

TNO-rapport
NITG-99-143-A

Reconstructie van de ontwikkeling van de Hollandse kust in de laatste 2500 jaar

Datum

augustus, 1999

Auteur(s)

A.J.F. van der Spek

Met bijdragen van:

J. Cleveringa,
S. van Heteren,
R.L. van Dam,
B. Schrijver

Prins Hendriklaan 105
Postbus 80015
3508 TA Utrecht

Projectnummer

005.60044/01.03

Alle rechten voorbehouden.
Niets uit deze uitgave mag worden
vermenigvuldigd en/of openbaar
gemaakt door middel van druk, foto-
kopie, microfilm of op welke andere
wijze dan ook, zonder voorafgaande
toestemming van TNO.

Opdrachtgever

Rijkswaterstaat - Rijksinstituut voor Kust en Zee
Programma Kust* 2000

Indien dit rapport in opdracht werd
uitgebracht, wordt voor de rechten en
verplichtingen van opdrachtgever en
opdrachtnemer verwezen naar de
'Algemene Voorwaarden voor
onderzoekopdrachten aan TNO', dan
wel de betreffende terzake tussen de
partijen gesloten overeenkomst.
Het ter inzage geven van het
TNO-rapport aan direct belang-
hebbenden is toegestaan.

© 1998 TNO

Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO
is gevestigd in Delft en Utrecht en heeft nevenvestigingen in
Heerlen, Nuenen en Zwolle.

Het instituut is het centrale geowetenschappelijke informatie-
en onderzoeksinstituut van Nederland, ten behoeve van het
duurzaam beheer en gebruik van de ondergrond en de
ondergrondse natuurlijke bestaansbronnen.

Nederlandse Organisatie voor toegepast-
natuurwetenschappelijk onderzoek TNO

Samenvatting

- Onderzoekskader

In het kader van het KUST*2000 programma van Rijkswaterstaat wordt onder meer onderzoek gedaan naar de grootschalige en lange-termijn ontwikkeling van de Nederlandse kust. Een goed begrip van de lange-termijn ontwikkeling van onze huidige kust in het verleden is essentieel voor het inzicht in de gevolgen van grootschalige ingrepen in de kustzone. Het doel van het hier gerapporteerde onderzoek is het in detail vaststellen van de grootschalige en lange-termijn trend in de ontwikkeling van de Hollandse kust tussen Zandvoort en Den Haag gedurende de afgelopen 2500 jaar. De volgende vragen zijn hierbij van belang:

1. Wat is de natuurlijke lange-termijn ontwikkeling van de Hollandse kust gedurende de afgelopen 2500 jaar: netto aanzanding of netto erosie? Wat is de omvang in tijd van de fluctuaties rond deze grootschalige trend?
2. Wat zijn de sturende factoren en belangrijkste processen die hierin een rol spelen?
3. Kunnen we de conclusies met betrekking tot de lange-termijn ontwikkeling van de kust bij Haarlem extrapoleren naar de rest van de Hollandse kust?
4. Past de ontwikkelingstrend van de laatste 30 jaar in deze natuurlijke ontwikkeling of is het effect van menselijk ingrijpen hierin dominant?

- Activiteiten

In het kader van dit project zijn de volgende activiteiten uitgevoerd:

1. Integratie van de kennis van de ontwikkeling van de strandwallenkust tussen Haarlem en Monster door middel van literatuurstudie;
2. Aanvulling en verfijning van het tijdsframe van de afzettingen van de uitbouwende Hollandse kust, met name voor de laatste 2500 jaar, door middel van nieuwe boringen en dateringen;
3. Aanvulling van deze gegevens met grondradaronderzoek waarmee de werkelijke opbouw van de ondergrond vast te stellen is.

- Resultaten

- lange-termijn ontwikkeling

Gedurende de laatste 2500 jaar komt er een einde aan de uitbouw (en dus netto aanzanding) van de kust van Holland. De kust moet in de Romeinse tijd of kort daarna zijn meest westelijke ligging bereikt hebben. Hierna begon de terugtrekking, waarbij zeewaarts uitstekende delen van de kust opgeruimd werden. Het begin van grootschalige duinvorming vanaf de 8e eeuw doet vermoeden dat de

erosie van de Hollandse kust toen begonnen is of veel aanzienlijker geworden is dan daarvoor. De oorzaak voor deze erosie is niet duidelijk. Het Jonge Duinzand is rijk aan schelpgruis, hetgeen suggereert dat dit zand afkomstig moet zijn van de onderwateroever. Rond 1300 AD was de delta van de Oude Rijn bij Katwijk opgeruimd, hetgeen gepaard ging met een forse erosie. Ten zuiden van Katwijk was de terugtrekking minder, zij het niet verwaarloosbaar. Ten noorden van Katwijk was de afslag klein tot nihil. Het einde van de Jonge Duinvorming wordt rond 1600 AD geplaatst. Nadien zijn er slechts locale en kleinschalige veranderingen opgetreden.

Registraties van de kustligging over ca. de afgelopen eeuw tonen een uitbouw van de gemiddeld laagwaterlijn tussen Egmond en Scheveningen. Gedurende deze periode trad er op de hele onderwateroever van de Hollandse kust beneden NAP-8m zandverlies op, met uitzondering van de omgeving van IJmuiden en Scheveningen (effect havendammen). Het overgrote deel van dit verlies vindt plaats ten noorden van IJmuiden. Ten zuiden van IJmuiden zijn de zandverliezen gering en is de kust min of meer stabiel.

Fluctuaties op de ontwikkelingstrend van de kust blijken onder meer uit afzettingen van zo'n 300 tot 400 jaar voor heden direct onder de huidige strandafzettingen. Rond die tijd heeft een aanzienlijk erosie van het strand plaatsgevonden (de hoogwaterlijn lag toen 100 tot 200 m verder zeewaarts), waarna er weer verticale opbouw plaatsvond.

- factoren en processen

De erosie van de onderwateroever van de terugtrekkende kust was grotendeels voltooid vóór de uitbouw van de strandwallen. Dit houdt in dat de opbouw van de strandwallen gevoed moeten zijn met zand uit een andere bron. Waarschijnlijk speelt langstransport hierbij een belangrijke rol.

In de afzettingen van de uitbouwende kust bij Haarlem neemt de omwerking van de afzettingen in met name de brandingszone toe in zeewaartse richting. Dit hangt waarschijnlijk samen met de afname in uitbouwsnelheid. De afwisseling van strandwallen en strandvlaktes tijdens de uitbouw van de kust kan wijzen op schommelingen in de aanvoer van sediment per tijdseenheid. Het voorkomen van transgressieve elementen in de uitbouwende serie, zoals bijv. washovers, duidt op schommelingen rond de trend van uitbouw. Het gaat hier waarschijnlijk echter om kleinschalige en kortdurende gebeurtenissen, veroorzaakt door bijvoorbeeld stormen.

- uniformiteit ontwikkeling Hollandse kust

Uit vergelijking van de profielen bij Haarlem en Wassenaar blijkt dat de ontwikkeling van beide gebieden niet direct vergelijkbaar is. De ontwikkelingen bij

Wassenaar staan onder invloed van de ontwikkeling van de monding van de Oude Rijn. De uitbouw ging hier aanzienlijk sneller. Nadien is hier een sterke erosie opgetreden, samenhangend met het opruimen van de Oude Rijn delta. De ontwikkeling van het gebied bij Haarlem verloopt langzamer. De uitbouw van de kust is hier aanzienlijk langer doorgegaan. Vervolgens is er veel minder erosie opgetreden dan bij Wassenaar.

- rol menselijk ingrijpen

Gedurende de laatste 30 jaar is de kustnabije zone van het hier beschouwde deel van de Hollandse kust ten noorden van Katwijk min of meer stabiel of aanzandend, terwijl het deel ten zuiden van Katwijk eroderend is. Dit is in overeenstemming met het beeld dat naar voren komt uit de ontwikkeling over de laatste 2500 jaar. Lokaal verstoren de effecten van met name de aanleg van havendammen dit beeld. Daarnaast leidt het vasthouden van de waterlijn en de zeereep, door middel van respectievelijk strandsuppleties en beplanting, waarschijnlijk tot een verstoring van het natuurlijk kustprofiel.

Inhoud

Samenvatting	i	
Lijst van figuren.....	vi	
Lijst van tabellen.....	viii	
1	Inleiding	1
1.1	Onderzoekskader.....	1
1.2	Vraagstelling.....	1
1.3	Doelstelling.....	2
1.4	Studiegebied.....	2
1.5	Leeswijzer rapport.....	3
2	Lange-termijn ontwikkeling van strandwalkusten	5
2.1	Inleiding	5
2.2	Mechanismen van strandwalvorming	5
2.3	Galveston Island model.....	8
2.4	Fasering uitbouw.....	9
2.5	Algemeen model voor een uitbouwende strandwallenkust.....	10
3	De ontwikkeling van de Hollandse kust.....	11
3.1	Inleiding	11
3.2	Algemene beschrijving van de geologische ontwikkeling van de Hollandse kust.....	11
3.3	Beschrijving van de ontwikkeling van de Hollandse kust gedurende de laatste 2500 jaar.....	14
3.4	Résumé van de ontwikkeling van de Hollandse kust gedurende de laatste 2500 jaar.....	23
4	Verzamelde gegevens.....	25
4.1	Inleiding	25
4.2	Verzamelde data.....	27
4.3	Analyse nieuwe data	29
4.4	Bespreking resultaten.....	35
5	De ontwikkeling van de Hollandse kust in de laatste 2500 jaar.....	41
5.1	Samenvatting van de resultaten van deze studie.....	41
5.2	Antwoorden op de specifieke vragen van RIKZ.....	42
6	Referenties.....	45

Figuren

Bijlagen

A Dateringen ingezonden schelpmonsters

Lijst van figuren

- Fig. 1: Profiel met tijdslijnen door de strandwallen ten zuiden van Haarlem uit Van der Valk (1992/1996).
- Fig. 2: Een aantal voorbeelden uit de internationale literatuur van Holocene uitbouwende strandwallenkusten; (a) Galveston Island (Golf van Mexico, Texas, USA); (b) de Nayarit kust (NW Mexico); (c) Kiawah Island (South Carolina, USA).
- Fig. 3: Schematisch model dat de uitwerking illustreert van de balans tussen de vraag naar sediment als gevolg van relatieve zeespiegelstijging enerzijds en de accumulatie van sediment anderzijds.
- Fig. 4: Een tweetal grondradar profielen door een strandwal in Australië (Tuncurry kust, New South Wales).
- Fig. 5: Locatiekaart van de kust van Holland, waarop aangegeven zijn de Rijksstrandpalen, de onderwateroever en de shoreface-connected ridges. Tevens zijn de raaien door de strandwallen bij Haarlem/Zandvoort en Wassenaar aangegeven.
- Fig. 6: De curve van de relatieve zeespiegelstijging voor West Nederland.
- Fig. 7: Schematische doorsnede door de strandwallen bij Wassenaar uit Roep et al. (1991).
- Fig. 8: Hypothetisch model voor de verandering van het "onderzees profiel" van de Hollandse kust tijdens de vorming van de Jonge Duinen. (Bron: Zagwijn, 1969.)
- Fig. 9: Kaartje van de strandwallen tussen Monster en Castricum, de posities van de raaien boringen door de strandwallen bij Haarlem en Wassenaar, en de boringen op de onderwateroever.
- Fig. 10: Profiel door de strandwallen bij Haarlem. De volgende eenheden worden onderscheiden: (1) Pleistocene rivierafzettingen en Holocene wadafzettingen van vóór 4900 BP, (2) onderwateroever en shelf afzettingen uit de periode 5100-4200 BP en (3) de afzettingen van de uitbouwende strandwallen van ná 3800 BP.
- Fig. 11: Profiel door de strandwallen bij Wassenaar. De volgende eenheden worden onderscheiden: (1) Pleistocene rivierafzettingen en Holocene wadafzettingen van vóór 5600 BP, (2) onderwateroever en shelf afzettingen uit de periode 6000-4600 BP en (3) de afzettingen van de uitbouwende strandwallen van ná 4300 BP.
- Fig. 12: Profiel door de onderwateroever tussen Zandvoort en Scheveningen, parallel aan de kustlijn.

- Fig. 13: Locatiekaartje van de opgenomen grondradarprofielen in de duinen bij Zandvoort.
- Fig. 14: Grondradarprofiel door de duinen bij Zandvoort, haaks op de kustlijn.
- Fig. 15: Model voor het versmelten van een aanlandende brandingsbank met een kustprofiel, en de daarbij gevormde sedimentaire structuren.
- Fig. 16: Kustparallel grondradar profiel door de duinen bij Zandvoort.
- Fig. 17: Doorsnede door de strandwallen en de onderwateroever bij Haarlem/Zandvoort waarin de op grond van gedateerde schelpen geconstrueerde tijdslijnen zijn aangegeven.
- Fig. 18: Hypothetisch model dat het effect laat zien van de positie van gedateerde punten op steeds hetzelfde kustprofiel op de reconstructie van dit profiel.
- Fig. 19: Doorsnede door de strandwallen en de onderwateroever bij Wassenaar waarin de op grond van gedateerde schelpen geconstrueerde tijdslijnen zijn aangegeven.
- Fig. 20: De snelheid van uitbouw van de kustlijn bij Haarlem en Wassenaar gedurende de laatste 4000 jaar.

Lijst van tabellen

Tabel 1;	Kustlijnveranderingen langs de Hollandse kust tussen Zandvoort en Scheveningen in de periode 1600-1990.....	19
Tabel 2;	Overzicht van de voor dit project gebruikte boringen (zie Fig. 9 voor locaties)	25
Tabel 3a;	Afzettingsmilieu, diepteligging en ouderdom van de verschillende eenheden onderscheiden in de profielen door de strandwallen bij Haarlem en Wassenaar (zie Figs. 10,11).	33
Tabel 3b;	Diepteligging en ouderdom van de verschillende eenheden onderscheiden in het profiel parallel aan de kust door de onderwateroever tussen Zandvoort en Scheveningen (zie Fig. 12).	34
Tabel 4;	Ouderdommen van de in de boringen aangetroffen sedimenten, ingedeeld in Eenheden (zie tekst voor uitleg). De ouderdommen nemen toe van zuid naar noord.....	36

1 Inleiding

1.1 Onderzoekskader

In het kader van het KUST*2000 programma van Rijkswaterstaat wordt onder meer onderzoek gedaan naar de grootschalige en lange-termijn ontwikkeling van de Nederlandse kust. Dit onderzoek vindt zijn directe toepassing in het vaststellen van de lange-termijn effecten van grootschalige ingrepen in de kustzone zoals de aanleg van een eiland in zee of de uitbreiding van de Maasvlakte. Een goed begrip van de lange-termijn ontwikkeling van onze huidige kust is essentieel voor het inzicht in de gevolgen van dergelijke grootschalige ingrepen.

De huidige kennis van de grootschalige en lange-termijn ontwikkeling van de kust van Noord- en Zuid-Holland is grotendeels ontleend aan geologische studies, gerapporteerd in Beets et al. (1994). Een van de meest relevante resultaten is de reconstructie van de ontwikkeling van de strandwallen ten zuiden van Haarlem en Zandvoort, aan de hand van een profiel dat is gebaseerd op boringen (zie Van der Valk, 1992; zie Fig. 1). In het betreffende profiel zijn tijdslijnen getrokken worden op basis van de ouderdom van schelpmateriaal. Deze tijdslijnen kunnen beschouwd worden als lijnen welke de kusthelling op een bepaald moment in het verleden weergeven. Deze lijnen laten een uitbouw van de kust zien tussen ca. 5000 en 2000 jaar voor heden. Deze uitbouw verliep sprongsgewijs: tussen 5300 BP - 4800 BP en 4400 BP - 4000 BP trad er snelle uitbouw op (BP = Before Present: de ouderdom in ^{14}C -jaren vóór heden; zie Beets et al., 1994, voor verdere uitleg). De uitbouw na 3600 BP lijkt gelijkmatig verlopen te zijn. Daarnaast trad een geleidelijke versteiling van de kusthelling op, vooral vóór 3600 BP. De kusthellingslijn voor 2200 BP ligt op slechts kleine afstand (ca. 500 m) van de huidige onderwateroever. Echter, na 2200 BP is de kust waarschijnlijk verder zeewaarts uitgebouwd. Nadat de sedimentbronnen die de uitbouw voedden uitgeput waren, is de uitbouwende trend waarschijnlijk omgeslagen in een erosieve trend. De vorming van de zogenaamde Jonge Duinen ná ca. 2000 BP suggereert dat een aanzienlijke hoeveelheid zand aan de kust onttrokken is, hetgeen een landwaartse terugtrekking van de kustlijn veroorzaakt zal hebben. Een belangrijke vraag voor de kustbeheerder is of deze grootschalige ontwikkeling zich voortzet tot op de dag van vandaag. De verplaatsing van de dieptelijnen op de onderwateroever van de Hollandse kust in de laatste eeuw en een analyse van de doorlodingen suggereren dat dit laatste het geval is. Nader onderzoek heeft dit echter niet onweerlegbaar kunnen aantonen (Stam, 1997).

1.2 Vraagstelling

De vragen omtrent de lange-termijn ontwikkeling van de Hollandse kust welke op dit moment spelen bij het beleidsvoorbereidend onderzoek zijn:

1. De tweede kustnota (Kustbalans 1995) wijst erop dat de zandbalans van de Nederlandse kust negatief is. Gedurende de laatste 30 jaar vindt er langs de Hollandse kust netto erosie plaats. De vraag is of dit de natuurlijke lange-termijn ontwikkeling van de kust is, of een korte-termijn ontwikkeling welke veroorzaakt is door menselijk ingrijpen.
2. Indien er sprake is van een natuurlijke trend, wat zijn dan de fluctuaties in tijd en volume zand waarmee dit gepaard kan gaan?
3. Wat zijn de sturende factoren en de belangrijkste processen die hierbij een rol spelen?
4. Geldt de lange-termijn trend voor de gehele Hollandse kust?

1.3 Doelstelling

Het doel van het hier gerapporteerde onderzoek is het in detail vaststellen van de grootschalige en lange-termijn trend in de ontwikkeling van de Hollandse kust gedurende de afgelopen 2500 jaar. Hiertoe worden gedetailleerde reconstructies gemaakt van de positie en de helling van de kust gedurende deze periode, in eerste instantie voor de kust bij Haarlem, en in tweede instantie voor de kust ten zuiden hiervan (tot aan Monster). Daarnaast zullen de bestaande en de nieuw verzamelde gegevens ge(her)interpreteerd worden, waarbij ook een vergelijking met ontwikkelingen van barrièrekusten zoals beschreven in de internationale literatuur uitgevoerd wordt.

Aan de hand van deze studie moeten de volgende vragen beantwoord worden:

1. Wat is de natuurlijke lange-termijn ontwikkeling van de Hollandse kust gedurende de afgelopen 2500 jaar: netto aanzanding of netto erosie? Wat is de omvang in tijd van de fluctuaties rond deze grootschalige trend (oplossend vermogen indien mogelijk in grootte-orde van 50 jaar)?
2. Wat zijn de sturende factoren en belangrijkste processen die hierin een rol spelen?
3. Kunnen we de conclusies met betrekking tot de lange-termijn ontwikkeling van de kust bij Haarlem extrapoleren naar de rest van de Hollandse kust?
4. Past de ontwikkelingstrend van de laatste 30 jaar, zoals die in de tweede kustnota vermeld staat (zie ook Stam, 1999), in deze natuurlijke ontwikkeling of is het effect van menselijk ingrijpen hierin dominant?

1.4 Studiegebied

In dit rapport wordt gefocussed op de lange-termijn ontwikkeling van de Hollandse kust tussen Zandvoort en Den Haag.

1.5 Leeswijzer rapport

Dit rapport is onderverdeeld in vier delen. Het eerste deel (Hoofdstuk 1) geeft een inleiding op dit rapport en de hieraan ten grondslag liggende studie. Deel twee bestaat uit een review van relevante publicaties over strandwalkusten in het algemeen (Hoofdstuk 2) en de ontwikkeling van de Hollandse kust in het bijzonder (Hoofdstuk 3). Op grond van deze gegevens wordt een hypothetisch model opgesteld dat de ontwikkeling van de Hollandse kust beschrijft. Deel drie van dit rapport (Hoofdstuk 4) beschrijft de bestaande en nieuw verzamelde gegevens welke voor deze studie gebruikt zijn, en de gevolgde methodes. Vervolgens worden de gegevens geanalyseerd en besproken. Aan de hand van deze resultaten wordt het model voor de ontwikkeling van de Hollandse kust bijgesteld. In het laatste, vierde deel van dit rapport (Hoofdstuk 5) worden de resultaten van deze studie kort samengevat, waarna de in de inleiding gestelde specifieke vragen worden beantwoord.

2 Lange-termijn ontwikkeling van strandwalkusten

2.1 Inleiding

Strandwal- of barrièrekusten zijn (en worden) uitvoerig bestudeerd. Een survey van de internationale literatuur is gewenst om de ontwikkeling van de strandwallen in Holland te kunnen vergelijken met gelijksoortige ontwikkelingen elders in de wereld. De in Hoofdstuk 3 in detail te behandelen ontwikkeling van de Hollandse kust (van terugtrekkende strandwal (transgressive barrier), naar uitbouwende strandwal (prograding barrier), naar eroderende strandwal is voor meer locaties beschreven, o.a. Galveston Island, Texas; de Nayarit kust in het noordwesten van Mexico; de westelijke Mississippi delta in Louisiana; Kiawah Island in South Carolina; de Tuncurry barrier in New South Wales, Australië, zie Fig. 2. Deze strandwalafzettingen zijn gevormd onder verschillende condities voor wat betreft relatieve zeespiegelrijzing, golven en getij, helling van de ondergrond, etc. Dit resulteert in voor ieder systeem unieke dimensies. De dikte van de afzettingen varieert van enkele tot meer dan 20 meter. De horizontale doorsnede van de systemen varieert van enkele honderden meters tot meer dan 10 km.

2.2 Mechanismen van strandwalvorming

- processen en factoren

Het hierna volgende is vooral gebaseerd op de review van Roy et al. (1995).

De vorming van een uitbouwende serie strandwallen is altijd het gevolg van een sediment overschot. Dit sedimentoverschot kan ontstaan door het opruimen van een eerder afgezet pakket sediment, zoals bijvoorbeeld erosie van oudere kustafzettingen, de afbraak van een verlaten rivierloop, of actieve aanvoer door een rivier. De belangrijkste processen hierbij zijn golfwerking en golfgedreven stroming, zowel kustlangs als kustdwars. De golven bouwen het strand en de onderwateroever op.

Voor de opbouw van een strandwallenserie zijn de volgende factoren van belang:

1. De helling van de ondergrond bepaalt het al dan niet voorkomen van barriers; bij zeer flauwe hellingen ($\tan \alpha \leq 0,0005$) of zeer steile hellingen ($\tan \alpha \geq 0,01$) worden geen barriers gevormd (zie Roy et al., 1995; en Kaplin en Selivanov, 1995). Daarnaast speelt de helling van de ondergrond een rol in de vorming van accommodatieruimte (en daarmee in de vraag naar sediment), de verplaatsingssnelheid van de barriers bij zeespiegelstijging en de grootte en richting van het zandtransport.

2. De snelheid en grootte van zeespiegelverandering bepaalt de omvang en snelheid van de veranderingen op een kust.
3. De afzetting van sediment in relatie tot de hiervoor beschikbare accommodatieruimte bepaalt de ontwikkeling van een barriersysteem. Accommodatieruimte is het product van de helling van de ondergrond en de grootte van de zeespiegelstijging en kan beschouwd worden als een vraag naar sediment, waaraan door aanvoer en afzetting voldaan moet worden. Bij in verhouding te weinig sedimentaccumulatie zal de barrier zich landwaarts terugtrekken, bij meer dan voldoende accumulatie zal de barrier zeewaarts uit kunnen bouwen (Nichols, 1989), zie Fig. 3.
4. De verhouding van golfenergie en getijenergie bepaalt de morfologie van de barrier. Op sterk getijgedomineerde kusten komen geen barriers voor.

Verskillende combinaties van deze factoren maken een heel scala aan kustvormen mogelijk.

- geologische aspecten

Naast de hierboven genoemde factoren spelen overerfde geologische factoren een rol (Roy et al., 1995). Met name de configuratie van een kustlijn (b.v. gaat het om een kustvlakte, of een kust met baaien en/of in zee uitstekende kliffen of kapen) is van het hoogste belang in de ontwikkeling van een golfgedomineerde kust, vooral gezien het grote belang van kustdrift in de brandingszone en het effect hiervan op aanpassingen in de kustlijn. Een ander geologisch bepaald aspect is het migreren van strandwallen met veranderingen van het zeeniveau. Strandwallen blijken op golfgedomineerde kusten altijd in een of andere vorm aanwezig te zijn. De hellingsgradiënt van de bodem van shelfzeeën is meestal dermate vlak dat langgerekte barriers gedurende een groot deel van een glaciaal-interglaciaal cyclus, waarbij de zeespiegel tijdens de ijstijd aanzienlijk daalt om na afloop hiervan weer te stijgen (NB in de recente situatie bevinden we ons min of meer op de top van zo'n fluctuatie), aanwezig zullen zijn. Met het stijgen van het zeeniveau zal de strandwal in principe landwaarts migreren: een transgressieve ontwikkeling. Met het dalen van het zeeniveau zal de strandwal met de terugtrekkende zee mee van de kust af migreren: een regressieve ontwikkeling. Uitzonderingen hierop zijn mogelijk.

De beëindiging van de transgressieve ontwikkeling gevolgd door stabilisatie en eventueel zeewaartse uitbouw van de strandwal, een ontwikkeling die voor een groot aantal recente strandwallenkusten vastgesteld is, is een functie van de sedimentaccumulatie in verhouding tot de zeespiegelrijzing (bijv. Curray, 1964; Thom, 1984; Roy et al., 1995). Als de sedimentaanvoer de vorming van accommodatieruimte door zeespiegelrijzing, en daarmee de vraag naar sediment, overtreft, dan zal de strandwal kunnen stabiliseren. Dit betekent dat zelfs bij een (matig) stijgende zeespiegelstijging een strandwallenkust kan uitbouwen, mits de

sedimentaanvoer groot genoeg is (NB Dit laatste was het geval tijdens de uitbouw van de Hollandse kust).

Thom (1984) beschrijft de uitbouw van een strandwallenserie als gevolg van de verstoring van het evenwicht tussen de morfologie van de onderwateroever en de daar werkende processen als gevolg van de Holocene (d.w.z. ná de laatste ijstijd) stijging van de zeespiegel en de daarmee samenhangende verschuiving van de kustlijn. Hierdoor ontstaat een sedimentoverschot op de ondiepe, kustnabije shelf. Dit sediment wordt naar de kust gebracht door golven. Het gaat in dit geval om een specifieke situatie van een golfgedomineerde shelf, met een hoog-energetisch golfklimaat, en een kustconfiguratie waar weinig tot geen laterale uitwisseling van sediment plaatsvindt. Hierdoor is de rol van longshore transport te verwaarlozen; het zand wordt dwars op de kust omhoog gebracht.

Met het bereiken van het (lange-termijn) evenwichtsprofiel zal de kustlijn min of meer stabiel blijven als de sediment aanvoer gelijk is aan de afvoer, of zich weer landwaarts terugtrekken door landwaarts gerichte afvoer van sediment naar duinen en lagunes, door zeewaartse afvoer naar dieper water of door afvoer parallel aan de kust door longshore transport.

- geomorfologie

Een zeewaarts uitgebouwde strandwalkust (in de engelstalige literatuur omschreven als "prograded barrier") bestaat uit een of meerdere series kustparallelle strandruggen met daarop al dan niet een duinregel. De strandruggen kunnen van elkaar gescheiden zijn door strandvlaktes. Bij een aantal strandwalsystemen (zoals Kiawah Island, South Carolina; en de Tuncurry Barrier, SW Australië) is de transgressieve barrier, het 'eindproduct' van de aan uitbouw voorafgaande fase, teruggevonden (Fig. 2b). De uitbouwende serie strandwallen ligt hier tegenaan. De (verticale) dikte van een strandwallenserie neemt in zeewaartse richting toe als gevolg van het feit dat de kust uitbouwt over een zeewaarts hellend vlak. Het is niet zo dat (series) strandwallen altijd parallel aan elkaar liggen. In het geval van een lateraal uniform systeem, zoals b.v. een aantal strandwalkusten in New South Wales, Australië, welke begrensd worden door uitstekende rotsige kapen, liggen de uitgebouwde strandwallen keurig parallel aan elkaar. Dit komt mede doordat het sediment vanuit één richting (in dit geval van de zeebodem) aangevoerd wordt (Thom, 1984; zie boven). In situaties waarbij longshore drift een belangrijke rol speelt, kunnen meer complexe patronen van elkaar afsnijdende series strandwallen ontstaan als gevolg van erosie van een deel van de strandwallen terwijl elders de uitbouw voortgaat. Dit hangt samen met het uitgeput raken van sedimentbronnen tijdens de uitbouw (voorbeelden: Mississippi delta (zie onder meer Gould en McFarlan, 1959: Plate 1; Penland en Suter, 1989), Hollandse kust).

2.3 Galveston Island model

Galveston Island, gelegen in Texas aan de Golf van Mexico, is het eerste gepubliceerde model voor een uitbouwende strandwallenserie, inclusief een fasering in de tijd (Bernard et al., 1959; 1962). De meeste andere strandwalmodellen zijn van dit model afgeleid. Daarom zal dit model hier in detail besproken worden.

Galveston Island is opgebouwd uit een groot aantal parallelle strandruggen gescheiden door laagtes. Zowel naar het westen als aan de landwaartse kant van het eiland worden strandhaken (recurved spits) aangetroffen. Lage duintjes komen op de strandruggen voor, vooral aan de westzijde van het eiland. Galveston Island is geïnterpreteerd als ontstaan door zowel zeewaartse uitbouw als uitbouw van strandhaken. De strandhelling is over het algemeen minder dan 5° (minder dan 3° volgens Bernard et al., 1962). De onderwateroever helt tussen GLW en de 10 m contour (positie ca. 3,2 km offshore) met 1 op 400. Tussen de 10 en 16 m contouren bedraagt de helling minder dan 1 op 1300, terwijl de gemiddelde helling onder de 16 m contour minder dan 1 op 5000 bedraagt. Normaal gesproken worden er 4 brekerbanken aangetroffen, waarvan de positie, hoogte en aantal variëren met de energiecondities (golven, getij en longshore currents). Doorsnedes door het eiland laten een "offlap sequentie" zien, hetgeen betekent dat de uitbouwende eenheden uitwijken op de zeebodem. Hierbij worden kusthellingen voor het verleden aangenomen welke min of meer gelijk zijn aan de hedendaagse. Op Galveston Island wordt aan het oppervlak zeer goed gesorteerd, fijn tot zeer-fijnkorrelig zand aangetroffen. Zand met schelpen wordt tot op 10m waterdiepte gevonden, waarna de samenstelling van het sediment overgaat in silt en klei (slib?) met schelpen. Een duidelijke grens tussen de ondiep mariene sedimenten van de (open) shelf en de daarop liggende afzettingen van de diepere onderwateroever van de strandwal is niet aanwezig. De sedimentverdeling en de zeewaartse afname in korrelgrootte zijn nauw gerelateerd aan het evenwichtsprofiel van de onderwateroever. De offlapsequentie wordt bevestigd door de ^{14}C datering op schelpen en schelpfragmenten (Fig. 2a). Een groot deel van de datering blijkt echter onbetrouwbaar door bijmenging van oudere schelpen, waardoor de voorgestelde tijdslijnen slechts gebaseerd zijn op een (te) gering aantal datering. Het voorgestelde ontwikkelingsmodel is daarom vooral hypothetisch. Het werkelijk voorkomen van zeewaarts hellende vlakken is pas onlangs aangetoond door Jol et al. (1996) met behulp van grondradar. Zeewaarts hellende reflecties onder een hoek van $1-2^\circ$ kunnen waargenomen worden tot een diepte van ca. 5,5m (NB Dit is de maximale penetratiediepte). Het gaat hierbij overigens om het bovenste deel van de onderwateroever.

Het zand waaruit Galveston Island is opgebouwd blijkt oorspronkelijk uit 3 verschillende fluviatiele bronnen afkomstig te zijn (Cole en Anderson, 1982, in: Anderson et al., 1992). De verhouding waarin het materiaal uit deze verschillende bronnen voorkomt varieert echter niet. Cole en Anderson (1982) concluderen op

grond van uniformiteit in korrelgrootte van het zand in de strand- en onderwateroeverafzettingen, en de constante samenstelling van het zand ondanks dat het uit verschillende bronnen afkomstig is, dat het zand een mengsel is en uit een offshore bron afkomstig moet zijn. Het materiaal is dus niet direct door longshore transport uit de fluviatiele bronnen aangevoerd, maar is eerst op de shelf afgezet. Daarna is het sediment weer geërodeerd en op de onderwateroever van het eiland afgezet. De uitbouw van het eiland stopte toen deze offshore bron uitgeput was.

2.4 Fasering uitbouw

Uit het bovenstaande volgt als vanzelfsprekend dat de strandwallen in zeewaartse richting jonger worden. In de meeste gepubliceerde strandwal studies wordt op de een of andere manier een tijdsframe vastgesteld waaraan de ontwikkeling van de barrierieserie is opgehangen. Dit tijdsframe is meestal gebaseerd op een aantal ^{14}C dateringen aan schelpmateriaal, maar vooral op het volgens Kraft en John (1979) algemeen geaccepteerde idee dat afzettingsoppervlakken zeewaarts hellen parallel aan het huidige profiel van het strand en de onderwateroever (NB dit is dus het Galveston Island model). Bij nadere analyse blijkt echter dat de bestaande dateringen de voorgestelde ontwikkeling nauwelijks rechtvaardigen. Veelal is het aantal dateringen te gering om op een eenduidige wijze tijdslijnen door het sedimentpakket te trekken. Conclusies omtrent de ontwikkeling van deze systemen in de tijd kunnen hieraan dus niet ontleend worden.

- grondradar

Recent is het voorkomen van zeewaarts hellende reflectoren in strandwal series aangetoond met grondradar. Door middel van grondradar, ook wel aangeduid met georadar of GPR (Ground-Penetrating Radar), kan de werkelijke opbouw van de ondergrond zichtbaar gemaakt worden. Grondradar is een techniek waarbij een electromagnetisch signaal de grond ingezonden wordt, waarna de reflecties van het signaal op diëlectrische verschillen in de ondergrond opgevangen worden. Deze diëlectrische verschillen worden voornamelijk beïnvloed door poriënwatergehalte (een functie van de positie van de grondwaterspiegel en van porositeit en permeabiliteit), kleigehalte, en concentratie zware mineralen. De penetratie van het GPR signaal in de ondergrond is sterk afhankelijk van de opbouw en samenstelling van de ondergrond. In droog zand kan worden gemeten tot dieper dan 20 m en in waterverzadigd zand tot 10-15 m. Met name het voorkomen van klei- en veenlagen en van brak en zout grondwater kunnen de penetratie zeer sterk beperken. GPR is met succes toegepast in strandwalafzettingen langs verschillende kusten in de Verenigde Staten (zie Jol et al, 1996; Meyers et al., 1996; Van Heteren en Van de Plassche, 1997; en Van Heteren et al., 1998), waarbij penetraties van meer dan 10 m bereikt zijn. Ook in het Forster/Tuncurry gebied in SW Australië (zie Roy et al., 1995, 1997; Roy en Boyd, 1996) laten grondradar opnamen complexe interne

structuren zien welke gedomineerd worden door zeewaarts hellende reflectoren (Fig. 4). Deze reflecties worden waarschijnlijk veroorzaakt door subtiele veranderingen in sortering of pakking van het overigens tamelijk uniforme strandwal zand. De zeewaartse uitbouw wordt bevestigd door dateringen aan monsters van schelpfragmenten. Het aantal dateringen is echter te klein om tot een verantwoorde reconstructie van meerdere tijdslijnen te komen.

2.5 Algemeen model voor een uitbouwende strandwallenkust

Uitbouwende strandwallen ontstaan door golfwerking op een kust waar de aanvoer van sediment groot is. Hierbij moet de zandaanvoer de ruimte voor zandopslag, een functie van de helling van de ondergrond en de relatieve zeespiegelstijging, overtreffen. De configuratie van de kust speelt een belangrijke rol in de verdeling van het zand. De aanvoerrichting van het zand kan variëren van vrijwel uitsluitend dwars op de kust, waarbij ondiepe shelfsedimenten de belangrijkste bron vormen (zie b.v. Thom, 1984), tot vrijwel geheel parallel aan de kust, waarbij longshore drift, gevoed door een of meerdere stroomopwaartse bronnen, uitbouw mogelijk maakt (zie b.v. Bowman en Harvey, 1986). Combinaties van beide aanvoerrichtingen komen waarschijnlijk het meest voor.

Strandwallen op een uitbouwende kust worden jonger in zeewaartse richting. Daarnaast neemt de (verticale) dikte van de afzettingen toe in deze richting. Dit laatste is een gevolg van het uitbouwen van de onderwateroever over een geleidelijk dieper wordende shelf. Dat betekent dat om de mate van uitbouw constant te houden, er een steeds groter volume sediment nodig is. Een mogelijk gevolg hiervan is dat de uitbouwsnelheid met de tijd afneemt. Daarnaast lijkt het hierdoor onwaarschijnlijk dat tijdens uitbouw kustprofielen gevormd worden welke minder steil zijn dan de evenwichtshelling welke bij de gemiddelde hydraulische condities hoort, aangezien dat meer sediment zou vragen dan strikt noodzakelijk is voor uitbouw van de kust. In de brandingszone, het bovenste deel van de onderwateroever, zal de gemiddelde helling over een langere tijdschaal het golfklimaat weerspiegelen. Eventuele structurele ontwikkelingen in de opbouw van een uitbouwende kust worden dan hooguit in het diepere deel van de onderwateroever vastgelegd. Het diepere deel van de onderwateroever is hiermee het cruciale deel van een strandwal als het gaat om gegevens over de lange-termijn ontwikkeling.

3 De ontwikkeling van de Hollandse kust

3.1 Inleiding

De 'gesloten' of 'schone' ('schoon' wil zeggen zonder uitsteeksels als b.v. buitendelta's) Hollandse kust, welke zich uitstrekt van Huisduinen in het noorden tot aan Hoek van Holland in het zuiden (Fig. 5), kan geologisch gezien onderverdeeld worden in een drietal eenheden met elk een eigen ontwikkelingsgeschiedenis.

- De kust ten noorden van Bergen aan Zee kenmerkt zich door het ontbreken van strandwallen. Dit deel van de kust maakte gedurende een groot deel van het Holoceen deel uit van het zogenaamde 'Texel Hoog', een hoogliggend Pleistoceen gebied, dat pas vanaf ca. 2000 BP overstroomd werd. Hierna vormde zich een kust met wash-overs, eilanden (de zogenaamde "ogen") en zeegaten, welke vooral door menselijk toedoen gesloten werd. Het Marsdiep, oorspronkelijk een van deze zeegaten, domineert de hedendaagse ontwikkelingen (erosie!) in dit gebied. Dit deel van de Hollandse kust hoort op geologische gronden bij de westelijke Waddenzee.
- De kust tussen Bergen aan Zee en Monster (ten zuiden van Den Haag) kenmerkt zich door het voorkomen van een strandwallengordel.
- Ten zuiden van Monster ontbreken strandwallen door erosie. De ontwikkeling van deze strook kust wordt vooral gestuurd door de ontwikkelingen in het mondingsgebied van de Rijn en Maas.

De strandwallen tussen Bergen aan Zee en Monster (Fig. 5) zijn het onderwerp van deze studie. De kust tussen Zandvoort en Den Haag leent zich het meest voor bestudering, aangezien hier de invloed van zeegaten, riviermondingen en havendammen, zowel in het verleden als in het heden, het kleinst is. De in het vervolg van dit hoofdstuk besproken ontwikkelingen richten zich op dit deel van de kust.

Ouderdommen worden aangegeven in jaren BP (Before Present; ¹⁴C-jaren vóór heden) of in jaren AD (Anno Domini). De ¹⁴C-tijdschaal is niet zonder meer om te rekenen in zonnejaren.

3.2 Algemene beschrijving van de geologische ontwikkeling van de Hollandse kust

De ontwikkeling van de Hollandse kust sinds ca. 5500 BP kan in een viertal stappen onderverdeeld worden: (1) een landwaartse terugtrekking van de kustlijn, (2) stabilisatie van de positie van de kustlijn, (3) zeewaarts uitbouwen van de kust, gevolgd door (4) wederom landwaartse verplaatsing met tegelijkertijd grootschalige duinvorming. Deze ontwikkeling deed zich echter niet synchroon

langs de hele Hollandse kust voor. De stabilisatie van de kustlijn, gevolgd door uitbouw, begon in het zuidelijk deel van de Hollandse kust (direct ten noorden van de huidige Rijn-Maas monding) eerder dan in het noordelijk deel bij Zandvoort. Deze ontwikkeling speelde zich af tegen een achtergrond van een afnemende stijging van de relatieve zeespiegel, zie Fig. 6.

(1) Terugtrekkende kustlijn (tot ca. 5500 BP in het zuiden en ca. 4500 BP in het noorden)

De terugtrekkende kustlijn bestond uit smalle, lage barriers met daarachter wad-achtige gebieden. Tijdens de periode van snelle zeespiegelrijzing verplaatste de kustlijn zich relatief snel landwaarts doordat de aanvoer van sediment in verhouding tot de vraag in de achterliggende klein was. Het overheersende proces was landwaarts transport van sediment, via de zeegaten en door overwashing van de barriers tijdens storm. De barriers zijn smal, maximaal enkele honderden meters breed, en bestaan hoofdzakelijk uit washover fans, waarop lage duintjes voorkomen, en door golven opgebouwde banken. De onderwateroever is vooral erosief, waardoor oudere afzettingen dagzomen. De snelle landwaartse verplaatsing van de kustlijn heeft vooral betrekking op het ondiepe deel van de onderwateroever. Het diepere deel van de onderwateroever trekt zich (veel) langzamer terug, waardoor er zeewaarts van de kustlijn een relatief ondiepe zone achterblijft.

Afzettingen die behoren bij deze terugtrekkende kustlijn worden niet algemeen aangetroffen. Een goed voorbeeld van dit kusttype wordt aangetroffen op Ypenburg, ten oosten van Den Haag.

(2) Stabilisatie van de terugtrekkende kustlijn (tussen 5500 BP en 4500 BP)

Met het afnemen van de snelheid van zeespiegelrijzing nam ook de vraag naar sediment in de getijdebekkens achter de kustlijn af. De aanvoer van sediment was voldoende om deze bekkens geleidelijk op te vullen, waardoor de getijdebieten door de zeegaten en daarmee ook de doorsnedes van de zeegaten langs de Hollandse kust afnamen. In samenhang met de afgenomen vraag in de getijdebekkens nam de landwaartse verplaatsing van de kustlijn af. De sedimentaanvoer was voldoende groot om een netto verticale opbouw van het pakket kustsedimenten en sluiting van de zeegaten te bewerkstelligen. Uiteindelijk begon de kust zich zeewaarts uit te bouwen, ondanks dat de zeespiegel nog steeds steeg met ca. 0,3m per eeuw (Fig. 6). Deze ontwikkeling deed zich van zuid naar noord langs de Hollandse kust voor. Het meest zuidelijke zeegat bij Den Haag was rond 5000 BP gesloten, het laatste zeegat, bij Bergen in Noord-Holland ging pas rond 3200 BP dicht. De gesloten kust werd doorsneden door twee estuaria: de Oude Rijn, de belangrijkste Rijntak tussen ca. 4300 BP en 2900 à 2600 BP, en het Oer-IJ, de opvolger van het zeegat bij Haarlem, dat actief was tot ca. 2200 BP. Het Oer-IJ stond via de rivier de Vecht in verbinding met de Rijn.

(3) Uitbouwende kustlijn (tussen ca. 5500 à 4500 BP en 2500 à 2000 BP)

Na afname van de snelheid van zeespiegelrijzing tot minder dan 15 à 20 cm per eeuw (vergelijkbaar met de huidige situatie; zie Fig. 6), was de aanvoer van sediment in verhouding dermate groot dat de kust zich kon gaan uitbouwen.

De uitbouwende kust bestaat uit een serie strandwallen, welke vaak samengesteld zijn uit meerdere strandruggen, die in zeewaartse richting steeds jonger worden. De strandwallen worden vaak gescheiden door strandvlaktes. Deze strandwallen zijn gevormd door zowel langs- als dwarstransport. Delen van de strandwallen lijken opgebouwd te zijn uit banken welke gevormd werden in de brandingszone, die vervolgens kustwaarts gemigreerd zijn (vooral dwarstransport). Het patroon van de strandwallen bij de vroegere zeegaten en riviermonden laat echter zien dat de wallen zich in deze voormalig mondingen uitbouwden als 'recurved spits' (strandhaken), welke vooral gevormd worden door langstransport. Beide processen laten zich echter op grond van de sedimentaire structuren in de strandwalafzettingen niet scheiden. In de strandvlaktes gaat zich in een later stadium, onder invloed van stijgend grondwater (zowel door stijging van de zeespiegel als door het ontstaan van een zoetwaterbel in de strandwallen) veen vormen. Daarnaast worden hier incidenteel, vanuit de verzandende zeegaten of de nog aanwezige riviermonden van Oude Rijn en Oer-IJ, maar ook van de Maas ten zuiden van Hoek van Holland, dunne kleilagen afgezet. De aanwezigheid van 'washover' afzettingen in de overall uitbouwende kust geeft aan dat er ook perioden met erosie voorkwamen. Over de lengte van deze perioden (één storm of langer) valt zonder nader onderzoek geen concrete uitspraak te doen.

Op de strandwallen kwamen duinen voor, de zogeheten Oude Duinen, welke getypeerd worden door een relatief geringe hoogte (minder dan ca. 10m). Daar de Oude Duinen opstoven in de zeereep van de uitbouwende kust, worden zij grosso modo naar het westen toe jonger. Na vorming van de duinen begon zich al snel een begroeing te ontwikkelen. Grootschalig landwaarts eolisch transport van zand heeft niet plaatsgevonden (Jelgersma en Van Regteren Altena, 1969; Jelgersma et al., 1970). Met de beëindiging van de uitbouw van de kust vanaf ca. 2500 BP, stopte in principe ook de vorming van de Oude Duinen. Lokaal echter is de duinvorming doorgegaan totdat de grootschalige overstuiving van de Jonge Duinvorming begon (Zagwijn, 1984).

De grote sedimentaanvoer tijdens de uitbouw zal waarschijnlijk voor een belangrijk deel gevoed zijn door erosie van afzettingen welke na de voorafgaande snelle terugschrijding van de kust, op met name de diepere onderwateroever achtergebleven waren. Met de afname in doorsnede en uiteindelijke sluiting van de zeegaten in de kust zullen ook de bijbehorende buitendelta's opgeruimd zijn. Dit

sediment kwam eveneens ten goede aan de kustuitbouw. Tenslotte zal ook het opruimen van afzettingen van Rijn en Maas, ten zuiden van de Hollandse kust, en de erosie van het Texel Hoog in het noorden, bijgedragen hebben aan de uitbouw van de Hollandse kust.

Het boven beschreven opruimen van oude onderwateroever-afzettingen kan beschouwd worden als het aanpassen van het profiel van de onderwateroever, en dan met name het diepere deel hiervan, aan het golfklimaat. De relatief te ondiepe onderwateroever zal geleidelijk verdiepen door afvoer van sediment, zowel lateraal als kustdwars, door golven en getij. Netto zal het kustprofiel hierdoor steiler geworden zijn. Naast het verdiepen van de onderwateroever door aanpassing aan het golfklimaat zal ook de langzaam verder stijgende zeespiegel er toe geleid hebben dat het golfklimaat op de kust steeds energierijker werd. Het lijkt voor de hand te liggen dat dit eveneens consequenties voor het kustprofiel heeft gehad.

(4) Opnieuw landwaartse verplaatsing (vanaf ca. 2000 BP)

De sedimentbronnen waaruit de uitbouwende kust gevoed werd, raakten langzaam uitgeput. Hierdoor zal de uitbouw van de Hollandse kust afgenomen zijn om uiteindelijk geheel te stoppen. Daarna begon geleidelijk weer terugschrijding van de kust op te treden. Ten dele zal dit veroorzaakt zijn door herverdeling van zand langs de kust. Daarnaast begon vrijwel tegelijkertijd de vorming van de zogenaamde Jonge Duinen. Deze duinen vormen een 'transgressive dune sheet', een duinpakket dat zich vanaf het strand in landwaartse richting uitbouwt. De vorming van deze duinen werd waarschijnlijk gevoed door erosie van het kustprofiel. Daarnaast zijn andere factoren als klimaatsverandering, menselijke invloed of hydrologische veranderingen genoemd als mogelijke oorzaken. Het lijkt echter aannemelijk dat deze factoren hooguit een versterkende rol gespeeld hebben. Door vastlegging van de zeereep en de duinen met vegetatie in de vorige eeuw, is de dynamiek van dit 'transgressive dune sheet' sterk afgenomen.

3.3 Beschrijving van de ontwikkeling van de Hollandse kust gedurende de laatste 2500 jaar

De belangrijkste gebeurtenissen in deze periode zijn de omslag van een uitbouwende kust naar een terugtrekkende kust en vorming van de Jonge Duinen. Uit deze periode zijn geologische data, historisch geografische data en meetreeksen (over de laatste 150 jaar) beschikbaar.

- Omslag uitbouwende naar eroderende kust

Gedurende de laatste 2500 jaar zien we een omslag van een uitbouwende naar een min of meer stabiele of terugtrekkende kust. Het Zeegat van Bergen is dan gesloten waardoor ook daar de kust rechtrekt. De Oude Rijndelta bij Katwijk wordt

opgeruimd. Ten zuiden van Monster (Fig. 5) worden de strandwallen geërodeerd in samenhang met transgressieve ontwikkelingen in de Rijn-Maas monding. Deze laatste ontwikkeling leidt tot nieuwe afzetting van mariene sedimenten ten zuiden en zuidoosten van Den Haag. Op den duur zijn de strandwallen ten zuiden van Monster geheel verdwenen. Min of meer gelijktijdig met de erosie van de kust begint grootschalige duinvorming, met name in de kuststrook tussen Den Haag en Schoorl. De kust ten noorden van Schoorl blijft zich terugtrekken (zie § 3.1).

De erosie van de strandwallenkust in Holland begon ergens tussen 2300 BP en 1000 AD (Berendsen en Zagwijn, 1984). Het begin van de erosie is vooralsnog niet goed te dateren, aangezien afzettingen uit deze periode grotendeels opgeruimd zijn. De beschikbare gegevens suggereren dat de erosie rond 1000 AD of later startte. De oorzaak voor deze erosie is niet duidelijk.

Om tot een betere plaatsing in de tijd van de omslag van uitbouw naar erosie te komen, heeft Pool (1992) de tijdslijnen welke de kusthellingen van de uitbouwende strandwallen bij Haarlem en Wassenaar weergeven (Figs. 1, 7), geëxtrapoleerd. Hiervoor leidde hij functies af waarmee de helling van deze tijdslijnen en de positie van de verschillende dieptepunten op een bepaald tijdstip in het verleden t.o.v. de huidige kustlijn berekend kunnen worden. Hierdoor wordt het mogelijk om deze gegevens te reconstrueren voor momenten in het verleden waarvan de afzettingen door latere erosie opgeruimd zijn. Tevens kunnen de maximale zeewaartse positie en het moment van de omslag van uitbouw naar terugschreiding van de kust berekend worden. De momenten van omslag voor Haarlem en Wassenaar lagen respectievelijk 950 BP en 1200 BP, wat ongeveer gelijktijdig is met het begin van de Jonge Duinvorming in deze gebieden (Pool, 1992). De berekende maximale zeewaartse posities van de lijn van MSL lagen respectievelijk ca. 1 km en ca. 3 km vanuit de huidige kustlijn.

NB De bovenbeschreven studie is gebaseerd op in 1992 beschikbare isochronen. De uitkomsten worden waarschijnlijk geheel anders met de nieuwe, in dit rapport gepubliceerde gegevens. Hetzelfde geldt voor de uit de profielen afgeleide jaarlijkse sedimentaanvoer tijdens de uitbouw (Pool, 1992) en de sedimentbalans voor de kust bij Wassenaar welke is gebaseerd op deze dataset (Pool, 1993).

- Jonge Duinvorming

De Jonge Duinvorming langs de kust van West Nederland startte rond het jaar 1000 AD, als een direct gevolg van de kusterosie. Het materiaal voor de duinvorming was afkomstig van onderwateroever van de kust (Berendsen en Zagwijn, 1984)

Tijdens het Project Kustgenese is er veel tijd geïnvesteerd in de kwantificering van de vorming van de Jonge Duinen, daar deze gebeurtenis de ontwikkeling van de Hollandse kust gedurende de laatste 1000 jaar domineert. Als eerste volgt hier een

overzicht van de Jonge Duinvorming. Daarna zullen een aantal toepassingen van deze kennis besproken worden. (NB Het gaat hier om het traject Bergen aan Zee-Monster)

1. Het verloop van de Jonge Duinvorming

De ideeën omtrent de Jonge Duinvorming zijn gebaseerd op studies van ontsluitingen in het duingebied bij Velsen (terrein van de Hoogovens), Zandvoort (Amsterdamse Waterleiding Duinen) en Den Haag (zie Jelgersma et al., 1970, voor een overzicht). Een bondig overzicht van de gegevens wordt gegeven door Zagwijn (1984). De Jonge Duinen bepalen de morfologie van het huidige duinlandschap. Ze zijn te kenmerken als: relatief hoog (20-50m), met series SW-NE geöriënteerde paraboolduinen (zie Van Straaten, 1961) en met op veel plaatsen een steile landwaartse zijde. Het Jonge Duinzand is rijk aan schelpgruis (dit in tegenstelling tot het onderliggende Oude Duinzand). Vooral op grond van deze laatste observatie komen veel auteurs (Van Straaten, 1965; Zagwijn, 1969, 1984; Jelgersma et al., 1970) tot de conclusie dat het Jonge Duinzand afkomstig moet zijn van de onderwateroever van de kust. Deze onderwateroever was waarschijnlijk tijdens het Subboreaal en het Subatlanticum, d.w.z. sinds ca. 5000 BP, relatief ondiep waarna het profiel verdiept moet zijn (Van Straaten, 1965). Tijdens dit proces van verdieping zouden grote hoeveelheden zand met een hoog schelpgehalte vrijgekomen zijn, waaruit de Jonge Duinen gevormd zijn (zie Fig. 8). Op basis van de huidige ideeën omtrent de kustontwikkeling (Beets et al., 1992, 1994) is de onderwateroever al verdiept tijdens de uitbouw van de strandwallen; deze onderwateroevererosie wordt als een belangrijke sedimentbron voor de uitbouw beschouwd. Het zand waaruit de Jonge Duinen opgebouwd zijn moet dan afkomstig zijn uit de terugtrekking van de kustlijn.

De Jonge Duinen zijn in te delen in een aantal eenheden welke het ontstaan weerspiegelen. De onderste eenheid bestaat uit grootschalig scheefgelaagd zand met schelpgruis dat de depressies in het Oude Duinlandschap opvult. Dit duidt op een fase van mobiele duinen (Zagwijn, 1984). Daarnaast zijn de toppen van de Oude Duinen weggeblazen tot op het (toenmalige) grondwaterniveau, waardoor er een vlak, genivelleerd landschap ontstond dat zich over een groot oppervlak uitstreckte. Hierop ligt een relatief dunne, horizontaal gelaagde eenheid, welke onder relatief vochtige omstandigheden is afgezet. Dit laatste is onder meer af te leiden uit het veelvuldig voorkomen van dunne veenlaagjes. Het duidt op een sterk gestegen grondwaterspiegel. Over dit pakket komt een serie grootschalig scheefgelaagde afzettingen welke gevormd zijn door 'wandellende' paraboolduinen. Deze paraboolduinen, welke gefixeerd worden door vegetatie, vormen de hoofdlijn van de recente topografie van het duinlandschap.

De fasering van de Jonge Duinvorming is goed bekend uit de regio Velsen-Zandvoort. Deze fasering wordt vaak als model voor de vorming van de Jonge Duinen langs de gehele Hollandse kust gebruikt. De eerste overstuiving vond hier

plaats tussen 1000 en 1150 AD in het westen en AD 1150-1250 in het landwaartse deel van de duingordel. Het einde van de Jonge Duinvorming wordt rond 1600 AD geplaatst, daar het huidige (parabool-) duinlandschap reeds weergegeven wordt op 17e eeuwse kaarten. Nadien zijn er slechts locale en kleinschalige veranderingen opgetreden. Pool en Van der Valk (1988; p. 25 e.v.) suggereren op grond van transportberekeningen dat in het meest zeewaartse deel van het duingebied bij Zandvoort en IJmuiden de afvoer van zand uit de kustzone mogelijk langer is doorgegaan dan tot ca. 1650. [Dit is overigens in tegenspraak met de door Ligtdag (1987, 1990) veronderstelde sinds ca. 1600 stabiele kustlijn in dit gebied, tenzij men uitgaat van doorvoer van zand afkomstig van de onderwateroever, bij een stabiele hoogwaterlijn (Pool en Van der Valk, 1988)]. In de regio Den Haag vond overstuiving van het Oude Duin plaats tussen 800 en 1000 AD in de kustzone (Van der Valk, 1987, in: Pool en Van der Valk, 1988). De binnenduinrand werd rond 1200 AD gevormd. Rond 1300 AD werd er een tweede binnenduinrand gevormd (Zagwijn, 1984), wat duidt op een tweede, grootschalige overstuivingsfase. Dit materiaal is mogelijk afkomstig van de grootschalige erosie van de strandwallen ten zuiden van Den Haag, welke vanaf ca. 1000 AD plaatsgreep.

Over de oorzaken van de Jonge Duinvorming lopen de meningen uiteen. Alle auteurs wijzen op een complex van mogelijke factoren. De beschikbaarheid van grote hoeveelheden zand in het kustprofiel als gevolg van een omslag in de kustontwikkeling wordt als primaire oorzaak voor de grootschalige duinvorming onderkend (Jelgersma en Van Regteren Altena, 1969; Jelgersma et al., 1970; Zagwijn, 1984). De oorzaak van deze omslag is echter onduidelijk. Zagwijn (1969; p. 172) en Jelgersma et al. (1970; p. 147) suggereren veranderingen in longshore transport (door veranderingen in zeestromen) en golfwerking (versterkte golferosie tijdens storm, samenhangend met het begin van de 'Kleine IJstijd') als mogelijkheden. Hierbij borduren zij voort op het werk van Van Straaten (1965). Zagwijn (1984) oppert een klimaatsverandering. Wiersma (1987, 1989) voegt hier een mogelijke snelle, kleinschalige verlaging van het zeeniveau of een vergroting van de getijslag aan toe. Beide factoren hebben een overschot aan zand in het kustprofiel tot gevolg. Een dergelijke verklaring maakt versterkte kustafslag als oorzaak voor het vrijkomen van grote hoeveelheden zand overbodig.

Verdere oorzaken voor de Jonge Duinvorming worden gezocht in klimaatsvariaties welke leidden tot vernatting en/of verdroging van het duingebied, vegetatieveranderingen en menselijke activiteit. Al deze factoren lijken niet primair te zijn. Menselijke activiteit en vegetatieveranderingen kunnen worden beschouwd als versterkende maar niet als hoofdfactoren. Vegetatie speelt een rol in de vastlegging van het duinzand, maar volgt vooral eventuele veranderingen in het klimaat (Jelgersma et al., 1970). Daarnaast zullen fluctuaties van de grondwaterspiegel een sterke invloed op de vegetatie gehad hebben. Zagwijn (1969) en Jelgersma et al. (1970) stellen klimaatsvariaties hiervoor verantwoordelijk. In een latere publicatie maakt Zagwijn (1984) echter

aannemelijk dat de verbreding van de duingordel de grondwaterstand en de veranderingen hierin stuurt: hoe breder de duingordel, hoe dikker de zoetwaterlens in het duin. Menselijk handelen en daaruit voortkomende activiteiten zoals begrazing, zullen vooral hun weerslag hebben gehad op de begroeiing en daarmee tevens op de mobiliteit van het duinzand. Het verklaart echter niet de grootschalige veranderingen. Door het kappen van de bebossing op de Oude Duinen zal het duinzand veel verder landinwaarts getransporteerd zijn (Jelgersma et al., 1970; Zagwijn, 1969, 1984). Dat dit uiteindelijk geleid kan hebben tot een zandtekort in de strandzone dat aangevuld werd door erosie van de onderwateroever, zoals gesuggereerd door deze auteurs, ligt niet erg voor de hand. Recente waarnemingen laten zien dat de duinvoet de ontwikkeling op het strand volgt.

2. Kwantitatieve reconstructies

Pool en Van der Valk (1988) bepaalden het volume van de Jonge Duinen in Holland en Zeeland op ca. 2,1 miljard $\text{m}^3 \pm 6,5\%$, waarvan ca. 75% voorkomt langs de gesloten Hollandse kust tussen Camperduin en Monster (zie Fig. 5). Uitgaande van een vormingsperiode van 750 jaar, betekent dit een gemiddelde aanvoer van ca. 34 m^3 per meter kustlijn per jaar voor dit traject (Pool en Van der Valk, 1988; p. 28). Dit bedrag overtreft de huidige netto transport capaciteit langs de Hollandse kust aanzienlijk. Blijkbaar speelden andere transportmechanismen dan de huidige een belangrijke rol.

Uitgaande van de hypothese dat het in de Jonge Duinen opgeslagen zand afkomstig is van de erosie van de onderwateroever, heeft Pool (1989) berekeningen gemaakt voor de positie van de kustlijn indien dit zandvolume teruggebracht zou worden op de onderwateroever. Uitgaande van een aantal scenario's, waarbij onder meer rekening gehouden werd met de aanvoerrichting van het zand, de helling van de te reconstrueren onderwateroever en de diepte van de teen van de onderwateroever, zou de Hollandse kust tussen Zandvoort en Scheveningen vóór de Jonge Duinvorming tussen de 600m en 2100m verder zeewaarts gelegen hebben. De grootste waarden werden berekend voor Zandvoort en Wassenaar, respectievelijk 2100m en 1500m, bij terugplaatsing loodrecht op de kust. De voor een bepaalde locatie berekende verplaatsingen zijn uiteraard afhankelijk van het aldaar in de duinen aanwezige zandvolume: hoe groter dit volume, hoe verder zeewaarts de kustlijn geprojecteerd wordt. Latere berekeningen door Pool (1992), op grond van andere gegevens (zie boven), kwamen uit op maximale zeewaartse posities voor de Haarlem- en Wassenarraai van respectievelijk ca. 1 km en ca. 3 km. Zoals reeds is opgemerkt door Wiersma (1989), komen beide berekeningen niet overeen met de hierna te behandelen studie van Ligtdag (1987, 1990), die concludeert dat het centrale deel van de Hollandse kust beperkt tot nauwelijks is achteruitgegaan. Wiersma suggereert dat òf de reconstructie van de Centraal Hollandse kust niet juist of te grof is, òf dat de reconstructie wel juist is maar dat het zand van andere dan de gehanteerde locaties afkomstig is. Hierbij valt te denken aan aanvoer uit dieper water, waardoor de te reconstrueren kustlijn minder zeewaarts komt te

liggen, of aanvoer uit andere richtingen dan loodrecht op de kust of volgens de oriëntatie van de paraboolduinen (de scenario's die Pool hanteerde).

NB Enige nuancerings is hier op zijn plaats. De door Wiersma bedoelde reconstructie van de centraal Hollandse kust is die voor 1600 AD. Strikt genomen kan terugtrekking van de kustlijn wel degelijk zand voor de Jonge Duinvorming geleverd hebben, aangezien deze rond 1600 grotendeels achter de rug was. Reconstructies van de situatie vóór 1600 (Ligtendag, 1996), welke eveneens nauwelijks achteruitgang laten zien (zie hieronder), zijn niet op data maar op aannames gebaseerd, waardoor deze tegenstelling niet opgelost kan worden.

- Historisch geografische gegevens

Op grond van schriftelijke bronnen en oude kaarten reconstrueerde Ligtendag (1987, 1990, 1996) de kustlijn (GHW, GLW) voor de situaties: 'begin jaartelling', 800 AD, 1300 AD, 1600 AD en 1750 AD. Ligtendag (1987, 1990) concludeert dat de kust tussen Den Haag en Zandvoort sinds 1600 slechts in beperkte mate tot nauwelijks achteruitgegaan is. Voor de kust bij Zandvoort stelt hij zelfs dat de hoogwaterlijn min of meer op dezelfde plaats is gebleven. De ontwikkeling per kustvak wordt weergegeven in Tabel 1:

Tabel 1; *Kustlijnveranderingen langs de Hollandse kust tussen Zandvoort en Scheveningen in de periode 1600-1990.*

Locatie	1600-1750	1750-1990
Zandvoort-Noordwijkerhout	Afslag, 50-100m	Afslag, 50-100m
omgeving Noordwijk aan Zee	Afslag, 100-500m	Afslag, 100-500m
omgeving Katwijk aan Zee	Afslag, 100-500m	Aanwas, 100-500m
Katwijk-Wassenaarse Slag	Afslag, 100-500m	Aanwas, 50-100m
Wassenaarse Slag-Scheveningen	Afslag, 100-500m	Afslag, 50-100m
Scheveningen	Afslag, 100-500m	Aanwas, 50-100m

Het vervolgonderzoek van Ligtendag (1996) heeft geen gegevens omtrent de positie van de kust tussen Egmond en Katwijk voor het begin van de jaartelling, 800 AD of 1300 AD aan het licht gebracht. Op grond van de grote stabiliteit van dit kustvak in de periode van 1600 tot heden, neemt hij aan dat de kustlijn hier tussen 1300 en 1600 niet noemenswaardig veranderd zal zijn (Ligtendag, 1996; p. 9). Ten zuiden van Katwijk reconstrueert hij een terugtrekking van de kust over enkele honderden meters in deze periode. In de periode welke begrensd wordt door de reconstructies 'begin jaartelling' en 1300 AD wordt bij Katwijk de delta van de Oude Rijn opgeruimd waardoor de kust hier zo'n 2 km terugtrekt. Ten zuiden van Katwijk is de terugtrekking minder, zij het niet verwaarloosbaar. Ten noorden van

Katwijk was de afslag sterk minder; vanaf Noordwijkerhout naar het noorden wordt zelfs geen afslag meer aangegeven.

Ligtendag (1996; p. 8) speculeert omtrent de datering van de omslag van kustuitbouw naar –afslag. Uit schriftelijke bronnen is af te leiden dat zich vanaf de 8e eeuw duinvorming voordeed (Rentenaar, 1977, in Ligtendag, 1996). Op grond van dit feit neemt Ligtendag aan dat in de 8e eeuw de erosie van de Hollandse kust begonnen is of veel aanzienlijker geworden is dan daarvoor. De kust moet dan in de Romeinse tijd of kort daarna zijn meest westelijke ligging bereikt hebben, waarna de terugtrekking begon. De aanname dat de kusterosie in de 8e eeuw begint correspondeert goed met de bevindingen van Pool (1992), die voor de Wassenaar gegevens een omslag rond 750 AD (1200 BP) vond. De omslag bij Haarlem viel volgens Pool's berekeningen later, ca. 1000 AD (950 BP).

Haartsen et al. (1997) hebben op basis van oude bathymetrische gegevens kust- en dieptelijnen gereconstrueerd. Dit bleek eigenlijk alleen mogelijk voor kaarten vanaf 1825. De reconstructies van de -5m, -8m en -20m contouren laten echter geen eenduidige ontwikkelingen zien.

- Meetreeksen

De volgende drie datareeksen zijn beschikbaar:

1. Opname strandlijnen, vanaf 1843
2. Jaarlijkse lodingen en hoogtemetingen (JARKUS), vanaf 1963
3. Vijf-jaarlijkse Doorlodingen, vanaf 1965

Al deze meetreeksen zijn gekoppeld aan de Rijksstrandpalen, welke om de kilometer geplaatst zijn tussen Den Helder (Paal 0) en Hoek van Holland (Paal 118). De palen op het traject Den Helder-Zandvoort (0 t/m 71) werden geplaatst in 1843, de palen ten zuiden daarvan in 1857 (De Ruig, 1989).

NB Voor de locatie van de strandpalen en de topografie wordt verwezen naar Fig. 5.

De jaarlijkse lodingen en hoogtemetingen worden uitgevoerd tot respectievelijk ca. 800m zeewaarts en 200m landwaarts van de Rijksstrandpalenlijn. Een afstand van 800m uit de Rijksstrandpalenlijn komt overeen met een diepte van ca. –8m NAP. Dit betekent dat de jaarlijkse lodingen hoofdzakelijk een beeld van de brandingzone geven. De Doorlodingen worden uitgevoerd tot 2500m zeewaarts van de Rijksstrandpalenlijn.

Kohsiek (1988; p. 14) concludeerde op basis van de strandlijnmetingen voor de kuststrook tussen Egmond en Scheveningen een jaarlijkse zeewaartse uitbouw van de gemiddeld laagwaterlijn van 0,4 m over de periode 1885-1985. Nabij de

havendammen van IJmuiden wijkt deze trend af. Figuur 8 in Kohsiek's nota laat echter een erosie van 0,2-0,4m per jaar zien voor het traject tussen Katwijk en Scheveningen. Fluctuaties op de beschreven trend worden veroorzaakt door kleinschalige morfodynamische fenomenen als horizontale zandgolven, bewegende brandingsbanken e.d.

De Ruig (1989) stelde op grond van aangevulde en gescreende JARKUS-gegevens (zie De Ruig, 1987) een sedimentbalans op voor de gesloten Hollandse kust, voor de periode 1963-1986. Voor het kustvak tussen Zandvoort (km 66) en Katwijk (km 87) concludeert hij aanzanding voor strand, duinen en diepere onderwateroever, en lichte erosie voor de brandingzone. Tussen de strandpalen 64 en 95 winnen duin en strand jaarlijks ca. $5 \text{ à } 10 \text{ m}^3$ zand per meter kustlijn, terwijl de brandingzone (tot ca. 800 m uit de kust) 0 tot 5 m^3 per meter verliest. Hierdoor versteilt het kustprofiel. Op de schaal van de gehele Hollandse kust is er een bijna sluitende balans tussen de erosie op de onderwateroever en in de brandingzone (ca. 400 duizend m^3 per jaar) en sedimentatie op het strand en in de duinen (eveneens ca. 400 duizend m^3 per jaar)

Van Rijn (1995, p. 8 e.v.) geeft een overzicht van een aantal verschillende studies op basis van het JARKUS-bestand, waaronder de bovenstaande. Deze studies samenvattend, concludeert hij dat er in sectie 65-92 (Zandvoort-Wassenaar), een kleine zeewaartse verplaatsing van de kustlijn van 0,5m per jaar opgetreden is over de laatste 100 jaar. De -7m en -10m contouren vertonen een landwaartse verplaatsing van 0,5m per jaar. Tussen Wassenaar en Scheveningen is de kustlijn min of meer stabiel terwijl de -7m en -10m contouren een landwaartse verplaatsing van 1m per jaar vertonen. Deze landwaartse verplaatsing van de onderwateroever bij een stabiele of uitbouwende kustlijn houdt een netto verstelling van het kustprofiel in.

Op basis van de JARKUS-data en procesmodellen heeft Van Rijn (1995) een zandbudgetmodel ontwikkeld voor de Hollandse kust tussen Den Helder en Hoek van Holland. Het model beschrijft de veranderingen in zandvolumina, gegeven berekende gradiënten in de kustlangse en kustdwarse transporten en bekende bron- en puttermen als suppleties, baggeren en storten. Het model wordt begrensd door de +3m NAP hoogtelijn aan de landzijde en de -20m dieptelijn aan de zeezijde. Het model is gecalibreerd met JARKUS-gegevens voor de periode 1964-1992. Met het model kunnen de transporten op verschillende dieptelijnen berekend worden.

Een detailstudie voor sectie 76 (Noordwijkerhout) laat op de -20m contour (teen van de onderwateroever) een jaargemiddeld kustwaarts totaal transport van $0\text{-}10 \text{ m}^3/\text{m}/\text{jr}$ en een noordwaarts kustlangs totaal transport van $10\text{-}40 \text{ m}^3/\text{m}/\text{jr}$ zien. Voor de -8m dieptelijn (ondergrens brandingzone) ligt het jaargemiddelde totaal transport in kustdwarse richting tussen de -10 en $+10 \text{ m}^3/\text{m}/\text{jr}$. De korrelgrootte van het sediment speelt een rol in de richting van het transport: relatief fijn sediment zal zeewaarts verplaatst worden, relatief grof sediment kustwaarts. Het

jaargemiddelde kustlangse totaal transport op deze diepte bedraagt 10-50 m³/m/jr in noordelijke richting. Het grootste deel van het kustlangse transport (60-70%) vindt plaats in een smalle strook langs de kust (200m), in de ondiepe brandingzone (diepte < 4m; van Rijn, 1995, p. 105). Het jaargemiddelde landwaartse eolisch transport op de +3m hoogtelijn bedraagt 2,5 m³/m/jr.

Bij deze berekeningen moet vermeld worden dat Roelvink en Stive (1989) op basis van dezelfde dataset, maar met andere procesformuleringen, aanzienlijk kleinere langstransporten vonden.

De uiteindelijke zandbalans van Van Rijn (1995) komt uit op de volgende waarden:

- Een verlies van 300 duizend m³ per jaar voor het strand en de brekerzone (tussen +3m en -8m NAP) tussen Den Helder en Hoek van Holland; dit bedrag is zonder het totaalvolume van suppleties. Worden suppleties meegenomen in de berekening, dan komt de zandbalans op een aanwas in deze zone van 125 duizend m³ per jaar.
- Voor het diepere deel van de onderwateroever, tussen -8m en -20m, wordt tussen Julianadorp en Wijk aan Zee (tussen de secties 8 en 50 in Fig. 5) een jaarlijks verlies van 300 duizend m³ berekend. Voor de kust tussen Bloemendaal en Loosduinen (de secties 60 en 108 in Fig. 5) wordt een jaarlijks verlies van 400 duizend m³ berekend. Deze verliezen zouden veroorzaakt worden door de grote gradiënten in het kustlangse transport.

Louters en Kabout (1998) hebben het grootschalig gedrag van de diepe onderwateroever beschreven aan de hand van de doorloodingsgegevens en de gereconstrueerde historische bathymetrische kaarten van Haartsen et al. (1997). Zij beschrijven het korte-termijn gedrag over de periode 1965-1997 en het lange-termijn gedrag over de periode 1897-1997 door middel van (1) hellingsveranderingen van het kustprofiel, (2) verschuiving van dieptelijnen en (3) volumeveranderingen van bepaalde vakken.

- De lange-termijn ontwikkeling wijst op een geringe versteiling van de diepe onderwateroever (-8m/-12m). Voor het centrale deel van de Hollandse kust bedraagt deze versteiling 0,2-0,6% per jaar. Uit de korte-termijn gegevens is geen significante trend af te leiden.
- Tussen Zandvoort en Scheveningen verschuift de -12m contour landwaarts, zowel in de lange-termijn als in de korte-termijn reeks. De -8m contour verplaatst zich in de lange-termijn serie overwegend zeewaarts, met uitzondering van het traject Zandvoort-Noorwijkerhout (68-77; Fig. 5). De korte-termijn reeks laat een overwegend (maar niet-significante) landwaartse trend zien, met uitzondering van het traject Zandvoort-Noorwijkerhout. De strandlijn laat zowel in de lange- als korte-termijn reeks een zeewaartse verplaatsing zien.

- Louters en Kabout berekenden voor de zone tussen -8m en -12m een gemiddeld jaarlijks verlies van 2,8 miljoen m³ over de periode 1897-1997. Over de periode 1965-1997 bedroeg het verlies uit dit vak 1,2 miljoen m³ per jaar. De onzekerheidsmarge rond getallen is echter groot.

Uit bovenstaande gegevens concluderen deze auteurs dat het lange-termijn gedrag van de diepe onderwateroever van de Hollandse kust over de perioden 1897-1997 en 1965-1997 erosief is en mogelijk leidt tot een geringe versteiling van de kust. Hierbij wordt aangetekend dat deze trends niet overal significant aantoonbaar zijn.

Stam (1999), op grond van een verdere bewerking van de gegevens van Louters en Kabout, komt tot de conclusie dat de hele onderwateroever van de Hollandse kust dieper dan NAP-8m zand verliest sinds 1898, met uitzondering van de omgeving van IJmuiden en Scheveningen (effect havendammen). Het jaarlijkse netto verlies bedraagt ca. één miljoen m³ ($\pm 25\%$). Het grootste deel van dit verlies (85%) vindt plaats ten noorden van IJmuiden. Ten zuiden van IJmuiden zijn de zandverliezen gering en is de onderwateroever min of meer stabiel. Over de laatste 30 jaar neemt het zandverlies ten noorden van IJmuiden af terwijl het ten zuiden van IJmuiden juist toeneemt. In de brandingszone treedt gedurende deze periode duidelijke erosie op ten noorden van IJmuiden (met uitzondering van de omgeving van Egmond waar aanzanding optreedt). Ten zuiden van IJmuiden is het beeld gedifferentieerder: hier vallen een duidelijke aanzanding tussen Zandvoort en Katwijk en duidelijke erosie ten zuiden van Katwijk op.

3.4 Résumé van de ontwikkeling van de Hollandse kust gedurende de laatste 2500 jaar

De voorgaande gegevens kunnen als volgt samengevat en geïntegreerd worden.

Gedurende de laatste 2500 jaar zien we een omslag van een uitbouwende naar een min of meer stabiele of terugtrekkende kust. De rol van de Oude Rijn liep terug. De erosie van de strandwallenkust in Holland begon ergens tussen 2300 BP en 1000 AD. De oorzaak voor deze erosie is niet duidelijk. Min of meer gelijktijdig met de erosie van de kust begon grootschalige duinvorming, met name in de kuststrook tussen Den Haag en Schoorl. De kust ten noorden van Schoorl blijft zich terugtrekken.

De kust van Holland moet in de Romeinse tijd of kort daarna zijn meest westelijke ligging bereikt hebben. Bij extrapolatie van de uitbouw van de strandwallen door de tijd, komt de maximale zeewaartse positie van de gemiddeld laagwaterlijn voor de Haarlem- en Wassenarraai respectievelijk ca. 1 km en ca. 3 km vanuit de huidige kustlijn te liggen.

Hierna begon de terugtrekking van de kust. Volgens bovengenoemde berekeningen vond de omslag van uitbouw naar terugschreiding van de kust ter hoogte van

Wassenaar en Haarlem rond respectievelijk 750 AD en 1000 AD plaats. Het begin van grootschalige duinvorming vanaf de 8e eeuw doet vermoeden dat de erosie van de Hollandse kust toen begonnen is of veel aanzienlijker geworden is dan daarvoor. De Jonge Duinvorming langs de kust van West Nederland startte tussen 800 AD en 1000 AD in de buurt van Den Haag en vanaf ca. AD 1000 à 1150 in de regio Velsen-Zandvoort.

In de periode tot 1300 AD werd bij Katwijk de delta van de Oude Rijn opgeruimd, waardoor de kust hier zo'n 2 km terugtrok. Ten zuiden van Katwijk was de terugtrekking minder, zij het niet verwaarloosbaar. Ten noorden van Katwijk was de afslag sterk minder, terwijl vanaf Noordwijkerhout naar het noorden waarschijnlijk zelfs geen afslag optrad. Sinds 1300 is de kustlijn ten noorden van Katwijk waarschijnlijk slechts in beperkte mate tot nauwelijks achteruitgegaan. Ten zuiden van Katwijk trok de kust tot 1600 enkele honderden meters terug, waarna ook hier geen noemenswaardige veranderingen meer optraden.

Het einde van de Jonge Duinvorming wordt rond 1600 AD geplaatst, daar het huidige (parabool-) duinlandschap reeds weergegeven wordt op 17e eeuwse kaarten. Nadien zijn er slechts locale en kleinschalige veranderingen opgetreden.

De vorming van de Jonge Duinen kan worden beschouwd als een direct gevolg van de kusterosie. Het Jonge Duinzand is rijk aan schelpgruis, hetgeen suggereert dat het Jonge Duinzand afkomstig moet zijn van de onderwateroever van de kust. Indien het volume zand in de Jonge Duinen teruggebracht zou worden op de onderwateroever, komt de Hollandse kust van vóór de Jonge Duinvorming tussen Zandvoort en Scheveningen tussen de 600m en 2100m verder zeewaarts te liggen.

Registraties van de kustligging over ca. de afgelopen eeuw tonen een uitbouw van de gemiddeld laagwaterlijn tussen Egmond en Scheveningen. Gedurende deze periode treedt er op de hele onderwateroever van de Hollandse kust beneden NAP-8m zandverlies op, met uitzondering van de omgeving van IJmuiden en Scheveningen (effect havendammen). Het overgrote deel van dit verlies vindt plaats ten noorden van IJmuiden. Ten zuiden van IJmuiden zijn de zandverliezen gering en is de kust min of meer stabiel. Over de laatste 30 jaar neemt het zandverlies ten noorden van IJmuiden af terwijl het ten zuiden van IJmuiden juist toeneemt. In de brandingszone treedt gedurende deze periode duidelijke erosie op ten noorden van IJmuiden (met uitzondering van de omgeving van Egmond waar aanzanding optreedt). Ten zuiden van IJmuiden is het beeld gedifferentieerder: hier vallen een duidelijke aanzanding tussen Zandvoort en Katwijk en duidelijke erosie ten zuiden van Katwijk op.

4 Verzamelde gegevens

4.1 Inleiding

In het kader van dit project zijn de volgende activiteiten uitgevoerd:

1. Integratie van de kennis van de ontwikkeling van de strandwallenkust tussen Haarlem en Monster door middel van literatuurstudie;
2. Verfijning van het tijdsframe van de afzettingen van de uitbouwende Hollandse kust, met name voor de laatste 2500 jaar door middel van nieuwe boringen en ^{14}C dateringen;
3. Aanvulling van de gegevens met grondradaronderzoek waaruit werkelijke kusthellingen af te leiden zijn.

Voor dit project zijn nieuwe, continu gekernde boringen verricht, zowel in de duinen bij Wassenaar als op de (diepere) onderwateroever bij Wassenaar en Zandvoort (zie Tab. 2 en Fig. 9). Daarnaast zijn bestaande boringen in de strandwallen bij Haarlem, in de strandwallen bij Wassenaar en op de onderwateroever gebruikt, zie Tab. 2. Uit een groot aantal van deze boringen zijn schelpmonsters verzameld welke met AMS (zie hierna) gedateerd zijn.

Tabel 2; *Overzicht van de voor dit project gebruikte boringen (zie Fig. 9 voor locaties)*

Locatie	Bestaande boringen	Nieuwe boringen
Wassenaar	"Wassenaarraai" zie Van Someren, 1998	Boringen Meyendel 1 en 2
Zandvoort	"Haarlemraai" zie Van der Valk, 1992	----
Onderwateroever	Boring 92DW... Zie Beets et al., 1995	Boringen 98DW424, 425 bij Wassenaar en 98DW426, 427 bij Zandvoort

- Achtergrond

De reconstructie van de ontwikkeling van de Hollandse strandwalkust is onder meer gebaseerd op een doorsnede door de strandwallen ten zuiden van Haarlem en Zandvoort (zie Van der Valk, 1992; en Fig. 1). Het betreffende profiel laat tijdslijnen zien welke zijn getrokken op basis van de ouderdom van schelpmateriaal. Deze tijdslijnen kunnen beschouwd worden als lijnen welke de kusthelling op een bepaald moment in het verleden weergeven. Deze lijnen zijn

echter gebaseerd op een beperkt aantal radioactief koolstof (C^{14}) dateringen waartussen geïnterpoleerd is. Dit geldt vooral voor de meest recente tijdslijn van 2200 BP, welke slechts op drie dateringen gebaseerd is. De huidige stand van zaken in ^{14}C dateringstechnieken maakt een meer gedetailleerde analyse mogelijk.

Ten tijde van het onderzoek van Van der Valk aan de boringen bij Haarlem en Zandvoort (midden 80-er jaren, gepubliceerd in 1992/1996), werden ^{14}C dateringen vooral verricht op bulkmonsters met een conventionele dateringsmethode. Een voorwaarde hiervoor is dat de hoeveelheid te dateren materiaal groot moet zijn; een monster moet minimaal 30 g schelpmateriaal (hele schelpen of fragmenten) bevatten. Dit legt aanzienlijke beperkingen op: indien uit een bepaald deel van een boring niet voldoende materiaal verzameld kan worden, kan er geen datering verricht worden. Van der Valk heeft dit ten dele ondervangen door grote intervallen (tot 1 m) te bemonsteren. Deze beperking heeft er toe geleid dat de bestaande dataset op relatief weinig dateringen gebaseerd is, terwijl bovendien de dateringen grote intervallen omvatten. Bij gebruik van AMS (Accelerator Mass Spectrometry) spelen deze beperkingen niet. Bij deze techniek is slechts een geringe hoeveelheid monstermateriaal nodig (10 mg), waardoor zelfs één enkele schelpklep gedateerd kan worden. Dit betekent dat afzettingen in boringen in een aanzienlijk grotere mate van detail gedateerd kunnen worden. Door een dergelijke uitbreiding van de dataset kunnen de tijdslijnen welke de kustontwikkeling weergeven, met een veel grotere mate van zekerheid geconstrueerd worden. Hierdoor wordt de tijdsresolutie van de ontwikkeling van de Hollandse kust bij Haarlem sterk opgevoerd.

Daar de vraagstelling van het onderzoek niet alleen de kust bij Haarlem/Zandvoort maar de gehele Hollandse kust betreft, ligt de vraag hoe representatief de ontwikkeling op de eerstgenoemde locatie is, voor de hand. Een laterale uitbreiding van de dataset is relatief eenvoudig. Bestaande boringen op de onderwateroever tussen Noordwijk en Monster (zie Beets et al., 1995 en Fig. 9, boringen 92DW...) kunnen door datering van schelpen relatief eenvoudig van een tijdsframe voorzien worden. Daarnaast bestaat er een serie boringen door de strandwallen bij Wassenaar, welke qua oriëntatie vergelijkbaar is met die bij Haarlem, zie Figs. 7 en 9. Hierover is echter slechts zeer sumier gepubliceerd (zie Van Someren, 1988; en Roep et al., 1991). Een soortgelijke analyse van deze serie boringen levert een tweede dataset op, welke uitstekend vergeleken kan worden met die bij Haarlem. Bovendien wordt hierdoor een beter ruimtelijk beeld van de ontwikkeling van de Hollandse kust gecreëerd. Deze serie boringen liep echter niet door naar de kust, waardoor aanvulling van deze raai met enkele boringen noodzakelijk was.

Een controle op de te construeren tijdslijnen is uitgevoerd met behulp van grondradar. Hiermee kan de werkelijke opbouw van de ondergrond zichtbaar gemaakt worden (zie §2.4).

4.2 Verzamelde data

In het kader van deze studie zijn de volgende gegevens verzameld:

- Nieuwe boringen

De activiteiten voor dit onderzoek richtten zich in eerste instantie op de vier meest zeewaartse boringen van het transect ten zuiden van Haarlem (m.n. de boringen Strandpaal 69, Flessenveld, Duizendmeterweg en Strandweg; zie Fig. 10) en boringen op de aangrenzende onderwateroever. Tussen de boringen op land en die op de onderwateroever gaapt echter een gat. De meest zeewaartse landboring staat op het strand, terwijl de meest landwaartse boring op de onderwateroever op 12 m waterdiepte gezet is. Opvulling van deze lacune was wenselijk voor een analyse van de ontwikkeling van de kust in de laatste 2500 jaar. Een tweetal nieuwe boringen zijn gemaakt op de onderwateroever zeewaarts van Zandvoort (Tab. 2; Fig. 9, boringen 98DW426,427). De combinatie van het beschikbare schip en de gewenste boorapparatuur maakte het echter technisch onmogelijk om ondieper te boren dan de bovengenoemde waterdiepte van ca. 12m onder NAP. De nieuwe boringen zijn echter van aanzienlijk betere kwaliteit dan het beschikbare archiefmateriaal.

Daar de kustontwikkeling bij Haarlem waarschijnlijk niet representatief is voor de gehele Hollandse kust, was laterale uitbreiding van de dataset noodzakelijk. Hiervoor zijn bestaande boringen langs een transect door de strandwallen bij Wassenaar en bestaande boringen op de onderwateroever tussen Noordwijk en Monster beschikbaar (Fig. 9). Het transect bij Wassenaar is aangevuld met twee boringen op het land en twee boringen op de onderwateroever (zie Tab. 2 en Fig. 9, boringen 98DW424,425) om de laatste 2500 jaar te kunnen bestuderen. Door een combinatie van de eerder genoemde technische beperkingen bij boren in ondiep water en een ongunstig tij, zijn de laatste twee boringen op het diepe deel van de onderwateroever gezet. Echter, in combinatie met het archiefmateriaal kan toch een goed beeld verkregen worden van de hier voorkomende afzettingen.

Van alle nieuwe boringen zijn lakprofielen gemaakt om de sedimentaire structuren in detail te kunnen bestuderen. Dit is nodig om de verschillende afzettingsmilieus waarin de sedimenten gevormd zijn te kunnen reconstrueren. Van de bestaande boringen waren lakprofielen beschikbaar.

Het correleren van de boringen op land en op de onderwateroever blijft problematisch door het ontbreken van boringen in de zone tussen de laagwaterlijn en de 10 m dieptelijn, zie de later te behandelen profielen in Fig. 10 en 11. Echter, de grootschalige omwerking van de bodem in de brandingszone, welke onder meer blijkt uit vergelijking van opeenvolgende Jarkus profielen, doet vermoeden dat hier in het bovenste deel van het sediment pakket geen onverstoorde opeenvolging

bewaard is gebleven. Alleen boringen die door de afzettingen van de brandingszone heengaan, kunnen een bijdrage aan de gewenste correlatie leveren.

- Bemonstering voor ^{14}C datering

Alle schelpvoorkomens in het eerder vermelde viertal boringen van het Haarlem transect en zes boringen van de onderwateroever zijn bemonsterd voor radioactief koolstof (^{14}C) datering. De nieuw gemaakte boringen op de onderwateroever en in de duinen bij Wassenaar zijn eveneens bemonsterd. Uit deze monsters is een selectie gemaakt van het meest voor datering geschikte materiaal. In totaal zijn 103 monsters gedateerd met behulp van de AMS techniek in het R.J. van de Graaff laboratorium van de Universiteit Utrecht. Op verzoek van de opdrachtgever zijn de dateringen met spoed uitgevoerd. De uitslagen zijn bijgevoegd als Bijlage 1.

Van de bestaande boringen bij Wassenaar was geen materiaal anders dan in de vorm van lakprofielen meer beschikbaar. Deze boringen zijn daarom niet bemonsterd voor ^{14}C datering. Voor correlatie met de nieuwe boringen is gebruik gemaakt van ongepubliceerde dateringen op bulkmonsters, welke beschikbaar zijn gesteld door L. van der Valk.

Voor datering zijn in principe alleen de schelpen geselecteerd van jonge exemplaren welke te fragiel zijn om langdurig transport over de zeebodem ongeschonden te overleven. Door juveniele, onbeschadigde en niet-afgesleten exemplaren te selecteren kan ervan uitgegaan worden dat deze schelpen geleefd hebben ten tijde van of zéér kort voor de afzetting van het sediment waarin ze aangetroffen worden. Echter, schelpjes welke voldoen aan deze eisen worden niet altijd aangetroffen. Indien een datering op een dergelijk niveau in een afzetting toch wenselijk is, moet worden volstaan met minder goed materiaal. Door zoveel als mogelijk schelpen van één en dezelfde soort te selecteren, wordt extra variatie in de dateringen voorkomen. Zo blijken de schelpen van verschillende soorten ten gevolge van selectieve opname van koolstofisotopen door de organismen, variërende isotoopsamenstelling te hebben bij dezelfde ouderdom. Dit verschil in isotoopsamenstelling per soort kan leiden tot ouderdomsverschillen. Door gebruik te maken van de AMS dateringsmethode (zie Van der Borg et al., 1987, voor een beschrijving van de methode) kan met een monster bestaand uit één schelpklepje volstaan worden. Deze methode is met succes toegepast in eerdere studies, zowel op land als op zee (zie b.v. De Groot en Westerhoff, 1993; Van der Meene, 1994; Van der Spek, 1994/1996).

Overigens is het dateren van fragiele schelpkleppen al door Gould en McFarlan in 1959 toegepast. Ondanks dat zij met bulkmonsters van vooral schelpfragmenten moesten werken, vermeldden deze auteurs (p. 264) al het verschil in ouderdom tussen robuuste schelpsoorten en fragiele schelpsoorten uit dezelfde monsters: de meer delicate schelpsoorten geven jongere ouderdommen. Zij concluderen dat dit een gevolg is van bijmenging van oudere schelpen uit geërodeerde afzettingen. Fragiele schelpen zullen het reworking proces niet of nauwelijks doorstaan,

waardoor zij veel minder aangetroffen worden. Het dateren van de schelpen of fragmenten van delicate sooren zonder sporen van reworking uit een monster moet dus het tijdstip van het moment van afzetting van het sedimentpakket waarin zij voorkomen geven.

Omdat bij deze studie uitsluitend gebruik is gemaakt van gestoken boringen, is de kans op menging met “vreemd” materiaal tijdens boren minimaal. De schelpkleppen worden rechtstreeks uit het onverstoorde sediment genomen.

- Grondradar

Om een verbeterd inzicht te krijgen in de configuratie en opbouw van de strandwallen ter plaatse van de Haarlem raai zijn in het gebied van de Gemeentewaterleidingen Amsterdam georadargegevens verzameld in de frequenties 50 MHz en 100 MHz. De 50-MHz antenne werd gebruikt om de maximale penetratiediepte te bepalen op verschillende plaatsen in het onderzoeksgebied en om een eerste indruk te krijgen van de algemene opbouw van de ondergrond. Het onderzoek met deze 50-MHz antenne wees uit dat de beste en meest informatieve resultaten werden geboekt op plaatsen waar de duinafzettingen waren afgegraven, langs de laagst gelegen infiltratiekanalen. De begraven bodems in deze duinafzettingen beperkten de penetratie sterk. De 100-MHz antenne werd vervolgens gebruikt om in detail drie parallele, 50 m lange profielen te maken van een uitbouwende kustsequentie die was geïdentificeerd op de 50-MHz profielen. Met deze 100-MHz antenne kunnen lagen worden onderscheiden als opeenvolgende laagvlakken verder van elkaar liggen dan 0,2 m.

4.3 Analyse nieuwe data

- Dateringen

Als eerste zullen hier enige algemene opmerkingen over de uitslagen van de C^{14} dateringen gemaakt worden, waarna de dateringen in combinatie met de boringen besproken zullen worden.

De uitslagen van de dateringen zijn opgenomen in Bijlage 1 bij dit rapport. Over het algemeen laten de dateringen een consistente verjonging van onder naar boven zien in de boringen. Toch bleek dat de gevolgde methode niet helemaal zonder problemen werkt. Een aantal dateringen blijkt ouder dan de direct daaronder gelegen datering. Dit betekent dat, ondanks de kritische selectie van dateerbaar materiaal, in enkele gevallen toch te oud, omgewerkt materiaal geselecteerd is. Daarnaast bleek het geselecteerde materiaal in 4 gevallen van recente ouderdom te zijn (recent wil zeggen 1950 of jonger).

De te oude monsters blijken vooral voor te komen in de boringen van de Haarlem raai, en wel boven 5 m onder NAP in de meest zeewaartse boringen. Dit duidt

waarschijnlijk op toenemende omwerking naarmate de afzettingen jonger worden. Deze omwerking vindt plaats in de brekerbanken zone.

Vergelijking van de nieuwe AMS dateringen met de dateringen op bulkmonsters door Van der Valk voor de boringen Strandweg, Duizendmeterweg, Flessenveld en Strandpaal (Fig. 10) laat zien dat de laatsten over het algemeen iets ouder uitvallen. Enkele bulkdateringen passen heel goed in het AMS tijdsframe en een enkel monster blijkt jonger gedateerd te zijn. Dit laatste kan een gevolg zijn van verontreiniging van het bulkmonster met jonger materiaal tijdens het boren.

- Boringen

De voor dit project relevante boringen kunnen onderverdeeld worden in een drietal raaien, twee dwars op de kust, bij Haarlem en bij Wassenaar, en een parallel aan de kust op de onderwateroever (Fig. 9). De onderwateroeverraai snijdt beide kustdwarse raaien. De lakprofielen welke van de boringen gemaakt zijn, zijn geanalyseerd op sedimentsamenstelling en sedimentaire structuren, waarna een milieu-interpretatie gemaakt is. De resultaten hiervan zullen, in combinatie met de ouderdommen van de afzettingen, per raai besproken worden. De meest landwaartse delen van zowel het transect bij Haarlem als het transect bij Wassenaar zal hier niet behandeld worden, aangezien deze delen te oud zijn om van direct belang te zijn voor deze studie.

- profiel 1; de Haarlemraai (Fig. 10)

Het voor deze studie relevante deel van de Haarlem raai is het deel zeewaarts van boring Strandweg. In dit profiel zijn drie eenheden te onderscheiden, zie Tabel 3a:

1. Eenheid 1 bestaat uit Pleistocene (d.w.z. uit de laatste ijstijd) rivierafzettingen, waarop Holocene afzettingen van wadplaten en –geulen liggen. De top van deze eenheid ligt op 15m tot 19m onder NAP. De ouderdom van deze eenheid is 4900 BP en ouder. Dit zijn de afzettingen waarover de kust terugtrok en welke daarbij gedeeltelijk geërodeerd zijn.
2. Hierop ligt een pakket grof zand met structuren die duiden op invloed van zowel laag-energetische als stormgolven en stroming, welke waarschijnlijk gevormd zijn op de diepe onderwateroever en de shelf (Eenheid 2). Deze afzettingen zijn gevormd toen de kustlijn verder naar het oosten lag. De ouderdom van de top van de eenheid is ca. 4900 BP op huidige onderwateroever en ca. 4200 BP op land. Dit is de eenheid waarover de strandwallen uitbouwden.
3. Eenheid 3 bestaat uit een pakket slibhoudende stormafzettingen met daarop overwegend parallel gelaagd zand. Deze eenheid is gevormd in een zone welke gedomineerd wordt door brekende golven (voornamelijk parallel gelaagd zand) en de zone direct daaronder waar stormgolven domineren (overwegend parallel gelaagde, naar boven in korrelgrootte afnemende, stormafzettingen). Het gaat hier om de onderwateroever en het strand van de uitbouwende

strandwallenserie. De onderkant van de eenheid wordt naar westen jonger, van ca. 3800 BP in boring Strandweg naar ca. 3300 BP in boring Flessenveld. De onderkant van de overwegend parallel-gelamineerde zone, de brandingszone, ligt op een min of meer constante diepte van ca. -8m NAP.

- profiel 2; de Wassenaarraai (Fig. 11)

Het voor deze studie relevante deel van de Wassenaar raai is het deel zeewaarts van boring Bierlap 1. De opbouw van dit profiel is complexer dan bij Haarlem. Daarnaast zijn de afzettingen veel slibrijker dan in Haarlemraai. Zie Tabel 3a voor een samenvatting van de onderscheiden eenheden.

1. De onderste eenheid bestaat uit Pleistocene rivierafzettingen, waarop Holocene lagunaire en wad (platen en geulen) afzettingen liggen. Soms wordt het basisveen aangetroffen. De top van de eenheid ligt op -15m à -17m. De afzettingen zijn op de onderwateroever ouder dan 6000 BP en op land ouder dan 5600 BP. Deze eenheid is vergelijkbaar met Eenheid 1 in de Haarlemraai. Het zijn de afzettingen waarover kust terugtrok en die daarbij voor een deel geërodeerd zijn.
2. Hierop ligt een pakket grove zanden, dat vergelijkbaar is met een deel van Eenheid 2 in Haarlemraai. De bovengrens ligt op maximaal ca. -12m NAP. De ouderdom van de top van de eenheid op het land is 4600 à 4700BP, de ouderdom van het hele pakket is 4600 tot 5000 BP. Op de onderwateroever is de ouderdom van de eenheid 5600-6000 BP. Het gaat waarschijnlijk om afzettingen van de diepe onderwateroever en shelf waarover de strandwallen uitbouwden.
3. Op Eenheid 2 ligt een pakket doorgraven, fijnkorrelige stormafzettingen: Eenheid 3a. De ouderdom van deze eenheid is 4300 à 4000 BP. Het gaat hier waarschijnlijk om afzettingen van de diepere onderwateroever. Hierop ligt Eenheid 3b, welke bestaat uit parallel gelamineerd zand met soms naar boven fijnkorreliger wordende stormlagen, vergelijkbaar met Eenheid 3 in de Haarlemraai. Het zijn afzettingen van de onderwateroever en het strand. De overgang van Eenheid 3a naar Eenheid 3b varieert van scherp tot geleidelijk. De ondergrens van Eenheid 3b ligt op 12m à 11m onder NAP. Het pakket van bijna 10 m dikte is opgebouwd tussen 3900 BP en 3500 BP, dus in een relatief zeer korte periode.

- profiel 3: de onderwateroever (Fig. 12 en Tab. 3b)

1. Evenals in de raaien op het land bestaat Eenheid 1 uit Pleistocene (rivier) afzettingen en Holocene wadafzettingen. De Holocene wadafzettingen van Eenheid 1 komen alleen bij Wassenaar en Haarlem voor. De ouderdommen bedragen respectievelijk >6000 BP en >5100 BP. De top van deze eenheid ligt op respectievelijk ca. -16m en ca. -17m. In boring 92DW10 (niet aangegeven in Fig. 12, zie Fig. 9 voor locatie), welke op dieper water (-18m) staat, wordt

recent materiaal direkt op Pleistoceen aangetroffen en ontbreekt dus het Holocene deel van Eenheid 1. Uit eerder onderzoek (Beets et al., 1995: fig. 3) is gebleken dat dit geldt voor de gehele onderwateroever ten zuiden van Katwijk, dieper dan -17m.

2. Eenheid 2 bestaat uit stormafzettingen, die afgezet zijn op de onderwateroever. De top van de onderwateroeverafzettingen ligt op ca. -15,5m. Deze eenheid dateert van vóór 4700 BP, waarbij de afzettingen grosso modo van zuid naar noord jonger worden. De oudste afzettingen komen voor in het zuiden, bij Den Haag: 5700 BP en ouder; de jongste afzettingen worden in het noorden bij Zandvoort gevonden: 4700 BP en ouder (zie Tab. 3). Hierbij moet opgemerkt worden dat alle afzettingen die ouder zijn dan 5000 BP, een grotere ouderdom hebben dan de oudste strandwal en dus bij de terugtrekkende kust horen.
3. Eenheid 3 bestaat net als Eenheid 2 uit stormafzettingen van de onderwateroever. Het verschil met Eenheid 2 zit in de ouderdom: Eenheid 3 is veel jonger dan Eenheid 2. Bij Haarlem dateert Eenheid 3 van 2200 BP en later; bij Wassenaar zijn de afzettingen aanzienlijk jonger: vanaf ca. 200 BP. Elders komen alleen (sub)recente afzettingen voor. Verder komen in de boringen 92DW13 en 16 op de onderwateroever bij Katwijk, afzettingen met ouderdommen van 3600 à 3800 BP voor (Fig. 12). Deze boringen liggen in het verlengde van de vroegere monding van de Oude Rijn, het betreft hier vrijwel zeker afzettingen van de Oude Rijn delta. Deze sedimenten hebben dezelfde ouderdom als de snel op-/uitbouwende eenheid in de boringen Meijendel 1 en 2 van de Wassenaarraai.

Tabel 3a; Afzettingsmilieu, diepteligging en ouderdom van de verschillende eenheden onderscheiden in de profielen door de strandwallen bij Haarlem en Wassenaar (zie Figs. 10,11).

Eenheid	Haarlem		Wassenaar	
	Zee	Land	Zee	Land
Eenheid 1				
Pleistocene Rivierafzettingen	Top ≥-19m	Top -18/-27m	Top ≥ -16,5m	Top -15/-19m
Eenheid 1	>5100 BP	>4900 BP	>6000 BP	5600-5900 BP
Voornamelijk Holocene wad-afzettingen	Top ca. -16m	Top -15/-20m	Top -15,5/>-17m	Top <-15/-17m
Eenheid 2	4900-5100 BP	4200-4900 BP	5600-6000 BP	4600-5000 BP
Diepe onderwater oever terugtrekkende kust; ondiepe shelf	Top -14,5/-15,5m	Top -11/-13m	Top -15/-16m	Top -11,5/-12m
Eenheid 3	Vanaf 2200 BP	Vanaf 3800 BP	Vanaf 200 BP	3a: 4000-4300 BP
Onderwateroever en strand uitbouwende strandwallen				3b: 3500-3900 BP

Tabel 3b; Diepteligging en ouderdom van de verschillende eenheden onderscheiden in het profiel parallel aan de kust door de onderwateroever tussen Zandvoort en Scheveningen (zie Figs. 9 en 12 voor locatie boringen).

Eenheid	Onderwater-oever Zandvoort (98DW426)	Onderwater-oever Noord-wijkerhout (92DW22)	Onderwater-oever Katwijk (92DW13,16)	Onderwater-oever Wassenaar (98DW425)
Eenheid 1				
Pleistocene Rivierafzettingen	Top -19m	Top -17,5/-18m	Top >-17m	Top ≥-16,5m
Eenheid 1	>5100 BP	ontbreekt	ontbreekt	>6000 BP
Voornamelijk Holocene lagunaire en wad-afzettingen	Top ca. -17m			Top ca. -16m
Eenheid 2	4900-5100 BP	4700-5500 BP	5200-5600 BP	5600-6000 BP
Diepe onderwater oever terugtrekkende kust; ondiepe shelf	Top ca. -15,5m	Top ca. -15,5m	Top ca. -15,5m	Top -15 à -16m
Eenheid 3	1000-2200 BP		3600-3800 BP	<200 BP
	Onderwater oever (uitbouwende) strandwallen		"Oude Rijn delta"	

• Grondradar

De 100-MHz radarprofielen laten gedetailleerd de opbouw zien van oude strand- en onderwateroeverafzettingen van een deel van Profiel 1, de Haarlem-raai (zie Fig. 13), tot een diepte van ongeveer 7 m onder NAP. Figuur 14 laat één van deze profielen zien. De belangrijkste reflecties in de profielen wijzen op een systematische kustuitbouw onder een zeewaartse hellingshoek van ongeveer 3,7°. Daarnaast is duidelijk een serie landwaarts hellende reflecties te zien onder een hoek van 19,5°. Deze landwaarts hellende reflectieconfiguratie wijst op de migratie en aanlanding van een rug-en-zwin systeem, zoals onder andere beschreven door Dabrio (1982), zie Fig. 15. Enkel op basis van de drie gedetailleerde radarprofielen kan slechts de minimale helling worden bepaald van het voormalige strand en de aangrenzende top van de voormalige vooroever. Ter bepaling van de precieze helling, en van de strekking van de voormalige kust is een profiel nodig onder een significante hoek ten opzichte van de drie parallelle profielen. Met behulp van een 50-MHz profiel dat ongeveer parallel loopt aan de huidige kust (Fig. 16) kon

worden bepaald dat deze helling 4° bedraagt en dat de strekking van de toenmalige kust 3° meer naar het noordoosten liep dan die van de huidige kust. Dit laatste komt overeen met de uit boringen bepaalde grens tussen de jongste bewaarde strandwal en de daarnaast gelegen strandvlakte. De gemeten hellingshoeken komen overeen met typische waarden voor rug-en-zwin systemen (cf. Hayes, 1994; Hoyt en Weimer, 1963), zie Fig. 15.

Op grond van de nu verzamelde profielen is het niet waarschijnlijk dat de helling van de diepere delen van de vooroeversedimenten, beneden de 7 m -NAP, nauwkeurig met georadar kan worden bepaald.

4.4 Bespreking resultaten

- opbouw ondergrond Hollandse kust

De in de boringen aangetroffen afzettingen kunnen grofweg in twee groepen ingedeeld worden: (a) afzettingen van de terugtrekkende kust, met daarop (b) afzettingen van de uitbouwende kust.

De afzettingen van de terugtrekkende kust bestaan uit sedimenten uit het waddenmilieu dat zich achter de kustlijn ontwikkelde. De kustlijn lag op dat moment nog verder westelijk, ergens in de huidige Noordzee. Deze sedimenten liggen op en ingesneden in een ondergrond van Pleistocene rivierafzettingen. Samen vormen deze afzettingen Eenheid 1. Over deze afzettingen, die landwaarts van de kustlijn gevormd zijn, liggen, met een tijdshiaat, afzettingen van de diepere onderwateroever en zelfs open zee (Eenheid 2), die zeewaarts van de kustlijn zijn gevormd. Het tijdshiaat is een gevolg van erosie tijdens het terugtrekken van strand en onderwateroever. Op een zeker moment gedurende het ontbrekende tijdsinterval heeft de kustlijn op de betreffende locatie gelegen. Het geërodeerde materiaal is vooral ten goede gekomen aan het waddegebied achter de kustlijn.

De afzettingen van de uitbouwende kust (Eenheid 3) liggen eveneens met een tijdshiaat op de onderliggende eenheid. Deze eenheid bestaat uit afzettingen van de uitbouwende strandwallen en de uitbouwende Oude Rijndelta. Het tijdshiaat is waarschijnlijk veroorzaakt door een (zeer) lage sedimentatiesnelheid op de onderwateroever. De ouderdommen van de afzettingen nemen toe van zuid naar noord, zie Tab. 4.

Tabel 4; *Ouderdommen van de in de boringen aangetroffen sedimenten, ingedeeld in Eenheden (zie tekst voor uitleg). De ouderdommen nemen toe van zuid naar noord.*

Eenheid	Ouderdom in zuiden gebied	Ouderdom in noorden gebied
Eenheid 1	>6000 BP	>5200 BP
Eenheid 2	4600-6000 BP	4200-5100 BP
Eenheid 3	<4300 BP (land)	<3800 BP (land)

• Erosie en sedimentatie

De top van de diepere onderwateroeverafzettingen van 4700 BP en ouder ligt op ca. 10m onder paleo-zeeniveau. Dit betekent dat deze afzettingen op het moment van vorming al deel uitmaakten van de diepere onderwateroever, d.w.z. het deel van het kustprofiel onder de brandingszone. De huidige ligging op –15m NAP en dieper is eenvoudig te verklaren uit de stijging van het relatieve zeeniveau sinds die tijd. Daarnaast is de netto sedimentatie en/of erosie op dit deel van de onderwateroever gering: het meest algemene proces hier is omwerking van de bodem door stormgolven. Dit leidt tot de conclusie dat er na de vorming van bovengenoemde afzettingen géén grootschalige veranderingen meer opgetreden zijn op dit deel van het kustprofiel en dus dat de aanpassing van het profiel van de terugtrekkende kust al vóór 4700 BP moet hebben plaats gevonden. Hierdoor kan erosie van dit deel van het kustprofiel niet als sedimentbron gefungeerd hebben tijdens de uitbouw van de strandwallen, welke grotendeel ná 4700 BP plaatsvond.

Op de huidige onderwateroever wordt een duidelijk tijdshiaat gevonden tussen de Eenheden 2 en 3. Bij Haarlem ontbreekt sediment uit de periode tussen 4900 BP en 2200 BP, bij Wassenaar uit de periode van 5600 BP tot 3800 BP. Dit hiaat is waarschijnlijk het gevolg van het ontbreken van sedimentatie of van beperkte erosie. Het tijdshiaat in de Haarlemraai komt ongeveer overeen met de periode van de uitbouw van de strandwallen.

Het ontbreken van grootschalige erosie van de onderwateroever tijdens de uitbouw van de strandwallen houdt in dat de strandwallen gevoed moeten zijn met zand uit een andere bron. De erosie van de onderwateroever was eerder afgelopen en waarschijnlijk veel geringer dan tot nu toe werd aangenomen (zie bijvoorbeeld Fig. 8 en §3.3). Daarmee is grootschalig dwarstransport van zand als sedimentbron voor de uitbouw van de strandwallen onwaarschijnlijk geworden, tenzij dit zand elders door dwarstransport hoog op het kustprofiel is gebracht (in een eroderend kustvak?) en vervolgens door langstransport naar de uitbouwende strandwallen is verplaatst. Een andere mogelijkheid is dat er eventueel wel doorvoer van zand vanuit de Noordzee naar hoger op de onderwateroever is geweest tijdens de uitbouw van de strandwallen. Echter, Van Straaten (1965) stelt op grond van het voorkomen van een zone van overwegend fijnkorrelig sediment op de diepere onderwateroever, dat transport van relatief grof zand omhoog langs het kustprofiel tijdens de uitbouw van de strandwallen onwaarschijnlijk is. Dateringen van de

oude kernen van de shorface-connected ridges welke verder zeewaarts bij Haarlem voorkomen, laten zien dat er vanaf ca. 3400 BP (Van de Meene, 1994, p. 195 e.v.) zeewaarts van de hier besproken locatie wel significant sedimenttransport plaatsvond. Of het hier gaat om kustlangs of kustdwars transport is niet vast te stellen.

Op de huidige onderwateroever bij Wassenaar en Haarlem ligt de top van Eenheid 1 op 15 à 17 m onder NAP. Het paleo-zeeniveau ten tijde van de erosie door de terugtrekkende kust stond ca. 5m lager dan nu, hetgeen inhoudt dat de onderwateroevererosie tot een maximum van ca. 12m onder paleo-zeeniveau plaatsgevonden heeft. Op een diepte van ca. 15m op de huidige onderwateroever (zie Fig. 12) blijkt de top van Eenheid 2 op een vrijwel constante diepte van ca. – 15,5 m voor te komen. Eenheid 1 komt hier slechts lokaal voor. Nog dieper op de onderwateroever, op ca. 18m waterdiepte, (zie Fig. 9, boring 92DW10) blijken recente, open mariene afzettingen direct op Pleistocene afzettingen te liggen. De oudere Holocene afzettingen zijn hier geheel opgeruimd. Uit Beets et al. (1995: fig. 3) blijkt dat op de onderwateroever dieper dan –17m, ten zuiden van Katwijk oudere Holocene afzettingen overal ontbreken. Het ontbreken van oudere Holocene afzettingen op de diepe onderwateroever is een gevolg van de oorspronkelijke hoogte van de top van de Pleistocene afzettingen waarop deze afzettingen lagen, in combinatie met de mate van terugtrekking van de kust. Gezien de diepteligging van de top van het Pleistoceen (zie Tab. 3b) zal Eenheid 1 op waterdieptes van meer dan 17m in het bovengenoemde gebied niet meer aangetroffen worden (tenzij deze eenheid diep in de Pleistocene ondergrond ingesneden is).

De Oude Rijndelta afzettingen welke op de onderwateroever bij Katwijk aangetroffen zijn hebben een ouderdom van 3600 à 3700 BP. In de boringen Meyendel 1 en 2 wordt een pakket afzettingen van meer dan 10m dik van dezelfde ouderdom aangetroffen. Blijkbaar werd er in deze periode een grote hoeveelheid sediment aangevoerd door de Oude Rijn. Van der Valk (1995; p. 14) stelt dat tussen 4000 BP en 3500 BP een sterke uitbouw van de Oude Rijndelta en de vorming van een strandhaak van zuid naar noord plaatsvond. Door de vorming van deze strandhaak verschoof de monding van de Oude Rijn in noordelijke richting. Tevens ontstond er achter de strandhaak een afgeschermd wad-achtig gebied. Het voorkomen van overwegend scheve gelaagdheid, een indicatie voor stroming, en kleilagen in de boringen Meyendel 1 en 2 is alleen mogelijk als afscherming van directe golfwerking plaatsgevonden heeft. Dit past in het beeld van een riviermonding met een complexe morfologie van strandhaken en daartussengelegen beschermde gebieden welke uiteindelijk verlandden tot strandvlaktes.

In de Wassenaarraai blijken géén afzettingen jonger dan 3500 BP voor te komen. Blijkbaar heeft er een forse erosie van de kust op deze plaats plaatsgevonden, waarbij jongere afzettingen opgeruimd zijn. Deze erosie hangt samen met het opruimen van de delta van de Oude Rijn. Aan de hand van de dateringen is niet

vast te stellen wanneer de sediment aanvoer door de Oude Rijn stopte en wanneer de erosie van de kust op deze locatie begon. Deze omslag moet in ieder geval ná 3500 BP hebben plaatsgevonden. Het geërodeerde materiaal van de Oude Rijndelta is waarschijnlijk via langstransport ten goede gekomen aan noordelijker gelegen kustvakken.

Vrijwel aan de top van boring Strandpaal in de raai bij Haarlem (Fig. 10) komt een traject van strandafzettingen (backshore) voor dat slechts enige honderden jaren oud blijkt te zijn (300 tot 400 BP). Dit duidt op een erosieve gebeurtenis gevolgd door een herstel van de eerdere situatie (NB 300 tot 400 jaar geleden lag de kustlijn nog verder westelijk, zie Tab. 1). De erosieve gebeurtenis zou kunnen corresponderen met een grote stormvloed in de 16e eeuw (bijvoorbeeld de Allerheiligenvloed van 1570, zie Jelgersma et al., 1995).

- Tijdslijnen en kusthellingen

De interpretatie van de dateringen in de Haarlem raai (Fig. 17) laat zien dat de tijdslijn voor 4200 BP min of meer horizontaal loopt. Het lijkt erop dat deze lijn een erosievlak voorstelt waarop de jongere tijdslijnen uitwijken. In de boringen Duizendmeterweg en Flessenveld komt rond 12m à 13m -NAP een zone voor, waar de tijdslijnen zeer dicht opeen liggen. Helaas reikt de boring Strandpaal niet dieper, waardoor de zeewaartse voortzetting van deze zone niet duidelijk is.

De tijdslijnen voor 3000 BP en 2500 BP hebben hellingen welke vrijwel identiek zijn. De tijdslijnen voor 2700 BP, 2000 BP en 1900 BP vertonen een variatie in helling, waarbij de helling van de 1900 BP-lijn vergelijkbaar is met die van het huidige kustprofiel. De daadwerkelijke kusthelling was waarschijnlijk niet anders dan de hedendaagse. Aan de hand van de resultaten van het grondradaronderzoek kan geconcludeerd worden dat de bovenste 5m van de profielen nog steiler, te weten onder een hoek van ca. 4° (zie Fig. 17), moet staan. Een helling van ca. 4° komt overeen met de gemiddelde helling van het bovenste deel van de brandingszone.

De werkelijke helling van een kustprofiel is moeilijk vast te stellen aan de hand van enkele dateringen. Figuur 18 laat zien dat het helemaal van het aantal gedateerde punten en de positie van deze punten op het te reconstrueren profiel afhangt, wat voor een helling gereconstrueerd wordt. Het is waarschijnlijk hieraan te danken dat de tijdslijnen voor 2500 BP, 2000 BP en 1900 BP sterk variëren in helling. Daarnaast zijn de gereconstrueerde tijdslijnen waarschijnlijk slechts een benadering van de werkelijke kusthellingen. Een aanwijzing hiervoor is het feit dat de met grondradar vastgestelde, werkelijke hellingen moeilijk in te passen zijn in de op dateringen gebaseerde, gereconstrueerde profielen. Het in Fig. 18 gedemonstreerde modelletje laat tevens zien dat bij uitbouw van een profiel met een vaste vorm, er aan de voet van de helling slechts een geringe verticale aggradatie van sediment plaatsvindt. Deze zone van geringe aggradatie

correspondeert met de eerderevermelde zone rond -12 à -13 m in de boringen Duizendmeterweg en Flessenveld.

Bovenstaande gegevens duiden op de uitbouw van de strandwallenkust bij Haarlem over een min of meer vlakke zeebodem tussen 3000 BP en 2000 BP. Dit is in contrast met de tijdslijnen uit het werk van Van der Valk, welke tot ca. 2200 BP doorgaande versteiling van het profiel en een verdieping van de voet van de onderwateroever laten zien (Fig. 1). Of de door de tijdslijnen in Fig. 17 gesuggereerde versteiling ook reëel is, moet op grond van de bovenstaande beschouwing betwijfeld worden.

De interpretatie van de dateringen voor de Wassenaar raai laat een complexer beeld zien. Er is hier geen sprake van een duidelijk hiaat in de opeenvolging tussen de uitbouwende strandwalafzettingen en de daaronder liggende diepere onderwateroever- en ondiepe shelf afzettingen. Daarnaast suggereren de tijdslijnen (Fig. 19) dat de uitbouw geen gelijkmatig proces was. Met name het onderste deel van Eenheid 3b in boring Meijndel 1 lijkt jonger te zijn dan in meer zeewaartse boring Meijndel 2 (Fig. 19). Dit kan alleen verklaart worden door middel van de drie-dimensionale morfologie van het gebied. Gedacht kan worden aan het uitbouwen van een strandhaak ter plaatse van boring Meijndel 2, waarna het achterliggende, van golven afgeschermd gebied (boring Meijndel 1) relatief snel opgevuld werd met sediment. Zo'n configuratie wordt bevestigd door de reconstructies van Van der Valk (1995, p. 14), waarin op grond van het voorkomen van washover afzettingen tot het bestaan van een strandhaak in die periode geconcludeerd wordt. Conclusies over eventuele veranderingen in kusthelling kunnen hier niet getrokken worden.

Op basis van de hiervoor besproken gegevens is het niet mogelijk om harde conclusies te trekken omtrent verschillen in kusthellingen tijdens de opeenvolgende ontwikkelingsfasen van de Hollandse kust (terugtrekking - uitbouw - stilstand en/of weer terugtrekking). Op grond van theoretische overwegingen zou tijdens uitbouw van de kust, waarbij de kusthelling dus actief opgebouwd wordt, een gradiënt verwacht worden welke min of meer in evenwicht is met lokale condities als onder meer de korrelgrootte van het sediment en het lokale golfklimaat. De met grondradar gemeten helling voor de bovenste 5m van het kustprofiel van de uitbouwende strandwallen, welke overeenkomt met de recente gradiënt in het bovenste deel van de brandingszone, lijkt dit te bevestigen. Tijdens terugtrekking van de kust wordt de ondergrond geërodeerd, waarbij relatief snelle terugschrijding en erosie plaatsvinden in de brandingszone. Hoe dieper op het kustprofiel, hoe langzamer deze aanpassing zal verlopen. Op grond hiervan kan een relatief flauw kustprofiel verwacht worden.

- Snelheid van uitbouw

Als gevolg van de vorming van de Oude Rijndelta, verliep de uitbouw van de kust bij Wassenaar aanzienlijk sneller dan bij Haarlem. Op grond van de dateringen kan voor de kustuitbouw bij Wassenaar een snelheid tussen de 5m en 8m per jaar berekend worden voor de periode tussen 3800 BP tot 3500 BP (Fig. 20). In dezelfde periode ligt de snelheid van uitbouw bij Haarlem met ca. 2,6m per jaar, factor 2 à 3 lager!

5 De ontwikkeling van de Hollandse kust in de laatste 2500 jaar

5.1 Samenvatting van de resultaten van deze studie

De Holocene kustafzettingen van de Hollandse kust kunnen ingedeeld worden in drie eenheden:

1. Oude wadafzettingen welke achter de terugtrekkende kust van voor ca. 5000 BP lagen. Deze afzettingen liggen op oudere Pleistocene afzettingen.
2. Afzettingen van de diepere onderwateroever van de terugtrekkende kust en open mariene afzettingen.
3. Afzettingen van de uitbouwende strandwallen en de Oude Rijndelta. Hierop liggen duinen en (sub)recente strand- en onderwateroeverafzettingen.

De erosie van de onderwateroever van de terugtrekkende kust vond waarschijnlijk tijdens en relatief kort ná terugtrekking van de kustlijn plaats.

In de afzettingen van de uitbouwende kust bij Haarlem neemt de omwerking in met name de brandingszone toe in zeewaartse richting. Dit hangt waarschijnlijk samen met de afname in uitbouwsnelheid.

In de meest zeewaartse boring van de Haarlemraai (boring Strandpaal), ter hoogte van de hedendaagse duinvoet, dateren de afzettingen direct onder de huidige strandafzettingen van zo'n 300 tot 400 jaar voor heden. Blijkbaar heeft rond die tijd een aanzienlijk erosie van het strand plaatsgevonden (de hoogwaterlijn lag toen 100 tot 200 m verder zeewaarts, zie Tab. 1), waarna er weer verticale opbouw plaatsvond. Dit is een indicatie voor een fluctuatie op de trend van de ontwikkeling van de kust op deze locatie.

De uitbouw van de kustlijn bij Wassenaar lag factor 2 tot 3 hoger dan bij Haarlem voor de periode 3800-3500 BP. Daarnaast heeft de kust zich bij Wassenaar aanzienlijk verder uitgebouwd. Dit hangt samen met de uitbouw van de Oude Rijndelta. Het opruimen van de Oude Rijndelta heeft een forse kusterosie bij Wassenaar veroorzaakt.

De met grondradar gemeten kusthelling in het bereik van de brandingszone van de uitbouwende strandwallen, welke min of meer overeen komt met de recente gradiënt in het bovenste deel van de brandingszone, past slecht bij de op basis van dateringen gereconstrueerde kusthellingen. Het verloop van de laatsten blijkt sterk afhankelijk van het aantal dateringen per tijdslijn en hun verdeling over het profiel. De gereconstrueerde tijdslijnen moeten daarom beschouwd worden als een benadering van de werkelijke kusthelling.

5.2 Antwoorden op de specifieke vragen van RIKZ

Op de in de Inleiding (§1.2, §1.3) gestelde vragen kunnen de volgende antwoorden gegeven worden:

1. Wat is de natuurlijke lange-termijn ontwikkeling Hollandse kust gedurende de afgelopen 2500 jaar?

Gedurende de laatste 2500 jaar komt er een einde aan de uitbouw (en dus netto aanzanding) van de Hollandse kust. De kust moet in de Romeinse tijd of kort daarna zijn meest westelijke ligging bereikt hebben. Hierna begon de terugtrekking, waarbij zeewaarts uitstekende delen van de kust opgeruimd werden. Het begin van grootschalige duinvorming vanaf de 8e eeuw suggereert dat de erosie van de Hollandse kust toen begonnen of sterk toegenomen is. De oorzaak voor deze erosie is niet duidelijk. Het Jonge Duinzand is rijk aan schelpgruis, hetgeen suggereert dat dit zand afkomstig moet zijn van de onderwateroever. Rond 1300 AD was de delta van de Oude Rijn bij Katwijk opgeruimd, hetgeen gepaard ging met een forse erosie. Ten zuiden van Katwijk was de terugtrekking van de kust minder, zij het niet verwaarloosbaar. Ten noorden van Katwijk was de afslag klein tot nihil. Het einde van de Jonge Duinvorming wordt rond 1600 AD geplaast. Nadien zijn er slechts lokale en kleinschalige veranderingen opgetreden.

Registraties van de kustligging over de afgelopen eeuw tonen een uitbouw van de gemiddeld laagwaterlijn tussen Egmond en Scheveningen. Gedurende deze periode trad er op de hele onderwateroever van de Hollandse kust beneden NAP-8m zandverlies op, met uitzondering van de omgeving van IJmuiden en Scheveningen (effect havendammen). Het overgrote deel van dit verlies vindt plaats ten noorden van IJmuiden. Ten zuiden van IJmuiden zijn de zandverliezen gering en is de kust min of meer stabiel.

De uitbouw van de strandwallen bij Haarlem verliep steeds langzamer, zie Fig. 17. Hierbij vond geleidelijk steeds meer omwerking van oudere afzettingen plaats. Dit wordt gesuggereerd door het toenemen van het aantal te oude dateringen in zeewaartse richting. De te oude monsters komen vooral voor boven 5m onder NAP. Deze omwerking vond plaats in de brekerbanken zone.

Schommelingen rond de ontwikkelingstrend van de kust blijken onder meer uit afzettingen welke duiden op een sterk erosieve gebeurtenis zo'n 300 tot 400 jaar voor heden direct onder de huidige strandafzettingen bij Zandvoort. Dit zou kunnen corresponderen met een grote stormvloed in de 16e eeuw. In die tijd lag de hoogwaterlijn 100 tot 200 m verder zeewaarts.

Het is mogelijk dat bij een gelijkblijvend golfklimaat, de uitbouwende/stabiele kust (veel tot juist voldoende sedimentaanvoer) een ander evenwichtsprofiel heeft dan de eroderende kust (te weinig sedimentaanvoer). De resultaten van deze studie laten dit echter niet zien.

2. Wat zijn de sturende factoren en de belangrijke processen achter deze ontwikkeling?

De grootschalige ontwikkeling van de Hollandse kust wordt gestuurd door de balans van de relatieve stijging van het zeeniveau enerzijds en de aanvoer en afzetting van sediment anderzijds. Bij een matige snelheid van relatieve zeespiegelstijging blijkt de aanvoer van sediment de ontwikkeling te domineren. Dit resulteert in een aanzandende en uitbouwende kust, ondanks de stijging van het zeeniveau.

De erosie van de onderwateroever van de terugtrekkende kust was grotendeels voltooid vóór de uitbouw van de strandwallen. Dit houdt in dat de opbouw van de strandwallen gevoed moeten zijn met zand uit een andere bron. De rol van langtransport bij de uitbouw van de strandwallenkust was waarschijnlijk groter dan aanvankelijk gedacht. Het grove karakter van de sedimenten op de diepere onderwateroever en ondiepe shelf, en de consistente korrelgrootte verdeling van uitbouwende onderwateroever en strand afzettingen (naar boven grover) zijn moeilijk te rijmen met overheersend kustdwars transport. Longshore drift als verklaring voor de aanvoer van het materiaal heeft dit probleem niet. De belangrijkste bron van sediment hierbij is dan waarschijnlijk erosie van de kust stroomopwaarts. Echter, hoe de op de onderwateroever ontbrekende sedimenten uit de periode 4700 BP – 2200 BP dan in de strandwallen terecht gekomen zijn is op dit moment nog niet duidelijk. Overigens is dit een oud probleem dat al onderkend werd door Van Straaten in 1965.

In de afzettingen van de uitbouwende kust bij Haarlem neemt de omwerking van de afzettingen in met name de brandingszone toe in zeewaartse richting. Dit hangt waarschijnlijk samen met de afname in uitbouwsnelheid.

De afwisseling van strandwallen en strandvlaktes tijdens de uitbouw van de kust kan wijzen op schommelingen in de aanvoer van sediment per tijdseenheid. Het voorkomen van transgressieve elementen in de uitbouwende serie, zoals bijv. washovers, duidt op schommelingen rond de trend van uitbouw. Deze schommelingen worden waarschijnlijk veroorzaakt door kortdurende gebeurtenissen zoals stormen. Dergelijke fluctuaties zijn ook elders waargenomen (zie b.v. Fisk, 1948; en Gould en McFarlan, 1959). Het voorkomen van afzettingen van slechts enige honderden jaren oud (300 tot 400 BP) direct onder de recente strandafzettingen in boring Strandpaal kan duiden op een grootschalige erosieve gebeurtenis gevolgd door verticale opbouw van het strand.

3. Is de ontwikkeling bij Haarlem representatief voor de rest van de Hollandse kust?

Uit vergelijking van de profielen bij Haarlem en Wassenaar blijkt dat de ontwikkeling van beide gebieden niet direct vergelijkbaar is. De ontwikkelingen bij

Wassenaar werden gedomineerd door de ontwikkeling van de monding van de Oude Rijn. De uitbouw ging hier relatief snel. Er blijkt een duidelijke puls van aanvoer van materiaal te zijn geweest tussen 3800 en 3600 BP. Nadien is hier een sterke erosie opgetreden, samenhangend met het opruimen van de Oude Rijndelta. Waarschijnlijk heeft de vooruitgeschoven positie van deze delta geleid tot de erosie.

De ontwikkeling van het gebied bij Haarlem verliep langzamer, zie Fig. 20. De uitbouw van de kust is hier aanzienlijk langer doorgegaan. Vervolgens is er veel minder erosie opgetreden dan bij Wassenaar. Blijkbaar is dit een gebied dat sediment ontvangt van andere, eroderende delen van de kust.

4. Is de ontwikkeling tijdens de laatste 30 jaar in lijn met de natuurlijke ontwikkeling?

Gedurende de laatste 30 jaar is het hier beschouwde deel van de Hollandse kust ten noorden van Katwijk min of meer stabiel of aanzandend, terwijl het deel ten zuiden van Katwijk eroderend is. Dit is in overeenstemming met het beeld dat naar voren komt uit de ontwikkeling over de laatste 2500 jaar. Lokaal verstoren de effecten van met name de aanleg van havendammen dit beeld. Daarnaast leidt het vasthouden van de waterlijn en de zeereep, door middel van respectievelijk strandsuppleties en beplanting, waarschijnlijk tot een verstoring van het natuurlijk kustprofiel.

6 Referenties

- Anderson, J.B., M.A. Thomas, F.P. Siringan en W.C. Smith, 1992. Quaternary evolution of the East Texas coast and continental shelf. In: C.H. Fletcher en J. Wehmiller (red.), Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Sytems. SEPM Special Publication, 48, pp. 253-263. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa.
- Beets, D.J., P. Cleveringa, C. Laban en P. Battegazore, 1995. Evolution of the lower shoreface of the coast of Holland between Monster and Noordwijk. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 52: 235-247.
- Beets, D.J., A.J.F. van der Spek en L. van der Valk, 1994. Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust. Project Kustgenese, rapport 40.016, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 53 pp.
- Beets, D.J., L. van der Valk en M.J.F. Stive, 1992. Holocene evolution of the coast of Holland. Marine Geology, 103: 423-443.
- Berendsen, H.J.A., en W.H. Zagwijn, 1984. Some conclusions reached at the symposium on geological changes in the western Netherlands during the period 1000-1300 AD. In: H.J.A. Berendsen en W.H. Zagwijn (red.), Geological changes in the western Netherlands during the period 1000-1300 AD. Geologie en Mijnbouw, 63: 225-229.
- Bernard, H.A., R.J. LeBlanc en C.F. Major, 1962. Recent and Pleistocene geology of Southeast Texas. In: E.H. Rainwater en R.P. Zingula (red.), Geology of the Gulf Coast and Central Texas, Guidebook to Excursions, pp. 175-224. Houston Geological Society.
- Bernard, H.A., C.F. Major en B.S. Parrott, 1959. The Galveston Barrier Island and environs: a model for predicting reservoir occurrence and trend. Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies, 9: 221-224.
- Borg, K. van der, C. Alderliesten, C.M. Houston, A.F.M. de Jong en N.A. van Zwol, 1987. Accelerator mass spectrometry with ^{14}C and ^{10}Be in Utrecht. Nuclear Instruments and Methods in Research, B29: 143-145.
- Bowman, G., en N. Harvey, 1986. Geomorphic evolution of a Holocene beach-ridge complex, LeFevre Peninsula, South Australia. Journal of Coastal Research, 2 (3): 345-362.

- Cole, M.L., en J.B. Anderson, 1982. Detailed grain size and heavy mineralogy of sands of the northeastern Texas Gulf Coast: implications with regard to coastal barrier development. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, 32: 555-563.
- Curray, J.R., 1964. Transgressions and regressions. In: R.L. Miller (red.), *Papers in Marine Geology, Shepard Commemorative Volume*, pp. 175-203. McMillan, New York.
- Curray, J.R., 1965. Late Quarternary history, continental shelves of the United States. In: H.E. Wright en D.G. Frey (red.), *The Quarternary of the United States*, pp. 723-735. Princeton University Press.
- Dabrio, C.J., 1982. Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of S. Spain. *Sedimentary Geology*, 32: 141-151.
- Fisk, H.N., 1948. Geological investigations of the lower Mermentau River basin and adjacent areas in coastal Louisiana. In: *Definite report, Mermentau River, Louisiana, Appendix II, Vicksburg, Miss., Mississippi River Comm., U.S. Army Corps Engineers*, 41 pp.
- Gould, H.R., en E. McFarlan, 1959. Geologic history of the chenier plain, Southwestern Louisiana. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, 9: 261-270.
- Groot, Th.A.M de, en W.E. Westerhoff, 1993. Storm depositional sequences underneath a Subboreal barrier in the western Netherlands. *Rapport 40.007, Rijks Geologische Dienst, Haarlem*, 7 pp.
- Haartsen, T., W.A. Ligtdag en F. Steenhuisen, 1997. Historische reconstructie dieptelijnen Nederlandse kust. *Rapport, Arctisch Centrum, Rijksuniversiteit Groningen*, 45 pp.
- Hayes, M.O., 1994. The Georgia Bight barrier system. In: R.A. Davis (red.), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*, pp. 233-304. Springer-Verlag, Berlijn.
- Heteren, S. van, en O. van de Plassche, 1997. Influence of relative sea-level change and tidal-inlet development on barrier-spit stratigraphy, Sandy Neck, Massachusetts. *Journal of Sedimentary Research*, 67 (2): 350-363.
- Heteren, S. van, D.M. FitzGerald, P.A. McKinlay en I.V. Buynevich, 1998. Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. *Sedimentology*, 45: 181-200.

- Hoyt, J.H., en R.J. Weimer, 1963. Comparison of modern and ancient beaches. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 47: 5529-5531.
- Jelgersma, S., en J.F. van Regteren Altena, 1969. An outline of the geological history of the coastal dunes in the western Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 48 (3): 335-342.
- Jelgersma, S., M.J.F. Stive en L. van der Valk, 1995. Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands. Marine Geology, 125: 95-110.
- Jelgersma, S., J. de Jong, W.H. Zagwijn en J.F. van Regteren Altena, 1970. The coastal dunes of the western Netherlands; geology, vegetational history and archeology. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie, No. 21, pp. 93-167.
- Jol, H.M., D.G. Smith en R.A. Meyers, 1996. Digital ground penetrating radar (GPR): a new geophysical tool for coastal barrier research (examples from the Atlantic, Gulf and Pacific coasts, U.S.A.). Journal of Coastal Research, 12 (4): 960-968.
- Kaplin, P.A., en A.O. Selivanov, 1995. Recent coastal evolution of the Caspian Sea as a natural model for coastal responses to the possible acceleration of global sea-level rise. Marine Geology, 124: 161-175.
- Kohsiek, L.H.M., 1988. Kustafslag en -aangroei in Nederland; verleden tot heden (1860-1985) en toekomst (2000). Nota GWAO-88.007, Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag, 29 pp.
- Kraft, J.C., en C.J. John, 1979. Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63 (12): 2145-2163.
- Ligtendag, W.A., 1987. Van IJzer tot Jade. Een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust in de jaren 1600 en 1750. Intern rapport, Universiteit van Amsterdam, 60 pp.
- Ligtendag, W.A., 1990. Van IJzer tot Jade. Een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust in de jaren 1600 en 1750. Rapport, Rijkswaterstaat, Meetkundige Dienst, Den Haag, 40 pp.

- Ligtendag, W.A., 1996. De kust in de duistere eeuwen. Een reconstructie van de zuidelijke Noordzeekust omstreeks het begin van onze jaartelling, omstreeks 800 AD en omstreeks 1300 AD. Rapport, Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit van Amsterdam, 17 pp.
- Louters, T., en J.A.H. Kabout, 1998. Zandverlies op dieper water. Analyse grootschalig gedrag diepe vooroever. Rapport IS-NW980626, DHV Milieu en Infrastructuur, Amersfoort, 79 pp.
- Meene, J.W.H. van de, 1994. The shoreface-connected ridges along the Dutch coast. Proefschrift, Universiteit Utrecht, 222 pp.
- Meyers, R.A., D.G. Smith, H.M. Jol en C.D. Peterson, 1996. Evidence for eight great earthquake-subsidence events detected with ground-penetrating radar, Willapa barrier, Washington. *Geology*, 24 (2): 99-102.
- Moslow, T.F., 1980. Stratigraphy of mesotidal barrier islands. Thesis, University of South Carolina, Columbia, South Carolina, 247 pp.
- Nichols, M.M., 1989. Sediment accumulation rates and relative sea-level rise in lagoons. *Marine Geology*, 88: 201-219.
- Penland, S., en J.R. Suter, 1989. The geomorphology of the Mississippi river chenier plain. *Marine Geology*, 90: 231-258.
- Pool, M.A., 1989. Kustreconstructie: Een benadering met behulp van berekende volumina van het Hollandse Jonge Duinzand. Rapport BP 10775, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 20 pp.
- Pool, M.A., 1992. Modelmatige, grootschalige profielanalyse van Centraal Hollandse kustsecties. Rapport Afdeling Sedimentologie, Faculteit Aardwetenschappen, Rijksuniversiteit Utrecht, 32 pp.
- Pool, M.A., 1993. Grootschalige kwantitatieve analyse van de ontwikkeling van de centraal Hollandse kust tussen Noordwijk en Scheveningen vanaf 4000 BP tot heden. Rapport Afdeling Sedimentologie, Faculteit Aardwetenschappen, Rijksuniversiteit Utrecht, 34 pp.
- Pool, M.A., en L. van der Valk, 1988. Volumeberekening van het Hollandse en Zeeuwse Jonge Duinzand. Rapport BP 10705, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 31 pp.
- Rentenaar, R., 1977. De Nederlandse duinen in de middeleeuwse bronnen tot omstreeks 1300. *Geografisch Tijdschrift, Nieuwe Reeks*, 11: 361-376.

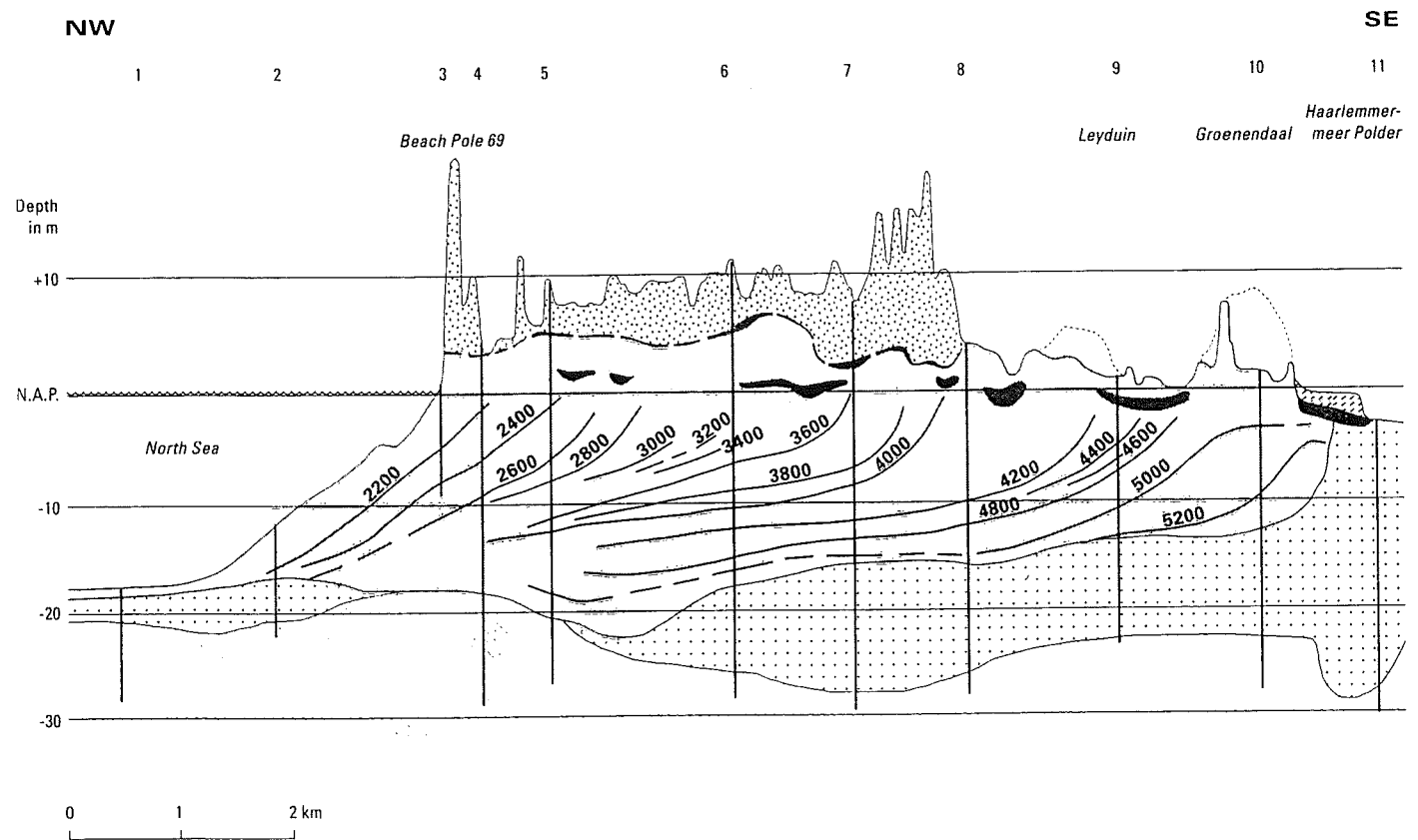
- Rijn, L.C. van, 1995. Sand budget and coastline changes of the central coast of Holland between Den Helder and Hoek of Holland, period 1964 – 2040. Rapport H2129, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 126 pp.
- Roelvink, J.A., en M.J.F. Stive, 1989. Voorspelling ontwikkeling kustlijn 1990-2090, fase3. Deelrapport 3.4: initieel sedimenttransportmodel Hollandse kust. Rapport H825, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 25 pp.
- Roep, Th.B., L. van der Valk en D.J. Beets, 1991. Strandwallen en zeegaten langs de Hollandse kust. Grondboor en Hamer, 1991, 5/6: 115-124.
- Roy, P.S., en R. Boyd, 1996. Quaternary geology of SE Australia: a tectonic stable, wave-dominated, sediment-deficient margin. Field guide to the Central New South Wales Coast. Guidebook for IGCP Project 367 –pre-conference field trip to the Central New South Wales Coast, November 4-7, 1996. 174 pp.
- Roy, P.S., P.J. Cowell, M.A. Ferland en B.G. Thom, 1995. Wave-dominated coasts. In: R.W.G. Carter en C.D. Woodroffe (red.), Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics, pp. 121-186. Cambridge University Press.
- Roy, P.S., W-Y Zhuang, G.F. Birch, P.J. Cowell en Congxian Li, 1997. Quaternary geology of the Forster-Tuncurry Coast and shelf, SouthEast Australia. Rapport GS 1992/201, Geological Survey of New South Wales, Dept. Mineral Resources, 151 pp. plus appendices.
- Ruig, J.H.M. de, 1987. De bewerking van een morfologisch databestand (JARKUS); basis voor een zandbalans van de Nederlandse kust. Notitie GWAO-87.481, Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren, Den Haag.
- Ruig, J.H.M. de, 1989. De sedimentbalans van de gesloten Hollandse kust over de periode 1963 tot 1986. Nota GWAO-89.016 / ZL-NXL89.42, Rijkswaterstaat, Dienst Getijdewateren/Directie Zeeland, Den Haag, 40 pp.
- Someren, M. van, 1988. Ontstaan der strandwallen van Wassenaar. Afstudeerscriptie, Vrije Universiteit, Amsterdam, 68 pp.
- Spek, A.J.F. van der, 1994. Large-scale evolution of Holocene tidal basins in the Netherlands. Proefschrift, Universiteit Utrecht, 191 pp.
- Spek, A.J.F. van der, 1996. Holocene depositional sequences in the Dutch Wadden Sea south of the island of Ameland. In: D.J. Beets, M.M. Fischer en W. de Gans, (red.), Coastal Studies on the Holocene of the Netherlands, Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 57, pp. 41-68.

- Stam, J.M.T., 1997. Workshop versteiling 30 september 1997. Werkdocument Project K2000*DIEP, Rijkswaterstaat, Rijksinstituut voor Kust en Zee, Den Haag, 9 pp.
- Stam, J.M.T., 1999. Zandverlies op dieper water aan de Hollandse kust. Rapport RIKZ-99.006, Rijkswaterstaat, Rijksinstituut voor Kust en Zee, Den Haag, 43 pp.
- Straaten, L.M.J.U. van, 1961. Directional effects of winds, waves and currents along the Dutch North Sea coast. Part 1 en Part 2. *Geologie en Mijnbouw*, 40: 333-346, 363-391.
- Straaten, L.M.J.U. van, 1965. Coastal barrier deposits in South- and North-Holland, in particular in the areas around Scheveningen and IJmuiden. *Mededelingen Geologische Stichting, Nieuwe Serie*, 17: 41-75.
- Thom, B.G., 1984. Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in Southeast Australia. *Marine Geology*, 56: 137-158.
- Valk, L. van der, 1987. Duinvorming en kustontwikkeling: een relatie? In: M. Jansen en B. van der Valk (red.), *Duinen bij Den Haag de moeite waard! Supplement bij Duin*, 1987, nr. 1/2: 18-20.
- Valk, L. van der, 1992. Coastal barrier deposits in the central Dutch coastal plain. In: L. van der Valk, *Mid and Late-Holocene Coastal Evolution in the Beach-Barrier Area of The Western Netherlands*, pp. 133-230. Proefschrift, Vrije Universiteit, Amsterdam. Ook gepubliceerd in: *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 57 (1996), pp. 133-199.
- Valk, L. van der, 1995. Toelichtingen bij de bladen 's Gravenhage West (30W) en 's Gravenhage Oost (30O), Deel Holocene. Rapport DR 1462, Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 54 pp.
- Wiersma, J., 1987. Jonge duinvorming door zeespiegeldaling. (Concept) Memo (Notitie NZ-N-87.34?), Rijkswaterstaat, Directie Noordzee, Rijswijk, 6 pp.
- Wiersma, J., 1989. Epiloog bij de rapporten *Volumeberekening van het Hollandse en Zeeuwse Jonge Duinzand* (Pool en Van der Valk, 1988) en *Kustlijnreconstructie: een benadering m.b.v. berekende volumina van het Hollandse Jonge Duinzand* (Pool, 1989). (Concept) Memo, Rijkswaterstaat, Directie Noordzee, Rijswijk, 7 pp.

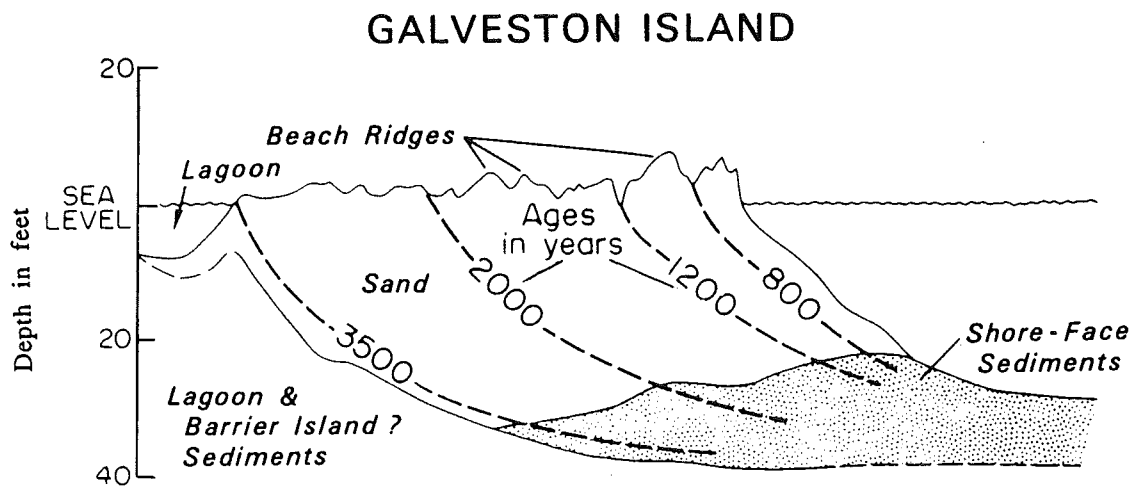
Zagwijn, W.H., 1969. Geologie en vegetatiegeschiedenis van de Nederlandse kustduinen. Jaarboek 1968/1969, Koninklijke Maatschappij voor Natuurkunde "Diligentia", Den Haag, pp. 167-176.

Zagwijn, W.H., 1984. The formation of the Younger Dunes on the west coast of The Netherlands (AD 1000-1600). In: H.J.A. Berendsen en W.H. Zagwijn (red.), Geological changes in the western Netherlands during the period 1000-1300 AD. Geologie en Mijnbouw, 63: 259-268.

Figuren

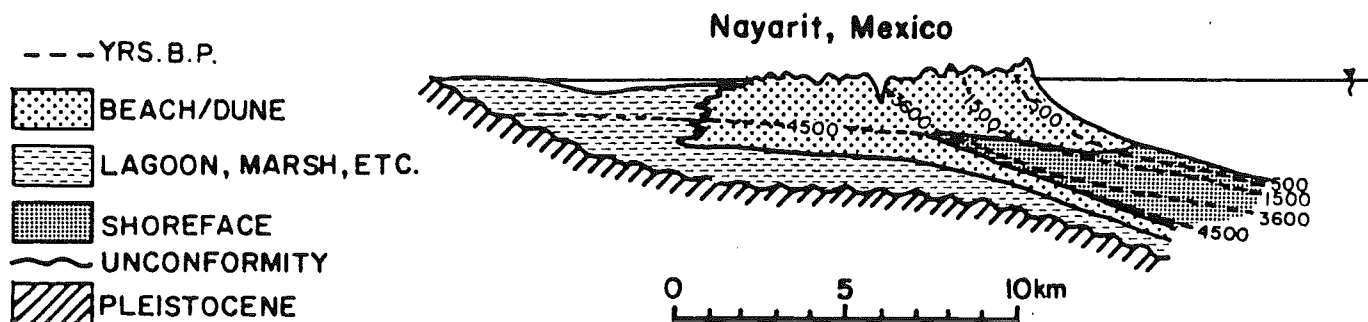


Figuur 1 Profiel met tijdslijnen door de strandwallen ten zuiden van Haarlem. De tijdslijnen suggereren een fasering in de snelheid van zeewaartse uitbouw van de strandwallen tussen 5200 BP en 2200 BP (BP is "Before Present", de ouderdom in ^{14}C jaren voor heden). Snelle uitbouw vond plaats tussen 5300 BP – 4800 BP en 4400 BP – 4000 BP. De uitbouw lijkt ná 3600 BP gelijkmatiger verlopen te zijn. Daarnaast worden een geleidelijke versteiling van de kusthelling en een verdieping van de voet van de onderwateroever gesuggereerd. (Bron: Van der Valk, 1992/1996.)



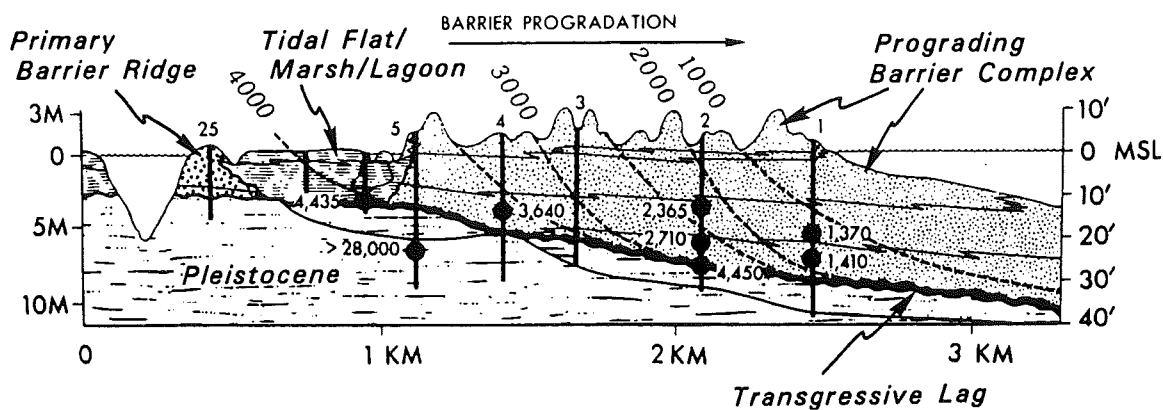
Figuur 2 Een aantal voorbeelden uit de internationale literatuur van Holocene uitbouwende strandwallenkusten. Figuur 2a laat een doorsnede zien door Galveston Island (Golf van Mexico, Texas, USA). In de doorsnede worden aangegeven: (1) de op datering van schelpen gebaseerde tijdslijnen, en (2) de samenstelling van de sedimenten welke op de onderwateroever voorkomen. (Bron: Bernard et al., 1962.)

PROGRADING, WAVE DOMINATED COAST

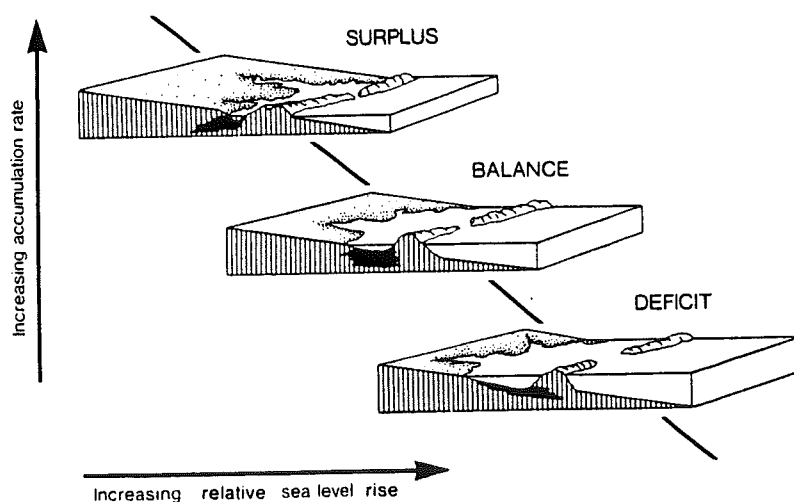


Figuur 2b Deze figuur laat een doorsnede zien door de uitbouwende strandwallen van de Nayarit kust (NW Mexico). Tot 4500 BP trok deze kust zich landwaarts terug, daarna begon een periode van zeewaartse uitbouw. (Bron: Curray, 1965.)

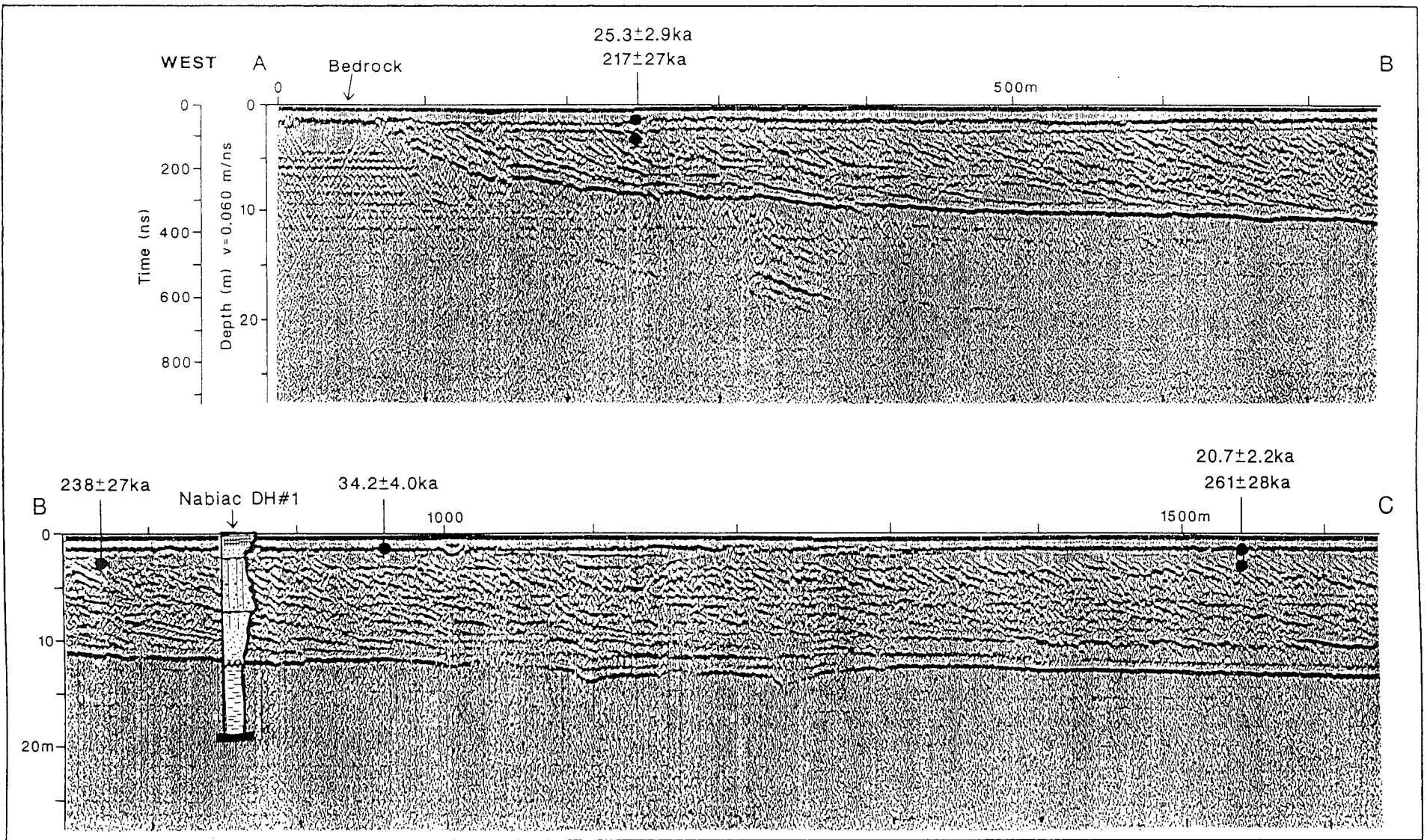
KIAWAH MID-BARRIER TRANSECT



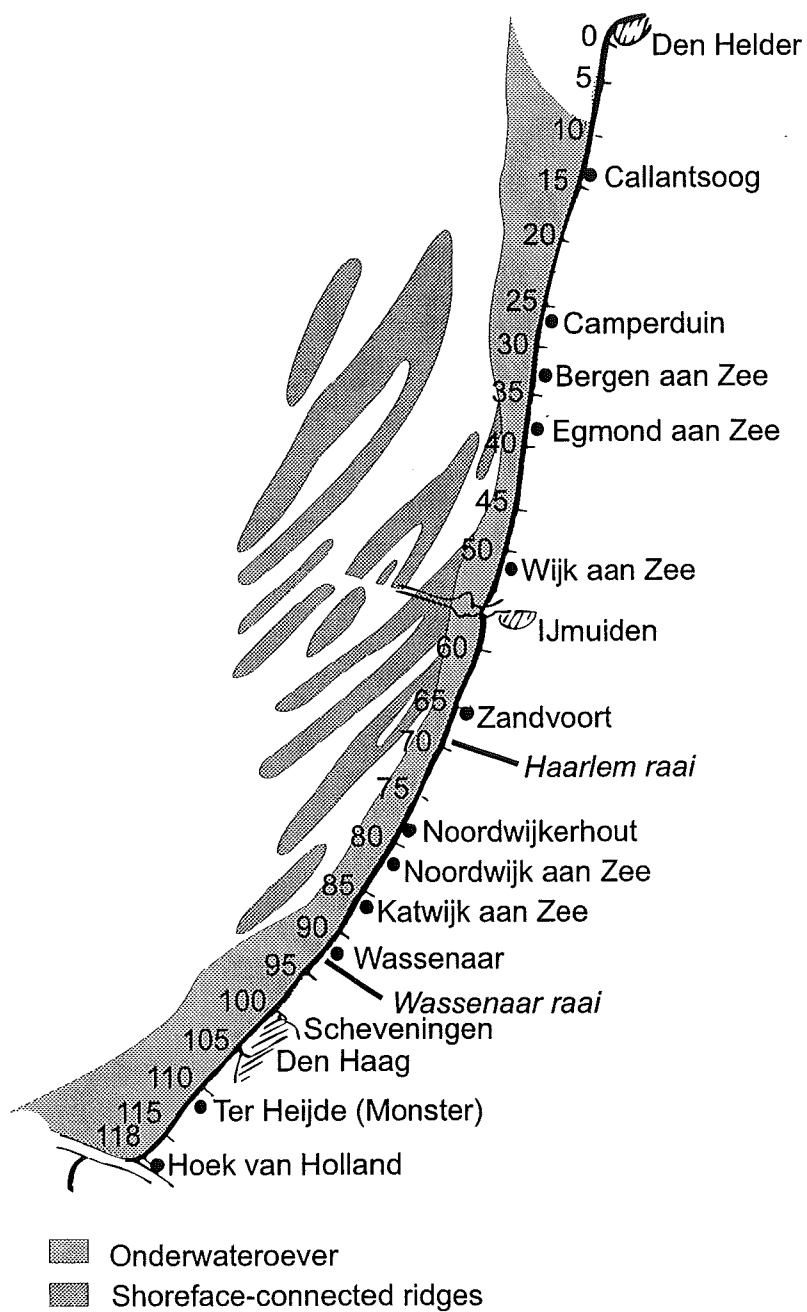
Figuur 2c Deze figuur toont een doorsnede door de uitbouwende kust van Kiawah Island (South Carolina, USA). Het eiland trok zich tot ca. 4200 BP in landwaartse richting terug. Het terugtrekkende eiland, aangegeven met Primary Barrier Ridge in de figuur, kwam rond die tijd tot stilstand, waarna het de kern vormde voor de latere uitbouw. (Bron: Moslow, 1980, in Hayes, 1994.)



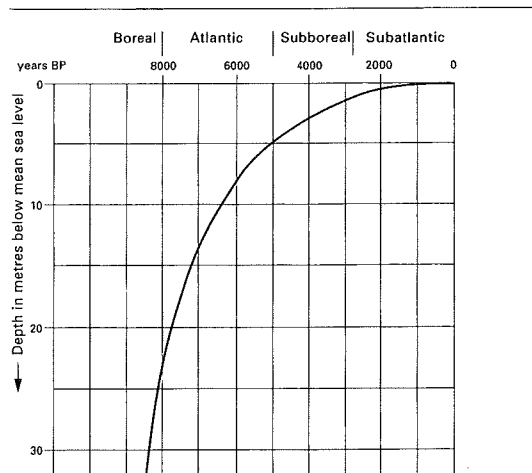
Figuur 3 Schematisch model dat de uitwerking illustreert van de balans tussen de vraag naar sediment als gevolg van relatieve zeespiegelstijging enerzijds en de accumulatie van sediment anderzijds. Bij onvoldoende accumulatie zal de kust zich landwaarts terugtrekken. Bij een overschot aan accumulatie zal de kust zeewaarts uitbouwen. (Bron: Nichols, 1989.)



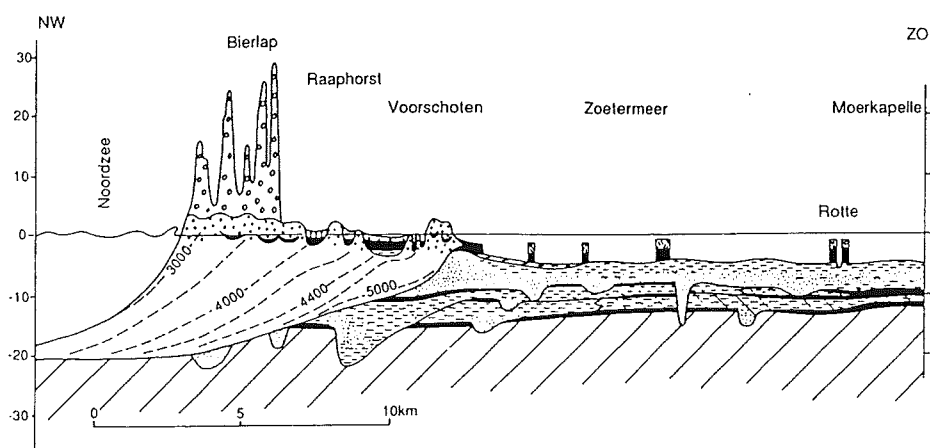
Figuur 4 Een tweetal profielen door een strandwal in Australië (Tuncurry kust, New South Wales), opgenomen met grondradar. De profielen laten de werkelijke opbouw van de barrier zien. Duidelijk waarneembaar zijn de oostwaarts (is zeewaarts) hellende lijnen, welke oude kustprofielen weergeven. Zie de tekst voor verder uitleg van de methode. (Bron: Roy en Boyd, 1996.)



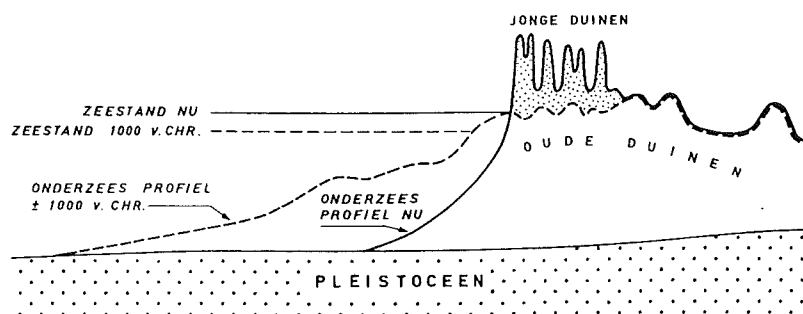
Figuur5 Locatiekaart van de kust van Holland, waarop aangegeven zijn de Rijkstrandpalen, genummerd van 0 in het noorden bij Den Helder, tot en met 118 in het zuiden bij Hoek van Holland. Daarnaast zijn aangegeven de onderwateroever, de shoreface-connected ridges en de raaien door de strandwallen bij Haarlem/Zandvoort en Wassenaar.



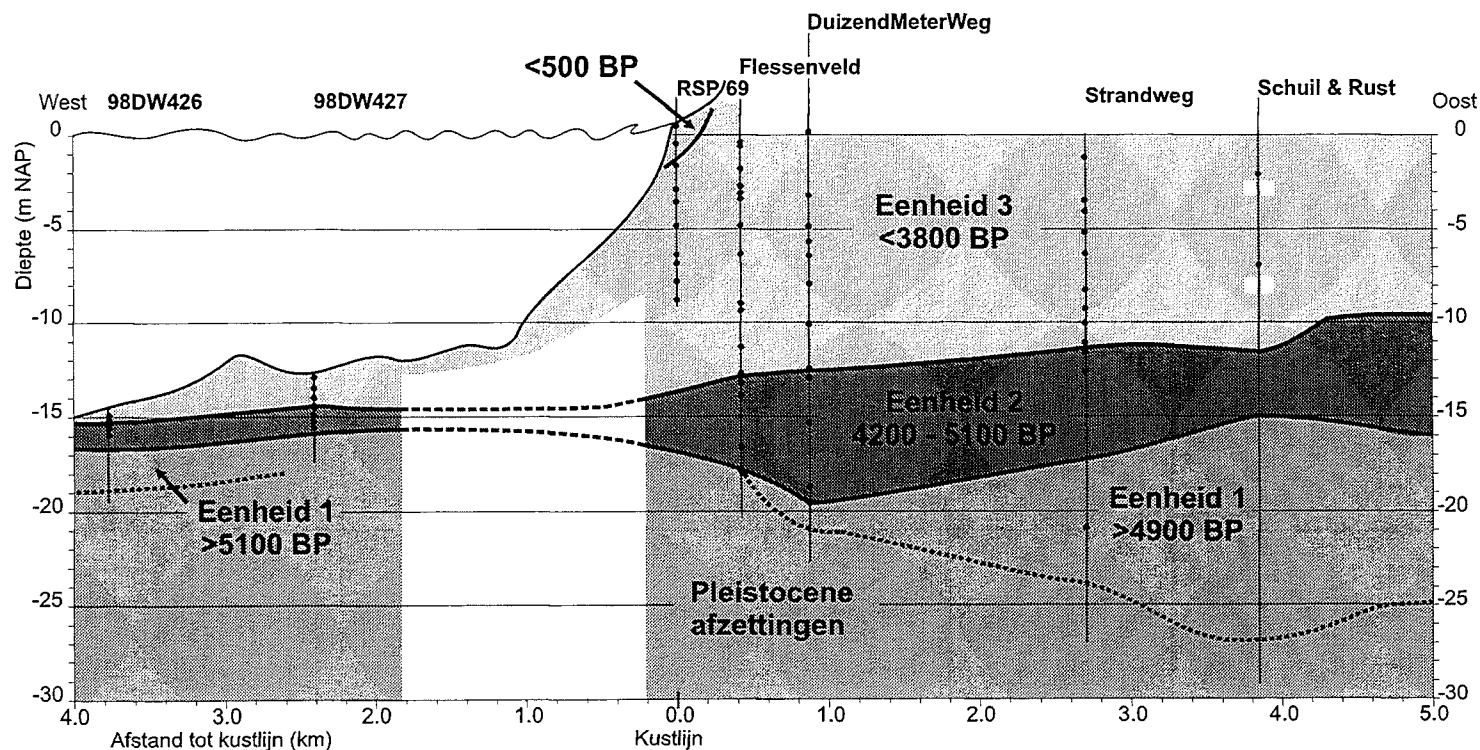
Figuur 6 De curve van de relatieve zeespiegelstijging voor West Nederland. Relatieve zeespiegelstijging is de optelsom van de werkelijke stijging van het gemiddeld zeeniveau en daling van het land. Te zien is dat de snelheid van stijging van de relatieve zeespiegel afnam met de tijd. De relatieve zeespiegel steeg snel in de periode tot aan ca. 6000 BP, met snelheden van 0,6m per eeuw en meer. Daarna nam de snelheid geleidelijk af tot een gemiddelde van ca. 0,05m per eeuw over de laatste 2000 jaar.



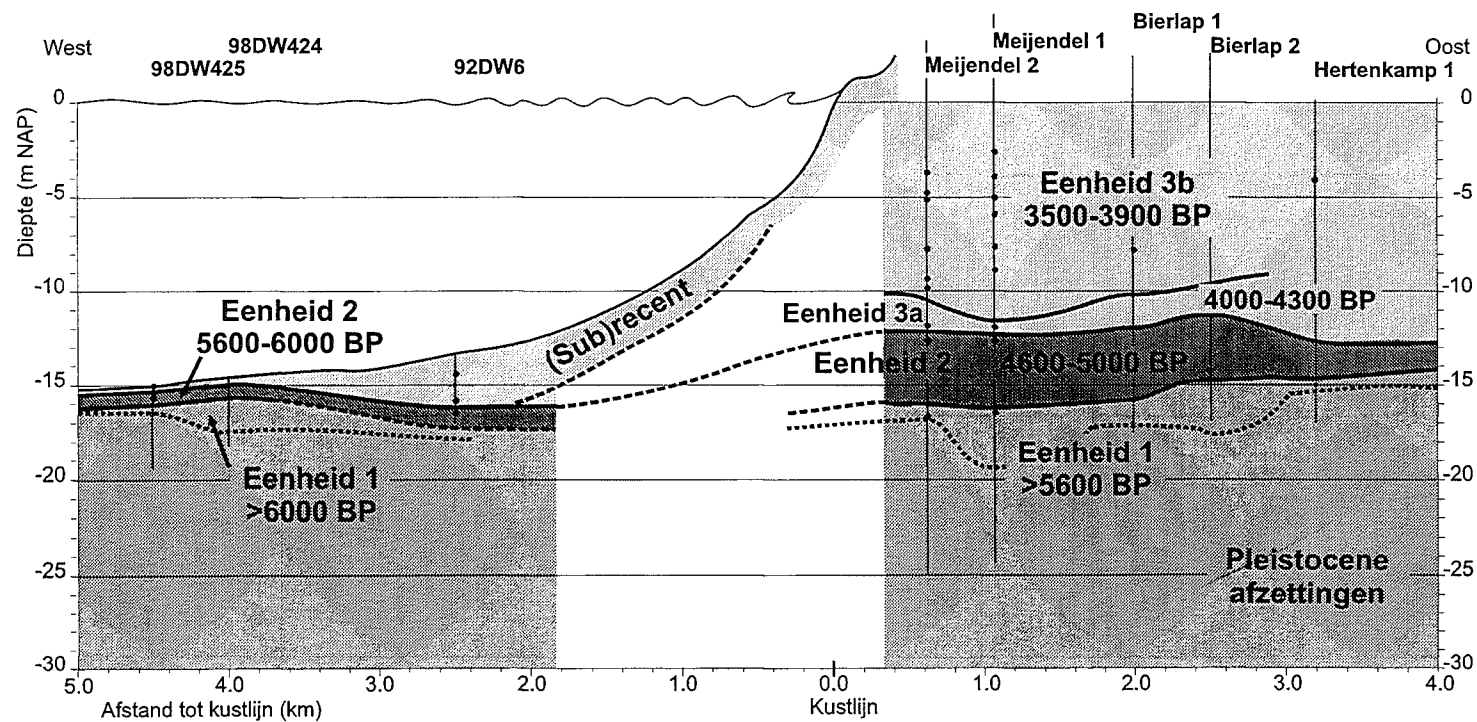
Figuur 7 Schematische doorsnede door de strandwallen bij Wassenaar. De figuur toont een gelijkmatige uitbouw tussen 5000 BP en 3000 BP. (Bron: Roep et al., 1991.)



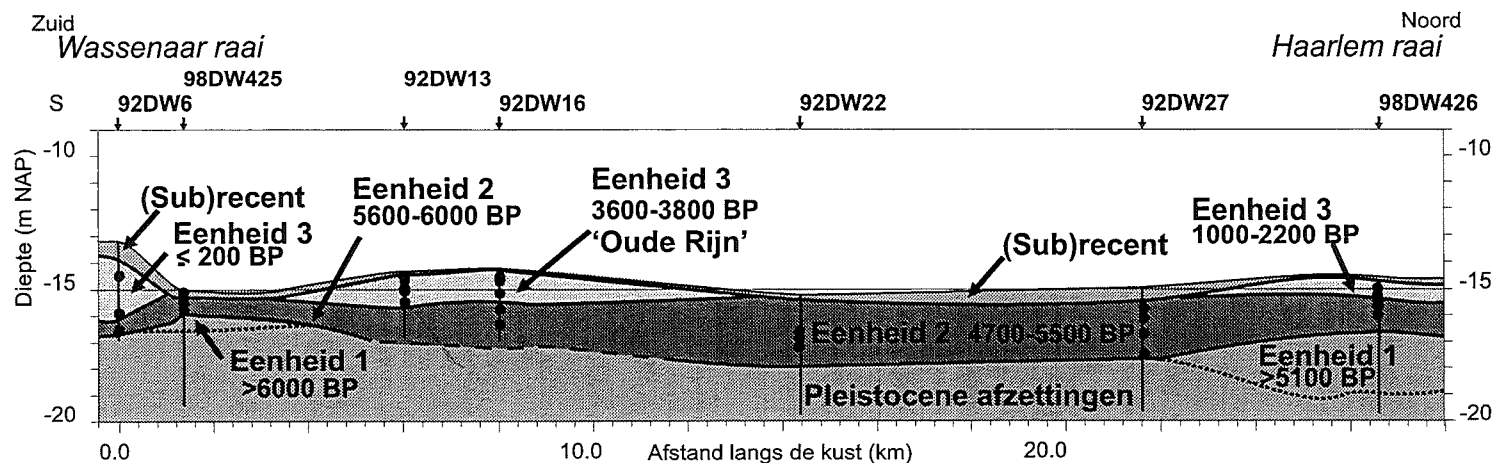
Figuur 8 Hypothetisch model voor de verandering van het "onderzees profiel" van de Hollandse kust tijdens de vorming van de Jonge Duinen. Sterke kustafslag en uitdieping van het onderzeese profiel zouden daarbij het zand voor de opbouw van de Jonge Duinen geleverd hebben. (Bron: Zagwijn, 1969.)



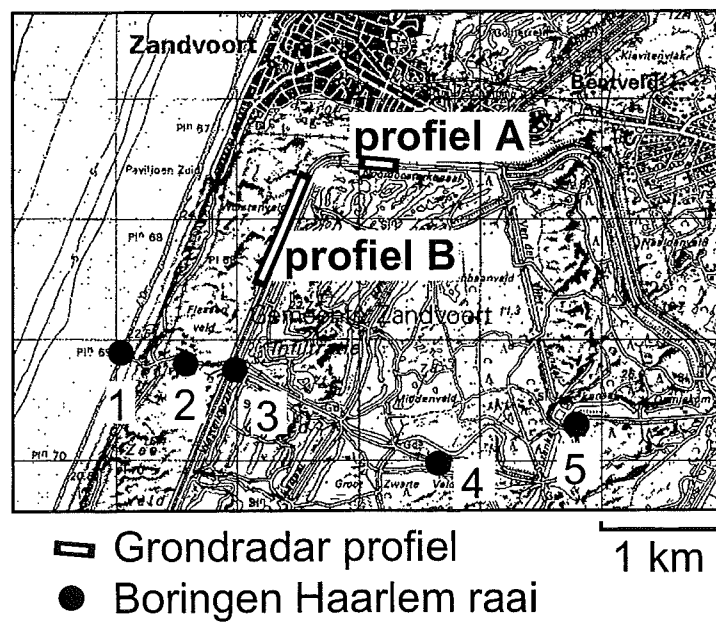
Figuur 10 Profiel door de strandwallen bij Haarlem. In het profiel zijn aangegeven de locaties van de boringen door de strandwallen en op de onderwateroever. De boringen zelf zijn aangegeven met een verticale lijn, de posities van de dateringen van uit de boringen geselecteerde schelpmonsters met een bolletje. De aangetroffen sedimenten kunnen onderverdeeld worden in Eenheid 1, welke bestaat uit Pleistocene rivierafzettingen en Holocene wadafzettingen van vòòr 4900 BP, Eenheid 2, welke bestaat uit onderwateroever en shelf afzettingen uit de periode 5100-4200 BP en Eenheid 3 welke bestaat uit de afzettingen van de uitbouwende strandwallen. Deze laatste eenheid is van ná 3800 BP. In de boring Strandpaal komt een afzetting van jonger dan 500 BP voor. De min of meer recente afzettingen op de zeebodem en onderwateroever worden bij Eenheid 3 gerekend. De afzettingen van de Eenheden 1 en 2 zijn gerelateerd aan de terugtrekkende kust van vòòr ca. 5000 BP. Daarom zijn in het algemeen de afzettingen op de onderwateroever ouder dan op het land. Voor Eenheid 3, de afzettingen van de uitbouwende kust, is dat precies andersom. Zie de tekst voor verdere uitleg.



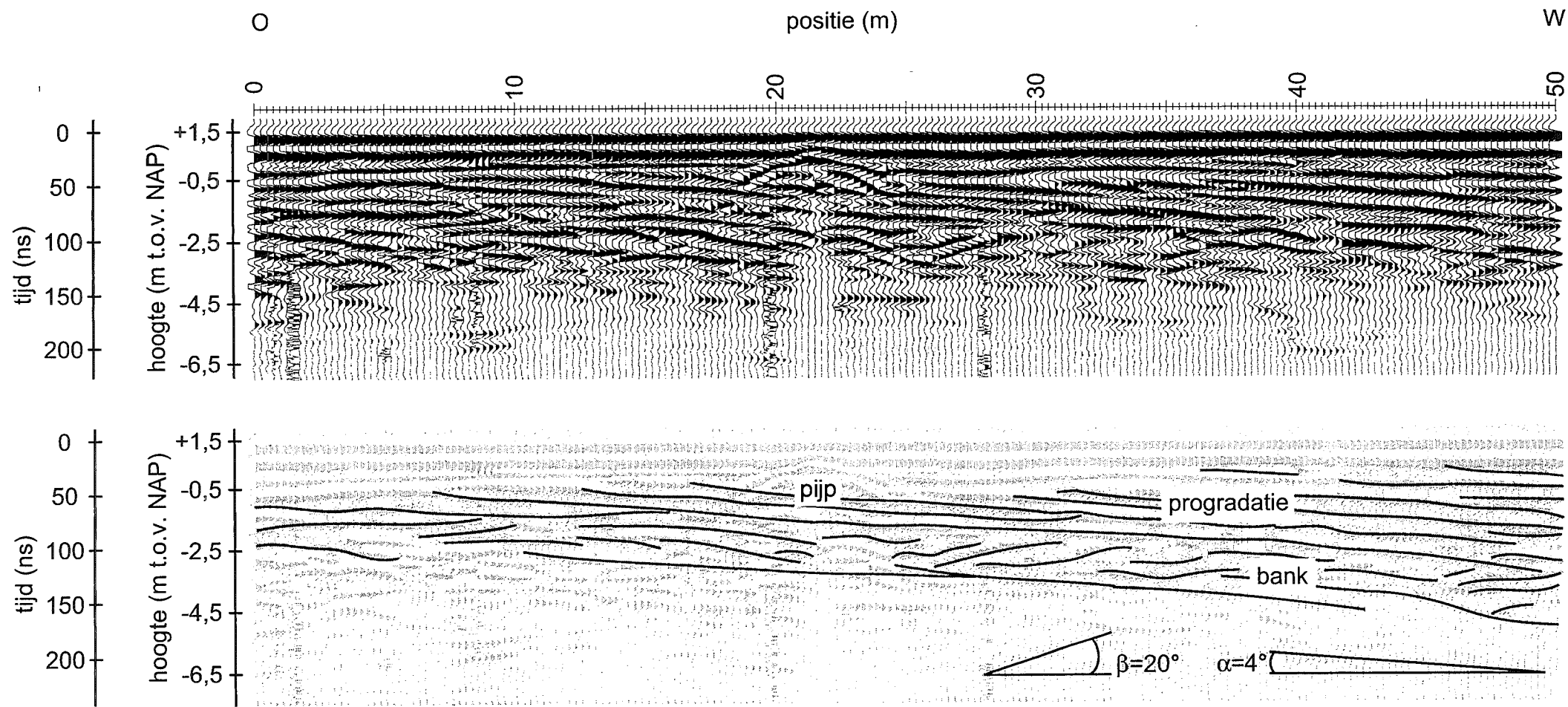
Figuur 11 Profiel door de strandwallen bij Wassenaar. In het profiel zijn aangegeven de locaties van de boringen door de strandwallen en op de onderwateroever. De boringen zelf zijn aangegeven met een verticale lijn, de posities van de dateringen van uit de boringen geselecteerde schelpmonsters met een bolletje. De aangetroffen sedimenten kunnen onderverdeeld worden in Eenheid 1, welke bestaat uit Pleistocene rivierafzettingen en Holocene wadafzettingen van vòòr 5600 BP, Eenheid 2, welke bestaat uit onderwateroever en shelf afzettingen uit de periode 6000-4600 BP en Eenheid 3 welke bestaat uit de afzettingen van de uitbouwende strandwallen. Deze laatste eenheid kan onderverdeeld worden in Eenheid 3a met een ouderdom van 4000 tot 4300 BP, en Eenheid 3b met een ouderdom van 3500 tot 3900 BP. De min of meer recente afzettingen op de zeebodem en onderwateroever worden bij Eenheid 3 gerekend. De afzettingen van de Eenheden 1 en 2 zijn gerelateerd aan de terugtrekkende kust van vòòr ca. 5000 BP. Daarom zijn in het algemeen de afzettingen op de onderwateroever ouder dan op het land. Voor Eenheid 3, de afzettingen van de uitbouwende kust, is dat precies andersom. Zie de tekst voor verdere uitleg.



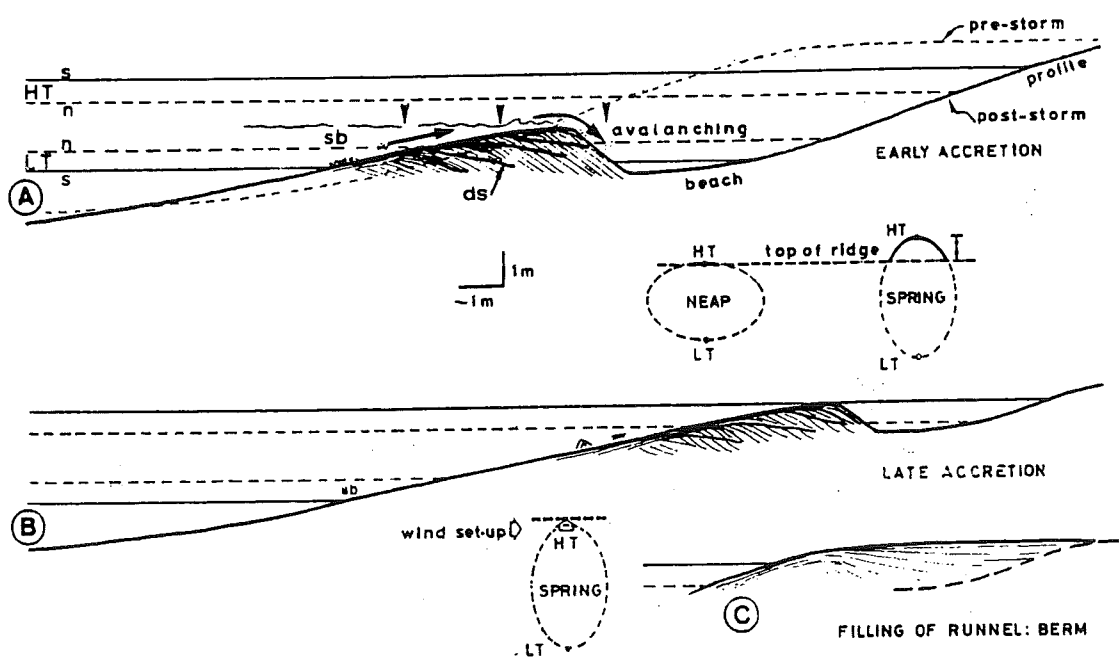
Figuur 12 Profiel door de onderwateroever tussen Zandvoort en Scheveningen, parallel aan de kustlijn. In het profiel zijn aangegeven de locaties van de boringen op de onderwateroever. De boringen zelf zijn aangegeven met een verticale lijn, de posities van de dateringen van uit de boringen geselecteerde schelpmonsters met een bolletje. De aangetroffen sedimenten kunnen onderverdeeld worden in drie eenheden. Eenheid 1 bestaat uit Pleistocene rivierafzettingen en Holocene wadafzettingen. Deze eenheid komt slechts op twee locaties voor, bij Haarlem en bij Wassenaar. De ouderdommen zijn respectievelijk ouder dan 5100 BP en ouder dan 6000 BP. Eenheid 2 bestaat uit onderwateroever en shelf afzettingen van vòòr 4700 BP en komt over het gehele profiel voor. Eenheid 3 komt op twee locaties voor. Bij Wassenaar bestaat de eenheid uit afzettingen van de uitbouwende Oude Rijndelta met een ouderdom van 3600-3800 BP. Bij Haarlem bestaat Eenheid 3 uit onderwateroeverafzettingen van de uitbouwende strandwallen met een ouderdom van 1000-2200 BP. De beschreven eenheden worden afgedekt door (sub-)recente mariene afzettingen, die bij Eenheid 3 gerekend worden. Zie de tekst voor verdere uitleg.



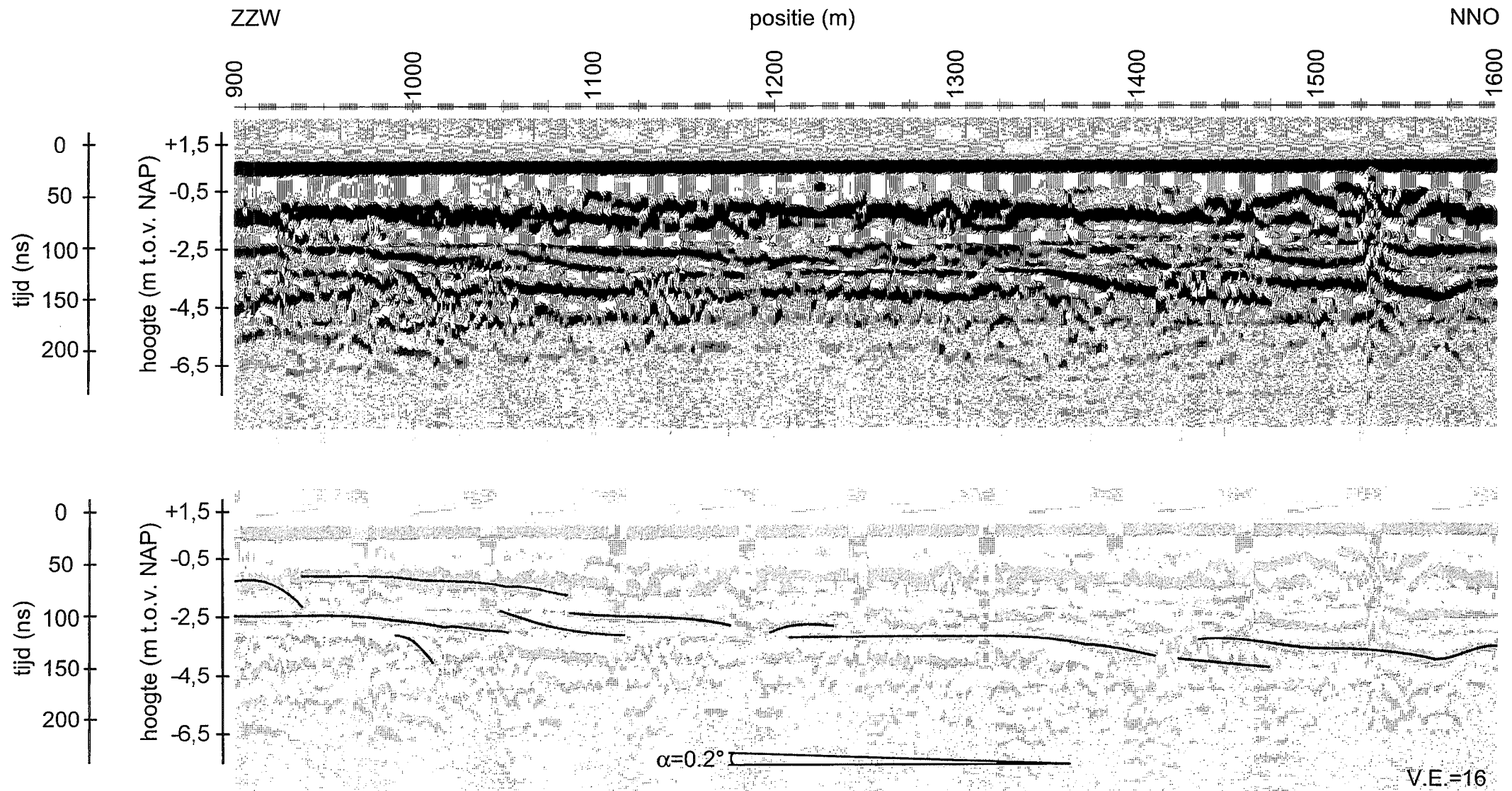
Figuur 13 Locatiekaartje van de opgenomen grondradarprofielen in de duinen bij Zandvoort. Profiel A wordt weergegeven in fig. 14, profiel B in fig. 16. De bolletjes geven de locaties aan van de meest zeewaartse boringen van de Haarlem-raai (1: Strandpaal; 2: Flessenveld; 3: Duizendmeterweg; 4: Strandweg; 5: Schuil en Rust).



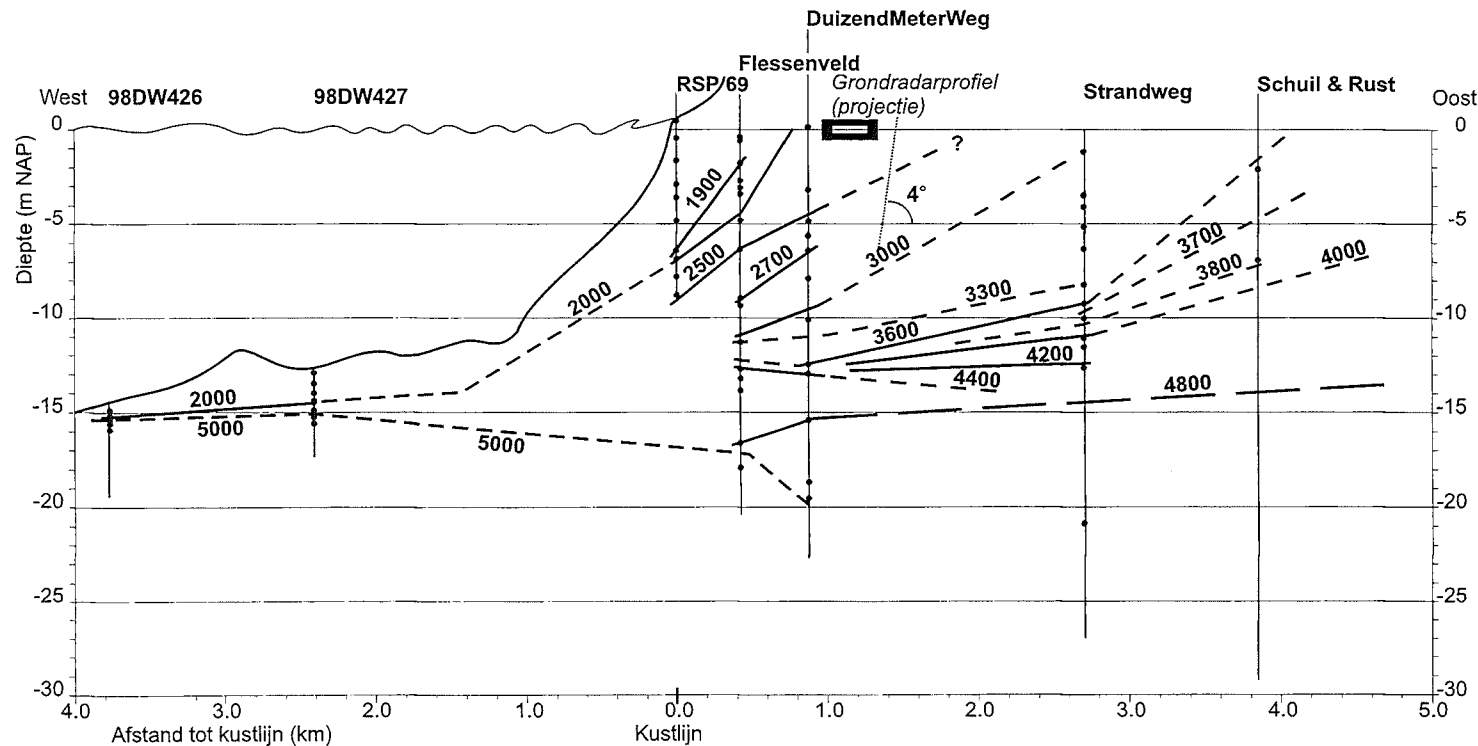
Figuur 14 Grondradarprofiel door de duinen bij Zandvoort. Zie fig. 13 voor locatie. Het profiel staat vrijwel haaks op de kustlijn en toont de zeewaartse helling van het uitbouwende kust. De kustprofielen hellen met een hoek van ca. 4° naar het westen. Het bovenste profiel toont de originele data, het onderste profiel de interpretatie hiervan. De profielen reiken tot ca. 5m onder maaiveld. In het profiel zijn de afzettingen van een zich met de uitbouwende kust verhelende brandingsbank (aangegeven met "bank") aangetroffen.



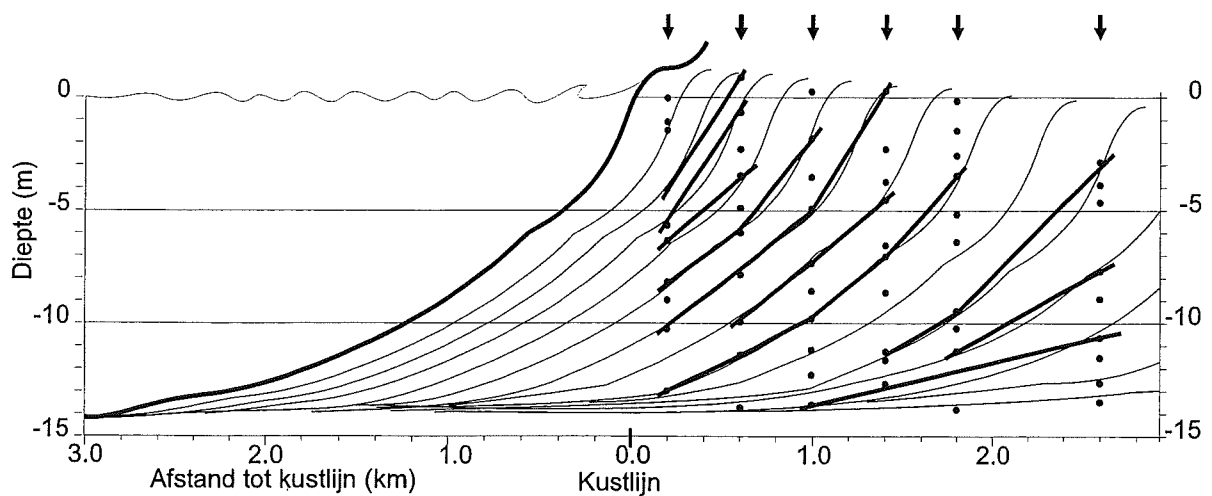
Figuur 15 Model voor het versmelten van een aanlandende brandingsbank met een kustprofiel, en de daarbij gevormde sedimentaire structuren. Vergelijkbare afzettingen zijn aangetroffen op het grondradar profiel in fig. 14. (Bron: Dabrio, 1982.)



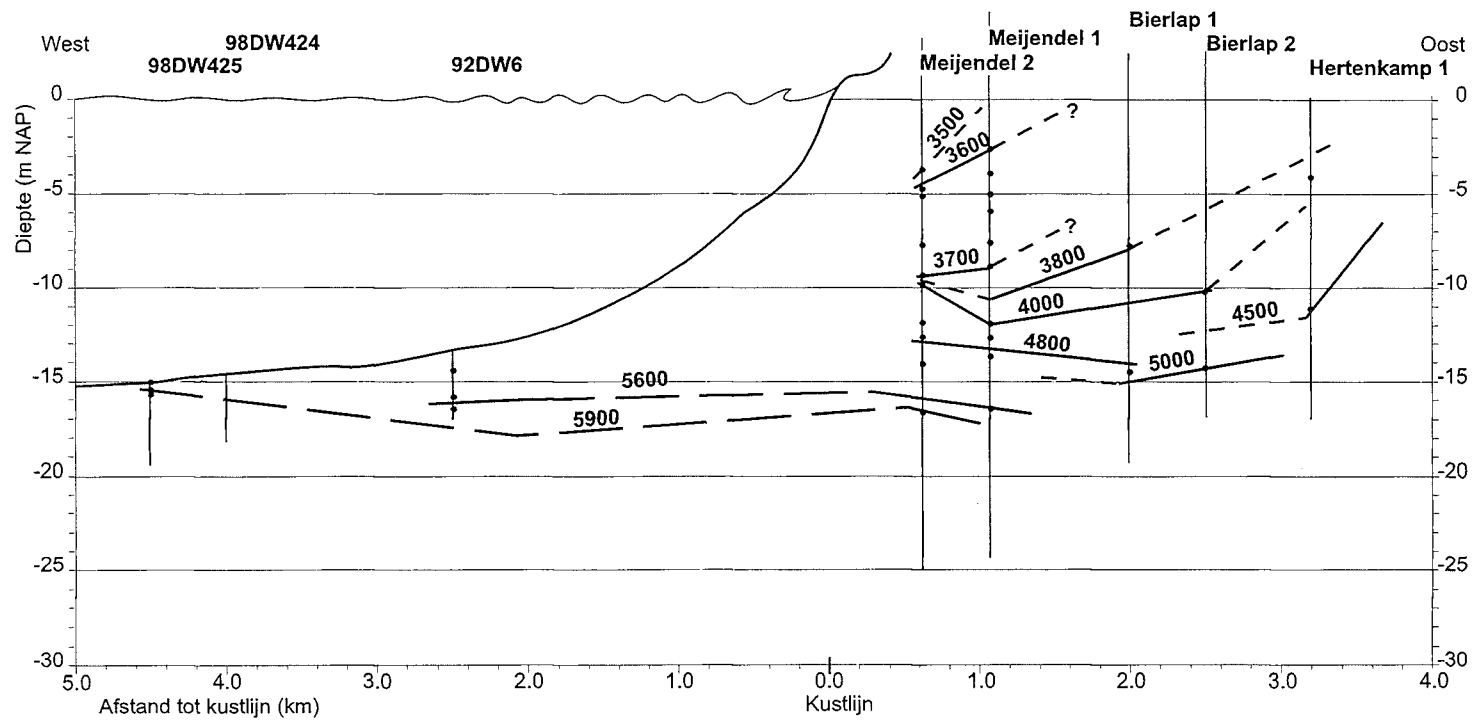
Figuur 16 Grondradar profiel door de duinen bij Zandvoort. Zie fig. 13 voor locatie. Het profiel loopt vrijwel parallel aan de kustlijn en toont een zeer geringe noordwaartse helling. In combinatie met de hellingen uit fig. 14 kan hiermee de oriëntatie van de paleo-kustlijn berekend worden. De profielen reiken tot ca. 5m onder maaiveld. Het bovenste profiel toont de originele data, het onderste profiel de interpretatie hiervan. Zie tekst voor verdere uitleg.



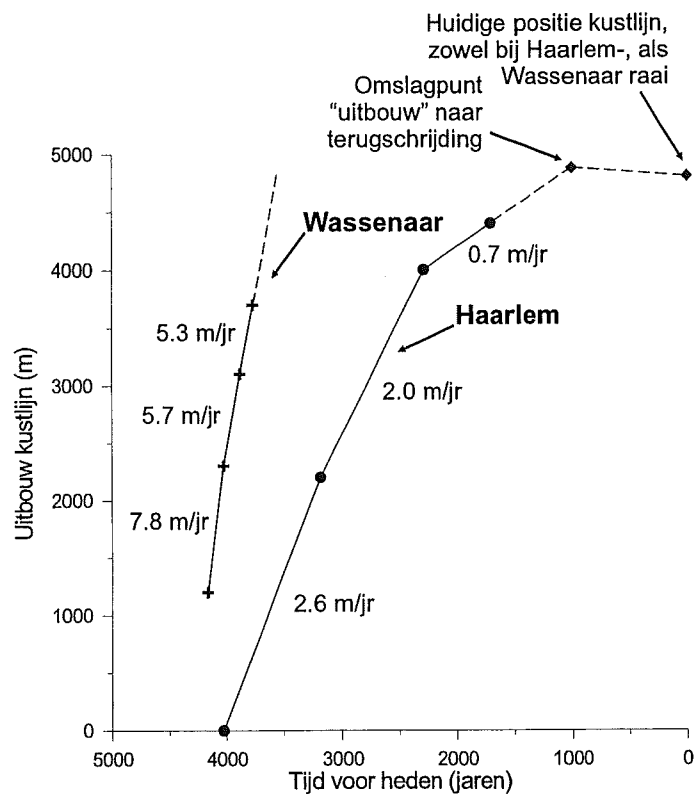
Figuur 17 Doorsnede door de strandwallen en de onderwateroever bij Haarlem/Zandvoort waarin de op grond van gedateerde schelpen geconstrueerde tijdslijnen zijn aangegeven. De tijdslijnen suggereren dat de strandwallen in dit bereik vanaf 4000 BP à 3800 BP over een min of meer vlakke zeebodem (de lijn voor 4200 BP) uitbouwden. Met name de lijnen van na 3000 BP laten een variatie in de helling zien (zie ook fig. 18). Daarnaast liggen deze lijnen dicht op elkaar, wat een afnemende uitbouwsnelheid aangeeft. In het profiel is de met grondradar vastgestelde werkelijke helling van de bovenste 5 meter van het kustprofiel aangegeven. De (geprojecteerde) locatie van het grondradarprofiel tussen de boringen Strandweg en Duizendmeterweg is aangegeven. Zie tekst voor verdere bespreking van het profiel.



Figuur 18 Hypothetisch model dat het effect laat zien van de positie van gedateerde punten op steeds hetzelfde kustprofiel op de reconstructie van dit profiel. De vorm van het gereconstrueerde profiel blijkt helemaal van de positie van de verbonden punten af te hangen. Daarnaast laat het model zien dat tijdens uitbouw van de kust, de verticale aggradatie van sediment aan de voet van de onderwateroever slechts gering is in verhouding tot de ondiepere delen hiervan. NB Het gaat hier steeds om hetzelfde profiel, dat zeewaarts steeds iets hoger ligt om het effect van de relatieve zeespiegelstijging te simuleren. De gedateerde punten zijn willekeurig verdeeld over de diepte, de onderlinge afstand van de vijf meest zeewaartse boringen is gelijk. Zie tekst voor verdere discussie.



Figuur 19 Doorsnede door de strandwallen en de onderwateroever bij Wassenaar waarin de op grond van gedateerde schelpen geconstrueerde tijdslijnen zijn aangegeven. Het beeld is niet eenvoudig te interpreteren. De tijdslijnen suggereren een uitbouw van de kust tussen 5000 BP en 3500 BP. De lijnen voor 4800 BP, 4000 BP en 3800 BP lopen op in zeewaartse richting. Hieruit kan het voorkomen van een offshore morfologie van enige omvang, zoals een bank of een spit, geconcludeerd worden. Verder suggereren de lijnen een zeer snelle verticale opbouw tussen 3700 BP en 3500 BP. NB Dit profiel is op een relatief gering aantal dateringen gebaseerd.



Figuur 20 De snelheid van uitbouw van de kustlijn bij Haarlem en Wassenaar gedurende de laatste 4000 jaar. De curve voor Wassenaar laat zien dat de kust hier zeer snel zeewaarts uitbouwde. Dit hing samen met de vorming van de delta van de Oude Rijn. Hoe lang deze uitbouw is doorgegaan, is op grond van deze gegevens niet vast te stellen. De kust moet aanzienlijk verder zeewaarts dan de huidige kust uitgebouwd zijn. Na beëindiging van de uitbouw zal er weer een forse erosie opgetreden zijn. Dat is de reden waarom er geen afzettingen jonger dan ca. 3500 BP aangetroffen zijn in de boringen. De curve voor Haarlem laat een geheel ander beeld zien. De uitbouw verliep hier veel geleidelijker en nam af in de tijd. Daarnaast is hier de uitbouw veel langer doorgegaan. Als de uitbouwsnelheid voor de periode 2300 BP – 1800 BP geëxtrapoleerd wordt tot aan 1000 BP, het begin van de Jonge Duinvorming, dan heeft de meest zeewaartse kustlijn slechts enkele honderden meters zeewaarts van de huidige kustlijn gelegen.

Bijlage A Dateringen ingezonden schelpmonsters

De in de 6e kolom vermelde ouderdommen in jaren BP (Before Present) zijn NIET gecorrigeerd voor de reservoirouderdom van zeewater. Dit betekent dat van deze ouderdommen nog 402 jaar afgetrokken moet worden. In de 7e kolom (Calibrated Age) worden de naar echte jaren omgerekende ouderdommen vermeld. Voor een discussie over de verschillen tussen ¹⁴C- jaren en echte jaren, zie Beets et al., 1994.

De in kolom 1 vermelde monsternamen horen thuis in de volgende datasets:

Duizendmeterweg	Haarlemraai, strand en duinen
Flessenveld	“
Strandweg	“
Strandpaal	“
98DW427	Haarlemraai, onderwateroever
98DW426	“
98DW425	Wassenaarraai, onderwateroever
92DW16	onderwateroever tussen Zandvoort en Wassenaar
92DW06	“
92DW10	“
92DW13	“
92DW22	“
92DW27	“
MD1	Meyendel 1: Wassenaarraai, duinen
MD2	Meyendel 2: “



Universiteit Utrecht

Faculteit Natuur- en Sterrenkunde

R.J. Van de Graaff laboratorium

¹⁴C AMS Results

Reference: 1009

Date: 28-02-1999

Page 1 of 5

Dr. A.I.F. van der Spek

NITG-TNO

Postbus 157

2000 AD HAARLEM

Sample Name	Analysed Fraction	Mass [mg]	UtC Nr	δ13C [p.mil]	Age [BP]	Calibrated Age [cal BP]
DuizendMeterWeg-44	shells	1.010	7916	-2.2	5300 ± 50	(m) 5706-5597.
DuizendMeterWeg-28	shells	2.170	7890	-2.6	5161 ± 44	(m) 5573-5463.
DuizendMeterWeg-20	shells	2.140	7891	-2.5	4801 ± 42	(m) 5121-4977.
DuizendMeterWeg-17	shells	2.150	7892	-1.3	3968 ± 42	(m) 3989-3879.
DuizendMeterWeg-07	shells	2.170	7893	-1.9	3441 ± 42	(m) 3351-3254.
DuizendMeterWeg-17C	shells	2.090	7894	-0.9	3223 ± 42	(m) 3077-2948.
DuizendMeterWeg-15B	shells	1.670	7917	-1.1	3349 ± 40	(m) 3249-3141.
DuizendMeterWeg-13B	shells	2.100	7895	-0.2	3012 ± 35	(m) 2785-2739.
DuizendMeterWeg-11B	shells	1.980	7918	-1.0	2893 ± 38	(m) 2718-2666.
DuizendMeterWeg-07A	shells	1.990	7896	-0.4	3079 ± 41	(m) 2869-2773.
FlessenVeld-02	shells	1.970	7897	-4.1	5218 ± 43	(m) 5608-5555.
FlessenVeld-9.5	shells	2.220	7919	-4.4	5062 ± 44	(m) 5458-5317.
FlessenVeld-17	shells	0.990	7898	-1.8	4814 ± 47	(m) 5202-4987.
FlessenVeld-22	shells	2.250	7899	-1.3	3729 ± 44	(m) 3685-3578.
FlessenVeld-28	shells	2.150	7900	-1.0	3122 ± 43	(m) 2934-2826.
FlessenVeld-35.5	shells	2.100	7920	-1.8	2969 ± 40	(m) 2756-2714.
FlessenVeld-41	shells	1.940	7901	-0.3	2446 ± 38	(m) 2119-2013.
FlessenVeld-47	shells	2.150	7902	0.0	2767 ± 42	(m) 2532-2367.
FlessenVeld-51	shells	1.400	7903	-0.4	2788 ± 34	(m) 2590-2436.
FlessenVeld-58	shells	2.210	7904	-0.9	2291 ± 39	(m) 1928-1838.
StrandWeg-32	shells	2.290	7905	-1.4	4601 ± 41	(m) 4837-4798.
StrandWeg-36	shells	2.180	7958	-3.3	4417 ± 123	(m) 4788-4402.
StrandWeg-36	shells	2.140	7959	-3.8	4429 ± 45	(m) 4626-4508.
StrandWeg-42	shells	1.130	7906	-2.0	4116 ± 39	(m) 4219-4088.
StrandWeg-47B	shells	2.050	7907	-2.1	3781 ± 39	(m) 3737-3638.
StrandWeg-47	shells	2.160	7908	-1.0	3647 ± 35	(m) 3579-3472.

UtC Nr. : laboratory number of the analysis

δ13C [per mil] : abundances ratio 13C/12C with respect to the PDB reference; (if applicable) estimates indicated by e)

Age [BP] : 14C age Before Present calculated from obtained abundance ratio 14C/12C after normalization to δ13C = - 25 per mil

Calibrated Age [cal BP] : intervals (1-sigma) using version 3.03 of the program Calib (Radiocarbon, 35, 215-230, 1993) for (default) the atmospheric environment or - indicated by (m) - for the marine environment with a 402 years reservoir age ; conversion applies cal AD = 1950 - cal BP (for cal BP < 1950) and cal BC = cal BP -1950 (for cal BP > 1950)



Universiteit Utrecht

Faculteit Natuur- en Sterrenkunde

R.J. Van de Graaff laboratorium

¹⁴C AMS Results

Reference: 1009

Date: 28-02-1999

Page 2 of 5

Dr. A.I.F. van der Spek

NITG-TNO

Postbus 157

2000 AD HAARLEM

Sample Name	Analysed Fraction	Mass [mg]	UtC Nr	$\delta^{13}\text{C}$ [p.mil]	Age [BP]	Calibrated Age [cal BP]
StrandWeg-52	shells	1.960	7909	-1.7	3992 $\pm$ 37	(m) 4060-3903.
StrandWeg-57	shells	2.240	7910	-3.1	3640 $\pm$ 37	(m) 3573-3466.
StrandWeg-60	shells	1.960	7911	-1.7	3713 $\pm$ 41	(m) 3665-3564.
StrandWeg-63	shells	2.120	7912	-1.6	3501 $\pm$ 40	(m) 3406-3333.
StrandWeg-69 ↗	shells	2.060	7960	-3.1	3687 $\pm$ 57	(m) 3648-3500.
StrandWeg-69 ↘	shells	2.030	7961	-3.1	3625 $\pm$ 33	(m) 3553-3458.
StrandPaal-01	shells	2.180	7913	-1.0	2871 $\pm$ 39	(m) 2707-2613.
StrandPaal-04	shells	2.160	7914	-0.9	2728 $\pm$ 49	(m) 2471-2335.
StrandPaal-07	shells	2.210	7962	-1.3	2958 $\pm$ 31	(m) 2746-2713.
StrandPaal-09	shells	1.700	7963	-1.5	2275 $\pm$ 33	(m) 1900-1828.
StrandPaal-13	shells	2.110	7964	0.0	2687 $\pm$ 38	(m) 2373-2320.
StrandPaal-18	shells	2.200	7965	-0.8	2998 $\pm$ 41	(m) 2777-2728.
StrandPaal-20	shells	2.250	7966	-0.3	2684 $\pm$ 44	(m) 2378-2316.
StrandPaal-26	shells	1.520	7967	-0.7	3311 $\pm$ 45	(m) 3208-3074.
StrandPaal-32	shells	2.320	7968	0.1	825 $\pm$ 43	(m) 488-429.
StrandPaal-37	shells	2.120	7969	0.3	712 $\pm$ 34	(m) 398-295.
FlessenVeld-72	shells	2.030	7970	0.1	2371 $\pm$ 36	(m) 2015-1931.
98DW427_01	shells	2.340	7971	-2.2	5536 $\pm$ 45	(m) 5939-5880.
98DW427_04	shells	2.140	7972	-3.9	5502 $\pm$ 48	(m) 5916-5851.
98DW427_06	shells	1.940	7973	-1.6	5298 $\pm$ 44	(m) 5697-5598.
98DW427_09	shells	2.110	7974	-3.1	5354 $\pm$ 41	(m) 5740-5653.
98DW427_10	shells	1.620	7975	-0.4	2642 $\pm$ 31	(m) 2334-2299.
98DW427_12	shells	2.120	7976	-0.4	1784 $\pm$ 30	(m) 1333-1284.
98DW427_14	shells	2.070	7977	-0.4	1918 $\pm$ 31	(m) 1500-1403.
98DW427_17	shells	2.010	7978	-1.1	-2819 $\pm$ 25	Modern.
98DW426_07	shells	2.000	7979	-3.6	5483 $\pm$ 41	(m) 5901-5839.

UtC Nr.	: laboratory number of the analysis
$\delta^{13}\text{C}$ [per mil]	: abundances ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ with respect to the PDB reference; (if applicable) estimates indicated by e)
Age [BP]	: ^{14}C age Before Present calculated from obtained abundance ratio $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ after normalization to $\delta^{13}\text{C} = -25$ per mil
Calibrated Age [cal BP]	: intervals (1-sigma) using version 3.03 of the program Calib (Radiocarbon, 35, 215-230, 1993) for (default) the atmospheric environment or - indicated by (m) - for the marine environment with a 402 years reservoir age ; conversion applies cal AD = 1950 - cal BP (for cal BP < 1950) and cal BC = cal BP - 1950 (for cal BP > 1950)



Universiteit Utrecht

Faculteit Natuur- en Sterrenkunde

R.J. Van de Graaff laboratorium

¹⁴C AMS Results

Reference: 1009

Date: 28-02-1999

Page 3 of 5

Dr. A.I.F. van der Spek

NITG-TNO

Postbus 157

2000 AD HAARLEM

Sample Name	Analysed Fraction	Mass [mg]	UtC Nr	δ13C [p.mil]	Age [BP]	Calibrated Age [cal BP]
98DW426_09	shells	1.810	7980	-2.8	5466 ± 43	(m) 5904-5840.
98DW426_12	shells	2.230	7981	-2.4	5512 ± 45	(m) 5921-5862.
98DW426_14	shells	2.170	7982	-0.1	1429 ± 35	(m) 984-926.
98DW426_16	shells	1.550	7983	-0.8	1798 ± 37	(m) 1353-1288.
92DW16_02	shells	1.370	7984	-2.6	4232 ± 41	(m) 4386-4257.
92DW16_04	shells	1.330	7985	-2.4	4100 ± 60	(m) 4224-4058.
92DW16_09	shells	2.260	7986	-1.7	4047 ± 45	(m) 4121-3978.
92DW16_14	shells	0.630	7987	-2.6	5620 ± 50	(m) 6071-5930.
92DW16_16	shells	1.750	7988	-2.9	5992 ± 42	(m) 6435-6345.
98DW425_05	shells	1.900	7989	-1.8	6439 ± 45	(m) 6955-6850.
98DW425_07	shells	2.170	7990	-1.7	6266 ± 44	(m) 6753-6663.
98DW425_09	shells	1.430	7991	-0.6	-906 ± 45	Modern.
92DW06_01	shells	1.420	7992	0.4	1515 ± 38	(m) 1089-996.
92DW06_04	shells	1.740	7993	0.2	611 ± 34	(m) 278-244.
92DW06_07	shells	1.920	7994	-3.1	6072 ± 46	(m) 6535-6418.
92DW10_02	shells	0.860	7995	-0.8	-992 ± 36	Modern.
92DW10_04	shells	0.730	7996	-0.5	4288 ± 44	(m) 4430-4345.
92DW10_06	shells	2.150	7997	-0.8	-1068 ± 32	Modern.
92DW13_01	shells	2.090	7998	-1.3	3981 ± 48	(m) 4047-3888.
92DW13_02	shells	2.230	7999	-1.6	4154 ± 41	(m) 4256-4130.
92DW13_05	shells	1.830	8000	-1.9	4129 ± 42	(m) 4234-4099.
92DW13_06A	shells	2.280	8001	-1.3	4010 ± 49	(m) 4076-3922.
92DW13_06B	shells	2.160	8002	-1.4	4173 ± 38	(m) 4290-4172.
92DW13_08	shells	1.060	8003	-2.4	4171 ± 45	(m) 4297-4153.
92DW22_02	shells	1.190	8004	-1.3	5265 ± 39	(m) 5749-5581.

UtC Nr. : laboratory number of the analysis

δ13C [per mil] : abundances ratio 13C/12C with respect to the PDB reference; (if applicable) estimates indicated by e)

Age [BP] : 14C age Before Present calculated from obtained abundance ratio 14C/12C after normalization to δ13C = - 25 per mil

Calibrated Age [cal BP] : intervals (1-sigma) using version 3.03 of the program Calib (Radiocarbon, 35, 215-230, 1993) for (default) the atmospheric environment or - indicated by (m) - for the marine environment with a 402 years reservoir age ; conversion applies cal AD = 1950 - cal BP (for cal BP < 1950) and cal BC = cal BP -1950 (for cal BP > 1950)



Universiteit Utrecht

Faculteit Natuur- en Sterrenkunde

R.J. Van de Graaff laboratorium

¹⁴C AMS Results

Reference: 1009

Date: 28-02-1999

Page 4 of 5

Dr. A.I.F. van der Spek
NITG-TNO
Postbus 157
2000 AD HAARLEM

Sample Name	Analysed Fraction	Mass [mg]	UtC Nr	δ13C [p.mil]	Age [BP]	Calibrated Age [cal BP]
92DW22_05	shells	2.210	8005	-2.2	5370 ± 41	(m) 5754-5673.
92DW22_07	shells	1.940	8006	-3.7	5584 ± 42	(m) 5995-5910.
92DW27_05	shells	2.030	8030	-0.5	5094 ± 44	(m) 5910-5853, 5830-5752.
92DW27_07	shells	2.180	8031	-2.0	5164 ± 41	(m) 5936-5902.
92DW27_10	shells	2.120	8032	-2.1	5289 ± 36	(m) 6170-6143, 6104-5988, 5961-5958.
92DW27_14	shells	2.100	8033	-3.6	5900 ± 50	(m) 6783-6700, 6700-6672.
MD1_4	shells	2.050	8194	-1.1	4001 ± 34	(m) 4056-3930.
MD1_14	shells	1.270	8195	-1.1	4074 ± 43	(m) 4146-4045.
MD1_20	shells	0.770	8196	-2.0	4022 ± 37	(m) 4076-3962.
MD1_23	shells	1.470	8197	-2.3	4074 ± 43	(m) 4146-4045.
MD1_33	shells	1.330	8198	-1.2	4078 ± 47	(m) 4155-4046.
MD1_38	shells	2.130	8199	-1.1	4035 ± 37	(m) 4088-3974.
MD1_51	shells	1.630	8200	-2.5	4237 ± 37	(m) 4387-4270.
MD1_58	shells	1.300	8201	-2.0	4995 ± 42	(m) 5372-5344, 5338-5282.
MD1_63	shells	2.160	8202	-2.7	5251 ± 40	(m) 5639-5574.
MD1_78	shells	1.500	8203	-3.1	6048 ± 44	(m) 6498-6404.
MD2_1	shells	2.150	8204	-0.9	3940 ± 60	(m) 3979-3830.
MD2_13	shells	1.860	8205	-1.2	4021 ± 41	(m) 4079-3955.
MD2_16	shells	1.130	8206	-1.2	4065 ± 45	(m) 4138-3997.
MD2_27	shells	2.030	8207	-1.9	4071 ± 35	(m) 4134-4051.
MD2_32	shells	1.340	8208	-2.9	4823 ± 46	(m) 5211-4999.
MD2_34	shells	1.960	8209	-1.5	4381 ± 44	(m) 4381-4432.
MD2_47	shells	2.050	8210	-1.9	4682 ± 45	(m) 4948-4832.

UtC Nr. : laboratory number of the analysis
d13C [per mil] : abundances ratio 13C/12C with respect to the PDB reference; (if applicable) estimates indicated by e)
Age [BP] : 14C age Before Present calculated from obtained abundance ratio 14C/12C after normalization to d13C = - 25 per mil
Calibrated Age [cal BP] : intervals (1-sigma) using version 3.03 of the program Calib (Radiocarbon, 35, 215-230, 1993) for (default) the atmospheric environment or - indicated by (m) - for the marine environment with a 402 years reservoir age ; conversion applies cal AD = 1950 - cal BP (for cal BP < 1950) and cal BC = cal BP -1950 (for cal BP > 1950)



¹⁴C AMS Results

Reference: 1009

Date: 28-02-1999

Page 5 of 5

Dr. A.I.F. van der Spek
NITG-TNO
Postbus 157
2000 AD HAARLEM

Sample Name	Analysed Fraction	Mass [mg]	UtC Nr	δ13C [p.mil]	Age [BP]	Calibrated Age [cal BP]
MD2_53	shells	1.980	8211	-1.4	5090 ± 70	(m) 5545-5320.
MD2_59	shells	2.080	8212	-2.2	4572 ± 36	(m) 4820-4783.
MD2_67	shells	2.220	8213	-4.4	6245 ± 42	(m) 6731-6645.

UtC Nr. : laboratory number of the analysis
δ13C [per mil] : abundances ratio 13C/12C with respect to the PDB reference; (if applicable) estimates indicated by e)
Age [BP] : 14C age Before Present calculated from obtained abundance ratio 14C/12C after normalization to δ13C = - 25 per mil
Calibrated Age [cal BP] : intervals (1-sigma) using version 3.03 of the program Calib (Radiocarbon, 35, 215-230, 1993) for (default) the atmospheric environment or - indicated by (m) - for the marine environment with a 402 years reservoir age ; conversion applies cal AD = 1950 - cal BP (for cal BP < 1950) and cal BC = cal BP -1950 (for cal BP > 1950)