10 jaar zodat een vergelijking van de 10-jarig lopend gemiddelde positie van de duinvoet (Figuur 1a, bijdrage Taakgroep 100 door Van Vessem) en de over 100 jaar gemiddelde trend in deze positie (Figuur 1b naar Edelman en Eggink, 1962) relevant is. Het blijkt dat er weliswaar variaties optreden op de tijdschaal van 10 jaar, maar dat er gesproken kan worden van een gemiddelde trend. Volgens Kohsiek (1986) is het globale beeld voor de gemiddelde laagwaterlijn over de periode 1885-1985 als volgt. Tussen Den Helder en Callantsoog treedt een achteruitgang op van 1,5 m/jaar, tussen Bergen en Scheveningen een vooruitgang van 0,4 m/jaar en tussen Scheveningen en Ter Heijde weer een achteruitgang van 0,5 m/jaar. Naar de duinvoetpositie bezien is er integraal evenveel verlies als winst aan landoppervlakte langs de Hollandse kust.

Echter, uit de gegevens van kustvooruitgang en -achteruitgang kunnen niet zonder meer konklusies getrokken worden over de sedimentbalans in gebieden die zich in dwarsrichting uitstrekken van de duinen tot en met de onderzeese oever. Uit een eerste analyse van de Jarkus profielbestanden (Kohsiek, 1986) blijkt bijvoorbeeld dat integraal langs de Hollandse kust de nearshore aktieve wig (tot 5 à 7 m.

diepte) globaal 2 miljoen m^3 zand per jaar verliest (waarvan naar schatting een 1/2 miljoen m^3/jaar aan duinvorming) en 1 miljoen m^3 zand per jaar wint. Verder wordt uit deze eerste analyse de voorzichtige konklusie getrokken dat de onderzeese oever (dieper dan 5 - 7 m.) van de gehele Nederlandse kust door versteiling globaal 2 miljoen m^3 per jaar verliest.

2.2.2 Specifieke ontwikkelingen langs de kust

Geomorfologie

Op de geomorfologische kaart (Figuur 2, uit Wiersma en Van Alphen, 1987) zijn langs grote delen van de kust naast de vele kleinere strukturen banken te herkennen, die zich vele tientallen kilometers zeewaarts uitstrekken. De relatie tussen deze "shorefaceconnected ridges" en de kustontwikkeling is nog niet duidelijk.

Vanuit het vakgebied van de fysische geografie wordt vastgesteld (bijdrage hypothesevorming Kroon, deelrapport 2) dat er relaties zijn tussen bedvormen en sedimentsamenstelling enerzijds en hydrodynamische kondities anderzijds die stroken met bovengenoemde geomorfologische kennis van de Nederlandse onderzeese oever. Hieruit wordt gekonkludeerd dat er nu op dieper water (> 15 m) een noordwaarts afnemend sedimenttransport zou optreden en dat er daarnaast een sterke uitwisseling in dwarsrichting zou zijn tussen het strand en de duinen met de onderzeese oever tot orde 12 m waterdiepte.

Zandgolven in de kustlijnpositie

Verschillende vormen en typen van zandgolven in de kustlijnpositie zijn beschreven en bestudeerd. De lopende, zich uitdempende zandgolven op bijvoorbeeld Vlieland zijn beschreven en verklaard door Bakker (1968) als geinitieerd door de verheling van een zandplaat uit het zeegat en voortgeplant door voornamelijk golfgedreven langstransport.
Zandgolven langs de Zeeuwse kust zijn beschreven door Maranus en Verhagen (1987).

Menselijke ingrepen

De invloed van menselijke ingrepen op de natuurlijke kustontwikkeling van de laatste paar honderd jaar is beschreven door onder andere Edelman en Eggink

(1962). Een belangrijk voorbeeld is de verstoring van de ontwikkeling door de aanleg in 1870 van havendammen van IJmuiden. Als gevolg hiervan schreed de kustlijn lokaal 200 m naar voren en stabiliseerde zich na ongeveer 30 jaar. Na de verlenging van de havendammen in 1966 heeft zich een soortgelijke ontwikkeling ingezet.

Getijgeulen

Enkele verbanden tussen kusterosie en het gedrag van getijgeulen zijn o.a. gelegd door Bakker en Joustra (1970) en Bakker et al. (1984). In de eerstgenoemde studie wordt ten aanzien van de strandhoofden op Vlieland gekonkludeerd dat deze effektief zijn in de bestrijding van erosie door de getijgeulligging. In de laatstgenoemde studie wordt de preventieve werking van paalschermen tegen erosie door getijgeulen onderzocht. Een konklusie was dat de schaal waarop getijgeulen aktief zijn zo groot is dat het effekt van paalschermen beperkt is.

Estuaria en buitendelta's

De kusterosie aan de beide begrenzingen van de schone, in het midden sedimenterende kust wordt in het algemeen gerelateerd aan de sediment-attraktie van de estuaria aldaar.
Over de typerende natuurlijke ontwikkeling van de getijinlaten wordt door Schoorl (1973) geschreven "... dat een getijgat in de kop van Noord-Holland tijdens zijn ontplooiing en maximale werking een steeds zuidelijker bedding uitschuurt; tijdens het verzandingsproces en de sluiting van het gat verplaatst de kustopening zich noordwaarts en wordt vervolgens dichtgeknepen." De tijdschaal van dit proces wordt bepaald door de aanzandingssnelheid van het estuarium.

De buitendelta's van de Waddeneilanden (Razende Bol, Westergronden, Zeegat van het Vlie) worden in hun autonome ontwikkeling relatief weinig gestoord door menselijke ingrepen. Uit lopend onderzoek kan mogelijk de invloed van de afsluitdijk (1932) naar voren komen. Anders ligt dit voor de Zeeuwse buitendelta's, die met name door de gehele gedeeltelijke afsluitingen aanzienlijke veranderingen ondergaan.

2.3 De periode van de vorming van de Jonge Duinen

2.3.1 De kustlijn rond 1000 AD

In de Middeleeuwen begint langs de Hollandse kust een belangrijke periode van nieuwe duinvorming (Jonge Duinen). Zagwijn (1984) plaatst de eerste vorming van de Jonge Duinen in de periode 1000 AD - 1200 AD. Of dit ook is samengegaan met een verandering van het gedrag van de kustlijn is niet goed bekend. Onze geologische kennis van het kustlijngedrag in de voorafgaande eeuwen is beperkt. Tot vlak voor onze jaartelling moet de kust in het deel noordelijk van IJmuiden nog zijn voortgeschreden (vergelijk huidige en voor 3000 BP gerekonstrueerde kustlijn in Figuur 4); voor het deel ten zuiden hiervan is dit onbekend vanaf circa 3000 BP omdat de kustlijn daar vanaf dat moment westelijk van onze huidige kustlijn heeft gelegen zodat geologische rekonstruktie niet goed mogelijk is.

Op grond van historische gegevens is door Ligtendag en Borger (1987) een rekonstruktie gemaakt (Figuur 3) van de kustlijnligging in 0, 800 en 1300 AD. Hieruit zou blijken dat reeds in het begin van onze jaartelling de ligging van het centrale deel van de Hollandse kust een stabiele is. Met uitzondering van de kustboog ten noorden van Bergen (niet weergegeven in Figuur 3), zijn ook de overige veranderingen in de gehele periode van 0 tot heden, t.w. de terugschrijdingen aan de randen, gering. De kustboog ten noorden van Bergen ondergaat in de periode van 800 tot 1300 belangrijke veranderingen, waarbij de westelijke kustlijnpositie orde 10 km terugschrijdt (zie Schoorl, 1973). Uit de kustlijnrekonstruktie blijkt niet dat de waarschijnlijk grote hoeveelheid sediment die hierdoor beschikbaar komt gebruikt wordt (eventueel tijdelijk) voor kustuitbouw van de Hollandse kust. Veel van het sediment is waarschijnlijk door "wash-overs" op het land gezet (Jelgersma, pers. med.).

Met een uitzondering voor het gedrag van de kustboog noordelijk van Bergen moet hier melding gemaakt worden van discrepantie tussen het door de RGD (Beets en Jelgersma, pers. med.) vermoede gedrag van de Hollandse kustlijn van 0 tot 1300 en de bovengenoemde historische rekonstruktie. Op grond van de geologische kustlijnrekonstruktie voor 3000 BP meent de RGD dat er vele andere liggingen voor 0 AD mogelijk en waarschijnlijk(er) zijn; in ieder geval vermoedt de RGD een grotere dynamiek. Hiernaast kan vermeld worden dat Klijn (1981) over de herkomst van het Jonge Duin zand erosie van de Oude Duinen, dus kustachteruitgang aanneemt. Wiersma (1987, zie deelrapport 3) daarentegen

neemt in dit verband juist een vooruitgaande ligging van de LW-lijn aan als gevolg van zeespiegel fluktuaties.

Vooralsnog moet in het huidige kader van Kustgenese de kustlijn ligging in het begin van onze jaartelling tot aan het begin van de Jonge Duinvorming als onzeker worden beschouwd.

Volgens Roep (1984) is de zandafvoer via de Oude Rijnmonding enkele eeuwen BC gestopt. De bijbehorende delta zal zijn gaan eroderen, maar of zich in noordelijke en zuidelijke richting kustuitbouw heeft gemanifesteerd is onbekend. In de kustlijnrekonstruktie is rond 800 AD nog een restant zichtbaar van de Oude Rijn delta, maar deze is in morfologische zin opgeruimd rond 1300 AD. Dit past overigens in de konstateringen dat aan het einde van de 11e eeuw de Oude Rijn tak dichtslibde en werd afgesneden van de zee door de Jonge Duinvorming in de 12e eeuw (Jelgersma et al, 1970).
Over de delta van de Maas bestaat minder zekerheid; de kaarten van Zagwijn geven de delta in de late Middeleeuwen ongewijzigd weer ten opzichte van de situatie in de Romeinse tijd.

Voor de periode vanaf 1300 AD worden de historische gegevens als meer betrouwbaar geaccepteerd. Hierbij mag er vanuit gegaan worden dat sinds deze tijd de ontwikkeling van de schone Hollandse kust in hoofdlijnen gekarakteriseerd wordt door erosie ten noorden van Bergen en ten zuiden van Noordwijk. Het kustgebied tussen Castricum en Zandvoort is min of meer stabiel, althans tussen 1600 en 1750 AD (Ligtendag, 1987).

2.3.2 De Jonge Duinen in dwarsprofiel

In de periode van de vorming van de Jonge Duinen kunnen globaal drie fasen onderscheiden worden (Zagwijn, 1984):

Fase I van 1000 - 1180 AD waarin duinen gevormd worden, die sterk mobiel zijn in de zin dat er een landwaartse opeenvolging van duinenrijen ontstaat door overstuiving.
Fase II van 1180 - 1330 AD waarin over de brede lage jonge duingordel vlakke zones van duinvlakten ontstaan.
Fase III van 1330 - 1600 AD waarin -waarschijnlijk gestimuleerd door geschikte vegetatie- een aantal hoge duinen wordt gevormd met een paraboolachtig profiel, sterk lijkend op het huidige duinprofiel.

Voorafgaande aan Fase I, aan het einde van de periode van de vorming van de Oude Duinen, wordt vermoed dat het kustprofiel in dwarsrichting aanzienlijk flauwer is dan tegenwoordig (Van Straaten, 1965, en Zagwijn, 1986). De aanname is dat bijvoorbeeld de onderwaterhelling tot aan de 5 meter dieptelijn van de orde 1:200 is geweest ten opzichte van 1:100 tegenwoordig langs de Hollandse kust.

2.3.3 De Jonge Duinformaties langs de kust

De vorming van de Jonge Duinen is een proces dat langs de gehele Nederlandse kust plaatsvindt. De beginfase voor de westelijke kust wordt geschat (Zagwijn, 1984) op 1000 - 1200 AD waarbij de initiele vorming vooral gevoed wordt door materiaal van de onderzeese kusthelling. Voor de Friese eilanden vindt De Jong (1984) 1200 - 1400 AD als beginfase waarbij het echter voor dit gebied niet duidelijk is of voeding vanuit de onderwateroever heeft plaatsgevonden.

2.4 Doorbraken in Zeeland en Noord-Holland

De paleogeografische rekonstruktie door Zagwijn (1986) voor Zeeland laat globaal het volgende beeld zien. Zeeland is sinds 3700 BP aan de zeezijde beschermd door een brede duinstrook, landwaarts waarvan zich uitgestrekte veengebieden kunnen vormen. De enige onderbreking wordt gevormd door de loop van de Schelde, die dan nog de huidige Oosterscheldeloop volgt. Ondanks de zeespiegelstijging en de in het algemeen voor de Nederlandse kust toenemende getijdewerking blijft het beeld van Zeeland stabiel gedurende zo'n 2000 jaar. Vanaf de Romeinse tijd (Leenders, 1986) begint de ontwatering en de ontginning door de mens van de inmiddels ontstane hoogveengebieden. Op dat moment is het Schelde estuarium verbonden met het Maas estuarium. Na de Romeinse omstreeks 500 AD wordt de kustlijn van Zeeland op vele plaatsen doorbroken en ontstaat het estuariene karakter van Zeeland.

Nog tot na de Romeinse tijd wordt het noordwesten van Nederland, ruwweg tussen Bergen en het Vlie gekenmerkt door een geprononceerde kustboog, die slechts op één plek, ter hoogte van het huidige Texel, een getijinlet kent. In de Middeleeuwen tussen circa 800 en 1300 AD treedt een belangrijke terugschrijding van de kust van circa 10 km op in dit gebied. Naast de zeespiegelstijging worden als oorzaken gezien zowel stormvloeden (t.w. in 1170 en 1196 AD volgens De

Mulder, 1984) als ontginning van de veengebieden. Met betrekking tot dit laatste proces citeert Schoorl (p.39, 1973) Edelman (1974): "Principalick die Sint Olofsche en de Luijnkercksche conversen, die op Wieringen ende Tessel ende op 't land tussen beijden woonden, want die veel slooten ende diepe vaarten omtrent die eilanden ghemaeckt hadden .... waardoor die Noortsee zijn inganch ende cracht heeft ghecreghen". Doorbraken laten zien dat de geulen veelal het bestaande patroon van sloten en vaarten volgden. Aan de doorbraak van de kustboog en de vernietiging van de veengebieden wordt in ieder geval bijgedragen door het patroon van sloten en vaarten, de inklinking van de ontwaterde venen en de oxidatie van het veen.

2.5 De periode van de vorming van de Oude Duinen

2.5.1 De kustlijn van 5000 - 3000 BP

Gedurende de relatief sterke zeespiegelstijging aan het begin van het Holoceen werd de zuidelijke Noordzee gevormd waarbij de toenmalige westelijke en noordelijke kustvlakte overstroomde. Hierbij was -voorzover bekend- voornamelijk sprake van transgressie. Het kustgedeelte vanaf Zeeland tot het Gat van Bergen ontwikkelde zich tot een open waddenkust. Echter, in de periode 5000 - 3000 BP vormde zich aldaar een min of meer gesloten kust, die zich ondanks de zeespiegelstijging in zeewaartse richting uitbreidde. Er vond regressie plaats.

Juist het feit dat er een regressie van de zee plaatsvond in de periode van 5000 - 3000 BP heeft het mogelijk gemaakt een vrij nauwgezette geologische rekonstruktie te maken van de kustligging in deze periode. Van Straaten (1961) publiceerde gegevens hieromtrent als eerste. De meest recente gegevens zijn verzameld in het RGD-Rapport Kustgenese 1 (Beets et al, 1987). Omstreeks 3000 BP bevindt de kustlijn ten zuiden van Zandvoort zich reeds westelijk van de huidige; hier is de geologische rekonstruktie al onzeker en wordt hierna praktisch onmogelijk. Hierbij is een belangrijk vraagpunt wat de hoofdbeweging (voor- of achteruitgang) van deze kustsektie geweest is. Ten noorden van Zandvoort ligt de kustlijn dan nog oostelijk van de huidige en uit geologische gegevens valt op te maken dat nog tot enkele eeuwen BC kustvooruitgang is opgetreden. Op dit moment moet gekonkludeerd worden dat vanuit de geologie het kustlijngedrag van zeg 3000 BP tot 1000 BP slecht bekend is.

De kustuitbreiding van 5000 tot 3000 BP deed zich voor in een 6 tot 10 km brede zone. Het komplex bestaat uit een laterale afwisseling van strandwallen bedekt door duinen, en tussenliggende strandvlakten. De strandwallen manifesteren zich als min of evenwijdige ruggen (Figuur 4).

Een belangrijke onderbreking van het komplex wordt gevormd door de typerende delta van de Oude Rijn, waarvan bekend is dat deze zich eerst bij de aanvang van het Subboreaal aktief begint uit te bouwen en vanaf 4500 BP de enige belangrijke Rijnafvoer wordt. Dat de bijdrage aan de kustvooruitgang van deze Rijnmonding slechts marginaal, lokaal en tijdelijk is, blijkt niet alleeen uit de vorm van de delta, maar ook uit de volgende gegevens.
De huidige sedimentaanvoer door de Rijn is 400.000 m3/jaar, dit is althans de hoeveelheid zandig materiaal die jaarlijks stroomafwaarts Lobith wordt gebaggerd om deze op diepte te houden. Nu is over deze sedimentaanvoer vóór de Romeinse tijd weinig bekend, maar het is niet waarschijnlijk dat deze groter is geweest dan tegenwoordig. Enerzijds blijkt dit namelijk niet uit de morfologie van de geulen en de samenstelling van de sedimenten, anderzijds bereikt de vegetatie in Europa rond 5000 BP een maximum zodat een minimum aan erosie waarschijnlijk is (Beets et al, 1987). Verder moet een deel van de sedimentlast gebruikt zijn om de benedenloop van de rivier te vullen over een lengte van tientallen tot honderden kilometers ter kompensatie van de effekten van zeespiegelstijging. Bij afname van de snelheid van deze laatste blijken decennia tot eeuwen nodig om een nieuw evenwicht te vinden. In de periode 0 tot 1000 AD stopt de zandafvoer van de Rijn via de Oude Rijnmonding, mede ten gevolge van het ontsaan van het Zeeuwse en Zuid-Hollandse estuarium.

In het globale kustlijnpatroon van de Nederlandse westkust vallen naast de Oude Rijnmonding nog twee elementen op. In de eerste plaats is er de gepronon-ceerde kustboog aan de noordelijke begrenzing van het Zeegat van Bergen, waarvan aangenomen kan worden dat de kustlijn daarvan zich minstens 10 km meer zeewaarts bevond dan van het kustgedeelte tussen Rijswijk en Bergen. In de tweede plaats wijzen de krommingen van de paleokustlijnen ter hoogte van Den Haag (zie ook de paleogeografische kaarten van Zagwijn, 1986) op de aanwezigheid van een rivierdelta. Dit is vóór 5000 BP de gekombineerde monding van de Maas en de Rijn zich uitstrekkend van het Haringvliet tot Hoek van Holland; zoals vermeld verlaat de Rijn deze monding maar komt rond 500 AD weer met de Maasmonding samen.

Met betrekking tot de rol van de kustboog ten noorden van Bergen (in deze periode hooguit nog te beschouwen als overblijfsel van de Texelspur, een pleistocene rug) is de mening (Jelgersma, 1985) dat deze voornamelijk de sedimentbron is geweest die het estuarium van het Gat van Bergen heeft gevuld. Verder wordt vermoed (Beets, pers. med.) dat deze kustboog ook sediment aan de Waddenzee heeft geleverd, maar het is vrij zeker dat de kustboog voor de kustontwikkeling van Bergen tot Rijswijk geen rol van betekenis heeft gespeeld anders dan dat zijn geprononceerde ligging noordwaartse kustdrift voorbij Alkmaar onmogelijk heeft gemaakt, c.q. bescherming bood tegen zuidwaartse kustdrift ten zuiden van Alkmaar.
Met betrekking tot de rol van de bovengenoemde gekombineerde Maas/Rijndelta lijkt het althans op grond van het kustlijngedrag mogelijk dat deze als sedimentbron heeft bijgedragen aan de kustvooruitgang in het gebied ten noorden van Rijswijk.

Dit grootschalige patroon van een scheiding tussen kustdriftsystemen (of langstransportsystemen) ter plaatse van het Zeegat van Bergen wordt min of meer bevestigd door de ook nu nog aanwezige mineralogische samenstelling van de strand- en duinzanden.
Hieruit kan afgeleid worden dat er een scheiding bestaat tussen de sedimentafkomst noordelijk en zuidelijk van Bergen. De noordelijke sedimentprovincie bestaat voornamelijk uit zanden van pleistocene oorsprong, terwijl de zuidelijke bestaat uit Rijnzanden die deels in het Pleistoceen en deels in het Holoceen zijn afgezet (Eisma, 1968). De Rijnzanden vormen dus een belangrijke bron voor de vorming van de Oude Duinen en strandwallen, waarbij blijkt dat de pleistocene afzettingen belangrijker zijn dan de holocene afzettingen (Eisma, 1968; Roep, 1984).

2.5.2 De strandwallen en Oude Duinen in dwarsprofiel

Met betrekking tot de helling van het dwarsprofiel bij de aanvang van de kustuitbouw aan het einde van het Atlanticum (circa 5000 BP) worden we nog steeds gekonfronteerd met de suggesties van Van Straaten (1965). Hij geeft globaal een helling aan tot 10 meter waterdiepte van 1:500. Gedurende de circa 2500 hierop volgende jaren van kustuitbouw laat hij de kusthelling versteilen tot 1:200. Dit zou dan ongeveer de kusthelling geweest moeten zijn bij de aanvang van of tijdens de periode waarin de strandwallen, plaatselijk en/of later bedekt door de Oude Duinen, zijn gevormd.

Figuur 5 illustreert de uitbouw van de strandwallen in de periode 5000 - 2000 BP zoals Van Straaten (1965) deze suggereert. De eerste strandwallen blijven de zeer flauwe pleistocene ondergrond bedekken, hetgeen moet volgen uit het basisveen dat in de overgang naar de holocene afzettingen is gevonden. De latere strandwallen worden hieroverheen dakpansgewijs uitgebouwd. Beschouwing van de sedimentbalans in dwarsrichting bij de uitbouw volgens Figuur 5 geeft aan dat in het begin van de periode van kustuitbouw er laterale materiaaltoevoer moet zijn geweest; later -zeg van 4000 tot 3000 BP- is deze suggestie niet aanwezig, maar kan wel uit Figuur 4 blijken.

Het lopende onderzoek van Van de Valk stelt op een belangrijk punt de door Van Straaten gesuggereerde opbouw ter diskussie. De aanwijzingen zijn dat de veronderstelde overstepping van de eerste strandwallen onwaarschijnlijk is. Eerder lijkt het erop dat de dakpansgewijze opbouw zich tot aan de pleistocene ondergrond doorzet. Dit is belangrijk omdat dit de veronderstelling van de oorspronkelijke kusthelling van 1:500 op losse schroeven zet. Steilheden van orde 1:300 worden dan waarschijnlijker.

Uit de boringen in het profiel van Scheveningen tot Voorburg (Figuur 6) geanalyseerd door Van Straaten wordt gaande in vertikale richting van een diepte van 10 m naar NAP een vergroving van de sedimentsamenstelling gevonden van globaal 80 naar 220 micrometer. Gebaseerd op een inmiddels aanvechtbare pollenanalyse van Zagwijn (1965) nam Van Straaten aan dat de opeenvolging van de korrelverdelingen tijdlijnen waren. Het wordt nu reëeler gevonden de laatste te beschouwen als facieszones die door de tijd snijden (Beets, pers. med.); de dakpansgewijze opbouw die hiermee korrespondeert is tevens weergegeven in Figuur 6.

Ook deze nieuwe interpretatie is in overeenstemming met het patroon dat -volgens de bijdrage aan de hypothese-diskussie door Kroon (deelrapport 2)- bij dissipatieve kusten als die van Nederland doorgaans wordt aangetroffen: aan het oppervlak relatief grove zanden in de strandzone, op globaal 5 m waterdiepte overgaande in fijnere zanden inklusief enige slibafzettingen en op grotere diepte (zeg de grenswaterdiepte waarop de golven nog aktief zijn) weer een vergroving.

3 HYPOTHESEN KUSTVORMING EN KUSTONTWIKKELING

3.1 Inleiding

In de loop van het projekt Kustgenese zijn er verschillende hypothesen naar voren gekomen, die gericht zijn op een verklaring van één of meer specifieke aspekten van een waargenomen kustontwikkeling of op faktoren en processen die de grootschalige kustontwikkeling kunnen bepalen of benvloeden. Een overzicht van alle gevonden en gegenereerde hypothesen is gegeven in deelrapport 3.

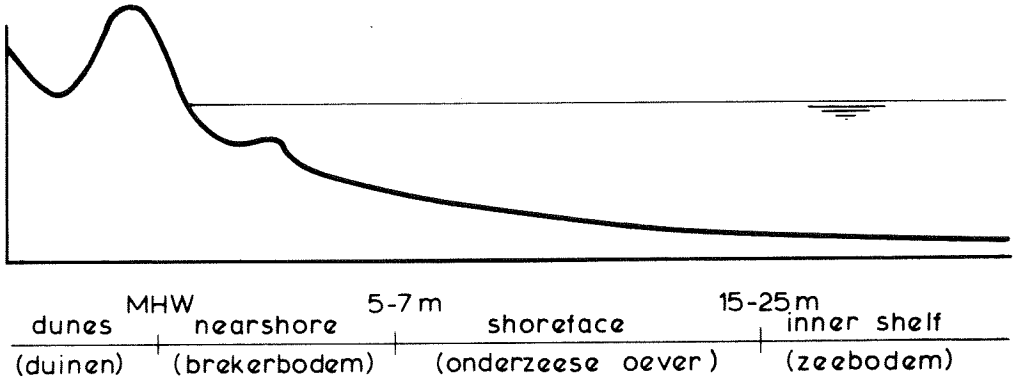
Ten behoeve van dit Hoofdrapport heeft er een voorselektie plaatsgevonden, die beknopt is beschreven in paragraaf 3.2. Hierbij zijn de hypothesen op hun essentie (in casu het onderkende systeem of fysische proces) en niet op specifieke uitwerkingen (verbanden tussen waarnemingen en veronderstelde initiërende invloeden) beschouwd. Dit heeft geresulteerd in acht hypothesen, die in dit hoofdstuk nader zijn geformuleerd en zo uniform mogelijk toegelicht. Hierbij is -in navolging van het in het projekt gevolgde proces van hypothesevorming- vastgehouden aan een indeling volgens de verschillende taakgroepen.

De voornaamste **doelen** van dit hoofdstuk zijn:
- het op onderling vergelijkbare wijze belichten van de specifieke aspekten van de hypothesen;
- het onderbouwen van de hypothesen middels de literatuur in het algemeen en middels de literatuur- en quantificerings-studies die ten behoeve van het Kustgenese projekt zijn uitgevoerd of daartoe gebruikt kunnen worden;
- het toelichten van sterke en zwakke punten van de hypothesen.

Bij het onderbouwen, beoordelen en toelichten van de hypothesen wordt voorzover mogelijk de **ISO benadering** gehanteerd om de specifieke aspekten te onderscheiden, in de volgorde:
- Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT);
- Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM);
- Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT).

Er wordt relatief groot belang gehecht aan het onderkennen van deze drie aspekten in een hypothese omdat bij het ontbreken hiervan de latere beoordeling van een hypothese (Hoofdstuk 4) moeilijk of onmogelijk wordt.

Met betrekking tot de plaatsaanduidingen is er vooral behoefte aan **definities** van de verschillende zones in de richting loodrecht op de kust. Aangezien de verschillende disciplines niet bepaald eenduidig zijn in de definities, is hier gekozen voor een definiering die vanuit deze studie praktisch wordt geacht (zie schets). Dit betekent een vrij grove indeling, die het dichtst ligt bij de Engelstalige geomorfologische literatuur.



Schets 2 Aanduiding van kustzones in dwarsrichting.

3.2 Voorselektie hypothesen

Ten behoeve van de formulering en toetsing van de hypothesen in dit rapport heeft een voorselektie plaatsgevonden, zodat de hier gepresenteerde hypothesen qua karakter en onderscheiden aspekten vergelijkbaar zijn.

Hiertoe zijn de kustvormende systemen (stelsels van processen) grofweg ingedeeld in dwarstransport en langstransport. Verder zijn de externe, aansturende randvoorwaarden gegroepeerd in:

- zeespiegelniveau;
- getij klimaat;
- golf- en windklimaat;
- menselijke invloeden.

Voor ieder van de drie tijdschalen door de Taakgroepen beschouwd zijn de opgestelde hypothesen zodanig geherformuleerd dat zij kunnen worden beschreven middels een kombinatie van bovengenoemde kustvormende systemen en externe randvoorwaarden. Alvorens dit nader toe te lichten, wordt nog het volgende opgemerkt ten aanzien van de rol van de stijging van de zeespiegel.

Een centraal element in het proces van kustvorming en kustontwikkeling wordt gevormd door de relatieve zeespiegelstijging, die bestaat uit verschillende komponenten, waaronder de glacio-eustatische stijging en de stijging door tektonische bodemdaling (Deelrapport 3). Zeker in het Vroeg-Holoceen is deze zeespiegelstijging duidelijk verantwoordelijk voor kustachteruitgang door transgressie van de zee over de door het Pleistoceen bepaalde topografie. Ook heden ten dage kan de zeespiegelstijging nog verantwoordelijk worden gehouden voor een aandeel in de kustachteruitgang. Dit ligt echter zo voor de hand dat een expliciete hypothese in deze zin achterwege is gelaten. De gestelde hypothesen zijn juist bedoeld om een verklaring te geven van afwijking van het patroon van uniforme transgressie. Verder zijn er door differentiële tektoniek wellicht langs de Nederlandse kust enige verschillen in relatieve zeespiegelbeweging opgetreden. In het huidige stadium is het echter reëel deze verschillen buiten beschouwing te laten en wordt verder slechts gesproken van -gelijk veronderstelde- zeespiegelstijging voor de totale Nederlandse kust.

Op de tijdschaal van 7500 jaar kunnen variaties in alle randvoorwaarden, afgezien van menselijke invloeden, van belang zijn geweest voor de kustontwikkeling. Zowel langs- als dwarstransport lijken een rol te kunnen hebben gespeeld. De voorselektie levert dan als hypothesen:

- Hypothese 5000-1: dwarstransport beinvloed door veranderingen in zeespiegelniveau en golf- en windklimaat;
- Hypothese 5000-2: langstransport door met name golfklimaat;
- Hypothese 5000-3: langs- en dwarstransport spelen een rol bij de overgang van een open naar een gesloten kust als de getijslag afneemt.

Op de tijdschaal van 1000 jaar wordt de verandering van de getijslag niet van belang geacht. Dwars- en langstransporten kunnen beiden een rol gespeeld hebben onder diverse randvoorwaarden:

- Hypothese 1000-1: dwarstransport beïnvloed door veranderingen in golf- en windklimaat (als gevolg van bv. klimatologische veranderingen);
- Hypothese 1000-2: dwarstransport beïnvloed door veranderingen in de stijging van het zeespiegel;
- Hypothese 1000-3: menselijke invloeden van overwegend belang.

Op de tijdschaal van 150 jaar spelen veranderingen in het zeespiegelniveau en menselijke ingrepen geen overwegende rol. De getijamplitude is in deze periode weliswaar aan veranderingen onderhevig; maar de invloed ervan op het zandtransport is echter nog niet bekend. Variaties in de kustontwikkeling zijn dus hoofdzakelijk terug te voeren op variaties in wind- en golfklimaat. Dit heeft zowel invloed op langs- als dwarstransport. Dat langstransport op deze tijdschaal een rol speelt is algemeen geaccepteerd; een hypothese die enkel dwarstransport beschrijft is dan ook niet geformuleerd. Wel een hypothese waarin de kombinatie van langs- en dwarstransport wordt aangenomen en een waarin alleen langstransport wordt beschreven.

Op deze wijze is een set hypothesen verkregen die op een vergelijkbare wijze gepresenteerd kunnen worden.

3.3 Hypothese 100-1: 2DH-uitwisseling nearshore-inner shelf

3.3.1 Formulering

Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT):

Gezien op een lengteschaal van 10 kilometer is de Hollandse kust van Hoek van Holland tot Den Helder de afgelopen eeuwen konkaaf van vorm. De autonome ontwikkeling van deze kust op een tijdschaal van vele dekaden is er een van kustvooruitgang in het middendeel (van Scheveningen tot Bergen) en van kustachteruitgang aan de randen. De zuidelijke rand wordt gevormd door de sinds 1870 met havenhoofden beschermde Rijnmonding, waarvan het gedrag niet meer autonoom is maar door menselijke invloed wordt bepaald. De noordelijke rand bestaat uit het Zeegat van Texel, dat een belangrijke getij-inlaat is voor de Waddenzee en een geprononceerde delta aan de zeewaartse zijde heeft.

Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM):

Op verschillende tijdschalen is er via de onderzeese oever (shoreface) een kustwaartse en een zeewaartse uitwisseling (diabathic exchange) van sediment tussen de nearshore (strand en brandingszone) en de inner shelf. Hiernaast kennen zowel de nearshore als de lower shoreface c.q. inner shelf langstransport processen waardoor er sprake kan zijn van in het horizontale vlak tweedimensionale uitwisseling van sediment.

Bij afwezigheid van zeespiegelstijging en van hydrodynamische en geomorfologische variaties in langsrichting zal er een zeker dynamisch evenwicht kunnen ontstaan. De aanwezige variaties echter verstoren het evenwicht zodat netto verschillen ontstaan tussen transportstromen dwars op de kust.

Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT):

Vanaf 1843 is de gemiddelde ligging van de kustlijn vrij nauwkeurig bekend. Het profiel van de gehele kust daarentegen is slechts bekend sinds 1964, terwijl de feitelijke kennis van de geomorfologie van inner shelf en shoreface nog korter bekend is. Dit betekent dat ten aanzien van de geomorfologische uitgangssituatie slechts veronderstellingen kunnen worden gedaan.

De recente waarnemingen leren dat op de onderzeese oever langs de Nederlandse kust in langs- en dwarsrichting variaties zijn te vinden van zowel de hydrodynamische als van de geomorfologische omstandigheden.

3.3.2 Toelichting

Sinds 1843 zijn jaarlijks de positie van de duinvoet, de hoogwaterlijn en de laagwaterlijn geregistreerd. Een vergelijking van het hieruit gedestilleerde kustlijngedrag gemiddeld over respektievelijk 10 en 100 jaar geeft aan dat er weliswaar variaties optreden op de tijdschaal van 10 jaar, maar dat het grootschalige autonome beeld een konstante trend vertoont. Volgens Kohsiek (1986) is het globale beeld voor de gemiddelde laagwaterlijn over de periode 1885-1985 als volgt. Tussen Den Helder en Callantsoog treedt een achteruitgang op van 1,5 m/jaar, tussen Bergen en Scheveningen een vooruitgang van 0,4 m/jaar en tussen Scheveningen en Ter Heijde weer een achteruitgang van 0,5 m/jaar. Naar de duinvoetpositie bezien is er integraal evenveel verlies als winst aan landoppervlakte langs de Hollandse kust.

Echter, uit de gegevens van kustvooruitgang en -achteruitgang kunnen niet zonder meer konklusies getrokken worden over de sedimentbalans in gebieden die zich in dwarsrichting uitstrekken van de duinen tot en met de onderzeese oever. Uit een eerste analyse van de Jarkus profielbestanden (Kohsiek, 1986) blijkt bijvoorbeeld dat integraal langs de Hollandse kust de nearshore aktieve wig (tot 5 à 7 m diepte) globaal 2 miljoen m^3 zand per jaar verliest (waarvan naar schatting een 1/2 miljoen m^3/jaar aan duinvorming) en 1 miljoen m^3 zand per jaar

wint. Verder wordt uit deze eerste analyse de voorzichtige konklusie getrokken dat de onderzeese oever (dieper dan 5 à 7 m) van de gehele Nederlandse kust door versteiling globaal 2 miljoen m^3 per jaar verliest.

Met betrekking tot het proces van kustontwikkeling wordt het volgende systeem verondersteld.

Geintegreerd langs de Hollandse kust is de totale hoeveelheid sediment aanwezig in duinen, nearshore, shoreface en inner shelf en rekening houdend met verlies of winst aan de noordelijke en zuidelijke begrenzingen van dit gebied konstant in de tijd. Het gedrag van de randen is vrijwel onafhankelijk van de processen langs de konkave kust en wordt door menselijk handelen en/of autonoom bepaald. In dwarsrichting is het kustsysteem praktisch gesproken gesloten waarbij de aktieve zone zich tot en met de shelf uitstrekt (15 - 30 m waterdiepte). In dwarsrichting gezien worden twee tijdschalen onderscheiden bij het proces van sediment-uitwisseling: t.w. een snel responsie proces gekoppeld aan stormkondities (met overwegend golfgeinduceerde effekten) en langzaam responsie proces gekoppeld aan jaargemiddelde kondities (met een kombinatie van golf-, wind- en getij-geinduceerde effekten). In het algemeen is de opvatting dat het snelle, maar weinig frequente storm proces sediment naar de inner shelf voert, en dat het langzame, hoog frequente gemiddelde (dagelijkse) proces sediment naar de nearshore voert. Door de aanwezigheid van zeespiegelstijging en van hydrodynamische en geomorfologische variaties in langsrichting wordt een potentieel dynamisch evenwicht verstoord, zodat netto verschillen ontstaan tussen transportstromen dwars op de kust.
De langstransport variaties kunnen onderscheiden worden in variaties in de nearshore zone die vooral door golf-aandrijving worden gedomineerd en variaties in de shoreface zone die vooral door getijde-werking worden gedomineerd.

Onze geomorfologische kennis (Wiersma en Van Alphen, 1987) van de onderzeese oever en de zeebodem voor de Hollandse kust is gebaseerd op recente waarnemingen. Het ontbreken van een beeld in de tijd is een handicap, maar op grond van deze kennis blijkt duidelijk dat in langsrichting de onderzeese oever en de zeebodem een variatie aan sedimentformaties vertoont. Dit maakt aannemelijk dat de ontwikkeling van de kust voorzover zij beïnvloed wordt door de "diabathic exchange" in langsrichting verschillen zal vertonen.

3.4 Hypothese 100-2: Langstransport in nearshore zone

3.4.1 Formulering

Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT):

Gezien op een lengteschaal van 10 kilometer is de Hollandse kust van Hoek van Holland tot Den Helder de afgelopen eeuwen konkaaf van vorm. De autonome ontwikkeling van deze kust op een tijdschaal van vele dekaden is er een van kustvooruitgang in het middendeel (van Scheveningen tot Bergen) en van kustachteruitgang aan de randen. De zuidelijke rand wordt gevormd door de sinds 1870 met havenhoofden beschermde Rijnmonding, waarvan het gedrag niet meer autonoom is maar door menselijke invloed wordt bepaald. De noordelijke rand bestaat uit het Zeegat van Texel, dat een belangrijke getij-inlaat is voor de Waddenzee en een geprononceerde delta aan de zeewaartse zijde heeft.

Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM):

In dwarsrichting bestaat een zo goed als gesloten kustsysteem waarbij de aktieve zone zich tot de nearshore beperkt (5 - 7 m waterdiepte). Het zijn primair de gradienten in langsrichting van de golf- en secundair die van de getijde-gedreven sedimenttransporten die verantwoordelijk zijn voor een voor- of achteruitgang van de kust. Hiernaast dient rekening te worden gehouden met verlies of winst van sediment aan de noord- en zuidrand.

Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT):

Vanaf 1843 is de gemiddelde ligging van de kustlijn vrij nauwkeurig bekend. Het kustprofiel daarentegen is slechts bekend sinds 1964, zodat de opstelling van een sedimentbalans voor de kustzone over de laatste eeuwen gebaseerd moet zijn op de kustligging en veronderstellingen over het kustprofiel.

Voor de sedimentbalans is het verder van belang het verlies aan de noord- en zuidrand te kennen. Een verlies aan beide randen is waarschijnlijk; de grootte hiervan en het verloop in de tijd zijn binnen redelijke marges te schatten.

3.4.2 Toelichting

Aan de beschrijving van de kustlijnontwikkeling van de Hollandse kust als gegeven bij de voorgaande hypothese kan hier als relevant nog het volgende worden toegevoegd.

De konkave kustboog tussen Den Helder en Ter Heyde vertoont in de hier beschouwde periode (zeg vanaf circa 1850 AD) als autonoom gedrag de typerende neiging tot strekken bekend van vele kustbogen in vergelijkbare omstandigheden. Vooral aan de noordelijke begrenzing van het gebied gevormd door het Zeegat van Texel wordt sediment onttrokken door de zandhonger van de Waddenzee (een gevolg van de relatieve zeespiegelstijging) en de opslag in de buitendelta.

Met betrekking tot het proces van kustontwikkeling wordt het volgende systeem verondersteld.

Geintegreerd langs de Hollandse kust is de totale hoeveelheid sediment aanwezig in duinen en nearshore en rekening houdend met verlies of winst aan de noord- en zuidrand bij benadering konstant in de tijd. Het gedrag van de randen is vrijwel onafhankelijk van de processen langs de konkave kust en wordt door menselijk handelen en/of autonoom bepaald.

In dwarsrichting is het kustsysteem zo goed als gesloten waarbij de aktieve zone zich tot de nearshore beperkt (tot circa 7 m waterdiepte); hiernaast wordt impliciet verondersteld dat het sediment in de kustzone bij zeespiegelstijging in deze kustzone besloten blijft.
In langsrichting zijn het de gradienten van primair de golf- en secundair de getijde-gedreven sediment transporten die verantwoordelijk zijn voor een herverdeling. Deze herverdeling is bij een golfklimaat zonder duidelijke richtingsdominantie ten opzichte van de kustnormaal verantwoordelijk voor een kontinue afname van de kromming.

Een eerste quasi-kwantitatieve uitwerking van dit langstransport koncept voor de Hollandse kust is gegeven door Edelman en Eggink (1962). Overigens hebben zij tevens de kustzone van het Marsdiep tot het Bornediep (dus Texel tot en met Terschelling) bij hun beschouwingen betrokken. Zij konkluderen uit hun berekeningen voor een geidealiseerde konkave, respektievelijk konvexe kust dat -zowel

voor golfrichtingen uit het westen als uit het noordwesten- de Hollandse kust moet aanzanden en de Waddenkust moet eroderen.

Meest recent zijn de uitwerkingen van Bakker en Smit (1987). Zij simuleren op geschematiseerde wijze het kustlijngedrag over de laatste eeuw tamelijk goed met de éénlijntheorie toegepast op een oorspronkelijk parabolische kustvorm, waarbij aan de zuidelijke rand 225.000 m^3/jaar en aan de noordelijke rand 700.000 m^3/jaar wordt onttrokken. De gevonden waarde van de ijkparameter, de zogenaamde kustkonstante, heeft een realistische waarde. Als begintijdstip van de ongestoorde paraboolkustvorm wordt circa 540 AD gevonden.

Aan de inputzijde lijkt bij deze hypothese vooral van belang hoe groot het sedimentverlies is aan de randen. Zoals gezegd, een verlies aan beide randen is waarschijnlijk, waarvan de grootte en het verloop in de tijd zijn te schatten.

3.5 Hypothese 1000-1: Uitwisseling nearshore-inner shelf

3.5.1 Formulering

Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT):

Na de periode van algemene kustuitbouw en Oude Duinvorming langs de Hollandse kust in het Subboreaal treedt in het zuidelijke deel sinds circa 3000 BP en in het noordelijke deel sinds circa 2000 BP weer geleidelijk achteruitschrijding op zonder wezenlijke aantasting van de gevormde gordel van Oude Duinen. Voorzover bekend zijn er geen opvallende hydrodynamische of morfologische wijzigingen tot na de Romeinse tijd. Dan treedt een opmerkelijke periode in van enerzijds aanzienlijke, plaatselijke kusterosie (inklusief versteiling van de onderzeese oever) en anderzijds de vorming van relatief hoge Jonge Duinen.

Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM):

Omstreeks 1000 AD is er een verandering opgetreden in de sediment uitwisseling tussen inner shelf en nearshore. De sedimenttoevoer naar de nearshore is zodanig vergroot dat er een zandoverschot is ontstaan, waaruit de Jonge Duinen zich hebben kunnen vormen. Het sedimentaanbod wordt vooral gevonden in het proces van versteiling en verdieping van de onderzeese oever, waarbij lokale kusterosie wordt gesuggereerd als extra bron voor sediment.

Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT):

De verhoogde uitwisseling van sediment tussen vooroever en kust wordt toegeschreven aan klimaatswijziging. Bij een zandoverschot in de strandzone zorgt het windgedreven transport voor duinvorming. Opgemerkt kan nog worden dat er mogelijk sprake was (Wiersma en Van Alphen, 1987) van aanzienlijke sedimentruggen op de onderzeese oever (shoreface connected ridges).

3.5.2 Toelichting

Tijdens de periode van kustuitbouw in de eerste helft van het Subboreaal -als verderop geschetst bij "de 5000 hypothesen"- zijn de Oude Duinen gevormd. De ontwikkeling van deze Oude Duinen, die zich kenmerken door relatieve laagheid (< 10 m), duurde in ieder geval tot enkele eeuwen voor het begin van onze jaartelling. Vermoed wordt (Zagwijn, 1986) dat de kustlijn toen veelal op enige afstand lag ten westen van de tegenwoordige kustlijn. In het algemeen zal vanaf 2000 BP een algemeen patroon van relatief bescheiden kustachteruitgang zijn opgetreden in het gebied tussen Rijswijk en Bergen.

Een bijzondere ontwikkeling trad nu eerst in na de Romeinse tijd met als kenmerken lokaal aanzienlijke kusterosie, verdieping van de onderzeese oever en de vorming van de zogenaamde Jonge Duinen. Deze laatste worden in fasen gevormd (zie 2.3.2).

Ten aanzien van de processen van kustontwikkeling die geleid hebben tot enerzijds Oude Duinvorming en anderzijds Jonge Duinvorming bestaat bij de onderhavige hypothese geen essentieel verschil. In beide gevallen wordt het volgende proces verantwoordelijk geacht.
Als gevolg van verander(en)de meteorologische en/of hydrodynamische omstandigheden is er een -in de tijd gezien versterkte- uitwisseling van sediment van de inner shelf of shoreface naar de nearshore. Dit zandoverschot in de nearshore wordt door eolische invloed aan de duinen toegevoegd, die zich bij afwezigheid van vegetatie uitbreiden danwel bij geschikte vegetatie ophogen.
Belangrijk is dat voorafgaand aan of tijdens de verschillende fasen van de Jonge Duinvorming de meteorologische en/of hydrodynamische omstandigheden zich aanzienlijk moeten hebben gewijzigd om een aanleiding te vinden voor een versnelde toevoer van sediment naar het strand en om de ook nu nog aanwezige, veel steilere onderzeese helling van de shoreface te kunnen verklaren.

Elementen uit bovenstaande procesbeschrijving van de Jonge Duinvorming worden min of meer gevonden in Jelgersma et al (1970), Roep (1984), Zagwijn (1986) en deelrapport 3.

Aanwijzingen voor klimatologische fluktuaties zijn onderzocht door Klijn (1981). Zijn studie geeft aan dat de Jonge Duinvorming vooral is opgetreden tijdens overgangen tussen klimatologische extremen, samenvallend met perioden van versnelde zeespiegelstijging. De impliciete gedachte zou dan moeten zijn dat door het tijdelijk wegvallen van extreme stormkondities het trage responsieproces van sedimenttoevoer over de shoreface door golfwerking de overhand krijgt. De door de zeespiegelstijging versterkte transgressie bevordert het proces van het landinwaarts verstuiven van het zandoverschot aan het strand.

3.6 Hypothese 1000-2: Fluktuaties zeespiegel

3.6.1 Formulering

Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT):

Na de periode van algemene kustuitbouw en Oude Duinvorming langs de Hollandse kust in het Subboreaal treedt in het zuidelijke deel sinds circa 3000 BP en in het noordelijke deel sinds circa 2000 BP weer geleidelijk achteruitschrijding op zonder wezenlijke aantasting van de gevormde gordel van de oude strandwallen. Voorzover bekend zijn er geen opvallende hydrodynamische of morfologische wijzigingen tot na de Romeinse tijd. Dan treedt een opmerkelijke periode in van enerzijds aanzienlijke, plaatselijke kusterosie (inklusief versteiling van de onderzeese oever) en anderzijds de vorming van relatief hoge Jonge Duinen.

Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM):

Fluktuaties in de over vele dekaden gemiddelde zeespiegelstand dan wel in de snelheid van de zeespiegelstijging beinvloeden het gedrag van de grens zee-land, met name voor wat betreft de duinvorming in de kustzone.
Zowel een versnelde zeespiegelstijging als een daling van de zeespiegelstand worden in verband gebracht met duinvorming. Bij een daling van de zeespiegelstand ontstaat een relatief flauwe strandhelling die een bron voor duinvorming biedt via wind-gedreven sedimenttransport. Bij een versnelde zeespiegelstijging tast duinafslag de duinvegetatie aan en via overstuiving treedt secundaire duinvorming op.

Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT):

Uit een rekonstruktie van het klimaat over de periode circa 800 AD tot heden worden aanwijzingen gevonden voor variatie van de snelheid van zeespiegelstijging en, zij het minder duidelijk, aanwijzingen voor variaties in de zeespiegelstand.

3.6.2 Toelichting

Aan de beschrijving van de vorming van de Jonge Duinen na de Romeinse tijd (overigens niet alleen in het kustgedeelte van Rijswijk tot Bergen maar ook zuidelijk en noordelijk hiervan) als gegeven bij de voorgaande hypothese (par. 3.4.2) kan hier als relevant nog het volgende worden opgemerkt. Het proces van duinvorming in de periode na 1000 AD ging gepaard met een opmerkelijke verdieping van de onderzeese oever. Als gevolg hiervan versteilde volgens bv. Van Straaten (1961) de kusthelling van orde 1:200 tot de huidige van orde 1:100.

Het proces van met name duinvorming wordt verklaard uit ofwel een versnelde zeespiegelstijging danwel een daling van de zeespiegelstand. Bij een daling van de zeespiegelstand ontstaat behalve een strandvlakte een relatief flauw profiel, die beiden een bron van zand voor duinvorming bieden (deelrapport 3). Bij een versnelde zeespiegelstijging tast duinafslag de duinvegetatie aan en via overstuiving treedt secundaire duinvorming op (bv. Klijn, 1981). Bij deze tweede suggestie voor het procesverloop kan de kritische kanttekening geplaatst worden dat er dan ook sprake is van zandverlies. De eerste suggestie wordt vanuit de proceskant gezien meer waarschijnlijk geacht.

Afgezien van de vraag hoe het proces van duinvorming precies is verlopen, is de beantwoording van de volgende vraag van fundamenteel belang. Zijn de veronderstelde fluktuaties van de zeespiegel relatief zo lang geweest dat het veronderstelde proces het gedrag van de onderzeese oever kon benvloeden? Uit een rekonstruktie van het klimaat over de periode circa 800 AD tot heden worden inderdaad aanwijzingen gevonden voor langschalige (circa 200 jaar) variaties. Ook is het aannemelijk dat deze verantwoordelijk zijn voor variaties in de snelheid van zeespiegelstijging (Klijn, 1981), maar of dit ook geldt voor variaties in de zeespiegelstand blijft nog een vraag.

3.7 Hypothese 1000-3: Menselijke invloed

3.7.1 Formulering

Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT):

Rond het begin van onze jaartelling bevinden zich in Zeeland en de Kop van Noord-Holland uitgestrekte hoogveengebieden direkt achter een vrij gesloten kust met Oude Duinen. In de periode 500 - 1200 AD verandert het gesloten karakter relatief snel in een open karakter door vergroting en uitbreiding van de zeegaten, waarbij de hoogveengebieden aanzienlijk worden aangetast. De Kop van Noord-Holland schrijdt ver terug en in Zeeland ontstaan natte kleigebieden. De Hollandse kust daarentegen vertoont vanaf het begin van onze jaartelling een opvallend stabiel gedrag.

Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM):

Via een relatief gering aantal zeegaten heeft de Noordzee toegang gehad tot de gebieden achter de duinen. Het geulensysteem inlands was beperkt van omvang en oppervlak. Echter door ontginning van de hogere veengronden in de vroege Middeleeuwen moeten estuaria van omvang zijn ontstaan. Dit heeft geleid tot een vergroting van het kombergend oppervlak en daarmee tot vergroting en uitbreiding van de zeegaten. Vanaf de dertiende eeuw is de duinstrook van de Hollandse kust bewust door de mens gereguleerd.

Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT):

Volgens de paleogeografische rekonstruktie van Zagwijn (1986) hadden de veengebieden in Zeeland en de Kop van Noord-Holland zich rond het begin van onze jaartelling ontwikkeld tot uitgestrekte hoogveengebieden direkt achter de Oude Duinen. Ontginning van deze gebieden in de eeuwen daarna is waarschijnlijk.

3.7.2 Toelichting

De paleogeografische rekonstruktie door Zagwijn (1986) laat zien dat Zeeland sinds 3700 BP aan de zeezijde beschermd wordt door een brede duinstrook, landwaarts waarvan zich uitgestrekte veengebieden kunnen vormen. De enige onderbreking wordt gevormd door de loop van de Schelde, die dan nog de huidige Oosterscheldeloop volgt. Ondanks de zeespiegelstijging blijft het beeld van Zeeland stabiel gedurende zo'n 2000 jaar.

Tot in de Romeinse tijd bestaat tussen Bergen en het Vlie een geprononceerde kustboog, die slechts op één plek een getijinlet kent. In de vroege Middeleeuwen zeg van 1000 - 1300 AD treedt een belangrijke kustachteruitgang op van circa 10 km op in dit gebied.

Het veronderstelde proces achter deze doorbraken wordt gedacht voornamelijk door menselijk handelen te zijn ingezet. In en na de Romeinse tijd en in de vroege Middeleeuwen bevordert de mens de ontwatering van de inmiddels hoogveengebieden door de aanleg van ontwateringsgeulen. De afgraving, inklinking en oxidatie van het veen verlagen het maaiveld aanzienlijk waardoor de zee op zeker moment makkelijk moet hebben kunnen doordringen, geholpen door het geulenpatroon.
In Zeeland wordt bovendien het Schelde estuarium verbonden met het Maas estuarium. Mede als gevolg hiervan wordt de kustlijn van Zeeland op vele plaatsen doorbroken en ontstaat het estuariene karakter van Zeeland (zie o.a. Leenders, 1986).
In Noord-Holland wordt een hogere stormvloedfrequentie als mede-oorzaak gezien. De Mulder (1984) noemt de stormvloeden van 1170 en 1196 AD, die lijken te vallen in de periode van een vermoed verhoogd stormklimaat (Lamb, 1980, en Klijn, 1981).

De historische aanwijzingen (lit Borger c.s.) lijken vrij duidelijk in de richting te wijzen van het belang van het menselijk handelen bij de beschreven doorbraken. Nog duidelijker geldt dit ten aanzien van de regulerende maatregelen die door de mens zijn genomen bij het beheer van de Hollandse kust (deelrapport 3). Hieruit kan gekonkludeerd worden dat door menselijk handelen het autonome kustgedrag vanaf de Middeleeuwen zeker in de marge is bijgesteld. In de laatste eeuw zijn door de mens meer ingrijpende handelingen verricht die een meer dan marginale invloed hebben.

3.8 Hypothese 5000-1: Uitwisseling nearshore-inner shelf

3.8.1 Formulering

Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT):

Gedurende de relatief sterke zeespiegelstijging aan het begin van het Holoceen werd de zuidelijke Noordzee gevormd waarbij de westelijke en noordelijke kustvlakte overstroomde. Hierbij was -voorzover bekend- voornamelijk sprake van

transgressie. Het kustgedeelte tussen de Oude Maasmonding en het Gat van Bergen ontwikkelde zich tot een open waddenkust. Echter, in de periode 5000 - 3000 BP vormde zich aldaar een min of meer gesloten kust, die zich ondanks de zeespiegelstijging in zeewaartse richting uitbreidde. Er vond regressie plaats.

Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM):

De basisgedachte achter het systeem is dat de uitwisselingsprocessen tussen zeebodem en nearshore het sediment in een aktieve zone doen blijven die gekoppeld is aan de gemiddelde waterlijn. Dit impliceert dat bij een stijgende zeespiegel op de shoreface het kustwaarts gerichte transport van sediment van de inner shelf naar de kustzone overheerst. Dit proces heeft een trage responsie, waarvan de tijdschaal de orde heeft van de tijdschaal van de Midden- Holocene zeespiegelstijging. Eerst als de zeespiegelstijging voldoende vertraagd is, leidt dit tot substantiële suppletie van de kustzone en versteiling van de helling van de upper shoreface. Door een relatief grote sedimentaanvoer kunnen barrière eilanden en/of duinen gevormd worden.

Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT):

De relatief flauwe helling van de shoreface omstreeks 5000 BP maakt de shoreface tot een potentile sedimentbron voor de kustuitbouw.
Van circa 10000 - 5000 BP is er sprake geweest van een relatief sterke zeespiegelstijging van gemiddeld 50 cm/eeuw. Omstreeks 6000 BP begint zich een trendbreuk af te tekenen, waarbij na 5000 BP de zeespiegelstijging orde 10 cm/eeuw is gaan bedragen.

3.8.2 Toelichting

De opvallende uitbouw van de kust die plaatsvond in de periode van 5000 tot 3000 BP ten oosten van de huidige Hollandse kustlijn heeft het mogelijk gemaakt een vrij nauwgezette geologische rekonstruktie te maken van de kustopbouw in deze periode. Van Straaten (1961) publiceerde gegevens hieromtrent als eerste. De meest recente gegevens zijn verzameld in het RGD-Rapport Kustgenese 1 (Beets et al, 1987).

De kustuitbreiding deed zich voor in een 6 tot 10 km brede zone. Het komplex bestaat uit een laterale afwisseling van strandwallen, bedekt door lage duinen en strandvlakten. De strandwallen manifesteren zich als min of meer evenwij-

dige ruggen. Deze globaal genomen parallele opeenvolging is op zich beschouwd in overeenstemming met de onderhavige hypothese.
Een belangrijke onderbreking van het complex wordt gevormd door de typerende delta uitbouw van de Oude Rijn, waarvan bekend is dat deze eerst bij de aanvang van het Subboreaal aktief wordt als riviermonding.
In het noorden wordt het complex begrensd door de kustboog van Bergen tot het Vlie en in het zuiden bevindt zich de monding van de Maas.

Opmerkelijk is (nu de formulering van Zagwijn ,1986, min of meer navolgend) "dat bij de voortdurende, tamelijk konstante stijging van de zeespiegel (orde 10 cm/eeuw) en voortdurende stijging van de stormhoogten de al eerder gevormde strandwallen niet werden doorbroken en opgeruimd, maar dat er juist een keurige opeenvolging is ontstaan van strandafzettingen, waarvan de bovenzijde zeewaarts steeds hoger is komen te liggen. De verdere ontwikkeling van deze Oude Duinen, die zich bleven kenmerken door relatieve laagheid (< 10 m), duurde tot enkele eeuwen voor het begin van onze jaartelling. De kustlijn lag toen veelal op enige afstand ten westen van de tegenwoordige kustlijn."

De oorspronkelijke suggesties van Van Straaten (1961, 1965) over de dakpansgewijze opbouw (in zeewaartse richting) van de strandwallen staan niet principieel ter diskussie. Wel is recentelijk een belangrijk aspekt ter diskussie gesteld (Kustgenese notitie 2 Van de Valk, 1987), t.w. de door Van Straaten veronderstelde overstepping van banken op de shoreface (een soort "shoreface connected ridges"). De aanwijzingen zijn dat overstepping van de eerste strandwallen onwaarschijnlijk is. Eerder lijkt het erop dat de dakpansgewijze opbouw zich tot aan de pleistocene ondergrond doorzet (Figuur 6). Dit is belangrijk omdat dit de veronderstelling van de oorspronkelijke kusthelling van 1:500 op losse schroeven zet. Steilheden van orde 1:300 worden dan waarschijnlijker.

Betreffende het proces achter de sedimentaanvoer nodig voor de opbouw van dit strandwallenkomplex blijkt reeds uit de verandering van de inzichten van Van Straaten (1965 vs 1961) dat er meerdere interpretaties mogelijk zijn. Oorspronkelijk volgde hij de eerste gedachten van Nederlandse geologen dat de strandwallen gevormd werden middels spits via overheersend noordwaarts gerichte transporten. In 1965 verdedigde hij de gedachte dat naast langstransport ook dwarstransport een belangrijke bijdrage moest hebben geleverd aan de kustuitbouw. De verdediging was gebaseerd op de overweging als gedaan bij deze hypothese over het vergelijkbaar worden van de tijdschaal van het proces van sedimenttoevoer van de inner shelf met die van de zeespiegelstijging.

Ook latere bijdragen uit de geologie (Jelgersma et al, 1985) erkennen het transport loodrecht op de kust als een belangrijke bijdrage aan de kustuitbouw.

Numerieke simulatie van het van 5000 - 3000 BP optredende dwarstranportproces is gedaan door Smit (1987). Dit is bereikt via een uitbreiding van de meerlijnen theorie voor kustprofielberekeningen door verschillende tijdschalen te introduceren voor de relaxatiesnelheid waarmee bepaalde profieldiepten streven naar een evenwichtshelling. Deze resultaten bevestigen de gedachte dat de aanname van een verschillende responsie snelheid van shoreface en inshore, een kustontwikkeling als verondersteld mogelijk maakt.

Bij de onderhavige hypothese is aan de inputzijde vooral belangrijk een flauwe helling van de shoreface in de uitgangssituatie en de verandering van snelheid van de zeespiegelstijging, zowel voor GZN als GHW.
Zoals boven aangegeven staat de flauwe helling van de shoreface die Van Straaten (1965) vermeldt (aan het eind van het Atlanticum 1:450 als gemiddelde helling van 0 tot 10 meter waterdiepte) ter diskussie. Een helling van zeg orde 1:300 à 1:200 lijkt waarschijnlijker (vgl de huidige van circa 1:100 voor de Hollandse kust).
Over het feit dat de zeespiegelstijging voor GZN tegen het einde van het Atlanticum afneemt bestaat geen twijfel, wel over het moment waarop de grootste afname precies is opgetreden (vgl. Jelgersma, 1979 en Van de Plassche, 1982). Bij nadere beschouwing moet voorlopig aangenomen worden dat de afname van de zeespiegelstijging niet zozeer wordt gekarakteriseerd door geleidelijkheid maar eerder door een afwisseling van perioden met verschillende stijgsnelheden. Zonder nadere studie valt uit de huidige gegevens niet te verklaren, waarom juist rond 5000 BP de kust plotseling gaat uitbouwen.

Beets (1987) maakt de volgende kritische kanttekening. Indien het beschreven proces vooral geinitieerd is door de verandering van zeespiegelstijgingssnelheid en de Nederlandse kust tot de normale kusten behoort, dan moet verwacht worden dat uitbouwende kusten veel voorkomen. De werkelijkheid is -volgens Beets- anders: de hoofdtrend van holocene kusten is terugschrijding.
Toch zijn er meerdere voorbeelden bekend van uitbouwende kusten (deelrapport 3 en Jelgersma, pers. med.) vooral waar -zoals vermoedelijk ook geldt voor de Hollandse kust- er voldoende sediment voorhanden is op de shoreface, c.q. inner shelf. Een voorbeeld hiervan (Harvey en Bowman, 1987) is het kustgedrag van de Gulf St.Vincent, Australië, een ondiepe randzee. Daar blijkt dat er ook

opmerkelijke perioden van regressie zijn opgetreden, maar wel op momenten die geologisch gezien in de buurt maar niet erg dicht liggen bij de momenten dat dit ook voor de Hollandse kust optrad (Figuur 8).

3.9 Hypothese 5000-2: Langstransport in nearshore zone

3.9.1 Formulering

Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT):

Gedurende de relatief sterke zeespiegelstijging aan het begin van het Holoceen werd de zuidelijke Noordzee gevormd waarbij de westelijke en noordelijke kustvlakte van Nederland overstroomde. Hierbij was -voorzover bekend- voornamelijk sprake van transgressie. Het kustgedeelte tussen de Oude Maasmonding en het Gat van Bergen ontwikkelde zich tot een open waddenkust. Echter, in de periode 5000 - 3000 BP vormde zich aldaar een min of meer gesloten kust, die zich ondanks de zeespiegelstijging in zeewaartse richting uitbreidde. Er vond regressie plaats.

Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM):

Het hier veronderstelde systeem stelt dat geintegreerd langs de Nederlandse kust de totale hoeveelheid sediment aanwezig in duinen, barriëre eilanden en strandvlakten (de direkte kustzone) bij benadering konstant is in de tijd (meer specifiek zeg in periode 5000 tot 3000 BP voor de kustsektie van Maas/ Rijnmonding tot aan Gat van Bergen). In dwarsrichting is het kustsysteem zo goed als gesloten waarbij de aktieve wig zich tot de nearshore beperkt (5 à 7 m waterdiepte); hiernaast wordt impliciet verondersteld dat het sediment in de nearshore wig bij zeespiegelstijging in deze wig besloten blijft. In langsrichting zijn primair de golf- en secundair de getijde-gedreven sediment transporten verantwoordelijk voor eventuele herverdeling.

Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT):

Uit de rekonstruktie van het patroon van kustvooruitgang van 5000 - 3000 BP kan volgen dat de zuidelijke begrenzing van het beschouwde gebied gevormd wordt door een aanvankelijk ver zeewaarts gelegen delta van de oude Maas. Deze delta is potentieel een sedimentbron, die als zodanig is gaan funktioneren op het moment dat de snelheid van zeespiegelstijging afneemt en/of de rivierafvoer zich verlegt naar de Oude Rijnmonding.

3.9.2 Toelichting

Aan de beschrijving van de kustuitbouw in het kustgedeelte van Rijswijk tot Bergen als gegeven bij de voorgaande hypothese (par. 3.7.2) kan hier als relevant nog het volgende worden toegevoegd.

Het patroon van kustuitbreiding geeft aan dat in het zuidelijke deel van het beschouwde gebied meer sediment beschikbaar is voor de kustopbouw door de aanwezigheid van één of meerdere sedimentbronnen. Binnen het kader van deze hypothese zou dat kunnen zijn een ver zeewaarts gelegen delta in de buurt van de oorspronkelijk gekombineerde Maas/Rijnmonding. Bij de noordelijke begrenzing lijkt eerder een sedimentput te bestaan gevormd door het zeegat van Bergen/ Alkmaar.

Ook is bij de voorgaande hypothese reeds aangegeven dat betreffende het proces achter de sedimentaanvoer nodig voor de kustuitbouw er meerdere interpretaties mogelijk zijn. De eerste gedachten van Nederlandse geologen waren lang dat de zeewaartse uitbreiding van laterale strandwallen het gevolg waren van elkaar opvolgende spits via overheersend noordwaarts gerichte transporten. Hoewel Van Straaten later (1965) langstransport niet meer als enige verantwoordelijk achtte voor de kustuitbouw, bleef hij het erkennen als een belangrijke bijdrage. Ook de meer recente bijdragen uit de geologie (Jelgersma et al, 1985) ruimen een plaats in voor langstransport bijdragen komend vanuit het zuiden. Ten aanzien van de ligging van de sedimentbron in het Zuiden is de oorspronkelijke gedachte van herkomst uit de omgeving van Calais op grond van sedimentsamenstelling verlaten, en wordt nu aangenomen dat de bron niet ver zuidelijk van Rijswijk kan hebben gelegen. De krommingen van de paleokustlijnen ter hoogte van Den Haag (zie ook de paleogeografische kaarten van Zagwijn, 1986) wijzen op de aanwezigheid van een rivierdelta. Dit is vóór 5000 BP de gekombineerde monding van de Maas/Rijn zich uitstrekkend van het Haringvliet tot Hoek van Holland; zoals vermeld verlaat de Rijn deze monding maar komt rond 500 AD weer met de Maasmonding samen. Een aanname hierbij is dat deze zuidelijke delta zich gedurende lange tijd heeft kunnen opbouwen tot een vrij zeewaarts gelegen delta.

Over de preciese wijze waarop het langstransportproces zijn bijdrage levert is de literatuur niet unaniem. De onderhavige hypothese is hierover tamelijk ondubbelzinnig: verondersteld wordt dat voornamelijk golfgedreven langstransport in de nearshore sediment langs de kust verplaatst.

Bestudering van de ontwikkeling in de tijd van de laterale afwisseling van strandwallen en vlakten laat duidelijk ruimte voor de opvattingen besloten in deze hypothese. Enkele eenvoudige berekeningen met de éénlijntheorie laten zien dat het veronderstellen van een substantile sedimentbron aan de zuidelijke begrenzing en van de Oude Rijn delta als normale rivierbron een hindcast van de kustlijnligging kan geven. Echter, de grootte van het transport blijkt zodanig groot te moeten zijn dat hier niet zonder meer een verklaring voor is te vinden.

3.10 Hypothese 5000-3: Getijde-amplitude bepaalde kust

3.10.1 Formulering

Waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT):

Gedurende de relatief sterke zeespiegelstijging aan het begin van het Holoceen werd de zuidelijke Noordzee gevormd waarbij de westelijke en noordelijke kustvlakte overstroomde. Hierbij was -voorzover bekend- voornamelijk sprake van transgressie. Het kustgedeelte tussen de Oude Maasmonding en het Gat van Bergen ontwikkelde zich tot een open waddenkust. Echter, in de periode 5000 - 3000 BP vormde zich aldaar een min of meer gesloten kust, die zich bovendien -ondanks de zeespiegelstijging- in zeewaartse richting uitbreidde. Er vond regressie plaats.

Het proces van kustontwikkeling (SYSTEEM):

Het gedrag en de ontwikkeling van de kust worden bepaald door de getijde amplitude en eventuele veranderingen daarin.
Onder micro-getijde invloed (getijslag < 2m) kunnen langgerekte barrier eilanden gevormd worden, resulterend in een kust met weinig zeegaten en wellicht in een gesloten kust. Onder meso-getijde invloed (getijslag 2 - 4m) ontstaan korte, knotsvormige eilanden en veel zeegaten. Onder macro-getijde invloed (getijslag > 4 m) komen geen eilanden meer voor, maar alleen uitgestrekte wadden (vgl. de situatie in de Duitse Bocht).

De veronderstelling is nu dat omstreeks 6000 BP de getij amplitude relatief groot is geweest, waardoor een open waddenkust kon ontstaan met vele zeegaten. Rond 5000 BP zijn de zeegaten opgevuld als gevolg van een afname van de getij amplitude. De uitgestrekte onderwaterdelta's die bij de zeegaten hebben behoord zijn aan de kustuitbouw ten goede gekomen.

Uitgangssituatie en externe invloeden (INPUT):

Er wordt verondersteld dat de getijamplitude langs de Nederlandse kust rond 5000 BP aanzienlijk is verkleind.

3.10.2 Toelichting

Aan de beschrijving van de kustuitbouw in het kustgedeelte van Rijswijk tot Bergen als gegeven bij de voorgaande hypothesen (par. 3.8.2 en 3.9.2) kan hier als relevant nog het volgende worden toegevoegd.

In de periode van globaal 7000 tot 5000 BP schrijdt als gevolg van de sterke zeespiegelstijging de Nederlandse westkust ver terug. Er treden verschillende transgressiefasen op als gevolg van zeespiegelfluktuaties dan wel als gevolg van perioden met verhoogde rivierafvoer en stormvloedfrequentie. Het karakter van de kust is die van een open waddenkust met vele zeegaten. In de paleogeografische rekonstruktie geeft Zagwijn (1986) vijf zeegaten aan in het gebied van Rijswijk tot Bergen. Beets et al (1987) komen tot een rekonstruktie met zeven of acht zeegaten.
Het betreffende kustgedeelte is in de periode 5000 tot 3000 BP overgegaan van een open kust met veel zeegaten naar een gesloten kust met hoegenaamd geen zeegaten.

Het centrale aspekt in deze hypothese is dat de oorzaak van de relatief plotselinge overgang van een open, terugschrijdende naar een gesloten, voortschrijdende kust toegekend wordt aan een signifikante verkleining van de getijde amplitude. In deelrapport 3 worden tamelijk overtuigende klassifikaties van de morfologie van kusten beschreven, gebaseerd op de geldende getijde exkursie. Het huidige gedrag van de Noordzeekust van Zeeland tot Jutland past redelijk in het beeld van de gegeven klassifikatie. In de Duitse Bocht heerst een macrogetijde regiem resulterend in een open waddenkust. Gaande naar het noorden en het westen wordt het getijverschil kleiner resulterend in meer langgerekte eilanden en kleinere zeegaten. De gesloten Nederlandse westkust is in overeenstemming met het microgetijde regiem. Bij de in Zeeland weer toenemende getij amplitude past het delta karakter aldaar. Verder zuidelijk klopt het beeld niet meer, hetgeen wordt geweten aan menselijke ingrepen (Jelgersma, 1985) en, in dit verband, aan het erosieve karakter van de kust bij Cap Griz Nez (Leenders, 1986).
Op grond van de huidige redelijke overeenstemming mag gekonkludeerd worden dat de getij amplitude variatie ook tegen het einde van het Atlanticum de kustmorfologie heeft beinvloed.

Wat nu verklaard dient te worden is welke oorzaken er zijn aan te geven voor een verkleining van een vóór 5000 BP relatief grote getijde amplitude. Berekeningen van het getijverschil onder zekere veronderstellingen ten aanzien van Noordzee geometrie en randvoorwaarden aan de outer shelf (Franken, 1987) wijzen eerder op een onveranderd microgetijde regiem, met kleinere getijde amplituden dan tegenwoordig. Een kanttekening hierbij is dat de aangenomen geometrie gebaseerd is op de huidige Noordzee topografie; de geometrie van de Texel Spur, waarvan rond 7000 BP nog relikten moeten bestaan, kan onjuist zijn ingeschat.
Ook ten aanzien van de randvoorwaarden die het getij bepalen zijn er onzekerheden (zie notitie Gerritsen ,1987). De variaties in de stand, de banen en de relatieve dichtheden van de planeten anders dan de zon, aarde en maan kunnen tot variaties in de getijdekomponenten aanleiding hebben gegeven. Lamb (1980, p.215 en p.221) haalt Bollinger (1964, 1968) aan en komt op grond hiervan tot maxima in de getij amplitude rond 5500, 3900, 2200 en 500 BP en minima rond 4800, 3200 en 1400 BP. Het eerste maximum en minimum in deze reeksen sluiten redelijk aan bij de bovenstaande veronderstellingen. De grootte van deze effekten is echter moeilijk te bepalen.

Welke de oorzaak ook zij, in ieder geval lijkt tamelijk zeker dat de zeegaten zich rond 5000 BP zijn gaan sluiten (zie voetnoot)*. Vanaf dat moment stonden de onderwaterdelta's -die bij de zeegaten behoorden- niet meer onder invloed van de in en uittredende getijdestromen. Het is redelijkerwijs aan te nemen dat deze delta's net als tegenwoordig aanzienlijke sedimenthoeveelheden hebben bevat. Dit is waarschijnlijk spoedig door golfwerking naar de kust gevoerd. Een dergelijk proces doet zich ook tegenwoordig voor in de zogenaamde Voordelta na de afsluiting in het begin van de jaren zeventig van de Grevelingentak in Zeeland (Stive, 1986).

---

* Recent is door Beets (notitie Oktober, 1987) het idee geopperd dat in relatie tot de afname van de zeespiegelstijging, de sluiting van de zeegaten vooral geinitieerd is door lokale afzettingen langs de hoofdgeulen die hiermee een verkleining van de achterliggende kombergende volumina veroorzaakten.

4 VERGELIJKENDE ANALYSE HYPOTHESEN

4.1 Inleiding

In dit hoofdstuk worden de hypothesen onderling vergeleken, zodat konklusies kunnen worden getrokken over welke hypothesen op dit moment van belang worden geacht voor de grootschalige kustontwikkeling in de toekomst. De aspekten die hierbij een rol spelen zijn de zekerheden en onzekerheden met betrekking tot de processen van kustvorming en -ontwikkeling (SYSTEEM), de benodigde randvoorwaarden en externe invloeden (INPUT) om het proces te kunnen laten plaatsvinden, de mate waarin een hypothese verklarend is voor de waargenomen kustontwikkeling (OUTPUT) en de relevantie die een bepaalde hypothese heeft voor de recente en toekomstige kustontwikkeling (RELEVANTIE). Opgemerkt wordt dat hier -om redenen van omvang- zo min mogelijk is verwezen naar de achterliggende literatuur; dit is zoveel mogelijk gedaan in het voorgaande hoofdstuk en voor meer volledigheid kan worden verwezen naar de literatuurstudies (deelrapport 3).

De konfrontatie van de hypothesen is gedaan vanuit vier invalshoeken, waarvan de verwachting is dat deze voldoende, bekende elementen bevatten om de hypothesen op genoemde aspekten te vergelijken, t.w.:

(1) langstransport versus dwarstransport gezien de kustontwikkeling over de laatste 5000 jaar;
(2) de Subboreale kustuitbouw en Oude Duinvorming;
(3) de vorming van de Jonge Duinen;
(4) gedrag van zeegaten.

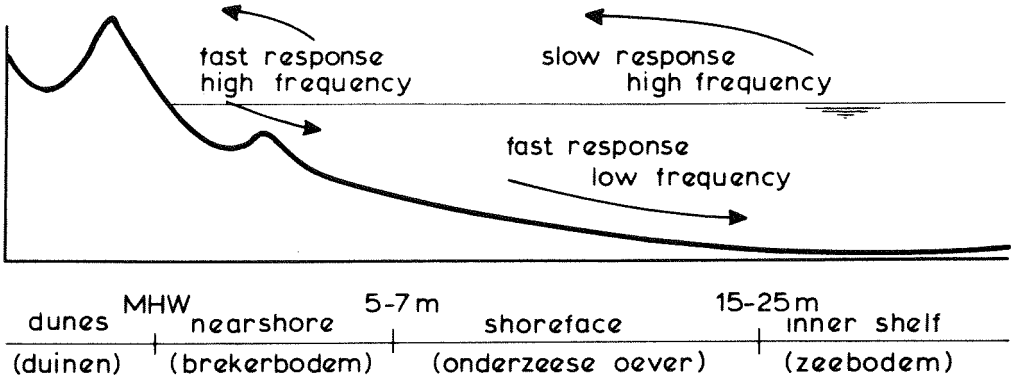
Naar aanleiding van deze vergelijking is de score van de hypothesen op de vier aspekten -relevantie, input, systeem en output- onderzocht. Hieruit worden enkele relevante konklusies getrokken.

4.2 Ontwikkeling Hollandse kust: langs- of dwarstransport?

En van de meest wezenlijke vragen die steeds weer in de diskussie over de Nederlandse kustontwikkeling naar voren komt is: wordt de grootschalige kustontwikkeling in hoofdzaak bepaald door langstransport in een relatief smalle nearshore zone of door dwarstransport via een uitwisseling tussen de zeebodem en de kustzone over de onderzeese oever? Deze vraag wordt steeds duidelijker gesteld naarmate naar grotere tijd- en ruimteschalen gekeken wordt.

Het proces van langstransport, zoals dit de grootschalige kustontwikkeling zou kunnen bepalen, wordt globaal als volgt gedacht. Sterke, primair golfgedreven stromingen in een smalle kustzone met een aktieve wig tot globaal 5 à 7 m waterdiepte veroorzaken sedimenttransporten langs de kust. De karakteristieke richting van het golfklimaat ten opzichte van de kustnormaal bepaalt de transportrichting; zo ontstaan door variatie van de ligging van de kustlijn gradienten in langstransport en daaruit resulteren kustlijnveranderingen. Een algemeen beeld dat hieruit volgt is dat konkave kusten (zoals de Hollandse kust van Scheveningen tot Bergen) aanzanden en konvexe kusten (zoals de Waddenkust van Marsdiep tot Bornediep) eroderen.
De huidige kennis van dit mechanisme in termen van fysische processen is relatief groot, terwijl de betrouwbaarheid en relevantie vooral bewezen is voor in tijd en ruimte relatief kleinschalige situaties.

De rol van het proces van dwarstransport bij grootschalige kustontwikkeling wordt globaal als volgt gedacht (het navolgende is voor een belangrijk deel gebaseerd op ideëen als beschreven door bijvoorbeeld Wright et al, 1984, aangevuld met resultaten uit de diskussies binnen het Kustgenese projekt).
Binnen de bovengenoemde aktieve wig is er een snelle uitwisseling van sediment in dwarsrichting zonder belangrijke netto effekten. Nader beschouwd echter strekt de feitelijk aktieve wig zich veel verder zeewaarts uit; deze aktiviteit is moeilijker te konstateren. Op verschillende tijdschalen (zie schets) is er in deze wig via de onderzeese kustoever (shoreface) een kustwaartse en een zeewaartse uitwisseling (diabathic exchange) van sediment tussen de nearshore (het gebied dat zich globaal uitstrekt van het strand tot aan de grens van de brandingszone tijdens extreme kondities) en de inner shelf. In het algemeen is de opvatting dat het snelle, maar weinig frequente storm proces sediment naar de inner shelf voert, en dat het langzame, hoog frequente, gemiddelde (dagelijkse) proces sediment naar de nearshore voert.
Door de aanwezigheid van zeespiegelstijging en van hydrodynamische en geomorfologische variaties in langsrichting wordt een potentieel dynamisch evenwicht verstoord, zodat netto verschillen ontstaan tussen transportstromen dwars op de kust.



Schets 3 Uitwisseling via onderzeese oever; tijdschaal en frequentie van voorkomen van dwarsprocessen

De variaties in langsrichting kunnen onderscheiden worden in variaties in de nearshore zone die vooral door golf-aandrijving wordt gedomineerd en variaties in de shoreface zone die vooral door getijde-werking wordt gedomineerd. De door golfgedreven langstransport in de nearshore zone veroorzaakte kustliggingsvariaties kennen een kleine tijd- en ruimteschaal; verwacht wordt dat voor de grootschalige sedimentbalans het nearshore langstransport alleen een rol speelt bij het bepalen van de grootte bronnen c.q. putten aan de zijdelingse randen van een beschouwd kontrôle-gebied.

De huidige kennis van dit mechanisme in termen van fysische processen is relatief klein; veel van de literatuur over dit mechanisme is kwalitatief. Het mechanisme lijkt vooral relevant voor in tijd en ruimte relatief grootschalige situaties.

Om de vraag "Is het langs- of is het dwarstransport?" beter te kunnen beantwoorden is op de ontwikkeling van de Hollandse kust van 5000 BP tot heden de in Deelrapport 5 beschreven analyse techniek toegepast. Hierbij richten we ons op een lengteschaal van orde 10 km en een tijdschaal van orde 500 jaar. Een overzicht van de kustontwikkeling over de gehele periode is gegeven in de Figuren 8 en 9.

De basis van de analyse techniek is dat via bekende formuleringen voor golfgedreven langstransport de waargenomen kustlijnveranderingen worden onderscheiden in een deel dat verklaard wordt door langstransport en een deel dat daar

niet uit wordt verklaard. Dit laatste deel duidt dan veelal op dwarstransport. Voor de beschrijving van het langstransport wordt uitgegaan van een geschat golfklimaat dat als basis dient voor berekeningen met een aantal veel toegepaste sedimenttransport formuleringen, waarbij de waargenomen kromming van de kust de gradienten van het langstransport bepaalt. Binnen zekere marges kan zo aangegeven worden welk deel van de kustlijnveranderingen te verklaren is uit langstransport.

Voor de beoordeling bestuderen we nu de volgende resultaten (zie deelrapport 5 voor achtergronden en verdere resultaten):

(1) De vergelijking tussen waargenomen en door langstransport verklaarde kustlijnontwikkeling over een aantal representatieve perioden, t.w. voor de periode 5000-4500 BP (-3850 tot -3300 AD) in Figuur 10a, voor de periode 4000-3500 BP (-2700 tot -2000 AD) in Figuur 10b en voor de periode 1300-1980 AD in Figuur 10c. Ter toelichting zij vermeld dat deze figuren aangeven welk deel van de kustontwikkeling door langstransport in de nearshore zone verklaard kan worden, waarbij mogelijke onzekerheden in de randvoorwaarden en met name in de transport formuleringen verwerkt zijn in de bandbreedte.

(2) De vergelijking tussen waargenomen, geschatte volumina aan Oude Duinen en Jonge Duinen en het deel dat door langstransport over de randen van het kontrôle-gebied kan worden verklaard (zie onderstaande tabellen):

Volumen Oude Duinen	
waargenomen (trajekt Goeree-Den Helder)	toevoer door langstransport (trajekt Scheveningen-IJmuiden)
ca. 9.10^9 m^3	$0,8 \pm 0,1.10^9$ m^3 (in de periode 5000-3000 BP)

Volume Jonge Duinen	
waargenomen (trajekt Goeree-Den Helder	toevoer door langstransport (trajekt Scheveningen-IJmuiden)
ca. 2.10^9 m^3	$0,3 \pm 0,1.10^9$ m^3 (in de periode 1000-1600 AD)

Ad (1):
Het blijkt dat delen van de kustlijnontwikkeling door langstransport verklaard kunnen worden, maar dat

- in de periode van de grote kustuitbouw, vooral van 4000 tot 3500 BP, een belangrijk deel hier niet uit verklaard kan worden;
- in de periode 1300 AD tot heden de waargenomen, relatief geringe veranderingen binnen de marges van de langstransport bijdrage vallen, op een manier die aangeeft dat de bereikbare nauwkeurigheid minder is dan gewenst.

Opgemerkt zij dat de discrepantie tussen de waarnemingen en de verklaarde veranderingen rond de Oude Rijndelta tussen 5000 en 2000 BP ten dele het gevolg kunnen zijn van het aktief blijven van de delta; hiermee is namelijk geen rekening gehouden zodat de langstransport effekten slechts aanleiding geven tot afvlakken van de delta.

Ad (2):
De vergelijking tussen de waargenomen en door langstransport verklaarde volumina aan Oude en Jonge Duinen toont aan dat er een orde grootte verschil bestaat tussen de waarnemenigen en berekeningen; dit geeft aan dat het langstransportmechanisme volstrekt onvoldoende is als verklaring voor de zandhoeveelheden die in de duinen zijn geborgen.

Hoewel de bovenbeschreven analyse techniek enkele simplificerende veronderstellingen doet met betrekking tot het langstransportmechanisme kan gesteld worden dat de rol van dit mechanisme niet signifikant belangrijker kan zijn dan gevonden. Wel moet vermeld worden dat Bakker en Smit (1987) voor de periode van de laatste eeuw via het langstransportmechanisme een redelijke hindcast van het kustlijnverloop hebben kunnen maken, maar hun resultaten sluiten een bijdrage van het dwarstransport niet uit. Later (Smit en Bakker, 1987) is gebleken dat een vergelijkbare hindcast voor de gerekonstrueerde kustlijn van 1600 AD minder bevredigende resultaten leverde. De **konklusie** die hier dan ook getrokken wordt is dat op de tijd- en ruimteschaal waarin we in Kustgenese geinteresseerd zijn naast langs- vooral dwarstransport een rol van betekenis speelt.

4.3 De Subboreale kustuitbouw en de Oude Duinvorming

Een periode waar vanuit het geologisch onderzoek relatief veel over bekend is en die van groot belang lijkt voor ons begrip van de genese van de Nederlandse

of in ieder geval de Hollandse kust is die van kustuitbouw en Oude Duinvorming in het Subboreaal. Vóór deze tijd, in het Vroeg-Holoceen, werd bij een sterk stijgende zeespiegel de zuidelijke Noordzee gevormd middels voortdurende transgressie van de zee. Opvallend is echter dat rond 5000 BP de aanvankelijk open waddenkust tussen Rijswijk en Bergen zich sluit en begint aan een periode van kustvooruitgang die voortduurt tot rond het begin van onze jaartelling. Hierbij is de positie van de kustlijn langs de Hollandse kust van globaal 8 km ten oosten van de huidige kustlijn naar plaatselijk 2 km ten westen hiervan verschoven.

De diverse mogelijke verklaringen hiervoor zijn in het voorgaande hoofdstuk besproken; deze zullen hier onderling vergeleken en beoordeeld worden. Allereerst wordt op grond van de voorgaande paragraaf echter vastgesteld dat er zowel sprake is van langstransport als dwarstransport processen, waarbij de laatste een onmiskenbare rol spelen in de perioden van belangrijke kustvooruitgang. De diskussie hier richt zich verder op de INPUT (d.w.z de uitgangssituatie, de randvoorwaarden en de overige externe invloeden) die nodig is om middels het SYSTEEM (langs- en dwarstransportproces) de waargenomen veranderingen (OUTPUT) te verklaren.

Als verklaring van de kustuitbouw wordt hier dus in wezen de uiteindelijke konklusie van Van Straaten (1965) gevolgd, dat er sprake is van belangrijke uitbouw door enerzijds

(1) dwarstransport waarbij de zeebodem of de shoreface als sedimentbron dient, en anderzijds
(2) langstransport waarbij er grenzend aan het kusttrajekt een bron van sediment moet zijn.

Overigens moet opgemerkt worden dat Van Straaten het begrip langstransport wellicht uitgebreider ziet dan hier bedoeld; gedoeld wordt op het langstransport op de onderzeese oever of shoreface welke hier impliciet geschaard wordt onder het proces van dwarstransport. Verder kunnen we op grond van de bovenstaande bevindingen moeilijk uitspraken doen over één verhoudingsgetal tussen de beide bijdragen, omdat er variatie in de tijd wordt gekonstateerd, maar zeker is dat in de periode van 4000 tot 3500 BP de grootste kustvooruitgang optreedt die voornamelijk uit dwarstransport verklaard moet worden.

Eerst beschouwen we de INPUT nodig voor het langstransport als proces dat bijdraagt tot de kustuitbouw. Het centrale element is hier de aanwezigheid van en

het moment van funktioneren van een sediment bron. Alle aanwijzingen gaan in de richting van een bron in het zuiden, terwijl aan de noordelijke rand van het beschouwde gebied eerder een sedimentput moet liggen. Dat het Zeegat van Bergen als put heeft gewerkt is zeer waarschijnlijk gezien de snelle dichtslibbing van het Zeegat. Op grond van de gevonden sedimentsamenstelling is het niet waarschijnlijk dat de sediment bron ver zuidelijk kan hebben gelegen. Het lijkt waarschijnlijk dat de veronderstelde bron gevormd wordt door een vroege delta van de Rijn verbonden met die van de Maas. De grootste onzekerheid bestaat over de vraag waarom deze sedimentbron als zodanig is gaan funktioneren. Een verklaring kan zijn dat de Rijn in deze tijd zijn afvoer heeft verlegd naar de zogenaamde Oude Rijn monding. Het proces van afbraak van de onderwaterdelta dat hierna in gang gezet wordt is vergelijkbaar met dat welk momenteel optreedt in de zogenaamde Voordelta.
Beschouwen we tenslotte de INPUT nodig voor het dwarstransportmechanisme. Als uitgangssituatie is nodig dat de onderzeese kustoever flauw moet zijn geweest ten opzichte van die rond de Romeinse tijd. Over de suggestie van Van Straaten (1965) bestaat twijfel; zijn schatting van orde 1:500 is waarschijnlijk onjuist. Aannemelijker is een schatting van 1:300 veranderend naar 1:200 in de Romeinse tijd.

Het centrale element nu is welke aanwijzingen er zijn dat de randvoorwaarden waaronder dit dwarstransportproces funktioneert zich gewijzigd hebben. Er staan hierbij drie suggesties tot onze beschikking, t.w.
(1) de zeespiegelstijging is belangrijk afgenomen;
(2) de golfaktiviteit is belangrijk toegenomen;
(3) de getijdewerking is omgeslagen van een macro/meso- naar een micro-regiem.

Ad (1):
Over de afname van de zeespiegelstijging aan het einde van het Atlanticum bestaat weinig twijfel. De theorie moet nu zijn dat het trage -primair door golfwerking geinduceerde- responsieproces dat verantwoordelijk is voor het kustwaartse sedimenttransport door de aanvankelijk snelle stijging veel van het sediment op de shoreface en inner shelf moet achterlaten. Mogelijk is hierbij dat de zee over grote delen transgredeerde die aanvankelijk nog door basisveen werden afgedekt, waardoor de toelevering van sediment door golfwerking werd vertraagd. De belangrijke vraag is nu of de tijdschaal van het proces zodanig kritisch ligt ten opzichte van die van de zeespiegelstijging dat hiermee relatief plotselinge kustuitbouw geinitieerd wordt. In dit verband is

het opvallend dat ook bij een vergelijkbare situatie -wat de geometrie van de kustzee betreft- in Australi (Gulf St.Vincent, Harvey en Bowman, 1987) op de geologische tijdschaal belangrijke sedimenttoevoer vanuit zee is gekonstateerd. Er zijn ook voorbeelden aan de oostkust van de VS die dit beeld vertonen (Jelgersma, pers. med.; zie ook deelrapport 3).

Ad (2):
Over de toename van de golfaktiviteit kan ook weinig twijfel bestaan zelfs onder de veronderstelling dat het windklimaat zich niet heeft gewijzigd, omdat als gevolg van de zeespiegelstijging de Noordzee zowel in oost-west-breedte als in diepte is toegenomen. Een schatting van een representatief golfklimaat (t.w. dat als gevolg van een windsnelheid van 10 m/s zonder duurbeperking) is gegeven in Figuur 11; geschat is het verloop van de golfhoogte, golfperiode en de asymmetrie van de bodemorbitaalsnelheid op 5m waterdiepte middels het derde oneven moment. Deze laatste parameter is een maat voor het kustwaartse door golven geinduceerde sedimenttransport (Stive, 1986). Hieruit blijkt dat er vooral ook een sterke gradient in het verloop van deze laatste parameter zit. Dit betekent naast de verandering van de tijdschaal waarop het kustwaartse transport kan werken door de afname van de zeespiegelstijging ook een belangrijke toename van de kapaciteit. Beide effekten versterken elkaar dus.

Ad (3):
Over een signifikante verandering van de getij variatie van de orde 4 meter naar de orde 1 meter bij de aanvang van het Subboreaal bestaan meer twijfels. Getijberekeningen op grond van de paleokustlijnen wijzen er eerder op dat er langs de beschouwde kuststrook een geleidelijke groei in de getij-amplituden is nog binnen de grenzen van het micro-regiem dat we tegenwoordig kennen. Echter, de berekeningen zijn gebaseerd op vooronderstellingen ten aanzien van geometrie van de Noordzee en van randvoorwaarden. Enige ruimte om dit beter uit te zoeken lijkt wenselijk; ook kan nader geologisch onderzoek naar de getijvariaties licht op de zaak werpen.

4.4 De vorming van de Jonge Duinen

Aangenomen wordt dat het proces van de vorming van de strandwallen en de Oude Duinen, hetwelk de vooruitgang van de Hollandse kust vanaf het begin van het Subboreaal heeft veroorzaakt, in ieder geval duurde tot enkele eeuwen voor het

begin van onze jaartelling. De kustlijn van de Hollandse kust lag op dat moment plaatselijk tot enkele kilometers westelijk van de huidige; ten noorden van Bergen lag de kustlijn verder westelijk (orde 10 km). Vanaf dat moment is er plaatselijk weer een -aanvankelijk bescheiden- kustachteruitgang opgetreden.

Vanaf circa 1000 AD zijn er belangrijke veranderingen opgetreden. De gepronon-ceerde kustboog ten noorden van Bergen schreed belangrijk terug over orde 10 km in een periode van hooguit enkele eeuwen. En er trad een periode in van nieuwe duinvorming (Jonge Duinen). Hierbij worden drie fasen onderscheiden. Een eerste fase (1000 - 1180 AD) van mobiele, elkaar overstuivende duinen, een tweede fase (1180 - 1330 AD) waarin duinvlakten worden afgezet en een derde fase (1330 - 1600 AD) waarin hoge, paraboolduinen worden gevormd.

Hier richten we ons op de diskussie welke processen en randvoorwaarden verant-woordelijk zijn voor deze opmerkelijke Jonge Duinvorming. Uit de hypothese formulering zijn er twee verklaringen gesuggereerd, die echter vanuit de pro-cesindeling dwarstransport versus langstransport allebei geschaard kunnen worden in de eerste kategorie. Er ontbreekt een duidelijke langstransporthy-pothese; dit is zeer waarschijnlijk terecht, want we weten uit de diskussie van de tweede paragraaf van dit hoofdstuk dat er geen aanwijzingen zijn dat langstransport een signifikante rol heeft gespeeld in de kustlijnontwikkeling ten tijde van de Jonge Duinvorming.

De verklaring van de nieuwe duinvorming wordt hier wat het proces betreft dus voornamelijk gezocht in dwarstransport waarbij de zeebodem, de shoreface, het strand of afslag van reeds bestaande duinen als sedimentbron dient. De verdere diskussie richt zich derhalve op de INPUT (d.w.z de uitgangssituatie, de rand-voorwaarden en de overige externe invloeden) die nodig is om middels het SYSTEEM (dwarstransportproces) de waargenomen duinvorming (OUTPUT) te verklaren.

Beschouwen we de INPUT nodig voor het dwarstransportmechanisme. Als uitgangs-situatie is nodig dat de onderzeese kustoever flauwer moet zijn geweest dan de tegenwoordige. Hierover bestaat feitelijk geen zekerheid, maar een schatting van orde 1:200 in Romeinse tijd ten opzichte van 1:100 tegenwoordig lijkt ac-ceptabel. Voorlopig negeren we in dit verband de suggestie dat verhoogde sedi-mentafvoer door de rivieren de vooroever extra heeft gevoed; vermoedelijk gaat het om relatief geringe hoeveelheden.

Het centrale element nu is welke aanwijzingen er zijn dat de randvoorwaarden waaronder het dwarstransportproces funktioneert zich gewijzigd hebben. Er staan hierbij drie suggesties tot onze beschikking, t.w.

(1) algemeen klimatologische variaties die onder andere het stroom- en golfklimaat hebben beinvloed;
(2) golfklimaatvariaties door de verdwijning van de geprononceerde kustboog ten noorden van Bergen;
(3) fluktuaties in de snelheid van zeespiegelstijging dan wel in het nivo van de zeespiegel zelf.

Ad (1):
Over de klimatologische variaties in de periode 800 AD tot heden lijkt inmiddels enige zekerheid te bestaan. Opvallend zijn het voorkomen van een warme periode met een temperatuurmaximum rond 1250 AD en een koude periode met een minimum rond 1650 AD. Ten tijde van deze extremen worden perioden met verhoogde stormaktiviteit vermoed. In de overgangsperioden naar deze extremen is de stormaktiviteit vermoedelijk gering geweest zijn, zodat de processen die verantwoordelijk worden geacht voor kustwaartse sedimentbeweging de overhand kregen. Dit lijkt samen te vallen met de bovenaangegeven perioden van Jonge Duinvorming.

Ad (2):
De kustboog noordelijk van Bergen is in een relatief korte periode ergens tegen het einde van het tijdvak van 800 - 1300 AD sterk teruggeschreden, waardoor met name noordelijke en noordwestelijke golfrichtingen meer van invloed moeten zijn geweest op de Hollandse kust. Dit lijkt hooguit aan te sluiten bij het eerste item.

Ad (3):
Over het bestaan van fluktuaties in de snelheid van de zeespiegelstijging of in het nivo van de zeespiegel zelf bestaat nog weinig zekerheid. De klimatologische fluktuaties laten zeker ruimte voor deze mogelijkheden maar de kwantificering in termen van zeespiegelstijging of -nivo is moeilijk te maken. Overigens zijn de suggesties over het mechanisme niet eenduidig.

Ook hier dient erop gewezen te worden dat het opvallend is dat ook bij een vergelijkbare situatie -wat de geometrie van de kustzee betreft- in Australië (Gulf St.Vincent, Harvey en Bowman, 1987) perioden met belangrijke sedimenttoevoer vanuit zee zijn gekonstateerd.

4.5 Zeegaten en buitendelta's

De huidige, in dit verslag gevolgde diskussie over de genese van de Nederlandse kust richt zich bewust op die van de Hollandse kust. Dit is gedaan omdat onze kennis over dit kustdeel relatief groot is. Een uitzondering wordt wellicht gevormd door de hypothese over de doorbraken in Zeeland en Noord-Holland, maar hierbij is geen diskussie gevoerd over fysische processen die van belang kunnen zijn voor de autonome kustontwikkeling lokaal of op een grotere ruimteschaal.

Alvorens op dit laatste in te gaan is het zaak nog een oordeel te geven over de doorbraakhypothese. De historische gegevens wijzen duidelijk in de richting van een belangrijke antropogene bijdrage aan de ontwatering, inklinking en ontginning van de hoogveengebieden in zowel Zeeland als de kop van Noord-Holland. Toch is het opvallend dat de doorbraken in relatief korte tijd optreden en van zo'n grote omvang zijn. De suggesties dat ook een hogere stormfrequentie zijn bijdrage heeft gehad worden dan ook tamelijk reëel geacht. Of deze hypothese verder nog enige relevantie bezit voor het voorspellen van de kustontwikkeling vanaf heden valt te betwijfelen.

Belangrijker in dit verband kan de eerst aangehaalde diskussie zijn. De kern hiervan kan wellicht beschreven worden vanuit de opvattingen van Van Veen (1937). Op grote ruimtelijke schaal gezien maakt onze westelijke kust deel uit van een primaire kust die is "opgehangen" aan de punten Cap Blanc Nez en de buitendelta van Texel. Op de ruimtelijke schaal van Nederland daarenboven is er een secundaire kustboog tussen de Zeeuwse onderwaterdelta en de onderwaterdelta van het Zeegat van Texel. Eerste orde effekten met betrekking tot de gemiddelde positie van de Hollandse kust worden bepaald door de ophangpunten. Meer of minder konkaaf worden van de kustboog door het karakter van het golf- en getij-klimaat worden beschouwd als tweede orde effekten. Ook met betrekking tot het gedrag van de Noordzeekust van de Waddeneilanden kan deze kustboogtheorie -met konkave bogen tussen de respektievelijke buitendelta's- gehanteerd worden.
Hier wordt nu verder niet ingegaan op de relevantie en betrouwbaarheid van bovenstaande hypothese, maar hiermee is wellicht aangegeven dat de invloed van zeegaten en hun buitendelta's op de grootschalige kustontwikkeling in ieder geval aandacht verdient. Dit des te meer vanuit de wetenschap dat de Zeeuwse onderwaterdelta als gevolg van de Deltawerken aanzienlijk aan het veranderen is.

4.6 Konklusies

Bij de konklusies die uit dit hoofdstuk moeten volgen staan twee vragen centraal:

- welke hypothesen kunnen ons helpen bij het begrijpen en voorspellen van de grootschalige kustontwikkeling ?
- welke hypothesen dienen nader of beter onderzocht te worden om deze rol te kunnen spelen ?

Alvorens deze vragen te beantwoorden volgt eerst een overzicht van de hypothesen met een korte omschrijving.

HYPOTHESE 100-1: 2DH-UITWISSELING NEARSHORE-INNER SHELF

Op verschillende tijdschalen is er via de onderwateroever (shoreface) een kustwaartse en een zeewaartse uitwisseling (diabathic exchange) van sediment tussen de nearshore en de inner shelf. Hiernaast bestaan er in de nearshore zone en op de lower shoreface langstransport processen waardoor de uitwisseling in het horizontaal vlak twee-dimensionaal wordt.

HYPOTHESE 100-2: LANGSTRANSPORT IN NEARSHORE ZONE

In dwarsrichting bestaat een zo goed als gesloten kustsysteem waarbij de aktieve wig zich tot de nearshore beperkt (5 - 7 m waterdiepte). Het zijn primair de gradienten in langsrichting van de golfgedreven kustdrift ("littoral drift") die verantwoordelijk zijn voor een kustvoor- of een kustachteruitgang. Hiernaast dient rekening te worden gehouden met verlies of winst van sediment aan de noord- en zuidrand.

HYPOTHESE 1000-1: UITWISSELING NEARSHORE-INNER SHELF

Omstreeks 1000 AD is er een verandering opgetreden in de sediment uitwisseling tussen inner shelf en nearshore zone. De sedimenttoevoer naar het strand en de brandingszone is zodanig vergroot dat er een zandoverschot is ontstaan, waaruit de Jonge Duinen zich hebben kunnen vormen.

HYPOTHESE 1000-2: FLUKTUATIES ZEESPIEGEL(STIJGING)

Fluktuaties in de over vele dekaden gemiddelde zeespiegelstand dan wel in de snelheid van de zeespiegelstijging beïnvloeden het gedrag van de grens zee-land, met name voor wat betreft de duinvorming in de kustzone.

HYPOTHESE 1000-3: MENSELIJKE INVLOED

Het ontstaan van het estuarium van Zeeland en de doorbraak van de kustboog ter hoogte van Texel is veroorzaakt of ingeleid door menselijke invloed, t.w. de ontginning van hoogveengebieden. Vanaf de 13e eeuw is de Hollandse duinstrook bij voortduring gereguleerd.

HYPOTHESE 5000-1: UITWISSELING NEARSHORE-INNER SHELF

Met het stijgen van de zeespiegel is er sprake van een toelevering van sediment van dieper water naar de kustzone volgens een relatief traag responsie proces (tijdschaal is tijdschaal zeespiegelstijging). Als de stijging van de zeespiegel afneemt kunnen door een relatief grote sedimentaanvoer barrière eilanden en/of duinen gevormd worden.

HYPOTHESE 5000-2: LANGSTRANSPORT IN NEARSHORE ZONE

De totale hoeveelheid sediment aanwezig in duinen en barrière eilanden in de direkte kustzone is praktisch gesproken konstant. Door middel van transport processen in langsrichting kan herverdeling van sedimenten plaatsvinden: bijvoorbeeld de sterke kustvooruitgang ten tijde van de afnemende zeespiegelstijging rond 5000 BP is een gevolg van het funktioneren van de relatief ver zeewaarts gelegen delta van een oude Maasmonding als sedimentbron.

HYPOTHESE 5000-3: GETIJDE-AMPLITUDE BEPAALDE KUST

Het gedrag en de ontwikkeling van de kust worden bepaald door de getijamplitude (micro, meso of macro getijregiem) en eventuele veranderingen daarin.

In de voorgaande paragrafen zijn bovenstaande hypothesen vergeleken vanuit vier invalshoeken. Naar aanleiding van deze vergelijking wordt nu de score van de hypothesen op een aantal aspekten -als kennis van input en systeem, verklarend voor output en relevantie voor voorspelling- in beeld gebracht. Dit is gedaan middels tabellen waarin de score via symbolen wordt weergegeven. Opgemerkt wordt dat de scoretabellen weliswaar snel een overzicht geven maar voor de overwegingen die ten grondslag liggen aan de simpele scoringstekens moet de lezer toch verwezen worden naar de in dit rapport gevoerde diskussies.

Eerst wordt de score op de ISO-aspekten beschouwd, zodat duidelijk wordt welke hypothesen nog onvoldoende bekend of onderbouwd zijn om hun potentiële rol voor de voorspelling van de kustontwikkeling te kunnen vaststellen. Dit is het antwoord op de tweede bovengestelde vraag.

	kennis van INPUT	kennis van SYSTEEM	verklarend voor OUTPUT
HYPOTHESE 100-1 (2DH-uitwisseling)	o	o	+
HYPOTHESE 100-2 (langstransport)	+	+	o
HYPOTHESE 1000-1 (dwarstransport)	o	o	+
HYPOTHESE 1000-2 (zeesp.fluktuaties)	-	o	+
HYPOTHESE 1000-3 (menselijke invloed)	+	+	+
HYPOTHESE 5000-1 (dwarstransport)	-	o	o
HYPOTHESE 5000-2 (langstransport)	o	+	o
HYPOTHESE 5000-3 (getij dominantie)	-	o	+

Score betekenis van de symbolen:

kennis van INPUT: + goed , o matig , - onvoldoende

kennis van SYSTEEM : + goed , o matig , - onvoldoende

verklarend voor OUTPUT: + volledig, o deels

Op grond van deze score moet gekonkludeerd worden dat in dit stadium slechts van een beperkt aantal hypothesen gesteld kan worden dat onze kennis (van INPUT en SYSTEEM) voldoende is om hun potentiële rol voor de voorspelling van de kustontwikkeling te kunnen vaststellen. Als de hypothesen die de uitwisseling tussen inner shelf en nearshore (de "diabathic exchange") centraal stellen, worden samengenomen, dan blijkt de benodigde uitbreiding van onze kennis toch nog een overzichtelijk beeld op te leveren.

Met betrekking tot het SYSTEEM (stelsel van fysische processen) is -in volgorde van prioriteit- opbouw of aanvulling van kennis nodig van:

- de dwarsuitwisseling tussen inner shelf, shoreface en nearshore;
- de dwarsuitwisseling tussen nearshore en duinen bij zeespiegelfluktuaties;
- de kustvormende processen bij substantiële variatie van de getijslag.

Met betrekking tot de INPUT (de initiërende kondities) is -in volgorde van prioriteit- opbouw of aanvulling van kennis nodig van:

- de klimatologische c.q. hydrodynamische variaties die tijdens (1) de periode van subboreale strandwalvorming, (2) de periode van Jonge Duinvorming en (3) de laatste eeuw, de dwarsuitwisseling tussen inner shelf, shoreface en nearshore beïnvloed hebben;
- de mogelijke zeespiegelfluktuaties die tijdens de periode van Jonge Duinvorming de dwarsuitwisseling tussen nearshore en duinen beïnvloed hebben;
- de mogelijke variatie van de getijslag die tijdens de periode van Oude Duinvorming de kustvormende processen benvloed heeft.

Voor de voorspelling van de kustontwikkeling zijn we vooral geinteresseerd in een goede beschrijving van het SYSTEEM (het samenstel van fysische processen) dat de kustontwikkeling bepaalt. Voor de nadere beoordeling van de hypothesen met betrekking tot de vraag welke hypothesen -op grond van onze huidige kennis- ons kunnen helpen bij deze voorspelling is gestreefd naar (zie tabel voor resultaat):

- een clustering van de hypothesen op grond van het achterliggende systeem;
- het aangeven van de mate van RELEVANTIE van het systeem voor de voorspelling van de toekomstige kustontwikkeling;
- het aangeven van de mate van ALGEMEEENHEID van het systeem voor de voorspelling van de toekomstige kustontwikkeling.

SYSTEEM	HYPOTHESE	RELEVANTIE voor voorspelling	ALGEMEENHEID van systeem
dwarsuitwisseling	HYPOTHESE 100-1 (2DH-uitwisseling)	+	+
	HYPOTHESE 1000-1 (dwarstransport)	+	o
	HYPOTHESE 1000-2 (zeesp.fluktuaties)	+	o
	HYPOTHESE 1000-3 (menselijke invloed)	+	o
	HYPOTHESE 5000-1 (dwarstransport)	+	o
	HYPOTHESE 5000-3 (getij dominantie)	+	o
langstransport	HYPOTHESE 100-2 (langstransport)	o	o
	HYPOTHESE 1000-3 (menselijke invloed)	+	o
	HYPOTHESE 5000-2 (langstransport)	-	-

Score betekenis van de symbolen op het aspekt RELEVANTIE:

+ hoog,

o matig,

- onvoldoende.

Score betekenis van de symbolen op het aspekt ALGEMEENHEID:

+ omvat alle deelsystemen

o omvat belangrijk deelsysteem

- omvat deelsysteem

Op basis van deze resultaten kan nu een (niet hèt) antwoord gevonden worden op de eerste vraag gesteld aan het begin van deze paragraaf. Uit een kombinatie van de aspekten relevantie en algemeenheid van het systeem volgt dat vooral het dwars-uitwisselingssysteem ("de diabathic exchange") beter begrepen moet worden; dat is op dit moment het meest gespecificeerde systeem dat als uitgangsmodel gekozen kan worden om de historische en de toekomstige kustontwikkeling te verklaren resp. in te kunnen schatten. Een te verwachten en reeds geuit punt van kritiek hierbij is dat het 2DH-uitwissellingssysteem tussen inner shelf en nearshore zo algemeen (weinig gespecificeerd) is ("alle proces-

sen zitten erin") dat hiermee logischerwijs de kustontwikkeling kan worden voorspeld. Het is inderdaad zo dat dit model ruimte laat voor meer processen dan gewoonlijk door de kustingenieur worden beschouwd. Toch is het nieuwe, centrale element in dit model de uitwisseling in dwarsrichting op een grote tijd- en ruimteschaal, waarvan blijkt dat dit belangrijk moet zijn voor de grootschalige kustontwikkeling.

5 VERVOLGONDERZOEK KUSTGENESE

5.1 Inleiding

In de diskussie over het vervolg van het onderzoeksprogramma voor Kustgenese staan de kennisleemten ten aanzien van het grootschalige kustgedrag centraal. Het belangrijkste doel van het vervolgonderzoek is namelijk het verkrijgen van inzicht in en begrip van de in tijd en/of in ruimte grootschalige processen en fenomenen die de "autonome" kustontwikkeling bepalen.

Alvorens de onderzoekvragen te formuleren zal eerst worden aangegeven welke gedachten over het grootschalige kustgedrag, de processen en de fenomenen gevormd zijn middels de in dit Hoofdrapport beschreven hypothese-vorming en -toetsing.

5.2 Grootschalig kustgedrag, processen en fenomenen

Definitie van grootschalige gedrag

Onder het grootschalige kustgedrag wordt verstaan de veranderingen in de bodemligging van de kust en de hieraan gerelateerde sedimenthuishouding en de veranderingen in de proces-aansturende hydraulische en klimatologische randkondities op een tijdschaal van 10 jaar en een ruimteschaal van 10 km. Onder het begrip kust in deze wordt verstaan zowel duinen, strand en brandingszone als shoreface en inner shelf.

Het karakter van het huidige grootschalige gedrag

De gedachte die in eerste instantie volgt uit analyse van het gedrag van de DV, HWL en LWL is dat gedurende de laatste 100 jaar het grootschalige kustgedrag in de tijd relatief stabiel is. De ruimtelijke variaties langs de Hollandse kust daarentegen groot.

Het globale beeld dat verkregen wordt uit het gedrag van de genoemde kustlijnen is dat de Hollandse kust aan de randen terugschrijdt en in het midden voortschrijdt volgens een in de tijd zeer konstante ontwikkeling. Grotere en kleinere ingrepen en maatregelen lijken deze ontwikkeling niet echt te verstoren. Vragen die hierbij echter nog beantwoord moeten worden zijn:

- of dit in de tijd kontinue gedrag ook representatief is voor de kust volgens de hier gehanteerde definitie (dus inklusief shoreface etc) ?
- als dit laatste ook het geval is, wat zijn dan de kansen dat dit kontinue gedrag binnen onze tijdshorizon kan veranderen ?

Vastgesteld moet worden dat het aspekt van de ruimtelijke variaties in de diskussie (door een achterstand in de beschikbaarheid van de gegevens) tot nog toe minder naar voren is gekomen. Als nu het kontinue gedrag in de tijd van de kust waar is, dan is er een belangrijk uitgangspunt voor het vervolgonderzoek, dat als volgt omschreven kan worden. De variaties in de ontwikkeling van de gesloten Hollandse kust worden niet in de eerste plaats bepaald door variaties van de processen en fenomenen in de toekomst maar door variaties hiervan in de ruimte. Om deze redenen wordt aanbevolen in het onderzoeksprogramma van de komende jaren sterker dan voorheen de nadruk te leggen op onderzoek naar de in de ruimte grootschalige variaties van de kustvormende fenomenen (hydraulische en klimatologische kondities) en van de morfologische kondities.

Processen

De op dit moment belangrijkste lacune in onze proceskennis van de grootschalige kustontwikkeling is de zogenoemde 2DH-uitwisseling van sediment tussen duinen, nearshore, shoreface en inner shelf. De verschillende processen die hier een rol spelen moeten geidentificeerd en qua belang afgewogen worden. Met 2DH-uitwisseling wordt bedoeld het grootschalige patroon in twee horizontale dimensies van netto sedimenttransportstromen tussen duinen, brandingszone, onderzeese oever en inner shelf, waarbij deze transportstromen als volgt worden gedacht plaats te vinden.

Het idee is dat de uitwisseling in dwarsrichting (de "diabathic exchange") bepaald wordt door de primaire interaktie tussen de heersende hydraulische omstandigheden (golven, stromingen), het kustprofiel en de sedimenteigenschappen op dit profiel. Met primair wordt bedoeld dat er een direkte koppeling tussen de verschillende zones bestaat via de hydraulika. Deze interaktie tussen hydraulische omstandigheden, kustprofiel en sediment varieert langs de kust door externe variaties in hydraulische en sedimentkondities en door het bestaan van langssystemen met een sekundaire interaktie, t.w. één in de golfgedomineerde nearshore zone en één in de getijgedomineerde shoreface zone. Met sekundair wordt bedoeld dat deze langssystemen niet direkt gekoppeld zijn via

de hydraulika, maar indirekt en vaak op langere termijn bij wijzigingen van de grootschalige geometrie. De verdere gedachte bestaat dat er relatief meer bekend is over de processen in langsrichting (de "parabathic exchange") dan van de processen in dwarsrichting.

Fenomenen of externe kondities

De in het verleden opgetreden en mogelijk toekomstige veranderingen in de randvoorwaarden en randkondities moeten onderzocht worden; dit betreft de hydraulische en klimatologische kondities, die de fysische processen aansturen. Voorzover nu bekend gaat het hierbij om het windklimaat, het golfklimaat, het zeespiegelnivo en het getijdeklimaat.

5.3 Onderzoeksvragen

Gebaseerd op de bovenbeschreven gedachten ten aanzien van het kustgedrag kunnen de onderzoeksvragen worden geformuleerd die een leidraad moeten zijn voor de te formuleren onderzoeksprojekten van 1988 en verder. Het lijkt relevant de onderzoeksvragen in te delen volgens het ISO koncept, en wel in de volgorde O S I gezien het belang dat gehecht wordt aan de ruimtelijk grootschalige variaties van de processen (de "S") en randkondities (de "I") die eerst via de kusttoestand in kaart gebracht moeten worden (de "O"). Deze volgorde geeft tevens min of meer een prioriteitsvolgorde aan.

De O vraag:

1. Beschrijf de huidige en zo mogelijk de verleden kusttoestand in termen van sedimentbalans, sedimenthuishouding, transportstromen van sediment, morfologische eigenschappen en morfologische ontwikkeling. Betrek hierbij nu ook de Waddeneilanden en de zuidelijke delta.

De S vragen:

2. Onderzoek de samenhang tussen de ruimtelijke variatie van het gedrag (vooruitgang/achteruitgang, verdieping/verondieping) van de Hollandse kust en de ruimtelijke variatie van de morfologie, sediment- samenstelling, mineralogie, geochemie en geologie van onderwateroever, strand en duinen.

3. Onderzoek de samenhang tussen de ruimtelijke variatie van het gedrag (vooruitgang/achteruitgang, verdieping/verondieping) van de Hollandse kust en de ruimtelijke variatie van de hydraulische en meteorologische kondities.

4. Integreer de huidige en de te vergaren kennis van het grootschalige kustgedrag om een konceptueel, evenwichtig model ter voorspelling van dit gedrag op te stellen.

De I vragen:

5. Onderzoek de in het verleden mogelijk opgetreden veranderingen in klimatologische en hydraulische kondities, die een verklaring kunnen geven voor nu markant gevonden ontwikkelingen als de kustvooruitgang van 5000 tot 3000 BP, de Jonge Duinvorming rond 1000 BP en het parabool gedrag van de laatste eeuw.

6. Voorspel de ontwikkeling van de klimatologische en hydraulische kondities, die als externe fenomenen de ontwikkeling van de Nederlandse kust beïnvloeden.

LITERATUUR

BAKKER, W.T. (1968)
A mathematical theory about sandwaves and its application on the Dutch wadden isle of Vlieland
Shore and Beach

BAKKER, W.T. & D.S. JOUSTRA (1970)
The history of the Dutch coast in the last century
Proc. of the 12th Coastal Eng. Conf., pp 709-727

BAKKER, W.T., C.H. HULSBERGEN, P. ROELSE, C. DE SMIT, & J.N. SVASEK (1984)
Permeable groynes: experiments and practice in the Netherlands
Proc. of the 19th Coastal Eng. Conf., pp 2026-2041

BAKKER, W.T. & E.S.P. SMIT (1987)
Waarheden omtrent kustgedrag
Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Notitie GWAO-87.004 (Aug. 1986, korrekties Febr. '87 en Juni '87)

BEETS, D.J., W.E. WESTERHOFF, W. de GANS, A.P. PRUISSERS & L. van der VALK (1987 in prep.)
Holocene coastal plain sedimentation in the western Netherlands
Proc. Symp. Coastal Lowlands, May 25-27 1987

BEETS, D.J., et al (1987)
Rapport Kustgenese I
Rijks Geologische Dienst, Haarlem

BORGER, G.J. (1975)
De Veenhoop
Proefschrift, Universiteit van Amsterdam, 242 p.

EDELMAN, T. (1974)
Bijdrage tot de historische geografie van de Nederlandse kuststrook.
Rijkswaterstaat DWW serie nr. 14

LITERATUUR (vervolg)

EDELMAN, T. en EGGINK, D.N. (1962)
Some characteristics of the Dutch coast
Proc. of the 8th Coast. Eng. Conf., pp 756-764

EISMA, D. (1968)
Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the Island of Vlieland
Neth. J. Sea Res., V.4, pp 123-267

FRANKEN, A.F. (1987)
Reconstructie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee
Waterloopkundig Lab., Rapport X-0029-00.

GERRITSEN, H. (1987, in prep.)
Notitie over paleo-getijde-komponenten

HARVEY, N. & G.M. Bowman (1987)
Coastal management implication of a Holocene sediment budget: Le Fevre Peninsula, South Australia
J. Shoreline Management, V.3, pp 77-93

JELGERSMA, S. (1979)
Sea-level changes in the North Sea basin
In: OELE, E., R.T.E. SCHÜTTENHELM & A.J. WIGGERS (eds.) The Quaternary history of the North Sea, Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups., Ann. Quing. Cel. 2, pp 233-248

JELGERSMA, S. (1985)
Een geologische kijk op de kust
Coll. Kustontwikkeling, verleden, heden en toekomst
Waterloopkundig Lab. Marknesse, pp 5.1-5.7

JELGERSMA, S., J. DE JONG, W.H. ZAGWIJN & J.F. VAN REGTEREN ALTENA (1970)
The coastal dunes of the western Netherlands; geology, vegetational history and archeology
Med. Geol. Stichting NS XXI, pp 93-197

LITERATUUR (vervolg)

JONG, J.D. de (1984)
Age and vegetation of the coastal dunes in the Frisian Islands, the Netherlands
Geologie en Mijnbouw, 1984, pp 269-275

KLIJN, J.A. (1981)
Nederlandse kustduinen. Geomorfologie en bodems
PUDOC, Wageningen, 188 p.

KOHSIEK, L. (1986)
Kustontwikkeling Nederland; Verleden, heden, toekomst
Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, nota GWAO-86.372, 20 p.

LAMB, H.H. (1980)
Climatic fluctuations in historical times and their connection with transgressions of the sea, stormfloods and other coastal changes
In: VERHULST, A. & M.K.E. GOTTSCHALK (eds.) Transgressies en occupatiegeschiedenis in de kustgebieden van Nederland en Belgie, Belg. Centr. Land. Gesch., Publ. no. 66, pp 251-290

LEENDERS, K.A.H.W. (1986)
2000 jaar kustontwikkeling van Cap Gris Nez tot Hoek van Holland
Rijkswaterstaat, Direktie Noordzee, Rapport N-86.19, 44 p.

LIGTENDAG, W.A. (1987)
Van IJzer tot Jade; een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust in de jaren 1600 en 1750 (concept)
Hist. Geogr. Sem., Univ. v. Amsterdam, 56 p.

LIGTENDAG, W.A. & G.J. BORGER (1987, in prep.)

MARANUS, J.W. & H.J. VERHAGEN (1987)
Zandgolven en kustverdediging in Zeeland
Polytechnisch tijdschrift, 42: 2: 34-38.

LITERATUUR (vervolg)

MULDER, E.F.J. de (1984)
Geologische geschiedenis van de Hondsbossche zeewering
Grondboor en hamer, pp 15-31

PLASSCHE, O. van de (1982)
Sea-level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene
Med. Rijks Geol. Dienst, V.36-1, 93 p.

ROEP, Th.B. (1984)
Progradation, erosion and changing coastal gradient in the coastal barrier deposits of the Western Netherlands
Geologie en Mijnbouw, V.63, pp 249-258

SCHOORL, H. (1973)
Zeshonderd jaar water en land
Wolters-Noordhoff, Groningen

SMIT, E.S.P. (1987)
Sedimentdwarstransport langs de Hollandse kustlijn vanaf het begin van de grote kustuitbouw
Afstudeerverslag Techn. Univ. Delft, Civ. Techn., Afd. Waterbouwk.

SMIT, E.S.P. & W.T. BAKKER (1987)
Commentaar bij de gereconstrueerde kustlijn van ca. 1600 AD
Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Notitie GWAO-87.348

STIVE, M.J.F. (1986)
A model for cross-shore sediment transport
Proc. of the 20th Coastal Eng. Conf., pp 1550-1564

STRAATEN, L.M.J.U. van (1961)
Directional effects of winds, waves and currents
Geologie en Mijnbouw, V.23

LITERATUUR (vervolg)

STRAATEN, L.M.J.U. van (1965)
Coastal barrier deposits in south and north Holland, in particular in the areas around Scheveningen and IJmuiden
Med. Rijks Geol. Sticht. N.S., V.17, pp 41-75

VEEN, J. van (1937)
Korte beschrijving der uitkomsten van onderzoekingen in de Hoofden en langs de Nederlandse kust
Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijkskundig Gen., 2e reeks, deel 54, pp 155-195

WIERSMA, J. (1987)
Jonge duinvorming door zeespiegelfluctuaties
Rijkswaterstaat, Memo nr. NZ-N-87

WIERSMA, J. & J.S.L.J. van ALPHEN (1987, in press)
The morphology of the Dutch shoreface between Hook of Holland and Den Helder
In: BOER, P.L. de, A. van GELDER & S.D. NIO (eds.) Tide-influenced sedimentary environment and facies; Reidel, Dordrecht

WRIGHT, L.D. & A.D. SHORT (1984)
Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis
Mar. Geol., V.56, pp 93-118

ZAGWIJN, W.H. (1965)
Pollen-analytic correlations in the coastal barrier deposits near The Hague (the Netherlands)
Med. Rijks Geol. St. N.S., V.71, pp 83-88

ZAGWIJN, W.H. (1984)
The formation of the Younger Dunes on the west coast of the Netherlands (AD 1000-1600)
Geologie en Mijnbouw, V.63, pp 259-268

ZAGWIJN, W.H. (1986)
Nederland in het Holoceen
Rijksgeologische Dienst, Haarlem, 46 p.

Leden Kustgenese

(met deze lijst is geen volledigheid nagestreefd; naast de genoemde personen is nog door andere kollega's belangrijk werk verricht)

1)	Rijkswaterstaat Dienst Getijdewateren	ir. W.T. Bakker ir. C.J. Borst ir. D. Dillingh ir. F. Hallie dhr. D. Knoester drs. L.H.M. Kohsiek ir. A.J. Kuik ir. C.J. Louisse ir. J. v. Malde mw. T. Nijland drs. P. van Vessem
2)	Rijkswaterstaat Direktie Noordzee	drs. J.S.L.J. van Alphen dr. J. Wiersma
3)	Rijkswaterstaat Direktie Friesland	dhr. D.T. Reitsma
4)	Rijkswaterstaat Direktie Noord-Holland	dhr. M. de Boer dhr. L.A.H. Overmars ir. H.D. Rakhorst
5)	Rijkswaterstaat Direktie Zeeland	dr. J.H. van de Berg
6)	Rijkswaterstaat Direktie Zuid-Holland	dhr. R. Nolten
7)	Rijkswaterstaat Meetkundige Dienst	drs. M.A. Damoiseaux ir. P. Noomen
8)	Rijks Geologische Dienst	dr. D.J. Beets drs. P. Cleveringa dr. W. de Gans mw. dr. S. Jelgersma dhr. J. de Jong ir. C. Laban mw. drs. G. Niessen dr. R.T.E. Schüttenhelm dhr. B. Sliggers drs. W.E. Westerhoff
9)	Rijksuniversiteit Utrecht	dr. P.G.E.F. Augustinus dr. R.J. Boersma drs. A. Kroon drs. J. v.d. Meene prof. dr. S.D. Nio drs. Sha Li Ping dhr. A. Stolk prof. dr. J.H.J. Terwindt
10)	Technische Universiteit Delft	prof. dr.ir. E.W. Bijker ir. J. van der Graaff

Leden Kustgenese (vervolg)

11)	Universiteit van Amsterdam	prof.dr. G.J. Borger drs. W. Ligtendag
12)	Vrije Universiteit	dr. O. v.d. Plassche drs. Th. B. Roep drs. L. v.d. Valk
13)	Waterloopkundig Laboratorium	ir. M.J.F. Stive ir. C. de Valk dr. ir. P. Vellinga ir. H. Wensink dr.ir. H.G. Wind ir. T.J. Zitman
14)	Persoonlijk	dhr. K.A.H.W. Leenders dhr. H. Schoorl

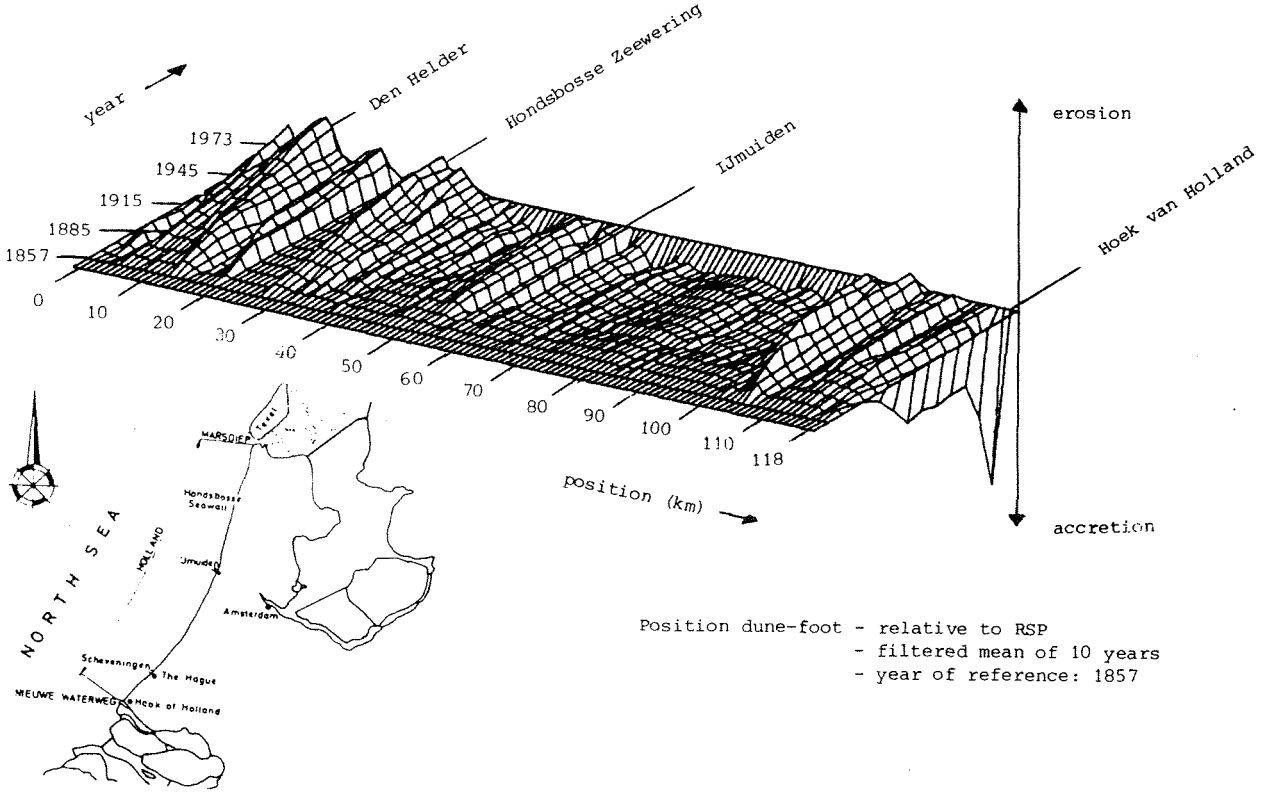


Fig. 1a De 10-jaar gemiddelde kustlijn verandering langs de Hollandse kust (van Vessem,1987)

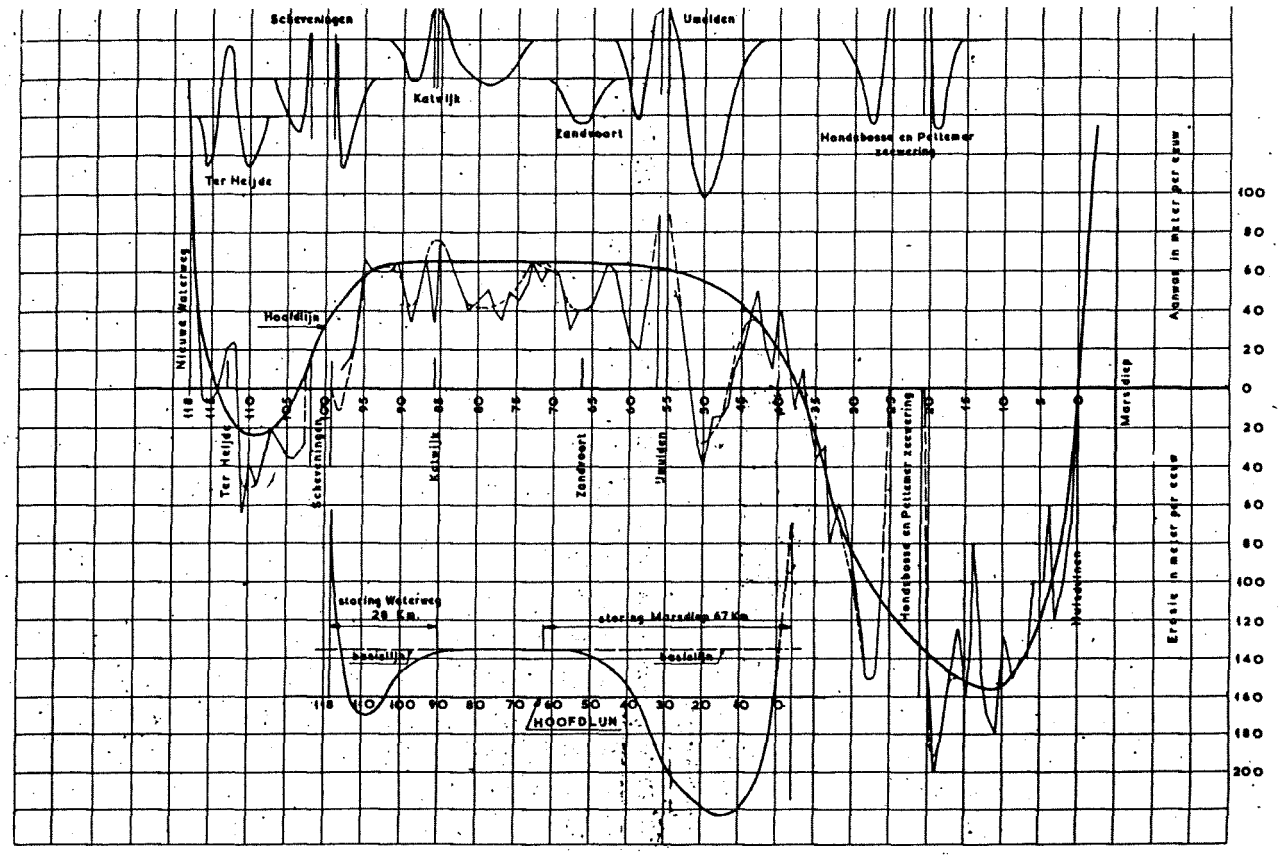
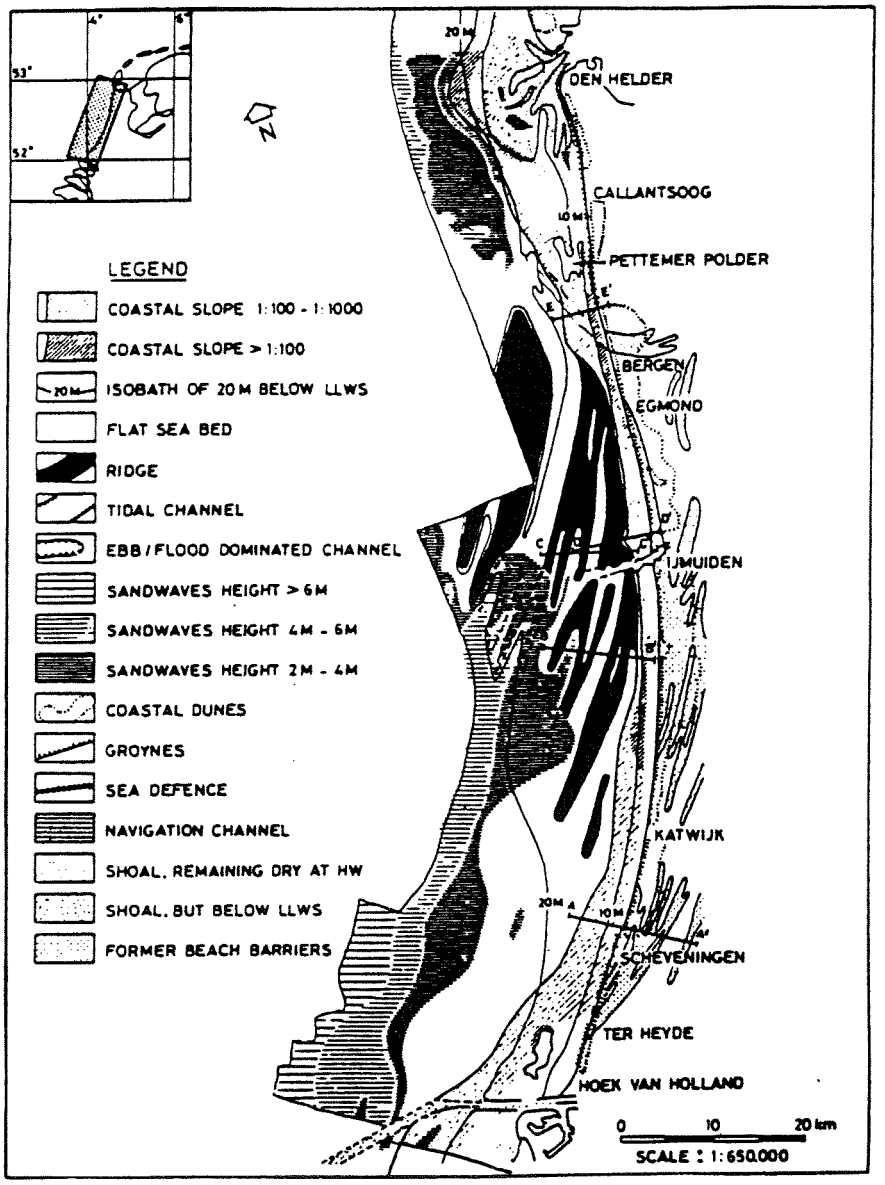
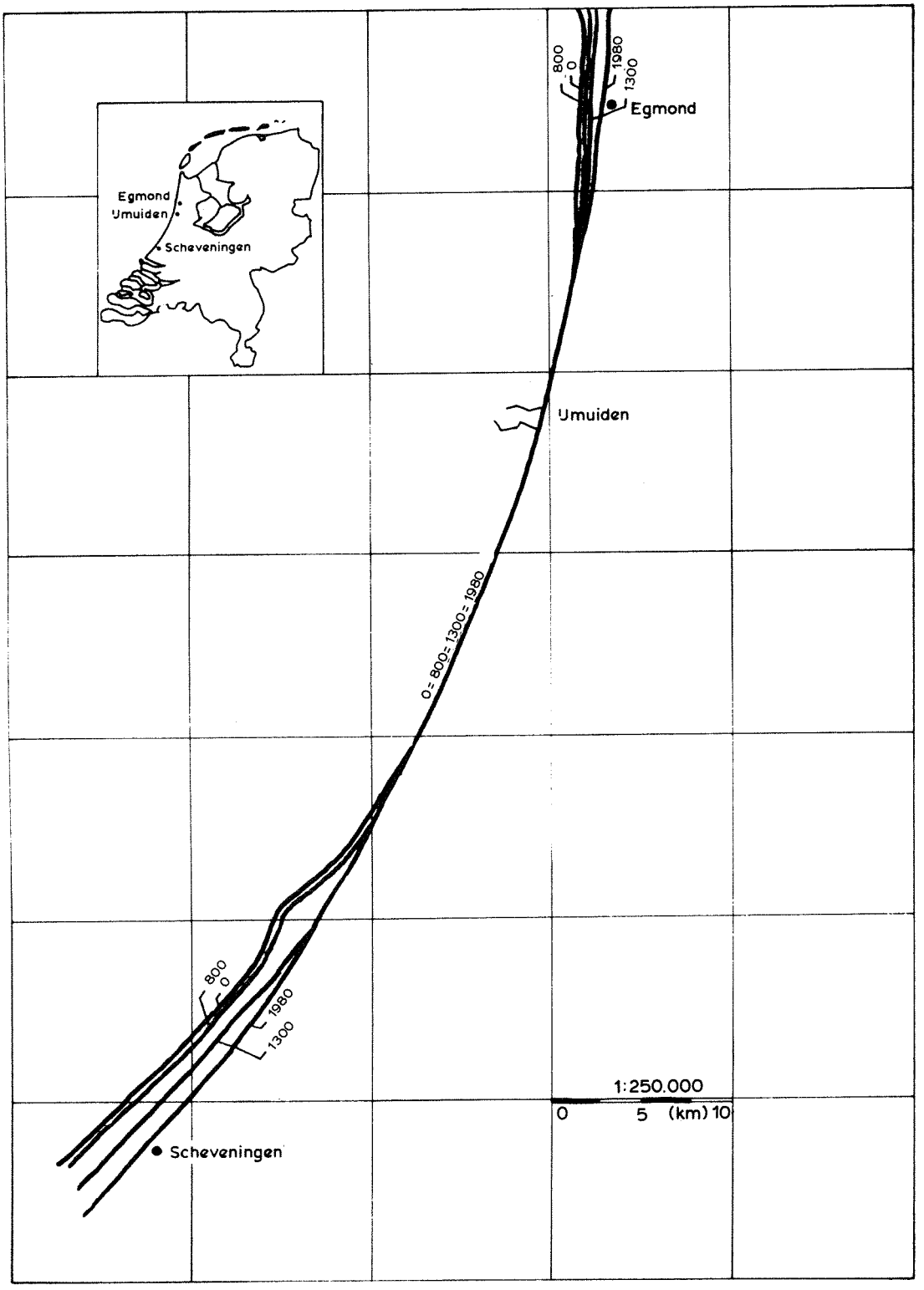


Fig. 1b De 100-jaar gemiddelde kustlijn verandering langs de Hollandse kust (Edelman en Eggink, 1962)

DE 10 EN 100-JARIGE VERANDERING VAN DE HUIDIGE HOLLANDSE KUST		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 1

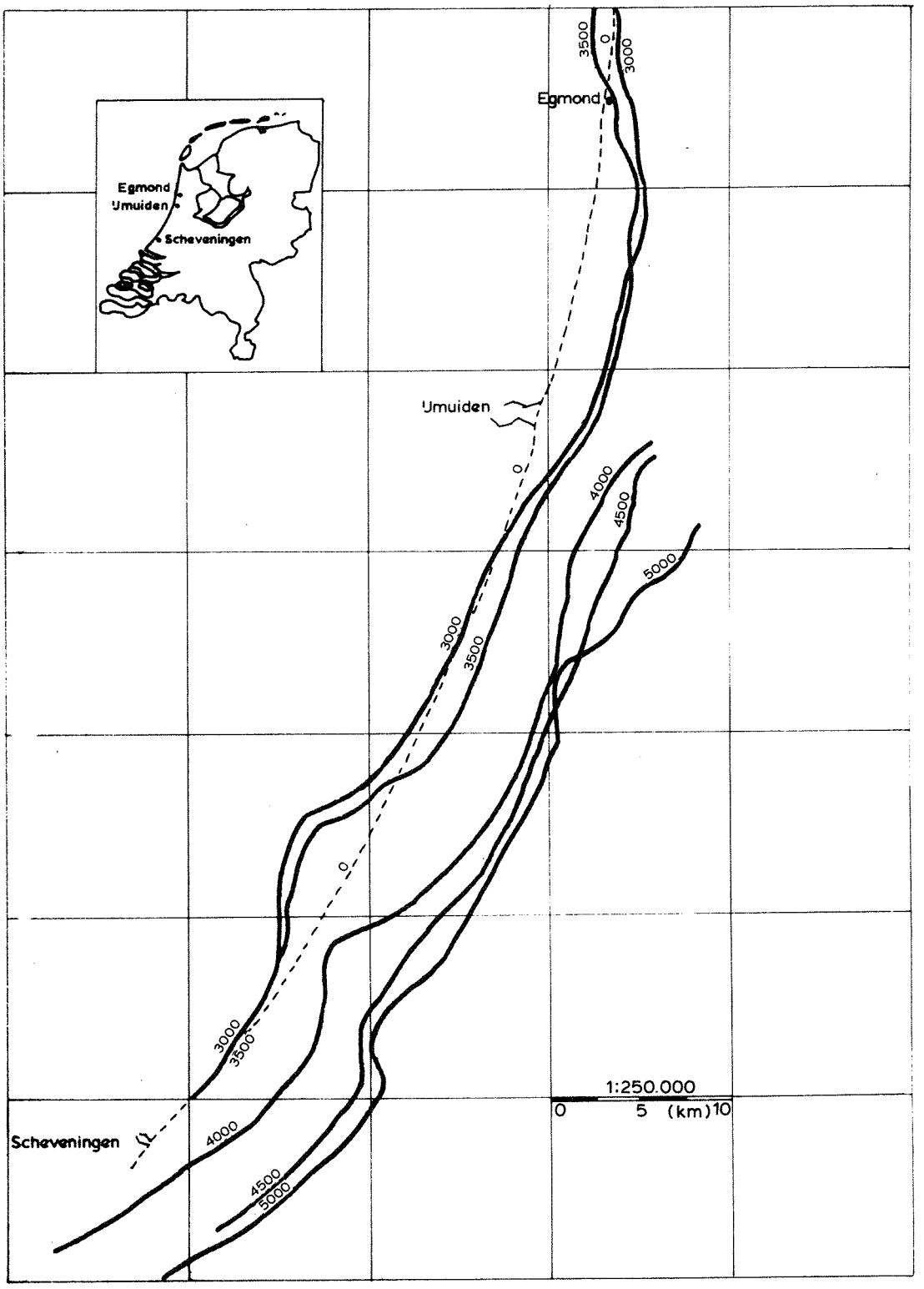


GEOMORFISCHE KAART VAN DE HOLLANDSE KUST (WIERSMA EN VAN ALPHEN, 1987)		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 2



KUSTLIJNRECONSTRUCTIE 0, 800, 1300 EN 1980 (LIGTENDAG EN BORGER, 1987)

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 317 | FIG. 3



KUSTLIJNRECONSTRUCTIES 5000, 4500, 4000, 3500, EN 3000 BP (BEETS ET AL, 1987)

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 4

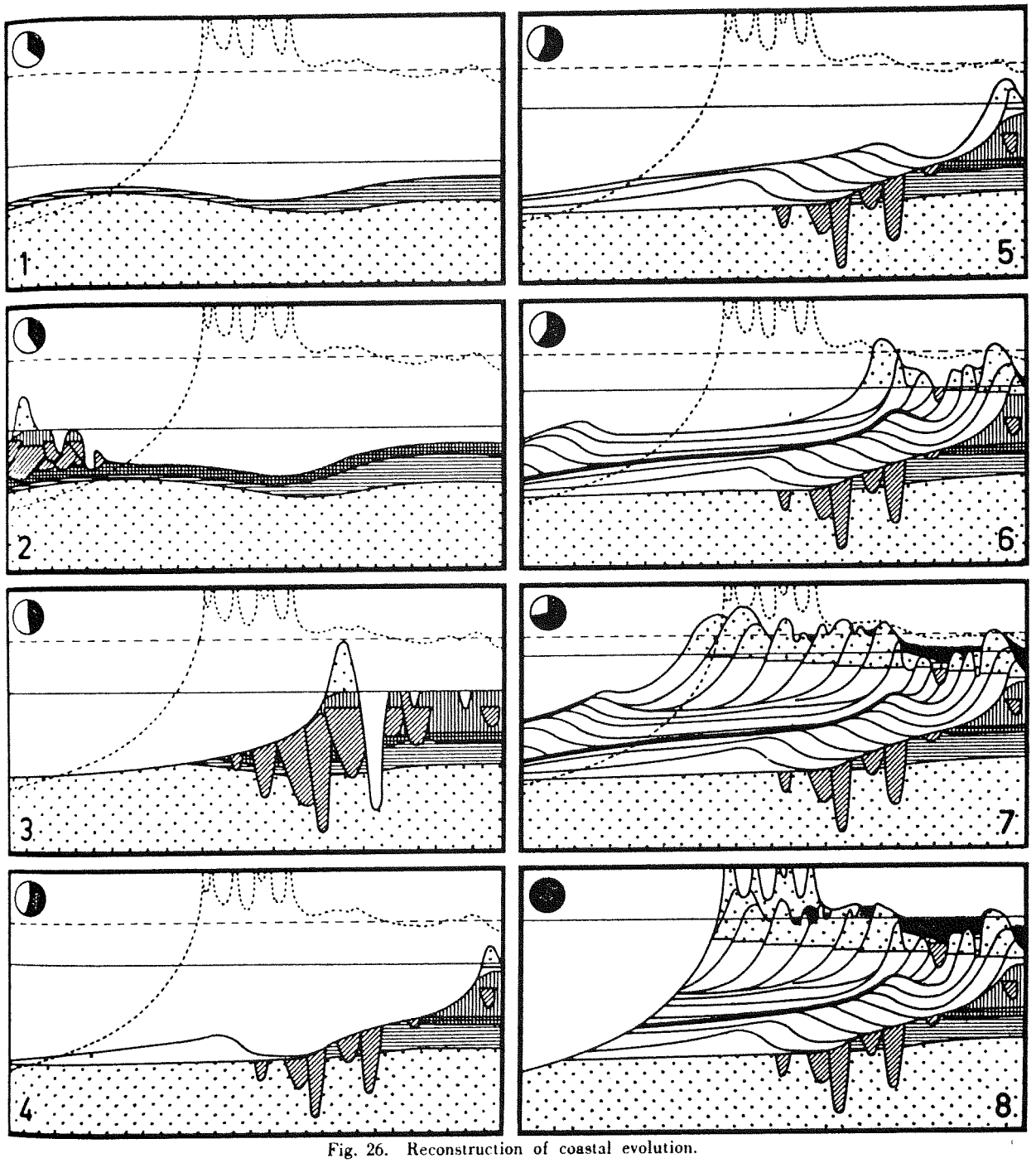


Fig. 26. Reconstruction of coastal evolution.

1. Sea level circa 10 m below N.A.P.; Time circa 4750 B.C.; Lake stage.
2. Sea level circa 8 m below N.A.P.; Time circa 4200 B.C.; Lagoon stage.
3. Sea level circa 6 m below N.A.P.; Time circa 3400 B.C.; Tidal flats stage.
4. Sea level circa 4.8 m below N.A.P.; Time circa 2800 B.C.; Completion of innermost barrier ridge.
5. Sea level circa 4.3 m below N.A.P.; Time circa 2500 B.C.; Formation of wide depression between barrier ridges.
6. Sea level circa 3.8 m below N.A.P.; Time circa 2200 B.C.; Completion of second major barrier ridge.
7. Sea level circa 2.2 m below N.A.P.; Time circa 850 B.C.; Maximum of coastal advance.
8. Sea level approximately at N.A.P.; Present situation.

Vertical dimensions of diagrams: 29 m; Horizontal dimensions: 14 km.

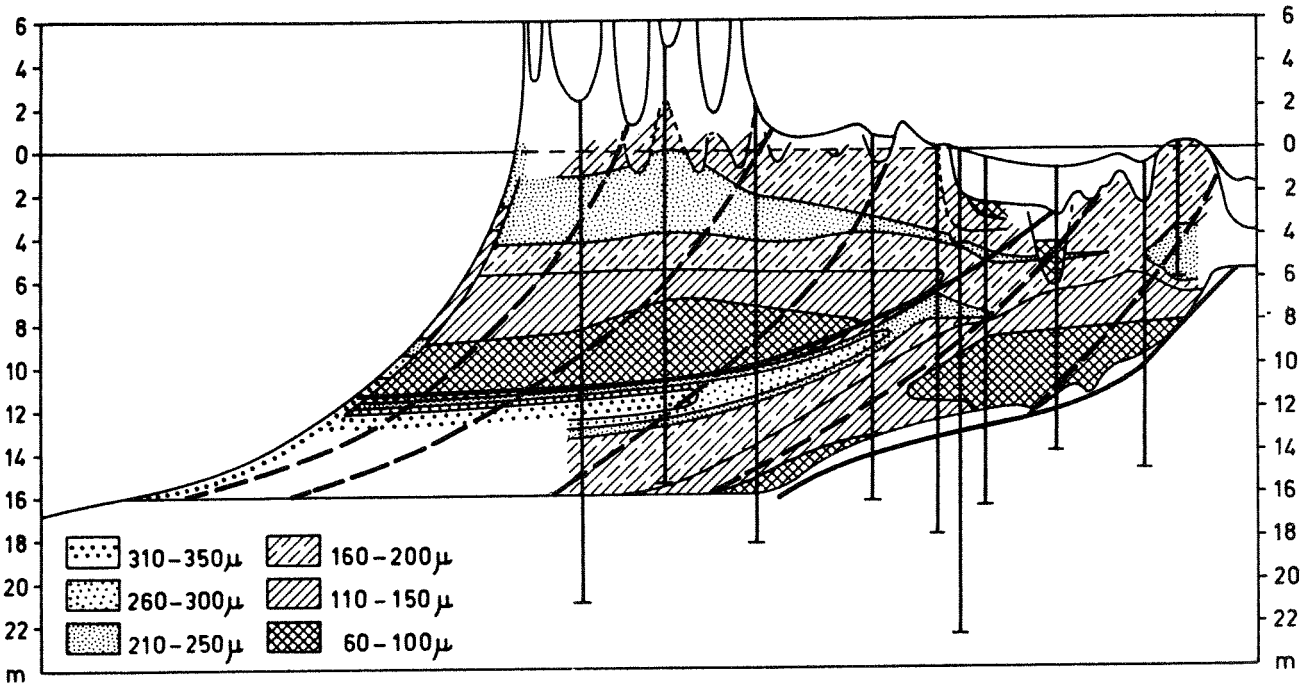
Explanation of symbols:

Punctation (basal deposits): Pleistocene.
„ (upper parts of formation): Dune and beach deposits formed above mean sea level.
Black: Peat.

Vertical striations: Tidal flat deposits.
Oblique „ : Channel deposits.
Cross „ : Lagoon clays.
Horizontal „ : Lake clays.
White, with stratification: Open sea deposits.

RECONSTRUCTIE KUSTONTWIKKELING IN DWARSPROFIEL (VAN STRAATEN, 1965)

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 317 | FIG. 5

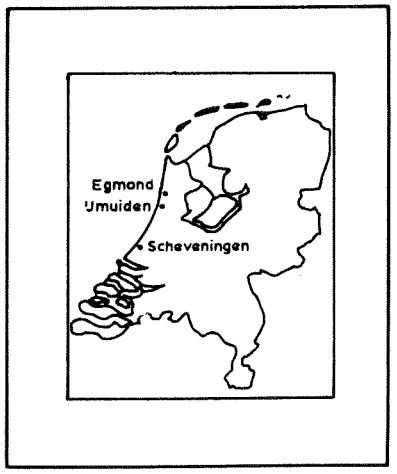


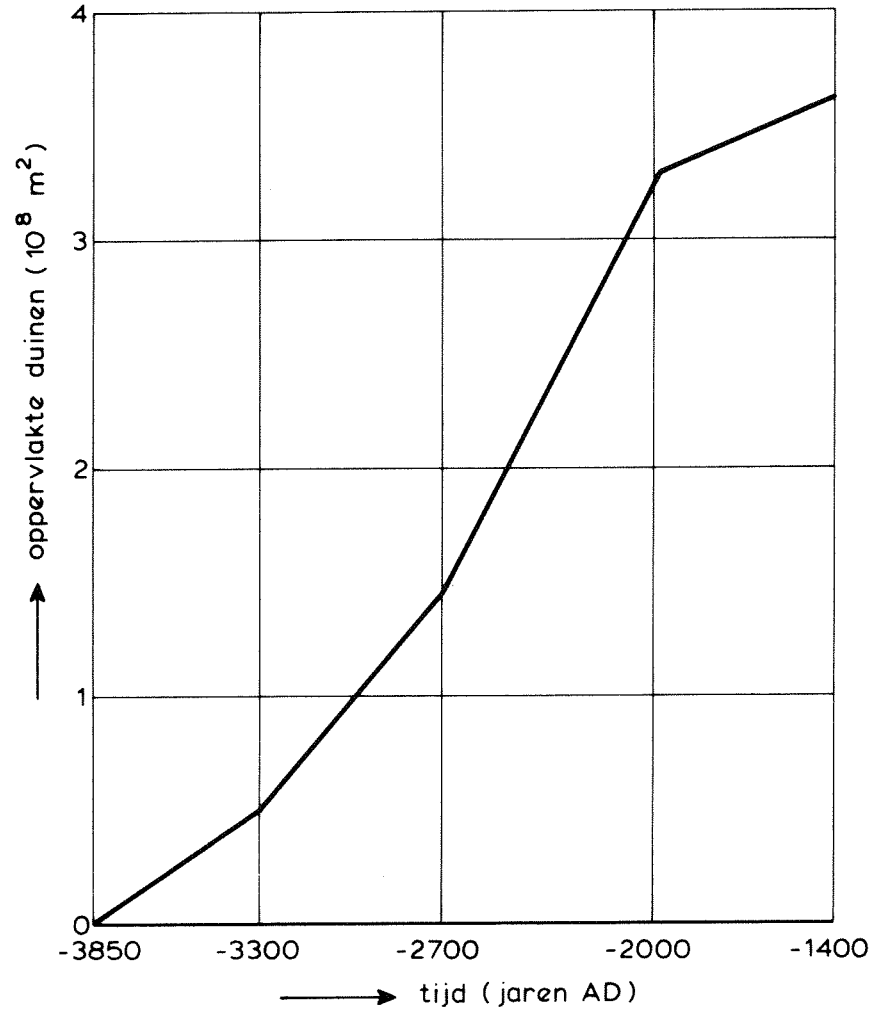
kusthellingen volgens Van Straaten (1965)

meer waarschijnlijke kusthellingen volgens Beets (pers. med.)

MEDIANE KORRELVERDELING IN PROFIEL SCHEVENINGEN TOT VOORBURG (VAN STRAATEN, 1965)

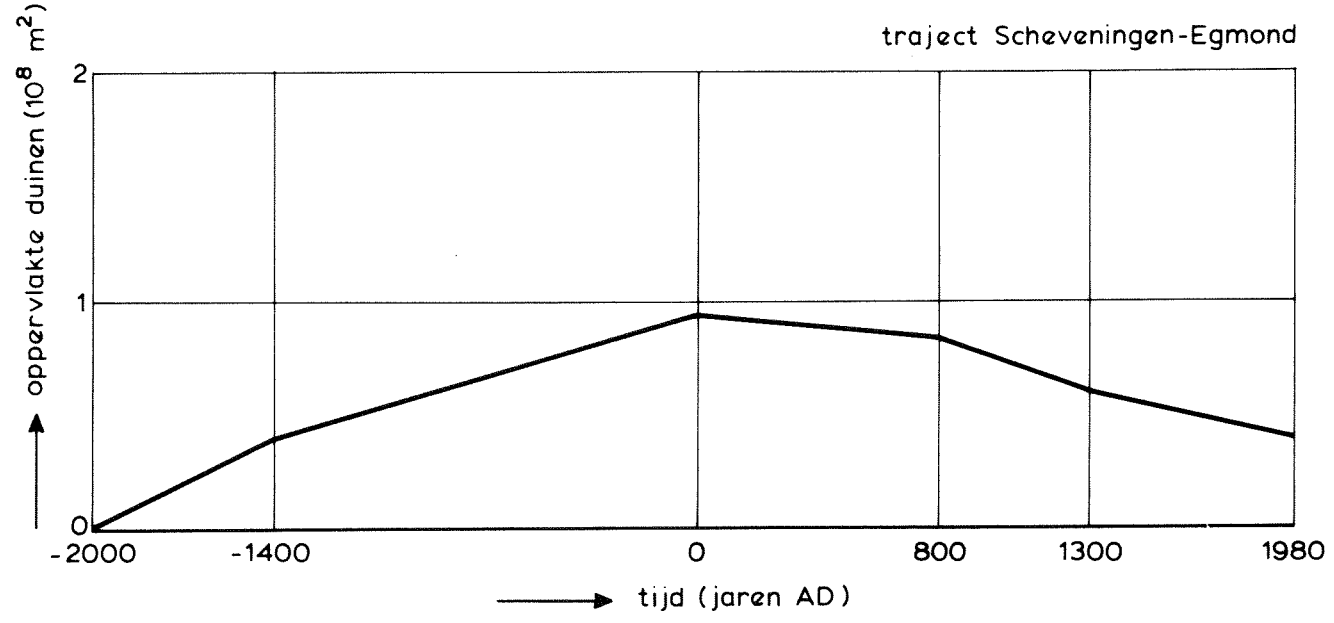
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 317 | FIG. 6





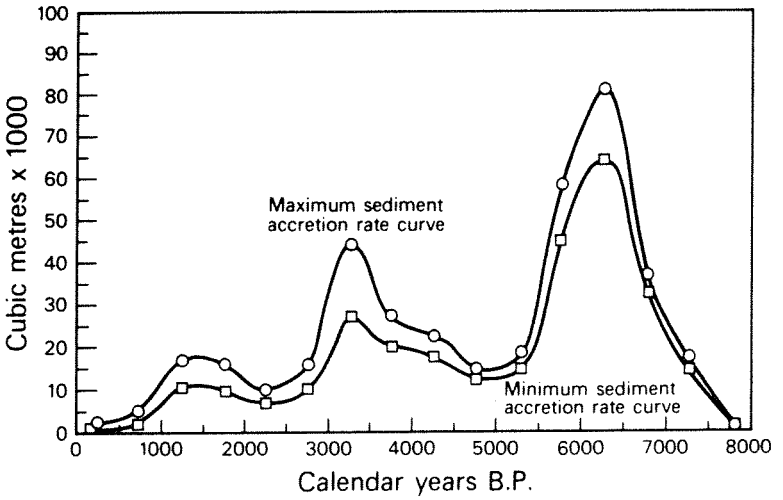
traject Scheveningen - Umuiden

traject Scheveningen-Egmond

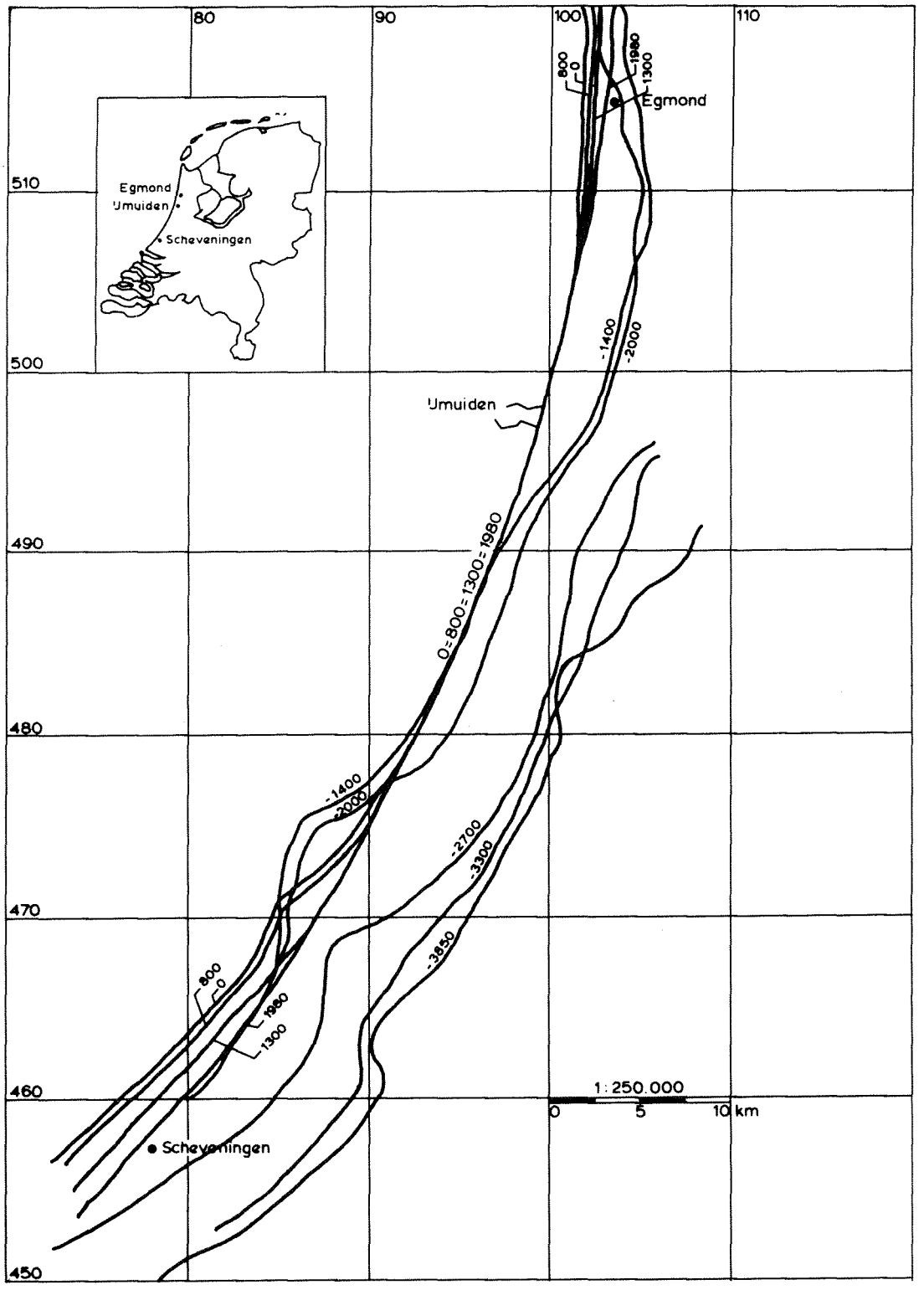


KUSTUITBOUW IN NEDERLAND		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 7a

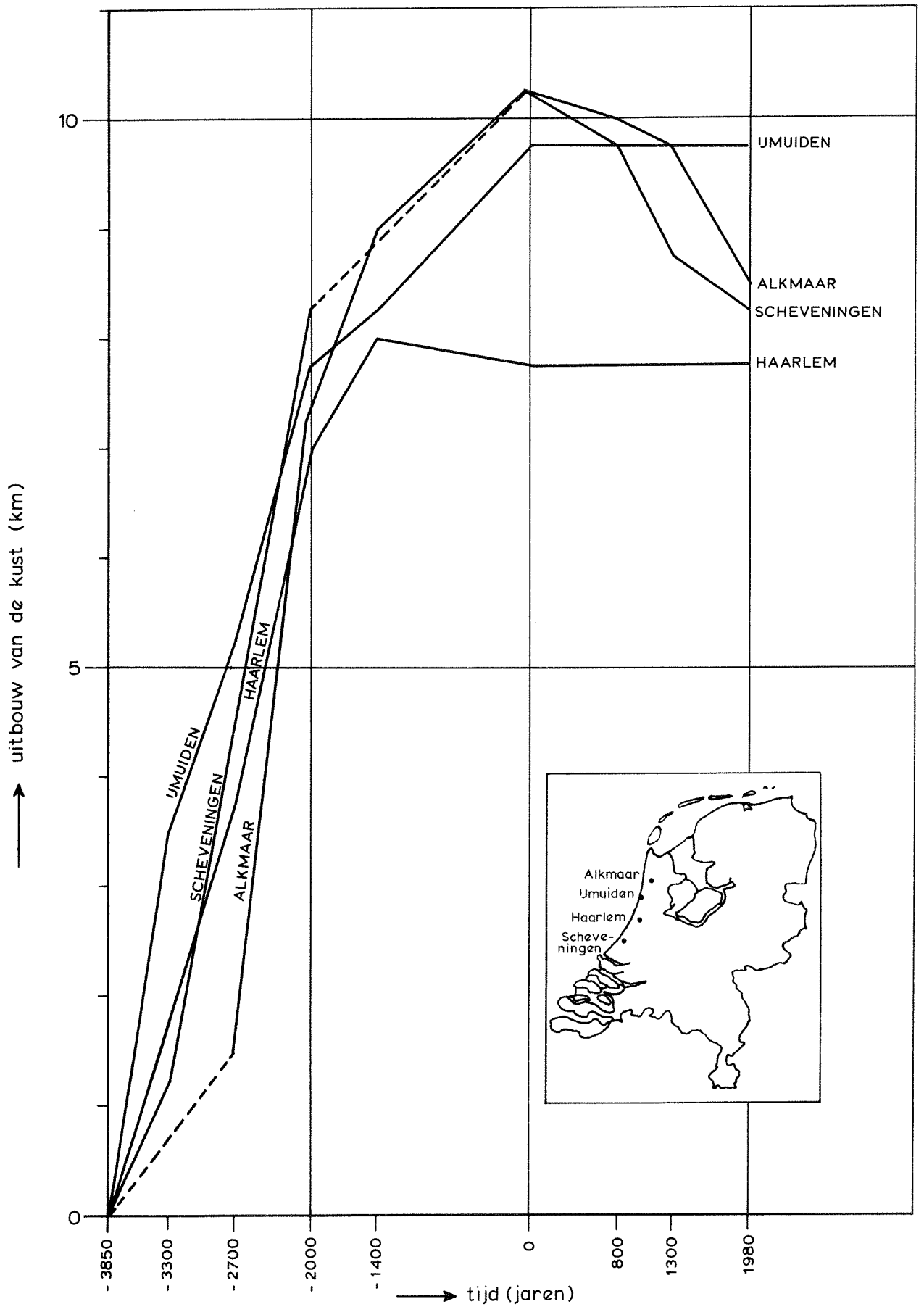
N. Harvey, G. M. Bowman



KUSTUITBOUW IN AUSTRALIE		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 7b



ONTWIKKELING VAN DE KUSTLIJN IN DE PERIODE VAN -3850 AD (5000 BP) TOT HEDEN		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 8

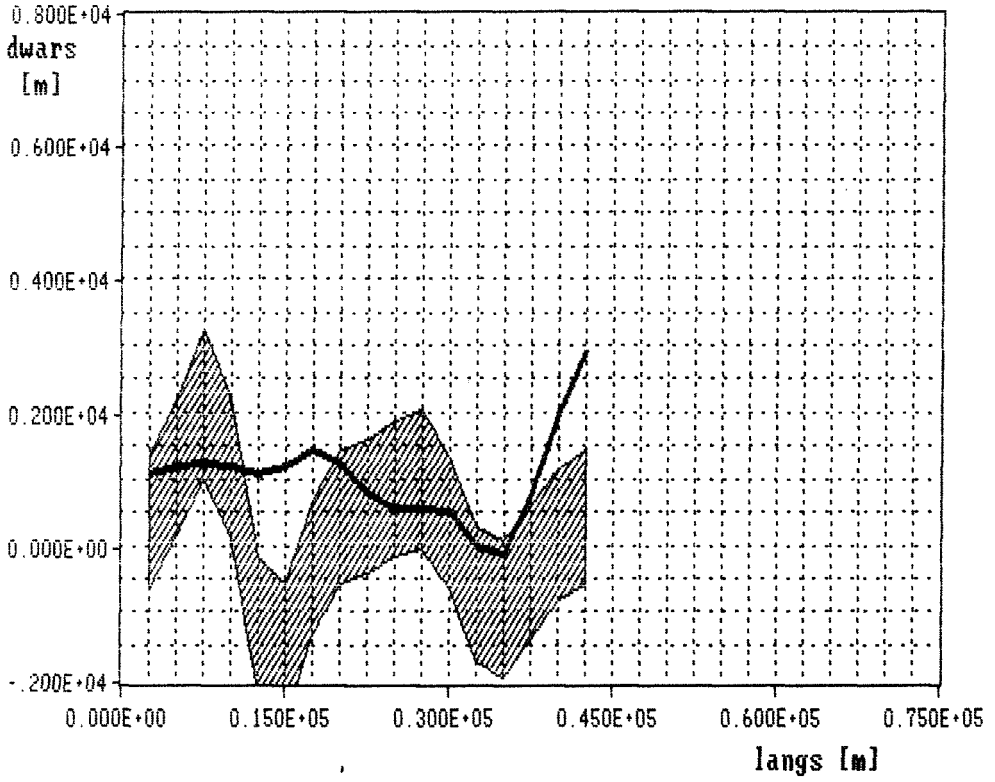


ONTWIKKELING VAN VIER KARAKTERISTIEKE KUSTLIJN POSITIES LANGS DE HOLLANDSE KUST

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 317 | FIG. 9

periode -3850 tot -3300
(zonne-jaren AD)

waargenomen verandering: ——
door langstransport: ▨



datum: 11-10-1987

langs 0 km is ca. Scheveningen

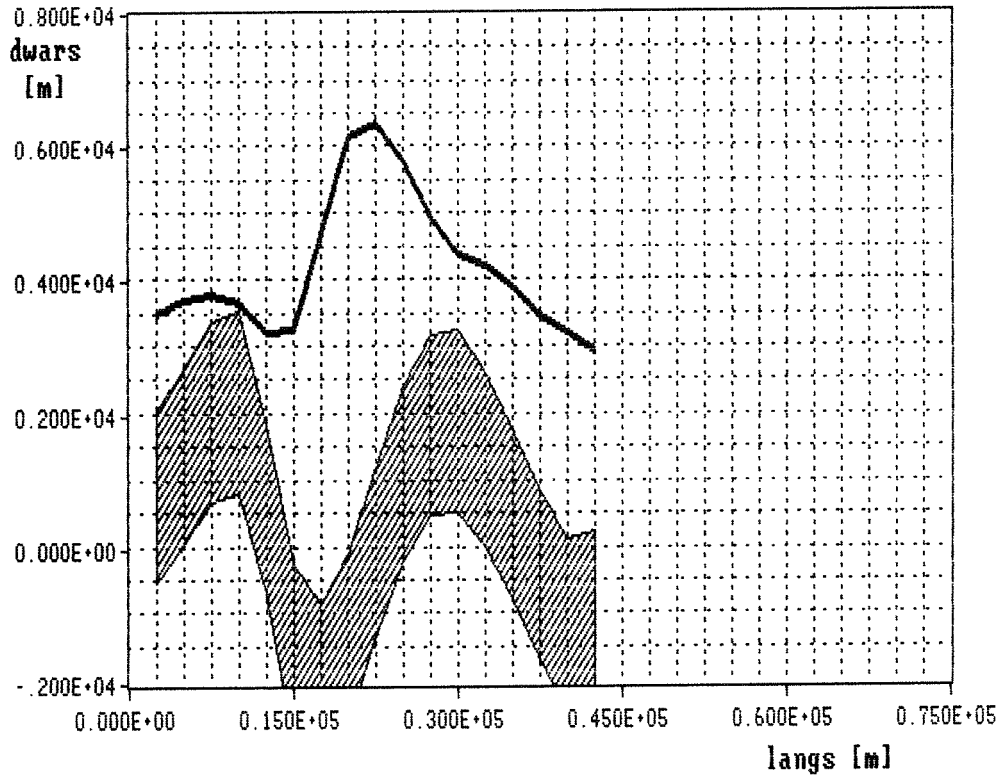
langs 45 km is ca. IJmuiden

langs 65 km is ca. Egmond

KUSTUITBOUW AFGELEID UIT WAARNEMINGEN EN UIT HET VERSCHIL IN KUSTRICHTING		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 10 A

periode -2700 tot -2000
(zonne-jaren AD)

waargenomen verandering:
door langstransport:



datum: 11-10-1987

langs 0 km is ca. Scheveningen

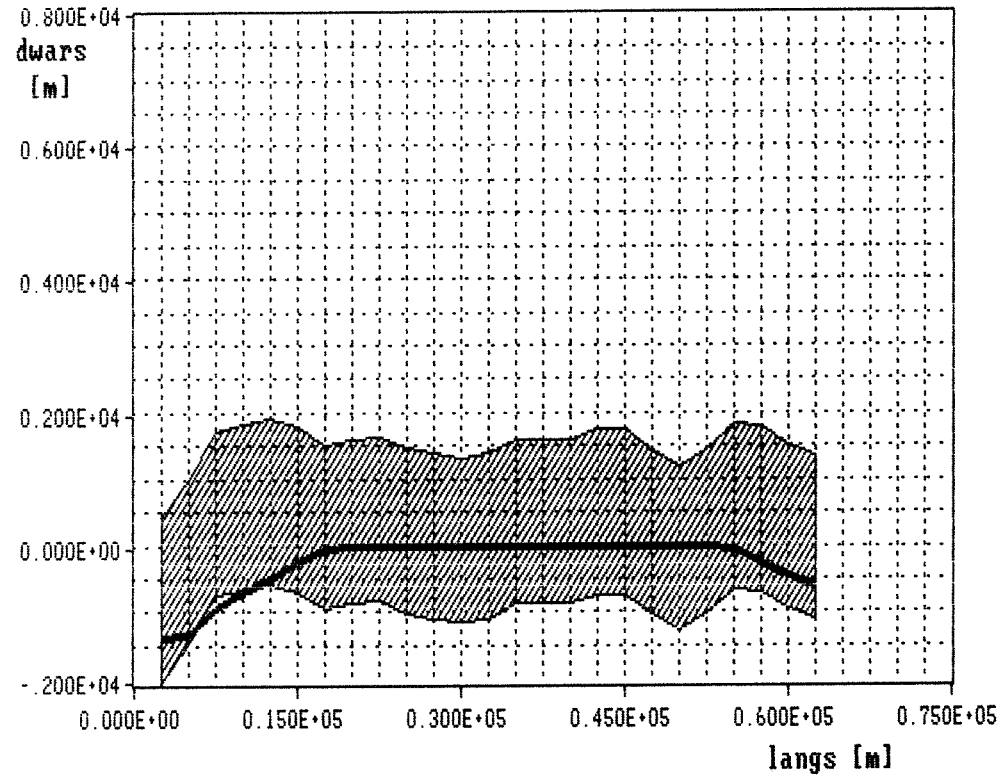
langs 45 km is ca. IJmuiden

langs 65 km is ca. Egmond

KUSTUITBOUW AFGELEID UIT WAARNEMINGEN EN UIT HET VERSCHIL IN KUSTRICHTING		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 10 B

periode 1300 tot 1980
(zonne-jaren AD)

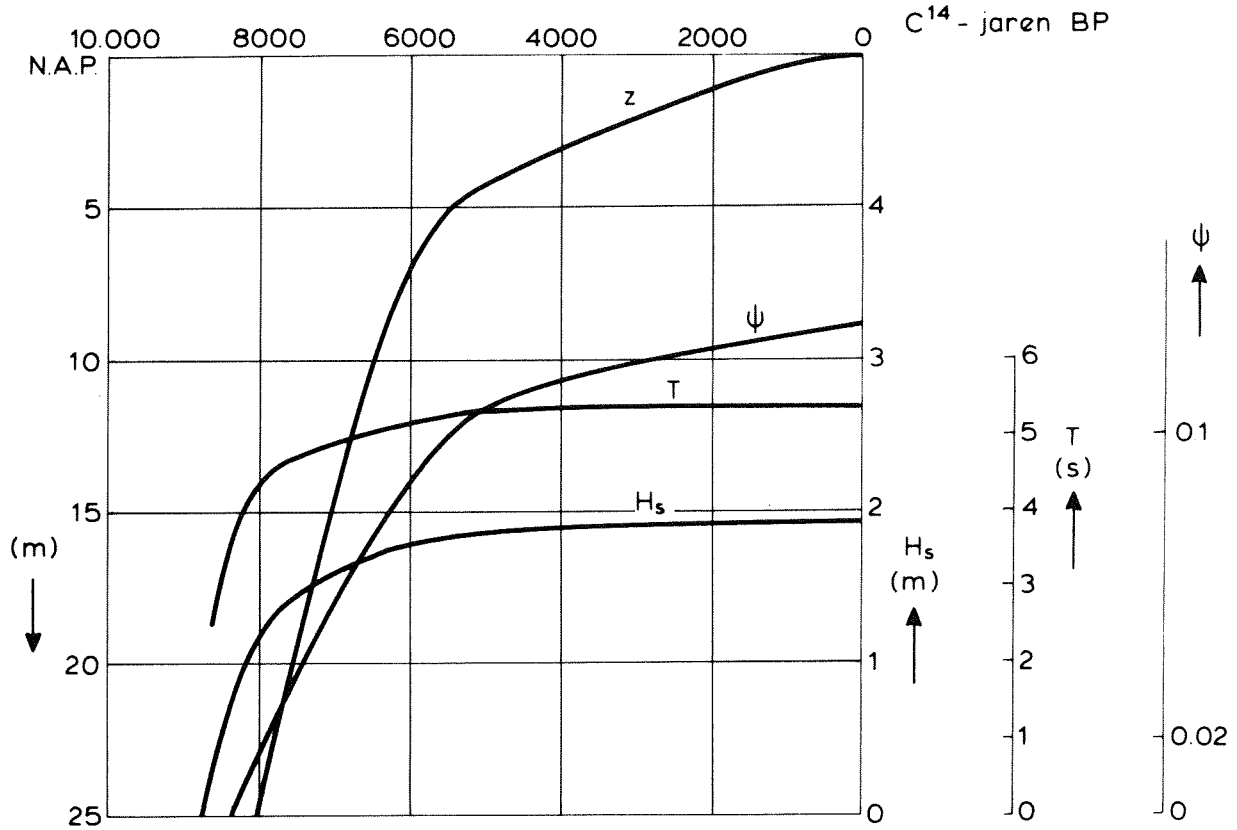
waargenomen verandering:
door langstransport:



datum: 11-10-1987

langs 0 km is ca. Scheveningen
langs 45 km is ca. IJmuiden
langs 65 km is ca. Egmond

KUSTUITBOUW AFGELEID UIT WAARNEMINGEN EN UIT HET VERSCHIL IN KUSTRICHTING		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 10 C



ψ = scheefheidsparameter (golfasymmetrie)
T = golfperiode
H_s = significante golfhoogte
z = niveau van de zeespiegel (overgenomen uit Zagwijn, 1986)

ZEESPIEGELSTIJGING EN GOLFKLIMAAT IN HET HOLOCEEN		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 11

KUSTGENESE

GROOTSCHALIGE VORMING EN ONTWIKKELING VAN DE NEDERLANDSE KUST

VORMING EN TOETSING VAN HYPOTHESEN

RIJKSWATERSTAAT, RIJKS GEOLOGISCHE DIENST, RIJKSUNIVERSITEIT UTRECHT,
TECHNISCHE UNIVERSITEIT DELFT, UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM,
VRIJE UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM, WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

FASE 1 1987 DEELRAPPORT I

DEELRAPPORT 1

OVERZICHT VAN INPUT GEGEVENS

SAMENGESTELD DOOR

J. Kollen

INHOUD

LIJST VAN TABELLEN
LIJST VAN FIGUREN

blz.

1. Inleiding..... 1
1.1 Algemeen..... 1
1.2 Opzet van het rapport..... 2

2. Geologische en fysisch geografische gegevens..... 4

3. Meteorologische en oceanografische gegevens..... 8

LITERATUUR

TABELLEN

FIGUREN

LIJST VAN TABELLEN

1. De over de zeereep gemiddelde korreldiameter
2. Gemiddelde hellingen van het duinfront en de gemiddelde korreldiameter in de zeereep
3. Hellingen en de korreldiameter van het strand
4. Enkele gegevens van de Waddenzee
5. Enkele karakteristieken van de estuaria en de getijrivieren
6. Vorm van de monding van het zeegat
7. Waarden van de parameter I voor de samenvloeiingen van getijrivieren in Zuid Holland
8. 5-jaargemiddelde waarden van enkele klimaatgegevens van 1876 tot 1985
9. 50-jaargemiddelde waarden van enkele klimaatgegevens van 975 tot 1975
10. Veronderstelde 250-jaargemiddelde waarden van enkele klimaatgegevens van 3000 v. Chr. tot heden.
11. Gemiddelde frequenties van de windrichtingen te Amsterdam voor de diverse groepen van twee maanden.

LIJST VAN FIGUREN

1. Transgressie en regressie perioden voor de Nederlandse kust
2. Overzicht van de verschillende informatiebronnen voor een reconstructie van het klimaat
3. Voorkomen van grind, zand en slib op de Noordzeebodem
4. Overzicht raaienstelsel en kustvakken
5. Relatie korreldiameter en helling duinfront
6. Relatie korreldiameter en strandhelling
7. Relatie tussen natte doorsnede en volume van het dominante getij
8. Relatie kombergend oppervlak-inhoud van de vloedkommen van de Waddenzee
9. Tijdreeksen van diverse klimaatfactoren + relatieve zeestand van 1880 tot heden
10. Tijdreeksen van diverse klimaatfactoren + relatieve zeestand van 1000 tot heden
11. Tijdreeksen van diverse klimaatfactoren + relatieve zeestand van 3000 v. Chr. tot heden
12. Enkele tijdreeksen die klimaatveranderingen weergeven
13. Relatieve zeespiegelcurve voor Noord- en West-Nederland
14. Factoren die het relatieve zeeniveau bepalen.
    Indicatie voor het relatieve zeeniveau in Zeeland
15. Aantal stormvloeden per eeuw.

KUSTGENESE: OVERZICHT VAN INPUT GEGEVENS

1. Inleiding

1.1 Algemeen

In het HOOFDRAPPORT "Vorming en toetsing van hypothesen" dat is opgesteld in het kader van Fase I van het PROJEKT KUSTGENESE, is de doelstelling van de studie beschreven, met daarbij de verschillende fasen die moeten worden doorlopen om die doelstelling te bereiken. Deze fasen zijn als volgt geformuleerd:

Fase I (1987)	Vorming en toetsing van hypothesen aangaande kustvorming en kustontwikkeling van de gesloten Hollandse kust;
Fase II (1988 en 1989)	Verwerven en analyseren aanvullende kennis en eerste opzet van een integraal, grootschalig voorspellingsmodel voor de Hollandse kust; tevens analyse wadden en delta kust;
Fase II (1990)	Integratie verworven kennis met het voorspellingsmodel, verifikatie en oplevering.

De rapportering van de aktiviteiten in Fase I omvat het volgende:

HOOFDRAPPORT Vorming en toetsing van hypothesen

DEELRAPPORT 1 Overzicht van INPUT gegevens

DEELRAPPORT 2 Overzicht van bijdragen uit de taakgroepen

DEELRAPPORT 3 Literatuurstudies grootschalige processen

DEELRAPPORT 4 Samenvatting diverse processtudies

a) Morfodynamisch-sedimentologisch onderzoek in het intergetijde gebied (Egmond aan Zee) (RUU)
b) De rol van sedimentdwarstransport in de ontwikkeling van de Hollandse kust (TUD)
c) Zeespiegelstijging en kustverandering (WL)
d) Rekonstruktie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee (WL, RGD)
e) De invloed van zeegaten op de kust (THD)

DEELRAPPORT 5 Analyse van de rol van langstransport bij de ontwikkeling van de Hollandse kust.

In de discussie over de hypothesen zal herhaaldelijk op INPUT gegevens worden teruggegrepen zoals:

- tijdreeksen (voor zover beschikbaar) van golven, wind, zeespiegel en temperatuur
- geologische en fysische gegevens
- empirische relaties, zoals de relatie tussen de natte doorsnede van zeegaten en komvullingsdebiet.

In dit DEELRAPPORT 1 wordt een beperkte doorsnede van de beschikbare informatie gepresenteerd. Hiermee wordt hopelijk bereikt, dat bij de discussie over de hypothesen duidelijk is van welke INPUT gegevens wordt uitgegaan, en als afwijkende INPUT gegevens relevant blijken te zijn, dat duidelijk is op welke punten deze kwantitatief afwijken. Het bleek niet mogelijk om in een aantal gevallen een foutenmarge voor de parameters, zoals zeespiegelniveau en wind, te verkrijgen. Dit wordt als een tekortkoming gezien.

De werkzaamheden zijn uitgevoerd door ir. J. Kollen in het kader van de Kustgenese-opdracht AOM/8720 647 van 16 april 1987.

1.2 Opzet van het rapport

Redelijke waarnemingen van INPUT gegevens zijn pas sinds de 18e eeuw gedaan. Voor deze tijd, dat is voor het Nederlandse gebied terug tot ca. halverwege de Middeleeuwen, is het nog mogelijk om indirect uit geschreven bronnen deze gegevens te herleiden, doch het spreekt voor zich dat de betrouwbaarheid van de op deze wijze verkregen gegevens sterk afneemt. Voor ca. 1000 n. Chr. kunnen gegevens alleen globaal herleid worden m.b.v. archeologische en/of geologische technieken. In figuur 2 staan, voor zover het de klimaatsreconstructie betreft, de mogelijke technieken vermeld met de tijdschaal waarvoor ze gebruikt kunnen worden en met de orde van grootte van de nauwkeurigheid (Lit. 1.)

In hoofdstuk 2 worden geologische en fysisch-geografische gegevens beschreven en worden enkele empirische relaties gegeven tussen de diverse karakteristieken.

In hoofdstuk 3 wordt een opsomming gegeven van de diverse meteorologische en oceanografische gegevens, gemiddeld over de laatste decennia en tijdsafhanke-

lijk over de laatste 5000 jaar. Deze opsomming kan echter geenszins compleet zijn en vele gegevens zullen bijgesteld moeten worden. Van het klimaat en de relatieve zeespiegelrijzing zijn voor elke taakgroep tijdreeksen gegeven (taakgroep 100: 1880-heden, taakgroep 1000: 1000 n. Chr.-heden, taakgroep 5000: 3000 v. Chr.-heden).

2. Geologische en fysisch-geografische gegevens

Bodem- en kustmateriaal

Nederland is voor ca. 75% bedekt met Holocene afzettingen. De laagdikte van het Holoceen neemt ruwweg toe van 0 m in het oosten van Nederland tot ca. 20 m in het westen van Nederland. Het afgezette volume van de Holocene afzettingen bestaat uit:

62% afzettingen in estuaria, lagunes en wadden
15% alluviale afzettingen
14% veen (vóór ontwatering en veenafgraving)
5% strandwal afzettingen
2% kustduinen
2% duinen in het binnenland en meerafzettingen

Op de bodem van de Noordzee komen verschillende soorten sediment voor. In Figuur 3 is een overzicht gegeven van de slib-, zand- en grindafzettingen op de bodem van de Noordzee. Hiervan zijn kaarten met veel meer detail bij Rijkswaterstaat beschikbaar. In tabel 1 is de korreldiameter verdeling van de duinen langs de Nederlandse kust gegeven. De plaats is gekoppeld aan het kilometer-raaienstelsel langs de Nederlandse kust, dat getekend is in Figuur 4. Deze gegevens zijn ontleend aan Lit. 2. In 1987 verschijnt bij RWS een rapport met de korreldiameter verdeling van het strand.

In tabel 2 is de gemiddelde helling van het duinfront en de gemiddelde korreldiameter in de zeereep gegeven voor diverse gebieden langs de Nederlandse kust. (N.B. De duinhelling is gemeten voordat het stormseizoen intreedt). In Figuur 5 is de helling tegen de korreldiameter grafisch weergegeven. Het blijkt dat bij grover zand (~ > 220 µm) de helling van de duinen ca. 1:2 is en dat bij fijner zand de helling duidelijk afneemt. Andere factoren, zoals het Fe-gehalte, spelen ook een rol.

In Tabel 3 is de gemiddelde helling van het natte en droge strand en de bijbehorende korreldiameters gegeven voor de Waddeneilanden en Noord-Holland. In Figuur 6 is dit grafisch weergegeven. Het blijkt dat er relaties bestaan tussen de helling en de korreldiameter.

Natte strand: $Y = 142 - 0{,}39*X$ $(r = 0{,}79)$
Droge strand: $Y = 49 - 0{,}11*X$ $(r = 0{,}74)$

X is de korreldiameter in µm, Y is de reciproke van de strandhelling en r is de correlatie coëfficiënt. De correlatie coëfficiënt is nogal laag, zoals ook blijkt uit figuur 6. De gegeven relatie geeft dan ook alleen een orde van grootte van de reciproke van de kusthelling.

Gegevens van de zeegaten

In Tabel 4 zijn de oppervlakten en vloedvolumen van de vloedkommen in de Waddenzee gegeven (Lit. 3) en in Tabel 5 zijn enkele karakteristieken van de zeegaten in zuid-west Nederland gegeven (Lit. 4).

Er bestaan empirische relaties tussen de grootte van het getijvolume (V) en de grootte van het natte oppervlak van de geul beneden gemiddeld zeeniveau (Ac). Aan Lit. 5 en Lit. 6 zijn de volgende relaties ontleend voor de diverse zeegaten:

Westerschelde:

eb-geulen	$Ve = 13000*Ac + 21{,}1*10^6$	$(r = 0{,}949)$
vloed-geulen	$Vv = 13000*Ac + 23{,}2*10^6$	$(r = 0{,}989)$

Waddenzee:

eb-geulen	$Ve = 13500*Ac + 1{,}4*10^6$	$(r = 0{,}987)$
vloed-geulen	$Vv = 14400*Ac - 5{,}2*10^6$	$(r = 0{,}992)$

Oosterschelde, Grevelingen:

$Vd = 12200*Ac + 2 *10^6$ $(r = 0{,}97)$

Waarin:
Ve = getijvolume dat de eb-geul passeert
Vv = getijvolume dat de vloed-geul passeert
Vd = getijvolume van het dominante getij

De laatste relatie is in figuur 7 grafisch weergegeven samen met enkele meetpunten.

Een andere empirische relatie is die tussen de grootte van het oppervlak van de geul beneden gemiddeld zeeniveau (Ac) en het maximum getijdebiet ($\hat{Q}$) dat door de geul trekt tijdens gemiddeld tij (Lit. 4).

Estuaria in Z.W.-Nederland (zonder Westerschelde):
$Ac = 1{,}17*\hat{Q}$

Deze relatie is gebaseerd op het cijfermateriaal dat in het bovenste deel van tabel 5 is vermeld.

In Lit. 6 wordt voor de profielen binnen de monding van de Westerschelde gevonden:
$Ac = 1{,}08*\hat{Q}$

In de beide genoemde relaties is $\hat{Q}$ een afgeleide grootheid die bepaald wordt met de relatie (voor verklaring van parameters zie tabel 5):

$$\hat{Q} = \frac{\pi(FV + EV)}{2T}$$

Eysink geeft in Lit. 3 een relatie tussen het oppervlak van de vloedkom gemeten op G.H.W. niveau (A) en de totale volumeinhoud van de vloedkom onder N.A.P. (I) voor de Waddenzee.

Waddenzee:
$I = 0{,}0001*A^{3/2}$

In Figuur 8 is deze relatie getekend met de meetpunten voor de diverse vloedkommen.

Zeegaten blijven in stand door de eroderende werking van het getijdebiet. Het is echter mogelijk dat een zeegat sedimenteert door b.v. zandtransport langs de kust. In Lit. 7 wordt de verhouding tussen het getijvolume aangeduid met Ω, en het optredende totale jaarlijkse zandtransport M_t in beide richtingen langs de kust een redelijke maat geacht voor het al of niet sedimenteren van het zeegat. In Tabel 6 is de vorm van de monding van het zeegat gegeven, afhankelijk van de parameter Ω/M_t.

Voor een situatie waar twee of meer zeegaten een vloedkom vullen is het wel of niet sedimenteren van een van de zeegaten te beschrijven met relaties tussen de natte oppervlakten van de zeegaten en hun maximale bodemschuifspanning (nauw gerelateerd aan $\hat{Q}$). In Lit. 8 wordt dit kwalitatief beschreven. Het blijkt dat naast elkaar bestaande zeegaten die een vloedkom vullen, alleen naast elkaar kunnen bestaan als van beide zeegaten het doorstroomprofiel en de vloedkom in dezelfde orde van grootte liggen. Als bij stormvloeden nieuwe zeegaten ontstaan zullen deze dus in het algemeen weer sedimenteren, omdat de reeds bestaande zeegaten veelal veel groter zijn.

Het natte oppervlak van takken die samenkomen hebben veelal een vaste relatie tot de doorgaande tak, die kan worden weergegeven door de volgende formulering (Lit.4):

$$I = \int_0^b h(y)^{3/2} dy_A = \int_0^b h(y)^{3/2} dy_B + \int_0^b h(y)^{3/2} dy_C$$

I = natte oppervlak doorstroomprofiel
h = diepte
b = breedte
A = doorgaande tak
B,C = samenkomende takken.

Deze relatie volgt uit de continuiteitsvergelijking voor uniforme stroming, als aangenomen wordt dat de weerstandscoëfficiënten en de verhangen voor alle takken gelijk zijn. In Tabel 7 (Lit. 4) is de waarde van I voor enkele samenkomende takken in het Rijn-Maas estuarium gegeven.

3. Meteorologische en oceanografische gegevens

Voor het gemiddelde klimaat en de gemiddelde windgolf condities van de laatste decennia wordt naar de literatuur verwezen. Voor enkele klimaatsfactoren wordt het tijdsverloop gegeven voor elke taakgroep.

Klimaat

In Lit. 10 zijn vele klimaatgegevens vermeld van de plaatsen Vlissingen, De Bilt en Den Helder voor de periode 1931 tot 1960.

In bijlage A van Lit. 11 is de distributieve frekwentieverdeling van de uurgemiddelde potentiële windsnelheid naar richting gegeven voor diverse lokaties in Nederland. De gegevens zijn bepaald vanuit meetperioden in deze eeuw. In Lit. 12 is dezelfde soort informatie te vinden van het windklimaat bij de diverse lichtschepen.

Windgolven

Voor het zandtransport langs de Nederlandse kust zijn de windgolven een belangrijke factor. In Lit. 12 is de kans van optreden van golfhoogten, perioden en richtingen gegeven voor de drie lichtschepen voor de Nederlandse kust. De gegevens hebben betrekking op de periode 1949-1960.

Tijdreeksen

Het verloop van het klimaat tijdens het Holoceen kan afgeleid worden uit tijdreeksen van o.a. de temperatuur, de neerslag en wind karakteristieken. Door onvoldoende gegevens vanuit het verleden zal veelal volstaan moeten worden met tijdreeksen, die een indicatie zijn voor het klimaat en die slechts een beperkte nauwkeurigheid hebben. Voor elke taakgroep is een tijdreeks samengesteld van het verloop van de jaar-, zomer- en wintertemperatuur, de neerslag, de windrichting en de relatieve zeespiegel. De tijdreeksen zijn weergegeven in de Tabellen 8, 9 en 10 en in de Figuren 9, 10 en 11. In onderstaande tabel wordt vermeld vanuit welke literatuurbronnen de tijdreeksen zijn samengesteld.

	taakgroep		
onderwerp	100	1000	5000
temperatuur	14,15	16	16
neerslag	20	16	16
windrichting	14	16	16
stormindex	21	-	-
relatieve zeespiegel	3	2,16	2,16

De getallen in de tabel verwijzen naar de betreffende referenties in de literatuurlijst.

Voor het samenstellen van de tijdreeksen is een selectie gemaakt vanuit de beschikbare gegevens. In het volgende worden van diverse factoren de beschikbare gegevens vermeld.

Temperatuur

Metingen: De temperatuur is vanaf ca. 1700 gemeten in Centraal Engeland en in Nederland. Tabellen met maandgemiddelde temperaturen zijn te vinden in Lit. 13, 14 en 15.

Lamb (Lit. 16) heeft het 50-jaargemiddelde temperatuurverloop bepaald voor Centraal Engeland vanaf ca. 900 na Chr. De gegevens tot 1700 zijn indirect verkregen.

Pollen analyse: Aan de hand van analyses van stuifmeel (pollen) in gedateerde afzettingen kan men globaal nagaan hoe het klimaat tijdens de afzetting was. Organische stofgehalten en Fagus-pollengehalten zijn bepaald voor een locatie in Duitsland terug tot ca. 3000 v. Chr. (Lit. 17). Verondersteld wordt dat er een positieve relatie bestaat tussen relatief grote hoeveelheden organische stof resp. Fagus-pollen en een oceanisch klimaat. Uit deze relatie zouden vier relatief warme perioden zijn af te leiden, nl. van 3200-3250 v. Chr., 750 - 450 v. Chr., 200 - 600 na Chr. en van 850 - 1250 na Chr. In Figuur 12a is het veronderstelde temperatuurverloop gegeven voor Centraal Engeland vanaf 20.000 jaar geleden tot heden. Dit verloop is bepaald met behulp van pollenanalyse (Lit. 16). Deze figuur is gebruikt voor het samenstellen van het temperatuursverloop in figuur 11.

O_{18} isotoop in ijs: Er bestaat een duidelijke relatie tussen de temperatuur en het gehalte van de isotoop O_{18} dat in ijs voorkomt. In het noord-westen van Groenland is het mogelijk om een ijsmonster te trekken waarvan het diepste ijs zeer oud is. Zo kan een tijdreeks gemaakt worden die tot 120.000 jaar terug gaat (Lit. 16). In het midden van Groenland, bij de lokatie Crete, is het mogelijk om ijsmonsters te nemen die gevormd zijn vanaf ca. 600 na Chr. In Figuur 12d is het O_{18} promillage gegeven naast het temperatuurverloop in Engeland en IJsland (Lit. 18). De tendensen in de curves voor het O_{18} promillage en de temperatuur in IJsland komen overeen. Met Engeland is de overeenkomst minder duidelijk. Op lagere breedtegraden van het Amerikaanse noordelijk halfrond lijkt het temperatuurverloop beter met dat van Engeland overeen te komen. Dit hangt samen met het plaatsafhankelijk zijn van het verloop van de temperatuur. De gemiddelde temperatuur op de aarde kan langzaam verlopen. Het is echter ook mogelijk dat het temperatuurverloop per breedte- of lengtegraad verschilt. Zo zijn er aanwijzingen dat het temperatuurverloop in Europa ca. 250 jaar achter loopt op het temperatuurverloop in Crete en dat een koude periode in China optrad toen het juist relatief warm was in Crete. De temperatuur kan in bepaalde perioden ook meer korte termijn fluctuaties hebben dan in andere perioden. Zo kwamen tijdens de zgn. Kleine IJstijd (1430-1850) ook perioden voor met een klimaat dat overeenkomt met ons huidige klimaat.

Jaarring analyses: Jaarring en boomgrens analyses kunnen ook een indicatie geven van het temperatuurverloop. Het blijkt dat de hoogte van de boomgrens nauw samenhangt met het temperatuurverloop. In Figuur 12b (Lit. 16) is het verloop van de gemiddelde hoogte van de boomgrens getekend vanaf 13.000 tot heden. Karakteristieken van jaarringen, zoals de dikte van de jaarringen, de dichtheid van het hout en isotoop O_{18}-verhouding, kunnen slechts onder bepaalde omstandigheden gekoppeld worden aan het temperatuurverloop. De dikte van de jaarringen van bomen nabij de boomgrens is een redelijke maat voor het temperatuurverloop van de opeenvolgende groeiseizoenen. Voor de White Mountains in California is het verloop van de jaarring dikten bepaald vanaf 3500 v. Chr. (Lit. 16). Deze reeks hoeft echter niet voor Nederland te gelden omdat het temperatuurverloop per lokatie kan verschillen. Voor gematigde streken is de dikte van de jaarringen geen goede maat voor het temperatuurverloop. Het onderzoek richt zich nu meer op andere karakteristieken van de jaarringen. Hiervan zijn echter nog weinig reeksen bekend. Er is een reeks bepaald vanaf 1300 na Chr. voor de maximale dichtheid van het hout van bomen uit Berner

Oberland. Deze reeks lijkt het verloop van de temperatuur redelijk weer te geven (Lit. 19).

Neerslag

De neerslag is vanaf ca. 1750 gemeten (Lit. 14, 20) in Engeland en Nederland. Voor deze tijd moet men afgaan op indirecte gegevens. Lamb (Lit. 16) heeft de 50-jaargemiddelde neerslag bepaald voor Engeland vanaf 900 n. Chr. De hoeveelheid neerslag kan bijv. gerelateerd worden aan de dikte van afzettingslaagjes in meren (varven). Voor Lake Saki op de Krim (nabij de Zwarte Zee) is zo het neerslagverloop bepaald vanaf 2300 v. Chr. (Lit. 16). Dit verloop is gebruikt voor de samenstelling van Figuur 11. Door de grote afstand tussen Lake Saki en Nederland zal deze reeks niet voor Nederland gelden. In Lit. 16 zijn nog enkele andere tijdreeksen gegeven van de hoeveelheid neerslag. Deze reeksen zijn echter kwalitatief.

Windklimaat

In Tabel 11 is vanaf ca. 1700 de frequentie van de windrichting gegeven voor Amsterdam (Lit. 14). Voor Londen is deze frequentie ook vanaf ca. 1700 bekend (Lit. 21). De frequentie van de zuidwestelijke windrichtingen is voor Londen vanaf 1300 n.Chr. bekend (Lit. 16). (opgenomen in Figuur 10). De overheersende windrichting kan gerelateerd worden aan de ligging van hoge en lage drukgebieden. In Figuur 12c is het verloop van de ligging van de hoge en lage druk gebieden getekend voor de Europese sektor vanaf 12.000 jaar geleden (Lit. 16). De ligging van het winter lage drukgebied is opgenomen in Figuur 11.

Gemiddelde windsnelheden zijn alleen voor de laatste decennia beschikbaar. Er zijn echter min of meer betrouwbare metingen verricht vanaf ca. 1900. Deze metingen zijn echter nog niet toegankelijk. De metingen van de windsnelheden die van 1700 tot 1900 zijn verricht hebben een beperkte waarde door hun mogelijk slechte betrouwbaarheid. Het verloop van het aantal dagen per jaar dat de zgn. stormindex groter is dan een bepaalde waarde wordt gegeven in Lit. 21 voor de Noordzee vanaf 1880. De stormindex is een maat voor het aantal stormdagen. In Figuur 9 is het aantal dagen per jaar opgenomen dat de stormindex > 30 is.

Zeespiegelverandering

Sinds ca. 1850 zijn de waterstanden langs de kust nauwkeurig gemeten. Uit deze metingen blijkt een relatieve stijging van de waterstand van ca. 2 mm/jaar. In Lit. 22, 23 staat het waarschijnlijke waterstandsverloop vanaf het jaar 0 voor de Duitse Noordzeekust en in Lit. 2 is een grafiek opgenomen, waarin staat het verloop van de waterstand voor deze periode aan de Nederlandse kust. Voor de Duitse kust zou de waterstandsverhoging sinds 1500 ca. 1 m zijn en voor de Nederlandse kust ca. 0,3 m. Dit verschil lijkt te groot en er moet dan ook getwijfeld worden aan de juistheid.

Het zeeniveau is t.o.v. het AP, of zoals het nu heet, het NAP gemeten (Lit. 24). Het AP komt voor het eerst voor in 1673; dit referentie niveau was gelijk aan de gemiddelde hoogte van de normale vloed te Amsterdam. De amplitude was 0,17 m, dus de gemiddelde zeestand te Amsterdam was 0,17 m beneden AP. Van 1700 tot 1861 is de waterstand te Amsterdam gemeten in het IJ. De zee had in die tijd via de Zuiderzee nog vrij toegang tot het IJ. Na de afsluiting van het IJ is tot 1925 verder gemeten in het Buiten-IJ. Deze reeks is in de wereld de oudste reeks van waterstandsmetingen die beschikbaar is (Lit. 25). De absolute waterstand van deze reeks kan overigens niet gekoppeld worden aan waterstanden op andere lokaties, omdat de gemiddelde zeestand per lokatie verschilt. De relatieve waterstand in Amsterdam is ca. 0,15 m gestegen in de periode van 1700 tot 1925.

De relatieve zeespiegelveranderingen van oudere perioden kunnen worden bepaald met C14 dateringen van oude veenlagen. Deze methode is in Nederland veel toegepast. De methode heeft met betrekking tot de nauwkeurigheid echter zijn beperkingen. De ouderdom van het veen kan namelijk slechts binnen een zekere marge bepaald worden en de relatie tussen veenvorming en zeespiegelniveau kan alleen onder bepaalde omstandigheden redelijk nauwkeurig worden gelegd. In Lit. 26 wordt een kritische beschouwing gegeven van de reeds eerder door andere auteurs bepaalde relatieve zeespiegelveranderingen. De in Fig. 13 getekende relatieve zeespiegelveranderingen zijn ontleend aan Lit. 26. Tussen 5000 en 1000 jaar v. Chr. is het ook mogelijk om fluctuaties op de algemene trend van relatieve zeespiegelrijzing te onderkennen.

In het volgende wordt nog iets nader ingegaan op het verloop van het zeeniveau. Het verloop van de relatieve zeespiegel kan voor veel plaatsen op aarde vrij

goed gereconstrueerd worden. Het blijkt dat per lokatie het verloop van de relatieve zeespiegel aanzienlijk verschilt (Lit. 27). Veelal wordt gepoogd om het absolute niveau van de zeespiegel direct in verband te brengen met de afsmelting van de ijskappen. Dit blijkt echter voor veel locaties niet mogelijk (Lit. 27). In Fig. 14a zijn de meespelende factoren in een schema weergegeven. Het gemiddeld zeeniveau, oftewel de geoide, blijkt over de wereld diverse 'dalen' en 'heuvels' te vertonen. Voor Nederland is de gradient van de geoide ca. 10^{-5} t.o.v. de ellipsoide. Dit betekent dat het zeeniveau in Noord Nederland ca. 2 m verschilt van het zeeniveau in Zuid-West-Nederland. Aangenomen wordt dat de geoide verloopt in de tijd. Voor het bepalen van het relatieve zeeniveau is dit echter niet direct relevant, omdat dit per locatie rechtstreeks bepaald wordt. Voor verschillen tussen de diverse locaties kan het verschillende tijdsverloop in de geoide echter wel een verklaring zijn. In Nederland lijkt het verloop van de relatieve zeespiegel voor Noord- en Midden-Nederland gelijk te zijn. Het verloop in Zeeland lijkt hier echter van af te wijken. In Figuur 14b,c staan enkele meetpunten getekend voor Zeeland. De duidelijk hogere ligging van de meetpunten kan wellicht verklaard worden door minder tectonische daling, andere getijamplitude, hoogte gradienten in de veengroei en/of lokale veengroei of veranderingen van de geoide.

Stormvloeden

Sinds halverwege de 19e eeuw zijn de waterstanden langs de kust continu gemeten. Voor deze tijd, vanaf ca. 1500 zijn alleen de hoogste, veelal catastrofale, waterstanden vastgelegd. Dit gebeurde vaak door markeringen in huizen. In Lit. 28 zijn deze waterstanden gegeven voor een paar locaties in Duitsland. Er lijkt een verband te bestaan tussen de relatieve zeespiegelrijzing en de hoogte van de hoogste waterstanden.

Het verloop van het aantal stormvloeden kan wellicht ook informatie verschaffen. Het aantal stormvloeden dat per eeuw voorkomt kan globaal bepaald worden vanaf ca. 1000 na Chr. vanuit oude geschriften. Gottschalk (Lit. 9) geeft een uitvoerig overzicht van de in het verleden opgetreden stormvloeden. In haar werk worden alleen de stormvloeden vermeld waarvan de historische beschrijving betrouwbaar is. Vooral in de eerste eeuwen van de historische beschrijvingen kunnen meer stormvloeden zijn opgetreden. Een ander probleem is dat een stormvloed pas als stormvloed wordt ervaren als deze gepaard gaat met aanzienlijke overstromingen. Veelal zegt dit echter meer over de hoogte en de staat van

onderhoud van de dijken dan over de hoogte van de stormvloed. Zo zouden de extreme waterstanden van de storm in 1976 waarschijnlijk in het verleden niet opgetekend zijn, daar deze waterstanden niet gepaard gingen met overstromingen. Opvallend is dat Delfland sinds de 12e eeuw nooit is overstroomd. Dit is vooral te danken aan de hoge dijken die dit gebied omsloten. Vanaf ca. 1000 na Chr. begon de dijk en terpbouw in Nederland. Na ca. 1200 waren alle lage delen van Nederland min of meer beschermd. Vanaf die tijd, die ongeveer samenvalt met het begin van de oude geschriften over stormvloeden, wordt het optreden van stormvloeden dus mede bepaald door menselijke invloeden. Conclusies met betrekking tot klimaat- en zeespiegel-veranderingen zijn dus uit het verloop van het aantal stormvloeden zeer lastig te trekken.

In Fig. 15 is een opsomming per eeuw gegeven van het aantal stormvloeden. Fig. 15a is overgenomen uit Lamb (Lit.16) en Fig. 15b is bepaald vanuit gegevens uit Lit. 9 voor de periode tot 1700, Lit. 29 voor de periode 1700-1900 en Lit. 28 voor de periode na 1900. Bij de interpretatie van Figuur 15b moet op de volgende gegevens gelet worden:

- In Figuur 15b zijn alleen de stormvloeden van Vlaanderen tot Groningen meegenomen.
- Tot ca. 1300 is het toenemen van het aantal stormvloeden wellicht te verklaren door het veelvuldiger op schrift stellen van de stormvloeden.
- Van 1300 tot 1400 is er een leemte in betrouwbare geschriften met betrekking tot stormvloeden.
- Van 1400 tot 1700 worden de stormvloeden onderscheiden in catastrofale stormvloeden en andere stormvloeden (Lit. 9).
- De meegetelde stormvloeden uit 1962, '67, '72, '73 en '76 gingen niet gepaard met overstromingen in Nederland.

Uit Figuur 15b blijkt dat in de 18e, 19e en 1e helft 20e eeuw minder stormvloeden voorkomen. De kans is echter groot dat dit samenhangt met verbeterde dijkbouw.

Interessante informatie over stormvloeden kan ook worden gevonden in Lit. 30. Hierin zijn alle in de historische literatuur vermelde stormvloeden opgetekend die relevant zijn voor de Deense kustwateren.

Getij

In Lit. 34 vermeldt Van Malde enkele uitkomsten van peilschaalregistraties in de periode 1886-1932 voor de afsluiting van de Zuiderzee en in de periode 1932-1980 erna. In beide perioden vindt een rijzing van de gemiddelde zeespiegel plaats. Verder blijven in de eerstgenoemde periode de gemiddelde tijverschillen nagenoeg onveranderd, maar in de tweede periode neemt in vrijwel alle peilstations langs de Nederlandse kust het tijverschil aanmerkelijk toe. Dit laatste wordt toegeschreven aan menselijk handelen, met name de uitvoering van omvangrijke baggerwerken.

LITERATUUR

1. Wigley, T.M.L., Ingram, M.J., Farmer, G.,
   Climate and History,
   Cambridge University Press., Cambridge, 1981

2. Kohsiek, L.R.M.,
   De korrelgrootte karakteristiek van de zeereep (stuifdijk) langs de Nederlandse kust,
   Rijkswaterstaat, Nota WWKZ-84G.007, sept. 1984

3. Eijsink, W.,
   Morfologie van de Waddenzee,
   Waterloopkundig Laboratorium, R 1336, mei 1979

4. Kreeke, J. van de, Haring, J.,
   Equilibrium flow areas in The Rhine-Meuse delta,
   Coastal Engineering 3, 1979, pp. 97-111

5. Berg, J.H. v.d.,
   Aspects of sediment- and morphodynamics of subtidal deposits of the Oosterschelde,
   Rijkswaterstaat, Communications no. 43/1986

6. Jong, H. de, Gerritsen, F.,
   Stability parameters of Western Scheldt estuary,
   Proc. 19th Coastal Engineering Conference, Houston, Texas, 1984

7. Bruun, P.,
   Morphological and Navigational Aspects of Tidal Inlets on Littoral Drift Shores,
   Journal of Coastal Research, Fort Lauderdale, 1986, pp. 123-145

8. Kreeke, J. van de,
   Stability of multiple inlets,
   Proc. 19th Coastal Engineering Conference, Houston, Texas, 1984

LITERATUUR (vervolg)

9. Gottschalk, E.N.K.,
Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland,
Van Gorcum & Comp. N.V., Assen, 1971, '75 en '77

10. Waller, C.C.,
Climates of northern and western Europe,
Amsterdam Elsevier, World Survey of Climatology, Vol. 5, 1970

11. Wieringa, J. en Rijkoort, P.J.,
Windklimaat van Nederland,
KNMI, De Bilt, Staatsuitgeverij, Den Haag, 1983

12. Dorrestein, R.,
Wind and wave data of Netherlands lightvessels since 1949,
KNMI, Mededelingen en Verhandelingen No. 90, Staatsdrukkerij,
Den Haag, 1967

13. Engelen, A.F.V. van, Geurts, H.A.M.,
Historische weerkundige waarnemingen, Deel IV,
Nicolaus Cruquius (1678-1754) and his meteorological observations,
De Bilt, 1985

14. Labrijn, A.,
Het klimaat van Nederland gedurende de laatste twee en een halve eeuw,
Mededelingen en Verhandelingen 49,
K.N.M.I. No. 102, De Bilt, 1945

15. K.N.M.I.,
Klimatologische gegevens van Nederlandse stations,
Het klimaat van het hoofdobservatorium De Bilt in de jaren 1901-1984,
K.N.M.I. No. 25, De Bilt, 1985.

16. Lamb, H.H.,
Climate History and the Modern World,
Methuen, London and New York, 1982

LITERATUUR (vervolg)

17. Bennema, J.,
Bodem en zeespiegelbewegingen in het Nederlandse kustgebied,
H. Veenman & Zonen, Wageningen, 1954

18. Gribben, J., Lamb. H.H.,
Climate change in historical times,
Climatic Change, Gribbin., J. (ed), Cambridge, Univ. Press, 1978

19. Schweingruber, F.H.,
Jahrringe als klimatologische Datenquelles. Das Klima Analysen und Modelle Geschichte und Zukunft. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980

20. Buishard, T.A., Volds, C.A.,
Neerslag en Verdamping, KNMI, De Bilt, april 1980

21. Lamb., H.H., Weiss, J.,
On recent changes of the wind and wave regime of the North Sea and the outlook. Fachliche Mitteilungen, Nr. 194, März, 1979

22. Rohde, H.,
New aspects concerning the increase of sea level on the German North Sea,
Proc. 19th Coastal Engineering Conference, Houston, Texas, 1984

23. Rohde, H.,
Sturmfluthöhen und säkularer Wasserstandanstieg an der Deutschen Nordseeküste,
Die Küste, Heft 30, 1977, pp. 52-143

24. Waalewijn, A.,
Drie eeuwen Normaal Amsterdams Peil,
Rijkswaterstaat, Serie No. 48, 1985

LITERATUUR (vervolg)

25. Veen, Joh. van,
Bestaat er een geologische bodemdaling te Amsterdam sedert 1700?

26. Plassche, O. van de,
Sea level change and waterlevel movements in The Netherlands during the Holocene,
Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Volume 36-1, 1982

27. Newman, W.S., Marcas, L.F., Pardi, R.R., Paleogeodesy:
Late Quaternary geoidal configurations as determined by ancient sea levels,
Proceedings of the Canberra Symposium, IAHS Publ. No. 131, Dec. '79

28. Führböter, A.,
Über zeitliche Änderungen der Wahrscheinlichkeit von Extremsturmfluten an der Deutschen Nordseeküste,
Heft 51 (1976) Leichtweiss Institut für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig

29. Bakker, J.,
Stormvloeden! Uit oude kronieken bijeen vergaard en breedvoerig omschreven vanaf 1625 tot en met 1 maart 1906 alsmede beschrijving omtrent het ontstaan van "De Dollard", Drieborg, April 1906

30. Gram-Jensen, Ib.,
Sea Floods, Contributions to the climatic history of Denmark,
Climatological Papers No. 13, Danish Meteorological Institute,
Kobenhavn, 1985

31. Rijkswaterstaat,
Grootheden/gegevens Waddenzee, Waddeneilanden en Noordzeekust,
Directie Waterhuishouding en Waterbeweging, District Kust en Zee,
Adviesdienst Hoorn, Nota WWKZ-79.H003, 1979

32. Eisma, D.,
De Noordzee, Het Spectrum, Utrecht/Antwerpen, 1980

LITERATUUR (vervolg)

33. Vellinga, P.,
Duinafslag ten gevolge van de stormvloed op 3 januari 1976,
Toetsing van de voorlopige richtlijn Verslag onderzoek
Waterloopkundig Laboratorium R587, mei 1978

34. Malde, J. van,
Voorlopige uitkomsten van voortgezet onderzoek naar de gemiddelde
zeeniveaus in de Nederlandse kustwateren,
RWS, Nota WW-WH 84.08, 1984

Overige geraadpleegde literatuur

Jensen, J.,
Änderungen der Mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste,
Braunschweig, Leichtweiss Inst. Mitt. Heft 83, 1984

Berger, A., (ed.)
Climatic Variations and Variability:
Facts and Theories Nato Advanced Study Institutes Series, C72, March 1980

Koster, E.K.,
De stuifzanden van de Veluwe; een fysisch geografische studie

Fockema Andreae, S.J.,
Oude gegevens over waterhoogten en stormvloeden,
Kon. Ned. Aard. Genootschap, Deel 78, Tweede Reeks, okt. 1961.

Wemelsfelder, P.J.,
Wetmatigheden in het optreden van stormvloeden,
De Ingenieur, No. 9, Bouw en Waterbouwkunde 3

Jelgersma, S.,
Holocene sea level changes in the Netherlands, Uitgeversmij."Ernest van
Aelst", Maastricht, 1961

LITERATUUR (vervolg)

Battjes, J.A.,
Studie Zeegat van Texel,
RWS-Studiedienst Hoorn, Nota 62-4, 1961

Goldberg, E.D.,
North Sea Science, Nato, Aviemore,
Scotland, North Sea Science Conference, Nov. 1971

Tooley, N.J., Sheail, G.M., (ed.)
The Climatic Scene, Department of Geography, University of Durham, London 1985

Rudloff, H. v.,
Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der Negelmäszigen Instrumenten Beobachtungen (1670), Die Wissenschaft, Band 122, Frieds-Vieweg & Sohn, Braunschweig, 1967

Brifla, K.R., et al.,
Climate reconstruction from tree rings. Part 2, Spatial reconstruction of summer mean sea-level pressure patterns over Great Britain,
Journal of Climatology, Vol. 6, 1986

Alexandre, P.,
Le climat au moyen age en Belgique et dans les regions voisines (Rhenanie, Nord de la France),
Recherches critiques d'apres les sources narratives et essai d'interpretatior
Belgisch Centrum voor Landelijke Geschiedenis, No. 50, Luik/Leuven, 1976

Raai	Soort[1)]	Gem. D_{50} (µm)	σ (µm)	Gem. D_{90}/D_{10}	σ
SO 1.040[2)]	1	150.	6.	3.67	1.168
SO 3.020	1	169.	3.	1.52	.017
SO 5.010	1	165.	8.	1.50	.042
SO 7.000	1	164.	2.	1.49	.034
SO 9.200	2	163.	4.	1.52	.049
SO 11.000	1	164.	2.	1.49	.015
SO 13.000	1	159.	3.	1.46	.048
SO 15.000	1	159.	3.	1.46	.037
AM 4.010	1	187.	10.	1.57	.045
AM 6.000	1	178.	8.	1.52	.029
AM 8.000	1	172.	4.	1.51	.036
AM 10.000	2	176.	18.	1.51	.027
AM 12.000[2)]	1	161.	8.	1.83	.122
AM 14.000[2)]	1	164.	15.	1.80	.184
AM 16.000	1	170.	5.	1.54	.019
AM 18.000	1	163.	1.	1.50	.034
AM 21.400	2	170.	6.	1.53	.038
AM 24.000	1	170.	4.	1.54	.032
TS 1.000	1	210.	9.	1.69	.043
TS 3.000	1	202.	3.	1.59	.039
TS 5.000	1	206.	11.	1.71	.091
TS 7.000	2	189.	7.	1.56	.047
TS 9.000	1	187.	9.	1.62	.081
TS 11.000	1	178.	6.	1.56	.057
TS 13.000	1	183.	4.	1.60	.074
TS 15.000	1	181.	6.	1.58	.041
TS 17.000	1	188.	7.	1.59	.058
TS 19.000	1	187.	7.	1.58	.025
TS 21.000	1	188.	7.	1.60	.021
TS 23.000	2	190.	7.	1.63	.088
TS 25.000	1	191.	5.	1.64	.048
TS 27.000	1	189.	8.	1.64	.045
TS 29.000	1	192.	7.	1.64	.046
VL 40.000	1	199.	4.	1.74	.063
VL 41.870	1	195.	8.	1.74	.078
VL 43.765	2	194.	9.	1.71	.068
VL 45.175	1	194.	10.	1.69	.063
VL 47.000	1	202.	7.	1.76	.046
VL 48.620	1	205.	20.	1.80	.106
VL 50.770	1	194.	2.	1.71	.017
VL 52.500	2	194.	11.	1.71	.042
VL 54.000	1	194.	4.	1.76	.010
TX 9.600	2	203.	7.	1.62	.097
TX 12.100	1	207.	9.	1.66	.041
TX 13.920	1	191.	7.	1.66	.062
TX 15.860	1	186.	6.	1.62	.041
TX 18.530	1	194.	7.	1.63	.054
TX 19.520	1	202.	11.	1.68	.067
TX 23.910	1	196.	7.	1.65	.045

Tabel 1 De over de zeereep gemiddelde korreldiameter (Lit. 2)

TX 22.510	1	203.	9.	1.77	.049
TX 24.400	1	206.	9.	1.72	.059
TX 26.400[2)]	2	213.	29.	1.82	.120
TX 28.600[2)]	1	203.	7.	1.88	.340
TX 30.410[2)]	1	193.	8.	1.86	.281
NH 2.100	1	232.	6.	1.70	.057
NH 4.090	2	233.	8.	1.76	.124
NH 6.080	1	224.	25.	1.73	.122
NH 7.890	1	247.	14.	2.00	.084
NH 9.480	1	261.	16.	1.80	.109
NH 12.650[2)]	1	219.	18.	1.77	.046
NH 14.620	1	253.	17.	1.83	.089
NH 16.470	1	277.	10.	1.71	.075
NH 18.270	2	251.	8.	1.61	.084
NH 20.150	1	237.	14.	1.63	.054
NH 26.540	1	242.	14.	1.62	.046
NH 28.320	2	235.	7.	1.67	.098
NH 30.000	1	246.	5.	1.62	.048
NH 32.000	1	251.	4.	1.60	.031
NH 34.000	1	242.	15.	1.69	.144
NH 36.000	1	259.	26.	1.73	.305
NH 40.000	1	243.	5.	1.61	.033
NH 42.000	1	231.	12.	1.68	.127
NH 44.000	1	236.	8.	1.71	.054
NH 46.000	1	224.	5.	1.63	.055
NH 48.000	2	223.	4.	1.54	.067
NH 50.000	1	218.	5.	1.62	.040
NH 52.000[2)]	1	195.	35.	1.73	.069
NH 54.000	1	188.	8.	1.61	.051
NH 56.750	1	214.	11.	2.11	.153
NH 58.500	1	262.	20.	2.01	.007
NH 62.000	1	218.	30.	2.11	.106
NH 64.000	1	204.	37.	2.14	.143
NH 66.000	1	180.	7.	2.13	.135
NH 68.000	1	210.	24.	2.25	.129
NH 70.000	2	214.	31.	2.22	.196
ZH 72.000	1	199.	14.	2.28	.450
ZH 74.000	1	222.	12.	2.16	.141
ZH 76.000	1	220.	10.	2.20	.098
ZH 78.000	1	217.	8.	2.01	.113
ZH 80.000	1	224.	15.	2.04	.114
ZH 82.000	1	221.	10.	2.09	.115
ZH 84.000	2	224.	15.	1.91	.097
ZH 85.940	1	237.	15.	2.10	.094
ZH 88.000	1	226.	26.	2.03	.088
ZH 90.000	1	227.	17.	2.02	.186
ZH 92.000	1	224.	12.	1.99	.083
ZH 94.000	1	219.	15.	1.98	.115
ZH 96.000	1	199.	3.	1.74	.045
ZH 97.950	1	201.	15.	1.96	.234
ZH102.000[2)]	1	236.	21.	2.34	.254
ZH103.910[2)]	2	205.	20.	1.70	.081

Tabel 1 (vervolg) De over de zeereep gemiddelde korreldiameter (Lit. 2)

ZH105.925[2)]	1	186.	8.	1.78	.077
ZH108.070[2)]	1	221.	33.	1.92	.143
ZH109.960[2)]	1	224.	9.	1.90	.070
ZH112.000[2)]	1	214.	6.	1.92	.075
ZH114.000[2)]	1	213.	19.	1.81	.116
ZH116.100[2)]	1	255.	15.	2.28	.166
RB 4.900[2)]	1	254.	24.	4.50	.193
RB 7.000[2)]	1	302.	39.	3.35	.617

Tabel 1 (vervolg) De over de zeereep gemiddelde korreldiameter (Lit. 2)

1) 1 = 2 km raai
   2 = 20 km raai

2) antropogene invloed

	helling (-)	(σ)	D_{50} (μm)	(σ)
Texel raai 19.12 t/m 19.91	1:4,1	(0,3)	202	(11)
Vlieland raai 43.065 t/m 43.950	1:3,8	(1,1)	194	(9)
Terschelling raai 16.6 t/m 17.4	1:6,1	(0,8)	188	(7)
Ameland raai 13.6 t/m 14.4	1:7,8	(2,8)	164	(15)
NH 1 raai 5.68 t/m 6,28	1:2,2	(0,3)	225	(25)
NH 2 raai 10.54 t/m 11.75	1:2,3	(0,9)	261	(16)
NH 3 raai 49.00 t/m 50.00	1:2,3	(0,5)	218	(5)
NH 4 raai 59.25 t/m 61.00	1:1,8	(0,3)	218	(30)
NH 5 raai 70.00 t/m 71.00	1:3,8	(0,6)	214	(31)
ZH 1 raai 84.25 t/m 84.75	1:2,6	(0,5)	224	(15)
ZH 2 raai 107.73 t/m 108.45	1:2,2	(0,8)	221	(33)
Schouwen raai 10.041 t/m 10.841	1:2,0	(0,6)	205	(15)
Walcheren 1 raai 6.7 en 7.03	1:1,6	(0,4)	283	(25)
Walcheren 2 raai 16.115 en 16.532	1:2,2	(0,1)	315	(35)
Walcheren 3 raai 27.315 en 27.727	1:1,6	(0,0)	245	(15)

Gegevens ontleend aan Lit. 2 en 33.
Voor ligging van de raaien zie figuur 4.

Tabel 2 Gemiddelde hellingen van het duinfront en de gemiddelde korreldiameter in de zeereep

	kilometer raai (km)	Strandhelling		Korreldiameter	
		natte strand (-)	droge strand (-)	natte strand (µm)	droge strand (µm)
Ameland	0-25	1:64	1:36	180/190	165
Tersch.	0-30	1:60	1:23	225	210
Vlieland	45-52	1:48	1:29	260	230
Texel	0-30	1:40	1:28	230	195
N.Holland	0-20	1:44	1:21	340	280
N.Holland	45	1:38	1:21	260	220
N.Holland	55	1:60	1:33	180	170

Gegevens ontleend aan Lit. 31 en 32

Tabel 3 Hellingen en de korreldiameter van het strand

zeegat	oppervlak vloedkom (km^2)		vloedvolume (10^6 m^3/vloed)		oppervlak onder G.L.W. (%)		diepte zeegaten onder N.A.P. (m)
Marsdiep	580	680	900	1050	64	81	30
Eijerlandse Gat	160	160	180	160	25		8
Vlie	820	720	910	880	67	56	25
Borndiep	310	310	630	430	32		18
Pinkegat	60	65	100	100	25		7
Zoutkamperl.	230[1)]	130	300[1)]	200	26		18
Eilanderbalg	60	55	65	70	25		5
Lauwers	140	145	200	160	36		20
Schild	50	50	75	70	20		6
Westereems	-	520	860	1000	-		30
totaal		2835	4220	4120			

[1)] voor afsluiting van de Lauwerszee

Overgenomen uit Lit. 3, gegevens uit verschillende bronnen

Tabel 4 Enkele gegevens van de Waddenzee

Physical characteristics of estuary mouths

	RV	FV	EV	TV	A_c	$\hat{Q}$	$Q_r/\hat{Q}$	$\bar{v}$	$\hat{u}$
	($\times 10^6$ m³)				(m²)	(m³/sec)		(m/sec)	(m/sec)
Rotterdam Waterway 1897—1909	30	41	71	112	3600	2937	0.23	0.69	0.82
Rotterdam Waterway 1944—1958	35	66	102	168	5600	4700	0.16	0.67	0.84
Haringvliet 1933	70	250	310	560	21000	17104	0.09	0.59	0.82
Haringvliet 1959	60	235	295	530	19000	16395	0.08	0.62	0.86
Brouwershavense Gat 1933	0	410	410	820	34000	28623	0	0.54	0.84
Brouwershavense Gat 1959	0	395	395	790	32000	26878	0	0.55	0.84
Eastern Scheldt 1933	0	1100	1100	2200	89000	76794	0	0.55	0.86
Eastern Scheldt 1959	0	1130	1130	2260	93000	78888	0	0.54	0.85

Physical characteristics of tidal rivers

		RV	FV	EV	TV	A_c	$\hat{Q}$	$Q_r/\hat{Q}$	$\bar{v}$
		($\times 10^6$ m³)				(m²)	(m³/sec)		(m/sec)
Noord	1966	11	4	15	19	1040	368	0.66	0.40
Noord	1933	11	3	14	17	960	322	0.75	0.39
D. Kil	1915	8	5.5	13.5	19	1190	599	0.30	0.35
D. Kil	1933	6	6.5	12.5	19	1190	470	0.28	0.35
D. Kil	1966	6	8.5	14.5	23	1230	608	0.22	0.42
Oude Maas*	1915	12	8	20	28	1270	617	0.43	0.49
Oude Maas**	1915	8	9	17	26	1420	649	0.27	0.41
Spui	1966	2	7	9	16	970	489	0.09	0.37

*Between D. Kil and Spui
**Between Spui and Rotterdam Waterway
Parameters are average values for the entire tidal river.

RV = rivierafvoer per getij (jaargemiddeld)

FV = vloedvolume

EV = ebvolume

TV = getijvolume (FV + EV)

A_c = natte oppervlak van de dwarsdoorsnede bij gemiddeld niveau

$\hat{Q}$ = maximale getijafvoer bij gemiddeld tij

$Q_r/\hat{Q}$ = gemiddelde rivierafvoer/maximale getijafvoer

$\bar{v}$ = karakteristieke snelheid (TV/A_c*T)

$\hat{u}$ = maximale stroomsnelheid in de monding ($\hat{Q}/A_c$)

T = getijperiode

Overgenomen uit Lit. 4

Tabel 5 Enkele karakteristieken van de estuaria en de getijrivieren

Ω/M_{tot}	Entrance Conditions
$\Omega/M_t > 300$	Little or no ocean bar outside gorge (ocean shoals may occur further out)
$150 < \Omega/M_t < 300$	Little ocean bar
$100 < \Omega/M_t < 150$	Low ocean bar, navigation problems usually minor
$50 < \Omega/M_t < 100$	Wider and higher ocean bar, increasing navigation problems
$20 < \Omega/M_t < 50$	Wide and shallow ocean bar, navigation difficult
$\Omega/M_t < 20$	Very shallow ocean bar, navigation very difficult

Note: The condition on the ocean bar also depends upon the wave climate involved $M_t = M_{tot}$

Overgenomen uit Lit. 7

Ω = getijvolume in m^3

M_t = totale zandtransport langs de kust in m^3/jaar

Tabel 6 Vorm van de monding van het zeegat

(1)	(2)	(3)	(4) [(1) + (2)] (m^2)	(5) [(4) − (3)]/(3) (%)
Beneden Merwede	Nieuwe Merwede	Boven Merwede		
2250	3350	5500	5600	1.8
Nieuwe Merwede	Amer	Hollands Diep		
7100	18100	24900	25200	1.2
Lek	Noord	Nieuwe Maas		
4100	2650	6600	6750	2.2
Spui	Oude Maas (West)	Oude Maas (East)		
1750	5800	7400	7550	2.0
Nieuwe Maas	Oude Maas	Rotterdam Waterway		
19400	8100	27100	27500	1.5

I = time averaged depth $h(y)$, to the power 1.5 integrated over the width of the cross-section.
y = lateral coordinate.
Data pertain to equilibrium conditions in 1970, prior to closure of Haringvliet.

Overgenomen uit Lit. 4

Tabel 7 Waarden van de parameter I voor de samenvloeiing van getijrivieren in Zuid Holland

jaartal	temperatuur (De Bilt)						neerslag		windrichting		stormindex >30		rel. zeespiegel
	jaar (°C)		zomer (°C)		winter (°C)		(Hoofddorp) mm/jaar		(Utrecht-De Bilt) (°)		(Noordzee) dagen/jaar		(Nederland) (m)
	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ			
1876-1880	9,0	0,9	16,4	0,7	2,1	2,1	837	102	235	9	-	-	-0,23
1881-1885	9,2	0,6	16,0	0,6	3,2	1,0	787	100	233	10	39	7	-0,23
1886-1890	8,6	0,7	15,8	0,8	1,1	0,6	737	81	239	15	32	4	-0,21
1891-1895	9,0	0,5	16,0	0,7	1,0	1,7	786	58	244	21	33	6	-0,21
1896-1900	9,4	0,2	16,9	0,5	2,8	1,3	758	71	257	28	34	7	-0,18
1901-1905	8,9	0,4	16,1	0,8	2,4	0,9	776	135	232	14	31	9	-0,17
1906-1910	8,9	0,5	15,4	0,8	2,0	1,2	697	82	239	7	25	4	-0,15
1911-1915	9,5	0,4	16,1	1,0	3,6	0,2	752	158	235	19	25	6	-0,14
1916-1920	8,9	0,6	15,5	1,0	2,8	1,9	759	84	233	20	27	12	-0,13
1921-1925	8,9	0,6	15,8	0,8	2,8	1,7	737	190	240	22	25	8	-0,12
1926-1930	9,4	0,3	16,0	0,5	2,2	2,2	766	127	228	22	25	6	-0,11
1931-1935	9,4	0,6	16,7	0,5	2,6	1,4	650	125	239	18	20	7	-0,10
1936-1940	9,2	0,7	16,5	0,4	2,1	2,3	790	57	240	9	24	8	-0,09
1941-1945	9,2	0,7	16,5	0,4	1,5	2,2	734	91			31	10	-0,08
1946-1950	9,6	0,4	16,8	1,2	2,3	2,7	726	128			28	7	-0,07
1951-1955	9,3	0,4	16,2	0,6	2,2	0,5	778	136			24	7	-0,06
1956-1960	9,3	0,7	15,8	1,0	2,7	1,6	809	112			22	8	-0,05
1961-1965	8,6	0,8	15,3	0,5	1,3	2,7	865	99					-0,04
1966-1970	9,4	0,3	16,5	0,6	2,2	1,5	847	93					-0,03
1971-1975	9,4	0,4	16,3	0,9	3,7	1,1	733	162					-0,02
1976-1980	9,3	0,6	16,2	1,3	2,5	1,8							-0,01
1981-1984	9,7	0,5	16,9	1,2	2,6	1,1							0

Gegevens ontleend aan Lit. 3, 14, 15, 20 en 21

Tabel 8 5-jaargemiddelde waarden van enkele klimaatgegevens van 1876 tot 1985

jaartal	temperatuur (Engeland)			relatieve neerslag (Engeland)	frequentie van de Z.W. windrichting (Londen)	relatieve zeespiegel (Nederland)
	jaar (°C)	zomer (°C)	winter (°C)	(%)	(%)	(m)
1975	9,4	15,3	4,0	100	25	0
1925	9,4	15,8	4,2	99	35	-0,1
1875	9,1	15,7	3,8	97	30	-0,15
1825	9,1	15,6	3,5	96	22	-0,20
1775	9,1	15,9	3,4	94	20	-0,21
1725	9,2	15,9	3,7	96	30	-0,22
1675	8,7	15,3	3,1	92	30	-0,23
1625	8,8	15,4	3,2	93	25	-0,25
1575	8,8	15,3	3,2	93	22	-0,26
1525	9,3	15,9	3,8	97	33	-0,28
1475	9,0	15,6	3,5	95	29	-0,30
1425	9,1	15,8	3,4	95	23	-0,32
1375	9,3	15,8	3,8	98	30	-0,35
1325	9,7	16,0	4,2	99	35	-0,40
1275	9,9	16,3	4,4	103		-0,50
1225	10,0	16,3	4,5	102		-0,55
1175	10,0	16,3	4,4	103		-0,60
1125	9,9	16,2	4,1	99		-0,61
1075	9,7	16,2	3,9	98		-0,62
1025	9,5	16,2	3,8	97		-0,63
975	9,4	16,1	3,7	97		-0,65

Gegevens ontleend aan Lit. 2 en 16

Tabel 9 50-jaargemiddelde waarden van enkele klimaatgegevens van 975 tot 1975

jaartal	temperatuur (Engeland)			neerslag (De Krim)	ligging subpool laag (Europa)	rel. zee-spiegel (Nederland)	
	jaar (°C)	zomer (JJA) (°C)	winter (DJF) (°C)	(mm)	(°NB)	Lit. (26) (m)	RGD (1985) (m)
~2000	9,2	15,3	3,8	420	69	0,0	0,0
1750	8,5						
1500	9,0	15,6	3,9	420		-0,3	-0,25
1250	10,0						
1000	9,0	16,0	4,0	450	69	-0,6	-0,5
750	8,5						-0,6
500	9,0	16,0	4,6	400			-0,7
250	9,5						-0,8
0000	9,0	15,5	4,2	400	68	-0,7	-1,0
- 250	8,5					-0,8	-1,1
- 500	8,5	15,2	4,2	380		-1,0	-1,2
- 750	8,5					-1,3	-1,4
-1000	9,5	16,0	4,0	380	72	-1,4	-1,6
-1250	9,5					-1,8	-1,8
-1500	10,0	16,4	3,5	380		-2,1	-1,9
-1750	10,5					-2,2	-2,1
-2000	10,0	16,5	3,6	400	77	-2,2	-2,3
-2250	(10,2)			550		-2,5	-2,5
-2500	(10,5)	16,8	4,0			-2,8	-2,7
-2750	(10,7)					-3,0	-2,9
-3000	(11,0)	17,2	4,7		77	-3,1	-3,3

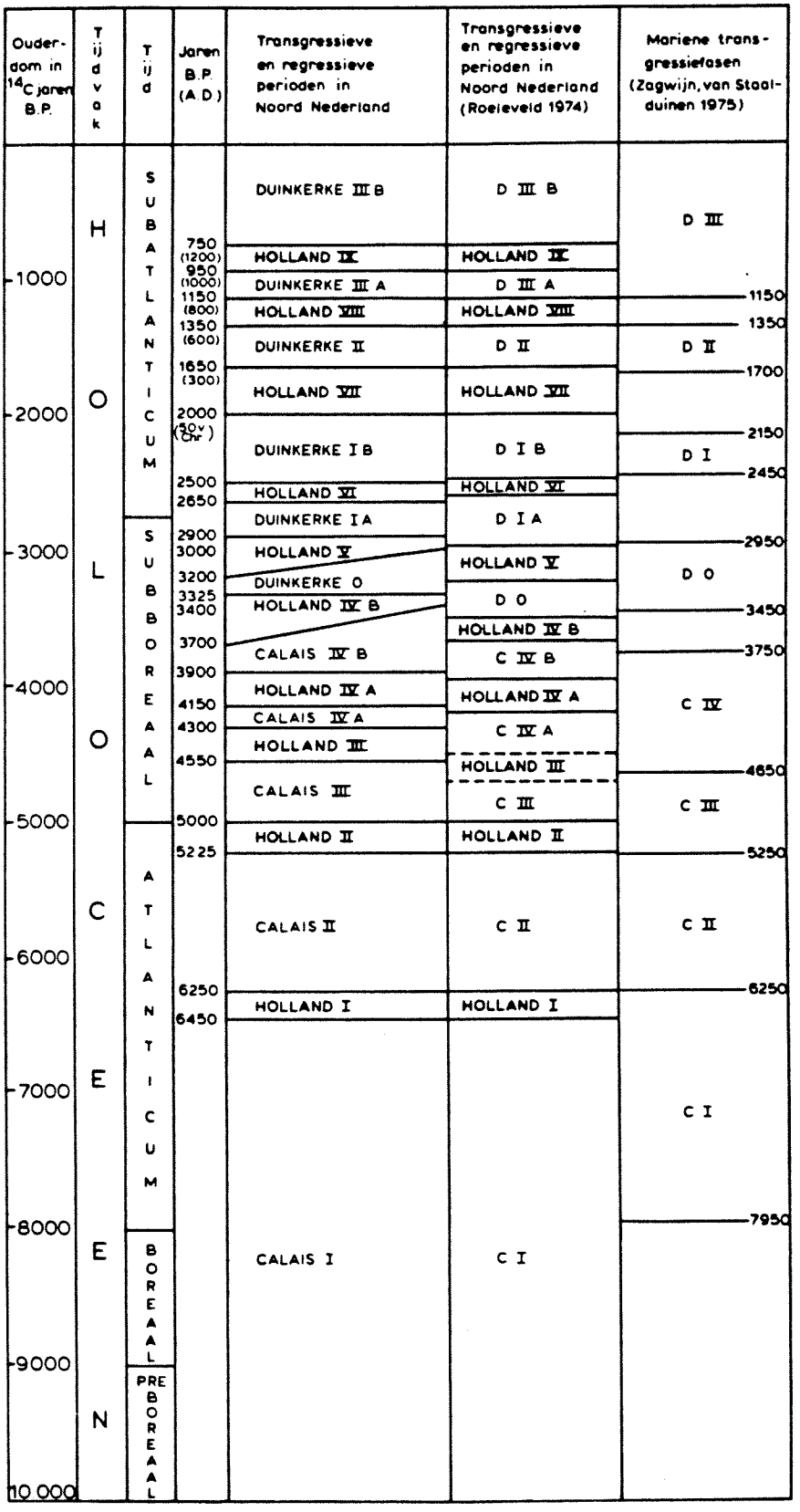
Gegevens ontleend aan Lit. 2, 16 en 26 en nog niet gepubliceerde RGD resultaten.

Tabel 10 Veronderstelde 250-jaargemiddelde waarden van enkele klimaatgegevens van 3000 v. Chr. tot heden.

Jan.-Febr.	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	°NO azimuth
1701—1730	4	8	16	13	8	27	12	11	202
1731—1760	4	7	15	11	10	27	15	10	213
1761—1790	5	10	13	8	11	30	11	9	213
1791—1820	4	8	12	9	11	32	17	8	221
1821—1850	5	9	17	9	10	26	14	9	208
1851—1880	5	6	13	7	15	31	15	8	217
1881—1910	7	8	8	11	14	21	19	9	227
1911—1940	6	8	12	10	22	21	13	9	200
Maart—April									
1701—1730	7	14	15	8	6	20	15	15	331
1731—1760	7	15	15	9	6	18	18	11	273
1761—1790	11	17	13	5	7	19	14	13	315
1791—1820	9	17	19	7	6	21	12	9	60 (300)
1821—1850	9	17	15	7	7	19	16	10	292
1851—1880	12	13	18	6	8	17	13	13	336
1881—1910	13	17	13	6	11	18	12	10	329
1911—1940	12	15	13	7	13	18	13	10	257
Mei—Juni									
1701—1730	9	16	15	9	6	17	15	13	325
1731—1760	10	19	12	8	5	17	16	15	327
1761—1790	13	15	11	5	6	18	16	16	310
1791—1820	14	15	11	4	4	21	18	14	305
1821—1850	12	17	12	5	5	18	17	14	315
1851—1880	17	10	15	5	6	18	15	14	315
1881—1910	16	18	10	3	8	17	14	15	325
1911—1940	16	15	12	4	9	16	15	14	324
Juli—Aug.									
1701—1730	10	11	8	6	6	23	19	17	277
1731—1760	8	12	8	6	6	21	23	16	271
1761—1790	8	8	7	4	8	25	22	17	265
1791—1820	11	8	9	5	5	26	23	13	268
1821—1850	9	10	9	4	6	23	24	15	272
1851—1880	11	8	11	5	8	23	19	15	269
1881—1910	11	9	8	4	9	24	22	13	263
1911—1940	12	9	7	4	12	22	19	15	266
Sep.t—Oct.									
1701—1730	5	9	14	9	8	26	15	13	232
1731—1760	7	9	16	11	8	22	16	11	222
1761—1790	6	8	13	7	12	26	16	13	234
1791—1820	6	9	15	10	10	25	16	10	219
1821—1850	7	9	13	9	12	25	15	10	222
1851—1880	8	6	15	8	14	25	14	10	217
1881—1910	9	8	13	8	17	23	15	8	214
1911—1940	10	9	12	8	19	20	13	9	211
Nov.—Dec.									
1701—1730	4	6	13	13	9	30	13	12	215
1731—1760	5	7	13	12	11	25	17	10	218
1761—1790	4	8	13	10	10	30	16	9	219
1791—1820	5	8	15	9	11	31	13	9	213
1821—1850	4	7	14	11	11	28	16	8	212
1851—1880	6	7	12	8	16	28	13	10	216
1881—1910	5	7	12	9	23	24	12	7	208
1911—1940	5	6	12	10	26	21	12	8	201

Overgenomen uit Lit. 14

Tabel 11 Gemiddelde frequenties van de windrichtingen te Amsterdam voor de diverse groepen van twee maanden



TRANSGRESSIE- EN REGRESSIEPERIODEN VOOR DE NEDERLANDSE KUST

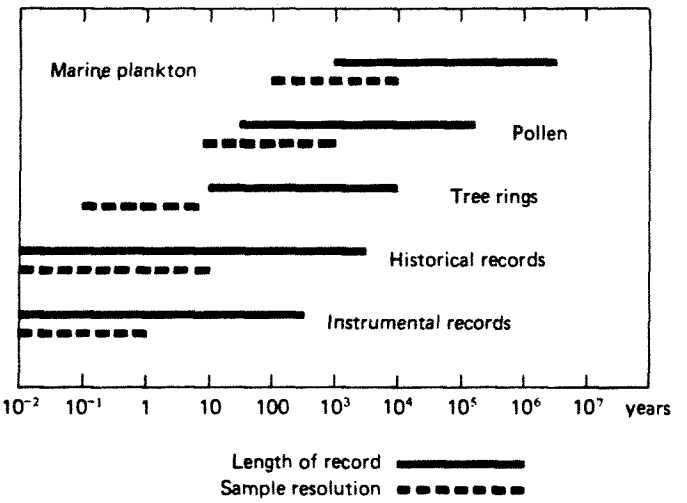
UIT [26]

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

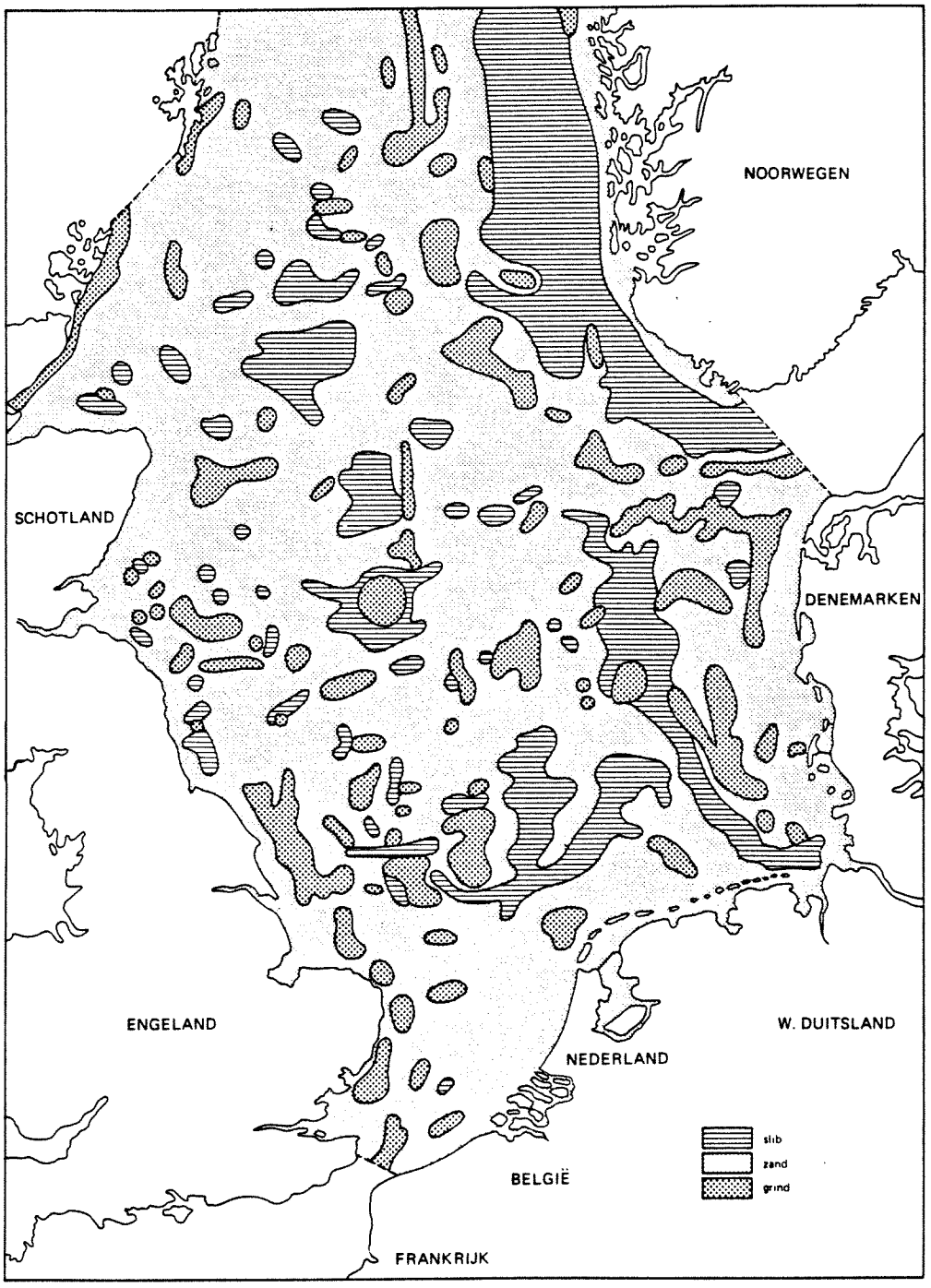
H 317

FIG. 1

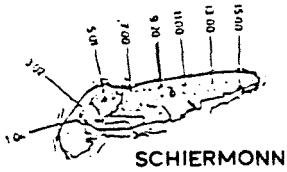
The length of record and sample resolution of climatic information derivable from the marine plankton record, the pollen record, the tree-ring record, and historical and instrumental records. (Modified from an unpublished diagram by T. Webb)



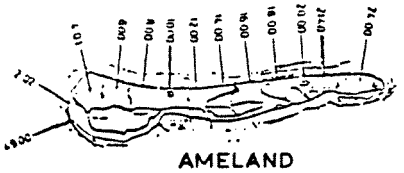
OVERZICHT VAN DE VERSCHILLENDE INFORMATIE-BRONNEN VOOR EEN RECONSTRUCTIE VAN HET KLIMAAT		
	UIT [1]	
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 2



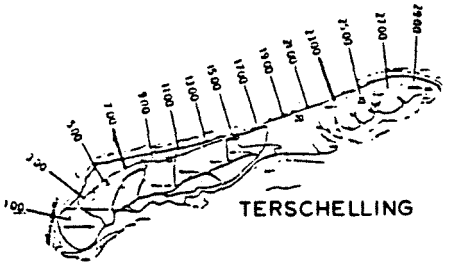
VOORKOMEN VAN GRIND, ZAND EN SLIB OP DE NOORDZEEBODEM		
	UIT [32]	
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 3



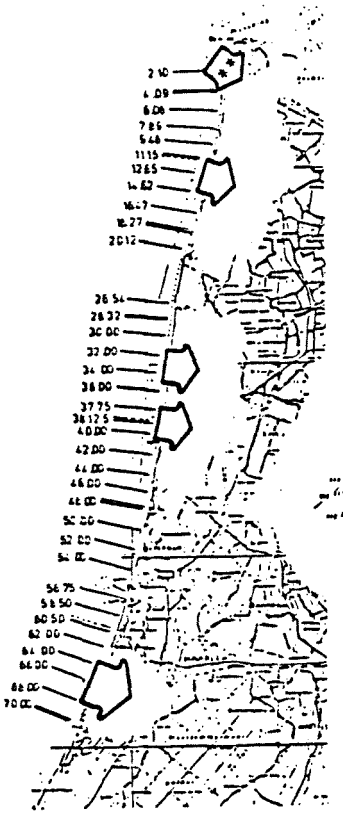
SCHIERMONNIKOOG



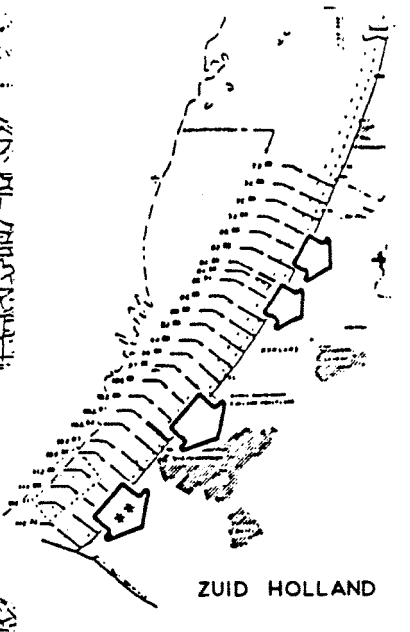
AMELAND



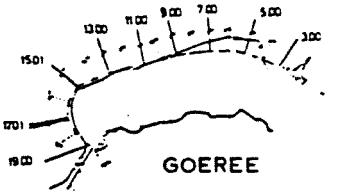
TERSCHELLING



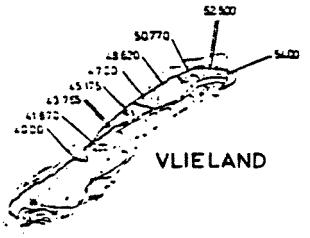
NOORD HOLLAND



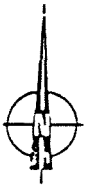
ZUID HOLLAND

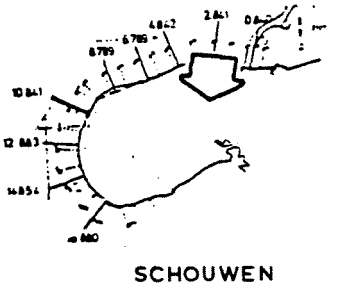


GOEREE

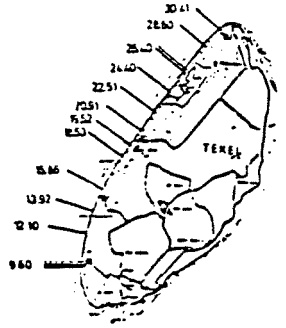


VLIELAND

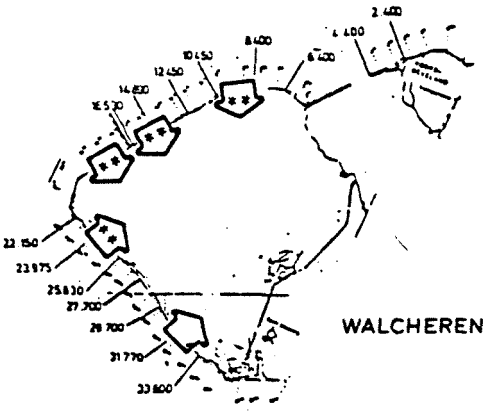




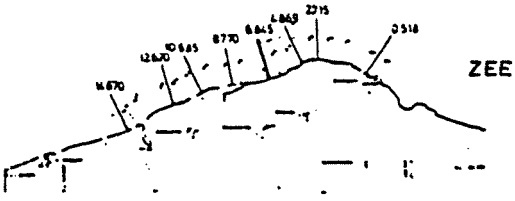
SCHOUWEN



TEXEL



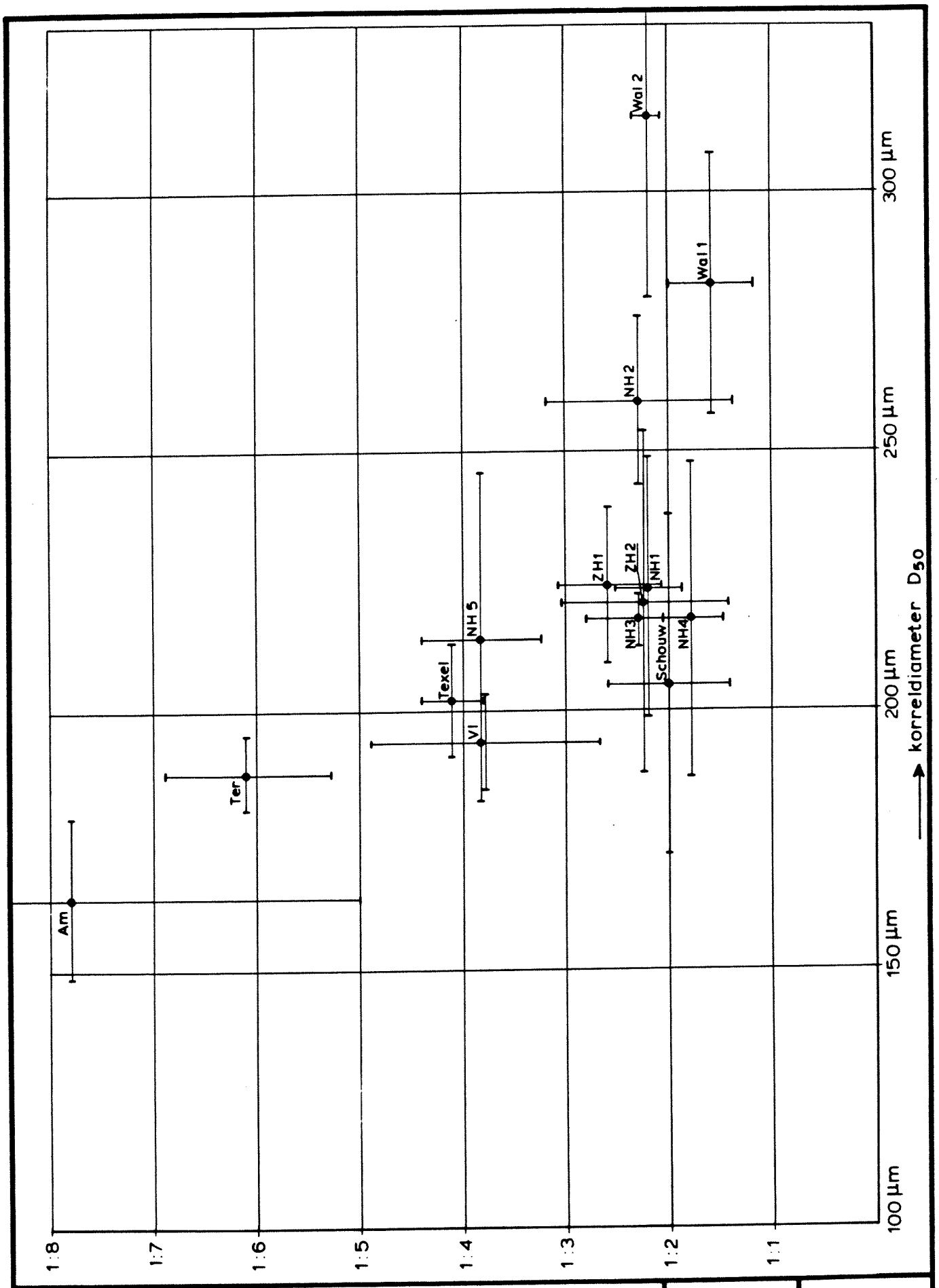
WALCHEREN



ZEEUWS VLAANDEREN

OVERZICHT RAAIENSTELSEL EN KUSTVAKKEN

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM | H 317 | FIG. 4



RELATIE KORRELDIAMETER EN HELLING DUINFRONT

ZIE TABEL 2

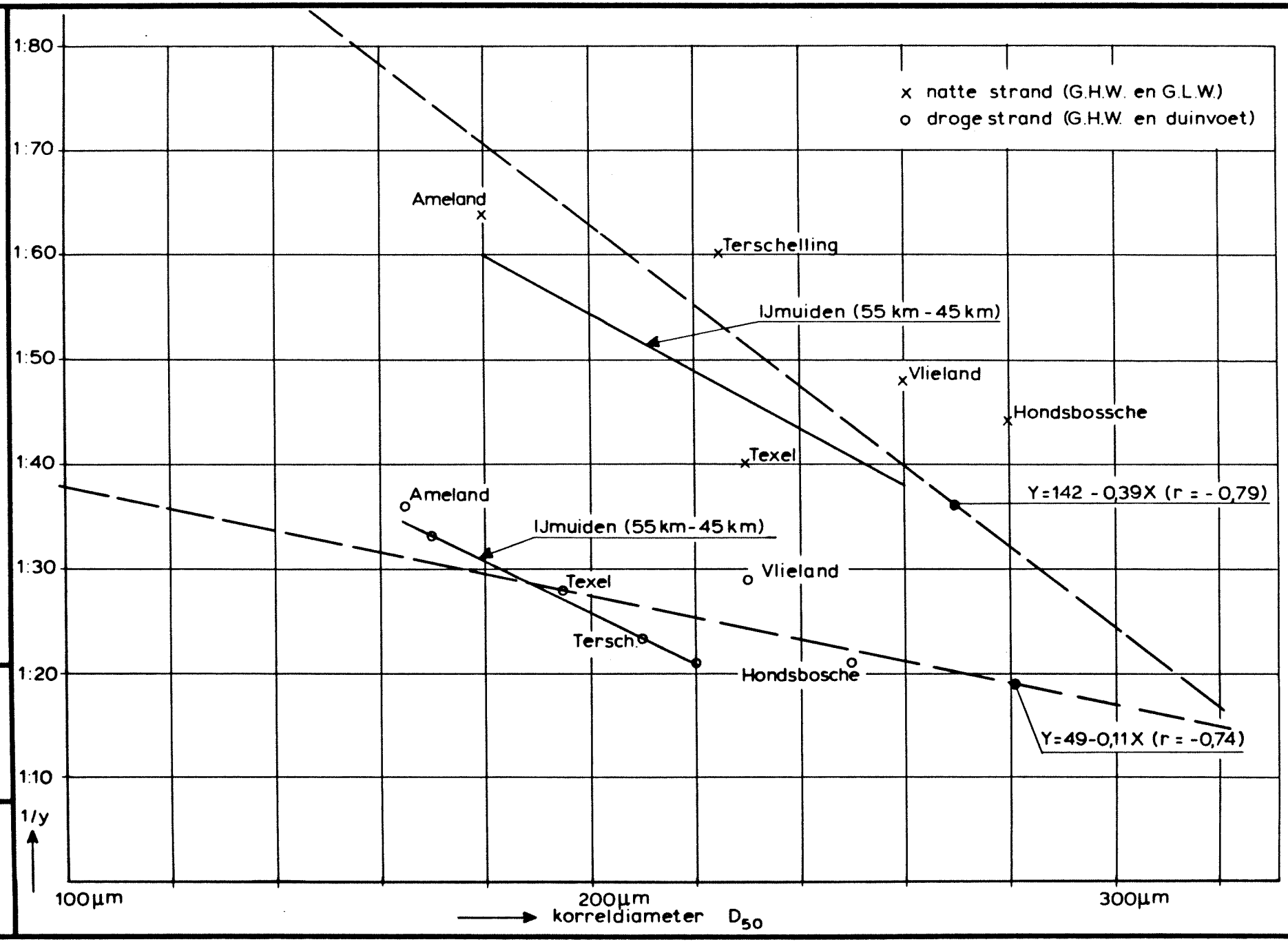
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 317

FIG. 5

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

RELATIE KORRELDIAMETER EN STRANDHELLING



UIT [31] EN [32]

H 317

FIG. 6

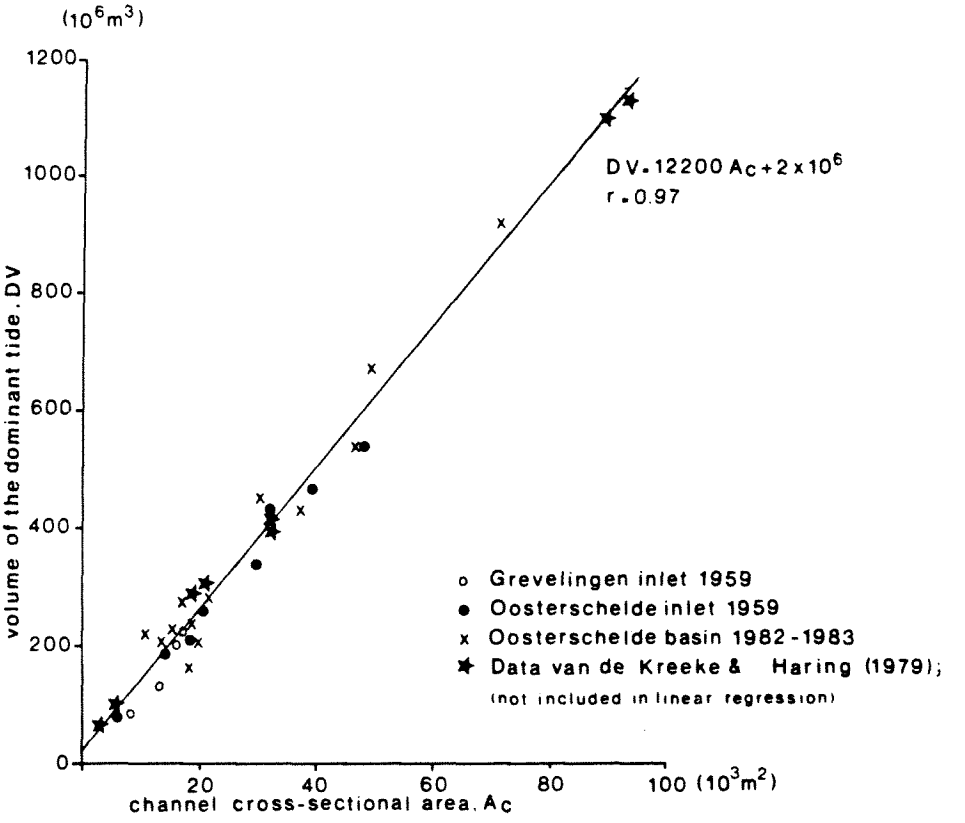
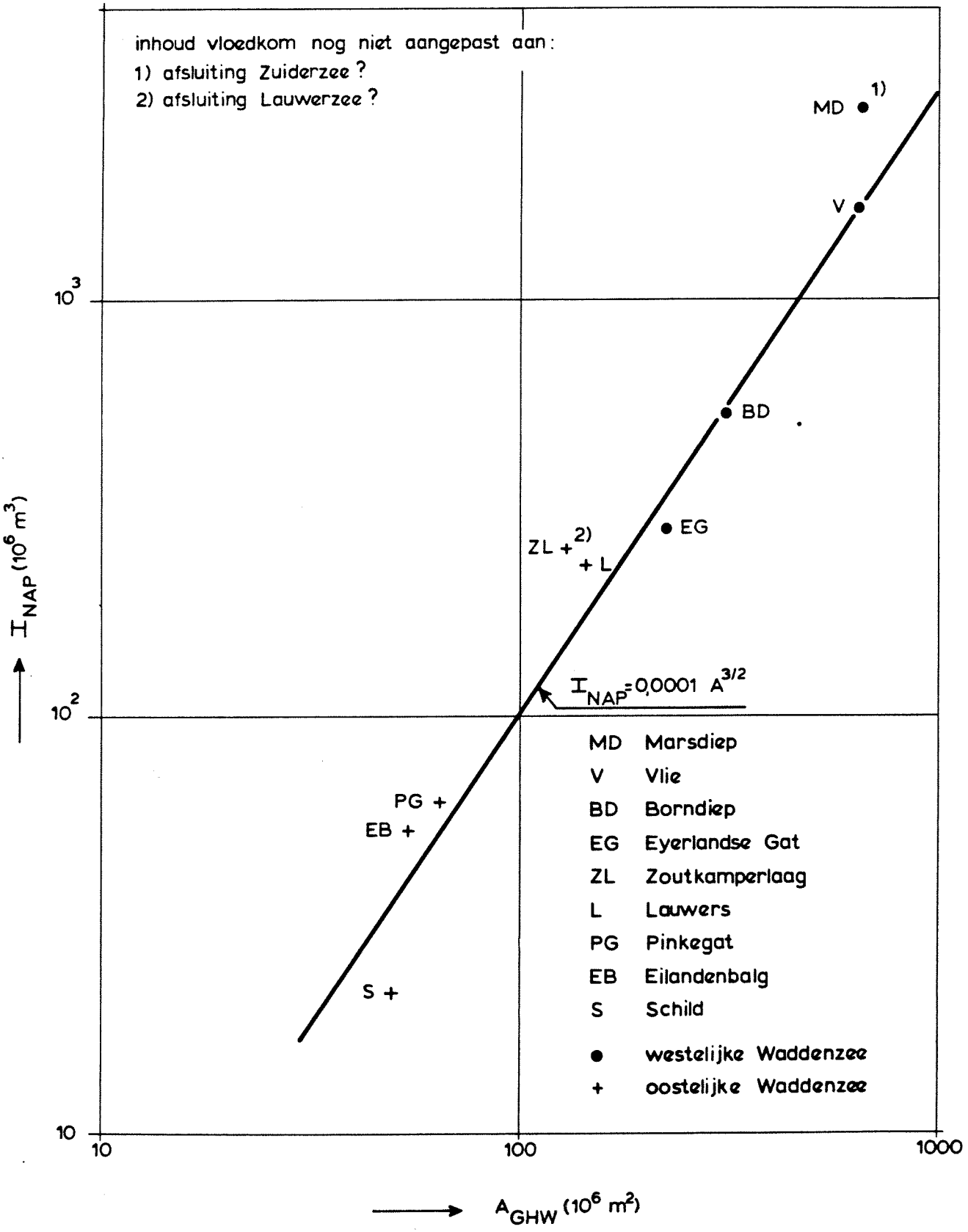
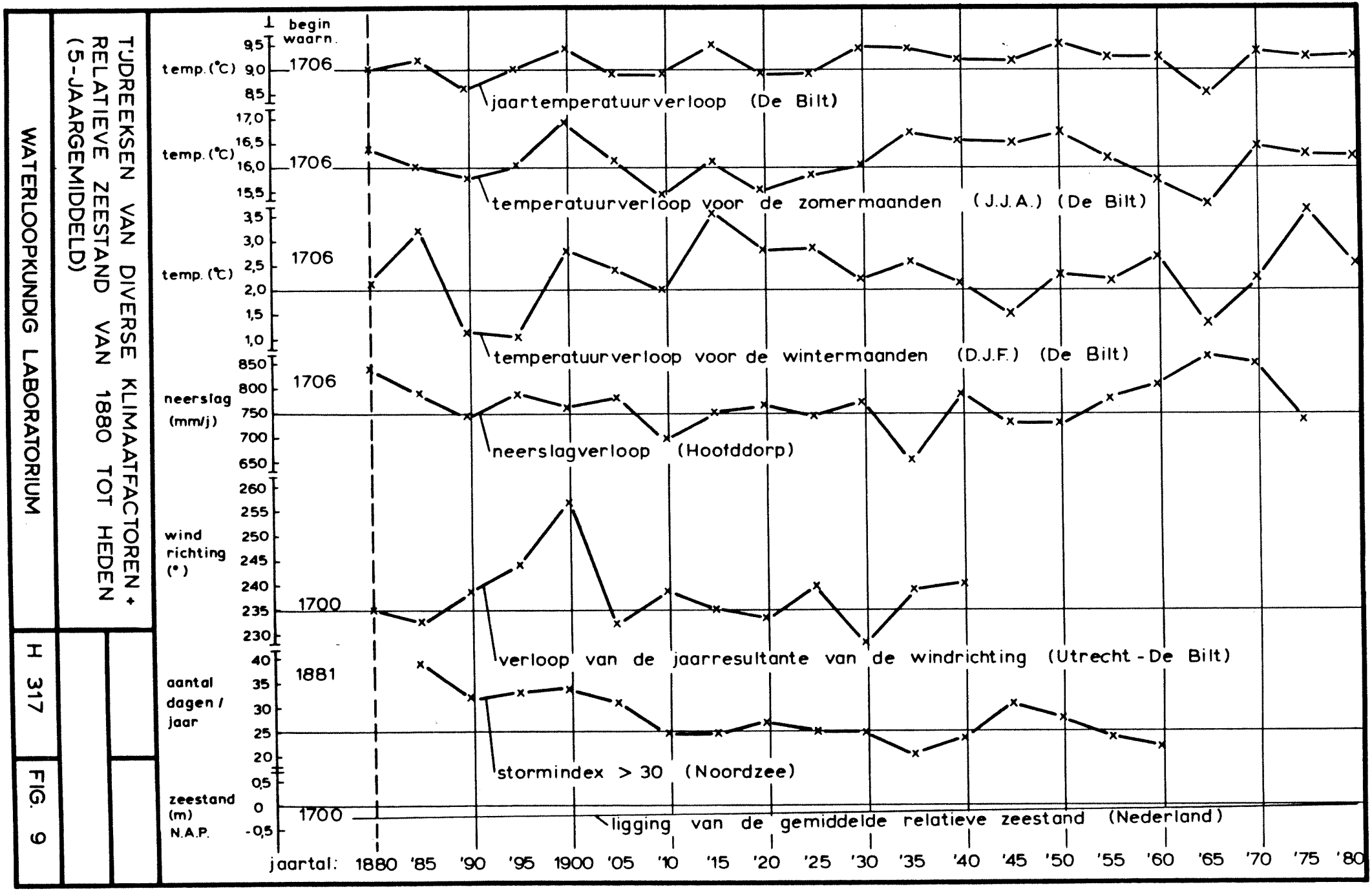


Fig. 1.7 Volume of the Dominant Tide (DV) as a function of Channel Cross-sectional Area below Mean Sea Level (A_c)

RELATIE TUSSEN NATTE DOORSNEDE EN VOLUME VAN HET DOMINANTE GETIJ		
	UIT [5]	
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 7



RELATIE KOMBERGEND OPPERVLAK - INHOUD VAN DE VLOEDKOMMEN VAN DE WADDENZEE		
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 8



WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 317

FIG. 9

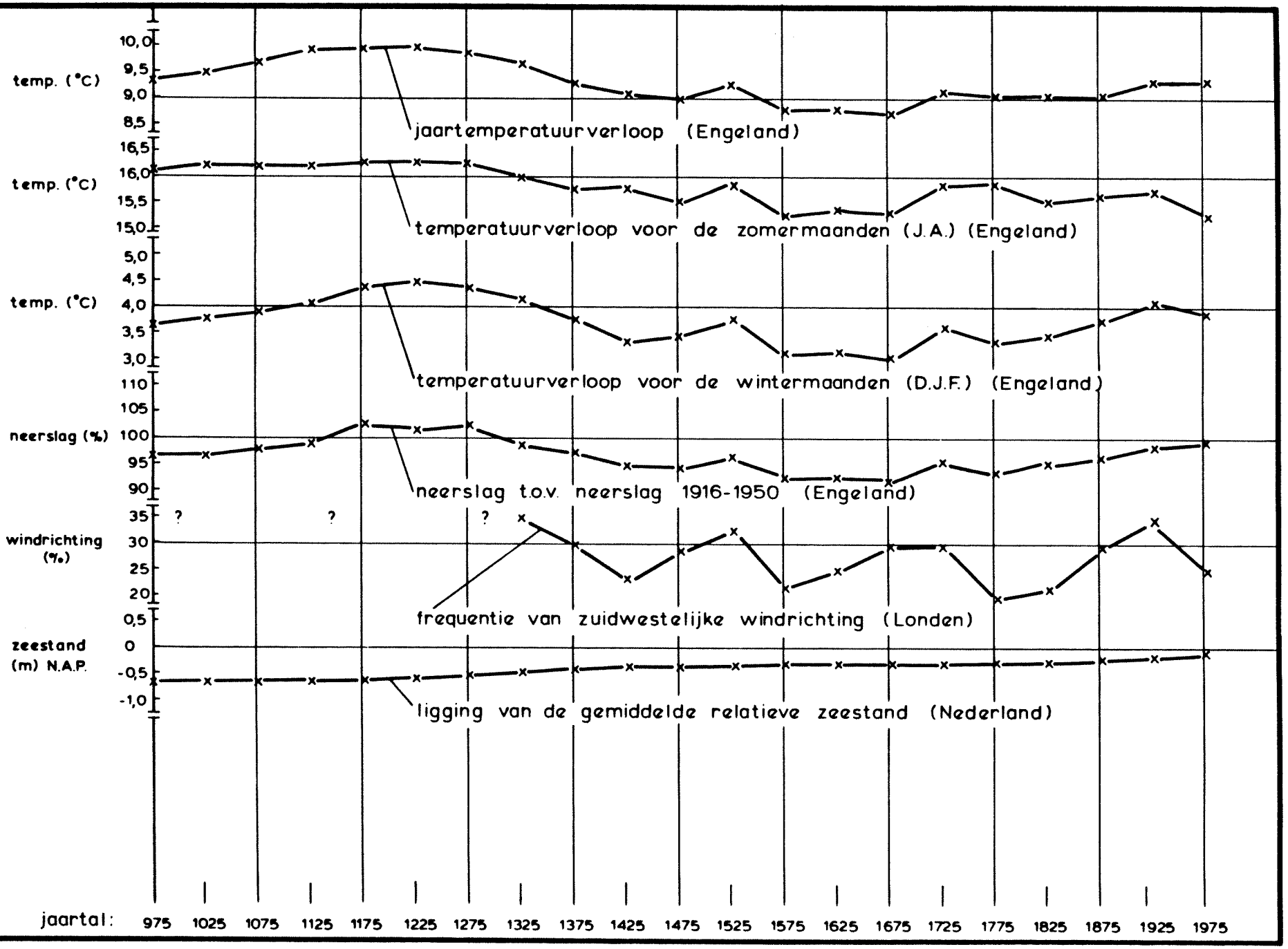
TIJDREEKSEN VAN DIVERSE KLIMAATFACTOREN + RELATIEVE ZEESTAND VAN 1880 TOT HEDEN (5-JAARGEMIDDELD)

WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 317

FIG. 10

TIJDREEKSEN VAN DIVERSE KLIMAATFACTOREN + RELATIEVE ZEESTAND VAN 975 NA CHR. TOT HEDEN (50-JAARGEMIDDELD)

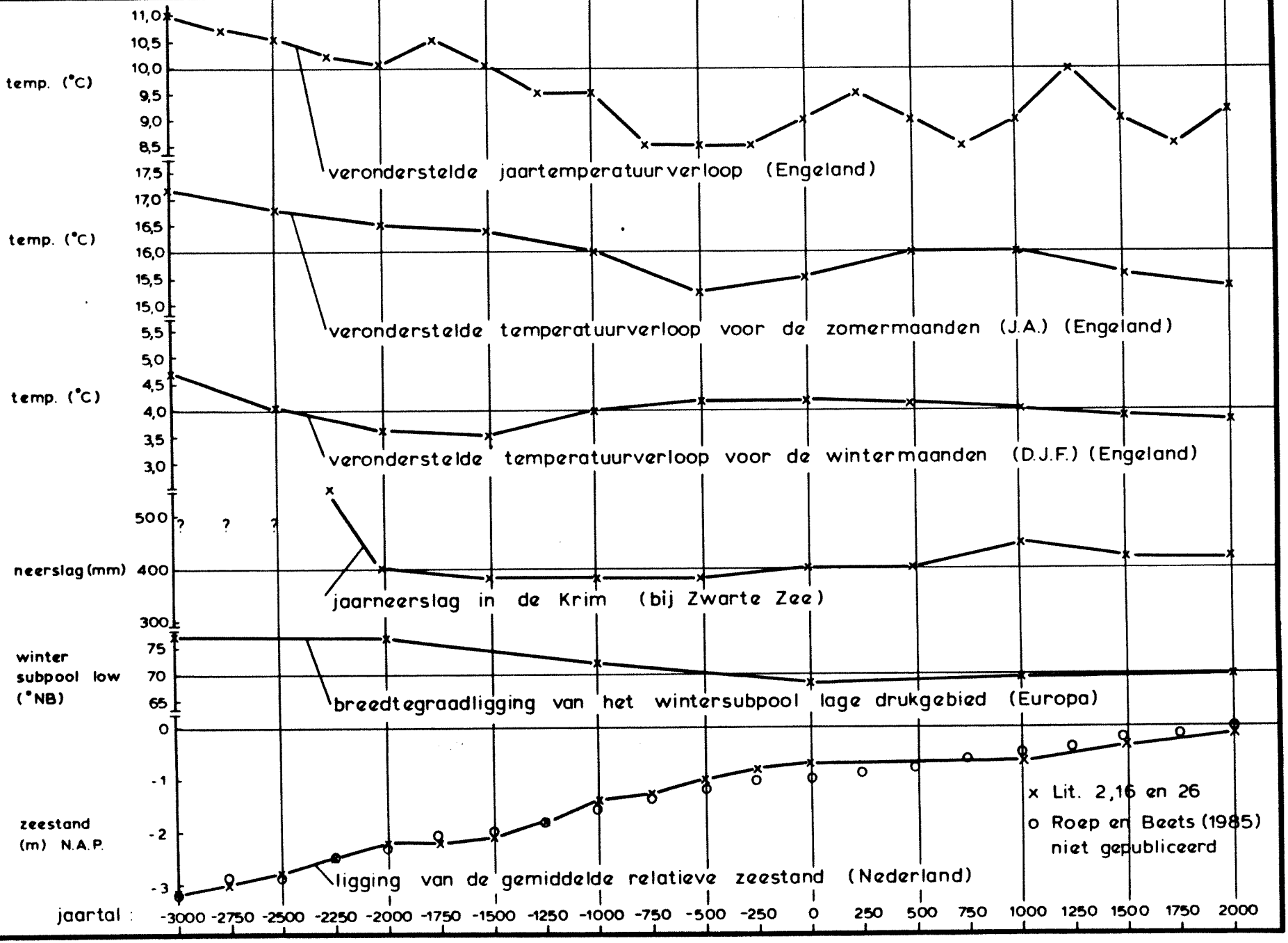


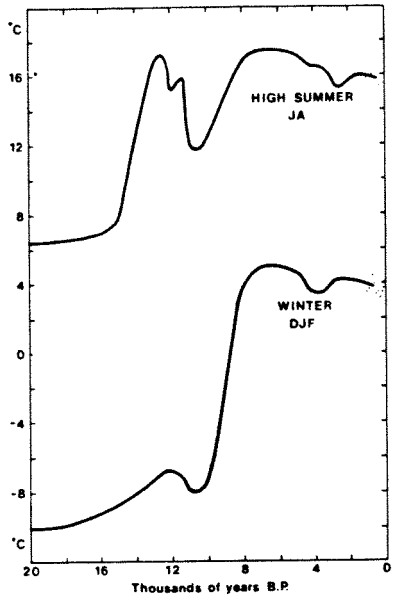
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 317

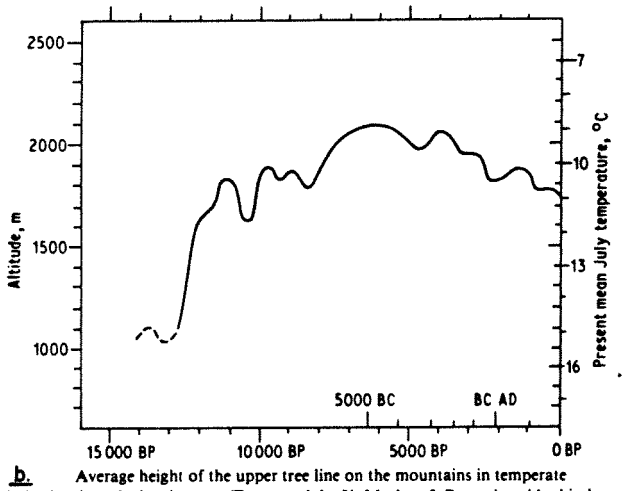
FIG. 11

TIJDREEKSEN VAN DIVERSE KLIMAATFACTOREN + RELATIEVE ZEESTAND VAN 3000 VOOR CHR. TOT HEDEN (250-JAARGEMIDDELD)

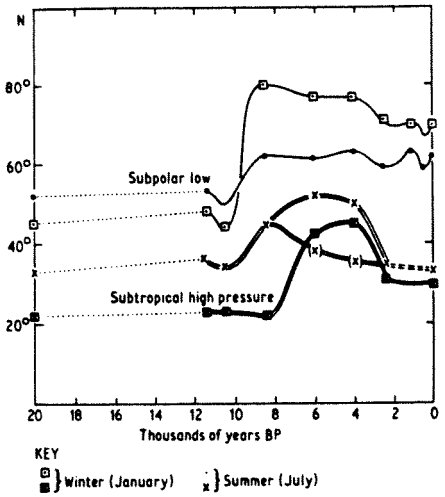




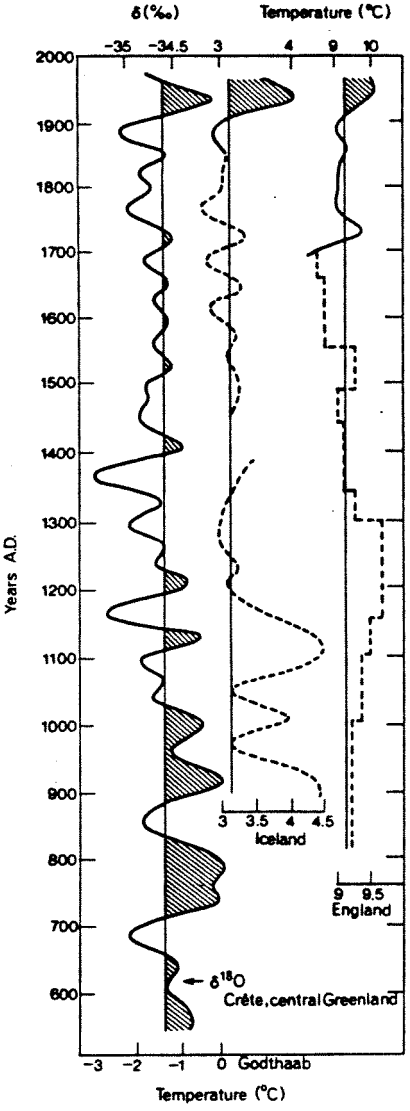
a. Supposed course (500–1000-year averages) of the temperatures prevailing in central England over the last 20,000 years, as derived largely from pollen analysis. JA = July and August; DJF = December, January and February. Dots show the summer and winter temperatures derived for the last twelve centuries



b. Average height of the upper tree line on the mountains in temperate latitudes since the last ice age. (From work by V. Markgraf. Reproduced by kind permission.)



c. Estimated average latitudes of the lowest and highest barometric pressure (at sea level) in the European sector of the northern hemisphere since the latter part of the last ice age.



d. Comparison between the ^{18}O concentration (left) in snow fallen at Crête, central Greenland (δ scale at top) and temperatures for Iceland and England. The curves are smoothed by a 60-yr low pass digital filter, except for England 800–1700 A.D. The solid curves are based on systematic, direct observations. The dashed curves rely on indirect evidence. After Dansgaard *et al.*,[19] reproduced by permission of the authors and *Nature*.

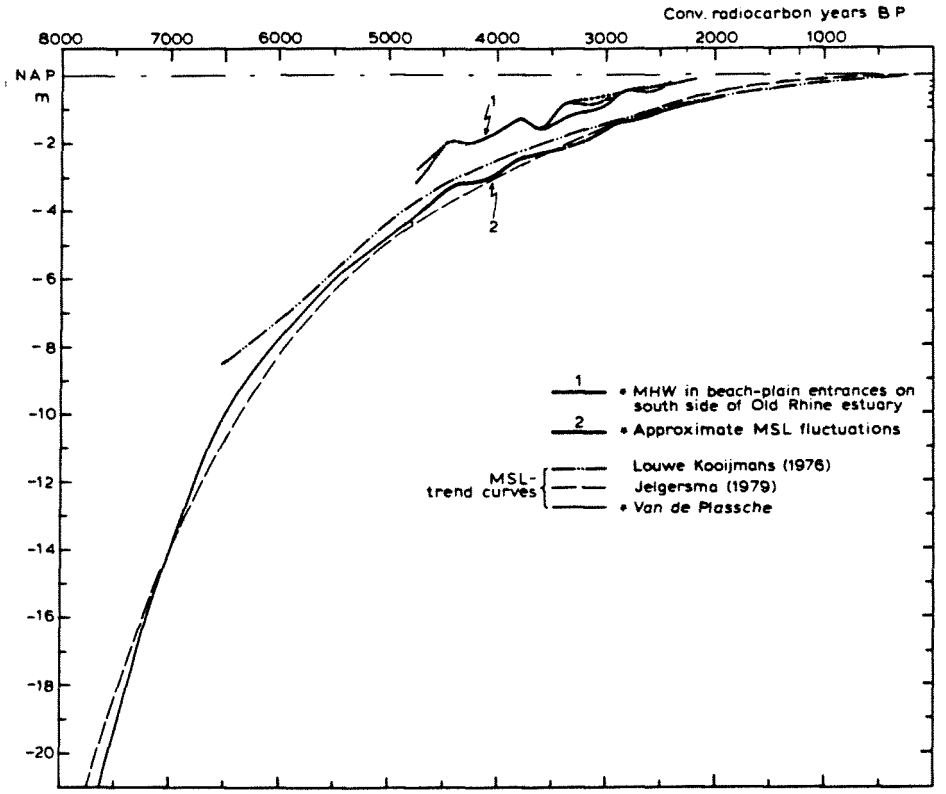
ENKELE TIJDREEKSEN DIE KLIMAATVERANDERINGEN WEERGEVEN

UIT [16]

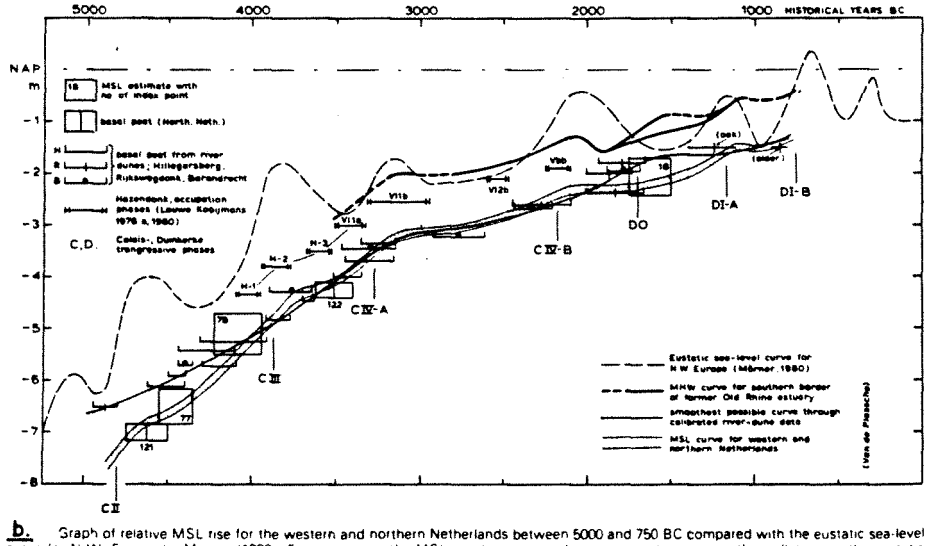
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

H 317

FIG. 12

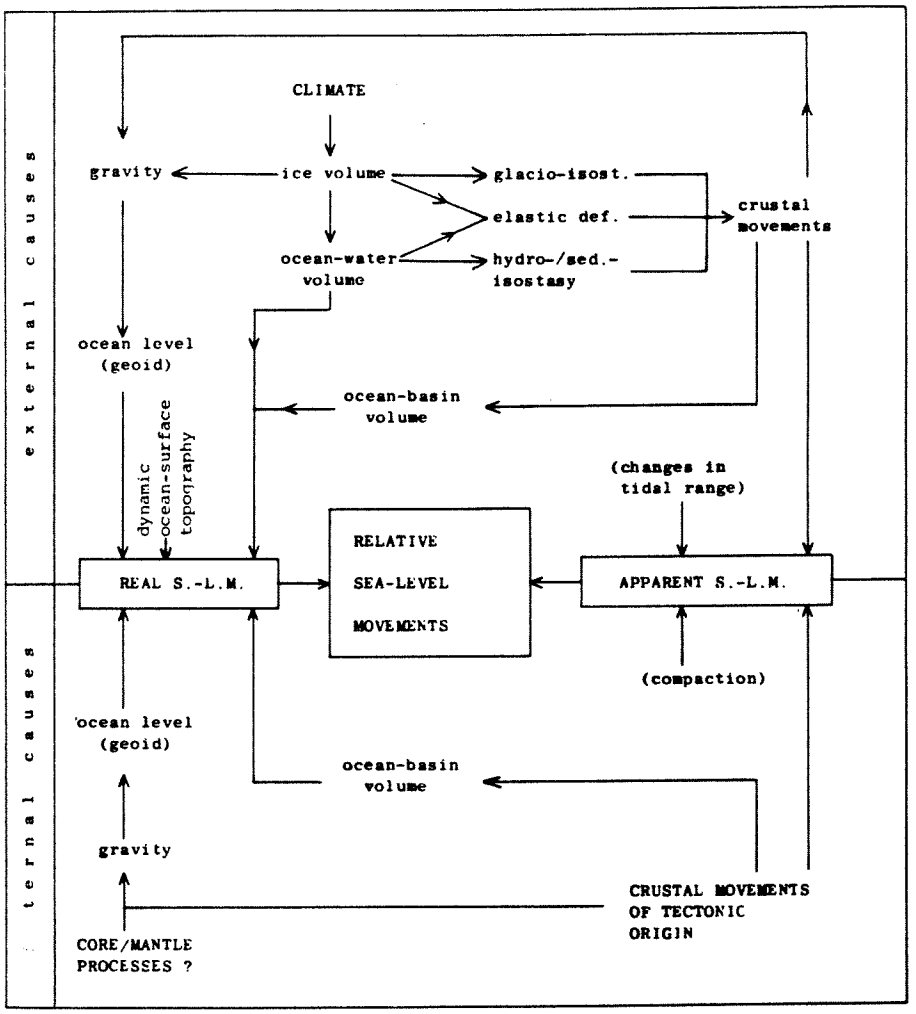


a. Trends of relative MSL rise for the Netherlands as established by Louwe Kooijmans (1976) and Jelgersma (1979), and by the present study. Analysis of data from the areas near Molenaarsgraaf and around Rotterdam and from the Older Rhine estuary in the 4600-2750 BP interval shows that rate of MSL rise varied considerably

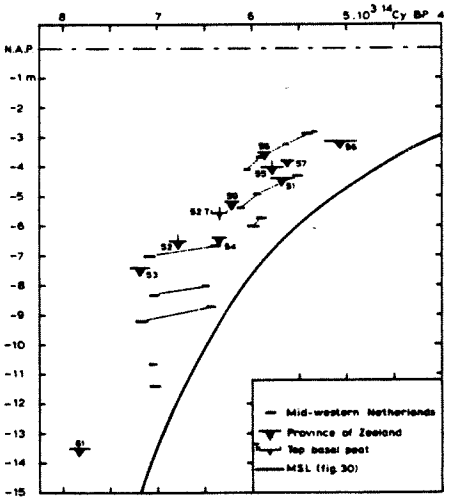


b. Graph of relative MSL rise for the western and northern Netherlands between 5000 and 750 BC compared with the eustatic sea-level curve for N.W. Europe by Morner (1980). Fluctuations in the MSL graph correspond almost exactly in time with oscillations in the eustatic curve. Separation of the two curves back in time points to subsidence of the Netherlands at a linear rate of 4 cm/100 years. Fluctuations in the MSL graph correspond with transgressive and regressive intervals in the Netherlands, except for the end of the Calais-II transgressive period (around 4000 BC, not indicated in figure) and the Duinkerke-0 phase. The first discrepancy is explained as the result of peat growth in response to shallowing and freshening of the landward part of the lagoonal area in the western Netherlands due to tidal amplitude reduction (caused by coastal barrier development) and river-water supply. The Duinkerke-0 transgression may be largely explained in terms of wet climatic conditions and increased storm activity.
The MSL curve helps explaining coastal progradation in the western Netherlands beginning at about 3750 BC

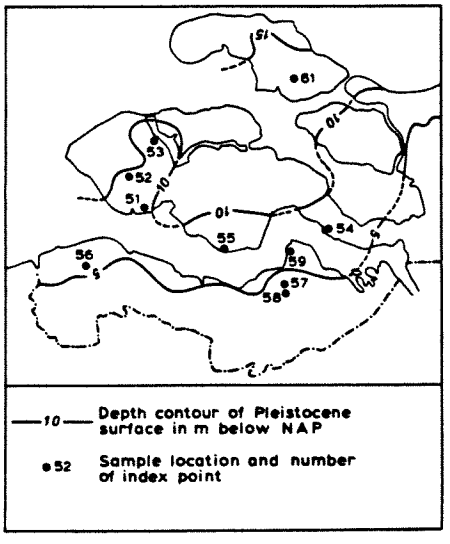
RELATIEVE ZEESPIEGELCURVE VOOR NOORD- EN WEST-NEDERLAND		
	UIT [26]	
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 13



a. Diagram showing (interrelationship of) factors and processes which are or can be involved in relative sea-level movements.

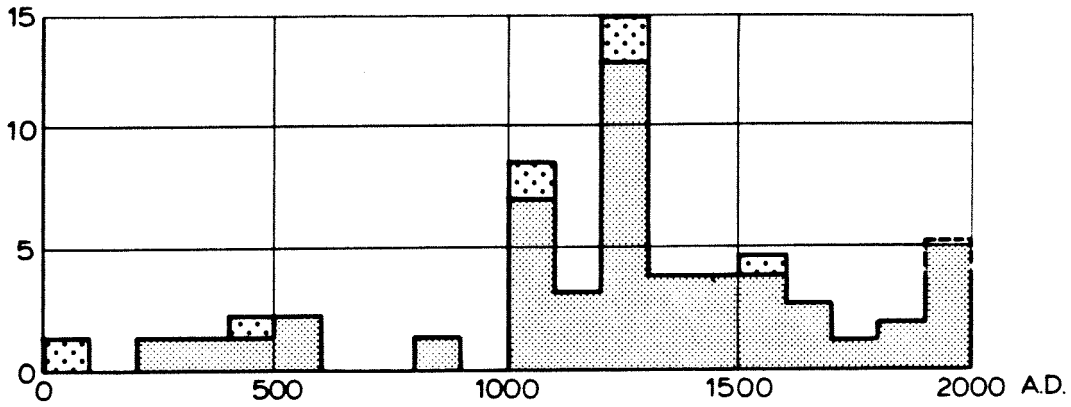


b. Time-depth diagram of basal peat data for mid- and south-west Netherlands.



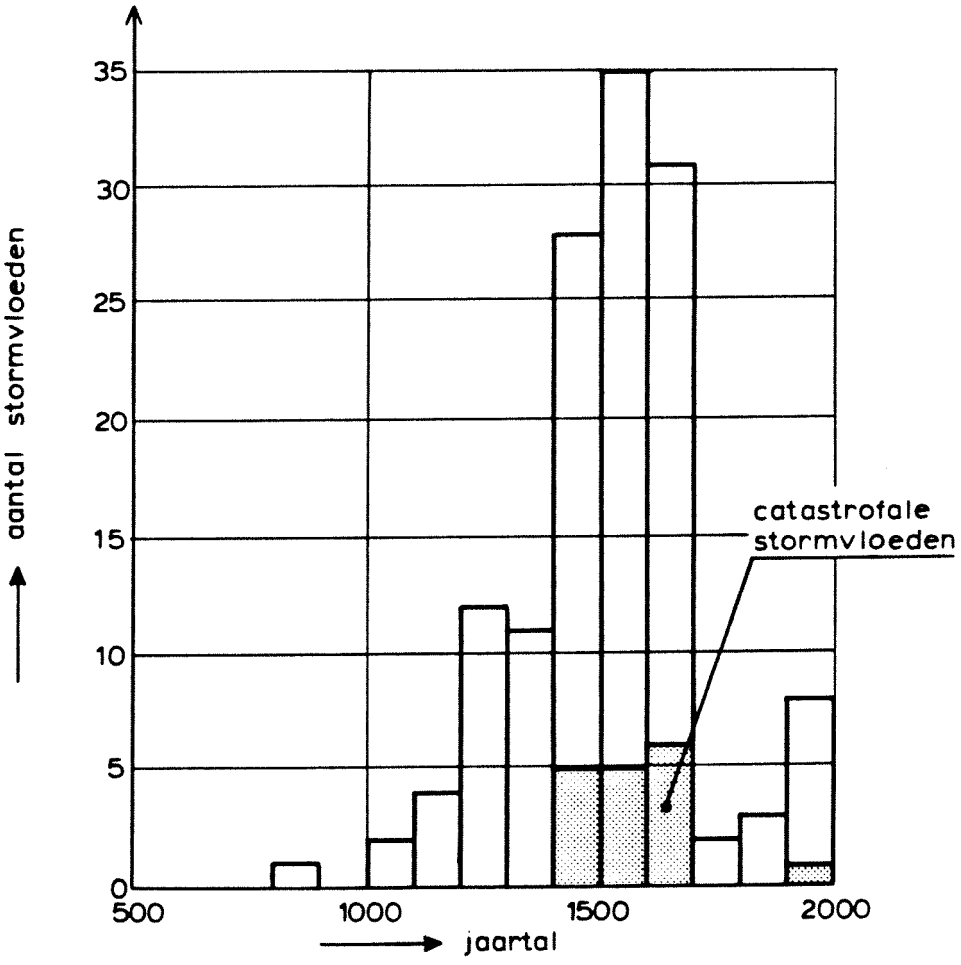
c. Map of south-west Netherlands (Province of Zeeland) with depth contours of Pleistocene surface and location of basal peat sampling sites.

-FACTOREN DIE HET RELATIEVE ZEENIVEAU BEPALEN -INDICATIE VOOR HET RELATIEVE ZEENIVEAU IN ZEELAND		
	UIT [26]	
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 14



Channel coasts
North Sea Coasts

a. 20th century total estimated as 4/3 x (1900-'75) total



b.

AANTAL STORMVLOEDEN PER EEUW (ZIE TOELICHTING IN TEKST)		
	UIT [9] EN [16]	
WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM	H 317	FIG. 15

KUSTGENESE

GROOTSCHALIGE VORMING EN ONTWIKKELING VAN DE NEDERLANDSE KUST

VORMING EN TOETSING VAN HYPOTHESEN

RIJKSWATERSTAAT, RIJKS GEOLOGISCHE DIENST, RIJKSUNIVERSITEIT UTRECHT,
TECHNISCHE UNIVERSITEIT DELFT, UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM,
VRIJE UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM, WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

FASE 1 1987 DEELRAPPORT II

DEELRAPPORT 2

OVERZICHT VAN BIJDRAGEN UIT DE TAAKGROEPEN

SAMENGESTELD DOOR

H.G. Wind

INHOUD

		blz.
1.	Inleiding	1
1.1	Algemeen	1
1.2	Opzet van het rapport	2
2.	Taakgroep 100	3
2.1	Gegevens	3
2.1.1	Input	3
2.1.2	Systeem	3
2.1.3	Output	3
2.1.4	Bijdragen uit de Werkgroepen	4
2.2	Literatuur	4
2.3	Hypothesen	5
2.4	Diskussie over de hypothesen in taakgroep 100	6
3.	Taakgroep 1000	10
3.1	Gegevens	10
3.1.1	Input data	10
3.1.2	Systeem	11
3.1.3	Output	11
3.2	Literatuur, die mogelijk van direkt belang is voor de hypothese-vorming	12
3.3	Hypothesen	13
3.4	Discussie over hypothesen in taakgroep 1000	13
4.	Taakgroep 5000	18
4.1	Gegevens	18
4.1.1	Input	18
4.1.2	Systeem	18
4.1.3	Output	18
4.2	Literatuur	18
4.3	Hypothesen	19
4.4	Discussie over de hypothesen	19

INHOUD (vervolg)

Appendices: Hypothesen

A. Waarheden omtrent kustgedrag.
W.Bakker

B. Drieluikmodel.
R. Boersma

C. Sedimenttransport voor de Nederlandse kust.
A. Kroon

D. De ontwikkeling van de gesloten Hollandse kust.
C. Louisse

E. Grootschalige kustvormende processen 1, 2, 3 of 4 dimensionaal.
J. Wiersma

F. Hypothese over het lange termijn gedrag van een zandige kust onder een stijgende zeespiegel.
G. Borger (concept)

G. Discussie over kustuitbouw in de taakgroep 5000
D. Beets

H. Hypothese over het proces van kustuitbouw.
B. van der Valk

I. Scala van hypothesen zoals die in de taakgroepen zijn geformuleerd (13-04-87).

KUSTGENESE: OVERZICHT VAN BIJDRAGEN UIT DE TAAKGROEPEN

1. Inleiding

1.1 Algemeen

In het HOOFDRAPPORT "Vorming en toetsing van hypothesen", dat is opgesteld in het kader van Fase I van het PROJEKT KUSTGENESE, is de doelstelling van de studie beschreven, met daarbij de verschillende fasen die moeten worden doorlopen om die doelstelling te bereiken. Deze fasen zijn als volgt geformuleerd:

Fase I	(1987)	Vorming en toetsing van hypothesen aangaande kustvorming en kustontwikkeling van de gesloten Hollandse kust.
Fase II	(1988 en 1989)	Verwerven en analyseren aanvullende kennis en eerste opzet van een integraal, grootschalig voorspellingsmodel voor de Hollandse kust; tevens analyse wadden en delta kust.
Fase III	(1990)	Integratie verworven kennis met het voorspellingsmodel, verifikatie en oplevering.

De rapportering van de aktiviteiten in Fase I omvat het volgende:

HOOFDRAPPORT Vorming en toetsing van hypothesen

DEELRAPPORT 1 Overzicht van INPUT gegevens

DEELRAPPORT 2 Overzicht van bijdragen uit de taakgroepen

DEELRAPPORT 3 Literatuurstudies grootschalige processen

DEELRAPPORT 4 Samenvatting diverse processtudies

a) Morfodynamisch-sedimentologisch onderzoek in het intergetijde gebied (Egmond aan Zee) (RUU)
b) De rol van sedimentdwarstransport in de ontwikkeling van de Hollandse kust (TUD)
c) Zeespiegelstijging en kustverandering (WL)
d) Reconstructie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee (WL, RGD)
e) De invloed van zeegaten op de kust (TUD)

DEELRAPPORT 5 Analyse van de rol van langstransport bij de ontwikkeling van de Hollandse kust

Dit DEELRAPPORT 2 geeft een overzicht van bijdragen uit de diverse werkgroepen tot 1 juni 1987 en is opgesteld door dr. ir. H.G. Wind. Opdracht voor deze werkzaamheden is gegeven in het schrijven AOM/8720647 van 16 april 1987.

1.2 Opzet van het rapport

Om tot een evenwichtige toetsing van de geformuleerde hypothesen te komen, is voor een systeem aanpak gekozen. In de systeem aanpak wordt de waargenomen kustontwikkeling met de bijbehorende sedimentbalans met OUTPUT aangeduid. De INPUT wordt gevormd door de uitgangssituatie en externe invloeden (golven, getij, wind etc.). De relatie tussen INPUT en OUTPUT wordt gevormd door de systeembeschrijving.

De systeembenadering biedt een kader aan Kustgenese waarin de beschikbare gegevens en kennis op overzichtelijke wijze kunnen worden ingepast. Verder zijn, in het verleden, een breed scala van technieken ontwikkeld om de geformuleerde hypothesen over de oorzaak van de grootschalige kustontwikkeling te toetsen.

De INPUT-, SYSTEEM- en OUTPUT gegevens, die in ieder van de taakgroepen tot 1 juni 1987 zijn verzameld, worden in de hoofdstukken 2, 3 en 4 gepresenteerd. In ieder hoofdstuk worden de gegevens gevolgd door een overzicht van enkele relevante stukken literatuur waarin hypothesen over de grootschalige ontwikkeling van de Hollandse kust zijn geformuleerd. Door diverse leden van de taakgroepen zijn ook hypothesen over de grootschalige kustontwikkeling geformuleerd. Deze hypothesen zijn in de appendices A tot en met F opgenomen. De discussies in de taakgroepen over deze hypothesen, zoals die in de notulen van de vergaderingen zijn weergegeven, sluiten de betreffende hoofdstukken af.

2. Taakgroep 100

2.1 Gegevens

De gegevens voor input, systeem en output, die verzameld zijn in de taakgroep 100, zijn de volgende:

2.1.1 Input data:

Geometrie van kust	: Recente topografische kaarten.
Bodemconfiguratie	: Geomorfologische kaart (zie: van Alphen)
Korrelverdeling	: R.W.S. Strand- en duinmetingen (zie: Kohsiek)
	Proefschrift Eisma (zie literatuur)
Winkelmolen en Veenstra	: Rolbaarheid van de korrels.
Wind, golven, getij	: Diverse jaargemiddelden beschikbaar uit literatuur (zie Deelrapport 1)
Waterstand	: Zie werk van van Malde en de Ronde (zie Deelrapport 1)
Reststromen	: Zie resultaten van Borst (Deelrapport 3)
Overzicht ingrepen	: Zie KIO-4-02.

2.1.2 Systeem

Literatuurstudie	: Stolk, Wiersma en Zitman (Deelrapport 3)

2.1.3 Output

Kustlijnontwikkeling	: HW, LW en duinvoet 1840-heden (D.G.W. Bestand).
Onderwateroever	: Jarkus bestand (in voorbereiding)

2.1.4 Bijdragen uit de Werkgroepen

KIO (zie archief KIO)

Analyse kustlijngegevens (voornamelijk figuren)
Validatie Jarkus bestand (in voorbereiding)
Analyse Jarkus bestand (in voorbereiding)
Voorlopig zal, voor zover Jarkus betreft, met de resultaten van Kohsiek worden gewerkt.

PM (zie archief PM)

Analyse HW, LW en duinvoet (v.d. Valk; augustus 1987)
Analyse literatuur (Deelrapport 3)
Analyse effectieve hoogte van aanwas en erosie (v.d. Valk; augustus 1987)
Effecten van getij (v.d. Graaff in voorbereiding, afstudeerverslag, T.U. Delft, 1987)
Opzet validatie Jarkus Den Helder-Callantsoog
Opzet analyse Jarkus Den Helder-Callantsoog
Schematisatie brandingsruggen van Bakker en de Vroeg (afstudeerverslag, T.U. Delft, 1987)

VO (zie archief VO)

Boringen R.G.D. : eind mei worden de eerste resultaten gepresenteerd. (overleg met Laban R.G.D.)
Eerste resultaten van de R.U.U. : (zie Boersma R.U.U.)

2.2 Literatuur

Van Alphen, J.S.L.J. en Damoiseau, M.
Geomorphologische kaart van Nederland; Blad Hollandse kust.
Rijkswaterstaat; NZ/N/8616 en MDLK/R/8621

Bakker, W. and Delver, G.
Coastal changes, caused by a shallow water sanddam in front of the Delftland coast; TU Delft, 1986.

Eisma, D.
Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the Island of Vlieland. Leiden, Brill, 1968, 267 pp.
Kohsiek, L.
Korrelgrootte karakteristiek van de zeereep langs de Nederlandse kust (WWKZ-84G007).
Kustontwikkeling Nederland (GWAO-86.372)

Kollen, J.
Kustgenese Deelrapport 1; Overzicht van INPUT gegevens.

v. Straaten, L.M.J.U.
Directional effects of winds, waves and currents along the Dutch North Sea Coast.
Geologie en Mijnbouw, 40, 1961, oktober, 333-346.
Coastal barrier deposits in South and North Holland; in particular in the areas around Scheveningen en IJmuiden.
Mededelingen van de Geologische Stichting, nw.serie no. 17, 1965, pp. 41-75.

Maranus, J.W. en Verhagen, H.J.
Zandgolven langs de Hollandse kust (Polytechnisch Tijdschrift, 1987:2:34-38).

Winkelmolen, A.M. en Veenstra, H.J.
The effect of a storm surge on near-shore sediments in the Ameland-Schiermonnikoog area.
Geologie en Mijnbouw, 59, no. 2, 1980, pp. 92-111.

2.3 Hypothesen

In de taakgroep 100 zijn de volgende hypothesen geformuleerd:

Bakker : Waarheden omtrent kustgedrag
Boersma : Drieluik model
Kroon : Sedimenttransport voor de Nederlandse kust
Louisse : De ontwikkeling van de gesloten Hollandse kust
Wiersma : Grootschalige kustvormende processen 1, 2, 3 of 4 dimensionaal.

Deze hypothesen zijn als appendix A-E aan dit rapport toegevoegd.

De notitie van Kroon is op speciaal verzoek geschreven, met als doel na te gaan welke sedimenttransportstromen afgeleid kunnen worden, uitsluitend op basis van fysisch geografische gegevens.

2.4 Discussie over de hypothesen in taakgroep 100

In de notulen van de taakgroep 100 zijn discussies over de hypothesen weergegeven. Deze delen van de notulen zijn hieronder opgenomen.

Taakgroep 100; 19 maart 1987

Discussie hypothese vorming.

Er wordt gekozen voor de aanpak, waarbij als eerste de langstransport-hypothese van Edelman e.a. aan de orde komt.
T.a.v. de gepresenteerde kustlijngegevens ligt er de vraag of de voorlopige uitkomsten nu een onderbouwing of juist een argument tegen de hypothese van Edelman zijn. Uit de discussie blijkt dat er nog geen eenduidig antwoord is te geven. Ook andere argumenten worden naar voren gebracht. Zo zou het zeer lokaal voorkomen van granaatzanden (Bergen, Goeree, Ameland en Vlieland) in strijd zijn met genoemde hypothese. Men zou namelijk als gevolg van langstransport een dispersie van de granaatzanden in de richting van het netto langstransport moeten vinden. Een ander argument tegen langstransport zou de zogenaamde grens van Bergen zijn. Ter verduidelijking schetst Laban de globale geologische opbouw bij Bergen. Ten noorden van Bergen zijn de zanden kalkarm en ten zuiden van Bergen zijn de zand kalkhoudend. Dit verschil in zandsamenstelling kan samenhangen met de oorsprong van de zanden:
boven Bergen is van pleistocene oorsprong, zand onder Bergen is van holocene origine. Ten gevolge van langstransport zou de abrupte overgang inmiddels moeten zijn vervaagd. Van belang hierbij is of de kritische erosiesnelheid waarboven golfgedreven langstransport kan plaatsvinden lang genoeg wordt overschreden en de grootte van de maximale verplaatsing van een zandkorrel tijdens een storm. Ook wordt hier het idee naar voren gebracht van een "transportband" evenwijdig aan de kustlijn waarop zand langs de kust wordt getransporteerd. De band wordt gevoed door dwarstransport vanuit zee en vanaf de kust. Bakker heeft e.e.a. uitgewerkt in zijn nota "Waarheden omtrent de kust". Tijdens de discussie worden ook Boersma en Wiersma geprikkeld tot het stellen van een hypothese, respektievelijk het verduidelijken van hun visie. In essentie komt dit op het volgende neer:

- Boersma: een opeenvolging van getij- en dwarstransport brengt materiaal in de ondiepe kustzone; golfgedreven langstransport zorgt voor verder transport.
- Wiersma: dwarstransport als hoofdcomponent, zowel verantwoordelijk voor aanwas als erosie; ook langstransport speelt een rol.

Een algemeen ount is of de kustontwikkeling wordt bepaald door een tijdgemiddeld golfklimaat of door extremen. Nader onderzoek vergt ook de koppeling tussen de kustprovincies en de helling van de onderwateroever. Dit omdat de richting van het dwarstransport mede bepaald wordt door de helling van de onderwateroever.

Taakgroep 100; 8 mei 1987

Discussie hypothese vorming.

Momenteel zijn de hypothesen van Bakker, Boersma, Louisse en Wiersma op schrift gesteld. De eerste twee zijn al in eerdere vergaderingen ter sprake gekomen. Besloten wordt dat tijdens deze vergadering achtereenvolgens Wiersma en Louisse hun hypothese zullen toelichten.

Wiersma deelt een nieuwe versie uit van de figuur waarin het dwarstransport versus langstransport schematisch is weergegeven. Op basis van de volgende argumenten geeft Wiersma drie scheidingslijnen aan:

- 20 m lijn: 1) zeewaarts van deze lijn komen zandgolven met een hoogte tussen de 2-10 meter voor
  2) verandering in type biomassa; op het strand worden alleen organismen gevonden die komen uit de zone landwaarts van de -20 meter lijn.
  3) kustwaarts van de lijn accumuleert meer slib
- 15 m lijn: 1) landwaarts van deze lijn worden de golven asymmetrisch.
- 5 m lijn" 1) deze lijn is de grens tussen het bankengebied en de zone met de windgedreven stroming.

Een belangrijk uitgangspunt van de hypothese is dat het transport in de diepere delen (-5 tot -15 meter) bepalend is voor wat er in de kust nabije zone gebeurd. Deze sturing geschied langs de aangegeven aan- en afvoerpijlen.

Volgens Louisse is er geen aanwijzing voor de aanwezigheid van een gradient in het dwarstransport zoals in de figuur wordt gesuggereerd. Dit omdat langs de gehele Hollandse kust de -15 meter lijn evenwijdig aan de kust loopt.

Een andere vraag is in hoeverre het feit dat in de toegangsgeulen bij Hoek van Holland en IJmuiden de sedimentatie minimaal is, een indicatie is voor het ontbreken van een belangrijke langstransport. Het is namelijk mogelijk dat het materiaal dat in de geul sedimenteert in een later stadium weer wordt opgenomen en afgevoerd.
Volgens Bakker zijn er bij de havenhoofden kleine sinks.
Algemeen wordt aangenomen dat er een verschil in tijdschaal is tussen dwarstransport en langstransport. Dit verschil is in de hypothese van Wiersma niet ingebouwd.
Tot slot wordt geconstateerd dat er geen fundamentele verschillen bestaan tussen de hypothese van Wiersma en die van Boersma.
Afgesproken wordt dat Wiersma de in de figuur aangegeven aan- en afvoerpijlen nog kwalitatief zal onderbouwen (A11-07). Hierbij zou de winst/verlies post in het zuiden en het noorden van de Hollandse kust mbv. de inhoudsveranderingen van de delta's kunnen worden bepaald.

Louisse geeft een korte toelichting op zijn hypothese
Belangrijke punten zijn:

1) er is vanaf de -20 meter lijn uiteindelijk altijd netto kustwaartstransport. Dit transport is in het centrale deel van de kust het grootst omdat hier de -20 meter lijn meer zeewaarts ligt dan in de andere kustvakken.
2) de verhouding tussen langs- en dwarstransport bepaalt de voor- en achteruitgang van de kust.
3) er is een netto noordwaarts langstransport. Bovendien wordt er meer zand afgevoerd dan aangevoerd; er is een lek naar de ebdelta van het Zeegat van Texel.

Hoewel ter ondersteuning van de hypothese veel gegevens worden gebruikt, is het niet altijd duidelijk in hoeverre de gegevens harde, met name in kwantitatieve zin, argumenten opleveren. Zo merkt Stive op dat de overdracht van windspanning op het wateroppervlak te gering is om in ondiep water een sterke windgedreven stroming te ontwikkelen. De invloed van de Coriolis kracht zal dan ook gering zijn. Beneden de -15 tot -20 meter lijn zou deze invloed mogelijk wel van belang zijn. De Coriolis kracht heeft dan een rotatie van de

windgedreven stroming tot gevolg. Een ander discussiepunt is of het locaal verweken van sediment o.i.v. golfwerking wel of niet aan de Hollandse kust voorkomt. Wanneer het namelijk optreedt dan zou de verstoring van de sedimentaire strukturen in de boringen moeten worden terug gevonden. Momenteel is dit nog niet waargenomen. Anderzijds zou het verwekingsproces theoretisch wel aannemelijk kunnen worden gemaakt.
Door Boersma wordt het ter plaatse aanmaken van fijn sediment naar voren gebracht. Wanneer dit mogelijk is, wordt een gradient van grof naar fijn sediment in mindere mate een indicatie voor langstransport. Boersma zal de zgn. proeven van Kueunen opzoeken en bij de taakgroep inbrengen (actie A11-08). Louise zal nagaan uit welke zone de strandzanden precies komen (A11-09).

Belangrijke verschillen tussen de hypothese van Boersma/Wiersma en Louisse zijn:
- de verdeling van de transporten langs de kust
- het onderscheid in de verschillende sedimentfracties met de bijbehorende verschillen in transportcapaciteit.

3. Taakgroep 1000

3.1 Gegevens

3.1.1 Input data

Geometrie van de kustlijn	: Zie kaarten van Borger (GUA)
Golven	: meetgegevens na 1910 (zie Deelrapport 1)
Windmetingen	: meetgegevens na 1750 (Labrijn, zie Deelrapport 1
Temperatuur	: waarnemingen en schattingen afgeleid uit andere gegevens (Lamb, zie Deelrapport 1)
Stormvloeden	: Gottschalk en Lamb (zie Deelrapport 1)
Sedimenten	: zie taakgroep 100
Overzicht menselijke ingrepen	: wordt door Borger toegeleverd.

Discussie over Input data in Taakgroep 1000.

- Zijn er aanwijzingen voor grote klimaatsveranderingen in Nederland in de laatste 2000 jaar?

  Borger wijst op studies die suggereren dat de 10^{e} eeuw zeer droog en daarmee heet geweest zou zijn. Dit blijkt, volgens Borger, overigens niet uit de pollenanalyse. De periode van de kleine ijstijd vindt niet overal in Europa gelijktijdig plaats.

- Zijn er aanwijzingen voor verandering in stormvloedfrequenties in de laatste 2000 jaar?

  Voor de grote stormvloeden, zoals die zijn opgeschreven, is dit niet het geval (Gottschalk). Voor de kleinere niet opgetekende stormvloeden, kan geen uitspraak worden gedaan. Gottschalk heeft hier niet naar gekeken.

- Zijn er aanwijzingen voor fluctuaties in het gemiddeld zeeniveau in de laatste 2000 jaar?

  De mate van toename in de tijd van het niveau van de zeespiegel is wel gewijzigd. Voor het omzetten van een stijgende trend in een dalende trend

zijn geen aanwijzingen. Een fluctuatie van het zeeniveau met een amplitude van 0.50 m over een periode van bijvoorbeeld 250 jaar wordt, op fysische gronden, uitgesloten geacht.

- Zijn er aanwijzingen voor wijziging in de tectonische daling?

  In de afgelopen 2000 jaar is de tectonische daling gelijk gebleven. De effecten zijn wel lokaal verschillend.

3.1.2 Systeem

Zie taakgroep 100.

3.1.3 Output

Kaarten van Borger: 1750-1600-1300-800 en 0.
(+ thermometers)
Kaarten van Zagwijn.

Discussie over de sedimentbalans.

Sedimentbronnen voor de Hollandse kust.

Voor de Hollandse kust (Callantsoog-Haarlem) heeft in de Middeleeuwen een banken systeem gelegen. Deze banken zijn vervolgens geërodeerd. Dit materiaal kan ten dele ten goede aan de Hollandse kust gekomen zijn.

De sediment afvoer van de rivieren is rond 1000 na Chr. toegenomen. Dit wordt veroorzaakt door erosie in het Duitse Middelgebergte, dat op zijn beurt door ontbossing werd veroorzaakt.
Vanaf 1200 werden de rivieren beter bedijkt. Hierdoor kon een groter deel van het sediment de kust bereiken.

Het ontstaan van de jonge duinen heeft grote hoeveelheden zand aan het actieve kustsysteem onttrokken.

De putfunctie van het Marsdiep kan afgeleid worden uit het werk van Mulder, Schoorl en Sha. De buitendelta van het Marsdiep bevat een aanzienlijke hoeveelheid sediment (orde 10^9 m^3). Deze delta is opgebouwd uit sedimenten afkomstig van kusterosie.

Voor de bronfunctie van de Zeeuwse delta wordt verwezen naar paragraaf 3.4.

3.2 Literatuur, die mogelijk van direkt belang is voor de hypothese vorming

Bakker, W. T. en Smit, E.
De invloed van Zeegaten op de kust. Afstudeerverslag TU Delft, 1987.

Berendse H.J. en Zagwijn E.
Geological changes in the Western Netherlands during 1000-1300 AD; Geologie en Mijnbouw.

Bakker, W.T. en Joustra, D.Sj.
History of the Dutch coast in the last century.
Proc. of the 12th Coast. Eng. Conf.; 709-729.

Edelman, T.
Historische geografie van de Nederlandse kuststreek.
's-Gravenhage, RWS, Publ. no. 14, maart 1974.

Jelgersma, S. and Jong, J. de, e.a.
The coastal dunes of the western Netherland; geology vegetational history and archeology.
Mededelingen van de Rijks Geologische Dienst, 1970,
Nieuwe serie 21, pp. 93-167.

Mulder, E.F.J. de
Geologische geschiedenis van de Hondsbossche Zeewering.
Grondboor en Hamer, 1984, 1, 3-19.

Veen, J. van
Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gesteldheid van de Nederlandse kust.
Leiden, Rijksuniversiteit, Proefschrift, 1936, 252 pp.

Wiersma, J. en van Alphen, J.S.L.J.
The morphology of the Dutch shoreface between Hook of Holland and Den Helder (The Netherlands).
In "Tide-influenced sedimentary environment and facies",
Eds.: de Boer, P.L., Reidel publishing Co, 1987.

3.3 Hypothesen

In de taakgroep 1000 zijn geen uitgebreide hypothesen ingebracht. Wel heeft Borger tijdens een taakgroepvergadering puntsgewijs zijn visie op de lange termijn kustontwikkeling bij een stijgende zeespiegel gegeven. Deze punten zijn als Appendix F opgenomen.

3.4 Discussie over hypothesen in taakgroep 1000

8e Vergadering van de taakgroep 1000 op 13-2-1987.

Discussie over de nota Leenders. Deze nota beschrijft de ontwikkeling van het Zeeuwse gebied van 0 tot 1300 na Chr.

Nota Leenders:
vragen:
- hoe komt het dat de overblijvende Strandwallen voor de Zeeuwse estuaria zover van het Pleistocene land liggen?
- heeft dit te maken met een persistente, lithologisch bepaalde, knik in het dwarsprofiel? (Aankaarten bij Taakgroep 5000: top Pleistoceen)
- wat is de fasering van de ontwatering welke ten grondslag lag aan het "aanzuigen" van de estuariene invloed?
- welke karakteristieken van de vooroever zijn verantwoordelijk voor het verschil tussen Vlaamse en Zeeuwse kust? (In noordwaartse richting zit er een knik ter hoogte van de Westerschelde).
- wat is de interaktie tussen vrijgekomen sediment uit het binnenland, de eventueel hierdoor opgebouwde delta's of Zeeuwse Banken en de kustlijn.
- hoeveel zand is er vrijgekomen? (Schatting basis van de inbraakgegevens van Leenders: zie bijgevoegd memo).
  Dit wordt o.a. aangepakt in RGD-voorstel.
  DkIII-afzettingen.

Nota's Bakker en Smit:

Algemene opmerking: de modellering houdt bij langstransporten nabij zeegaten belangrijke beperkingen in. Het is bovendien niet duidelijk wat er in de praktijk met zandtransport nabij zeegaten gebeurt en hoe dit van gat tot gat varieert.
Andere problemen zijn de samenstelling en vorm van de veronderstelde profieldelen beneden de geschematiseerde stukken en de weerspiegeling van de potentiële brongebieden in de kustontwikkeling van nabijgelegen vakken. (Als voorbeeld kan het refracterende effect van de Pettemer Polder bekeken worden).

De conclusie is dat de berekeningen van Bakker, gebaseerd op langstransport in de brandingszône, het gedrag van de kustlijn over de afgelopen 100 jaar redelijk verklaren in het middendeel van de Hollandse kust. Daarnaast is Bakker bezig met een dergelijke exercitie, maar dan gebaseerd op dwarstransporten. Vervolgens zal de hypothese van Bakker, gebaseerd op periodes van 100 jaar, worden losgelaten op de nieuwe historisch geografische gegevens over de 1000 jaar periode.

Bronfunctie van de Zeeuwse estuaria tussen 1100 en 1600.

In de studie van Leenders (1986) wordt op basis van historisch geografische reconstructies aangegeven hoe de vorming van de Zeeuwse en Zuid-hollandse zeegaten en estuaria tussen 1100 en 1600 verlopen is.
Aan de hand van deze reconstructie kan een ruwe schatting gemaakt worden van de bij deze erosie vrijgekomen hoeveelheden sediment.
Uitgangspunten:

- het gebied bestaat uit een pakket van 5 m veen, liggende op zand;
- de geulen zijn gemiddeld 2 km breed, de gemiddelde diepte is 10 m;
- in langsrichting vindt erosie plaats volgens Leenders.
  Voor de Oosterschelde wordt hierbij alleen een verlies gegeven van 2700 ha in het mondingsgebied tussen 1300 en 1560;
- de erosie is per zeegat over de gegeven periode constant in de tijd.

Tabel 1: geschatte hoeveelheden vrijgekomen sediment (miljoen m^3)

	1100	1200	1300	1400	1500	1600
Haringvliet			350	350		
Grevelingen		200	200			
Oosterschelde				> 50	> 50	> 35
Westerschelde		200	250	250		
Totaal		400	800	650	50	35

Over de periode 1100-1600 is dit in totaal in de orde van minimaal 2 miljard m^3. Ter vergelijking: de huidige Voordelta, met een lengte van 80 km, een breedte van 10 km en een gemiddelde "dikte" van 10 m, bevat 0,8 miljard m^3.

<u>9^e Vergadering van de taakgroep 1000 op 20-3-'87.</u>

Terwindt is van mening dat de scheiding 1000-5000 wat betreft model/hypothesevorming niet gewenst is. Dit op basis van ideeën die hij over de kustontwikkeling heeft opgebouwd:

- sinds 5000 is er sprake van regressie. Nabij de mond van de Oude Rijn leidde de grote aanvoer van sediment t.o.v. het geringen langstransport tot stapsgewijs uitbouwende barriers. Dit is eenvoudig te modelleren.
- 3000 jaar geleden treedt in het Oude Rijn gebied weer achteruitgang op. Daarnaast begint de vorming Oude Duinen. Vanaf dat moment wordt Oude Rijn minder belangrijk en vormen zich de Lek en Hellinium. Aldus ontstaat een vergelijkbaar systeem als voorheen bij Katwijk.
- vermoedelijk is een vergelijkbare ontwikkeling ook bij de Ooster-Westerschelde gebeurd.
- rond 1000 jaar geleden is er weer een markante verandering: meer erosie + vorming Jonge Duinen. Voor het laatste is sediment + goede (klimaat/vegetatie) condities nodige. Vorming Jonge Duinen is kort (200 jr). Het proces van breedte-uitbouw stopt o.i.v. ontwikkeling zoetwaterbel.

Aspekten m.b.t. modellering:

- riviermond: hierbij is nodig: sedimentaanvoer vanuit rivier.
- waar liggen sedimentbronnen: eerst mond Oude Rijn, daarna Hellenium, dan Haringvliet, tegelijkertijd met Westerschelde.

- waar liggen duingebieden. Deze lijken gerelateerd aan de voormalige grote riviermonden.

Modellering van bovengenoemde hypothesen biedt mogelijkheden tot redelijke kwantificeerbare resultaten.
Historische inbreng zou dan moeten liggen op: ontwikkeling duinen, aanpassing kustlijn vanaf "barrier" gedomineerde riviermonden, indicatie van aanwezigheid oude buitendelta's. Naar aanleiding hiervan zal Borger een notitie maken over de ontwikkeling van de Jonge Duinen en de verlegging van rivierlopen.

Wind vindt dat er nog te weinig gegevens op tafel liggen om nu al met modellering te beginnen. Op deze manier lijkt het erg veel op "curve-fitting" die bovendien geen ruimte openlaat voor nieuw onderzoek. Volgens Wind is dit helemaal de toer die civiel ingenieurs 25 jaar geleden ook bewandelden. Terwindt vraagt zich vervolgens af wanneer er in de Taakgroep dan wel met hypothesevorming begonnen gaat worden. Door tijdsgebrek wordt de discussie afgebroken. Vervolgens laat Lichtendag het verloop van de gereconstrueerde kustlijnen van 1600 en 1750 zien. Naar aanleiding hiervan rijzen bij Bakker twijfels omtrent zijn langstransportmodellen!!

10e Vergadering van de taakgroep 1000 op 22-4-'87.

Hypothesevorming

- Materiaal Borger. Smit en Lichtendag nemen contact met elkaar op i.v.m. reconstructie/modellering Hollandse kust.
- Dwarstransporten/Bakker. Bakker heeft getracht het gedrag van de kust als gevolg van dwarstransporten te verklaren. Dit is uitgevoerd met een meerlagen modellering en een groot aantal aannames, waaronder Bruun-concept en het streven naar een evenwichtsprofiel (zie rapportage Smit, in voorbereiding). Het resultaat stemt overeen met het gedrag van de kustlijn over de afgelopen 6000 jr.
  Het nadeel van deze methode is dat er een blackbox benadering gehanteerd is en dat korte termijnprocessen zijn opgeschaald naar lange termijn. Derhalve kan over de werkelijk verantwoordelijke processen nog steeds weinig gezegd worden.
- Jonge Duinvorming/Wiersma. De hypothese is dat het ontstaan van de Jonge Duinen samenhangt met een zeespiegelfluctuatie waarbij de waterstand over

een periode van enige honderde jaren snel afnam en weer toenam.
Volgens Jelgersma zijn op dit moment onvoldoende aanwijzingen dat er de afgelopen 1000 jaar langs de Nederlandse kust dergelijke fluctuaties in zeespiegelstand opgetreden zijn. Onderzoek hiernaar is wellicht mogelijk met geld van de EG. Indien dit niet doorgaat dan dient bezien te worden of hieraan, vanuit de hypothesevorming, alsnog aandacht besteed moet worden.

- Shoreface connected ridges/Wiersma.
  Is er een causale relatie tussen het voorkomen van lange ruggen voor de kust tussen Noordwijk en Egmond en het progressieve gedrag van de kust en de uitgebreide duinvorming in het aanliggende kustgebied?
  Een vergelijking met oude kaarten lijkt op erosie van deze ruggen en dus op een belangrijke bronterm voor de sedimentbalans te wijzen.
  De vraag is hoe betrouwbaar het kaarmateriaal is.
  Borger zal hier zekerheid over zien te krijgen.

11e vergadering van de taakgroep 1000 in mei 1987.

Op de kaart van Zagwijn loopt de kustboog van Texel in de 1e eeuw na Chr. van Bergen tot het Vlie, alleen onderbroken door de Mui op Texel. In de vroege middeleeuwen breekt deze boog op. Als eerste oorzaak van deze kustdoorbraken wordt de menselijke activiteiten, zoals verveening in het achterland, gezien. In een vroeger stadium heeft een soortgelijk proces zich in Zeeland afgespeeld.

4. Taakgroep 5000

4.1 Gegevens

4.1.1 Input

Geometrie van de kust : zie output.
Bodemconfiguratie : zie taakgroep 100.
Korrelverdeling : zie taakgroep 100.
Wind, golven, getij : Voornamelijk afgeleide grootheden zoals temperatuur beschikbaar (zie notitie Kollen).
Waterstand : is toegeleverd door R.G.D.

4.1.2 Systeem : literatuurstudie taakgroep 100.

4.1.3 Output : Kustlijngegevens van Hoek van Holland tot Bergen in de periode van 5000-4500, 4000, 3500 en 3000.
Kaarten van Zagwijn (zie literatuur).

4.2 Literatuur

Over het onderzoek van de ondiepe ondergrond van Nederland is in de afgelopen decennia veel gepubliceerd. In veel gevallen is de literatuur voor andere doeleinden, dan voor hypothesevorming van de Hollandse kustontwikkeling geschreven. Het werd dan ook niet zinvol geacht een overzicht van de beschikbare literatuur te geven.
Wel heeft bij de formulering van de hypothesen en tijdens de discussie daarover de literatuur als achtergrond informatie gediend.

Verwezen wordt nog naar het overzichtswerk van:

- Zagwijn, W.H.
  Nederland in het Holoceen
  's-Gravenhage, Staatsuitgeverij, Geologie van Nederland,
  Deel I, 1986, 46 p.

- Beets, D.
  Rapport Kustgenese I,
  conceptuitgave R.G.D., Haarlem.
  (Beschrijving van de kaarten van 5000-3000).

4.3 Hypothesen

Vergadering taakgroep 5000 op 20 mei 1987

Meest saillante punt in de ontwikkeling van de Hollandse kust is en blijft het feit dat de kustlijn tot ± 5000 C14 jaar B.P. naar het oosten verschuift, vervolgens tussen 5000 en 2000 zich naar het westen verplaatst (uitbouwt) om ruwweg na Romeinse tijd weer naar het oosten te gaan.
We weten dat de zeespiegel gedurende deze gehele periode stijgt, echter voor 5000 aanzienlijke sneller dan na 5000. Het gangbare concept is bij stijgende zeespiegel een kust terugschrijdt als er geen externe bron van zand is, aannemend dat het kustprofiel in evenwicht is met min of meer constant hydraulische condities.

Hypothese 0: er is een offshore bron ter plaatse van de monding van de Maas.
Hypothese 1: de Rivieren Rijn en Maas vormen deze bron.
Hypothese 2: België en het Nauw van Calais zijn deze bron.

Het onderzoek van Van Straaten en Van der Valk toont aan dat een belangrijke deel van het zand uit de Noordzee afkomstig is.
Hypothese 3: door snelle zeespiegelrijzing is de kust niet in evenwicht met golf- en getijklimaat en blijft er zand achter op de Noordzeebodem.

Als de snelheid van zeespiegelstijging afneemt kan dit zand gebruikt worden voor kustuitbouw.

Hypothese 4: de hydraulische condities veranderen rond 5000 C14 jaar B.P., waardoor de uitbouw tussen 5000 en 2000 een schijnbare is en alleen bestaat uit een hermodelleren van de kust.

Het jaaroverzicht 1986 geeft verder commentaar bij deze hypothesen.

4.4 Discussie over de hypothesen

Een van de ingangen, om de kustuitbouw tussen 5000 en 3000 te verklaren, is een wijziging in de externe randvoorwaarden.

1. verandering in zeespiegelrijzing
2a. verandering in golfklimaat
2b. verandering in getijklimaat
3. verandering in het gedrag van de bronnen.

Een discussie over deze punten is in Appendix G aan dit rapport toegevoegd.

Verder is de uitgangsvorm van de kust een belangrijk onderwerp van gesprek geweest. Uit de vorm van de kustlijn van 5500 wordt de suggestie gewekt van een brongebied ter hoogte van de Maas.
Karteringen van de ondergrond wijzen er op dat in de periode vóór 5500 de Hollandse kust door een aantal getijgeulen doorsneden was. De diepte van deze geulen reikt in enkele gevallen tot 20 m. Het karakter van de kust lijkt dan op dat van een open waddenkust. Voorwaarden voor een dergelijk verschijnsel zijn:

a. een toename van de getijslag
of b. een afname van het golfklimaat
of c. potentieel aanwezig kombergingsgebied, dat door de stijgende zeespiegel wordt aangesneden.

De conclusie van de discussie was dat de combinatie van een brongebied met een oorspronkelijk wadachtige onderwateroever als meest waarschijnlijk werd geacht. Bij de vele vragen die nog onbeantwoord zijn, zijn de volgende:

- hoe kon die uitgangsstudie ontstaan
- welke processen hebben vervolgens tot de vorming van de kustbogen op kaarten van 5000-3000 geleid.

Een bijdrage van v.d. Valk is als Appendix H toegevoegd.

ministerie van verkeer en waterstaat **rijkswaterstaat**

dienst getijdewateren

nota GWAO-87.004

Waarheden omtrent Kustgedrag

auteur(s): Ir. W.T. Bakker en E. Smit

datum: 5 augustus 1986; gecorr. 11 februari 1987

samenvatting: Waarheden omtrent Kustgedrag

Deze nota geeft de tekst van een lezing, gegeven door de eerste auteur bij de start van "Taakgroep 100" van het project "Kustgenese" op 27 januari 1987.
Oudere en nieuwere "waarheden" omtrent het kustgedrag, geponeerd door diverse deskundigen worden geëvalueerd, zoals de "Waarheid van Edelman": "holle kusten zanden aan en bolle eroderen". Geconstateerd wordt, dat het bijzonder moeilijk zal zijn het ongelijk van deze waarheid voor de schone Hollandse kust aan te tonen.
Deze "waarheid" is gesimuleerd in een mathematisch model, besproken in appendix A. De tekst van dit appendix is van de tweede auteur, vervaardigd aan de hand van aantekeningen en berekeningen van de eerste.
Geconstateerd wordt verder, dat vermoedelijk de snelste manier om een redelijke voorspelling van het kustgedrag in het kader van Taakgroep 100 te maken de bestudering van het Jarkusbestand is met behulp van Kalman - filtering.

WAARHEDEN OMTRENT KUSTGEDRAG

Lezing omtrent Kustgenese
Gegeven 27 januari 1986
Door ir. W.T.Bakker

Het is mij een genoegen, met U, en samen met de Heer de Vroeg, van gedachten te mogen wisselen omtrent het morfologisch gedrag van de Hollandse kust. Ik ben mij bewust, dat U zich omtrent hetgeen wij gaan vertellen afvraagt:

BELOOFT U
DE WAARHEID
TE VERTELLEN,

DE VOLLEDIGE WAARHEID
EN NIETS DAN
WAARHEID

Mijn reactie hierop is:

NIETS IS GEHEEL WAAR
MAAR
SOMMIGE WAARHEDEN
ZIJN MEER WAAR
DAN ANDERE

(ALDOUS MULTATULI)

Fig.1 toont de Waarheid van Edelman [1].
Zijn conceptie is de volgende.
De kustlijn tussen Hoek van Holland en den Helder is parabolisch en zandt dus aan. Immers, als een parabolische kust aan golven wordt blootgesteld, ontstaat een gradiënt in het langstransport, hetgeen aanzanding tot gevolg heeft.
Storingen worden gevonden bij Marsdiep en Waterweg.
De erosie t.g.v. het Marsdiep (volgens Edelman) wordt onderbroken door de Hondsbossche zeewering, welke de achteruitgang van de kustlijn ter plaatse verhindert.
Hierdoor heeft de Hondsbossche in de loop van de tijd een geëxponeerde ligging gekregen.
Ik heb getracht de conceptie van Edelman voor wat betreft het kustgedeelte tussen Rijksstrandpaal km 10 en km 115 te vertalen in een mathematisch model (fig. 2 t/m 5 en Appendix A).

Dit als een allereerste vingeroefening v.w.b. een simulatie van het kustgedrag in de werkgroepen 1000 en/of 5000.
In dit model wordt uitgegaan van een oorspronkelijk parabolische kustvorm, waarbij aan de uiteinden resp. ca. 225.000 m3/jaar (Zuidzijde) en ca. 700.000 m3/jaar (Noordzijde) onttrokken wordt (fig 2). Voor het begintijdstip wordt 1440 B.P. gevonden (Appendix A).
Fig 2 toont de kustvervorming, startend met een parabolische kust. In fig 3 is de berekende kromme van het tijdstip "heden" uitgezet in een kaart van de kust van Holland; voor de curiositeit is in fig 4 tevens de kromme voor (ongeveer) het jaar 3000 n.Chr. uitgezet. Fig.5 toont de berekende erosie, vergeleken met de grote lijn van Edelman. Het mathematisch model heeft als basisgedachte, dat de aanwas van de kust evenredig is met de kromming van de kust; de evenredigheidsconstante wordt "s/h" genoemd. Hierin is h de hoogte van het zandpakket, waarover het zand bij aanwas sedimenteert; in het huidige geval denke men aan een grootte-orde: de diepte van de brandingszone plus de hoogte van de duinen.
De grootheid "s" geeft aan, hoe het langstransport verandert, als de kustrichting verandert; in gedachten zou "s" als "snel" mogen worden vertaald: hoe groter s, hoe sneller de kust op een kromming reageert.
Tabel 1 geeft de grootte van s/h aan, zoals uit het bovenstaande model volgt, vergeleken met waarden, die uit het kustgedrag zijn afgeleid.
De grote waarde van s/h bij de Vliehors lijkt een gevolg van de geringe waarde van de zandbergende laag; de geringe waarde bij Cadzand een gevolg van het relatief milde golfklimaat.
De indruk bestaat, dat de kust van Scheveningen wat snel (door stroominvloed?) op de aanleg van de havendammen in 1900 heeft gereageerd en dat de huidige berekeningsmethode van de kustconstante uit het golfklimaat aan de veilige kant zit (de veranderingen blijken langzamer dan berekend).
De orde van grootte, in appendix A gevonden voor s/h m.b.t. de Hollandse kust komt uit tabel 1 niet onlogisch over.
Hiermee wordt echter niet gestipuleerd, dat de conceptie van Edelman en Appendix A en het in fig.2 t/m 5 aangegeven mathematisch model de enige mogelijke verklaring van het kustgedrag zouden geven; zo kan bij voorbeeld een wijziging van het golfklimaat tussen Hoek van Holland en den Helder ook een aanzienlijke invloed hebben. Wel ontstaat een zekere indruk van ruimte- en tijdschalen.

Tabel 1. Vergelijking van gevonden waarden van s/h.

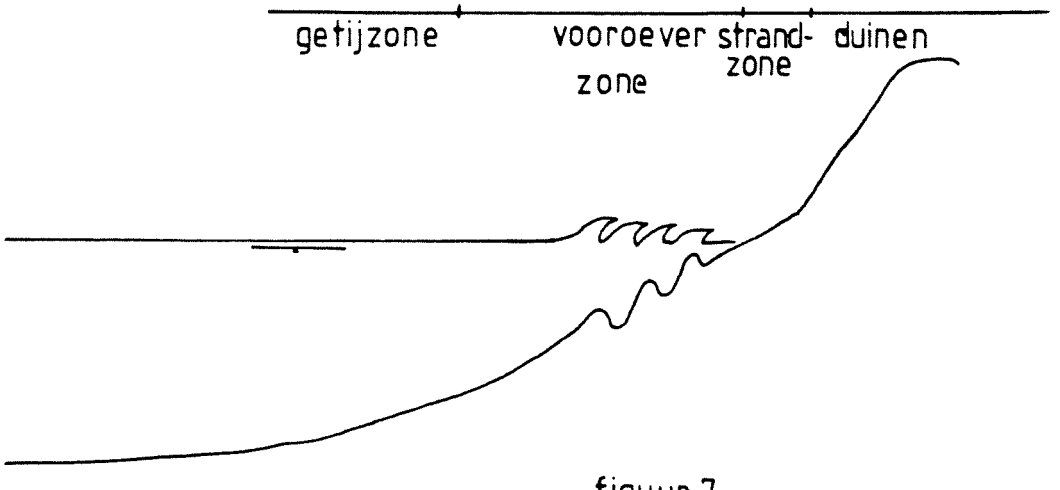
Plaats	Zandbergende laag tussen (m t.o.v. NAP)		h	s/h (m2/jaar)	bepaald uit
Sylt	- 8	+ 4	12	55,1.10^3	gedrag suppletie'78 [2]
Ameland	- 5	+ 8	13	110 .10^3	berekening[2]
Vliehors	- 5	0	5	400 .10^3	gedrag zandgolven 1860-1960[3]
Texel	- 5	+ 10	15	136 .10^3	kustgedrag 1860-1960 +golfberek.[4]
Hollandse kust	- 5	+ 20	25	71,3.10^3	appendix A
Scheveningen	- 7	+ 18	25	120 .10^3	kustgedrag 1900-1930+ golfber.[5]
Cadzand	- 8	+ 4	12	40,5.10^3	gedrag suppletie 1978 [2]

Een andere mogelijkheid is: de Eerste Waarheid van Wiersma:



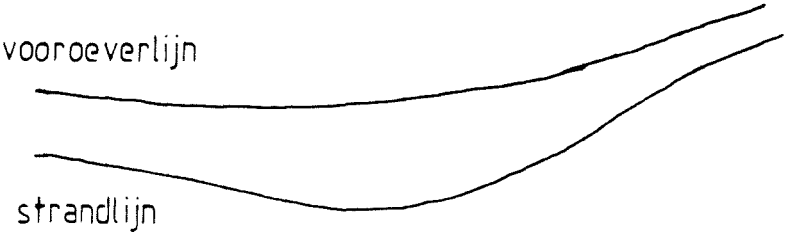
Ongetwijfeld speelt het dwarstransport in het kustgedrag een

zeer belangrijke rol. Zo is het aangroeien van duinen voornamelijk een zaak van wind(=dwars-)transport. Over een hoogte van ca. 15 m van een actieve kustzone van ca. 25 m is het dwarstransport dus ongetwijfeld dominant.
V.w.b. het strand ontstaan aangroei en erosie door interactie van langs- endwarstransport.
Verschillende oorzaken van dwarstransport spelen een rol: verticale circulatie door secundaire waterbeweging in getijstromen (bij voorbeeld in bochten), idem door zout-zoet-uitwisseling of door transversale diffusie; horizontale circulatie t.g.v. neerwerking (strandhoofden!) etc.
Een quantitatieve schatting van de relatieve orde van grootte van ieder van deze verschijnselen is nog steeds niet ter beschikking; echter, bezien wij de topografie van fig.6, het Schulpengat bij den Helder, dan zal duidelijk zijn dat het strand hier vrijwel rechtstreeks d.m.v. dwarstransport de invloed van het geulgebeuren ondervindt en dat ook vrij steile geulwanden door secundaire getijstromen en transversale uitwisseling hier stabiel zullen kunnen zijn (zie van Bendegom [6]).
Het volgende geldt daarom alleen voor een normale,"schone" kust; het geldt maar zeer ten dele daar waar havenhoofden aanwezig zijn.
Voor een goed begrip volgen eerst nog enige hierbij gehanteerde definities.
De kust wordt hierbij afhankelijk van het dominerend transportmechanisme verdeeld gedacht in duinen (wind,boven NAP+2m a 3m), brandingszone (golven,tussen NAP -7m a -5 m en de duinen) en de getijzone (getijgedreven stroom, dieper gelegen dan de brandingszone). De brandingszone wordt weer onderverdeeld in strandzone en vooroeverzone (fig 7).
Met name v.w.b. de brandingszone valt in dwarsrichting op de kust een zeker evenwicht te verwachten. Als het profiel flauwer is dan het evenwichtsprofiel kruit t.g.v. de asymmetrie van de orbitaalbeweging zand naar de kust toe. Als het profiel steiler dan het evenwichtsprofiel is,wint de zwaartekracht; dit geeft beweging van de kust af. Teneinde de eerste Waarheid van Wiersma uit te diepen,zouden wij ons als eerste vraag moeten stellen: wat is hieromtrent uit het Jarkus-bestand te halen?



figuur 7

Schematiseer strand en vooroever nu tot een terrasvormig tweelijn-systeem (fig 8). Heel globaal ontstaat dan het beeld van fig.9 voor de Hollandse kust, met geringe afstand tussen strandlijn en vooroeverlijn waar - op lange termijn gezien -erosie optreedt (bij Hoek van Holland en den Helder) en grotere afstand tussen beide lijnen in het tussengelegen aanzandende deel. Even de verliezen aan beide randen buiten beschouwing latend, ontstaat het beeld van een relatief snel in langsrichting transporterende transportband langs de vooroever, waar door dwarstransport bij den Helder en Hoek van Holland zand wordt opgegooid en bij Rijnland zand aan wordt onttrokken.



figuur 9

Dit kan nader worden geïllustreerd m.b.v. fig. 10, waarin profielen bij het Schulpengat, de Hondsbossche, Zandvoort en Delfland getoond worden.
Het Schulpengat- profiel is een typisch getijgeul profiel. Bij het beschouwen van het profiel van de Hondsbossche moet worden bedacht, dat, zoals eerder vermeld, de Hondsbossche vergeleken bij de overige kust ca. 200 m in zee steekt. Wordt het profiel van de Hondsbossche in fig 10 200 m zeewaarts geschoven, dan komt het diepere gedeelte - tussen NAP - 5m en - 7m - op een soortgelijke plaats als bij Delfland en Rijnland te liggen. De steilheid van het profiel blijft dan nog wel opvallen, evenals de 7m diepe trog. Het verwondert, dat de korte strandhoofdjes voor de Hondsbossche in alle eeuwen het strand nog zo goed hebben weten vast te houden, alle theorieën van evenwichtsprofielen ten spijt. Hier speelt waarschijnlijk geulvorming door getijstroom en laterale diffusie toch een grote rol.
De profielen van Delfland en Rijnland vallen v.w.b. het gedeelte boven NAP - 3 m redelijk samen; het zeewaartse gedeelte (de vooroever) van Rijnland ligt ca 2m hoger dan bij Delfland. Anders gesteld: men zou de vooroever van Delfland 200 m zeewaarts moeten verschuiven, om een op het Rijnlandse gelijkende profiel te verkrijgen.

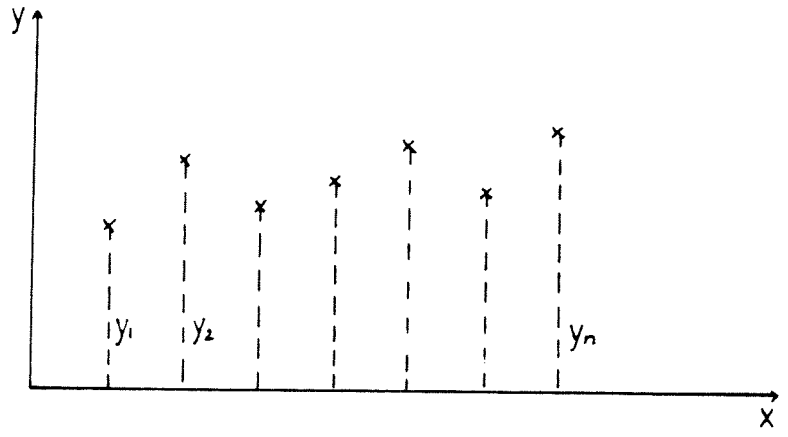
In de hiervoor ontwikkelde filosofie zou deze onderlinge afwijking van de Delflandse en Rijnlandse profielen verantwoordelijk moeten zijn voor het verschil in dwarstransport naar de duinen van ca. 10 a 15 m3/(m.jaar) tussen Delfland en Rijnland. Per m afwijking in afstand tussen strand en vooroever wordt dan dus ca. 1/20 m3/(m.jaar) verschil in dwarstransport gevonden. Dit is van dezelfde orde van grootte als Janssen [5] vond, t.a.v. de snelheid, waarmee het zand zeewaarts tussen de strandhoofden van Scheveningen uitvloeide, nadat de vooroever erodeerde t.g.v. de aanleg van de havenhoofden (hij vond 1/10 m/jaar(=m3/(m.m.jaar)). Het is echter veel minder dan de snelheid, waarmee op het strand aangebrachte zandsuppleties zeewaarts uitvloeien (Sylt: ca 3 m/jaar [2]).

In verband met het bovenstaande hebben de Heer de Vroeg en ik ons de volgende taak gesteld:
- wat is uit het Jarkus-bestand te halen v.w.b. het belang van het dwarstransport tussen strand- en vooroeverzone?
- het geven van een statistische voorspelmethode van het gedrag van de Nederlandse kust v.w.b. een 20-jarige trend

Deze analyse van het Jarkus-bestand heeft dus de volgende doelen:

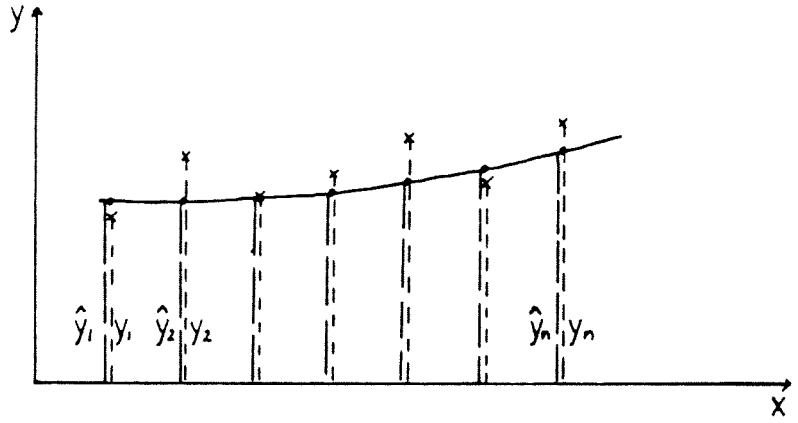
DOELEN.	T.B.V.
- Nauwkeurige extrapolatie over 20 jaar	Kustbeheer
- De grote lijn i.v.m.:	
- Strategie v.w.b. zandsuppleties	Kustgenese
- Effecten zeespiegelrijzing	
- Meer fysische kennis afleiden uit gegevens	T.O.W. - modelconcepties

Een subtiele techniek welke het mogelijk maakt modelkennis in een databestand te assimileren is Kalman-filtering.
De basisgedachte hiervan kan als volgt worden weergegeven.
Neem een rechthoekig coordinatenstelsel aan met de x-as evenwijdig aan de gemiddelde kustrichting.
Definieer een "kustlijn" als een lijn, welke op een afstand uit de x-as ligt, gelijk aan de gemiddelde afstand welke de dieptelijnen (met gelijk diepte-interval) in de brandingszone tot de x-as hebben.
Aangezien slechts in een discreet aantal raaien wordt gepeild, heeft men na een meting slechts in een discreet aantal punten de beschikking over de y-coördinaat van de kustlijn (fig 11).



figuur 11

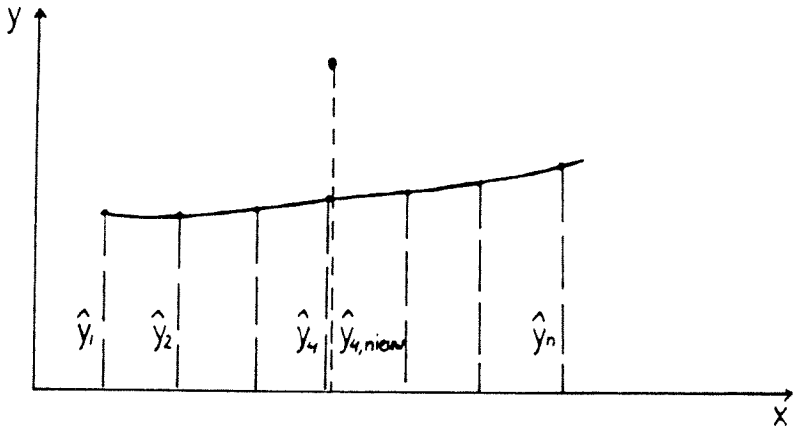
Noem deze waarden y1....yn (fig 11).
T.g.v. meetfouten en andere "ruis" zullen de gemeten punten van de kustlijn niet op een vloeiende lijn liggen. Men kan echter aan de hand van de metingen wel een schatting maken van het verwachte werkelijke verloop van de kustlijn. Noem dit verloop y1....yn (fig 12).



figuur 12

Stel, men heeft op basis van een of andere conceptie een rekensysteem, om de kustlijn op een volgend tijdstip af te leiden van de schatting van de kustlijn op een vorig tijdstip.
Stel bij voorbeeld, dat de voorspelling van de kustlijn op dit volgende tijdstip t.p.v. punt y4 gevonden kan worden uit een combinatie van de coordinaten van de huidige geschatte kustlijn:

$$y_{4\,nieuw} = [5y_1 + 3y_2 + \ldots 7y_{10\,oud}]$$



figuur 13

2	0	5	6	7	9
1	4	7	9	8	4
4	6	9	4	4	4
0	1	2	5	7	2
0	3	0	0	0	3
2	4	6	7	8	9
0	2	4	6	1	3
1	4	8	6	0	0

matrix

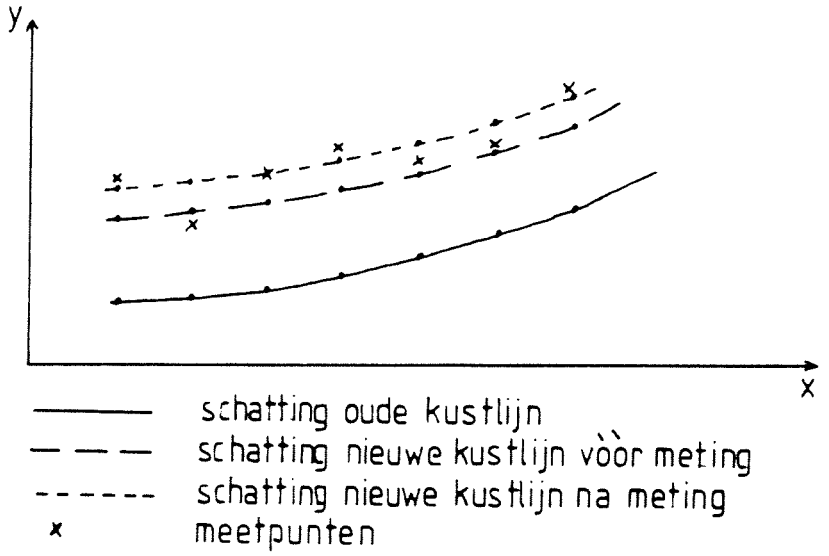
figuur 14

Heeft men dus de schatting van de huidige kustlijn gevangen in de getallenreeks $\hat{y}1,\hat{y}2,...\hat{y}10$, dan bepaalt de coefficientenreeks 5,3,...7 hoe het nieuwe punt $\hat{y}4$ wordt berekend.
Op een analoge wijze, doch met in principe andere coefficienten volgt het nieuwe punt $\hat{y}3$ uit de bekende getallenreeks $\hat{y}1.....\hat{y}n$. Om alle punten op het nieuwe tijdstip uit de schatting op het huidige tijdstip te vinden heeft men dus een heel rooster, een "matrix" van coefficienten nodig (fig 14).
In een kernachtige notatie kan de voorgaande handelswijze als volgt worden weergegeven:

$$\vec{\hat{y}}_{nieuw} = F.\ \vec{\hat{y}}_{oud}$$

Hierbij geeft het pijltje boven ynieuw en youd aan, dat het hier de gehele getallenreeks $\hat{y}1...\hat{y}n$ betreft; het kapje geeft aan, dat de y-waarden geschat zijn.
De grootheid F symboliseert een matrix van het soort zoals weergegeven in fig 14, die de oude kustlijn $\hat{y}oud$ via een mathematisch goed omschreven, op een vermenigvuldiging lijkende procedure in de nieuwe kustlijn transformeert. De punt tussen F en $\hat{y}oud$ symboliseert deze procedure.
De grootheid F wordt "transformatiematrix" genoemd.

Stel, dat men op de hiervoor omschreven manier uit de kustlijn van een zeker jaar t een verwachte kustlijn voor het jaar t+1 heeft verkregen. Het uur der waarheid komt dan in het jaar t+1, op het moment, dat de kustlijn van dat jaar t+1 is gemeten (fig 15).



figuur 15

Deze nieuw gemeten kustlijn kan een reden zijn, de voorspelling van $\hat{\vec{y}}_{nieuw}$ te herzien. Bij de Kalman-filter-techniek gebeurt dit op een wijze, die volgens de hierboven genoemde verkorte notatie als volgt kan worden weergegeven.

$$\hat{\vec{y}}^{+}_{nieuw} = \hat{\vec{y}}^{-}_{nieuw} + K.(\vec{y}_{nieuw} - \hat{\vec{y}}^{-}_{nieuw})$$

De indice "-" of "+" geeft aan, of de betreffende schatting van voor, dan wel na de nieuwe meting dateert.
Wordt de bovenstaande uitdrukking als een "normale" algebraische uitdrukking opgevat, dan ziet men, dat "K=0" inhoudt,dat de schatting van de kustlijn na de meting gelijk is aan de schatting van de kustlijn voor de meting ("wat geschreven is, staat geschreven"). Anderzijds, is K gelijk aan 1, dan is de nieuwe schatting van de kustlijn gelijk aan de meetresultaten: meetfouten en andere ruis worden dan niet in de beschouwing betrokken.
In feite is K niet slechts een getal, maar een matrix, analoog aan F. Deze matrix wordt het "kalman filter" genoemd en bestaat uit getallen tussen 0 en 1, zoals uit het voorgaande begrijpelijk is. De techniek van de Kalman-filtering bestaat nu uit de berekening van de matrices F en K, waarvoor wiskundige formuleringen voorhanden zijn. Na iedere tijdstap kunnen deze matrices (op grond van de nieuwe informatie) worden gecorrigeerd. Volgens de orginele vorm van de Kalman-techniek kan de transformatiematrix F worden gevonden m.b.v. statistische technieken (uit de auto- en kruiscorrelaties van de tijdreeksen, die de verschillende y-waarden vormen).

Echter, men kan ook starten met een fysische conceptie v.w.b. de vorm van F. Ditzelfde soort procede kan natuurlijk ook worden toegepast met punten op 2 lijnen i.p.v. een, m.a.w. met een strandlijn en een vooroeverlijn.

Uit de vorm van de transformatiematrix, die men aldus vindt, is dan af te leiden in hoeverre het gedrag van een strandpunt nu meer beinvloed wordt door de aanliggende strandpunten, dan wel door de punten van de vooroever.

Uiteraard is het van belang, met een zo nauwkeurig mogelijk pakket gegevens te starten. De conceptie, dat een te flauw profiel aanzanding aan de kust geeft en een te steil profiel erosie wordt vertroebeld door het optreden van brandingsruggen. De gedachte bestaat, uit het 15- jarige gegevensbestand deze "ruis" eerst uit te filteren. Daarom was het van belang, deze brandingsruggen eerst nader te bestuderen. Dit is de eerste opgave aan de Heer de Vroeg geweest, die zich verder in het kader van zijn afstuderen met Kalmanfilters zal bezighouden.

Hierna volgde de lezing van de Heer De Vroeg, waaromtrent een aparte samenvatting is verschenen.[7].

V.w.b. de follow-up van het werk van de Vroeg omtrent brandingsruggen zou ik graag Uw medewerking willen inroepen. Nu de programmatuur er eenmaal is, lijkt het vrij simpel, op deze wijze een algemene eerste beschrijving te krijgen van de ruwe vorm en het gedrag van deze brandingsruggen. Ik zou graag willen, dat dit dadelijk in de discussie ter sprake zou komen. Voor onze studie zouden wij de gegevens graag lopend willen middelen over de periode van deze brandingsruggen. Deze periode moet dan wel bekend zijn.

Alvorens ons expose' te beeindigen,zou ik nog even een tweede waarheid van Wiersma aan de orde willen stellen:



Wij hebben het nl. nog niet gehad over de interactie tussen de getijzone en de vooroeverzone. Hoe belangrijk is deze? Welke rol speelt bijv. de zeespiegelrijzing in het hele kustsysteem?

Ik heb daartoe geprobeerd een aantal kustprocessen te kwantificeren

Fig.16 toont het langstransport door golven bij Scheveningen, zoals berekend in [8].
Uit het onderzoek van de Vroeg komt als voorlopige schatting een orde van 30 m2/jaar naar voren voor de variatie van het dwarstransport tussen strand en vooroever. Dit is een lijndikte in figuur 16.

Fig.17 illustreert de vermoedelijke verhoudingen in het dwarstransport.

Als de huidige zeespiegelrijzing op 20 cm/ eeuw wordt geschat, dan is per jaar een landgerichte aanvoer van zand nodig van 2 m2/jaar om een kustzone over een strook met breedte van 1 km niet van diepte te doen veranderen.
Een aanzanding van het duin van 1/2 m/jaar komt overeen met een dwarstransport van 10 m2/jaar.
Met een flinke storm zal ca. 50 m2/jaar van het duin naar de vooroever verdwijnen. Bij een in evenwicht verkerende kust is dit in een aantal jaren weer terug.
M.i. zullen bij een langdurige stormachtige periode, bijv. 30 jaar, het strand en de duinen zich tijdelijk wat landwaars en de vooroever zich tijdelijk wat zeewaarts verplaatsen; bij een rustige periode herstelt zich dit weer. Ik verwacht niet, dat het zand zich tot in de getijzone verplaatst.
Zoals vermeld geeft vergelijken van de profielen van Delfland en Rijnland dat de vooroever ca 2 m hoger moet liggen, om een kustwaarts transport van 10 m2/jaar te geven i.p.v. evenwicht.
Daar de interactie tussen strand en vooroever ongetwijfeld veel sterker zal zijn dan tussen vooroever en getjzone, is het mijn angstige vermoeden, dat een signaal uit de getijzone wel bijzonder luid en duidelijk zal moeten zijn, wil je er bij de kustlijn nog iets van kunnen onderscheiden.
Daarom is mijn eerste reactie op de tweede Waarheid van Wiersma:
Ik geloof met hem, dat het systeem niet zanddicht is. Ik ben eveneens overtuigd,dat buiten de brandingszone nog grote veranderingen in de getijzone optreden.
Alleen: ik geloof, dat de interactie tussen getijzone en brandingszone dusdanig klein is, dat je, om het gedrag van de strandzone over een 100-jarige perode te begrijpen, je het gedrag van de getijzone in eerste instantie niet hoeft te begrijpen. Uiteraard sluit ik bij deze beschouwing de omgeving van de havendammen uit.

Mijn expose' staat aan het begin van een discussie. Het lijkt mij niet juist, deze discussie met vaste conclusies in te gaan. Ik ben graag bereid mijn mening door een betere te vervangen. Anderzijds heeft U wel recht om te weten, met welke vooroordelen ik de discussie inga. Vandaar een inventarisatie van mijn vooroordelen.

Vooroordelen:

1. Het zal bijzonder moeilijk zijn het ongelijk van de waarheid van Edelman aan te tonen.
   Het lijkt, alsof ononderbroken stukken Nederlandse kust luid en duidelijk op krommingen reageren.
2. Zand wordt in de brandingszone langs de kust getransporteerd en voedt van daaruit het strand, d.m.v. dwarstransport. Dit proces bepaalt tevens de helling van de kust.
3. Buitendelta's , estuaria's en de omgeving van havendammen hebben heel andere mechanismen.
4. Bij de overige gebieden langs de schone kust zal het erg moeilijk zijn uit 100 jaar waarnemingen invloeden uit de getijzone op de kust aan te tonen.
5. De snelste manier om een redelijke voorspelling van het kustgedrag in het kader van de Werkgroep 100 te maken is het bestuderen van het Jarkus-bestand m.b.v. Kalmanfiltering.
6. Teneinde de nauwkeurigheid van die voorspelling op te voeren is het zinvol eerst de periode van de beweging van de brandingsruggen op de diverse kustgedeelten te onderzoeken.

LITERATUUR.

[1] Edelman, ir.T.,
Erosie en Aanwas van het kustvak Den Helder - Hoek van Holland
Rijkswaterstaat, Afdeling Kustonderzoek,Studierapport WWK 61-1. (1961)

[2] Rijkswaterstaat en Delft Hydraulics Laboratory,
Manual on Artificial Beach Nourishment
Volume B, Annex V, Hindcast Computations of some Projects.

[3] Bakker, ir.W.T.,
A mathematical Theory about Sand Waves and its Application on the Dutch Wadden Isle of Vlieland
Shore and Beach, 1968

[4] Casteleyn, J.A.,
Numerieke Berekening van de Verandering van Kustvormen onder de Invloed van Golfaanval
Deel III, Toetsing van de programmatuur op de kustontwikkeling van het eiland Texel
Technische Hogeschool,Afd. Civiele Techniek, Vakgroep Kustwaterbouwkunde, Technisch Rapport 75-3 (1975)

[5] Janssen, J.
Onderzoek naar de Kustontwikkeling en het Zandtransport te Scheveningen.
Technische Hogeschool,Afd. Civiele Techniek, Vakgroep Kustwaterbouwkunde, Afstudeerrapport (1975)

[6] Bendegom, ir. L. van,
Beschouwingen over de Grondslagen van de Kustverdediging.
Rijkswaterstaat, Directie Benedenrivieren - Noordelijke Afdeling Studiedienst (1949)

[7] Vroeg, H.de,
Schematisering Brandingsruggen met behulp van jaarlijkse Kustmetingen
Technische Hogeschool,Afd. Civiele Techniek, Vakgroep Kustwaterbouwkunde, Afstudeerrapport (1986)

[8] Bakker, ir. W.T.,
Berekening van het Langstransport door Golven met de methode van Evenwijdige Dieptelijnen
Rijkswaterstaat, Afdeling Kustonderzoek,Studierapport WWK 69-7. (1969)

[9] Schoorl, H.,
Zeshonderd jaar Water en Land.,
Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, no 2, 1973

APPENDIX A

MATHEMATISCH KUSTLIJNMODEL VOOR DE HOLLANDSE KUST

In de voorliggende notitie wordt de conceptie van Edelman [1] vertaald in een mathematisch model.
Deze conceptie kan als volgt worden verwoord:

a. De kust is hol en zandt aan;
b. Ten gevolge van het Marsdiep ontstaat een "erosiekuil" aan de Noordzijde van de kust;
c. Ten gevolge van de Waterweg ontstaat een "erosiekuil" aan de Zuidzijde van de kust

Het mathematische model is gebaseerd op het een-lijn-model, waarin de ligging van de kust wordt voorgesteld door een enkele lijn.
Om tot de kustvergelijking, die het gedrag van de kustlijn beschrijft, te komen, worden twee vergelijkingen opgesteld:

$$\frac{\partial Sx}{\partial x} + h \frac{\partial y}{\partial t} = 0 \qquad (1)$$

de continuiteitsvergelijking,

waarin: Sx = het langstransport, afhankelijk van de afwijking van de kustlijn van de x-as;
x = de gemiddelde kustrichting;
h = de hoogte waarover het kustprofiel wordt gedacht op te schuiven bij erosie of aanwas van de kust; hierbij wordt dus verondersteld dat de vorm van het profiel, het evenwichtsprofiel, behouden blijft;
y = de coordinaat die loodrecht op de x-as staat, wijzend in de richting van de zee;
t = de tijd.

$$Sx = So - s \frac{\partial y}{\partial x} \qquad (2)$$

Dit is de gelineariseerde bewegingsvergelijking, gebaseerd op de CERC-formule)
waarin: So = het langstransport wanneer de kustrichting evenwijdig is aan de x-as;
s = de verandering van het langstranport per radiaal kustlijnverdraaiing.

Basisgedachte bij de linearisatie van de bewegingvergelijking is dat ∂y/∂x een benadering is voor , waarin de hoek is die de kustlijn met de x-as maakt.

Voor kleine hoeken α gaat dit op.

Invullen van (2) in (1) levert de kustvergelijking:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{s}{h}\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \qquad (3)$$

In deze beschouwing is er wel van uit gegaan dat h, S en s constant zijn, zowel in x-richting als in de tijd.
De kustvergelijking (3) staat bekend als de kustvergelijking van Pelnard-Considere. Het is een diffusievergelijking, een vergelijking van het parabolische type; voor de numerieke behandeling hiervan zijn twee randvoorwaarden en een beginvoorwaarde benodigd.
Het volgende differentiemodel wordt voorgesteld:

$$\frac{y(x,t+\Delta t) - y(x,t)}{\Delta t} = \frac{s}{h}\cdot\frac{y(x+\Delta x,t) - 2\,y(x,t) + y(x-\Delta x,t)}{(\Delta x)^2} \qquad (4)$$

Dit is een expliciet numeriek schema.
Voor een betere hanteerbaarheid kan deze differentie-vergelijking in een wat meer algemene vorm worden geschreven:

$$y(x,t+\Delta t)=C.y(x+\Delta x,t) + (1-2C).y(x,t) + C.y(x-\Delta x,t) \qquad (5a)$$

waarin: $C = \frac{s}{h} \cdot \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2}$ (5b)

Wanneer nu als tijdstap in het numerieke model wordt gekozen:

$$\Delta t = (\Delta x)^2/(2\ s/h) \qquad (5c)$$

(naar een idee van E. Schmidt), dan reduceert de bovenstaande differentievergelijking tot:

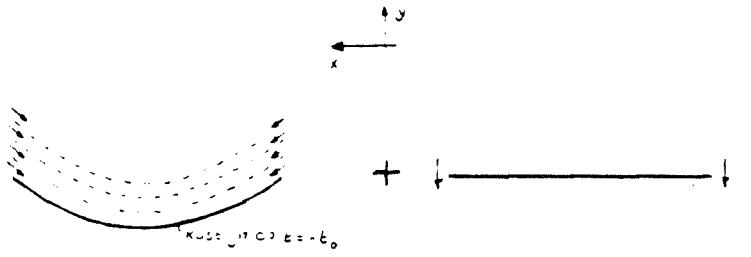
$$y(x,t+\Delta t) = (y(x + \Delta x,t) + y(x - \Delta x,t))/2 \qquad (6)$$

De gekozen tijdstap brengt het numerieke model precies op de rand van stabiliteit, omdat de diffusieparameter ⊙ = 1.

In grote lijn heeft de huidige kustlijn een parabolisch verloop tussen de kilometers 30 en 90, zoals die zijn uitgezet op de referentielijn. (De referentielijnkilometers komen niet exact overeen met het kilometerraaienstelsel langs de kust; wanneer niet iets anders wordt vermeld, wordt verder gerekend met de referentielijnkilometers.) De pijl van deze parabool is ong. 4,1 (km).

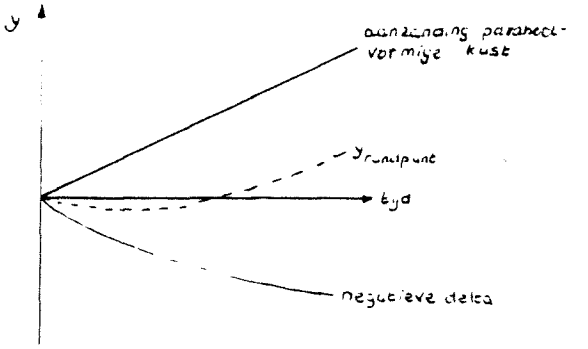
Uitgaande van de conceptie van Edelman en van het bestaan van een paraboolvormige kustlijn op een bepaald begintijdstip t=-t0 bestaan er twee in principe verschillende mogelijkheden om de kustontwikkeling vanaf dit tijdstip aan te geven:

mogelijkheid 1: de kustlijn kan bepaald worden uit een superpositie van een aanzandende parabool over de gehele afstand op een rechte waarvan t.p.v. de beide randen vanaf t = -t0 een constante hoeveelheid zand wordt onttrokken (de zogenaamde "negatieve delta's", zie blz. A7)
E.e.a. is schematisch voorgesteld in fig.A1



FIGUUR A1

Een consequentie van dit model is dat de kustrichtingen t.p.v. beide randen constant in de tijd blijven (omdat constant dezelfde hoeveelheid sedimenttransport t.p.v. de randen plaatsvindt).
Het gedrag van een randpunt is gestreept weergegeven in fig. A2



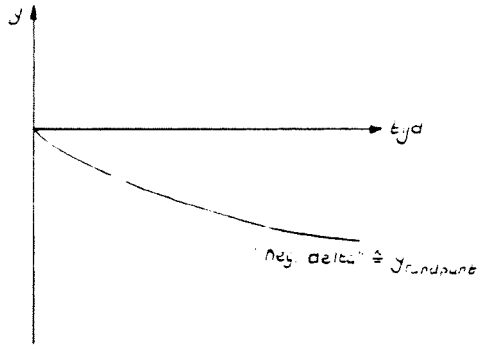
FIGUUR A2

mogelijkheid 2: de kustlijn kan bepaald worden uit een superpositie van een zich opvullende parabool vanaf t = t0,waarvan de randpunten plaatsvast zijn op een rechte waarvan weer t.p.v. de beide randen vanaf t = t0 een constante hoeveelheid zand wordt onttrokken.
Alleen het paraboolmodel verschilt dus van die van mogelijkheid 1 (fig A3):



FIGUUR A3

Een consequentie van dit model is, dat de hellingen ∂y/∂x t.p.v. beide randen niet constant in de tijd blijven (omdat de hoeveelheid sedimenttransport niet constant in de tijd is).
Het gedrag van een randpunt is in fig. A4 weergegeven:



FIGUUR A 4

Naar aanleiding van het gedrag van de randpunten kiezen we "mogelijkheid 2" als beste weergave van het kustgedrag volgens Edelman.

Op een zeker begintijdstip, -t0 t.o.v. heden, wordt een parabolische Hollandse kustlijn verondersteld; deze kustlijn zandt volgens vergelijking (3) aan, waarbij aan beide randen de genoemde verstoringen aanwezig zijn.

Kies de x-as door de op de kustlijn gelegen punten ter plaatse van km. 30 en km. 90. uit curve-fitting blijkt dan, dat deze kustlijn (tussen km. 30 en km. 90) op het huidige tijdstip de volgende vorm heeft:

$$y = C1 \cdot (x-60)^2 + C2 \qquad (7a)$$

waarin: $C2 = -4{,}1$ km (7b)

en: $C1 = 4{,}1/(90-60)^2 = 4{,}56.10^{-3}$ km^{-1} (7c)

Volgens Edelman zandt het parabolische kustgedeelte met een snelheid van 0,65 (m/jaar) aan. Vergelijking (3) zegt dat de aanzanding (of erosie) evenredig is met de kromming van de kust.
De aanzanding volgens het bovenstaande model is dus:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{s}{h} \cdot 2C1 \rightarrow \frac{s}{h} = \frac{1}{2C1} \cdot \frac{\partial y}{\partial t} = \frac{1}{2.4,56.10^{2}\ (km^2)} \cdot 0,65\ (m/jaar) =$$

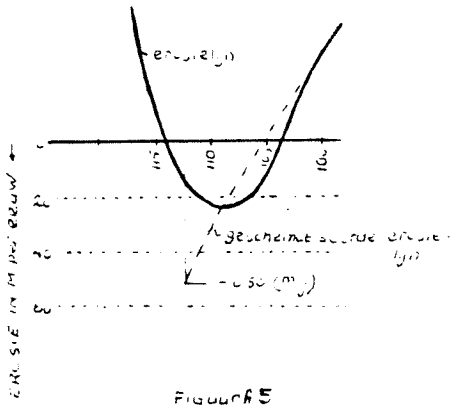
$$= 71,3.10^{3}\ \left(\frac{m^2}{jaar}\right)$$

M.b.v. tabel 1 uit deze nota kan deze "kustconstante" s/h vergeleken worden met waarden, gevonden langs andere kustgedeelten. De conclusie kan worden getrokken dat de orde van grootte blijkt overeen te komen met die, gevonden in andere studies.

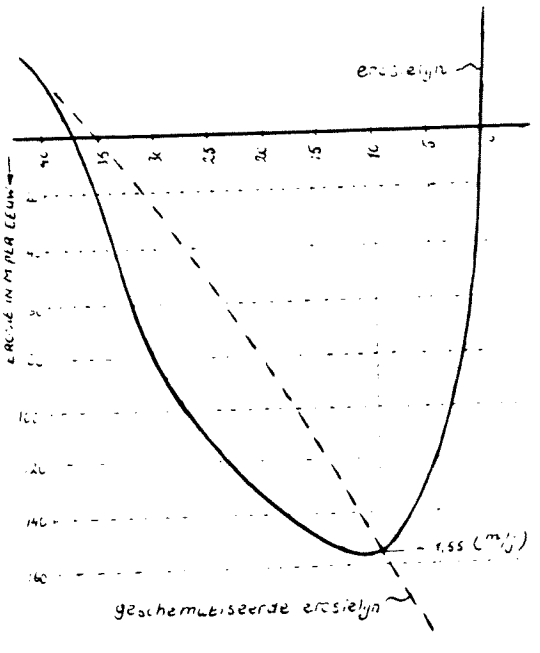
Hoe moeten we de beide randvoorwaarden in het numerieke schema nu inpassen?
Bij km 10 en km 110 vindt ongeveer de grootste erosie plaats vogens de geschematiseerde erosielijn, zoals die is ingetekend in de erosiegrafiek die uit de notitie van Edelman is gehaald (Zie fig. A5 en fig. A6). Ter plaatse van de genoemde punten is tegenwoordig de kustligging en de snelheid van de kusterosie bekend.

	km 10	km 110
kusterosie $\partial y/\partial t$ = (m/jaar)	-1,55	-0,50

Wat betreft de kusterosie t.p.v. km 110 het volgende:
referentiekm 110 komt ongeveer overeen met kilometerraai 113; de geschematiseerde erosielijn heeft daar ongeveer een waarde gelijk aan -0,50 (m/jaar). Zie fig. A5).



Figuur A5



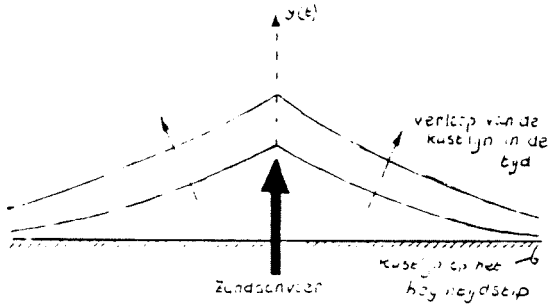
Figuur A6

Referentiekm 10 komt ongeveer overeen met kilometerraai 10. In fig. A6 is aangegeven dat de erosiesnelheid daar ong. 1,55 (m/jaar) is.

Zoals gesteld, wordt het transport aan een rand opgebouwd gedacht uit 2 componenten:

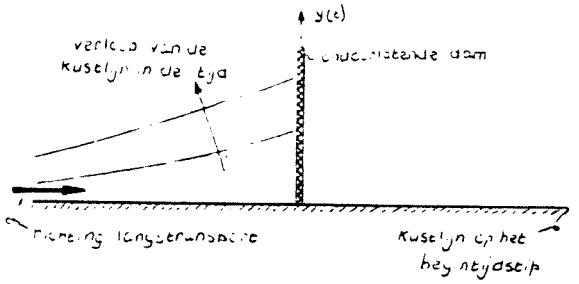
1. een variabel transport, zodanig dat het uiteinde van de parabool (fig. A5) op zijn plaats blijft;
2. een (vanaf een zeker begintijdstip) in de tijd constant transport, welke de randstoring bij of Marsdiep of Waterweg veroorzaakt.

Bij een oorspronkelijk rechte kustlijn veroorzaakt een stationaire zandtoevoer in een punt (afgezien van het langs deze kustlijn aanwezige transport) een deltavorm (fig. A7).



FIGUUR A7

Een bijzonder geval hiervan, een "halve delta", treedt op bij een ondoorlatende dam, waar al het langstransport wordt belemmerd (fig. A8).



FIGUUR A8

De kustuitbreiding t.p.v. de ondoorlatende dam is, volgens de standaard-oplossing van het probleem met de ondoorlatende dam, te schrijven als:

$$y(t) = tg\ \phi . \sqrt{\frac{4\ (s/h)\ t}{\pi}} \qquad (8)$$

, met $tg\ \phi = \partial y/\partial x$ t.p.v. de dam.

Dus Φ is de hoekverdraaiing t.p.v. de rand t.o.v. de x-as; het transport t.p.v. de rand is dan volgens vgl (2):

$$[S_x]_{rand} = S_0 - s.tg\ \Phi$$

De grootte van S0 is niet relevant voor de oplossing van de kustlijnvergelijking; de hoeveelheid materiaal die per tijdseenheid aan de kust wordt toegevoegd over het gebied van de "halve delta" bedraagt s.tg Φ; dit volgt uit continuiteitsoverwegingen.

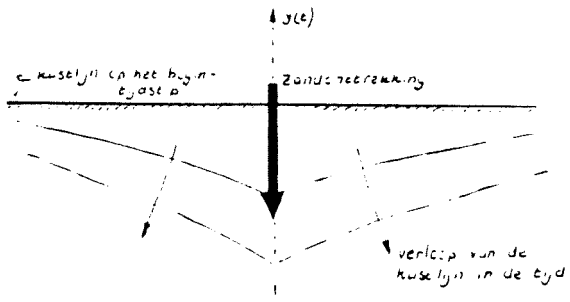
Vergelijking (8) iets anders geschreven levert:

$$y(t) = 2\ tg\ \Phi\ .\ \sqrt{\frac{s/h}{\varepsilon}}\ .\sqrt{t}$$

Hieruit kan dus o.a. worden afgeleid dat de kustuitbreiding evenredig is met $\sqrt{t}$.Na differentieren naar de tijd van vgl. (8) volgt:

$$\frac{\partial y}{\partial t}(t) = tg\ \phi\ .\ \frac{\sqrt{s/h}}{\sqrt{\varepsilon}}\ .\ \frac{1}{\sqrt{t}} \qquad (9)$$

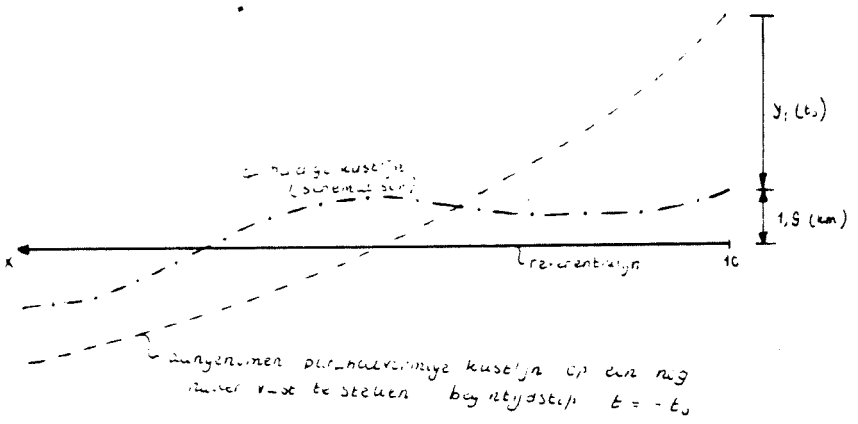
Onttrekken van materiaal aan de kust resulteert in een negatieve waarde van Φ; er ontstaat dan een "negatieve delta" (fig. A9); en idem als hierboven vermeld is een negatieve halve delta na te bootsen.



FIGUUR A9

In de huidige conceptie wordt dus aan de linkerzijde en de rechterzijde resp. Slinks en Srechts onttrokken, hetgeen de "negatieve halve delta's" oplevert. Anderzijds wordt via de randen ook zand toegevoegd om er voor te zorgen dat de parabool volgens fig. A5 dichtzandt.

Het bovenstaande model wordt nu aangepast aan de rechterrand (km 10), m.a.w. het huidige kustgedrag voor wat betreft ligging en erosiesnelheid wordt nu nagebootst.
Fig. A 10 geeft een illustratie van de denktrant.



FIGUUR A10

Het huidige stuk parabool tussen km 30 en km 90 kan worden voorgesteld door:

$$y(x) = 4{,}56 \cdot 10^{-3} \cdot (x-60)^2 - 4{,}1 \text{ (km)}$$

Beginparabool:

$$y(x,-t_0) = 4{,}56.10^{-3}.(x-60)^2 - 4{,}1 - 0{,}65.10^{-3}.t_0 \text{ (km)}, \quad (10)$$

waarin t_0 het aanvangstijdstip is t.o.v. heden (in jaren). Hieruit volgt;

$$y(10,-t_0) = 7{,}3 - 0{,}65.10^{-3}.t_0 \text{ (km)}$$

De huidige y-coordinaat van de kustlijn t.p.v. km 10 bedraagt (zie fig. A10):

$$y(10,0) = 1{,}9 \text{ (km)}$$

De verschuiving van het randpunt t.p.v. km 10 bedraagt dus sinds het aangenomen begintijdstip:

$$y(10,-t_0) - y(10,0) = 5{,}4 - 0{,}65.10^{-3}.t_0 \text{ (km)} \quad (11)$$

Dit is ten gevolge van de werking van de "negatieve delta"; uit (8) en (11) volgt:

$$2.\tan\phi \cdot \frac{\gamma(s/h)}{\gamma_d} \cdot \sqrt{t_0} = 5400 - 0{,}65.t_0 \text{ (m)} \quad (12)$$

De kusterosie op het huidige moment bedraagt, volgens verg. (9) en fig. A2:

$$\tan\phi \cdot \frac{\gamma(s/h)}{\gamma_d} \cdot \frac{1}{\sqrt{t_0}} = 1{,}55 \text{ (m/jaar)} \quad (13)$$

Kies h = 25 (m) (zie tabel 1 in de nota), dan wordt uit (7) voor s gevonden:

s = 1.782.500 (m3/jaar)

In het vervolg wordt S0 = 0 gesteld, m.a.w. er wordt aangenomen dat de golven geen resulterend transport geven als de kust evenwijdig aan de x-as loopt.
Bij de gevonden oplossingen kan altijd een constant transport van willekeurig te kiezen grootte worden opgeteld, zonder dat dit de kustlijnvervorming beinvloedt.
Uit berekening van langstransport door golven (8) volgt, dat dit transport in ieder geval niet zeer groot zal zijn (onder de huidige omstandigheden).

Omdat aan de rechterrand Srechts wordt onttrokken volgens het idee van de negatieve delta, kan dan geschreven worden:

$$s.\mathrm{tg}\,\Phi_{rechts} = S_{rechts} \rightarrow \mathrm{tg}\,\Phi_{rechts} = S_{rechts}/s$$

Uit (13) volgt dan: $t_0 = 2{,}974.10^{-9}.\ S^2_{rechts}$ (14)

(S_{rechts} in m^3/jaar)

Invullen van (14) in (12) levert:

$S_{rechts} = 695.900$ (m^3/jaar)

$t_0 = 1440$ (jaar)

De beginparabool van ong. 1440 jaar geleden luidt dus:

$y = 4{,}56.10^{-3}(x-60)^2 - 5{,}036$ (km) (15)

Voor de linkerrand (km 110) wordt de huidge erosiesnelheid nagebootst:

$$\frac{\partial y}{\partial t}(t) = \mathrm{tg}\phi_{links} \cdot \frac{\sqrt{(s/h)}}{\sqrt{d}} \cdot \frac{1}{\sqrt{t}} = 0{,}50 \text{ (m/jaar)}$$

Hieruit volgt:

$S_{links} = 224.500$ (m^3/jaar)

Als oplossing vanaf het tijdstip nul (ong. 1440 jaar geleden) wordt dus een constant aangroeiende kustlijn verkregen, in grootte afnemend paraboolvormig, met aan beide randen een verstoring, die met het verstrijken van de tijd in een steeds groter gebied merbaar is. (Dit laatste geldt voor het numerieke model; fysisch is een verstoring direct overal (doch ver weg zeer weinig) merkbaar!)
De verstoring t.p.v. km 10 bestaat uit een constante zandonttrekking aan de kust ter grootte van 695.900 (m /jaar), t.p.v. km 110 uit een dito onttrekking ter grootte van 224.500 (m^3/ jaar).

Nu alle constanten bekend zijn, zou de berekening van de kustlijn y(x,t) analytisch kunnen worden opgelost, daar ook een analytische oplossing voor de deltavormen de aanzandende parabool bekend is.
Gekozen is echter, op praktische gronden, voor een numerieke aanpak, m.b.v. vergelijking (6).

In het numerieke schema is met een gridafstand Δx van 5(km) gewerkt.

Volgens de uitdrukking $\Delta t = (\Delta x)^2/(2s/h)$ wordt Δt dan ong. 175 jaar.
In de bijgevoegde computeruitvoer (bijl. 1) wordt, uitgaande van de beginparabool op het tijdstip 1440 B.P. (Before present), het verloop van de kustlijn in de tijd in getallen weergegeven.
Het begintijdstip, samen met de gehanteerde tijdstap Δt, is er de oorzaak van dat het programma niet precies de kustlijn van 100 jaar geleden en niet in stappen van 100 jaar berekent. De aanwas en erosie gedurende de laatste 100 jaar zijn gevonden m.b.v. lineaire interpolatie, hetgeen een geringe onnauwkeurigheid in zich bergt.
In fig. 2 is het berekende kustlijnverloop voor enkele tijdstippen aangegeven. In deze figuur is het gedrag van de kustlijn nabij de randen te zien t.g.v. "de opvullende parabool" (zie fig. 5); de kustrichting is niet constant in de tijd.
Wordt als voorbeeld de rand t.p.v. km 10 genomen:
beginnend met de parabool op het tijdstip 1440 B.P. neemt de kustrichting toe in de tijd. (y-as positief zeewaarts, x-as positief in de richting van toenemende kilometrering langs de referentielijn). In het limietgeval, wanneer de parabool volgens fig. A5 geheel is volgelopen, neemt de kust hier de helling aan die behoort bij de oplossing van de negatieve delta:

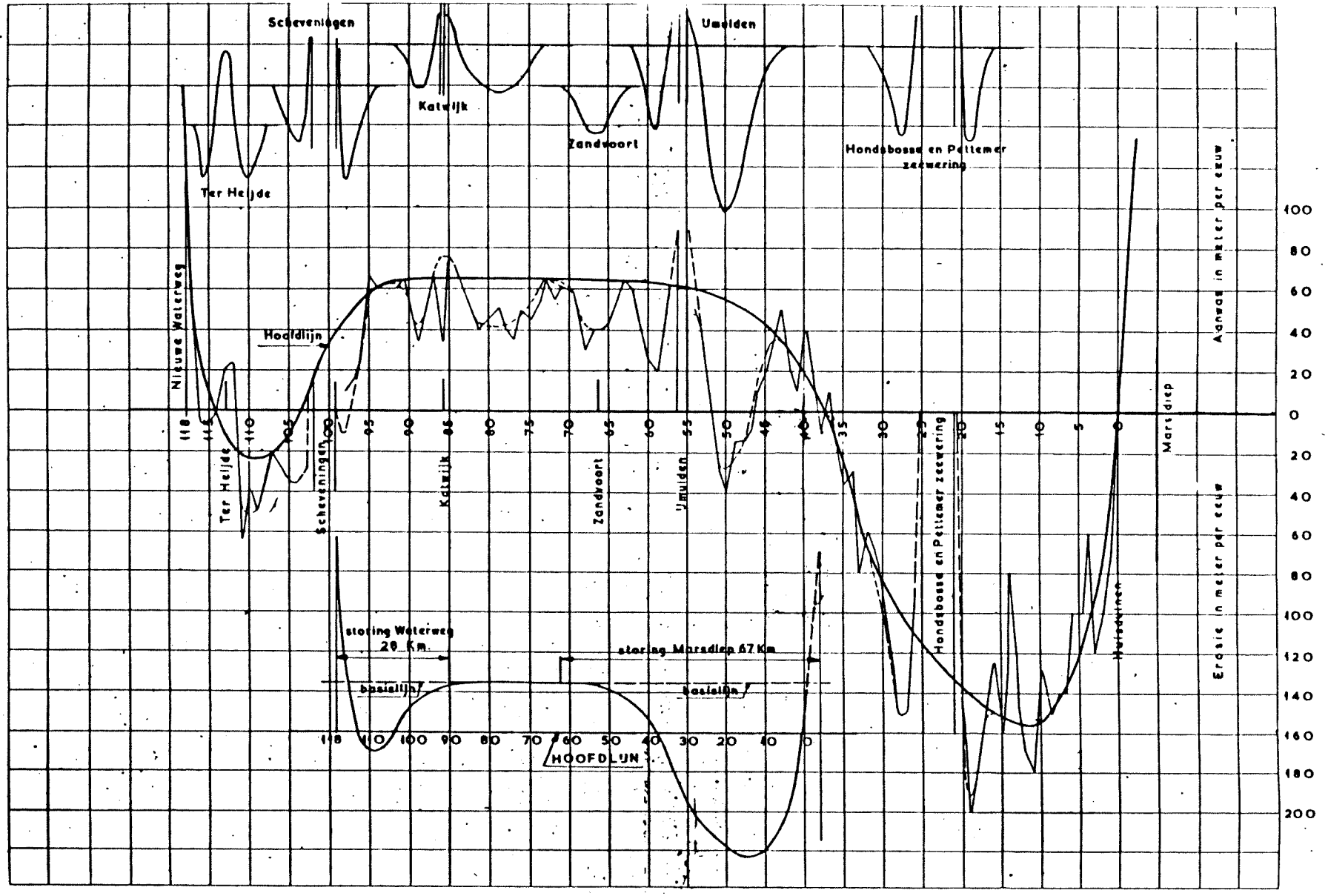
$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{S_{rechts}}{s} = \frac{695.900}{1.782.500} = 0,39$$

M.b.v. vergelijking (2) (met de aanname van S0 = 0) is door meting van de hellingen t.p.v. de randp ten een globaal beeld te krijgen van het sedimenttransport dat t.p.v. deze randpunten in het verloop van de tijd optreedt. Dit tijdsverloop is voor beide randen ook in fig. 2 aangegeven.
In figuur 3 is de berekende huidige kustlijn vergeleken met de werkelijk aanwezige huidige kustlijn.
In de computeruitvoer (bijlage 1) worden deze lijnen aangegeven met resp. de kolommen O. BER en O. GEM. Voorts worden daar nog de fout en de kwadratische fout gegeven, die volgen uit vergelijking van genoemde 2 kolommen.
Vervolgens kunnen de gemiddelde fout en de standaardafwijking van de kustligging worden berekend; deze laatste als de beginparabool 334 m (= de gemiddelde fout) zeewaarts wordt opgeschoven. De standaarafwijking is dan ca 800 m.

In figuur 4 is de berekende kustlijn voor het tijdstip + 1010 jaar na heden aangegeven en in figuur A11 is de berekende kustlijn van ca. 1220 n. Chr. vergeleken met de werkelijke kustlijn (voor zover bekend) van ca. 1300 n. Chr.
Voor het noorden des lands is te zien dat het model tenminste een nadere afregeling behoeft.
In figuur 5 is de berekende erosie/aanwas over het tijdvak 1860 - 1960 vergeleken met de werkelijke erosie/aanwas over hetzelfde tijdvak volgens Edelman.

Discussie

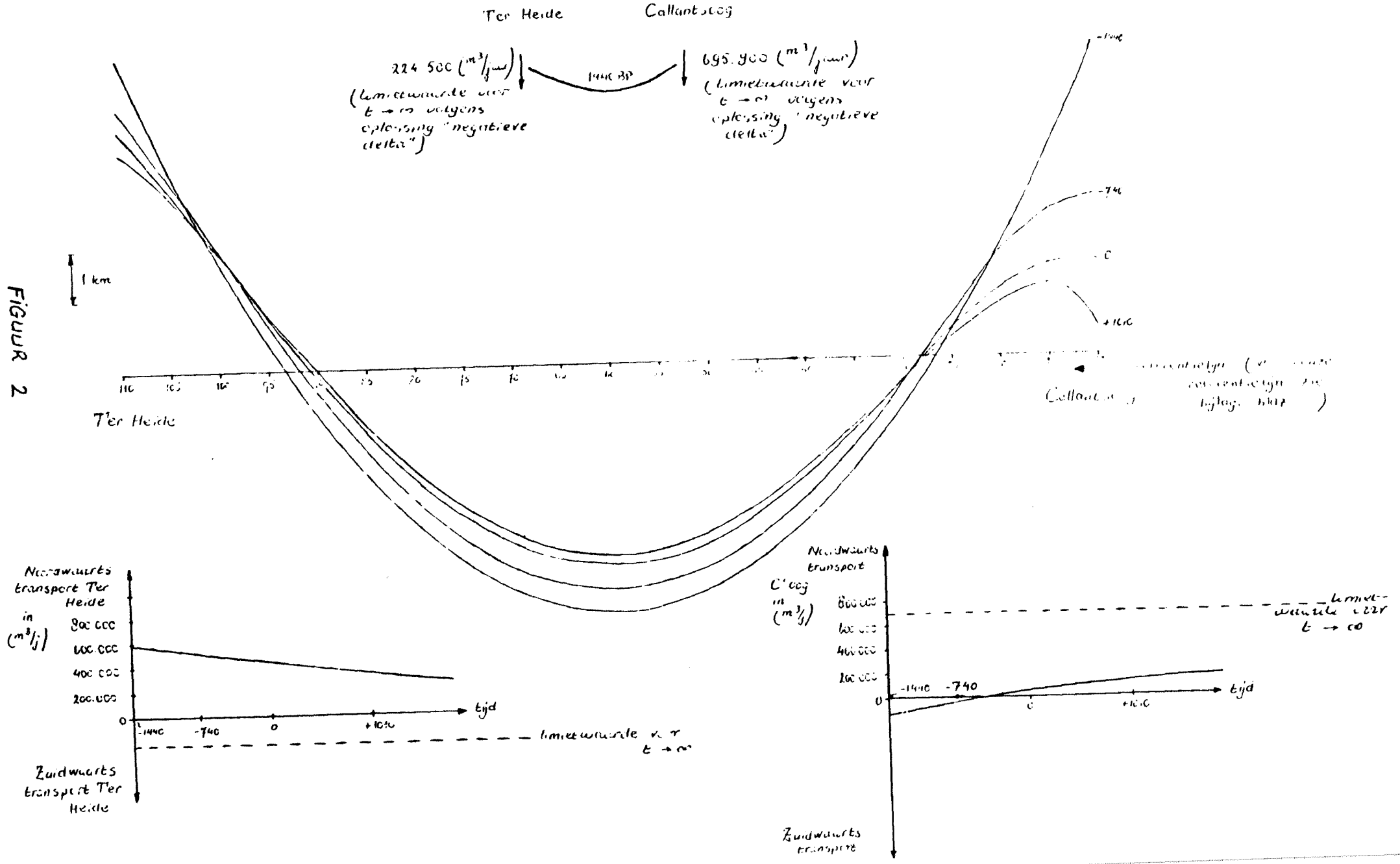
De berekening is niet meer dan een allereerste schets. Deze heeft voornamelijk de bedoeling de mogelijkheden en beperkingen van een dergelijk model aan andere disciplines duidelijk te maken.
Indien het kaartje van fig. A11 (op een dergelijke schaal en met een dergelijke nauwkeurigheid) zou kunnen worden aangevuld tot de Nieuwe Waterweg, zou een "tweede slag" mogelijk zijn.
Hierbij bestaat ook veel behoefte aan enige voorgever-gegevens (bijv. de ligging van de lijn van NAP -4m).
Verder is kennis gewenst welke lijn met "kustlijn" wordt aangegeven (de duinvoet, HW-lijn of LW-lijn).
In de toekomst lijkt het mogelijk, de invloed van relatieve zeespiegelrijzing en dwarstransport (eerst globaal en naderhand verfijnder) in te voeren.

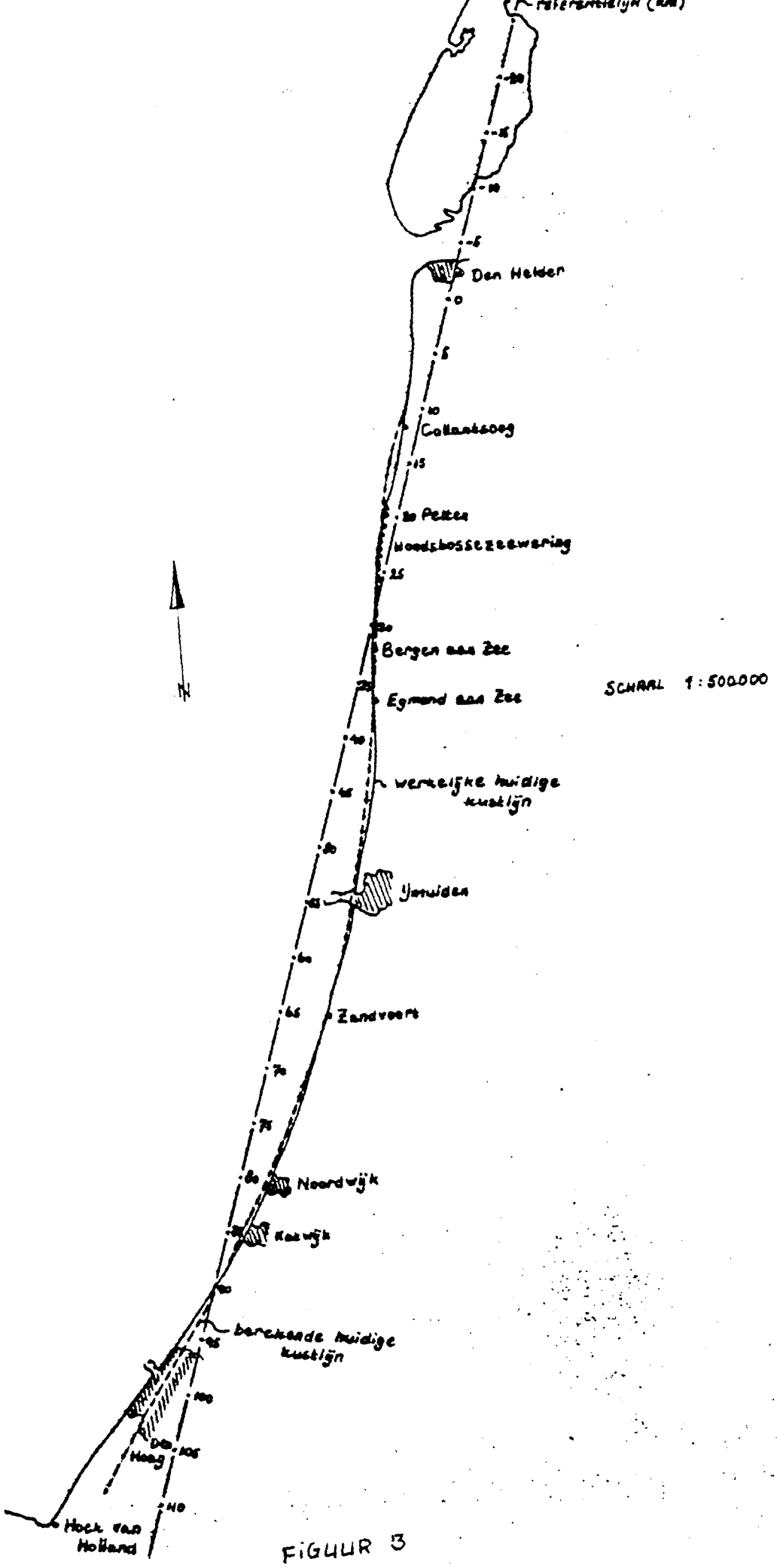


EROSIE en AANWAS van het KUSTVAK DEN HELDER–HOEK v. HOLLAND				Studierapport W.W.K. 61_1	
RIJKS WATERSTAAT DIRECTIE W. en W. AFD. KUSTONDERZOEK	Getek	Gezien	Acc	A2	Nr. 61.045

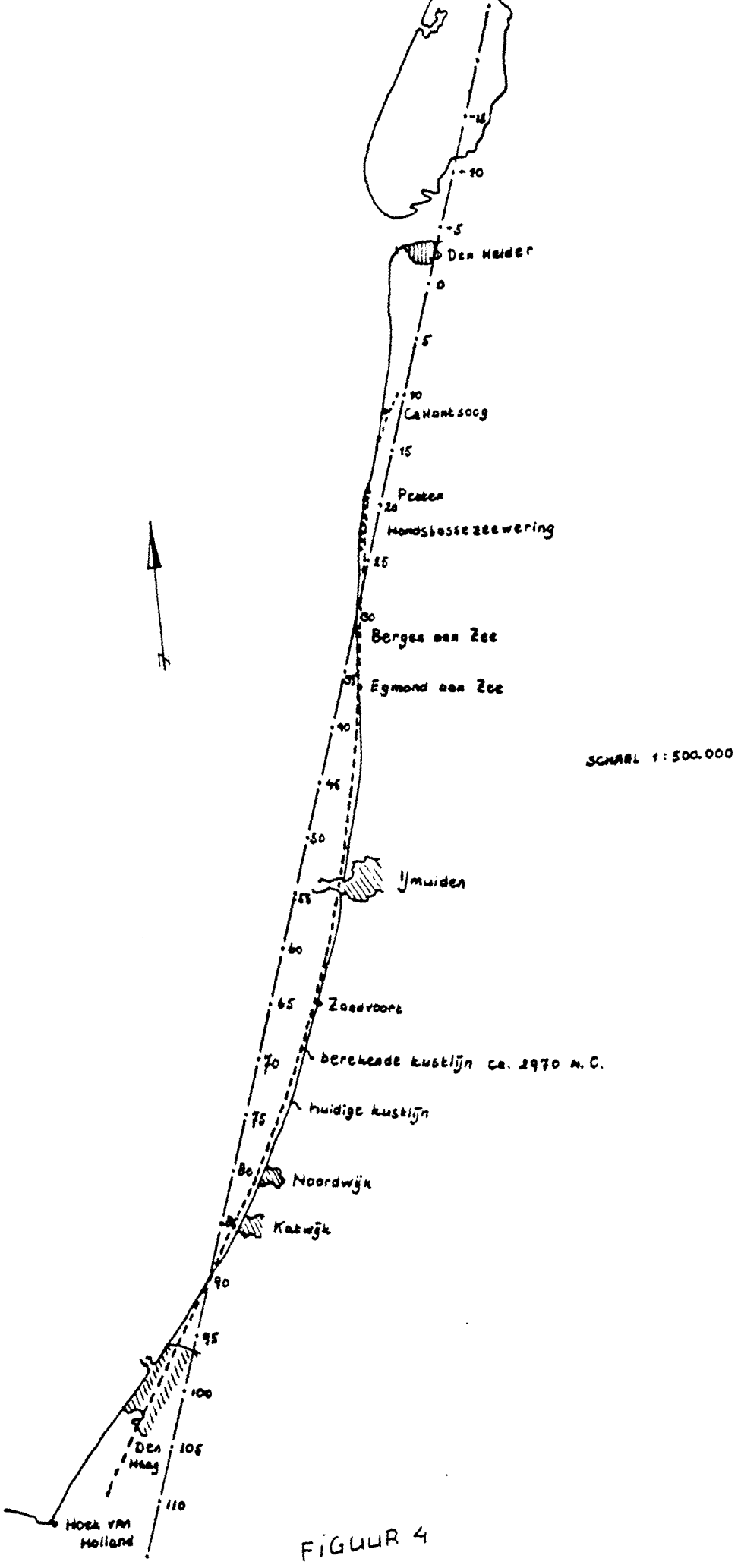
figuur 1

FIGUUR 2

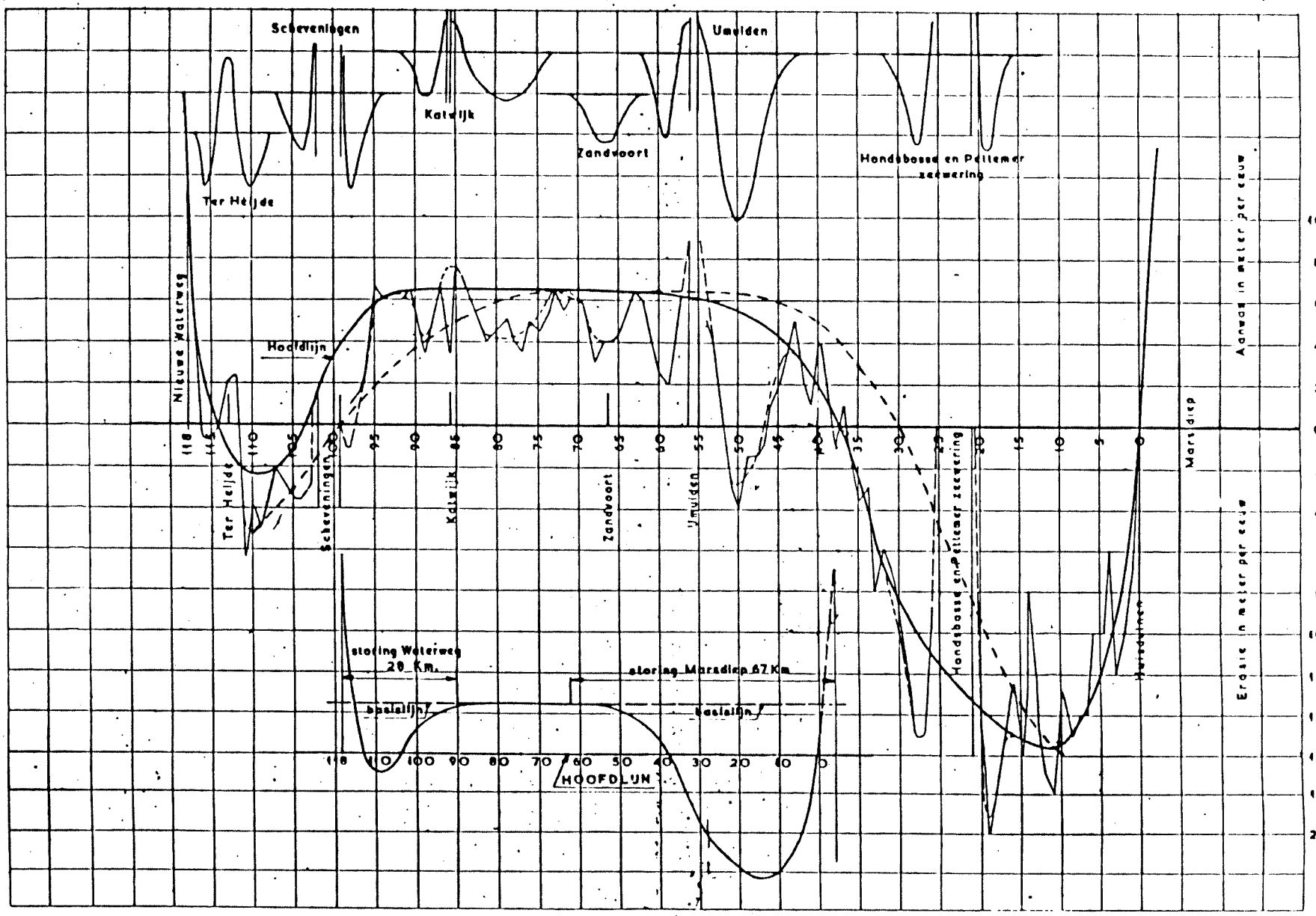

Ter Heide
Callantsoog
224 500 (m³/j uur)
(limietwaarde voor t → ∞ volgens oplossing "negatieve delta")
1440 jr
695.900 (m³/j uur)
(limietwaarde voor t → ∞ volgens oplossing "negatieve delta")
1 km
-1440
-740
0
+1010
Ter Heide
Callantsoog
Noordwaarts transport Ter Heide in (m³/j)
800 000
600 000
400 000
200 000
0
-1440
-740
0
+1010
tijd
limietwaarde voor t → ∞
Zuidwaarts transport Ter Heide
Noordwaarts transport C'oog in (m³/j)
800 000
600 000
400 000
200 000
0
-1440
-740
0
+1010
tijd
limietwaarde voor t → ∞
Zuidwaarts transport


Den Helder
Callantsoog
Petten
Zeewering
Bergen aan Zee
Egmond aan Zee
werkelijke huidige kustlijn
IJmuiden
Zandvoort
Noordwijk
Katwijk
berekende huidige kustlijn
Den Haag
Hoek van Holland
N
SCHAAL 1:500.000

FIGUUR 3


-15
-10
-5
Den Helder
0
5
10
Callantsoog
15
Petten
20
Hondsbossezeewering
25
30
Bergen aan Zee
35
Egmond aan Zee
40
45
50
IJmuiden
55
60
65
Zandvoort
70
berekende kustlijn ca. 2970 n.C.
huidige kustlijn
75
80
Noordwijk
Katwijk
90
95
100
Den Haag
105
110
Hoek van Holland
SCHAAL 1:500.000

FIGUUR 4



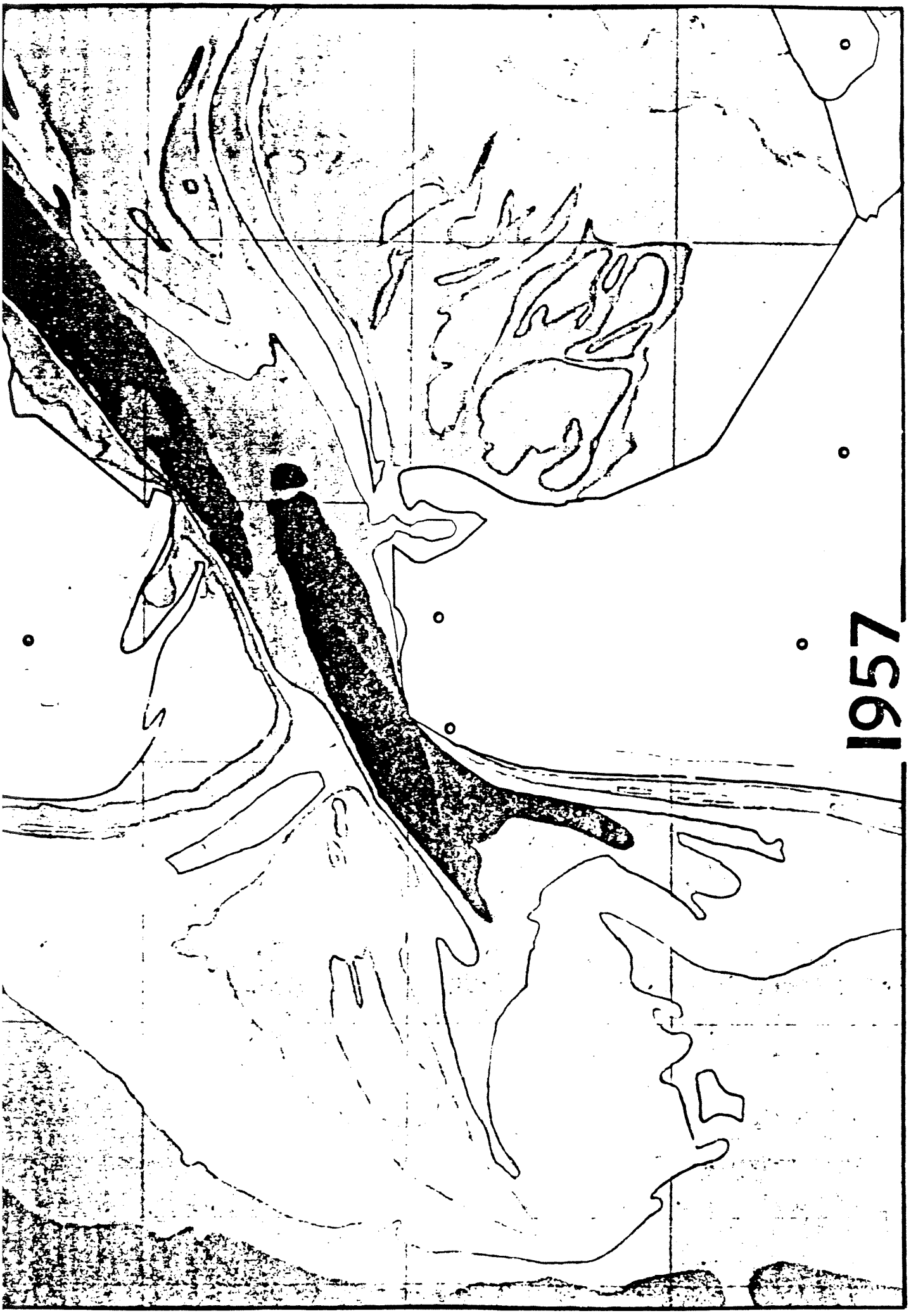
EROSIE / AANWAS

Bakker - - -

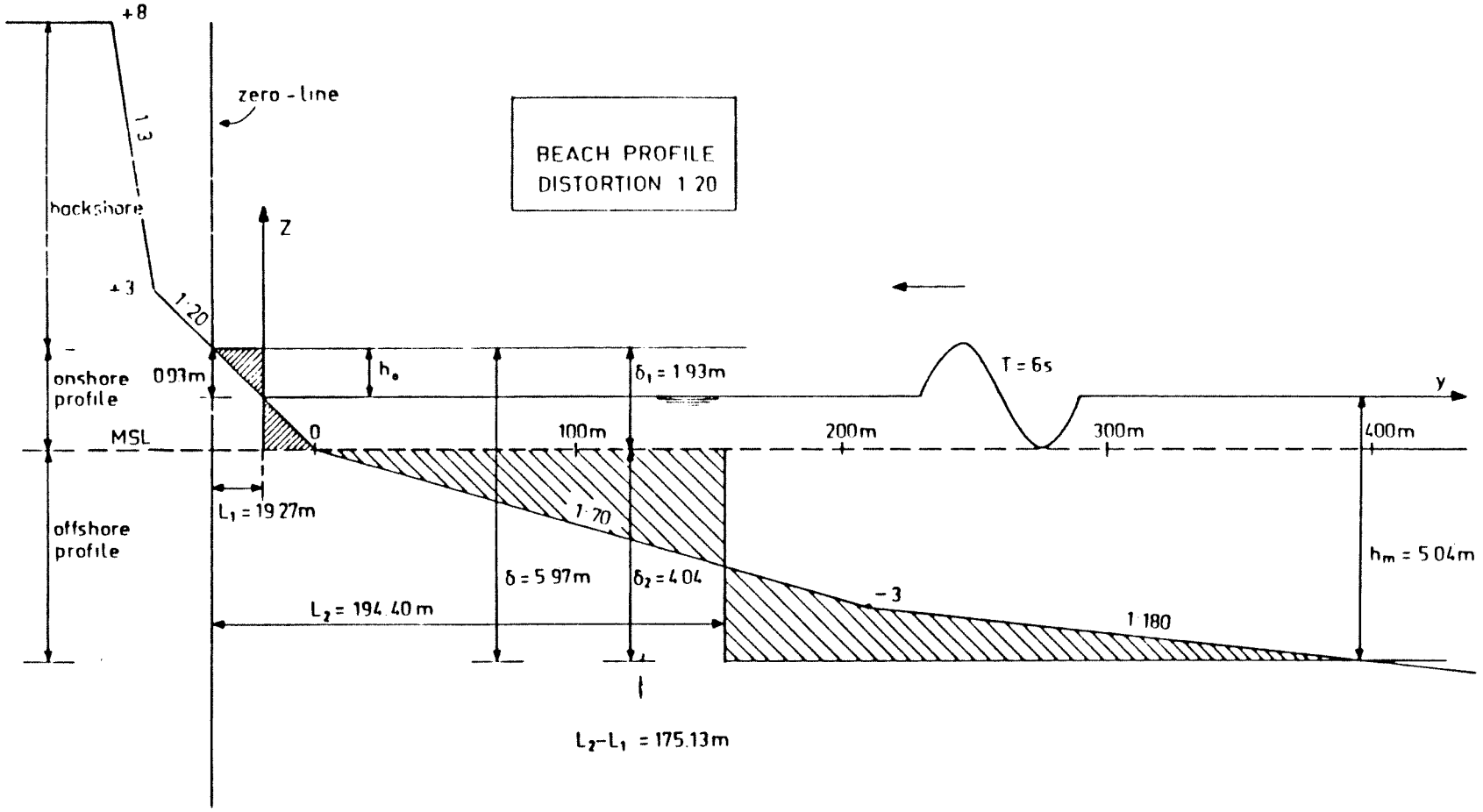
Edelman ——

EROSIE en AANWAS van het KUSTVAK DEN HELDER–HOEK v. HOLLAND				Studierapport W.W.K. 64_1	
RIJKS WATERSTAAT DIRECTIE W. en W. AFD. KUSTONDERZOEK	Getek	Gezien	Acc	A2	Nr. 61.045
			18		

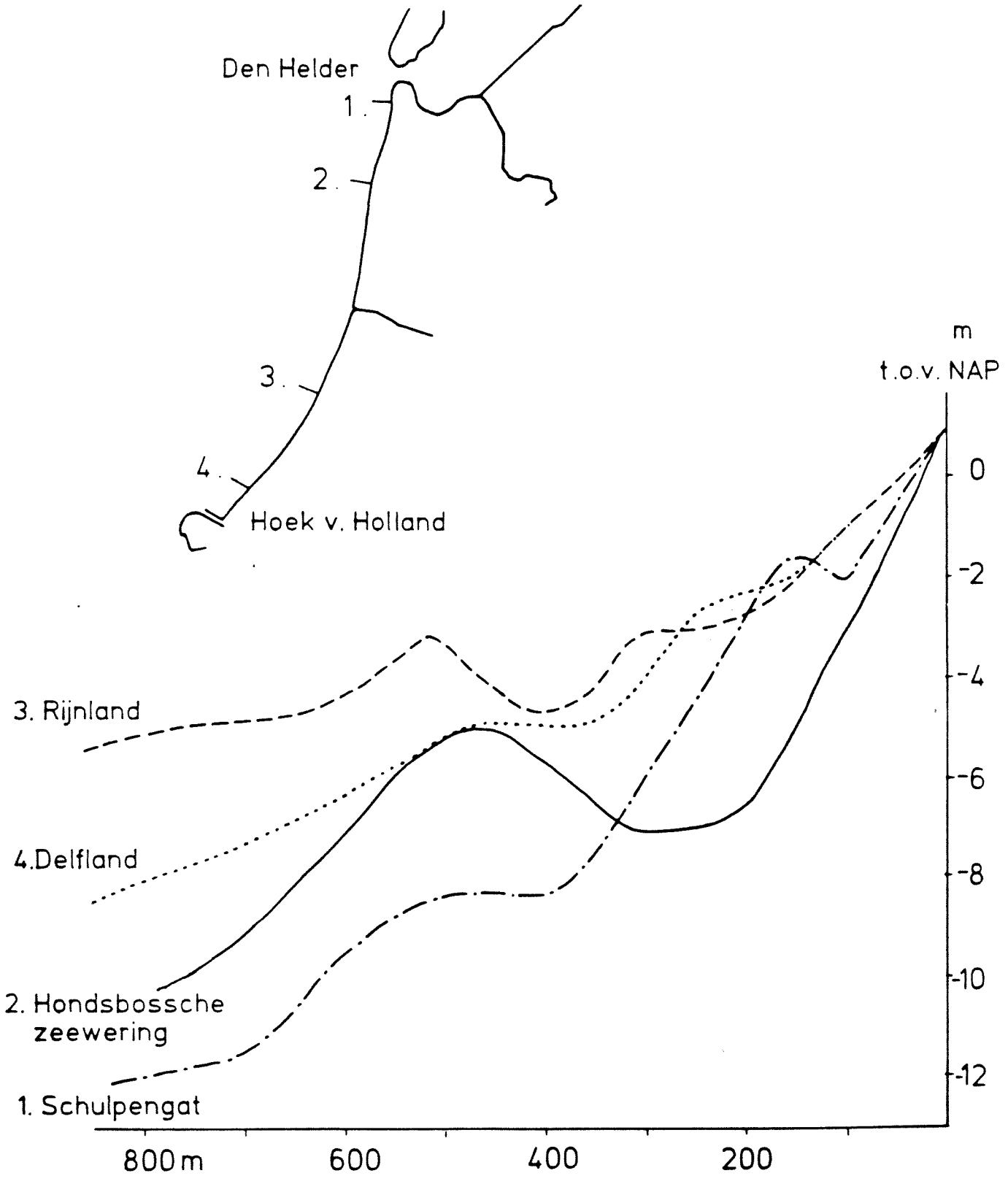
figuur 5



Figuur 6

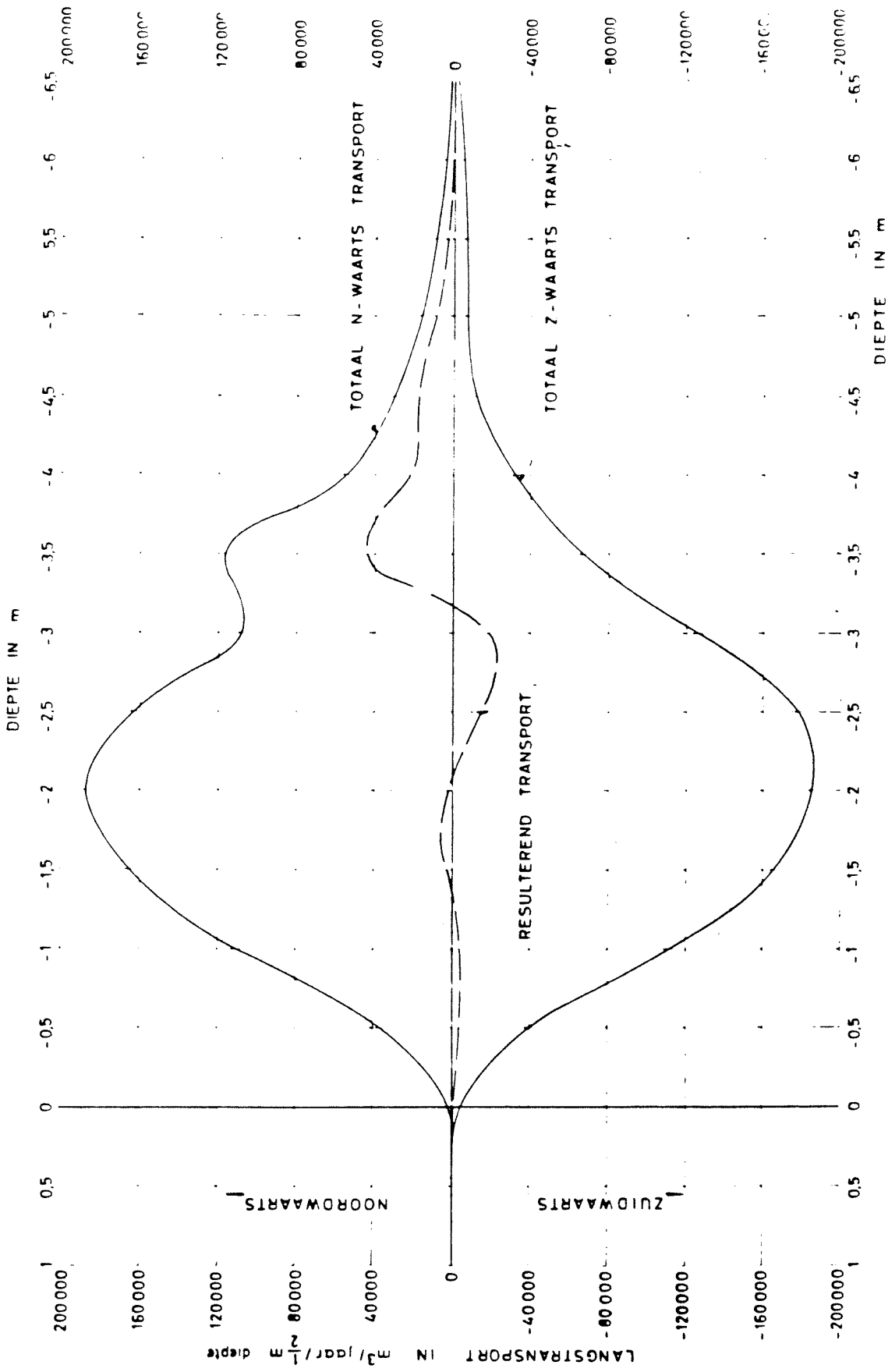

+8
zero - line
1:3
backshore
+3
1:20
BEACH PROFILE
DISTORTION 1:20
Z
onshore
profile
0.93m
h₀
δ₁ = 1.93m
T = 6s
y
MSL
0
100m
200m
300m
400m
L₁ = 19.27m
1:70
offshore
profile
δ = 5.97m
δ₂ = 4.04
hm = 5.04m
L₂ = 194.40 m
-3
1:180
L₂-L₁ = 175.13m

figuur 8

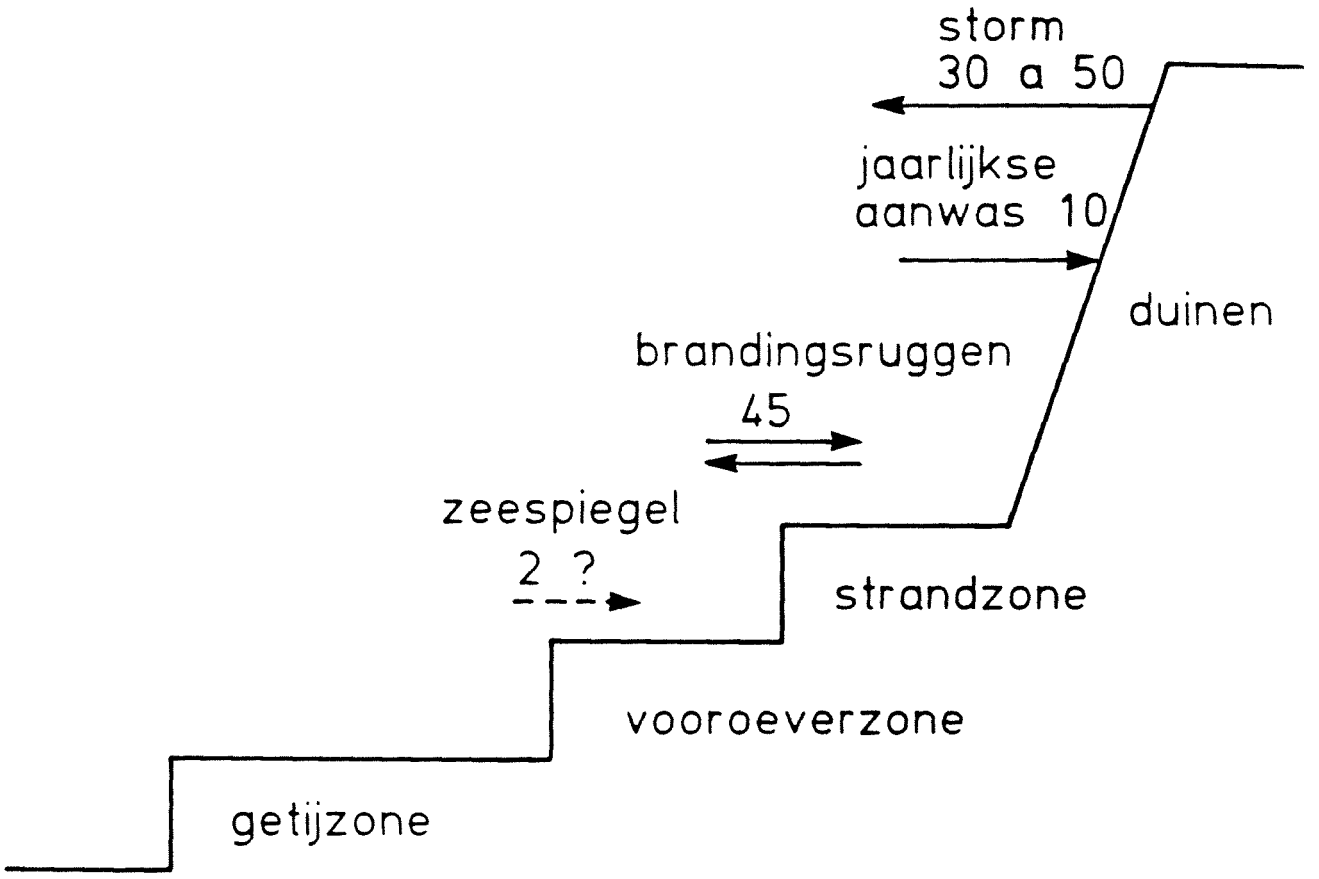


Kustprofielen langs de Hollandse kust

rijkswaterstaat dienst getijdewateren visuele vormgeving	get. MW 25/10	gez	gec	opdr			figuur 10
	schaal				AOM	A 4	86.452

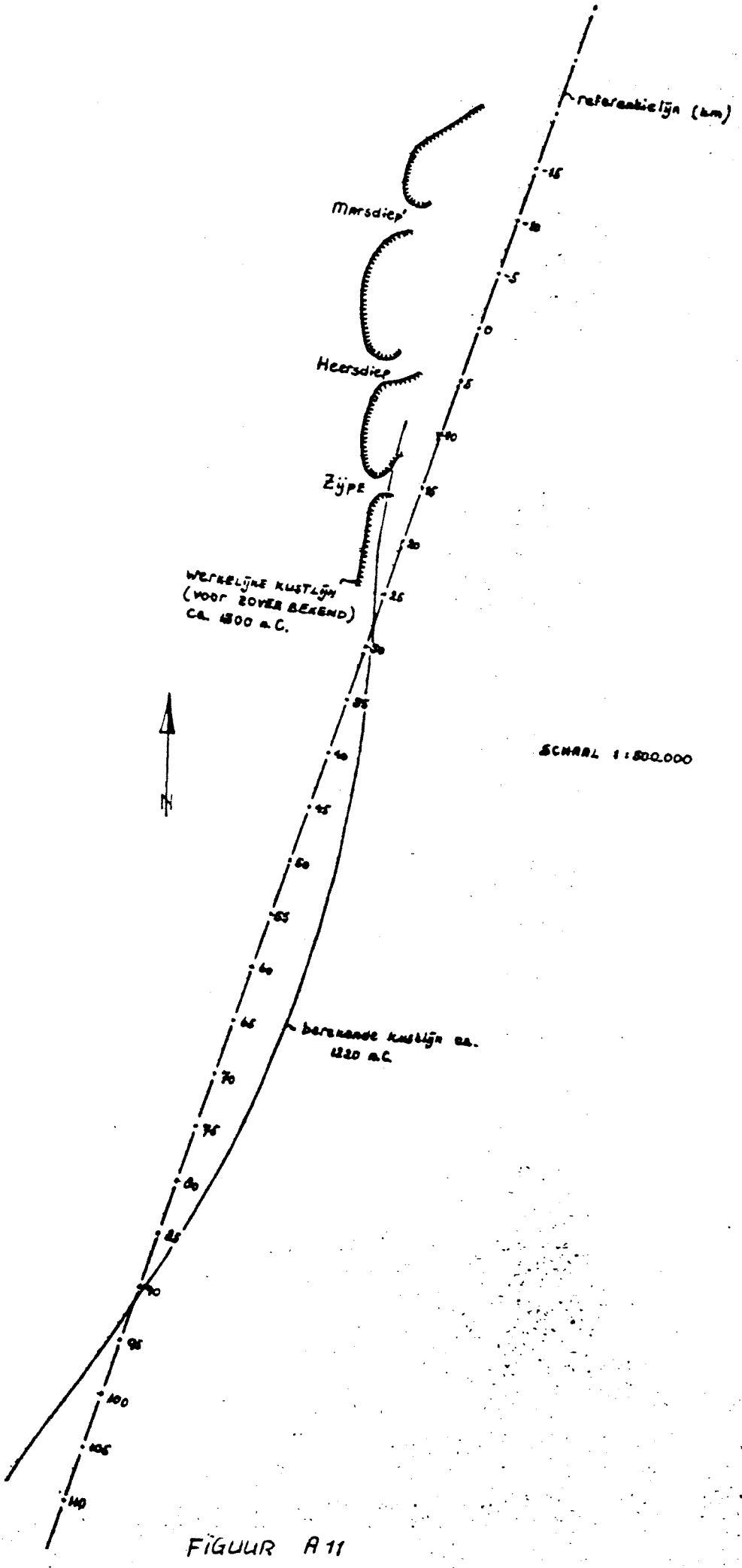


LANGSTRANSPORT TE SCHEVENINGEN ALS FUNCTIE VAN DE DIEPTE					Studierapport W.W.K. 69 - 7
					figuur 16
RIJKSWATERSTAAT DIRECTIE W. en W. AFD. KUSTONDERZOEK	Getek	Gewijz	Gezien	Acc	A1 Nr. 70.051



Geschatte hoeveelheden dwarstransport
(in $m^3/m^1/jaar$) langs de Hollandse kust

rijkswaterstaat	get MW/6/10	gez	gec	opdr		figuur 17
dienst getijdewateren visuele vormgeving	schaal				AOM A 4	86.453


referentielijn (km)
-15
-10
-5
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
55
60
65
70
75
80
85
90
95
100
105
110
Marsdiep
Heersdiep
Zijpe
WERKELIJKE KUSTLIJN
(VOOR ZOVER BEKEND)
CA. 1800 a.C.
berekende kustlijn ca.
1820 a.C.
N
SCHAAL 1:500.000

FIGUUR A 11

KM\TIJD	-1440	-1265	-1090	-915	-740	-565	-390	-215	-40	+135	+1011
10	+6364	+4808	+4163	+3669	+3252	+2884	+2552	+2247	+1963	+1696	+542
15	+4198	+4312	+3591	+3326	+2927	+2680	+2373	+2150	+1891	+1688	+1459
20	+2260	+2374	+2468	+2184	+2109	+1862	+1748	+1535	+1412	+1222	+1098
25	+550	+664	+778	+892	+797	+816	+698	+674	+554	+509	+391
30	-932	-818	-704	-590	-476	-460	-400	-428	-395	-440	-429
35	-2186	-2072	-1958	-1844	-1730	-1616	-1554	-1464	-1434	-1366	-1356
40	-3212	-3098	-2984	-2870	-2756	-2642	-2528	-2440	-2338	-2273	-2185
45	-4010	-3896	-3782	-3668	-3554	-3440	-3326	-3212	-3111	-3003	-2917
50	-4580	-4466	-4352	-4238	-4124	-4010	-3896	-3782	-3668	-3561	-3449
55	-4922	-4808	-4694	-4580	-4466	-4352	-4238	-4124	-4010	-3896	-3785
60	-5036	-4922	-4808	-4694	-4580	-4466	-4352	-4238	-4124	-4010	-3898
65	-4922	-4808	-4694	-4580	-4466	-4352	-4238	-4124	-4010	-3896	-3783
70	-4580	-4466	-4352	-4238	-4124	-4010	-3896	-3782	-3668	-3556	-3444
75	-4010	-3896	-3782	-3668	-3554	-3440	-3326	-3212	-3103	-2991	-2885
80	-3212	-3098	-2984	-2870	-2756	-2642	-2528	-2424	-2315	-2219	-2117
85	-2186	-2072	-1958	-1844	-1730	-1616	-1521	-1417	-1336	-1242	-1170
90	-932	-818	-704	-590	-476	-401	-307	-248	-170	-121	-54
95	+550	+664	+778	+892	+929	+1003	+1025	+1078	+1094	+1134	+1147
100	+2260	+2374	+2468	+2448	+2482	+2450	+2462	+2435	+2438	+2415	+2412
105	+4198	+4312	+4118	+4071	+3971	+3921	+3846	+3798	+3736	+3691	+3636
110	+6364	+5862	+5654	+5495	+5360	+5241	+5134	+5036	+4944	+4858	+4486

DOOR LINEAIRE INTERPOLATIE, MET BEHULP VAN DE KOLOMMEN VOOR
-215E.P., -40B.P. EN +135B.P., VOLGEN DE HIERONDERSTAANDE TWEE KOLOMMEN:

KM\TIJD	-100	0
10	+2060	+1902
15	+1980	+1845
20	+1455	+1369
25	+595	+543
30	-406	-405
35	-1444	-1419
40	-2373	-2323
45	-3146	-3086
50	-3707	-3643
55	-4049	-3984
60	-4163	-4098
65	-4049	-3984
70	-3707	-3642
75	-3140	-3077
80	-2352	-2293
85	-1364	-1315
90	-197	-159
95	+1088	+1103
100	+2437	+2432
105	+3757	+3725
110	+4976	+4924

KM	AANWAS	O.BER	O.GEM	FOUT	FOUTKWADR
10	-1.58	+1902	+1920	-18	99374
15	-1.35	+1845	+1560	+285	382197
20	-.86	+1369	+1640	-271	3904
25	-.52	+543	+1080	-537	41234
30	+.01	-405	+0	-405	5132
35	+.26	-1419	-1200	-219	13201
40	+.50	-2323	-2440	+117	202991
45	+.59	-3086	-3200	+114	199998
50	+.64	-3643	-3680	+37	136990
55	+.65	-3984	-4160	+176	259706
60	+.65	-4098	-4080	-18	99612
65	+.65	-3984	-3960	-24	95860
70	+.65	-3642	-3800	+158	241143
75	+.63	-3077	-3240	+163	246240
80	+.59	-2293	-2600	+307	410472
85	+.49	-1315	-1600	+285	383213
90	+.38	-159	+0	-159	30559
95	+.15	+1103	+1680	-577	59369
100	-.04	+2432	+3680	-1248	835300
105	-.32	+3725	+5900	-2175	3389534
110	-.51	+4924	+7920	-2996	7086272

GEMIDDELDE FOUT= -334
STANDAARDAFWIJKING FOUT= 843

BIJLAGE 1

APPENDIX B
dr. J.R. Boersma

Het Drieluikmodel: combinatie van golf-gedomineerd dwars en langstransport met getijde transport in dieper water.

Samenvatting

Er zijn klemmende aanwijzingen dat het zandtransport voor de Nederlandse kust, behalve door de bekende modellen van dwars en langstransport in belangrijke mate, nl. voor de uiteindelijke winst of verlies positie van de kust, wordt bepaald door het getijden transport in waterdieptes beneden ca. 10 m.
Deze aanwijzingen komen uit de waargenomen korrelgrootte distributie voor de Nederlandse kust welke na een korrelgrootte afname tot ca. 8 m weer toeneemt. Ook de zandgolven morfologie van de diepere delen van het kustprofiel wijzen op intensief getijde transport.
Uit de analyse van een fossiel model ontsloten in een kilometers lange ontsluiting, blijkt dat de nearshore banken zone in 'normale' gevallen veel zand verliest aan de offshore ten gevolge van stormen. Golfwerking alleen is dan slechts in beperkte mate in staat dit zand terug te voeren.
Getijden in de offshore zouden het stormzand verplaatsen in onbekende richting.
Dit model is te simplificeren tot een drieluik met één luik voor elk van de zones: foreshore (strand), nearshore (banken) en offshore (getijden op vlakke zeebodem).

Het sedimentologisch kustmodel

Onze kennis van de z.g. faciesmodellen berust op de analyse van fossiele kustzandafzettingen zowel als van aktuele kusten. Zonder in te gaan op detailverschillen in deze modellen, zullen we twee aspekten eruit belichten welke voor de ideevorming t.a.v. de Nederlandse kust van belang lijken te zijn: a korrelgrootte verandering van ondiep naar dieper water en b gelaagdheids verschijnselen.

Korrelgrootte

Algemeen: Aan golf zowel als aan sommige getijde-gedomineerde kusten neemt de korrelgrootte geleidelijk af van de hoogwaterlijn via de nearshore banken zone naar de open shelf. In laatstgenoemd milieu treffen we voornamelijk klei aan. In de overgangszone tussen de banken zone en de shelf vinden we veelal een wisselgelaagdheid van zand en klei laagjes. Direkt grenzend aan de nearshore zone is dit een afwisseling tussen fijn zand en zeer fijn zand. De tendens is aldus een geleidelijke afname van de zandlaagjes zowel in frequentie als dikte ten bate van de klei laagjes in een zeewaartse richting. Om de gedachten te bepalen: de grovere laagjes op een waterdiepte van minder dan 10 m hebben een gemiddelde dikte minder dan 10 mm (max. dikte ± factor 10x). Zoals we verderop zullen zien vertegenwoordigen de grovere laagjes stormafzettingen.

Nederlandse kust

Studies van o.a. Reineck, Van Straaten, Winkelmolen, Veenstra en RWS (= Wiersma en Van Alphen) laten voor de gesloten zowel als de Waddenkust een korrelgrootte afname zien naar dieper water conform het algemene model. Afhankelijk van de kustsectie wordt de fijnste zone aangetroffen tussen ca. 4-8 m diepte (Waddenkust) of 7-10 m (gesloten kust). Daarbeneden echter neemt de korrelgrootte weer toe. Dit is onverwacht.

Een ander opvallend verschijnsel is het optreden van een bimodale korrelgrootte verdeling, het zand wordt 'dubbelgepiekt' beneden ca. 7 m (Scheveningen) à 10 m (Ameland). Zie figuur 1. Naar dieper water 'verglijdt' de dubbelgepiektheid naar een enkele piek in het grovere zand (zie boven). Dit fenomeen kan langs verschillende lijnen worden verklaard:

a. een afwisseling in de tijd tussen twee nogal contrasterende energie condities aan de bodem al of niet samenhangend met transportmechanismen van verschillende identiteit (bv. golven t.o.v. getijden).
b. een overgangsgebied tussen twee brongebieden met verschillende korrelgrootte: grove offshore en fijne nearshore.
c. de intercalatie van stormzandlagen in een open shelf milieu.

Ad. c. kan worden uitgesloten vanwege de trend van vergroving naar dieper water.

Ook b. is niet waarschijnlijk zonder een systeem als vermeld onder a. Immers, een grof diepwater brongebied zal onder 'normale' omstandigheden spoedig worden bedekt door shelf kleien en afgesloten van opnemend transport.

Blijft over de offshore getijde dominantie met zijn uitlopers in de golf gedomineerde nearshore.

Gelaagdheids indikaties (sedimentaire strukturen)

Een, zij het kwalitatieve, indruk omtrent de sediment uitwisseling tussen nearshore (banken) zone en de offshore is te halen uit lange, continue ontsluitingen van kustafzettingen. Hier wordt een voorbeeld gegeven uit een klastische wig van Tertiaire ouderdom in de Niederrheinische Bucht uit een bruinkool dagbouw mijn.

In de schematische tekening van figuur 2 is het afzettings produkt van de nearshore banken herkenbaar aan een wigvormig lichaam van z.g. cross-bedded (grootschalig scheefgelaagd) middenkorrelige zanden. Deze wig verdunt en vervingert zeewaarts in een fijnkorrelig zand met een afwisseling van horizontale laminatie, golfribbel strukturen en omwerkings strukturen (bioturbatie) van gravende organismen. De horizontaal gelamineerde lagen zijn in het gebied grenzend aan de 'banken-wig' van zeer variabele dikte: tussen centimeters en meters. Dit zijn de stormzanden welke tijdens zwaar weer uit het bankengebied zijn weggeslagen. De golfribbels aangetroffen langs de bovengrens van deze stormzandlagen duiden op retour transporten tijdens mooi weer perioden. De geringe frequentie van voorkomen van de meter dikke stormzand banken in een complex dat duizenden jaren moet vertegenwoordigen wijst op hun ontstaan door extreme stromen met een lang herhalings interval. De stormen met herhalings frequenties van jaren tot tientallen jaren hebben waarschijnlijk lagen gevormd van mm-cm orde resp. cm-dm orde. Het beschreven offshore sediment pakket is in de ontsluiting te vervolgen over ettelijke kilometers (max. 6). Over deze afstand neemt het aandeel van de bioturbate lagen toe ten koste van de horizontaal gelamineerde stormzanden. Desondanks zijn in het meest zeewaarts deel nog decimeter dikke stormzanden te onderscheiden.

Bovenstaande analyse toont aan dat:

a. we te doen hebben met een kust waarin tot op een waterdiepte van 10 à +15 m, geen ander proces werkt dan golftransport.
b. de offshore gevoed wordt door zanden afkomstig uit de nearshore banken-zone vnl. ten gevolge van stormen.
c. dat de stromzanden slechts in beperkte mate worden geretourneerd naar de kust tijdens mooi weer.

Gedachten experiment: Bruinkoolmodel met in de offshore zone Noordzeegetijden

Stellen we ons voor dat in bovenstaand model krachtige getijdestromingen de bodem zeewaarts van de banken beroven. Dit zou inhouden dat de stormzanden grotendeels worden omgewerkt in de post-storm fase.
Waar blijft het sediment?
Bij getijdestromen strikt parallel aan de kustlijn zou het zand heen en weer kunnen pendelen en gedeeltelijk verloren kunnen gaan in het N of Z, afhankelijk van de resultante.
Bij getijdestromingen onder een, zelfs geringe, hoek met de kust kan netto aan- of aflandige sediment beweging optreden in het diepere water.
Uit de eerdere vergelijking van de korrelgrootte distributatie voor de Nederlandse kust met die van vele andere kusten blijkt dat we waarschijnlijk met een bijzondere situatie te doen hebben.
In plastische zin beschreven is deze situatie er één, waarbij in dieper water een monster ligt te wachten op zijn 'zand-prooi' welke hem bij storm wordt toegeworpen vanuit de nearshore zone. Afhankelijk van de goed of slechtaardigheid van het monster wordt het zand terug- of weg- gevoerd.

Drieluik

De analyse van het Nederlandse kustmodel zou ik willen ophangen aan het beeld van een drieluik door de delen waarvan het zand wordt getransporteerd. De daglicht opening van elk luik bepaalt het getransporteeerde volume; de stand van het panel: de richting van transport.

Bepaald zal moeten worden wat de doorlaat capaciteit, de netto doorlaatrichting en de standen zijn van de drie luiken in dit model.

Dr. J.R. Boersma
Utrecht, 14 april 1987

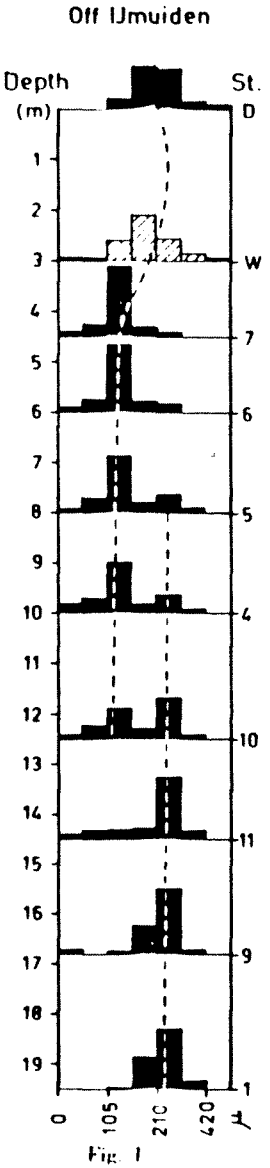


Fig. 1

Grain size frequency histograms of samples from sea floor off IJmuiden (see fig. 9). Broken line connects median diameters. D = Sample DOLLEAS (rel. 6). W = Sample Boring 1 (for comparison). Depths in metres below N.A.P.

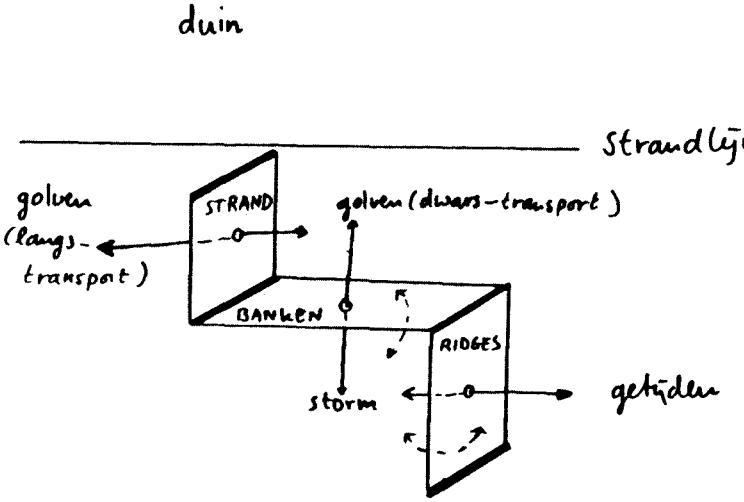


fig. 3 Het drielijnenmodel

De lijnen kunnen scharnieren t.g.v. verschillende weerscondities

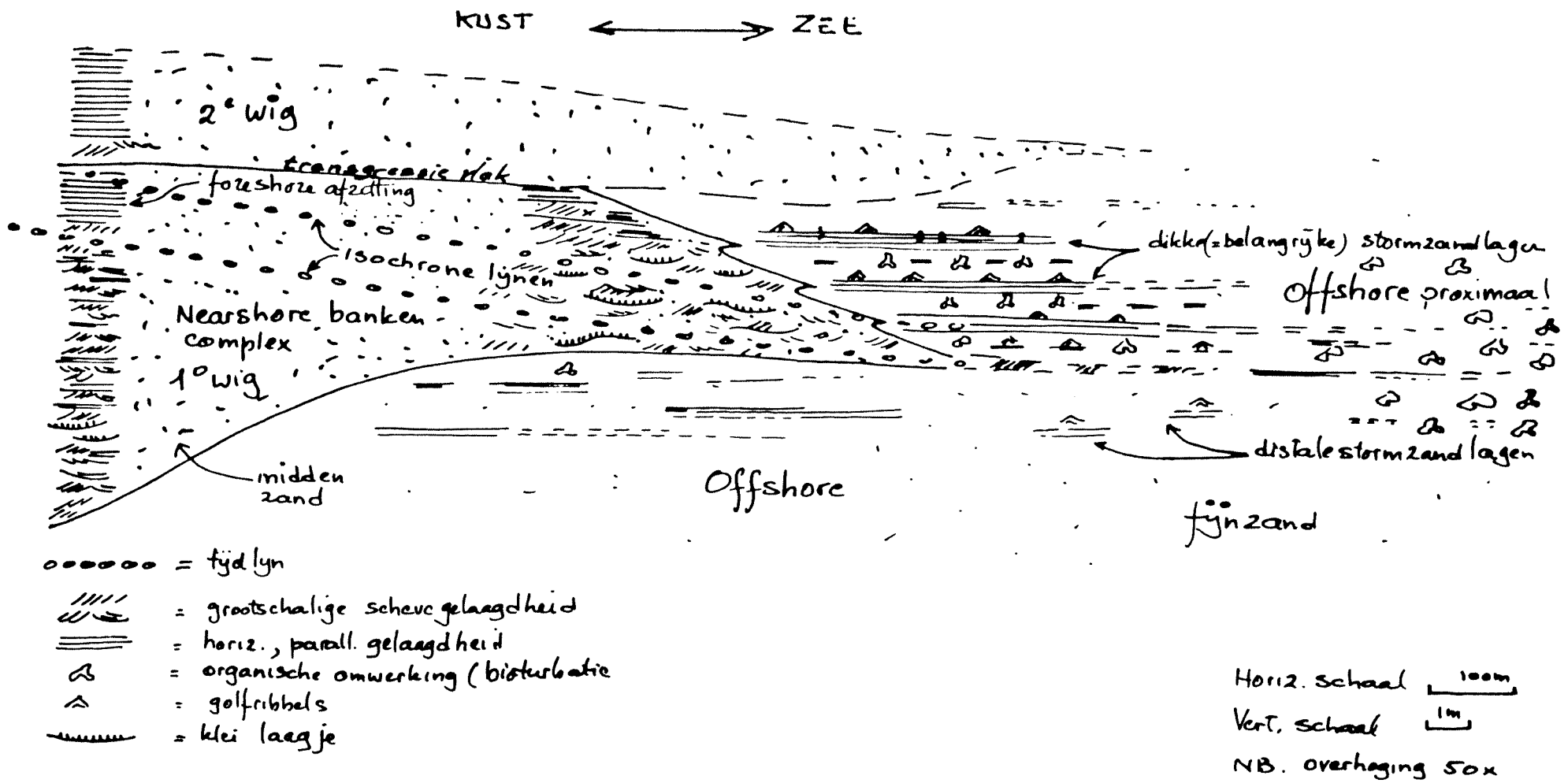


FIG 2. Schematische opbouw barrière complex ("normaal' model)

Opm: In een offshore met getijde dominantie kunnen de stormzanden worden opgeruimd door getijdestromingen met variabele richting. Ofshoon bij een gesloten kust het kustparallele transport dan zal overheersen, kunnen ondergeschikte dwars componenten het zand af of toevoeren van/naar kustlijn.

APPENDIX C
A. Kroon

Sedimenttransporten voor de Nederlandse kust

Naar aanleiding van de vraag welke hypothese gevormd kan worden omtrent het sedimenttransportpatroon voor de Nederlandse kust, op grond van fysisch geografische informatie, kan hetvolgende worden opgemerkt.

De richting van de sedimenttransporten op de Noordzee voor de Nederlandse kust staan in figuur 1 weergegeven. Het sedimenttransportpatroon is vastgesteld, door te kijken naar de morfologie (bedvormen) en sedimentsamenstelling van de Noordzeebodem. Hiervoor zijn de originele korrelgroottegegevens van Eisma (1968) en verschillende artikelen over de Zuidelijke Noordzee, van de laatste dertig jaar, gebruikt.
Over de omvang (grootte) van de sedimenttransporten wordt, wegens gebrek aan gegevens, geen uitspraak gedaan.

De argumenten, op grond waarvan de transportrichtingen zijn getekend, volgen hieronder.

Relatie stromingspatroon-bedvormen

In de zuidelijke Noordzee (voor de Hollandse kust) vindt er in de offshore zone, als gevolg van getijstromen, een netto-sedimenttransport van zuid naar noord plaats (Van Straaten,1961; Stride,1982).
De geleidelijk kleiner wordende sterkte van de getijdestroming in noordelijke richting uit zich onder andere in een duidelijke bedvormsequentie. Uitgangspunt hierbij is dat iedere bedvorm gerelateerd kan worden aan de gemiddelde maximale stroomsnelheid in de directe omgeving. Voor het Nederlandse deel van de Noordzeebodem komen van zuid naar noord achtereenvolgens: zandruggen, grote zandgolven, kleine zandgolven, zanddekken met asymmetrische ribbels, zanddekken met symmetrische ribbels en tenslotte, ten noordwesten van Texel en Vlieland, gebieden met klei en silt aan het oppervlak voor (figuur 2)(Belderson e.a. in Stride,1982).
In de hierboven beschreven bedvormsequentie kunnen uitzonderingen optreden, omdat er niet voldoende sediment aanwezig is of omdat er verschillende bedvormen door elkaar lopen.
De kamrichting van een individuele zandgolf staat meestal met een hoek op de stroomrichting. De asymmetrie van de zandgolven geeft geen indicatie voor de richting van het netto-sedimenttransport. De op de zandgolven gesuperponeerde ribbels geven wat dat betreft een beter inzicht (Terwindt,1971).
Voor zandgolven geldt tevens dat de hoogte van de zandgolf niet direct afhankelijk is van de stroomsterkte (Terwindt,1971), maar hoofdzakelijk wordt bepaald door de aanwezige hoeveelheid zand en de diepteligging.
In de zone tussen de ca. 17 meter dieptelijn en de kust komen geen zandgolven voor.

Relatie stromingspatroon-sedimentsamenstelling

De samenstelling van de sedimenten (naar korrelgrootte, -vorm, mineralogie, ionensamenstelling en schelpinhoud) op de Noordzeebodem is afhankelijk van de herkomst van de sedimenten en de transportprocesstelsels.
Het ontrafelen van de processtelsels en de herkomst van sedimenten voor de Nederlandse kust is allerminst eenvoudig. De volgende problemen treden op:

a). De sedimenten komen niet van dezelfde geologische bron. De granulaire- en mineralogische samenstelling van de bodem van de Noordzee verschilt van plaats tot plaats, waarbij het zuidelijke deel (voor de kust van Zeeland, Zuid- en Midden-Holland)is opgebouwd uit zanden van fluviatiele herkomst, terwijl er voor de Kop van Noord-Holland en de Waddeneilanden tevens afzettingen uit de Saale-ijstijd en zanden van oostelijke origine (vroeg/midden Pleistoceen) dagzomen.

b). De bodem van de Noordzee is niet een vlak, maar bestaat bijvoorbeeld uit zandgolven en ruggen. De sedimentsamenstelling zal in de troggen anders zijn dan op de ruggen.

c). Voor de kust van Nederland interferreren verschillende hydrodynamische processen (golfbeweging, getijstromen, winddrift), waardoor er in de tijd gezien geen unidirectioneel stromingspatroon aanwezig is.

Korrelgrootteverdeling

Het feit dat kleine korrels makkelijker (bij lagere stroomsnelheid), sneller (efficienter transportmechanisme) en verder (minder snelle sedimentatie) getransporteerd zouden kunnen worden dan grotere korrels, leidt tot het basisprincipe dat langs een transportbaan verfijning van sediment optreedt, naarmate de afstand tot de bron groter wordt.
Inman (in Dyer) benadrukt het optreden van verschillende transportmechanismen (bedload,salteren,suspensie) en komt op grond van drie statistische parameters van de korrelgrootteverdeling (gemiddelde korrelgrootte, sortering, scheefheid) tot een opeenvolging langs een transportbaan zoals in figuur 3 staat weergegeven. Belangrijk hierbij is dat de drie korrelgroottemomenten bij alle monsters op dezelfde manier bepaald worden, dat wil zeggen of grafisch of mathematisch. Bij de scheefheid verdient de mathematische bepaling de voorkeur, omdat de visueel bepaalde scheefheid erg onnauwkeurig is (Depuydt,1972).
Voor de Belgische en Hollandse kust wordt een verfijning langs de transportbaan gevonden door Gullentops et al. De sedimenten worden van zuid naar noord steeds fijner als gevolg van een afnemende, parallel aan de kust lopende netto-getijstroom. Ook in het schelpen- en grintgehalte treedt een duidelijke afname in noordelijke richting op. Voor de Nederlandse kust wordt praktisch geen grint meer aangetroffen.

Op grond van de korrelgrootteverdeling van sedimentmonsters voor de kust van Hoek van Holland tot Vlieland komt Eisma tot de volgende conclusies:

- in de offshore zone wordt het huidige sedimentpatroon voornamelijk bepaald door een netto-getijstroom in noordelijke richting voor korrels kleiner dan 300μm. Tussen Hoek van Holland en IJmuiden en voor Texel en Vlieland komen grovere zanden voor dan tussen IJmuiden en Den Helder (zie ook Oppervlaktedelfstof-

fenkaart,1986). Tussen IJmuiden en Den Helder vindt er een aanreiking van het noordwaarts getransporteerde zand plaats. In de andere twee gebieden treedt netto-erosie op. Dit is gebaseerd op het voorkomen van grote aantallen dode molusken en schelpen en andere fossielen uit het Eemien.
- in de brandingszone (nearshore) vindt evenals voor het strand (foreshore) voornamelijk dwarstransport plaats. Het nettolangstransport voor korrels kleiner dan 200 μm is gering. Voor het strand geldt dat fraktie groter dan 200 μm, ook tijdens ruw weer, praktisch niet worden verplaatst (zie ook Terwindt,1969).

De variaties in de korrelgrootteverdeling loodrecht op de kust worden onder andere door Van Straaten (1965), Winkelmolen (1969), Veenstra (1974,1982), Eisma (1968) en Terwindt (1969) behandeld. Voor de Nederlandse kust neemt de korrelgrootte vanaf de hoogwaterlijn in de richting van dieper water af tot een diepte van ongeveer 7-10 meter. Hierna neemt de korrelgrootte met de diepte weer toe. Tevens wordt er bij Scheveningen beneden de -7 meter dieptelijn een dubbele piek in de korrelgrootteverdeling geconstateerd (Van Straaten, 1965), waarbij naar dieper water gaande alleen de grove piek overblijft. Als mogelijke verklaring voor deze korrelgrootteverdelingen wordt gedacht aan een afwisseling in de tijd tussen twee contrasterende energiecondities aan de bodem, mogelijk samenhangend met verschillende transportmechanismen. Voor de zone tussen de -7 meter en de hoogwaterlijn is de golfwerking dominant, voor de zone beneden de -10 meter dieptelijn zou de getijdewerking dominant zijn.

Korrelvormverdeling

Het dynamische gedrag van sedimentkorrels gedurende transportprocessen kan worden bestudeerd door naar korrelvormverdelingen te kijken (Winkelmolen,1969). De analyse van de korrelvorm wordt verricht met een "rollability" apparaat, waarbij per zeeffraktie van een sedimentmonster wordt bepaald hoeveel tijd 50% van het materiaal (mediaan waarde) nodig heeft om uit een lichthellende ronddraaiende cylinder te komen. De rolwaarde van het materiaal is dus een maat voor de dynamische vorm en bezit een sterke overeenkomst met de terminale valsnelheid van sedimentdeeltjes in water.
Rolwaarden worden niet alleen binnen dezelfde frakties van een aantal monsters in een bepaald gebied vergeleken, maar ook tussen verschillende frakties, door gebruik te maken van de relatieve rolwaarden. De relatieve rolwaarde is gedefinieerd als de procentuele afwijking van de individuele rolwaarde ten opzichte van de gemiddelde rolwaarde van het totale aantal monsters binnen eenzelfde fraktie.
Sedimentfrakties met een lage, negatieve relatieve rolwaarde duiden op langere roltijden dan gemiddeld en bestaan uit hoekiger materiaal. Sedimentfrakties met een hoge, positieve relatieve rolwaarde bezitten meer gestroomlijnde, afgeronde korrels.
Als gevolg van de slechtere pakking en de hogere oppervlakte gewicht-ratio voor hoekige korrels ten opzichte van afgeronde korrels, bezitten sedimentfrakties met een lage, negatieve rolwaarde een goede transporteerbaarheid en sedimentfrakties met een hoge, positieve rolwaarde een slechte.

De relatieve rolwaarden en de procentuele gewichten van he sediment uitgezet tegen de zeeffrakties levert een vormverde lingskarakteristiek (Shape Distribution Character). Uit dez karakteristiek is het onderscheid tussen ontvangende en leverend gebieden te achterhalen. Voor ontvangende gebieden geldt:
-lage relatieve rolwaarden voor de grove frakties
-hoge relatieve rolwaarden voor de fijne frakties.
Voor de sedimentleverende gebieden geldt het omgekeerde.
Zowel het strand als de duinen bij de Nederlandse kust hebben ee vormverdeling karakteristiek voor ontvangende gebieden. Het ver schil is echter dat de duinen een lagere rolwaarde hebben dan d strandmonsters. De strandmonsters bezitten weer lagere rolwaarde dan de monsters uit de nearshore en ondiepe offshore zone hetgee duidt op een kustwaarts gericht transport van de nearshore rich ting strand richting duinen. De vraag is echter hoe het rolwaar depatroon er direct na een storm zal uitzien (dit is niet doo Winkelmolen geanalyseerd).
Tevens wordt voor het strand, op grond van de relatieve rolwaar den, een noordwaarts gericht netto-sedimenttransport tussen Sche veningen en Zandvoort en een zuidwaarts gericht netto-sediment transport tussen Petten en IJmuiden verondersteld (Winkelmo len,1969). Op grond van de scherpe grenzen in zware mineraal inhoud en korrelgrootte (vooral de grovere frakties) van de strandsedimenten en de grotere variatie in rolwaarden ten opzich te van de duinmonsters, zijn de netto-transporten volgens mij zeer gering.
In de offshore zone wordt beneden de -15 meter dieptelijn, vooral in de grovere frakties, een complexe, onregelmatige verdeling var de rolwaarden gevonden. Dit wordt waarschijnlijk veroorzaakt doordat de grove sedimenten niet onder de huidige hydrodynamische condities zijn afgezet, maar tijdens de laatste postglaciale transgressie.

Samenvattend:

offshore zone: netto-getijstroom in noordwaartse richting zorgt voor een netto-sedimenttransport in noordwaartse richting, waar bij de diameter van de nog mogelijk te transporteren korrel naar het noorden afneemt. In water dieper dan -15-20 meter treedt, van zuid naar noord, een duidelijke sequentie in bedvormen op. De korrelgrootteverdeling van de Noordzeebodem voor de Hollandse kust toont geen duidelijke verfijning van zuid naar noord als gevolg van het voorkomen van grover materiaal afgezet tijdens perioden met hogere energiecondities en als gevolg van verschil lende materiaalbronnen.
nearshore zone: voornamelijk kustdwars gericht sedimenttransport, vanaf ca.-7-12 meter tot aan het strand, als gevolg van de orbi tale golfbeweging. Het netto-langstransport, als gevolg van scheef invallende golven, is gering, zoals blijkt uit de abrupte overgangen in de korrelgrootte van de monsters, voor de frakties grover dan 200 μm.
In de zone bij het strand en de duinen vindt voornamelijk een kustdwars gericht netto-zandtransport plaats.

Literatuur

Depuydt,F.-1972- De Belgische strand- en duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust
Verhandelingen Kon.Ac.Wetensch.van Belgie, 34, nr.122 pp.228

Eisma,D.-1968- Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the island of Vlieland
Netherlands Journal of Sea Research, 4 p.123-267

Nihoul,J.C.J & F.Gullentops -1977- Projekt zee: deel 4
Sedimentologie pp.240

Straaten,L.M.J.U.van -1961- Directional effects of winds, waves and currents along the Dutch North Sea Coast Part 2
Geologie en Mijnbouw, 40, p.363-381

Straaten,L.M.J.U.van -1965- Coastal Barrier deposits in South- and North-Holland
Meded. Geol. Stichting, Nw. Serie no.17, p.41-75

Stride,A.H. -1982- Offshore Tidal Sands
Chapman and Hall, London pp.222

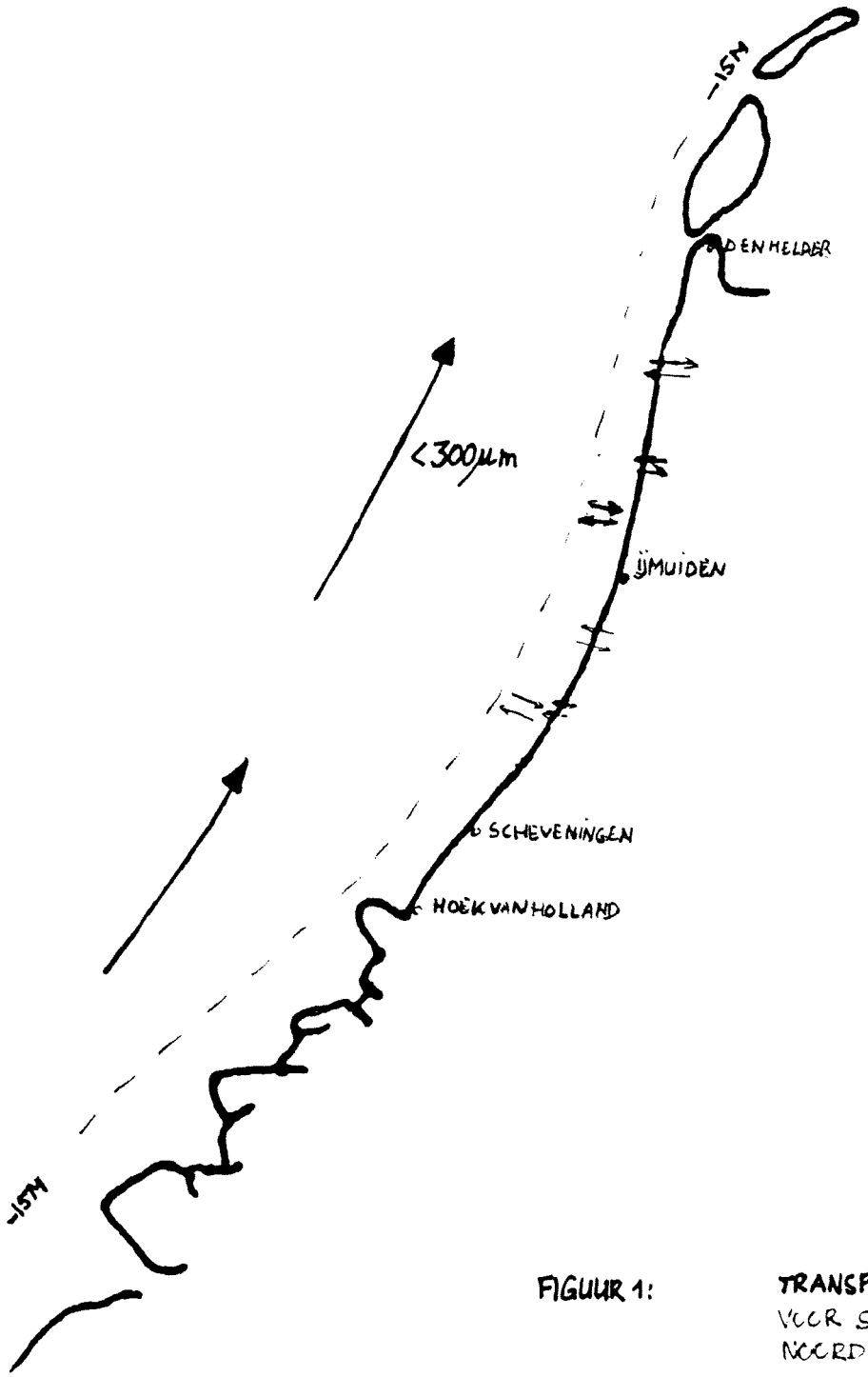
Terwindt,J.H.J. -1969- Variabiliteit van kustsedimenten voor Delfland
RWS-nota K132 pp.8

Terwindt,J.H.J. -1971- Sand waves in the Southern Bight of the North Sea
Marine Geology, 10, p.51-67

Veenstra,H.J. -1982- Size, shape and origin of the sands of the East Frisian Islands (North Sea, Germany)
Geologie en Mijnbouw, 61, p.141-146

Winkelmolen,A.M. -1969- Experimental rollability and natural shape sorting of sand
Proefschrift, Groningen, pp.141

Winkelmolen,A.M. & H.J.Veenstra -1974- Size and shape sorting in a Dutch tidal inlet
Sedimentology, 21, p.107-126



FIGUUR 1: **TRANSPORTRICHTINGEN** VOOR SEDIMENTEN OP DE NOORDZEE

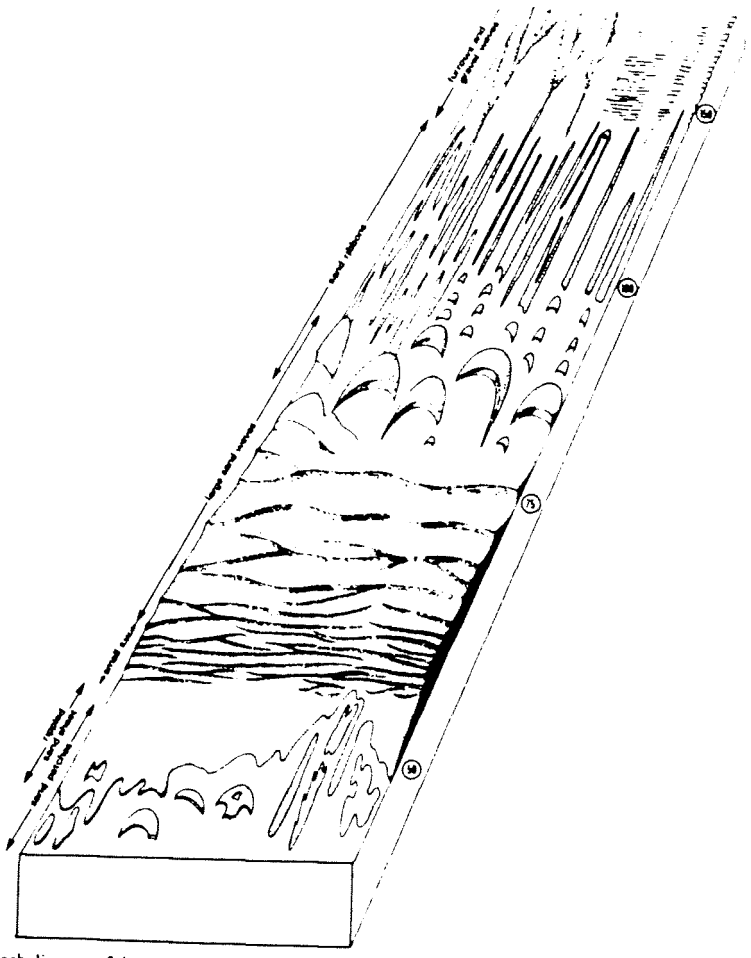


Fig. 2 Block diagram of the main lower flow regime bedforms made by tidal currents on the continental shelf, with the corresponding mean spring peak near-surface tidal currents in cm/s.

	MEDIANE KORRELDIAMETER	SORTERING	SCHEEFHEID	BRON	MATERIAAL
NE A	GROOT	SLECHT	+	AFNEMENDE STROOMSNELHEID	a. GROF b. MIDDEL C. MIDDEL/FIJN
NE B			−		//
NE C		GOED	−−		b. MIDDEL C. FIJN
NE D		SLECHT	+		a. MIDDEL b. FIJN C. FIJN
E E	KLEIN	GOED	0		a./b./c. FIJN

a. ROLLEND MATERIAAL
b. SALTEREND MATERIAAL
c. MATERIAAL IN SUSPENSIE

FIGUUR 3. FINING DOWN THE TRANSPORT PATH. (INMAN, 1949)

ministerie van verkeer en waterstaat

rijkswaterstaat

dienst getijdewateren

notitie GWAO-87.271

aan : Taakgroep 100

van : C.J. Louisse

datum : 9-4-1987

onderwerp : De Ontwikkeling van de gesloten Hollandse kust; een hypothese

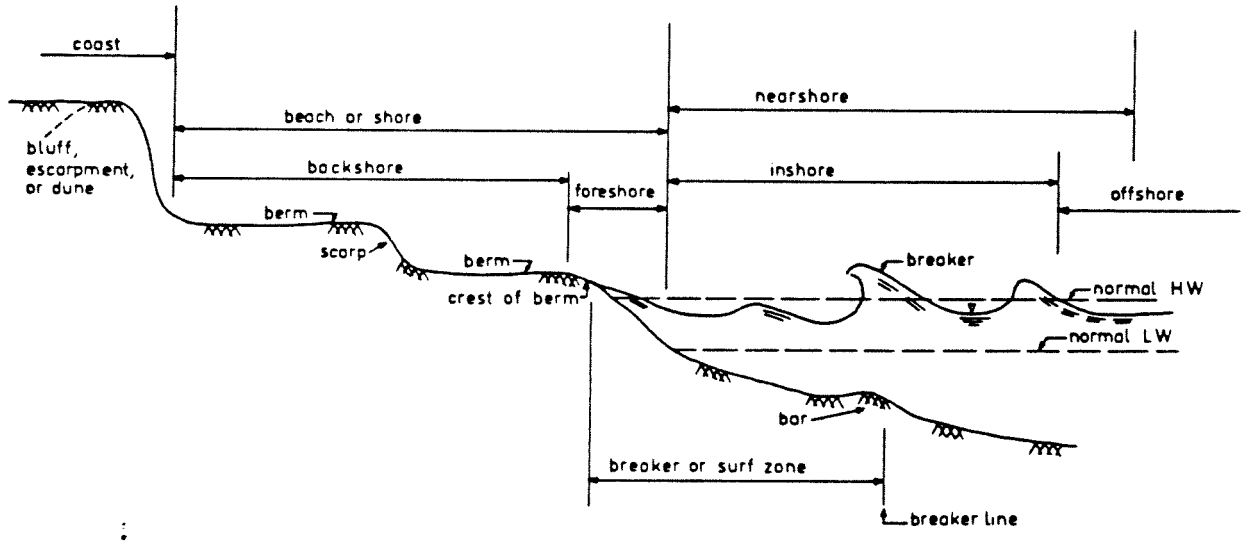
Inleiding

In deze notitie wordt een hypothese gesteld t.a.v. de processen die de ontwikkeling van de gesloten Hollandse kust zouden kunnen bepalen. Vervolgens wordt deze hypothese onderbouwd/aannemelijk gemaakt vanuit een reeks onderling onafhankelijke waarnemingen/datasets en wordt een aanzet gegeven voor de diskussie over hoe de hypothese verder te onderbouwen.

Hypothese

In het denken over de genese van de gesloten Hollandse kust (in het vervolg Hkust genoemd) dient men allereerst onderscheid te maken tussen de diverse omstandigheden die daarin een rol spelen. Hier wordt dit onderscheid in omstandigheden geschematiseerd tot twee gevallen: rustig weer (= zomer) en ruw weer (= winter).
Vervolgens dient men zich te realiseren dat de krachten die transport van zand veroorzaken zich vlak boven de bodem voordoen en een sterk tweedimensionaal karakter bezitten: getijden, wind, golven, e.d. hebben zowel een komponent evenwijdig aan de kust als dwars op de kust.
Na deze open deuren een verdere invulling van het concept.

Tijdens rustig weer omstandigheden speelt het transport van zand zich voornamelijk af in de zone landwaarts van de offshore zone, dus in de near- en foreshore zone (zie figuur 1). In deze zone vindt transport plaats o.i.v. golven. De ontbondene van de door golven opgewekte bodemsnelheid evenwijdig aan de kust genereert langstransport in de brandingszone; de ontbondene loodrecht op de kust kan transport van zand dwars op de kust veroorzaken.



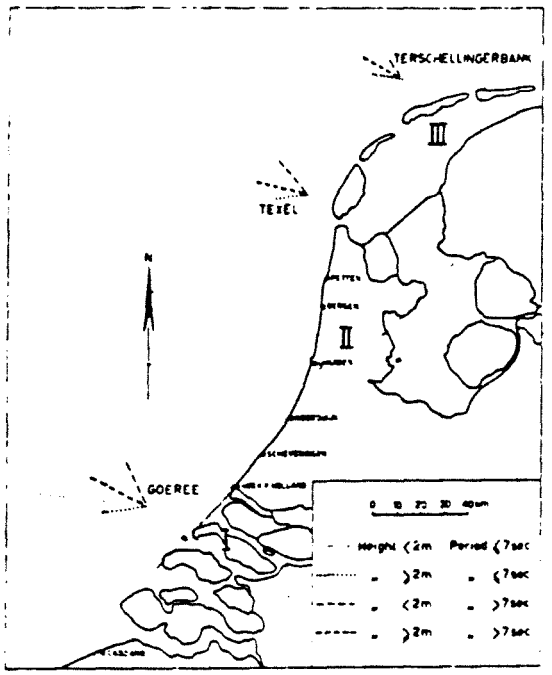
Figuur 1: Nomenclatuur strand en onderwateroever.

De overheersende golfrichtingen onder deze omstandigheden hebben een voornamelijk westelijke richting (Van Straaten, 1961; Sha, 1987, zie fig.2). Het langstransport heeft dan langs de gehele Hkust een noordwaartse richting, maar neemt naar het noorden toe af vanwege de buiging van de kustlijn (afnemende langstransportgradiënt). Het dwartstransport wordt vnl. teweeggebracht door de asymmetrie van golven, die het zand in near- en foreshore zone naar de kust transporteren. De grootte van dit transport is afhankelijk van de grootte van de dwarskomponent van de golforbitaalsnelheid, van de golfhoogte en van de bodemdiepte. Aangezien deze grootheden onder genoemde rustig weer kondities niet sterk verschillen langs de Hkust zullen ook geen belangrijke gradiënten in het dwarstransport langs de Hkust worden waargenomen. Vermoedelijk is de invloed van dit proces onder rustig weer kondities gering, maar kan wel zand, dat tijdens ruw weer in de nearshore zone is afgezet (zie verderop), door dit dwarstransport kustwaarts worden verplaatst.

523 20000

De invloed van windgedreven stroming op het zandtransport is onder deze (rustig weer) kondities gering maar kan wel zand, dat tijdens ruw weer in de nearshore zone is afgezet (zie verderop), door dit dwarstransport kustwaarts worden geplaatst.
De getijstroming kan in de near- en foreshore zone nog wel van belang zijn. Het transport van zand o.i.v. getijstroming heeft in deze zone een sterk kustparallel verloop en resulterende transporten zijn afhankelijk van de verschillen tussen de getijgeïntegreerde eb- en vloedtransporten.
Het getij wordt geacht in deze omstandigheden geen belangrijke rol te spelen als resulterend transporteur van zand.

In ruw weer omstandigheden vindt er zowel in de offshore zone als in near- en foreshore zone transport van zand plaats. In de offshore zone spelen twee processen een belangrijke rol. Onder invloed van hoge golven kan tot aanzienlijke diepte (Butman, et al, 1979: tot 60 m; Lavelle et al, 1978: tot 20 m) zand massaal in suspensie gaan. Of dit verschijnsel van resuspensie veroorzaakt wordt door overschrijding van kritische erosiesnelheden (Butman et al, 1979) of door verweking van de bodem is niet duidelijk. Belangrijk is dat de getij- en windgedreven stromingen dit zand kunnen transporteren en voor aanzienlijke transporten zorgdragen. Dit transport kan zowel kustwaarts als kustafwaarts gericht zijn; ik kom daar straks op terug.

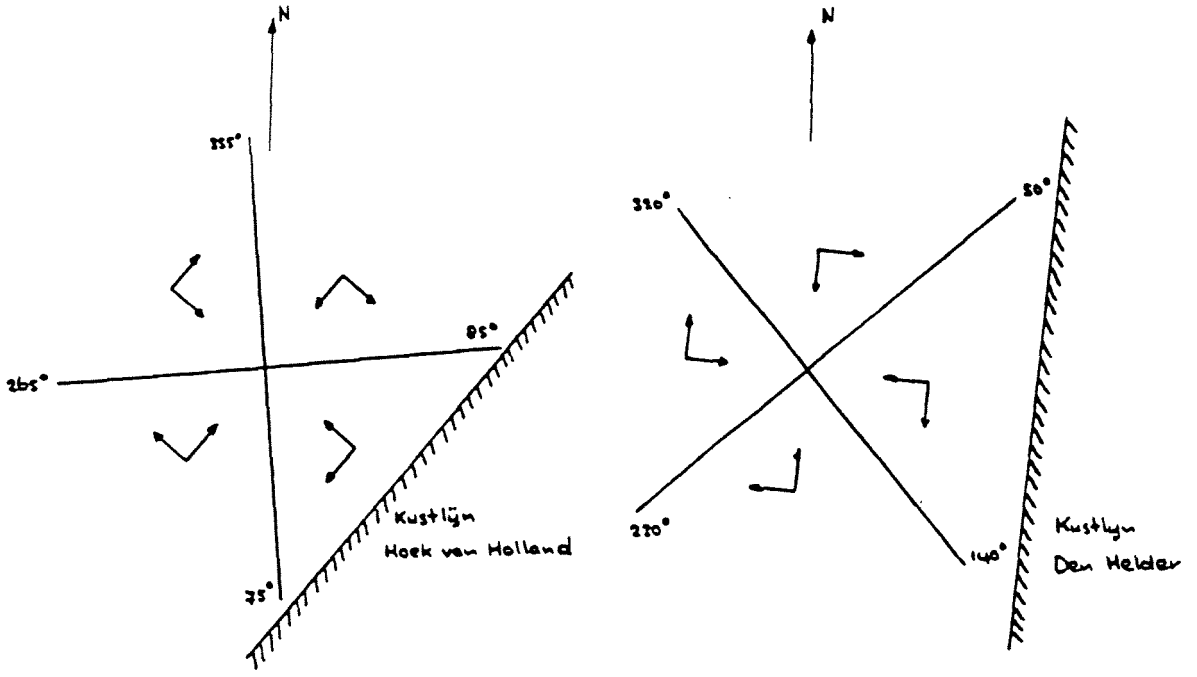


Figuur 2: Resulterende richtingen van de 4 belangrijkste golftypen van 3 stations langs de Hkust (periode 1949 -1959; bron: Van Straaten, 1961).

Het tweede proces van zandtransport in de offshore zone kan het golfgedreven asymmetrie-transport zijn, dat tot op een diepte van 10-15 m nog effektief is (Swift et al, 1985). In de near- en foreshore zone speelt, naast de processen die zich in de offshore zone voordoen, ook golfgedreven langstransport een rol.

De overheersende golfrichting onder deze omstandigheden heeft een meer noordwestelijke component dan die onder rustig weer omstandigheden (v. Straaten, 1961). Dat betekent dat het langstransport in het zuidelijke deel van de Hkust zeer klein is (ontbondene in langsrichting $\approx$ 0) en in het noordelijke deel van de Hkust een zwakke zuidelijke richting heeft. Gezien de overheersende richting van de golven onder deze omstandigheden, speelt langstransport dus geen grote rol. Het dwarstransport is daarentegen des te meer van belang. De asymmetrie van de golven veroorzaakt kustwaarts gericht transport van zand, in ieder geval in de offshore zone waar de kustafwaartse komponenten (helling-

transport, retourstroom) klein zijn. Zoals al eerder opgemerkt is de grootte van het dwarstransport o.m. afhankelijk van golfrichting, golfhoogte en bodemkarakteristieken. Aangezien de golfrichting onder deze kondities langs de Hkust vrijwel loodrecht op de kustlijn gericht is (zie figuur 2) zijn als gevolg hiervan geen gradienten in het dwarstransport te verwachten.
De golfhoogte neemt toe van zuid naar noord, zodat ten gevolge hiervan een groter dwarstransport in het noordelijke deel zou kunnen worden verwacht. De waterdiepte waarin golfasymmetrie als mechanisme voor zandtransport nog werkzaam is, is 10-15 m (Swift, e.a. 1985) en aangezien de breedte van de kuststrook waarin de diepte minder is dan 15 m langs de Hkust weinig varieert, is hierin geen gradient in het dwarstransport langs de Hkust te verwachten.
Of ook in de near- en foreshore zone de kustwaartse komponent groter is dan de kustafwaartse komponent is onduidelijk; er zou een zone van evenwicht kunnen zijn waar sedimentatie optreedt.
Echter ook wind- en getijgedreven stromen spelen een rol. Onder invloed van wind uit de overheersende richtingen kan er een belangrijke kustwaartse komponent in de stroming optreden die het in suspensie gebrachte zand naar de kust voert. Volgens figuur 3, waarin de o.i.v.Coriolis aangepaste stroomrichtingen van de windgedreven stroming voor de beide uiterste gebieden van de Hkust



figuur 3: Schets van de richtingen van de windgedreven stroming op de uiterste lokaties van de Hkust; Hoek van Holland en Den Helder.

(Hoek van Holland en Den Helder) zijn aangegeven, zal zich bij de overheersende windrichtingen langs de gehele Hkust kustwaarts gericht transport voordoen. Dit transport kan slechts plaatsvinden als het zand in suspensie is gebracht. Hierbij spelen golven een belangrijke rol. Vooral het oppervlak van het gebied dat door de golven beïnvloed wordt is van belang t.a.v. de totale hoeveelheden zand die getransporteerd kunnen worden. De vorm van het kustprofiel is daarbij dus van groot belang. Uit de studie van Postma en Kroon (1986) blijkt dat het kustvak Bergen-Den Haag een aanzienlijk gunstiger profiel heeft dan de omliggende kustvakken Den Helder-Bergen en Den Haag-Hoek van Holland. Als maat voor de profielligging kan men de positie van de 20 m-dieptelijn nemen die in het hierboven aangeduide centrale deel van de Hkust 2 à 2,5 maal zo ver zeewaarts ligt als in de beide aangrenzende kustvakken (10-12,5 km tegen 5 km). Als gevolg hiervan kan, onder de overheersende omstandigheden, in dit kustgedeelte meer zand door golfwerking in suspensie gaan en in kustwaartse richting getransporteerd worden, dan in de aangrenzende kustgebieden.

523 20000

Aangezien het langstransport langs de Hkust niet sterk varieert zal in dit centrale deel t.o.v. de omliggende delen een toename van de zandhoeveelheid in de kustnabije strook optreden. Het gaat hier om een relatieve grootheid: in het centrale deel van de kust wordt meer zand aangevoerd (meer aanwas, geval (1)) of minder zand afgevoerd (erosie, geval (2)), of er vindt aanwas plaats, terwijl de omliggende gebieden eroderen (geval(3)), (zie fig. 4).

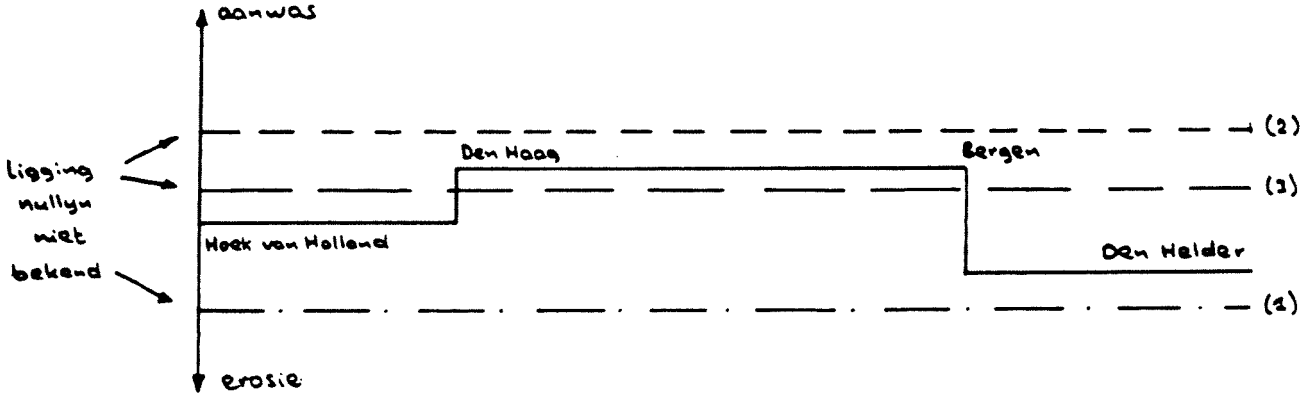


fig. 4: Schematische weergave van de relatieve kustlijnligging van de Hkust t.o.v. een (nog) variabele referentielijn.

Er zijn echter ook omstandigheden waaronder kustafwaarts gericht transport optreedt; vooral bij wind uit meer zuid-westelijke en zuidelijke richtingen zal zand in suspensie met de stroming zeewaarts gevoerd kunnen worden. Dit zou zeer funest kunnen zijn in gevallen waarin duinafslag plaatsvindt: kustafwaarts transport kan dit zand "definitief" aan de kuststrook onttrekken.

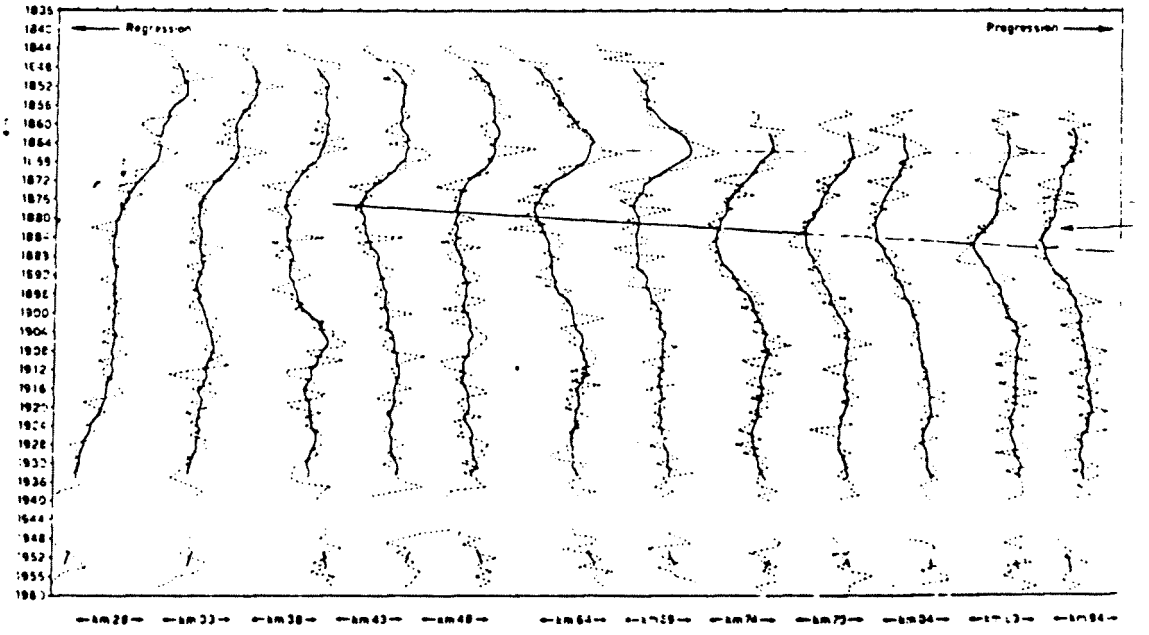
Aangezien het algehele beeld dat de Hkust oproept er een is van erosie/achteruitgang in het noordelijke en zuidelijke gedeelte en aanwas/vooruitgang in het centrale gedeelte, moet het geschetste concept zo afgesteld worden, dat het totaalbeeld klopt.
De aanvoer in dwarsrichting van zand naar de kust vindt onder vrijwel alle omstandigheden plaats langs de gehele Hkust. Tijdens rustig weer omstandigheden

is dit transport niet groot en zijn de variaties langs de Hkust verwaarloosbaar. Onder ruw weer kondities is met name het wind- (en getij-) gedreven transport van door golven in suspensie gebracht zand van belang en veroorzaakt een belangrijk verschil in de aanvoer naar de te onderscheiden kustdelen.
Het langstransport onder rustig weer omstandigheden is verantwoordelijk voor de afvoer van zand uit de kustzone in noordelijke richting. Op jaarbasis overheerst dit transport de aanvoer van zand door dwarstransport uit de onderwateroever in de kustgebieden Den Helder-Bergen en Den Haag-Hoek van Holland; als gevolg hiervan treedt hier kusterosie op (terugschrijdende kustlijn). In het centrale deel van de Hkust (Bergen-Den Haag) overheerst op jaarbasis de aanvoer vanuit zee de afvoer van zand langs de kust en wordt een geringe aanwas waargenomen.
Resulterend wordt meer zand uit de Hkust afgevoerd, dan er wordt aangevoerd. Deze afvoer vindt plaats naar de ebb-tidal delta van het Marsdiep (Sha, 1987). Daarnaast kan er ook onder andere kondities verlies van zand uit de kustlijn optreden (stormen met specifieke windrichtingen), waarbij incidenteel schade wordt toegebracht aan de kustverdediging, ook op langere termijn, aangezien het afgeslagen zand vanuit de onderwateroever door kustafwaartse stromingen, wordt afgevoerd.

523 20000

Onderbouwing

Dat langstransport o.i.v. golven als mechanisme voor de (lange termijn) ontwikkeling van de Hkust van belang is, is van diverse zijden aannemelijk gemaakt (Edelman en Eggink, Bakker). Met enkel langstransport is evenwel niet te verklaren hoe de sterke regionale verschillen in ontwikkeling van de Hkust plaatsvinden. Dwarstransport moet dus ook een rol spelen.
Een ander beeld dat het denken over het proces van kustontwikkeling sterk bepaalt is dat zomers aanwas zou plaatsvinden tijdens rustig weer, terwijl de winter met z'n ruwe weer afbraak zou veroorzaken. Alhoewel dit laatste beeld door bijvoorbeeld de exercities met de gegevens uit Jarkus en kustlijnbestanden (Kohsiek, 1986) al in zekere zin onderuit gehaald is, is dit nog geen gemeenschappelijk gedachtengoed bij de kustmorfologen.
Het denkmodel over de ontwikkelng van de Hkust bevat dus zowel een kombinatie van langs- en dwarstransport, als een koncept voor "zomer" en "winter"-situaties.

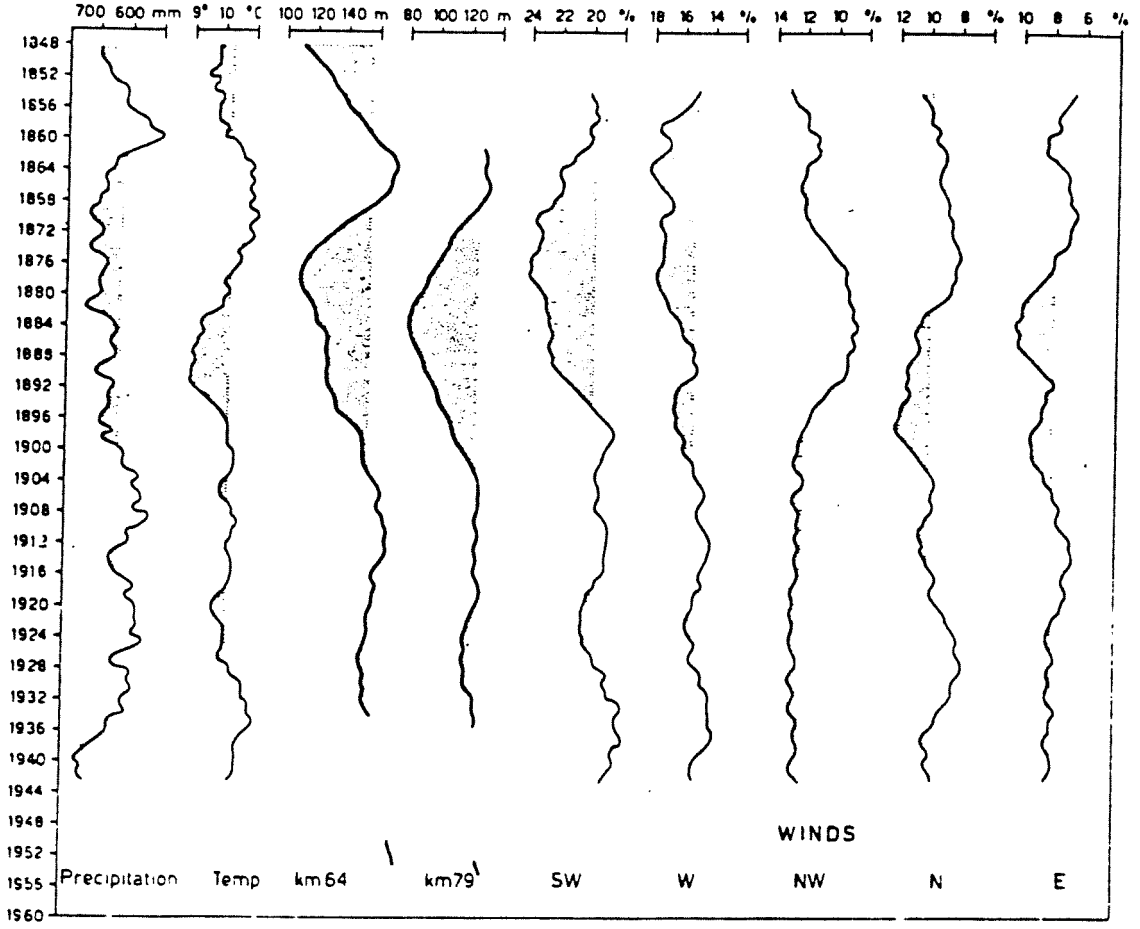


Figuur 5: Veranderingen in 10-jaar gemiddelden van de laagwaterlijn van Kamperduin tot Scheveningen over de periode 1843-1958 (bron: Van Straaten, 1961).

Een sterke aanvullende indikatie voor het bestaan van een belangrijke invloed van het langstransport langs de Hkust werd verkregen uit een oude bewerking van de strandlijngegevens, zoals die al in 1961 door Van Straaten werden gepubliceerd. In figuur 5 is deze presentatie weergegeven. Zoals uit de tekst onder de figuur blijkt, gaat het om gefilterde (lopend gemiddelde over 10 jaar), over 5 raaien gemiddelde gegevens van 1843 tot 1958 tussen Kamperduin en Scheveningen. De belangrijkste reden om deze reeksen te publiceren is voor Van Straaten geweest de relatie tussen het terugschrijden van de kust over de gehele linie vanaf ca. 1865 en het vanaf dezelfde periode toenemen van het voorkomen van wind uit westelijke en zuidwestelijke richtingen (zie figuur 6). Van Straaten geeft enkel het bestaan van deze (en nog enkele andere) relatie(s) weer, zonder deze verder te interpreteren naar processen. Dit is echter wel mogelijk.

Stel dat langstransport belangrijk is als mechanisme voor het transport van zand in de kustzone. Als de overheersende windrichtingen dan van west-noordwestelijke richtingen wat verleggen naar west-zuidwestelijke richtingen (vanaf ca. 1855, zie figuur 6), onder gelijktijdige afname van de windfrekwentie uit noordwestelijke richtingen (vanaf ca. 1865, zie figuur 6) zal de langstransportkapaciteit (onder aanname van gelijkblijvende windsterkte) aan de Hkust toenemen (zie figuur 2).

666 10.000



Figuur 6: Veranderingen in gemiddelde jaarlijkse neerslag, temperatuur, windrichtingen en het verloop van de laagwaterlijn te Zandvoort (km 64) en Noordwijkerhout (km 79) (Bron: Van Straaten, 1961).

Aangezien het windklimaat langs de gehele Hkust dezelfde verandering ondergaat moet het effekt van toenemend transport van zand, resulterend in een terugschrijdende LW-lijn overal min of meer gelijktijdig beginnen. Dit is ook uit figuur 5 af te leiden: vanaf km 43 tot km 94 treedt dit op. Meer noordelijk is er sprake van een versnelling in de al bestaande terugschrijding van de kustlijn. Door de ligging van de kustboog is er een afnemende langstransportgradient in noordelijke richting. Dit zou tot gevolg kunnen hebben, dat na verloop van tijd de aanvoer vanuit zuidelijke richting dusdanig veel groter is dan de lokale afvoer in noordelijke richting aan de noordelijke rand van het

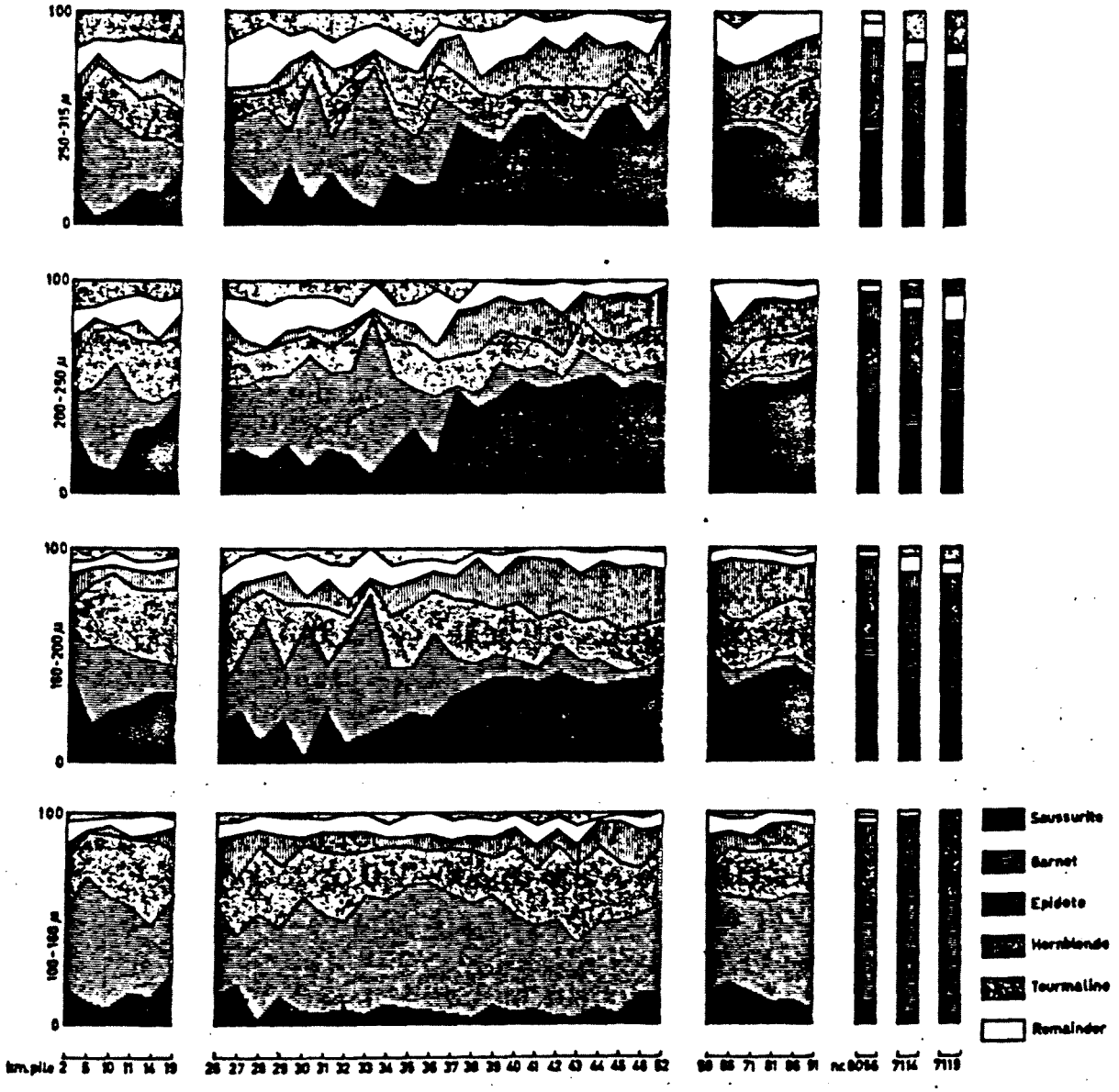
gebied, dat lokaal een resulterende aanwas van zand ontstaat: de terugschrijdende trend wordt omgebogen naar een aangroeiende trend. Volgens figuur 5 zou dit bijvoorbeeld in raai 38 vanaf ca. 1876 hebben kunnen plaatsvinden. Ten noorden van deze raai vindt enkel een reduktie in het terugschrijdingstempo plaats. Als er nabij km 38 (Egmond aan Zee) een obstruktie plaatsvindt zal het effekt hiervan in de erop volgende jaren zich in zuidelijke richting verplaatsen. Dit is duidelijk in figuur 5 te zien: de ombuiging van regressie naar progressie loopt in een konstant tempo van ca 5 km/jaar in zuidelijke richting langs de kust. Zoals in figuur 6 is te zien is dit verschijnsel van herstel naar de vroegere situatie niet direkt gekoppeld aan het herstel van het windklimaat. Welke omstandigheden precies het omkeren van de regressie in progressie bepalen is niet duidelijk. Wel is duidelijk dat een dergelijk verschijnsel enkel is te verklaren uit overheersend langstransport in noordelijke richting, in ieder geval over het hier beschouwde gebied (tot Kamperduin). Er zijn weinig redenen om aan te nemen dat ten noorden ervan het effekt van langstransport o.i.v. golven anders zal zijn.
Een interessant neven-effekt van dit verschijnsel is dat men het principe wellicht zou kunnen benutten voor het reguleren van grootschalig zandtransport langs de kust: het onderbreken van het transport met als gevolg lokale opeenhoping, gevolgd door een vergelijkbaar effekt in een richting tegengesteld aan de transportrichting. Strandhoofden en paalrijen werken blijkbaar niet afdoende om dit te bewerkstelligen.

Het voorgaande suggereert dus een belangrijke invloed van het mechanisme van langstransport in noordelijke richting op de kustontwikkeling. Dit moet ook z'n sporen in het in de kustzone voorkomende bodemmateriaal nalaten. Door de aanwezigheid van grote verschillen in de oorspronkelijke samenstelling van bodemmateriaal in zowel onderwateroever als in de strand- en duinstrook ten noorden en ten zuiden van Bergen, zijn hier relicten te vinden van het transportproces in de kustzône. De momenteel best toegankelijke gegevens van zandsamenstelling aan de kust en op de onderwateroever zijn te vinden in het proefschrift van Eisma (Eisma, 1968).

666 10000

Een van de opvallende gegevens uit dit proefschrift is dat de verdeling van de korrelgrootte loodrecht op de kust over de gehele Hkust een verloop heeft van relatief grof zand aan de kustlijn, verfijnend tot 500 à 1000 m uit de kust en vervolgens weer grover wordend zeewaarts. Ook Terwindt heeft dit in een tweetal studies bij Katwijk (1969a) en in het Delflandgebied (1969b) aangetoond, en Van Straaten bij IJmuiden (1961). Belangrijk is het zand met korreldiameters $105\mu m < \phi < 210\mu m$. Verondersteld mag worden dat dit het meest mobiele materiaal is (Terwindt, 1969a). Het maximum (wat betreft het percentage fijn zand) bevindt zich over het algemeen juist zeewaarts van de brandingszône. Evenwel ook in de brandingszone, het gebied met de grootste golfgedreven langstransporten, is relatief veel fijn zand aanwezig. Indien nu volgens de theorie van Edelman en Eggink (1962) noordwaarts gericht langstransport in het zuidelijke deel van de Hkust en zuidwaarts gericht langstransport in het noordelijke deel verantwoordelijk zouden zijn voor de aanwas in het centrale deel van de Hkust zou hier een opeenhoping van relatief fijn zand moeten worden waargenomen. Dit is niet het geval en daarmee wordt de stelling van noordwaarts gericht langstransport langs de gehele kust verder onderbouwd. In dit laatste geval vindt de voeding van de langstransport"band" in het zuidelijke en noordelijke deel van de Hkust vnl. plaats door dwarstransport van landwaartse zijde en in het centrale deel (ook) van de zeewaartse zijde.
Afhankelijk van de transportkondities in dwarsrichting wordt meer of minder fijn materiaal aan de transportband toegevoerd; het relatief gemakkelijk te verplaatsen zand (de kleine fraktie 105-210μm) zal daarbij meer frekwent worden getransporteerd dan de grovere frakties. Het is hierbij niet ondenkbaar dat de plaats van het maximum in de fijne zandfrakties wordt bepaald door het evenwicht van de processen die het transport in dwarsrichting bepalen: kustwaarts gericht transport door golfasymmetrie en wind; retourtransport door met name hellingeffekten op de zeewaartse zijde van de buitenste brandingsrug.
De extra aanvoer van fijn zand vanuit dieper water naar de kust in het centrale deel van de Hkust (Den Haag-Bergen) zou hier ook in een "verarming" moeten resulteren. Een van de kaarten van Eisma suggereert voor een deel van dit gebied een wat grovere korrelverdeling, alhoewel de grenzen van de klassen hier eigenlijk te grof zijn om dit te mogen konkluderen.

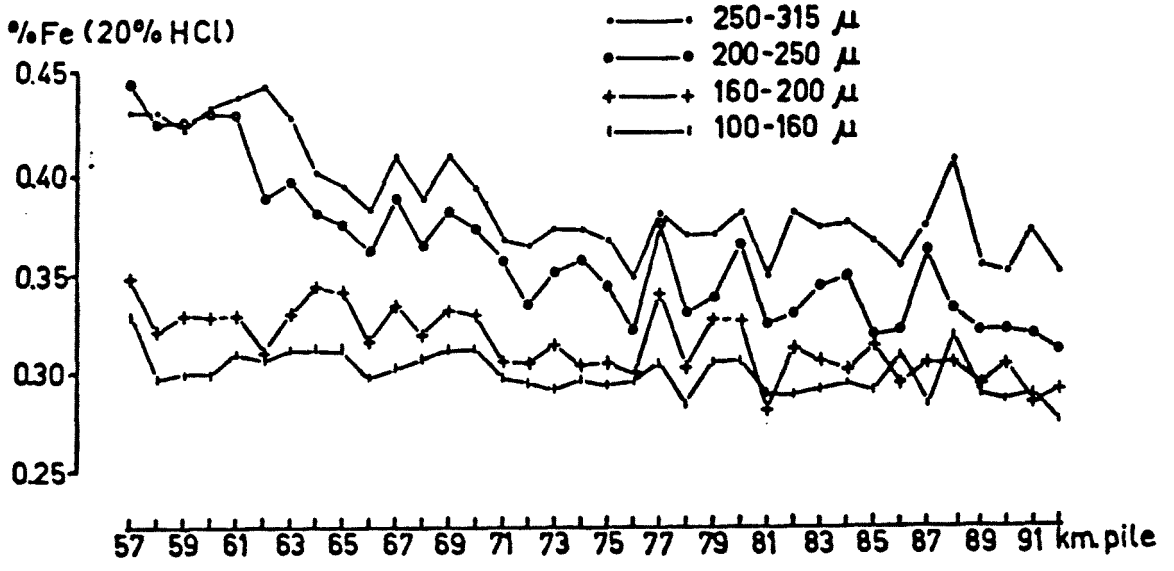
Uiteraard vindt er ook transport vanaf de langstransportband naar de kust plaats onder kustopbouwende kondities, waarbij ook weer het fijnste materiaal relatief het gemakkelijkst in transport gaat. Een markante aanwijzing hiervoor is dat de samenstelling van het zand van het fijnste deel van de fraktie (100-160 μm) langs de Hkust nagenoeg konstant is. Dit geldt voor de zware mineralen-samenstelling (zie figuur 7) voor het kustvak Den Helder-Den Haag en ook voor het ijzergehalte voor het kustvak IJmuiden-Den Haag (van het overige kustgedeelte zijn geen gegevens beschikbaar), zie figuur 8.



Figuur 7: Samenstelling per fraktie van de zware mineralen van strandzanden langs de Hkust tussen Huisduinen (km 2) en Scheveningen (km 91) (Bron: Eisma, 1968).

666 10000

Voor de grovere frakties valt er een gradient waar te nemen, die steiler wordt naarmate de fraktie grover wordt, en waar het centrum zich steeds ter hoogte van Bergen, km 38, bevindt (zie figuur 7). Dit suggereert dat de grovere frakties in de richting langs de kust niet sterk van plaats veranderen.
Een andere aanwijzing dat zwaardere deeltjes niet gemakkelijk aan het (langs) transportproces deelnemen is, dat de granaatzanden die lokaal in de omgeving van Bergen voorkomen geen (sterke) verspreiding in langsrichting te zien geven. Granaatzanden hebben een grotere dichtheid als de kwartszanden en zullen bij dezelfde korrelgrootte minder gemakkelijk getransporteerd worden.
Resumerend t.a.v. de zandsamenstelling kan worden gesteld dat de fraktie 100-160 μm de bulk van het langstransport uitmaakt, althans wat de heen en weer gaande beweging betreft. Hierbij treedt egalisering op van de zandsamenstelling in deze fraktie langs de gehele Hkust. De grovere frakties 160-200 μm, 200-250 μm en 250-315 μm gaan respektievelijk steeds minder gemakkelijk in beweging op de langstransportband.



Figuur 8: IJzergehalte in verscheidene zandfrakties (strand) tussen IJmuiden (km 57) en Scheveningen (km 91) (Bron: Eisma, 1968)

Als dwarstransport vanuit zee in het centrale deel van de Hkust in een belangrijke voeding van de onderwateroever voorziet moet dit ook zichtbaar zijn in de hoeveelheid zand die in de onderwateroever in dit deel van de kust is opgeslagen. Er zijn aanwijzingen dat het systeem van onderwater-zandruggen (Shoreface connected ridges, terminologie Wiersma) in de loop van de afgelopen eeuwen een sterke reduktie in hoogte heeft ondergaan, terwijl de onderwateroever van de omliggende delen een dergelijke reduktie niet hebben gekend (dit wordt momenteel door Wiersma nader onderzocht). Overigens blijkt ook uit het geoxideerde karakter van de bovenlaag van de onderwaterruggen (Wiersma en Van Alphen, 1987) dat deze toplaag aktief is.

Een andere belangrijke aanwijzing voor de evenwichtige situatie in het centrale deel van de Hkust is een historische: de onderzoekingen van Borger c.s. hebben aangetoond dat de kustligging nabij Katwijk vanaf 1600 niet of nauwelijks gewijzigd is, (in ieder geval geen erosie).
Men kan hierin nog verder gaan op het gevaar af in een nogal speculatieve sfeer te belanden. Als men de onderwaterruggen als relicten van oude afzettingen beschouwt, en daarbij in ogenschouw neemt dat deze ruggen in ieder geval ook al rond 1720 bestonden, kan men ook de relatie tussen het bestaan van deze ruggen en kustvormingsprocessen in nog vroegere tijd poneren. Wiersma en Van Alphen (1987) doen dit door de ligging van deze ruggen te koppelen aan de zone waar de jonge duinen in de 11^{e} tot de 14^{e} eeuw zijn gevormd.

Tot slot moet in dit verband toch op z'n minst de opmerkelijke overeenkomst tussen een aantal fenomenen langs de Hkust worden opgemerkt:

1) de zones van vooruitgang en achteruitgang van de strandlijnen zoals uit de KIO-analyses blijken
2) de ligging van het onderwaterprofiel, uitgedrukt in de afstand van de 20m-dieptelijn tot de kust
3) de ligging van de onderwaterruggen
4) de ligging van de strook met een relatief brede reep jonge duinen.

523 20000

De invloed van het getij op het transport van zand in de kustzone onder normale kondities, wordt niet groot geacht. Daarvoor zijn verschillende aanwijzingen, die overigens geen van alle direkt betrekking hebben op de lokale kondities voor de Hkust.
Aangezien het meten van het transport van zand sowieso een groot probleem is zijn er betrekkelijk weinig indikaties van de relatie tussen getijstroming en optredend zandtransport. Een dergelijke relatie is wel te verkrijgen als er tracermetingen worden uitgevoerd (overigens wel zeer lokale informatie). Belangwekkende informatie uit dit soort metingen werd verkregen uit traceronderzoek uitgevoerd door de Deltacommissie ter hoogte van Voorne en de Nieuwe Waterweg, op dieptes variërend van 3 tot 12 m. Op deze diepte was het zandtransport vnl. evenwijdig aan de kust gericht o.i.v. het getij. Een belangrijke kustwaartsgerichte komponent werd waargenomen op een lokatie met een waterdiepte van 5 m na kondities met golfhoogten tot 2 m. Vergelijkbare resultaten zijn verkregen uit experimenten van Lees voor de Oostkust van Engeland (Lees, 1981); daarbij bleek transport in kustwaartse richting op een diepte van 5 m op te treden onder stormkondities uit noordoostelijke richting. Golven speelden hierin een belangrijke rol. Metingen van Heathershaw en Carr (1978) aan de Engelse Westkust op dieper water (10-20 m) toonden aan, dat hier eveneens pas belangrijke kustwaarts gerichte transporten optraden als golven voldoende hoog waren om het bodemmateriaal te verplaatsen. In beide gevallen waren de getijkondities vergelijkbaar met die voor de Hkust.

Een iets andere benadering werd gebruikt door Butman, et al (1979). Deze installeerde, naast stroomsnelheidsmeters, ook een camera op een statief gedurende een langere meetperiode (2 tot 8 weken) om het karakter van het sedimenttransport visueel te kunnen waarnemen op een waterdiepte van 60 m. Ook hier bleek met name het effekt van een verhoging van de orbitaalsnelheid een essentiële invloed te hebben op het zandtransport, terwijl het getij als zodanig hoegenaamd niet van invloed was op het zandtransport.

Alhoewel geen bewijzen beschikbaar zijn wijst de beschikabre informatie erop dat op dieper water het effekt van getij als transporteur van zand als zodanig niet veel invloed heeft. Golven lijken evenwel van eminent belang voor het in transport brengen van zand. De belangrijkste transporten op dieper water zullen zich dan ook onder ruw weer kondities afspelen.
Indien daarbij (onder gunstige windkondities) kustwaarts gerichte zandtransporten optreden, moeten deze ook zichtbaar zijn in veranderingen in het dwarsprofiel. Terwindt (1969a) heeft in onderzoek naar de verandering van de ligging van de onderwateroever bij Katwijk aangetoond dat er na perioden van ruw weer sprake is van aanzanding in de ondiepere gedeelten van de onderwateroever (500-1200 m uit de duinvoet, waterdiepte 4-7,5 m), zonder dat dit materiaal uit de kustnabije zone onttrokken werd. De indruk is dan ook dat zand uit diepere gedeelten aan de kustnabije zone is toegevoerd.

Dit zou kunnen betekenen dat onder ruw weer kondities aanvoer van zand naar de kust zou kunnen optreden als de transportrichting gunstig is (kustwaartsgericht). In dit geval zal ook eventueel het door golfwerking op de kust weggeslagen zand niet uit de kustnabije zone verdwijnen, en op termijn meer aan de kustverdediging worden toegevoegd.
Kohsiek heeft in de presentatie van zijn studie van het kustgedrag aangegeven dat stormen niet bepalend zijn voor de grootschalige kustontwikkeling: het effekt van bv. de stormen van februari 1953 is niet in de trend van de langjarige reeksen terug te vinden.
Er zijn evenwel ook aanwijzingen dat er (grote) hoeveelheden zand uit de kustnabije zone verdwijnen, die op dieper water zijn afgezet (Aigner, e.a.).
Er zijn dus kondities onder welke zand uit de kustverdediging verloren kan gaan. Het ligt voor de hand deze te koppelen aan de richting van het bodemtransport aan de kust. Is dit zeewaarts gericht (zuidwesterstorm) dan is er een kans dat afgeslagen materiaal verloren gaat. Of dit grote hoeveelheden zijn t.o.v. het transport onder normale kondities is onduidelijk. Mijn inschatting is dat het van minder belang is, enerzijds omdat de kombinatie van

523 20 000

zuidwesterstorm met hoge golven op de kust niet vaak voorkomt (de golven lopen langs de kust, er is niet veel ozpet), anderzijds omdat het vaak lokale gebeurtenissen betreft.

verdere akties

Om de hier aangegeven hypothese verder te onderbouwen kan een aantal aktiviteiten worden gestart (of vervolgd als ze al zijn aangepakt):

1. Golfklimaatgegevens

   Het golfklimaat speelt een belangrijke rol in de hypothese. Van belang is na te gaan

   a) hoe stabiel het golfrichtingenklimaat is over een zo lang mogelijke periode. Het lijkt daarbij van belang op z'n minst een zelfde onderscheid te maken als Van Straaten (1961) en Sha (1987) hebben gedaan (H_s en H_s 2m; T_p en T_p 7sek), maar misschien is een meer gedifferentieerd beeld nodig.

   b) hoe sterk varieert dit klimaat van jaar tot jaar (of over langere perioden) en is dit te koppelen aan vergroting/verkleining van dwars- en/of langstransport in dezelfde perioden (bijv. koppelen 10-jaargemiddelde strandlijnen met 10-jaargemiddelde golfklimaten)

   c) hoe verandert de (gemiddelde) golfrichting voor de bepaalde kategorieën golven (bijv. die uit a)) als men de kust nadert (EURO-nul- HA1 of andere).

2. Windklimaatgegevens

   Het windklimaat (al of niet gerelateerd aan het golfklimaat) lijkt misschien niet het eerste-orde proces te bepalen (terminologie Kohsiek (1986)), d.w.z. de trend in de kustligging, maar speelt wel een grote rol op een tijdschaal van tientallen jaren.

   De volgende zaken zouden duidelijk moeten worden:

   a) de variabiliteit van het windklimaat, zowel naar sterkte en naar richting over een zo lang mogelijke reeks. In ieder geval zou de reeks van Van Straaten in dezelfde vorm kunnen worden doorgetrokken van ca. 1900-heden en gekoppeld aan strandlijngegevens. Ook de andere gegevens die Van Straaten in de analyse meeneemt (temparatuur, neerslag) zijn hierbij van nut.

523 20 000

b) De frekwentie en duur-statistiek van stormen, gesplitst naar richtingen en sterkte.

c) Deze gegevens van individuele 'super'stormen koppelen aan lokale strandlijn of zandvolume-reakties; is er een relatie tussen zuidwesterstormen van een bepaald kaliber en lokale, langere tijd zichtbare kust en onderwateroeverafslag.

3. Onderzoek naar de respons van de kust.

Er zijn ongetwijfeld gegevens over bodemligging, bodemsanerstelling, e.d. aanwezig, die (nog) niet toegankelijk gemaakt zijn. Verder worden ook nieuwe gegevens ingewonnen. Wat hier uit afgeleid zou moeten worden is:

a) is de korrelgroottesamenstelling n het centrale deel van de Hkust (Bergen - Den Haag) grover van samenstelling als de flankerende gedeelten.

b) is er een relatie tussen het voorkomen van de strookbreedte van de geoxideerde zanden en de veronderstelde breedte van de strook die een dwarstransport naar de kust bijdraagt.

c) is het effect van dwarstransport na ruw weer waar te nemen:
- gegevens van waarnemingen op Walcheren (Bakker)
- gegevens uit het op te zetten VO-morfodynamisch veldprogramma
- lodingen met een grote tijdschaal (doorlodingen, vaklodingen), lijken hiervoor niet geschikt; wel kunnen vaklodingen misschien worden gebruikt om het eroderen van de diepere delen voor de centrale Hkust gesommeerd over vele jaren, vast te stellen.

d) Wat is de rol van het getij op het transport van zand (vooral transportrichting) als funktie van de afstand tot de kust.
Omdat ook ander ruw weer gemeten wordt (als het lukt) kunnen ook andere verschijnselen worden gemeten (wind, gedreven stroming, suspensie o.i.v. golven, e.d.)
Ook kunnen fluorescerende tracerproeven inzicht geven in transportrichtingen onder diverse omstandigheden.

4) Berekeningen

De hypothese bevat geen onbekende processen. Met behulp van een modelmatige beschrijving van langs- en dwarsprocessen en gradienten daarin moeten toetsende berekeningen mogelijk zijn. Problemen zijn mogelijk de modellering van het in suspensie raken van zand en het beschikbaar hebben van programma's die het effekt van windgedreven stroming goed modelleren.

523 20.000

Referenties

1. Butman, B., Noble, M. and Folger, D.W. 1979, Long-term observations of bottom current and bottom sediment movement on the Mid-Atlantic Continental Shelf, Journal of Geophysical Research, Vol. 84, No. C3, pp 1187-1205.
2. Deltacommissie-rapport, auteurs: Morra, R.H.J., Oudshoorn, H.M., Svasek, J.N., and de Vos, F.J., 19??, Bijdrage IV.6, De zandbeweging in het getijdegebied van Zuidwest Nederland.
3. Edelman, T. and Eggink, D.N., 1962, Some characteristics of the Dutch coast, Proc. 8 th Coastal Eng. Conf., Mexico City, pp 756-764.
4. Eisma, D., 1968, Thesis: Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the island of Vlieland.
5. Heathershaw, A.D. and Carr, A.P., 1977, Measurements of sediment transport rates using radioactive tracers, Proc. 5th symp. Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, ASCE, pp 399-416
6. Kohsiek, L.H.M., 1986, Kustontwikkeling; verleden, heden, toekomst, 1850-1985-1995; Notitie GWAO 86.372.
7. Lavelle J.W., Young, R.A., Swift, D.J.P. and Clarke, T.L., 1978, Near-bottom sediment concentration and fluid velocity measurements on the innercontinental shelf, New York; Journal of Geophysical Research, Vol.83, No. C12, pp 6052-6062.
8. Lees, B.J., 1981, Sediment transport measurements in the Sizewell Dunwich Banks area, East Anglia, U.K.; Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 5, pp 269-281
9. Sha, L.P., 1987; Sand transport in the ebb-tidal delta off Texel inlet, Wadden Sea, The Netherlands (concept-publicatie).
10. v. Straaten, L.M.J.U., 1961, Directional effects of winds, waves, and currents along the Dutch North Sea coast; Geologie en Mijnbouw, Jg 40, pp 333-391.
11. Swift, D.J.P., Niedoroda, A.W., Vincent, C.E. and Hopkins, T.S., 1985, Barrier Island evolution, Middle Atlantic Shelf, U.S.A. Part. 1: shoreface dynamics; Marine Geology, 63, pp 331-361.

12. Terwindt, J.H.J., 1969a, Onderzoek korrelgroottevariaties voor de kust van Katwijk 1962: Nota K-324, Deltadienst

13. Terwindt, J.H.J. 1969b, Variabiliteit van kustsedimenten voor Delfland; Nota K-324, Deltadienst.

14. Wiersma, J. and Van Alphen, J.S.L.J., 1987, The morphology of the Dutch shoreface between Hook of Holland and Den Helder (The Netherlands); to be published in: Tide infuenced sedimentary enviroment and facies.

523 20000

ministerie van verkeer en waterstaat

rijkswaterstaat

dienst getijdewateren

notitie

GWAO-87.246

aan : Belanghebbenden; taakgroep kustgenese

van : Wiersma

datum : 11 maart 1987

onderwerp : Grootschalige kustvormende processen;
1-, 2-, 3-, of 4-dimensionaal

DISCUSSIE NOTITIE

Inleiding

In de terminologie "van groot naar klein, van grof naar fijn"zijn we in Kustgenese nog bezig met te zoeken naar de grote lijnen. We beschouwen in deze notitie dan ook de kustzône nog als geheel. Ten opzichte van deze grote lengte schaal stellen we de vraag:
Zijn de grootschalige kustvormende en kustvervormende processen hoofdzakelijk 1-, 2-, 3-, of 4-dimensionaal.
Deze vraag stellen we tegen de achtergrond van taakgroep 100, te weten ca 100 jaar reconstructie en ca 100-200 jaar prognose.
Voor de taakgroepen 1000 en 5000 is deze vraagstelling door hun grote tijdhorizon makkelijker te beantwoorden.
Voor de taakgroep 100 wordt ter beantwoording van de vraagstelling voorgesteld de onderwateroever te beschouwen als de flank van een enorme zandbank met de kamlijn in de brandingszône.

1- dimensionaal

De brandingszône is ca. 0,5 km breed. Ten opzichte van de 250 km kustlengte is deze breedte een te verwaarlozen dimensie. Op deze wijze zijn de langstransporten in de brandingszône als 1-dimensionaal te beschouwen. Dit geldt dus ook, op deze wijze bezien, voor de golfgedreven langstransporten in de litorale-zône zoals onder meer door Edelman beschreven (zie fig. 1, uit Edelman en Eggink, 1963). Meer algemeen is het axioma van zandtransport t.g.v. gradiënten in de langstransportcapaciteit te zien als een 1-dimensionale benadering. Is dat juist? Kan de zandhuishouding van strand- en brandingszône (beach- and surfzone, zie fig. 2) als een in dwarsrichting gesloten systeem gezien worden op een tijdschaal van 100 jaar?
Voor de nederlandse situatie is die vraag, bevestigend of ontkennend, nog niet beantwoord. Bakker en Smit (1987), achten blijkbaar, wat ik noem een "closed shop" of selfsupporting kustlijnontwikkeling waarschijnlijk. Hooguit achten deze auteurs een landwaarts gericht netto-transport van $2m^3/m/j$ mogelijk ter compensatie van zeespiegelrijzing.
"Littoral drift" zoals aangegeven in fig. 1, maar eveneens de sedimentoscillaties tussen brandingszône en strand (Bakker en Smit '87) zie ik in de context van deze notitie t.o.v. de kustlijnlengte als 1-dimensionaal (langs)-transport.

2-dimensionaal
Is het 1- of meer -dimensionale karakter, als hier bedoeld, voor het zandtransport nog niet goed vastgesteld, de waterbeweging heeft wel duidelijk on-offshore componenten en is in dwarsdoorsnede 2-dimensionaal. De bevindingen van Borst-c.s., Dietrich (1963) voor de Nederlandse kust en van Niedoroda, Vincent e.a. voor de Atlantische kust van de U.S. geven duidelijk een stromingspatroon aan met on- en /of offshore gerichte componenten nabij de bodem.
Maar veroorzaakt deze waterbeweging aanmerkelijk voor een tijdstap van 100 jaar significante zandtransporten.
Een belangrijk thema voor de taakgroep 100 is m.i. dan ook de vraag: is er netto een kustwaarts of kustafwaarts gericht transport tussen de brandingszône en de 'lowershoreface' of zelfs met de inner-shelf
Of, onder verwijzing naar fig. 2: how fast is the slow response, hoe snel is langzaam?

Aanwijzigingen in de Nederlandse situatie voor deze dwarstransporten zijn de erosieve trends aan de buitenzijde van de delta's in het Voordeltagebied en het Zeegat van het Vlie, alsook, en meer algemeen, de omvangrijke sedimentatie in het Waddengebied (zie fig. 3; argumenten voor de afgebeelde transport hypothese zijn in eerdere notities, nota's en verslagen vermeld) Resultaten van de tracerproef (Ferguson , Svasek e.a.) zijn ook een aanwijzing. Ook de Crostran-berekeningen voor het Terheyde profiel bieden een indicatie, ofschoon de indruk bestaat dat de resultaten voor die situatie (Steetzel '86) bij normale en extreme golfcondities een op jaarbasis gemiddeld te omvangrijk netto kustwaarts gericht transport gegeven. Dat zou inhouden dat het o.g.v. de theorie van Baillard opgesteld Crostran-model nog niet goed gedimensioneerd is, of dat ondanks de on-shore transporten door asymmetrische golven, de offshore gerichte transporten (fig. 2a, extreme conditions) overheersen. Jaar-gekubeerde gegevens van doorlodingen (zie Kohsiek '86) kunnen als toets dienen.

In fig. 2 is geschematiseerd in een 2-dimensionaal profiel, dit dwarstransport weergegeven. Het schema in fig. 2a is gebaseerd op Wright et al. (1984) en in zoverre aangevuld dat ik het kenmerkend acht voor 'extreme conditions'. Naar mijn mening wordt in figuur 2 b de meer normale situatie aangegeven. Onder de bedoelde uitzonderlijke omstandigheden van figuur 2a valt te begrijpen:
- sterke rip-current, penetrerend door evt. aanwezige buitenste brandigsrug, met 'rip-current fall-out';
  sterke downwelling a.g.v. windopzet bij passage van stormveld met wes-
- telijke winden langs Hollandse kust of noordelijke winden langs Waddenkust.
- te steile kusthelling waardoor de gravitatieve kustafwaartsgerichte component overheerst over de restaurerende, 'normale' kustwaarts gerichte hydraulische component (mogelijk voorbeeld: fig. 4 uit Bakker en Smit '87 profiel Hondsbossche)
- de kustnabije ligging van een getij-geul, welke afgezien van de erosieve invloed door horizontale verplaatsing, een "trap" vormt voor

666 10.000

kustwaarts transport (fig. 4, profiel Schulpengat).
- de stroming nabij de bodem heeft wel voldoende, kustwaarts gericht transporterend vermogen, maar door hoge compactie, dichtheid of door afwezig zijn van geschikt sediment wordt niet voldoende zand toegeleverd ter compensatie van verliezen in de brandingszône. Netto dientengevolge een kust afwaarts transport (Profiel Groet, Wiersma'85).
- Erosie van duin en strand onder die omstandigheden of op die lokaties, waar het continuiteits-principe m.b.t. de hoeveelheid zand in strand- en vooroeverprofiel niet opgaat; geen behoud van massa. (n.b.: indien, zoals langs Duitse Waddeneilanden wel wordt verondersteld, zulk een verlies van duin en vooroever zich zou voordoen, houdt dat een kanttekening in bij berekeningen van het duinafslagprofiel ingevolge de huidige TAW-richtlijn Duinafslag).

3-dimensionaal

Projecteren we nu figuur 2 op figuur 3 en wel zo dat figuur 2a komt te liggen op de onderwateroever waar "erosie" staat aangegeven en figuur 2b daar waarin figuur 3 "aanwas" schematisch is aangegeven of waar een gebalanceerd (evenwichts) profiel wordt verondersteld. Op deze wijze ontstaat een drie-dimensionaal beeld van de kustzône, met niet alleen variaties in dwarsrichting (figuur 2 en 4) maar ook langs de kust. Welke aanwijzingen zijn er voor het laatste?

a In de eerste plaats vormt de grafische weergave van de gekubeerde inhoudsverschillen en met name van die welke op doorlodingen zijn gebaseerd (zie Kohsiek '86) een sterk bewijs voor de variabiliteit langs de kust. Deze variabiliteit is m.i. moeilijk te verklaren door verschillen in transportcapaciteit in langsrichting, maar laat zich beter verklaren door verschillen ervan in dwarsrichting.

b In de tweede plaats, en mogelijk oorzakelijk verbonden met de onder a genoemde variabiliteit, is de kustlijn verschillend geëxponeerd t.o.v. "shore-face connected ridges", zie Wiersma en Van Alphen ('87). In deze verschillende expositie wordt een mogelijke relatie gezien met de sterke erosie in de kop van Noord-Holland en de aanwassende (of minder eroderende) tendens in het centrale deel van de Hollandse kust.

c In de derde plaats is het gedrag van banken op de onderwateroever langs de kust verschillend. De banken in het Voordeltagebied bewegen kustwaarts. Volgens Crostran-berekeningen zou een onderwaterdam geprojecteerd bij Terheyde ook in die richting verplaatsen of vrij plaatsvast zijn.
Daarentegen migreren banken op ca. 2 km uit de kust bij Petten opvallend zeewaarts.

d Uit buitenlandse onderzoekingen zijn gegevens te putten over grootschalige variaties in langs- en dwarsrichting. Als voorbeeld is figuur 5 bijgevoegd uit Ehlers (1986), waarbij de open pijlen de getijbeweging, de grote en kleine zwarte pijlen de richting van het zandtransport aangeven.

De drie-dimensionele waterbewegingspatronen kunnen grootschalig in beeld gebracht worden door:
- continuering en uitbreiding metingen à la Borst c.s. (zie figuur 6)
- feasibility studie toepassingsmogelijkheid OSCAR (walradar-opstelling)

4-dimensionaal

De vraag is nu of de in de tijd verlopende processen en de daardoor geïnduceerde en terugkoppelende morfologische veranderingen zodanig variabel zijn dat ze, voor de taakgroep 100 relevante wijzigingen in het zandtransport veroorzaken.
We bezien 3 situaties:

a Bij gelijkblijvende hydraulische condities
Zijn veranderingen op tijdschaal 100 zodanig (geweest) dat daardoor de kustvormende processen grootschalig beïnvloed zijn/worden.
Om dit na te gaan dienen niet alleen de oude lodingen van Delfand, maar ook de oude doorlodingen voor IJmuiden en de waarneminge van Wentholt (1912) e.a., geanalyseerd te worden. Daarnaast zal ook vanuit de taakgroep 1000 informatie en inzicht worden opgebouwd.
Voorts is, vanuit het 'bank' -denkmodel redenerend het gedrag van de Doggersbank over de laatste 100 jaar en van de Zeeuws-Vlaamse banken indicatief. Wat de erosieve omvang van golfgedreven stroming betreft kan uit gedrag van de onderwaterdam bij Loswal Noord en van de puntstort ten Noorden van de Eurogeul eveneens een grootte - orde ontleend worden. De puntstort geeft ook informatie over richting en snelheid waarmee een verstoring door getijstroom gedirigeerd wordt (zie Kollen en Redeker, De Vriend).
Echter, ondanks dat de natuurlijke banken, zoals bijvoorbeeld de Zeeuws-Vlaamse banken, maximaal aan golf, getij en deining * onderhevig zijn, lijken de meeste over een periode van 100 jaar vrij stabiel. Houdt dat een indicatie in over de vormstabiliteit van de lower shoreface (rond -15m)?
Bij desondanks aanmerkelijke morfologisch veranderingen de betekenis van de daardoor veroorzaakte wijzigingen in het stromingspatroon, simuleren.

b Bij gewijzigde en/of zich wijzigende hydraulisch condities
Er heeft zich sinds ± 1850 reeds een wijziging in de snelheid van zeespiegelrijzing voorgedaan, een wijziging die mogelijk sinds kort versterkt is doorgezet.
Daarnaast, en mogelijk oorzakelijk ermee verbonden, is er een toename van het verticaal getijverschil geconstateerd, welke een toename in het transporterend vermogen van de horizontale getijbeweging tot gevolg zal hebben. In welke mate dit op het zandtransport doorwerkt, is mij nog onbekend.

* Over de mogelijk differentiërende invloed van deining op de morfologie van de onderwateroever is een aparte notitie in voorbereiding.

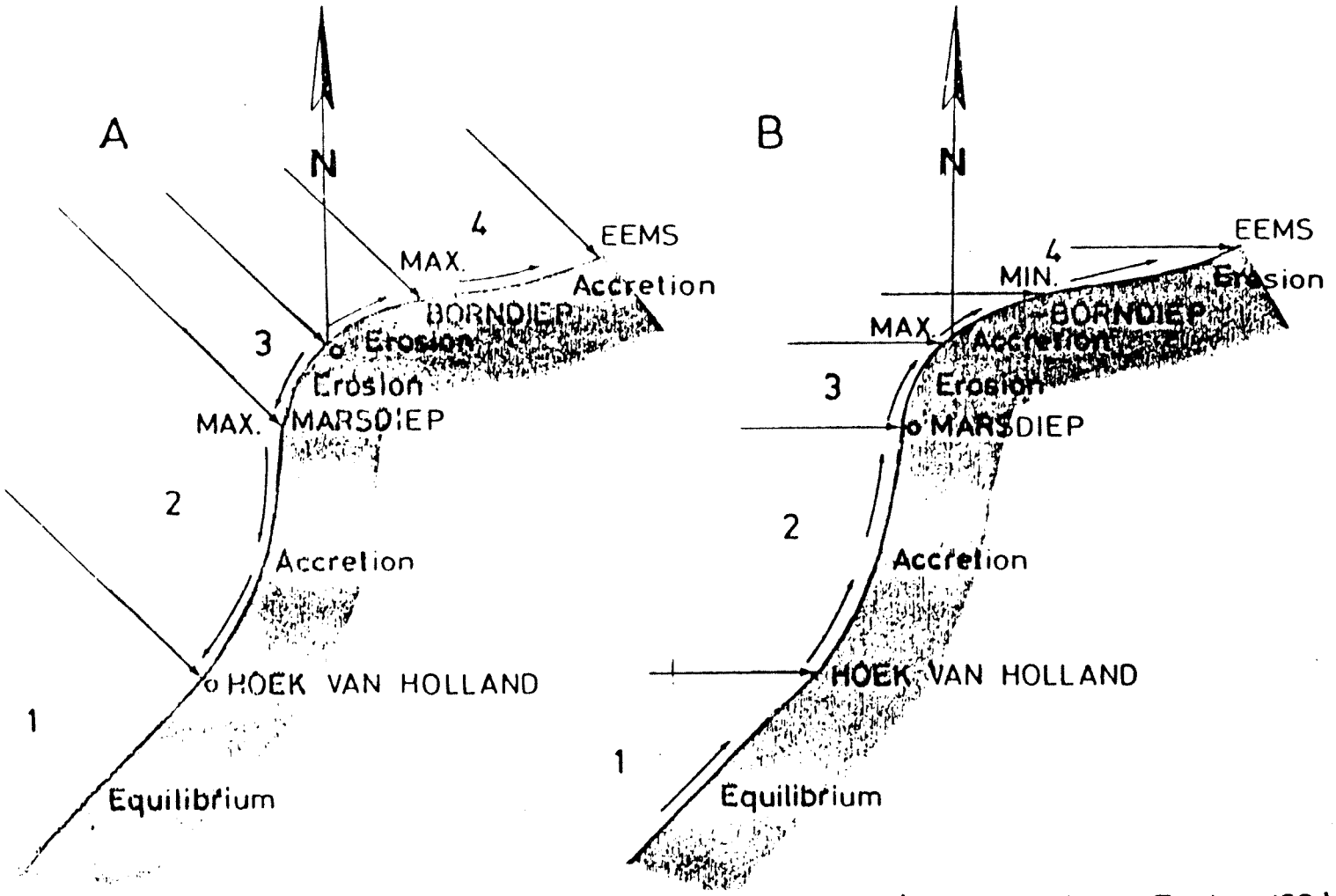
666 10.000

Voorlopig houd ik het erop dat deze veranderingen belangrijker zijn dan de sub a genoemde, bodemgeïnduceerde invloeden op het stroomregiem.

c Andere wijzigingen randvoorwaarden zoals wijzigingen in golfklimaat, stormfrequenties: voorlopig pro memorie. Veranderingen in kombergend vermogen zijn waarschijnlijk reeds wel van invloed op grootschalige transportprocessen: veranderingen in de Waddenzee door afsluiting IJsselmeer en Lauwerszee, zijn naast zeespiegelrijzing, mogelijk mede als oorzaken aan te wijzen voor de erosie van de ebdelta van de Vliestroom (zie Glim e.a. 1986 voor de erosie en andere wijzigingen in deze ebdelta).

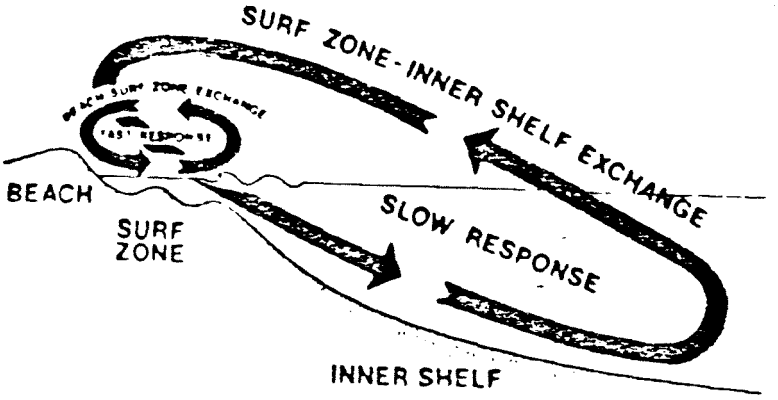
Bankmodel als denkmodel

Waarom nu de onderwateroever te vergelijken met een flank van een enorme zandbank. Ik denk dat zodoende de grootschalige stromingspatronen op de onderwateroever beter begrepen kunnen worden. De nu door DGW (Borst e.a.) en eerder door Dietrich ('63) waargenomen kustwaartsgerichte waterbewegingen nabij de bodem, zijn m.i. namelijk niet in de eerste plaats gegenereerd door dichtheidsverschillen, zoals nu wordt aangenomen (Van Alphen c.s., in press). De waterbeweging op en rond grote banken, zoals de Zeeuws-Vlaamse banken, vertoont namelijk een opbouwende naar de kam gerichte stromingscomponent; zie Houbolt, Huthnance, Zimmerman en, voor Norfolk-banken, verschillende Engelse auteurs. De kern van deze banken bestaat uit oud materiaal (ca. 8000 jaar) echter bedekt door jonger sediment. De RGD heeft zelfs aanwijzingen dat plaatselijk op banken (de Raan) recent sediment is afgezet. Wellicht is het voorstelbaar om de getijgedreven stromingsmodellen (+Corioliskracht, Eckmann spiraalbeweging) voor de lower shoreface op te schalen. Voor de upper-shoreface, moet daarop het golfgedreven transport gesuperponeerd worden; voor de brandingszône moet daarenboven energiedissipatie en kustafwaartsgerichte energie-reflectie eraan toegevoegd worden. Inderdaad, een denkmodel.



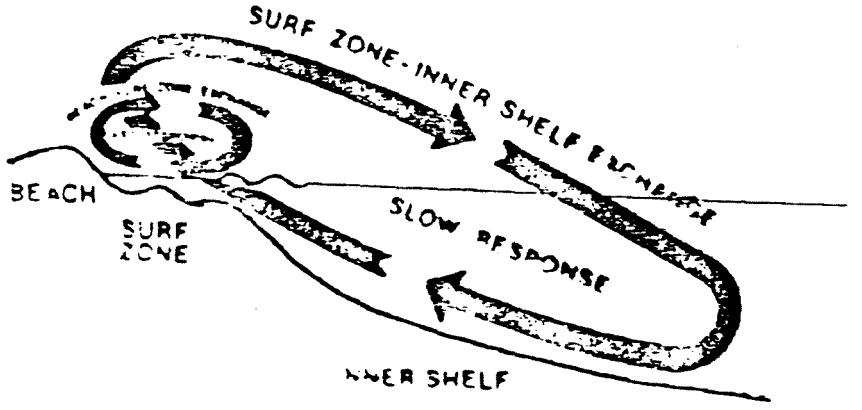
Effect of waves on the Dutch coast-line. (after Edelman, Eggink '63)
A) NW-dominant wave direction
B) W-dominant wave direction

fig. 1.



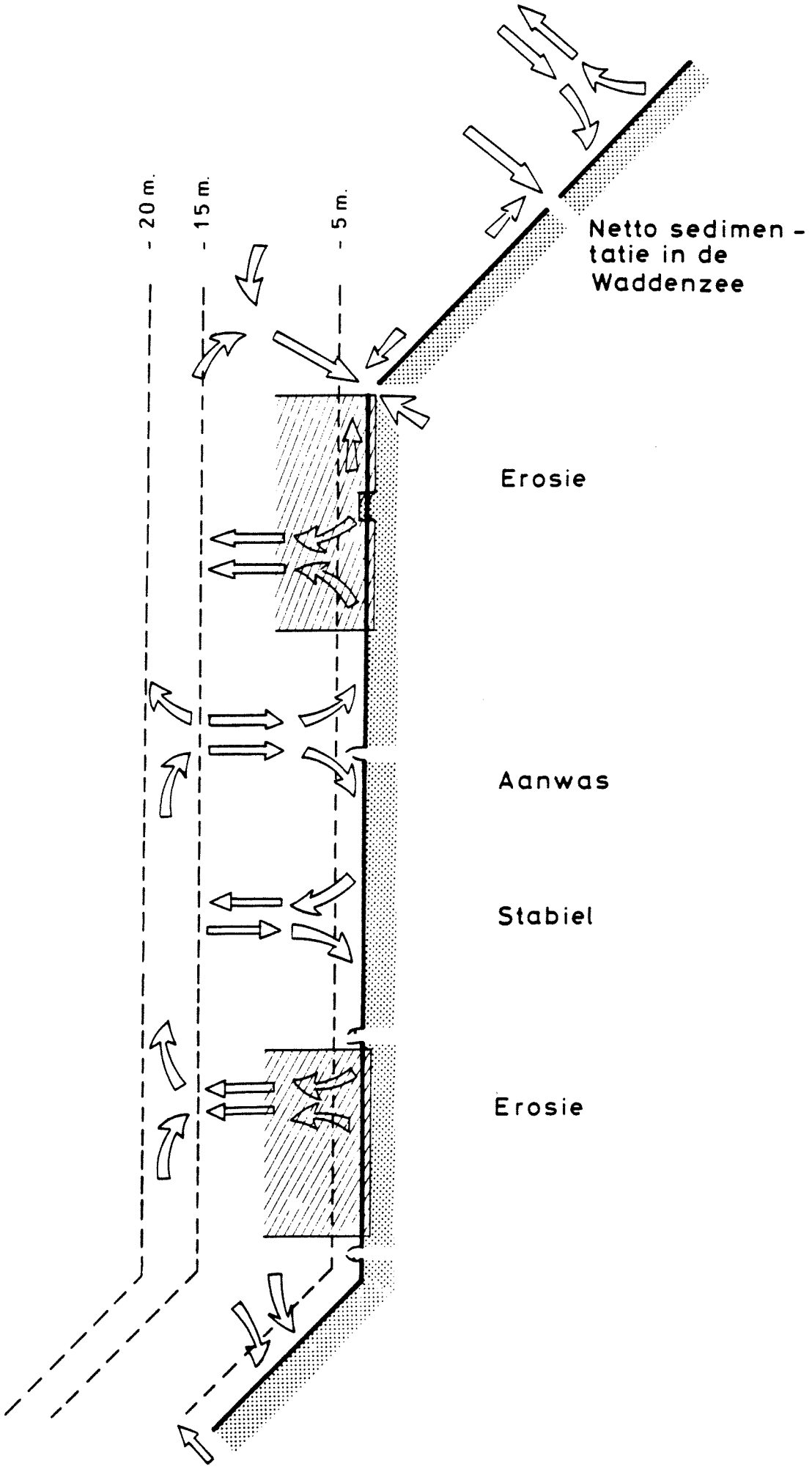
Scales and frequencies of beach, surf zone, and inner shelf responses. Rapid, relatively high frequency temporal changes in beach state and higher-order modes of profile variability largely involve the short-range redistribution of sediment already contained within the beach/surf-zone system. Low-frequency variability in sand storage and associated effects involves large-scale and slow exchanges of sediment between the surf zone and the inner shelf. (after wright et al. 1984)

A extreme conditions



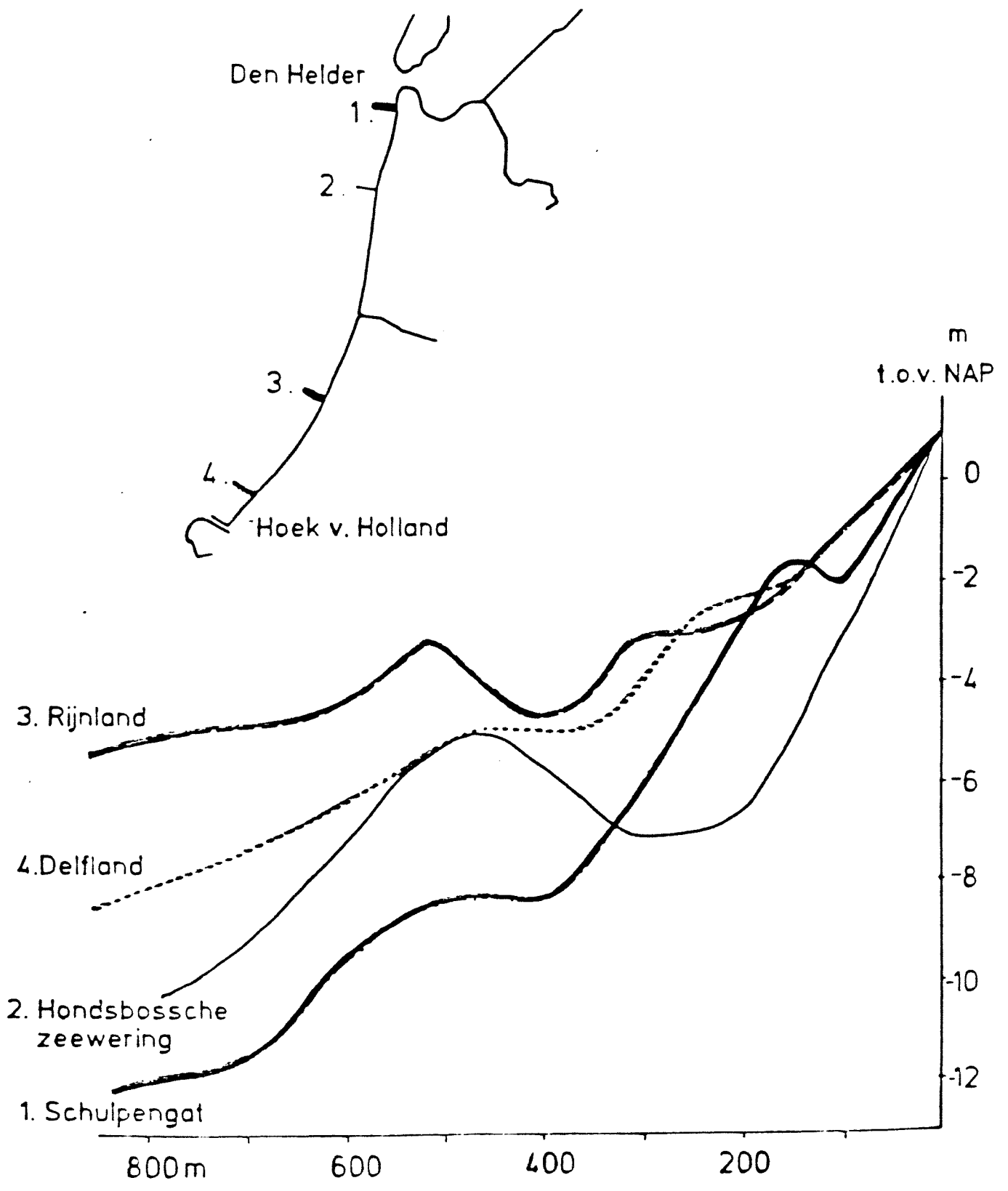
B normal conditions (Wright 87).

fig. 2



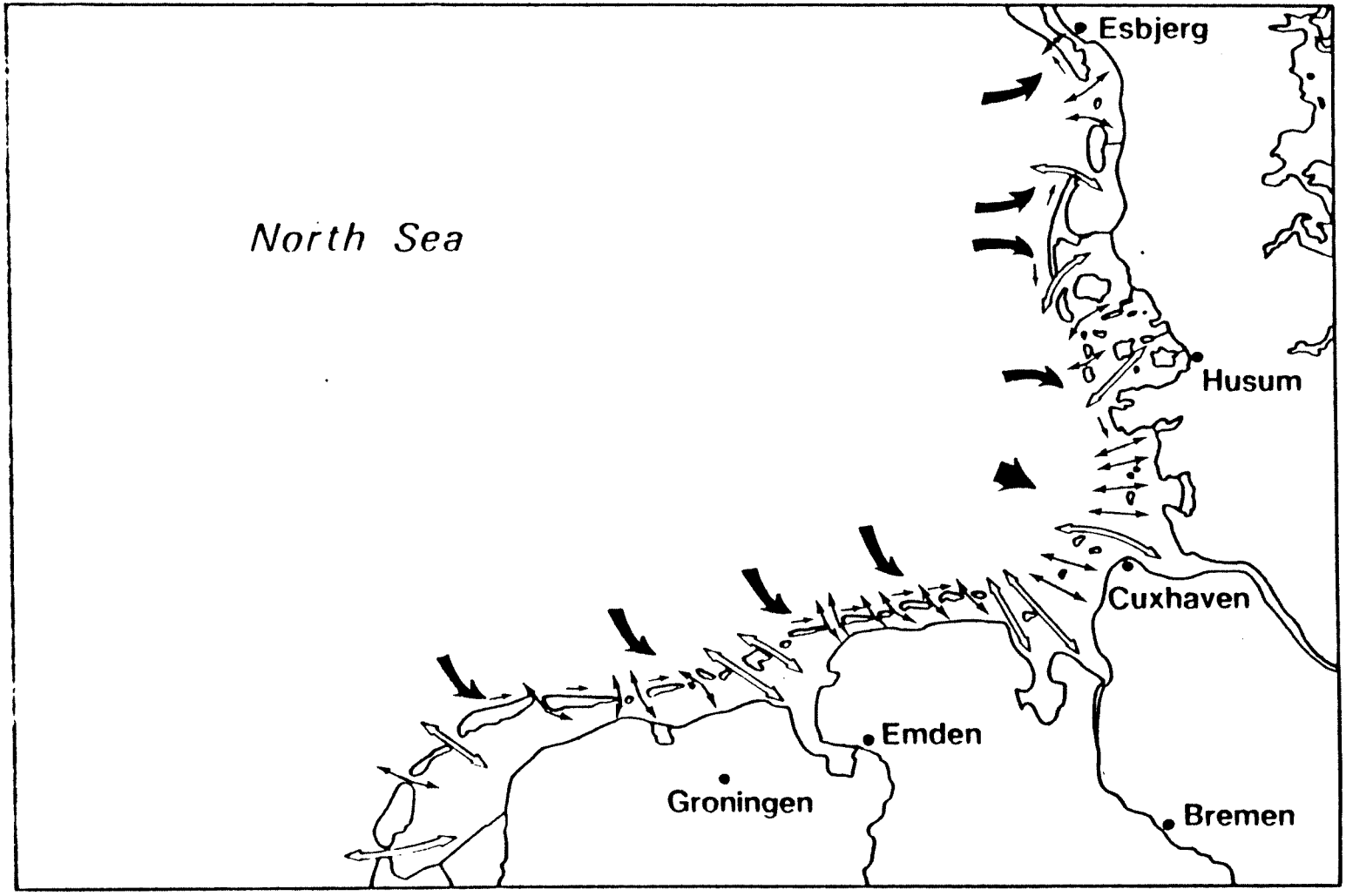
HYPOTHESE NETTO ZANDTRANSPORT KUSTZONE
DWARSTRANSPORT VERSUS LANGSTRANSPORT.

fig. 3



Kustprofielen langs de Hollandse kust (uit Bakker en Smit '87)

rijkswaterstaat	get	gez	gec	opdr		figuur 4
					ACM A 4	86.452



(from Ehlers '85 -'86)

fig. 5.

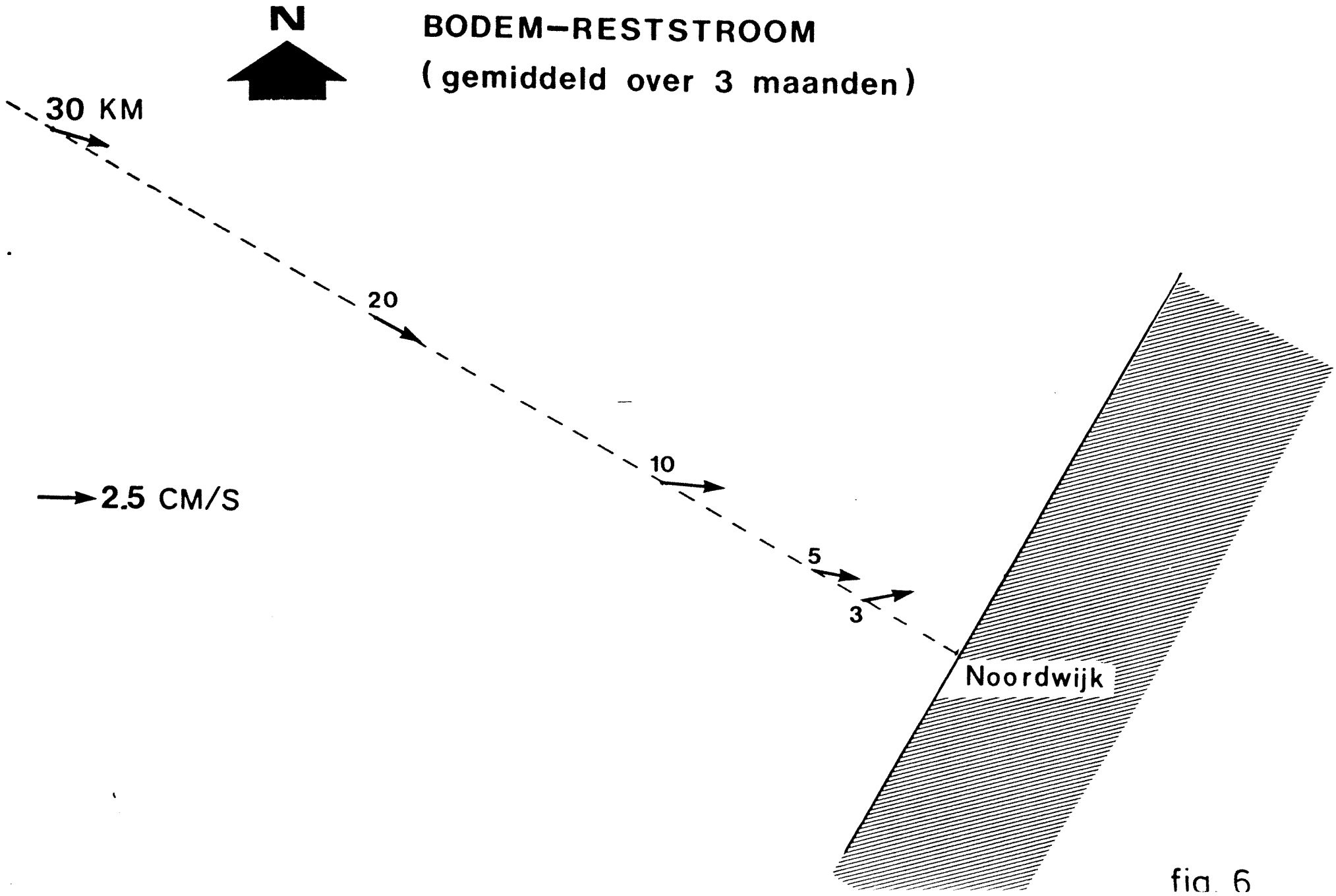

N
BODEM–RESTSTROOM
(gemiddeld over 3 maanden)
30 KM
20
10
5
3
2.5 CM/S
Noordwijk

fig. 6

Appendix F

dr. G. Borger

Hypothese over het lange termijn gedrag van een zandige kust onder een stijgende zeespiegel.

G. Borger

Deze hypothese is door Wind opgesteld aan de hand van notities van een taakgroep 1000 discussie.

- Als uitgangssituatie wordt een gesloten duinenkust met, aan de landwaartse zijde, een vlakte gekozen.

- Bij het stijgen van de zee wordt materiaal van de duinen naar dieper water gevoerd. De duinen worden smaller, totdat er inbraken plaats vinden.

- Door het stijgen van de zeespiegel is het achterland lager dan de zeespiegel komen liggen. Via de inbraken overspoelt de zee het achterland.

- In de loop van de tijd past de omvang van de inbraak zich aan, aan het komvullingsdebiet van het achterliggende gebied.

- Materiaal wordt van de duinen genomen en in het achterland gedeponeerd. Hierdoor wordt het achterland opgehoogd.

- Door de in- en uittrekkende getijbeweging worden delta's gevormd ter plaatse van de inbraken.

- In de loop van de tijd wordt het achterland opgevuld, terwijl de eilanden landwaarts wandelen.

- Als het achterland voldoende is opgevuld, wordt de getijbeweging minder en worden de delta's opgeruimd. Hierdoor sluiten de zeegaten zich weer en ontstaat de uitgangspositie.

Appendix G

dr. D. Beets

Discussie over kustuitbouw in de taakgroep 5000 op 20 mei 1987.

Stand van zaken m.b.t. onderzoeksdoelen

Zoals uiteengezet in het Meerjarenonderzoekplan Kustgenese d.d. maart 1986, stelt de Taakgroep 5000 zich ten doel de lange termijnontwikkeling van de kust te begrijpen, en, waar mogelijk te kwantificeren, in termen van veranderingen in de processen (golf- en getijklimaat en snelheid van zeespiegelrijzing) en de randvoorwaarden (bronnen en putten van het zand). Het afgelopen jaar heeft de groep zich vooral geconcentreerd op de ontwikkeling van de schone Hollandse kust omdat dit kusttraject belangrijke discontinuïteiten in het gedrag laat zien, die begrepen moeten worden voordat verdere stappen kunnen worden ondernomen. Meest in het oog springende punt is het feit dat dit kusttraject tot 5000 B.P. terugschrijdt, vervolgens tussen 5000 en 3000 zo'n tien kilometer uitbouwt, om ruwweg na Romeinse tijd opnieuw terug te schrijden. Scenario's om dit gedrag te verklaren zijn de volgende:

1. Verandering in zeespiegelrijzing (Van Straaten, 1965)
2. Verandering in de hydraulische condities langs de kust op te splitsen in:
   a. verandering in golfklimaat
   b. verandering in getijklimaat
3. Verandering in het gedrag van de bronnen.

ad 1. Van Straaten neemt aan dat ten gevolge van snelle zeespiegelrijzing pre-5000 het kustprofiel niet in evenwicht was met de hydraulische omstandigheden, waardoor zand op de Noordzeebodem achterbleef (overstepping). Na 5000 herstelde zich langzaam het evenwicht en werd het achtergebleven zand alsnog aan de kustzone toegevoegd, met als gevolg progradatie. Belangrijkste argumenten zijn de korrelgrootteverdeling in de boorkernen van de uitbouwende kustserie waaruit Van Straaten wel moet concluderen dat tenminste 50% van het zand door dwarstransport uit de Noordzee op de kust is gebracht en de kusthelling in het Subboreaal die veel vlakker zou zijn dan de huidige. De gereconstrueerde kusthelling is gebaseerd op de erosiegrens van de kustopeenvolging en de oudere afzettingen en de pollenzones zoals die

in de raaiboringen bij Scheveningen voorkomen.
Nationaal (Kohsiek, 1985) en internationaal (Swift et al., 1985; Niederoda et al., 1985) tonen aan dat kustwaarts dwarstransport van zand door golfwerking zo efficiënt is en zo snel verloopt dat een zeespiegelrijzing van 1 meter per 100 jaar weinig invloed heeft op het evenwichtsprofiel van de kusthelling. Voorlopige C14 dateringen van schelpenmonsters verzameld door Van der Valk in het kader van onderdeel 6 van het activiteitenplan van de taakgroep 5000 suggereren dat de kusthelling gedurende het Subboreaal veel steiler is dan aangenomen wordt door Van Straaten en dat zijn uitgangspunten (zie boven) anders geinterpreteerd moeten worden (erosiegrens) of minder betrouwbaar zijn (pollenzones).
De nieuwe raai boringen in de kustopeenvolging bij Haarlem bevestigen in grote lijnen de korrelgrootteverdeling zoals die ook door Van Straaten bij Scheveningen gevonden werd, hetgeen betekent dat Van Straaten's conclusies t.a.v. de herkomst van het zand onverminderd overeind blijven staan.
Conclusie: positieve zeespiegelrijzing (of de verandering in snelheid van zeespiegelrijzing), hoe belangrijk ook voor de positie van de kust in de tijd, speelt geen overheersende rol bij de vraag waarom de Hollandse kust tussen 5000 en 3000 B.P. uitbouwt, mits de externe condities (golf- en getijklimaat; bronnen en putten) niet veranderen. Een groot gedeelte van het zand van de prograderende kust komt uit de Noordzee.

ad 2 Een verandering van de hydraulische omstandigheden langs de kust zou belangrijke effecten kunnen hebben op het kustgedrag, maar deze veranderingen zijn niet of alleen maar indirect aan te tonen.

ad 2a Niets is bekend over het golfklimaat in het verleden. Theoretisch kan gesteld worden dat door verdieping van de gemiddelde golfbasis en dus een toename van de gemiddelde golfhoogte, meer zand beschikbaar komt voor dwarstransport. Dit zou een terugschrijdende kust kunnen veranderen in een uitbouwende kust. Doorgaande zeespiegelrijzing (tussen 5000 en 3000 B.P nog altijd zo'n 2 m) zal dit effect snel teniet doen, zodat opnieuw de golfhoogte zal moeten toenemen.
Een verandering in de gemiddelde windrichting zou het langstransport sterk beinvloeden.

ad 2b Door Beets en anderen is er meermalen op gewezen dat een verandering in het getijdeklimaat, te weten een vermindering het het getijverschil tussen ruwweg 5500 en 4500 B.P., het gedrag van de Hollandse kust uitstekend zou verklaren. Op basis van de opbouw van het Holocene pakket direct ten oosten van de strandwallen en de morfologische veranderingen die zich rond 5000 voltrekken, stellen zij dat de Hollandse kust voor 5000 een getijgedomineerde open kust was vergelijkbaar met een kust als de huidige Duitse bocht. Het zand opgeslagen in de platen van een getijgedomineerde kust zou voldoende zijn om een golfgedomineerde kust een aantal kilometers uit te laten bouwen.

Reconstructie van het gedrag van de getijgolf bij lagere zeespiegelstanden uitgaande van de bathymetrie van de huidige Noordzee laat zien dat de getijverschillen afnemen bij lagere zeespiegel.

Conclusie: Een belangrijke omslag in golfklimaat zal duidelijke effecten op de kust hebben, maar kan moeilijk verklaren waarom de progradatie zich uitstrekt over 2000 jaar.

Een belangrijke verandering in getijdeverschil wordt gesuggereerd door de geologische gegevens, maar wordt niet ondersteund door modellering van het getijdeklimaat op basis van de vorm en bathymetrie van de huidige Noordzee.

ad 3 Voor zover bekend, heeft het zand van de schone Hollandse kust tot Bergen (NH) ruwweg een samenstelling die overeenkomt met dat van de Rijn (Eisma, 19). Dat wil niet zeggen dat het zand tijdens het Subboreaal door de rivieren is aangevoerd; een deel of alles kan geremanieerd Rijnzand zijn, meegebracht door de rivier tijdens het Weichselien, Laat-Glaciaal en Vroeg-Holoceen.

Op dit ogenblik voert de Rijn jaarlijks ruwweg 200.000 m^3 zand Nederland binnen. Voor de Maas moet dit in dezelfde grootte liggen. Als in het verleden de aanvoer hetzelfde is geweest, dan zal tussen 5000 en 3000 B.P. de aanvoer van de riveren juist voldoende zijn geweest om de zeespiegelstijging te compenseren: de Subboreale stroomgeul van de Rijn (de Ouder Rijn) bevat ongeveer 500 x 10^6 m^3 zand. Weliswaar was het verhang 5000 B.P. iets groter dan de huidige maar het is de vraag of dat veel effect zal opleveren in het middenbereik van de rivieren. In het Subboreaal (5000-3000 B.P.) bereikt de loofbosvegetatie in het stroomgebied van de rivieren zijn optimum en is de ontbossing door

middel van kappen en branden door onze voorouders nog nauwelijks op gang gekomen. Erosie zal door het gesloten vegetatiedek gering geweest zijn. Het is daarom onwaarschijnlijk dat de rivieren een grotere hoeveelhied zand naar zee zouden brengen. Een andere externe bron van zand zou het Nauw van Calais en het Kanaal kunnen zijn. Er bestaan geen aanwijzingen dat het zand voor de uitbouw van de kust hier vandaan komt, maar de mogelijkheid kan niet geheel uitgesloten worden. Langstransport zou dan de belangrijkste transportfactor zijn (zie 2a).
Conclusie: Het is onwaarschijnlijk dat de omslag van terugschrijden naar aanwas verklaart kan worden door veranderingen in de bronnen van het zand; echter, door het ontbreken van gegevens, kan herkomst van het zand uit het zuiden niet geheel uitgesloten worden.

Samenvattend kunnen wij stellen dat de verandering langs de schone Hollandse kust van terugschrijdend naar uitbouwend rond 5000 B.P. niet het gevolg is van de afname in snelheid van zeespiegelstijging, maar van een verandering in de hydraulische condities langs de kust.
Een verandering in golfklimaat en vooral een verandering in overheersende windrichting van W naar ZW zou een deel van het zand nodig voor de uitbouw, kunnen verklaren, als wij een hypothetische zandbron in het zuiden aannemen. Echter, zoals reeds door Van Straaten (1965) is aangetoond en nu weer bevestigd door de raai boringen van Van der Valk, werd een groot gedeelte van het zand van de strandwallen uit de Noordzee aangevoerd en door dwarstransport aan het strandwallencomplex toegevoegd. Om dat te verklaren is een verandering in golfklimaat onvoldoende.
Een verandering in kustmorfologie ten gevolge van een verandering in getijdeklimaat geeft een goede verklaring voor de zandbron voor de uitbouwende kust en is verder in overeenstemming met de geologische gegevens. Dat deze conclusie niet bevestigd wordt door de modellering van het getijklimaat bij lagere zeespiegelstanden in de Noordzee zou mogelijk verklaart kunnen worden door een keuze van de randvoorwaarden, met name de bathymetrie van de Noordzee voor 5000 B.P.
Omdat bovenstaand denkmodel veelbelovend lijkt te zijn zal veel van het werk van de Taakgroep 5000 in 1987 gericht zijn op dit probleem.

Modelvorming.

1. Inleiding.

De ligging van het tracé bezuiden Haarlem is een andere dan de ligging van de raai van Van Straaten. Gebleken is dat onder de strandwalafzettingen een dik pakket Afzettingen van Calais aanwezig is, waarvan de onderzijde plaatselijk dieper ligt dan elders en in ieder geval behoorlijk ingesneden in de Pleistocene afzettingen. De verschillen worden geweten aan plaatselijke verschillen in de eroderende werking van de geulen waarin de Afzettingen van Calais zijn terecht gekomen.

2. Voorlopig is de ondergrens van de Spisula-voorkomens geinterpreteerd als de grens tussen de Afzettingen van Calais en de Strandwalafzettingen. Deze grens valt samen met de ondergrens van de onderste coarsening-up sequentie (sensu Van Straaten, 1965) (fig. 1) (interpretatie 1).
Ter discussie moet staan of deze grens wel de onderzijde van de strandwalafzettingen is. Deze ondergrens zou ook gevormd kunnen worden door de onderzijde van de bank van Van Straaten. De onderste fijnkorrelige zone zou dan geinterpreteerd moeten worden als een Noordzee-bodem, in de tijd behorend bij de Afzettingen van Calais (fig. 2). De onderste fijnkorrelige afzettingen zouden in dit licht wel eens dezelfde kunnen zijn als (een deel van) de fijnkorrelige afzettingen die in de Noordzee veelvuldig worden aan getroffen en als de 'Oude Wadafzettingen' betiteld worden.
C 14 analyse zal moeten uitwijzen of deze interpretatie juist is. De analyses moeten C 14 getallen opleveren van voor of rond 5000 y BP.

Als sterk argument voor een interpretatie 2 van de onderste fijnkorrelige afzettingen als een 'Calais'-Noordzeebodem wordt gezien de omstandigheid dat in de Haarlem -raai een aanzienlijke dikte van dit soort afzettingen (met Spisula erin) vlak achter een erosierest van waarschijnlijk Laat-Weichselien of Vroeg-Holocene fluviatiele afzettingen te vinden is.
Als negatief argument kan gelden dat een Noordzee-bodem behorend bij de Afzettingen van Calais nog moeizaam is aangetoond, of het moeten de bovengenoemde Oude Wadafzettingen zijn. Die Calais-zeebodem moet toch ergens liggen.

Uiteidelijk hoeft geen van beiden opvattingen juist te zijn. Immers, bij de achterste, oudste strandwal hoort ook een Noordzee-bodem.
Het zal duidelijk zijn dat de argumentatie naar interpretatie 2 voor de Afzettingen van Calais valt of staat met het geologisch ontwikkelingsmodel van de strandwalgordel. Bij het model 'VanStraaten' is de hier



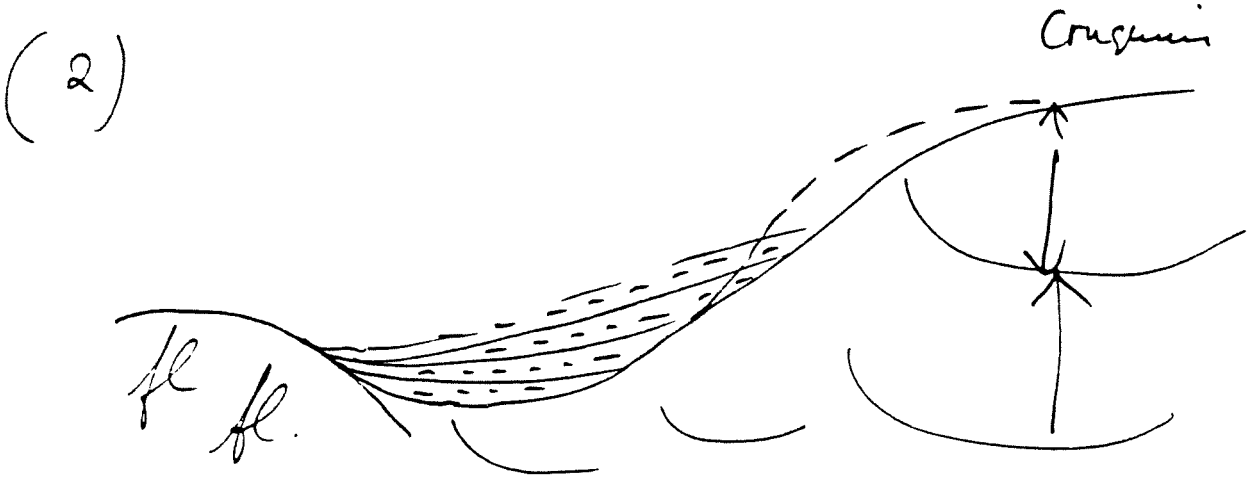
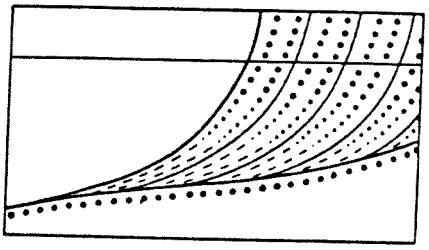


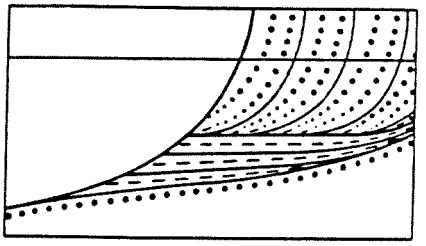
fig 1

gevolgde redenatie naar interpretatie 2 niet mogelijk.

3. Laten we de draad oppikken waar Van Straaten hem heeft neergelegd. Van Straaten's uitgangspunten worden het best weergegeven met zijn volgende figuurtje.



1



2

Hij moest kiezen tussen 1 en 2.Op grond van de toendertijd ter beschikking staande gegevens werd gekozen voor 2;een overstepping model van de oude banken.Merkwaardige elementen in 2 zijn:

1. het veronderstellen van het bestaan van een zeer ondiepe(<6m) Noordzee- met daarmee samenhangend
2. het bestaan van hoge banken voor de kust die geologisch niet aan te tonen zijn.

Alternatief model zou kunnen zijn 1.

Argumenten:Harstenhoek-raai(westelijke uiteinde van de Haagse raai van Van Straaten):25 boringen op boorafstanden van ca 25 m leverden veel detailinformatie.De onderzeese bank bleek zelf relief te vertonen met korte amplitude.Relief van 2 à 3 m,met steile kanten in de landwaartse richting.

Suggestie:bank tegen bank in de diepte,uitbouwend naar het W.Is in tegenstelling tot 2.Een C 14 datering aan de onderzijde van de 'ondiepe zeebodem'(verwachtte ouderdom ca 4500,verkregen ouderdom ca 3900 BP)suggereerthet bestaan van doorgaande gradienten ,door de de ondiepe zeebodem heen. Is ook in tegenstelling met 2-daar wordt immers verondersteld dat uitbouw plaatsvindt over de ondiepe zeebodem heen.

Haarlem-raai.De onderzeese bank vormt geen doorlopende zone van grove korrels in het gehele profiel.In het uiterste Westen ligt de

onderzeese bank direct over een Laat-Weichselien of Vroeg-Holoc
erosie-rest.Dus geen onderste fijne zone tussen deze twee.Dit r
totaal niet met 2.

4.Samenvattend kunnen we een volgend model van uitbouw suggereren.



APPENDIX I

13-04-1987

HYPOTHESEN

Begin april zijn door H. Wind een aantal hypothesen geformuleerd met het doel een eerste aanzet te geven tot de algemene hypothesevorming. Deze hypothesen zijn door de literatuurgroep (Kolpa, Stolk, Wiersma en Zitman) aangepast en uitgebreid. De hier gegeven lijst is niet definitief en kan vanuit de taakgroepen aangevuld worden.

Taakgroep 5000

1) Met het stijgen van de zeespiegel wordt sediment van dieper water naar ondiepere delen gevoerd. Als de stijging van de zeespiegel afneemt kunnen, door de aanvoer van sediment uit dieper water, duinen gevormd worden.

2) De strandwal wordt gevormd door de herverdeling (afbraak delta) van riviersedimenten langs de kust door middel van golfgedreven langstransport.

3) De hollandse kust is een gesloten systeem over een periode van 100-200 jaar, als de grenzen gekozen worden bij:
   a) Het duinafslagprofiel
   b) Buitenzijde brandingszone en hoogwaterlijn
   c) Zeezijde aktieve wig en 20 m landwaarts van hoogste punt zeereep
   d) Zeezijde aktieve wig en zeeniveau landwaarts van duinen of zeekering.

4) Gedrag en ontwikkeling van de kust worden bepaald door veranderingen in getijamplitude.

5) De netto zeespiegelstijging heeft een dominante invloed.

Taakgroep 1000

1) Fluktuaties van het zeeniveau zijn van groot belang.

2) Menselijke invloed is plaatselijk en tijdelijk van grote invloed geweest.

3) Onder een konstant zeeniveau en golfklimaat neemt het sedimentvolume in de kuststrook af. Daardoor neemt de kans op doorbraken toe.

4) Onder een konstant zeeniveau en golfklimaat neemt het sedimentvolume in de kuststrook toe. Daardoor neemt de kans op inbraken af.

5) Differentiele tektoniek leidt tot verschillen langs de kust.

6) De jonge duinvorming hangt samen met zeespiegelfluctuaties die een periode hebben van 100-200 jaar en een grootte van ongeveer een meter.

7) Het gedrag van de hollandse kust wordt bepaald door "shoreface connected ridges".

8) Grootschalige kustontwikkeling wordt bepaald door paleorelief.

Taakgroep 100

1) De staande golven, met een toenemende amplitude, langs de kust, die te herkennen zijn in duinvoet, hoog- en laagwaterlijn, worden veroorzaakt door menselijk ingrijpen.

2) De kustontwikkeling wordt gedomineerd door golfgedreven langstransport (kustdrift).

3) Er is sprake van sedimentaanvoer over de zeewaartse begrenzing van de kuststrook als gevolg van getij-geinduceerd transport.

4) Er is sprake van sedimentafvoer over de zeewaartse begrenzing van de kuststrook als gevolg van getij-geinduceerd transport.

5) De dagelijkse gang van golven en getij zijn niet van belang; alleen extremen bepalen de kustontwikkeling.

6) Extreme situaties zijn niet van belang; alleen de dagelijkse gang van golven en getij bepaalt de kustontwikkeling.

7) De samenhang tussen de korrelgrootte-verdeling en de kusthelling is van dominant belang voor de vorm en ontwikkeling van de kust.

8) Grootschalige kustontwikkeling wordt niet bepaald door de gradient in het langstransport, maar door variaties langs de kust in het dwarstransport.

9) Niet zozeer het kortgolvige, windgedreven, golf- en stromingstransport, maar het langgolvige, door getijde en deining bepaalde transport bepalen de grootschalige kustontwikkeling.

KUSTGENESE

GROOTSCHALIGE VORMING EN ONTWIKKELING VAN DE NEDERLANDSE KUST

VORMING EN TOETSING VAN HYPOTHESEN

RIJKSWATERSTAAT, RIJKS GEOLOGISCHE DIENST, RIJKSUNIVERSITEIT UTRECHT,
TECHNISCHE UNIVERSITEIT DELFT, UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM,
VRIJE UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM, WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

FASE 1 1987 DEELRAPPORT III

DEELRAPPORT 3

LITERATUURSTUDIES GROOTSCHALIGE PROCESSEN

SAMENGESTELD DOOR

A. Stolk

J. Wiersma

T.J. Zitman

VOORWOORD

In het kader van het project Kustgenese is door Rijkswaterstaat, de Rijks Universiteit Utrecht en het Waterloopkundig Laboratorium een literatuurstudie uitgevoerd. Met deze literatuurstudie wordt beoogd een overzicht te krijgen van in de literatuur genoemde faktoren die van invloed (kunnen) zijn op grootschalige (in plaats en tijd) kustontwikkeling, de grootheden die hierbij een wezenlijke rol spelen en de morfologische veranderingen die hiermee samenhangen. De literatuurstudie heeft tot doel een bijdrage te leveren aan de hypothesevorming en het veldonderzoek.
In dit deelrapport zijn twee delen van de literatuurstudie bijeen gebracht. In het deel 'Hypothesen Kustgenese' (Stolk en Wiersma) worden de door de taakgroepen opgestelde hypothesen besproken en beoordeeld. Dit deel is separaat uitgebracht als nota GWAO-87.028. Het deel 'Processen' (Zitman) geeft een overzicht van physische processen die een rol spelen bij de morfologische veranderingen ten gevolge van de waterbeweging. Beide delen geven naast inhoudelijke informatie een ruime literatuuringang voor verdere studie. De genoemde literatuur is voor een belangrijk deel reeds opgenomen in het VW-LIS literatuurbestand. De tot de literatuurstudie behorende nota 'Literatuuroverzicht Kustgenese' (Kolpa) is samengesteld uit gegevens uit VW-LIS. De nota is uitgebracht door Rijkswaterstaat onder nummer GWBX-87.006. Dit overzicht dient voortdurend te worden aangevuld met nieuwe literatuur. Attendering op van belang zijnde literatuur binnen onze groep blijft een doorgaand proces. Het is van groot belang om gebruik te maken van bestaande kennis alvorens te investeren in nieuw onderzoek.
Voor een goed toegankelijke documentatie is niet alleen een goede literatuuringang nodig, maar moet men ook daadwerkelijk over deze literatuur kunnen beschikken. Het ligt in de bedoeling dat alle in de literatuurstudies vermelde literatuur bij de Afdeling Bibliotheek en Documentatie van Dienst Getijdewateren aanwezig is. Deze Afdeling zal als kontaktadres fungeren voor het opvragen en toevoegen van literatuur.

GROOTSCHALIGE PROCESSEN

Literatuurstudie Hypothesen Kustgenese

INHOUD

		blz.
	TAAKGROEP 5000	
1)	strandwal (dwarstransport)	2
2)	strandwal (langstransport)	6
3)	getijamplitude	9
4)	netto zeespiegelrijzing	15
	TAAKGROEP 1000	
1)	fluktuaties zeeniveau	16
2)	menselijke invloed	29
3/4)	konstant zeeniveau en golfklimaat	35
5)	differentiële tektoniek	36
6)	jonge duinvorming	40
7)	shoreface connected ridges	45
8)	paleomorfologie	54
	TAAKGROEP 100	
1 - 6)		57
7/8)	getij-geïnduceerd transport	59
9/10)	dagelijkse gang en extremen	61
11)	kusthelling en korrelgrootte	64
12)	lange golven	70
	LITERATUUR	77

TAAKGROEP 5000

1) Met het stijgen van de zeespiegel wordt sediment van dieper water naar ondiepere delen gevoerd. Als de stijging van de zeespiegel afneemt, kunnen door de aanvoer van sediment uit dieper water strandwallen en duinen gevormd worden.

De opvatting dat de Nederlandse barrièrekust ontstaan is door dwarstransport wordt al verdedigd door Timmermans (1939). Hij stelt dat tijdens de zeespiegelrijzing in het Holoceen door het kustwaarts golftransport voortdurend een strandwal gevormd wordt. Bij doorgaande stijging van het zeeniveau zal deze strandwal steeds verplaatst worden.

Bij een dergelijk 'buldozeren' (Hageman,1969) van de zee kan het zelfs tot duinvorming komen (fig.1;Pye,1984).

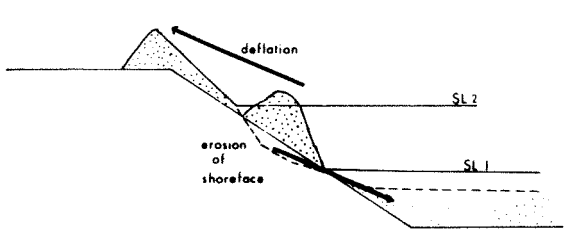


Fig.1 Duinvorming bij stijgende zeespiegel (Pye,1984)

Ook bij de huidige stijging van het zeeniveau kan een strandwal op een dergelijke manier gevormd worden. In een baai aan de oostkust van Denemarken is gedurende de laatste eeuw een strandwal ontstaan (fig.2). Bij een microgetijderegiem en lage golfenergie werd het vlakke profiel steiler door kustwaarts zandtransport. De strandwal wordt hierbij kustwaarts verplaatst (Christiansen et al.,1985).

Een vertraging in de zeespiegelrijzing is volgens Timmermans (1939) niet nodig voor het vormen van strandwallen, maar bij een verminderde zeespiegelstijging zal de strandwal zich kunnen stabiliseren. De plaats waar de strandwal tot rust komt wordt bepaald door de helling en de golfhoogte. Bij voldoende sedimentaanvoer kan de kust vervolgens uitbouwen.

Deze opvatting komt overeen met de rekonstruktie van de kust, zoals die door verschillende geologen wordt gegeven (fig.3; Pons et al.,1963; Van Straaten,1965;Hageman,1969;Van Staalduinen,1979 ;Jelgersma et al., 1979;Zagwijn,1986). De barrière was echter niet voortdurend gesloten, rond 5300 BP was er een tamelijk open kust (Zagwijn,1986;Beets et al.,

in prep.).

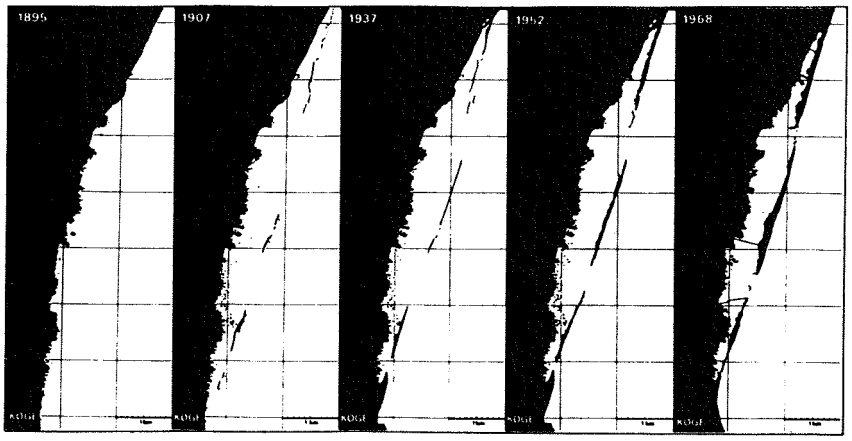


Fig.2 Strandwalvorming Oost-Denemarken (Christiansen et al.,1985)

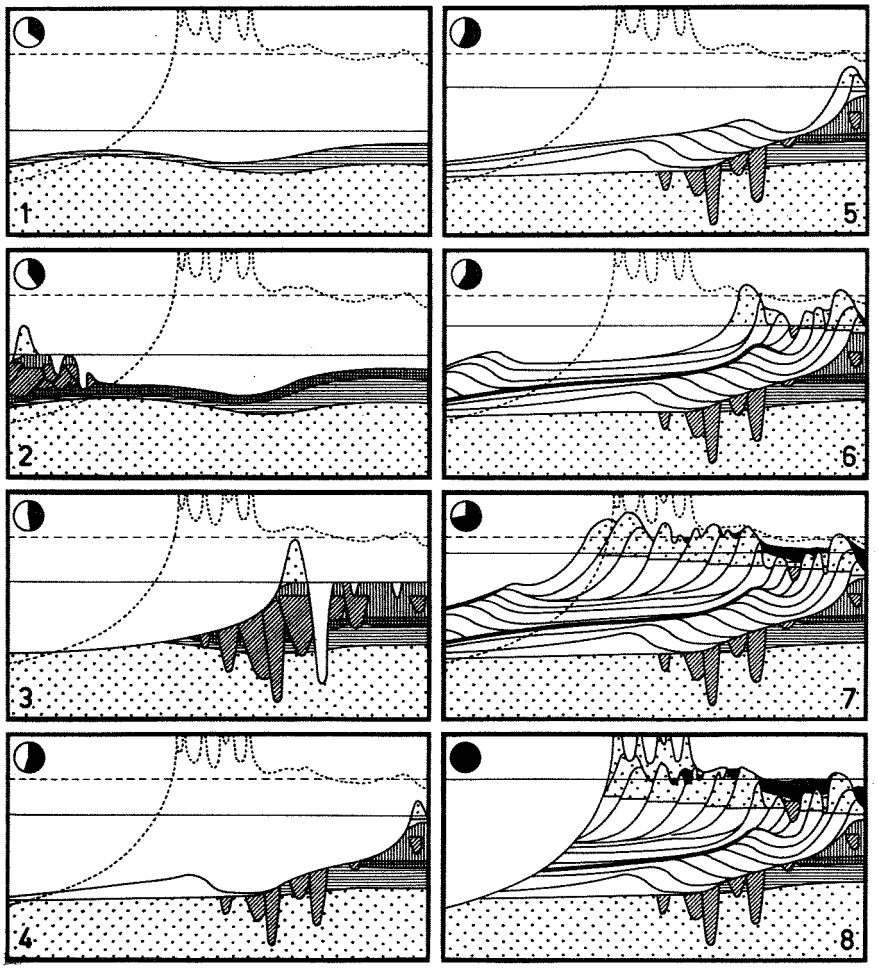


Fig.3 Kustontwikkeling (Van Straaten,1965)

Van Straaten (1965) wijst op het belang van de geringe kusthelling (1:450) aan het eind van het Atlanticum. Hierdoor kan na een vertraging in de zeespiegelstijging veel zand uit zee naar de strandzone gebracht worden. Hij meent dat door dit dwarstransport bijna de helft van het zand aangevoerd is. De rest door langstransport onder invloed van een klimaat met vooral winden uit het zuiden en zuidwesten.

De meest oostelijke strandwal aan de Nederlandse kust werd omstreeks 5000 BP gevormd. Direkt na het ontstaan werd de strandwal opgehoogd door duinvorming. Begroeiing van het duin voorkwam dat de barrière bij verdergaande zeespiegelstijging doorbroken werd (Zagwijn,1986).

Het begin van de uitbouw moet in deze visie samengaan met een knik in de zeespiegelkurve. De relatieve zeespiegelkurve voor de Nederlandse kust van Van de Plassche (1982) vertoont een knik op 3750 v.Chr. (fig.4). Hij brengt deze vertraging in verband met het begin van de kustuitbouw. De kurve vertoont meer van dergelijke knikken; rond 3100, rond 2050 en rond 1100 v.Chr. Jelgersma et al. (1979) stellen het ontstaan van de meest oostelijke strandwal op kort na 5000 BP (3780 v.Chr.). Een tweede fase volgde van 4200 - 3500 BP (2840 - 1860 v.Chr.).

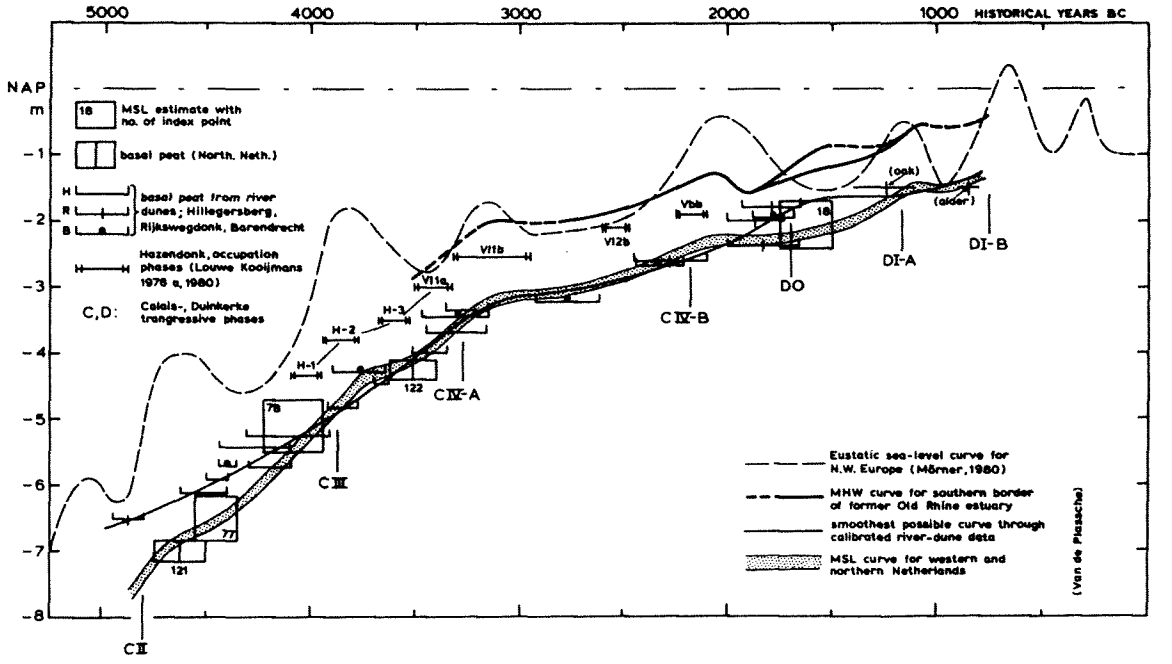


Fig.4 Relatieve zeespiegelkurve (Van de Plassche,1982)

Een vergelijkbare ontwikkeling is bekend van de oostkust van Australië. De relatieve zeespiegelstijging is daar rond 6000 BP vrijwel tot stilstand gekomen. Het vlakke kustprofiel werd vervolgens omgewerkt

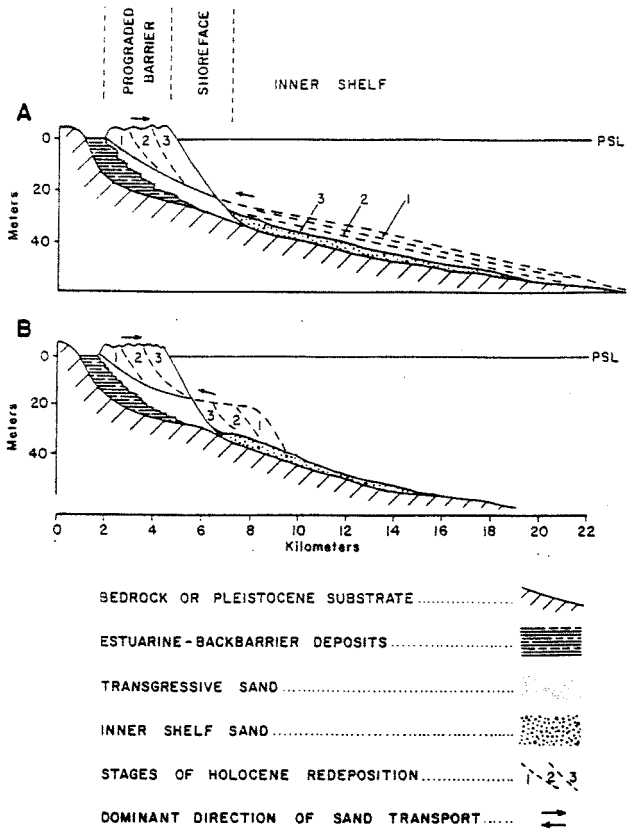


Fig.5 Twee vormen van kustuitbouw (Roy & Thom,1981)

tot een steil profiel dat meer in evenwicht was met het heersende golfklimaat. Door het hierbij vrijkomende zand werd de kust uitgebouwd (fig.5;Roy & Thom,1981).

De hypothese wordt door de literatuur ondersteund.

2) De strandwal wordt gevormd door de herverdeling (afbraak delta) van riviersedimenten langs de kust door middel van golfgedreven langstransport.

Het idee dat de Rijn een grote delta gevormd heeft voor de kust is geopperd door De Jong (1962). Op grond van een rivierbedding bij Schiedam en de fossiele strandwallen bij Monster en Schouwen werd een rekonstruktie getekend (fig.6). Deze delta zou tussen 2300 en 500 v.Chr. bestaan hebben.

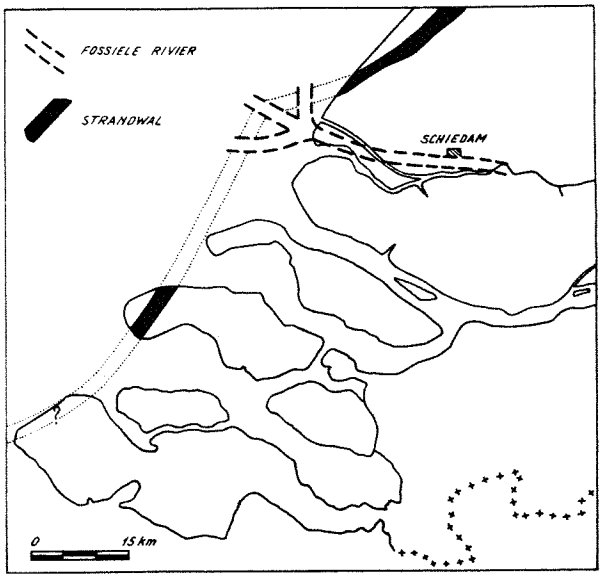


Fig.6 Veronderstelde delta (De Jong,1962)

Door andere geologen die zich met het kustgebied hebben bezig gehouden, wordt dit idee niet overgenomen (Pons et al.,1963; Hageman,1969;Van Staalduinen,1979;Jelgersma et al.,1979). Van Straaten (1965) veronderstelt een sedimentbron voor langstransport in omgewerkte afzettingen van een subboreale delta (5000-3000 BP).

Een delta wordt opgebouwd, als de aanvoer van materiaal door de rivier de afvoer van dit materiaal door mariene processen overtreft. Dit betekent dat er voortdurend materiaal beschikbaar is voor mariene processen, zoals langstransport. De sedimentbron is niet pas aanwezig als de delta afgebroken wordt, maar vanaf het moment dat de rivier op die plaats voldoende zand aanvoert.

De delta vormt een buffervoorraad, waardoor nog enige tijd zand beschikbaar blijft voor mariene processen, nadat de aanvoer door de rivier is afgenomen of gestopt. Pas als de deltazanden opgebruikt zijn, zal dat negatieve invloed hebben op de kustvorming. Het moment van

beginnende afbraak van de delta is van minder belang voor het langstransport. Wel zal de lokale morfologie in de omgeving van de delta vanaf dit moment sterke veranderingen ondergaan.

Voor het berekenen van transporten is het van belang om de lengte van de periode tussen twee tijdstippen te kennen. Geologische dateringen worden meestal uitgedrukt in C14-jaren. De hoeveelheid C14 in de atmosfeer is niet konstant geweest. Een bepaalde periode kan daardoor een aantal C14-jaren bevatten dat sterk afwijkt van het aantal zonnejaren. Het uitdrukken van geologische gebeurtenissen in C14-jaren kan een vertekend beeld geven van de duur van een geologisch proces (Zagwijn,1983).

In tabel 1 is het verband aangegeven tussen C14-jaren en zonnejaren in tijdstappen van 100 C14-jaren. De tabel is gebaseerd op de kalibratiekurven van Stuiver & Pearson (1986) voor de periode van 1000 - 2400 BP, van Pearson & Stuiver (1986) voor 2400 - 3900 BP en van Pearson et al. (1986) voor 3900 - 5000 BP. Van de laatste kurve is geen gefilterde versie beschikbaar. De waarden in de tabel voor deze periode zijn minder nauwkeurig.

Tab.1 C14-jaren versus zonnejaren (1000 - 5000 BP)

C14 - jaren BP	zonnejaren AD/BC	C14 - jaren BP	zonnejaren BC
1000	1015	3100	1405
1100	950	3200	1480
1200	825	3300	1590
1300	700	3400	1715
1400	640	3500	1860
1500	570	3600	1960
1600	435	3700	2130
1700	360	3800	2250
1800	220 ↑	3900	2440
1900	100 AD	4000	2540
2000	10 BC	4100	2660
2100	135 ↓	4200	2840
2200	230	4300	2920
2300	385	4400	3040
2400	440	4500	3200
2500	765	4600	3360
2600	805	4700	3500
2700	850	4800	3580
2800	960	4900	3700
2900	1085	5000	3780
3000	1265		

In taakgroep 5000 is naar voren gekomen, dat de zandaanvoer door de rivieren in het Sub-Boreaal niet groter geweest zal zijn dan tegenwoordig (Wiersma,1987c). Een subborale delta kan nauwelijks bestaan hebben. Een eerder gevormde delta is onwaarschijnlijk vanwege de snelle zeespiegelrijzing in het Atlanticum. Met een stijging van ±50 cm/eeuw en een helling van ±1:450 was de kustachteruitgang ongeveer 250 meter per honderd jaar.

Vanuit de literatuur wordt het bestaan van een delta voor de kust niet bevestigd. De hypothese wordt niet ondersteund.

3) Gedrag en ontwikkeling van de kust worden bepaald door veranderingen in getijdeamplitude

Op grond van het tijverschil heeft Davies (1964) een indeling gemaakt van kusten met een micro- (<2 m), meso- (2-4 m) en macrogetijde (>4 m). Deze indeling is gekoppeld aan de morfologie van de kust. Bij microgetijde kusten komen langgerekte barrière eilanden voor en zijn er weinig zeegaten. Mesogetijde kusten worden gekenmerkt door korte, 'drumstick'vormige eilanden en veel zeegaten. Bij macrogetijde kusten komen geen barrière-eilanden voor, maar uitgestrekte wadden.

Hayes (1975;1979) heeft deze indeling uitgebreid met een aantal andere morfologische kenmerken (fig.7).

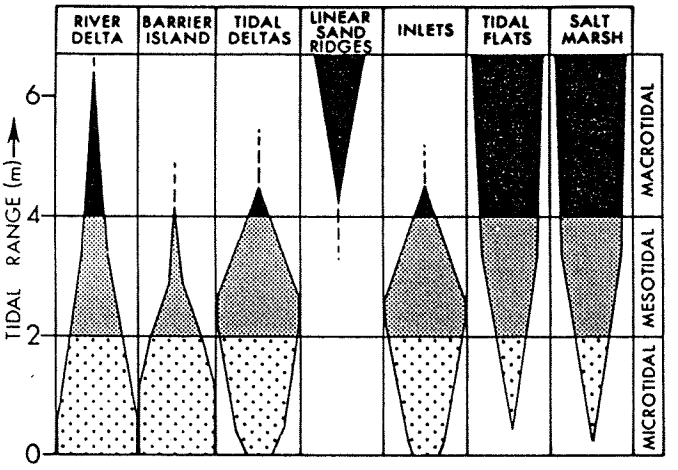


Fig.7 Kustmorfologie en getijdeamplitude (Hayes,1979)

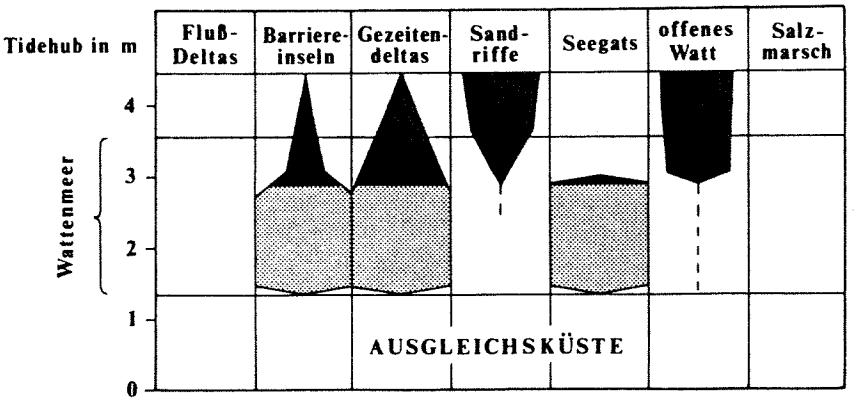


Fig.8 Kustmorfologie en getijdeamplitude, Noordzee (Ehlers,1985)

De morfologische indeling van Hayes is opgesteld voor de kust van de Verenigde Staten en is niet zonder meer toepasbaar op andere kusten.

In de Duitse Bocht bijvoorbeeld wordt de grens waarboven een 'macro-getijde' morfologie met een open waddenkust voorkomt, gevormd door een tijverschil van 2,9 meter (Ehlers,1985). De verhouding tussen getij-amplitude en kustmorfologie voor de zuidelijke Noordzee wordt weergegeven in figuur 8. Vanuit de Duitse Bocht wordt het tijverschil naar het noorden en westen kleiner en worden de eilanden langer (fig.9 en 10). De vorm van de eilanden hangt vooral af van de manier waarop het sediment het zeegat passeert, afhankelijk van de komberging en het golf-klimaat (Fitzgerald et al.,1984).

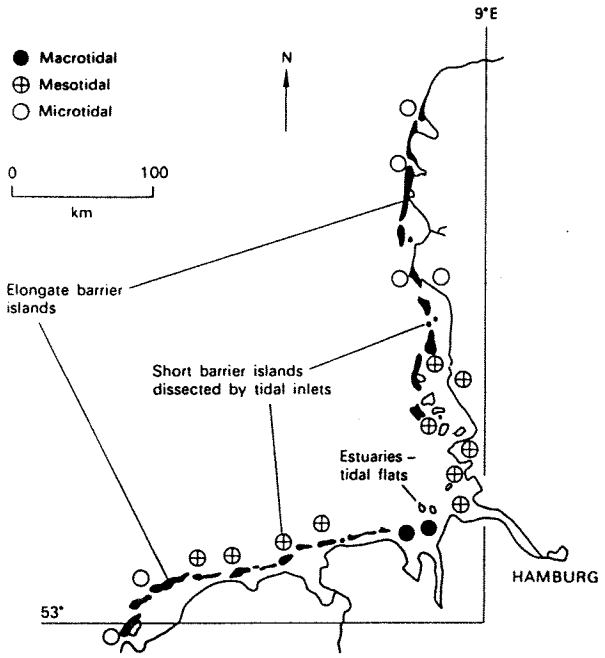


Fig.9 Getijdeamplitude Waddenkust (Eliott,1978;naar Hayes 1975)

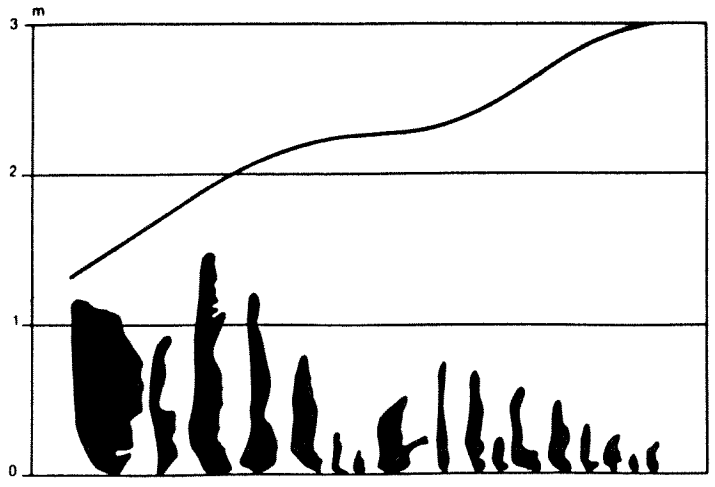
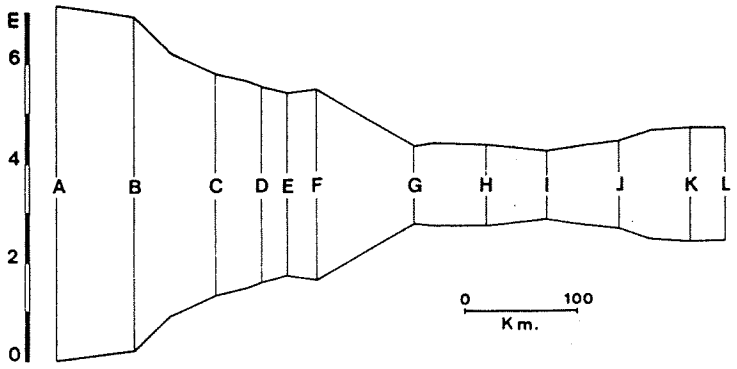


Fig.10 Tijverschil en eilanden, Noordzee (Wolff,1986)

Onder anderen Davis (in prep.) wijst erop dat ook bij een zeer kleine getijdeamplitude (60 cm) eenzelfde morfologie als bij mesogetijde kusten kan optreden, als de kust maar getij gedomineerd is. Dit houdt in dat bij beschouwingen over morfologie en tijverschil eigenlijk ook het golfklimaat betrokken moet worden.

De Hollandse kust, waar het getijverschil het kleinst is (Den Helder 137 cm; Hoek van Holland 169 cm) is gesloten. Ten zuiden van Hoek van Holland wordt het tijverschil groter en komen er weer zeegaten.



WATERHOOGTE VAN HET GETIJ (IN METERS) VOOR VERSCHILLENDE HAVENS TUSSEN LE TREPORT (A) EN ROTTUMEROOG (L)

B = Boulogne, C = Duinkerken, D = Oostende, E = Zeebrugge, F = Breskens, G = Hoek van Holland, H = IJmuiden, I = Den Helder, J = West-Terschelling, K = Schiermonnikoog.

Fig.11 Tijverschil langs zuidelijke Noordzeekust (Houvenaghel,1982)

Het verhaal gaat niet meer op als we nog verder naar het zuiden gaan en de Belgische en Franse kust erbij betrekken. De getijamplitude neemt toe naar het Nauw van Calais (fig.11), maar de kust van Cadzand tot Cap Gris Nez is vrijwel gesloten. Jelgersma (1985) schrijft dit toe aan menselijke ingrepen. Ook erosie van de klifkust van Cap Gris Nez en transport van het materiaal langs de kust kan een rol spelen (Leenders,1986). In het algemeen is ook de omvang van de bronterm van belang voor de kustontwikkeling.

Naast de invloed van het tijverschil op het aantal zeegaten langs de kust zijn er enkele faktoren die het funktioneren van een enkel zeegat bepalen. Smit (1987) noemt drie oorzaken van het verlanden van zeegaten :

a) het afzetten van grote hoeveelheden (kustdrift)materiaal in de geul tijdens zware stormen
b) de vorming of splitsing van zeegaten
c) verandering van het kombergingsoppervlak

Er bestaat een nauw verband tussen de oppervlakte van het kombergingsgebied, het getijvolume, de grootte van de buitendelta, het dwarsprofiel van de hoofdgeul en de verdeling van sedimenten in zeegat en vloedkom. Deze relatie kan verstoord worden door invloed van buiten, zoals zeespiegelstijging en veranderingen in de oppervlakte van het kombergingsgebied. Verandering van het kombergingsoppervlak heeft direkte invloed op de dwarsdoorsnede van de geul door het zeegat (Eysink,1979).

Na de afsluiting van de Lauwerszee is in het geulenstelsel tussen Ameland en Schiermonnikoog sterke sedimentatie opgetreden (35 miljoen m^3 in 5 jaar). Dit zand is vermoedelijk afkomstig van de aangrenzende Noordzeekuststrook en de buitendelta, die sindsdien in omvang is afgenomen. Berekend is, dat het meer dan 20 jaar duurt voor de situatie rond het zeegat in evenwicht is met een afgesloten Lauwerszee. In de vloedkom van het Marsdiep is sinds de afsluiting van de Zuiderzee 10 miljoen m^3 per jaar extra afgezet. De aanpassingstijd wordt hier geschat op 100 tot 200 jaar (Eysink,1979).

Omgekeerd kan een zeegat, waarvan de vloedkom een uitbreiding ondergaat, steeds groter worden. Leenders (1986) spreekt in dit verband van zelfgenezende en voortvretende inbraken. Bij een zelfgenezende inbraak treedt door voortdurende sedimentatie in de vloedkom tenslotte verzanding van het zeegat op. Bij een voortvretende inbraak wordt het kombergingsgebied voortdurend vergroot door aantasting van veengebieden door ontwatering en oxydatie. Dit proces eindigt pas als de grenzen van het veen bereikt zijn. Daarna gaat de voortvretende inbraak over in een zelfgenezende.

Er is de laatste jaren uitgebreid onderzoek verricht aan de huidige zeegaten tussen Den Helder en Texel (Sha,subm.;in prep.) en tussen Terschelling en Ameland (Lubberts & De Vos,1987). Ook de veranderingen aan de kust bij een plotseling afsluiten van een zeegat, zoals de morfologische veranderingen van de buitendelta's na afdamming in het kader van de Deltawerken, worden intensief bestudeerd (Kohsiek,1986;Van der Spek,1987). Door verband te leggen tussen de ontwikkelingen rond de huidige zeegaten en de ontwikkeling van de vroegere zeegaten in de schone Hollandse kust, wordt gepoogd het kustgedrag op lange termijn beter te begrijpen (Smit,1987).

Rond 5000 BP verandert de Hollandse kust van een regressieve in een uitbouwende kust. Deze verandering wordt wel in verband gebracht met de afname van de zeespiegelstijging van 50 cm/ 100 jaar in het Atlanticum

tot 10 cm / 100 jaar in het Subboreaal (Van Straaten,1965;Zagwijn,1986).

Tot ongeveer 5700 BP bestaat de Hollandse kust uit een lagune, afgesloten door een min of meer gesloten barrière. Na 5700 BP wordt de barrière afgebroken en ontstaat er een open waddenkust met talrijke zeegaten. In de paleogeografische rekonstruktie voor 5300 BP geeft Zagwijn (1986) vijf zeegaten aan tussen Hoek van Holland en Den Helder. Recente onderzoeken hebben aangetoond dat er zeven of acht zeegaten geweest zijn (Beets et al.,in prep.). De Hollandse kust lijkt in deze periode op die in de huidige Duitse Bocht.

Deze fase duurt enkele honderden jaren. Rond 5000 BP slibben de zeegaten dicht en vormt zich een strandwal, waarin slechts enkele zeegaten overblijven.

Het zou interessant zijn om na te gaan in hoeverre het door Leenders (1986) geschetste proces van voortvretende, gevolgd door zelfgenezende, inbraken in de periode van 5700 - 5000 BP heeft kunnen optreden. Het probleem hierbij is dat in de lagune in het Atlanticum laagveen voorkwam (Zagwijn,1986), dat minder gevoelig is voor aantasting door ontwatering en oxydatie dan het in het Sub-Boreaal gevormde hoogveen. Het is ook mogelijk dat hoogveen uit het Atlanticum door oxydatie vrijwel volledig verdwenen is, zoals ook met grote delen van het latere hoogveen gebeurd is (Borger,1975).

Volgens Beets (1986) is de verlanding van de zeegaten niet het gevolg van afname van de komberging, omdat de sedimentatieruimte na 5000 BP opgevuld wordt door afzetting van onderwaterkleien. Er is dus geen sprake van aan- en opslibbing, maar van opvulling van de vloedkommen. Op grond hiervan veronderstelt Beets (1986;et al.,in prep.) dat de kustuitbouw in het Sub-Boreaal een gevolg is van een morfologische verandering door variaties in de getijamplitude.

Een berekening van het getijverschil voor het jaar 5000 BP bij lager zeeniveau toont aan dat het tijverschil rond 5000 BP juist kleiner was dan tegenwoordig (Wind et al.,1986). Dit hangt samen met de verschuiving van de amfidromieën. Ook in Duitsland wordt gewerkt aan een numeriek model om veranderingen in het getijgedrag van de Noordzee vast te stellen (zie Rohde,1984). In een uitgebreide rekonstruktie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee heeft Franken (1987) aangetoond dat de getijamplitude langs de Hollandse kust rond 5000 BP tot 0.6 meter kleiner was dan tegenwoordig. Bij deze berekeningen zijn de gevolgen van een lagere zeespiegelstand voor het getij bepaald. Het blijkt dat de getijamplitude geleidelijk toeneemt met een geleidelijk stijgende zeespiegel.

Uit getijmetingen gedurende de laatste eeuw blijkt dat de stijging van het zeeniveau aan de Nederlandse kust (15-22 cm/eeuw) inderdaad gepaard gaat met een toename van het tijverschil (6-22 cm/eeuw) (De Ronde,1982;Van Malde,1984). Het is niet duidelijk of de gehele toename van de getijamplitude aan de stijging van het zeeniveau toegeschreven mag worden. Andere faktoren, waaronder menselijke invloed, spelen eveneens een rol.

Een andere faktor die voor de grootte van de getijamplitude van belang is, is de grootschalige variatie in de banen van de maan en de aarde om de zon. Deze geeft aanleiding tot veranderingen in de getijkracht die op de watermassa's wordt uitgeoefend. Lamb (1980) heeft een reeks van maxima en minima voor het tijverschil opgesteld. De periode van deze variaties is 1600 - 1800 jaar. Belangrijke maxima traden op rond 5450, 3850, 2200 en 527 BP en belangrijke minima rond 4750, 3150 en 1420 BP.

Het maximum bij 5450 BP, en het minimum bij 4750 BP, sluit goed aan bij de door Beets geopperde veranderingen in de getijdeamplitude. Vraag blijft hoe groot de door Lamb genoemde variaties waren en wat de invloed van de latere minima en maxima is geweest. Op deze vraagstelling wordt door Gerritsen (in prep.) nader ingegaan.

De studie van Franken (1987) toont aan dat rond 5000 BP langs de Hollandse kust eerder een microgetijderegiem heerste dan het macrogetijderegiem dat nodig is om de hypothese te ondersteunen. Uit dit onderzoek blijkt ook dat zich in de periode voorafgaand aan 5000 BP geen grote variaties in de getijamplitude hebben voorgedaan.

Zolang niet bekend is hoe groot de effekten zijn van de als randvoorwaarde gehanteerde geometrie en de niet door Franken (1987) gehanteerde randvoorwaarden, zoals de door Lamb (1980) genoemde astronomische variaties, moet de hypothese worden afgewezen.

4) De netto zeespiegelstijging heeft een dominante invloed.

Het is duidelijk dat de snelle zeespiegelrijzing van 10000 tot 5000 BP van ±60 meter een overheersende invloed op de ligging en vorm van de kusten van de zuidelijke Noordzee heeft gehad (Jelgersma et al.,1979).

Gezien het variabele gedrag van de kust na die periode, kan er van een dergelijke eenduidige invloed van de zeespiegelstijging in de laatste 5000 jaar niet gesproken worden.

TAAKGROEP 1000

1) Fluktuaties van het zeeniveau zijn van groot belang.

De rekonstruktie van de verandering van het zeeniveau sinds de laatste ijstijd (10.000 BP) heeft een verwarrende hoeveelheid kurven opgeleverd (fig.12). Er zijn kurven opgesteld voor de absolute beweging van de zeespiegel en voor de relatieve beweging ten opzichte van het land. Beide zowel globaal als regionaal.

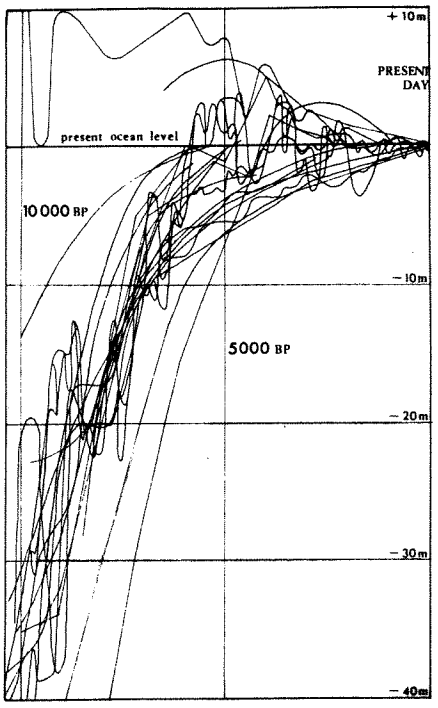


Fig.12 Zeespiegelkurven (Morrison,1976)

Het onderzoek werd enige tijd beheerst door het zoeken naar een kurve die een wereldwijde geldigheid bezat. Het achterliggende idee was, dat het zeeniveau bepaald werd door de hoeveelheid beschikbaar water. Deze hoeveelheid wordt bepaald door de massa van het water dat als ijs opgeslagen is in vergletsjerde gebieden. Verondersteld werd dat bij het afsmelten van het ijs het vrijkomende water gelijkelijk over de oceanen verdeeld werd. In stabiele gebieden op aarde of in gebieden waar de beweging van de aardkorst goed bekend is, zou zo de absolute zeespiegelbeweging bepaald kunnen worden. Inmiddels is duidelijk geworden, dat er geen absoluut stabiele gebieden bestaan en dat het smeltwater niet gelijk over de oceanen verdeeld wordt. Het zoeken naar een globale zeespiegelkurve wordt dan ook zinloos geacht (Newman et al.,1980;

Tooley,1985;Kidson,1986). Het onderzoek richt zich verder op regionale (Mörner,1980) of lokale (Van de Plassche,1982) kurven.

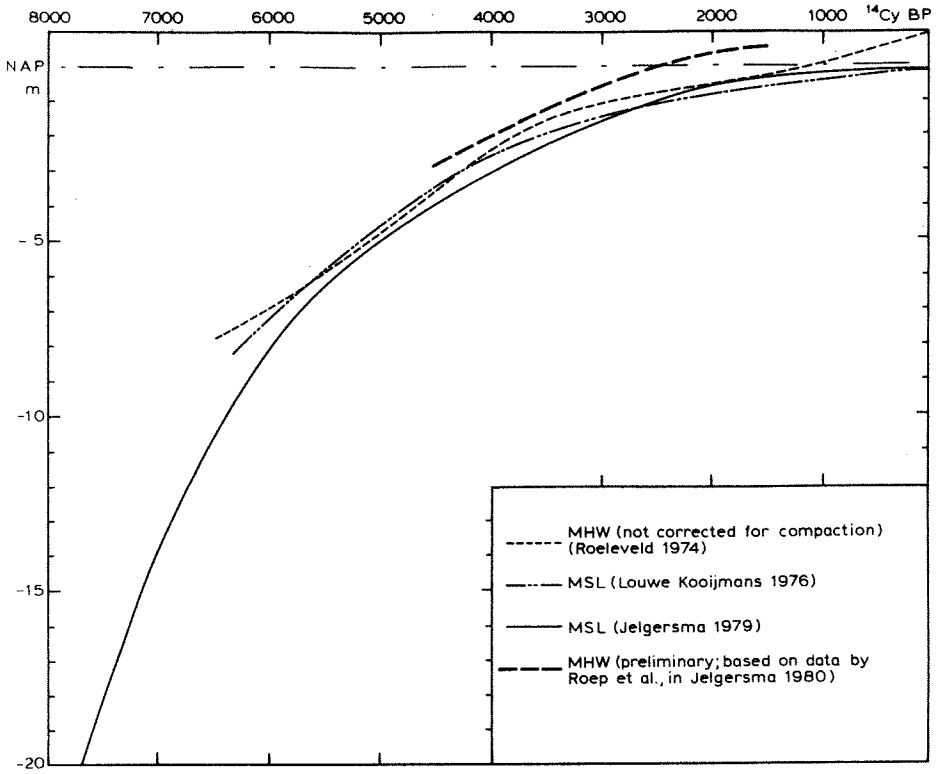


Fig.13 Relatieve zeespiegelkurven, Nederland (Van de Plassche,1982)

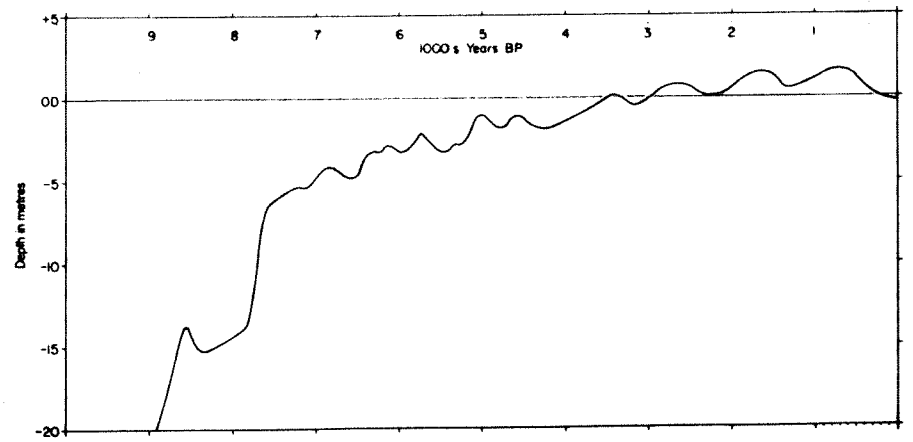


Fig.14 Relatieve zeespiegelkurve, Noordwest-Engeland (Tooley,1978)

De zeespiegelkurven zijn te onderscheiden in kurven die een gelijkmatig verloop hebben, zoals de kurven van Jelgersma (1979) en Louwe Kooijmans (1976), en kurven met een oscillerend karakter, zoals die van Tooley (1978) en Mörner (1980) (fig.13,14 en 15). De kurve van Van de Plassche (1982) is wat betreft het deel na 5000 v.Chr. een

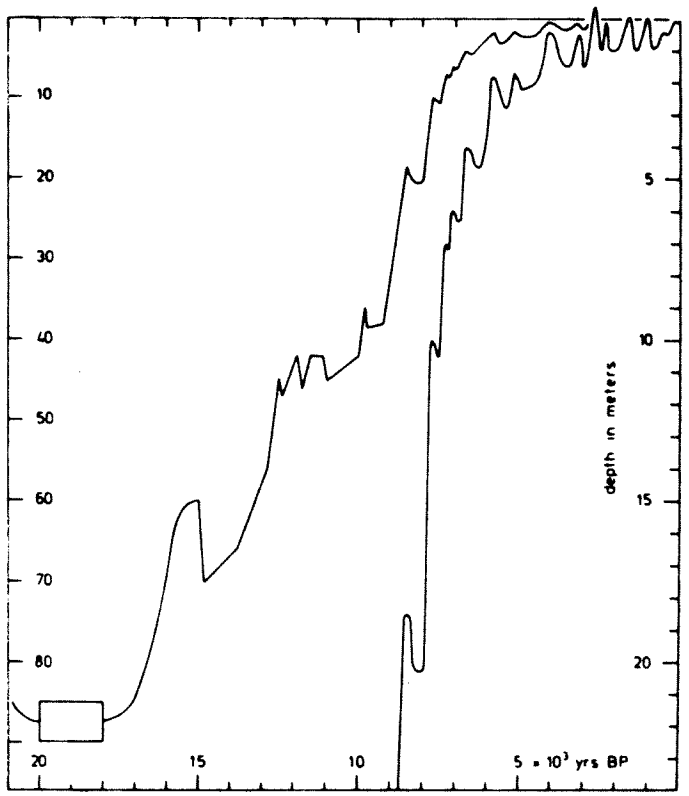


Fig.15 Absolute zeespiegelkurve, Noordwest-Europa (Mörner,1980)

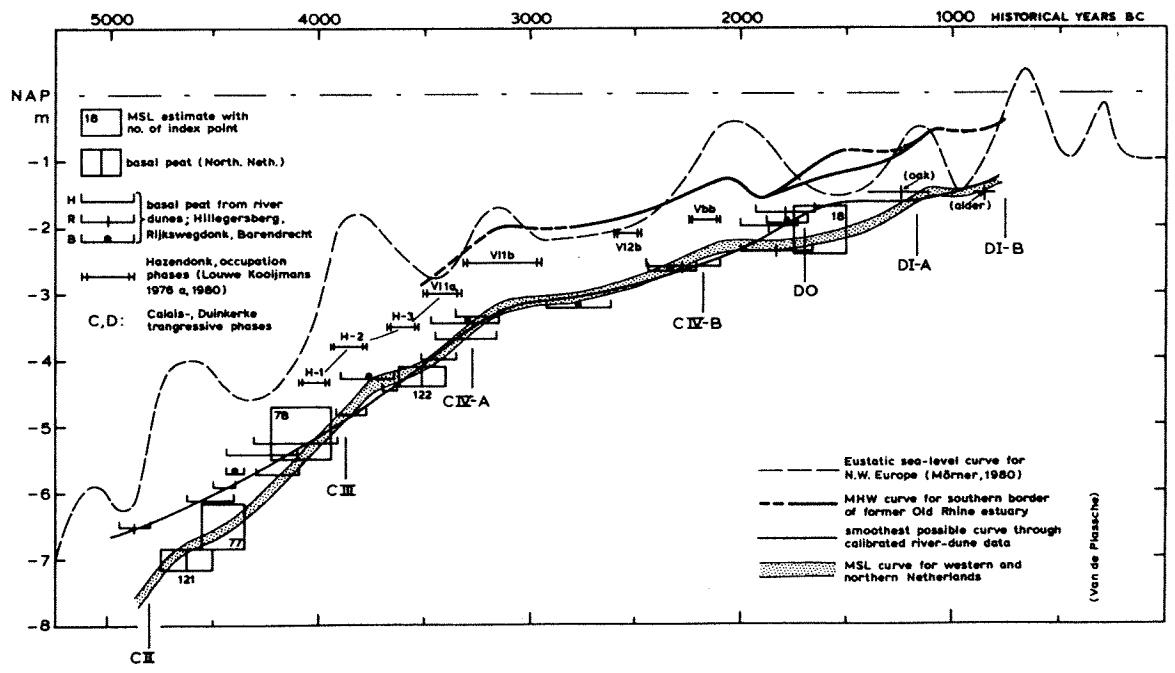


Fig.16 Relatieve zeespiegelkurven, Nederland (Van de Plassche,1982)

voorbeeld van een kurve waarin de stijging van het zeeniveau niet gelijkmatig verloopt, maar een afwisseling laat zien van perioden met langzame en snelle stijging. Een daling van het relatieve zeeniveau komt er niet in voor. Wel is er een opvallende korrelatie met de kurve van Mörner (1980) (fig.16).

Veranderingen in het relatieve zeeniveau worden veroorzaakt door veranderingen in een aantal andere grootheden. Deze zijn te onderscheiden in eustatische, tektonische, isostatische en lokale veranderingen. Hierin kunnen weer enkele onderverdelingen gemaakt worden (tab.2).

Tab.2 Aard van invloeden op het zeeniveau

eustatisch	: glacio- geoïdaal thermisch tektonisch
tektonisch	
isostatisch	: glacio- hydro- sedimentair
lokaal	: oceanografisch meteorologisch morfologisch

Eustatische veranderingen.

Eustatische zeespiegelveranderingen zijn veranderingen in het absolute zeeniveau. Omdat er wel vanuit gegaan is dat dergelijke veranderingen wereldwijd zijn, wordt eustatisch ook als synoniem voor mondiaal gebruikt (Pannekoek,1976;Visser,1980). De variaties in het absolute zeeniveau worden veroorzaakt door :

- veranderingen van de watermassa in de oceanen : glacio-eustatische verandering.
- verandering in de verdeling van de watermassa over de aarde : geoïdale eustastische verandering
- verandering van de dichtheid van het zeewater : thermische eustatische verandering
- verandering van de vorm van de oceaanbekkens : tektonische eustatische verandering.

Glacio-eustatische verandering

Doordat tijdens ijstijden water opgeslagen wordt in het landijs, daalt het zeeniveau. Deze daling kan zeer groot zijn. Tijdens de laatste ijstijd lag het zeeniveau 100 - 135 meter lager dan thans (Zagwijn, 1986). Bij het afsmelten van het ijs veroorzaakte het vrijkomende water

een stijging van het zeeniveau. Variaties in snelheid van afsmelten of een afwisselend smelten en aangroeien van het ijs zal leiden tot variaties in het zeeniveau. Vertraging in de stijging van de zeespiegel tijdens de Kleine IJstijd wordt hiermee in verband gebracht (Klijn, 1981). Toekomstige opwarming van de atmosfeer kan opnieuw tot smelten van ijskappen en gletsjers leiden. Een schatting van de stijging van de zeespiegel hierdoor in de komende eeuw wordt gegeven in figuur 17.

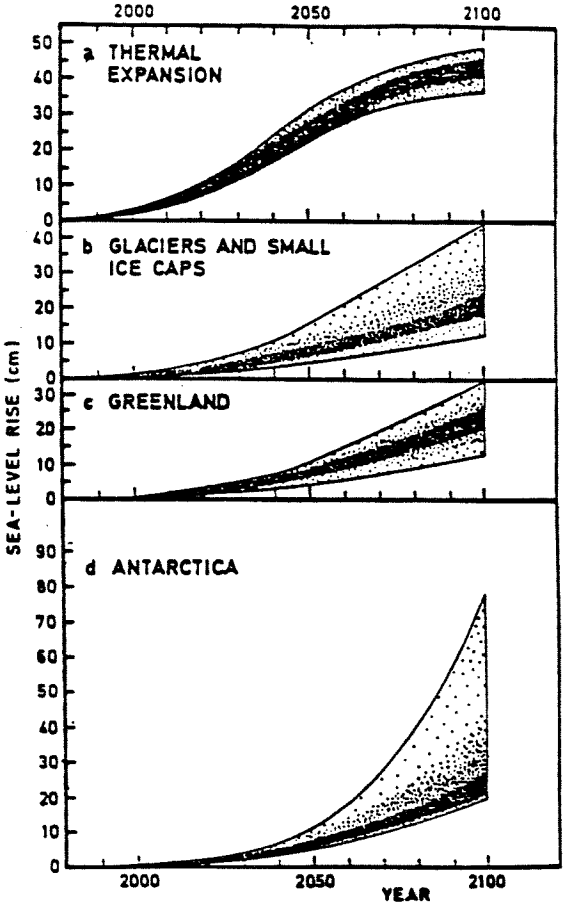


Fig.17 Schatting van toekomstige zeespiegelrijzing (Thomas,1986)

Geoïdale eustatische veranderingen.

Het zeewater is niet gelijkmatig over de oceanen verdeeld. Ook vrijkomend smeltwater zal niet gelijk verdeeld worden. Door variaties in de massaverdeling over de aarde is het vlak van gelijke zwaartekracht op zeeniveau, de geoïde, onregelmatig van vorm. Het water in de oceanen kan op de ene plaats veel hoger staan dan op een andere plaats. Deze verschillen kunnen oplopen tot tientallen meters over relatief korte afstanden van enkele honderden kilometers. Voor een deel worden deze onregelmatigheden bepaald door de topografie van de zeebodem. Onderzeese bergen kunnen een lokale anomalie van 5 - 12 meter veroorzaken (Verhoef, 1984). Deze onregelmatigheden zijn plaatsgebonden en spelen alleen een

rol bij de herverdeling van smeltwater. Een ander deel van de onregelmatigheden van de geoïde is niet stabiel, maar verandert voortdurend onder invloed van geofysische processen. Deze processen worden voor een deel bepaald door de herverdeling van ijs en water op het aardoppervlak en de daarmee samenhangende herverdeling van materiaal in de aarde (Mörner, 1976;Clark,1980;Newman et al.,1981). Ook veranderingen in de stand van de aardas kunnen van invloed zijn (Rietschel,1940). Door horizontale en vertikale veranderingen van de geoïde kan het zeeniveau regionaal grote veranderingen ondergaan (fig.18).

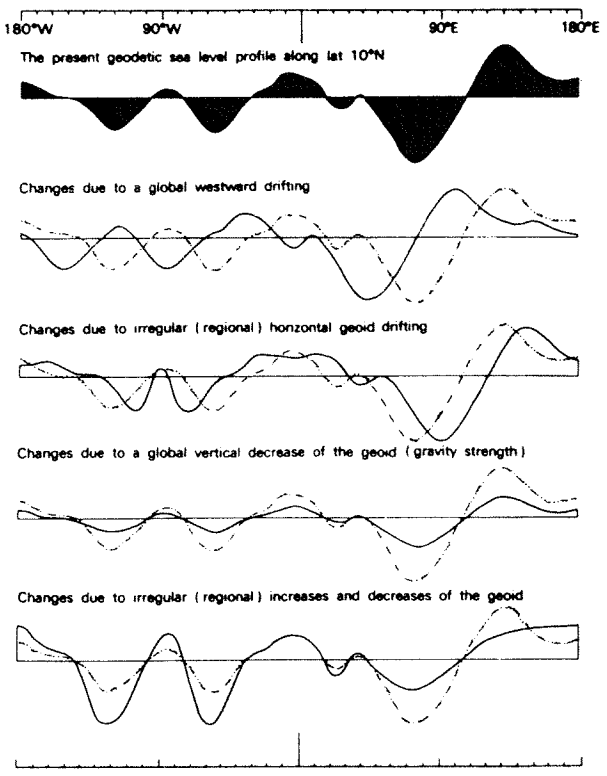


Fig.18 Veranderingen in de geoïde (naar Mörner,1976)

De geoïde vertoont een hoogteverschil van 1,5 tot 2 meter tussen het noorden en het zuiden van de Hollandse kust. Het absolute zeeniveau is in het noorden ongeveer 2 meter lager dan in het zuiden (Van Willigen,1986). Als deze gradiënt niet konstant is, zal dit leiden tot verschillen tussen de relatieve zeespiegelbewegingen in Noord- en Zuid-Nederland.

De grootte en het patroon van de veranderingen in de geoïde in het Holoceen zijn berekend door Newman et al.(1980). Zij leiden voor Noordwest-Europa een stijging af van 1 meter tussen 4000 en 2000 BP. Dit is bijna de helft van de netto stijging over die periode (Jelgersma, 1979).

Mörner (1976) veronderstelt dat ook variaties met een kortere periode (enkele tientallen jaren) aan geoïdeveranderingen kunnen worden toegeschreven, maar wijst er tevens op dat hier geen bewijzen voor zijn. Een probleem is dat geoïdale eustatische veranderingen afgeleid worden uit regionale eustatische zeespiegelkurven, die op zich al onnauwkeurig zijn (Newman et al.,1981;Kidson,1986). Over de korte termijn veranderingen in de geoïde kan wellicht de komende (tientallen) jaren meer bekend worden uit de interpretatie van satellietgegevens (Thomas,1986) en zwaartekrachtsmetingen (Van Willigen,1986).

Thermische eustatische verandering

Het zeeniveau reageert snel op klimatologische veranderingen. Zo is er volgens Mörner (1973) een direkte koppeling tussen een daling van het zeeniveau in de periode 1740 - 1840 en een klimatologische afkoeling, gepaard met gletsjeruitbreiding. Een hoge zeespiegelstand rond 1250 en twee lage standen rond 1525 en 1640 passen goed bij het temperatuurverloop in Engeland in die periode (Mörner,1984).

Görnitz et al. (1982) hebben berekend dat de respons van het zeeniveau op betrekkelijk kleine veranderingen in de temperatuur niet zozeer wordt bepaald door het ijsvolume, maar door de dichtheid van het zeewater. Bij verhoging van de temperatuur zetten de bovenste lagen van het zeewater uit. De stijging van het zeeniveau die hier het gevolg van is, bedraagt ongeveer 16 cm per graad temperatuurstijging.

De verandering van het zeeniveau loopt slechts 18 jaar, de tijd die nodig is voor menging van de bovenste lagen, achter op de klimaatsveranderingen. Voor de komende 70 jaar wordt alleen al op grond van dit effekt een stijging van 20 - 30 cm verwacht (Görnitz et al.,1982).Worden ook de diepere lagen van de oceaan in de menging betrokken dan kan het meer dan 100 jaar duren voor deze stijging is bereikt. Deze schatting komt overeen met die van Thomas (1986). Uit figuur 17 blijkt dat de bijdrage van de thermische eustasie aan de zeespiegelrijzing afneemt en die van de glacio-eustatische veranderingen toeneemt na 2050 AD.

Tektonische eustatische verandering

Verandering van de vorm van oceaanbekkens kan leiden tot variatie in het zeeniveau. Door plaattektoniek wordt voortdurend nieuwe oceaankorst gevormd in de mid-oceanische ruggen. Deze korst koelt af en krimpt. Daardoor is een oud oceaangedeelte dieper dan een jong. Veranderingen kunnen ontstaan door het verdwijnen van oude en het vormen

van nieuwe oceanen of door veranderingen in de spreidingssnelheid van de mid-oceanische ruggen. Deze veranderingen vinden heel langzaam plaats en zijn voor de ontwikkelingen in het Holoceen van geen betekenis.

Ook de verandering in de vorm van de oceaanbekkens door sedimentafzetting in de vorm van delta's, shelfafzettingen en vulkanen is te verwaarlozen.

Tektonische veranderingen

Veranderingen in het relatieve zeeniveau kunnen veroorzaakt worden door absolute bewegingen van het land. Door beweging van de aardkorst, vaak langs breuklijnen, kan het land ten opzichte van de zee stijgen of dalen. Ook beweging van grotere gebieden, zoals het dalingsbekken van de Noordzee en aangrenzende gebieden valt hieronder. Een deel van de daling in het Noordzeebekken is aan primaire tektonische bewegingen en een deel aan isostasie tengevolge van sedimentbelasting toe te schrijven. Ook speelt een randeffekt van de opheffing van Scandinavië een rol. Differentiële tektoniek over betrekkelijk korte afstand zal leiden tot een verschil in relatieve zeespiegelveranderingen (Greensmith & Tucker,1986).

De geringere tektonische daling van Zeeland ten opzichte van de rest van het Nederlandse kustgebied kan tot verschillende kurven voor de relatieve zeespiegelbeweging leiden (Jelgersma,1961;1967). Bij de paleogeografische rekonstruktie van Nederland is dit van belang (Zagwijn, 1986).

Isostatische veranderingen

Isostatische veranderingen worden veroorzaakt door het dalen of rijzen van de aardkorst om het evenwicht te herstellen na een verandering in belasting. Naast de genoemde isostasie tengevolge van sedimentbelasting zijn er twee vormen van isostasie die aan het klimaat gekoppeld zijn. Glacio-isostasie is het herstel van evenwicht na veranderingen in de ijsbelasting, hydro-isostasie dat na verandering in de waterbelasting. Beide leiden tot veranderingen in het relatieve zeeniveau.

Glacio-isostatische veranderingen treden op in (voorheen) vergletsjerde gebieden en hun omgeving. Zo ondergaat Scandinavië nog steeds een rijzing tengevolge van het verdwijnen van het landijs na het Weichselien. Bij de grens van dergelijke gebieden kunnen randeffekten, zoals daling optreden. Een deel van het zuidelijk Noordzeegebied,

waaronder Nederland, bevindt zich in zo'n randzone. Het glacio-isostatisch gedrag van Scandinavië is goed bekend (Mörner,1980). De gevolgen daarvan voor Nederland zijn niet duidelijk (Jelgersma,pers. med.).

Tengevolge van de veranderende watermassa in de oceanen door variaties in het ijsvolume vinden er hydro-isostatische veranderingen plaats in de gehele oceaanbodem. Vooral shelfzeeën zijn hier gevoelig voor.

De vervorming van de aardkorst om een nieuw isostatisch evenwicht te bereiken vertoont regionale verschillen. Het inzicht dat naast glacio-isostasie ook hydro-isostasie een rol speelt, heeft mede geleid tot het afzien van onderzoek naar een globale zeespiegelkurve (Clark,1980;Kidson,1986).

Lokale invloeden

De in het voorgaande genoemde oorzaken voor veranderingen van het zeeniveau hebben vooral een regionaal effekt. Daarnaast kunnen ook lokale oceanografische en meteorologische omstandigheden, zoals stromingen, atmosferische druk en windpatronen, van invloed zijn op het zeeniveau. Deze faktoren kunnen een stijging of daling van tientallen centimeters tot gevolg hebben. Ook de morfologie van de kust, zowel natuurlijk als kunstmatig, speelt een rol, evenals de mate waarin kustafzettingen aan kompaktie onderhevig zijn (Veenstra,1980;Rohde,1984; Thomas,1986;Greensmith & Tucker,1986).

Het effekt van lokale omstandigheden wordt duidelijk gedemonstreerd door het verschil in zeeniveau dat gedurende een jaar kan optreden. Aan de Deense westkust treden onder invloed van seizoengebonden meteorologische en oceanografische omstandigheden verschillen op tot 20 cm tussen voor- en najaar (Christiansen et al.,1985). Klimaatswisselingen met een wat langere periode, zoals de verplaatsing van depressiebanen naar hogere breedte in de 20e eeuw, hebben invloed op het lokale zeeniveau. De hiermee gepaard gaande verandering in wind- en golfklimaat zal een nog groter effekt hebben op de grootschalige kustontwikkeling (Lamb,1980;1982b).

Fluktuaties van het zeeniveau

Veel van de faktoren die het zeeniveau bepalen hangen met elkaar samen (fig.19). Veranderingen in het klimaat gaan vergezeld van veranderingen in oceaancirculatie en weersystemen. Deze beïnvloeden de

lokale zeespiegelstand. Veranderingen in temperatuur leiden tot thermische eustatische veranderingen. Klimaatswisselingen met een lange periode beïnvloeden het ijsvolume en daarmee de glacio- en hydro-isostasie en de geoïde (Clark,1980; Van de Plassche,1982; Rohde,1984; Thomas,1986).

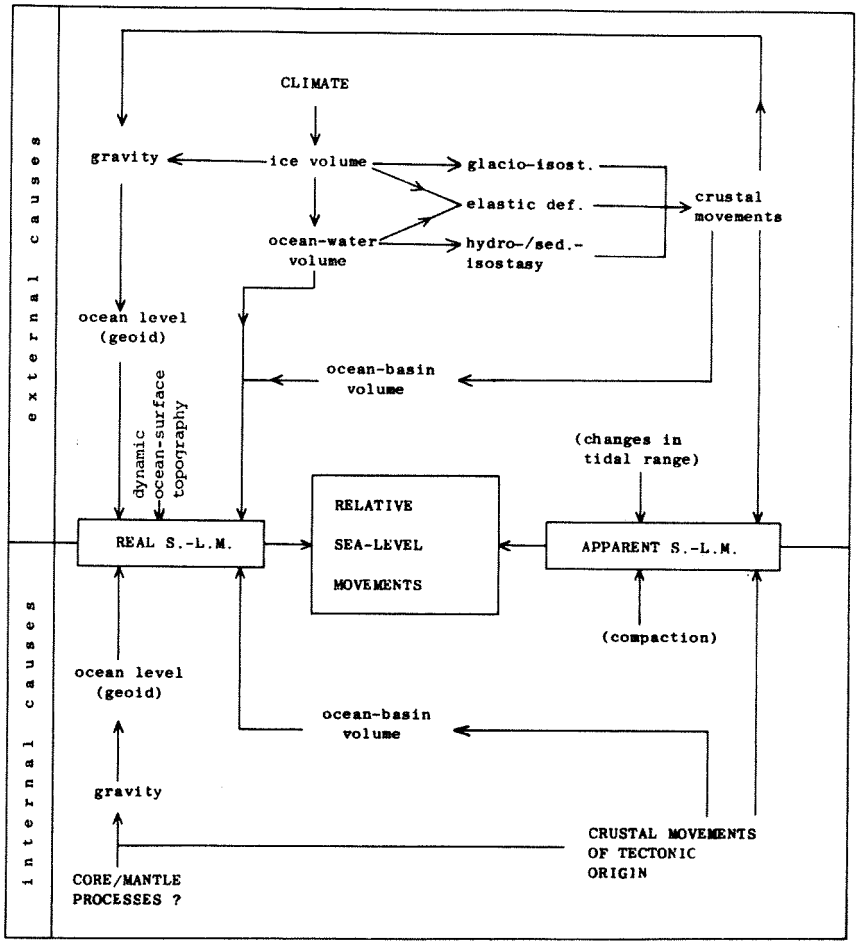


Fig.19 Faktoren en processen bij zeespiegelbeweging
(Van de Plassche,1982)

Het is onwaarschijnlijk dat een zeespiegelkurve die door zoveel al dan niet met elkaar samenhangende faktoren bepaald wordt, een vloeiend verloop heeft. Temeer daar de responsietijd van het zeeniveau op veranderingen in de verschillende faktoren niet gelijk is.

Een fluktuerende kurve is waarschijnlijker, met minima en maxima als de effekten van de verschillende faktoren dezelfde kant op werken.

Er zijn voor Noordwest-Europa verschillende kurven met fluktuaties opgesteld. De kurve van Tooley (1978) voor Noordwest-Engeland vertoont hoogteverschillen tussen minima en maxima van ±1,7 m en perioden van ±1000 jaar. De kurve van Mörner (1980) voor Noordwest-Europa heeft fluktuaties van 0,8 - 1,7 meter met een periode van ongeveer 500 jaar.

Menke (1976) geeft voor de kust van Sleeswijk-Holstein hoogteverschillen van anderhalve meter aan over perioden van 500 jaar. Hanisch (1980) stelt op grond van een fossiele hoogwaterlijn vast dat het zeeniveau bij Wangeroog rond 1400 AD dezelfde hoogte had als thans. Als er de laatste eeuwen een sterke stijging heeft plaatsgevonden, moet er daarvoor een daling zijn opgetreden.

Volgens Shennan (1987) is het zeeniveau aan de kust van de Fenlands in Oost-Engeland fluktuerend geweest. Lamb (1982a) acht een verschil van 50 cm tussen maxima in de middeleeuwen en minima gedurende de Kleine IJstijd mogelijk.

De fluktuaties in de verschillende kurven komen redelijk overeen (vergelijk fig.14,15 en 16). Dit ondanks het feit dat Mörner (1980) een eustatische kurve geeft voor een groot gebied en Tooley (1978) en Van de Plassche (1982) een kurve voor het relatieve zeeniveau in een veel kleiner gebied hebben opgesteld. Dit is opvallend, omdat fluktuaties veelal onbetrouwbaar geacht worden vanwege de vele foutenbronnen bij het vaststellen van het zeeniveau op een bepaalde plaats en tijd (Jelgersma, 1979;Kidson,1986).

Doordat het C14-gehalte van de atmosfeer niet konstant geweest is, is het aantal C14-jaren in een bepaalde periode ongelijk aan het aantal zonnejaren. Bij zeespiegelkurven met een tijdas in C14-jaren moet nagegaan worden of eventuele fluktuaties, of het ontbreken daarvan, niet het gevolg zijn van dit verschil. Zonder korrektie is een sterke vertraging in de stijging van het zeeniveau te verwachten in de perioden : 5300 - 5000 BP, 4700 - 4500 BP en 4400 - 4100 BP. Een sterke versnelling is dan te verwachten in de perioden : 4500 - 4400 BP, 4100 - 4000 BP, rond 3000 BP, 2400 - 2200 BP en rond 800 BP (De Jong & Mook,1981).

In het algemeen wordt bij het opstellen van zeespiegelkurven voor dit effekt gekorrigeerd (zie bv. Jelgersma,1961;Van de Plassche,1982).

Het vroegere zeeniveau wordt vooral vastgesteld aan de hand van de hoogteligging van de basis van transgressieve veenlagen. De te dateren veenmonsters worden alleen genomen op plaatsen waar het veen op zand rust om de invloed van latere kompaktie te elimineren (Jelgersma,1961; Van de Plassche, 1982).

Het vroegere zeeniveau kan ook bepaald worden uit de schelpendistributie en sedimentaire strukturen in fossiele afzettingen en uit fossiele hoogwaterlijnen. Het beste is de vroegere hoogwaterlijn te bepalen. Kennis van het paleogetij is dan nodig om het vroegere zeeniveau vast te stellen (Newman et al.,1981; Rohde,1984; Tooley,1985;

Roep,1986).

Een overzicht van de faktoren die bij de rekonstruktie van het zeeniveau een rol spelen en van de foutenbronnen die daarbij optreden, wordt gegeven door Jelgersma (1961), Louwe Kooijmans (1976) en Van de Plassche (1986). In figuur 20 zijn een aantal van deze faktoren aangegeven.

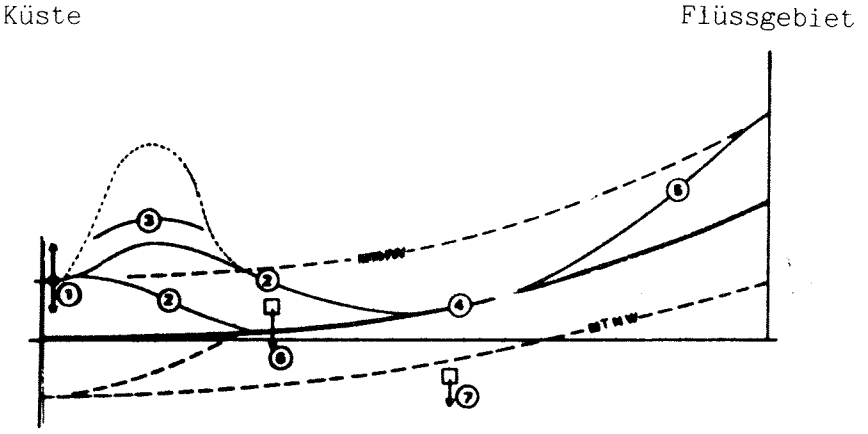


Abb. 4
Schematische Darstellung der Faktoren für die regional und lokal verschiedenen Ursachen für die Höhe des MTHW. Das Schema ist als West-Ost-Schnitt durch die westlichen Niederlande zu betrachten.

1. **MTHW-Schwankung entlang der Küste**
2. **Abschwächung und Aufstau der Gezeiten**
3. **Grundwasserüberhöhung in den Alten Dünen**
4. **Gradient-Effekt**
5. **Hochwasser im Flußbereich**
6. **Setzung**
7. **Tektonische Senkung**

Fig.20 Faktoren die het gemiddelde getijniveau bepalen
(Louwe Kooijmans,1976)

In zeespiegelkurven wordt veelal bij de meetpunten een foutenmarge aangegeven voor de fout in de datering en in de hoogte. Door foutenblokjes wordt dan de best passende vloeiende kromme getrokken. Kidson (1986) pleit ervoor om de zeespiegelkurve in plaats van door een enkele lijn door een strook aan te geven. De breedte van de strook wordt dan bepaald door de foutenmarge. In deze foutenmarge moeten niet alleen standaardfouten in de C14-datering en in de hoogteligging opgenomen worden, maar ook onzekerheden die verband houden met de relatie van het gedateerde verschijnsel tot het zeeniveau.

De breedte van de kurve wordt door deze potentiële fouten zo groot dat daarbinnen ruimte is voor mogelijke fluktuaties. Alleen is niet vast te stellen of ze er zijn of niet (Kidson,1986). Daaruit mogen we niet konkluderen, dat we de fluktuaties buiten beschouwing mogen laten. Zo'n brede kurve geeft juist de grootte aan van eventuele fluktuaties waar rekening mee gehouden moet worden.

Uit getijmetingen sinds het midden van de vorige eeuw zijn de veranderingen van het relatieve zeeniveau langs de Nederlandse en Duitse Noordzeekust reeds lang bekend en onderzocht (Rietschel,1940). Rohde (1984) noemt voor de Duitse kust een gemiddelde stijging van 25 cm/eeuw sinds het midden van de vorige eeuw. Tussen 1920 en 1965 echter was de stijging hier veel minder sterk.

De Ronde (1982) vindt voor de Nederlandse kust in deze eeuw een stijging van 16 - 22 cm/eeuw met hogere waarden voor Noord- dan voor Zuid-Nederland. Van Malde (1984) komt tot ongeveer gelijke waarden (15 - 20 cm/eeuw), met een stabielere periode tussen 1960 en 1980. De Ronde legt verband met natuurlijke fluktuaties zoals in de kurve van Mörner. Van Malde (1984) acht het niet uitgesloten, dat deze fluktuaties verband kunnen houden met de watertemperatuur in de Noordzee.

De sterke stijging van de laatste eeuw vergeleken bij het gemiddelde over de laatste 2000 jaar kan een trendbreuk zijn, maar ook een aanwijzing voor natuurlijke fluktuaties. De verschillen langs de kust (Veenstra,1980;De Ronde,1982;Van Malde,1984) wijzen op de invloed van lokale faktoren. Het is van belang deze faktoren en hun invloed op de morfologie te kennen (Andresen,1985a;Christiansen et al.,1985). De relatieve stijging in het Noordzeegebied is ongeveer twee keer zo groot als het door Görnitz et al. (1982) berekende wereldgemiddelde.

Inzicht in de natuurlijke fluktuaties van het zeeniveau is nodig om een zinnige schatting te kunnen maken van de mogelijke toekomstige stijging van het zeeniveau.

Onderzoek moet gericht zijn op het bepalen van de maximale breedte van de zeespiegelkurve langs de Nederlandse kust in de laatste 1000 jaar. Daarnaast is het wellicht mogelijk de grootte en het tijdstip van maxima en minima te achterhalen uit andere bron, zoals het onderzoek naar het paleoklimaat.

De waarschuwing van Mörner (1976) blijft aktueel : " eustatische 'gemiddelde' globale kurven zijn niet alleen zinloos, maar kunnen zelfs zonder meer riskant zijn als ze gebruikt worden voor het voorspellen van toekomstige veranderingen van het zeeniveau".

2) Menselijke invloed is plaatselijk en tijdelijk bepalend voor het kustgedrag.

De invloed van de mens op de ontwikkelingen in het kustgebied is onmiskenbaar. Volgens Leenders (1986) is deze invloed al merkbaar in de romeinse tijd. In het zuidelijk kustgebied (Zeeland en zuidelijk Zuid-Holland) werd de exploitatie van veengronden als landbouwgrond gevolgd door bodemdaling op grote schaal. Gezien de romeinse kennis ten aanzien van het graven van kanalen, zijn andere waterstaatswerken, zoals kaden en sluisjes in die periode niet uit te sluiten. Na het wegtrekken van de bevolking rond 270 AD werden deze niet meer onderhouden en vonden overstromingen plaats. Ook Borger (1985a) noemt de dijkbouw door de Romeinen.

Reeds in de karolingische tijd zijn goed georganiseerde waterstaatkundige werken uitgevoerd. In de daaropvolgende, politiek instabiele, periode, met invallen van de Noormannen, was voortzetting van deze werkzaamheden niet mogelijk. Na het opnieuw vestigen van stabiele gezagsverhoudingen kon de dijkbouw voortgang vinden. De oudste dijken in Holland dateren uit de tweede helft van de 11e eeuw. Ze vormden dwarsverbindingen tussen hogergelegen zandruggen, die deel uitmaakten van de Oude Duinen. Vanaf de 11e eeuw is er een kontinue waterstaatkundige ontwikkeling in het Hollandse kustgebied. (Edelman,1974; Blok,1984;Hallewas,1984;Borger,1985a).

De invloed van de mens op het kustgebied is te verdelen in een negatieve, die leidt tot inbraken en erosie van het land, en een positieve, waarbij land tegen de zee beschermd wordt of teruggewonnen. Deze invloeden treden in twee verschillende perioden naar voren. Negatieve invloed vooral vanaf de 10e of 11e tot de 16e eeuw. Positieve invloed vooral vanaf de 16e eeuw tot heden (Schoorl,1973; Eisma & Wolff,1980; Eisma & Fey,1982).

De belangrijkste oorzaak voor de toenemende invloed van de zee in West-Nederland in de middeleeuwen is de aantasting van het hoogveenlandschap door de mens. Veen werd afgegraven voor zout- en turfwinning, maar belangrijker was de uitbreiding van de akkerbouw op veen. Door inbraken van de zee werden delen van het hoogveengebied beter ontwaterd. De mens versterkte dit proces door het veen te ontginnen en de afwatering te verbeteren. Door oxydatie van het veen daalde het maaiveld met ongeveer 1 meter per eeuw. Hierbij komt nog zakking tengevolge van klink. Daarnaast werd op veel plaatsen veenbrandcultuur

uitgeoefend. Hierbij werden de bovenste 25 cm van het veen afgebrand om een nieuwe vruchtbare bodem te verkrijgen (Edelman,1974).

Naast akkerbouw op veen heeft moernering plaatselijk een rol gespeeld bij de aantasting van het kustgebied. Zeker vanaf de romeinse tijd en vermoedelijk vanaf de vroege ijzertijd (±800 v.Chr.) werd verzilt veen gedolven voor de zoutwinning. Vooral in Zuidwest-Nederland is deze vorm van vervening oorzaak geweest van landverlies. De St.Elisabethvloed heeft waarschijnlijk mede daardoor zo'n grote invloed gehad. Verordeningen uit de 13e - 15e eeuw tegen het moerneren en het uiteindelijke totale verbod in Zeeland in 1515, wijzen op de ernst van de situatie. In Noord-Holland was aan de zoutwinning uit veen al drie eeuwen eerder om economische redenen een eind gekomen (Louwe Kooijmans, 1985).

In Schoorl (1980) en Wolff (1986) wordt een recente veenontginning in Engeland beschreven. Figuur 21a geeft de situatie voor de ontginning weer. De ontginning begon met het droogmaken van het nabijgelegen meer in 1851, gevolgd door landbouw op het veen. In 1970 is er reliëfinversie opgetreden (fig.21b). Het veenoppervlak is in die periode met 3 cm per jaar gedaald (fig.22). Deze ontwikkeling is vergelijkbaar met wat er in de middeleeuwen in Holland plaatsvond (Borger,1975,1977).

Overigens kan indroging en oxydatie van veen ook zonder de tussenkomst van mens of zee onder invloed van zuiver klimatologische veranderingen plaatsvinden. In de 10e eeuw hebben droge perioden bijgedragen aan de verlaging van het maaiveld in veengebieden (Schoorl,1980).

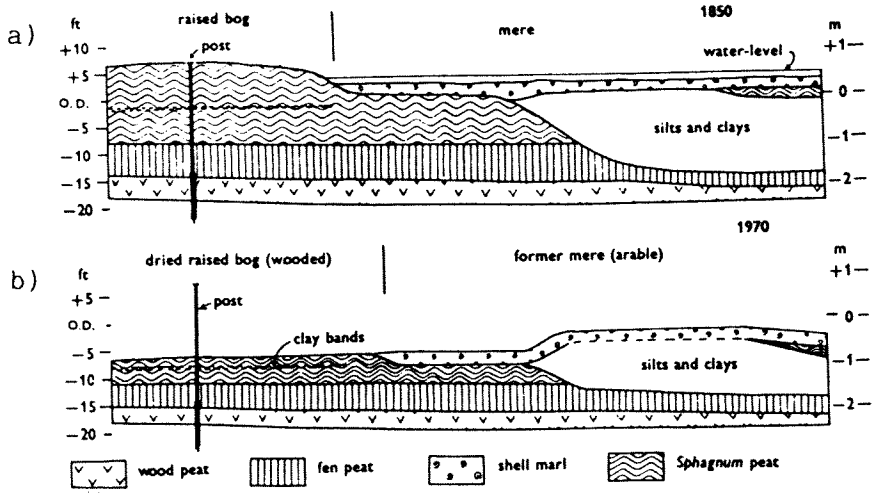


Fig.21 Reliëfinversie door veenontginning (Schoorl,1980; uit Godwin,1978)

Door daling van het land werd de noodzaak van dijken groter. Het gevaar voor overstromingen en verloren gaan van land nam toe. Vanuit de

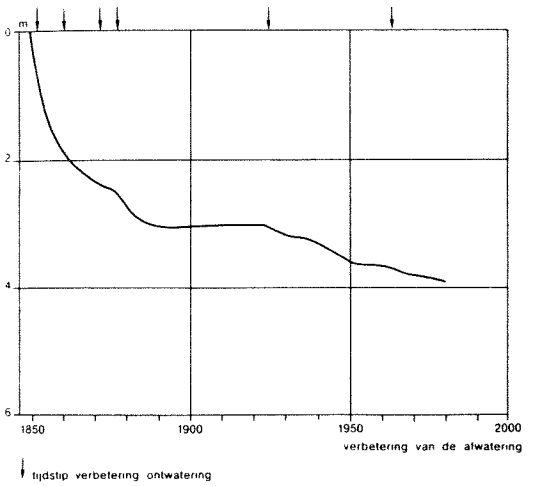


Fig.22 Daling veenbodem na ontginning (Wolff,1986; uit Hutchinson,1980)

zeegaten in Noord-Holland werden grote delen van het land overstroomd. De komberging nam hierdoor toe, waardoor de zeegaten groter werden en nieuwe getijgeulen ontstonden, die voor ontwatering van het veen zorgden. Het proces versterkte zichzelf (Eisma & Wolff,1980).

In de Kop van Noord-Holland en het westelijk Waddengebied bleven slechts enkele hooggelegen eilanden gespaard, zoals Wieringen, Texel, Huisduinen en Callantsoog (Schoorl,1973). In Zeeland is de situatie vergelijkbaar (Leenders,1986). Aan de Duitse Noordzeekust gebeurde hetzelfde. Vooral in Noord-Friesland was het uiteindelijke landverlies groot, omdat hier door de onbeschermde ligging op het westen weinig land teruggewonnen kon worden (Andresen,1985b).

In Midden-Holland heeft dit proces geleid tot erosie vanuit de Zuiderzee. De kustbarriere bleef intakt. Er was plaatselijk wel invloed van de mens op de kust, maar die was gericht op het tegengaan van verstuiving. Zo is de uitzonderlijke hoogte van het duin bij Wijk aan Zee het gevolg van maatregelen om het dorp te beschermen tegen het duinzand (Klijn,1981).

De periode van landverlies in de middeleeuwen werd gevolgd door een periode van landaanwinning en kustverdediging na 1500. Door het gebruik van molens werd het inpolderen van meren mogelijk. Ook delen van zeearmen en estuaria werden ingepolderd, waardoor de komberging afnam en verzanding van de zeegaten optrad (Schoorl,1973;Eisma & Wolff,1980). Uit deze periode dateert de Hondsbossche Zeewering. Deze waterstaatkundige maatregelen vergden een goed georganiseerd bestuur. In tijden van oorlog kon dit leiden tot verwaarlozing van de dijken, geen herstel na een inbraak of moedwillige inundatie (Leenders,1986).

Een voorbeeld van deze ontwikkeling is de Zijpe. Oorspronkelijk een groot veengebied, werd het in de 9e en 10e eeuw ontgonnen, verdronk vervolgens, waarna een periode met sterke getijinvloed volgde. In de tweede helft van de 16e eeuw werd het uiteindelijk ingedijkt (Schoorl,1985).

De invloed van de mens in het kustgedeelte tussen Hoek van Holland en Schoorl is minder duidelijk. De teruggang van de kust laat op verschillende plaatsen een vertraging zien (Schalkers,1984). In figuur 23 is dit weergegeven voor Egmond. Het is mogelijk dat dit veroorzaakt wordt door voortdurend kustbeheer op kleine schaal. Vooral het eeuwenlange onderhoud van de duinen door zandverplaatsing en beplanting is belangrijk.

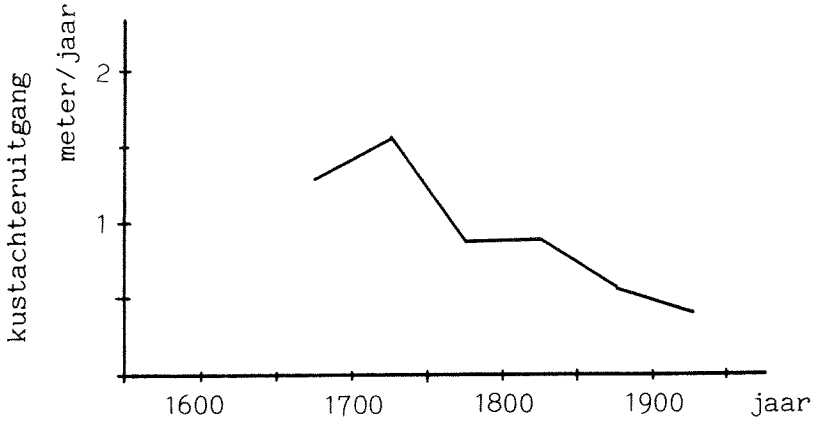


Fig.23 Afname van de kustachteruitgang bij Egmond
(naar Schalkers,1984)

In een rekonstruktie van de Nederlandse kust vermeldt Ligtendag (in prep.) dat bewust bevorderen van de duinvorming al vanaf de dertiende eeuw plaatsvindt. Zwakke delen van de kustbarriere werden voorzien van stuifdijken. Door beplanting werd het duin vastgelegd. Door rul maken van het strand trachtte men de verstuiving te versnellen (Vierlingh, 1579). Nog altijd zijn aanstuivingsbevorderende maatregelen een belangrijk onderdeel van het dagelijks beheer van de kust (Anonymus, 1979). Door afdamming en aanstuiving zijn de inlagen, inhammen waardoor schepen nog in de 17e en 18e eeuw in de eerste duinvallei konden komen (Rentenaar,1977), vergelijk de Slufter op Texel, thans geheel verdwenen. De ontwikkeling van de duinen en de invloed van de mens daarop wordt beschreven door Eisma & Fey (1982).

Al deze ingrepen door de eeuwen heen brachten Blaupot ten Cate (1936) tot de konklusie : " Het is de mens geweest, die met behulp van de natuur de tegenwoordige vorm van onze duinkusten heeft geschapen."

Tot het begin van deze eeuw was de invloed van de mens op het in stand houden van de kust groot, maar niet allesbepalend. De maatregelen bleven ondergeschikt aan de natuurkrachten in die zin dat de mens kon bijsturen in zijn voordeel, maar niet direkt het kustverloop kon bepalen (Eisma & Wolff,1980;Verhoeven et al.,1980). De Hondsbossche Zeewering bijvoorbeeld moest een aantal malen verlegd worden.

De eeuwenlange kustregulatie is het duidelijkst in het kustgedeelte tussen Hoek van Holland en Scheveningen. Duinvoetverdedigingen van hout ter bescherming van de dorpen Ter Heyde en Scheveningen werden al in de eerste helft van de 16e eeuw aangelegd. In 1618 werd bij Ter Heyde van de aangetaste duinregel een zanddijk gemaakt. In de eeuwen daarna gebeurde hetzelfde tussen Ter Heyde en Hoek van Holland (Wentholt,1912;Anonymus,1979). In dit gebied hebben strand- en duinsuppleties en duinverzwaring invloed gehad op de samenstelling en eigenschappen (korrelgrootte en sortering) van het zand van het strand en de zeereep, omdat dikwijls zand met een andere herkomst, zoals rivierzand, gebruikt werd (Kohsiek,1984). In 1791 werden de eerste Delflandse Hoofden aangelegd. Ze bestonden uit palen, rijshout en steen. Het laatste hoofd dateert uit 1930. Deze waterstaatswerken hebben belangrijk bijgedragen tot de waterbouwkundige kennis in Nederland (Van Veen,1936).

Ook waterstaatswerken die niet op kustbeheer gericht zijn kunnen invloed op het kustgedrag hebben. Dean (1987) noemt een kustgedeelte in Florida met een aanwas van 0,3 meter/jaar dat na aanleg van een kanaal een erosie van 5 meter/jaar vertoont en door zandsuppletie beschermd moet worden. In Nederland is de invloed van de havendammen van IJmuiden merkbaar in het kustgedrag tot op een afstand van 8 à 10 kilometer (Kohsiek,1986).

Vanaf de eerste helft van deze eeuw wordt het verloop van grote delen van de kust direkt door de mens bepaald door middel van omvangrijke waterstaatswerken, zoals de Afsluitdijk en de Deltawerken. Samen met het kustbeheer in de duingebieden maakt dit de kust meer gesloten en star. De Hollandse kust kan niet meer flexibel reageren, zoals de kust van de Waddeneilanden. De vraag is of zo'n situatie stabiel is of juist kwetsbaar (Borger,1985b). De effekten van kustverdedigingswerken kunnen op de lange duur averechts zijn (Dean,1987).

De lage door washovers gekenmerkte barrière-eilanden van de atlantische kust van de Verenigde Staten worden in toenemende mate bebouwd ten behoeve van de strandrecreatie. Door beschermende maatregelen zoals

kunstmatig gestimuleerde duinvorming of vaste waterstaatswerken, neemt de breedte van het strand sterk af, soms tot een kwart van de oorspronkelijke breedte. Het dilemma voor de komende jaren is of eenmaal aangebrachte bebouwing beschermd moet worden met eventueel verlies van het strand, of dat natuurlijke processen toegelaten moeten worden. Dit laatste leidt tot sterke veranderingen in de morfologie van de eilanden en achteruitgang van het economisch belangrijke toerisme (Dolan & Lins,1987). Ook bij het eiland Sylt doet zich dit probleem voor (Andresen,1985b).

Kustbeheer en het beheer van het biotische en abiotische milieu worden steeds meer geïntegreerd. Een op flexibel kustgedrag gericht beheer draagt daartoe bij (Dean,1987).

In de toekomst zullen nog andere vormen van menselijke invloed een rol gaan spelen. De bodemdaling bij Ameland door de gaswinning zal de komende 15 jaar oplopen tot maximaal 26 centimeter (Anonymus,1987). En op een heel andere schaal zal de zeespiegelstijging tengevolge van de toename van het CO2 gehalte van de atmosfeer het kustbeheer bepalen (Barth & Titus,1984).

De hypothese dat de menselijke invloed plaatselijk en tijdelijk bepalend is geweest voor het kustgedrag, is juist.

3) Onder een konstant zeeniveau en golfklimaat neemt het sedimentvolume in de kuststrook af. Daardoor neemt de kans op inbraken toe.

4) Onder een konstant zeeniveau en golfklimaat neemt het sedimentvolume in de kuststrook toe. Daardoor neemt de kans op inbraken af.

Als het zeeniveau na een periode van stijging een konstante waarde aanneemt, kan aanvankelijk tengevolge van het vertraagde dwarstransport het sedimentvolume in de kuststrook toenemen. Zie hypothese 5000-1.

Daarna wordt het sedimentbudget bepaald door het golfklimaat. Hierbij spelen kustdrift en het netto resultaat van perioden met rustig en ruw weer een rol. De hypothesen van Bakker en Louisse gaan hierop in. Zie ook de hypothesen 100- 9 en 10.

De hypothesen zijn te ruim gesteld om direkt vanuit de literatuur te bespreken.

5) Differentiële tektoniek leidt tot verschillen langs de kust.

Nederland maakt deel uit van het dalingsbekken van de Noordzee. Bij het begin van het Pleistoceen waren er twee gebieden in de Nederlandse kuststreek waar de daling sneller plaatsvond dan in de overige delen. Van deze bekkens met versnelde daling had de meest westelijke een kern in de omgeving van Den Haag, de andere lag ter plaatse van het IJsselmeer en de Waddenzee en wordt het Zuiderzeebekken genoemd. Ook het noorden van Noord-Holland hoorde tot het Zuiderzeebekken (Van Staalduinen et al.,1979).

Na de afzetting van de Formatie van Maassluis ongeveer anderhalf miljoen jaar geleden is er in het Waddengebied geen sprake meer van differentiële tektoniek (Van Staalduinen,1977). Ook voor het dalingsgebied in het westen mag aangenomen worden, dat het einde van de sterkere daling in dezelfde periode ligt (Van Staalduinen,1979).

Vanaf het Midden-Pleistoceen volgen west en noordwest Nederland de daling van het Noordzeebekken zonder dat er grote onderlinge verschillen optreden. De tektonische daling bedraagt 1,5 tot 3,5 cm per eeuw (Jelgersma,1967). Alleen in het zuiden van de kuststreek was de daling geringer. Dit heeft tot gevolg dat bij paleorekonstruktie de relatieve zeespiegel in een bepaalde periode in Zeeland hoger ligt dan elders. In figuur 24 zijn de relatieve zeespiegelhoogten voor verschillende tijdstippen vergeleken op grond van gegevens uit Zagwijn (1986). Het is een grove benadering, maar het lijkt erop dat het verschil in daling tussen Zeeland en de rest van het kustgebied voor de geologische ontwikkeling van de laatste 1000 jaar geen rol speelt.

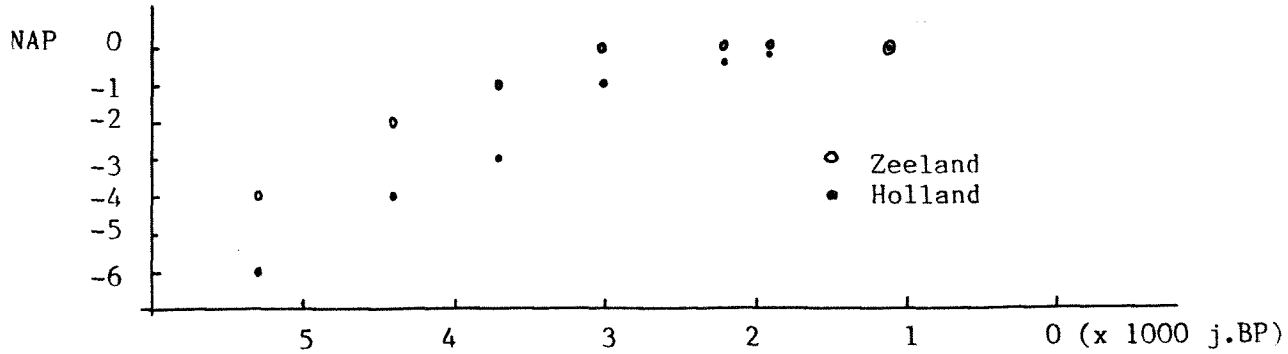


Fig.24 Zeespiegelstijging in Holland en Zeeland (naar Zagwijn,1986)

De verschillen in tektonische beweging langs de kust worden naarmate we een kortere periode beschouwen steeds kleiner (fig.24) en zijn steeds moeilijker uit geologische gegevens af te leiden. Uit

geodetisch onderzoek is gebleken dat er nog steeds verschillen bestaan in de tektonische bewegingen van de ondergrond van Nederland.

Uit een vergelijking tussen de nauwkeurigheidswaterpassingen van 1875-1887 en 1926-1940 leidt Edelman (1954) een kaart af voor de relatieve vertikale beweging ten opzichte van Amsterdam (fig.25). In de periode van 50-60 jaar tussen de metingen is de kust van Hoek van Holland tot tot Castricum sterker gestegen (10-20 mm) dan van Castricum tot Den Helder (0-10 mm). Bij Terheyde en IJmuiden komt nog sterkere relatieve stijging voor (20-30 mm). Hoewel deze kaart lange tijd de enige informatie over differentiële tektoniek in het kustgebied was (Veenstra,1980), werd de betrouwbaarheid al bij publikatie, ook door de samensteller, gerelativeerd (Edelman,1954).

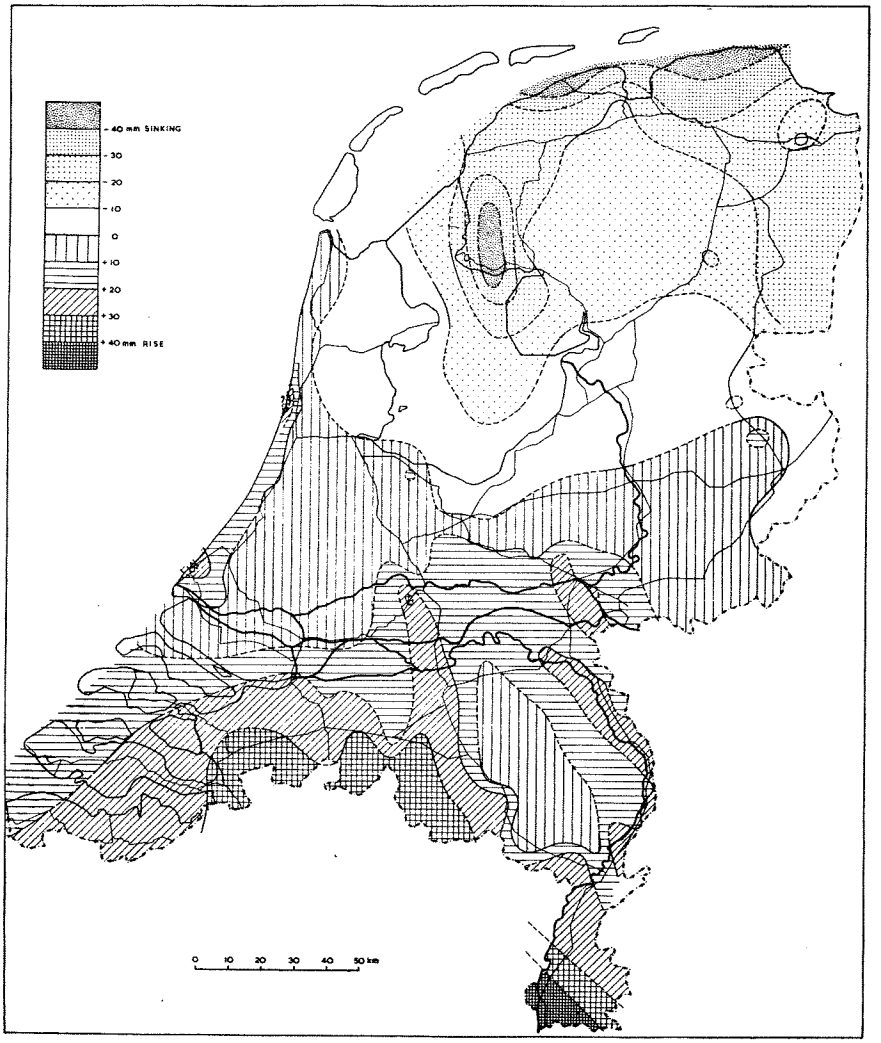


Fig.25 Differentiële tektoniek t.o.v. Amsterdam (Edelman,1954)

Op grond van getijdemetingen in kuststations is een verschil in zeespiegelrijzing langs de schone kust vastgesteld (De Ronde,1982;Van Malde,1984). De mate van rijzing hangt erg af van de tijdreeks die

gekozen wordt, maar is ongeveer 15 - 30 cm/eeuw. Van Malde neemt voor Hoek van Holland een stijging van 31 cm/eeuw, voor IJmuiden en Den Helder 17 cm/eeuw aan op grond van gegevens over de periode 1886 - 1932. De Ronde noemt voor Hoek van Holland 19 cm/eeuw en voor IJmuiden en Den Helder 21 resp. 16 cm/eeuw. Deze getallen hebben een ruime marge en kunnen beter niet voor gedetailleerde vergelijkingen gebruikt worden (Van Malde,1984), maar het is duidelijk dat een snellere daling van het noordelijke deel van de Hollandse kust ten opzichte van het zuidelijk deel niet bevestigd wordt. Het omgekeerde lijkt eerder het geval.

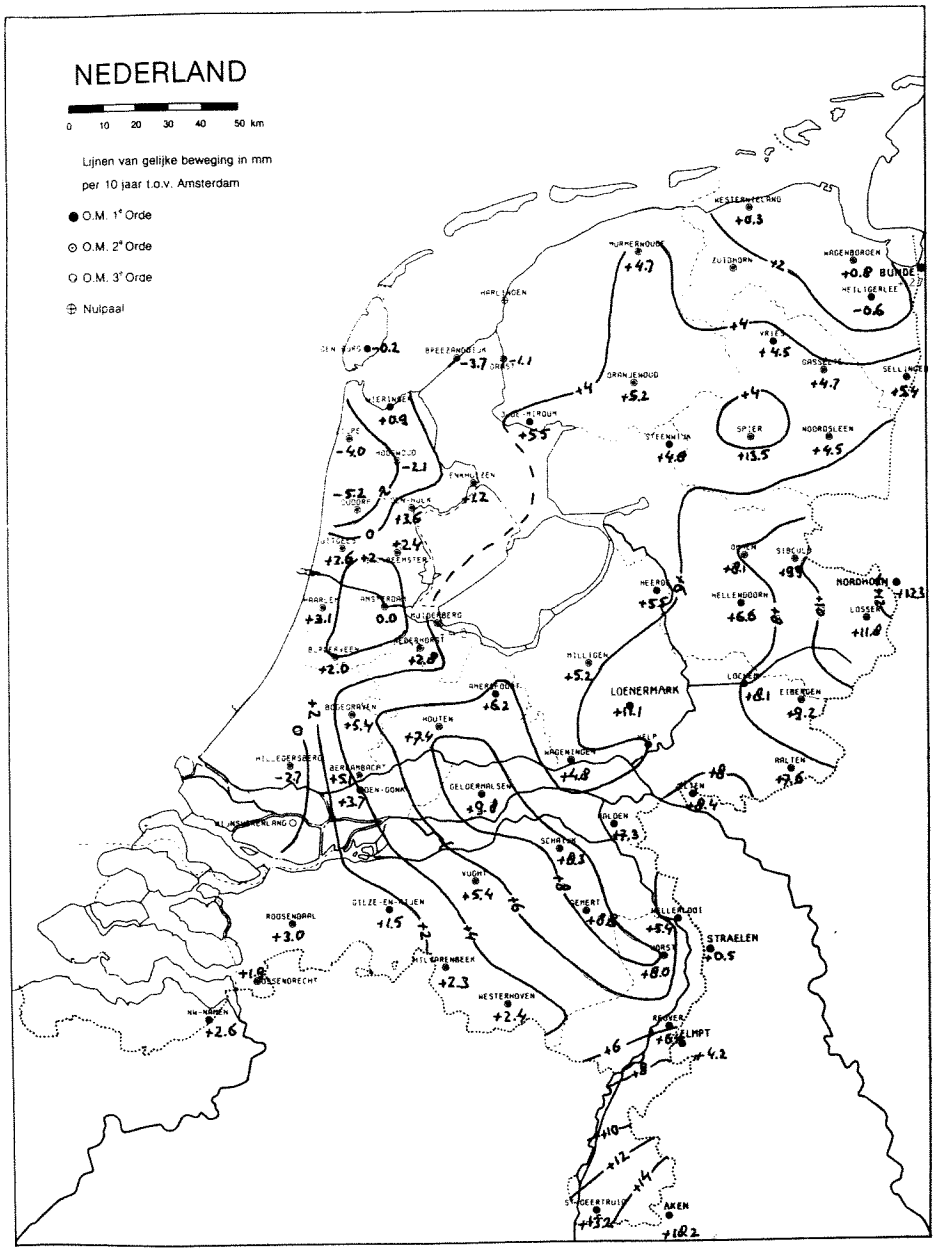


Fig.26 Differentiële tektoniek t.o.v. Amsterdam (Murre,1985)

De tweede nauwkeurigheidswaterpassing (1926-1940) werd gevolgd door een derde (1950-1959) en een vierde (1965-1978). Door de resultaten van deze drie metingen met elkaar te vergelijken heeft Murre (1985) de recente tektonische bewegingen berekend. Hieruit blijkt dat de kust van Castricum tot Den Helder 4 - 5 cm/eeuw daalt t.o.v. Amsterdam, terwijl tussen Noordwijk en Castricum een stijging van 2 - 3 cm/eeuw optreedt. Ten zuiden van Noordwijk zijn de gegevens in het kustgebied onvoldoende, maar wijzen op een daling (fig.26). Murre (1985) waarschuwt ervoor dat deze kaart een benadering is, maar recente berekeningen van Noomen (1987) lijken de in de kaart weergegeven tendensen te onderschrijven.

Een verschil in vertikale beweging van de ondergrond tussen de omgeving van Bergen en de omgeving van IJmuiden van 6 - 8 cm/eeuw en een vergelijkbaar verschil tussen IJmuiden en Hoek van Holland kan zich uiten in een verschil in erosie langs de kust of in een kompenserend sedimenttransport.

In het eerste geval kan er samenhang bestaan met het gekonstateerde verschil in erosie langs de kust en het relatief stabiele centrale deel van de Hollandse kust. In het tweede geval is er sprake van een sedimenttransport dat dezelfde orde van grootte heeft als het langstransport en dus niet verwaarloosd mag worden. In beide gevallen is de hypothese juist.

6) De jonge duinvorming hangt samen met zeespiegelfluktuaties die een periode hebben van 100 - 200 jaar en een grootte van ongeveer een meter.

De vorming van kustduinen wordt vaak in verband gebracht met een zeespiegelstijging. De stijgende zeespiegel wordt beschouwd als de stuwende kracht, waardoor het zand landwaarts getransporteerd wordt (Thom,1978;Pye,1984). Aanvankelijk werd ook voor de Nederlandse duinen een dergelijk ontstaan aangenomen (Timmermans,1939). Bij deze voorstelling van zaken is echter sprake van een snelle zeespiegelrijzing zoals die zich in de eerste helft van het Holoceen (tot ± 5000 B.P.) heeft voorgedaan. Uit die periode zijn in Nederland geen duinen bekend. De Oude Duinen dateren uit de periode van 5000 - 2000 B.P.,toen de snelheid van de zeespiegelrijzing afnam (Zagwijn,1986).

Fluktuaties in het zeeniveau kunnen invloed hebben op de duinvorming. Bij een regressie komt zand in de strandvlakte beschikbaar voor eolisch transport, waarbij primaire duinvorming optreedt op strand en strandvlakte. Klijn (1981) stelt dat secundaire duinvorming met ver landinwaarts reikende verstuivingen, zoals bij de Jonge Duinen, niet door kustaanwas wordt bevorderd, maar juist tegengegaan. Secundaire duinvorming treedt op na aantasting van de vegetatie, waardoor de wind vrij spel krijgt.

De vorming van de Jonge Duinen aan de Nederlandse kust wordt in de literatuur niet in verband gebracht met fluktuaties van het zeeniveau (Jelgersma et al.,1970;Roep,1984;Zagwijn,1984;Zagwijn 1986). De oorzaak wordt gezien in het beschikbaar komen van zand door profielverdieping (fig.27) en kusterosie (Jelgersma et al.,1970;Klijn,1981;Zagwijn,1984). Wiersma (1987b) acht een relatie met zeespiegelfluktuaties wel mogelijk. De sterke uitbreiding wordt in verband gebracht met klimatologische omstandigheden (droge tijd) of menselijke invloed (ontbossing).

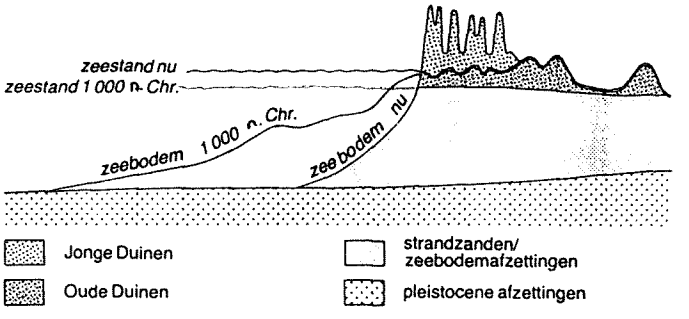


Fig.27 Vorming van de Jonge Duinen (Zagwijn,1986)

De duinvorming aan de Belgische kust wordt zowel gekoppeld aan regressies (Depuydt,1972) als aan transgressies (De Ceunynck,1985). Nadere dateringen zullen hier uitsluitsel moeten geven.

Uit historische bronnen zijn er aanwijzingen voor het optreden van verstuivingen langs de kust in de 8e en de eerste helft van de 9e eeuw. Hierna volgde een rustiger periode, die in de tweede helft van de 10e eeuw beëindigd werd door nieuwe verstuivingen. (Rentenaar,1977). De verstuivingen uit de 8e en 9e eeuw worden door Rentenaar (1977) beschouwd als de laatste fase van de Oude Duinen, die uit de 10e eeuw als de eerste fase van de Jonge Duinen. De tijd tussen het eind van de oude en het begin van de jonge duinvorming lijkt, afgaande op de historische bronnen, korter te zijn dan op grond van geologische gegevens (Rentenaar,1977;Zagwijn,1986).

A: Klimaatshistorie volgens Lamb (1977).
B: Jaartemperatuur in Centraal-Engeland (vrij naar Lamb, 1977).
C: Transgressiefasen volgens enkele auteurs: 1. Van Rummelen (1972): zuidwestelijk Nederland; 2. Roeleveld (1974): noordelijk Nederland; 3. Zagwijn & Van Staalduinen (1975): Nederland.
D: Stijging van het gemiddeld hoogwater in zuidwestelijk Nederland (naar Louwe Kooymans, 1974).
E: Fasen in de vorming van secundaire duinen in westelijk Nederland volgens Jelgersma et al. (1970).
F: Fasen in de vorming van secundaire duinen in westelijk Nederland volgens de auteur.

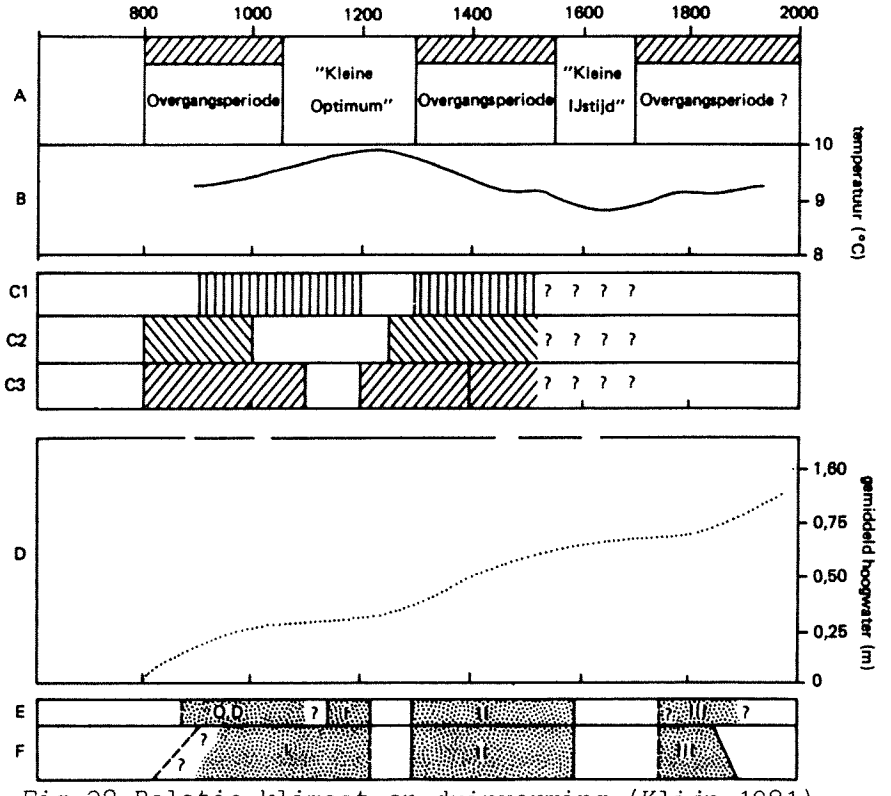


Fig.28 Relatie klimaat en duinvorming (Klijn,1981)

Het begin van de jonge duinvorming in Nederland wordt gesteld op de 11e eeuw (Jelgersma,1970) of de 9e - 10e eeuw Klijn (1981). De sterkste ophoging vond plaats in een tweede fase, van 1300 - 1600. Klijn (1981)

brengt deze fasen in verband met klimatologische fluktuaties en veranderingen in de snelheid van zeespiegelstijging. Jonge duinvorming is vooral opgetreden tijdens overgangen tussen klimatologische extremen en in perioden met versnelde zeespiegelstijging (fig.28).

Over de invloed van zeespiegelfluktuaties op duinvorming zijn de meningen verdeeld. Zowel stijging als daling van de relatieve zeespiegel worden in verband gebracht met perioden van duinvorming :

a) Duinvorming treedt vooral op tijdens zeespiegelrijzing, want door kustafslag komt er zand beschikbaar voor eolische processen (Pye,1984)

b) Duinvorming treedt vooral op tijdens zeespiegeldaling, want er komt meer zand binnen bereik van het golftransport naar het strand en er ontstaat een strandvlakte die gevoelig is voor eolische processen (Tooley,1978).

Een direkt verband tussen de vorming van hoge duinen in het Laat-Holoceen en zeespiegelfluktuaties wordt gelegd door Schofield (1975). Hij onderscheidt aan de westkust van Nieuw-Zeeland enkele duinenrijen met een hoogte van 24 tot 180 meter. Het onstaan van deze duinen wordt toegeschreven aan een zeespiegeldaling gevolgd door een zeespiegelrijzing. Deze fluktuaties hebben een grootte van 0.5 tot 2 meter en een periode van 300 tot 1500 jaar (fig.29). Het volume van de bij elke fluktuatie gevormde duinenrij is evenredig met de netto zeespiegeldaling over deze periode.

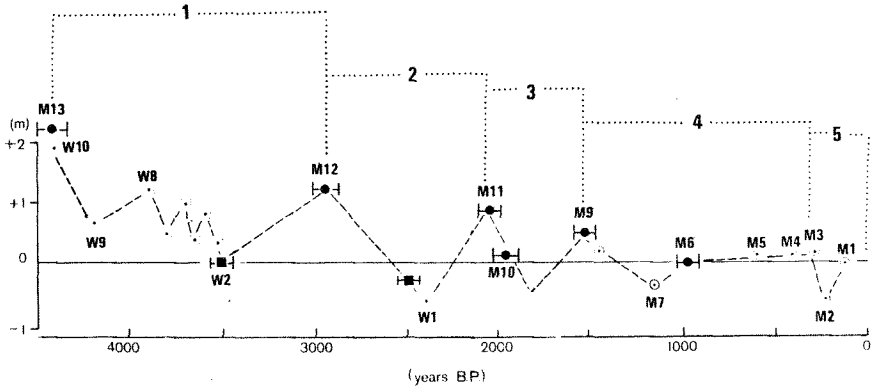


Fig.29 Zeespiegelfluktuaties en duinvorming (Schofield,1975)

Of een kombinatie van verlaging en verhoging van het zeeniveau bij de vorming van de Jonge Duinen in Nederland een rol heeft gespeeld is niet duidelijk. In de literatuur zijn er weinig aanwijzingen voor. Zagwijn (1984) wijst op een tijdelijke daling van het grondwaterniveau bij het begin van de jonge duinvorming. Dit kan zowel op daling van het

zeeniveau als op kustafslag bij stijging van het zeeniveau wijzen. Ook kan er een klimatologische oorzaak zijn.

Lamb (1977) stelt vast dat er van 1300 tot 1700 een koeler klimaat heerste, waarin meer stormen voorkwamen. Met een lagere zeespiegelstand tengevolge van ijsuitbreiding leidde dit tot uitbreiding van de Jonge Duinen.

Een stelling bij het proefschrift van Klijn (1981) luidt :
" Dat een regressie de belangrijkste oorzaak zou zijn geweest van grootschalige kustduinvorming in westelijk Europa halverwege de middeleeuwen is minder waarschijnlijk dan een transgressie als inleiding van landinwaartse verstuivingen. "
Hij verwerpt hiermee de mening van Lamb (1977) en Tooley (1978).

Het feit dat de ene auteur stijging en de andere daling van de relatieve zeespiegel als belangrijkste oorzaak ziet voor duinvorming, wijst erop dat zowel bij daling als bij stijging van de zeespiegel gunstiger voorwaarden worden geschapen voor duinvorming dan bij een min of meer stabiel, langzaam veranderend zeeniveau. De meest gunstige voorwaarde voor duinvorming is dan een kombinatie van beide in relatief korte tijd, een fluktuatie in het zeeniveau.

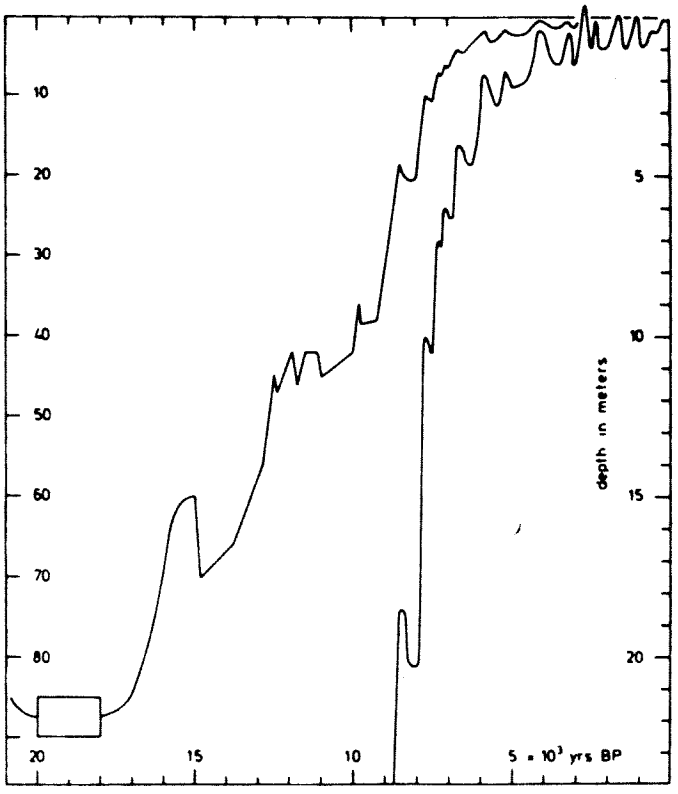


Fig.30 Absolute zeespiegelkurve, Noordwest-Europa (Mörner,1980)

Er zijn aanwijzingen voor een fluktuatie van de zeespiegel die samenvalt met het begin van de jonge duinvorming. Het eustatisch zeeniveau is rond 950 na Chr. gelijk aan of enige decimeters boven het huidige niveau geweest (Morner,1973;1984) Op deze hoge zeespiegelstand volgde een snelle daling van ongeveer een meter (fig.30).

Het mogelijk voorkomen van fluktuaties in het zeeniveau en de oorzaak daarvan komt uitgebreider aan de orde bij de bespreking van hypothese 1 van taakgroep 1000.

Op grond van het ongeveer gelijktijdig ontstaan van de Jonge Duinen in verschillend georiënteerde delen van het zuidelijke Noordzeegebied is een gemeenschappelijk verband met het zeeniveau waarschijnlijker dan een verband met een verandering in het windklimaat of versterkte afslag in perioden met een hoge stormvloedfrekwentie (Wiersma,1987b).

Er zijn weinig direkte aanwijzingen die de hypothese onderbouwen, maar ze kan niet op grond van feiten verworpen worden.

Inzicht in de samenhang tussen duinvorming en zeespiegelfluktuaties kan belangrijk zijn voor het leren kennen van de aard en omvang van fluktuaties in het zeeniveau aan de Nederlandse kust. Kennis van de natuurlijke fluktuaties is, naast kennis van de invloed van een toename van het CO2-gehalte van de atmosfeer, nodig om de mate van een toekomstige stijging van het zeeniveau te kunnen vaststellen.

7) Het gedrag van de Hollandse kust wordt bepaald door "shoreface connected ridges".

Voor de Hollandse kust tussen Noordwijk en Egmond liggen een drietal zuidwest - noordoost georiënteerde zandruggen, die aan hun noordoostelijke zijde verbonden zijn met de onderzeese oever (fig.31; Wiersma & Van Alphen,in press;Van Alphen & Damoiseaux,1986). Dergelijke ruggen worden 'shoreface connected ridges' genoemd. Ze komen voor op een diepte van 14 - 20 meter, zijn 3 - 6 meter hoog en enkele tientallen kilometers lang.

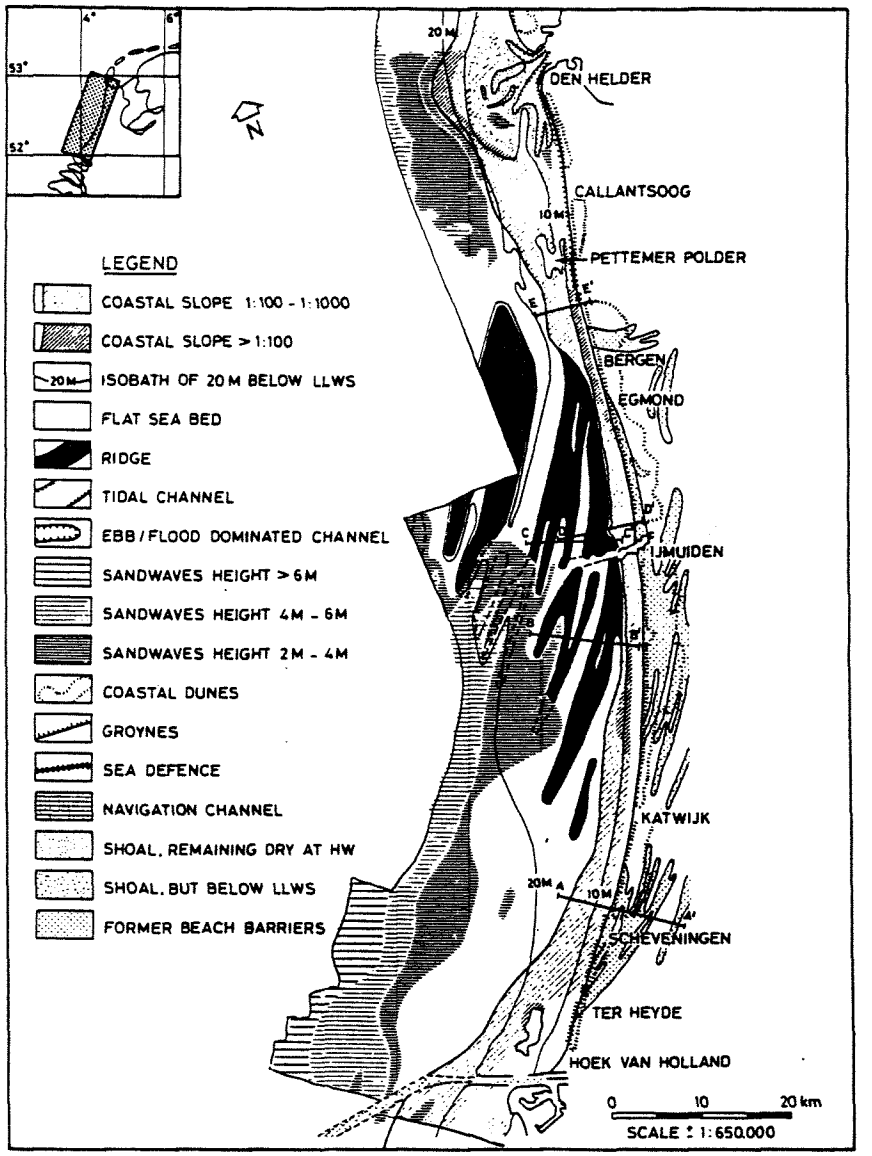


Fig.31 Morfologie Hollandse kust (Wiersma & Van Alphen,in press)

Deze ruggen zijn al enkele eeuwen bekend onder de namen, van zuid naar noord, 't Harde, Uiter Rib en Smal Agt. Ze zijn op zeventiende en

achttiendeeeuwse kaarten weergegeven, onder andere op de kaarten van Colom (1656), Van Keulen (±1690) en Moll (±1720)(Van Straaten,1965;Howse & Sanderson,1973). Het zuidelijk gedeelte van de ruggen is volgens deze kaarten verbonden met een brede ondiepte, de Breeveertien. die een gemiddelde diepte van zo'n 24 meter (14 vadem) heeft (fig.32).

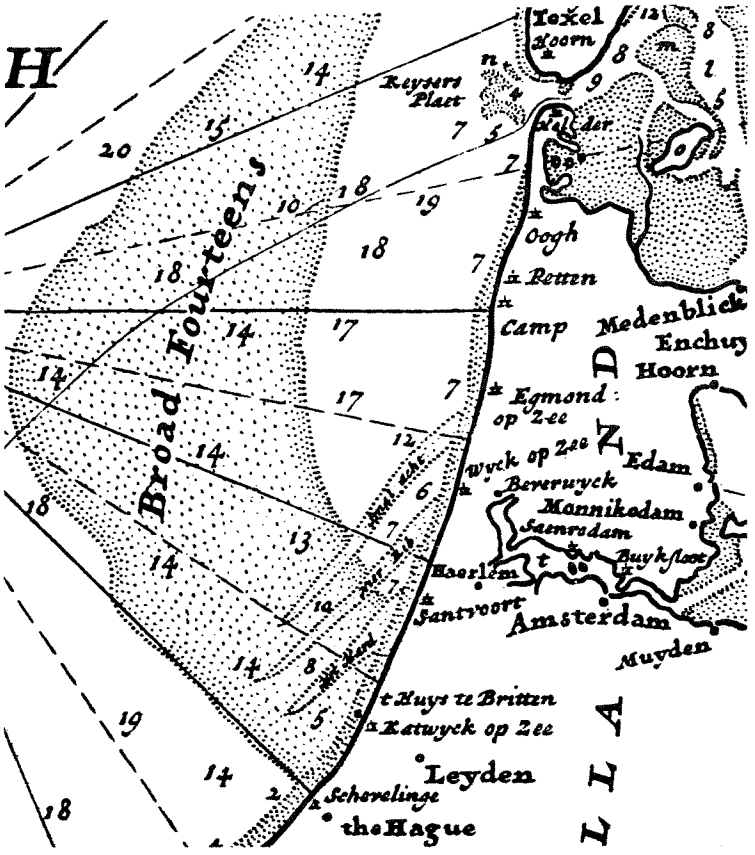


Fig.32 Gedeelte van kaart van Moll (±1720) (Van Straaten,1965)

Een vergelijking van deze kaarten met die van Van Alphen & Damoiseaux (1986) geeft de indruk dat de aansluitpunten van de ruggen met de kust de laatste drie eeuwen enkele kilometers naar het noorden opgeschoven zijn.

Op de kaart van Van Keulen wordt de diepte van de ruggen en van de troggen tussen de ruggen aangegeven. De diepte van zowel de ruggen als de troggen is sinds die tijd met ongeveer 6 meter toegenomen. Zelfs al wordt tijdens de Kleine IJstijd een lage en nu een hoge relatieve zeespiegelstand aangenomen, kan een dergelijk verschil alleen verklaard worden door een aanzienlijke vertikale erosie in dit kustgedeelte gedurende de laatste driehonderd jaar.

Er is nog een andere door Van Keulen en Zn. uitgebrachte kaart bekend : de Zeekaart van de Hollandse Wal, opgenomen door Douw en beschreven door Kool. Hierop staan vier ruggen min of meer parallel aan

de kustlijn. Ze bestaan uit twee delen, die gescheiden worden door een geul. De dieptegegevens komen vrijwel overeen met de huidige diepten. Uitgaande van deze kaart is er nauwelijks vertikale erosie geweest in de laatste drie eeuwen.

Het moet benadrukt worden dat de hierboven uit de oude kaarten afgeleide gegevens over zowel plaats als diepte van de ruggen zeer onbetrouwbaar zijn. Ligtendag (1987) heeft aangetoond, dat op de kaart van Moll (fig.32) en hiermee vergelijkbare kaarten de ondiepten voor het midden van de Hollandse kust gekopiëerd zijn van oudere kaarten. Ook op de oudste kaart waarop ze voorkomen, de "Caart van de Noortzee" van Blaeu (1623), kan de weergave schetsmatig zijn, omdat ze niet van belang waren voor de scheepvaart. De kaart van Douw wijkt in belangrijke mate af van de andere kaarten. Uit het opschrift blijkt dat er een aparte opname voor gemaakt is. Het is mogelijk dat deze kaart wel betrouwbaar is.

De drie genoemde ruggen maken deel uit van een uitgebreid komplex van zandruggen. Bij de Hollandse kust zijn deze ruggen ontwikkeld als 'shoreface connected ridges'. Verder buitengaats lopen ze parallel aan de kustbarrière in een grote boog om Noordwest-Nederland om vervolgens bij Schiermonnikoog weer aansluiting te vinden bij de kustlijn (Van Alphen & Damoiseaux,in prep.).

Ook bij de Duitse waddeneilanden zijn noordwest-zuidoost georiënteerde shoreface connected ridges aangetroffen, onder andere ten noorden van Langeroog en Nordeney (fig.33;Swift et al.,1978;Reineck, 1979).

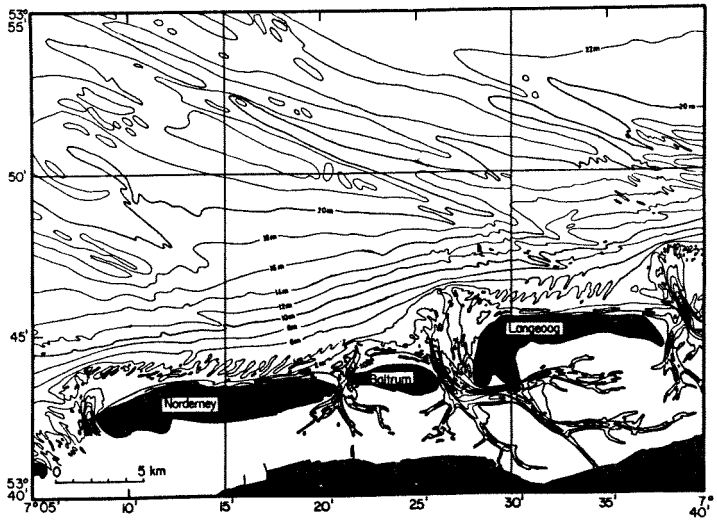


Fig.33 Shoreface connected ridges bij Nordeney (Swift et al.,1978)

Bij 't Harde, de Smal Agt en de rug ten noorden van de Smal Agt is de landwaartse zijde steiler dan de zeewaartse (zie profiel 30 in Wiersma & Van Alphen, in press; profiel 27 en 30 in Postma & Kroon,1986 Niessen,in prep.). De Uiter Rib is het steilst aan de zeezijde (profiel 28 in Wiersma & Van Alphen, in press en Postma & Kroon,1986)of heeft aan beide zijden dezelfde helling (profiel 27 in Postma & Kroon,1986). De ruggen zijn soms gevorkt (Smal Agt, Uiter Rib) of hebben een laagte in het centrale deel ('t Harde) (fig.31). Deze kenmerken komen ook aan andere kusten voor (Swift & Field,1981;Parker et al.,1982).

De Vries (1987) geeft een overzicht van de literatuur die over shoreface connected ridges verschenen is. Veel onderzoek is uitgevoerd aan de oostkust van Noord-Amerika bij Nova Scotia (Hoogendoorn & Dalrymple,1986;Boczar-Karakiewicsz et al.,1987), Virginia (Swift et al.,1972) en Maryland (Swift & Field,1981).

Bij New Jersey is uitgebreid onderzoek verricht aan zandruggen voor de kust (Stahl & Koczan,1974;Stubblefield & Swift,1976). De hieruit ontstane kontroverse over de oorsprong van de verschillende ruggenkomplexen (Stubblefield et al.,1984a;1984b;Swift et al.,1984) heeft geleid tot een groots opgezet onderzoeksprogramma naar de lithologische, stratigrafische en morfologische aspekten van de shoreface connected ridges. Het onderzoek wordt zowel op de rug zelf, op de shoreface als op de verbinding tussen rug en kust gericht. Inmiddels is gebleken dat de ruggen onder de huidige omstandigheden aktief zijn en groeien (Tillman et al.,1986). Dat de ruggen in evenwicht blijven met de veranderende hydrodynamische omstandigheden is aangetoond door het onderzoek naar de interne strukturen door Stubblefield & Swift (1976). Er kon onderscheid gemaakt worden tussen ruggen die door vertikale en laterale groei ontstaan uit een kleine kern, ruggen die ontstaan door samengaan van een aantal kleinere ruggen en ruggen die zich lateraal verplaatst hebben. De laatste twee vormen worden in verband gebracht met het feit dat de afstand tussen de ruggen toeneemt als de waterdiepte groter wordt (Stubblefield & Swift,1976;Huthnance,1982b).

Swift et al. (1978) hebben shoreface connected ridges aan de Atlantische kust van Noord- en Zuid-Amerika en aan de Noordzee kust met elkaar vergeleken. Ze komen tot de volgende algemene kenmerken :

- de ruggen komen voor aan vlakke zandige kusten
- binnen een bepaald gebied is de oriëntatie van de ruggen konstant
- de ruggen maken een hoek van 20° tot 50° met de kustlijn
- deze hoek is open naar de overheersende stroom toe. De stroom kan

zowel getij- als windgedreven zijn
- de helling is over het algemeen minder dan 1 graad
- de ruggen zijn aan de zeewaartse kant steiler dan aan de landwaartse kant. Dicht bij de kust kan het omgekeerde het geval zijn
- de korrelgrootteverdeling over de ruggen vertoont een verschuiving t.o.v. het normale beeld van fijner materiaal in de troggen en grover materiaal op de kammen. De zeewaartse zijde van de ruggen (stroomafwaarts) bestaat uit fijner materiaal dan de landwaartse zijde (stroomopwaarts)
- de ruggen zijn van holocene ouderdom en rusten op een marien transgressie oppervlak (fig.34)

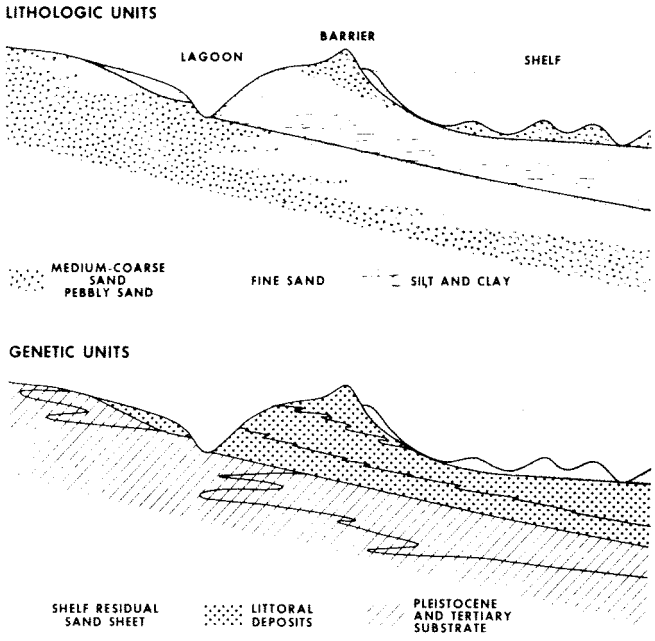


Fig.34 Schematisch model voor de ontwikkeling van een transgressieve stratigrafie (Stahl & Koczan,1974)

De shoreface connected ridges aan de oostkust van Noord-Amerika komen voor in kustgedeelten die een voortdurende achteruitgang ondergaan hebben gedurende de holocene transgressie. Ook aan kusten met een meer komplexe holocene ontwikkeling komen ze voor. In Noord-Argentinië zijn ze aangetroffen in een kustgedeelte dat in het Holoceen achtereenvolgens transgressie (7000-4000 BP), regressie (4000-2000 BP) en transgressie (sinds 2000 BP) gekend heeft. Hier is een 5 meter dik transgressief-regressief holoceen pakket ontstaan boven het pleistocene oppervlak. Een situatie die vergelijkbaar is met die in de Hollandse en Noordduitse kustvlakte (Parker et al.,1982).

Huthnance (1982a;1982b) heeft een model ontwikkeld, waarmee het ontstaan van zandruggen onder invloed van getijstromen verklaard kan worden. Volgens dit model kunnen asymmetrische zandruggen groeien ten koste van andere bodemvormen. Ze zijn het meest stabiel als ze een hoek van ongeveer 28 graden maken met de dominante stroomrichting. Hun onderlinge afstand is zo'n 250 maal de waterdiepte.

Hoewel dit model ontwikkeld is voor offshore ruggen onder invloed van getijstromen, wordt het ook toepasbaar geacht voor shoreface connected ridges (Huthnance,1982b;Parker et al.,1982;Niedoroda et al.,1985a).

Swift et al.(1978) stellen dat shoreface connected ridges binnen een beperkt gebied evenwijdig aan elkaar zijn. Dit is niet altijd het geval. Bij de Hollandse kust (Van Alphen & Damoiseaux,1986) en bij False Cape,Virginia (Swift et al.,1971) maken de shoreface connected ridges deel uit van een komplex van ruggen. Verder van de kust af wordt de hoek met de kust kleiner.

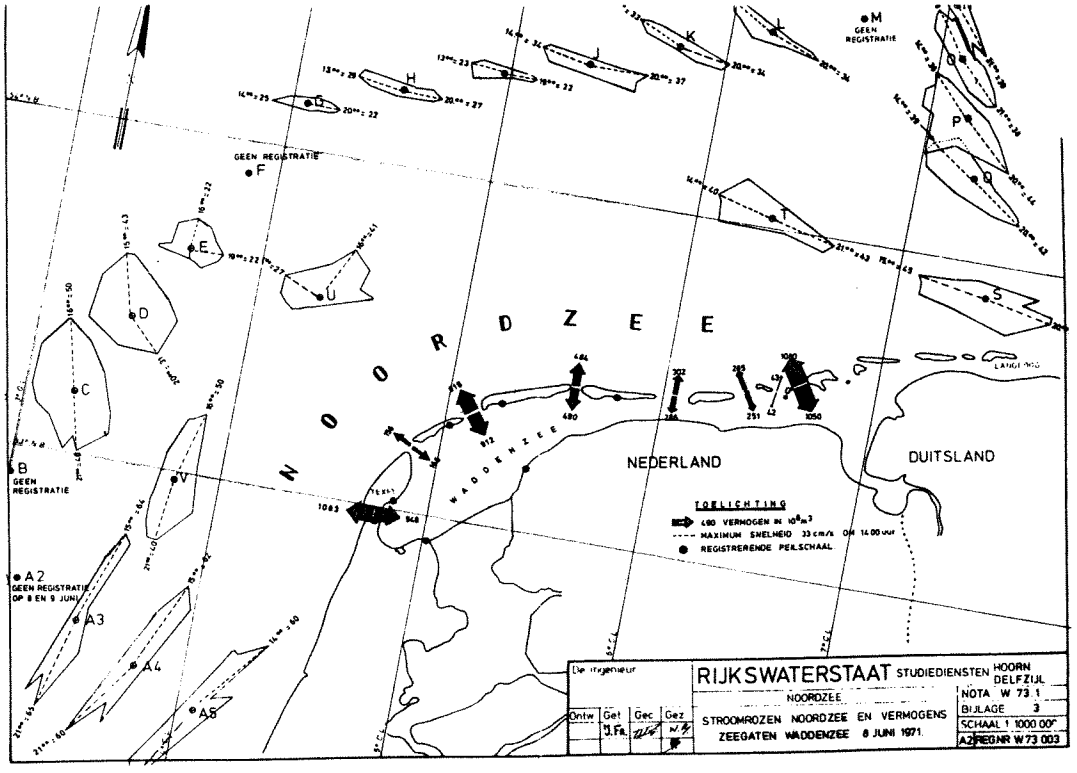


Fig.35 Getij-ellipsen Noordzee (Anonymus,1973)

Volgens het model van Huthnance kan de oorzaak hiervoor in een richtingsverandering van de dominante stroom liggen. Uit metingen van

Rijkswaterstaat blijkt dat de getijstroom om Noordwest- en Noord-Nederland een richtingsverandering ondergaat (Anonymus,1973). De verandering in de richting van de getijstroom (fig.35) en de verandering in de richting van de ruggen wijzen er op dat het ruggenkomplex voor de Nederlandse kust met het model van Huthnance verklaard kan worden.

Een andere verklaring voor het voorkomen van shoreface connected ridges en de richtingsveranderingen die binnen een ruggenkomplex optreden, wordt gegeven door Boczar-Karakiewicz et al. (1987). Zij stellen dat zandruggen in shelfgebieden ontstaan door lange, infragravity golven met een periode van 30 - 300 seconden. Het refraktiepatroon van dergelijke golven (periode 50 - 90 s.) bij een ondieper wordende shelf heeft grote invloed op de richting van zandruggen (vgl. fig.36 en 37). Het sedimenttransport is landwaarts gericht.

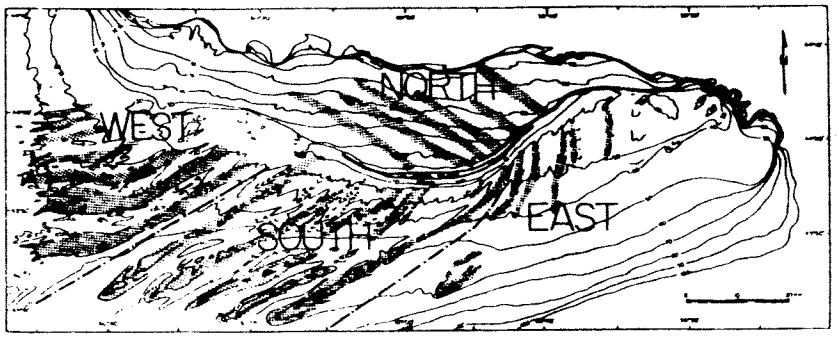


Fig.36 Shoreface connected ridges Sable Island
(Boczar-Karakiewicz et al.,1987)

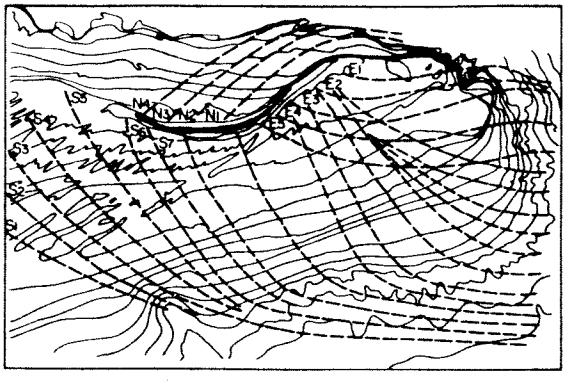


Fig.37 Refraktie diagram, T=50 s, vanuit het oosten
(Boczar-Karakiewicz et al.,1987)

Het model is uitgebreid getest voor de zandruggen bij Sable Island (Nova Scotia), maar ook zandruggen, inklusief de shoreface connected ridges, op andere delen van de Noordamerikaanse shelf worden met infragravity golven in verband gebracht.

De shoreface connected ridges bij Sable Island liggen op een diepte van 20 - 70 meter aan de rand van een oceaan. Het zandruggenkomplex rond Noord-Holland en de Waddeneilanden ligt in een veel kleiner zeebekken en op geringere diepte. Een direkte vergelijking ligt niet voor de hand, maar het lijkt toch interessant om de richting van de ruggen te vergelijken met de voortplantingsrichting van infragravity golven in het Noordzeebekken. Voor richtingen uit het noorden of noordwesten is er geen verband tussen het refraktiepatroon en de richtingen in het ruggenkomplex.

In figuur 38 wordt de migratiesnelheid van shoreface connected ridges geschetst in samenhang met een eroderende kust. De ruggen bewegen in de richting van de overheersende stroom en zeewaarts. Door Swift & Field (1981) wordt een snelheid van 1 meter per jaar aangenomen. Elders worden gemiddelde snelheden van 3 meter per jaar met maxima van 70 meter in een stormjaar genoemd (Swift et al.,1978).

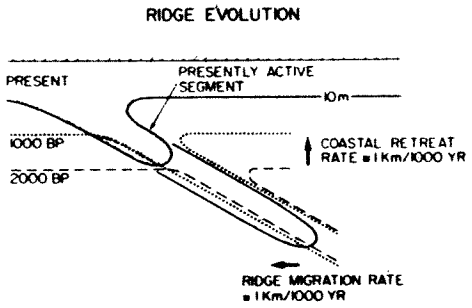


Fig.38 Migratie shoreface connected ridge (Swift & Field,1981)

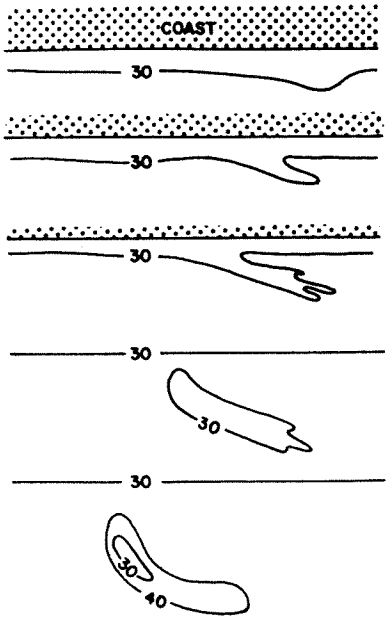


Fig.39 Loslaten shoreface connected ridge (Swift & Field,1981)

Aan de Argentijnse kust hebben de ruggen zich over een afstand van enkele tientallen tot honderden meters verplaatst in een periode van 56 jaar. In dezelfde tijd trad er een kusterosie op van honderden meters (Parker et al.,1982).

Bij een relatief snelle kustachteruitgang kan een shoreface connected ridge het kontakt met de kust verliezen (fig.39).

Bij vrijwel alle onderzoeken worden shoreface connected ridges in verband gebracht met een algemene kustachteruitgang. Mogelijk wordt het hierbij vrijkomende zand gebruikt voor opbouw van de ruggen (Swift e.a.,1978).Wiersma & Van Alphen (in press) vestigen er daarentegen de aandacht op dat er mogelijk een positief effekt op de kustlijn van de ruggen uitgaat. Ook Wolff (1982) is kennelijk van mening dat er een positieve relatie tussen de aanwezigheid van shoreface connected ridges en het kustgedrag bestaat.

Een direkte invloed van de ruggen op het grootschalige gedrag van de kust wordt in het algemeen niet aangenomen. Wel blijkt het kustgedrag ter weerszijden van de aansluiting van de rug op de kust verschillend te zijn. Duane et al. (1972) nemen een aanwas waar van 1 meter per jaar aan de stroomafwaartse kant en een erosie van 0,5 meter per jaar aan de stoomopwaartse kant van een dergelijk punt bij False Cape. Dit wordt in verband gebracht met het refraktiepatroon van windgolven over de ruggen. Ook bij de kust van Virginia en North-Carolina is dit verschijnsel waargenomen (Goldsmith,1976;Everts,1985).

Een dergelijk effekt van shoreface connected ridges op de kust heeft een orde van grootte van enkele kilometers (Everts,1985). De verschillen in erosie en aanwas langs de Hollandse kust (Edelman & Eggink,1962;Kohsiek,1986) zijn grootschaliger.

In de literatuur zijn geen aanwijzigingen te vinden die de hypothese ondersteunen. Niettemin is het opvallend, dat op plaatsen waar het ruggenkomplex verbonden is met de kust, tussen Zandvoort en Egmond en bij Schiermonnikoog, nauwelijks erosie plaatsvindt. Het verdient daarom aanbeveling om aanvullend sedimentologisch en hydrodynamisch onderzoek te verrichten aan de shoreface connected ridges voor onze kust, met name gericht op de sedimentbeweging binnen het ruggenkomplex.

8) Grootschalige kustontwikkeling wordt bepaald door paleomorfologie.

Het woord paleomorfologie heeft een relatieve betekenis. Het is een morfologie die (nog) niet in evenwicht is met de thans heersende processen. De term paleomorfologie kan toepasbaar zijn op diverse tijdschalen. De opkomende vloed treft op het strand de paleomorfologie aan die tijdens het voorgaande hoogwater gevormd is. De huidige kustmorfologie is, als de processen veranderen, de paleomorfologie van morgen.

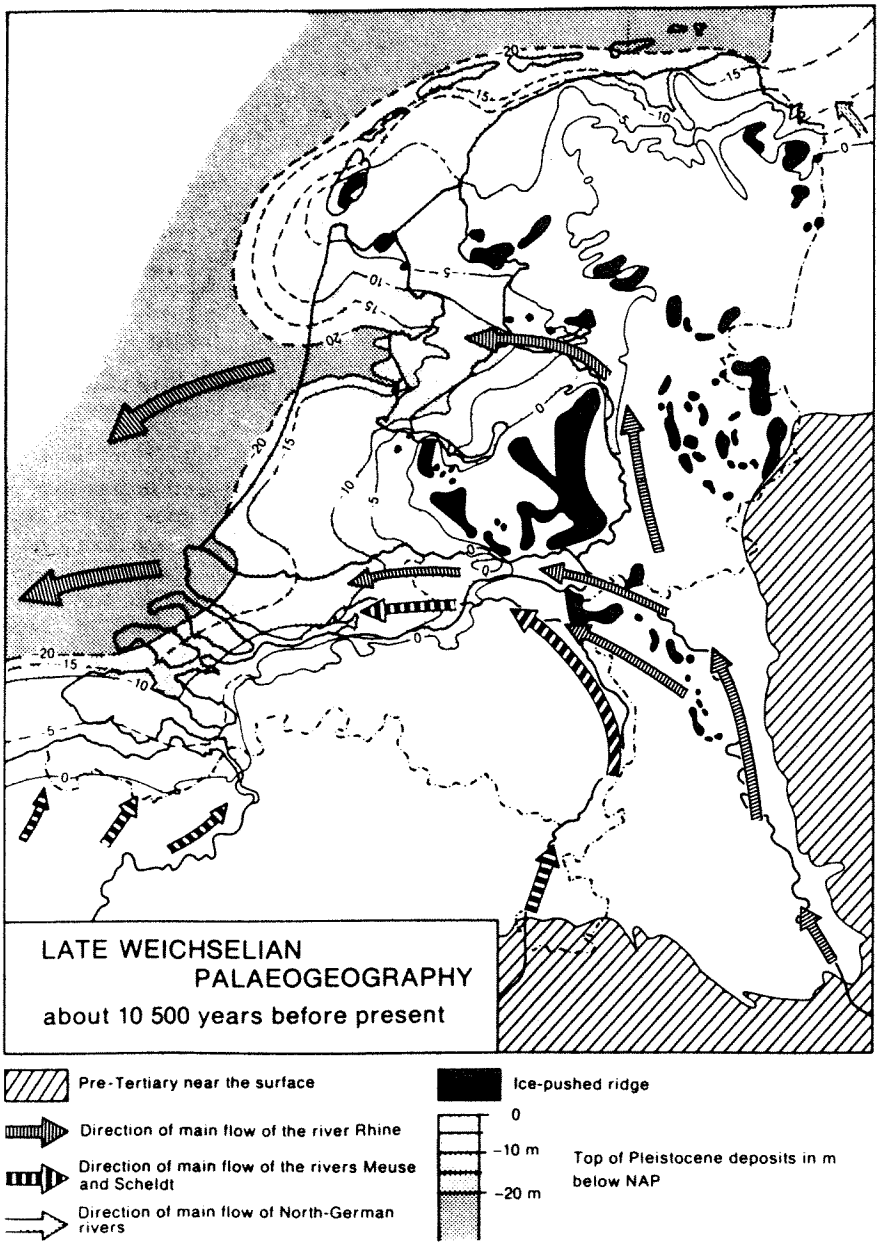


Fig.40 Paleomorfologie Laat-Pleistoceen (Jelgersma et al.,1979)

Bij de beschouwing van de ontwikkelingen in het Holoceen wordt met de term paleomorfologie meestal het pleistocene oppervlak bedoeld. Na de

laatste ijstijd werd het reliëf in West-Nederland gekenmerkt door twee belangrijke rivierdalen. Een in het zuiden, op de plaats waar ook nu de Maas en de Rijn uitmonden, en een ter hoogte van Alkmaar (fig.40). Tussen deze twee depressies in lag een naar het westen glooiend dekzandgebied. In het noorden werd het reliëf nog grotendeels bepaald door een glaciale morfologie uit het Saalien,gekenmerkt door stuwwallen.

Vanuit het geologisch onderzoek is de betekenis van het pleistocene reliëf voor de ontwikkeling in het Holoceen altijd benadrukt (Pons et al.,1963;Hageman,1969;Jelgersma,1983;De Mulder & Bosch,1982;1984).

Deze invloed is vooral duidelijk in het kustgebied ten noorden van Bergen. In dit gebied zijn relatief erosiebestendige glaciale afzettingen gevormd, die door hun hoge ligging het achterliggende gebied zeer lang tegen de zee hebben beschermd. De kustboog westelijk van Texel (fig.40) hangt met deze afzettingen samen. Na de 8e eeuw wordt de kustboog doorbroken.In de 13e eeuw is hij geheel verdwenen en bestaat dit deel van de kust uit de eilanden Callantsoog, Huisduinen, Texel, 't Oog en Eierland (Schoorl,1973;1980;Borger,1977).

Ten zuiden van de kustboog ontstond rond 5300 BP het Zeegat van Bergen aan de noordrand van de pleistocene depressie. De mariene invloed is hier nog tot ongeveer 3000 BP groter dan elders langs de kust (Jelgersma,1983;Zagwijn,1986).

Het begin van de kustontwikkeling in Nederland is sterk bepaald door het pleistocene reliëf. Later wordt deze afhankelijkheid minder. In het kustgebied ten zuiden van Bergen ontstaan vele zeegaten die zich verplaatsen en daarbij pleistocene afzettingen eroderen (Zagwijn,1986; Beets et al.,in prep.). Na het verdwijnen van de kustboog bij Texel ontstaan ook in dit kustgebied nieuwe zeegaten, zoals het Marsdiep en de Zijpe (Schoorl,1980;1985;De Mulder,1984). Het zand dat bij deze erosieprocessen betrokken is geweest kan voor andere kustprocessen als sedimentbron gediend hebben. Ook in die zin is de paleomorfologie van belang.

Rond 4400 BP is de Rijnmond bij Katwijk tot ontwikkeling gekomen. Enig verband met het pleistocene reliëf is uit de paleogeografische kaarten niet af te leiden (Zagwijn,1986).

De in het Holoceen gevormde morfologie is eveneens belangrijk voor latere ontwikkelingen. Plaatsen waar mariene sedimentatie plaatsvond, zijn beter bestand geweest tegen de middeleeuwse erosie dan de omringende veengebieden. Hierbij speelt naast het reliëf van de opgeslibde gronden de samenstelling een rol. Klei is minder erosiegevoelig dan

veen. Ook direkt aan de kust speelt het materiaal waaruit de afzettingen zijn gevormd een rol. Op plaatsen waar zeegaten zijn geweest is grover zand afgezet dan in rustiger milieu's. Aan de korrelgrootte van het duinzand zijn dergelijke gebieden nog te herkennen. Deze korrelgrootte-verschillen kunnen van invloed zijn op kustprocessen, zoals duinafslag (Kohsiek,1984;Vellinga,1986).

Bij kusterosie, zowel tengevolge van een enkele storm als op lange termijn, blijken opvallende verschillen langs de kust op te treden, soms op korte afstand. Dit kan het gevolg zijn van een variatie in korrel-grootte. Daarnaast kan de morfologie aan de kust ertoe leiden, dat erosieve processen steeds op dezelfde plaats werkzaam zijn (Wright & Short,1983; Dolan & Lins,1987).

Ook de grote inscharing langs de zuidwestkust van Walcheren ten zuiden van Zoutelande kan op grond van deze hypothese verklaard worden. Deze huidige inscharingen kunnen namelijk samenhangen met inbraken tijdens de Duinkerke II en IIIa perioden (Wilderom & Van Malde,1968).

De holocene kustontwikkeling in West-Nederland werd aanvankelijk sterk beïnvloed door de pleistocene paleomorfologie. Ook op kortere tijd-schalen speelt de uit een vroegere periode overgebleven morfologie (plaatselijk) een rol bij de kustontwikkeling.

In hoeverre de mariene paleomorfologie in de vorm van 'shoreface connected ridges' en kleibanken van belang is voor de kustontwikkeling is nog niet duidelijk.

De hypothese dat de kustontwikkeling wordt bepaald door de paleo-morfologie is te absoluut. De paleomorfologie heeft wel invloed. Dit houdt in dat de huidige morfologie invloed zal hebben op toekomstige ontwikkelingen.

TAAKGROEP 100

1) De grootschalige kustontwikkeling wordt gedomineerd door golfgedreven langstransport (kustdrift)

Deze hypothese wordt verdedigd in "Waarheden omtrent kustgedrag" (Bakker en Smit,1987)

2) De grootschalige kustontwikkeling wordt niet bepaald door de gradiënt in het langstransport,maar door variaties langs de kust in het dwarstransport.

Deze hypothese wordt verdedigd in "Grootschalige kustvormende processen. 1-, 2-, 3-, of 4-dimensionaal" (Wiersma,1987a). Sterk overeenkomende gedachten zijn recentelijk door Wright (1987) gepubliceerd.

3) De grootschalige kustontwikkeling wordt bepaald door de stand van een drieluik, waarbij elk luik het transport weergeeft in een van de zones : foreshore (strand), nearshore (banken) en offshore (getijden op vlakke zeebodem).

Deze hypothese wordt verdedigd in "Het Drieluikmodel : combinatie van golf-gedomineerd dwars- en langstransport met getijdetransport in dieper water" (Boersma,1987).

4) De genese van de gesloten Hollandse kust wordt sterk bepaald door de verhouding tussen de processen bij rustig en bij ruw weer. Zowel de dwars- als de langskomponent zijn hierbij van belang.

Deze hypothese wordt verdedigd in "De ontwikkeling van de gesloten Hollandse kust ; een hypothese" (Louisse,1987)

5) De Hollandse kust is een gesloten systeem over een periode van 100 - 200 jaar, als de grenzen gekozen worden bij :
   a) Het duinafslagprofiel
   b) Buitenzijde brandingszone en hoogwaterlijn
   c) Zeezijde aktieve wig en 20 m landwaarts van hoogste punt zeereep

b) Zeezijde aktieve wig en zeeniveau landwaarts van duinen of zeekering.

De geldigheid van deze hypothesen zal getoetst moeten worden aan de analyse van het JARKUS bestand gekombineerd met de kernen uit de aktieve wig.

6) De staande golven, met een toenemende amplitude, langs de kust, die te herkennen zijn in duinvoet, hoog- en laagwaterlijn, worden veroorzaakt door menselijk ingrijpen.

De geldigheid van deze hypothese moet blijken uit een vergelijking van de analyse van het JARKUS bestand met menselijke ingrepen langs de kust.

7) Er is sprake van sedimentaanvoer over de zeewaartse begrenzing van de kuststrook als gevolg van getij-geïnduceerd transport.

8) Er is sprake van sedimentafvoer over de zeewaartse begrenzing van de kuststrook als gevolg van getij-geïnduceerd transport.

Aan dit punt wordt in twee binnen Taakgroep 100 verschenen notities aandacht geschonken.

Boersma (1987) stelt dat het getijdetransport een grote rol speelt in waterdiepten beneden de 10 meter. Dit blijkt uit de korrelgrootteverdeling (afname tot 8 meter, daarna toename) en de zandgolvenmorfologie van de diepere delen van het profiel. Aanvoer of afvoer over de zeewaartse begrenzing van de kuststrook hangt af van de richting van het getij-geïnduceerd transport.

Louisse (1987) benadrukt, dat het getij als zodanig niet van invloed is op het transport van zand. Alleen bij een grote orbitaalsnelheid bij de bodem tengevolge van hoge golven bij ruw weer kan de getijstroming in suspensie gebracht zand transporteren. De transportrichting hangt dan af van de kombinatie van meteorologische omstandigheden en de fase van het getij.

Uit onderzoek aan een macrogetijde kust in Australië is gebleken, dat er omstandigheden kunnen zijn waaronder de richting van het transport van sediment over de bodem tegengesteld is aan de transportrichting van gesuspendeerd materiaal. Het tijverschil moet dan wel zo groot zijn, dat de orbitaalsnelheid van de golven aan de bodem een wezenlijk verschil vertoont bij laag en hoog water. Het getij moet bovendien asymmetrisch zijn (Wright,1981).

Er is op een afstand van 3 tot 30 km uit de Hollandse kust een netto bodemstroom. Deze bodemreststroom wordt, althans volgens Spanhoff et al. (1987), waarschijnlijk veroorzaakt door de zoutgradiënt haaks op de kust. Of dit echter oorzaak of gevolg is, is nog niet duidelijk. Dit ook omdat elders langs de kust, zoals ten westen van Texel, waar de zoutgradiënt minder van belang is, deze kustgerichte bodemstroom zich eveneens voordoet (zie bv. Dietrich,1963).

Uit langdurige metingen (1 jaar) bij Noordwijk en Egmond is de grootte en richting van de reststroom voor dit deel van de Hollandse kust duidelijk geworden. De reststroom op ±4 meter boven de bodem wordt sterk beinvloed door de wind, maar heeft vrijwel altijd een kustwaartse komponent. Alleen bij zuidwesten wind is hij parallel aan de kust. Wordt

de reststroom op deze diepte gemiddeld over een paar maanden dan blijft er een netto stroming over, die kustwaarts gericht is op 30 en 20 km uit de kust en dichter bij de kust afbuigt naar het noorden (fig.41). De kustwaartse komponent heeft op 3 km van de kust nog een grootte van ±1,5 cm/s.

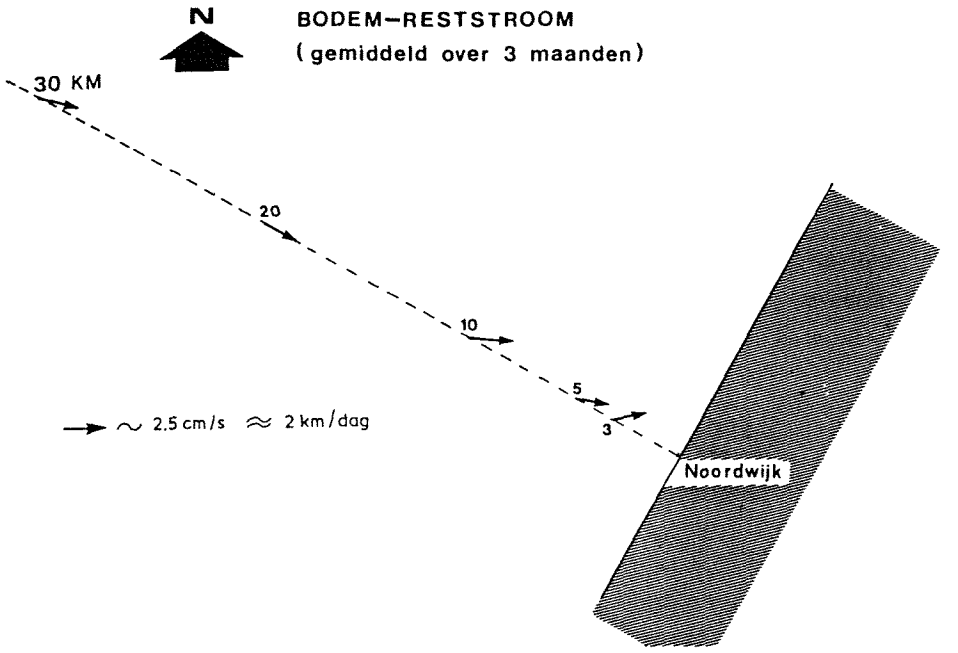


Fig.41 Bodemreststroom bij Noordwijk (Spanhoff et al.,1987)

Uit metingen bij Scheveningen blijkt dat een reststroomkomponent met deze richting en grootte ook dichter bij de kust (op 500 m van de kustlijn) en dichter bij de bodem (2 meter) optreedt (Spanhoff et al.,1987).

Het grootste deel van het sedimenttransport vindt plaats in een zone van minder dan twee meter van de bodem. De snelheid van de reststroom kan dichter bij de bodem sterk afnemen, maar het lijkt onwaarschijnlijk dat de reststroom daar kustafwaarts wordt.

Hypothese 7 wordt door de metingen bij Noordwijk, Egmond en Scheveningen ondersteund, hypothese 8, windinvloeden nadrukkelijk buiten beschouwing latend, niet.

9) De dagelijkse gang van golven en getij zijn niet van belang ; alleen extremen bepalen de kustontwikkeling.

10) Extreme situaties zijn niet van belang ; alleen de dagelijkse gang van golven en getij bepaalt de kustontwikkeling.

Uit talrijke onderzoeken is gebleken, dat bij extreme situaties zoals stormen, materiaal vanuit ondiep naar dieper water wordt gevoerd en daar ook blijft liggen. Zowel in de Duitse Bocht (Aigner & Reineck,1982;Aigner,1985), Zuid-Brazilië (Figueiredo et al.,1982) als in de Atlantic Bight aan de oostkust van de Verenigde Staten (Swift et al.,1981;Niedoroda et al., 1985b) zijn op diepten van 10 - 15 meter stormzanden aangetroffen, waarvan vaststaat dat het zand niet slechts ter plaatse omgewerkt is, maar afkomstig is uit het bovenste deel van de nearshore zone of van het strand.

Ook fossiel zijn dergelijke stormzanden aangetroffen (Hobday & Reading,1972; Kreisa,1981). Brenchley & Newall (1982) beschrijven in afzettingen uit het Ordovicium stormzanden die in de vorm van lobben zijn afgezet door met muistromen vergelijkbare, maar veel grootschaligere,stromingen tengevolge van stormen.

Kumar & Sanders (1976) stellen dat in bewaard gebleven ondiep mariene afzettingen het grootste deel uit stormafzettingen bestaat en slechts een minimaal deel uit afzettingen die bij rustig weer zijn gevormd. Hierbij speelt een rol dat zand dat is aangevoerd onder rustige omstandigheden, omgewerkt wordt gedurende een grote storm en zo als stormafzetting bewaard blijft.

In het algemeen wordt gesteld dat tijdens rustig weer het sediment onder invloed van zeegang en deining naar de kust toe beweegt. Tijdens stormen wordt het zand onder invloed van stroming langs de bodem zeewaarts gevoerd (Niedoroda et al.,1985a).

In ondiep water (banken) wordt na een storm de rustig weer situatie snel hersteld. Dat is eerder een kwestie van uren dan van dagen (Mason et al.,1984; Sallenger et al.,1985). De terugkeer van sediment uit dieper water kost veel meer tijd en kan maanden duren.

De tijdens stormen optredende zeewaartse bodemstroom kan zeer veel zand verplaatsen. Niedoroda & Swift (1981) hebben voor Long Island, Verenigde Staten, een stroomsnelheid van 60 cm/s waargenomen. Metingen aan sedimentpakketten in de Duitse Bocht tonen aan dat tijdens een storm 4,2 miljoen kubieke meter zand vanaf de ondiepe kustzone naar

diepere delen verplaatst kan worden (Gadow & Reineck,1969).

Spierenburg (1987) heeft aangetoond, dat in de Noordzee onder extreme omstandigheden verweking van de bodem kan optreden door druktoename van het poriënwater. Deze instabiliteit hangt af van de relatie tussen de vloeistofmechanische processen in de zee en de grondmechanische processen in de bodem. De waterdiepte, de hoogte en steilheid van de golven en de pakking van het sediment zijn van belang. Of er verweking optreedt hangt ook af van voorafgaande stormen. Nieuw afgezet of omgewoeld zand wordt tijdens een periode met stormen steeds kompakter. Een extreme storm die op zo'n periode volgt, veroorzaakt minder snel verweking dan een extreme storm die optreedt kort na de afzetting of omwoeling van het zand.

Op een diepte van 20 meter kan verweking optreden als de significante golfhoogte oploopt tot 5,5 meter. Vooral de steilheid van de golf is van invloed op dit proces. Dichter bij de kust veranderen de golven van vorm en neemt de steilheid toe, waardoor de voorwaarden voor het optreden van instabiliteit gunstiger worden (Spierenburg,1987).

Het is mogelijk, dat dit soort processen verband houden met het door Seymour (1986) gekonstateerde optreden van troebelingstromen in de brandingszone. Onder extreme omstandigheden, met hoge energie en lange golven, kan aan de bodem een mengsel van water en sediment ontstaan, dat door zijn grotere dichtheid dan zeewater snel naar dieper water stroomt. Op deze manier kan bij stormen veel sediment naar dieper water afgevoerd worden.

Uit onderzoek bij Long Island is gebleken dat, over het jaar genomen, het transport tengevolge van stormen overheerst over het transport bij rustig weer (Lavelle et al.,1978;Swift et al.,1981;1985). De extreme situatie bij storm wordt dan ook verantwoordelijk gehouden voor de 1000 meter teruggang van de kust in de laatste honderd jaar (Niedoroda & Swift,1981).

De onderzoeken van Swift en anderen hebben de aandacht gevestigd op het belang van extreme situaties voor de kustontwikkeling. De onderzoeken bij Long Island ondersteunen hypothese 9 dan ook volledig.

De oostkust van de Verenigde Staten kent nauwelijks getijde invloed en het effekt van de dagelijkse gang van het getij speelt daar geen grote rol. Bij de Nederlandse kust valt hiervan wel invloed te verwachten en kan de verhouding tussen extremen en dagelijkse gang heel anders liggen.

Een waarschuwing tegen hypothese 9 en een ondersteuning van

hypothese 10 komt uit het onderzoek aan de laagenergetische westkust van Florida. Stormen komen er nauwelijks voor. Barrière eilanden ondergaan er grote veranderingen onder invloed van de dagelijkse processen (Davis, in prep.).

Ook in Louisiana blijkt het belang van de dagelijkse gang van zaken groter dan dat onder extreme omstandigheden. Hoewel aanvankelijk werd gedacht dat de stormerosie tijdens hurricanes het belangrijkste proces was, bleek na anderhalf jaar onderzoek het getij de grootste rol te spelen (Coleman,pers.med.).

Het is mogelijk dat door de hypothesen 9 en 10 slechts een schijntegenstelling wordt opgeroepen. Uit de literatuur blijkt dat zowel de extreme situaties als de dagelijkse gang van zaken van belang zijn.

De effekten van de processen die onder rustige omstandigheden optreden en die onder extreme omstandigheden optreden zijn bovendien verschillend voor de nearshore zone (tot 10 à 15 m) en de offshore zone (>15m) (Swift et al.,1981).

Er zijn zowel gebieden waar bij rustig weer herstel plaatsvindt van de door een storm veroorzaakte erosie als gebieden waar de achteruitgang door stormen blijvend is.
De verschillen die het netto effekt bepalen kunnen klein zijn, zodat het voor het inzicht in de kustontwikkeling van belang is beide omstandigheden te bestuderen.

11) De samenhang tussen de korrelgrootteverdeling en de kusthelling is van dominant belang voor de vorm en de ontwikkeling van de kust.

Voor stranden is onderzoek gedaan naar het verband tussen de korrelgrootte van het zand en de helling. Bascom (1951) vond voor de midtij zone een direkt verband, waarbij de helling toeneemt als het materiaal grover wordt (fig.42). Omdat de korrelgrootte variëert over het strand, moeten de monsters steeds in dezelfde zone t.o.v. de hoog- en laagwaterlijn genomen worden. De helling van een strand wordt bepaald door de korrelgrootte en de golfenergie. De laatste faktor speelt een grote rol. Eroderende stranden worden vlakker en stranden waar sedimentatie optreedt, worden steiler, zodat hetzelfde strand bij stormweer vlakker is dan bij rustig weer. Hoe vlak het strand wordt, hangt af van de korrelgrootte. Ook de mate waarin het strand 'beschermd' wordt door brandingsruggen is van belang (Bascom,1951;Van den Berg,1977; Davis,1985;Vellinga,1986).

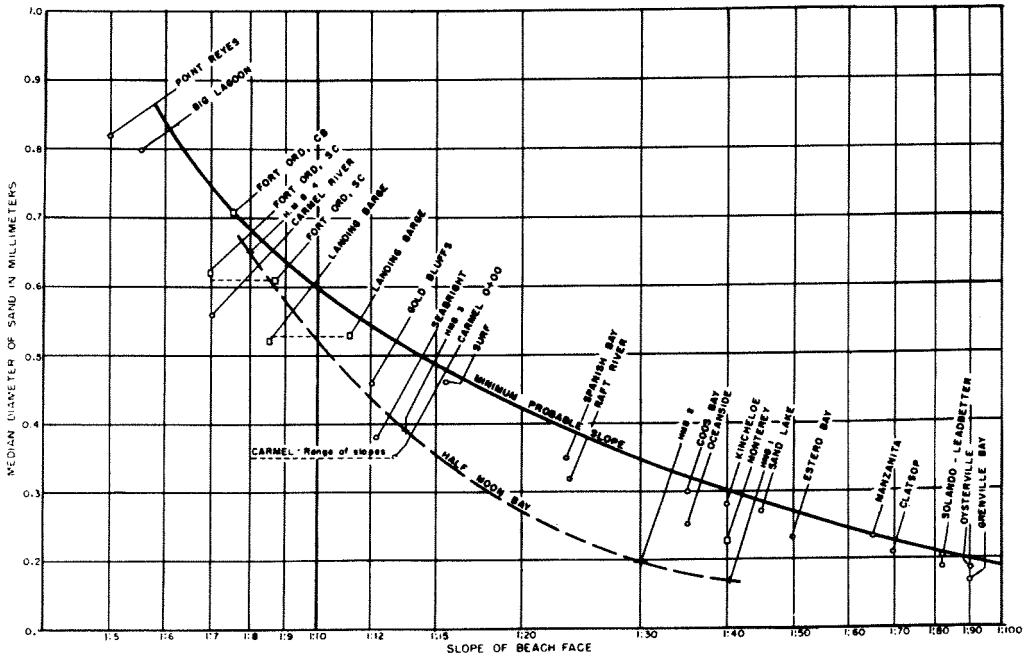


Fig.42 Strandhelling versus korrelgrootte (Bascom,1951)

Sunamura (1984) stelt dat de helling van een strand bepaald wordt door een dimensieloze parameter, waarin zowel de hoogte en periode van de golven als de diameter van het zand zijn opgenomen. De door hem afgeleide empirische formules voor veld- en laboratoriumomstandigheden verschillen echter aanzienlijk. Wel neemt in beide gevallen de helling van het strand toe met toenemende korrelgrootte. Recent onderzoek aan de stranden van Australië ondersteunt deze samenhang (Wright & Short,1984).

De korrelatie tussen korrelgrootte en helling van een strand wordt veroorzaakt door het feit dat de permeabiliteit van de korrelgrootte afhangt. De permeabiliteit van het strandzand is bepalend voor de hoeveelheid water die beschikbaar is voor golfafloop. De verhouding tussen golfafloop en golfoploop is bepalend voor de helling (Shepard, 1973). Omdat grof zand meer doorlatend is dan fijn zand, zal de helling van een strand met grof zand steiler zijn dan die van een strand met fijn zand (tab.3).

Tab.3 Strandhelling en korrelgrootte (Shepard,1973)

Type of Beach Sediment	Size	Average Slope of Beach Face
Very fine sand	1/16–1/8 mm	1°
Fine sand	1/8–1/4 mm	3°
Medium sand	1/4–1/2 mm	5°
Coarse sand	1/2– 1 mm	7°
Very coarse sand	1– 2 mm	9°
Granules	2– 4 mm	11°
Pebbles	4– 64 mm	17°
Cobbles	64–256 mm	24°

McLean & Kirk (1969) stelden bij hun onderzoek aan stranden in Nieuw-Zeeland vast dat het verband tussen korrelgrootte en helling sterk afhankelijk is van de sortering. Hoe beter de sortering hoe duidelijker het verband tussen korrelgrootte en helling.

Overigens is bij veel van deze onderzoeken de variatie in korrelgrootte veel groter dan de korrelgrootteverschillen langs de Hollandse kust. Het is de vraag of de afgeleide verbanden over een klein korrelgrootte traject van 150 - 400 um nog zo duidelijk zijn (fig.42 en tab.3).

De relatie tussen de korrelgrootte enerzijds en de golfoploop, golfafloop en permeabiliteit anderzijds maakt duidelijk dat de door Bascom (1951), Shepard (1973) en Sunamura (1984) gevonden relaties uitsluitend voor strandhellingen gelden en niet voor hellingen in dieper water. Op grond van theoretische overwegingen leidt Edelman (1967) af dat ook de helling van het evenwichtprofiel in de brekerzone alleen bepaald wordt door de aard van het bodemmateriaal. Hij stelt dat deze helling gelijk is aan de gemiddelde helling van het natte strand.

Voor de Noordzeestranden is aangetoond, dat op één plaats de korrelgrootte van eb- naar vloedlijn groter wordt en dat deze toename

evenredig is met de strandhoek. Het verschil in strandhoek tussen de verschillende kustgedeelten bleek echter niet te verklaren uit een verschil in korrelgrootteverdelingen (Depuydt,1972). Endema (1979) vindt voor de kust van Noord-Holland en de Waddeneilanden een vrij systematische afname in de korrelgrootte van de laagwaterlijn naar de duinvoet. Uit de presentatie van zijn gegevens komt een positieve relatie naar voren tussen de toename van de helling van het strand en de toename van de gemiddelde korrelgrootte (Kollen,1987). Nanninga (1984) vindt bij Egmond geen verband tussen de gemiddelde korrelgrootte en de strandhelling.

Van Straaten (1965) heeft voor twee raaien loodrecht op de kust bij Scheveningen en IJmuiden de korrelgrootteverdelingen bepaald van zandmonsters op verschillende diepten (fig.43). Aan het strand wordt matig fijn tot matig grof zand gevonden (150-240 µm). Op een diepte van 4 - 10 meter zeer fijn zand (105-150 µm) en van 10 - 20 meter grof zand. Dit laatste is bij Scheveningen (>300 µm) grover dan bij IJmuiden (<300 µm). Een dergelijke verdeling wordt ook gevonden aan de oostkust van de Verenigde Staten (Swift et al.,1971;fig.44). Beide auteurs benadrukken het belang van de diepte in verband met de golfenergie. Een relatie tussen korrelgrootteverdeling en de helling van de bodem wordt niet gelegd.

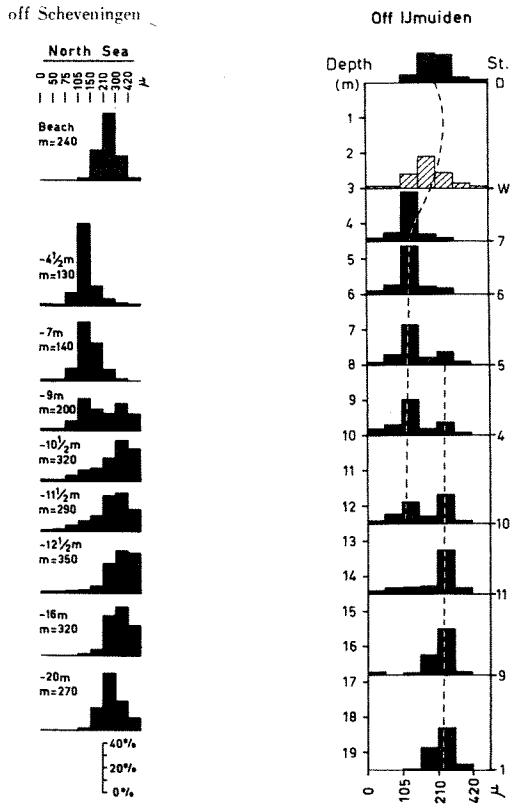


Fig.43 Korrelgrootteverloop met de diepte (Van Straaten,1965)

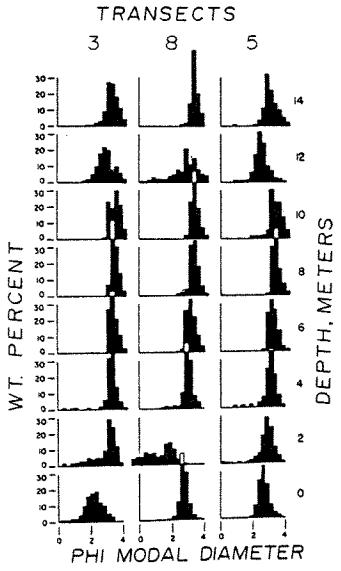


Fig.44 Korrelgrootteverloop met de diepte (Swift et al.,1971)

De profielen ter plaatse van de door Van Straaten (1965) gegeven korrelgrootteverdelingen laten geen hellingverschil zien in het traject van 10 - 16 meter diepte, hoewel het zand bij Scheveningen grover is dan bij IJmuiden (profiel 21 en 29,Postma & Kroon,1986).

In figuur 45 zijn de bathymetrie en de korrelgrootte van de zeebodem voor de kust van Holland weergegeven (Eisma,1968). Op de korrelgroottekaart (fig.45b) is een gebied met grof zand (>275 μm) ten zuiden van Zandvoort en een gebied met fijn zand ten noorden daarvan aangegeven. Een direkt verband met de afstanden tussen de dieptelijnen van de bathymetrische kaart (fig.45a) is er niet.

Vergelijken we de morfologische kaart van de kust (Van Alphen & Damoiseaux,1986) met de oppervlaktedelfstoffenkaart (Niessen & Schuttenhelm,1986), dan blijkt binnen de 10 meter dieptelijn, die op ongeveer 1,5 km uit de kustlijn ligt, fijn zand voor te komen (125-250 μm). Het verloop van de 20 m dieptelijn deelt de Hollandse kust in drieën. Ten zuiden van Scheveningen is de afstand tot de kust ±7,5 km. Tussen Scheveningen en Egmond 12 - 19 km en ten noorden van Egmond ±6 km. De korrelgrootte van het zand vertoont een vierdeling. Tussen Hoek van Holland en Scheveningen fijn zand (63-250 μm), van Scheveningen tot Zandvoort grof zand (250-300 μm), van Zandvoort tot Egmond fijn zand (63-250 μm) en ten noorden van Egmond grof zand (250- >500 μm). De grens bij Zandvoort is in de bathymetrie en de morfologie niet terug te vinden.

In tegenstelling tot het bovenstaande zijn de resultaten van een gedetailleerde monstername in 1986 en 1987. Tussen Terheyde en Egmond aan Zee werden tot op een afstand van 1000 meter uit de kust en een diepte van ongeveer 10 meter oppervlaktemonsters genomen. Tegelijkertijd werd het kustprofiel bepaald (Van Alphen,1987). Hieruit bleek dat rela-

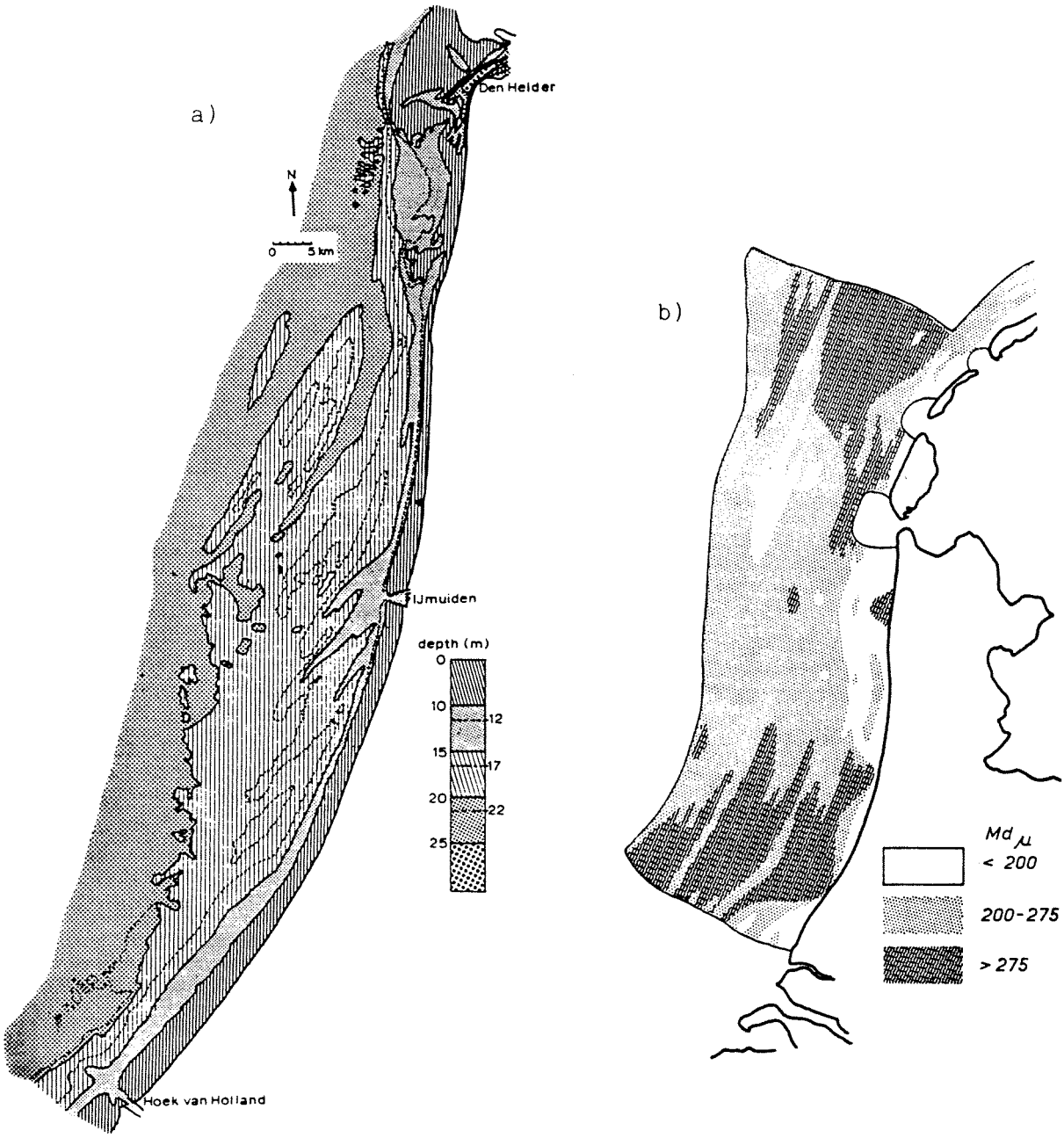


Fig.45 Bathymetrie (a) en korrelgrootte (b), Hollandse kust (Eisma,1968)

tief grof zand (200- 270 μm) tussen IJmuiden en Egmond samengaat met een relatief steil dwarsprofiel. Tussen Scheveningen en IJmuiden is het zand fijner (160 - 240 μm) en zijn de profielen vlakker. Ten zuiden van Scheveningen komt weer grover zand voor (tot 400 μm) en zijn de hellingen steiler.

Het verband tussen korrelgrootte en helling dat in Van Alphen (1987) gevonden wordt is op dit moment nog slechts een indicatie voor de juistheid van de hypothese. Echter, ook Dean (1983) heeft vastgesteld dat er invloed is van de korrelgrootte op de helling. Zijn gegevens

betreffen een zone van 200 meter uit de kust met een waterdiepte tot 7 meter.

De verdere literatuur betreft voornamelijk onderzoek aan stranden en onderbouwt de hypothese niet.

Of de samenhang tussen korrelgrootte en helling van dominant belang mag worden geacht voor de vorm en ontwikkeling van de kust is vooralsnog niet duidelijk.

12) Niet zozeer het kortgolvige, windgedreven, golf- en stromingstransport, maar het langgolvige, bv. door getijde en deining bepaalde transport bepalen de grootschalige kustontwikkeling.

Windgolven aan het zeeoppervlak zijn op verschillende manieren in te delen. Er zijn indelingen naar golfperiode, naar beweging van het golfprofiel en naar de golfenergieverdeling.

Bij de indeling naar golfperiode worden onderscheiden :

a) Inkomende golven, bestaande uit zeegang en deining. Zeegang wordt veroorzaakt door ter plaatse en in de omgeving heersende wind. Onder deining worden golven verstaan die niet meer onderworpen zijn aan de wind die hen opwekte. Deining is elders ontstaan uit zeegang (Groen & Dorrestein,1976). Bij het verplaatsen van het golfveld dempen de hogere frekwenties uit. In de praktijk heeft zeegang een periode van 3 tot 10 sekonden en deining van 10 tot 20 sekonden.

b) Harmonische golven. De periode van deze golven is per definitie de helft van de periode van de inkomende golven.

c) Subharmonische golven. De periode van deze golven is per definitie twee maal zo groot als de periode van de inkomende golven.

d) Infragravity golven. De periode van deze golven is per definitie groter dan 20 of 30 sekonden. De keus voor 20 of voor 30 sekonden verschilt per onderzoeker. "Infragravity" wil zeggen dat de frekwentie laag is vergeleken met gewone ('gravity') windgolven. De Nederlandse term zwaartekrachtsgolven wordt zowel voor lange als voor korte golven gebruikt (Battjes,1985).

Er moet onderscheid gemaakt worden tussen autonome infragravity golven, die ook offshore voorkomen, en infragravity golven die dicht bij de kust ontstaan door interakties tussen golven met hogere frekwenties. Deze laatste infragravity golven hangen samen met variaties in het watertransport in de brandingszone, die verband houden met het feit dat inkomende golven vaak voorkomen in golfgroepen. Deze modulatie kan zijn energie overdragen aan lange golven met dezelfde frekwentie als de modulatie (Holman,1983). Ze werden oorspronkelijk 'surf beat' genoemd (Munk,1949). De term 'surf beat' wordt wat ruimer gebruikt dan infragravity golven en is niet gebonden aan een minimale periode van 20 of 30 sekonden (Guza & Thornton,1985).

De kategorieen a, b en c zijn genetisch met elkaar verbonden. De infragravity golven zijn alleen gedefiniëerd door de grootte van hun

periode. Er kunnen overlappingen in de indeling optreden, waarbij bijvoorbeeld een subharmonische golf tevens een infragravity golf is of een subharmonische van de zeegang niet te onderscheiden is van deining.

Bij de indeling naar beweging van het golfprofiel worden onderscheiden :

a) Lopende golven. Deze golven worden gekenmerkt door zich horizontaal verplaatsende golfkammen.

b) Staande golven. Deze golven ontstaan door een kombinatie van golven met een konstant faseverschil. De golven verplaatsen zich niet horizontaal, maar vertonen plaatsen met minimale en met maximale golfhoogte.

De indeling naar de golfenergie speelt een rol in de brandingszone. De energie van een in de brandingszone ontstane lange golf kan zeewaarts verdwijnen of door refraktie binnen de brandingszone blijven. Er worden op grond hiervan twee vormen onderscheiden (Suhayda,1974;Holman & Sallenger,1986) :

a) 'Leaky mode' of 'leaky wave'. De voortplantingsrichting van de golf maakt een kleine hoek met de normaal op de kust. De komponent van de golflengte parallel aan de kust is groot vergeleken met de golflengte voor diep water ($k_y < w^2/g$, met k_y = golfgetal langs de kust, w=frekwentie en g=zwaartekrachtversnelling). Soms wordt voor deze golven de term surf beat gebruikt (Gerritsen & Van Heteren,1984;Nanninga, 1984).

b) 'Trapped mode' of 'edge wave'. De voortplantingsrichting van de golf maakt een grote hoek met de normaal op de kust. De komponent van de golflengte is vergelijkbaar met die voor diep water ($k_y \geqslant w^2/g$). Dwars op de kust dempt het profiel snel uit (fig.46).

De drie indelingen zijn in principe onafhankelijk van elkaar. Wel is het zo, dat wanneer in de literatuur over leaky waves en edge waves gesproken wordt, er meestal tevens sprake is infragravity golven.

De infragravity golven zijn belangrijk voor de ontwikkeling van de kust. Ze hebben meer invloed op de morfologie bij de kustlijn dan zeegang en deining. Vooral tijdens stormen als de energie van de inkomende golven hoog is, zijn de omstandigheden gunstig voor het optreden van subharmonische en infragravity golven (Holman & Sallenger, 1986).

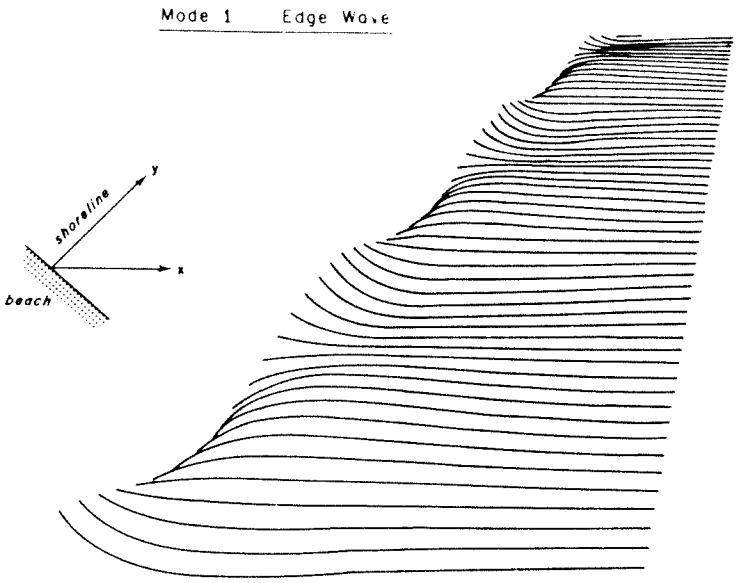


Fig.46 Edge waves (Holman,1983)

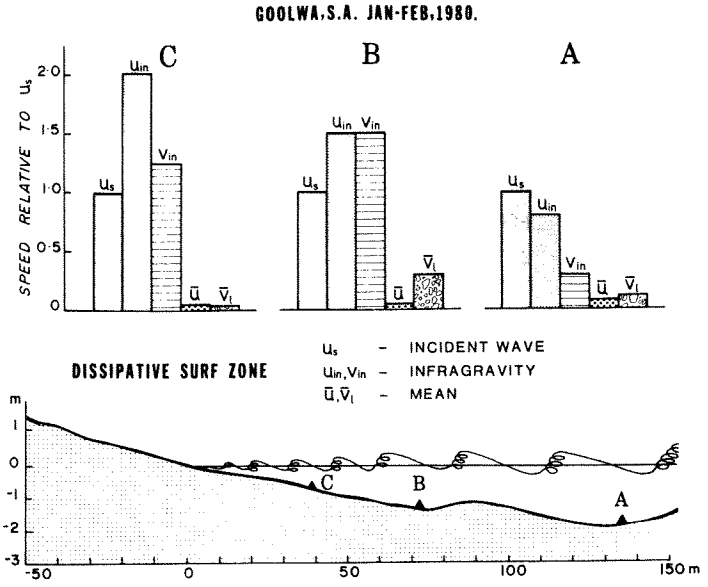
Brandingsruggen hebben een golflengte die overeenkomt met die van infragravity golven. Ook de ritmische patronen in de morfologie langs de kust hebben een golflengte in die orde van grootte, zoals 'crescentic bars' (Bowen & Inman,1971). Volgens Bowen & Huntley (1984) zijn de infragravity leaky waves vooral belangrijk in de richting dwars op de kust en hangt het ontstaan van brandingsruggen met deze golven samen. De infragravity edge waves zijn belangrijk in de langsrichting parallel aan de kust en zijn verantwoordelijk voor de morfologische patronen in deze richting. Andere auteurs schrijven het ontstaan van brandingsruggen toe aan staande (Short,1975) of lopende (Huntley,1976;Holman & Bowen,1982; 1984) edge waves.

Wright (1982) wijst erop dat lange golven aan lange stranden vaak ontwikkeld zijn als leaky waves of lopende edge waves en aan korte, ingesloten stranden als staande edge waves.

Ook de morfologie buiten de brandingszone wordt wel met infragravity golven in verband gebracht. Boczar-Karakiewicz et al. (1987) schrijven de aanwezigheid van 'shoreface connected ridges' bij Nova Scotia toe aan refraktie van (autonome) infragravity golven met een periode van 50 tot 90 sekonden.

De relatieve invloed van korte en lange golven op stromingen langs de bodem en het netto zandtransport hangt af, of hangt samen met, van de morfologie van het strand en de brekerbodem. Bij dissipatieve kusten spelen golven met een lange periode een grotere rol dan bij reflektieve kusten (Wright,1982;Wright & Short,1983;Holman,1983).

De snelheden in de brandingszone worden meer bepaald door de infragravity golven dan door de inkomende golven. Vooral bij dissipatieve kusten is dat het geval (fig.47).



Process signature across a high-energy dissipative surf zone, Goolwa, South Australia. The bar graphs indicate the *relative* magnitudes (scaled relative to the significant velocity amplitude u_s of the incident waves) of u_s velocity amplitudes of shore normal and shore parallel flows at infragravity frequencies; and $\bar{u}$, $\bar{v}$, net time averaged shore normal and alongshore currents.

Fig.47 Relatieve grootte van snelheden (Wright & Short,1983)

Uit veldonderzoek in Oregon is gebleken, dat dit invloed heeft op het in suspensie brengen van sediment. De gemiddelde hoeveelheid gesuspendeerd materiaal was gedurende een periode met veel infragravity bewegingen 3 tot 4 maal zo groot als gedurende perioden waarin alleen inkomende golven voorkwamen (Beach & Sternberg,1987). Dit verbreedt de konstatering van Vellinga (1986) dat het offshore transport bepaald wordt door de koncentratie van door de branding in suspensie gebracht sediment.

De energie van inkomende golven neemt af naar de kust door breking, de energie van infragravity golven niet. Dit houdt in dat erosie gedurende stormen voor een belangrijk deel veroorzaakt wordt door edge waves (fig.48; Holman,1983; Guza & Thornton,1985; Holman & Sallenger,1986). In situaties waarin de inkomende golven minder energie verliezen, bijvoorbeeld bij hoog water ten gevolge van stormvloeden kan dit verschil minder uitdrukkelijk zijn.

Veel energie in de brandingszone is gebonden aan edge waves. Deze bewegen zich langs de kust en zijn daarom belangrijk voor het zandtransport langs de kust (Wright et al,1982; Bowen & Huntley,1984; Holman & Bowen,1984;Beach & Sternberg,1987;Oltman-Shay & Guza,1987).

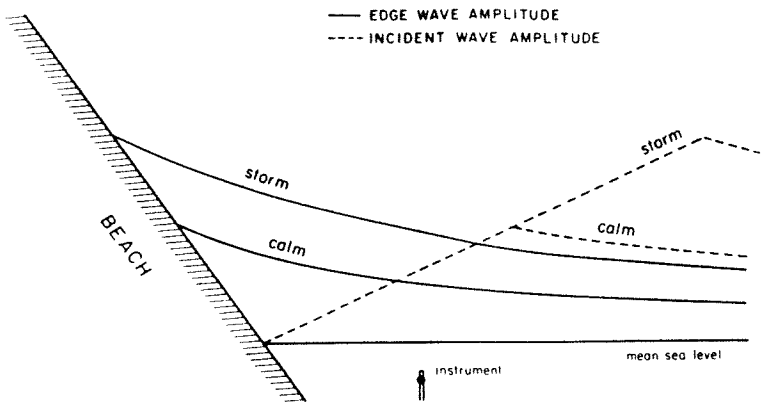


Fig.48 Golfhoogte bij storm en rustig weer (Holman,1983)

Aan de Nederlandse kust is geen gericht onderzoek gedaan naar het voorkomen van infragravity golven. Wel leiden Gerritsen en Van Heteren (1984) uit de resultaten van de T.O.W.-metingen bij Egmond af dat ook aan de Hollandse kust edge waves en leaky waves met een lange periode voorkomen. Er zijn edge waves met een periode van 250 tot 300 sekonden gekonstateerd. De edge waves hebben vermoedelijk invloed op de horizontale celcirculatie tussen de waterlijn en de buitenzijde van de eerste bank. Ook het ontstaan van de eerste bank en de verplaatsing van muistromen langs de kust wordt in verband gebracht met edge waves. De vorming van de tweede bank wordt beïnvloed door infragravity leaky waves (Nanninga,1984;Gerritsen & Van Heteren,1984).

Deining kan een direkte rol spelen bij erosie of aanwas van een kust. De richting van de deining kan afwijken van de richting van de zeegang in een bepaald kustgedeelte. Uit onderzoek bij Aruba is gebleken dat perioden met sterke deining grote invloed hebben op de omvang en de richting van de kustdrift en daardoor op het erosiepatroon (Kohsiek et al.,1987).

Voor Nederland geldt dat de lange deining hoofdzakelijk afkomstig is uit noordelijke tot noordwestelijke richting. De uit het noorden komende deining neemt ten westen van Nederland een noordwestelijke richting aan. Tegelijkertijd neemt de energieïnhoud in de richting van de kust en naar het zuiden sterk af. Bij IJmuiden en Schiermonnikoog is de energieïnhoud minder dan de helft van die bij K13 in open zee. Bij Schouwen nog maar een zesde (fig.49; Wiersma & De Boorder,1987).

Bij de Waddeneilanden is in oktober 1986 deining waargenomen met een golflengte van 200 meter en een periode van 14 - 15 sekonden. De hoogte was 50 cm. Het is opvallend dat deze deining tot dicht onder de kust doorloopt zonder te breken. (fig.50). Duidelijk zijn de refraktiepatronen op de ebdelta zichtbaar.

	22 feb.'87	23 feb'87	24 feb'87
North Cormorant	315° - 10°	343° - 1,5°	317° - 20°
AUK	350° - 25°	357° - 7°	352° - 7°
K 13 A	345° - 35°	350° - 15°	342° - 5°
Meetpost Noordwijk	305° - 335°	305° - 332°	307° - 322°
North Cormorant			
AUK			
K 13 A			
Meetpost Noordwijk			

Fig.49 Verloop deiningsrichting (Wiersma & De Boorder,1987)

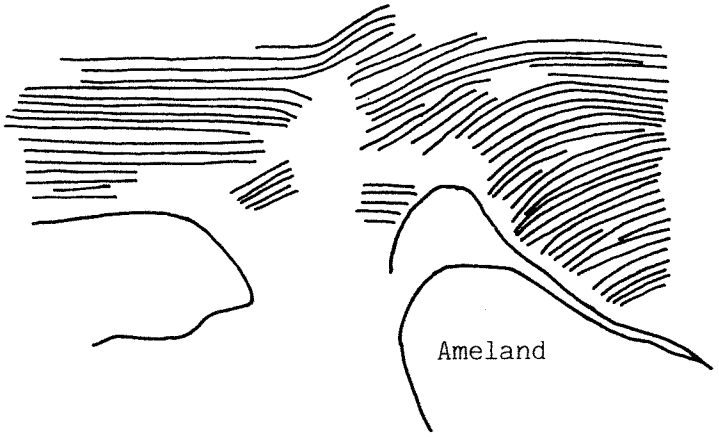


Fig.50 Deining Ameland

Door zeegang en deining wordt sediment naar de kust getransporteerd. Het sedimenttransport aan de bodem wordt in belangrijke mate bepaald door de golflengte, de golfhoogte en de waterdiepte. Hierbij is vooral de verhouding tussen de waterdiepte en de golflengte van belang. Hoe kleiner de waterdiepte ten opzichte van de golflengte hoe sterker de toename van de asymmetrie van de orbitaalbeweging van de golven. Deze asymmetrie leidt tot sedimenttransport aan de bodem (Niedoroda et al., 1985a).

Het getij kan opgevat worden als een zeer lange golfbeweging. De vertikale en horizontale komponent hiervan hebben een verschillende invloed op de kust. De horizontale komponent van de getijgolf, de getijstroom, speelt alleen een rol bij het sedimenttransport aan de kust als er asymmetrie bestaat in snelheid en richting. Er kan dan netto

transport optreden van door golven opgewoeld materiaal (Niedoroda et al.,1985a).

De vertikale komponent van de getijgolf, het tijverschil, leidt tot verschuiving van de waterlijn. Dit heeft invloed op de verhouding tussen subaërische en subaquatische processen aan het strand. Een groot tijverschil zal tot vertraging van de subaquatische processen leiden.

Bij kustgedeelten met brandingsruggen heeft het getij invloed op de kustdrift, omdat bij hoog water de golfenergie binnen de banken groter is dan bij laag water. De afwisseling van hoog en laag water leidt ook tot verschuiving van de plaats van de golfbasis en daardoor tot verandering van de zone met sedimenttransport door golven (Davis,1985).

De invloed van deining op het sedimenttransport langs de Nederlandse kust werkt steeds ongeveer in dezelfde richting en zou daardoor een belangrijk netto effekt kunnen hebben.

De door de hypothese opgeroepen tegenstelling tussen transport tengevolge van korte of lange golven is niet goed hanteerbaar. Zeegang en deining leiden tot subharmonische en infragravity golven aan de kust. De getijdegolf heeft invloed op het effekt van de korte golven.

Het gehele spektrum van golfbewegingen aan de kust draagt bij tot de grootschalige kustontwikkeling.

LITERATUUR

AIGNER,T. & H.-E.REINECK (1982) Proximality trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. Senckenbergiana mar. v.14 p.183-215.

AIGNER,T. (1985) Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences v.3 Springer-Verlag, Berlin. 174 p.

ALPHEN,J.S.L.J.van & M.A.DAMOISEAUX (1986) Geomorfologische kaart van de Nederlandse kustwateren. 1 : 150.000 Blad Hollandse Kust. Rijkswaterstaat Nota NZ-Z-8616/MDLK-R-8621. 17 p.

VAN ALPHEN,J.S.L.J. (1987) De morfologie en lithologie van de brandingszone tussen Terheyde en Egmond aan Zee. Rijkswaterstaat. Notitie nr.. 15 p.

ALPHEN,J.S.L.J.van & M.A.DAMOISEAIX (in prep.) Geomorfological map of the coastal zone.

ANDRESEN,F.H. (1985a) Fachplan Küstenschutz Sylt. Amt fur Land- und Wasserwirtschaft, Husum.

ANDRESEN,F.H. (1985b) Küstenschutz in Nordfriesland. Amt fur Land- und Wasserwirtschaft, Husum. 13 p.

ANONYMUS (1973) Noordzeemeting 1971. Rijkswaterstaat. Studiedienst Hoorn Studiedienst Delfzijl. Nota W 73.1

ANONYMUS (1979) De toestand van de zeewering van Delfland. Nota Hoogheemraadschap van Delfland. 16 p.

ANONYMUS (1987) Gaswinning op Ameland-Oost. Effecten van de bodemdaling. Waterloopkundig Lab. Rapport H 114. Rijks Inst.Nat. Rapport 87-14.

BAKKER,W. & E.S.P.SMIT (1987) Waarheden omtrent kustgedrag. Rijkswaterstaat DGW GWAO-87.004

BASCOM,W. (1951) The relationships between sandsize and beachface slope. Am.Geophys.Union Trans. v.32 p.866-874.

BARTH,M.C. & J.G.TITUS (eds.) (1984) Greenhouse effect and sea level rise : a challenge for this generation. Von Nostrand Reinhold, New York. 325 p.

BATTJES,J.A. (1985) Korte golven. Deel I. Collegediktaat b76. TH-Delft, afd.Civ.Techn. 69 p.

BEACH,R.A. & R.W.STERNBERG (1987) The influence of infragravity motions on suspended sediment transport in the inner surf zone. Proc.Coast. Sed.'87. p.913-928.

BEETS,D.J. (1986) Veranderingen in de kustmorfologie tengevolge van veranderingen in de getijde amplitude.(abstract) INQUA Symposium 20 nov.1986.

BEETS,D.J., W.E.WESTERHOFF, W.de GANS, A.P.PRUISSERS & L.van der VALK (in prep.) Holocene coastal plain sedimentation in the western Netherlands. Proc.Symp.Coastal Lowlands May 25-27 1987.

BERG,J.H.van den (1977) Morphodynamic development and preservation of physical sedimentary structures in two prograding recent ridge and runnel beaches along the Dutch coast. Geol.Mijnbouw v.56 p.185-202.

BLAUPOT ten CATE, D.H.S. (1936) Het ontstaan van de Nederlandsche duinkust 9 p.

BLOK,D.P. (1984) Wie alt sind die ältesten niederländischen Deiche ? Probl.Küstenforsch.südl.Nordseegebiet B.15 p.1-7.

BOCZAR-KARAKIEWICZ,B., G.DRAPEAU & J.L.BONA (1987) Sand ridges on Sable Island Banks, Scotian Shelf. Proc.Coast.Sed.'87. p.2157-2169.

BOERSMA,J.R. (1987) Het Drieluikmodel : combinatie van golf-gedomineerd dwars en langstransport in dieper water. Rijksuniv.Utrecht. Vakgroep Fysische Geografie.

BORGER,G.J. (1975) De Veenhoop. Een historisch-geografisch onderzoek naar het verdwijnen van het veendek in een deel van West-Friesland. Proefschrift, Rijksuniversiteit Leiden. 242 p.

BORGER,G.J. (1977) De ontwatering van het veen : een hoofdlijn in de historische nederzettingsgeografie van Nederland. Geogr.Tijdschr. (K.N.A.G.) N.R. XI p.377-387.

BORGER,G.J. (1985a) De ouderdom van onze dijken. Hist.Geogr.Tijdschr. v.3 p.76-80.

BORGER,G.J. (1985b) Gesloten kust : historische werkelijkheid? pt/c v.40 p.9-12.

BOWEN,A.J. & D.I.INMAN (1971) Edge waves and crescentic bars. J.Geophys. Res. v.76 p.8662-8671.

BOWEN,A.J. & D.A.HUNTLEY (1984) Waves, long waves and nearshore morphology. Marine Geology v.60 p.1-13.

BRENCHLEY,P.J. & G.NEWALL (1982) Storm-influenced inner-shelf sandlobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. J.Sed.Petr. v.52 p.1257-1269.

CEUNYNCK,R.de (1985) The evolution of the coastal dunes in the western Belgian coastal plain. Eiszeitalter und Gegenwart v.35 p.33-41.

CHRISTIANSEN,C., J.T.MOLLER & J.NIELSEN (1985) Fluctuation in sea-level and associated morphological response : Examples from Denmark. Eiszeitalter und Gegenwart v.35 p.89-108.

CLARK,J.A. (1980) A numerical model of worldwide sea-level changes on a visco-elastic earth. In : MÖRNER,N.-A. (ed.) Earth rheology, isostasy and eustasy. John Wiley,New York. p.525 - 534.

DAVIES,J.L. (1964) A morphogenic approach to the world shorelines. Zeit.für Geomorph. Bd.8 s.27-42.

DAVIS,R.A.jr. (1985) Beach and nearshore zone. In : DAVIS,R.A.jr. (ed.) Coastal sedimentary environments. 2e ed. Springer-Verlag,New York. p.379-444.

DAVIS,R.A. (in prep.) Morphodynamics of a mixed, low energy coast West Peninsular, Florida, U.S.A. Proc.Symp.Coastal Lowlands May 25-27 1987.

DEAN,R.G. (1983) Shoreline erosion due to extreme storms and sea level rise. Intern Rep. Sea Grant Progr.Delaware. Coast.Ocean.Eng.Dept. Univ. of Florida.

DEAN,R.G. (1987) Coastal sediment processes : towards engineering solutions. Proc.Coastal Sediments '87. p.1-24.

DEPUYDT,F. (1972) De Belgische duin- en strandformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust. Verh.Kon.Acad.Wet. Let.Schone Kunsten van België. v.34 nr.122 122 p.

DIETRICH,G. (1963) Meereskunde der Gegenwart. Natürwiss.Rundschau B.16 p.465-473.

DOLAN,R. & H.LINS (1987) Beaches and barrier islands. Scientific American p. 53 - 59.

DUANE,D.B., M.E.FIELD, E.P.MEISBURGER, D.J.P.SWIFT & S.J.WILLIAMS (1972) Linear shoals on the Atlantic inner continental shelf, Florida to Long Island. In : SWIFT,D.J.P.,D.B.DUANE & O.H.PILKEY (eds.) Shelf sediment transport : Process and pattern. Stroudsburg. p.447-498.

EDELMAN,T (1954) Tectonic movements as resulting from the comparison of two precision levellings. Geol.Mijnbouw v.16 p.209-212.

EDELMAN,T. & D.N.EGGINK (1962) Some characteristics of the Dutch coast. Proc.8th.Coast.Eng.Conf. p.756-764.

EDELMAN,T. (1967) Vormveranderingen aan zandige kusten. Deel II : Het dwarsprofiel en het materiaaltransport haaks op de kust. Rijkswaterstaat DWW Studierapport WWK 67-3.

EDELMAN,T. (1974) Bijdrage tot de historische geografie van de Nederlandse kuststrook. Rijkswaterstaat DWW serie nr.14.

EHLERS,J. (1985) Die Morphodynamik des Wattenmeeres. Hamburg.

EISMA,D. (1968) Composition, origin and distribution of Dutch coastal sands between Hoek van Holland and the Island of Vlieland. Neth.J.Sea Res. v.4 p.123-267.

EISMA,D. & W.J.WOLFF (1980) The development of the westernmost part of the Wadden Sea in historical time. In : DIJKEMA,K.S., H.-E.REINECK & W.J.WOLFF (eds.) Geomorphology of the Wadden Sea area. Balkema,Rotterdam. p.72-80.

EISMA,D. & T.FEY (1982) De kust van Rottum tot Calais. Spectrum,Utrecht. 191 p.

ELIOTT,T. (1978) Clastic shorelines. In : READING,H.G. (ed.) Sedimentary environment and facies. Blackwell, Oxford. p.143-177.

ENDEMA,D. (1979) Grootheden / Gegevens Waddenzee, Waddeneilanden en Noordzeekust. Rijkswaterstaat. Nota nr.WWKZ 79. H003.

EVERTS,C.H. (1985) Sealevel rise effects on shoreline position. J.Waterway, Port, Coast and Ocean.Eng. v.111 p.985-999.

EYSINK,W.D. (1979) Morfologie van de Waddenzee. Gevolgen van zand- en schelpenwinning. Waterloopkundig Lab. Delft. Rapport R 1336 187 p.

FIGUEIREDO,A.G., J.SANDERS & D.J.P.SWIFT (1982) Storm-graded layers on inner continental shelves : examples from Southern Brazil and the Atlantic Coast of the Central United States. Sed.Geol. v.31 p.171-190.

FITZGERALD,D.M., S.PENLAND & D.NUMMEDAL (1984) Control of barrier island shape by inlet sediment bypassing : East-Frisian Islands,West-Germany. Mar.Geol. v.60 p.355-376.

FRANKEN,A.F. (1987) Rekonstruktie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee. Waterloopkundig Lab. Rapport X-0029-00.

GADOW,S. & H.-E.REINECK (1969) Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten. Senckenbergiana mar. v.1 p.63-78.

GERRITSEN,F. & J.van HETEREN (1984) Low frequency oscillations on the Dutch coast. Proc.19th Coast.Eng.Conf. p.625-641.

GERRITSEN,H. (in prep.) Waterloopkundig Lab. Delft

GODWIN,H. (1978) Fenland, its ancient past and uncertain future. Cambridge.

GOLDSMITH,V. (1976) Wave climate models for the continental shelf : critical links between shelf hydraulics and shoreline processes. In : R.A.DAVIS & R.L.ETHINGTON (eds.) Beach and nearshore sedimentation. Soc. Econ.Pal.Min.Spec.Publ. v.24 p.24-47.

GÖRNITZ,V., S.LEBEDEFF & J.HANSEN (1982) Global sea level trend in the past century. Science v.215 p.1611-1614.

GREENSMITH,J.T. & E.V.TUCKER (1986) Compaction and consolidation. In : PLASSCHE,O.van de (ed.) Sea-level research. Geo-Books, Norwich. p.591-603.

GROEN,P. & R.DORRESTEIN (1976) Zeegolven. 3e druk. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage. 124 p.

GUZA,R.T. & E.B.THORNTON (1985) Observations of surf beat. J.Geophys. Res. v.90 no.C2 p.3161-3172.

HAGEMAN,B.P. (1969) Development of the western part of the Netherlands during the Holocene. Geol. Mijnbouw v.48 p.373-388.

HALLEWAS,D.P. (1984) Mittelalterliche Seedeiche im holländischen Küstengebiet. Probl.Küstenforsch.südl.Nordseegebiet. B.15 p.9-27.

HANISCH,J. (1980) Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooge. Eiszeitalter u. Gegenwart. B.30 p.221-228.

HAYES,M.O. (1975) Morphology of sand accumulations in estuaries. In : CRONIN,L.E. (ed.) Estuarine research. Vol 2. Acad.Press, New York. p.3-22.

HAYES,M.O. (1979) Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In : LEATHERMAN,S.P. (ed.) Barrier islands from the Gulf of St.Lawrence to the Gulf of Mexico. Acad.Press, New York. p.1-27.

HOBDAY,D.K. & H.G.READING (1972) Fair weather versus storm processes in shallow marine sandbar sequences in the late Precambrium of Finmark, North Norway. J.Sed.Petr. v.42 p.318-324.

HOLMAN,R.A. & A.J.BOWEN (1982) Bars, bumps and holes : models for the generation of complex topography. J.Geophys.Res. v.87 p.457-468.

HOLMAN,R.A. (1983) Edge waves and the configuration of the shoreline. In : KOMAR,P.D. (ed.) Handbook of coastal processes and erosion. CRC Press, Boca Raton. p.21-33.

HOLMAN,R.A. & A.J.BOWEN (1984) Longshore structure of infragravity wave motions. J.Geophys.Res. v.89 p.6446-6452.

HOLMAN,R.A. & A.H.SALLENGER (1986) High-energy nearshore processes. Eos Trans.A.G.U. v.67 p.1369-1371.

HOOGENDOORN,E.L. & R.W.DALRYMPLE (1986) Morphology, lateral migration and internal structures of shoreface-connected ridges, Sable Island Bank, Nova Scotia, Canada. Geology v.14 p.400-403.

HOUVENAGHEL,G. (1982) Moussault's gids van de Noordzeekust. Moussault, Bussem. 396 p.

HOWSE,D. & M.SANDERSON (1973) The sea chart. David & Charles, Newton Abbot. 144 p.

HUNTLEY,D.A. (1976) Long-period waves on a natural beach. J.Geophys.Res. v.81 p.6441-6449.

HUTCHINSON,J.N. (1980) The record of peat wastage in the East-Anglian Fenlands at Holme Post. 1848-1978. A.D.J.Ecol. v.68 p.229-250.

HUTHNANCE,J.M. (1982a) On one mechanism forming lineair sand banks. Est. Coast.Shelf Science v.14 p.79-99.

HUTHNANCE,J.M. (1982b) On the formation of sand banks of finite extent. Est.Coast.Shelf Science v.15 p.277-299.

JELGERSMA,S. (1961) Holocene sea level changes in the Netherlands. Med.Geol.Sticht. Serie C VI No.7 100 p.

JELGERSMA,S. (1967) Sealevel changes during the last 10,000 years. Royal Meteor.Soc.Proc.Int.Symp.World Climate from 8000 to 0 BC. p.54-71.

JELGERSMA,S., J.DE JONG, W.H.ZAGWIJN & J.F.VAN REGTEREN ALTENA (1970) The coastal dunes of the western Netherlands ; geology, vegetational history and archeology. Med.Geol.Stichting NS XXI p.93-197.

JELGERSMA,S. (1979) Sea-level changes in the North Sea basin. In : OELE,E., R.T.E.SCHUTTENHELM & A.J.WIGGERS (eds.) The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ.Ups. Symp.Univ.Ups. Ann.Quing.Cel. 2 p.233-248.

JELGERSMA,S., E.OELE & A.J.WIGGERS (1979) Depositional history and coastal development in the Netherlands and the adjacent North Sea since the Eemian. In : OELE,E. R.T.E.SCHÜTTENHELM & A.J.Wiggers (eds.) The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ.Ups.Symp.Univ.Ann. Quing.Cel.2.

JELGERSMA,S. (1983) The Bergen Inlet, transgressive and regressive Holocene shoreline deposits in the Northwestern Netherlands. Geol. Mijnbouw v.62 p.471-486.

JELGERSMA,S. (1985) Een geologische kijk op de kust. Coll. Kustontwikkeling, verleden, heden en toekomst. Waterloopkundig Lab, Marknesse. p.5.1-5.7

JONG,A.F.M.,de & W.G.MOOK (1981) Natural C-14 variations and consequences for sea-level fluctuation and frequency analysis of peat growth. Geol.Mijnbouw v.60 p.331-336.

JONG,J.D.de (1962) Geologie en hydrologie van het Deltagebied. Nat. Voordr. NR. no.40 p.155-170.

KIDSON,C. (1986) Sea-level changes in the Holocene. In : PLASSCHE,O. van de (ed.) Sea-level research. Geo-Books,Norwich. p.27-64.

KLIJN,J.A. (1981) Nederlandse kustduinen. Geomorfologie en bodems. PUDOC, Wageningen. 188 p.

KOHSIEK,L.H.M. (1984) De korrelgroottekarakteristiek van de zeereep (stuifdijk) langs de Nederlandse kust. Rijkswaterstaat Nota nr. WWKZ-846.007 88 p.

KOHSIEK,L.H.M. (1986) Kustontwikkeling Nederland : Verleden (1850), heden (1985), toekomst (1995). Rijkswaterstaat DGW Notitie nr.GWAO-86.372. 20 p.

KOHSIEK,L.H.M., C.H.HULSBERGEN & J.H.J.TERWINDT (1987) Beach erosion along the west coast of Aruba, Netherlands Antilles. J.Coast.Res. v.3 p.37-53.

KOLLEN,J. (1987) Kustgenese fase I 1987. Vorming en toetsing van hypothesen. Deelrapport : Overzicht van INPUT gegevens. Waterloopkundig Lab. De Voorst. 48 p.

KOLPA,R. (1987) Literatuuroverzicht Kustgenese. Rijkwaterstaat DGW Nota nr. GWBX-87.006.

KREISA,R.D. (1981) Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. J.Sed.Petr. v.51 p.823-848.

KUMAR.N. & J.E.SANDERS (1976) Characteristics of shoreface stormdeposits : modern and ancient examples. J.Sed.Petr. v.46 p.145-162.

LAMB,H.H. (1977) Climate, present, past and future. Vol II. Methuen, London.

LAMB.H.H. (1980) Climatic fluctuations in historical times and their connexion with transgressions of the sea, stormfloods and other coastal changes. In : VERHULST,A. & M.K.E.GOTTSCHALK (eds.) Transgressies en occupatiegeschiedenis in de kustgebieden van Nederland en België. Belg.Centr.Land.Gesch. Publ.no.66 p.251-290.

LAMB,H.H. (1982a) Climate, history and the modern world. Methuen, London.

LAMB,H.H. (1982b) Climate changes in our own times and future threats. Geography v.67 p.203-220.

LAVELLE,J.W., D.J.P.SWIFT, P.E.GADD et al. (1978) Fair weather and storm sand transport on the Long Island, New York, inner shelf. Sedimentology v.25 p.823-842.

LEENDERS,K.A.H.W. (1986) 2000 jaar kustontwikkeling van Cap Gris Nez tot Hoek van Holland. Rijkswaterstaat NZ. Rapport N-86.19. 44 p.

LIGTENDAG,W.A. (1987) De betrouwbaarheid van de weergave van de Breeveertien, de Smal Acht, de Wter Rib en het Hard op de kaart van H.Moll (ca.1720). Notitie Kustgenese Taakgroep 1000. Hist.Geogr.Sem. Universiteit van Amsterdam. 6 p.

LIGTENDAG,W.A. (in prep.) Van IJzer tot Jade. Een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust in de jaren 1600 en 1750. Intern rapport. Hist.Geogr.Sem. Fac.Ruimtelijke Wetensch. Univ.Amsterdam. 56 p.

LOUISSE,C.J. (1987) De ontwikkeling van de gesloten Hollandse kust ; een hypothese. Rijkswaterstaat DGW Notitie GWAO-87.271. 24 p.

LOUWE KOOIJMANS.L.P. (1976) Prähistorischen Besiedlung im Rhein-Maas-Deltagebiet und die Bestimmung ehemaliger Wasserhohen. Probl.Küstenforsch.südl.Nordseegebiet. B.11 p.119-143.

LOUWE KOOIJMANS,L.P. (1985) Sporen in het land. De Nederlandse delta in de prehistorie. Meulenhoff,Amsterdam. 160 p.

LUBBERTS,R.K. & F.E.M.de VOS (1987) Historical development, facies-distribution and sediment dispersal : Ameland Inlet, The Netherlands. Neth.Inst.Sea Res. Intern Report. 63 p.

MALDE,J.van (1984) Voorlopige uitkomsten van voortgezet onderzoek naar de gemiddelde zeeniveaus in de Nederlandse kustwateren. Rijkswaterstaat DWW Nota nr. WW-WH 84.08.

MASON,C., A.H.SALLENGER, R.A.HOLMAN & W.A.BIRKEMEIER (1984) Duck 82 - A coastal storm processes experiment. Proc. 19e Coast.Eng.Conf. p.1913-1927.

McLEAN,R.F. & R.M.KIRK (1969) Relationships between grainsize, size-sorting, and foreshore slope on mixed sand - shingle beaches. N.Z.Jl. Geol.Geophys. v.12 p.138-155.

MENKE,B. (1976) Befunde und Überlegungen zum nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg (Dithmarschen und Eiderstadt, Schleswig-Holstein). Probl.Küstenforsch.südl.Nordseegebiet. B.11 p.145-161.

MÖRNER,N.-A. (1973) Eustatic changes during the last 300 years. Paleogeogr.Paleoclim.Paleoecol. v.13 p.1-14.

MÖRNER,N.-A. (1976) Eustasy and geoid changes. J.Geol. v.84 p.123-151.

MÖRNER,N.-A. (1980) The Fennoscandian uplift : Geological data and their geodynamical implication. In : MÖRNER,N.-A. (ed.) Earth rheology, isostasy and eustasy. John Wiley,New York. p.251-284.

MÖRNER,N.-A. (1984) Climatic changes on a yearly to millennial basis. In : MÖRNER,N.-A. & W.KARLEN (eds.) Climatic changes on a yearly to millennial basis. Reidel,Dordrecht. p.1-13.

MORRISON,I.A. (1976) Comparative stratigraphy and radiocarbon chronology of Holocene marine changes on the western seaboard of Europe. In : DAVIDSON,D.A. & M.L.SHACKLY (eds.) Geoarcheology. London. p.159-175.

MULDER,E.F.J.de & J.H.A.BOSCH (1982) Holocene stratigraphy, radiocarbon datings and paleogeography of Central and Northern North-Holland (The Netherlands). Med.Rijks Geol.Dienst v.36-3 p.111-160.

MULDER,E.F.J.de & J.H.A.BOSCH (1984) Holocene geologische geschiedenis van centraal en noordelijk Noord-Holland. Grondboor en Hamer nr 3/4 p.75-107.

MULDER,E.F.J.de (1984) Geologische geschiedenis van de Hondsbossche Zeewering. Grondboor en Hamer p.15-31.

MUNK,W.H. (1949) Surf beats. Eos Trans.A.G.U. v.30 p.849-854.

MURRE,L.M. (1985) Hervereffening van de tweede, derde en vierde nauwkeurigheidswaterpassing van Nederland en vergelijking van de resultaten. Afstudeerscriptie TH-Delft, Afd.Geodesie. 86 p.

NANNINGA,H.D. (1984) Het morfologische gedrag van de brandingszone bij Egmond aan Zee naar aanleiding van natuurmetingen ter plaatse. Afstudeerverslag, TH-Delft.

NEWMAN.W.S., L.F.MARCUS, R.R.PORDI, J.A.PACCIONE & S.M.TOMECEK (1980) Eustasy and deformation of the geoid : 1000 - 6000 radiocarbon years B.P. In : MÖRNER,N.-A. (ed.) Earth rheology, isostasy and eustasy. Wiley,New York. p.555-567.

NEWMAN,W.S., L.F.MARCUS & R.R.PORDI (1981) Paleogeodesy : late Quaternary geoidal configurations as determined by ancient sea levels. Sealevel, Ice and climate (Proc.Canberra Symp.dec.1979) IAHS Publ. no.131 p.263-275.

NIEDORODA,A.W. & D.J.P.SWIFT (1981) Maintenance of the shoreface by wave orbital currents and meanflow : observations from the Long Island coast. Geophys.Res.Lett. v.8 p.337-348.

NIEDORODA,A.W., D.J.P.SWIFT & T.S.HOPKINS (1985a) The shoreface. In : DAVIS,R.A. jr. (ed.) Coastal sedimentary environments. 2e ed.Springer-Verlag,New York. p.533-624.

NIEDORODA,A.W., D.J.P.SWIFT, A.G.FIGUEIREDO & G.L.FREELAND (1985b) Barrier island evolution, Middle Atlantic Shelf, U.S.A. Part II : Evidence from the shelf floor. Mar.Geol. v.63 p.363-396.

NIESSEN,A.C.H.M. & R.T.E.SCHÜTTENHELM (1986) Oppervlaktedelfstoffen kaart 1 : 1.000.000. In : Delfstoffen en samenleving. Geologie van Nederland dl.2. Rijks Geol.Dienst. Haarlem.

NIESSEN,A.C.H.M. (in prep.) Structure and nature of the "active wedge" in the shoreface of the Holland Coast. Proc.Symp.Coast.Lowlands May 25-27, 1987.

NOOMEN,P. (1987) Analyse van secundaire waterpasnetten. Rijkswaterstaat Meetk.Dienst Intern Rapport nr. MDTN-R-8709.

OLTMAN-SHAY,J. & R.T.GUZA (1987) Infragravity edge wave observations on two California beaches. J.Phys.Ocean. v.17 p.644

PANNEKOEK,A.J. (ed.) (1976) Algemene Geologie. 2e druk. Wolters-Noordhoff,Groningen. 533 p.

PARKER,G., N.W.LANFREDI & D.J.P.SWIFT (1982) Seafloor responce to flow in a southern hemisphere sand-ridge field : Argentine inner shelf. Sed.Geol. v.33 p.195-216.

PEARSON,G.W. & M.STUIVER (1986) High-precision calibration of the radiocarbon time scale, 500 - 2500 BC. Radiocarbon v.28 p.839-861.

PEARSON,G.W., J.R.PILCHER, M.G.L.BAILLE, D.M.CORBETT & F.QUA (1986) High-precision measurement of Irish oaks to show the natural C14 variations from AD 1840 to 5210 BC. Radiocarbon v.28 p.911-934.

PLASSCHE,O.van de (1982) Sea-level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene. Med.Rijks Geol.Dienst v.36-1 93 p

PLASSCHE,O.van de (1986) Sea-level research. Geo-Books, Norwich. 615 p.

PONS,L.J., S.JELGERSMA, A.J.WIGGERS & J.D.de JONG (1963) Evolution of the Netherlands coastal area during the Holocene. Verh.KNGMG. Geol. Ser. 21-2 p.197-209.

POSTMA,R. & A.KROON (1986) Mathematische profielanalyse van de onderzeese oever en de aansluitende zeebodem voor de Nederlandse kust. Rijkswaterstaat DGW notitie GWAO-86.375.

PYE,K. (1984) Models of transgressieve coastal dune building episodes and their relationships to Quaternary sealevel changes : a discussion with reference to evidence from eastern Australia. In : CLARK,M.W. (ed.) Coastal research : UK perspectives. Imperial College, London.

REINECK,H.-E. (1979) Sandversatzzonen im Vorstrand von Nordeney. In : Deutsche Forschungsgemeinschaft (ed.) Sandbewegung im Küstenraum. Boldt Verlag, Boppardt. p.293-298.

RENTENAAR,R. (1977) De Nederlandse duinen in de middeleeuwse bronnen tot omstreeks 1300. K.N.A.G. Geogr.Tijdschr. XI p.361-376.

RIETSCHEL,E. (1940) Einige Bemerkungen zum ansteigen der Nordseewasserstande und zur Abschatzung der dafür in Betracht kommende Ursachen. Probl.Küstenforsch.südl.Nordseegebiet B.1 p.44-54.

ROEP,Th.B. (1984) Progradation, erosion and changing coastal gradient in the coastal barrier deposits of the western Netherlands. Geologie en Mijnbouw v.63 p.249-258.

ROEP,Th.B. (1986) Sea-level markers in coastal barrier sands : examples from the North Sea coast. In : Plassche, O. van de (ed.) Sea level research. Geo-Books,Norwich. p.97-128.

ROHDE,H. (1984) New aspects concerning the increase of sea level on the German North Sea coast. Proc.19e Coast.Eng.Conf. p.899-911.

RONDE,J.G.de (1982) Changes of relative mean sea level and of mean tidal amplitude along the Dutch coast. Proc. NATO Workshop Utrecht, June 1-4 1982. 18 p.

ROY,P.S. & B.G.THOM (1981) Late quaternary marine deposition in New South Wales and southern Queensland - an evolutionary model. J.Geol. Soc.Aust. v.28 p.471-489.

SALLENGER,A.H., R.A.HOLMAN & W.A.BIRKEMEIER (1985) Storm-induced response of a nearshore-bar system. Mar.Geol. v.64 p.237-257.

SCHALKERS,K.M. (1984) Kustachteruitgang Noord-Holland km 1 - 40 door de eeuwen. Rijkswaterstaat notitie WWKZ-84.H225. 9 p.

SCHOFIELD,J.C. (1975) Sea-level fluctuations cause periodic, post-glacial progradation, South Kaipara Barrier, North Island, New Zealand N.Z.Journal of Geol.Geophys. v.18 p.295-316.

SCHOORL,H. (1973) Zeshonderd jaar water en land. Wolters-Noordhoff, Groningen. 534 p.

SCHOORL,H. (1980) The significance of the Pleistocene landscape of the Texel-Wieringen region for the historical development of the Netherlands coast between Alkmaar and East-Terschelling. In : VERHULST,A. & M.K.E.GOTTSCHALK (eds.) Transgressies en occupatiegeschiedenis in de kustgebieden van Nederland en België. Belg.Centr.Land.Gesch. Publ. no.66 p.115-153.

SCHOORL,H. (1985) De wordingsgeschiedenis van de Zijpe. Hist.Geogr.Tijdschr. v.3 p.65-75.

SEYMOUR,R.J. (1986) Nearshore auto-suspending turbidity flows. Ocean. Eng. v.13 p.435-447.

SHA,L.P. (subm.) Sand transport in the ebb-tidal delta off Texel Inlet, Wadden Sea, The Netherlands. Submitted to Marine Geology.

SHA,L.P. (in prep.) Cyclic morphologic changes of the ebb-tidal delta, The Netherlands. Comp.Sed.Div. Inst.Earth Sc. Univ.Utrecht.

SHENNAN,I. (1987) Holocene sea-level changes in the North-Sea. In : TOOLEY.M.J. & I.SHENNAN (eds.) Sea-level changes. Inst.British Geogr. Spec.Publ.20 IUGS.

SHEPARD,F.P. (1973) Submarine geology. 3e ed.Harper & Row.New York 517p.

SHORT,A.D. (1975) Multiple offshore bars and standing waves. J.Geophys. Res. v.80 p.3838-3840.

SMIT,E.S.P. (1987) De invloed van zeegaten op de kust. Intern rapport. TU Delft. Fac.Civ.Tech. 48 p.

SPANHOFF,R., J.C.BORST, T.van HEUVEL, J.de KOK & A.SLOEKERS (1987) Baggerstorting bij Scheveningen. Rijkswaterstaat. AOG Notitie GWAO-87.269. 39 p.

SPEK,A.J.F.van der (1987) Inventariserend morfologisch onderzoek Voordelta : de buitendelta's van het Haringvliet en de Grevelingen. Rijkswaterstaat. Nota GWAO-87.105.

SPIERENBURG,S.E.J. (1987) Seabed response to water waves. Thesis. Techn.Univ.Delft 112 p.

STAALDUINEN,C.J. (red.) (1977) Geologisch onderzoek van het Nederlandse Waddengebied. Rijks Geol.Dienst,Haarlem. 77 p.

STAALDUINEN,C.J. van, H.A.van ADRICHEM BOOGAERT, M.J.M.BLESS, J.W.C.DOPPERT, H.M.HARSVELDT, H.M. van MONTFRANS, E.OELE, R.A.WERMUTH & W.H. ZAGWIJN (1979) The geology of the Netherlands. Med.Rijks Geol.Dienst

31-2 p.9-49.

STAALDUINEN,C.J. (red.) (1979) Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1 : 50.000. Blad Rotterdam West (37 W). Rijks Geol. Dienst,Haarlem. 140 p.

STAHL,L, J.KOCZAN & D.J.P.SWIFT (1974) Anatomy of a shoreface-connected sandridge on the New Yersey Shelf : Implications for the genesis of the shelf surficial sand sheet. Geology v.2 p.117-120.

STIVE,M.J.F. (1987) Kustgenese fase I 1987. Vorming en toetsing van hypothesen. Hoofdrapport. Waterloopkundig Lab. De Voorst.

STRAATEN,L.M.J.U. van (1965) Coastal barrier deposits in south and north Holland - in particular in the area around Scheveningen and IJmuiden. Med.Rijks Geol.Sticht. N.S. v.17 p.41-75.

STUBBLEFIELD,W.L. & D.J.P.SWIFT (1976) Ridge development as revealed by subbottom profiles on the central New Jersey shelf. Mar.Geol. v.20 p.315-334.

STUBBLEFIELD,W.L.,D.W.McGRAIL & D.G.KERSEY (1984a) Recognition of transgressive and post-transgressive sandridges on the New Jersey continental shelf. Soc.Econ.Pal.Min. Spec.Publ. no.34 p.1-23.

STUBBLEFIELD,W.L.,D.W.McGRAIL & D.G.KERSEY (1984b) Recognition of transgressive and post-transgressive sandridges on the New Jersey continental shelf : Reply. Soc.Econ.Pal.Min. Spec.Publ. no.34.

STUIVER,M. & G.W.PEARSON (1986) High-precision calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950 - 500 BC. Radiocarbon v.28 p.805-838.

SUHAYDA,J.N. (1974) Standing waves on beaches. J.Geophys.Res. v.79 p.3065-3071.

SUNAMURA,T. (1984) Quantitative predictions of beachface slopes. Geol. Soc.Am.Bull. v.95 p.242-245.

SWIFT.D.J.P., R.SANFORD, C.E.DILL jr. & N.AVIGNONE (1971) Textural differentiation on the shoreface during erosional retreat of an unconsolidated coast, Cape Henry to Cape Hatteras, western North Atlantic Shelf. Sedimentology v.16 p.221-250.

SWIFT,D.J.P., B.HOLLIDAY, N.AVIGNONE et al. (1972) Anatomy of a shore face ridge system, False Cape, Virginia. Mar.Geol. v.12 p.59-84.

SWIFT,D.J.P., G.PARKER, N.W.LANFREDI, G.PERILLO & K.FIGGE (1978) Shoreface - connected sandridges on American and European shelves : A comparison. Est.Coast.Mar.Science v.7 p.257-273.

SWIFT,D.J.P. & M.E.FIELD (1981) Evolution of a classic sandridge field : Maryland sector, North American inner shelf. Sedimentology v.28 p.461-482.

SWIFT,D.J.P., R.A.YOUNG, T.CLARKE & C.E.VINCENT (1981) Sediment transportation in the Middle Atlantic Bight, of North America : Synopsis of recent observations. Int.Ass.Sed. Spec.Publ. no.5 p.361-383.

SWIFT,D.J.P., T.R.McKINNEY & L.STAHL (1984) Recognition of transgressive and post-transgressive sandridges on the New Jersey continental shelf : Discussion. Soc.Econ.Pal.Min. Spec.Publ. no.34 p.25-36.

SWIFT,D.J.P., A.W.NIEDORODA, C.E.VINCENT & T.S.HOPKINS (1985) Barrier island evolution, Middle Atlantic shelf, U.S.A. Part I : Shoreface dynamics. Mar.Geol. V.63 p.331-361.

THOM,B.G. (1978) Coastal sand deposition in Southeast Australia during the Holocene. In : THOM,B.G. (ed.) Australian landforms.

THOMAS,R.H. (1986) Future sea level rise and its early detection by satellite remote sensing. In : H.G.Wind (ed.) Globaal overzicht van Nederlands onderzoek naar zeespiegelstijging. Waterloopkundig Lab., De Voorst.

TILLMAN,R.W., A.FIGUEIREDO, R.D.KREISA et al. (1986) Holocene Atlantic shelf ridges, core and seismic project New Jersey shelf, U.S.A. (abstract). In : McNULTY,C.J. & S.J.CONGER MORRIS (eds.) Shelf sedimentation, shelf sequences and related hydrocarbon accumulation. Soc. Econ.Pal.Min.

TIMMERMANS,P.D. (1939) Over de eerste phasen van het ontstaan van de Nederlandsche duinkust. Geol. en Mijnbouw v.12 p.291-297.

TOOLEY,M.J. (1978) Sea-level changes : North-West England during the Flandrian Stage. Clarendon Press, Oxford.

TOOLEY,M.J. (1985) Sea levels. Progr.Phys.Geogr. v.9 p.113-120.

VEEN,J.van (1936) Onderzoekingen in de Hoofden. Landsdrukkerij,Den Haag. 252 p.

VEENSTRA,H.J. (1980) Introduction to the geomorphology of the Wadden Sea area. In : DIJKEMA,K.S., H.-E.REINECK & W.J.WOLFF (eds.) Geomorphology of the Wadden Sea area. Balkema, Rotterdam. p.8-19.

VELLINGA,P. (1986) Beach and dune erosion during storm surges. Thesis TU-Delft. 169 p.

VERHOEF,J. (1984) A geophysical study of the Atlantis - Meteor seamount complex. Thesis.Geologica Ultaiectina no.38. 151 p.

VERHOEVEN,B., M.JESPEREN, D.KONIG & E.RASMUSSEN (1980) Human influences on the landscape of the Wadden Sea area. In : DIJKEMA,K.S., H.-E. REINECK & W.J.WOLFF (eds.) Geomorphology of the Wadden Sea area. Balkema, Rotterdam. p.110-135.

VIERLINGH,A. (1579) Tractaet van dijckagie. Uitgegeven door : HULLER,J. de & A.G.VERHOEVEN (eds.) (1920) Rijksgeschiedkundige Publicatiën Kl.Ser. nr.20. Martinus Nijhoff, 's-Gravenhage. 443 p.

VISSER,W.A. (ed.) (1980) Geological nomenclature. Bohn,Scheltema & Holkema,Utrecht. 540 p.

VRIES,J.C.de (1987) Cyclisch kustgedrag met perioden variërend van enkele tientallen tot enkele honderden jaren. Centr.Bibl. TU Delft. 28p.

WENTHOLT,L.R. (1912) Stranden en strandverdediging. Proefschrift TH-Delft. 213 p.

WIERSMA,J. (1987a) Grootschalige kustvormende processen. 1-,2-,3-, of 4-dimensionaal. Rijkswaterstaat DGW. Notitie GWAO-87.246

WIERSMA,J. (1987b) Jonge duinvorming door zeespiegelfluctuaties. Rijkswaterstaat. Memo nr.NZ-N-87.

WIERSMA,J. (1987c) Kustgenese. Verkorte jaarreportage 1986. Rijkswaterstaat DGW GWAO-87.240. 19 p.

WIERSMA,J. & A.de BOORDER (1987) Deiningsdissipatie en kustwaarts gerichte deiningsdiffractie. Rijkswaterstaat Nota nr. NZ-N-87.35.

WIERSMA,J. & J.S.L.J. van ALPHEN (in press) The morphology of the Dutch shoreface between Hook of Holland and Den Helder. In : BOER,P.L.de, A.van GELDER & S.D.NIO (eds.) Tide-influenced sedimentary environment and facies. Reidel,Dordrecht.

WILDEROM,M.H. & J.van MALDE (1968) De ontwikkeling van de Noordzeekust van Walcheren. Rijkswaterstaat. Dir.Zeeland,Studiedienst Vlissingen Nota nr.68.3.

WILLIGEN,G.W.van (1986) De gravimetrische geoïde van Nederland. NGT Geodesia v.28 p.248-254.

WIND,H.G., P.VELLINGA & H.GERRITSEN (1986) Numerieke modellering van de mariene morfologie. Waterloopkundig Lab. Rapport H.317.00. 26 p.

WOLFF,M.P. (1982) Evidence for onshore sand transfer along the south shore of Long Island, New York - and its implications against the "Bruun Rule". Northeastern Geology. v.4 p.10-16.

WOLFF,W.J. (1986) De Waddenzee : eigenschappen van een dynamisch kustgebied. Flevobericht no.252. Rijksdienst IJsselmeer Polders. p.11-22.

WRIGHT,L.D. (1981) Nearshore tidal currents and sandtransport in a macrotidal environment. Geo-marine Letters v.1 p.173-179.

WRIGHT,L.D. (1982) Field observations of long-period, surf-zone standing waves in relation to contrasting beach morphologies. Aust.J.Mar.Freshwater Res. v.33 p.181-201.

WRIGHT,L.D., R.T.GUZA & A.D.SHORT (1982) Dynamics of a high-energy dissipative surf zone. Mar.Geol. v.45 p.41-62

WRIGHT,L.D. & A.D.SHORT (1983) Morphodynamics of beaches and surfzones in Australia. In : KOMAR,P.D. (ed.) Handbook of coastal processes and

erosion. CRC Press, Boca Raton. p.35-64.

WRIGHT,L.D. & A.D.SHORT (1984) Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis. Mar.Geol. v.56 p.93-118.

WRIGHT,L.D. (1987) Shelf - surfe zone coupling : cross-shore transport mechanisms on the shoreface. Proc.Coastal Sediments '87. p.25-40.

ZAGWIJN,W.H. (1983) Application of radiocarbon dating in geology. Proc. 1st Symp.C14 Arch. PACT v.8 p.71-90.

ZAGWIJN,W.H. (1984) The formation of the Younger Dunes on the west coast of the Netherlands (AD 1000-1600). Geol.en Mijnbouw v.63 p.259-268.

ZAGWIJN,W.H. (1986) Nederland in het Holoceen. Rijks Geol.Dienst, Haarlem. 46 p.

ZITMAN,T.J. (1987) Literatuurstudie hydrodynamische processen. In : Kustgenese fase I 1987. Vorming en toetsing van hypothesen. Deelrapport 3 : Literatuurstudies grootschalige processen. Waterloopkundig Lab., De Voorst.

GROOTSCHALIGE PROCESSEN

Literatuurstudie Processen

INHOUD

I	Inleiding	2
II	Mathematische beschrijving van de vorm en de ontwikkeling van de kust	4
III	Buiten-zone	8
IV	Midden-zone	12
V	Binnen-zone	19
VI	Samenvatting en discussie	24
	Literatuur	26

I INLEIDING

Het deel 'processen' van de literatuurstudie in het kader van het project Kustgenese heeft betrekking op morfologische veranderingen ten gevolge van waterbeweging. De relatie tussen deze twee verschijnselen is in de afgelopen jaren uitgebreid onderzocht. Voor de verandering in (delen van) de kust onder invloed van golven, stroming en/of variaties in waterstand, zijn mathematische beschrijvingen gegeven voor diverse tijd- en ruimteschalen.
In dit verslag wordt eerst ingegaan op beschrijvingen van kustontwikkeling met een algemeen karakter (bijvoorbeeld lijnmodellen). Voor de daarop volgende beschouwing van de waterbeweging wordt onderscheid gemaakt tussen drie zones. De zone die het eerst aan de orde komt is de buiten-zone. In deze zone is de waterdiepte het grootst. Verschijnselen die ontstaan in de omgeving van de waterspiegel hebben nauwelijks invloed op wat zich afspeelt bij de bodem en omgekeerd. Naarmate de waterdiepte afneemt wordt die invloed steeds belangrijker. Afnemende diepte gaat doorgaans samen met een afnemende afstand tot de kust. Daardoor gaan ook randeffecten in toenemende mate een rol spelen. Dit indachtig is ervoor gekozen de zeewaartse grens van de tweede zone (de midden-zone) te laten samenvallen met de plaats waar het water zo ondiep wordt dat de interactie tussen golven en bodem zich op duidelijke wijze manifesteert. De derde zone wordt genoemd binnen-zone en strekt zich dwars op de kust uit over (globaal) de breedte van de brekerzone. De begrenzingen van de zones zijn niet scherp en dienen slechts ter afbakening van drie gebieden die, met betrekking tot de waterbeweging daarin, in dit verslag achtereenvolgens aan de orde zullen komen. Als laatste wordt een overzicht gegeven van de in dit verslag genoemde processen van waterbeweging in de drie onderscheiden zones.
Er is in dit verslag met opzet nauwelijks ingegaan op enige kwantificering van de vermelde physische processen. Dit vloeit onmiddellijk voort uit het doel van deze literatuurstudie: het geven van een overzicht van in de literatuur vermelde processen

die mogelijk relevant zijn (geweest) bij de ontwikkeling van de kust. Een verantwoorde kwantificering vereist de beschikbaarheid van gedetailleerde informatie (input gegevens) en een beschrijving van de bewerkingen die daarop zijn uitgevoerd. Dit valt buiten het kader van een literatuuronderzoek. Echter, wel zijn op sommige plaatsen in dit verslag in de literatuur vermelde resultaten van kwantificering opgenomen.

II MATHEMATISCHE BESCHRIJVINGEN VAN DE VORM EN DE ONTWIKKELING VAN DE KUST

Geheel los van het mechanisme van sediment transport moet bij de beschrijving van kustontwikkeling in ieder geval worden voldaan aan de sedimentbalans. Deze eis is vaak gehanteerd als basis voor modellering van kustontwikkeling.

Modellen die betrekking hebben op waterstandsvariaties

In het eenvoudige geval wordt bij modellering van kustontwikkeling uitgegaan van een vormvast dwarsprofiel van de kust, Onder invloed van wisselende omstandigheden kan dit profiel in z'n vlak verplaatsen. Het beschouwde profiel is een evenwichtsprofiel dat ten opzichte van de gemiddelde waterstand een vaste (vertikale) plaats heeft. De begrenzing aan zeezijde van zo'n profiel wordt dan ook zo ver zeewaarts gekozen dat het dwarstransport van sediment over die grens verwaarloosbaar klein is. Bruun (1962) geeft een model dat gebaseerd is op bovenstaande uitgangspunten, enwel voor een situatie waarin de gradiënt in het langstransport gelijk is aan nul (met betrekking tot geometrie en stroming een in langsrichting uniforme kust) en een verschuiving in de ligging van het geschematiseerde evenwichtsprofiel uitsluitend wordt bepaald door veranderingen in de gemiddelde waterstand. Bruun (1962) beschouwt alleen de begin- en eind toestand: voor en na de verandering in de waterstand, beide stationair. Een overeenkomstig model wordt gegeven door Edelman (1968), die een andere schematisatie voor het evenwichtsprofiel gebruikt. In een later model (Edelman, 1970) geeft Edelman de ontwikkeling van de kust als functie van de tijd voor een voorgeschreven verloop in de tijd van de waterstand. Het kustprofiel wordt verondersteld instantaan te reageren op een verandering in de waterstand. De hier genoemde drie modellen worden vergeleken door Dean en Mauermeyer (1983). Tevens passen zij diverse schematisaties van kustprofielen, al dan niet voorzien van een verdediging, in de modellen in. Dean en Mauermeyer (1983) merken op dat de zeewaartse begrenzing van het

evenwichtsprofiel moeilijk is aan te wijzen. Indien alleen golven verantwoordelijk worden gesteld voor dwarstransport, dan ligt die grens verder van de kust naarmate de periode waarover variaties in de waterstand worden beschouwd, groter wordt. Dit is alsvolgt in te zien. Vanwege de eis dat over die grens geen transport plaats mag vinden, moet de bijbehorende waterdiepte zo groot zijn dat daarbij de orbitaalbeweging bij de bodem (afhankelijk van golfhoogte) verwaarloosbaar klein is. Bij toenemende duur van de beschouwde periode is de kans op het optreden van steeds hogere golven groter, zodat de waterdiepte bij de zeewaartse grens van het profiel groter moet zijn om aan de eis te kunnen blijven voldoen. De ligging van die grens is dus afhankelijk van de maximaal voorkomende golfhoogte. Tevens geldt dat door cumulatie over een lange periode, het verwaarloosbaar geringe (maar praktisch onvermijdelijke) transport over de zeewaartse grens toch nog belangrijke vormen kan aannemen.

Evenwichtsprofielen

De idee van het bestaan van evenwichtsprofielen is door velen aanvaard. Swart (1974) heeft de vorm van zulke profielen voor verschillende condities uitgebreid onderzocht en in kaart gebracht. Enige afhankelijkheid van bijvoorbeeld golfcondities met betrekking tot profielvorm komt niet voor in de modellen van Bruun (1962) en Edelman (1968, 1970). In hun vergelijkende studie stellen Dean en Mauermeyer (1983) dat zo'n afhankelijkheid veldegelijk bestaat. Op grond hiervan overwegen zij dat indien een kustprofiel zich bij veranderende omstandigheden ontwikkelt van de ene evenwichtsvorm naar de andere, in tussentijdse stadia geen sprake hoeft te zijn van evenwicht, zelfs niet als de begin- en eind toestand identieke evenwichtsvormen vertonen.
Niedoroda et al. (1984) wijzen op het dynamische karakter van het gedrag van kustprofielen. Er is daarom volgens hen geen echt evenwichtsprofiel aan te geven, maar slechts een band waarbinnen het werkelijke profiel zich in de tijd ontwikkelt.

Langstransport modellen

Door in het horizontale vlak de kust op te delen in vakken en per vak één representatieve ligging van de kustlijn aan te houden, kan in modellen als hiervoor genoemd, een gekromde kust worden weergegeven. Deze idee is voor het eerst uitgewerkt door Pelnard-Considère (1956) en veelvuldig toegepast (bijvoorbeeld door Bakker, 1968). Komar (1983) beschrijft stap voor stap de opbouw van een dergelijk model voor tijdsafhankelijke kustontwikkeling. Doordat kromming van de kust in het model is opgenomen kan met langstransport als functie van de golfrichting ten opzichte van de kustlijn worden gerekend. Voor de relatie tussen golfcondities enerzijds en langstransport anderzijds verwijst Komar (1983) naar praktijkformules, zoals de CERC-formule (Shore Protection Manual). Een nauwkeuriger benadering van het langstransport is bij dit type modellen niet mogelijk omdat de feitelijke vorm van het dwarsprofiel van de kust geheel buiten beschouwing blijft. Er wordt slechts uitgegaan van een constante vorm.

Het opdelen van de kust in vakken om opname in het model mogelijk te maken van een kromming van de kust en daarmee gradiënten in langstransport is ook mogelijk bij de modellen van Bruun (1962) en Edelman (1968, 1970). Dit is bijvoorbeeld toegepast door Bakker (1968). Daarnaast wijzen bijvoorbeeld Dean en Mauermeyer (1983) nog op deze mogelijkheid. In de modellen van Bruun (1962) en Edelman (1968, 1970) ligt de positie van het evenwichtsprofiel ten opzichte van de gemiddelde waterstand vast. Op grond hiervan leidt een verhoging van de waterstand (zeespiegelrijzing) onafwendbaar tot een landwaartse verschuiving van de kustlijn. Immers, als er uitsluitend sprake is van een stijging van de zeespiegel, geldt de sedimentbalans voor alle doorsneden dwars op de kust, waaruit het gestelde onmiddellijk volgt. Everts (1985) past het model van Bruun (1962) toe op een prototype situatie en vindt goede overeenkomst tussen modelresultaten en metingen. Bovendien blijkt volgens Everts (1985) uit overigens spaarzame meetgegevens dat het kustprofiel vormvast is. Echter, aan de hand van de gemeten

profielen die Everts (1985) in een figuur toont, is dat niet zo duidelijk.

Kustlijnmodellen

Een sterke schematisatie van het horizontale kustprofiel wordt verkregen door uit te gaan van de ligging van één enkele dieptelijn. In langsrichting wordt de kust uniform verondersteld. Modellen voor kustontwikkeling op basis van deze schematisatie worden één-lijn modellen genoemd. Een meer getrapte overgang tussen land en zee geeft een zogenaamd m-lijnen model. Bakker (1968) gebruikt zo'n model om de tijdsafhankelijke ontwikkeling van een kust met strekdammen na te gaan. Een studie naar m-lijnen modellen alsmede de ontwikkeling van een nieuwe variant is uitgevoerd door Perlin en Dean (1978).

Het voordeel van het gebruik van meerdere lijnen is dat veranderingen in de vorm van kustprofielen kunnen worden bepaald. Echter, de nauwkeurigheid van het model neemt niet toe met het aantal lijnen. Vanwege de sterke schematisatie van het dwarsprofiel is het niet mogelijk stromingen in dat profiel goed in te schatten. Dat geldt dan ook voor het aan die stromeningen gekoppelde dwarstransport van materiaal. Daarom vormen de resultaten van deze meer-lijnen modellen, waarin een schematisch mechanisme voor dwarstransport is aangenomen, nauwelijks een verbetering ten opzichte van de 1-lijn modellen.

III BUITEN-ZONE

Van de in de inleiding genoemde drie zones die in dit verslag min of meer afzonderlijk aan de orde komen, ligt de buiten-zone het verst van de kust af. Hier is de waterdiepte zo groot dat aan het oppervlak opgewekte verschijnselen (wind-geïnduceerde stroming en dito golven) zelden invloed hebben op wat zich aan de bodem afspeelt.
De in deze paragraaf gegeven beschouwing is beperkt tot de huidige situatie van de Noordzee. De afmetingen van deze zee zijn niet zodanig dat er een duidelijk waarneembaar eigen getij in wordt opgewekt; het is een resonerende randzee van de oceaan (Wind et al., 1986).

Waterbeweging

In de waterbeweging in de buiten-zone kunnen drie typen worden onderscheiden: stroming zonder een duidelijk golfkarakter, lange golven (getij) en korte golven (windgolven). Volgens de definitie van de buiten-zone is de waterdiepte overal zodanig dat aan het oppervlak opgewekte waterbeweging bijna geen invloed heeft op wat bij de bodem plaats vindt. Het is echter de vraag of er op de Noordzee een gebied aan te wijzen is waar dat altijd geldt. Zeker tijdens een storm is nagenoeg overal waar deze extreme conditie heerst, wel sprake van enige doordringing tot op de bodem van wind-geïnduceerde waterbeweging. Dergelijke invloeden komen nader aan de orde bij de beschrijving van de midden-zone.

Lange golven

Voor het transport van sediment onder invloed van lange golven is vooral de bij die golven voorkomende residuele stroming van belang. Deze kan ontstaan door niet-lineair gedrag van de golf en door golfasymmetrie (vervorming onder invloed van bodem-topografie). In het geval van de Noordzee is er nog een extra residuele stroming aan te geven die verband houdt met het getij. Deze wordt veroorzaakt door een verhang ten gevolge van het

faseverschil in getij tussen de zuidelijke en de noordelijke openingen van de Noordzee.
Er zijn twee gangbare methoden om langs numerieke weg de omvang van de residuele stromingen te bepalen. Beide zijn onder meer gehanteerd door Gerritsen (1983). Volgens één methode wordt met behulp van een numeriek model het stroombeeld voor verschillende fasen van het getij bepaald. De resultaten worden over een periode van het getij geïntegreerd om tot de residuele stroming te komen. Bij de andere methode wordt het numerieke model opgesteld aan de hand van over een periode van het getij geïntegreerde vergelijkingen voor waterbeweging.
Voor de koppeling van stroming naar transport kan gebruik worden gemaakt van verschillende klassen modellen, bijvoorbeeld op bodemschuifspanning gebaseerde of op energie beschouwing gebaseerde modellen. Een voorbeeld van deze laatste is de formulering van Bagnold (1963). Deze formulering is afgeleid voor uitsluitend stroming. De omvang van het sedimenttransport wordt gerelateerd aan dissipatie van energie ten gevolge van bodemwrijving. Hij vindt dat het transport bij de bodem evenredig is met de derde macht van de stroomsnelheid aldaar. Naast die van Bagnold zijn er nog een aantal formuleringen ontwikkeld (zie bijvoorbeeld Bijker, 1967).

Stroming

Voor stroming zonder een duidelijk golfkarakter zijn vier oorzaken aan te geven. Eén daarvan houdt verband met meteorologische omstandigheden. Wind is niet gelijkmatig verdeeld in sterkte en richting, zodat er een residu is van wind-geïnduceerde stroming. Gezien over een korte tijdspanne (bijvoorbeeld de duur van een storm) geeft door wind opgewekte stroming aanleiding tot het ontstaan van grootschalige circulaties.
Een andere oorzaak voor stroming is een onbalans tussen neerslag en aanvoer van water vanaf land (grondwater- en rivierafvoeren) enerzijds en verdamping anderzijds. De nota "Harmonisatie Noordzee beleid" (RWS en WL, 1985) vermeld dat de bijdrage van dit

verschijnsel relatief klein is.
Als derde oorzaak kan de ruimtelijke spreiding in neerslag en afvoer vanaf land worden aangemerkt. Als laatste worden nog stromen door verschillen in dichtheid genoemd.

Geostrofische effecten

Bij stroming oefent de bodem door het verschil in snelheid een kracht (schuifspanning) uit op het water. Deze kracht is gericht tegen de stroom in. Eckman (1905) laat zien dat deze kracht in combinatie met de rotatie van de aarde (Coriolis) een over de vertikaal verlopende stroomrichting oplevert. Het effect van de kracht en daarmee de mate van het verloop, neemt exponentieël af met de hoogte boven de bodem en is derhalve slechts merkbaar in een laag van beperkte dikte: de Eckmanlaag. Voor een kwantificering van dit verschijnsel alsmede de bijbehorende lengteschalen, wordt verwezen naar Neumann en Pierson (1966).

Kwantificering van getij en residuele stroming

De getijgolf dringt vanuit het noorden de Noordzee binnen. De golf voert langs de Engelse kust en splitst ten noord-oosten van de plaats Norwich in een deel dat langs Noord Nederland, Denemarken en Zuid Scandinavië weer naar het noorden gaat en een deel dat in positieve richting door de zuidelijke Noordzee draait. Langs de Nederlandse kust passeert de getijgolf dus van zuid naar noord. De amplitude van de getijgolf neemt daarbij af van ca. 2.0m uit de kust van Zeeuws Vlaanderen tot ongeveer 0.8 m ter hoogte van IJmuiden om vervolgens weer licht te stijgen tot 1.0 m bij Den Helder (zie bijvoorbeeld Gerritsen, 1983).
Prandl (1977) onderscheidt drie oorzaken van residuele stroming: wind-genduceerde stroming (37000 m^3/s), stroming door het faseverschil in getij tussen de noordelijke en de zuidelijke randen van de Noordzee (41000 m^3/s) en een residuele stroming behorend bij de M2-component (periode van 12.25 uur) van het getij (82000 m^3/s). De hier vermelde debieten zijn over een jaar gemiddelde waarden. Al deze stromingen zijn gericht van zuid naar

noord, zodat de totale residuele stroming resulteert in een jaargemiddeld debiet van 160000 m^3/s. Deze waarden volgen uit berekeningen met behulp van een door Prandl (1977) ontwikkeld, numeriek model. Uit cijfers, verkregen op basis van numerieke simulatie en vermeld in de nota 'Harmonisatie Noordzeebeleid' van RWS en WL (1985), volgt dat gemiddeld over een jaar 151750 m^3/s water via het Kanaal de Noordzee binnen stroomt. In het noorden is er sprake van een jaargemiddelde uitstroming van 157550 m^3/s.

IV MIDDEN-ZONE

Met 'midden-zone' wordt een gebied aangeduid waar de waterdiepte zodanig is dat de voortplanting van windgolven wordt beïnvloed door de bodem (de golven 'voelen' de bodem). Met betrekking tot de waterbeweging in dit gebied bestaat er vrij veel literatuur; voor sedimenttransport is dat wat minder. In het navolgende wordt slechts naar enkele auteurs verwezen. Die zijn echter zo gekozen dat een redelijk breed beeld wordt verkregen van de bestaande inzichten en opvattingen omtrent de waterbeweging en daaraan gekoppelde sedimenttransporten in de midden-zone.

Golftheorie

Voor de beschrijving van met golven samenhangende waterbeweging in de midden-zone wordt veelal gebruik gemaakt van de lineaire golftheorie. Een kort en duidelijk overzicht van deze theorie wordt gegeven door Collins (1976). De golven worden zuiver sinusoïdaal aangenomen en de uitwijking van het oppervlak wordt klein verondersteld ten opzichte van de waterdiepte. Met deze aannamen vertonen golven in de theorie geen netto effect in de zin van stroming. In werkelijkheid hebben golven wel een netto effect. Longuet-Higgins (1953) geeft op grond van theoretische overwegingen een formulering voor de omvang ervan. Dit effect manifesteert zich bij de bodem als een geringe stroming in de voortplantingsrichting van de golven. De stroomsnelheid is afhankelijk van golfhoogte en waterdiepte.

Sedimenttransport door golven en stroming

Er zijn vele studies verricht naar de details van waterbeweging en naar aan waterbeweging gekoppeld transport van sediment in de midden-zone. Bijker (1967) beschrijft schuifspanning bij de bodem aan de hand van de over een golfperiode gemiddelde, vectoriële som van snelheden bij de bodem voor golven en stroming. Voorts wordt aangenomen dat door golven materiaal van de bodem wordt opgewoeld om vervolgens door stroming getransporteerd te worden. Gezien over

de vertikaal hebben horizontale snelheid en concentratie van materiaal een bepaalde verdeling. Deze verdelingen bestaan uit een in de tijd constant deel en een variabel deel. Op elke plaats in de vertikaal is het transport gelijk aan het produkt van snelheid en concentratie. Bijker (1967) geeft een transportformule voor fijn materiaal en grote stroomsnelheid. Voor die condities zijn de effecten van de variabele delen van de verdelingen te verwaarlozen. Het variabele deel van de concentratie verdeling over de vertikaal is klein ten opzichte van het constante deel. Een analoge redenering geldt voor de snelheidsverdeling bij grote snelheden (orbitaalbeweging van de golven klein ten opzichte van de stroomsnelheid).

Madsen en Grant (1976) volgen voor transport van sediment onder golven een redenering analoog aan die van Shields (1936): bodemmateriaal komt in beweging zodra de verhouding tussen de (resulterende) kracht die tot bewegen aanzet en de kracht die bewegen verhindert, een kritieke waarde overschrijdt. Deze verhouding staat bekend als de Shields-parameter (Shields, 1936), afgeleid voor transport onder stroming. Madsen en Grant (1976) geven een variant van deze parameter voor transport onder golven, door bodemschuifspanning te bepalen aan de hand van een methode, ontwikkeld door Jonsson (1966). Voor een zuiver oscillerende stroming vinden Madsen en Grant (1976) dat de totale hoeveelheid in beweging verkerend sediment - gemiddeld over de oscillatie - evenredig is met de derde macht van hun variant van de Shields-parameter, mits deze de kritieke waarde overschrijdt. Er is hierbij (dus) geen netto transport. Voor een aantal effecten die een verstoring van de zuiver oscillerende beweging veroorzaken (bodemhelling, golfasymmetrie, golf-geïnduceerde stroming en andere stroming) wordt een aangepaste parameter bepaald. Het uit de verstoring resulterende netto transport is dan evenredig met de over de oscillatie gemiddelde derde macht van de aangepaste parameter, mits groter dan de kritieke waarde. Op grond van deze theoretische beschouwingen stellen Madsen en Grant (1976) een rekenmodel op waarmee transport van sediment en daaruit volgende

veranderingen in bodemtopografie onder invloed van wisselende golf- en stroomcondities kunnen worden bepaald.
Nielsen et al. (1978) beschrijven zwevend transport van materiaal als een diffusie-achtig verschijnsel. Zij maken onderscheid tussen het verschijnsel dat materiaal in suspensie laat komen en het verschijnsel waardoor materiaal wordt gedeponeerd. Voor lineaire golven leidt dit onderscheid niet tot een netto transport. Voor niet lineaire golven (Nielsen et al. (1978) gebruiken de 2e orde Stokes theorie) is er wel een netto transport. Als door de golfbeweging geen netto waterverplaatsing wordt geïnduceerd, is de richting van het transport van materiaal tegengesteld aan die van de voortplanting van de golven. Is er wel een netto waterverplaatsing, dan is de richting van het transport, afhankelijk van golfhoogte, -periode en waterdiepte, met de golven mee of juist tegengesteld gericht.
Shi en Larsen (1984) wijzen op het effect van golfgroepen (een reeks van amplitude-gemoduleerde golven). Door de variatie in amplitude wordt een lange golf opgewekt die met de golfgroep mee loopt en waarvan de lengte gelijk is aan die van de golfgroep. Ten gevolge daarvan is ter plaatse van grote amplitude in de golfgroep de waterstand lager dan bij kleine amplitude. Onder het dal van de lange golf is er sprake van een stroming tegen de voortplantingsrichting van de golfgroep in. Onder de top van de lange golf is dat net omgekeerd (Longuet-Higgins en Stewart, 1964). Shi en Larsen (1984) stellen dat omdat de amplituden van de korte golven het grootst zijn bij het dal van de lange golf, juist daar het opwoel effect van die korte golven het grootst is. Dit, gecombineerd met de door de lange golf geïnduceerde stroming, levert een netto transport van materiaal, tegengesteld aan de golfrichting. Voorts blijkt uit onderzoek van Shi en Larsen (1984) dat de korreldiameter van het getransporteerde materiaal afhankelijk is van de maximale amplitude van de korte golven. Ten gevolge hiervan wordt onder shoalende golven materiaal met steeds andere korrelafmetingen getransporteerd. Dit resulteert in een sortering van materiaal dwars op de kust.

Sedimenttransport bij golf-stroominteractie

De voorgaande paragraaf heeft betrekking op inzichten waarbij golven en stroming als twee min of meer onafhankelijke verschijnselen worden beschouwd. In deze paragraaf wordt ingegaan op beschouwingen inzake de interactie tussen golven en stroming.

Grant en Madsen (1979) geven een analytisch model waarin de interactie tussen golven en stroming is opgenomen. Zij beschouwen het stroombeeld in de bodemgrenslaag uitvoerig. Het niet-lineaire karakter van de interactie tussen golven en stroming wordt benadrukt. Superpositie van de bodemschuifspanning ten gevolge van golven en stroming is volgens Grant en Madsen (1979) dan ook ontoelaatbaar. Wel maken zij onderscheid tussen een in de tijd constant deel van de stroming en een variabel deel. Op de relatie met sediment transporten wordt door hen slechts kwalitatief ingegaan.

Seymour (1980) gaat in op de interactie tussen golven en stroming door getij. Getij op zich, zo stelt Seymour (1980), is zuiver symmetrisch en resulteert zodoende niet in een netto transport. Echter, bij de behandeling van de buiten-zone in dit verslag is reeds vermeld dat getij een reststroom groter dan nul vertoont en daardoor wel een netto transport kan opleveren (Gerritsen, 1983; Prandl, 1977). Seymour (1980) beschouwt een situatie juist zeewaarts van de brekerzone. De getijstroom is daar langs de kust gericht en door refractie is de voortplantingsrichting van de golven bij benadering loodrecht op de kust. Ondanks de veronderstelde symmetrie van het getij zijn er volgens Seymour (1980) twee oorzaken aan te geven voor het voorkomen van netto transport. Op een vaste plaats varieert de waterdiepte met de fase van het getij en daarmee de orbitaalsnelheid bij de bodem. Daarom is de totale snelheid bij de bodem - Seymour (1980) hanteert de vectoriële som van de snelheden ten gevolge van getij en windgolven - bij hoog water lager dan bij laag water. Met de veronderstelling dat het momentane transport van sediment evenredig is met de derde macht van de momentane snelheid bij de

bodem (zie ook Bailard, 1981), concludeert Seymour (1980) een netto transport bij de combinatie van getijstroming en windgolven. Voor de tweede oorzaak moet de situatie bij een constante waterdiepte worden beschouwd. De lokatie hiervan verschuift loodrecht op de kust met de fase van het getij. Voor het momentane transport geldt weer dezelfde veronderstelling. Na middeling over eerst golven en dan getij volgt dat het transport evenredig is met de variantie van de orbitaalsnelheid bij de bodem. Deze grootheid relateert Seymour (1980) aan de variantie van de oppervlakte uitwijking, ofwel de golfenergie. Bij hoog water ligt de gekozen waterdiepte verder landwaarts dan bij laag water. Ten opzichte van de situatie bij laag water moeten de golven bij hoog water dus een grotere afstand afleggen om de plaats met de gekozen waterdiepte te bereiken. Over de extra afstand treedt verlies aan golfenergie op ten gevolge van bodemwrijving. Daaruit volgt direct dat voor een gegeven waterdiepte het transport bij hoog water kleiner is dan bij laag water. Gemiddeld over het getij is er dus een netto transport van sediment. Echter, een berekening aan de hand van de lineaire golftheorie laat zien dat voor regelmatige golven met een hoogte van 2m en een periode van 5s, een bodemhelling van 1:250 en een getijverschil van 2m, het energieverlies over die extra afstand (waterdiepte 15m) minder dan 1% bedraagt.

Een machtsrelatie tussen stroomsnelheid en transport van sediment zoals gebruikt door Seymour (1980), is voor uitsluitend stroming afgeleid door Bagnold (1963) op basis van een energie beschouwing. Later heeft Bailard (1981) deze relatie gebruikt voor het verband tussen momentaan transport en momentane stroomsnelheid. Daarmee is het mogelijk om de relatie toe te passen op in de tijd variërende stroomsnelheden, bijvoorbeeld door de aanwezigheid van windgolven. Netto transport door windgolven kan dan worden berekend door integratie van de relatie over de golfperiode.

Naar de relatie tussen (getij-) stroming en windgolven zijn ook vele experimentele studies verricht. Als voorbeeld kunnen worden genoemd de onderzoekingen van Owen en Thorn (1978) en die van Davies en Wilkinson (1979). Langs theoretische en experimentele

weg zijn diverse transportformules afgeleid. Een overzicht en vergelijk van enkele wordt gegeven door Pattiarachi en Collins (1985).

Randeffecten

In de aan kustzijde gelegen, ondiepe gedeelten van de midden-zone kan de invloed van de kust zich duidelijk manifesteren. Bij de beschrijving van de buiten-zone is reeds gewezen op coriolis-effecten en daarmee samenhangende Eckmanlagen. Die effecten kunnen bij een langsstroming resulteren in stroomrichtingen bij bodem en/of oppervlak die afwijken van de diepte gemiddelde. De afwijking bij de bodem is altijd de andere kant op dan die bij het oppervlak. Omdat door de gesloten kustrand geen stroming kan optreden, ontstaat hierdoor een vertikale circulatie (Niedoroda et al., 1984; Swift et al., 1985). Afhankelijk van de draairichting worden dergelijke circulaties aangeduid met 'coastal upwelling' of 'coastal downwelling'.

Daarnaast kunnen onder invloed van de aanwezigheid van de kustrand ook grootschalige horizontale circulaties voorkomen. Zimmerman (1981) laat zien dat door een gradiënt in de stroomsnelheid langs een vaste rand (kust) vorticiteit wordt opgewekt en ingevoerd in een langs die rand gelegen gebied. Door toepassing van de integraalstelling van Stokes op dat overigens door fictieve grenzen omgeven gebied, volgt dat door de inbreng van vorticiteit een circulatie rond de rand van dat gebied moet ontstaan. Wordt het gebied zo gekozen dat de ingebrachte vorticiteit steeds dezelfde richting heeft, dan ligt daarmee de richting van de circulatie vast. Zimmerman (1981) past zijn beschouwing onder andere toe op een uitstulping aan een voorts rechte kust waarlangs een getijgolf beweegt. Aan weerszijden van de uitstulping ontstaan horizontale circulaties die, ongeacht de fase van het getij, steeds dezelfde richting hebben, enwel zodanig dat daardoor de uitstulping in stand gehouden wordt. Er gaat dus geen egaliserende werking vanuit.

Naast invloeden van getij, windgolven, de hiervoor genoemde

horizontale en vertkale circulaties, heeft ook de wind nog een betekenis, met name dicht bij de kust. Voor een dwarsdoorsnede geeft Van Straaten (1961) in een figuur aan wat voor stromingen en eventueel transport van sediment kunnen optreden onder invloed van wind alleen danwel van wind in combinatie met windgolven en deining. Coriolis-effecten komen in die figuur niet aan de orde. Een door de wind aangedreven langsstroom kan, net als een getijstroom, resulteren in coastal upwelling of coastal downwelling.
De situatie wordt nog complexer indien golven gaan breken. Dat komt aan de orde in het volgende hoofdstuk.

V BINNEN-ZONE

Waterbeweging

Aan landzijde wordt de binnen-zone begrensd door de waterlijn en de grens aan zeezijde ligt iets zeewaarts van de brekerlijn. De waterbeweging in dit gebied heeft een sterk drie-dimensionaal karakter. Het getij manifesteert zich hier voornamelijk als een langsstroom, maar ook effecten van circulaties in het vertikale vlak (coastal upwelling en downwelling) en grootschalige horizontale circulaties (Zimmerman, 1981) kunnen zich in dit gebied doen gelden. Door niet loodrecht op de kust invallende golven wordt in de brekerzone een langsstroom opgewekt. Voorts ontstaat ten gevolge van het breken van golven een vertikale circulatie in de brekerzone met een kustwaartse stroming aan het oppervlak. De hierbij horende zeewaartse stroming bij de bodem (retourstroom of onderstroom genoemd) is op sommige plaatsen langs de kust geconcentreerd in zogenaamde muistromen. Deze muistromen gaan gepaard met horizontale circulaties. Wind veroorzaakt, afhankelijk van de richting ten opzichte van de kustlijn, langs- en/of dwarsstroming. In de hier beschouwde binnen-zone gaat zo'n dwarsstroming samen met een vertikale circulatie. Buiten de brekerzone wordt door golven een stroming bij de bodem opgewekt in de richting van de voorplanting van de golven (Longuet-Higgins, 1953). Bij het naderen van de kustlijn resulteert ook deze stroming in een vertikale circulatie. Er zijn vele mathematische beschrijvingen van (aspecten van) de waterbeweging in en om de brekerzone (zie bijvoorbeeld Battjes, 1974; Horikawa en Isobe, 1981; Thornton en Guza, 1986).

De Nederlandse situatie: een getij-gedomineerde, dissipatieve kust

Met betrekking tot de morfologie van de brekerzone onderscheidt Short (1981) op basis van waarnemingen drie verschillende klassen van kustvormen: dissipatieve, rhytmische en reflectieve kusten. Er is hierbij uitsluitend gekeken naar de invloed van windgolven. De indeling is dan ook alleen afhankelijk van de golfhoogte bij

breken. De Nederlandse situatie valt bij deze indeling onder de dissipatieve kusten. Voorts speelt aan de Nederlandse kust het getij een dominerende rol. Daarom wordt deze kust beschreven als een getij-gedomineerde, dissipatieve kust. Het vervolg van deze paragraaf is toegespitst op dit type kusten.

Het vlak van de bij 'waterbeweging' genoemde vertikale circulaties staat globaal loodrecht op de kustlijn. Vanwege de draairichting geven deze circulaties in de brekerzone hoofdzakelijk zeewaarts transport van sediment terwijl buiten de brekerzone juist landwaarts transport optreedt (uit hun beschouwing van golfgroepen buiten de brekerzone concluderen Shi en Larsen (1984) het tegengestelde). Onder brekende golven vindt vorming van banken plaats. Deze zogenaamde brandingsruggen worden op sommige plaatsen (gedeeltelijk) onderbroken als gevolg van uitschuring door muistromen. Langsstromen geven een langstransport. Voorzover veroorzaakt door golven varieren beide in grootte met de invalshoek van de golven ten opzichte van de kust. In het algemeen kan worden gesteld dat een kromming van de kust aanleiding geeft tot gradienten in het langstransport en daarmee tot erosie of sedimentatie. Zodoende neigt een gekromde kust onder invloed van golf-geinduceerd langstransport tot strekken volgens een rechte lijn. De breedte van de brekerzone hangt sterk af van de hoogte van de invallende golven en bodemtopografie. Daarnaast is de positie van de brekerzone ten opzichte van een vast punt op land afhankelijk van de bodemhelling en de stand van de zeespiegel, die variert met getij en windopzet. Typische morfologische veranderingen in de binnen-zone spelen zich daarom steeds op een andere plaats af. Dit, samen met de sterke interactie tussen morfologie en waterbeweging, maakt dat de processen die in de binnen-zone optreden moeilijk mathematisch zijn te beschrijven en dus ook moeilijk te modelleren. Een overzicht van met morfologie samenhangen processen in de binnen-zone wordt gegeven door Horikawa (1981). Over dit onderwerp is in het kader van TOW onder meer door WL in de afgelopen jaren veel onderzoek verricht. Verwijzingen naar literatuur daaromtrent worden gegeven door Wind

(1986).

Sedimenttransport

Bij de kwantificering van waterbeweging en transport van sediment in de binnen-zone wordt veelal onderscheid gemaakt tussen langs- en dwarstransport. Golven worden veelal gezien als de voornaamste oorzaak van langstransport in de brekerzone. Daar wordt door een dwarsgradiënt in de golfschuifspanning een langsstroom aangedreven. Komar en Inman (1970) nemen aan dat door deze (en/of eventueel andere) stroming sediment wordt getransporteerd nadat het door golven is opgewoeld. Er wordt aangenomen dat een gedeelte van het totale, in de brekerzone gedissipeerde vermogen wordt gebruikt voor het opwoelen van bodemmateriaal. Op grond hiervan komen zij tot een uitdrukking voor het over de brekerzone gentegreerde transport. Longuet-Higgins (1971) wijst deze redenering af. Volgens hem gaat de meeste golfenergie verloren in het breken en is niet noodzakelijk beschikbaar voor transport van materiaal. Ook volgens Kamphuis en Readshaw (1978) is de omvang van het langstransport afhankelijk van de dissipatie van golfenergie. Tevens vinden zij dat het langstransport sterk gerelateerd is aan de Iribarren-parameter: een grootheid die wordt gebruikt voor de typering van brekende golven.

Een ander mechanisme voor langtransport in de brekerzone wordt gegeven door Komar (1971). Daarbij wordt verondersteld dat het gewicht onder water van de verplaatste hoeveelheid sediment evenredig is met de langscomponent van de overdracht van golfenergie op de brekerlijn. Deze benadering staat bekend als de CERC-methode (Shore Protection Manual). De veronderstelde evenredigheid is gebaseerd op het feit dat beide grootheden dezelfde dimensie hebben. Battjes (1974) geeft een moderne interpretatie van deze aanpak door golfspanning (niet overdracht van golfenergie) te relateren aan schuifspanning bij de bodem.

Het bij de midden-zone reeds genoemde concept van Bijker (1967) wordt ook toegepast voor de bepaling van langstransport in de brekerzone. Hierbij woelen golven materiaal op dat vervolgens door

golf-geïnduceerde stroming wordt getransporteerd. In de bepaling van schuifspanning bij de bodem wordt rekening gehouden met waterbeweging door golven en stroming gezamenlijk.
Voor de beschrijving van dwarstransport gaat Stive (1987) uit van de waterbeweging in een vertikaal vlak, loodrecht op de kust. Voor de koppeling van transport van sediment aan waterbeweging wordt gebruik gemaakt van de formulering van Bailard (1981). De kust wordt uniform in langsrichting verondersteld.
De hier genoemde beschouwingen zijn steeds beperkt tot twee dimensies. Het besef dat het drie dimensionale karakter van de waterbeweging zo sterk is dat een benadering in twee dimensies ontoereikend is, is groeiende. Een techniek om het drie dimensionale karakter in een mathematisch model in te passen, is ontwikkeld door De Vriend en Stive (1987).
Niedoroda et al. (1984) benaderen de morfologische verschijnselen in de binnen-zone op een kwalitatieve manier. Zij komen tot drie belangrijke stellingen. Ten eerste menen zij dat windgolven bepalend zijn voor het transport van sediment terwijl stroming daar een relatief kleine bijdrage aan levert. Tijdens stormcondities is het dwarstransport hoofdzakelijk zeewaarts gericht (tweede stelling) en treedt tijdens normale omstandigheden voornamelijk kustwaarst gericht transport op (derde stelling). De laatste twee omstandigheden zorgen dat de vorm van het kustprofiel rond een evenwicht schommelt.

Golf-geïnduceerde randgolven en surfbeat

Deze verschijnselen spelen een belangrijke rol bij zowel rhytmische als reflectieve kusten. Het (mogelijk geringe) belang hiervan voor de Nederlandse dissipatieve kust is nog onvoldoende aangetoond.

Atmosferische omstandigheden

Een belangrijk deel van de waterbeweging wordt direct veroorzaakt door atmosferische omstandigheden. Golfhoogte blijkt gerelateerd aan gradiënten in de luchtdruk (Laitone, 1961). Volgens Fox en

Davies (1975) blijkt uit metingen een duidelijk verband tussen verloop in luchtdruk enerzijds en golfhoogte bij breken anderzijds. Deze bevindingen zijn echter niet voor alle plaatsen van meten eensluidend.

VI SAMENVATTING EN CONCLUSIE

Er is een overzicht gegeven van de met grootschalige ontwikkeling van de (Nederlandse) kust samenhangende processen. Als onderscheid wordt gemaakt tussen makro-morfologie (lengteschaal in de orde van tientallen kilometers), meso-morfologie (lengteschaal: de breedte van de brekerzone) en mikro-morfologie (lengteschaal: ribbels), dan ligt in dit verslag de nadruk op makro-morfologie, met hier en daar een zijsprong naar meso-morfologie.
Een samenvatting van de met morfologie samenhangende processen in de drie genoemde zones is alsvolgt:

Buiten-zone: getij-gedomineerd

* getij-genduceerde reststroom
  (faseverschil tussen noord en zuid)
* getij-genduceerde asymmetrie stromen
  (vervorming van de golf door bodemtopografie)
* wind-geïnduceerde stroming
* verschil tussen aanvoer van water vanaf land en neerslag enerzijds en verdamping anderzijds
* geostrofische effecten

Midden-zone: combinatie van (wind-) golven en (getij-) stroming

* opwoeling door golven en transport door stroming
* golf-stroom interactie
* golf-geïnduceerde reststromen
  (randeffect)
* golf-geïnduceerde asymmetrie stromen
  (vervorming van de golf door bodemtopografie; shoaling)
* coastal upwelling en coastal downwelling
* getij-geïnduceerde grootschalige circulaties
  (randeffect)

Binnen-zone: golf-gedomineerd

* horizontale circulatie

(golf geïnduceerde stroming loodrecht op en evenwijdig aan de kust)

* vertikale circulatie
  (golf geïnduceerde stroming loodrecht op de kust)
* golf-geïnduceerde randgolven en surfbeat

Om de grootschalige ontwikkeling van de Nederlandse kust te kunnen begrijpen en beschrijven, wordt het nodig geacht te beschikken over een denk/reken model waarin processen in alle drie genoemde zones integraal worden beschouwd. In de literatuur zijn dergelijke modellen niet gevonden. Wel kan aan de hand van de literatuur worden nagegaan wat de orde grootte van het belang van de diverse processen is. Op basis daarvan is een (eerste) selectie mogelijk van processen die vervolgens in een model zoals genoemd, kunnen worden opgenomen. De bouw van zo'n model is echter niet eenvoudig.

LITERATUUR

Bagnold, R. A. (1963)
Mechanics of marine sedimentation
The Sea: Ideas and observations 3, pp 507-526, Interscience Publishers

Bailard, J. A. (1981)
An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach
J. Geophys. Res. 86-C11, pp 10938-10954

Bakker, W. T. (1968)
The dynamics of a coast with a groin system
proc. 11th Coastal Eng. Conf., pp 492-517

Battjes, J. A. (1974)
Computaion of set-up, longshore currents, run-up and overtopping due to wind-generated waves
Delft Univ. of Techn. Comm. on Hydraulics 74-2, 244 PP, Dept. Civ. Eng.

Bijker, E. W. (1967)
Some considerations about scales for coastal models
Delft Hydraulics Lab. publ. no. 50, thesis

Blaupot ten Cate, D. H. S. (1936)
Het ontstaan van de nederlandse kust
9 pp, Blaupot ten Cate, Arnhem, Netherlands

Bruun, P. (1962)
Sea-level rise as a cause of shore erosion
J. Waterways and Harbors div. proc. ASCE 88-ww1, pp 117-130, ASCE

Collins, J. I. (1976)
Wave modelling and hydrodynamics
Beach and nearshore sedimentation, pp 54-68, Soc. Econ. Paleontology Mineral. Spec. Publ. 24

Davies, A. G., Wilkinson, H. (1979)
Sediment motion caused by surface water waves
proc. 16th Coastal Eng. Conf. III, pp 1577-1595

Dean, R. G. , Maurmeyer, M. (1983)
Models for beach profile response
Handbook of coastal processes and erosion, pp 151-165, (Komar ed.) CRC-press, Boca Raton

Eckman, V. W. (1905)
On the influence of the earth's rotation on ocean currents
Ark. Mat. Astron. Fys. 2, pp 1-53

Edelman, T. (1968)
Dune erosion during storm conditions
proc. 11th Coastal Eng. Conf., pp 719-722

Edelman, T. (1970)
Dune erosion during storm conditions
proc. 12th Coastal Eng. Conf., pp 1305-

Everts, C. H. (1986)
Sea level rise effects on shoreline position
J. Waterway, port, coastal and ocean eng. 111-6, pp 985-999

Fox, W. T., Davis, R. A. (1976)
Weather patterns and coastal processes
Beach and nearshore sedimentation, pp 1-23, Soc. Econ. Paleontology Mineral. Spec. Publ. 24

Gerritsen, H. (1983)
Residual currents
Delft Hydraulics Lab. rep. R1469-III, 54 pp

Grant, W. D., Madsen, O. S. (1979)
Combined wave and current interaction with a rough bottom
J. Geophys. Res. 84-C4, pp 1797-1808

Horikawa, K., Isobe, M. (1981)
Dynamic characteristics in the nearshore area
proc. 17th Coastal Eng. Conf I, pp 480-498

Horikawa, K. (1981)
Coastal sediment processes
Ann. Rev. Fluid Mech. 13, pp 9-32, Annual Reviews Inc.

Jonsson, I. G. (1966)
Wave boundary layers and friction factors
proc. 10th Coastal Eng. Conf. I, pp 127-148, ASCE

Kamphuis, J. W., Readshaw, J. S. (1978)
A model study of alongshore sediment transport rate
proc. 16th Coastal Eng. Conf., pp 1656-1675

Komar, P. D. (1983)
Computer models of shoreline changes
Handbook of coastal processes and erosion, pp 205-216, (Komar ed.) CRC-press, Boca Raton

Komar, P. D., Inman, D. L. (1970)
Longshore sand transport on beaches
J. Geophys. Res. 75-30, pp 5914-5927

Komar, P. D. (1971)
The mechanics of sand transport on beaches
J. Geophys. Res. 76-3, pp 713-721

Laitone, E. V. (1961)
Higher approximation to nonlinear water waves and the limiting heights of cnoidal, solitary and Stokes' waves
Hydr. Eng. Lab. Wave Res. Proj. Techn. Rep. 89-6, Hydr. Eng. Lab. Berkely

Longuet-Higgins, M. S. (1953)
Mass transport in water waves
Phil. Trans. Royal Soc. A245-903, pp 535-581

Longuet-Higgins, M. S., Stuart, R. W. (1964)
Radiation stress in water waves; a physical discussion, with applications
Deep-Sea Res. 11, pp 520-562

Longuet-Higgins. M. S. (1972)
Recent progress in the study of longshore currents
pp 203-248, London Ac. Press

Madsen, O. S., Grant, W. D. (1976)
Sediment transport in the coastal environment
Ralph M. Parsons Lab. rept. 209; MIT, 105 p

Neumann, G., Pierson, W. J. (1966)
Principles of physical oceanography
545 pp, Prentice-Hall Inc.

Niedoroda, A. W., Swift, D. J. P., Hopkins, T. S., Ma, C. E. (1984)
Shoreface morphodynamics on wave dominated coasts
Mar. Geol. 60, pp 331-354, Elsevier Science Publ.

Nielsen, P., Svendsen, I. A., Staub, C. (1979)
Onshore-offshore sediment movement on a beach
proc. 16th Coastal Eng. Conf., pp 1475-1492, ASCE

Owen, M. W., Thorn, M. F. C. (1978)
Effect of waves on sand transport by currents
proc. 16th Coastal Eng. Conf., pp 1675-1687

Pattiaratchi, C. B., Collins, M. B. (1985)
Sand transport under the combined influence of waves and tidal currents: an assessment of available formulae
Mar. Geol. 67, pp 83-100

Pelnard-Considère, R. (1956)
Essai de theorie de l'evolution des formes de rivages en plages de sable et de galets
Quatr. J. de l'Hydraulique, Paris,

Perlin, M., Dean, R. G. (1978)
Prediction of beach planforms with littoral controls
proc. 16th Coastal Eng. Conf., pp 1818-1838

Phillips, O. M. (1977)
The dynamics of the upper ocean
336 pp, Cambridge Univ. Press (UK), sec. ed.

Prandl, D. (1978)
Residual flows and elevations in the southern North Sea
proc. R. Soc. Lond. A359, pp 189-228

Seymour, R. J. (1980)
Longshore sediment transport by tidal currents
J. of Geophys. Res. 85-4, pp 1899-1904

Shi, N. C., Larsen, L. H. (1984)
Reverse sediment transport induced by amplitude-modulated waves
Marine Geology 54, pp 181-200, Elsevier

Shields, A. (1936)
Application of similarity principals and turbulence research to bedload movement
Mitteilungen der Preuss. Versuchsanst. fur Wasserb,

Short, A. D. (1981)
Beach response to variations in breaker height
proc. 17th Coastal Eng. Conf. I, pp 1016-1035

Stive, M. J. F. (1987)
A model for cross-shore sediment transport
proc. 20th Coastal Eng. Conf., nog niet verschenen

Straaten, L. M. J. U. van (1961)
Directional effects of winds, waves and currents along teh Dutch North Sea coast
Geologie en mijnbouw 40, pp 333-346

Swart, D. H. (1974)
Offshore sediment transport and equilibrium beach profiles
Delft Hydraulics Lab. rep. M918-II (DHL publ. 131), 302 pp

Swift, D. J. P., Niedoroda, A. W., Vincent, C. E., Hopkins, T. S. (1985)
Barrier island evolution, middle atlantic shelf, USA; part I: shoreface dynamics
Mar. Geol. 63, pp 331-361, Elsevier Science Publ.

Thornton, E. B. , Guza, R. T. (1986)
Surfzone longshore currents and random waves: field data and models
J. Phys. Oceanography 16, pp 1165-1178, Am. Met. Soc.

Vriend, H. J. de, Stive, M. J. F. (1987)
Quasi-3D modelling of nearshore currents
Coastal Eng. Spec. Issue Colloquium JONSMOD-86, Elsevier Science Publ.; nog niet verschenen

Wind, H. G., Vellinga, P., Gerritsen, H. (1986)
Numerieke modellering van de mariene morfologie
bijdrage INQUA-symposium, Amsterdam,

Wind, H. G. (1986)
Evaluatie van de voortgang van het TOW kustonderzoek in 1985
Delft Hydraulics Lab. rep H235,

Zimmerman, J. T. F. (1981)
Dynamics, diffusion and geomorfological significance of tidal
residual eddies
Nature 290, pp 549-555

KUSTGENESE

GROOTSCHALIGE VORMING EN ONTWIKKELING VAN DE NEDERLANDSE KUST

VORMING EN TOETSING VAN HYPOTHESEN

RIJKSWATERSTAAT, RIJKS GEOLOGISCHE DIENST, RIJKSUNIVERSITEIT UTRECHT,
TECHNISCHE UNIVERSITEIT DELFT, UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM,
VRIJE UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM, WATERLOOPKUNDIG LABORATORIUM

FASE 1 1987 DEELRAPPORT IV

DEELRAPPORT 4

SAMENVATTING DIVERSE PROCESSTUDIES

SAMENGESTELD DOOR

R. Reinalda

INHOUD

		blz.
1.	Inleiding	1
2.	Samenvatting: Morfodynamisch-sedimentologisch onderzoek in het intertidal gebied (Egmond aan Zee)	3
2.1	Doel van het onderzoek	3
2.2	Uitvoering van het onderzoek	3
2.3	Resultaten van het onderzoek	4
3.	Samenvatting: De rol van sedimentdwarstransport in de ontwikkeling van de Hollandse kust	8
3.1	Doel van het onderzoek	8
3.2	Uitvoering van het onderzoek	8
3.3	Resultaten van het onderzoek	9
4.	Samenvatting: Zeespiegelstijging en kustverandering	11
4.1	Doel van het onderzoek	11
4.2	Uitvoering van het onderzoek	11
4.3	Resultaten van het onderzoek	13
5.	Samenvatting: Reconstructie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee	15
5.1	Doel van het onderzoek	15
5.2	Uitvoering van het onderzoek	16
5.3	Resultaten van het onderzoek	17
6.	Samenvatting: De invloed van zeegaten op de kust	21
6.1	Doel van het onderzoek	21
6.2	Uitvoering van het onderzoek	21
6.3	Resultaten van het onderzoek	22

KUSTGENESE: SAMENVATTING DIVERSE PROCESSTUDIES

1. Inleiding

In het HOOFDRAPPORT "Vorming en toetsing van hypothesen", dat is opgesteld in het kader van Fase I van het PROJEKT KUSTGENESE, is de doelstelling van de studie beschreven, met daarbij de verschillende fasen die moeten worden doorlopen om die doelstelling te bereiken. Deze fasen zijn als volgt geformuleerd:

Fase I	(1987)	Vorming en toetsing van hypothesen aangaande kustvorming en kustontwikkeling van de gesloten Hollandse kust.
Fase II	(1988 en 1989)	Verwerven en analyseren aanvullende kennis en eerste opzet van een integraal, grootschalig voorspellingsmodel voor de Hollandse kust; tevens analyse wadden en delta kust.
Fase III	(1990)	Integratie verworven kennis met het voorspellingsmodel, verifikatie en oplevering.

De rapportering van de aktiviteiten in Fase I omvat het volgende:

HOOFDRAPPORT Vorming en toetsing van hypothesen

DEELRAPPORT 1 Overzicht van INPUT gegevens

DEELRAPPORT 2 Overzicht van bijdragen uit de taakgroepen

DEELRAPPORT 3 Literatuurstudies grootschalige processen

DEELRAPPORT 4 Samenvatting diverse processtudies

a) Morfodynamisch-sedimentologisch onderzoek in het intergetijde gebied (Egmond aan Zee) (RUU)

b) De rol van sedimentdwarstransport in de ontwikkeling van de Hollandse kust (TUD)

c) Zeespiegelstijging en kustverandering (WL)

d) Reconstructie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee (WL, RGD)

e) De invloed van zeegaten op de kust (TUD)

DEELRAPPORT 5 Analyse van de rol van langstransport bij de ontwikkeling van de Hollandse kust

Dit DEELRAPPORT 4 bevat een samenvatting van de volgende rapporten:

- Interimrapport van het morfodynamisch-sedimentologisch onderzoek in het intertidal gebied (Egmond aan Zee), o.l.v. Dr. J.R. Boersma, Rijksuniversiteit te Utrecht, april 1987.
- De rol van sedimentdwarstransport in de ontwikkeling van de Hollandse kust, E.S.P. Smit, Technische Universiteit Delft, april 1987.
- Zeespiegelstijging en kustverandering, H.J. Steetzel, Waterloopkundig Laboratorium, Verslag H317.04, augustus 1986.
- Reconstructie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee, A.F. Franken, Waterloopkundig Laboratorium, Verslag X0029.00, juni 1987.
- De invloed van zeegaten op de kust, E.S.P. Smit, Technische Universiteit Delft, mei 1987.

Het rapport is samengesteld door ir. R. Reinalda van het Waterloopkundig Laboratorium.

2. Samenvatting: Morfodynamisch-sedimentologisch onderzoek in het intertidal gebied (Egmond aan Zee)

2.1 Doel van het onderzoek

Het doel van het onderzoek was inzicht te verschaffen in de morfodynamiek in het intergetijde gebied aan de kust, en deze morfodynamiek te koppelen aan de sedimentaire structuren, zodat een lokaal faciesmodel ontstaat. Met behulp van dit faciesmodel wordt het mogelijk geacht aan de hand van diepe boringen het verleden te reconstrueren. Met deze gegevens kan dan een kustontwikkelingsmodel worden opgesteld.

Dit doel heeft tot de volgende probleemstellingen voor het onderzoek geleid:
- Welke sedimentaire structuren of associaties van structuren zijn karakteristiek voor bepaalde delen van het intergetijde gebied.
- Hoe is de wisselwerking tussen morfologie en processen (= morfodynamiek) in het intergetijde gebied.
- Hoe zijn morfodynamiek en sedimentaire structuren samen te voegen tot een lokaal faciesmodel.

2.2 Uitvoering van het onderzoek

Het onderzoek is verricht op het strand bij Egmond aan Zee, globaal tussen kmp. 38.000 en kmp. 38.750, en verspreid over de periode april 1986 - september 1986.

In de genoemde periode werd de morfologie van het gebied verschillende malen door middel van waterpassing opgenomen en vastgelegd in hoogtepuntenkaarten. De sedimentaire structuren werden onderzocht met lakprofielen. Deze lakprofielen zijn gemaakt in gegraven kuilen, aan de hand van box-cores en aan de hand van boringen. In de omgeving waar de lakprofielen zijn genomen werd tevens gelet op de micro-morfologie om de relatie tussen sedimentaire structuur en micro-morfologie te onderzoeken.

Het proceskundig gedeelte heeft zich beperkt tot het meten van stroomsnelheden in verschillende gebieden met behulp van oppervlaktedrijvers en het meten van de verplaatsingssnelheid van bodemribbels. De bedoeling van dit onderzoek was

de invloed van de stroomsnelheid op de micro-morfologie en de sedimentaire structuren te onderzoeken.

2.3 Resultaten van het onderzoek

Het onderzoek resulteerde in een onderverdeling van het intergetijde gebied in de volgende morfologische eenheden (zie fig. 1): Landzijde van de berm, zeezijde van de berm, landzijde van de (eerste) bank, top van de (eerste) bank, zeezijde van de (eerste) bank, zwin, mui en vlakke strand. De kenmerken van deze onderdelen zij als volgt:

Intergetijde gebied (I) : Het intergetijde gebied is het deel van het strand dat zich tussen de hoog- en laagwaterlijn bevindt.

Berm (B_0) : De berm is een lineair zandlichaam op het hogere strand, parallel lopend aan de kust. De berm heeft een driekhoekig profiel met een landwaartse en zeewaartse zijde.
- Landzijde (l): Een horizontaal tot licht landwaarts hellend vlak.
- Zeezijde (z) : Een steil zeewaarts hellend vlak.

Bank (B_1) : De bank heeft een veel vlakkere top dan de berm.
- Landzijde (l): De landwaartse, relatief steil hellende zijde van de bank.
- Top (t) : Het vlakke, hoogste deel van de bank.
- Zeezijde (z) : De zeewaartse, flauw hellende zijde van de bank.

Bermzwin (Z_0) : Het zwin dat landwaarts van de berm ligt. Dit zwin wordt alleen aangetroffen in het beginstadium van de bermopbouw. In een later stadium ontbreekt dit zwin. Om deze reden ontbreekt het bermzwin in figuur 1.

Zwin (Z_1) : Dit zwin ligt landwaarts van de bank.

Mui (M) : Afwateringsgeul van zwinnen door de bank.

Vlakke strand (V) : Het vlakke strand wordt gekenmerkt door een geleidelijk zeewaarts aflopend profiel van duinvoet tot laagwaterlijn, zonder onderbreking door een van de andere morfologische eenheden.

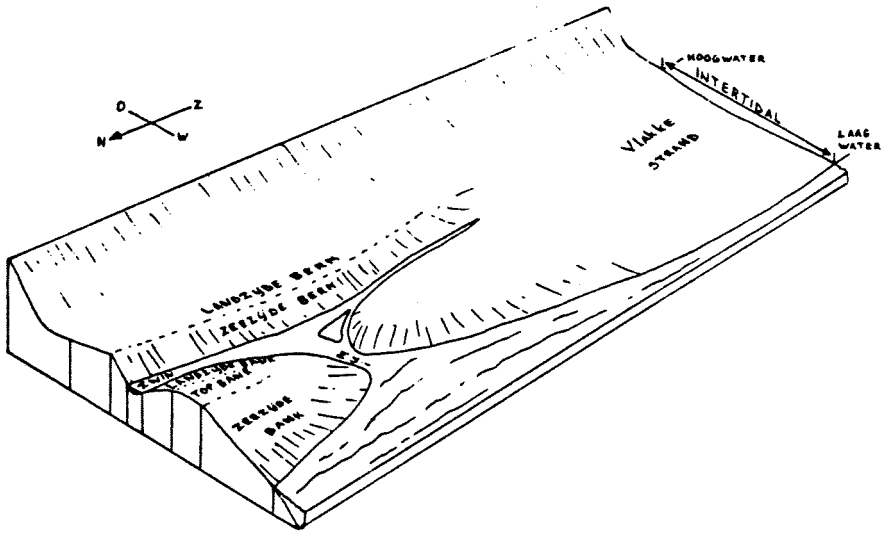


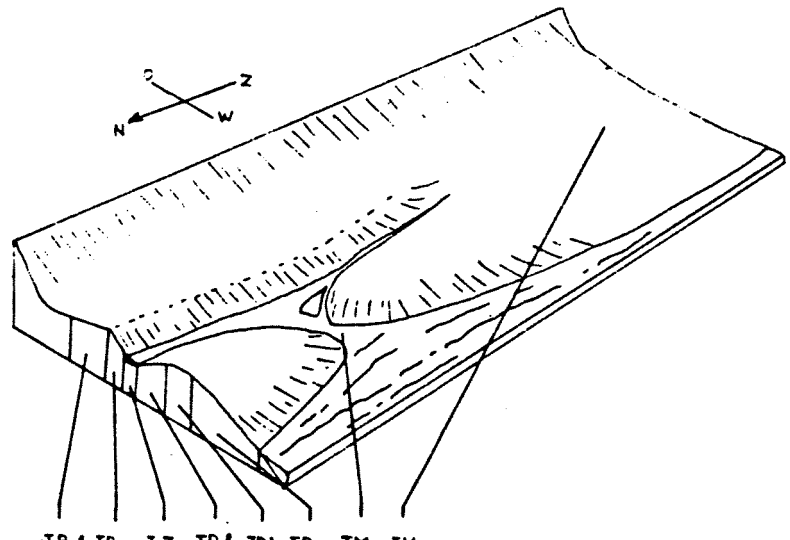
Fig. 1 Blokdiagram van de morfologische indeling van het intergetijde gebied

De bestudering van de morfodynamiek vond plaats op twee niveau's. Op het hoogste niveau werd gekeken naar de verandering van de macromorfologie als gevolg van de heersende processen. Hierbij werden de volgende waarnemingen gedaan: In een rustig-weer-periode vindt versteiling van het profiel plaats. Dit hangt samen met de gelijktijdige opbouw van de berm op het hoge strand. De muien verplaatsen zich in deze rustige periode sprongsgewijs binnen een zone die 100 m tot 200 m breed is. De ontwikkeling van de bank verloopt in ruwweg twee fasen. Eerst een landwaartse verplaatsingsfase gevolgd door een ophogingsfase.

Op het lagere niveau werd naar het verband tussen processen en de micromorfologie (ribbels e.d.) gekeken. Tevens werd bekeken in welke morfologische eenheden de micromorfologie werd aangetroffen, dus in welke morfologische eenheden welke processen een rol spelen (zie fig. 2).

Per morfologische eenheid is een inventarisatie van de sedimentaire structuren gemaakt, wat resulteerde in het faciesmodel. Voor de mui is een positief verband vastgesteld tussen de waterhoogte en de stroomsnelheid van het water en de verplaatsingssnelheid van de ribbels anderzijds.

Koppeling van de morfodynamiek aan de sedimentaire structuur (zie fig. 3) leverde de volgende resultaten op: De verplaatsingsfase van de bank wordt gekenmerkt door cross-bedding ten gevolge van avalanching aan de slipface. De ophogingsfase van de bank wordt gekenmerkt door low-angle parallelle laminatie



	$IB_o\ell$	IB_oz	IZ	$IB_1\ell$	IB_1t	IB_1z	IM	IV
STROOMRIBBELS			X				X	
GOLFRIBBELS			X					
MEGARIBBELS			X					
BLAASJESZAND	X				X	X		X
SWASH MARKS					X	X		X
INTERFERENTIE RIBBELS					X			
V-SWASH MARKS				X	X	X		X
LEVEL MARKS				X				
RILL MARKS				X				
DELTA-ACHTIGE VORMEN			X					

Fig. 2 Ruimtelijke spreiding van de micromorfologie

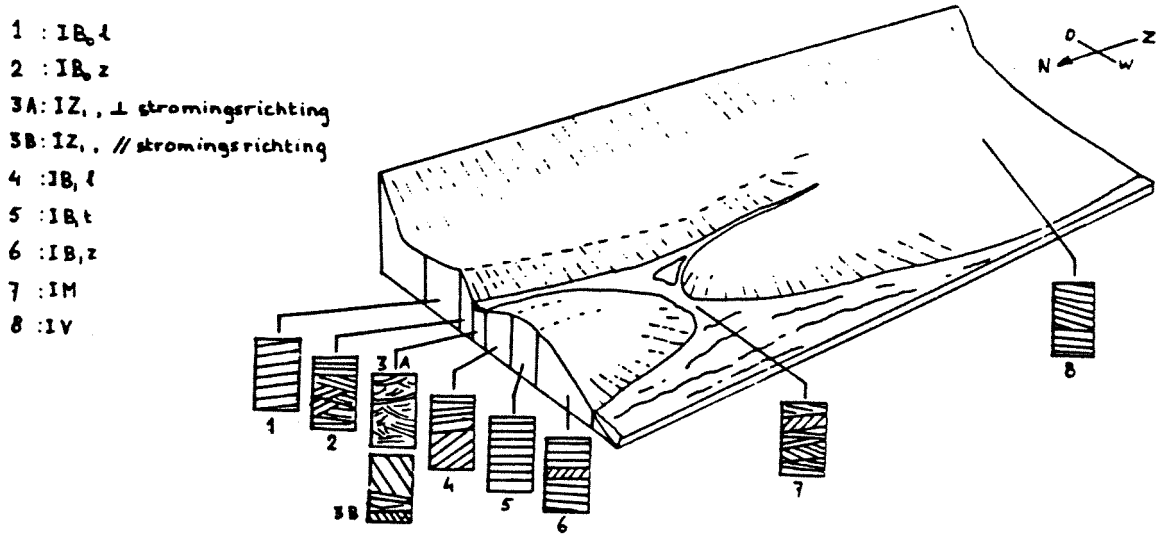


Fig. 3 Blokdiagram van de ruimtelijke differentiatie van de sedimentaire structuren

die in zeewaartse richting helt. Deze sedimentaire struktuur is opgebouwd door de swash. De ophoging van de bank kan ongeveer 12 cm per eb-vloed beweging bedragen.

De verplaatsingsfase van de berm kenmerkt zich ook door cross-bedding. De berm verplaatst zich tot hoog op het strand waarbij het erachter liggende zwin (Z_0) verdwijnt. Tijdens zijn verdere ontwikkeling wordt bij hoog water door verre golfuitlopen aan de landzijde van de berm landwaartshellende low-angle tot horizontale parallelle laminatie afgezet. Aan de zeezijde van de berm treft men een associatie van sedimentaire structuren aan.

3. Samenvatting: De rol van sedimentdwarstransport in de ontwikkeling van de Hollandse kust

3.1 Doel van het onderzoek

Tijdens het Subboreaal, dit is globaal van 5000 BP tot 3000 BP heeft de Hollandse kust een aanzienlijke uitbouw vertoond. In deze periode van 2000 jaar verplaatste de kustlijn tussen Monster in het zuiden en Bergen in het noorden zich over een afstand van 8 à 10 km in westelijke richting. In dezelfde tijd steeg de zeespiegel met circa 3 m.

Omtrent de kustuitbouw zijn verschillende hypothesen ontwikkeld. Aanvankelijk werd gedacht dat het langstransport een dominerende rol heeft gespeeld, maar thans wordt meer gewicht toegekend aan het dwarstransport. Met deze gedachte als uitgangspunt is in deze studie met een tweetal numerieke modellen getracht na te gaan welk aandeel het sedimentdwarstransport op de kustuitbouw kan hebben gehad.

3.2 Uitvoering van het onderzoek

Aan de hand van een literatuurstudie is onder meer aandacht besteed aan de wijzigingen in de zeespiegelstand en de ontwikkeling van met name de Hollandse kust. Wat betreft de kustontwikkeling wordt onderscheid gemaakt in de periode 18000 BP - 5000 BP die vooraf gaat aan de grote en snelle kustuitbouw, de periode 5000 BP - 3000 BP, en de periode na de Romeinse tijd toen een grote kusterosie op gang kwam en de Jonge Duinen werden gevormd.

Een belangrijk uitgangspunt bij de studie is dat de kust aanvankelijk veel flauwer was dan thans het geval is. De hypothese is dat door de snelle zeespiegelrijzing vóór 5000 BP de duinenrij werd doorbroken en zich daar achter een lagune ontwikkelde. Tenslotte werd de duinenrij geheel overspoeld waardoor de kustlijn veel verder landwaarts kwam te liggen. De zeebodem was echter ondiep, zodat door de golfwerking na 5000 BP de grote kustuitbouw van 8 à 10 km kon optreden.

Voor het onderzoek naar de versteiling van het kustprofiel is gebruik gemaakt van het twee-lijnen kustmodel van Bakker (1968) en van het daarop geënte meer-

lijnen model van Swart (1974). Uitgaande van een verondersteld begin- en evenwichtskustprofiel is het in principe mogelijk een profielontwikkeling ten gevolge sedimentdwarstransport te berekenen.

3.3 Resultaten van het onderzoek

Met het twee-lijnen model is getracht de kustuitbouw te simuleren met een vaste waterstand en met een geleidelijk oplopende waterstand. Op grond van de resultaten moet worden geconcludeerd dat in beide gevallen geen fysisch juist beeld wordt verkregen. Dit moet worden toegeschreven aan het feit dat in het twee-lijnen model niet tegemoet wordt gekomen aan de verschillende tijdschalen waarop de profielontwikkeling op de verschillende diepten plaatsvindt.

Met het meer-lijnen model is het mogelijk aan de ontwikkeling van de verschillende lagen naar de evenwichtssituatie een verschillende tijdschaal toe te kennen. Daarmee blijkt het mogelijk bij stijgende waterstand eerst een vooruitgang en later een achteruitgang van het bovenste deel van het kustprofiel in de periode 5000 BP tot heden te berekenen.
Een dergelijke ontwikkeling is ook door geologen geconstateerd, namelijk een vooruitgang tussen 5000 BP en 3000 BP, en vervolgens een achteruitgang. In fig. 1 is de profielontwikkeling, berekend met een 7-lagen model bij zowel een vaste als een stijgende waterstand, schematisch weergegeven. Gezien de veronderstellingen die gedaan zijn bij de berekeningen moet aan de absolute waarden van de uitkomsten niet een te groot belang worden gehecht, maar wat betreft de trends zijn de resultaten bemoedigend.

Referenties

Bakker, W.T., 1968
The dynamics of a coast with a groyne system,
Proc. 11th Coastal Engineering Conference, London

Swart, D.H., 1974
Offshore sediment transport and equilibrium beach profiles,
Publication No. 131, Delft Hydraulics Laboratory.

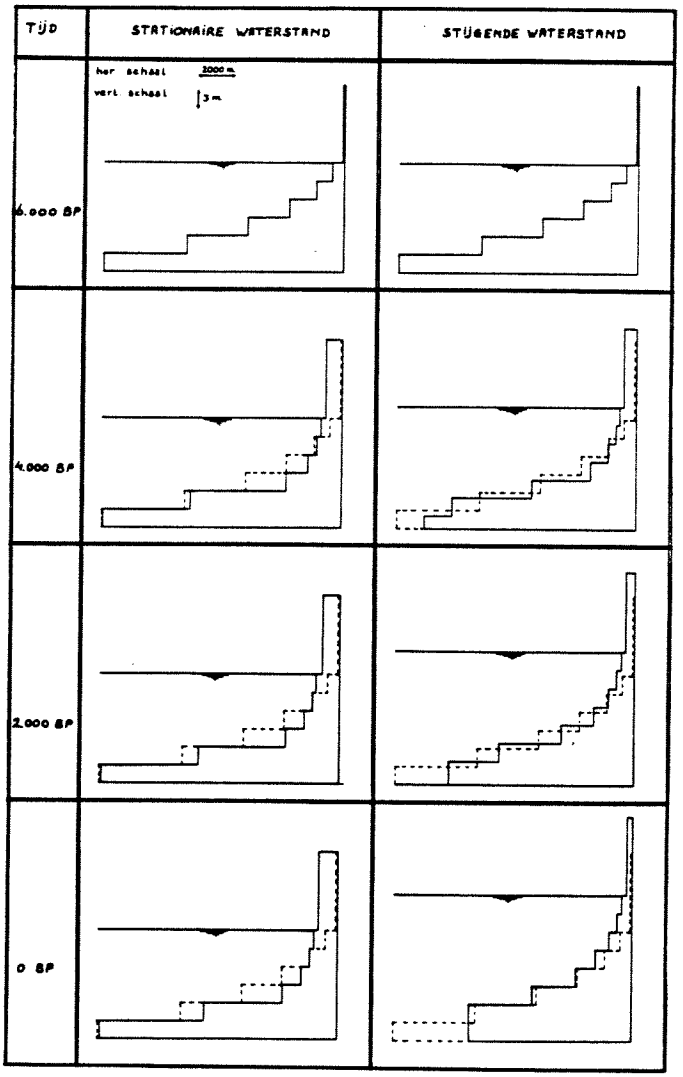


Fig. 1 Schematische vergelijking profielontwikkeling (7-lijnenmodel) op vier discrete tijdstippen

4. Samenvatting: Zeespiegelstijging en kustverandering

4.1 Doel van het onderzoek

Als gevolg van een rijzing van de gemiddelde zeespiegelstand zal de waterlijn aan een zandige kust zich landwaarts verplaatsen. Deze kustachteruitgang bestaat uit een inundatiebijdrage (R_i) en een erosiebijdrage (R_e), zie fig. 1. De grootte van de inundatiebijdrage is direct afhankelijk van de zeespiegelrijzing en de profielgeometrie boven de waterlijn. De erosiebijdrage vindt zijn oorzaak in een profielverandering als gevolg van het feit dat het profiel niet langer in evenwicht is met de hydraulische omstandigheden. Het doel van het onderzoek is inzicht te verkrijgen in de mate van de achteruitgang van de kust door een zeespiegelrijzing.

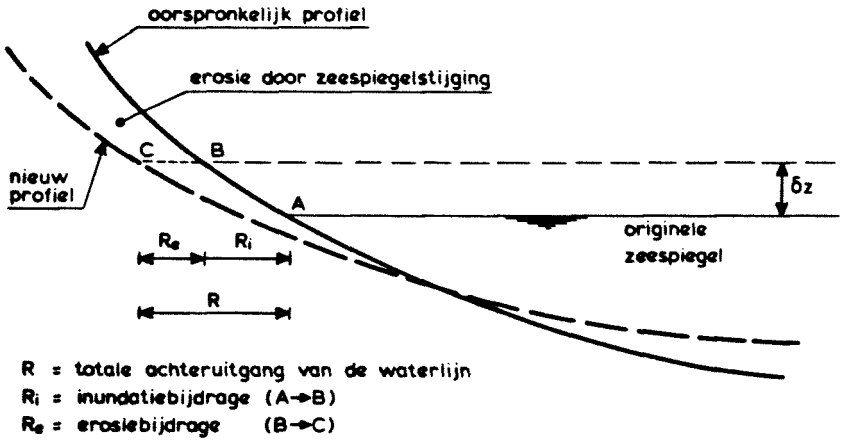


Fig. 1 Achteruitgang van de kust door inundatie en erosie

4.2 Uitvoering van het onderzoek

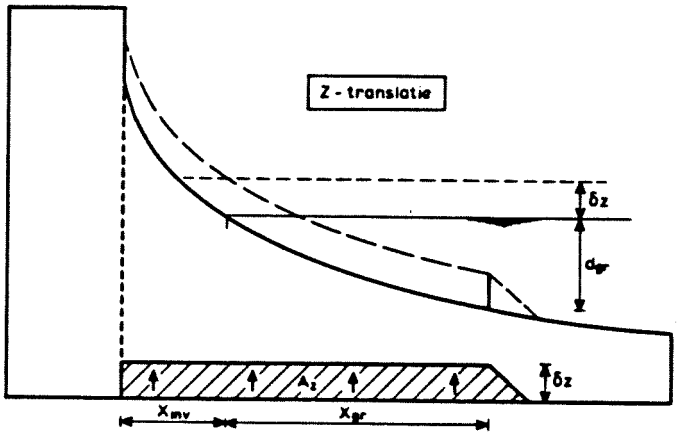
Voor het onderzoek is gebruik gemaakt van twee modellen:

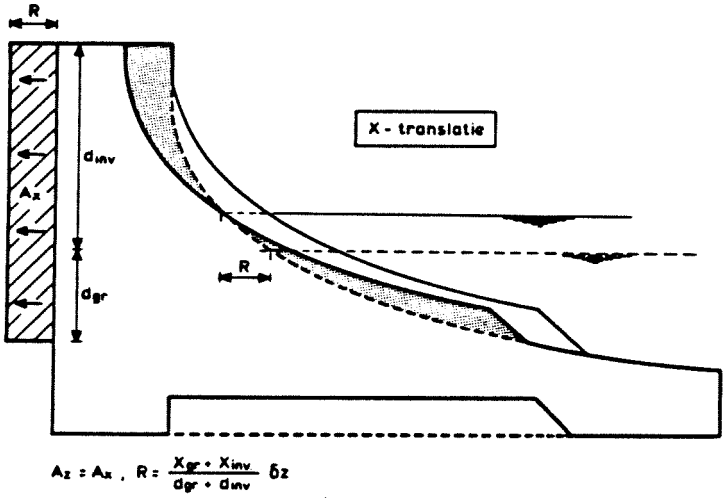
- evenwichtsmodel, opgesteld door Bruun (1962).
- dynamisch transportmodel (CROSTRAN), in ontwikkeling bij het Waterloopkundig Laboratorium (Stive, 1986).

Model van Bruun

Volgens het model van Bruun zal er na een rijzing van de zeespiegel een kustprofiel ontstaan, dat gelijkvormig is aan het oorspronkelijke evenwichtsprofiel, maar in verticale richting verschoven over een hoogte gelijk aan de zee-

spiegelrijzing. Voor de benodigde aanvulling wordt materiaal aan de kust onttrokken, waardoor tevens een horizontale verplaatsing van het profiel optreedt. Deze processen spelen zich af boven een bepaalde grensdiepte d_{gr} waar beneden geen materiaalbeweging plaatsvindt (zie fig. 2).





A_z het oppervlak onder z-translatie;
X_{gr} de afstand waterlijn-grensdiepte;
X_{inv} de afstand waterlijn-golfinvloedsgrens;
A_x het oppervlak onder x-translatie;
d_{gr} de grensdiepte t.o.v. waterlijn;
d_{inv} de hoogte van het gebied boven de waterlijn waarop kustachteruitgang merkbaar zal zijn;
R de kustachteruitgang.

Fig. 2 Achteruitgang van de kust volgens het model van Bruun

Onderzoekers hebben aangetoond dat onder laboratorium condities het concept van Bruun goed bruikbaar is (Schwartz 1967). Ook de analyse van natuurmetingen waarbij waterstandsveranderingen zijn opgetreden wijzen op de geldigheid van het concept (Hands 1976). Een probleem vormt echter de vaststelling van de grensdiepte d_{gr}. Als gevolg van de steeds veranderende golfcondities kan deze grens niet goed worden gedefiniëerd.

Dwarstransportmodel CROSTRAN

Het voordeel van het dwarstransportmodel CROSTRAN is dat in principe informatie wordt verkregen over de snelheid van profielaanpassing, terwijl naast het effect van zeespiegelrijzing tevens het effect van een mogelijk veranderend golfklimaat kan worden onderzocht. In tegenstelling tot het model van Bruun behoeft op voorhand niet vast te staan dat er alleen zeewaarts materiaaltransport zal optreden; het is denkbaar dat voor de vorming van het nieuwe kustprofiel ook materiaal uit dieper water landwaarts wordt verplaatst.
Het probleem is dat het model thans nog niet zover is ontwikkeld dat het betrouwbare resultaten oplevert.

4.3 Resultaten van het onderzoek

Met het model van Bruun is voor een aantal situaties de achteruitgang van de kustlijn berekend. Het blijkt dat de achteruitgang in zeer sterke mate wordt bepaald door de keuze van de waarde van de grensdiepte d_{gr}. In de volgende tabel staan de resultaten vermeld voor een zeespiegelrijzing $\delta z = 1{,}0$ m en een bodemhelling van 1:200 ter plaatse van de grensdiepte, die variëert tussen 9 en 11 m.

d_{gr} (m)	X_{gr} (m)	d_{inv} (m)	X_{inv} (m)	R (m)
9	800	10	50	44,73
10	1000	10	50	52,50
11	1200	10	50	59,52

Is ter plaatse van de grensdiepte de bodemhelling 1:500, dan wordt een veel grotere variatie in de achteruitgang gevonden.

d_{gr} (m)	X_{gr} (m)	d_{inv} (m)	X_{inv} (m)	R (m)
9	500	10	50	28,95
10	1000	10	50	52,50
11	1500	10	50	73,81

Met het CROSTRAN-model zijn enkele oriënterende berekeningen uitgevoerd. Het model berekent dat er na een zeespiegelrijzing naast een zeewaarts transport ook een landwaarts transport kan optreden voor de vorming van het nieuwe kust-

profiel, wat een reducerend effect heeft op de kustachteruitgang. Het is echter niet bekend in hoeverre dit reëel is.

Referenties

Bruun, P., 1962
Sea level rise as a cause of shore erosion.
Journal of the Waterways and Harbour Division, 88 (WWI).

Stive, M.J.F., 1986
A model for cross-shore sediment transport.
Proc. 20th Coastal Engineering Conference, Taipei, Taiwan.

Schwartz, M.L., 1967
The Bruun-theory of sea level rise as a cause of shore erosion.
Journal of Geology, Vol. 75-1.

Hands, E.B., 1976
Predicting adjustments in shore and offshore sand profiles on the great lakes.
CERC Technical Aid 81-4, Fort Belvoir, Va.

5. Samenvatting: Reconstructie van het paleo-getijklimaat in de Noordzee

5.1 Doel van het onderzoek

Tot op heden werd de historische ontwikkeling van de Nederlandse kust vanuit de landzijde beschreven. Op grond van waarnemingen en hypothesen zijn er in de geologie theorieën ontwikkeld aangaande de (ver)vorming van de Nederlandse kust. Het heersende zeeregiem wordt hierbij als een afgeleide beschreven. Een voorbeeld hiervan is de theorie binnen de Rijks Geologische Dienst (RGD), waarbij de verschijningsvorm van de kust gerelateerd word aan het getijregiem.

De hypothese is dat een klein getijdeverschil (< 2 m), het zgn. "micro-tidal", korrespondeert met een gesloten kust zoals in West-Nederland. Is het getijdeverschil groter (2-3 m), het zgn. "meso-tidal", dan heeft de kust een meer open karakter zoals het Zeeuwse estuarium en de kleine Waddeneilanden. Bij een groot getijdeverschil (> 3 m), het zgn. "macro-tidal", zou een open kust met platen en geulen behoren, landwaarts overgaand in kwelders. Een voorbeeld hiervan is de Duitse Bocht.

De op archeologische vondsten en grondboringen gebaseerde reconstructies van de Nederlandse kustlijn geven rond 5000 jaar geleden een gesloten kustlijn tussen Hoek van Holland en Den Helder te zien. Na 5000 BP breekt de kust tijdelijk open, waarna rond 4600 BP weer een gesloten kustlijn wordt gevonden. Op grond van bovenstaande hypothese zal de getijbeweging voor de Nederlandse kust gedurende een korte tijd een meso-tidal karakter moeten hebben gehad, om daarna weer over te gaan in een micro-tidal. Voorts zijn in een put nabij Rijswijk aanwijzingen gevonden dat aldaar rond 5000 BP een getijverschil van 2,5 m moet hebben geheerst.

Om dergelijke theorieën te onderbouwen is het nuttig de historische kustontwikkeling vanuit de zee-zijde te reconstrueren. Daarvoor zijn berekeningen uitgevoerd om na te gaan welke getijcondities er heersten in de Noordzee in vroegere jaren toen de zeespiegel aanmerkelijk lager lag.

5.2 Uitvoering van het onderzoek

Sinds enige jaren is op het Waterloopkundig Laboratorium het, in samenwerking met Rijkswaterstaat ontwikkelde, Continental Shelf Model (C.S.M.) in gebruik. Dit numerieke model wordt veelvuldig gebruikt bij onderzoeken welke betrekking hebben op het continentale plat zoals de berekeningen van getijstromingen, getijstanden, surges, en geeft hiervoor goede resultaten.

In principe is een dergelijk numeriek model ook te gebruiken om situaties uit het verleden te reconstrueren: grootte van de getijslag, gedrag van de stromingen voor onze kust, etc. Van essentiëel belang hierbij is een goede hypothese over de vorm van de kust en het bodemverloop ten tijde van de beschouwde periode. Het rekenmodel kan vervolgens gebruikt worden om het bijbehorende paleo-getij te bepalen, aan de hand waarvan de hypothese getoetst en eventueel bijgesteld kan worden. Via een dergelijke numerieke ondersteuning kan de geologie meer inzicht verkrijgen in de mogelijke omstandigheden die tot de huidige kustontwikkeling hebben geleid.

In het kader van een afstudeerwerk aan de TUD is een eerste verkenning van het paleogetij uitgevoerd. Hierbij is een grovere versie van het C.S.M. opgezet; het C.S.M-16 met een roosterafmeting van ca. 16 km x 16 km (fig. 1). Door de besparing aan geheugencapaciteit die hiervan het gevolg is kan de mogelijkheid om dynamisch droogvallende gebieden in de berekening mee te nemen benut worden. Voorts neemt de rekentijd met een factor 4 af.

Met behulp van dit C.S.M-16 zijn, naast de huidige situatie, een viertal simulaties verricht waarbij de middenstand met stappen van 5 meter verlaagd is tot 20 meter onder het huidige niveau. Dit is het niveau van ca. 9000 jaar geleden. Bij elk van deze simulaties is gewerkt met de, op dit moment de meest bruikbare aanname, dat de bodemconfiguratie onveranderd is, zodat de kustlijn gevormd wordt door de betreffende dieptecontour.

De aanname van gelijkblijvende randvoorwaarden op de open rand is gebaseerd op het feit dat de getijbeweging in het Noordzeebekken veroorzaakt wordt door de oscillaties optredend op de Atlantische Oceaan. Op deze, gemiddeld 4000 m diepe, oceaan zal een verlaging van de waterstand met maximaal 20 m nauwelijks effect hebben op de getij-oscillaties. Daar in het C.S.M-16 de open rand op diep water

ligt, kan er in eerste instantie vanuit worden gegaan dat de randvoorwaarden op deze rand onveranderd blijven.

5.3 Resultaten van het onderzoek

In fig. 2 t/m 6 is de situatie bij een middenstandsverlaging van 10 m (ZO = 10) vergeleken met de huidige situatie (ZO = 0). Bij de simulatie met ZO = 10, de situatie van ca. 5000 jaar geleden, is de Nederlandse kust naar het westen opgeschoven. In de ondiepere gedeelten, zoals de monding van de Theems, langs de Waddenkust en in de Duitse Bocht zijn gebieden drooggevallen.

Voor de Nederlandse kust is de stroming wezenlijk anders. Figuur 3 (ZO = 10) toont de snelheden op een tijdstip dat overeenkomt met dat in figuur 2 (ZO = 0). Terwijl in figuur 2 het laagwater optreedt in de omgeving van Hoek van Holland, blijkt in figuur 3 het dal van de getijgolf zich pas in de buurt van Zeeuws-Vlaanderen te bevinden; een vertraging van ca. 2 uur. Deze vertraging loopt op in noordelijke richting.

Ook de getij-amplituden als funktie van de tijd op de overeenkomende posities voor de kust vertonen dit gewijzigd gedrag (figuur 4). Door verschuiving in fase tussen de tweemaal-daagse en viermaal-daagse getijcomponent wordt het verschijnsel van de agger voor Hoek van Holland minder sterk.
De veranderingen in fase over het gehele gebied worden het best zichtbaar in de verplaatsing van de ligging van de getij-amphidromieën, i.e. de stationaire punten waar de getijgolf omheen beweegt, zie figuur 5. In figuur 6 zijn voor een aantal lokaties de berekende waarden van hoog- en laagwater en de getijslag vergeleken met de huidige waarden. Het blijkt dat in het algemeen de getijslagen minder groot zijn. Uitzondering hierop zijn IJmuiden, Marsdiep en Dk 4. In deze lokaties zijn de verschillende getijcomponenten qua fase zodanig ten opzichte van elkaar verschoven dat het resulterende hoogwater een grotere waarde bereikt dan in de situatie ZO = 0.

De verplaatsing van de, voor het Noordzee-bekken maatgevende, tweemaal-daagse getij-amphidromieën gedurende de verschillende simulaties is weergegeven in figuur 7. Het blijkt dat in de Zuidelijke Noordzee hoofdzakelijk een verplaatsing in de lengterichting van het bekken optreedt. Door de vrij geringe breedte van dit bekken ten opzichte van de zgn. Rossby-straal (dit is de afstand waar-

over de amplitude in dwarsrichting is afgenomen tot 1/e maal de waarde) is de gradient van de amplitude in dwarsrichting ter plaatse van het amphidromisch punt groot. Hierdoor zijn aanzienlijke verschillen tussen de amplitude aan Engelse en Nederlandse kust nodig om een verplaatsing van de amphidromie te bewerkstelligen.

In de Centrale Noordzee is een duidelijke verplaatsing van het amphidromisch punt waar te nemen. Bij verlagingen van 10 m of meer wordt een tweede amphidromie gevormd dat zich relatief dicht bij het oorspronkelijke punt bevindt. Naarmate de diepte geringer wordt verplaatst dit punt zich meer naar het zuidwesten.
Ook het amphidromisch punt van de enkeldaagse component verplaatst zich naarmate de diepte minder wordt naar het zuiden. Uit isofase- en iso-amplitudefiguren blijkt, dat bij een middenstandsverlaging van 10 m en meer, in het diepere deel van het Noordzeebekken de enkeldaagse getijbeweging overgaat in een één-dimensionale golfbeweging; de isofase-lijnen lopen vrijwel dwars op het bekken en parallel aan elkaar. Pas in de ondiepere delen wordt de twee-dimensionale golfbeweging rond een amphidromisch punt teruggevonden.
Bij een verlaging van 20 m wordt de enkeldaagse getijgolf in de omgeving van The Wash zodanig vertraagd dat ook de getijbeweging in de Zuidelijke Noordzee een één-dimensionaal karakter krijgt. De amplitude in dit zuidelijk bekken neemt hierbij sterk af.

De reducties in de amplitude en de veranderingen in de amphidromische systemen hebben hun weerslag op het amplitude verloop van de getijbeweging gedurende de eeuwen heen. Voor een drietal punten voor de Nederlandse kust is het verloop van het hoog- en laagwater tijdens de verschillende simulaties in figuur 8 uitgezet.

Hoewel het verloop van de waterstanden nog verder onderzocht moet worden is duidelijk waar te nemen dat in het verleden de hoog- en laagwaters minder extreem zijn geweest. De hypothese van de Rijks Geologische Dienst dat er 5000 jaar geleden voor de Nederlandse kust een getijbeweging van ca. 2,5 m heeft plaats gevonden lijkt dan ook vooralsnog niet door dit onderzoek onderbouwd te worden.

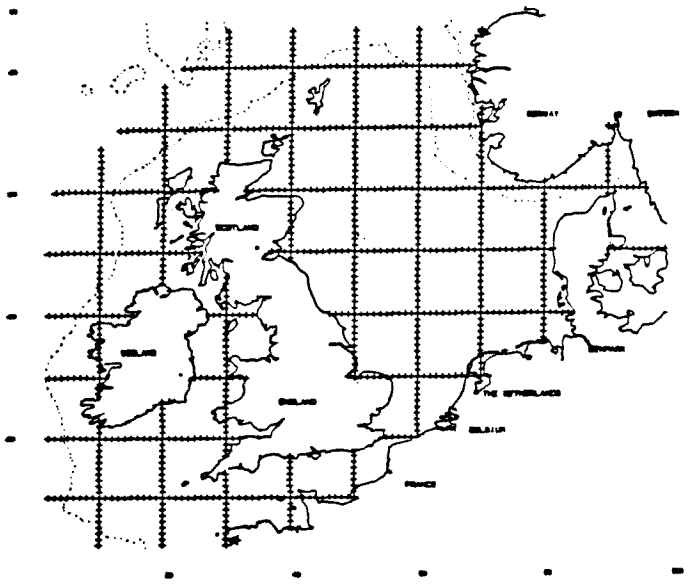


FIG. 1 HET C.S.M.-16
OM DE 10 ROOSTERPUNTEN STAAN DOORGETROKKEN LIJNEN

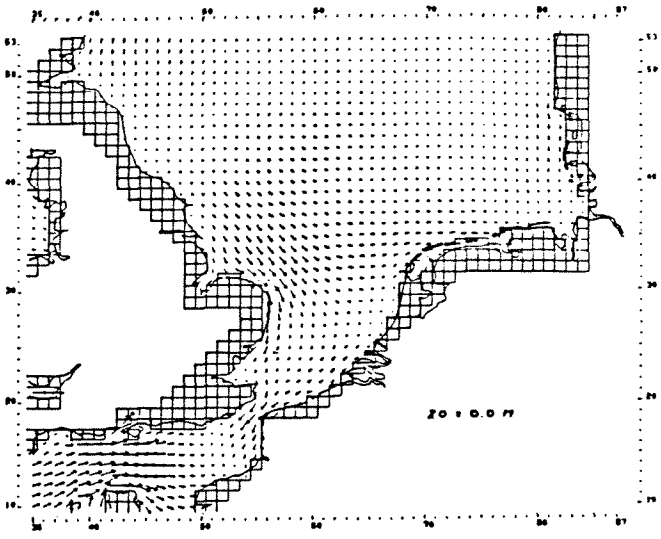


FIG. 2 BEREKENDE STROOMVECTOREN BIJ LAAGWATER VOOR HOEK VAN HOLLAND. 1 ROOSTERLENGTE IS 1 M/S

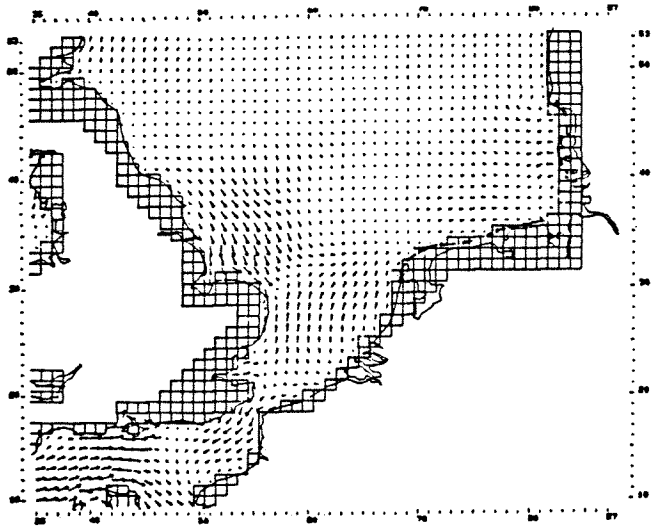
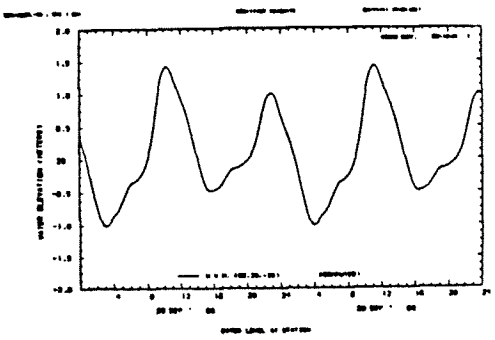


FIG. 3 BEREKENDE STROOMVECTOREN VOOR Z0=-10



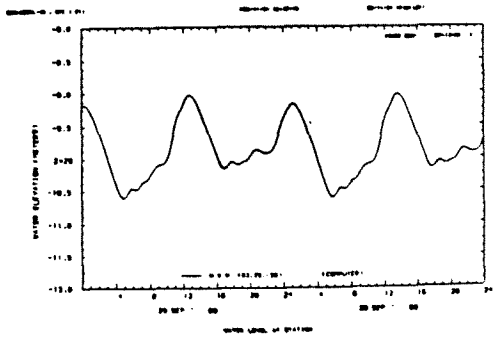


FIG. 4 WATERSTANDSVERLOOP NABIJ HOEK VAN HOLLAND VOOR Z0=0 (BOVEN) EN Z0= -10M

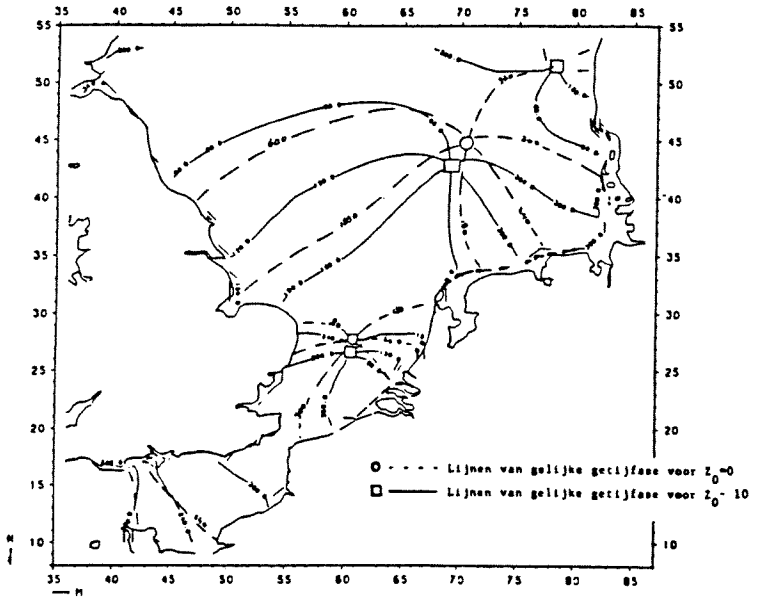


FIG. 5 VERPLAATSING VAN HET TWEEMAALDAAGS AMPHIDROMISCH PUNT BIJ ZO=-10

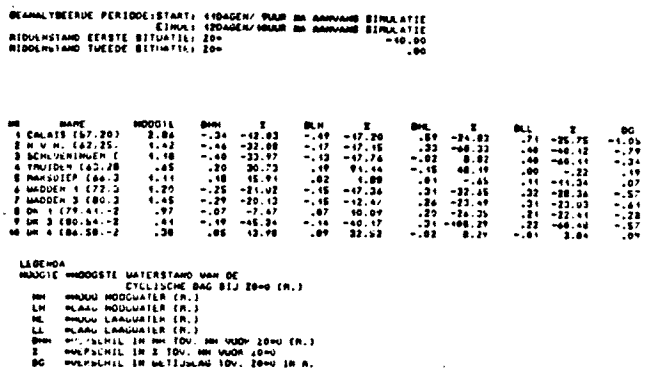


FIG. 6 VERANDERINGEN IN ENKELE GETIJGROOTHEDEN VOOR ENKELE LOKATIES BIJ Z/=-10

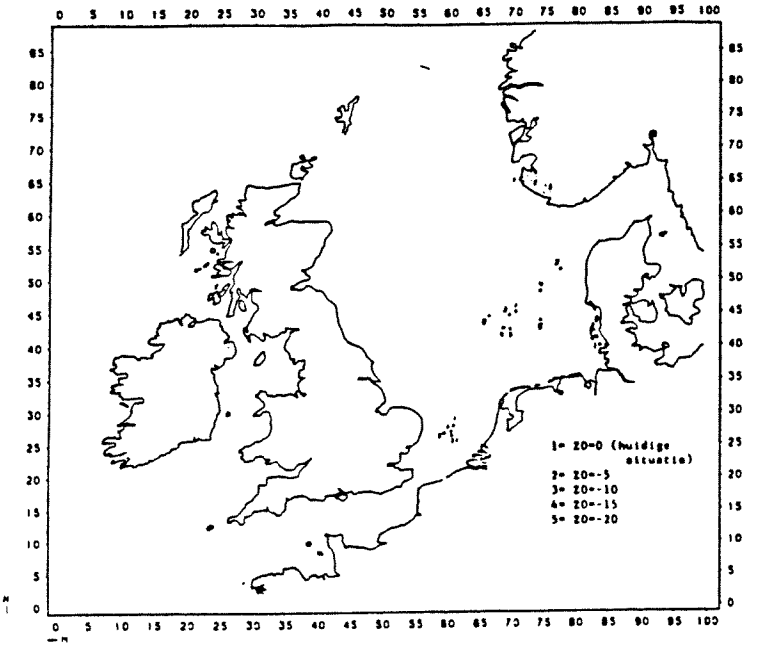


FIG. 7 VERPLAATSING VAN BET TWEEMAALDAAGS AMPHIDROMISCH PUNTEN GEDURENDE DE VERSCHILLENDE SIMULATIES

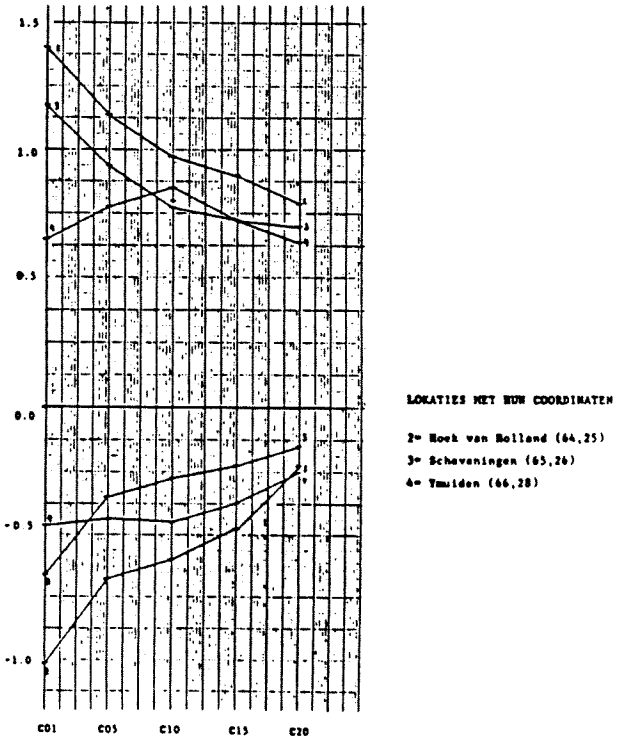


FIG. 8 VERANDERINGEN IN HET HOOG- EN LAAGWATER VOOR ENKELE LOKATIES

6. Samenvatting: De invloed van zeegaten op de kust

6.1 Doel van het onderzoek

Het onderzoek houdt in een beschouwing over de invloed die zeegaten hebben gehad en thans nog hebben op het beeld van de Hollandse kustlijn. De resultaten van dit onderzoek dienen een bijdrage te leveren aan een morfologisch model van de gehele Hollandse kust, waarin zowel langs- als dwarstransport van sediment is meegenomen.

6.2 Uitvoering van het onderzoek

Het onderzoek is met name gericht geweest op de invloed van twee vroegere zeegaten op de kustlijn, namelijk de Zijpe en het Heersdiep. De Zijpe-doorbraken vonden plaats in de omgeving van Callantsoog in de periode van de 8e/9e eeuw tot de 16e eeuw. Het Heersdiep lag daar ten noorden van tussen de 12e en 15e eeuw. De karakters van beide zeegaten met bijbehorende kombergingsgebieden kwamen zodanig met elkaar overeen dat een gescheiden behandeling in de grof opgezette berekening niet nodig werd geacht.

Voor het onderzoek naar de invloed van een zeegat op de kust zijn 3 submodellen voorgesteld, die alle een zeer schematisch beeld geven van de gecompliceerde processen in werkelijkheid. Eén van die submodellen is cijfermatig uitgewerkt. Hierbij wordt uitgegaan van het bestaan van een centrale ebgeul, waardoor tijdens elke ebperiode sediment zeewaarts wordt verplaatst. Dit proces wordt in het twee-lijnen model geschematiseerd door op de kruising van de ebgeul en de strandlijn een putterm te situeren, en verder zeewaarts op de vooroeverlijn een even grote bronterm. Het naar de vooroever getransporteerde sediment wordt daarna over een grotere breedte weer kustwaarts getransporteerd. In fig. 1 wordt een en ander weergegeven; waar het profiel flauwer is dan het evenwichtsprofiel (bij afwezigheid van put- en bronterm) zal kustwaarts transport optreden. Wanneer de put- en bronterm in de tijd constant zijn zal na enige tijd een constante kustvorm ontstaan.

Het onderzoek is in feite gebaseerd op een vergelijking van de situatie zoals die zich thans voordoet in het Eijerlandse Gat en de situatie enkele honderden jaren geleden in de Zijpe. Voor beide zeegaten zijn de jaarlijkse ebtransporten

berekend, waarmee de put- en brontermen bekend zijn. Op basis van geschatte waarden van de in het model benodigde langs- en dwarstransportconstanten en de laagdikten van het geschematiseerde profiel is het mogelijk de strand- en vooroeverlijn te berekenen.

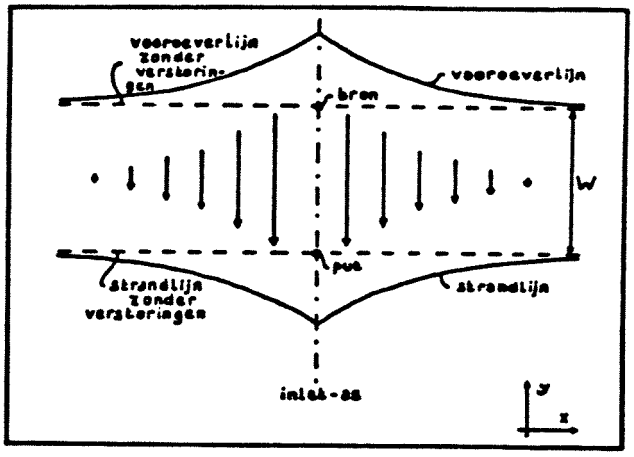


Fig. 1 Schematisch overzicht van de konsekwenties van een putterm van sediment op de strandlijn en een (in absolute waarde even grote) bronterm van sediment op de vooroeverlijn: een zeewaartse verplaatsing van de vooroeverlijn en een (bij laagdikte "strand" = laagdikte "vooroever") even grote landwaartse verplaatsing van de strandlijn, leidend tot kustwaarts (onshore) sediment-transport. W is de geschematiseerde afstand tussen strand- en vooroeverlijn in het geval van afwezigheid van de verstoringen.

6.3 Resultaten van het onderzoek

In fig. 2 is het resultaat van de berekening geschetst. De strandlijn, die ongeveer overeenkomt met de laagwaterlijn, blijkt nogal af te wijken van de, voorlopige, reconstructie van de kop van Noord-Holland omstreeks 1300. De breedte van de zeegaten en bijbehorende geulen blijken het berekende beeld van de strandlijn, zoals verwacht, nogal te verstoren. Op basis van de situatie in het Eijerlandse Gat is verondersteld dat de evenwichtsafstand tussen de gestoorde strand- en vooroeverlijn 500 m is, maar het is niet bekend in hoeverre dit juist is.

Hoewel de absolute uitkomsten van het model onnauwkeurig kunnen zijn, wordt de gevolgde werkwijze, namelijk het berekenen van vroegere buitendelta-configuraties door middel van het vergelijken van waterbewegingen in huidige en vroegere zeegaten, geschikt geacht voor volgend onderzoek. In zo'n volgend onderzoek zou ook kunnen worden nagegaan wat er gebeurt met het sediment in de buitendelta na het sluiten van het zeegat.

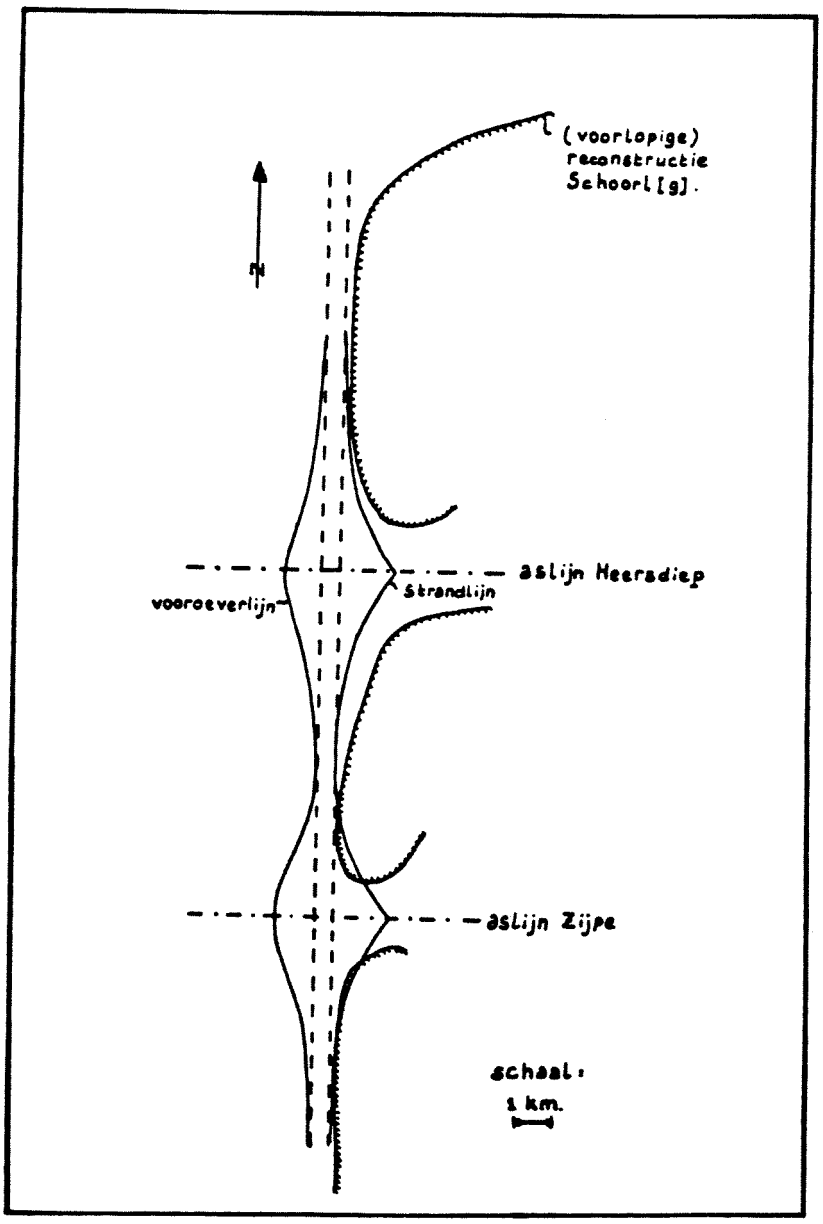


Fig. 2 Berekende strandlijn- en vooroeverlijnconfiguratie ter plaatse van de Zijpe en het Heersdiep. De lijnen staan ingetekend in de (voorlopige) reconstructie van de kustlijn van de kop van Noord-Holland omstreeks 1300 na Chr.