

Jørgensen, N.O., Laier, T., Buchardt, B. and Cederberg, T. 1989. Shallow hydrocarbon gas in the northern Jutland-Kattegat region, Denmark. Bull. Geol. Soc. Denmark, 38, pp. 69-76.

Jong, H. de, 1984. Fysisch-geografische streekbeschrijving no. 6: Texel. K.N.A.G. Geografisch Tijdschr. N.R. 18, pp. 26-37.

Reinhold, Th., 1947. Delfstoffen, pp. 21-23 in Hollands Noorderkwarteir. Toel. Geol. Kaart Nederl. No. 2. Den Haag, Staatsdrukkerij.

Schuilings, R., 1938. Nederland. Handboek der aardrijkskunde, Deel 2. 6e druk. Zwolle, Tijl.

Straaten, L.M.J.U. van, 1957. Recent sandstones on the coasts of the Netherlands and of the Rhone delta. Geol. Mijnb. N.S., 19, pp. 196-213.

- 1964. De bodem der Waddenzee, pp. 75-151 in J. Abrahamse et al. Het Waddenboek. Zutphen, Thieme.

Zandstra, J.G., 1971. De zwerfstenen van Texel. Texel, 4e Jrg. pp. 107.

De ontwikkeling van de Hollandse kust; een kwestie van schaal

J. Wiersma

Om inzicht te krijgen in de vorming, het gedrag en de toekomstige ontwikkeling van de Nederlandse kust is sinds eind 1984 de kennis en kunde van een groot aantal disciplines en instituten gebundeld. Deze concentratie vindt plaats in en vormt de grondslag voor het project Kustgenese. Kenmerkend voor de werkwijze is de meer-dimensionale benadering waarbij de tijd als vierde dimensie essentieel is om het grootschalig kustgedrag te kunnen kennen, verklaren en voorspellen. Vandaar het aan Bilderdijk ontleende adagium van het project: in het verleden ligt het heden, in het nu wat worden zal.

In deze bijdrage worden voorbeelden gegeven van de wijze waarop processen en fenomenen op verschillende tijd- en ruimteschalen van invloed zijn op het kustgedrag. Tevens wordt ingegaan op variaties en trends van parameters welke de werking en uitwerking van het kuststelsel bepalen. Dit artikel is een verkorte weergave van een voordracht gehouden op de jaarvergadering van de Nederlandse Geologische Vereniging op 1 juni 1991.

2. Tijdschaal

Processen welke het kustgedrag bepalen spelen zich af en manifesteren zich op een breed spectrum van tijdstappen. In feite tussen milliseconden en millenia. Immers, dat gedrag wordt, in extremo, zowel bepaald door de interactie tussen twee bewegende zandkorrels als wel door zeespiegelstijging over de laatste 10.000 jaar.

2.1 Jonge Duinen

Aan de vorming van de Jonge Duinen en de eraan te ontlelen conclusies met betrekking tot actuele kustvormende processen wordt in deze paragraaf aandacht besteed. Van de totale Ne-

derlandse kustlengte van 350 km wordt ca. 250 km gevormd door Jonge Duinen-afzettingen. Zij vormen het belangrijkste element van de kustverdediging en zijn als zodanig te beschouwen als de ruggegraat van ons land. Desondanks is niet bekend welke processen en initiërende condities aanleiding zijn geweest voor de massale uitstoot van zand vanuit zee. Kustgenese probeert een tipje van deze duistere vorming op te lichten.

Bovendien was het van meet af aan duidelijk dat een meer kwantitatieve benadering van de Jonge Duin-vorming inzicht zou kunnen verschaffen in de verhouding tussen langs- en dwarstransport in de litorale zone en tevens zou bijdragen aan de kustlijnligging omstreeks de 10e eeuw, direct voorafgaande aan deze vorming. De samengevatte studies van Pool en Van der Valk (1988), Pool (1989a) en Zitman (1987) hebben de juistheid van deze stellingen bevestigd.

Volume

Gebruikmakend van recente en oude topografische kaarten en van boorgegevens werd als eerste stap het zandvolume van de Jonge Duinen bepaald.

Als ondervlak voor deze bepaling werd gedefinieerd het grensvlak met de onderliggende Oude Duinen, dan wel met jonge getijde-afzettingen van de Westland Formatie of met Hollandveen. Op de Waddeneilanden waar deze grenshorizonten veelal ontbreken werd de +1 m NAP als een ondervlak gehanteerd (Pool, 1989b). Het berekende volume Jonge Duinzand bedraagt voor de hele Nederlandse kust bijna 3.10^9 m^3 . Hiervan bevindt zich op de Waddeneilanden $0,6.10^9 \text{ m}^3$ en is langs de gesloten Hollandse kust, exclusief de mariene overslaggronden in de kop van Noord-Holland, $1,6.10^9 \text{ m}^3$ zeezand in de Jonge Duinen opgeslagen. Het zal duidelijk zijn dat de regionale spreiding groot is; zo bedraagt het volume in Zeeuws-Vlaanderen slechts $2,9.10^6 \text{ m}^3$, op Walcheren $81,6.10^6 \text{ m}^3$. Van belang is om te berekenen de hoeveelheid zand welke per eenheid van tijd en kustlijn lengte aan het kuststelsel is onttrokken. Hierbij is er vanuit gegaan dat de Jonge Duinen gevormd zijn in de periode 1000-1850 AD. Deze tijdbegrenzingsen zijn enigszins arbitrair omdat, voorafgaand aan het jaar 1000, plaatselijk reeds grote verstuivingen optraden, daarentegen in 1850 de eolische doorvoer vanaf het

strand reeds sterk was ingeperkt. Voor het gestelde doel is de tijdsduur belangrijker dan de tijdbegrenzing. Uitgaande van een ruim genomen vormingsperiode van 850 jaar houdt dat in dat voor het gebied Groet-Monster ca. 30 m³ per strekkende meter kustlengte per jaar aan het kuststelsysteem werd onttrokken. Deze hoeveelheid is weliswaar niet extreem ten opzichte van andere gebieden met actieve duinvorming, zoals in Australië en Zuid-Afrika. Echter ten opzichte van de hoeveelheid van gemiddeld 3 m³ m/j, die recent langs de Hollandse kust vanaf het strand in de zeereep wordt afgezet (De Ruig en Louisse, 1991), is de berekende hoeveelheid groot. Hiermee wordt bevestigd dat de omgevingscondities gedurende de vorming van de Jonge Duinen sterk verschilden van die in de huidige situatie. Op grond van het ongeveer gelijktijdig ontstaan van duinafzettingen in verschillend georiënteerde delen van het zuidelijk Noordzeegebied lijkt dit verschil naar mijn mening minder gelegen te zijn in een verandering in het (wind)klimaat of in een versterkte afslag gedurende perioden met een hoge stormvloedfrequentie. Bepalend zou kunnen zijn dat het profiel van strand en onderzeese oever meer zand bevatte dan het evenwichtsprofiel. Zulke condities kunnen zich hebben voorgedaan bij een daling van de zeespiegel of bij een flauwer kustprofiel dan het tegenwoordige.

Zandtransport

Kenmerkend voor het 'pre-Kustgenese tijdperk' is dat overwegend werd aangenomen dat de ontwikkeling van de Nederlandse kust vooral door langstransporten werd bepaald. Deze zandtransporten worden opgewekt door gradiënten in langsrichting van de golfgedreven kustdrift en zijn beperkt tot een zo goed als gesloten kuststelsysteem, aan de zeezijde begrensd door een waterdiepte van 5-7 m. De richting van de invallende golven ten opzichte van de kustnormaal bepaalt de richting van het zandtransport. Voor de verklaring en voorspelling van het grootschalige kustgedrag moet echter ook het dwarstransport in rekening gebracht worden. Het berekende volume zand in de Jonge Duinen, alsook de veranderingen in de positie van vroegere kustlijnen, bieden nu de mogelijkheid om een schatting te doen over de verhouding tussen langs- en dwarstransport. Voor de berekeningen van het langstransport in de periode van Jonge Duinvorming werd uitgegaan van een geschat golfklimaat en van een aantal veel toegepaste transportformules. Uit de berekeningen bleek dat in de kustzone tussen Scheveningen

en IJmuiden niet meer dan 0,2 tot 0,4·10⁹ m³ als zandbron voor de vorming van de Jonge Duinen door langstransport aangevoerd kan zijn. Dit houdt in dat het proces van langstransport volstrekt ontoereikend is ter verklaring van de volumina aan zand die in de duinen zijn opgeslagen. Het belang dat aan dwarstransport, aan uitwisseling met diepere delen van de onderwateroever wordt toegekend, is door deze en dergelijke berekeningen ook voor de actuele transportprocessen sterk toegenomen.

were kusthelling van 3650 BP verdisconteerd zijn. Benadrukt wordt dat het een reconstructie is slechts gebaseerd op de terugvoer van Jong Duinen-zand. Met latere kustafslag, noch met de aanwezigheid van niet-zandige sedimenten is rekening gehouden. Het is daarom ook in die zin een minimale reconstructie. De sterke kustachteruitgang sinds ca. 1000 AD die volgens deze reconstructie ook in het centrale deel van de Hollandse kust moet zijn opgetreden, spoort niet met gangbare opvattingen. Het zou namelijk impliceren

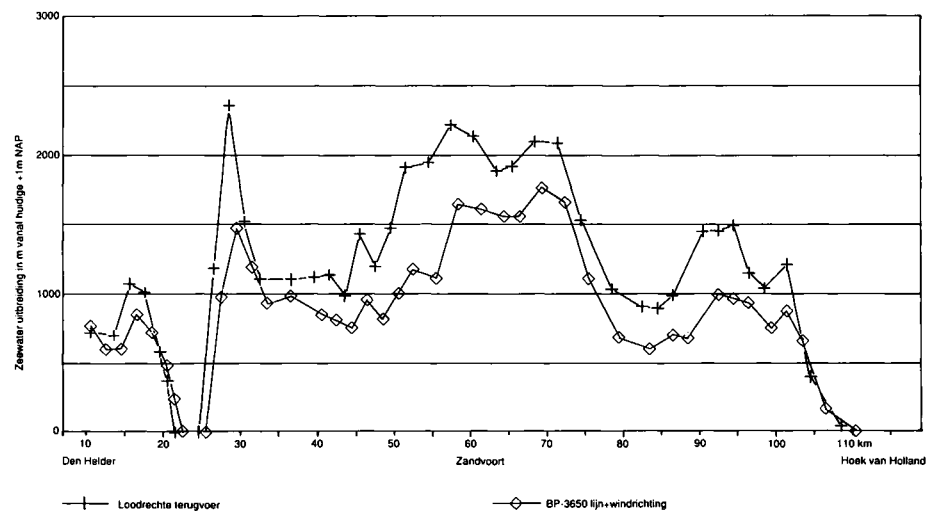


fig. 1 Gereconstrueerde kustlijnposities na terugvoer van volume Jonge Duinen op onderwateroever (uit Pool; 1989).

De 10e eeuwse 'kustlijn'

Uitgaande van het berekende volume Jonge Duin-zand en onder de veronderstelling dat al dit zand door dwarstransport aan de kustzone is onttrokken, ligt de volgende exercitie voor de hand. Transponeer al het zand uit de Jonge Duinen op het strand en de onderwateroever en reconstrueer de kustlijn van vóór de vorming van de Jonge Duinen. Door Pool (1989a) is voor de Hollandse kust aan deze benaderingswijze uitwerking gegeven. Een aantal scenario's zijn daarbij doorgerekend met variabelen zoals de waterdiepte tot waar zand teruggedacht wordt, helling van de onderwateroever, aanvoerrichting gebaseerd op de Z.W.-oriëntatie van paraboolduinen. Langs deze weg redenerend werd vastgesteld dat de kustlijn voorafgaand aan de vorming van de Jonge Duinen in het centrale deel van de Hollandse kust tot ongeveer 1,5-2 km zeewaarts van de huidige kustlijn (Rijks Strand Palen-lijn) heeft gelegen. In fig. 1 is de gereconstrueerde 'kustlijn'-positie uitgezet volgens twee scenario's. Eén waarbij uitgegaan is van de geometrie van de recente onderwateroever en één waarbij de Z.W. windrichting en de flau-

ren dat bijv. langs het traject Sluisha-ven-Haringhaven (IJmuiden) sinds de Romeinse tijd eerst nog een sterke kustuitbreiding heeft plaatsgevonden, gevolgd door een aan deze reconstructie te ontlelen kustachteruitgang van ca. 1,5 km. Geheel hypothetisch lijkt deze kustlijnreconstructie echter niet.

2.2 Historische kustlijnen

Meer zekerheid is te ontlelen aan kustlijnreconstructie welke op een analyse van historische bronnen en oude kaarten zijn gebaseerd. Zo zijn door Ligten-dag (1990) de kustlijnposities voor de peiljaren 1600 en 1750 voor de gehele zuidelijke Noordzeekust bepaald. Het blijkt dat de kustachteruitgang vrijwel over het hele traject heeft plaatsgevonden, zij het in mindere mate voor het Belgische en voor het centraal Hollandse kustgedeelte; zie ook § 2.3. Een compilatie van resultaten voor de Hollandse kust is in fig. 2 weergegeven. De mate van kusterosie neemt in de tijd af wat naast andere factoren, ongetwijfeld te danken is aan het versterkt kust-beheer. De sterkere erosie zeewaarts van de huidige Hondsbossche - Pettemer Zeewering, zal een gevolg zijn van

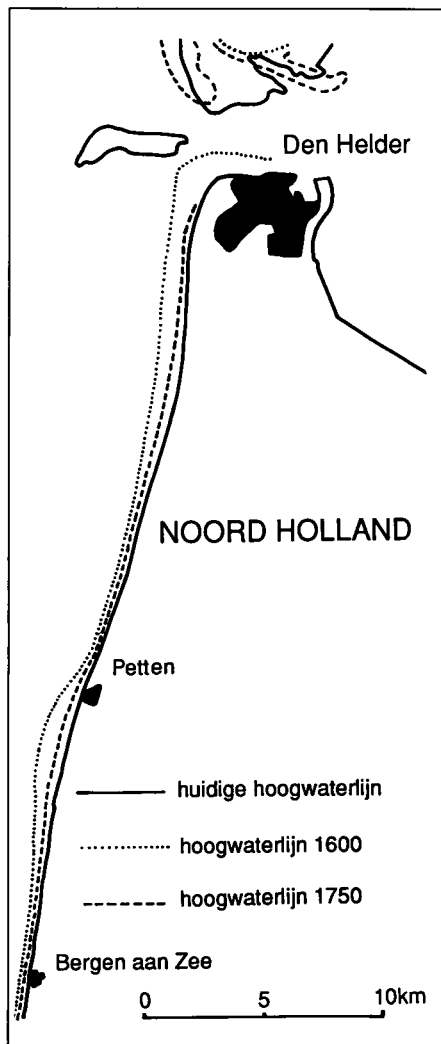


fig. 2 Kustlijnreconstructie Noord-Holland (Gebaseerd op Ligtenag 1990).

de geprononceerde expositie van dit kustgedeelte. Een versterkend effect kan daarbij zijn het feit dat de bodem van de eroderende kustzone niet uit zandige afzettingen, maar uit minder weerstandskrachtige geulopvullingen van de Westland Formatie heeft bestaan.

Interessant is dat een poging om voor de Hollandse kust deze historische kustlijnen te reconstrueren met behulp van een fysisch-mathematisch kustlijnmodel mislukte.

Waar een retrospectie over deze tijdschaal ontspoorde, zal ook de voorspellende waarde van dergelijke modellen over grote tijdstappen niet overschat moeten worden.

2.3 Neotektoniek en kustdynamiek

Naarmate de stijging van het zeeniveau afnam, neemt het belang toe van andere factoren dan stijging van het zeeniveau door afsmelting van ijskapen. Een van die factoren is de verticale beweging van het land ten opzichte van de zee. In het algemeen manifesteert een dergelijke beweging zich

op grote tijd- en ruimteschalen. Een voorbeeld daarvan is de hoogteligging van mariene Eemien afzettingen welk in Nederland tot op -8 m NAP en langs het Nauw van Calais tot +20 m NAP worden aangetroffen (V.d. Valk, 1990). Deze kanteling wordt hier ook verantwoordelijk geacht voor het verschil in zeespiegelstijging sinds de Romeinse tijd welke langs de Hollandse kust ca. 1,5 m heeft bedragen en in Zeeland ca. 1,0 m. Of deze geringe tektonische bewegingen in de orde van 2 cm/100 j het zeespiegelniveau en daarmee het grootschalige kustgedrag heeft beïnvloed, zal niet met zekerheid zijn vast te stellen. Het is echter wel aannemelijk. Het blijkt immers dat uit historische en historisch-kartografische kustlijnreconstructies (Leenders, 1986, resp. Ligtenag, l.c.) over de laatste 2 millennia de Vlaamse kust minder erosief is

dan de Hollandse. De geringere relatieve zeespiegelrijzing langs de Vlaamse kust kan daar de oorzaak van zijn. Maar niet alleen op grote tijdschalen spelen bodembewegingen een rol in de kustontwikkeling. Ook op kleinere tijd- en ruimteschalen worden differentieële bodembewegingen mede verantwoordelijk geacht voor de verschillen in de kustontwikkeling (Stolk, et al. 1987). Door recent onderzoek van de Meetkundige Dienst van de Rijkswaterstaat wordt deze veronderstelling onderbouwd. Uit een analyse van primaire nauwkeurigheidswaterpassin-

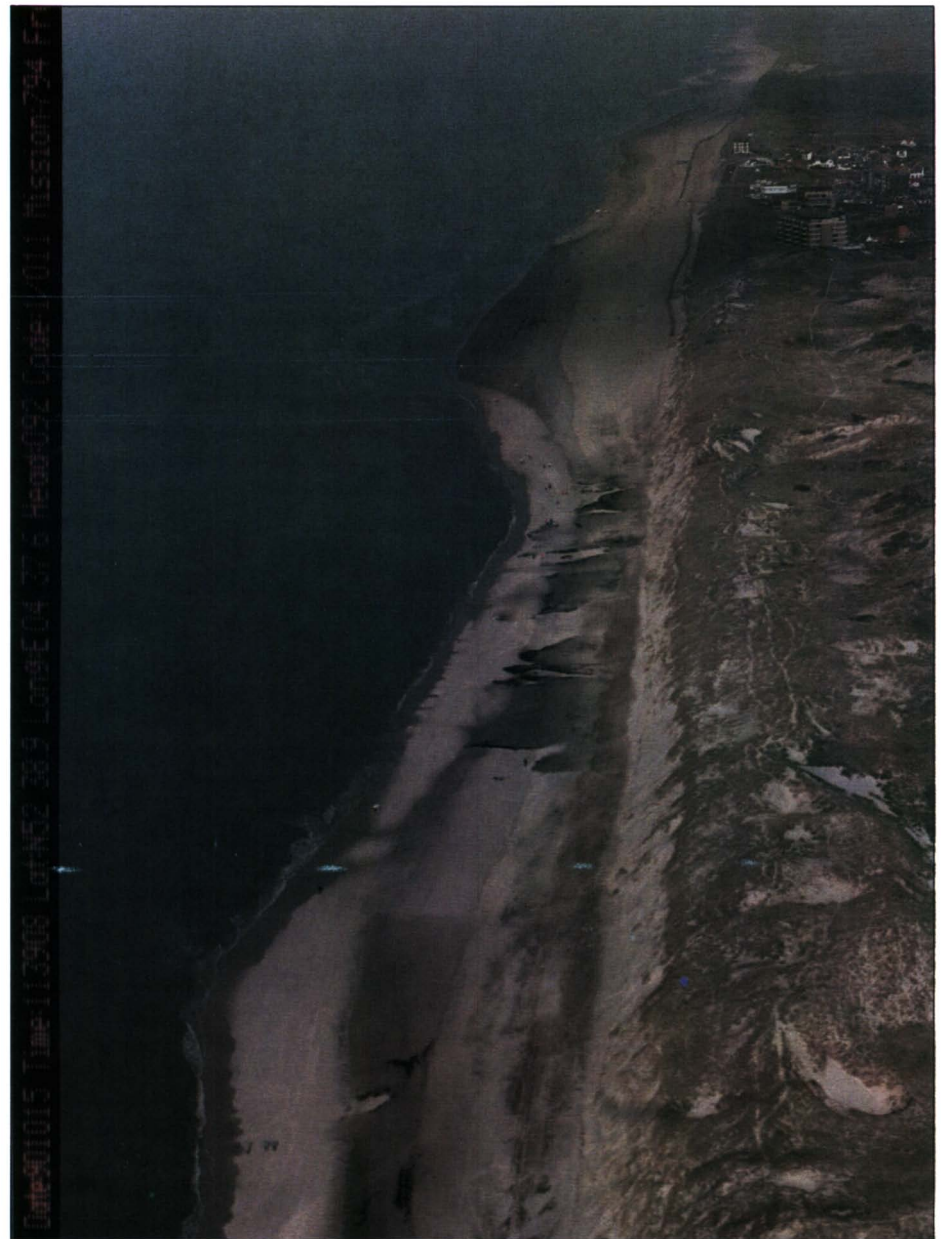


fig. 5 Luchtopname kustgedeelte ten Zuiden van Bergen aan Zee. Strandsuppletie bij Bergen. Zware mineraal-concentraties en pre-Romeinse veenlaag op strand. Opname: Rijkswaterstaat, directie Noord-zee, 15-10-1990

vloed, zal niet met zekerheid zijn vast te stellen. Het is echter wel aannemelijk. Het blijkt immers dat uit historische en historisch-kartografische kustlijnreconstructies (Leenders, 1986, resp. Ligtenag, l.c.) over de laatste 2 millennia de Vlaamse kust minder erosief is

gen uitgevoerd in 1926-1978 is de verticale bewegingssnelheid berekend van ondergrondse, tot op het Pleistoceen gefundeerde peilmerken (Groenewoud et al., 1991). De beweging is vastgesteld ten opzichte van een referentievlak door 15 ondergrondse merken

waarvan de gemiddelde beweging gelijk aan nul is. In fig. 3 zijn, mede gebaseerd op geologische gegevens, de verticale bewegingen als isolijnen in cm/100 j weergegeven. Onderzoek is gaande naar de oorzaken van deze actuele geologische bewegingen van de top van het Pleistoceen. In aanmerking komen tektoniek, compactie, voortgaande bekkenvorming, isostasie. Voor dit betoog is het van belang dat met een extrapolatie naar de kust toe, uit deze geodetische analyse een opvallend patroon naar voren komt. De kop van Noord-Holland en het kustgebied van Delfland-Voorne blijken namelijk significant te dalen (>7 cm/100 j) ten opzichte van het tussen gelegen deel van de Hollandse kust. Opvallend is dit patroon vanwege de sterke overeenkomst met het gedrag van de kustlijn; zie fig. 3. De kustlijn van de Kop van Noord-Holland is sterk erosief, het centrale deel van de Hollandse kust is stabiel tot aanwassend, de kustlijn van Delfland is erosief. Aangenomen kan worden dat de gemeten verschillen in bodembeweging zich ook in de kust-

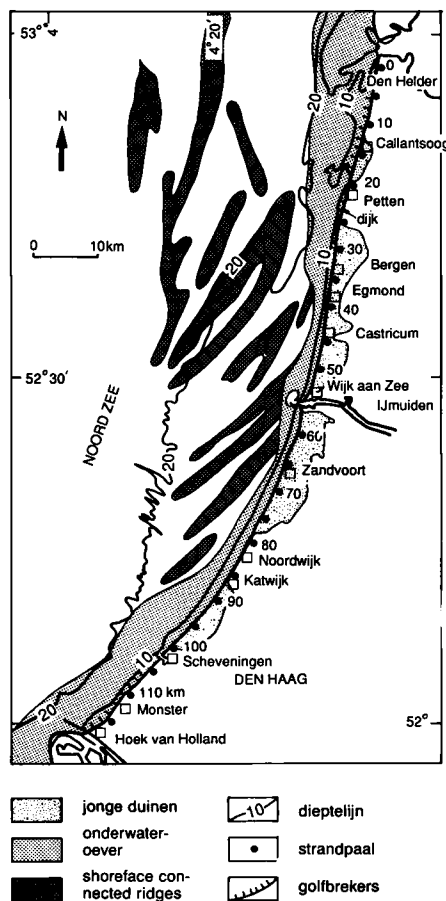


fig. 4 Morfologische hoofdkenmerken van de Hollandse kustzone, (uit Short, 1991, geschematiseerd naar Van Alphen en Damoiseaux, 1989).

zone voordoen. Door deze verschillen wordt dan een transportgradient gegenereerd welke in de orde van grootte ligt als die van de golfgedreven kust-

drift. Geconcludeerd kan worden dat hierdoor, alsook door de directe invloed van de relatieve zeespiegelrijzing, de differentiële, regionale bodembeweging invloed uitoefent op het grootschalig, langjarig kustgedrag.

3. Ruimte-schaal

Evenals op de tijdschaal zijn er ook grote variaties in het kustgedrag kenmerkende factoren op de ruimtelijke schaal. Immers, zowel de Doggersbank is van belang omdat die bank waarschijnlijk invloed heeft op de verdeling van golf(deining)energie in de kustzone. Maar ook de vorming van een priel op een wadplaat, omdat daardoor uiteindelijk een invloed uitgeoefend wordt op het zandbudget van de kustzone.

3.1 Mariene morfologie

De variabiliteit in vorm en samenstelling van de zeebodem is groot. Het idee dat de bodem van de kustzone en het aangrenzende deel van het continentale plat een uniforme zandbak kan zijn, wordt fraai weergelegd door de morfologische kartering door Van Alphen en Damoiseaux (1990). Een geschematiseerd detail ervan is in fig. 4 weergegeven. In het Noorden bevindt zich de buitendelta van het zeegat van Texel, tot welk complex de Haaksgronden en de Razende Bol behoren. De inhoud van deze ebdelta bedraagt ca. $1 \cdot 10^9$ m³. In de afgelopen 50 jaar is ca. $200 \cdot 10^6$ m³ geërodeerd. Uit deze volumina blijkt de grote rol die deze en dergelijke delta's spelen in de zandhuishouding van zee, kusten en estuaria. De overgangszone van kustlijn naar vlakke zeebodem wordt de onderwateroever genoemd (E.: shoreface). Deze zone is ca. 10 km breed in het noorden en zuiden en ca. 2 km in het centrale deel van de Hollandse kust. De gemiddelde hellingshoek van de onderwateroever varieert dan ook tussen resp. ca. 1:400 en ca. 1:200. Het bovenste profielgedeelte, de brandingszone, heeft in het centraal Hollandse kustgedeelte juist een flauwer hellingshoek. Dit komt tot uiting in de zandhoeveelheid in een vlak dwars op de kust tussen +0 m NAP en -8 m NAP. De inhoud van dit segment bedraagt in het stabiele kustgedeelte bij Noordwijk 3700 m³/m¹, maar in het erosieve kustgedeelte bij Bergen slechts 2450 m³/m¹. Een oorzakelijke samenhang ligt voor de hand. Opvallende morfologische elementen zijn de 'shoreface-connected ridges', ruggen welke in het centraal Hollandse kustgebied overgaan in de onderwateroever. Verondersteld wordt dat ook deze ruggen op enigerlei wijze het grootschalig kustge-

drag beïnvloeden. Op welke wijze deze en dergelijke ruimtelijke variabelen op elkaar inwerken, al dan niet een hiërarchie bezitten, op welke wijze ze gevormd worden door en invloed uitoefenen op een breed scala aan hydrodynamische processen, is nog niet bekend. Een holistische benaderingswijze van het gehele systeem van kustvormende processen, factoren en fenomenen is daartoe nodig. Immers zulk een complex, samenhangend systeem kent eigenschappen welke niet aan de samenstellende delen afzonderlijk ontleend kunnen worden. Naast een deductieve onderzoekslijn, zal het kustonderzoek daarom ook een inductieve moeten omvatten, te kenmerken door het aanvangsmotto van Kustgenese: van groot naar klein, van grof naar fijn.

3.2 Brandingsruggen

Kenmerkend voor een wat kleinere ruimteschaal zijn de brandingsruggen. Het aantal en het gedrag is gerelateerd aan de helling van het bovenste deel van de onderwateroever. In het zuidelijk en noordelijk deel van de Hollandse kust bevindt zich hoogstens één, gefixeerde brandingsrug. In het centrale deel van dit kustgebied komen 3-4 brandingsbanken voor, die vaak onder een kleine hoek met de kust staan. Volgens de tegenwoordige ideeën worden ze gevormd door golven met een lagere frequentie (meer dan 20-30 sec.) dan die van windgolven. De ruggen verplaatsen zich zeewaarts en vertonen daarbij een opvallende periodiciteit. Deze bedraagt voor het kustvak tussen Bergen en IJmuiden 15-20 jaar, tussen IJmuiden en Scheveningen 4-5 jaar (Bakker en de Vroeg, 1988). De zeewaartse verplaatsing bedraagt tientallen meters per jaar, maar het resulterend netto zandtransport is gering. Ofschoon gedurende stormen er een schoksgewijze zeewaartse verplaatsing van vooral de buitenste bank plaatsvindt, is door de jaren heen de verplaatsing vaak opvallend lineair. Ook m.b.t. deze brandingsruggen komt de vraag weer naar voren op welke trede van en in welke richting op de tijd- en ruimteschaal, het onderzoek naar de sturende processen achter het grootschalige kustgedrag het meest opportuun gericht kan worden.

Sedimenten

Korrelgrootte-analyses worden ondermeer uitgevoerd om vast te stellen of uit de grootte van bepaalde parameters en uit het verloop daarvan informatie verkregen kan worden over transportcondities van sedimenten. Uit dergelijke analyses uitgevoerd langs de Hollandse kust voor zanden uit de zee-

reep, het strand en de kustnabije zône is in de kustlansrichting echter geen grootschalig verloop vast te stellen. Een dergelijke gradiënt komt wel voor van Terschelling tot Schiermonnikoog. De gevonden afname in de mediaanwaarde wordt veroorzaakt geacht door overwegend West-Oost gerichte langstransporten. Eenduidig is dit verband echter niet, o.a. omdat verder oostwaarts, langs de Duitse Waddeneilanden weer grovere zanden worden aangetroffen. Een vaak veronderstelde relatie tussen de helling van het strand en de gemiddelde korrelgrootte is uit de tot nu toe bekende gegevens evenmin vast te stellen (Stolk, 1984). Een gradiënt in de gemiddelde korrelgrootte doet zich wel veelvuldig dwars op de kust voor. In het algemeen neemt de mediaanwaarde vanaf de zeereep naar de brandingszône af.

Uit berekeningen gebaseerd op experimenteel onderzoek is afgeleid dat de korrelgrootte-verdeling langs de Nederlandse kust een grote invloed heeft op de mate van duinafslag onder stormvloed condities. Grootschalig bezien kan uit werkelijk opgetreden duinafslag echter aangenomen worden dat andere factoren de mate en lokatie van duinafslag in sterkere mate bepalen. Daarbij is zeker de ruimtelijke variatie in profielvorm en -inhoud van strand en onderwateroever van belang. Verschillen in profielinhoud tussen Noordwijk en Bergen aan Zee zijn hierboven reeds aangegeven; een dergelijk mogelijk maatgevend verschil treedt ook op tussen het erosieve centrale deel van Ameland met een kleinere profielinhoud en het stabiele deel van Schiermonnikoog met een grotere profielinhoud en een hoger liggend strand.

De samenstelling van de kustsedimenten varieert eveneens op verschillende ruimtelijke schaalniveau's. Bekend is de 'grens van Bergen', noordelijk waarvan de duin- en strandzanden o.a. minder ijzer en kalk bevatten, maar meer zware mineralen. Ook op kleinere tijd- en ruimte-dimensies bezien, varieert het gehalte aan zware mineralen. Op grond van hun natuurlijke radio-activiteit zijn deze verschillen in concentraties eenvoudig in het veld te meten. Hierin ligt een interessante mogelijkheid om meer inzicht te verkrijgen in herkomst en transport-condities van kustzanden (De Meijer, 1990). Van belang is ook dat na de zware stormperiodes op het strand zeer hoge mineraalconcentraties worden aangetroffen, welke voorkomens een relatie vertonen met structureel eroderende kustvakken. Ook andere bestanddelen van strandafzettingen, zoals grind, fossielen en artefacten zouden als natuurlijke tracer voor de herkomst van kustzan-

den gebruikt kunnen worden. Lopend onderzoek naar het gebruik van schelpen als tracer heeft reeds veelbelovende resultaten opgeleverd (De Bruyne, 1990). In dit onderzoek wordt getracht een verband, of de afwezigheid ervan, te leggen tussen (recente) schelpassociaties op het strand met de aan waterdiepte gebonden biotoop van geselecteerde soorten. Via de transportweg van schelpen kan zo een indicatie voor de herkomst van zand worden verkregen.

en golfvoortplanting en daarmee het sedimenttransport bepalen, spelen zich af op allerlei tijd- en ruimteschalen, grijpen op elkaar in en vertonen bovendien een terugkoppeling met een veranderende morfologie. Een toename in het gemiddelde zeeniveau, een toename in het verticaal getij, meerjarige variaties in het golfklimaat veranderen daarenboven de aandrijvende krachten van dit al uiterst complexe systeem. Het belang van goede waarnemingen, metingen en modellering van dit

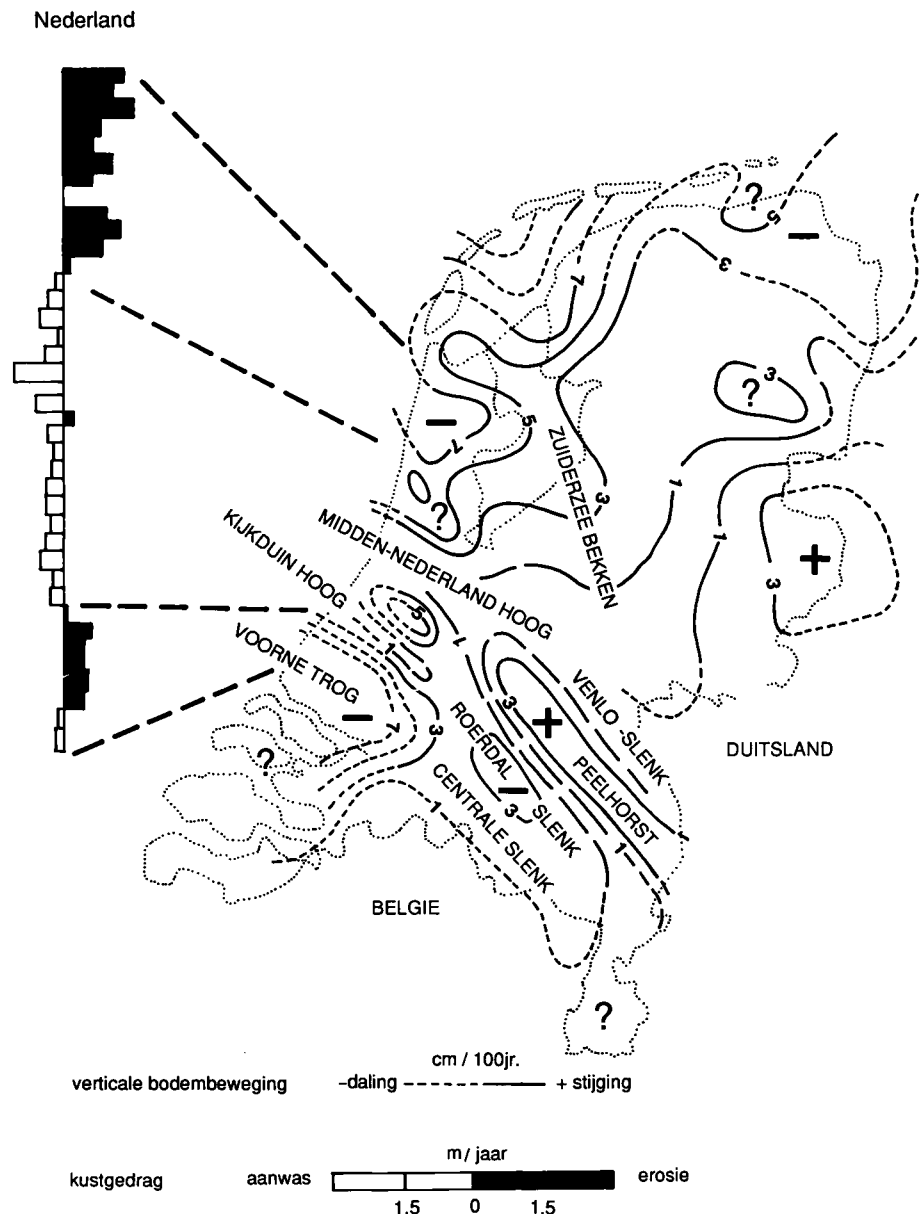


fig. 3 Neotektoniek en kustdynamiek. Recente verticale bodembeweging van diepere ondergrond, gerelateerd met horizontale verplaatsing van de kustlijn.

4. Resultante

De processen die de waterbeweging

systeem is evident. De uitwerking van dit systeem resulteert er namelijk in dat de helft van de zandige kust tegen-

woordig aan erosie onderhevig is. Op jaarbasis zou afhankelijk van een aantal factoren ongeveer 8.10^6 m³ zand aan de kustzone moeten worden toegevoegd om de structurele erosie te compenseren. De in het algemeen meest geëigende methode daartoe is het aanbrengen van een zandsuppletie. Fig. 5 is een luchtfoto van het kustgedeelte direct ten Zuiden van Bergen aan Zee. Aan de noordzijde ten hoogte van de villa in de zeereep is een groot deel van de strandsuppletie nog aanwezig, te onderscheiden door de bruinere kleur van het opgespoten zeezand. De suppletie van $0,5.10^6$ m³ werd aangebracht om de schade te herstellen van de Crocus-stormvloed (26 febr.-2 mrt.'90). De voorgrond toont duidelijk de erosie van strand en zeereep ten gevolge van stormen in het vroege najaar van 1990. Ook hier, maar nu vanuit het oogpunt van kustverdediging, komt de kwestie van schaal weer naar voren. Op de afbeelding zijn concentraties van zware mineralen duidelijk herkenbaar door de paars-rode kleur. Ze zijn geconcentreerd tegen de duinvoet afgezet, waarschijnlijk kort na het hoogtepunt van de storm. Op het strand komen restanten van een uitgebreid veenpakket voor, dat zich tot aan Bergen aan Zee voortzet. De uitgestrektheid maakt het waarschijnlijk dat de veenvorming plaatsvond in een grote duinvallei, met dimensie van bijkans een sluffer, hetgeen indicaties kan inhouden over de toenmalige waterstand en kustlijn. De ouderdom van dit veen is door de Rijks Geologische Dienst vastgesteld op 2400 jaar, pre-Romeins. Zo komt zo nu en dan het verleden van de kust boven. Daarenboven is, dankzij de regeringsbeslissing de kustlijn te handhaven, de toekomst ervan gewaarborgd.

Adres van de auteur:

RWS-directie Noordzee/
Nederlands Centrum voor Kustonderzoek, Delft.
Postbus 5807
2280 HV Rijswijk

Literatuur

- Alphen, J.S.L.J. van, en M.A. Damoiseaux, 1989. A geomorphological map of the Dutch shoreface and adjacent part of the continental shelf. *Geologie en Mijnbouw*, 68, 433-443.
- Bakker, W.T. en J.H. de Vroeg, 1988, Coastal modelling and coastal measurements in the Netherlands. (In: A. de Graauw en L. Hammen eds.). Prototype measurements to validate numerical models of coastal processes, Grenoble, p.5-25.
- Bruyne, R.H. de 1990. Op het strand aangespoelde schelpdieren: een voorstudie naar herkomst en mogelijke betekenis voor zandtransport. Rapport MO 90-203. Rijksinstituut voor Visserijonderzoek, IJmuiden, 39 p.
- Groenewoud, W., G.K. Lorenz, F.J.J. Brouwer en R.E. Molendijk, 1991. Geodetic determination of recent land subsidence in the Netherlands Proc. 4th Intern. Symp. on Land Subsidence. Houston, 1991, p 463-471.
- Leenders, K.A.H.W., 1986, 2000jaar kustontwikkeling van Cap Gris Nez tot Hoek van Holland. Nota NZ-N-86.10, Rijkswaterstaat, Directie Noorzee, Rijswijk, 44p.
- Ligtendag, W.A. 1990. Van IJzer tot Jade, Een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust in de jaren 1600 en 1750. Rijkswaterstaat, Meetkundige Dienst, Nota MDLK-K-9041, 55 p.
- Meijer, R.J. de, 1990.'t Zit in het zand en het tikt', Grondboor en Hamer, 4/5. 108-115.
- Pool, M.A. en L. van der Valk, 1988. Volumeberekening van het Hollandse en Zeeuwse Jonge Duinzand. BP 10705. Rijks Geologische Dienst. Haarlem. 31 p.
- Pool, M.A., 1989 a). Kustlijnreconstructie: een benadering van berekende volumina van het Hollandse Jonge Duinzand. BP 10775. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 20 p.
- Pool, M.A., 1989 b). Volumeberekening van het Jonge Duinzand van de Waddeneilanden. BP 10730. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 4 p.
- Ruig, J.H.M. de and C.J. Lousse, 1991. Sand Budget Trends and Changes Along the Holland Coast. *Journal of Coastal Research* 7, (4), p. 1013-1026.
- Short, A.D., 1991. Beach Morphodynamic systems of the central Netherlands coast, Den Helder to Hoek van Holland. Rapport Geopro 1991.01, Geografisch Instituut, Rijksuniversiteit Utrecht, 106 p.
- Stolk, A., 1989. Zandsysteem kust. Technisch rapport 1, Kustverdediging na 1990. Rijkswaterstaat, 's-Gravenhage, 97 p.
- Stolk, A., J. Wiersma en T. J. Zitman, 1987. Kustgenese. Vorming en Toetsing van hypothesen. Deelrapport III: literatuurstudie groot-schalige processen. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag, 91 p.
- Valk, L. van der, 1990. Holocene sealevel rise and its geological consequences. Proc. 6th Intern. IAEG Congress, p 249-255.
- Zitman, T. J. 1987. Kustgenese, Vorming en Toetsing van hypothesen. Deelrapport V. Analyse van de rol van langtransport bij de ontwikkeling van de Hollandse kust. Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag, 66 p.

