

Nederlandse kustduinen - Geomorfologie en bodems

11

CENTRALE LANDBOUWCATALOGUS



0000 0013 1553

Promotor: dr. G.C. Maarleveld, emeritus buitengewoon hoogleraar in de fysische geografie
van de periglaciale en glaciële landschappen aan de Universiteit van Amsterdam
Co-promotor: dr. ir. A.P.A. Vink, hoogleraar in de fysische geografie en capita selecta
der bodemkunde aan de Universiteit van Amsterdam

J.A. Klijn

Nederlandse kustduinen Geomorfologie en bodems

Proefschrift

ter verkrijging van de graad van
doctor in de landbouwetenschappen,
op gezag van de rector magnificus,
dr.C.C. Oosterlee,
hoogleraar in de veeteeltwetenschap,
in het openbaar te verdedigen
op vrijdag 9 oktober 1981
des namiddags te 13.30 uur in de aula
van de Landbouwhogeschool te Wageningen.



**Centrum voor landbouwpublicaties en landbouwdocumentatie
Wageningen - 1981**

BIBLIOTHEEK
VOR
LANDBOUWHOGESCHOOL
WAGENINGEN

15N. 146522-03

Abstract

Klijn, J.A. (1981). Nederlandse kustduinen; geomorfologie en bodems/Dutch coastal dunes; geomorphology and soils, ISBN 90 220 0768 5, (x) + 188 p., 65 figs, 6 tables, 292 refs, 4 app., Eng. summary, Eng. legends to figs and tables.
Also: Doctoral thesis, Wageningen.

This report forms part of an interdisciplinary survey on landscape ecology of the Dutch coastal dunes. Other subjects are dealt with in 'Geohydrology' (Bakker, 1981), 'Geobotany' (Van Zadelhoff, 1981) and 'Landscape ecology' (Bakker et al., 1981). The subjects in these reports have been selected primarily for ecological significance. Within this ecological frame, most attention was paid to the dune slacks, being the most vulnerable and threatened dune habitat in the Netherlands.

This report describes climatic history especially in the Middle Ages and later centuries (Chap. 2), coastal development (Chap. 3), geology (Chap. 4); human influences on relief and soil (Chap. 5), being 'decision variables' for geomorphological and pedological features. An explanation of dune-forming mechanisms is followed by a classification of dune forms (Chap. 6). Also a brief description of the Dutch coastal dunes is given in relation to the geomorphological map (scale 1:100 000, App. IV). Further some attention is given to the ecological features of dune slacks, and also some remarks are made on nature management. Chapter 7 is focused on the sudden origin of the 'Younger Dunes' in the Netherlands and the existence of three major phases in their development. The major part of the dunes proved to result from secondary dune-forming processes, for which the most probable cause is coastal erosion. There seems to be a cause-effect relation between climatic changes, phases of coastal erosion and phases of secondary dune-forming. Chapter 8 gives an outline of the main soil forming processes like the development of a humus-layer and leaching of compounds like carbonates as an introduction on the ecologically important moisture and nutrient conditions in dune soils. Special attention is given to the influence of pH and moisture regime as well as to the effect of human activities.

BIBLIOTHEEK L.H.

29 SEP. 1981

ONTV. TIJDSCHR. ADM

Deze publikatie verschijnt tevens als handelseditie bij Pudoc.

© Centrum voor Landbouwpublikaties en Landbouwdocumentatie, Wageningen, 1981.

Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotocopie, microfilm of op welke andere wijze ook zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van de uitgever.

No part of this book may be reproduced or published in any form by print, photoprint, microfilm or any other means without written permission from the publishers.

NOV 20, 1961

Stellingen

1. De legenda en de toelichting op de legenda bij de geomorfologische kaart van Nederland, schaal 1:50 000, geven onvoldoende informatie. Een toelichting per 'hoofdland-schap' is vereist.

J.A.M. ten Cate & G.C. Maarleveld, 1977. Geomorfologische kaart van Nederland, schaal 1:50 000; legenda, toelichting op de legenda. Stichting voor Bodem-kartering, Wageningen/Rijks Geologische Dienst, Haarlem.

2. Het is principieel onjuist om de evaluatie van het milieu tot milieukartering te rekenen. Een duidelijk onderscheid in formele en praktische zin tussen kartering en waardering kan veel misverstanden voorkomen.

M. Burggraaff, L. van Deijl, G. Laeijendecker, H.A. Meester-Broertjes & A.H.P. Stumpel, 1979. Milieukartering; methoden, toepassingen en perspectief. Pudoc, Wageningen, p. 156-162.

3. Beschouwingen over diversiteit, successie en stabiliteit van levensgemeenschappen gaan doorgaans onvoldoende vergezeld van voldoende inzicht in de pendanten van deze verschijnselen in het abiotisch milieu.

E.P. Odum, 1971. Fundamentals of ecology. 2nd Ed. W.B. Saunders Comp., Philadelphia, London, Toronto, 574 p.
W.H. van Dobben & R.H. Lowe-Mc Connel (Eds.), 1975. Unifying concepts in ecology. W. Junk B.V., Den Haag/Pudoc, Wageningen, 302 p.

4. De bruikbaarheid van de systeemtheorie voor landschapsecologisch onderzoek wordt ondergraven door het klakkeloos invoeren van slecht gedefinieerde begrippen, die maar al te vaak een substituut zijn voor gangbare, beter gedefinieerde begrippen.

G. van Wirdum, 1979. Ecoterminologie en grondwaterregime. W.L.O. Mededelingen 6 (1979) 3, p. 19-24.

5. Het Quackjeswater en de bijbehorende duinvallei op Voorne zijn geen overblijfsel van de Goote (een voormalige getijstroom) en evenmin een secundaire duinvallei. De vallei is een afgesnoerde strandvlakte of 'primaire duinvallei' die in de 18e eeuw is ontstaan.

G. Londo, 1971. Patroon en proces in duinvalleivegetaties langs een gegraven meer in de Kennemerduinen. Dissertatie Nijmegen, Stelling X.

6. Dat een regressie de belangrijkste oorzaak zou zijn geweest van de grootschalige kustduinvorming in westelijk Europa halverwege de middeleeuwen is minder waarschijnlijk dan een transgressie als inleiding van landinwaartse verstuivingen.

H.H. Lamb, 1977. *Climate, present-, past- and future*. Vol. II, Methuen, London.
M.J. Tooley, 1978. *Sea-level changes; North-West England during the Flandrian Stage*. Clarendon Press, Oxford.

7. Gezien de aardwetenschappelijke betekenis vormen de gave, karakteristieke en vrijwel onvervangbare loopduinengebieden op Terschelling en Vlieland ten onrechte nog geen (onderdeel van een) GEA-object.

G.P. Gonggrijp, 1978. *Doelstelling, werkwijze en resultaten van het GEA-project*. K.N.A.G. Geogr. Tijdschr. XIV (3): 220-230.

8. De veronderstelling dat versnelde mineralisatie van organisch materiaal in duinvalleibodems zou optreden tijdens hoge grondwaterstanden gedurende de herfst en winter, is onjuist.

C.J.M. Sloet van Oldruitenborgh, 1976. *Duinstruwelen in het Deltagebied*. Mededelingen Landbouwhogeschool Wageningen, p. 49.

9. Er is te weinig aandacht voor de bodemprocessen in de duinen die optreden bij een ongestoorde waterhuishouding en een natuurlijke vegetatie-ontwikkeling. Het inzicht zou in belangrijke mate vergroot kunnen worden door herhaling van een deel van het onderzoek van De Vries op Vlieland.

V. de Vries, 1961. *Vegetatiestudie op de Westpunt van Vlieland*. Dissertatie Universiteit van Amsterdam.

10. Het is merkwaardig dat sommige ecologen die de diversiteit en soortenrijkdom in levensgemeenschappen als een groot goed beschouwen en dit onder andere motiveren op grond van de 'informatiefunctie' van de levende natuur, door hun spelling de nivellering van de Nederlandse taal propageren.

11. In tegenstelling tot wat veel ecologen geloven, zijn 'goed' en 'slecht' geen ecologische eigenschappen.

D.A. Jameson, 1976. *Management of ecosystems: information supplied by simulation models*. In: G.W. Arnold & C.T. de Wit (Eds): *Critical evaluation of systems analysis in ecosystems research and management*. Pudoc, Wageningen, p. 30-38.

12. Het gebruik van het bestrijdingsmiddel 2,4,5-T bij ecologische experimenten in een 'drainage basin' is uit den boze.

F.H. Bormann & G.E. Likens, 1979. *Pattern and process in a forested ecosystem*. Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, p. 82.

Woord vooraf

Interdisciplinair landschapsecologisch onderzoek gebeurt in belangrijke mate bij de gratie van een intensieve samenwerking tussen de onderzoekers. De samenwerking met de collega's Theo Bakker en Erik van Zadelhoff is steeds prettig en stimulerend geweest. Dit gold zowel in de periode, waarin het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' plaatsvond (1976-1979) als tijdens de verdere uitwerking van de gegevens tot een drietal dissertaties.

Prof.dr. G.C. Maarleveld, destijds als wetenschappelijk begeleider voor het onderdeel geomorfologie bij het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' betrokken, heeft mij ook later als promotor alle steun en vertrouwen gegeven die ik mij kon wensen.

Prof.dr.ir. A.P.A. Vink, eerder reeds zijdelings bij het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' betrokken, heeft als co-promotor op enthousiaste wijze de bijdrage aan het landschapsecologische gedeelte begeleid. Onder zijn supervisie kwam tevens het hoofdstuk 'Bodems' tot stand.

Veel dank is ook verschuldigd aan diegenen die waardevol commentaar op bepaalde hoofdstukken leverden: dr. S. Jelgersma, prof.dr. E.A. Koster, prof.dr. J.H.J. Terwindt, prof.dr. J.M. Verstraten en drs. G.F.A. van Zuylen.

Een belangrijk deel van de gegevens is tijdens het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' verzameld door D.M. Hoek en Ing. J.A.M. Stevens. Deze verzorgden toen ook een deel van het tekenwerk. Verder tekenden Oda en Theo. Het concept-manuscript werd uitgetypt door Lon en Virginie. De eindredactie was in bekwame handen bij Jan Castelein van het Centrum voor Landbouwpublicaties en Landbouwdocumentatie te Wageningen. Deze instantie verleende tevens toestemming voor overname van tekstgedeelten, figuren en kaarten uit de publikatie 'Duinen en duinvalleien; een landschapsecologische studie van het Nederlandse duingebied' (Bakker et al., 1979b). De Engelse teksten werden gefatsoeneerd door J.C. Rigg.

Tijdens het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' en bij de latere bewerking van de gegevens verleenden tal van personen en instituten hun medewerking. Het is ondoenlijk om op deze plaats alle namen te noemen, zodat helaas met een algemeen woord van dank moet worden volstaan. Een aparte betekenis had Willemijn, nog afgezien van het feit dat zij af en toe hielp met tekenen of typen.

Curriculum vitae

Jan Adriaan Klijn werd op 8 mei 1948 te Gorinchem geboren. Na de lagere school doorliep hij het gymnasium en behaalde in 1966 het diploma Gymnasium A, in 1967 het aanvullende Staatsexamen Gymnasium B. Vanaf 1967 studeerde hij Fysische Geografie aan de Universiteit van Amsterdam, waar hij in 1975 cum laude het doctoraalexamen Planologische Fysische Geografie (landschapsecologische richting) aflegde. Doctoraalbijvakken waren Bijzondere Plantkunde en Milieukunde.

Sinds het begin van 1975 tot aan de zomer van 1976 was hij leraar Aardrijkskunde aan de Rijksscholengemeenschap te Brielle. Daarna maakte hij deel uit van een onderzoeksteam dat in het kader van het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' een interdisciplinaire landschapsecologische studie van de Nederlandse kustduinen maakte. Na afloop van dit onderzoek in 1979 was hij enige tijd werkloos. Daarna werkte hij als part-time coördinator bij de Werkgroep Noordzee te Amsterdam. Vanaf maart 1981 is hij werkzaam bij de Rijks Planologische Dienst te 's-Gravenhage.

Inhoud

1	<i>Inleiding</i>	1
1.1	Algemeen	1
1.2	Achtergronden en doelstellingen van het 'TNO-Duinvalleienonderzoek'	1
1.3	Methoden van onderzoek	2
1.4	Verkenning: een toelichting op inhoud en hoofdstukkenvolgorde	8
2	<i>Klimaathistorie</i>	13
2.1	Inleiding	13
2.2	Klimaat sinds het begin van de middeleeuwen	14
3	<i>Kustontwikkeling</i>	19
3.1	Inleiding	19
3.2	Relatieve zeespiegelrijzing	19
3.3	Transgressies of transgressiefasen?	21
3.4	Sedimenttransport bij zandige kusten	24
3.5	Kustvormen	28
3.6	Effecten van waterstaatkundige werken op de kustlijn	35
3.7	Het gedrag van laagwaterlijn, hoogwaterlijn en duinvoet	36
3.8	Kustlijnveranderingen in de historie	38
3.9	De duinvoetverplaatsing sinds circa 1850	38
4	<i>Geologie</i>	42
4.1	Inleiding	42
4.2	Het Pleistoceen	42
4.3	Het Holoceen	44
4.4	Oude Duin- en Strandafzettingen	45
4.5	De Jonge Duinafzettingen	50
4.6	Herkomst en eigenschappen van het strand- en duinzand	52
5	<i>Invloeden van de mens op reliëf en bodem (historisch overzicht)</i>	57
5.1	Inleiding	57
5.2	Strandwallen en Oude Duinen	57
5.3	De Jonge Duinen	59
5.3.1	Exploitatie door brandstofwinning, beweiding en jacht	59
5.3.2	Vastlegging door helmaanplant en bebossing	60
5.3.3	Zeewering en stuifdijkaanleg	60
5.3.4	Ontginningen	61

5.3.5	Ontgrondingen en vergravingen	62
5.3.6	Bebouwing	63
6	<i>Geomorfologie van de Jonge Duinen</i>	65
6.1	Inleiding	65
6.2	De ontstaanswijze van kustduinen	66
6.2.1	Duinvormende factoren	66
6.2.2	Strand en strandvlakte als bufferzone en zandbron	67
6.2.3	Zandtransport door de wind	68
6.2.4	Duinvorming op strand en strandvlakte	71
6.2.5	De zeereep	77
6.2.6	De vorming van primaire duinenreeksen en valleien	78
6.2.7	Secundaire duinvorming	82
6.2.8	Duinvormen met een complexe genese	89
6.3	Classificatie van duinvormen; legenda-opbouw voor de geomorfologische kaart (schaal 1:25 000)	91
6.3.1	Inleiding	91
6.3.2	Criteria bij de classificatie van duinvormen en de legenda-opbouw van de geomorfologische kaart (schaal 1:25 000)	91
6.3.3	Korte beschrijving van de legenda-eenheden van de geomorfologische kaart (schaal 1:25 000)	95
6.4	Toelichting bij de geomorfologische overzichtskaart (schaal 1: 100 000)	100
6.5	Enkele actuele processen nader beschouwd	106
6.6	De duinvalleien in ecologisch en beheerstechnisch opzicht	110
6.6.1	De relatie tussen de ontstaanswijze en enkele ecologische eigenschappen	110
6.6.2	De vorming van nieuwe duinvalleien en -plassen	111
7	<i>De vorming van de Jonge Duinen in historisch en causaal verband</i>	113
7.1	Inleiding	113
7.2	Dateringen van fase JDI	113
7.3	Dateringen en historische gegevens van de fasen JDII en JDIII	116
7.4	Oorzaken van de vorming van de Jonge Duinen	117
7.4.1	Mogelijke oorzaken van duinvorming	117
7.4.2	Secundaire duinvorming in relatie tot kustontwikkeling en klimaatswijzigingen	120
7.5	Discussie	126
8	<i>Bodemgesteldheid: enkele genetische en ecologische aspecten</i>	129
8.1	Inleiding	129
8.2	Bodemvormende processen	130
8.2.1	Productie en omzetting van organische stof	130
8.2.2	Uitspoeling van stoffen, in het bijzonder van kalk	132
8.2.3	Hydromorfe kenmerken	138
8.3	Bodemclassificatie	141

8.4	Bodemecologie	142
8.4.1	Vocht- en luchtvoorziening	142
8.4.2	Voedingsstoffenvoorziening	145
8.4.2.1	Algemeen	145
8.4.2.2	De beschikbaarheid van stikstof, fosfor en kalium en de invloed daarop van de pH en de grondwatersituatie	147
8.5	Bodemkundige effecten van menselijke activiteiten	147
8.5.1	Inleiding	148
8.5.2	Afplaggen en uitgraven	149
8.5.3	Spitten, ploegen en profielverstoring	149
8.5.4	Grondwaterstandsbeïnvloeding en kunstmatige infiltratie	150
8.5.5	Luchtvervuiling	152
8.6	Synthese en discussie	153
<i>Samenvatting</i>		156
<i>Summary</i>		159
<i>Bijlagen</i>		162
Bijlage 1. Regionale studie van het duingebied tussen Egmond en Camperduin		162
Bijlage 2. Legenda geomorfologische kaarten 1: 25 000 (naar Bakker et al., 1979a)		178
Bijlage 3. Geomorfologische kaart van het duingebied tussen Egmond en Camperduin (verkleind naar Bakker et al., 1979 a)		180
Bijlage 4. (los achterin) Geomorfologische kaart 1: 100 000		
<i>Literatuur</i>		181

1 Inleiding

1.1 ALGEMEEN

Deze publikatie maakt deel uit van vier samenhangende publikaties. De titels en auteurs zijn:

- Nederlandse kustduinen; Landschapsecologie (Bakker, T.W.M., J.A. Klijn & F.J. van Zadelhoff, 1981)
- Nederlandse kustduinen; Geomorfologie en bodems (Klijn, J.A., 1981)
- Nederlandse kustduinen; Geohydrologie (Bakker, T.W.M., 1981)
- Nederlandse kustduinen; Geobotanie (van Zadelhoff, F.J., 1981)

Deze onderling sterk samenhangende publikaties vormen een uitwerking van eerder verschenen studies (Bakker et al., 1979a en 1979b), die het verslag vormden van het zogenaamde 'TNO-Duinvalleienonderzoek'. De opzet van dit onderzoek wordt in paragraaf 1.2 toegelicht, omdat deze in een groot aantal opzichten een verklaring is van de keuze van de onderwerpen en de accentleggingen in deze publikatie. Het is wenselijk enkele andere overwegingen te noemen, die evenzeer een rol hebben gespeeld:

- Enerzijds staat de landschapsecologische relevantie van de gepresenteerde gegevens voorop, terwijl anderzijds de meer specifiek op het terrein van de geomorfologie liggende thema's zijn uitgewerkt.
- De behandeling van twee min of meer op zichzelf staande thema's brengt een zekere tweeslachtigheid met zich mee. Naar omvang neemt de geomorfologie de belangrijkste plaats in. Het bodemkundig gedeelte geeft slechts een globaal beeld en is vooral bedoeld ter ondersteuning van landschapsecologische inzichten. Het is in het bijzonder op literatuuronderzoek gebaseerd.
- Deze publikatie richt zich vrijwel uitsluitend op de Jonge Duinen¹.
- Uitgebreider dan gebruikelijk is getracht een aantal randvoorwaarden voor de geomorfologische en bodemkundige verschijnselen te behandelen: klimaathistorie, kustontwikkeling, geologie en antropogene activiteiten. Een motief daarvoor is dat landschapsecologische publikaties - wellicht per definitie - voor niet-specialisten toegankelijk moeten zijn.

1.2 ACHTERGRONDEN EN DOELSTELLINGEN VAN HET 'TNO-DUINVALLEIENONDERZOEK'

De bezorgdheid over de achteruitgang van de natuurlijke rijkdommen van het Nederlandse duingebied op het gebied van landschap, flora en fauna, in het bijzonder die van het kwetsbare en verhoudingsgewijs zeer rijke duinvalleimilieu, vormde de achtergrond van het 'TNO-Duinvalleienonderzoek'. De directe aanleiding tot dit onderzoek was het verschijnen

1. Deze term is het morfostratigrafische equivalent van de geologische term Jonge Duinafzettingen.

van het Structuurschema Drink- en Industrierwatervoorziening in 1972. In dit Structuurschema werd een prognose gemaakt van het waterverbruik in het jaar 2000. Op basis hiervan werd geconcludeerd dat er een aantal nieuwe projecten noodzakelijk zijn, waaronder enkele in de duinen. Deze plannen gingen niet vergezeld van voldoende inzicht in de landschaps-ecologische gesteldheid van de kustduinen. Naar aanleiding daarvan startte op 1 juli 1976 het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' met de volgende taakomschrijving:

1. Het geven van een totaaloverzicht van eertijds en thans nog aanwezige vochtige duinvalleien in de Nederlandse kustduinen, onder andere door middel van een kartering.
2. Het geven van een karakterisering en typologie van deze duingebieden - speciaal met betrekking tot de vochtige duinvalleien - in nationaal en internationaal verband op het terrein van geomorfologie, bodem, waterhuishouding, flora en vegetatie.
3. Aangeven van de kwantitatieve en kwalitatieve achteruitgang der valleien voor de onder 2 genoemde aspecten.
4. Het geven van een inventarisatie en een evaluatie van beheersmaatregelen in heden en verleden met betrekking tot duin(vallei)milieus, zowel voor het inwendig als het uitwendig beheer.
5. Aangeven van het optimaal beheer van de vochtige duinvalleien ten behoeve van het behoud en eventueel herstel van de ecologische kwaliteiten.
6. Nagaan wat de mogelijkheden zijn voor de vorming van nieuwe vochtige duinvalleien.
7. Voor zover mogelijk, vanuit een streven naar het verkrijgen van een optimale geomorfologische en ecologische variatie, beoordelen van de gevolgen van huidige en toekomstige maatschappelijke activiteiten, zoals winning van delfstoffen (o.a. water), recreatie, bosbouw etcetera.

Met deze taakomschrijving is getracht in ruim 2,5 jaar te komen tot een redelijk compleet overzicht van de Nederlandse kustduinen op de genoemde terreinen, waarbij tevens een zo volledig mogelijke integratie van de gegevens is nagestreefd. Daartoe is een aparte methodiek ontwikkeld. De onderzoekresultaten zijn in uitgebreide vorm neergelegd in een Basisrapport, dat bestaat uit algemene hoofdstukken en 16 regionale beschrijvingen en kaarten (schaal 1:25 000) van de aspecten geomorfologie, hydrologie en vegetatie (Bakker et al., 1979a). Voorts is een samenvattend rapport samengesteld met overzichtskaarten (schaal 1:100 000), waarbij de nadruk vooral ligt op de integratie van de gegevens (Bakker et al., 1979b). In het werkschema op pagina 3 wordt duidelijk gemaakt welke werkzaamheden tot het onderzoek behoorden en op welke manier deze samenhangen. In paragraaf 1.3 worden de werkzaamheden op het gebied van geomorfologie en bodem nader uitgewerkt. Deze vakgebieden zijn voorlopig samengevat onder de noemer fysische geografie.

1.3 METHODEN VAN ONDERZOEK

In de doelstellingen (par. 1.2) lag ten aanzien van het fysisch-geografisch aandeel een tweeledige opdracht besloten:

- Een afzonderlijk bruikbare inventarisatie en karakterisering van de geomorfologische gesteldheid door middel van een kartering. Een geomorfologische inventarisatie bedoelt een overzicht te geven van de terreinvormen, de wijze en tijd van ontstaan van deze vormen en de aard van het materiaal nabij het oppervlak. Vooral in dynamische landschappen

Geomorfologie en bodems

- klimaatgeschiedenis
- geologie
- historisch-geografische aspecten (o.a. kustlijnontwikkeling, verstuiving)
- invloed van de mens
- bodemkundige verkenning
- inventarisatie geomorfologische gesteldheid d.m.v. kartering

Geohydrologie

- grondwaterregiem en grondwaterkwaliteit in valleien
- randvoorwaarden van belang voor grondwaterregiem en grondwaterkwaliteit
- historische gegevens
- hydrologische kartering
- isohypsenkaarten

Geobotanie

- historische gegevens m.b.t. plantengroei
- floristische inventarisatie
- vegetatiekundige karakterisering
- relatie grondwaterregiem/plantengroei
- beheer in heden en verleden

verzamen gegevens

EVALUATIE **EVALUATIE** **EVALUATIE**

- inzicht in terreinvorming
- inzicht in a-biotische milieufactoren (excl. actueel klimaat en hydrologie)
- overzicht huidige toestand; classificatie en karakterisering van landschapsvormen en actuele geomorfologische processen

kaarten (16x)
schaal 1:25 000
+ deelrapporten

- overzicht van eertijds en thans aanwezige vochtige duinvalleien
- classificatie en karakterisering van het grondwater in relatie tot de vegetatie
- actuele hydrologische situatie; aangeven van oorzaken van verandering

kaarten (16x)
schaal 1:25 000
+ deelrapporten

- aangeven van kwalitatieve en kwantitatieve achteruitgang van duinvalleivegetaties
- overzicht van de huidige toestand; actuele processen en karakterisering van de vegetatie

kaarten (16x)
schaal 1:25 000
+ deelrapporten

rapportage basisrapport

EVALUATIE **EVALUATIE** **EVALUATIE**



rapportage eindrapport



richtlijnen voor het beheer van vochtige duinmilieus

CONCLUSIES EN AANBEVELINGEN t.a.v. BELEID EN BEHEER

Overzicht werkzaamheden en fasering bij het 'TNO-Duinvalleienonderzoek'(Bakker et al,1979a)

zijn gegevens over actuele geomorfologische processen relevant (bijv. in het duinlandschap). Een dergelijke kartering draagt landschapsecologische feiten aan, maar vertegenwoordigt ook een op zichzelf staande wetenschappelijke, educatieve of visueel-landschappelijke waarde.

- Een bijdrage aan het landschapsecologisch onderzoek van het duingebied - in het bijzonder de valleien - met het accent op abiotische milieufactoren en -processen. Het abiotische kader bepaalt in hoge mate het ecologisch 'reilen en zeilen' van het (duin)landschap. De aard van de ondergrond, het reliëf, de hoogteligging, expositieverschillen, bodemkundige verschillen, de grondwatersituatie, klimatologische omstandigheden, alsmede erosie- en/of sedimentatie-verschillen zorgen in eerste instantie voor de abiotische randvoorwaarden voor het bestaan van plant en dier. Kennis van deze elementen van landschappelijke ecosystemen vormt een essentiële bijdrage vanuit de fysische geografie (in het onderhavige project exclusief hydrologie/klimaat) ter verklaring van ruimtelijke differentiatie in het landschap en voor het inzicht in functionele relaties. Hieronder wordt puntsgewijs aangegeven welke studie-objecten als werkzaamheden voor het onderzoek zijn gekozen, waarbij tevens kort het doel is aangeduid. De werkmethoden worden daarna besproken.

Werkzaamheden

Doel

1. Studie van de klimaatshistorie (i.s.m. de hydroloog) door: literatuurstudie m.b.t. klimaat sinds ongeveer het begin van de middeleeuwen.

1a. Referentie-kader voor huidige klimaat.
1b. Inzicht in klimaatinvloeden op duin-
vormingsprocessen (direct of indirect).

2. Studie van de geologische gesteldheid door: studie van literatuur, geologische kaarten en -profielen,

2a. Inzicht in de ontstaanswijze en -perioden van het duingebied.
2b. Basisgegevens voor de geomorfologische kaart.
2c. Opsporen van landschapsecologisch belangrijke verschillen in moedermateriaal (chemisch-fysisch) en in hydro-geologische gesteldheid.

3. Studie van historisch-geografische aspecten door: studie van literatuur, historische kaarten, kronieken m.b.t. kustontwikkeling, verstuiwingen e.d. in middeleeuwen en later (weergave in kaartjes, 1:50 000 en tekst).

3a. Inzicht in de ontstaanswijze van het duingebied.
3b. Inventarisatie van winst- en verliesposten van duingebieden door natuurlijke oorzaken. Inzicht in natuurlijke landschapsdynamiek.
3c. Overzicht van natuurlijke ontwikkeling speciaal m.b.t. periode na 1850 (tevens van belang voor hydrologie).

Werkzaamheden

4. Studie van de invloeden van de mens op reliëf en bodem door: studie van literatuur en kronieken m.b.t. exploitatie c.q. roofofbouw, vastlegging van duinen, ontginningen, vergravingen, activiteiten m.b.t. de zee-wering. Aanvulling m.b.v. veldgegevens (zie: 5.)

5. Inventarisatie van de geomorfologische gesteldheid door een kartering (schaal 1:25 000) door: kaartanalyse (hoogtelijnkaarten 1:10 000), luchtfoto-interpretatie, literatuurstudie, veldcontrole en -aanvulling

6. Bodemkundige verkenning van de valleien door: veldonderzoek d.m.v. boringen (< 120 cm diep) m.b.t. aard en dikte van humeuze/organische laag, het kalkverloop, hydromorfe kenmerken, bodembewerking, sedimenteigenschappen, literatuuronderzoek.

7. Globale studie van andere Westeuropese duinen door: literatuuronderzoek.

8. Deelstudie i.v.m. de vorming van nieuwe vochtige-valleimilieus door: verzamelen van literatuur- en veldgegevens.

Ad 1. Het historisch klimaat vanaf het begin van de middeleeuwen. Aan de hand van, overigens summiere, deels geologische gegevens (pollenanalyse, C14-datering) en deels historisch-klimatologische gegevens is gezocht naar mogelijkheden tot correlatie van fasen in duinvorming met kustlijnontwikkeling en klimaatsveranderingen.

Ad 2. Geologie. De geologische gesteldheid van het duinlandschap is aan de hand van bestaande literatuur en kaarten bestudeerd. De aandacht richtte zich vooral op de gegevens omtrent holocene en pleistocene afzettingen, die informatief zijn omtrent enerzijds de

Doel

4a. Inventarisatie van de invloed op reliëf en bodem in en na middeleeuwen.

4b. Balans sinds 1850 m.b.t. vergravingen, ontginningen, etc.

4c. Aangeven van de effecten der invloeden in geomorfologisch en landschapsecologisch opzicht.

5a. Classificatie, karakterisering en overzicht van terreinvormen, -ontstaanswijze en actuele geomorfologische processen.

5b. Basismateriaal voor de landschapsecologische kaart.

5c. Basismateriaal voor het maken van een historisch overzicht sinds 1850 m.b.t. invloeden van de mens.

5d. Documentatie t.b.v. het landschapsbehoud en -beheer.

6a. Hulpmiddel bij de geomorfologische inventarisatie.

6b. Basisgegevens voor de inzichten in de grondwaterhuishouding.

6c. Basisgegevens van landschapsecologisch belang m.b.t. bodemvorming.

7a. Karakterisering van de Nederlandse duinen in Westeuropes verband.

7b. Aanvullende informatie m.b.t. geomorfologische verschijnselen en beheersaspecten.

8. Richtlijnen voor de vorming van vochtige-valleimilieus t.b.v. het beheer.

genese van het gebied, de aard van het materiaal, waarbij voor het hydrologische vakgebied de aanwezigheid van watervoerende en/of moeilijk doorlatende lagen belangrijk is, alsmede de reconstructie van kustontwikkeling of paleoklimaat.

Ad 3. Historische geografie. Uit historische bronnen, zoals kaarten en kronieken zijn gegevens omtrent kustlijn- en duinvoetverloop, de ontwikkeling van het duingebied en andersoortige feiten geput. De invloeden van de mens in het verleden zijn tezamen met diens actuele invloeden afzonderlijk bestudeerd (Ad. 4). Historische kaarten en beschrijvingen (voor zover reeds gecompileerd) verschaffen voor een zo jonge streek als de Jonge Duinen een groot aantal belangwekkende feiten, hoewel vooral de oudste documenten een minder grote betrouwbaarheid bezitten. Juist aangroei- en afslagprocessen en soms overstuivingsfasen, beide van belang ter ontrafeling van de genese van duingebieden, kunnen door bestudering van dit soort gegevens achterhaald worden. Bij de vergelijking van de situatie in de tweede helft van de vorige eeuw met de hedendaagse is gebruik gemaakt van de betrouwbare eerste topografische kaart uit die periode (schaal 1:50 000), heruitgave van de Topografische Dienst te Delft.

Ad. 4. Invloeden van de mens. De invloeden van de mens op het duinlandschap zijn zowel constructief als destructief van aard geweest en vaak van doorslaggevende betekenis voor de vorming c.q. vervorming van duingebieden. Van deze invloeden zijn in het bijzonder bestudeerd: kustverdediging, aanleg van stuifdijken, vastleggen van duinen, ontginningen, rooibouw, vergravingen. De aandacht heeft zich beperkt tot ingrepen met geomorfologisch of bodemkundig belangrijke gevolgen. Gebruik is gemaakt van historische gegevens (kaarten en kronieken), alsmede van luchtfoto's en veldgegevens. Een algemeen overzicht is te vinden in hoofdstuk 5. De toestand van 1850 is met de huidige vergeleken, onder andere wat betreft vergravingen en ontginningen en samengevat in Bakker et al. (1979b).

Ad. 5. Geomorfologie. Het hoofddaccent heeft gelegen op de geomorfologische inventarisatie. De gevolgde methoden zijn hieronder kort vermeld. Voor de achtergronden wordt verwezen naar hoofdstuk 6, waarin ook de legenda-opbouw is verklaard. Daaruit blijkt de feitelijke inhoud en diepgang van de karteringsmethodiek, die gericht is op een kaartschaal 1:25 000 en een uitvoering in relatief korte tijd. Onmisbaar materiaal vormden de hoogtelijnkaarten schaal 1:10 000 (hoogtelijnen om de 2,5 m plus hoogtecijfers) en de luchtfoto's (schaal ca. 1:20 000). Dit materiaal was voor de kartering meestal recent genoeg (1-8 jaar), hoewel soms correctie nodig is geweest in verband met recente veranderingen (bijv. kustafslag, vergraving) met behulp van recentere luchtfoto's of veldwaarnemingen. De werkzaamheden ten behoeve van de geomorfologische kartering omvatten (in volgorde van uitvoering): kaartanalyse, luchtfoto-interpretatie, literatuurstudie en veldonderzoek.

- Kaartanalyse. Van de meeste gebieden waren hoogtekaarten (in grijsdruk) door de Topografische Dienst uitgegeven. Ontbrekende stukken (tussen Noordwijk en IJmuiden) zijn met niet geheel complete kaartfragmenten zo goed mogelijk aangevuld. De betrouwbaarheid en detaillering van de hoogtecijfers zijn in de regel groot, behalve onder gesloten bos. De hoogtelijnkaarten zijn ingekleurd tussen de contouren om het reliëf tot uitdrukking te brengen. Het aldus verkregen kaartbeeld is geïnterpreteerd.

- Luchtfoto-interpretatie. Uit het stereoscopische luchtfotobeeld (verticale luchtfoto's, schaal ca. 1:20 000 panchromatisch zwart-wit, in bruikleen van de Topografische Dienst te Delft) is een luchtfoto-interpretatie vervaardigd, die in het veld is gecontroleerd of

aangevuld. Bij de analyse is gelet op aspecten die niet direct uit hoogtelijnkaarten zijn af te leiden, zoals verstuvings-, kustafslag- en overspoelingsprocessen, antropogene invloeden als (voormalig) landgebruik en vergravingen en micro-reliëf in valleien. (Bij de luchtfoto-interpretatie bieden vegetatiegrenzen vrij veel houvast. Bebost terrein daarentegen is, indien het reliëf niet zeer uitgesproken is, moeilijk te interpreteren.)

- Literatuurstudie. Literatuur (inclusief karteringen) met algemene of regionale betekenis is zoveel mogelijk voorafgaande aan het eigen veldonderzoek bestudeerd. Geomorfologische onderzoeken c.q. karteringen waren tot nog toe vrij incidenteel. Studententrappen zijn in dit opzicht waardevol gebleken. Overigens bevatten publikaties van aangrenzende vakgebieden (vegetatiekunde, geologie, bodemkunde) vaak veel nuttige gegevens.

- Veldonderzoek. Gelet op het krappe tijdsbestek werd het veldonderzoek grotendeels beperkt tot de controle en aanvulling van kaart- en luchtfoto-interpretatie en enig nader onderzoek in valleien. Bij dit laatste waren de afgrenzing van de valleien, de aanduiding van het microreliëf en een globale bodemkundige karakterisering de belangrijkste aspecten waarop werd gelet. Veel aandacht is besteed aan de afgrenzing van het binnenduin en aan processen in de zeereep. Tot het veldwerk behoorde tevens een globaal bodemonderzoek, dat informatief is geacht uit zowel geomorfologische, bodemkundige als hydrologische oogpunten (zie bodemkunde).

Op basis van kaart- en luchtfoto-interpretatie, veldwaarnemingen, historische geografie, geologische en bodemkundige gegevens zijn basiskaarten vervaardigd, schaal 1:25 000. Deze zijn opgezet volgens een geomorfologische legenda, waarin genese, vorm, processen en reliëf tot uitdrukking wordt gebracht. De hoofdstukken geomorfologie (per deelrapport) omvatten een overzicht van het gekarteerde gebied en zijn tegelijk uitleg bij de kaart. Ook wordt daarin een verdeling in geomorfologische gebieden gemaakt, berustend op verschillen in vormenwereld, ontstaanswijze, ouderdom of belangrijke processen. Deze indeling is kartografisch weergegeven, schaal 1:100 000, mede om als basis voor de geïntegreerde landschapsecologische eindkaart te dienen.

Ad. 6. Bodemkunde. Tijdens het veldonderzoek zijn in de valleien een beperkt aantal boringen verricht (meestel tot 120 cm diepte) met het doel gegevens te verzamelen omtrent materiaal, bodemvorming en grondwaterregiem. In deze opzichten kan het bodemprofiel indicatief zijn voor het fysisch-geografisch en hydrologisch onderzoek en indirect ook ter verklaring van vegetatiekundige verschijnselen. Met inachtneming van de veldkenmerken voor onder andere microreliëf, (voormalig) landgebruik en vegetatie is vooral gelet op bodemprofielkenmerken die in het veld eenvoudig en snel geconstateerd kunnen worden, zoals materiaal(verschillen), inclusief de aard en dikte van de organische c.q. humeuze laag, hydromorfe kenmerken en kalktoestand (ontkalkingsdiepte etc.). De kalktoestand is ter plaatse onderzocht met verdund zoutzuur ($\text{HCl}-2 \text{ kmol/m}^3$) voor een onderscheid in kalkrijk, kalkhoudend en kalkloos (voor veldkenmerken en definiëring: Stichting voor Bodemkartering (1967)). Voor de overige achtergronden wordt verwezen naar het algemene deel over bodems in duingebieden (hoofdstuk 8), waarin ook algemene literatuurgegevens zijn opgenomen. De bodemkundige aspecten per deelgebied zijn in de regel bij de bespreking van de geomorfologie verwerkt. Het aantal boringen per hectare is relatief gering (1 boring per 1-4 ha in de valleien). Bovendien is geen afzonderlijke bodemkundige inven-

tarisatie nagestreefd en heeft het onderzoek vooral gediend ter ondersteuning van de geomorfologische, hydrologische en vegetatiekundige karteringen.

Ad. 7. Vergelijking met het buitenland. Vooral op basis van literatuur is een globaal inzicht in de geomorfologische gesteldheid van duingebieden uit noordwestelijk Europa verkregen.

Ad. 8. Studie nieuwvorming valleien. Vanuit de kennis omtrent vorm en genese van natuurlijke valleien, het effect van vergravingen en het totale inzicht is het mogelijk beleids- en beheersaanbevelingen te doen met betrekking tot het creëren van nieuwe vochtige-valleicondities. Dit in samenspraak met de vegetatiekundige en de hydroloog.

1.4 VERKENNING: EEN TOELICHTING OP INHOUD EN HOOFDSTUKKENVOLGORDE

Om aan te geven in welk verband de diverse onderwerpen worden behandeld, is een korte verkenning op zijn plaats.

Duinen ontstaan wanneer de wind loskorrelig materiaal (in het bijzonder zand) opneemt, verplaatst en elders accumuleert. Een geschikt sediment of verweringsmateriaal met een kaal en overwegend droog oppervlak en een voldoende windsterkte zijn dus de eerste vereisten voor duinvorming. Aride streken met zandige pakketten bezitten bijgevolg vaak uitgestrekte gebieden met duinen. Het klimaat is een dominante factor voor het ontstaan van deze woestijnduinen. Door het vrijwel ontbreken van vegetatie in deze streken zijn de resulterende duinvormen het resultaat van het vrije spel van zand en wind ofwel het proces van zogenaamde fysische duinvorming.

Hoewel in aride gebieden duinen en in onze streken stuifzanden nabij de kust kunnen voorkomen, wordt onder kustduinen iets anders verstaan. Bij kustduinen zijn de werkzame factoren respectievelijk zandaanvoer door mariene processen, aanlandige winden, die het zand via het strand landinwaarts verplaatsen en een vegetatie die het zand min of meer blijvend fixeert. De kustduinen verschillen door andere klimaatomstandigheden duidelijk van aan de kust gelegen duinen in aride gebieden en door de aanvoer van zand uit één richting van de stuifzanden in onze omgeving.

Lang niet alle kusten beschikken over a. voldoende onverkit zand over een voldoende groot en droog oppervlak, b. een gunstig windregime en c. bestaansmogelijkheden voor plantengroei om het tot duinvorming van betekenis te laten komen. In dat verband zijn geologische, klimatologische en hydrografische omstandigheden van grote invloed. In noordwestelijk Europa zijn langs de zuidoostelijke flanken van de Noordzee gunstige voorwaarden voor het ontstaan van kustduinen aan te wijzen. De bodem van de Noordzee bestaat voor een belangrijk deel uit zandige afzettingen van overwegend pleistocene herkomst (Lee & Ramster, 1979; Eisma, 1979). Het opvullen van het gedurende het laatste glaciaal grotendeels drooggevalen Noordzeegebied tijdens het Holoceen ging gepaard met het optreuen van materiaaltransport door golven en stromingen. Het bestaan van soms uitgebreide zandige kustzones van mariene oorsprong in België, Nederland, noordelijk Duitsland en Denemarken valt daar op terug te voeren.

Het klimaat op deze breedten wordt onder andere gekenmerkt door overheersende westerlijke winden, neerslag gedurende het gehele jaar, een grote depressie-activiteit en daarmee samenhangend een vrij hoge frequentie van stormen. Dit klimaat bewerkstelligt een

Figuur 1. Verdeling van getijverschillen bij springtij (m) (Overgenomen uit Davies (1972), met toestemming van Longman Group Limited).

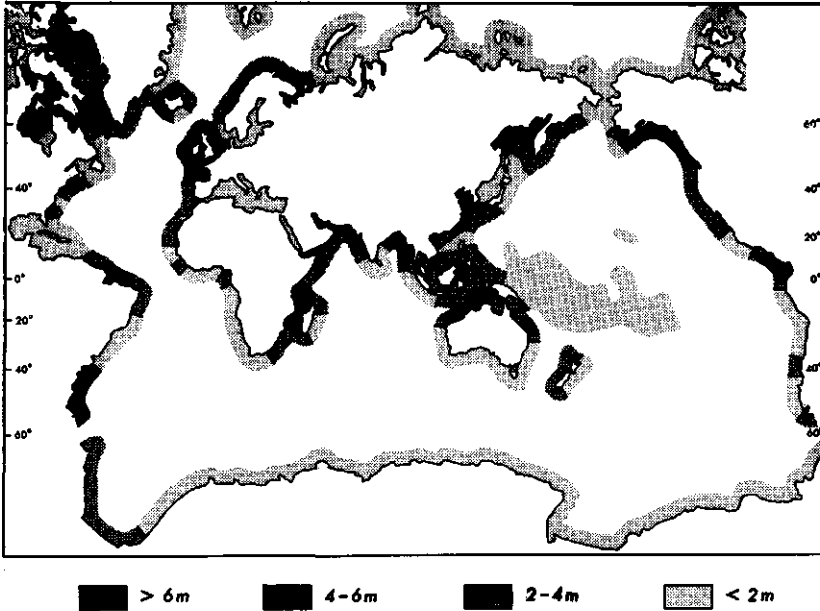


Figure 1. Distribution of spring tidal range (m) (From Davies (1972), with permission of Longman Group Limited).

relatief grote golfenergie en het regelmatig optreden van stormvloeden. De stormvloedwerking wordt nog vergroot als gevolg van de typische hydrografische gesteldheid van het Noordzeegebied. Dezelfde factor heeft invloed op de getijde-amplitude, die vooral in het zuidelijk deel relatief groot is. Al deze factoren dragen bij aan de kustdynamiek, die verantwoordelijk is voor het ontstaan en instandhouden van vrij brede, onbegroeide zandstranden. Vooral de werking van de golven tijdens stormvloeden houdt deze zone kaal. Enkele figuren, ontleend aan Davies (1972), geven aan welke verbreding enkele exponenten van de hierboven beschreven kustdynamiek op wereldschaal bezitten. Figuur 1 vertoont de getijde-amplitude bij springtij, figuur 2 de frequentie van aanlandige winden met een kracht groter dan 4 Beaufort in de maanden januari en juli en figuur 3 de verbreding van het 'storm wave environment', een regime, dat volgens Davies bij uitstek aanleiding kan geven tot de vorming van goed ontwikkelde kustduinen. Getuige deze kaartjes behoren de kusten van noordwestelijk Europa tot de streken waar de diverse dynamische factoren die kunnen bijdragen aan kustduinvorming, in combinatie aanwezig zijn. Gevoegd bij de eerder vermelde aanwezigheid van voldoende zand en gunstige klimaatomstandigheden voor plantengroei geeft dit een verklaring voor de aanwezigheid van goed ontwikkelde duingebieden langs grote delen van de vastelandkust van noordwestelijk Europa. Een vrijwel ononderbroken duinstrook van lokaal vele kilometers breedte strekt zich uit van Calais (noordelijk Frankrijk) tot de noordpunt van Denemarken. Zowel in kwantitatief als in kwalitatief opzicht nemen de Nederlandse duinen daarbij een belangrijke plaats in.

In het voorgaande werd de nadruk gelegd op het ontstaan van de kustduinen en de rand-

Figuur 2. Gemiddeld percentage van de frequentie van landwaarts gerichte winden van 4 Beaufort of meer, voor januari (a) en juli (b) (Overgenomen uit Davies (1972), met toestemming van Longman Group Limited).

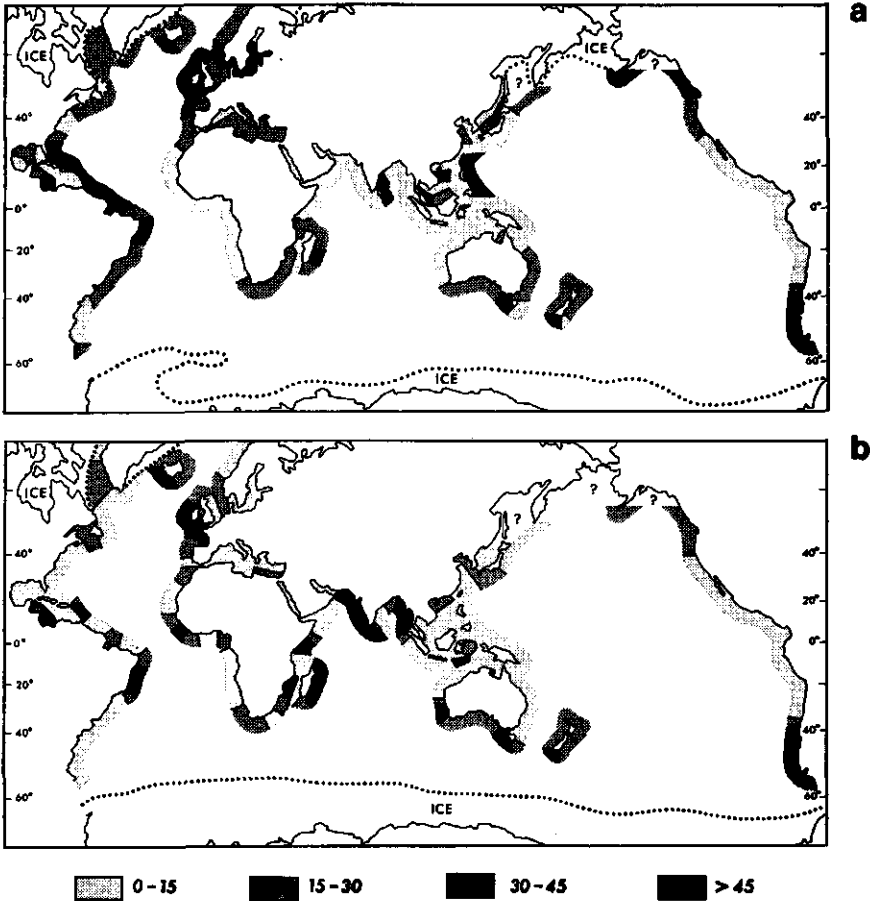
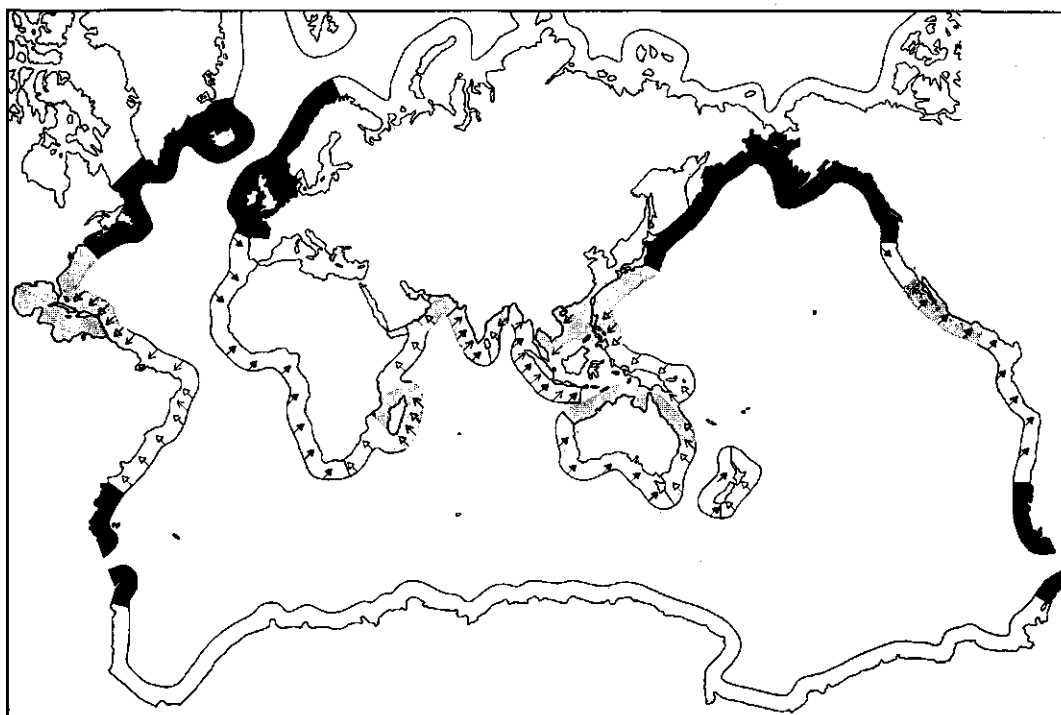


Figure 2. Average percentage frequency of onshore winds of Beaufort Force 4 or more over January (a) and July (b) (From Davies (1972), with permission of Longman Group Limited).

voorwaarden die daarbij van belang zijn. Het uiteindelijk resultaat van de diverse duin-
vormingsprocessen is de karakteristieke vormenwereld. Afgezien van de beschrijving van
de geomorfologische gesteldheid en de processen die daartoe hebben geleid, wordt in dit
rapport ook aandacht aan de landschapsecologische betekenis van het reliëf en de reliëf-
vormende processen geschonken. Een duidelijk voorbeeld is gelegen in de hydrologische ge-
steldheid van de duinen, die in veel opzichten afhankelijk is van geomorfologische fac-
toren. Het meest opvallend zijn wellicht de verschillen in vochttoestand van natuurlijke
duinvalleimilieus en duinhellingen, die in essentie samenhangen met de ontstaanswijze
(zie verder hoofdstuk 6). Aan hydrologische implicaties wordt hier overigens nauwelijks
aandacht besteed, omdat verwezen kan worden naar Bakker (1981).

In bodemkundig en dan vooral bodemecologisch opzicht vormt een duinlandschap een ge-
bied met contrasten. Er bestaan grote verschillen tussen de van nature vochtige vallei-

Figuur 3. De belangrijkste golfmilieus op de wereld (Overgenomen uit Davies (1972), met toestemming van Longman Group Limited).



- Kust met stormvloedenvolgend/Storm wave environments
- Beschutte kust/Protected sea environments
- ▤ Westelijke kust met deining/West coast swell environments
- ▥ Oostelijke kust met deining/East coast swell environments
- ↖ Kust met invloed van passaat en moesson/Trade and monsoon influences
- ▨ Kust met invloed van tropische cyclonen/Tropical cyclone influences

Figure 3. Major world wave environments (From Davies (1972), with permission of Longman Group Limited).

milieus en de droge duinhellingen. Duinzand buiten bereik van het grondwater heeft zelf nauwelijks enig vermogen om water voor de plant vast te houden. Salisbury (1952) gebruikt in dit verband de veelzeggende term 'pedological desert'. Daarom is een humide klimaat met neerslag gedurende het groeiseizoen van grote betekenis voor het instandhouden van een min of meer gesloten vegetatiedek. Evenzeer van grote bodemecologische betekenis voor zowel vocht- als voedingsstoffenvoorziening zijn de mineralen- en humusgehalten van de bodem. Juist de Nederlandse duinzanden vertonen in mineralogisch opzicht opmerkelijke verschillen, die zijn terug te voeren op de geologische- en kustgeschiedenis. Deze zijn niet alleen floristisch gezien belangrijk, maar via de vitaliteit van de plantengroei ook voor de stabiliteit en geomorfologische gesteldheid van de duinen. Humus heeft zowel voor de vochtvoorziening als voor de voedingsstoffenhuishouding een belangrijke rol te ver-

vullen. Bodemkundige processen als de aanrijking met organische stof en de uitspoeling van mineralen zijn daarom van directe ecologische betekenis,

Met het voorgaande is in grote lijnen geschetst welke onderwerpen in welke volgorde aan de orde komen. In overeenstemming met het rangordemodell, zoals gepresenteerd in Bakker et al. (1981) wordt begonnen met een hoofdstuk over klimaathistorie, voor zover die van belang is geacht voor het ontstaan van de Jonge Duinen (hoofdstuk 2). Klimaat en klimaatveranderingen kunnen daarbij van doorslaggevende betekenis zijn geweest via de invloed op de kustontwikkeling. De kustontwikkeling - onderwerp van hoofdstuk 3 - is de dominante factor voor het ontstaan van de afzettingen in het kustgebied en wordt daarom eerder behandeld dan de geologische gesteldheid van de Nederlandse kust, die onderwerp is van hoofdstuk 4. De nadruk valt daarbij op Oude en Jonge Duin- en Strandafzettingen. Op de vaak grote invloed van de mens op de duinen wordt in hoofdstuk 5 ingegaan. Het daarop volgende hoofdstuk 6 behandelt de processen van duinvorming en - aan de hand van de overzichtskaart (bijlage IV) - de geomorfologische gesteldheid van de Nederlandse Jonge Duinen. In hoofdstuk 7 wordt getracht om enkele inzichten uit de hoofdstukken over onder andere klimaathistorie en kustontwikkeling te combineren en in verband te brengen met enkele mogelijke oorzaken van de vorming van de Jonge Duinen en de hierbij voorkomende fasen. Hoofdstuk 8 tenslotte heeft de genetische en vooral de ecologische aspecten van duinbodems tot onderwerp.

2 Klimaathistorie

2.1 INLEIDING

Laaggelegen kustgebieden zijn zowel gevoelig voor veranderingen van het (gemiddeld) zee-niveau als van het regime van stromingen en golfaanval. In veel gevallen zijn klimatologische of meteorologische veranderingen de achterliggende oorzaak. Stormvloedten zijn een voorbeeld van de uitwerking van een meteorologisch verschijnsel. Klimaatwijzigingen beslaan een langere periode, waarbij allereerst te denken valt aan de geleidelijke temperatuurverhoging in een groot deel van het Holoceen, maar ook aan de kortstondiger veranderingen van één of meer eeuwen. Deze laatstgenoemde veranderingen kunnen invloed hebben op de ligging van de zeespiegel, maar tevens kunnen zij gepaard gaan met een wijziging in de stormvloedfrequentie. Vanwege de mogelijke relaties tussen klimaat en kustprocessen is het interessant de klimaathistorie van het Holoceen en in het bijzonder die vanaf de aanvang van de middeleeuwen nader te bezien. In die periode immers heeft zich de vorming van de Jonge Duinen afgespeeld.

De 'klimaatverbetering', die in het Holoceen inzette, veroorzaakte een absolute zeespiegelrijzing van enkele tientallen meters (o.a. Bloom, 1977). Binnen de algemene tendens

Figuur 4. Zomertemperatuur in Centraal-Engeland vanaf 10 000 v. Chr. (naar Lamb, 1973).

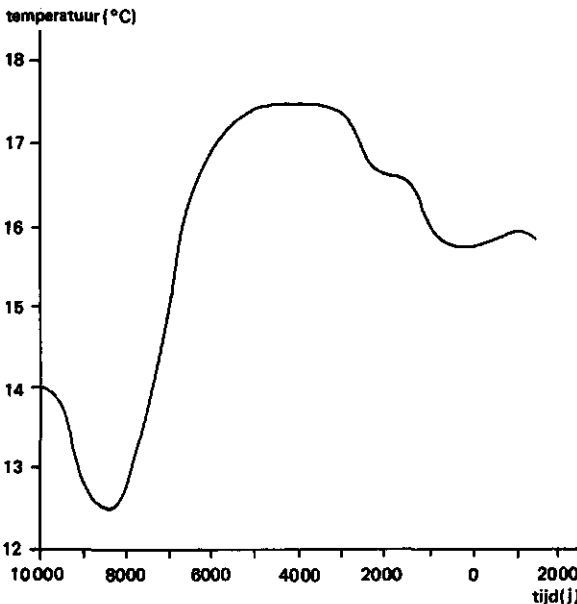


Figure 4. Summer temperature in Central-England from 10 000 B.C. (after Lamb, 1973).

van 'klimaatverbetering' zijn opvallende kortstondiger veranderingen aanwijsbaar. Illustratief daarvoor en representatief voor naburige Westeuropese landen is de curve voor de gemiddelde zomertemperatuur in centraal Engeland, die door Lamb (1973) op grond van palynologisch en C14-onderzoek is geconstrueerd (figuur 4). De duidelijke temperatuurstijging in het begin van het Holoceen eindigde rond 7000 jaar geleden en ruwweg 5000 jaar geleden zette zich zelfs weer een temperatuurdaling in. Zeer waarschijnlijk is dit een mondiaal verschijnsel geweest, waarmee samenhangt dat op tal van plaatsen een afname in de zeespiegelrijzing of zelfs een daling van de zeespiegel optrad (Bird & Paskoff, 1979; Bloom, 1977; Bruun, 1962; Schwartz, 1967; Tooley, 1978).

Vergeleken met voornoemde klimaatveranderingen zijn die in en na de middeleeuwen zowel van korte duur als van geringe omvang geweest. In deze tijd bedroegen de veranderingen in de gemiddelde jaartemperatuur van de lucht volgens Lamb (1974), berekend op grond van 50-jarige gemiddelden of afgeleid uit daarmee te correleren historische en paleobotanische gegevens, op onze breedte ongeveer 0,5-1 °C. Op zichzelf zijn dergelijke wijzigingen in het klimaat vermoedelijk van geringe betekenis voor wijzigingen in het zeeniveau. De temperatuurwisselingen zijn mogelijk aanwijzingen van relatief belangrijke veranderingen in de atmosferische circulatie. Daarbij zouden op onze breedte, naast een verzwakking of versterking in de luchtcirculatie, ook verschuivingen van de hoofddepresiebanen zijn opgetraden (Lamb, 1964). Dit zou een duidelijk effect gehad kunnen hebben op de overheersende windrichting en de windsterkte en in samenhang daarmee op de storm-(vloed)frequentie. In paragraaf 1.4 is reeds aangeduid hoe belangrijk deze factoren voor het ontstaan van duinkusten zijn.

Een aantal klimaatwijzigingen heeft mogelijk een gecombineerd effect uitgeoefend op de kustontwikkeling. Het voorkomen van een periode van (mondiale) temperatuurstijging en dus (versnelde) zeespiegelrijzing en het daaropvolgende optreden van een periode van een verhoogde depressie- en stormvloedactiviteit is, althans in theorie, als oorzaak van een versterkte erosie van kwetsbare kusten te beschouwen. Tegen deze achtergrond wordt in de volgende paragraaf op de klimaathistorie van de middeleeuwen en later ingegaan.

2.2 KLIMAAT SINDS HET BEGIN VAN DE MIDDELEEUVEN

Door vele auteurs is, vaak met uiteenlopende methoden, onderzoek gedaan naar klimaat-schommelingen in en na de middeleeuwen. Enkele gegevens, die veelal direct of indirect op de temperatuur betrekking hebben, zijn weergegeven in de grafieken in figuur 5. Deze zijn ontleend aan Aaby (1976), Bergthorsson (1969), La Marche (1974), Dansgaard et al. (1969) en Lamb (1977). Bij vergelijking van deze gegevens, die op verschillende gebieden op het noordelijk halfrond betrekking hebben, blijkt er over de grote lijnen in de ontwikkeling een redelijke overeenstemming te bestaan. Opvallend zijn de relatief warme periode halverwege de middeleeuwen (het 'Kleine Optimum') en de temperatuurdaling nadien die leidde tot de 'Kleine IJstijd' (zie ook: Le Roy Ladurie, 1971).

Aan de reconstructie van het klimaat in West-Europa is vooral bijgedragen door Lamb (1964, 1965, 1966, 1972, 1974 en 1977). Deze auteur heeft palynologische gegevens, C14-gegevens en historische bronnen geïnterpreteerd, op grond waarvan klimatologische perioden zijn te onderscheiden. Onderstaand overzicht is samengesteld op basis van deze litera-

tuur en bestrijkt de periode vanaf 300 na Christus.

- 300-400 à 500: relatief warm en droog
- 400 à 500-800: relatief koud en vochtig
- 800-950 (1150) : aanvankelijk koude, later meer milde winters, relatief natte zomers. 'Overgangperiode'. Mogelijk durende tot circa 1150 in West-Europa.
- 950 (1150)-1200 (1300) : het 'Kleine Optimum'. Hogere jaartemperatuur. Warmste tijd in West-Europa: 1150-1300. Zwakkere luchtcirculatie, met hoofdstroming (westelijk) en depressiebanen 3-4 ° noordelijker dan nu.
- 1200 (1300)-1550²: klimaatverslechtering in 'overgangperiode'. Periodiek strengere winters, overwegend mild en nat. Nattere zomers, versterkte circulatie en depressieactiviteit.
- 1550-1700: 'Kleine IJstijd': koude winters, relatief natte zomers, relatief zwakke circulatie, westelijke hoofdstroming en depressiebanen ca. 3-5 ° zuidelijker dan nu.
- na 1700: klimaatverbetering (overgangperiode), met uitzondering van een korte periode rond 1800. Toename van frequentie en intensiteit van de westelijke winden.

Uit gegevens van Lamb (o.a. 1964, 1965) en Le Roy Ladurie (1971) blijkt dat de 12e en 13e eeuw relatief warm en gedurende bepaalde perioden droog waren. Over neerslaggegevens bestaat minder unanimiteit dan over de temperatuur, aangezien Alexandre (1977) voor België vaak tot conclusies tegengesteld aan die van Lamb komt.

Redelijk betrouwbare en doorlopende metingen van enkele klimaatfactoren zijn in West-Europa voorhanden vanaf ongeveer het begin van de 18e eeuw. Labrijn (1945) bewerkte de metingen die in ons land sinds 1730 zijn verricht. Deze bestrijken de periode van klimaatverbetering kort na beëindiging van de Kleine IJstijd (1700).

De figuren 6 en 7 geven de curves voor het verloop van de jaartemperatuur en de jaarneerslag. De algemene klimaatverbetering is duidelijk af te lezen, evenals een opvallende, kortstondige temperatuurdaling in de jaren rond 1800. Na de vrij plotselinge verschuiving in de richting van een meer 'atlantisch' klimaat rond 1700 (Lamb, 1977), waren er rond 1800 enkele decennia met aanmerkelijk lagere neerslagcijfers en lagere zomer- en wintertemperaturen. Voorts blijkt uit de gegevens van Labrijn, dat de windrichting sinds ongeveer 1790 20-25 ° is gekrompen. De winddiagrammen in figuur 8 laten zien dat de heersende wind een aanzienlijk lager azimuth kreeg in de periodes 1790-1940 en 1851-1940.

2. Voor de 'Kleine IJstijd' wordt door veel auteurs ook de periode 1430-1850 vermeld.

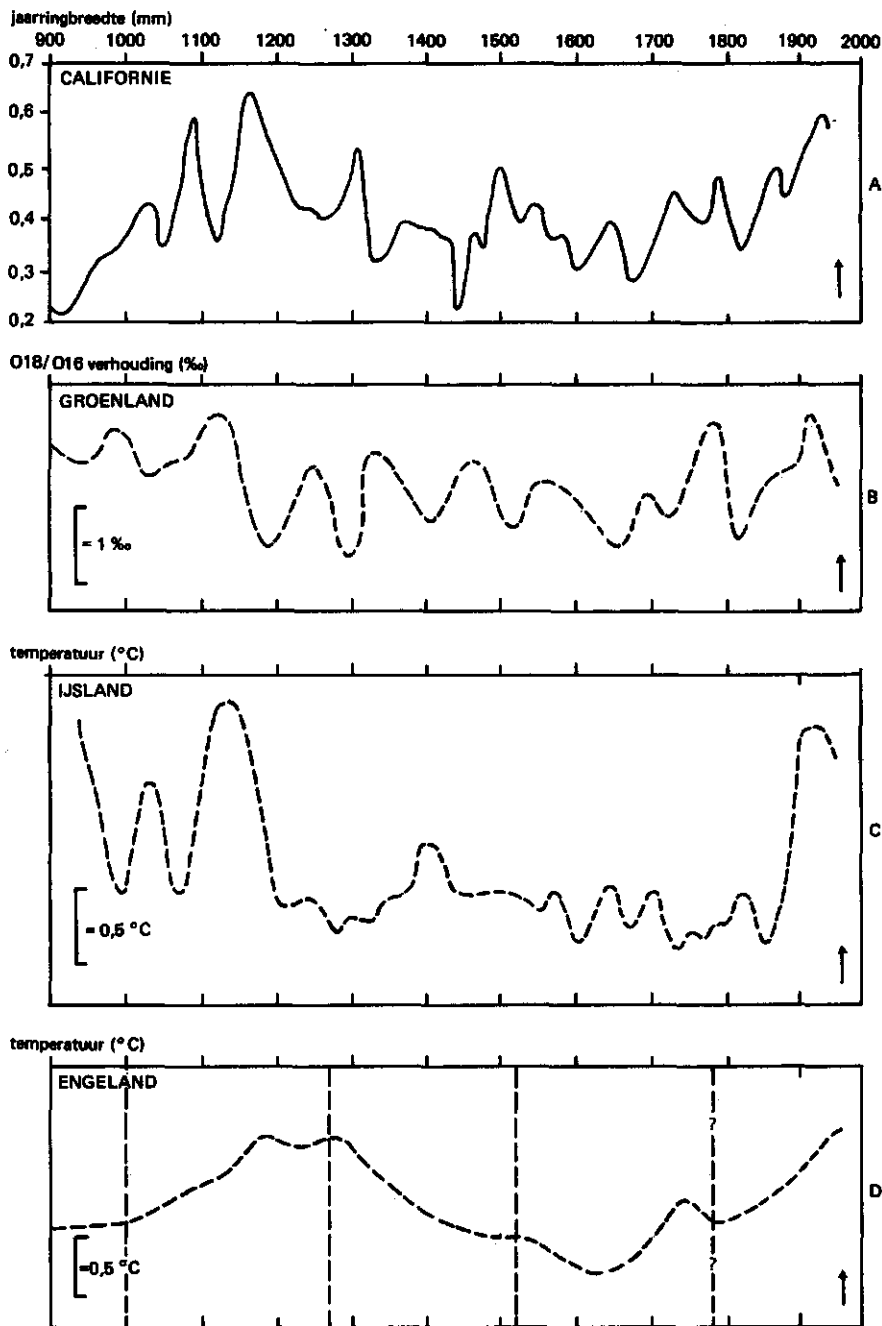


Figure 5. Variations in temperature and temperature-dependent phenomena for part of the Middle Ages and more recent times (modified and supplemented from Koster, 1978).
 A: Width of annual rings on trees in California (after La Marche, 1974).
 B: O18/O16 - ration in Greenland ice (after Dansgaard et al., 1969).
 C: Average annual temperature on Iceland (after Bergthorsson, 1969).
 D: Average annual temperature in Great-Britain (after Lamb, 1969) and climatic changes (after Aaby, 1976), represented by interrupted lines.

← Figuur 5. Variaties in temperatuur en temperatuurafhankelijke verschijnselen gedurende een deel van de Middeleeuwen en daarna (gewijzigd en aangevuld naar Koster, 1978). De pijlen wijzen in de richting van een temperatuurstijging.
 A: Breedte van jaarringen in Californië (naar La Marche, 1974).
 B: Verhouding O18/O16 in ijs op Groenland (naar Dansgaard et al, 1969).
 C: Gemiddelde jaartemperatuur op IJsland (naar Bergthorsson, 1969).
 D: Gemiddelde jaartemperatuur in Groot-Brittannië (naar Lamb, 1969) en belangrijke klimaatsomslagen volgens Aaby (1976), weergegeven door onderbroken lijnen.

Figuur 6. Voortschrijdende 10-jarige gemiddelden van de zomer-, winter- en jaartemperatuur in De Bilt sinds ca. 1745 (gegevens van Labrijn, 1945, aangevuld door Bakker et al., 1979a). Dikke onderbroken lijnen: gemiddelde in de periode 1931-1960.

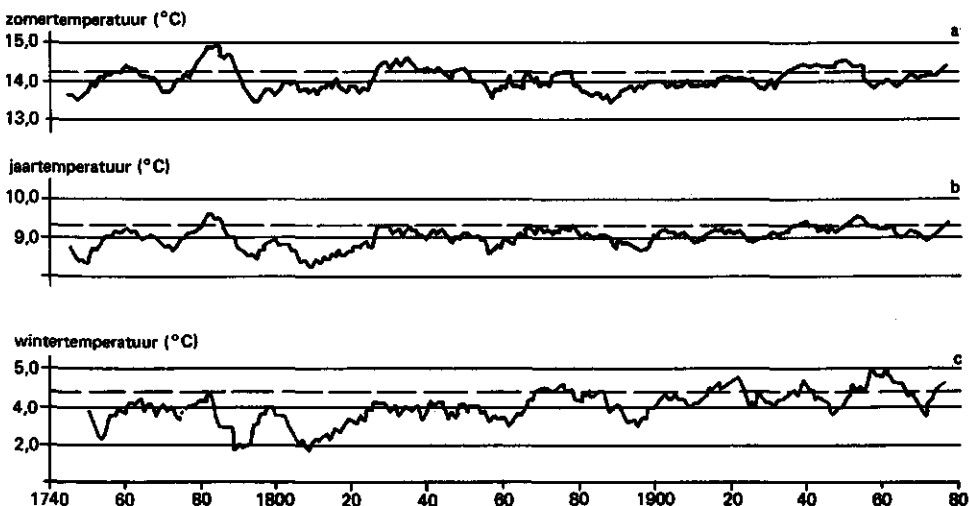


Figure 6. Overlapping 10-year averages of the summer (a), winter (c) and annual temperature (b) at De Bilt since about 1745 (data from Labrijn, 1945; supplement by Bakker et al., 1979a). Heavy broken lines: averages in the periode 1931-1960.

Figuur 7. Voortschrijdend 10-jarig gemiddelde van de jaarneerslag te Hoofddorp-Zwanenburg vanaf 1735 tot 1977 (naar Labrijn, 1945; aangevuld door Bakker et al., 1979b). Dikke onderbroken lijn: gemiddelde in de periode 1931-1960.

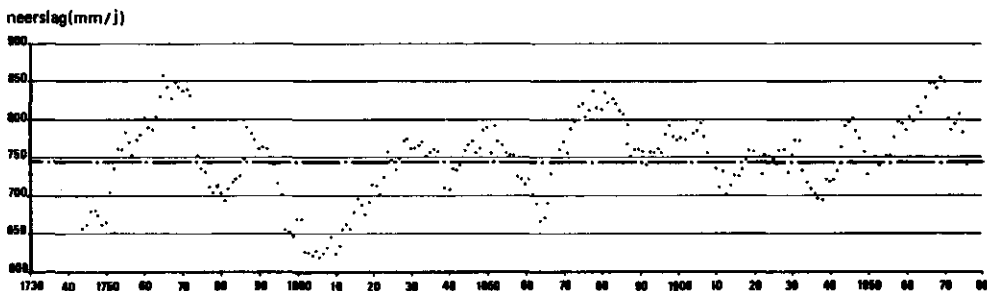


Figure 7. Overlapping 10-year average of the annual precipitation at Hoofddorp-Zwanenburg from 1735 to 1977 (after Labrijn, 1945; additional data from Bakker et al., 1979b). Heavy broken line: average in the period 1931-1960.

Figuur 8. Gemiddelde frequentieverdelingen van de windrichtingen samengesteld naar gegevens van Labrijn (1945); de pijlen geven de verschuivingen in de tijd weer en tevens het krimpen van de richting van de gemiddelde wind (uit Koster, 1978). a = Station Amsterdam; b = Station Utrecht-De Bilt.

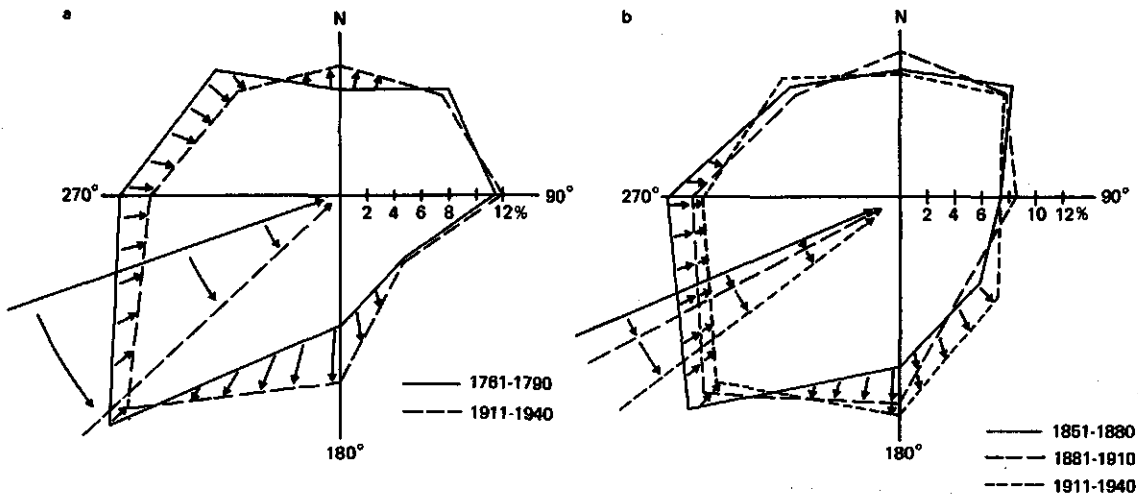


Figure 8. Average frequency distributions of wind directions compiled after data of Labrijn (1945). The arrows indicate the shifts in time and the change in direction of average wind (from Koster, 1978). a = Weather Station Amsterdam; b = Weather Station Utrecht-De Bilt.

3 Kustontwikkeling

3.1 INLEIDING

Vrijwel alle holocene afzettingen in het Nederlandse kustgebied vertonen een nauwe samenhang met de kustgeschiedenis. De geologische gesteldheid weerspiegelt in het bijzonder de algemene tendens van zeespiegelrijzing en het optreden van transgressies en regressies. In hoofdstuk 4 wordt daarop teruggekomen.

In strikt geomorfologische zin vertonen de kustduinen een duidelijke relatie met processen als kustafslag en kustaangroei. Om deze redenen wordt de kustontwikkeling vóór de geologische en geomorfologische gesteldheid van de kuststreek besproken.

Achtereenvolgens wordt in dit hoofdstuk de aandacht gevraagd voor de relatieve zeespiegelrijzing in het Holoceen, het voorkomen van trans- en regressies, de mechanismen van sedimenttransport bij zandige kusten en de betekenis van de in Nederland aanwezige kustvormen voor deze processen. Ook wordt het effect van waterstaatkundige werken op de kustontwikkeling toegelicht. De kustgeschiedenis van de afgelopen anderhalve eeuw krijgt extra aandacht omdat gestreefd wordt naar een overzicht van de veranderingen in het Nederlandse duingebied in die periode.

3.2 RELATIEVE ZEESPIEGELRIJZING

Sinds het begin van het Holoceen, ongeveer 10 000 jaar geleden, is de zeespiegel aanzienlijk gestegen ten opzichte van het landoppervlak van de Nederlandse kustgebieden. Veenstra (1976) vermeldt een stijging van ruim 40 m in de laatste 9000 jaar. Deze stijging wordt veroorzaakt door een glacio-eustatische zeespiegelrijzing (absolute zeespiegelrijzing veroorzaakt door het afsmelten van ijskappen), de epiro-isostatische daling van de aardkorst en lokaal de diktevermindering (klink) van veen of klei (o.a. Louwe Kooymans, 1974). De stijgsnelheid is vooral in de aanvang van het Holoceen groot geweest, om later belangrijk af te nemen. Volgens Bennema (1957) en Jelgersma (1961) bedroeg deze in de afgelopen 5000 jaar ongeveer 4 m, terwijl het zeeniveau in de laatste twee millennia nog slechts 1 m steeg. Door laatstgenoemde auteurs zijn op grond van onderzoek met verschillende methoden curven van de zeespiegelrijzing vervaardigd, die redelijk met elkaar stroken (figuur 9). In dezelfde figuur is een curve opgenomen van de stijging van het gemiddeld hoogwater zoals die door Louwe Kooymans (1974) op basis van archeologisch onderzoek in zuidwestelijk Nederland werd geconstateerd. Deze curve, waarvan het verloop in grote lijnen met de beide andere overeenstemt, vertoont een detaillering in de vorm van tijdelijke versnellingen en vertragingen ten opzichte van de algemene tendens. Zijn resultaten kregen tot op zekere hoogte steun van Roeleveld (1976) op grond van een studie in noordelijk Nederland. Dat de relatieve zeespiegelrijzing langs de Nederlandse kust

Figuur 9. De rijzing van het gemiddelde zeeniveau (Bennema, 1954; Jelgersma, 1961) en het gemiddeld hoogwater (Louwe Kooijmans, 1974) en belangrijke stadia in de vorming van strandwallen, Oude en Jonge Duinen in de periode van 5000 v. Chr. tot 2000 n. Chr., vereenvoudigd naar Pons & Van Oosten (1976).

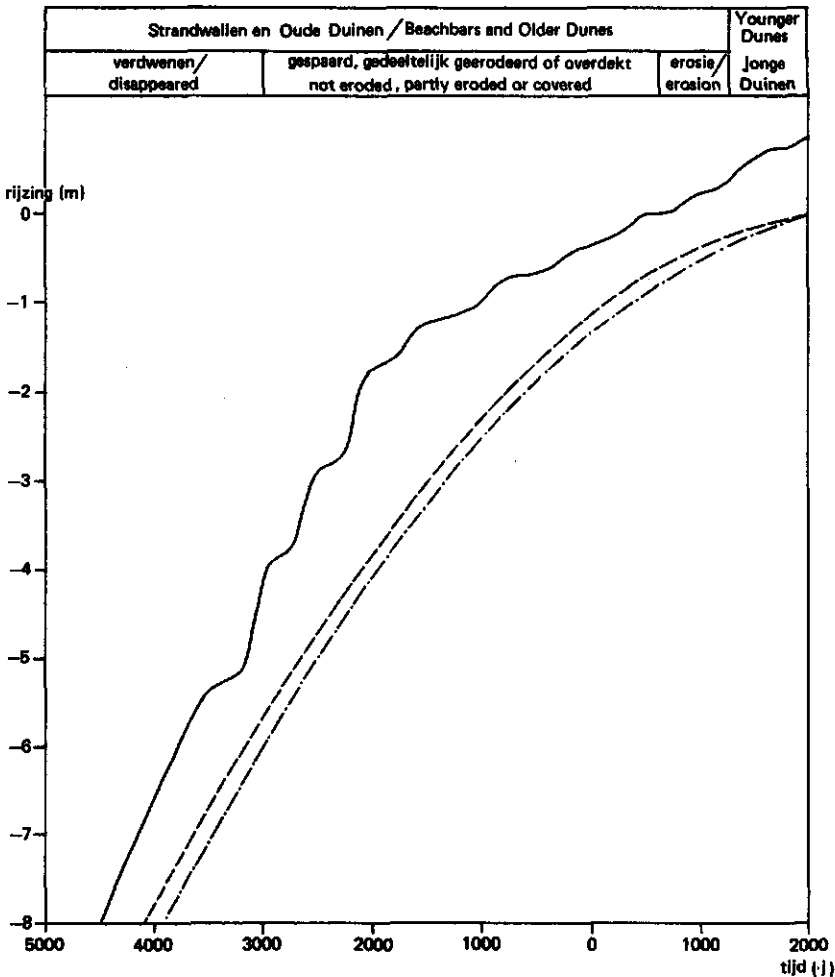


Figure 9. Rise in mean sea-level (Bennema, 1954; Jelgersma, 1961) and mean high-water (Louwe Kooijmans, 1974) and important stages in the formation of beach barriers, Older and Younger Dunes in the period between 5000 B.C. and 2000 A.D., simplified from Pons & Van Oosten (1976).

ongeveer dezelfde tendensen vertoont als die langs andere Westeuropese kusten blijkt uit een recente compilatie van literatuurgegevens door Tooley (1978).

In de curve van Louwe Kooijmans (1974) is voor het gemiddelde hoogwater een lichte knik merkenbaar rond 4000 tot 3500 jaar geleden (uitgedrukt in conventionele C14-jaren). Dit verschijnsel lijkt door de gegevens van Roeleveld (1974) bevestigd te worden. Het is echter onduidelijk in hoeverre een dergelijke knik ook zou kunnen gelden voor de stijging van het gemiddelde zeeniveau. Vergelijking met gegevens uit andere landen (Bloom, 1977; Tooley, 1978; Veenstra, 1976) geeft weinig mogelijkheden tot een correlatie met een af-

name in de zeespiegelrijzing in West-Europa (Tooley, 1978). Deze trad geruime tijd eerder op, namelijk rond 4000 voor Christus. Overigens zijn vergelijkingen tussen geologisch zeer verschillende gebieden vanwege een ongelijk gedrag van de aardkorst zelden goed mogelijk, een bezwaar dat in feite alle theorieën omtrent wereldwijd optredende zeespiegelbewegingen betreft (Pirazzoli, 1977).

In figuur 9 zijn tevens enkele belangrijke stadia in het ontstaan van de strandwallen en duinen in Nederland aangegeven. Voor zover gevormd vóór 3000 jaar v. Chr. zijn deze geheel verdwenen als gevolg van mariene erosie. Van de strandwallen en duinen die tussen 3000 v. Chr. en circa 600 n. Chr. zijn gevormd is een vrij groot deel gespaard gebleven. Daarvan is een gedeelte overdekt door de Jonge Duinen, die volgens Jelgersma et al. (1970) na de 11e eeuw werden gevormd. Tussen circa 2800 en 1500 v. Chr. groeide de kust, ondanks de toen nog vrij snelle zeespiegelrijzing, een tiental kilometers uit (Van Straaten, 1965; Jelgersma et al., 1970). Wellicht hing dit samen met de vertraging in de zeespiegelrijzing en/of andere klimaatscondities die rond 3000 v. Chr. optraden bij de overgang van het Atlanticum naar het Subboreaal. Later daarentegen overheerste kustafslag tijdens een veel lager tempo van zeespiegelrijzing. De hiervoor beschreven kustuitbreiding lijkt geen direct verband te vertonen met de eerder genoemde knik in de curve van Louwe Kooymans (1974). Kustafslag en -aanwas hebben een gecompliceerder achtergrond dan op grond van de zeespiegelrijzing verwacht zou worden. Zeespiegelrijzing kan weliswaar een oorzaak zijn van kustterugwijking (Bruun, 1962; Schwartz, 1967), maar hoeft daarbij geen dominerende rol te spelen. Het gedrag van de kustlijn kan zelfs tegengesteld zijn aan wat op grond van zeespiegelbewegingen verwacht zou worden (Bird & Paskoff, 1979; Bloom, 1965; Valentin, 1952). Wijzigingen in getijdestromingen, golfrichting en -energie, materiaalkenmerken, diepte en helling van de zeebodem en eventueel sedimentaanvoer door rivieren kunnen andere belangrijke factoren zijn bij de kustontwikkeling.

3.3 TRANSGRESSIES OF TRANSGRESSIEFASEN?

Versnellingen of vertragingen in de stijging van het zeeniveau ten opzichte van de algemene tendens of soortgelijke verschijnselen in de stijging van het gemiddeld hoogwater (zie Tooley, 1978; Louwe Kooymans, 1974) kunnen oorzaak zijn van verschuivingen van de kustlijn. De aard van dergelijke fluctuaties tijdens het Holoceen wijst op een klimatologische achtergrond. Zo kan een mondiale temperatuurstijging een (versnelling in de) zeespiegelrijzing teweegbrengen. Deze kan van betrekkelijk korte duur zijn, bijvoorbeeld enkele eeuwen (Tooley, 1978). De relatie tussen klimaat en kustontwikkeling gaat verder dan het verband tussen temperatuur en zeespiegelbewegingen en het is dus wenselijk om ook het effect van andere klimaatfactoren te bezien. Veranderingen in de temperatuur kunnen in het algemeen een indicatie zijn van meer omvattende klimaatveranderingen. Enkele aspecten daarvan, zoals een wijziging van de overheersende windrichting of een toenemende depressie- en stormvloedactiviteit kunnen evenzeer van betekenis zijn voor de kustontwikkeling. Diverse klimaatfactoren kunnen gecombineerd werkzaam zijn op de kustprocessen. In deze context valt te wijzen op een cumulatief effect van een verhoging van de temperatuur (versnelde stijging van het zeeniveau) en een toename van de stormvloedintensiteit.

Transgressies en regressies zijn begrippen die respectievelijk de uitbreiding van de zee ten koste van het land en het terugdringen van de zee ten voordele van het land inhouden. Het zijn dus in feite in een horizontaal vlak voorkomende verschijnselen die geen verband hoeven te vertonen met een verticaal optredend verschijnsel zoals algemene zeespiegelbewegingen. Het optreden van transgressies in het Nederlandse kustgebied is af te lezen aan erosieverschijnselen, zoals geulvorming in oudere afzettingen of veenpakketten, maar ook aan afzettingen van mariene of estuariene herkomst, terwijl regressies zich in de regel laten correleren aan veenvorming. Voor het al dan niet optreden van trans- en regressies kan een complex van factoren verantwoordelijk zijn, zoals de (regionaal werkzame) klimatologische en hydrografische omstandigheden, de lokale conditie van de (natuurlijke) zeewering en de erosiegevoeligheid van het achterland en factoren die daarop indirect van invloed zijn. Een voorbeeld van een negatieve invloed is de ontginning en ontwatering van veengebieden in Nederland die in de Middeleeuwen de kansen op mariene erosie vergrootten. Het idee dat lokale omstandigheden van doorslaggevende betekenis zouden zijn voor het al dan niet optreden van transgressies komt het duidelijkst naar voren bij Edelman (1974). Deze auteur wijst het concept van transgressiefasen dat een min of meer gelijktijdig optreden van transgressies in uitgestrekte kustgebieden veronderstelt, van de hand. Volgens hem zijn lokale omstandigheden van meer betekenis dan fluctuaties in de zeespiegelrijzing of een verhoogde stormvloedfrequentie. Deze visie, die min of meer tegengesteld is aan die van bijvoorbeeld de onderzoekers van de Rijks Geologische Dienst (bijv. Hageman, 1969; Van Rummelen, 1970, 1972) heeft zeker enige waarde ter nuancering van een al te strikt opgevat concept van transgressiefasen (Roeleveld, 1974). Niettemin wijzen talrijke, recent beschikbaar gekomen gegevens op een zekere synchroniteit van transgressies en zelfs op een zekere periodiciteit. De gegevens voor Nederland zijn - afgezien van enkele afwijkingen, waaraan bijvoorbeeld lokale condities of minder juiste dateringen schuld kunnen hebben - redelijk goed te correleren (Hageman, 1969; Van Rummelen, 1972; Louwe Kooymans, 1974; Roeleveld, 1974; Griede, 1978). Figuur 10 geeft hiervan een illustratie. Minder duidelijk ligt het bij vergelijking met diverse gegevens uit aangrenzende landen (Tooley, 1978; Veenstra, 1976; Sindowski & Streif, 1974), hoewel ook deze voor bepaalde perioden een zekere synchroniteit en zelfs periodiciteit suggereren. Dit wijst in de richting van een gemeenschappelijke oorzaak, waarvoor klimaatveranderingen het meeste in aanmerking komen.

Het regelmatig optreden van transgressies en regressies heeft tot de veronderstelling geleid dat er van een bepaalde (vaste) periodiciteit sprake is. Bennema (1954) noemt een periode van 525 jaar. Bakker (1953) komt op een periode van 500 jaar. Menke (1969) komt op basis van onderzoek in Sleeswijk-Holstein op een periode van 550 jaar. Bakker legt vooral een verband tussen transgressies en een verhoging van de stormvloedactiviteit. Bennema koppelt zijn betoog vooral aan versnellingen en vertragingen in de zeespiegelrijzing, met mogelijk daaraan verbonden een verandering in de stormvloedfrequentie. Ook Menke legt een verband met klimaatveranderingen. Het toetsen van dergelijke veronderstellingen vraagt nog veel onderzoek in dateerbare kustsedimenten, terwijl ook veel meer betrouwbare paleoklimatologische gegevens beschikbaar moeten komen.

Evenals Bakker (1953) kent Louwe Kooymans (1974) een grote invloed toe aan stormvloed en verband met de onregelmatigheden in de stijging van het gemiddeld hoogwater

Figuur 10. Transgressies en regressies in Nederland volgens verschillende auteurs (grotendeels naar Roelleveld, 1974). Bronnen: 1 = Griede (1978); 2 = Roelleveld (1974); 3 = Louwe Kooijmans (1974); 4 = Van Rummelen (1972); 5 = Hageman (1969); 6 = Brandt et al. (1965). C = Calais; D = Duinkerke.

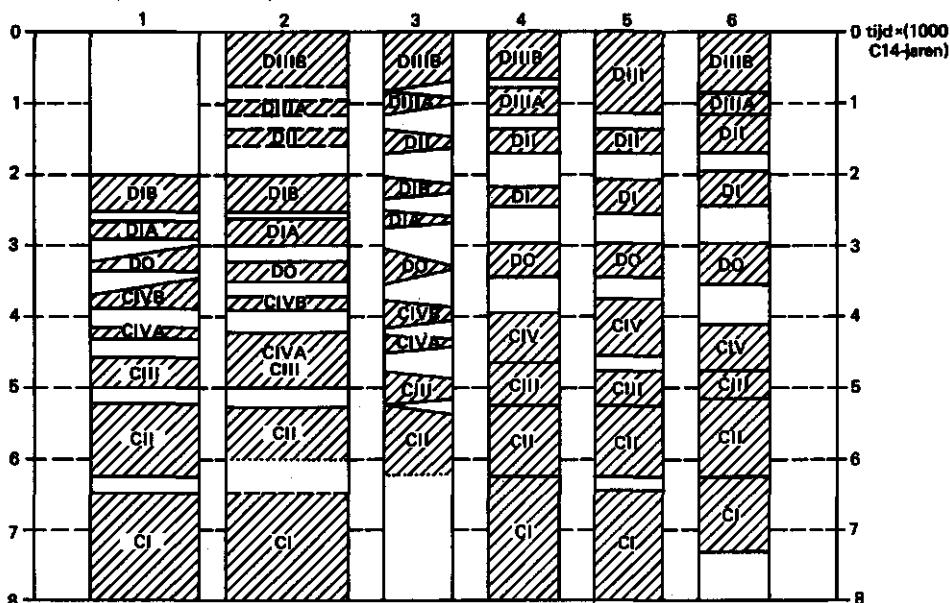


Figure 10. Transgressions and regressions in the Netherlands according to various authors (mainly from Roelleveld, 1974). Sources: 1 = Griede (1978); 2 = Roelleveld (1974); 3 = Louwe Kooijmans (1974); 4 = Van Rummelen (1972); 5 = Hageman (1969); 6 = Brandt et al. (1965). C = Calais; D = Dunkerque.

in zuidwestelijk Nederland. Een periode met een meer atlantisch klimaat kan ook oorzaak zijn van meer neerslag (= rivierafvoer) en deze rivierafvoer kan een vrij belangrijke rol hebben gespeeld in dit gebied. Of er in enige periode sprake is geweest van een duidelijk verhoogde stormvloedactiviteit, laat staan van een regelmatige afwisseling van relatief rustige en relatief stormvloedrijke perioden, is nog een bron van discussie. Op grond van historische gegevens komt Lamb (1977) op een verhoogde stormvloedfrequentie, althans op een versterkt effect van stormvloeden op kustgebieden langs de Noordzeekusten van een aantal landen met duidelijke maxima in de 13e eeuw en in de laat 16e en 17e eeuw. Gottschalk (1971, 1975, 1977) bestudeerde uitgebreide historische bronnen over de periode 800-1700 in Nederland en vond een toename van het effect van stormvloeden tot en met de 16e eeuw. De stormvloeden bereikten in die eeuw hun maximale effect, om in de 17e eeuw een duidelijke terugval te vertonen. Dit verschijnsel geeft redelijke mogelijkheden tot correlatie met klimaatgegevens (zie par. 2.2 en par. 7.4.2). Het gemak waarmee Gottschalk zowel het idee van een zekere periodiciteit in stormvloedactiviteit als een relatie daarvan met milde, neerslagrijke winters (bijv. Bakker, 1953) afwijst, staat in geen verhouding tot de gedegenheid van haar overige werk. De relatie klimaat-transgressie en de al dan niet vermeende periodiciteit in het optreden van transgressies zijn slechts aan te tonen en te verifiëren op grond van een doorlopende reeks van gegevens die onderling goed vergelijkbaar zijn. Dateerbare afzettingen komen daar in eerste instantie voor in aan-

merking. De conclusies van Gottschalk (1971, 1975, 1977) vertonen in dat licht gezien de volgende zwaktes:

- De onderzochte periode staat nauwelijks toe uitspraken te doen over een vermeende periodiciteit van de orde van circa 500 jaar.
 - De toename van de hoeveelheid bronnen waarvan ook de kwaliteit met de eeuwen toeneemt, zou op zichzelf al kunnen wijzen op een toename van stormvloedactiviteiten.
 - Historische bronnen beschrijven in het algemeen het effect van stormvloed in plaats van louter en alleen het optreden daarvan. De geconstateerde toename in de onderzochte periode en het maximum in de 16e eeuw zou mede verband kunnen houden met een gedurige verzwakking van de natuurlijke zeevering en mogelijk zelfs met het gecombineerde effect van een versnelde zeespiegelrijzing in voorafgaande eeuwen en/of met wijzigingen in hydrografische zin, waardoor de opstuwung tijdens stormvloed toeneemt.
- Ook andere uitspraken van Gottschalk over het zeer lokale karakter van stormvloed, toegeschreven aan het beperkte gebied waar het maximale stormvloedeffect samenvalt met het tijdstip van hoogwater, lijken niet algemeen geldig. Haar kritiek op de veronderstelde relatie tussen stormvloedfrequentie en het type winter mag in absolute zin terecht zijn, in meer algemene termen zijn er zeker aanwijzingen voor een verband (zie o.a. par. 7.4.2).

Het is vermeldenswaard dat Duphorn (1976) voor noordelijk Duitsland een samenhang vindt tussen een min of meer wereldwijde afkoelingsperiode en een verhoging van de stormvloedfrequentie na ongeveer 1940. Op de relatie klimaat - kustontwikkeling in en na de middeleeuwen wordt meer in detail ingegaan in hoofdstuk 7 in verband met de aanvang en fasering van de Jonge Duinvorming,

3.4 SEDIMENTTRANSPORT BIJ ZANDIGE KUSTEN

Aangezien de aan- en afvoer van zand bepalend is voor het gedrag van de kustlijn en indirect dus ook voor de vorming van duinen, wordt ingegaan op de mechanismen van zandtransport die zich op het strand en in de aangrenzende kustwateren afspelen. Bij het zandtransport door de zee kan een drietal processen worden onderscheiden, die, eventueel in combinatie, zorgen voor het loswoelen en/of transporteren van zand van strand en zeebodem (o.a. Van Straaten, 1961; 1973; De Graaff, 1977):

- directe golfwerking
- stromingen die door de golfwerking worden opgewekt, te verdelen in stromingen met als effect een longitudinaal transport (kustdrift) en transversaal gerichte retourstromen (ruilen en scheurstromen)
- getijdestromingen

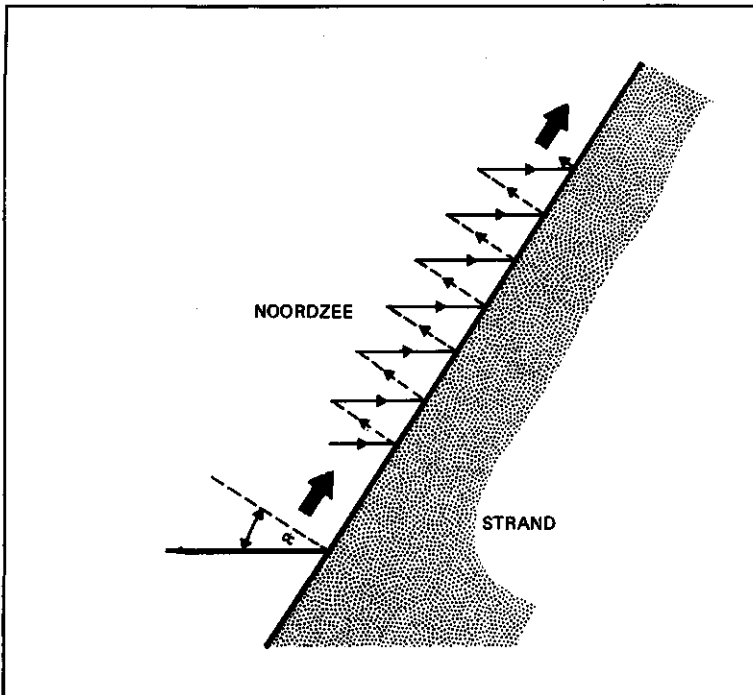
Deze processen kunnen als volgt worden gekarakteriseerd:

Directe golfwerking De orbitale golfwerking van waterdeeltjes kan bij overschrijding van een drempelwaarde zand van de zeebodem los maken en verplaatsen. In de praktijk speelt het proces zich niet af bij dieptes groter dan 20 m (Bruun, 1962), merendeels zelfs niet bij dieptes groter dan 12 m (De Graaff, 1977; King, 1972). In diepere wateren overheerst de werking van getijdestromingen.

Het landwaarts gerichte zandtransport is mede afhankelijk van de helling van de zee-

bodem. Een relatief vlakke bodem leidt in het algemeen tot landwaarts, een relatief steile bodem tot zeewaarts transport. Het zogenaamde evenwichtsprofiel is enigszins concaaf en kent een verhang van 1:50 à 1:100 voor fijnzandige sedimenten en natuurlijke situaties. In de praktijk blijkt een dergelijk evenwichtsprofiel aan onze kusten zelden of nooit bereikt te worden, omdat wisselingen in waterstand onder invloed van getijverschillen of aanzienlijke stormvloedverhogingen voor complicaties zorgen. Bovendien ontstaan er brekerruggen (Edelman, 1967) of brandingsbanken (Van Straaten, 1973), die een duidelijke afwijking van een strak concaaf profiel betekenen. Voorts kunnen kustverdedigingswerken voor afwijkingen zorgen.

Figuur 11. Zandtransport evenwijdig aan de kust als gevolg van scheef invallende golven.
 1. Afwijking ten opzichte van evenwijdig invallende golven.
 2. Resultierend netto zandtransport.
 3. Beweging van het verplaatste zand



- 1
- 2
- 3

Figure 11. Sand transport parallel to the coast caused by waves approaching at an angle.
 1. Angle (on shore waves) from waves approaching coast with respect to normal.
 2. Resulting net sand transport.
 3. Movement of sand (schematic).

Stromingen die door golven worden opgewekt Deze kunnen worden verdeeld in stromingen evenwijdig aan de kust en stromingen dwars op de kust. De eerste soort wordt wel aangeduid met de term kustdrift en onderverdeeld in brandingsdrift en stranddrift (o.a. De Graaff, 1977). Beide soorten kustdrift ontstaan onder invloed van scheef invallende golven, die in de brandingszones en in de oploopzone van golven op het strand een longitudinaal zandtransport teweegbrengen (fig. 11). Als de invalshoek van de golven op α gesteld wordt, dan is het longitudinaal transport evenredig met $\sinus 2\alpha$ (Edelman, 1967). Dat betekent een maximaal transport bij een hoek van 45° . Dit proces treedt op in samenwerking met de directe golfwerking, die het zand kan loswoelen. Deze combinatie is erg belangrijk voor de kustontwikkeling. De golfenergie, dat wil zeggen de energie die in brandingszone en strandzone vrijkomt voor transport, wordt als dominante factor voor de ontwikkeling en veranderingen van het strand beschouwd (Rheineck & Singh, 1973; King, 1972).

Kustdrift is dus een proces dat qua intensiteit sterk afhankelijk is van de golfenergie en de invalshoek. Daar de bewegingsrichting van de golffronten langs de Nederlandse kust ruimtelijk gezien weinig verschillen vertoont (Van Straaten, 1961), speelt vooral de kustexpositie een belangrijke rol. In theorie is ten aanzien van kustdrift bij een rechte, ongestoorde en 'oneindig' lange kustlijn en eenzelfde invalshoek van de golffronten een evenwichtstoestand aanwezig, als in elk kustgedeelte een gelijke hoeveelheid zand uit bovendrifts gelegen delen wordt aangevoerd als er naar benedendriftse delen verdwijnt. Het is duidelijk dat er bij gebogen kustlijnen door expositieverschillen (onder aanname van een vaste invalshoek van de golven) aanmerkelijke transportverschillen kunnen optreden die kunnen leiden tot lokale aanwas of afslag. Kustgedeelten met een 'ongunstige' invalshoek (bijv. 45 graden), die grenzen aan kustgedeelten met een kleinere invalshoek kunnen aanzienlijke verliezen vertonen door het ontbreken van voldoende zandaanvoer ter compensatie van verliezen. Op macroschaal is voor de Nederlandse kust een driedeling op grond van expositieverschillen aan te geven (naar Van Straaten, 1961):

Zone I	: Cadzand	- Noordwijk	(ZW-NO)
Zone II	: Noordwijk	- Texel	(ZZW-NNO)
Zone III	: Vlieland	- Rottum	(W-O/WZW-ONO)

Zowel zone I als zone III verkeren in een nadelige positie ten aanzien van kustdriftprocessen. Illustratief is figuur 12 waarin een reeks eilanden is weergegeven met verschillen in expositie. In dit fantasievoorbeeld dat grote gelijkenis met de situatie van de Nederlandse Waddeneilanden vertoont, wordt de ongunstige positie van de bovendriftse eilanden aangegeven. Deze wordt versterkt door de diepere zeebodem, waardoor minder zandaanvoer via de directe golfwerking optreedt en door de getijderesultante, die oostwaarts is gericht. Van Straaten (1964) schat het jaarlijks transport ter hoogte van Terschelling op 2-3 miljoen m^3 . Dit transport geschiedt in oostelijke richting. In zone I (Cadzand - Noordwijk) vindt een netto-transport in noordelijke richting plaats. De vastelandkust tussen Noordwijk en Den Helder kent volgens deze auteur geen duidelijk netto-transport als gevolg van kustdrift.

Golven die zich naar het land bewegen gaan gepaard met een zeker watertransport in dezelfde richting. Dit leidt noodzakelijkerwijs tot het ontstaan van retourstromingen die het overschot aan water wegwerken. Deze stromingen, die min of meer dwars op de kust

Figuur 12. Schema van het zandtransport langs een serie Waddeneilanden (gewijzigd naar Van Straaten, 1964).

a = zandtransport naar de Waddenzee.

b = zandtransport naar de kust.

c = kustdrift onder invloed van golven.

A-F : Waddeneilanden.

A,B: verlies door kustdrift gecompenseerd door aanvoer met 'bovenstroomse' delen. Verlies door transport naar Waddenzee gecompenseerd door aanvoer uit de Noordzee.

C: Sterke kustdrift, verlies van zand naar Waddenzee niet gecompenseerd door aanvoer uit Noordzee.

D,E,F: kustdrift van F naar D toenemend door invalshoek van heersende wind- en golfrichtingen. Sedimentverlies door kustdrift en transport naar Waddenzee niet gecompenseerd.

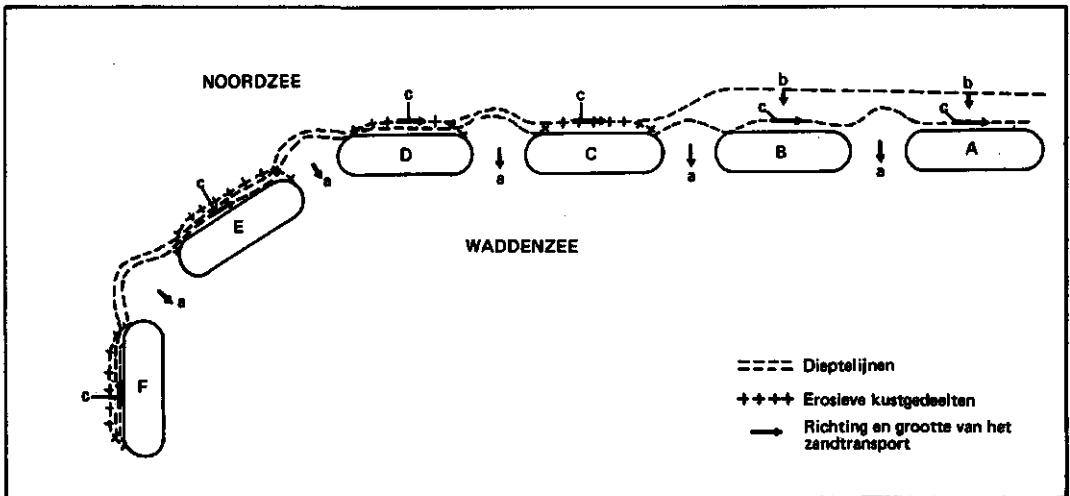


Figure 12. Transport of sand along a series of barrier islands (adapted from Van Straaten, 1964).

a = transport of sand into the tidal flats.

b = transport of sand to the coast.

c = wave induced coastal drift.

A-F: barrier islands.

A,B: losses by coastal drift compensated by sand from 'upstream'. Losses by transport to the tidal flats compensated by sand from the North Sea.

C: strong coastal drift, losses of sand to tidal flats not compensated by sand from the North Sea.

D,E,F: from F to D increasing coastal drift in relation to angles of wind and waves.

Losses of sediment by coastal drift and by transport to tidal flats not compensated by supply from the North Sea.

staan, bestaan uit areaal optredende onderstromingen en de meer geconcentreerde stroming in de zogenaamde muien die aansluiten op stromingen naar dieper water, die met de term 'scheurstromen' (Van Straaten, 1973; De Graaff, 1977) aangeduid worden. Deze stromingen kunnen een rol spelen bij het verplaatsen van zand naar dieper water vanaf ondiepe delen of het strand. Afgezien van het door golven en dus indirect door de wind opgewekte proces van kustdrift, bestaat ook een direct door de wind aangedreven proces van longitudinaal zandtransport op het strand. Verstuiwingen in de lengterichting kunnen in bepaalde gevallen een longitudinaal zandtransport teweegbrengen dat de kustdrift overtreft (Van Straaten, 1961; 1973).

Getijdestromingen Voor de ontwikkeling van een gesloten kust zijn getijdestromingen mogelijk van belang. Tussen Hoek van Holland en Den Helder zijn volgens de hydrografische kaart de snelheden van deze stromingen vrij laag. Tijdens springtij werd maximaal 2,5 à 3,5 km/u gemeten. De getijderesultante is noordwaarts gericht. De invloed van getijdestromingen is groter in zuidwestelijk Nederland en het Waddengebied, waar de stroomsnelheden hoger zijn en stroomgeulen in de zeegaten kort onder de kust lopen. Deze zijn vaak zeer diep (in het Waddengebied tot ca. 50 m) en krijgen onder bepaalde condities stroomsnelheden van meer dan 10 km/u te verwerken (Waddenzeecommissie, 1974). Stroomgeulen kunnen zich daar vrij snel verleggen en dan voor hevige kusterosie zorgen, zoals blijkt uit de geschiedenis van diverse Waddeneilanden en Zeeuwse en Zuidhollandse eilanden (bijv. Bakker et al., 1979a). Op dergelijke mechanismen wordt in de volgende paragraaf 3.5 teruggekomen.

3.5 KUSTVORMEN

De Nederlandse Noordzeekust is ruwweg in drie vormen te verdelen:

- estuariene kust
- gesloten kust
- waddenkust

Alle vormen houden verband met de processen die tot het ontstaan leidden en momenteel tot op zekere hoogte de kustvormen in stand houden. Op hun beurt roepen de kustvormen een typisch complex van processen op. Deze wisselwerking tussen vormen en processen vormt slechts gedeeltelijk een evenwichtssituatie, aangezien elke kustvorm aan voortdurende veranderingen blootstaat. De huidige vorm van de wadden- en estuariene kust is merendeels pas tot stand gekomen in de middeleeuwen. Ondanks kustverdediging zijn zij ook nu nog aan relatief snelle veranderingen onderhevig.

De estuariene kustvorm (s.l.) treft men in zuidwestelijk Nederland aan vanaf ongeveer Cadzand tot Hoek van Holland (het effect van de Deltawerken voorlopig buiten beschouwing latend), de gesloten kust vanaf Hoek van Holland tot Den Helder en van Den Helder tot en met Rottumeroog de waddenkust. Overigens is de Kop van Noordholland ook eeuwenlang (tot ca. 1550) een waddengebied geweest (Westenberg, 1961; Schoorl, 1972). Van de genoemde kustvormen wordt, in verband met de heersende kustprocessen, maar ook met betrekking tot andere landschapsecologisch relevante gegevens, een korte karakteristiek gegeven.

Estuariene kust Hoewel de naam Deltagebied is ingeburgerd, vormen de voormalige Zeeuwse en Zuidhollandse eilanden en wateren in feite een gebied met estuariën. Estuariën zijn veelal trechtervormig verwijde riviermondingen, annex zeegaten, die afgezien van de uitstroming van rivierwater ook het in- en uitstromen van zeewater tijdens eb en vloed kennen. De eilanden, wateren en banken in en direct voor de zeegaten zijn veelal georiënteerd in de uitstroomrichting van het (rivier-)water. Zuidwestelijk Nederland heeft qua vorm nog steeds het karakter van het mondingsgebied van Rijn, Maas en Schelde. Door allerlei oorzaken hebben de riviermondingen zich vooral in de middeleeuwen aanmerkelijk verwijd tot brede zeegaten (o.a. Vlam, 1942; Hageman, 1964; Van Rummelen, 1970; Hofker, 1939). (Inmiddels heeft de aanleg van de Deltawerken voor ingrijpende wijzigingen gezorgd).

Het in- en uitstromend water bereikt in de geulen grote stroomsnelheden. Wanneer stroomgeulen zich verleggen treedt aanzienlijke erosie op, waarbij door ondermijning van kusten groot verlies aan land kan optreden. In rustiger milieus kan zand of slib tot afzetting komen en leiden tot zand- of slikplaten en kweldervorming. In Bakker et al. (1979a) staat beschreven hoezeer processen van erosie en aanwas in historische tijd het aanzien van de voormalige eilanden hebben gewijzigd (zie ook bijlage IV). Naast de veronderstelde absolute toename van de invloed van de zee hebben verschuivingen in capaciteit van de zeegaten tot aanzienlijke veranderingen geleid (Vlam, 1942). In dat verband kan gewezen worden op het verschijnsel dat ebstromingen alsmede het rivierdebiet een bankenstelsel zeewaarts van de eigenlijke monding in stand houden, dat een zekere bescherming biedt aan de eilandgedeelten ter weerszijden tegenover kustprocessen, zoals bijvoorbeeld kustdrift.

In figuur 13 is het dynamische karakter op schematische wijze in beeld gebracht. Aangegeven is dat sommige eilandgedeelten aan erosie onderhevig zijn, terwijl andere delen aanwas ondergaan. De meer zeewaarts gelegen delen krijgen in het laatste geval overwegend zandig materiaal toegevoerd, hetgeen tot duinvorming kan leiden. De slibaanvoer is in verband met de aanvoer van rivierwater relatief hoog, zodat in de meer beschutte delen ook slib wordt afgezet. De variaties in het rivierdebiet en de wisselende invloed van het zeewater veroorzaken een grote variatie in waterstanden en zoutgehaltes.

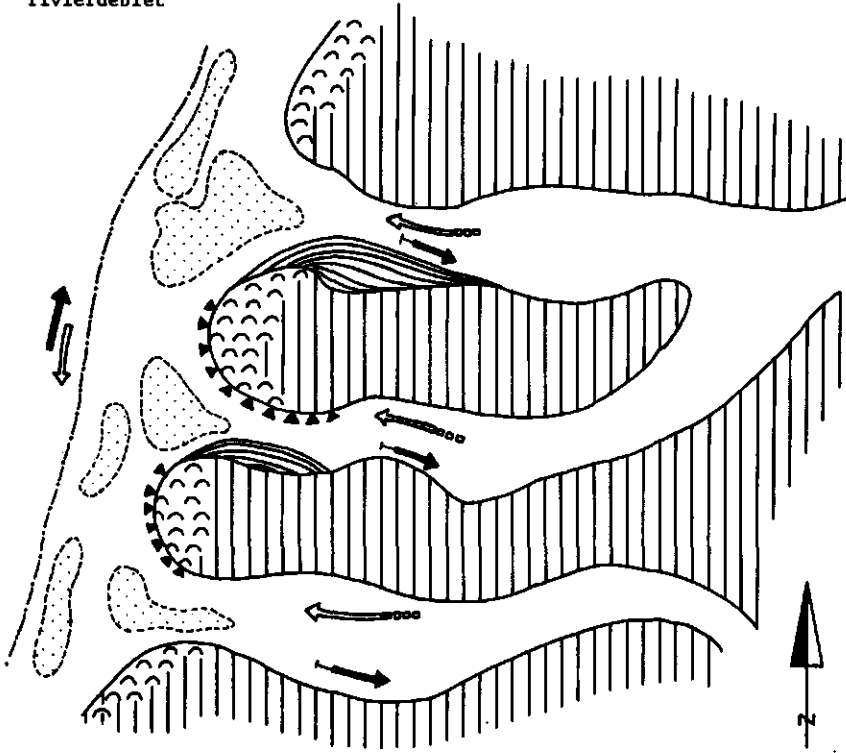
Gesloten kusten In Nederland wordt een gesloten kust aangetroffen tussen Hoek van Holland en Den Helder. Deze kust bezit van nature een veel geringere variatie in kustexpositie en kustprocessen dan de estuariene kust. Dat de kust ten noorden van Petten niet altijd gesloten was kwam reeds ter sprake. In paragraaf 4.4 komt naar voren, dat er eertijds eveneens natuurlijke onderbrekingen van de kust aanwezig waren bij Egmond en Katwijk (monding van de Oude Rijn). Deze openingen sloten zich respectievelijk rond het begin van de jaartelling (Jelgersma et al., 1970) en halverwege de middeleeuwen (o.a. Eisma, 1968).

Waddenkusten De Waddenkust bestaat uit een keten van eilanden die met hun lengteas merendeels evenwijdig aan de hoofdrichting van de kust liggen en zijn gescheiden door zeegaten die de Noordzee verbinden met de achterliggende Waddenzee. De Waddenzee is ondiep en valt bij laagwater grotendeels droog. Buiten de geulen in deze zee vormen zich afzettingen van zand en slib. Het fijnste materiaal zet zich vooral af nabij het vasteland en nabij de wantijen. Door het vrijwel ontbreken van riviermondingen in of nabij het Nederlandse Waddengebied is de slibaanvoer veel geringer dan in het estuariene gebied. In het Waddengebied wordt voortdurend zand afgezet vanuit de zeegaten, omdat het gebied een langzame bodemdaling ten opzichte van de zeespiegel ondergaat. De Waddenzee wordt in dat verband wel als 'zandwolf' betiteld.

De vorm van de eilanden en de wijzigingen die de kustlijnen in de loop der eeuwen ondergingen (zie voor een overzicht Bakker et al., 1979a) getuigen van een zeer dynamische situatie, waarbij sommige eilanden in enkele eeuwen spectaculaire veranderingen ondergingen. Dit geldt met name voor Vlieland en Schiermonnikoog (o.a. Anon, 1946; Isbary, 1936). Deze veranderingen worden grotendeels veroorzaakt door de bijzonder sterke kustdrift-

Figuur 13. Schema kustvormen en -processen bij een estuariene kust.

- | | |
|---------------------------------------|-------------------------------|
| 1 = bankenstelsels | 6 = ebstroom |
| 2 = aangroei kust | 7 = ebstroom met rivierdebiet |
| 3 = kusterosie | 8 = dieptelijn |
| 4 = vloedstroom | 9 = duinen |
| 5 = vloedstroom minus
rivierdebiet | |



- | | |
|---|---|
| 1 | 6 |
| 2 | 7 |
| 3 | 8 |
| 4 | 9 |
| 5 | |

Figure 13. Scheme of coastal forms and -processes of an estuarine coast.

- | | |
|--|-------------------------------------|
| 1 = sand-bar systems | 6 = ebb current |
| 2 = accretion coast | 7 = ebb current and river discharge |
| 3 = coastal erosion | 8 = depth contour |
| 4 = flood current | 9 = dunes |
| 5 = flood current minus
river discharge | |

Figuur 14. Schema kustvormen en -processen van een waddenkust.

- | | |
|--------------------|----------------|
| 1 = bankenstelsels | 6 = dieptelijn |
| 2 = aangroekust | 7 = duinen |
| 3 = kusterosie | 8 = wantij |
| 4 = vloedstroom | |
| 5 = ebstroom | |

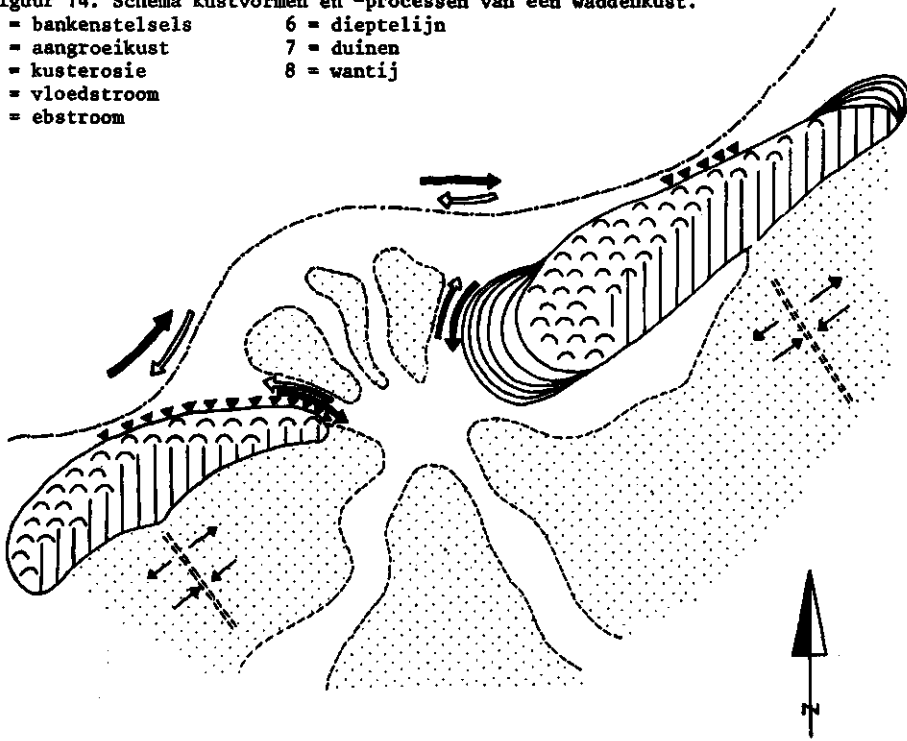


Figure 14. Scheme of coastal forms and -processes of a 'wadden coast'.

- | | |
|----------------------|-------------------|
| 1 = sand-bar systems | 6 = depth contour |
| 2 = accretion coast | 7 = dunes |
| 3 = coastal erosion | 8 = water divide |
| 4 = flood current | |
| 5 = ebb current | |

processen en de krachtige getijdestromen. Een belangrijke rol in de processen van afslag en aangroei van eilanden wordt toegeschreven aan de bankenstelsels in en aan de zeewaartse zijde van de zeegaten, ook wel buitendelta's genoemd. Deze zijn ongeveer waaivormig gerangschikt en doorsneden door stroomgeulen (fig. 14). In het algemeen bepaalt de uitstroomcapaciteit van een zeegat de omvang van een dergelijke buitendelta. Evenals in het estuariene gebied bieden zij een belangrijke bescherming aan de eilandgedeelten ter weerszijden tegen de golfaanval. Opmerkelijk is dat deze banken en geulen de neiging vertonen zich in de richting van de overheersende kustdrift en getijderesultante, dus oost-

Figuur 15. De wandelingen van 'Onrust' en 'Razende Bol' (naar Thijsse, 1943).

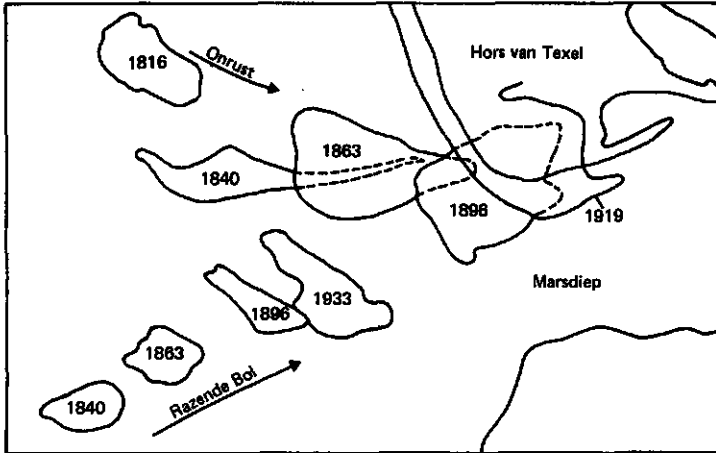


Figure 15. Movements of 'Onrust' and 'Razende Bol' (after Thijsse, 1943).

Figuur 16. Stadia in kustontwikkeling (schematisch) na verbinding van twee eilanden en het verdwijnen van een buitendelta.

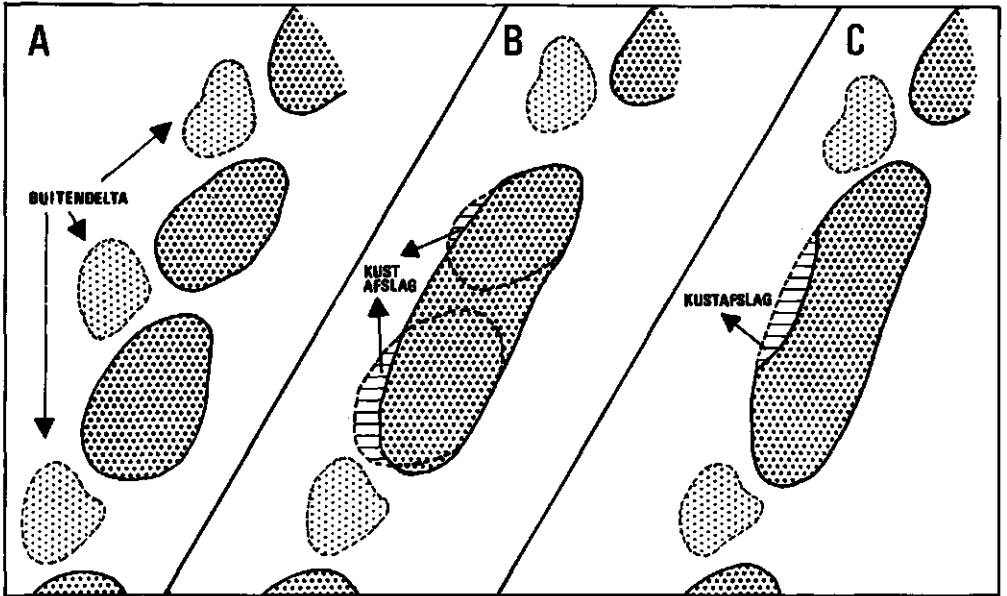


Figure 16. Coastal development (schematic) after fusion of two islands and the disappearance of an outer delta (buitendelta = outer delta; kustafslag = coastal erosion).

Figuur 17. Kustgeschiedenis van Vlieland (naar Bakker et al., 1979a, hoofdzakelijk op grond van gegevens van Anonymus, 1946). HWL = hoogwaterlijn; DV = duinvoet.

- 1 = duinen na 1855 verdwenen
- 2 = huidig oppervlak van Vlieland
- 3 = stuifdijk
- 4 = stuifdijk door kusterosie verdwenen

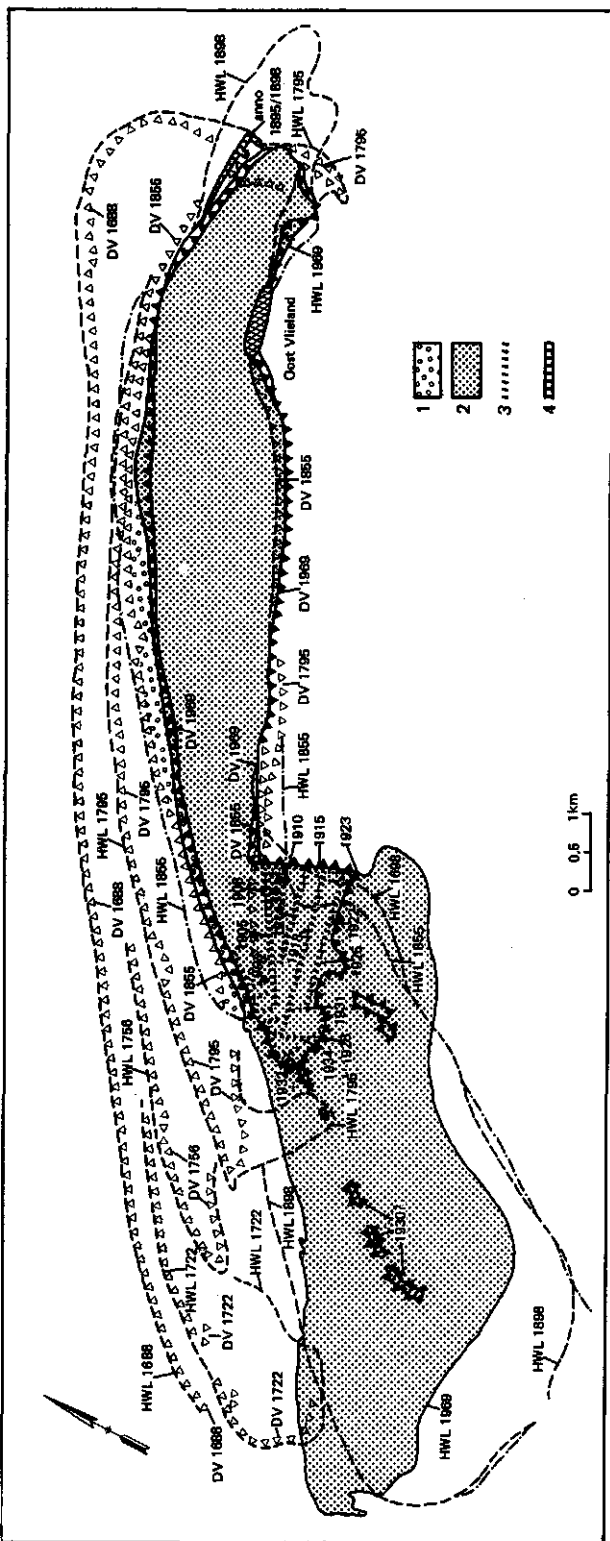


Figure 17. Coastal history of Vlieland (after Bakker et al., 1979a, based mainly on data from Anonymus, 1946). HWL = highwater line; DV = dune foot.

- 1 = dunes vanished after 1855
- 2 = present surface of Vlieland
- 3 = semi-natural primary dune ridge
- 4 = sand dike vanished after coastal erosion

Figuur 18. Kustgeschiedenis van Schiermonnikoog (naar Bakker et al., 1979a, hoofdzakelijk op grond van gegevens van Isbary, 1936). HWL = hoogwaterlijn; DV = duinvoet.

- 1 = duinen verdwenen na 1854
- 2 = duinen verdwenen na 1606
- 3 = duinen gevormd na 1854
- 4 = stuifdijk

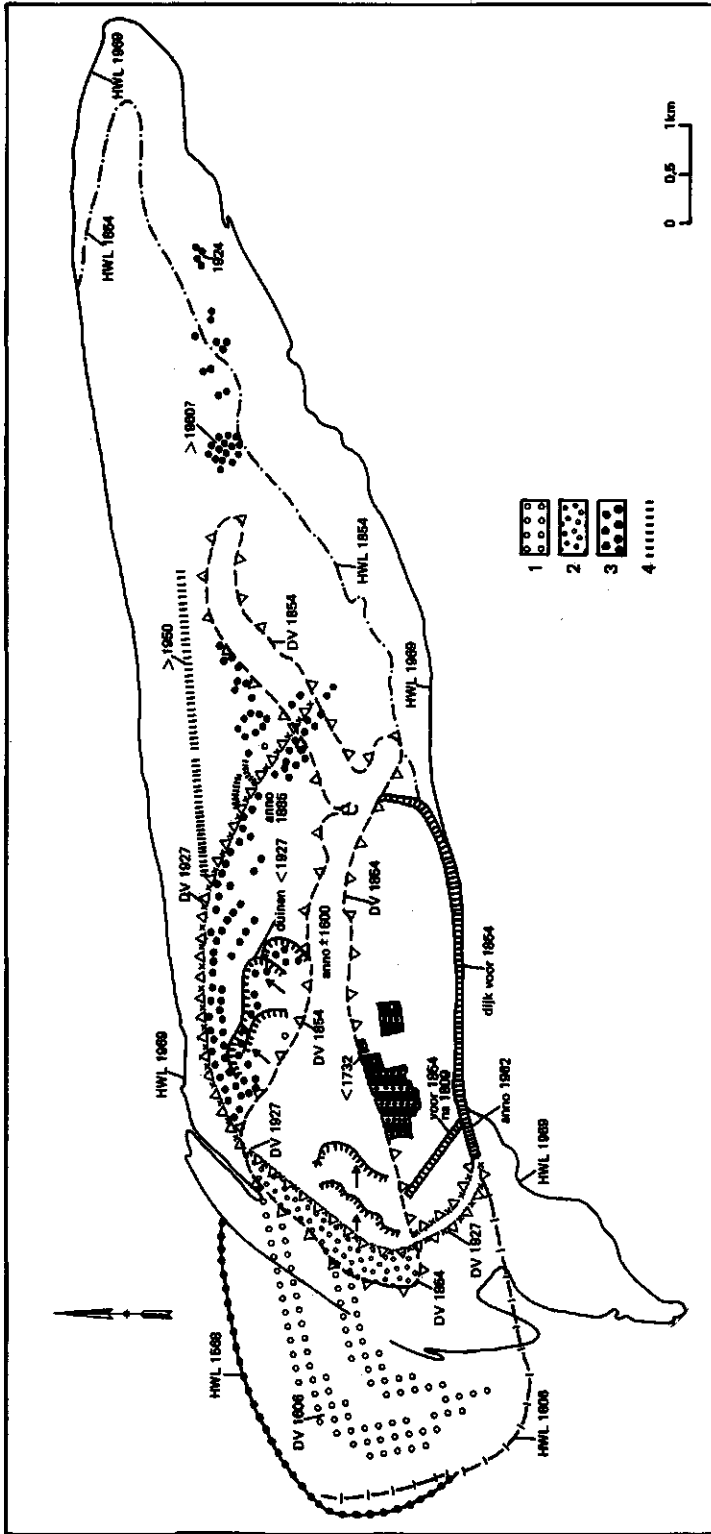


Figure 18. Coastal history of Schiermonnikoog (after Bakker et al., 1979a, based mainly on data from Isbary, 1936). HWL = highwater line; DV = Dune foot.

- 1 = dunes vanished after 1854
- 2 = dunes vanished after 1606
- 3 = dunes formed after 1854
- 4 = semi-natural primary dune ridge

waarts, te verplaatsen. Dit geeft aanleiding tot een min of meer periodiek optreden van kusterosie en kustaanwas indien zich respectievelijk een stroomgeul dan wel een zandbank naar de eilandkust verlegt. In het laatste geval kan een eiland een aanzienlijke uitbreiding ondergaan (o.a. Van der Burgt, 1936). Het vergroeien van een bank of plaat met een eiland wordt wel 'verheling' genoemd. De geschiedenis van Texel en Terschelling geeft een aantal van dergelijke gebeurtenissen te zien (zie ook: Van der Burgt, 1936; Van Dieren, 1934 en Thijssen, 1943). Figuur 15 brengt dit mechanisme in beeld met betrekking tot zuidelijk Texel.

Het belang van buitendelta's voor de bescherming van eiland en de relatie tussen omvang van buitendelta en de capaciteit van een zeegat wordt onderstreept in gevallen, waarbij de capaciteit om wat voor reden dan ook afneemt of wanneer het zeegat wordt afgesloten. De buitendelta vermindert in omvang of verdwijnt geheel en daarmee (een deel) van de beschermende werking. Figuur 16 geeft weer wat er gebeurt na verbinding van twee eilanden en het wegvallen van de buitendelta. Afhankelijk van de benodigde tijd voor het instellen van een nieuwe evenwichtssituatie doet zich op verschillende plaatsen kustafslag voor. In het algemeen geldt dat waddeneilanden die een 'overmatige' verlenging hebben ondergaan door bijvoorbeeld verhelingsprocessen, bij de uiteinden redelijk beschermd zijn door de buitendelta's, maar in het midden afslag ondervinden. Dit verschijnsel doet zich ondermeer voor bij Terschelling en Ameland (o.a. Bakker et al., 1979a).

De kustontwikkeling bij de Waddeneilanden is weergegeven in figuur 14. De min of meer periodieke processen als gevolg van verplaatsing van platen of banken en geulen in de zeegaten hebben vooral gevolgen voor de koppen van de eilanden. De bedragen voor aangroei en afslag zijn hier vaak het grootst. In sommige gevallen kan er sprake zijn van een betrekkelijk evenwicht (Terschelling). In andere gevallen is een gedurige terugwijking van de kust het gevolg. De spectaculaire kustlijnverplaatsing sinds 1688 van Vlieland is af te lezen op het historische kaartje in figuur 17. De verplaatsing van een Waddeneiland door afslag aan de westzijde en aangroei aan de oostzijde wordt zichtbaar in het historische kaartje van Schiermonnikoog (fig. 18).

3.6 EFFECTEN VAN WATERSTAATKUNDIGE WERKEN OP DE KUSTLIJN

Al geruime tijd spelen waterstaatkundige ingrepen door de mens een belangrijke rol bij de kustontwikkeling. In dit verband behoeft slechts gewezen te worden op de aanleg van de Westkappelse Zeedijk (anno ca. 1550) en de reeds eeuwenoude toepassing van paalhoofden of stenen strandhoofden. Vooral in de vorige eeuw zijn belangrijke werken uitgevoerd, die directe kustverdediging of een ander doel beoogden. In de eerste categorie valt de aanleg van strandhoofden, in de tweede bijvoorbeeld de constructie van grote havenhoofden bij Hoek van Holland, Scheveningen en IJmuiden. In deze eeuw zijn na de oorlog nog grootschaliger werken uitgevoerd, zoals de Deltawerken (bijna voltooid) en de aanleg van de Maasvlakte.

Paalhoofden of stenen strandhoofden hebben vooral tot doel de erosie als gevolg van kustdrift tegen te gaan. Inmiddels worden grote delen van de Nederlandse kust min of meer beschermd: kustgedeelten in zuidwestelijk Nederland, tussen Hoek van Holland en Scheveningen, ten noorden van Egmond aan Zee tot aan Den Helder en stukken van de eilanden

Texel, Vlieland en Ameland. De aanleg van de eerste hoofden vond plaats in de 18e eeuw (o.a. Delflandse hoofden). Grote delen zijn in de vorige eeuw en het begin van deze eeuw beschermd. De maatregel heeft evenwel slechts gedeeltelijk effect, aangezien de erosie, hoewel in mindere mate, voortduurt en aangrenzende, onbeschermden delen vaak aan versterkte erosie onderhevig raken.

Havenhoofden, soms vele honderden meters in zee uitstekend, dwingen parallelstromingen uit de kust en beïnvloeden de kustdrift. In de regel wordt de zandbalans in het aangrenzende kustgebied zodanig verstoord, dat het meest nabij gelegen deel extra zand ontvangt, hetgeen veelal ten koste gaat van verder weg gelegen delen. Op den duur stelt zich een evenwichtstoestand in. Afhankelijk van de overheersende richting van de kustdrift kan de situatie ter weerszijden van havenhoofden een asymmetrisch beeld opleveren (Van Straaten, 1961).

De invloed van de Deltawerken op de stranden en duinen is vooralsnog moeilijk te beoordelen, gezien het feit dat de aanleg nog zeer recent is en omdat één van de verwachte gevolgen - de versnelde afslag van de meest geëxponeerde eilandgedeelten - moeilijk is te onderscheiden van de kustafslag vóór de aanleg van de werken. In de beschutte hoeken bij de aanhechting van afsluitdammen en eilanden vindt een verwachte accumulatie van zand plaats. Door het grotendeels wegvallen van in- en uitstroming wordt op langere termijn een natuurlijke afbraak van de bankenstelsels in en voor de mond van de zeegaten verwacht. Daarbij zullen de verst in zee uitstekende delen van de voormalige eilanden tol moeten betalen, terwijl de terugwijkende delen bij de afsluitdammen aanwas zullen ondervinden. De gehele kustlijn zal zich naar alle waarschijnlijkheid gaan strekken. De vraag is alleen hoe lang dit aanpassingsproces zal duren.

De technieken van kustverdediging hebben inmiddels enige verandering ondergaan. Op enkele plaatsen (Goeree, Voorne, Scheveningen, Texel en onlangs op Ameland) heeft Rijkswaterstaat zandsuppletie, dat wil zeggen zandaanvoer van elders naar bedreigde strandgedeelten, uitgevoerd. Deze maatregel beoogt het (tijdelijk) herstel van de zandbalans. Een andere methode, die nog in een experimenteel stadium verkeert, is de aanleg van een semi-permeabele, zogenaamde blokkendam in dieper water.

3.7 HET GEDRAG VAN LAAGWATERLIJN, HOOGWATERLIJN EN DUINVOET

Kustafslag en -aangroei laten zich afmeten aan de verplaatsing van de laag- en hoogwaterlijn (resp. de snijlijn van het strand met het niveau van gemiddeld laag- en gemiddeld hoogwater) en de duinvoet. Deze verplaatsing is vanaf 1843 systematisch bestudeerd door jaarlijkse strandmetingen (Van Straaten, 1961). Gegevens van voor die tijd zijn in sommige gevallen uit oude kaarten af te leiden. De onderlinge afstand tussen laagwaterlijn (LWL), hoogwaterlijn (HWL) en duinvoet (DV) is afhankelijk van de strandhelling, de getijde-amplitude (varieert van 3.78 m te Vlissingen tot 1.34 m te Den Helder) en de stormvloedactiviteit, die de hoogteligging van de duinvoet voor een groot deel bepaalt. De strandhelling van het 'natte strand' - gelegen tussen LWL en HWL - is meestal niet groter dan 1:40 à 50, die van het 'droge strand' - gelegen tussen HWL en DV - niet groter dan 1:20. Dergelijke bedragen treft men aan bij erosieve kusten. Hellingen van aangroei-kusten kunnen beduidend kleiner zijn. De afstand tussen genoemde lijnen is bij erosieve

kusten dus aan een bepaald minimum gebonden, afhankelijk van de condities in het betreffende kustvak (bijv. getijdeamplitude, expositie ten opzichte van stormvloeden). Van der Burgt (1934) noemt voor het 'droge strand' een kritische breedte van 50 (á 80) m, dit mede op grond van gegevens van Wentholt (1912). Bij kustgedeelten die met strandhoofden verdedigd worden, treft men ook geringere breedtes aan.

Bij kustafslag en dus landwaartse verplaatsing van LWL, HWL en DV worden genoemde kritische afstanden bewaard. In het algemeen vertoont bij verplaatsingen de laagwaterlijn grotere uitslagen dan de hoogwaterlijn, terwijl kun gedrag in de tijd gerekend weinig afwijkt. De duinvoet vertoont een afgezwakt en soms vertraagd gedrag ten opzichte van de hoogwaterlijn (zie o.a. Eisma, 1968). Volgens Dubois (1916) kan de duinvoet bij kustafslag ook over een grotere afstand verplaatst worden dan de HWL en de LWL. Bij kustaangroei speelt een onderlinge kritische afstand geen rol. Toch blijkt de HWL de LWL vrij goed te volgen. De duinvoet kan een grote naijling vertonen, zelfs zodanig dat duinaangroei optreedt terwijl HWL en LWL al weer op hun retour zijn. Dit soort relaties wordt in figuur 19 in beeld gebracht.

Tijdens stormvloeden kunnen tientallen meters van de duinvoet in zee verdwijnen. Edelman (1967) wijdt een hoofdzakelijk theoretische beschouwing aan dit proces en geeft cijfers voor berekende verliezen bij verschillende stormvloedhoogten (t.o.v. NAP) en verschillende hoogten van de waterkerende duinreeks (tabel 1). Ter vergelijking moge dienen, dat het stormvloedpeil in 1953 een hoogte van gemiddeld NAP + 3,9 m bereikte.

Het zand dat tijdens hoge stormvloeden aan de zeereep wordt onttrokken, kan op het strand of in ondiep water worden gedeponeerd en onder rustiger condities weer ten goede

Figuur 19. De verplaatsing van de gemiddeld laagwaterlijn (GLW), gemiddeld hoogwaterlijn (GHW) en de duinvoet (DV) bij km-paal 54 in Noord-Holland vanaf 1945 (naar gegevens van Rijkswaterstaat)

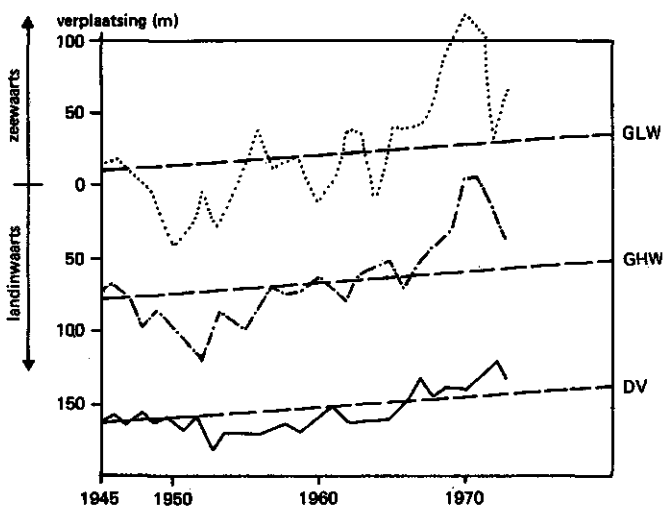


Figure 19. Shift in mean low-water mark (GLW), mean high-water mark (GHW) and dune-foot (DV) at kilometre pole No. 54 in North-Holland since 1945 (data from National Board of Public Works). Landwaarts= towards land, zeewaarts = towards sea.

Tabel 1. Terugwijken van de duinvoet in meters bij verschillende duinhoogten (H) en stormvloedpeilen (P), beiden in meters ten opzichte van NAP (naar Edelman, 1967).

H(m)	P(m)			
	2	3	4	5
5	0	35	78	127
10	0	20	48	80
15	0	16	37,5	60
30	0	6	17,5	33
50	0	4,5	11,5	20

Table 1. Retreat of the dune-foot (m) for different heights (m) of dunes (H) and storm-surge levels (P) above mean sea-level (after Edelman, 1967).

komen aan strand of zeereep. Dit geldt niet algemeen omdat bepaalde kustgedeelten door longitudinaal zandtransport blijvende verliezen lijden of omdat een deel van het zand via bijvoorbeeld scheurströmen in dieper water terecht komt en zodoende niet op korte termijn beschikbaar komt voor strandophoging of duinopbouw (zie ook Cook & Gorsline, 1972).

3.8 KUSTLIJNVERANDERINGEN IN DE HISTORIE

Bestudering van oude kaarten en kronieken leert dat er zich in historische tijd aanzienlijke kustlijnveranderingen hebben voorgedaan, vooral in het estuariene en waddengebied en de Kop van Noordholland. Voor een uitgebreid overzicht en voor literatuur wordt verwezen naar Bakker et al. (1979a). Een deel van de kustlijnveranderingen is te vinden in bijlage 4. De positie van de kustlijn rond het begin van de jaartelling is enigszins af te lezen aan de overblijfselen van Romeinse bouwwerken die nu een kilometer of nog verder in zee liggen, zoals de Nehalennia-tempel ter hoogte van Domburg (Walcheren) en de Arx Brittanica ter hoogte van Katwijk (zie resp. Van Rummelen, 1972 en Jeswiet, 1913). Beter gedocumenteerd in kaarten of kronieken zijn de ontwikkelingen in de late middeleeuwen en daaropvolgende eeuwen. Tabel 2 geeft enkele cijfers over de verplaatsing van hoogwaterlijn of duinvoet. De meeste cijfers hebben betrekking op de van nature dynamische kusten in zuidwestelijk Nederland en het Waddengebied alsmede het voormalig Waddengebied ten noorden van Petten. Het kustgedeelte tussen Scheveningen en Egmond is in het algemeen aan minder veranderingen onderhevig geweest, al lijkt kustafslag lokaal of wellicht ook over grotere afstand vóór het midden van de vorige eeuw van belang geweest (Bakker et al., 1979).

3.9 DE DUINVOETVERPLAATSING SINDS CIRCA 1850

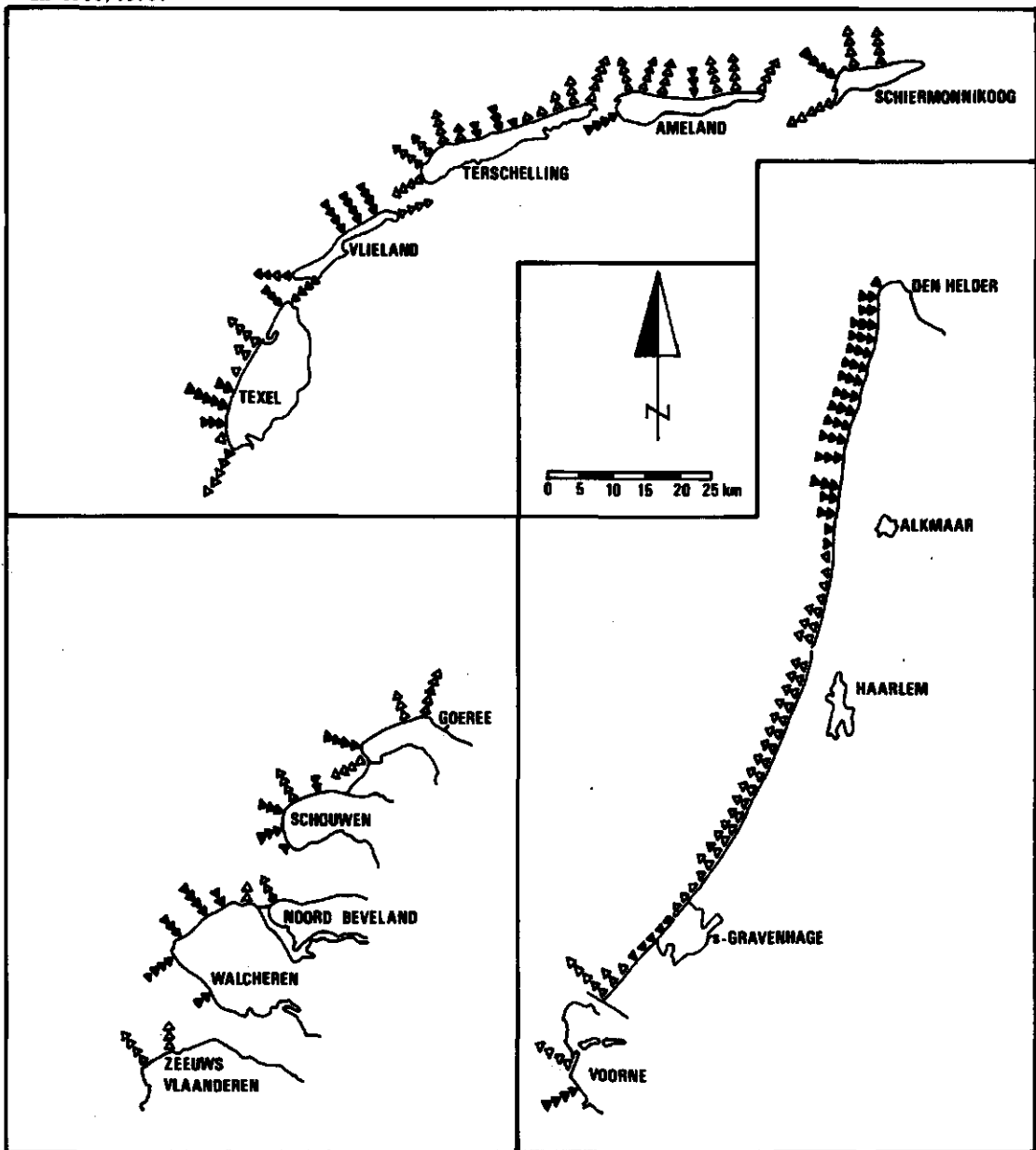
Na ongeveer 1850 is vanwege de beschikbaarheid van betrouwbare topografische kaarten (schaal 1:50 000) en stelselmatige strandmetingen een gedetailleerder overzicht van het kustlijnverloop te verkrijgen. Gezien het belang voor de duinen in zowel geomorfologisch als hydrologisch opzicht (o.a. Bakker et al., 1979b) wordt alleen op de duinvoetverplaatsing sinds die tijd ingegaan. Naast kaartgegevens zijn gegevens van Eisma (1968) en Bakker

Tabel 2. Kustaanwas of -afslag langs de Nederlandse Noordzeekust (excl. gegevens over de kustlijn tussen Scheveningen en Petten). Voor een volledige bronvermelding zie Bakker et al. (1979a).

Kustvak	Plaats (+ evt. richting)	Periode	Bedrag
Walcheren	Vlissingen	1293 - heden	- 500 m Dijk
	Zoutelande	1680 - heden	- 450 m Dijk
	Westkapelle	1450 - heden	- 300 m DV
	Domburg	1753 - heden	- 350 m DV
	Halverwege Vrouwenpolder- Oostkapelle	1650 - heden	- 700 m DV
Schouwen	Westenschouwen (Zuid)	1660 - heden	- 500 m DV
	Nieuw Haamstede	1660 - heden	- 1000 m DV
	Halverwege Nieuw Haamstede- Renesse	1660 - heden	- 1250 m DV
Goeree	West-Goeree	eind M.E. - heden	- 2000 m DV
	Flauwe Werk paal 11	1700 - heden	- 900 m DV
	Kwade Hoek	1700 - heden	- 700 m DV
Voorne	Groene Punt	1608 - heden	- 800 m DV
Hoek van Holland- Scheveningen	's-Gravenzande	1611 - heden	- 900 m HWL
	ter Heijde	1611 - heden	- 700 m HWL
	Halverwege ter Heijde en Scheveningen	1611 - 1800	- 300 m HWL
	Scheveningen	1611 - 1800	- 200 m HWL
Petten-Huisduinen	Petten	1550 - heden	- 750 m HWL
	Zwanewater	1570 - heden	- 1500 m DV
	Callantsoog	1570 - heden	- 1300 m HWL
	Halverwege Callantsoog-Huis- duinen	1550 - heden	- 1000 m HWL
	Huisduinen	eind 16e eeuw-heden	- 500 m HWL
Texel	Zuidpunt (Zuid)	1732 - heden	- 1300 m DV
	Den Hoorn (West)	1732 - heden	- 1000 m DV
	Slufter (West)	1630 - heden	- 1300 m DV
	Eierland (Noord)	1688 - heden	- 1700 m DV
Vlieland	Kroonpolders (Noord)	1688 - heden	- 2000 m DV
	Midden-Vlieland paal 47	1688 - heden	- 550 m DV
	Oostvlieland Noord paal 52	1688 - heden	- 1200 m DV
Terschelling	West-Terschelling (West)	1854 - heden	+ 1200 m DV
	Hoorn (Noord)	1854 - heden	- 200 m DV
Ameland	Hollum (West)	1850 - heden	+ 500 m DV
	Hollum (Noord)	1568 - heden	+ 500 m DV
	Buren (Noord)	1850 - heden	- 500 m DV
	Oerderduin (Noord)	1850 - heden	+ 800 m DV
Schiermonnikoog	Westpunt	1568 - heden	- 2300 m DV
	Midden (Noord)	1600 - heden	+ 700 m DV
Coastal region	Place	Period	Accretion or re- treat

Table 2. Coastal accretion or retreat along the coast of the Netherlands (excluding data on the coastline between Scheveningen and Petten). For a complete review of sources see Bakker et al. (1979a). Dijk = Dike, DV = dune-foot, HWL = highwater line.

Figuur 20. Netto verplaatsing van de duinvoet langs de Nederlandse kust tussen 1850/1860 en 1960/1970.



LEGENDA

VERPLAATSING ZEEWAARTS	VERPLAATSING LANDWAARTS
◁ < 50m	▷ < 50m
◁◁ 50 - 100m	▷▷ 50 - 100m
◁◁◁ 100 - 200m	▷▷▷ 100 - 200m
◁◁◁◁ 200 - 500m	▷▷▷▷ 200 - 500m
◁◁◁◁◁ >500m	▷▷▷▷▷ >500m

Figure 20. Net shift in the dune-foot along the Dutch coast between 1850/1860 and 1960/1970. Black triangles indicate retreat; open triangles indicate seaward accretion.

& Joustra (1970) gebruikt. De gegevens zijn bijeengebracht in het kaartje in figuur 20. Opvallend in dit overzicht is de sterk variërende situatie in het estuariene en wadden-gebied, waar op korte afstand van elkaar duinaangroei en -afslag voorkomt. De vasteland-kust vertoont een gelijkmatiger beeld, waarbij van zuid naar noord de zone tussen Hoek van Holland en Scheveningen afslag heeft ondervonden (afgezien van de aanwas vlakbij de havenhoofden), vervolgens een zone met geringe aanwas tot aan Egmond, en verder noordelijk tot aan Den Helder een soms forse achteruitgang van de duinvoet. Zo is bijvoorbeeld vrijwel de gehele Texelse Noordzeekust (HWL en duinvoet) aan achteruitgang onderhevig. Ook elders lijkt de recente ontwikkeling minder gunstig dan op grond van de cijfers uit de afgelopen eeuw te concluderen zou zijn. In het Waddengebied is het beeld bijvoorbeeld gunstig, omdat men eind vorige en begin deze eeuw veel stuifdijken heeft aangelegd (o.a. Visser, 1947 en Bakker et al., 1979a). De meer recente ontwikkeling blijkt uit bijlage 4, waar voor de zeereep is aangegeven of deze actuele afslagkenmerken (klifvorming) vertoont, ofwel vanwege het gevaar daarvoor naar binnen wordt gebracht ('rollende zeereep', par. 6.2.5).

4 Geologie

4.1 INLEIDING

De wordingsgeschiedenis en de daarmee samenhangende geologische opbouw van de Nederlandse kuststreek geven inzicht in de natuurlijke dynamiek van de kustduinen en verklaren de hydrologische en bodemgesteldheid. De fysische en chemische eigenschappen van het materiaal nabij het oppervlak bepalen in aanleg de bodemgesteldheid en daarmee het milieu van plant en dier. De fysische eigenschappen zijn verantwoordelijk voor de doorlatendheid van de lagen die in of onder het duinzand worden aangetroffen. Chemische en fysische eigenschappen van het duinzand werken bovendien door op de aard en intensiteit van eolische processen en de daaruit resulterende vormenwereld. Mede door geologische studies is een ouderdomsbepaling van duinsystemen mogelijk gebleken.

In de laatste decennia is de kennis van de geologische gesteldheid van de kuststreek aanzienlijk vergroot. Noemenswaard zijn de studies van Van Liere (1948), Van der Meer (1952), Van Straaten (1965), Pons & Wiggers (1959; 1960), Pons & Van Oosten (1976), de kaartbladkarteringen van de Rijksgeologische Dienst, schaal 1:50 000 met bijbehorende toelichtingen (Hageman, 1964; Van Rummelen, 1965, 1970, 1972; Van Staalduinen, 1979), de gedegen studie van de duinen van het vasteland van Zuid- en Noord-Holland (Jelgersma et al., 1970) en een globaal geologisch overzicht van het Waddengebied, inclusief een kaart met de schaal 1:50 000 van Terschelling (Van Staalduinen, 1977).

In hoofdzaak met gebruikmaking van bovengenoemde bronnen wordt een beknopt overzicht van de geologische geschiedenis gegeven. De bespreking is beperkt gebleven tot het (Laat-) Pleistoceen en het Holoceen, met de nadruk op de Oude en Jonge Duin- en Strandafzettingen. Voor regionale informatie wordt verwezen naar eerder vermelde literatuur en de literatuur-opgave in Bakker et al. (1979a). De stratigrafie is af te lezen uit tabel 3. Een globale overzichtskaart is in figuur 21 opgenomen.

4.2 HET PLEISTOCEEN

Het Pleistoceen wordt gekenmerkt door ijstijden (glacialen) en de hiertussen voorkomende warme tijden (interglacialen). Het is een tijdvak dat zich volgens de huidige gegevens uitstreckte van ongeveer 2 500 000 tot ongeveer 10 000 jaar geleden. In het voorlaatste glaciaal (Saalien) is ons land gedeeltelijk met ijs bedekt geweest, in ieder geval ten noorden van de lijn Vogelenzand - Nijmegen. Uit die tijd stammen de keilemafzettingen die op vele plaatsen op enige diepte in de ondergrond van de duinen aanwezig zijn en op Texel zelfs op korte afstand van de duinen aan de oppervlakte komen. Voor het overige bestaan de afzettingen uit het Saalien voornamelijk uit fluvioglaciaal en fluviatiel materiaal.

Tabel 3. Stratigrafische tabel (samengesteld naar Zagwijn & Van Staalduinen, 1975; Pons & Wiggers, 1976 en Koster, 1980).

STRATIGRAFISCHE TABEL VAN HET HOLOCEEN EN EEN DEEL VAN HET PLEISTOCEEN

Indeling	Tijdsschaal	Mariene afzettingen (Westland-Formatie)		Veen
		(geochronologie)	Zandige kustafzettingen	
Subatlantium	2000 n. Chr. /A.D.	Duinkerke IIIC } >600 n.Chr. /A.D.	Jonge Strand- en Duinafzettingen	Hollandveen
	1000 n. Chr. /A.D.	Duinkerke IIIB }		
	0	Duinkerke IIIA }		
		Duinkerke II (100 v.Chr./B.C.-600 n.Chr./A.D.)		
Subboreaal	1000 v. Chr. /B.C.	Duinkerke I (1000-100 v.Chr./B.C.)	Oude Duin- en Strand(wal)-afzettingen	Hollandveen
	2000 v. Chr. /B.C.	Duinkerke 0 (1800-1000 v.Chr./B.C.)		
Atlantium	3000 v. Chr. /B.C.	Calais IVB (2150-1800 v.Chr./B.C.)	Strandwallen door erosie geheel verdwenen	Basisveen
	4000 v. Chr. /B.C.	Calais IVA (2750-2150 v.Chr./B.C.)		
	5000 v. Chr. /B.C.	Calais III (3300-2750 v.Chr./A.D.)		
	6000 v. Chr. /B.C.	Calais II (4300-3300 v.Chr./B.C.)		
Boreaal	7000 v. Chr. /B.C.	Calais I (6000-4300 v.Chr./B.C.)		
	Preboreaal			
PLEISTOCEEN	Weichselien	Fluviatiële, eolische en periglaciële afzettingen (o.a. Formaties van Twente en Kreftenheye)		
	Eemien	90 000 B.P.	Overwegend mariene en fluviatiële afzettingen en veen (o.a. Eem-Formatie)	
	Saaliën	200 000 B.P.	Glaciële, periglaciële, fluviatiële en eolische afzettingen	

Table 3. Stratigraphic table after Zagwijn & Van Staalduinen (1975), Pons & Wiggers (1976) and Koster (1980).

Op het Saalien volgde een interglaciale tijd, het Eemien, waarin de zee grote delen van ons land overspoelde en mariene zand- en kleisedimenten werden gedeponerd. In delen van de laatste ijstijd (het Weichselien of de Würmtijd) heerste in ons land een toendra-klimaat, waarbij de wind en het sneeuwmeltwater zandig en lemig materiaal afzetten. Verder werd veel fluviatiel materiaal afgezet.

De hierboven beschreven opvolging van afzettingen is lang niet overal in de ondergrond terug te vinden. Voor een belangrijk deel is dat toe te schrijven aan erosieve processen tijdens het Holoceen, waarbij bijvoorbeeld de afzettingen uit het Eemien en Weichselien grotendeels zijn opgeruimd. Zo rust op tal van plaatsen in het Waddengebied een pakket jong-holocene afzettingen direct op keileem (Van Staalduinen, 1977).

4.3 HET HOLOCEEN

De zeespiegel is vanaf 7000 v. Chr. ruim 40 m gestegen. De stijging van het zeeniveau heeft een overheersend stempel gedrukt op de verticale en horizontale rangschikking van de holocene afzettingen in westelijk en noordelijk Nederland. Het Noordzeebekken dat tijdens het maximum van het Weichselien vrijwel geheel was drooggevallen, vulde zich met zee-water en de kustlijn verschoof gaandeweg over het in noordwestelijke richting hellende pleistocene oppervlak in tegengestelde richting. Deze opschuiving bracht de verplaatsing van een aantal sedimentatiezones met zich mee. In navolging van Zagwijn (1975) kan een drietal kenmerkende hoofdzones worden onderscheiden:

- (a) een zandige kustzone met strandwallen en duinen
- (b) een zone met klei- en zandafzetting in een milieu van wadden, kwelders en brakwater-lagunes
- (c) een zone met veenvorming in een zoet- tot brakwatermilieu.

Tot ongeveer 3000 v. Chr. werden bij de kustontwikkeling de gevormde strandwallen steeds afgebroken door de opdringende zee en verder landwaarts ontstonden nieuwe strandwallen. De afzettingen uit de onder (b) en (c) genoemde zones vielen dus aan de zee ten prooi of werden door strand- en duinzand overdekt. In dit proces kwam, althans in het kustgebied tussen Monster en Alkmaar, een kentering rond 3000 v. Chr., toen de kust zich onder vorming van series strandwallen juist zeewaarts ging verleggen (zie ook par. 4.4). Deze kentering houdt vermoedelijk verband met de temperatuurdaling in het Subboreaal, waardoor de zeespiegelrijzing ook in onze streken minder sterk werd. Voorts kan ook een wijziging in windrichting en -sterkte invloed gehad hebben op het kustwaarts transport van zand.

Het eerste veen in het Holoceen ontstond op het pleistocene oppervlak als gevolg van de opstuwung van zoet (grond-)water door de stijging van de zeespiegel. Dit veenpakket, ook wel Basisveen genoemd, is vooral als gevolg van compactie in het algemeen vrij dun. Afhankelijk van de mate van bescherming door een systeem van strandwallen en eventueel duinen ontstond een wadden-, kwelder- of lagunair afzettingmilieu. De hier gedeponerde getijde-afzettingen bestaan uit zand- en kleilagen. Bij de zogenaamde Calaisafzettingen of Oude-Getijde-afzettingen worden een aantal transgressiefasen onderscheiden (Calais I, II, III, IVA en IVB) die tussen 6000 en 1800 v. Chr. optraden. Het oppervlak van de Calaisafzettingen ligt gemiddeld op NAP -4 m.

Landwaarts van de strandwalzones kon in zoet tot brak water veengroei plaatsvinden,

evenals in de vochtige strandvlakten tussen de strandwallen. De vorming van dit veen (Hollandveen) beslaat een langdurig tijdvak (tabel 3) en overlapt (in de tijd) de Calais-afzettingen en gedeeltelijk de later gevormde Duinkerkeafzettingen. In veel gevallen is er sprake van afwisselend veenlagen en mariene afzettingen, die respectievelijk wijzen op regressies en transgressies. De groei van het Hollandveen is grotendeels gestopt rond de middeleeuwen, toen ontginning en ontwatering door de mens het specifieke milieu aantastten.

De Duinkerke-afzettingen of Jonge-Getijde-afzettingen zijn ontstaan na ongeveer 1500 v. Chr. en vertonen qua genese en materiaalkenmerken overeenkomst met de Calais-afzettingen. Er wordt een zestal Duinkerke-transgressiefasen (Duinkerke 0, I, II, IIIA, IIIB en IIIC³) onderscheiden.

Afgezien van de kustuitbreiding tussen ongeveer 3000 en 1500 v. Chr. is de kust op veel plaatsen aangetast, waarbij de strandwalssystemen werden afgebroken. Het domineren van afbraakprocessen leidde in zuidwestelijk Nederland tot het grotendeels verdwijnen van de strandwallen en tot een steeds verder landinwaarts strekkende mariene invloed. Wellicht mede in verband met de aanwezigheid van natuurlijke toegangswegen (riviemonden) en een grotere getijdeamplitude kon de zee de riviermonden verder verwijden en een estuariene kustvorm ontstaan (De Jong, 1960). Waarschijnlijk hebben deze veranderingen zich voor een groot deel in de middeleeuwen afgespeeld (hoofdstuk 3).

Het huidige Waddengebied getuigt, evenals het voormalige Zuiderzeegebied van enorme verliezen. Grote oppervlakten veengebied vielen ten offer, een proces waaraan de mens door onvoorzichtige ontginningspraktijken in de middeleeuwen mede schuldig was. Het systeem van strandwallen of daarmee vergelijkbare afzettingen die veelal de kern van de Waddeneilanden vormen, is in het noorden later ontstaan dan in (zuid)westelijk Nederland (Jelgersma et al., 1970; Van Staalduinen, 1977).

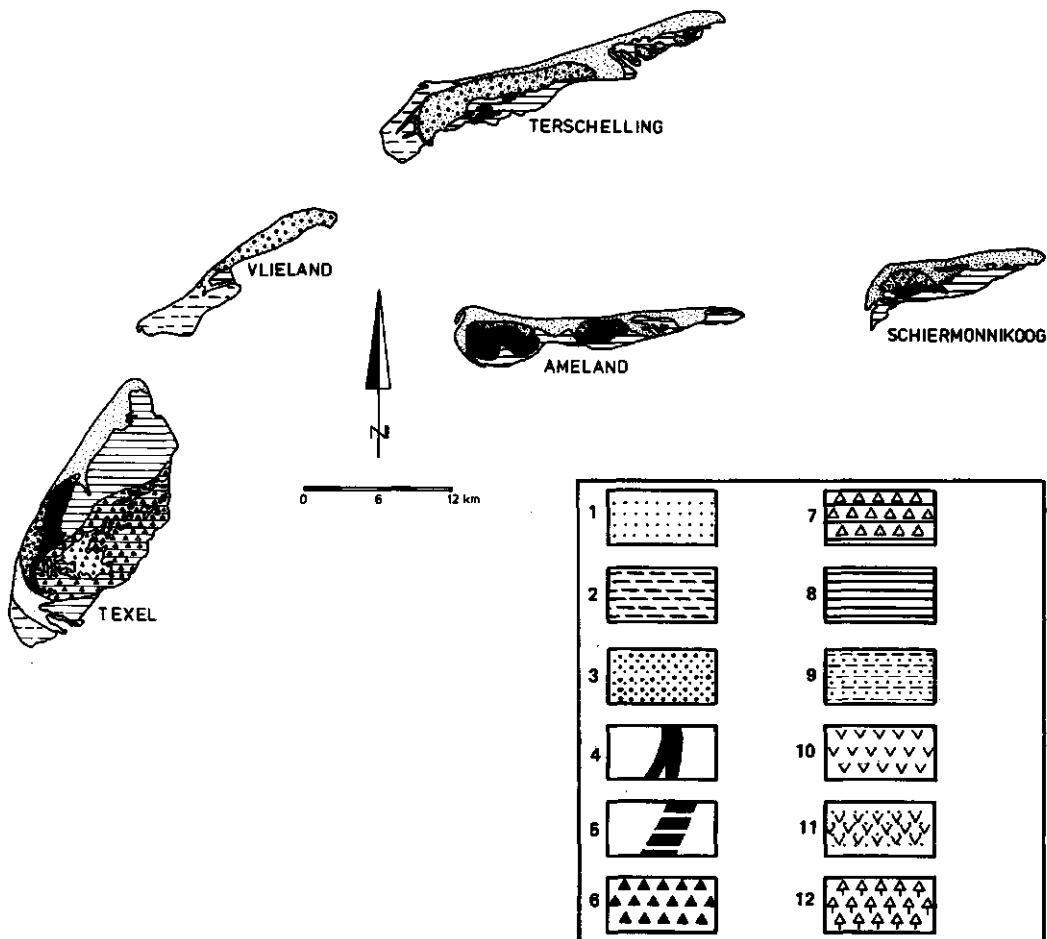
De vorming van de Jonge Duinen is een bijzondere gebeurtenis in de geologische geschiedenis van het kustgebied. Vrij plotseling en door nog niet geheel opgehelderde oorzaken werden, waarschijnlijk in hoofdzaak na de 9e of 10e eeuw, grote massa's duinzand afgezet (Jonge Duinafzettingen). Op de vorming van enerzijds de strandwallen en bijbehorende duinen (Oude Duin- en Strandafzettingen) en de later gevormde Jonge Duin- (en Strand-)afzettingen wordt hierna verder ingegaan.

4.4 OUDE DUIN- EN STRANDAFZETTINGEN

In figuur 21 wordt een overzicht gegeven van de voornaamste afzettingen in het Nederlandse kustgebied. De ligging van de strandwallen en bijbehorende duinen is weergegeven, evenals de strandvlakten die veelal van een veendeck zijn voorzien. De eerste categorie is aangeduid als Oude Duin- en Strandzanden. Een deel van genoemde afzettingen is overdekt met Jonge Duinafzettingen. Uit de kaartjes blijkt direct het verschil tussen het 'vasteland' tussen Alkmaar en Monster, zuidwestelijk Nederland en het Waddengebied.

Het gebied met strandwallen en bijbehorende duinen is op het vasteland van Noord- en Zuid-Holland het meest intact en tevens het best onderzocht. Van Straaten (1965) onder-

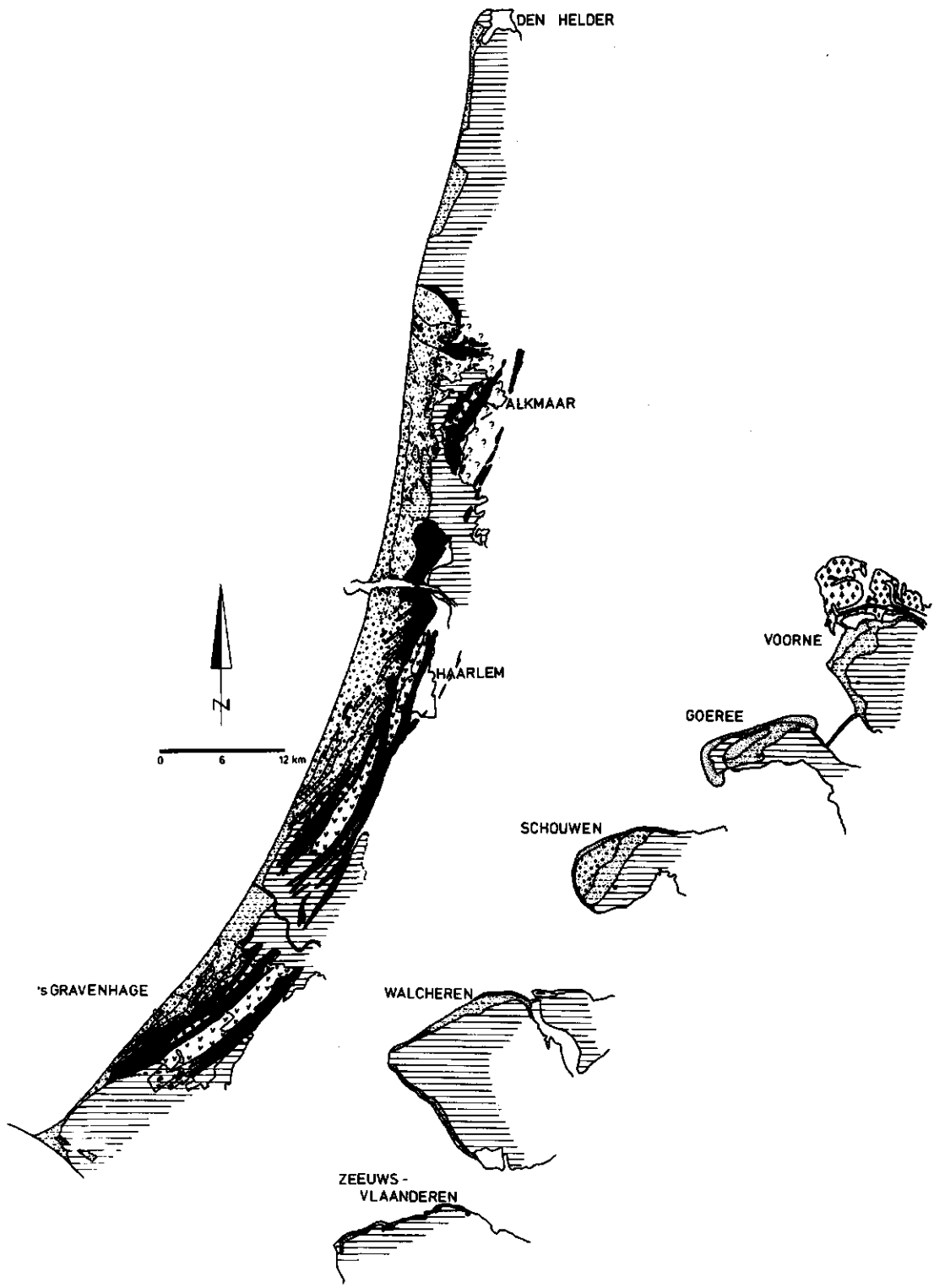
3. Op de ongewenste koppeling in terminologie tussen stratigrafische begrippen en verschijnselen als transgressiefasen wordt gewezen door Roeleveld (1974).



1. Jonge Duinafzettingen/Younger Dune deposits
2. Jonge Strandafzettingen/Younger Beach deposits
3. Jonge Duin- en Strandafzettingen op Oude Duin- en Strandafzettingen/Younger Dune and Beach deposits on Older Dune and Beach deposits
4. Strandwallen met Oude Duinafzettingen/Beach-barriers with Older Dune deposits
5. Overige Oude Duinafzettingen/Other Older Dune deposits
6. Pleistocene afzettingen aan de oppervlakte/Pleistocene deposits on the surface
7. Duinkerke-afzettingen op Pleistocene afzettingen/Dunkirk-deposits on Pleistocene deposits
8. Duinkerke-afzettingen; Hollandveen soms aanwezig/Dunkirk-deposits; Holland-peat sometimes present
9. Jonge Duin- en Strandafzettingen op Duinkerke-afzettingen (met eventueel Hollandveen/Younger Dune and Beach deposits on Dunkirk-deposits (with possibly Holland-peat)
10. Veen in strandvlakten (Hollandveen)/Peat in beach plains (Holland-peat)
11. Als vorige, bedekt door Jonge Duin- en Strandafzettingen/ Like previous unit, covered by Younger Dune and Beach deposits.
12. Kunstmatig opgehoogd terrein/Artificially raised areas.

Figuur 21. Globale geologische kaart van het Nederlandse kustgebied. Bronnen: Hageman (1964); Jelgersma et al. (1970); Pons & Van Oosten (1976); Van Staalduinen (1977); Van Staalduinen (1979); Stichting voor Bodemkartering (1965); Van Rummelen (1970); Van Rummelen (1972).

Figure 21. General geological map of the Dutch coastal area. Sources: Hageman (1964); Jelgersma et al. (1970); Pons & Van Oosten (1976); Van Staalduinen (1977); Van Staalduinen (1979); Stichting voor Bodemkartering (1965); Van Rummelen (1970); Van Rummelen (1972).



scheidt bij de vorming van de strandwallen een tweetal fasen: het eerste, meest landinwaarts gelegen stelsel werd tussen 2800 en 2100 v. Chr. gevormd, terwijl het tweede, meer zeewaarts gelegen stelsel in de periode tussen 2200 en 1500 v. Chr. ontstond (zie ook Jelgersma et al., 1970). De vorming van een strandwal is in principe een marien proces, waarbij de golfwerking voor het loswoelen en landwaarts transporteren van zand zorgt. Welk aandeel de directe golfwerking, de kustdrift en de getijdestromingen in de aanvoer van zand hebben is moeilijk vast te stellen. Voor het ontstaan van de strandwallen in westelijk Nederland lijkt volgens Van Straaten (1973) het longitudinaal transport van groot belang te zijn geweest.

De strandwallen werden voortdurend opgehoogd door de zandaanvoer tijdens extreem hoogwater. Hierdoor vielen tijdens lagere waterstanden grote oppervlakten zand droog en dit gaf aanleiding tot eolische processen. Zo zijn op de strandwallen duinen ontstaan die gemakkelijker op grond van hoogteligging en reliëf dan op grond van materiaalkenmerken van de strandwallen zijn te onderscheiden. De duinen werden vanzelfsprekend vooral dicht bij zee gevormd. Als de duinen verder van zee af kwamen te liggen werden ze gestabiliseerd. Volgens Jelgersma et al. (1970) kan bij de vorming van de Oude-Duinafzettingen een aantal verstuiwings- en rustfasen worden onderscheiden. Verstuiwingen duurden voort tot in de Romeinse tijd en in de meest westelijke delen en op de Waddeneilanden zelfs tot in de middeleeuwen (Van Staalduinen, 1977). De afwisseling van verstuiwingen en rustfasen is af te lezen aan profielen waarbij zandlagen en humeuze of veenlaagjes elkaar opvolgen. C14- en archeologische dateringen door Jelgersma et al. (1970) maakten een tijds-aanduiding van genoemde fasen mogelijk. Deze is af te lezen uit figuur 22, waarin vergelijkbare verschijnselen met betrekking tot de Jonge Duinafzettingen zijn opgenomen. Jelgersma et al. (1970) vermelden ook een aantal transgressiefasen, die volgens de auteurs chronologische samenhang vertonen met de rustfasen in de vorming van de Oude Duinen.

De duinvorming heeft zich merendeels beperkt tot de strandwallen zelf, zonder de tussengelegen strandvlakten op grote schaal met zand te overdekken. Het zand is in sommige gevallen zoals in het Waddengebied (Van Staalduinen, 1977) en op Schouwen (Van Rummelen, 1970) 1 km of meer van het brongebied verwijderd (Jelgersma et al., 1970). Een horizontale verplaatsing in de orde van 5 km, zoals we die van de Jonge Duinen kennen, heeft waarschijnlijk niet plaatsgevonden. Enige vervlakking tijdens de relatief lange bestaansperiode mag zeker niet uitgesloten worden.

Uit figuur 21 blijkt dat de strandwallen en bijbehorende duinen op twee plaatsen worden onderbroken: bij Egmond/Castricum en bij Katwijk. De onderbreking bij Katwijk houdt verband met de monding van de Oude Rijn (door de Romeinen Rhenum genoemd). Deze riviermonding verzandde pas halverwege de middeleeuwen, in tegenstelling tot de opening ter hoogte van Egmond/Castricum, een estuarium dat zich in een noordelijke en zuidelijke arm vertakte en dat in Romeinse tijd al vrijwel was gesloten (Jelgersma et al., 1970). Dit estuarium heeft vermoedelijk gezorgd voor de scheidslijn tussen zanden met verschillende eigenschappen ten noorden en ten zuiden van deze grens (zie ook par. 4.6).

Het estuarium ter hoogte van Hoek van Holland is minder gemakkelijk uit het strandwallenverloop af te leiden omdat de strandwallen hier vrijwel geheel zijn verdwenen. Het zeewaarts buigen van de noordelijk gelegen strandwallen suggereert een belangrijke uitmondning (zie ook Hageman, 1964). Deze monding - door de Romeinen vermoedelijk als Helinium

Figuur 22. Fasen in de vorming van de Oude Duinafzettingen (OD) en Jonge Duinafzettingen (JD). Onderbrekingen in de duinvorming zijn met arceringen aangegeven (vereenvoudigd naar Jelgersma et al., 1970).

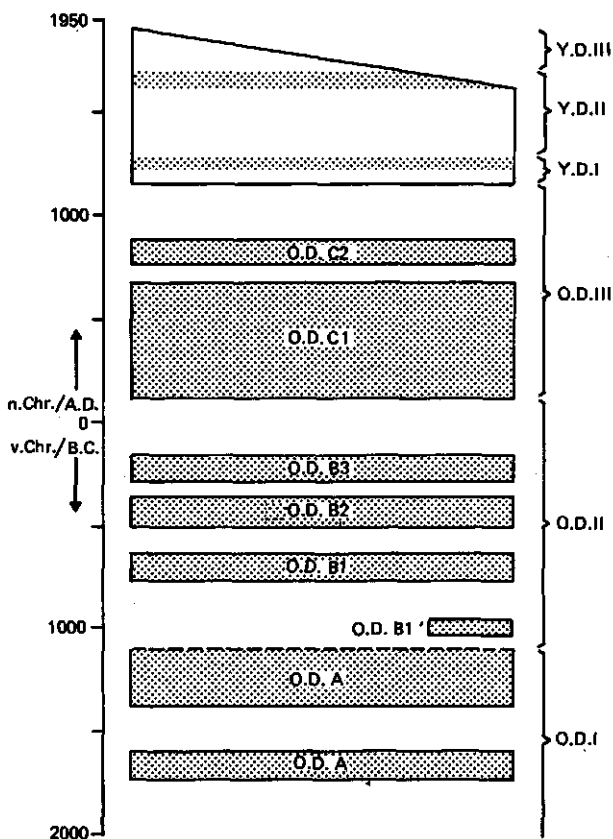


Figure 22. Phases in the formation of the Older Dune deposits (OD) and Younger Dune deposits (JD). Interruptions in the dune formation are indicated by hatched areas (simplified from Jelgersma et al., 1970).

betiteld - heeft zijn functie bewaard, zij het dat deze in de loop van de tijd een aanzienlijke verplaatsing heeft ondergaan (o.a. Geologische Kaart 1:50 000, blad Rotterdam-West; Beekman, 1919). Bij alle riviermonden of estuaria kunnen de mariene afzettingen zich in de nabijgelegen gebieden uitbreiden. In de buurt van Katwijk is dit verschijnsel zeer duidelijk (o.a. Van der Meer, 1952; Van de Plassche, 1979).

In zuidwestelijk Nederland komen resten van strandwalafzettingen en-bijbehorende duinen voor op Walcheren en op Schouwen (Van Rummelen, 1970, 1972). Deze afzettingen zijn in ouderdom vergelijkbaar met de eerder voor het Hollandse vasteland beschreven exemplaren. De strandwal van Walcheren werd vermoedelijk in het Laat-Calais gevormd (2700-2200 v. Chr.), terwijl de Oude Duin- en Strandafzettingen op Schouwen reeds rond 2200 v. Chr. bewoning kenden (Van Rummelen, 1970; Trimpe Burger, 1958; 1960).

Bij de Nederlandse Waddeneilanden is nog niet duidelijk of overal vergelijkbare

strandwallen voorkomen, hoewel geologisch onderzoek Oude Duin- en Strandafzettingen heeft aangetoond, evenals zogenaamde Oude-Strandvoetafzettingen op Vlieland, Terschelling en Ameland (Van Staalduinen, 1977). De Oude Strand- en Strandvoetafzettingen zijn vooral tijdens de Duinkerke-O-transgressie (1500-1000 v. Chr.) afgezet, dat wil zeggen later en in een veel kortere periode dan bij het Hollandse vasteland. De Oude Duinafzettingen zijn vooral na het begin van de jaartelling en zelfs gedeeltelijk in de middeleeuwen gevormd. Dat het geheel van zandige kustafzettingen van jongere datum is dan in (zuid)westelijk Nederland hangt mogelijk samen met de dynamische kustgeschiedenis, minder sedimentaanvoer en een overheersen van longitudinaal zandtransport.

De strandwallen en bijbehorende duinen werden zeer vroeg bewoond. Archeologisch materiaal uit het Laat-Neolithicum, de IJzertijd, de Romeinse tijd en de middeleeuwen is bij herhaling aangetroffen (zie voor een overzicht Adriani et al., 1980; Jelgersma et al., 1970). Pollenonderzoek wijst op een vegetatiegeschiedenis, waarbij duindoorn (*Hippophaë*) en jeneverbes (*Juniperus*) tot ongeveer 500 v. Chr. domineerden en daarna tot het begin van de jaartelling kruidachtigen. Vanaf die tijd breidde het bos zich uit met soorten als beuk (*Fagus*), eik (*Quercus*), els (*Alnus*) en berk (*Betula*). Ontbossing vond in een deel van de Hollandse duinen al in de 7e en 8e eeuw plaats, elders gebeurde dit pas in de 11e en 12e eeuw of later. In de middeleeuwen werd bovendien het agrarisch grondgebruik geïntensiveerd. De ontbossing heeft volgens Jelgersma et al. (1970) wellicht bijgedragen aan het ver landinwaarts stuiven van de Jonge Duinen.

Bodemvorming tijdens de rustfasen in het ontstaan van de Oude Duinen heeft in het algemeen geleid tot een vrij diepe bodemontwikkeling, waarbij podzolering en diepe ont-kalking opvallen (Jelgersma et al., 1970). Droge delen zijn lokaal zelfs tot 5 m diepte ontkalkt, onder de grondwaterspiegel worden kalkgehaltenes tot circa 6 % (De Jong, 1951) of zelfs 10 % (Jelgersma et al., 1970) aangetroffen. Terreindelen, die lang als bouwgrond zijn gebruikt (o.a. in de middeleeuwen) hebben een dikke humeuze bouwvoor ('geesten': zie o.a. Van der Meer, 1952; De Cock, 1965).

4.5 DE JONGE DUINAFZETTINGEN

In het begin van deze eeuw werden afzettingen onderscheiden die later Oude en Jonge Duinen werden genoemd (Jeswiet, 1913; Tesch, 1920 tm. 1930). Het onderscheid berust vooral op de tijd van ontstaan, de daaraan verbonden verschillen in bodemontwikkeling en vooral de geomorfologische verschillen. Lithologische verschilpunten zijn nauwelijks aan te geven, omdat het materiaal van de Jonge Duinen ofwel van de Oude Duin- en Strandafzettingen afkomstig is of een nagenoeg identieke herkomst bezit.

Uit absolute dateringen van Jonge Duinafzettingen tussen Monster en Egmond bleek volgens Jelgersma et al. (1970) dat de vorming pas in de 12e eeuw is begonnen en dat het aanzien van de Jonge Duinen in grote trekken is bepaald gedurende de daaropvolgende vier eeuwen. De gegevens over de duinen van Terschelling zouden in dezelfde richting wijzen (Van Staalduinen, 1977). Van andere duingebieden in Nederland bestaan nauwelijks exacte dateringen. Hoewel op aspecten zoals aanvangsfase en de mogelijke oorzaken hiervan in hoofdstuk 7 apart wordt ingegaan, volgt hier een globaal overzicht.

Uit de onderzoeken door Jelgersma et al. (1970) bleek dat de duinvorming van de

Figuur 23. Schematisch overzicht van de opvolging van de Oude en Jonge Duinafzettingen in de Amsterdamse Waterleidingduinen (naar Jelgersma et al., 1970).

- | | |
|-------------------------------------|------------------|
| 1 = Jong Duinzand | 5 = podzolbodem |
| 2 = Oud Duinzand | 6 = humeuze laag |
| 3 = strandzand met mariene schelpen | 7 = kalk-gyttja |
| 4 = veen en gyttja | |

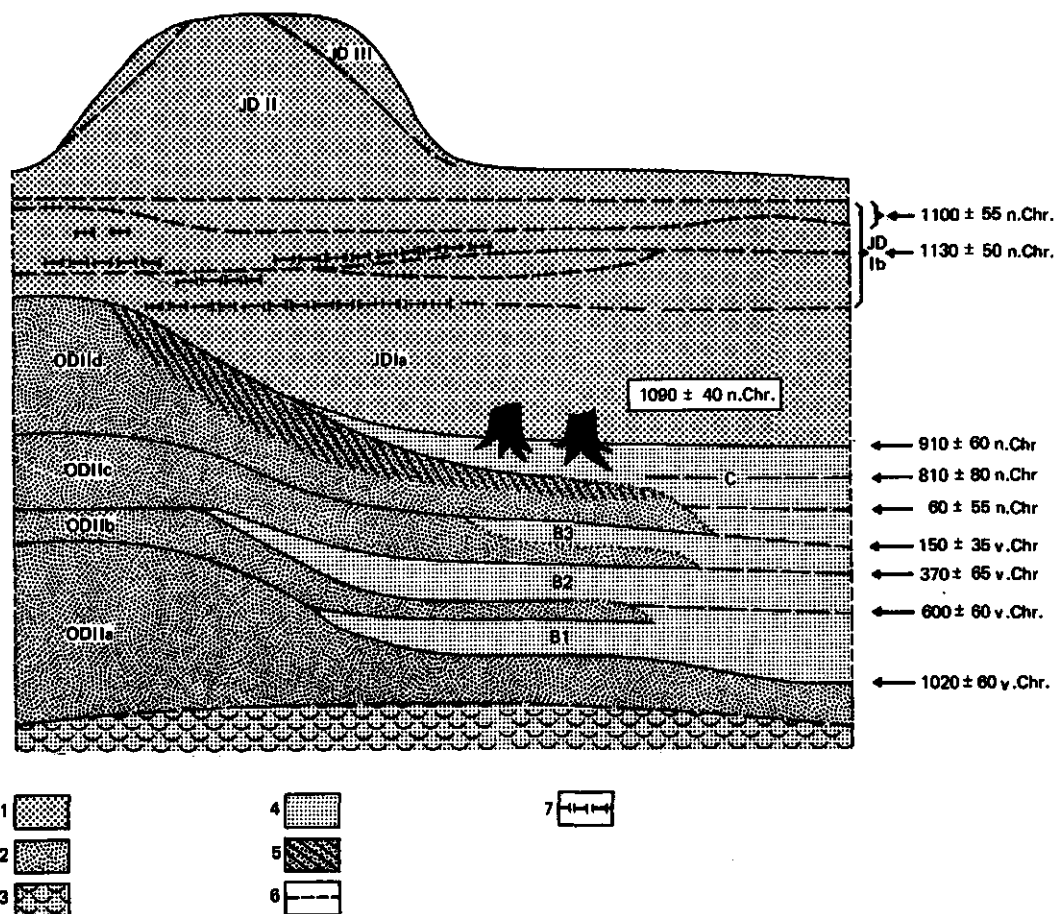


Figure 23. Outline of succession of Older and Younger Dune deposits in the dunes of the Amsterdam Municipal Waterworks (after Jelgersma et al., 1970).

- | | |
|-----------------------------------|-------------------|
| 1 = Younger Dune sand | 5 = podzolic soil |
| 2 = Older Dune sand | 6 = humic band |
| 3 = beach sand with marine shells | 7 = lime gyttja |
| 4 = peat and gyttja | |

kustduinen van het Hollandse vasteland in een aantal fasen is verlopen. Zij maken onderscheid in de fasen Ia en Ib, II en III (fig. 23). Fase Ia speelde zich volgens de auteurs af in de 12e eeuw en zou zijn op te vatten als een tijd waarin het oorspronkelijke, geaccidenteerde Oude Duinoppervlak werd geëffend door verstuijing van de hogere delen en opvulling van de laagtes. Vermoedelijk viel deze fase samen met een droge periode. Fase Ib (12e en 13e eeuw) bracht de afzetting van vrijwel horizontale zandlaagjes op de geëf-

fende vlakte uit fase Ia. Tijdens deze fase werd volgens de onderzoekers ook de hoge, en duidelijk geprononceerde binnenduinreeks gevormd. De vorm hiervan duidt op een snelle verplaatsing (zie par. 6.2.7 'loopduinreeks'). Het klimaat zou tijdens fase Ib relatief vochtig zijn geweest (Jelgersma et al., 1970). Fase II, die vanaf ongeveer 1400 tot en met de 16e eeuw zou hebben geduurd, bracht grootschalige verstuiwingen die in de vastelandduinen merendeels parabolachtige, reliëfrijke duinen met een 'kris-kras'-gelaagdheid opleverden. Deze bepalen voor een groot deel het aanzien van het Jonge Duingebied. Een laatste fase (III) wordt door Jelgersma et al. (1970) als minder ingrijpend beschreven. Bij deze fase, volgens deze auteurs vermoedelijk in de 18e eeuw van maximale betekenis, wordt vooral de dichtst bij zee gelegen zone met overwegend kleinere parabolduinen gevormd. Deze vormen hebben een wat westelijker azimuth dan de overwegend zuidwest-noordoost georiënteerde duinen uit fase II. De laatst genoemde duinen zijn trouwens voor een deel ook vervormd tijdens fase III. Voor het door Jelgersma et al. (1970) onderzochte gebied blijkt uit historische bronnen dat verstuiwingen ook in de 'rustfase' tussen fase II en III en na fase III optraden. Dat geldt ook voor andere gebieden, zoals enkele Waddeneilanden, waar ingrijpende verstuiwingen tot aan het begin van deze eeuw plaatsvonden (zie par. 5.4). Vanwege de dynamische kustontwikkeling is in het estuariene en Waddengebied de leeftijdsverdeling van duinen verschillend. Hierdoor is de fasering, zoals bij de duinen van het Hollandse vasteland vastgesteld, elders veel minder duidelijk.

4.6 HERKOMST EN EIGENSCHAPPEN VAN HET STRAND- EN DUINZAND

Het strand- en duinzand langs de Nederlandse kust bezit zowel wat betreft chemische als fysische (granulaire) eigenschappen een variabele samenstelling. Het meest opvallende verschijnsel is de zogeheten kalksprong bij Bergen. Zuidelijk van deze grens bevat het zand in de regel meer dan 2 % CaCO_3 , ten noorden daarvan veelal aanzienlijk minder. De rijkdom van het zand aan andere ingrediënten, zoals ijzer of veldspaat, is vaak evenredig met de kalkverdeling. Deze rijkdom heeft niet alleen een duidelijke uitwerking op de plantegroei, wat bijvoorbeeld tot uitdrukking komt in het floristisch onderscheid tussen het (kalkrijke) Duindistrict en het (kalkarme) Waddendistrict (Heukels & Van Oostroom, 1970), maar ook - en dan vaak indirect via de vegetatie - op de geomorfologische gesteldheid.

De materiaalverschillen houden verband met de herkomst van het zand en de aard en intensiteit van secundaire processen, zoals schelpaanrijking of uitloging. Wat de herkomst aangaat bestonden er eertijds verschillende opvattingen. Staring (1856) beschouwde de kustzanden vooral als omgewerkt pleistoceen materiaal. Dubois (1911) daarentegen dacht de herkomst te verklaren op grond van een intensief noordwaarts gericht transport van zand door getijdestromingen na de doorbraak in het Holoceen van het Nauw van Calais, een opvatting waar ook Tesch (1920-1930) zich bij aansloot. Later materiaalonderzoek bracht meer gegevens (Edelman, 1933; Baak, 1936; Crommelin, 1940; Van Straaten 1961 en 1965), maar het is vooral Eisma (1968) geweest, die door een systematische studie van de kustzanden tussen Hoek van Holland en Vlieland de relatie tussen herkomst, geschiedenis en mineralogische samenstelling duidelijk maakte. Zijn uitkomsten kunnen als volgt globaal omschreven worden:

1. De kustzanden bestaan vooral uit omgewerkte vroeg- en middenpleistocene zanden. Ten noorden van Bergen zijn het merendeels glaciële zanden uit het Saalien, maar ook Maas- en Rijnzand van de S-associatie en enig Rijnzand van de AS-associatie (voor een toelichting zie Edelman, 1933). Aangezien oostelijk materiaal van pleistocene ouderdom niet of nauwelijks door latere erosie is blootgelegd, speelt dit een ondergeschikte rol. Ten zuiden van Bergen is het vooral omgewerkt Rijnzand van de S-associatie met een bijmenging van laat-pleistoceen/holoceen Rijnzand.
2. De relatief scherpe scheiding tussen de mineralogisch verschillende zanden noordelijk en zuidelijk van Bergen wordt in de eerste plaats veroorzaakt door de condities waaronder de afzettingen met de verschillende mineraleninhoud zijn gevormd, waarbij de ligging van het landijs tijdens het Saalien een rol heeft gespeeld. Door de ligging van het landijs werd de Rijn naar het zuiden gedrongen en voerde weinig materiaal meer aan naar noordelijke gebieden. Een tweede belangrijke oorzaak is dat het gebied ten noorden van Bergen in het Holoceen zeer lange tijd ofwel geheel buiten bereik van de zee lag ofwel een ondiep zeegedeelte vormde met een geringe kans op vorming van schelpen. Het in paragraaf 4.4 genoemde estuarium bij Egmond/Bergen was bovendien lange tijd een natuurlijke barrière voor de uitwisseling van zand uit mineralogisch verschillende gebieden. Niettemin is een mengzone in het gebied tussen Bakkum en Bergen herkenbaar.
3. Het aluminium- en ijzergehalte van het strand- en duinzand is nauw verbonden met de herkomst. Hoge gehalten komen voor in de zanden zuidelijk van Bergen, lage in het gebied ten noorden van die plaats. Het aluminiumgehalte hangt grotendeels samen met de verdeling van de veldspaten (plagioklaas en kaliveldspaat). Voor de granulaire fractie 200 tot 250 μm gelden percentages > 13 % voor het gebied ten zuiden van Bakkum, 8 tot 13 % voor het gebied tussen Bakkum en Bergen en minder dan 8 % ten noorden van Bergen⁴ (bijlage 1, fig. 62 en 63).
4. Het magnesiumgehalte verloopt ongeveer parallel met het calciumgehalte, al zijn er als gevolg van differentiële verwerking soms vrij grote verschillen in de calcium/magnesiumverhouding (Van Sleen, 1912).
5. Het kalkgehalte wordt grotendeels bepaald door de aanwezigheid van schelpfragmenten, in mindere mate door mineralen zoals bijvoorbeeld calciet. De lage kalkgehaltenes van de zanden ten noorden van Bergen worden in de eerste plaats veroorzaakt door de herkomst van het zand (overwegend Saalien, weinig bijmenging van marien, d.w.z. schelprijk, Eemien) en vervolgens door de historie van het gebied. Verder speelt de langdurige uitloging een rol, evenals de uiterst korte bestaansperiode van een milieu waarin gemakkelijk vergruisbare schelpen zich konden ontwikkelen. Het gebied noordelijk van Bergen heeft, zeker sinds de aanvang van de middeleeuwen, een uiterst grote kustterugwijking ondergaan (Schoorl, 1972; Pons & Van Oosten, 1976).
6. Kustprocessen hebben via longitudinaal transport slechts voor een zeer geringe menging gezorgd. De noordwaarts gericht resultante is van geringe betekenis.
De conclusies van Eisma (1968) geven een bevredigende verklaring voor de verschillen in mineralogie en kalkgehaltenes ter weerszijden van de 'kalksprong' bij Bergen. Wij gaan hierna wat dieper in op de kalkrijkdom van het duinzand. Zowel Boerboom (1963) als

4. Mede vanwege het geringe aandeel van oostelijk pleistoceen materiaal (zie punt 1).

Figuur 24. Primaire gehalten calciumcarbonaat van duinzand volgens Depuijdt (1972) en andere auteurs (vermeld in de tekst).

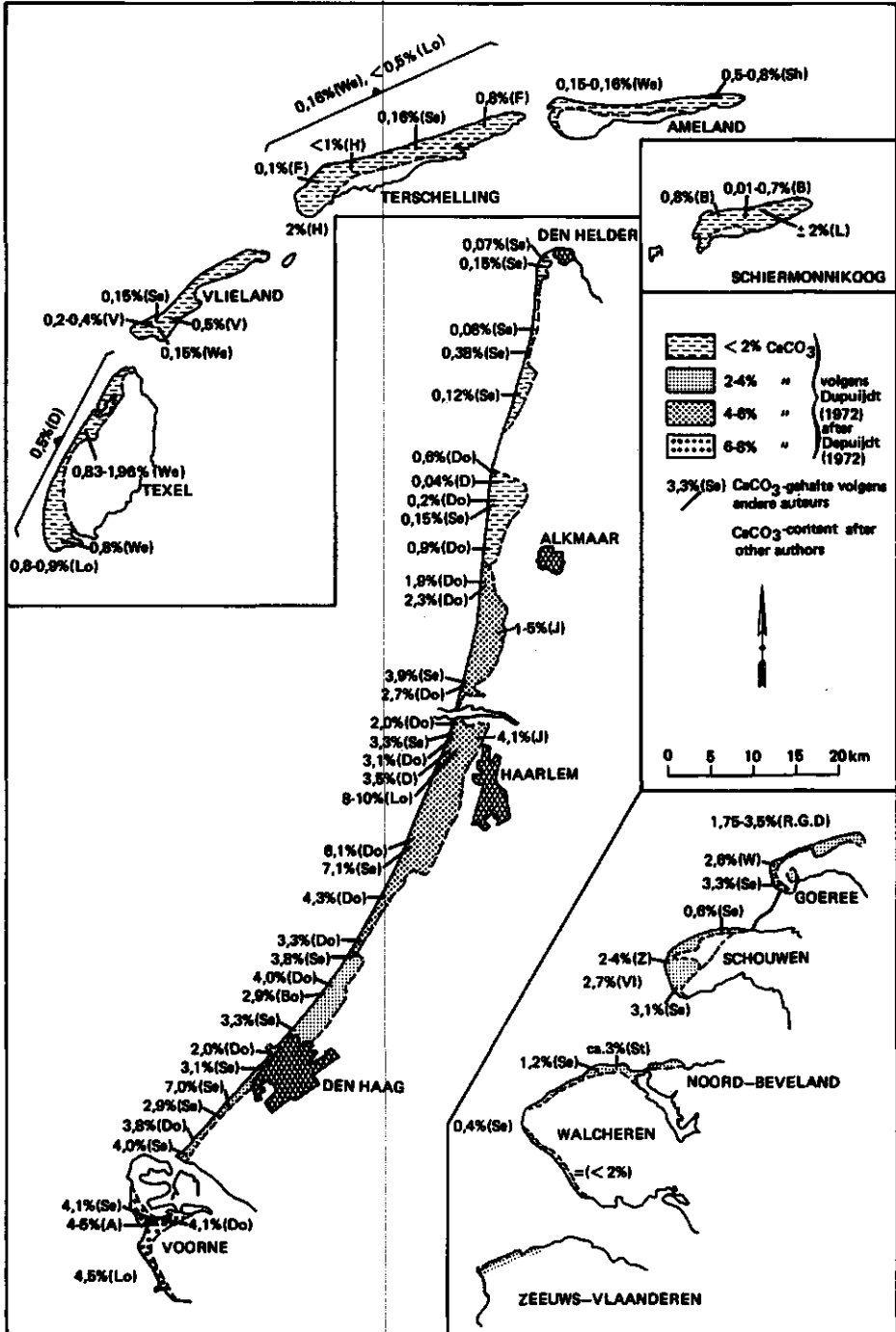


Figure 24. Contents of primary calcium carbonate in dune sand after Depuijdt (1972) and other authors (mentioned in text).

Doing (1966) noemen het kalkgehalte van de bodem de dominante factor voor duinvegetaties, reden genoeg om ook de gehalten van het moedermateriaal nader te bezien (primaire kalkgehalten). Figuur 24 geeft alle bekende primaire kalkgehalten. De meeste cijfers hebben betrekking op bepalingen in de zeereep, daarnaast zijn bepalingen van zand waarvan wordt aangenomen dat het nagenoeg buiten invloed van de uitloging is gebleven, opgenomen. De globale kaartlegenda, overeenkomend met de kaartrasters, is ontleend aan de gegevens van Depuydt (1972). De overige gegevens zijn voorzien van een code, die verwijst naar de hierna genoemde auteurs: Adriani & Van der Maarel (=A), 1968; Bleuten (=B), 1971; Boerboom (=Bo), 1963; Van Dissel (=D), 1907; Doing (=Do), 1964 en 1966; Freysen (=F), 1967; Hollman (=Ho), 1962; De Jong (=J), 1951; Leertouwer (=L), 1967; Londo (=Lo), 1971; R.G.D. (=H), 1964; Van Sleen (=Se), 1912, Slikker & Stokvis (=St), 1977; De Vries (=V), 1961; Vlam (=Vl), 1942; Van Zadelhoff & De Boer (=Z), 1974; Schils & Launspach (=Sh), 1973; Westhoff (=We), 1947; Wiertz & Van Opstal (=W), 1977.

Uit figuur 24 blijkt dat binnen het Waddendistrict de eilanden Texel en Schiermonnikoog relatief kalkrijke gebieden vormen (zie ook Leertouwer, 1967; Westhoff, 1947). In het Duindistrict bezitten Schouwen en Walcheren relatief lage kalkgehalten (Van Sleen, 1913; Slikker & Stokvis, 1975; Depuydt, 1972). De hoogste kalkgehalten in het Duindistrict treft men in de buurt van Haarlem aan: maximaal 8 à 10 %. Ook Voorne bezit vrij hoge cijfers (zie resp. Londo, 1971 en Depuydt, 1972).

Met nadruk zij vermeld dat de genoemde cijfers niet representatief voor grotere gebieden zijn. In de regel zijn er te weinig bepalingen verricht, zijn de monsterplaatsen en wijze van bemonstering niet vergelijkbaar (zie o.a. De Jong, 1951; Depuydt, 1972) en is de invloed van lokale of regionale factoren te weinig onderzocht. In dit verband valt de invloed van meeuwenkolonies te noemen. Ook is het van groot belang of de bemonsterde zeereep behoort bij een erosief dan wel een stabiel of aangroeiend kustgedeelte. In het eerste geval kan het duinzand door sortering en eventueel uitloging minder schelpdeeltjes bevatten. Het duinzand verliest tijdens windtransport schelpfragmenten (Depuydt, 1972; De Vries, 1961). Het zand van een jonge zeereep is meestal kalkrijker dan duinzand van oudere, verder getransporteerde duinen. Doing (1964) vermeldt echter voor het gebied ten noorden van Wijk aan Zee een opvallend lager kalkgehalte in de zeereep dan in de achtergelegen duinen. Van belang voor de bodemontwikkeling in valleien is voorts dat materiaal van het strand of strandvlakte relatief schelprijk is in vergelijking tot het daarvan direct afkomstige duinzand. Dit heeft betekenis voor de ecologische verschillen tussen primaire en secundaire valleien (zie ook hoofdstuk 6).

Min of meer parallel aan de kalkgehalten verloop het gehalte aan stoffen als aluminium, ijzer, magnesium en kalium. Kalium en aluminium zijn grotendeels gerelateerd aan de eerder genoemde veldspaten, waarbij volgens Eisma (1968) het aandeel kaliveldspaat bij geringe veldspaatgehalten toeneemt, zodat de onderlinge verschillen voor kalium minder groot zullen zijn. Voor de gehalten aan magnesium en aluminium wordt naar Eisma verwezen. IJzer is vooral aanwezig in de vorm van een 'coating' van Fe_2O_3 op de zandkorrels (Van Sleen, 1913; Van Dieren, 1934; Westhoff, 1947; Eisma, 1968). Dit ijzerlaagje bepaalt voor een groot deel het opvallende kleurverschil tussen de ijzerrijke, 'blonde' zanden van het Duindistrict en de bleke zanden van het Waddendistrict. IJzer heeft betekenis in bodemkundig opzicht (hoofdstuk 8), maar vermoedelijk ook in geomorfologisch

opzicht, gezien het vermogen tot verkitting van zandkorrels (Van Sleen, 1913; Van Dieren, 1934). Dit zou de verstufbaarheid van het zand kunnen beïnvloeden. Lage ijzergehaltes zijn bekend van de Waddeneilanden Texel, Vlieland en Terschelling: resp. 0,1-0,62 %, 0,32 % en 0,24 % (Westhoff, 1947). Van Sleen (1913) noemt voor de Kop van Noordholland waarden tussen 0,16 en 0,32 %, bij Bergen 0,14 %. Doing (1966) noemt voor Camperduin een percentage van 0,09. In het Duindistrict tussen Wijk aan Zee en Katwijk vond Van Sleen (1913) waarden tussen 0,69 en 1,0 %, van Scheveningen tot en met Walcheren waarden tussen 0,22 en 0,76 %. Doing (1966) vermeldt vrij hoge waarden (0,46 tot 0,62 %) voor de duinen tussen Velsen en Noordwijk. Volgens Doing (1966) gaan de kalk- en ijzergehaltes vrijwel hand in hand, in ieder geval bij CaCO_3 -gehaltes onder de 4 %.

Verschillen in granulaire samenstelling van (strand- en) duinzand zijn mogelijk van belang voor de verstufbaarheid van het zand en de vochtvoorziening van de plant via de invloed op de capillaire opstijging. Voor de korrelgroottegegevens beperken wij ons tot de studies van De Jong (1951) en Depuydt (1972). Voor granulaire gegevens geldt trouwens hetzelfde als voor chemische: veel hangt af van de monsterplaats en het aantal analyses. Bij oudere bepalingen is bij de voorbereiding van de monsters vaak onvoldoende rekening gehouden met verkitting, zodat de uitkomsten niet betrouwbaar zijn. De cijfers van Van Steyn (1933) lijden volgens De Jong (1951) aan dit euvel en hetzelfde geldt vermoedelijk voor de resultaten van Tromp (1932), aangezien deze sterk afwijken van de korrelgroottes die men tijdens de kartering door de Stichting voor Bodemkartering bepaalde (mond.med. C. van Wallenburg). Duin- en strandzand wijken volgens Depuydt (1972) in granulair opzicht weinig van elkaar af. De sorteringsgraad is bij duinzand groter (zie ook Rheineck & Singh, 1973). Dit geldt vooral bij een grote transportafstand. De verschillen op korte afstand tussen top, loef- en lijzijde van duinen zijn vaak duidelijker dan de verschillen op grotere afstand (bijv. zeereep en binnenduin) tussen vergelijkbare monsterplaatsen. Depuydt (1972) noemt voor de Nederlandse kust een modus die varieert van kleiner dan 175 tot meer dan 295 μm . De fijnste zanden trof hij aan op de Waddeneilanden, de grofste op Walcheren en in de Kop van Noordholland. De Jong (1951) vermeldt als verreweg de grootste klassen die van 105-150 μm , 150-210 μm en 210-300 μm . Zowel de fijnere als de grovere fracties nemen een zeer bescheiden plaats in en maken meestal niet meer dan enkele procenten van het totaal uit. Het aandeel van de fijnere fracties kan overigens lokaal aanzienlijk oplopen, zoals bij regelmatig overspoelde onvolledig afgesnoerde strandvlaktes met enige slibafzetting (par. 6.2.6).

5 Invloeden van de mens op reliëf en bodem (historisch overzicht)

5.1 INLEIDING

Ondanks het ongerept lijkende uiterlijk zijn de kustduinen zowel tijdens als na het ontstaan in belangrijke mate door de mens beïnvloed, waardoor de duinstreek in veel opzichten een semi-natuurlijk landschap is. In dit hoofdstuk volgt een overzicht van ingrepen die vanaf de eerste bewoning van de strandwallen en de bijbehorende Oude Duinen tot in de moderne tijd, het reliëf of de bodem hebben beïnvloed. Het overzicht is in eerste instantie gericht op de Jonge Duinen.

5.2 STRANDWALLEN EN OUDE DUINEN

De strandwallen en bijbehorende Oude Duinen werden reeds, blijkens vondsten bij Monster en op Schouwen, bewoond in het Neolithicum. Ook zijn vondsten bekend uit de brons-, ijzer-, en romeinse tijd. Ontbossing, beweiding en ontginningen ten behoeve van akkerbouw hebben vermoedelijk zonder belangrijke onderbrekingen een rol gespeeld tot ongeveer 250 na Chr. Rond die tijd nam de invloed van de mens af, hetgeen mogelijk politieke achtergronden had. Hierdoor nam de bosbedekking toe in de laat- en post-romeinse tijd (Jelgersma et al., 1970). Volgens dezelfde bron zou de invloed van de mens na de 8e eeuw weer zijn toegenomen en veel bos zijn geveld, zowel op de hogere terreindelen als in de relatief laaggelegen strandvlakten. De hogere delen zouden reeds in de 11e of 12e eeuw grotendeels ontbost zijn, de lagere delen in de 15e eeuw. In de middeleeuwen zijn terreinen ontgonnen met een verkavelingstype dat aan het Drentse essenlandschap doet denken. Vermeldenswaard zijn de zogenaamde geesten, akkerbouwgronden die op plaatsen met een gunstige waterhuishouding waren gesitueerd. Beschrijvingen van deze geesten vindt men onder andere bij Van der Meer (1952) en De Cock (1965), een overzicht van de geesten in Noord-Holland in Pons & Van Oosten (1976).

Na de middeleeuwen zijn op de strandwallen en Oude Duinen de menselijke activiteiten toegenomen. De agrarische ontginningen richtten zich toen ook op de strandvlakten. Ontwatering, maar ook uitvening kwam in zwang. De hogere delen werden vooral aangetast door grootscheepse afgravingen ten behoeve van de zandwinning voor de uitbreiding van de grote steden, zoals Amsterdam, Haarlem of Den Haag. De tot nabij grondwaterniveau afgegraven delen werden in cultuur gebracht, waarbij de verse, kalkrijke zandbodem vooral na de 17e eeuw de bollencultuur heeft gediend. Van het uitgestrekte gebied met strandwallen en Oude Duinen, zoals in figuur 21 weergegeven, zijn inmiddels nog slechts kleine stukken in oorspronkelijke staat over (Doing, 1964, 1966; Van Liere, 1948; Van der Meer, 1952; De Roo, 1953; Pons & Van Oosten, 1976). Figuur 25 geeft de aantasting van het landschap tussen Leiden en IJmuiden. Daarbij moet worden aangetekend dat sinds de

Figuur 25. Verdeling van afgegraven en intacte strandwallen en bijbehorende Oude Duinen tussen Leiden en IJmuiden anno 1952 (naar Van der Meer, 1952). 1 = strandwallen en Oude Duinen afgegraven; 2 = Strandwallen en Oude Duinen intact.

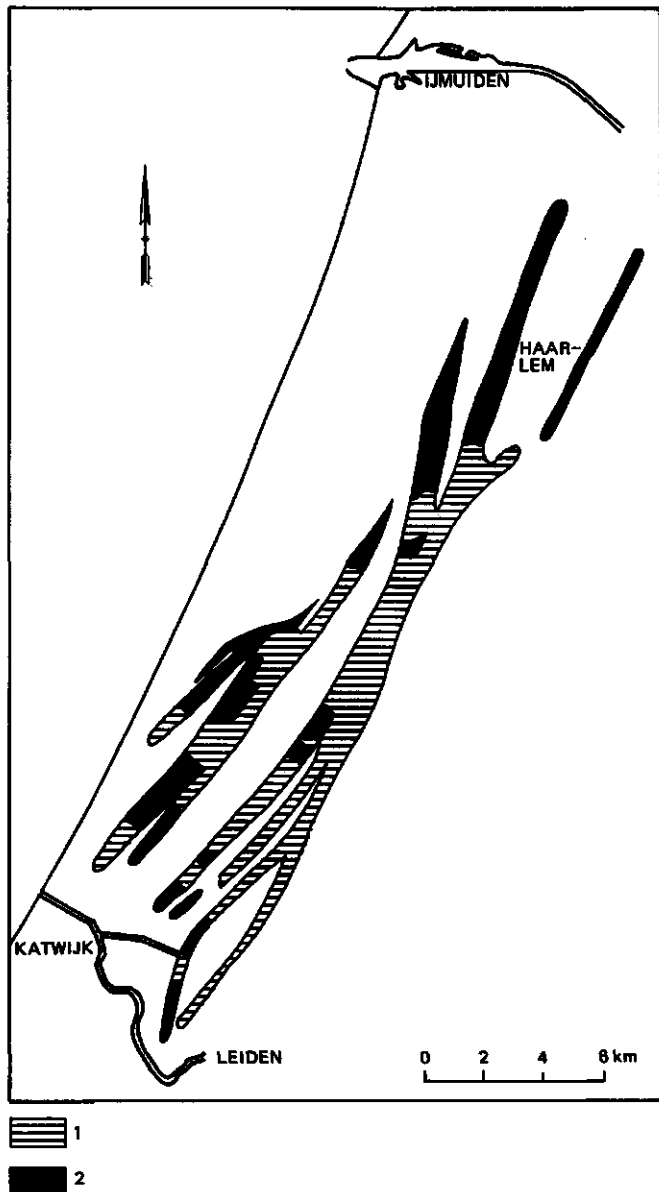


Figure 25. Distribution of levelled and intact beach barriers and related Older Dunes between Leiden and IJmuiden anno 1952 (after Van der Meer, 1952). 1 = beach barriers and Older Dunes levelled; 2 = beach barriers and Older Dunes intact.

kartering van Van der Meer in 1952 weer delen zijn afgegraven. De strandwallen en Oude Duinen zijn vooral daar gespaard gebleven, waar grote landgoederen ('buitenplaatsen') waren gevestigd. De landschapsecologische kaart uit Bakker et al. (1979b), - ook als bijlage opgenomen in Bakker et al. (1981) - geeft (incomplete) een overzicht van de nog relatief gave delen.

5.3 DE JONGE DUINEN

5.3.1 *Exploitatie door brandstofwinning, beweiding en jacht*

Het Jonge Duinlandschap dateert volgens Jelgersma et al. (1970) van na de 11e eeuw. Reeds lange tijd bestaan er verordeningen die het misbruik van de duinen moesten tegengaan en verplichtten tot onderhoud. Het oudste ons bekende overheidsbesluit wordt vermeld door Fokker (1908/1909) voor Schouwen: anno 1256. Ook uit de 15e eeuw zijn verordeningen bekend (Van Dieren, 1934; De Vries Azn, 1969; Roderkerk, 1957). Ondanks dergelijke besluiten ontaardde het gebruik van de duinen door de mens vaak in overexploitatie of regelrechte plundering. Het gebied werd in de regel als 'wildernis' beschouwd (zie ook Merula, 1605) waar men naar believen van gebruik kon maken. Dat hield ondermeer in dat men bomen en struiken kapte terwille van de brandstof, zoden of plaggen stak en konijnjacht beoefende (Jelles, 1968). Plaatselijk ging men zelfs zover dat helm werd gesneden als brandstof (Anon, 1809) of voor touwfabrikage en dakbedekking (Van Dieren, 1934). De jacht op konijnen stond lange tijd in hoog aanzien. Volgens Rentenaar (1977; 1978) werd het dier in de 14e eeuw hier te lande geïntroduceerd. Eeuwenlang heeft men het met ontroerende zorg omgeven: konijnen werden gefokt, de dieren werden uitgezet in het terrein, de slootkanten aan de binnenduinstrand mochten niet te steil zijn in verband met mogelijke verdrinkingsgevallen en er werden zelfs gaten voor de konijnen geboord. Katten en honden werden als concurrenten in de jacht gezien en daarom uitgeschakeld door respectievelijk het afsnijden van de oren en het bevestigen van blokken aan de poten (o.a. Merula, 1605; Schoorl, 1972). Naast de directe schade door het konijn zelf, werden de duinen vaak beschadigd door het uitgraven van de jachtbuit. Op die wijze is het konijn, ondanks enkele pogingen tot 'depolutie', steeds een belangrijke oorzaak van verstuiwingen geweest. De intrede van de myxomatose in de vijftiger jaren van deze eeuw (zie o.a. Roderkerk, 1957, 1959) bracht een ongekende sterfte. Hoewel deze ziekte nog regelmatig grote aantallen slachtoffers maakt, heeft de konijnenpopulatie zich toch weer min of meer hersteld.

Beweiding is steeds een wijd verbreide vorm van duinexploitatie geweest. Van Dieren (1934) noemt stukken, waaruit zou blijken dat beweiding op Terschelling al in de 14e eeuw of wellicht eerder in de duinen werd toegestaan (de zogenaamde 'overalweide'). Jelles (1968) noemt voor de Noordhollandse duinen beweiding in de 15e eeuw. Overbeweiding heeft door de eeuwen heen tot schade geleid. Dat bestuurlijke tegenmaatregelen niet gemakkelijk waren blijkt uit Van Dieren (1934) die melding maakt van de tegenstrijdigheid in bestuurlijk opzicht op Terschelling. Daar moest een tijdlang het duinonderhoud (beplanting en dergelijke) bekostigd worden uit de pachtobbrengst van de beweiding. Hierdoor raakte het onderhoud van reeds vervallen duinterreinen in een vicieuze cirkel.

Beweiding bleef in een aantal gebieden een rol spelen tot in het begin van de twintigste eeuw (Bakker et al., 1979a).

De mate waarin men het duin exploiteerde hing samen met de bestuurlijke en economische situatie. Van Dieren (1934) noemt de extra druk op de duinen in tijden, waarin overstromingen het Terschellinger polderland en andere weidegronden teisterden. Na de 18e eeuw, waarin volgens Jelles (1968) en Boerboom (1958) de condities van het duin verbeterd was, trad zowel in bestuurlijk als economisch opzicht een terugval op in en na de Franse tijd. De overexploitatie en verwaarlozing van de duinen leidden tot verstuiwingen (Jelles, 1968; Wilderom, 1964). Wellicht droegen klimatologisch ongunstige condities daar nog aan bij (par. 7.4.1).

5.3.2 Vastlegging door helmaanplant en bebossing

Vanouds is getracht om stuivende duinen vast te leggen en te stabiliseren door middel van helmaanplant. In het verleden beperkte men zich veelal tot gedeelten die een functie bezaten voor de zeewering of bij overstuiving een bedreiging vormden voor huizen of landerijen. Pas halverwege vorige eeuw of soms pas rond de eeuwwisseling kwam het tot een grootscheepse aanpak van de toen omvangrijke verstuiwingen door stringente verordeningen (zoals het verbod op beweiding) en een gebundelde inspanning van zeewerende en andere beheersinstanties, zoals Rijkswaterstaat en Staatsbosbeheer. Sindsdien bevindt het duin zich historisch gezien in een ongekend goede staat van onderhoud, waarbij verstuiwingen van enig formaat tot de uitzonderingen behoren (bijlage 4). Zoals Jelles (1968) voor het Noordhollands Duinreservaat opmerkt, is er vrijwel overal 'een situatie van grote stabiliteit opgetreden, zoals die is begeerd en in de geschiedenis van de duinen tevoren wel nimmer is gekend'.

Tegenover de praktijk van bomen en struiken kappen voor brandstof, stond nauwelijks enige poging tot bebossing. Boerboom (1958) vermeldt een eerste aanplant in 1478 die wellicht lange tijd uniek is geweest. Aan het einde van de 18e eeuw plantte men naaldbomen in de Schapenduinen bij Zandvoort (Van Steijn, 1933). In de 19e eeuw wordt een bosaanplant in Meyendel genoemd van 11 hectare. Bij Schoorl nam men onder leiding van Gevers proeven in de periode tussen 1827 en 1835. Rond 1850 was het in de duinen aanwezige bos of struweel merendeels het resultaat van natuurlijke opslag, hoewel op 'buitenplaatsen' aan de binnenduintrand vermoedelijk vanouds ook wel aangeplant bos voorkwam. De grote ommekeer kwam door de introductie van het naaldbos naar het voorbeeld van de geslaagde bebossing in Les Landes (zuidwestelijk Frankrijk). Staring nam proeven met diverse soorten en op basis hiervan werden vooral na 1889 met succes naaldbomen in de duinen aangeplant (Van Steijn, 1933). De meeste bomen werden aangeplant in de periode 1900-1920. De sterkst stuivende gebieden kwamen vaak het eerst in aanmerking, zoals bij Schoorl, op Schouwen en op de Waddeneilanden (zie ook Boodt, 1954).

5.3.3 Zeewering en stuifdijkaanleg

Vooraf in smalle en bedreigde duinzones heeft de zeewerende functie van de zeereep extra aandacht gehad. Onderhoud en herstel van de duinen bij kustafslag, maar ook een

actieve strandverdediging met paalhoofden en later stenen strandhoofden behoorden tot de maatregelen. Reeds in 1546 wordt bij Zoutelande op Walcheren het buitentalud van de zeereep beschermd met rijswerk bekleed met klei (De Bruin, 1957). Reeds vroeg ook wordt de duinopbouw bevorderd, zowel bij afgeslagen duinen als op plaatsen waar terreinwinst was te verwachten. Stuifdijkaanleg is al uit de 16e eeuw bekend. Een der oudste voorbeelden wordt gevormd door de Brandijk op Voorne, die kort na 1570 tot stand kwam (Bakker et al., 1979a). De Zijperzeedijk tussen Petten en Callantsoog stamt uit 1553 (Schoorl, 1972). De Zanddijk tussen Callantsoog en Den Helder dateert van 1610. De stuifdijk die het oude Texel met het voormalige eiland Eyerland verbond stamt uit 1629 (Bakker, 1953). Ook in later eeuwen trachtte men bij kustaan groei zoveel mogelijk de landaanwinst te bestendigen door stuifdijkaanleg. Soms hield dat niet veel meer in dan een reikende hand aan de natuurlijke ontwikkeling, soms ook vertonen de stuifdijken een tamelijk kunstmatig karakter, zoals bij de Kroons- en Kroonpolders respectievelijk op Vlieland en Terschelling het geval is. Vooral in het wadden- en estuariene gebied zijn op die manier uitgestrekte terreinen met 'primaire' duinvalleien ontstaan, omdat daarbij grote delen van voormalige strandvlakten werden afgesnoerd (hoofdstuk 6).

De aandacht voor de zeeerende duinreeks was in brede en daardoor veilige duingebieden tot in de vorige eeuw vrij miniem. De buitenduinen vertoonden daarom vaak een veel rafeliger beeld dan tegenwoordig. In vroeger tijd waren duinvalleien waar tijdens stormvloed de zee toegang had geen zeldzaamheid. Rentenaar (1977) noemt voor het kustvak tussen Wijk aan Zee en Scheveningen een achttal namen van dergelijke openliggende valleien of 'spuien'. De Vries (1950) noemt er anno 1855 nog twee voor Vlieland. In het algemeen kwam het pas halverwege de vorige eeuw en plaatselijk aan het einde van die eeuw tot een zeereepbeheer dat een gesloten buitenduinreeks opleverde. Het huidige beheer is - historisch gezien - zeer stringent geworden. Dit impliceert vrijwel overal een toegangsverbod, afrastering, helmaanplant, het plaatsen van schermen van takken of riet en lokaal duinvoetversteving. Bij erosieve kusten laat men de zeereep via verstuiving landinwaarts komen of men brengt deze met bulldozers uit de gevarenzone. Waar de zeereep te zwak is, wordt verzwaring toegepast (bijv. bij Callantsoog) of worden landinwaarts secundaire waterkeringen aangebracht.

5.3.4 Ontginningen

Ontginningen voor agrarische doeleinden in de Jonge Duinen, dat wil zeggen in de door duinen omringde valleien, worden voor het eerst vermeld rond 1600 bij Callantsoog (Schoorl, 1972). Van ontginningen in de 16e eeuw was vermoedelijk geen sprake. Merula (1605) maakt daar althans nog geen melding van. Een der oudste grotere ontginningen betrof de vallei 'De Breesaap', die inmiddels is verdwenen door de aanleg van het Noordzeekanaal en het Hoogovenscomplex. Op een kaart uit 1683 staan in dit gebied reeds 11 huizen of boerderijtjes aangegeven (Doing - Huis in 't Veld & Doing, 1965). Overigens valt te vermoeden dat Jonge Duinafzettingen aan de binnenduinrand al veel eerder ontgonnen werden, zoals de Vroongronden op Schouwen of de Schurvelingen op Goeree.

Het rapport van Jan Kops (1798) vermeldt al akkerbouw bij Bakkum in 1772 ('De Brabantse Landbouw'), bij Wijk aan Zee, in de reeds genoemde 'Breesaap', bij Katwijk, bij

Scheveningen ('Pan van Persijn') en tussen Monster en Terheide ('Copierduin'). Kops kwam op grond van bedrijfsresultaten tot de slotsom, dat er nog heel wat te ontginnen zou zijn. Ruim een kwart eeuw later wordt door Gevers (1826) een nader uitgewerkt plan gemaakt: 'Verhandeling over het toegankelijk maken van de duinvalleien langs de kust van Holland'.

In het begin van de 19e eeuw zijn er al wat meer ontginningen, zoals ten noorden van Den Haag in de Meyendel, Bierlap en Kijfhoek. Ook bij Heemskerk was een stuk in cultuur gebracht. Na 1850 deed men dit nog bij Loosduinen, Scheveningen en Egmond aan Zee. Een rapport van de Nederlandse Heidemaatschappij (Anon, 1892) geeft een overzicht van de ontginningen aan het eind van de vorige eeuw. Men constateert trouwens dat landbouw in de duinen misplaatst is. Rond de eeuwwisseling worden er veel bedrijven opgeheven, vermoedelijk mede vanwege de verdroging van de valleien onder invloed van de waterwinning. Niettemin zijn er in de twintiger en dertiger jaren van de twintigste eeuw nog valleien in cultuurland omgezet, zoals op Vlieland en Terschelling, waar dit - mede in werkverschaffingsverband - gebeurde ter compensatie van het beweidingsverbod in de rest van de duinen.

In de nabijheid van oude zeedorpen, zoals Egmond aan Zee en Zandvoort, bestaan de cultuurlandjes vaak uit kleine, soms diep uitgedolven percelen, omgeven door zandwallen. Merendeels dienden zij voor de aardappel- en groenteteelt. De uitgraving houdt veelal verband met de gedaalde grondwaterspiegel. Veel van de percelen zijn inmiddels buiten gebruik. De typische verkaveling heeft cultuurhistorische betekenis (Bakker et al., 1979b). De kaartbijlagen in Bakker et al. (1981) geven een indruk van de agrarische ontginningen die al dan niet in gebruik zijn. Het is opmerkelijk dat vooral de oudere ontginningen geconcentreerd waren in de 'kalkrijke duinen'. De kalkarme duinen waren waarschijnlijk, bodemkundig gezien, van mindere kwaliteit en door de relatief grotere en langdurige instabiliteit minder aantrekkelijk (Bakker et al., 1979a).

5.3.5 Ontgroningen en vergravingen

Door Jan Kops (Commissie van Superintendentie, 1798) wordt reeds melding gemaakt van zandafgravingen, zoals de zandmennerij te Hargen, nabij Schoorl. Hier is zand afgegraven ten behoeve van de glasindustrie in Engeland, alsmede voor de stadsuitbreiding. Ook meldt hij afgravingen bij Overveen. Die bij Elswout zou al in 1634 hebben bestaan. Later is op tal van plaatsen aan de binnenduinstrand zand gewonnen (voor een overzicht zie Bakker et al., 1979a). Ook in het middenduin is, vooral in recenter tijd, zandwinning bedreven. Voorts zijn uitgravingen verricht, die vooral tot doel hadden recreatieplassen te creëren, zoals in de Kennemerduinen (Londo, 1971).

Van geheel andere aard en schaal zijn de doorsnijdingen en bijbehorende uitgravingen aan het einde van de vorige eeuw voor de aanleg van de Nieuwe Waterweg in 1872 en het Noordzeekanaal in 1876. Deze waterwegen gaven aanleiding tot uitgebreide stedelijke en industriële bebouwing, waarbij uitgebreide duinterreinen het veld moesten ruimen. Het meest opvallende voorbeeld is het verdwijnen van het fameuze natuurgebied 'De Beer' bij Hoek van Holland.

Waterwinning werd halverwege de vorige eeuw in de duinen geïntroduceerd (Bakker et al., 1979b) en heeft in toenemende mate voor vergravingen gezorgd. In eerste instan-

Figuur 26. Vergravingen en inundaties ten behoeve van kunstmatige infiltratie in de Amsterdamse Waterleidingduinen (kaartfragment naar gegevens van Bakker et al., 1979a).

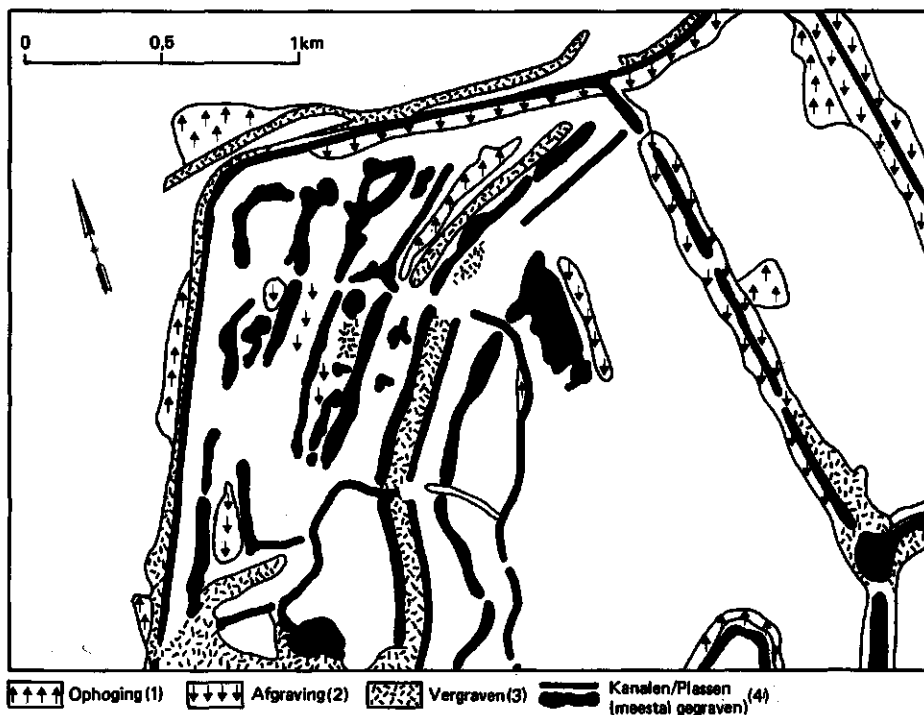


Figure 26. Reworked areas and inundations for artificial infiltration in the dunes of the Amsterdam Municipal Waterworks (map fragment after data from Bakker et al., 1979a). 1 = raised area; 2 = lowered area; 3 = reworked area; 4 = canals and ponds (mostly excavated).

tie betrof het de aanleg van open kanalen voor de afvoer van natuurlijk duinwater, pijpleidingen en dergelijke, maar na de oorlog is men overgegaan op infiltratie van rivieren en ander oppervlaktewater. Eerst werden natuurlijke laagtes gebruikt als infiltratiebekkens, maar gaandeweg waren er vergravingen noodzakelijk voor het uitdiepen van bekkens en de aan- en afvoer van infiltratie- en ander water. Meer en meer werd en wordt daarbij het natuurlijk reliëf aangetast en de bodem omgewerkt. In Bakker et al. (1979b) wordt vermeld dat 2200 ha duinterrein in gebruik is voor infiltratie. Melman (1980) berekende dat er in totaal 390 ha was geïnundeerd en 1180 ha bij de aanleg van de infiltratievijvers, -kanalen, -putten en -leidingen werd vergraven. Een illustratie van de wijze waarop een intensief vergraven infiltratiegebied is aangetast vindt men in figuur 26, een kaartfragment naar de geomorfologische kaart uit Bakker et al. (1979a).

5.3.6 *Bebouwning*

Het duingebied heeft zich vanouds minder geleend voor de vestiging van dorpen en steden. Toch zijn sommige zeedorpen zeer oud, zoals Wijk aan Zee dat uit de 13e eeuw stamt (Jelgersma et al., 1970) en Egmond aan Zee. Ten noorden van Den Haag bestond eertijds

een dorp Berkheide, dat in 1396 midden in de duinen lag en later is verlaten (Boerboom, 1958). Rond 1850 is het totaal aan bebouwing nog beperkt tot enkele kleine zeedorpen. Nadien is zowel wat de gesloten bebouwing van steden en dorpen betreft als was industriële beoouwing aangaat een grote uitbreiding opgetreden. De stadsuitbreiding van Den Haag ging ten koste van veel duinterrein. Recreatieve bebouwing, waarbij het relief grotendeels intact bleef, heeft zich vooral in naoorlogse jaren een vaste plaats in tal van duingebieden verworven, inclusief de overigens vrij ongeschonden Waddeneilanden. Vermeldenswaard zijn de vele bunkers, die vooral in bezettingstijd in de duinen zijn gebouwd, en die op de meeste plaatsen nog niet zijn opgeruimd. Een overzicht van de voor en na 1850 uitgevoerde stedelijke, industriële of recreatieve bebouwing vindt men in een kaartbijlage in Bakker et al. (1981).

6 Geomorfologie van de Jonge Duinen

6.1 INLEIDING

In dit hoofdstuk wordt de genese van de Jonge Duinen vanuit een geomorfologisch standpunt besproken. De term Jonge Duinen heeft in dit verband een morfostratigrafische betekenis en heeft betrekking op de duinvormen van de Jonge Duinafzettingen (par. 4.5).

Geomorfologie is de wetenschap die de terreinvormen bestudeert. Zij tracht het reliëf te karakteriseren, de vormen te beschrijven (inclusief de materialen waaruit deze zijn opgebouwd) en te verklaren welke processen tot het ontstaan van die vormen hebben geleid. Zo mogelijk wordt de periode van ontstaan onderzocht, evenals actuele processen, die de bestaande terreinvormen beïnvloeden. Een belangrijk hulpmiddel in de fase van onderzoek en bij de weergave van de resultaten is de geomorfologische kaart. Daarop worden zoveel mogelijk van de genoemde aspecten in hun ruimtelijk verband weergegeven (zie ook Ten Cate & Maarleveld, 1977).

In hoofdstuk 1 is gesteld dat de geomorfologische bijdrage aan het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' een tweeledig doel had:

- a) Een geomorfologische inventarisatie om een afzonderlijk bruikbaar (kartografisch) overzicht van de Nederlandse kustduinen te verkrijgen. De waarde daarvan ligt op wetenschappelijk, educatief en visueel-landschappelijk terrein. Het kan voorts dienen bij kwesties van beleid en beheer, waarbij geomorfologische waarden in het geding zijn.
- b) Een bijdrage aan het interdisciplinair landschapecologisch onderzoek, waarbij naast de wetenschappelijke en educatieve betekenis vooral ook de bruikbaarheid voor een landschapecologisch verantwoord beleid en beheer gold.

Met betrekking tot punt b) is enige toelichting gewenst. De geomorfologische gesteldheid, hier ook wel aangeduid met de minder omvattende term reliëf⁵, heeft vooral een indirecte landschapecologische betekenis. Het reliëf vormt de ruggegraat van het landschap en omvat facetten als ligging, rangschikking, relatieve oppervlakte, (relatieve) hoogte, oriëntering en helling (-bedrag en -richting) van de vormeenheden. Deze bepalen tezamen met het substraat tal van andere, vaak direct ecologisch werkzame factoren, zoals de grondwater- en bodemgesteldheid en vegetatiepatronen. In dat opzicht wordt wel van de 'ordenende functie' van het reliëf gesproken (Finke, 1972; Leser, 1976). Genoemde structurele kenmerken hangen samen met de morfogenese van een gebied. Een gebied dat morfogenetisch homogeen is, bezit in veel gevallen een zekere landschapecologische homogeniteit. De vaak gelijke ouderdom van de vormeenheden binnen een dergelijk gebied leidt er bijvoorbeeld toe, dat op vergelijkbare plaatsen in het terrein ook de bodems vaak

5. Het reliëf is de mate van oneffenheid van het landoppervlak, uitgedrukt in hellingsbedragen en hoogteverschillen (Ten Cate & Maarleveld, 1977).

eenzelfde ontwikkeling hebben gehad. Actuele geomorfologische processen (erosie en sedimentatie) hebben grote landschapsecologische betekenis, allereerst via de veranderingen in het reliëf zelf, maar vooral ook door de uitwerking op de bodem.

Toegespitst op de kustduinen valt het voorgaande als volgt te illustreren: de ontstaanswijze en -periode is vaak terug te vinden in de zonering van duingebieden vanaf de kust landinwaarts, bijvoorbeeld 'primaire' duinvormen bij een recente aanwaskust en landinwaarts daarvan zones met een steeds hogere ouderdom met secundaire duinvormen die tijdens de hoofdfasen van duinvorming (hoofdstuk 4) zijn ontstaan. Deze zones zijn vaak op strikt geomorfologische gronden te onderscheiden en bezitten landschapsecologische karakteristieken die met de ontstaanswijze en -periode samenhangen. Geomorfologische verschillen kunnen soms ook verschillen in moedermateriaal indiceren (par. 6.2). In ecologisch opzicht zijn actuele erosie- en accumulatieprocessen in duinen van groot gewicht. Kustafslag en -aangroei als (mogelijke) oorzaak van duinverlies en -opbouw zijn daar een voorbeeld van, evenals de effecten op de grondwaterspiegel (Bakker et al., 1979b). Geologisch belangrijke processen zijn verder uit- en overstuiving en hellingprocessen (afspoeling van materiaal).

Met deze schets is het duidelijk geworden dat de bijdrage vanuit de geomorfologie aan een geïntegreerd interdisciplinair onderzoek, afgezien van zekere accentverschuivingen, niet al te zeer hoeft te verschillen van wat tot de taak van een 'zuiver', monodisciplinair geomorfologisch onderzoek zou zijn te rekenen. Dat er vanuit de wens om bij te dragen aan een meeromvattend landschapsecologisch onderzoek op een aantal punten extra nadruk gelegd is, gaat bijvoorbeeld op voor de actuele processen en het accent op de valleimilieus. Daarbij gold tevens het belang van een mogelijk houvast voor een concreet beleid en beheer met betrekking tot de Nederlandse duinen. Een en ander heeft mede de onderzoeksmethodiek (hoofdstuk 1) en de keuze van enkele onderwerpen van paragrafen (6.5 en 6.6) bepaald.

6.2 DE ONTSTAANSWIJZE VAN KUSTDUINEN

6.2.1 *Duinvormende factoren*

Bij het ontstaan van kustduinen zijn vier hoofdfactoren betrokken: de zee, het strand, de wind en de plantengroei. De zee en de wind zijn zowel via accumulatie als erosie werkzaam, het zand is het bouw materiaal en de planten leggen het duinzand al dan niet blijvend vast. De invloed van de plantengroei op de nieuwvorming van duinen en op verandering en verplaatsing tijdens de secundaire duinvorming is zo belangrijk dat gesproken wordt van 'organogene' of 'fyto gene' duinvorming (Van Dieren, 1934; Smith, 1953).

De zee levert zand, houdt de strandzone kaal (waardoor de kans op eolische processen aanwezig blijft) en voert voedingsstoffen aan (vooral in vloedmerken) die de plantengroei kunnen stimuleren. Bij aantasting van duinen tijdens stormvloed werkt de zee direct en destructief.

Bij afwezigheid van directe mariene invloeden is het samenspel van de overige drie factoren meestal bepalend voor de ontwikkeling van kustduinen. Als de invloed van de vegetatie ontbreekt, treedt fysische duinvorming op, een verschijnsel dat doorgaans beperkt

blijft tot de kale stranden en strandvlaktes. Het kan onder bepaalde condities ook meer landinwaarts voorkomen, wanneer een verregaande degradatie van de begroeiing plaatsvindt. In de regel zijn planten zowel in actieve zin betrokken bij de opbouw van primaire duinvormen, als in defensieve zin bij de bescherming van duinen tegen erosie en bij hernieuwde vastlegging na erosie. De conditie van het plantendek op bestaande, stabiele duinen en het regeneratievermogen in gevallen van verstuiwingen zijn in dit verband belangrijke variabelen in het proces van secundaire duinvorming. Bij secundaire duinvorming kan het grondwaterniveau medebepalend zijn voor de morfologie, aangezien de hoogteligging van dit niveau de basis van uitstuiwing bepaalt.

Voor de eigenschappen van het zand wordt verwezen naar paragraaf 4.6. De wind, als belangrijkste agens bij het zandtransport in de duinen, laat zich vooral gelden bij windsnelheden, die een bepaalde drempelwaarde overschrijden. Het transportvermogen van de wind neemt sterk toe met de windsnelheid. Voor het tempo van duinopbouw langs strand en strandvlakte is ook de windrichting van belang. Bij secundaire duinvormen is de windrichting een dominante factor voor de oriëntering van de vormen.

Bij de beschrijving van de morfogenese en bijbehorende vormen van de kustduinen wordt getracht de diverse processen chronologisch te behandelen. Ook zal worden getracht aan te geven welk relatief aandeel de duinvormende factoren innemen. Hoewel de ontwikkelingsstadia in de duinvorming volgens één stramen beschreven worden, neemt dat niet weg dat er tal van afwijkende of complexe ontstaanswijzen mogelijk zijn die vaak niet eens met zekerheid zijn te onderkennen. Voor de gebruikte termen is zoveel mogelijk bij de bestaande literatuur aangesloten. Een uitgebreide omschrijving is te vinden in paragraaf 6.3.

6.2.2 Strand en strandvlakte als bufferzone en zandbron

In hoofdstuk 3 is in relatie met kustaangroei en -afslag ingegaan op het gedrag van de laagwaterlijn (LWL), hoogwaterlijn (HWL) en duinvoet. Er bestaat een minimumafstand tussen LWL, HWL en duinvoet bij erosieve of stabiele kusten. De onderlinge afstand bij aangroei-kusten kan echter aanzienlijk uiteenlopen. In het verlengde daarvan liggen de begrippen strand en strandvlakte.

Het strand behoort min of meer bij erosieve of stabiele kusten, bestaat (evenals de strandvlakte) uit ongeconsolideerd materiaal en is in morfografische en -metrische termen aan te duiden als de langgerekte zone tussen duinvoet en laagwaterlijn, met een relatief geringe breedte en een duidelijk zeewaarts gerichte helling. Deze is meestal steiler dan 1:50, in het bovendeel soms 1:20 en vertoont vaak een enigszins concaaf profiel. Het deel tussen HWL en LWL wordt het natte strand, het deel tussen HWL en duinvoet het droge strand genoemd.

De strandvlakte, behorend bij aangroei-kusten, onderscheidt zich door de grotere breedte, de veel geringere helling (meestal kleiner dan 1:100) en de onbepaalde vorm van het grondvlak. Het profiel kan soms convex zijn, zoals aan de uiteinden van de Wadden-eilanden of op zandplaten.

Het strand en de strandvlakte zijn het domein van de zee tijdens stormvloed, in het bijzonder tijdens het winterhalfjaar. De dan vrijkomende golfenergie zorgt voor krachtige mechanische invloeden die door de strandzone worden opgevangen. De zoutaanvoer door

overspoeling en 'sea spray' bepaalt mede de ontoegankelijkheid van dit gebied voor plantengroei. Deze ontoegankelijkheid wordt vergroot door de extreme microklimatologische omstandigheden nabij het oppervlak. De wind draagt daar aan bij via de eolische omwerking van het zand. Een extra handicap voor plantengroei zijn de armoede aan voedingsstoffen van strandzand en de ongunstige vochtvoorziening. Dit laatste geldt zeker voor de steilere stranden en in mindere mate voor de strandvlakten omdat het maaiveld hier veelal in de buurt van het freatisch niveau ligt. De strandzone is dus in de eerste plaats een bufferzone voor mariene processen, maar vormt tegelijkertijd een welhaast ontoegankelijk milieu voor plantengroei. Juist daardoor ontstaat een kaal oppervlak dat geschikt is voor stuifprocessen.

De eerder beschreven stranddynamiek is niet overal langs de kust van dezelfde orde. Expositieverschillen leiden tot verschillen in de werking van golven, stromingen en wind. Ook bestaan er verschillen in zoutaanvoer of in de beschikbaarheid van voedingsstoffen. Zo bezien zijn de minst extreme milieus te vinden in het estuariene milieu, op plaatsen waar strandvlakten een beschutte ligging en een relatief hoog slib- en voedingsstoffengehalte hebben en waar het zoutgehalte van het kustwater relatief gering is.

De aard van het strandoppervlak bepaalt de kans op duinvorming. De aanwezigheid van kittende bestanddelen, zoals slibdeeltjes, diatomeëenlaagjes, zoutkorstjes en kalk- of ijzerverbindingen met een kittende werking kan de zandopname door de wind remmen. Dit geldt ook voor schelp- en keienvloertjes of de aanwezigheid van een vochtig zandoppervlak. De opname van zand bij een permanent vochtig oppervlak (bijvoorbeeld bij een hoge grondwaterstand) wordt duidelijk verminderd (Johnson, 1965; Goldsmith, 1978). Dergelijke weinig stuifgevoelige oppervlakken bemoeilijken weliswaar de zandopname ter plaatse, maar belemmeren transport van elders opgenomen zand nauwelijks. Bevochtiging van het oppervlak door regen heeft noch aan het strand noch elders in de duinen op stuifplekken een belangrijke invloed op stuifprocessen (Depuydt, 1972; Jungerius et al., 1980).

6.2.3 *Zandtransport door de wind*

Bagnold (1954) vermeldt drie mechanismen van zandverplaatsing door de wind:

- rollend ('bed-load')
- salterend (saltation load')
- zwevend ('suspension load').

De hoeveelheid zwevend zand is nagenoeg te verwaarlozen in vergelijking met beide andere transportwijzen. De hoeveelheden salterend en rollend materiaal verhouden zich ongeveer als 3:1 (zie ook Adriani & Terwindt, 1974). Het overgrote deel van het zandtransport geschiedt dus via het saltatieproces. De springende korrels beschrijven een baan waarbij hoogte en afstand zich ongeveer verhouden als 1:6 (Sindowski, 1956). De neervalende korrels springen zelf weer op of ze dragen hun energie over aan een of meer andere korrels, die daardoor gelanceerd worden in een eigen saltatiebeweging of vooruitgeschoven of -gerold worden. Het zandtransport speelt zich voor ruim 90 % in de eerste decimeter boven het grondoppervlak af (Sindowski, 1956).

Experimenten van Bagnold (1941) toonden aan dat voor windtransport van zand over een egaal oppervlak een minimum windsnelheid van circa 4,5 m/s (16 km/uur) vereist is.

Figuur 27. Relatie windsnelheid-zandtransport volgens Bagnold (1954).
 X-as: Windsnelheid (m/s)
 Y-as: Zandverplaatsing in tonnen per uur over een windpad van 1 m breed

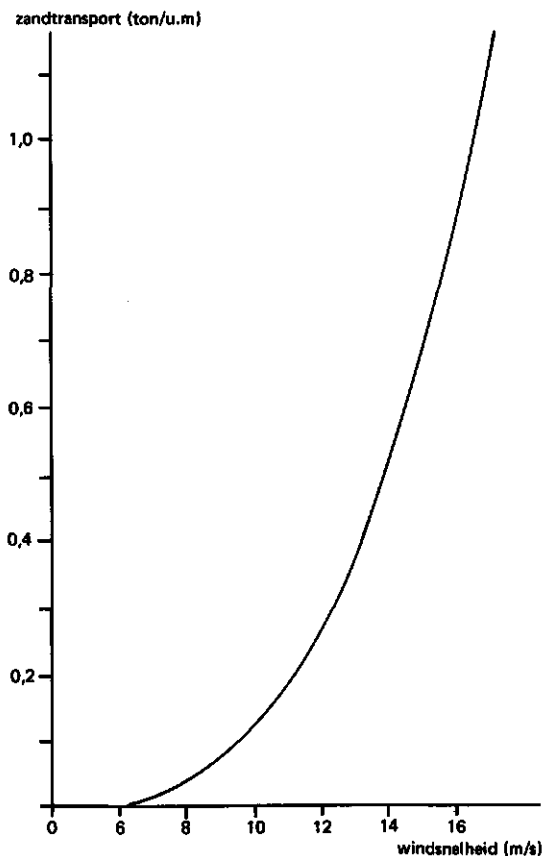


Figure 27. Relation of wind velocity to sand transport according to Bagnold (1954).
 Abscissa: wind velocity (m/s)
 Ordinate: sand transport (t/h.m)

Adriani & Terwindt (1974) noemen voor een aan de Nederlandse kust veel voorkomende fractie van 150 tot 200 μm een minimale windkracht van 3 à 4 (schaal van Beaufort) overeenkomend met een windsnelheid van respectievelijk 3,4-5,4 en 5,5-7,9 m/s. Volgens Bagnold (1941) neemt het transportvermogen van de wind (boven de eerder vermelde drempelwaarde) toe met de derde macht van de windsnelheid (figuur 27).

Van Straaten (1961) analyseerde windsnelheden en -richtingen aan de Nederlandse kust. Voor de kuststations en lichtscheperen komt deze auteur voor de periode 1884-1940 op een gemiddeld azimuth van 249 $^{\circ}$. Voor de lichtscheperen Goeree, Texel en Terschellingerbank onderzocht hij ook de voor het zandtransport belangrijke gegevens voor de windsnelheden groter dan 5 Beaufort per seizoen in de periode 1949-1959:

winter	225° - 261°
voorjaar	286° - 307°
zomer	254° - 259°
herfst	255° - 260°
jaar	258° - 263°

Een geringe spreiding in de cijfers voor de diverse lichtscheperen wijst op een relatief gering verschil tussen de meetpunten. Voorts wijst Van Straaten (1961) op de geringe toename van het azimuth bij toenemende windsnelheid. Dezelfde auteur geeft een viertal winddiagrammen voor het lichtschip Goeree waaruit de overmaat aan winden met een kracht groter dan 5 Beaufort uit de westelijke kwadranten blijkt.

De oriëntatie van kustgedeelten ten opzichte van de wind is dus van groot belang voor de intensiteit en richting van het eolische zandtransport. De stranden langs het vasteland van Noord- en Zuid-Holland bieden duidelijk meer kansen aan een landwaarts gericht zandtransport dan de stranden van bijvoorbeeld de Waddeneilanden Terschelling of Ameland, waar een groot deel van het transport in de lengterichting zal plaatsvinden.

Als aanvulling op de door Bagnold (1941) gegeven cijfers zijn enkele meetgegevens van Svasek & Terwindt (1974) illustratief (tabel 4). Zij vermelden de verplaatste hoeveelheden zand (q), uitgedrukt in 10^{-6} m^3 passerend per seconde per meter 'windpad' (d.w.z. 1 m gerekend loodrecht op de windrichting). Uit de tabel blijkt dat bij windkracht 11 een hoeveelheid van ongeveer 73 m^3 zand per uur passeert bij een windpad van 50 m. Juist bij dergelijke windsterkten wordt de strandzone echter meestal aanmerkelijk versmald door stormvloedverhogingen, waardoor het eolisch proces veel minder intensief is.

De strandzone kan verdeeld worden in een aanloopzone waar de wind overwegend zand opneemt (het erosieve gedeelte), een gedeelte waar opname en afgifte elkaar min of meer in evenwicht houden en een zone waar accumulatie overheerst. Dit is in de regel het geval

Tabel 4. De relatie tussen de windkracht en het zandtransport op het strand (naar Adriani & Terwindt, 1974).

windkracht in Beaufort	hoeveelheden verplaatst zand in $10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$ over een windpad van 1 m breedte
4	-
4	1
5	3
6	14
7	13
8	86
9	165
10	310
11	408
12	?

Windforce (Beaufort)	Volume rate of displaced sand ($10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$) in a wind path of 1 m width
-------------------------	--

Table 4. Relation between wind-force (on Beaufort scale) and sand transport (cm^3/s) on the beach over a windpath of 1 m width (after Adriani & Terwindt, 1974).

Figuur 28. Gedrag van de wind bij een begroeid duintje. De onderbroken lijnen geven de windsnelheid (m/s) (naar Chapman, 1976).

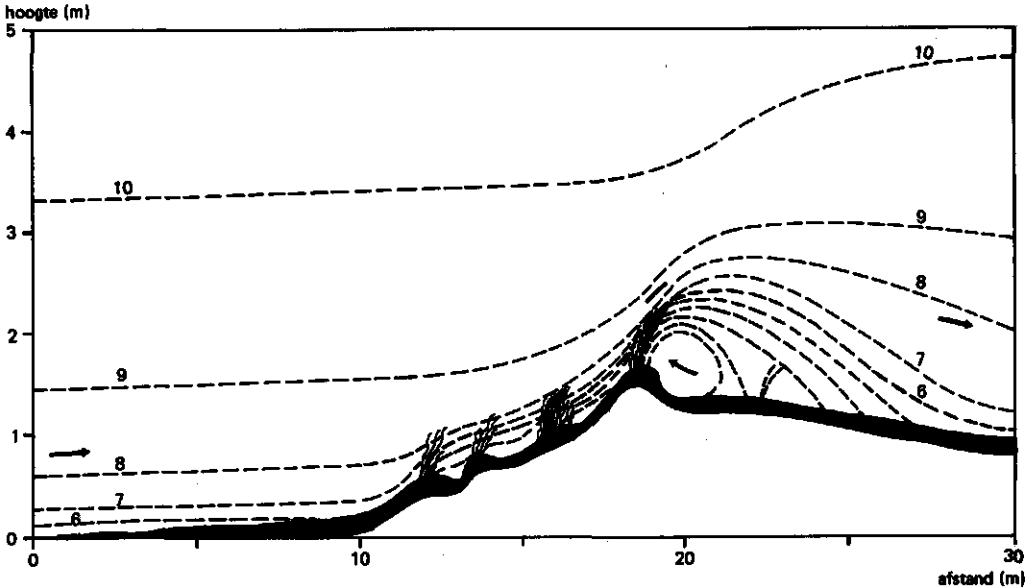


Figure 28. Behaviour of the wind near a vegetated low dune. Interrupted lines indicate the wind speed (m/s) (after Chapman, 1976).

waar topografie of begroeiing de windsnelheid afremmen, waardoor het transportvermogen vermindert.

De remmende werking van het microreliëf en van de begroeiing van een laag duintje op de windsnelheden zoals op strandvlakten voorkomt, wordt geïllustreerd door figuur 28. Figuur 29 heeft betrekking op de afname van windsnelheden als gevolg van de wrijving die van grotere reliëfeenheden uitgaat. Deze figuur maakt duidelijk in welke mate de windsnelheid in duingebieden afneemt vanaf de kust landinwaarts, alsmede welke opvallende verschillen in lokale windsnelheid ontstaan tengevolge van hoogteverschillen. Naast invloed op de windsnelheden, hebben reliëf en begroeiing invloed op de windrichting. Van Straaten (1961) noemt de afname van het azimuth in landwaartse richting als gevolg van de wrijving die uitgaat van een ruw landoppervlak. De windrichting nabij het aardoppervlak wordt ook door de oriëntering van de reliëfelementen zelf (bijv. duinruggen) beïnvloed.

6.2.4 Duinvorming op strand en strandvlakte

In principe kunnen de vier duinvormende hoofdfactoren een rol spelen in de strandzone. Er zijn echter condities, waarbij het - tijdelijk - mogelijk is dat alleen de factoren zand en wind tot duinvorming leiden. Daarbij kunnen onbegroeide of fysische strandduinvormen ontstaan. Deze hebben een zeer tijdelijk karakter, aangezien de fixatie door plantengroei ontbreekt. Dergelijke vormen verdwijnen in de regel weer vrij snel door de werking van wind en zee. Er is onderscheid mogelijk in vrije duintjes en hindernisduin-

Figuur 29. De invloed van grotere reliëfeenheden op de windsnelheid op 5 cm boven maaiveld (middelste curve) en 1 m boven maaiveld (bovenste curve) bij een windsnelheid van ca. 20 m/s in de duinen van Newborough Warren (vereenvoudigd naar Ranwell, 1958).

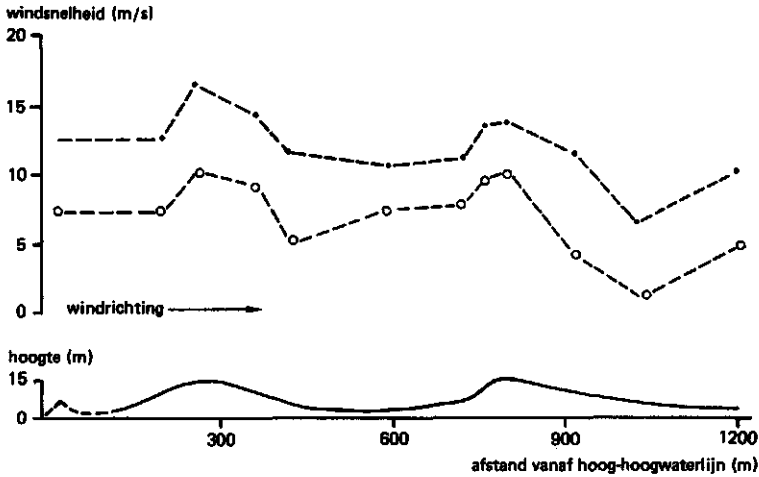


Figure 29. Influence of major topographic units on wind speeds 5 cm above surface (middle curve) and 1 m above surface (upper curve) at a wind speed of ca 20 m/s in the dunes of Newborough Warren (simplified after Ranwell, 1958).

tjes.

De eerste groep omvat duintjes die zich vrijelijk over strand of strandvlakte verplaatsen. Naar de vorm is een indeling mogelijk in zandribbels (enkele centimeters hoog), 'zandslierten' in de richting van de wind, dwarslierten met een zigzagpatroon, lage schildvormige duintjes en strandbarchaantjes of -sikkelduintjes. De laatste categorie is afgezien van het sikkelvormige grondvlak met lijwaarts omgebogen punten gekenmerkt door de flauwe loefhelling en de steile lijzijde, waarvan de helling die van de rusthoek van het zand benadert ('slip-face': helling ongeveer $32-34^{\circ}$). De hoogte bedraagt enkele decimeters tot 1-2 m (Gripp, 1961). Ook worden op strandvlaktes soms macroribbels, vaak loodrecht op de windrichting georiënteerd, van 1-2 m hoogte aangetroffen. Voor een nadere omschrijving van deze vormen wordt verwezen naar Gripp (1961; 1968), Van Dieren (1934) en Depuydt (1976; 1972).

Hindernisduintjes zijn aan de loef- en lijzijde van een hindernis (wrakhout, begroeiing) ontstaan. Vaak bezitten deze een tongvorm.

Van meer belang voor de verdere duinvorming zijn de begroeide strandduintjes. Deze worden door de plantengroei gefixeerd en kunnen eventueel verder uitgroeien. Een voorbehoud geldt voor de duinvormen die in samenhang met éénjarige plantesoorten ontstaan en na het afsterven van die soorten ook weer verdwijnen. Een voortgaande ontwikkeling treedt pas op bij aanwezigheid van meerjarige soorten. Waar en wanneer het tot vorming van begroeide strandduintjes komt hangt af van:

- beschikbaarheid van zand
- richting en kracht van de wind
- activiteit van de zee met betrekking tot erosieve processen (stormvloedhoogte en

-frequentie)

- vocht- en voedingsstoffentoestand van de bodem met betrekking tot de plantengroei
- eigenschappen van de planten

De beschikbaarheid van zand en de richting en kracht van de wind zijn in de twee voorgaande paragrafen aan de orde geweest. Ook windrichtingen met een relatief lage frequentie (oostelijke winden) kunnen voor opbouw van strandduinen zorgen zoals op de Waddeneilanden is te constateren. De duinopbouw verloopt in die gevallen natuurlijk minder snel dan in de gunstiger gesitueerde kustgedeelten waar de zandaanvoer uit het westen kan plaatsvinden.

Bij de erosieve werking van de zee is de stormvloedfrequentie, de stormvloedhoogte en de vrijkomende golfenergie van belang. Deze factoren bepalen in grote lijnen de ondergrens van deze 'meerjarige' duintjes. Het is duidelijk dat de ondergrens ongeveer evenwijdig aan de hoogtelijnen zal verlopen.

De situering van begroeide strandduintjes wordt niet alleen in destructieve zin door de zee bepaald. De zee heeft ook een positief effect op de strandduinvorming. Voor de pioniersoorten die zich in het dynamische strandmilieu moeten handhaven is het van groot belang dat er voldoende voedingsstoffen aanwezig zijn. De zee draagt daaraan bij door aanvoer van voornamelijk organisch materiaal. Dit wordt geconcentreerd in vloedmerken. Deze smalle zones verlopen min of meer evenwijdig aan de hoogtelijnen en kunnen door het vrijkomen van voedingsstoffen bij afbraakprocessen, maar ook door een betere vochtvoorziening en microklimaat, de groei van pionierplanten bevorderen. De ligging van deze zones kan dus bepalend zijn voor de oriëntering van de begroeide strandduintjes (fig. 30 en 31).

Het is onvermijdelijk om kort in te gaan op de eigenschappen van enkele plantesoorten van het strandmilieu. Eénjarige soorten die zich bij voorkeur vestigen in de vloedmerkzone zijn onder andere zeeraket (*Cakile maritima*), loogkruid (*Salsola kali*), zee-postelein (*Honckenya peploides*) en soms meldesoorten als strand- en spiesmelde (*Atriplex littoralis* en *Atriplex hastata*). Deze soorten leveren een bijdrage aan de ophoping van zand in het zomerseizoen. De meerjarige strandpioniers, zoals biestarwegras (*Elytrigia juncea*) zorgen voor een meer blijvende fixatie en uitgroei van duinen. Deze soort neemt

Figuur 30. Begroeide strandduintjes, vaak georiënteerd in de vloedmerkzone; rechts de zeereep.

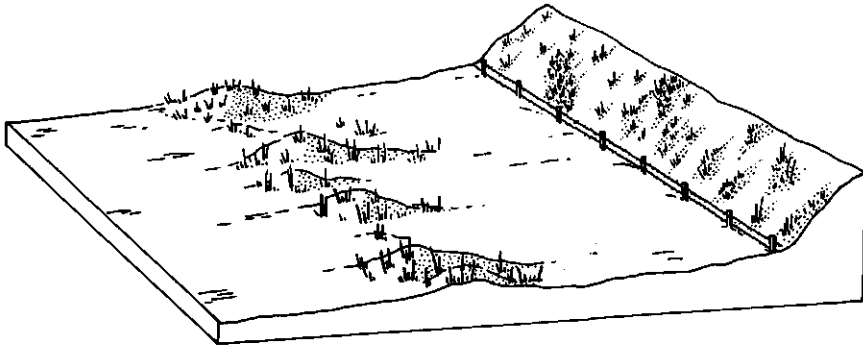


Figure 30. Embryo dunes, often oriented along the tidal litter zone; to the right, the first coastal dune ridge.

Figuur 31. Vloedmerkzone met *Cakile maritima* en *Elytrigia juncea* en beginnende duinvorming.



Figure 31. Tidal litter zone with *Cakile maritima* and *Elytrigia juncea* and initial dune formation.

een zeer belangrijke plaats in vanwege de relatief grote zouttolerantie (tot 6 % NaCl in de bodemoplossing volgens Adriani, 1980) en het vermogen om een jaarlijkse overstuiving tot maximaal 0,6 m te verdragen (Nicholson, 1952; Ranwell, 1972). De plant vraagt een vrij vochtige en voedselrijke standplaats. Bij verdergaande verticale groei van het strandduin (tot meer dan ca. 2 m) kan de rol van vastlegger overgenomen worden door soorten als zandhaver (*Elymus arenarius*) en de in dit opzicht zeer effectieve helm (*Ammophila arenaria*). Helm vraagt een lager zoutgehalte (maximaal 0,8 % NaCl in de bodemoplossing volgens Adriani, 1980), maar is minder afhankelijk van een vochtige standplaats en kan een overstuiving tot 1 m per jaar verdragen. Dit maakt de soort bij uitstek geschikt voor de verdere verticale groei van het duin. Het belang van de helm wordt onderstreept door het

feit dat deze pionierplant tot aan het einde van de vorige of het begin van deze eeuw ontbrak in de duinen in het noordwesten van de Verenigde Staten met als gevolg een gebrekkige stabilisatie van de duinen (Cooper, 1958). De strand- en duinpioniers zijn sterk afhankelijk van een dynamisch milieu met onder andere een voortdurende aanvoer van voedingsstoffen met het zand. Bij uitblijven van aanvoer van vers zand neemt de vitaliteit sterk af.

Het verschil tussen de strandvlakte, waar nieuwvorming van strandduintjes door het samenspel van een biestarwegrasbegroeiing en voldoende zandaanvoer kan optreden op een verhoudingsgewijs geringe hoogte boven de HWL, en een stabiel of enigszins erosief strand, waar de ondergrens van de helmbegroeiing veel hoger ligt, blijkt uit tabel 5. De cijfers maken duidelijk dat niet zozeer de stormvloedhoogte doorslaggevend is, als wel de eindbalans van negatieve en positieve factoren. Het zijn vooral de strandvlakten, waar bij voldoende zandaanvoer mogelijkheden bestaan voor het ontstaan, instandhouden of verdere groei van begroeide strandduinen. In hoeverre de strandduinen zich handhaven, in verticale of horizontale zin groeien dan wel aan verval onderhevig raken, is vooral een kwestie van de verhouding tussen zandaanvoer en -afvoer. Bij een positief saldo kunnen de begroeide strandduintjes in horizontale en verticale richting groeien. Bij horizontale uit-

Tabel 5. Ondergrens in m +HWL van strand- en duinpioniers bij verschillende strandbreedte en -helling (naar Adriani & Terwindt, 1974).

Strand(vlakte)	Breedte (m)	Helling	Hoogte (in m + HWL)
			<i>(groeiplaats helm/ Ammophila arenaria)</i>
Zeeuws Vlaanderen (Cadzand)	40	1:25	2,50
Walcheren (Oostkapelle)	50-60	1:25	2,50
Goeree	40-60	1:25	2,70-3,00
Voorne (Rockanje)	50	1:40	2,70-3,00
			<i>(groeiplaats biestarwegras/ Elytrigia juncea)</i>
Goeree	120	1:155	0,65
Westplaat (Voorne)	195	1:245	0,70
Voorne (Oostvoorne)	200	1:300	0,55
Rottumerplaat (centraal gedeelte)	200	1:600	0,50
Rottumerplaat (oostelijk gedeelte)	210	1:625	0,45
Beach(plain)	Breadth (m)	Slope	Height (m above mean high water)

Table 5. Lower limit with reference to mean high water (m) of beach and dune pioneers for different widths and slopes of beach (after Adriani & Terwindt, 1974).

Figuur 32. 'Strandpollen': erosieresten van strandduintjes.

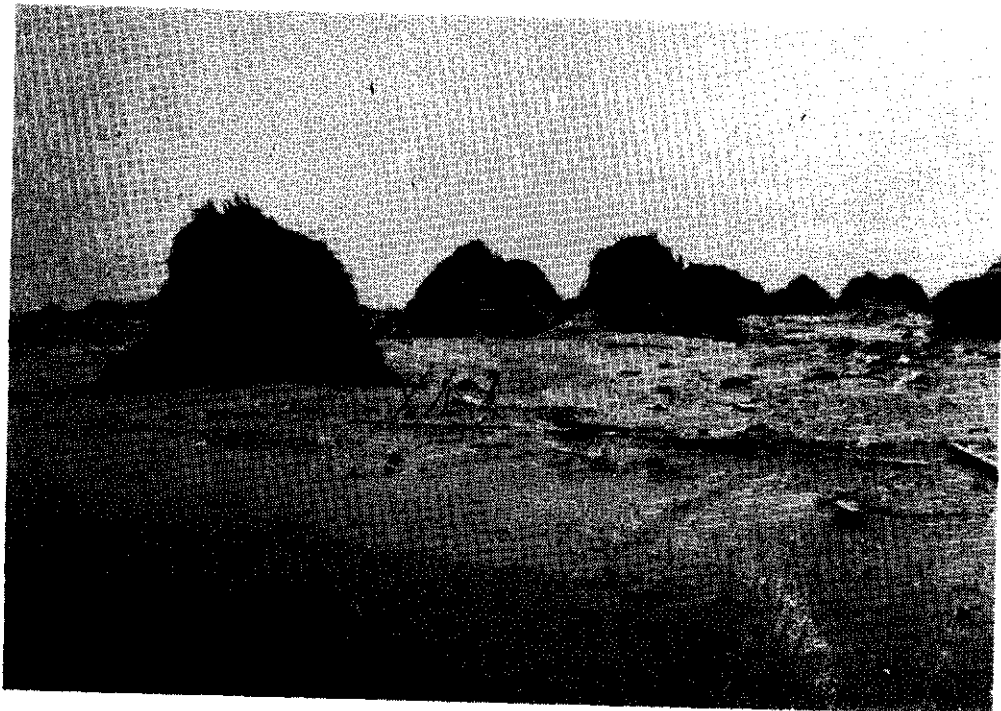


Figure 32. 'Strandpollen': erosion relicts of embryo dunes.

breiding kunnen de laagtes tussen de eerst gevormde duinindividuen opgevuld worden en kan uiteindelijk een vrijwel gesloten duinreeks ontstaan. Als de omstandigheden gunstig zijn kunnen begroeide strandduintjes zich zeewaarts uitbreiden. Daarbij kan een groter veld van merendeels lage kopjes ontstaan. Veel hangt af van het strandvlakprofiel en de stormvloedwerking.

Begroeide strandduintjes groeien bij voldoende zandaanvoer volgens Goldsmith (1972) in verticale richting ongeveer 0,3 tot 0,5 m per jaar. Meestal is, volgens Depuydt (1967) de loefzijde vrijwel steil (tot meer dan 30°), terwijl de lijzijde veel flauwere hellingen kent ($8-12^{\circ}$). Geïsoleerde duinindividuen zijn vaak niet hoger dan enkele meters; bij complexen komen hoogten van 5 m of meer voor. Bij een verdere ontwikkeling kunnen de duintjes zich zijdelings aaneensluiten en in verticale zin uitgroeien. Ontstaat daarbij een samenhangende duinreeks met een zeewerende functie, dan spreekt men van een zeereep (par. 6.2.5).

Een omslag van de processen in de richting van overwegend erosie kan optreden door bijvoorbeeld een toenemende stormvloedactiviteit, een strandverlaging en -versmalling (verlaagde zandaanvoer via de wind) en een verminderde stuifgevoeligheid van het strandvlaktoepervlak (bijv. door begroeiing of slibafzetting). Ook door de ontwikkeling van nieuwe, meer zeewaarts gelegen duintjes, kan de zandaanvoer verminderen. Door al deze oorzaken kunnen begroeide strandduintjes degraderen. Meestal ontstaan daarbij erosie-

resten met steile, kale, door wind en water afgeschuurde flanken en een door begroeiing bijeengehouden kruin, die men wel 'strandpollen' noemt (fig. 32).

6.2.5 De zeereep

De zeereep is de gesloten, waterkerende duinreeks langs strand of strandvlakte, die door zijn ligging zowel aantasting door stormvloed en als aanvoer van vers zand door de wind kan ondergaan. Ter onderscheid van vergelijkbare vormen, die door ontwikkeling van een nieuwe, meer zeewaartse zeereep van deze processen zijn afgesloten (de 'fossiele zeereep'), kan van actuele zeereep worden gesproken.

De zeereep kan ontstaan doordat strandduintjes in verticale richting groeien en zich aaneensluiten (fig. 30 en 31), doordat de mens een stuifdijk aanlegt of bij erosieve kusten door omwerking (duinafslag en hernieuwd opstuiven van zand). Dit laatste proces wordt door Goldsmith (1972) als 'kannibalisme' getypeerd.

De oriëntering van de zeereep houdt verband met de kustlijn. Bij erosieve kustgedeelten loopt de zeereep nagenoeg evenwijdig aan de hoogtewaterlijn terwijl bij aangroei-kusten het verloop enigszins kan afwijken, aangezien de duinen zich daar vooral parallel aan de hoogtelijnen vormen. De conditie van de zeereep, hoewel in Nederland vaak sterk antropogeen beïnvloed, verraaft het een en ander over de processen in het betreffende kustgedeelte. Een steile, kale zeezijde (duinklif) die met een vrij scherpe knik in het strand overgaat, wijst op recente duinafslag (fig. 33). Is duinafslag van ouder datum, dan kan de steile helling weer begroeid zijn geraakt ('fossiel duinklif'). Dergelijke hellingen kunnen de rusthoek van het zand (ca. 33°) benaderen. Bij voldoende zandaanvoer kan accumulatie optreden aan de voet en tegen het buitentalud. De overgang naar strand en strandvlakte verloopt dan geleidelijker, hetgeen op gedetailleerde hoogtelijnkaarten is vast te stellen. Accumulatie kan ook op de top en aan de lijzijde van de zeereep plaatsvinden. Vaak kent de valzone van het zand aan de lijzijde van de kruin steile hellingen (méér dan 30°). De maximale verticale jaarlijkse groei wordt door King (1972) en Olson (1958) op respectievelijk 25 en 30 cm gesteld. Onder natuurlijke omstandigheden wordt volgens Ranwell (1972) en Depuydt (1967) een evenwichtshoogte bereikt, omdat de windsnelheden op die hoogte verdere uitgroei verhinderen. Depuydt (1967) noemt voor de Belgische

Figuur 33. De zeereep langs erosieve kustgedeelten. Voorground: een 'rollende zeereep' met rietschermen; achtergrond: een duinklif.

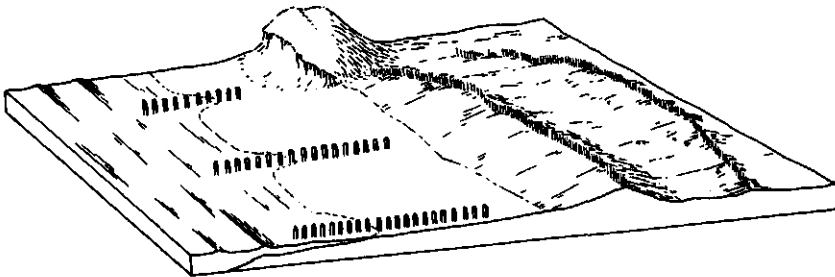


Figure 33. The first coastal dune ridge along erosive parts of the coast. Foreground a 'rolling' dune ridge with reed fences; background: a dune cliff.

kust een evenwichtshoogte van 16-17 m. Depuydt (1972) noemt een maximale hoogte van ongeveer 25 m voor de kust vanaf noordelijk Frankrijk tot het noorden van Denemarken. Opmerkelijk is de correlatie die hij vond tussen strandhelling (h in %) en de hoogte van de zeereep (H): steilere en dus smallere stranden worden door hogere zeerepen geflankeerd (in een formule uitgedrukt: $H = 12h - 2$). Een dergelijk eenvoudig lineair verband lijkt, indien juist, aan meer dan één oorzaak toe te schrijven. Allereerst geeft een geringe strandhelling (behorend bij een strandvlakte) eerder aanleiding tot een zeewaartse uitbreiding van de duinen en dit bevordert de verticale uitgroei van één enkele zeereep niet. Vervolgens worden op veel plaatsen steile stranden, behorend bij erosieve kusten, geflankeert door een zeereep die veelal met alle mogelijke moeite door de mens wordt onderhouden en zo mogelijk verhoogd. Een voorbeeld daarvan is de extreem hoge (méér dan 40 m!) zeereep op Walcheren tussen Vlissingen en Westkapelle. Deze ligt langs een erosief kustgedeelte, waar de zeer smalle duinstrook grenst aan waardevol cultuurland en bijgevolg nauwlettend wordt onderhouden.

De zeereep langs de Nederlandse kust is nog zelden een natuurlijk verschijnsel. Dit geldt al eeuwenlang voor kwetsbare kustgedeelten en gedurende de laatste eeuw voor vrijwel de gehele duinkust. De mens legt niet alleen stuifdijken aan, maar beschermt ook beschadigde zeerepen door het plaatsen van schermen voor hernieuwde aanstuiving, herimplant met helm en soms het herprofileren van een te steil geworden buitentalud. Soms wordt de zeereep in zijn geheel afgevlakt of lokaal opgehoogd. Bij dreigende duinafslag van een zwakke zeereep wordt de begroeiing vaak verwijderd en laat men de duinenreeks doelbewust en gecontroleerd naar binnen stuiven: een zogenaamde 'rollende zeereep' (fig. 33). De aldus verkregen strandverbreding geeft een betere bescherming tegen stormvloed en terwijl de zeereep minder verlies zal lijden.

6.2.6 De vorming van primaire duinenreeksen en valleien

Kustuitbreiding maakt door het terugdringen van de maximale stormvloedwerking en een vaak grotere zandaanvoer met de wind, een zeewaartse uitbreiding van strandduinen mogelijk. Als de nieuwvorming van duinen direct plaatsvindt tegen de voormalige (of fossiele) zeereep aan, dan kan er een dubbele of meervoudige zeereep ontstaan. Vormt de nieuwe duinenreeks zich op enige afstand van de voormalige zeereep, dan kan daarbij een deel van de strandvlakte worden ingesloten. Sluit de nieuwgevormde duinenreeks slechts op één punt aan op de oorspronkelijke zeereep, of blijven er belangrijke openingen bestaan, dan spreken wij van een onvolledig afgesnoerde strandvlakte (fig. 34). Deze blijft grotendeels toegankelijk voor zilte overspoeling, eventueel stuifprocessen en soms slibafzetting. Bij het begroeid raken van dergelijk overwegend zilte terreindelen wordt soms van een 'groen strand' gesproken. In sommige situaties, zoals op enkele Waddeneilanden en in de Kwade Hoek (Goeree) gaat een dergelijk terrein geleidelijk over in een kwelder.

Wordt een deel van de strandvlakte volledig door een nieuwe zeereep afgegrensd, dan spreekt men van volledig afgesnoerde strandvlakte of 'primaire vallei' (ss.). Hier treedt na verloop van tijd verzoeting van het milieu en bijbehorende vegetatievestiging op. Deze 'primaire duinvalleien' zijn langgerekt, tot vele kilometers lang en enkele tientallen meters tot meer dan een kilometer breed. Ze hebben soms een zeer egaal opper-

Figuur 34. Onvolledig afgesnoerde strandvlakte.



Figure 34. Incompletely cut-off beach plain.

vlak, hoewel zij ook vrij veel microreliëf kunnen bezitten als gevolg van de aanwezigheid van mede ingesloten (voormalige) strandduintjes. Het dwarsprofiel is overwegend vlak tot enigszins concaaf, het lengteprofiel is nagenoeg vlak, soms met een zeer geringe gradiënt (minder dan 1:100). Het valleiooppervlak heeft doorgaans een hoogte variërend tussen 1 en 3 m +NAP.

Bij voortgaande kustaanwas kan het proces van afsnoering zich herhalen, met als resultaat een serie van duinenreeksen, afgewisseld met al dan niet volledig afgesnoerde strandvlakten. Een dergelijk beeld treft men vrijwel uitsluitend aan in het (voormalige) waddengebied en zuidwestelijk Nederland. Opvallend is dat de onvolledig afgesnoerde strandvlakten veelal aan de oostelijke zijde van de Waddeneilanden zijn te vinden. De expositie voor windaanvoer van zand zal hierbij een rol spelen, maar ook de omstandigheid dat de

Figuur 35. Primaire duinreeksen en -valleien. Kaartfragment van de duinen van zuidelijk Texel (naar de topografische kaart. Hoogten in meters. 1 = overig duingebied; 2 = uitgesproken micro-reliëf.

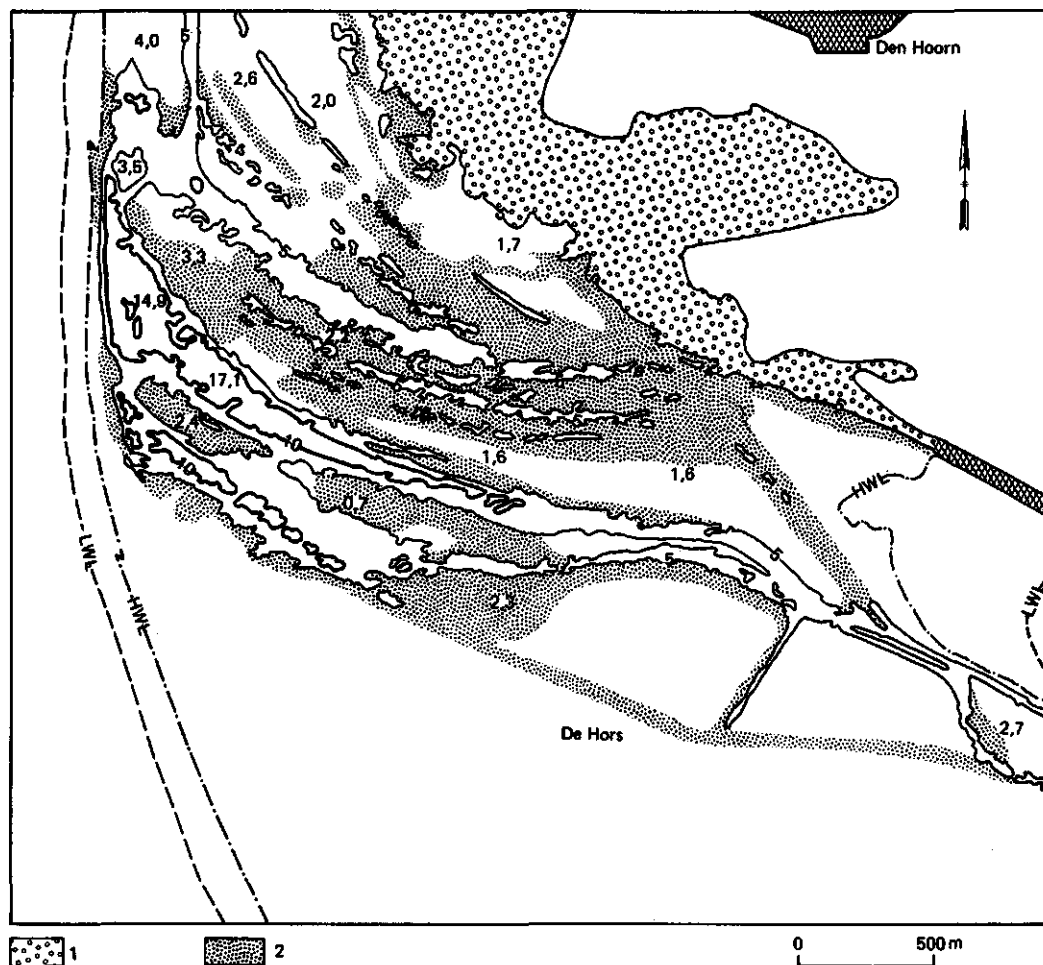


Figure 35. Primary dune ridges and slacks. Map fragment of the dunes of southern Texel (after topographic map). Heights in meters. 1 = other dune area; 2 = pronounced micro relief.

openliggende delen veelal aansluiten op een kweldergebied dat niet in staat is tot zandleverantie. Een bijkomende factor kan de geringe interesse van de mens zijn in het ontstaan van solide zeerepen op die eilandgedeelten. Men is eerder geïnteresseerd in de meer kwetsbare noord- en westflanken.

Een fraai voorbeeld van een goed ontwikkelde serie primaire duinreeksen en duinvalleien treft men aan op zuidelijk Texel. Ze zijn ontstaan in de periode 1759-1950. Dit houdt nauw verband met het verhalen van twee zandplaten ('De Onrust' en 'De Hors') (bijlage 4). Reeds in het begin was de mens bij het ontstaan betrokken door het plaatsen van schermen en helmaanplant. Andere terreinen vertonen door een geometrisch patroon veel meer de hand van de mens, zoals bij de stuifdijken en valleien op westelijk Vlieland en

Figuur 36. Stelsel van stuifdijken en primaire duinvalleien. Kaartfragment van de duinen van westelijk Vlieland (naar de topografische kaart). Hoogten in meters.

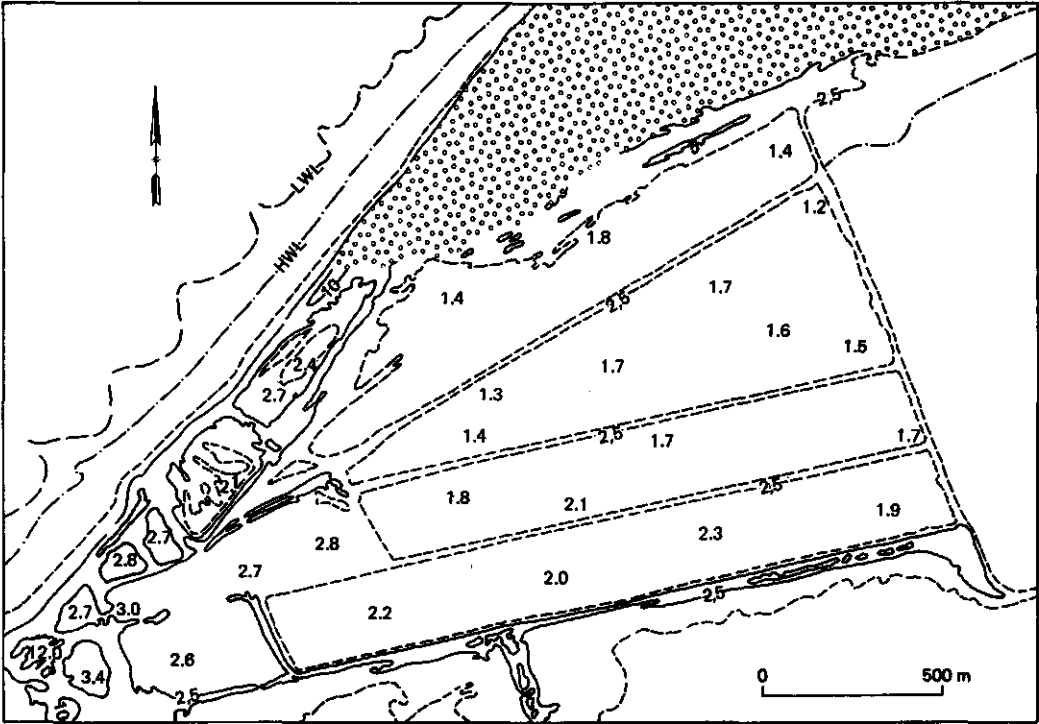


Figure 36. System of semi-natural primary dune ridges and dune slacks. Map fragment of the dunes of western Vlieland (from topographic map). Heights in meters.

Terschelling. Figuur 35 en figuur 36 illustreren dergelijke verschillen. In het algemeen kan op grond van historische gegevens (Bakker et al., 1979b) gesteld worden, dat het ontstaan van (series) primaire duinvalleien, zoals op de Waddeneilanden, tussen Petten en Callantsoog en op Voorne, in veel gevallen aan het initiatief of op zijn minst aan de begeleiding van de mens is toe te schrijven. Veel minder geldt dit voor de onvolledig afgesnoerde strandvlaktes.

Van geomorfologisch belang is voorts, dat zeevaartse uitbreiding van de duinen de fossiele zeereep beschermt tegen duinafslag en dat de lokale windsterkte vermindert (zie par. 6.2.3). Beide factoren dragen bij aan de stabiliteit van dergelijke duinenreeksen. Dit kan een van de redenen zijn, dat deze fossiele zeerepen vaak (relatief) weinig door secundaire duinvorming (zie par. 6.2.7) zijn gedeformeerd.

Zeevaartse uitbreiding van de duinen brengt ook hydrologische veranderingen teweeg, namelijk de opstuwung van het grondwater. Dit kan in de laagste delen van de voormalige strandvlakten tot het ontstaan van natuurlijke duimmeren leiden. Dit is onder andere het geval geweest bij het Zwanenwater bij Callantsoog en het Breede Water op Voorne.

6.2.7 *Secundaire duinvorming*

Tegenover de processen van primaire duinvorming staan die van de secundaire duinvorming (Van Dieren, 1934). Hiertoe worden alle eolische processen gerekend die voor vervorming en/of verplaatsing van reeds bestaande duinen zorgen. Dit kunnen primaire duinen zijn, maar ook duinen die in een eerder stadium van secundaire duinvorming zijn ontstaan en hernieuwd aan erosie onderhevig zijn geraakt. De aanduiding secundair dient derhalve niet letterlijk opgevat te worden.

Op de mogelijke oorzaken van secundaire duinvormingsprocessen wordt ingegaan in hoofdstuk 7. Hier blijkt dat in alle gevallen de degradatie van de vegetatie het startpunt is voor verstuiwingen met als aanleiding de aantasting van de zeereep (klifvorming) of een samenspel van andere factoren (overbeweiding, droogte, biotische invloeden) elders in de duinen. De volgorde van bespreking van secundaire duinvormingsprocessen is waarschijnlijk representatief voor de natuurlijke gang van zaken in vroeger eeuwen in grote delen van het Nederlandse kustgebied. Deze volgorde is soms in het buitenland nog te bestuderen, bijvoorbeeld in Wales (Bakker et al., 1979a).

Zonder ingrijpen van de mens kunnen zich in de zeereep, vooral na vorming van een actief (kaal) duinklif, deflatiekuilen of -geulen vormen. Dit zijn ronde, ovale of langgerekte depressies die zich van een ondiepe kuil van enkele meters doorsnede in horizontale richting kunnen uitbreiden tot een oppervlak van vele tientallen vierkante meters. Bij stuifkuilen en -geulen wordt de erosiebasis (capillaire zone) nog niet bereikt. In doorsnede zijn deze laagten concaaf, waarbij de wanden zeer steil kunnen zijn. Het uitgestoven zand hoopt zich vooral op aan de lijzijde van de laagte, in eerste instantie in een valzone, waar de accumulatie het grootst is, maar ook verder weg in een dunne strooi-zone. Het proces van windkuilvorming en de verdergaande ontwikkeling is in kwalitatieve termen uitgebreid beschreven door Van Dieren (1934). Kwantitatieve gegevens over het tempo van verdieping of horizontale uitbreiding van windkuilen zijn nog schaars. In de duinen bij Noordwijk is in windkuilen onlangs enig onderzoek verricht (Jungerius et al., 1980). Dit onderzoek wees onder andere uit, dat westenwinden in hoofdzaak voor erosie verantwoordelijk zijn, dat de windkuilen ook 'loefwaarts' uitgroeien en dat de grootste veranderingen in herfst en voorjaar optreden.

Een zeereep die door een groot aantal deflatievormen is aangetast, wordt hier aangeduid als 'gekerfde zeereep' (fig. 37). Een dergelijke duinenreeks heeft zijn oorspronkelijke oriëntering en vorm van het grondvlak grotendeels bewaard, is slechts oppervlakkig aangetast en bevat nog weinig of geen laagtes die tot nabij het grondwater zijn uitgestoven. De oriëntering van de windkuilen en -geulen stemt slechts in grote lijnen met de richting van de heersende wind overeen. Depuydt (1972) geeft afwijkingen op voor de Belgische duinen tot ongeveer 50°. Volgens deze auteur vormt de deflatierichting een grotere hoek met de zeereep, naarmate de wind schuiner invalt. Van Straaten (1961) vermeldt een afwijking van de oriëntatie van duinvormen van ongeveer 20°, maar deze gegevens gelden niet exclusief voor de zeereep. Een aantal van de afwijkingen is deels verklaarbaar op grond van lokale factoren die de aangrijpingsrichting van de wind beïnvloeden. Zo zal aan de noordflank van de Waddeneilanden het erosief effect van de ongebroken noordwestelijke winden groter zijn dan het effect van de door duinen vertraagde winden

Figuur 37. Zeereep met uitblazingskuilen en -geulen: 'gekerfde zeereep' (zie tekst).

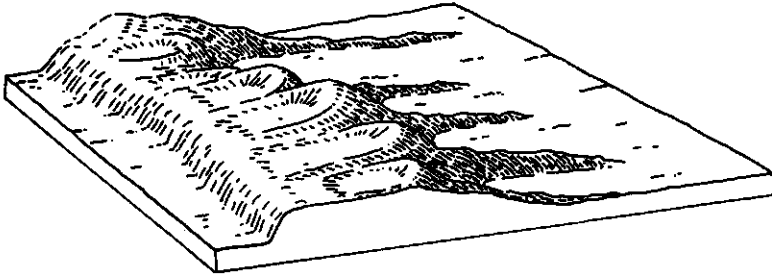


Figure 37. Primary coastal dune ridge with blow-out features. Dune slacks not yet developed.

uit het zuidwesten. Lokale effecten op het windregime zijn ook elders in de duinen van belang, in het bijzonder bij de kleinere deflatievormen. Opmerkelijk is dat de grotere reliëfeenheden qua oriëntering veel beter met de overheersende windrichting overeenstemmen, zeker als de wijziging in windrichting in de afgelopen eeuwen in aanmerking wordt genomen (par. 2.2).

Het criterium voor de aanduiding windkuilen en -geulen is de afwezigheid van een vlak bodemgedeelte. Dat ontstaat pas bij uitstuiving tot nabij het grondwater. In dat geval is het freatisch, of in feite het capillair, niveau een erosiebasis voor het deflatieproces. Slechts zelden treedt naar ons idee in Nederland een humeuze of venige laag als erosiebasis op. Als een vlakke, vochtige bodem ontstaat spreken we van een uitblazingsvallei of secundaire duinvallei (Van Dieren, 1934). Het capillair niveau is op het moment van uitstuiving bepalend voor de hoogte van de valleibodem. Als uitstuiving dus tijdens een periode van lage grondwaterstanden plaatsvindt, kunnen na herstel van de grondwaterstand natuurlijke duinmeertjes ontstaan. De secundaire valleien in Nederland hebben maaiveldhoogtes die variëren van ongeveer 1,5 tot 12 m +NAP, al naar gelang de hoogte van het freatisch vlak tijdens het ontstaan.

In aanleg zal een secundaire duinvallei zich ontwikkelen als een enkelvoudige uitblazingsvallei. Een dergelijke laagte is vaak alzijdig omsloten door duinruggen, of ligt aan de windzijde open, is voorts in de richting van de heersende wind gestrekt en heeft een oppervlakte die kan variëren van enkele tientallen tot vele honderden vierkante meters.

Als een duinenreeks in zijn geheel door enkelvoudige uitblazingsvalleien is aangetaast, dan kan de oorspronkelijke positie en oriëntering van de duinenreeks (in dit geval een voormalige zeereep) nog wel herkenbaar zijn. De vorm van het grondvlak is soms al vrij sterk gedeformeerd, terwijl er grote hoeveelheden duinzand zijn verplaatst. Afhankelijk van de vorm en onderlinge rangschikking van valleien en duinruggen - vaak mede afhankelijk van de totale massa van het duinsysteem - kan op deze wijze een duinsysteem ontstaan met ovale tot langgerekte ruggen en laagtes. In het eerste geval spreken wij van een microparaboolcomplex, in het tweede van een streepduinencomplex (ook 'zebraduinen', Depuydt, 1967). De figuren 38 en 39 geven het hoogtelijnenverloop van duinterreinen op Schouwen (Verklikkerduinen) en op Voorne (duinen bij Rockanje), waar beide genoemde

Figuur 38. Micro-parabool complex: kaartfragment Verklikkerduinen op Schouwen (naar de topografische kaart). Hoogten in meters.

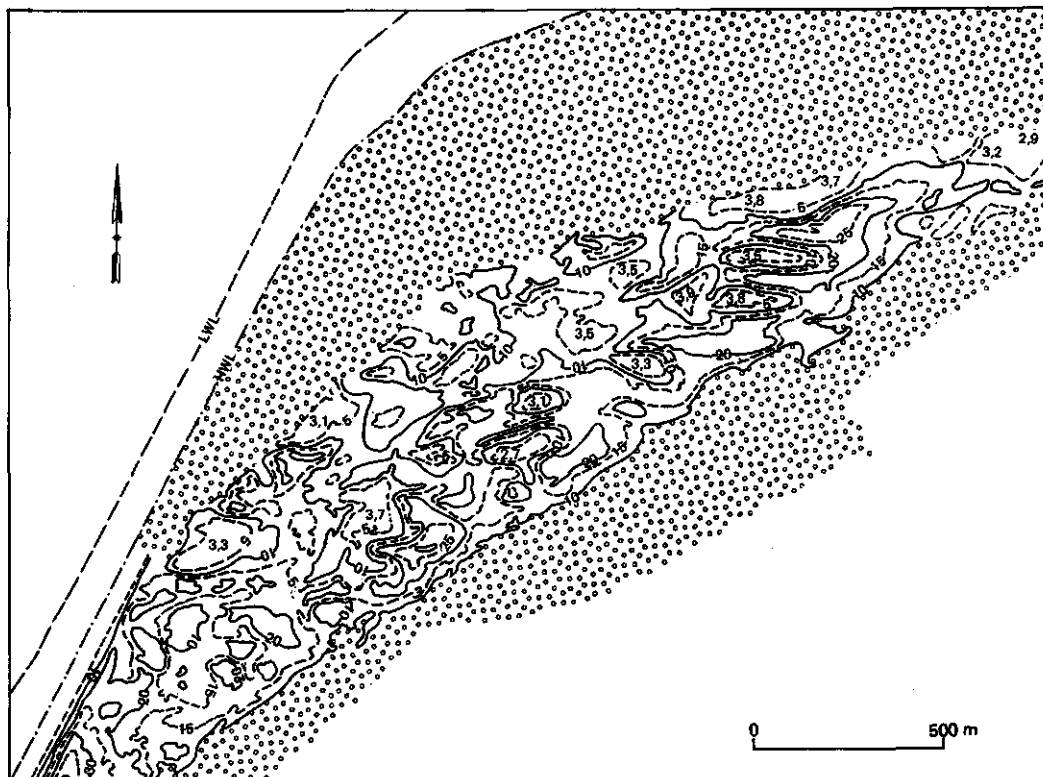


Figure 38. Micro-parabole complex: map fragment of the Verklikkerduinen of the South Holland island of Schouwen (from topographic map). Heights in meters.

patronen herkenbaar zijn. In het algemeen geldt voor dergelijke complexen, dat het aandeel van de valleien relatief gering is, terwijl de omringende duinhellingen vaak vrij steil zijn.

Een volgend stadium in het proces van secundaire duinvorming kan inhouden dat het oorspronkelijke duin grotendeels is verplaatst en volledig vervormd tot grotere of kleinere paraboolduinen. De 'armen' van de paraboolvorm wijzen in de richting van de wind en sluiten een nog 'enkelvoudige uitblazingsvallei' in. De uitwaaiing tot dergelijke structuren verloopt vaak stootsgewijs. Dit valt af te leiden uit restvormen in de vallei, zoals de zogenaamde 'pollenrij', een lage (meestal minder dan 1 m boven het valleiooppervlak), vaak boogvormige reeks kopjes. Een 'pollenrij' is op te vatten als het litteken van een vroegere positie van het uitgewaaid duin (fig. 40). Het paraboolduin kan zowel aan de loef- als aan de lijzijden vrij steile hellingen (tot ruim 30° vertonen), hoewel de 'kop' van het paraboolduin ook een tamelijk flauwe helling kan bezitten. De verschillen in helling zijn terug te voeren op de mate, waarin de begroeiing het zand vastgehouden heeft. De 'armen' zijn het best vastgehouden door de begroeiing. Bovendien zijn de 'armen' in de windrichting gestrekt, waardoor minder aangrijpingsmogelijkheden voor

Figuur 39. Streepduinencomplex van de duinen bij Rockanje (Voorne); naar de topografische kaart. Hoogten in meters.

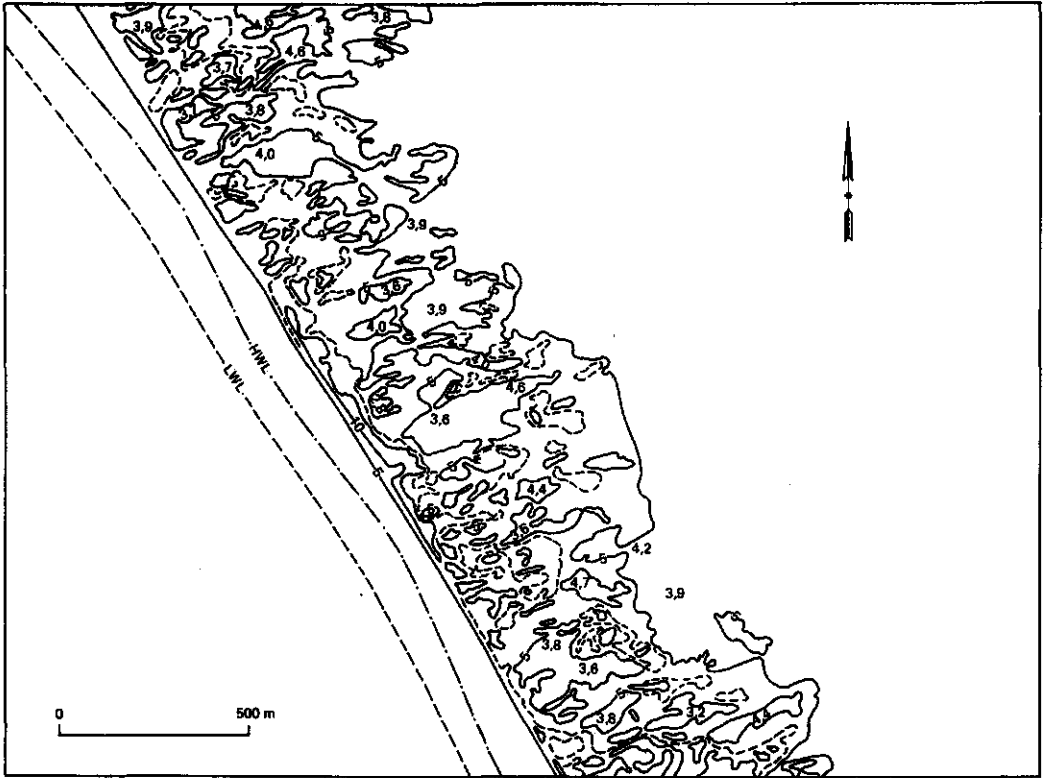


Figure 39. Map fragment of the dunes of Rockanje on the South Holland island of Voorne (from topographic map). Heights in meters.

Figuur 40. Paraboolduin met 'pollenrij' (erosierest) op de achtergrond en lengteduinen (paraboolarmresten) op de voorgrond.

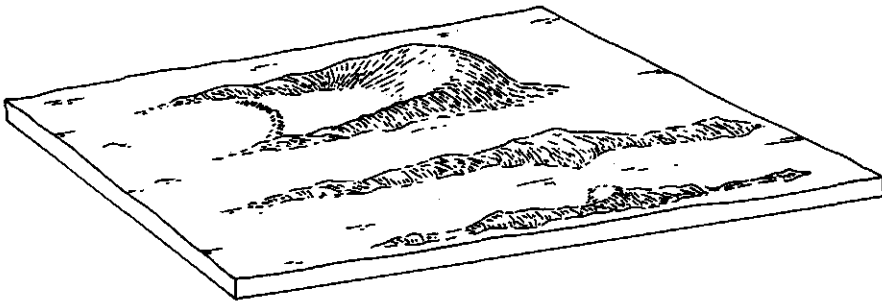


Figure 40. Parabolic dune with relicts of an earlier position (background) and longitudinal dunes (foreground) from a degraded parabolic dune.

verdere erosie bestaan. Op de verplaatsingssnelheden van paraboolduinen wordt in hoofdstuk 7 ingegaan.

De paraboolvorm als geïsoleerde duinvorm is minder algemeen. Talrijker zijn de gevallen, waarbij de grondvorm van de parabool deel uitmaakt van grotere structuren. Dit is het geval bij kamduinen. Deze duinenreeksen kunnen beschouwd worden als een complex van zijdelings vergroeide paraboolstructuren. De duinenreeks als geheel bezit een strekking die loodrecht of enigszins schuin op de verplaatsingsrichting staat, terwijl de 'paraboolarmen' in de windrichting wijzen. Het geheel vertoont gelijkenis met een kam of een hark. (In het Frans spreekt men van 'dunes paraboliques en rateau'(Depuydt, 1967).) In de Nederlandse duinen zijn de kamduinstructuren optimaal ontwikkeld in de Kennemerduinen en in het gebied tussen Wijk aan Zee en Castricum. In figuur 41 geeft het hoogtelijnverloop het karakter van deze structuren weer. De hoogte van deze duinenreeksen varieert in de regel van 10 tot 30 m. De vormen van de kamduinsystemen doen een min of meer gelijktijdige verplaatsing van de gehele duinenreeks veronderstellen, waarbij de in hoofdstuk 7 vermelde veronderstelling van een synchrone verplaatsing na klifvorming in de zeereep waarschijnlijk is. Sommige kenmerken van kamduinen wijzen op een relatief snelle verplaatsing, zoals in gevallen waarbij de loefzijde van de duinenreeks flauw oploopt, terwijl de lijzijde veel steiler is. De vorm is dan vrijwel intermediair aan de vrij langzaam verplaatste paraboolduinen en de snel verplaatste loopduinenreeksen.

Bij verdere uitwaaiing van paraboolduinen kunnen vormen ontstaan waarbij de 'kop' door een gradueel zandtekort uiteindelijk verdwijnt en slechts de armen overblijven. Voor dergelijke restvormen wordt hier de naam lengteduin gebruikt (fig. 40). De genese is verwant aan die van de streepduinen.

Was er bij de tot nu toe behandelde duinvorming nog sprake van een wisselwerking tussen zand, wind en een in ieder geval lokaal vitale begroeiing, die delen van het duin kan vasthouden, anders wordt het bij de genese van loopduinen en loopduinreeksen. Loopduinen ontstaan als - bijvoorbeeld door volledige degradatie en vernietiging van plantengroei - de wind vrij spel krijgt. Er ontstaat een vorm die grote gelijkenis vertoont met het strandbarchaantje. Het loopduin is herkenbaar aan de zeer geleidelijk oplopende loefhelling en een lijzijde die qua helling vaak de rusthoek van zand benadert. Merendeels staat de lengte-as van het duin loodrecht op de verplaatsingsrichting, terwijl het grondvlak in ideale gevallen een sikkelvorm aanneemt. Van Dieren (1934) neemt aan dat deze duinen op Terschelling zijn ontstaan na degradatie van paraboolduinen. In dat verband gebruikt hij de term 'secundair barchaan'. Deze duinen komen 'in optima forma' voor op oostelijk Terschelling. Het aldaar gelegen Wytduin heeft volgens historische bronnen een afstand van 1500 m in 60 jaar afgelegd, een verplaatsingssnelheid, die ook in andere delen van de wereld is gevonden (par. 7.2). Miszalski (1973) beschrijft voor de kustduinen van Polen dat dergelijke grote barchanen direct aan de kust op de strandvlakte ontstaan en later pas evolueren tot paraboolstructuren, een gang van zaken die dus tegengesteld is aan die van Terschelling volgens Van Dieren (1934). De loopduinen in Nederland, waarvan de hoogte varieert van ongeveer 5 tot 20 m, zijn vrijwel beperkt tot Terschelling, Vlieland, de Schoorlse duinen en enkele plaatsen op Ameland en noordelijk Walcheren. Zeer opmerkelijk is de nauwe samenhang van deze vormen met de grote mineraalarmoede van het merendeel der gebieden. Vooral bij Schoorl is de correlatie opvallend,

Figure 41. Kamduinen; kaartfragment van de duinen bij Wijk aan Zee (naar de topografische kaart). Hoogten in meters.

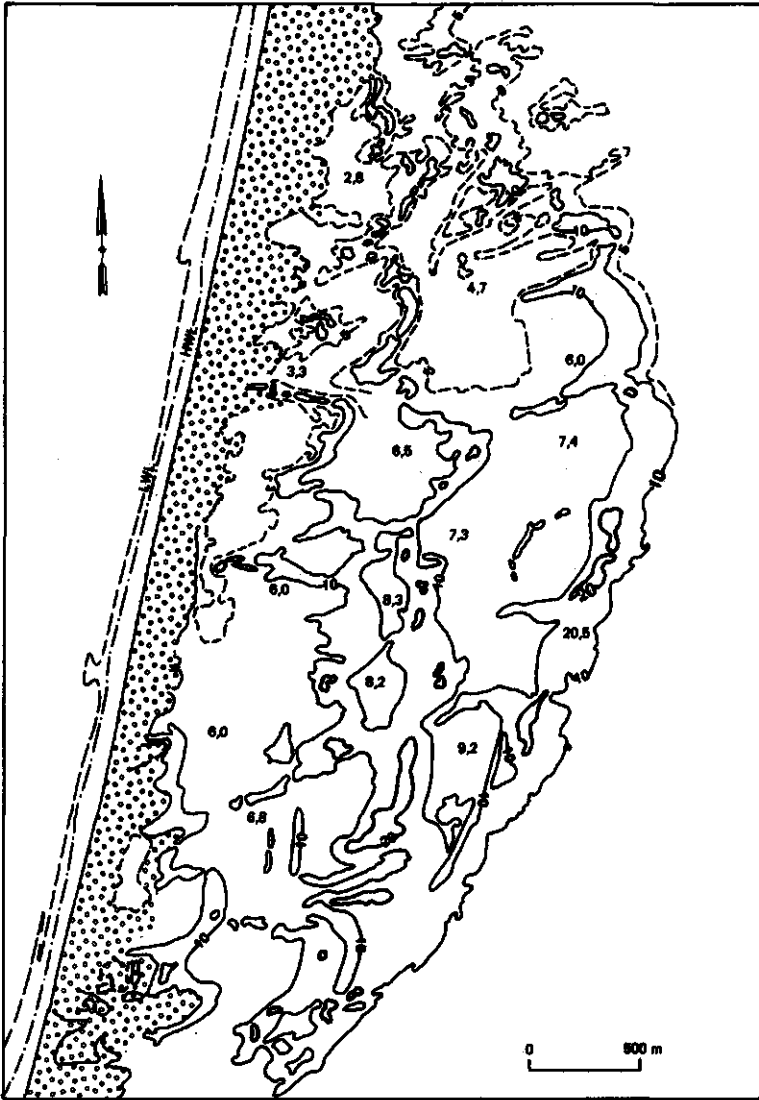


Figure 41. Comb dunes; map fragment of the dunes near Wijk aan Zee (from topographic map). Heights in meters.

omdat verder zuidelijk - in het kalkovergangsgedied en in het kalkrijke duin - de loopduinvorm direct ontbreekt (bijlage 1). Dit is een duidelijke illustratie van het feit dat mineraalarmoede de directe oorzaak vormt voor een moeizame ontwikkeling van een vegetatie. Bij degradatieprocessen verdwijnt deze vegetatie snel en vrijwel volledig, waardoor gunstige condities ontstaan voor de vorming van loopduinen. Het hoogtelijnenverloop in loopduinen blijkt uit figuur 42. Figuur 43 laat de asymmetrische lengtedoorsnede zien.

Figuur 42. Loopduinen en loopduinvlaktes. Kaartfragment van de duinen op Oostelijk Terschelling (naar de topografische kaart). Hoogten in meters.

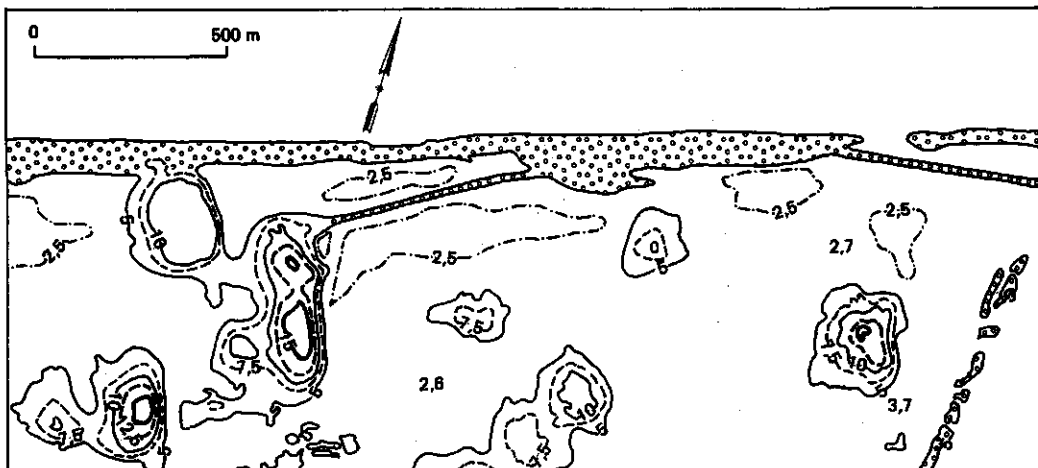


Figure 42. Secondary barchans and related dune slacks. Map fragment of the dunes on Eastern Terschelling (after topographic map). Heights in meters.

Enige gelijkenis met het loopduin - dat in zijn grondvorm een geïsoleerde duin is - heeft de loopduinenreeks. Gemeenschappelijke kenmerken zijn de flauw oplopende loefzijde en de soms zeer steile lijzijde. Deze duinenreeks is dwars of enigszins schuin op de verplaatsingsrichting georiënteerd en is vermoedelijk de expressie van een massaal en relatief snel zandtransport, zoals dat in de eerste fase van de vorming der Jonge Duinen voorkwam (par. 4.5). Een dergelijke duinenreeks is vrijwel uitsluitend als binnenduinenreeks ontwikkeld in de Nederlandse kustduinen. Fraai ontwikkelde loopduinenreeksen met een hoogte van meer dan 50 m komen voor ten noorden van Bloemendaal en bij Schoorl. In een aantal gevallen kan deze duinenreeks zijn vastgelopen in struweel of bos of in latere fasen extra opgehoogd zijn door zandaanvoer vanaf de loefzijde. Deze duinvorm wordt ook voor buitenlandse gebieden (o.a. Oregon) beschreven (Cooper, 1958) en vaak 'precipitation ridge' genoemd. Figuur 44 geeft een indruk van een als binnenduinenreeks ontwikkelde loopduinenreeks.

Naarmate de secundaire duinvorming verder uitgewaaide vormen oplevert, neemt de kans toe dat de (oorspronkelijk enkelvoudige) uitblazingsvalleien zijdelings vergroeien tot samengestelde uitblazingsvalleien. Deze valleien komen onder andere voor aan de loefzijde van kamduinsystemen. Ook zijn zij geassocieerd aan loopduinen en loopduinenreeksen, waar zij wellicht van begin af aan een aaneengesloten valleisysteem vormden. In die gevallen kan men van loopduinvlaktes spreken. Deze zijn doorgaans vlakker dan de valleien die bij een meer stootsgewijze paraboolvorming ontstaan. Bij de verder uitgewaaide vormen is het aandeel van de valleien vrij sterk toegenomen in vergelijking met micro-parabool- of streepduincomplexen. Het oppervlak kan uiteenlopen van enkele honderden vierkante meters tot enkele tientallen hectaren. De hoofdas van de samengestelde valleien is dwars op de transportrichting georiënteerd.

Figuur 43. Loopduinen (Terschelling).

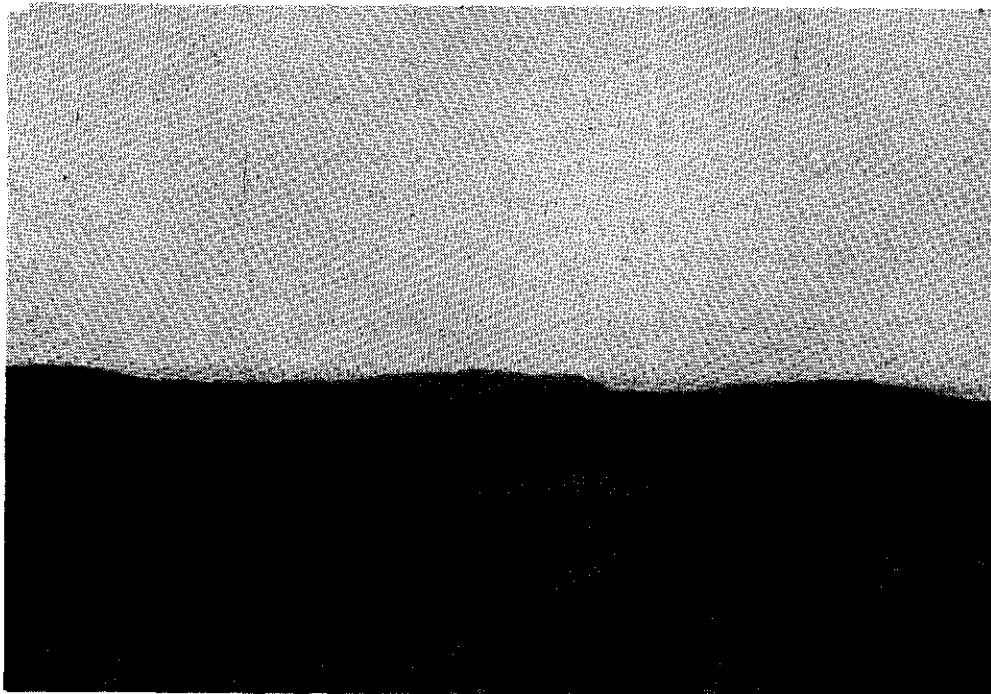


Figure 43. Secondary barchans (Terschelling).

6.2.8 Duinvormen met een complexe genese

Bij de eerder beschreven mechanismen van primaire en secundaire duinvorming is uitgegaan van een sterk geschematiseerd beeld. In reële veldsituaties heeft men vaak te maken met bijzondere- of overgangssituaties. De genese is vaak gecompliceerd, omdat een terreinvorm het resultaat kan zijn van de opeenvolging van wezenlijk verschillende duinvormingsprocessen, zoals in gevallen waarbij de grondvorm van bijvoorbeeld parabool- of loopduinen door latere 'verjonging' voor een deel verloren gaat. Hierbij wordt niet ingegaan op vormveranderingen als gevolg van afspoeling van materiaal door regen. In een aantal gevallen is de genese van terreindelen niet exact te reconstrueren en is men gedwongen tot vrij neutrale, beschrijvende aanduidingen. Enkele duinvormen met een complexe genese worden hierna besproken.

Oogduincomplexen

Op kleine eilanden of zandplaten wordt soms een duincomplex aangetroffen dat halfcirkelvormig tot cirkelvormig of ovaal is en uit enkele concentrische duinenreeksen is opgebouwd. In Nederland zijn deze vormen vooral aanwezig op de (voormalige) Waddeneilanden. Voor Ameland en Schiermonnikoog zijn dergelijke complexen reeds door Isbary (1936) beschreven en aangeduid met de term 'mosselvormig'. Voor het ontstaan werd geen bevredigende verklaring gegeven. De structuren zijn mijns inziens vooral het resultaat van primaire

Figuur 44. Loopduinreeks, tevens binnenduintrand.

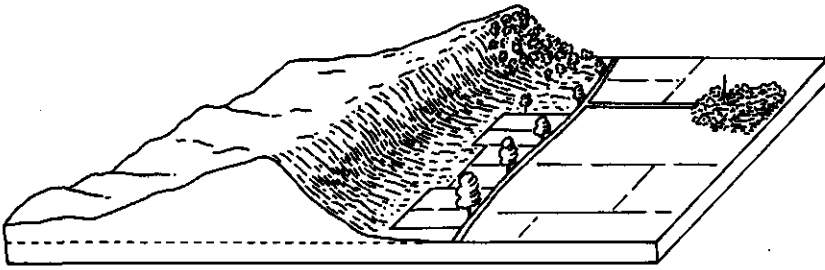


Figure 44. Precipitation ridge, developed as an inner dune ridge.

duinvorming. Het hoogtelijnverloop op de zandplaat of strandvlakte is in eerste instantie bepalend voor de verdere ontwikkeling. Het convexe karakter van een zandplaat of een relatief hoger gelegen deel van een strandvlakte houdt een min of meer cirkelvormig hoogtelijnenpatroon in. Bijgevolg zullen vloedmerkzones - de plaatsen waar zich bij voorkeur primaire duinvorming voordoet - zich ook cirkelvormig en eventueel zelfs concentrisch rangschikken. Dit leidt tot een identieke opbouw van de primaire duinen. Als de zandaanvoer door verschillen in oppervlaktegesteldheid tamelijk eenzijdig is, zullen halfcirkelvormige duinen ontstaan. Is zandaanvoer uit alle richtingen mogelijk, dan kan een vrijwel gesloten ronde tot ovale structuur worden gevormd. De overheersende windrichting is dan af te lezen aan de best ontwikkelde (hoogste) delen van de duincomplexen. Vrijwel compleet cirkelvormige of ovale structuren worden op het zuidelijk deel van de Bosplaat (Terschelling) aangetroffen. Halfcirkelvormige structuren liggen veelal open op het oosten, terwijl de oostwaarts wijzende punten dikwijls samenhang vertonen met vloedhaken, dat wil zeggen tongvormige strandvlakten georiënteerd in de vloedrichting en gelegen langs geulen of zeegaten. De hierboven beschreven structuren worden schematisch afgebeeld in figuur 45.

Kopjesduinen

In vrijwel alle soorten duingebieden komen terreingedeelten voor met kopjesduinen. Deze duinen liggen chaotisch verspreid en kunnen min of meer aaneengesloten zijn. Ze zijn meestal niet hoger dan 5 m en hebben afgeronde toppen en flauwe tot vrij steile hellingen (fig. 46). In sommige gevallen blijkt uit de omliggende terreinvormen dat het om 'fossiele' strandduintjes gaat, in andere gevallen betreft het vormen die aan secundaire duinvorming zijn toe te schrijven. Golvende terreindelen of afgeronde duintjes wijzen vaak op accumulatieprocessen, terwijl steilere kopjes, vaak geassocieerd aan kleine uitgeblazen laagtes, op zijn te vatten als erosieresten.

Ringduinen

Door verjonging kan het centrale deel van een duin uitstuiven. Wanneer de randen van het duin intact blijven en het centrale deel tot nabij het grondwaterniveau uitstuift en een enkelvoudige uitblazingsvallei (eventueel in wording) vormt, spreken we van een 'krater'- of ringduin. Een fraai voorbeeld hiervan is het Parapluduin op oostelijk Terschelling. De geschiedenis van dit duin laat zien hoe veelbewogen en gecompliceerd de levensloop van

een duin kan zijn. Op Terschelling zijn de loopduinen, waartoe het Parapluduin oorspronkelijk behoorde, ontstaan uit gedegradeerde paraboolduinen. Het voormalige loopduin is in dit geval aan hernieuwde erosie onderhevig en heeft zich tot een (actief) ringduin ontwikkeld. Bij voortgaande uitstuiving kan de gesloten ring worden doorbroken en de vorm geleidelijk weer overgaan in een paraboolvorm.

6.3 CLASSIFICATIE VAN DUINVORMEN; LEGENDA-OPBOUW VOOR DE GEOMORFOLOGISCHE KAART (SCHAAL 1:25 000)

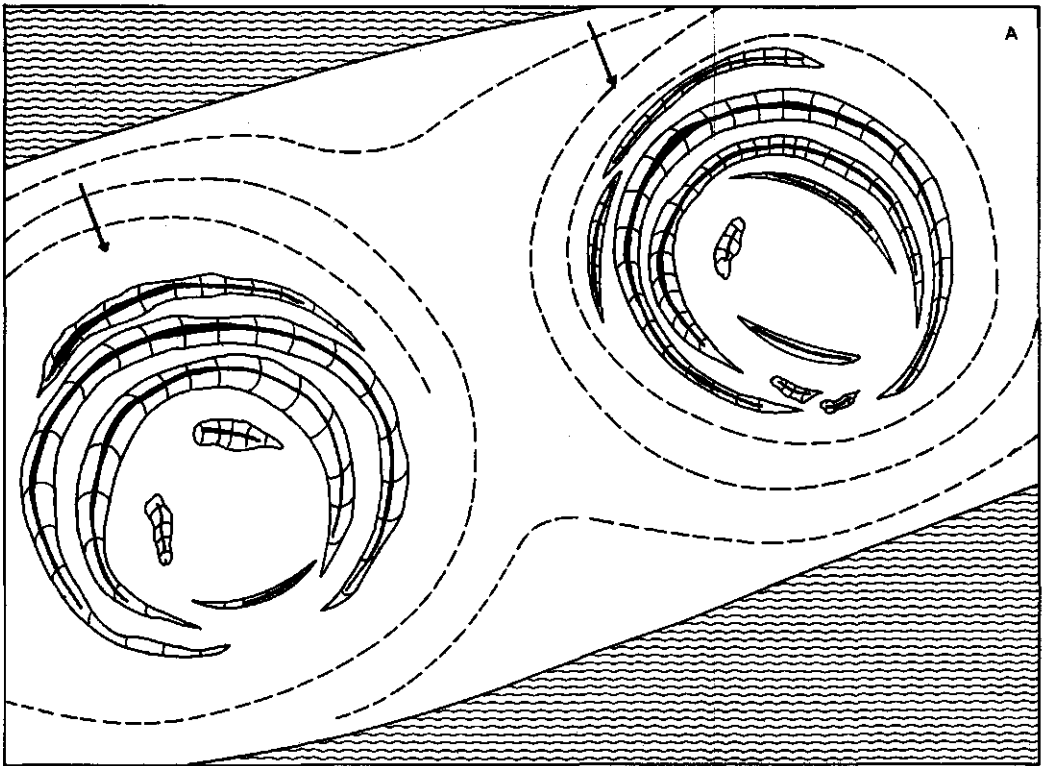
6.3.1 *Inleiding*

De kartering van duinvormen maakt een geschikte classificatie noodzakelijk, die afhankelijk van doel, kaartschaal en beschikbaarheid van gegevens op uiteenlopende criteria kan berusten. In de bestaande literatuur over (kust-)duinen is nauwelijks sprake van een algemeen gebruikte classificatie voor kustduinen. De classificaties zijn vaak te algemeen - zowel toepasbaar voor kust- als woestijnduinen - of te zeer toegespitst op een vrij beperkt onderzoeksgebied (zie bijv. Smith, 1954; Van Dieren, 1934; Miszalski, 1973). De nomenclatuur is vaak verwarrend, niet alleen internationaal maar ook nationaal. De Nederlandse term 'streepduin' bijvoorbeeld wordt gebezigd voor zowel een zeereep (Van Rummelen, 1970) als voor een lengtduin (als restant van een paraboolstructuur; par. 6.2.7).

Hier wordt niet uitgebreid op de voor- en nadelen van de bestaande classificaties ingegaan, noch wordt getracht om een voor alle kustduinen bevredigend systeem te ontwerpen. Bijna elke onderzoeker voert eigen karakteristieken voor de duinen in; dit geldt ook voor de indeling uit paragraaf 6.3.3. Er is getracht om zoveel mogelijk bij bestaande systemen en nomenclatuur aan te sluiten en classificatie-eenheden te hanteren die zoveel mogelijk bruikbaar zijn voor de kaartlegenda van de geomorfologische kaart (schaal 1:25 000).

6.3.2 *Criteria bij de classificatie van duinvormen en de legenda-opbouw van de geomorfologische kaart (schaal 1:25 000)*

De classificatie van terreinvormen kan berusten op morfografische, morfometrische of morfogenetische criteria of een combinatie daarvan. Morfografische en morfometrische aanduidingen zijn objectief, neutraal en controleerbaar, doch niet informatief omtrent de genese. In moeilijk te interpreteren gebieden verdient een dergelijke aanpak veelal de voorkeur, evenals in gevallen waar het toekomstig gebruik van een kaart expliciet om dergelijke gegevens vraagt. In situaties waar de genese van de terreindelen beter bekend is, zoals bij duinen, kan een accent op de morfogenese de voorkeur verdienen, zeker indien daarin impliciet meer neutrale reliëfkenmerken zijn vervat of wanneer een combinatie met morfografische en morfometrische aanduidingen tot de mogelijkheden behoort. Bij karteringen is dit vaak het geval en is het een kwestie van haalbaarheid of prioriteit op welk 'niveau' van de classificatie c.q. legenda een bepaald criterium is gebruikt. Bij de geomorfologische kaart van Nederland (schaal 1:50 000) worden morfografische en -metrische aanduidingen op een hoog en morfogenetische aanduidingen op een lager niveau gehanteerd (Ten Cate & Maarleveld, 1977).



Figuur 45. Oogduincomplex; cirkelvormig (A) of halfcirkelvormig (B); op hoge delen van een strandwal of een zandplaat c.q. Waddeneiland. Onderbroken lijnen: hoogtelijnen; pijl: overheersende windrichting en richting van zandaanvoer.

De genese van kustduinen in Nederland is vrij goed bekend (Van Dieren, 1934; Van Houten, 1939), maar een integraal overzicht van naar ontstaanswijze onderscheiden duinvormen ontbreekt. Daarom is in dit onderzoek de voorkeur gegeven aan een classificatie c.q. legenda met de genese op het hoogste niveau van indeling. De gebruikte kaartschaal bood hier goede mogelijkheden toe, terwijl een combinatie met andere gegevens (bijv. een aanduiding van de relatieve hoogte, gegevens m.b.t. actuele processen) eveneens haalbaar was. Een ander argument was, dat de genoemde kaartbladenkartering door de Stichting voor Bodemkartering te Wageningen te zijner tijd een meer morfometrisch getinte kaart zou opleveren. De hier gegeven indeling van duinvormen en de aanvullende gegevens berusten ten dele op bestaande Westeuropese classificatiesystemen, met name die van Van Dieren (1934) en Miszalski (1973), alsmede die van Van Houten (1939), Gripp (1968) en Depuydt (1967), aangevuld met eigen veldervaringen. Welke criteria feitelijk zijn gehanteerd bij de onderscheiding en beschrijving van de classificatie- c.q. legenda-eenheden wordt hierna schematisch weergegeven:

Vorm: vorm van het grondvlak, hellingen, microreliëf.

Ligging en oriëntering: ligging ten opzichte van de kustlijn en binnenduinrand, oriëntering ten opzichte van de kust of de heersende wind, ligging ten opzichte van andere reliëfeenheden, onderlinge rangschikking, relatief oppervlak.

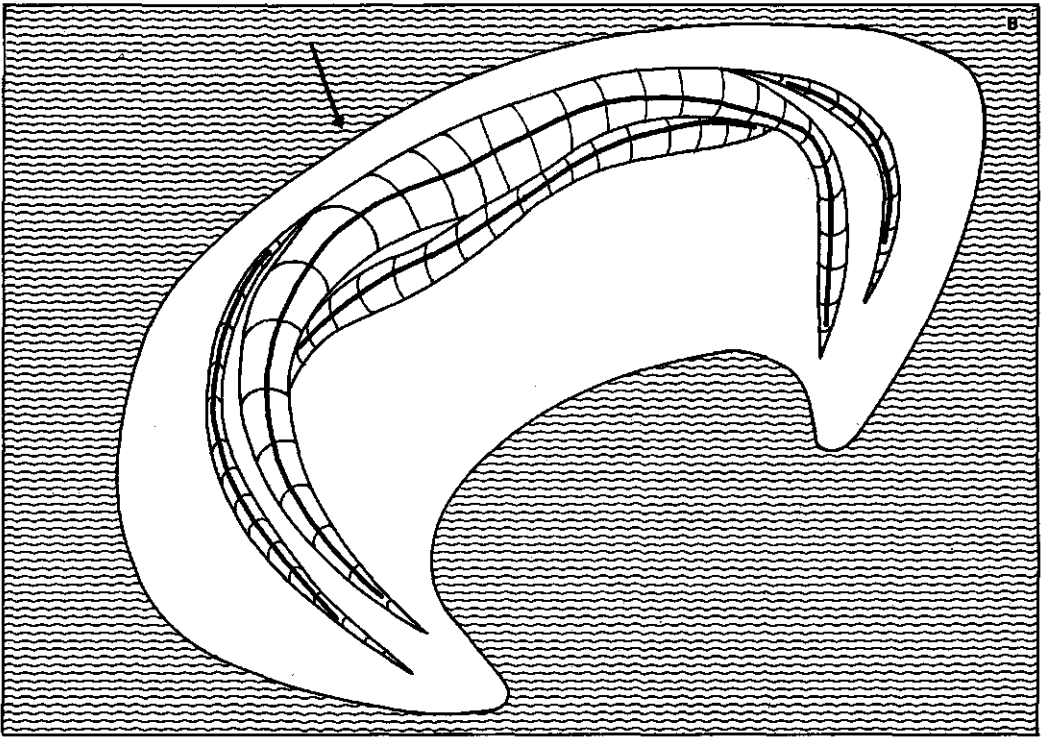


Figure 45. 'Eye-dune complexes'; circular (A) or semi-circular (B); on higher parts of a beach bar, sand bar or sandy island. Interrupted lines: contours; arrow: prevailing wind and sand transport.

Figuur 46. Kopjesduinen.

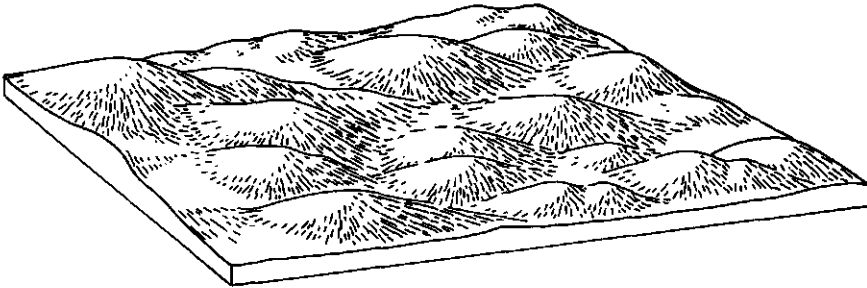


Figure 46. 'Kopjes'

Hoogteverschillen: relatieve hoogte ten opzichte van de naaste omgeving (meestal aangrenzende valleinniveau).

Genese: reliëfvormende factoren (combinatie; onderlinge verhouding), mate en aard van ver-
vorming en verplaatsing, accumulatie- en/of erosiekenmerken, invloeden van de mens.

Materiaalkenmerken (alleen voor valleien): aanwezigheid van sliblaag of Oude-Duinafzettingen aan of nabij het oppervlak (binnen boorbereik, d.w.z. < 120 cm onder maaiveld).

Dynamiek: zilte overspoeling, kustafslag, vorming van een actief duinklif, actuele verstuivingen, actief agrarisch landgebruik.

Met behulp van deze criteria is een legenda samengesteld, waarbij de morfogenese meestal de naamgeving bepaalt. De legenda-eenheden en overige kaart aanduidingen worden hierna gekarakteriseerd in een volgorde, die grotendeels aansluit bij de morfogenetische ontwikkeling uit paragraaf 6.2, te beginnen met het strand en de strandvlakte, daarna de primaire duinvormen, de secundaire duinvormen, terreindelen met een complexe of onbekende genese, wateren, antropogene terreinen, aangrenzende gebieden, reliëfklassen, extra aanduidingen voor de valleien, actuele processen en overige aanduidingen. De legenda-eenheden zijn voorzien van een codering. Omdat in een vroeg stadium een bruikbare legenda voor de kartering beschikbaar moest zijn, vertonen de coderingen soms inconsequenties. Bijlage 3 is een verkorte legenda en hoort bij een kaartfragment (bijlage 2) dat (verkleind) is ontleend aan Bakker et al. (1979) en ter illustratie dient van de regionale studie in bijlage 1.

6.3.3 Korte beschrijving van de legenda-eenheden van de geomorfologische kaart
(schaal 1:25 000)

I Strand; strandvlakte

STRAND

Zwak tot matig hellende (> 1:50) langgerekte zone tussen duinvoet en laagwaterlijn, meestal bestaande uit onbegroeid zand. Bij hoge stormvloed geheel overspoeld. Soms zijn onbegroeide duintjes aanwezig. Onderscheid mogelijk in 'nat strand' tussen laag- en hoogwaterlijn en 'droog strand' tussen hoogwaterlijn en duinvoet. Bij stabiele of afnemende kusten.

Sd

STRANDVLAKTE

Vlakke tot zwak hellende (< 1:50) zone tussen duinvoet en laagwaterlijn, met uiteenlopende vorm. Onderscheid in 'nat' en 'droog' gedeelte als bij strand. Vaak zijn onbegroeide of begroeide strandduintjes aanwezig. De strandvlakte is het resultaat van kustaanwas.

Sc

II Overwegend primaire duinvormen

BEGROEIDE STRANDDUINTJES

Strandduintjes zijn (gedeeltelijk) begroeid met bijvoorbeeld biestarwegras en helm. De duintjes vormen nog geen hechte, gesloten duinreeks (zeereep), doch zijn vaak wel lineair gerangschikt, evenwijdig aan de kustlijn. Zij verkeren in opbouw (verticale en horizontale groei), in evenwicht met erosie/sedimentatieprocessen of kunnen zich bij afbraakprocessen tot 'strandpollen' ontwikkelen (zie hierna). Bij voldoende zandaanvoer en/of hulp van de mens kan een gesloten duinreeks (zeereep) ontstaan. Vloedmerk materiaal bevordert het ontstaan van begroeide strandduintjes. Zij ondervinden incidenteel zilte of erosieve invloeden bij stormvloed.

Ja

ZEEREEP ANNEX STUIFDIJK

N.B. in de legenda is géén onderscheid gemaakt tussen een natuurlijke zeereep, een door de mens vervormde zeereep en een stuifdijk. Er zijn vier typen onderscheiden:

Zeereep/stuifdijk in opbouw. Gesloten duinenreeks, grenzend aan strand of strandvlakte. De oriëntering is ongeveer evenwijdig aan de kustlijn. Deze zeereep is grotendeels begroeid. Accumulatieprocessen overheersen, waardoor verticale groei en/of zeewaartse verlegging van de duinvoet. Accumulatie wordt soms bevordert door de mens door het plaatsen van schermen en aanplant van helm. Door accumulatieprocessen is de buitenduinvoet vaak minder scherp afgetekend en de loefzijde niet zeer steil. Is soms ontwikkeld tot samengestelde zeerepen zonder afgesnoerde strandvlakten.

Za

Zeereep/stuifdijk (stabiel of met klif). Zeereep/stuifdijk waar afbraak- en/of opbouwprocessen in evenwicht zijn of waar afbraak door golfwerking een actief klif vormt (zie aanvullende aanduidingen). De oriëntering is ongeveer evenwijdig aan de kustlijn. Een actief afslagklif kan aanleiding geven tot verstuiwingen of ingrijpen door de mens. Deze eenheid gaat soms over in 'rollende zeereep'.

Zs

Fossiele zeereep/stuifdijk. Zeereep/stuifdijk die niet meer grenst aan strand of strandvlakte en geen waterkerende duinenreeks meer vormt. De oriëntering is meestal ongeveer evenwijdig aan de kustlijn, doch kan door kustverandering soms sterk afwijken. Is aan de zeezijde begrensd door afgesnoerde strandvlakte, andere fossiele zeerepen of actuele zeerepen en gevrijwaard van klifvorming of zandaanvoer vanaf strand of strandvlakte. Kan door degradatie overgaan in gekerfde duinenreeks (Ee).

Zt

Rollende zeereep/stuifdijk. Zeereep/stuifdijk die zich meestal door toedoen van de mens landinwaarts verplaatst. Is in deze toestand vrijwel onbegroeid en 'rolt' landinwaarts door natuurlijke stuifprocessen, hetgeen samenhangt met de kust- en duinafslag. Achter een 'rollende zeereep' is vaak een overstuivings- en strooizone te vinden.

Ze

ONVOLLEDIG AFGESNOERDE STRANDVLAKTE

(Primaire duinvallei s.l.). Deel van een strandvlakte, meestal langgerekt van vorm, dat nog niet volledig is afgesloten van zilte overspoeling. Eventueel slibafzetting en stuifprocessen, omdat de zeewaarts gelegen duinenreeks (nog) niet aansluit op de landwaarts gelegen duinen of doorbraakgaten vertoont. Kan zich tot (volledig) afgesnoerde strandvlakte, primaire duinvallei (s.s.) ontwikkelen. Eenheid gaat geleidelijk over in strandvlakte of kwelder en vertoont een lichte terreinhelling zeewaarts. De valleien zijn overwegend vlak, doch kunnen lage kopjes omvatten (ex-strandduintjes).

Vz

Zij variëren van vrijwel onbegroeid tot begroeid ('groen strand'). In de valleien kan het bodemmateriaal klei- en/of schelpenlaagjes bevatten.

AFGESNOERDE STRANDVLAKTE

Vs

(Primaire duinvallei s.s.). Deel van een strandvlakte, vaak langgerekt en evenwijdig aan de kustlijn georiënteerd, dat begrensd wordt door de oorspronkelijke zeereep/stuifdijk c.q. buitenduivoet en een jongere zeereep. Is na afsluiting van stuif- en zilte invloeden ontzilt geraakt en is meestal volledig begroeid. Is soms in series ontwikkeld: afwisselend fossiele zeerepen en afgesnoerde strandvlaktes. Is meestal vlak met soms lichte terreinhelling in lengterichting en bevat soms kopjes. Samenhangend met de ontstaanswijze kan de bodem sliblaagjes en/of schelpenbankjes bevatten.

III Overwegend secundaire duinvormen

(STRAND-)POLLEN

Eh

Erosieresten van begroeide strandduintjes op strand of strandvlakte ('strandpollen') of elders in duinen ('pollen'). Ontstaan door wind- en watererosie of alleen windrosie. Gekenmerkt door steile, kale flanken en tafelvormige top, die door begroeiing wordt bijeengehouden. Soms ontwikkeld als 'pollenrij' en dan op te vatten als litteken bij duinverplaatsing (bijv. parabolisering).

GEKERFDE (EX-)ZEEREEP

Ee

Actuele of fossiele zeereep die door secundaire verstuivingen (windkuilen en -geulen) is gedeformeerd zonder dat deze verstuivingen het stadium van vallei-vorming (uitblazing tot grondwaterniveau) hebben bereikt. Het geheel bestaat uit een herkenbare, samenhangende duinenreeks, die meestal ongeveer evenwijdig aan de kustlijn loopt. Het grondvlak is weinig vervormd en het 'inwendig reliëf' is sterk gedeformeerd door windkuilen en -geulen in de heersende windrichting. De resterende duinkammen hebben dezelfde oriëntatie. Bij verdergaande uitdieping van de windkuilen en -geulen kan deze vorm overgaan in een streepduin- of microparaboolcomplex (zie: Ef).

ENKELVOUDIGE UITBLAZINGSVALLEI

Ue

(Secundaire vallei). Deze duinvalleien zijn ontstaan door uitstuiving tot grondwaterniveau en meestal ovaal tot langwerpig van vorm. De lengte-as ligt in de richting van de heersende wind en de valleien worden omgeven door droge duinen en vaak vrij steile duinhellingen. De droge duinen nemen, in vergelijking met deze valleien, een relatief groot oppervlak in. Het valleitype komt voor in sterk gedeformeerde voormalige zeerepen langs de kust (zie Ef, streepduincomplexen etc.), bij paraboolduinen, doch ook elders als gevolg van verjongingsprocessen. Door aaneengroeiën bij verdergaande evolutie kunnen samengestelde uitblazingsvalleien ontstaan (zie Uc). De valleien bezitten soms enig micro-reliëf ('kopjes') in de vorm van erosieresten ('pollen' of 'pollenrij') of overstuivingskopjes (Ko). De valleibodem is vaak vrijwel vlak.

DUINCOMPLEXEN MET KLEINE, ENKELVOUDIGE UITBLAZINGSVALLEIEN: STREEPDUIN- EN MICRO-PARABOOLCOMPLEXEN

Ef

Vanwege de gebruikelijke kaartschaal zijn complexen met enkelvoudige uitblazingsvalleien die niet afzonderlijk karteerbaar zijn onderscheiden. Er is op grond van onderlinge rangschikking en de vorm van de componenten een verdere indeling mogelijk in:

Streepduincomplexen. Hierbij is het totale complex nog langgerekt en ongeveer evenwijdig aan de kustlijn georiënteerd. De afzonderlijke duinruggen en de tussenliggende valleien zijn parallel aan de windrichting georiënteerd. Dergelijke complexen kunnen bij verdere verstuiving van vrij smalle 'gekerfde zeerepen' (Ee) ontstaan.

Micro-paraboolcomplexen. Hierbij is de rangschikking van valleien en omringende duinen minder vast te omschrijven. Het duincomplex kan zowel uit bredere duinenreeksen langs de kust, maar ook verder landinwaarts (bijv. door 'verjonging') voortgekomen zijn. De valleien liggen ook geïsoleerd en evenwijdig aan de windrichting georiënteerd. In bovengenoemde complexen is het aandeel van de droge duinen groter dan dat van de valleien en zijn de omringende hellingen vaak steil ontwikkeld.

RINGDUINEN

Eg

Duinindividueen waarin door verstuiving tot nabij het grondwater een kratervormige depressie is ontstaan. De vallei is (bijna) volledig omsloten door de resten van het duin. De binnenhellingen zijn meestal steil. Bij het verdwijnen van een deel van de 'ring' kan zich paraboolvorming voordoen. Onderscheidt zich van andere uitblazingsvalleien in duincomplexen door de solitaire duinvorm in vlakkere terreinen.

PARABOOLDUINEN

Duinvorm met U-vormig grondvlak. De armen wijzen windwaarts en het boogvormig deel lijwaarts. Het centrale lage gedeelte vormt meestal een enkelvoudige, soms een samengestelde uitblazingsvallei (zie Uc). De hellingen van het paraboolduin zijn meestal aan binnen- en buitenzijde vrij steil. Dit houdt verband met de geleidelijke verplaatsing en de functie van de begroeiing. Deze vorm kan zich ontwikkelen uit een aangetast duinindividu of uit een duinenreeks die lokaal is aangetast of in zijn geheel in parabolen oplost, bijvoorbeeld na klifvorming. Kenmerkend bij paraboolduinen is de gedeeltelijke verplaatsing door verstuiwing en het toegenomen aandeel van het valleioppervlak. Bij het verder uitwaaien van het boogvormige deel kunnen zich lengteduinen vormen uit de resterende paraboolarmen (zie Pl). Bij de verplaatsing van paraboolduinen blijven soms resten van een oorspronkelijke loefhelling ('pollenrij') in de bijbehorende vallei achter.

Ph

LENGTEDUINEN

Lengteduinen zijn parallel aan de windrichting georiënteerde duinruggen met aan weerszijden vrij steile hellingen. Zij zijn omgeven door overwegend samengestelde uitblazingsvalleien (zie Uc) of loopduinvlaktes en vertonen samenhang met de paraboolvormen (zie Ph). Zij zijn ontstaan uit verstoven paraboolduinen. Ook kunnen lengteduinen samenhangen met loopduinen (zie Lo). De ruggen liggen meestal ver uiteen en beslaan een relatief klein oppervlak ten opzichte van de valleien.

Pj

KAMDUINEN

Kamduinen zijn duinenreeksen waarvan het grondvlak een kam- of harkpatroon weerspiegelt. De hoofdrichting van de reeks ligt schuin of dwars op de windrichting. De 'tanden', vergelijkbaar met paraboolarmen, wijzen windwaarts. Mogelijk is het systeem ontstaan uit zijdelings vergroeide paraboolduinen, mogelijk door verjonging van een loopduinreeks (R). Aan de loefzijde bevinden zich samengestelde uitblazingsvalleien (zie Uc).

Pk

SAMENGESTELDE UITBLAZINGSVALLEIEN

Complexen van vergroeide valleien, ontstaan door uitstuiwing tot nabij het grondwater. De valleicomplexen liggen met de lengte-as dwars op de windrichting en zijn gerelateerd aan kamduinen (zie Pk), lengteduinen en paraboolduinen. De vorm van het grondvlak is vaak vrij grillig en meestal mede op grond daarvan van afgesnoerde strandvlaktes te onderscheiden. Het micro-reliëf in de valleien hangt vaak samen met erosieresten (resten van paraboolarmen of 'pollenrijen') of overstuivingen. Het aandeel van de valleien ten opzichte van de bijbehorende duinen (kam-, lengte-, paraboolduinen) is relatief groot. Een bijzondere vorm van uitblazingsvalleien is de afzonderlijk besproken loopduinvlakte (Uf).

Uc

LOOPDUINEN

Afgeronde, soms afgevlakte, duinindividuen of complexen van enkele vergroeide exemplaren met de hoofdas dwars op de windrichting met een flauwe, egale loefhelling en een duidelijk steilere lijzijde. In een enkel geval ligt de lengte-as parallel aan de windrichting. Een goed ontwikkeld loopduin heeft een grondvlak met een sikkelvorm, waarvan de holle zijde van de wind is afgekeerd. Deze duinvormen ontstaan door verstuiwing van bijna geheel kale duinen, die zich met een vrij grote bewegingssnelheid verplaatsen. Zij hebben zich vooral uit paraboolduinen ontwikkeld (Van Dieren, 1934). Met die duinen verbonden zijn de loopduinvlaktes (Uf). De loopduinen worden vanwege de gelijkenis met de veel lagere strandbarchaantjes ook wel secundaire barchanen genoemd, hoewel de ontstaansgeschiedenis geheel verschillend is. In sommige gevallen zijn het volledig geïsoleerde duinindividuen, maar ook komen met de loopduinen geassocieerde lengteduinen voor. Een aan de loopduinen verwant verschijnsel wordt besproken bij de loopduinenreeks (R).

Lo

LOOPDUINVLAKTE

Vaak vrijwel vlakke duinvallei of systeem van duinvalleien aan de loefzijde van loopduin(complex)en, die op te vatten zijn als 'Wanderbahnen' (Van Dieren, 1934) waarlangs het loopduin is gepasseerd. De vallei is tot het grondwater uitgestoven. De condities waaronder loopduinvorming plaatsvindt (vrijwel vegetatieloos, snel bewegend) leveren vaak een vlakke vallei op. De loopduinvlakte is een bijzondere vorm van een samengestelde uitblazingsvallei. In geval van twijfel of in relatie met loopduinenreeks (R) is steeds voor de aanduiding samengestelde uitblazingsvallei gekozen.

Uf

LOOPDUINENREEKS

R

Onder loopduinenreeks wordt een langgerekte duinenreeks verstaan, meestal schuin of dwars op de verplaatsingsrichting georiënteerd, met een flauwe, egaal oplopende loefzijde en een steile lijzijde. De ontstaanswijze is waarschijnlijk min of meer identiek aan die van de loopduinen, hoewel een veel massalere verplaatsing moet hebben plaatsgevonden. Vaak ontwikkeld als binnenduिनrand (vastelandsduinen in Noord- en Zuid-Holland), waarbij menselijke invloed bij de fixatie niet uitgesloten moet worden. Een synoniem, door Van Houten (1939) gehanteerd, is 'waaiduinenreeks'.

IV Overige duinvormen (met complexe of onbekende genese)

Een aantal terreindelen zijn op grond van tekorten aan gegevens of vanwege een complexe genese niet genetisch ingedeeld.

DUINEN MET ONBEKENDE/COMPLEXE GENESE

D

Overwegend gesloten, hoge duinen met complexe of onbekende ontstaanswijze.

KOPJESDUINEN

K (Ko, Ku)

Terrein met kleine duintjes (reliëfklassen 2 en 3) en veel microreliëf. De 'kopjes' zijn ontstaan als erosieresten of overstuivingsvormen. In enkele duidelijke gevallen is met Ko aangeduid dat het overstuivingsvormen betreft. Soms is met Ku aangeduid dat er kleine, uitgestoven laagtes tussen de kopjes aanwezig zijn. In alle andere gevallen is de neutrale aanduiding K gehanteerd. Kopjesduinen komen overal voor in het duingebied, ook als overgangsgebied naar andere landschappen (bijv. polder).

DUINVALLEI MET COMPLEXE/ONBEKENDE GENESE

Na

Duinvallei, omsloten door hogere duinen, die op grond van een onbekende of complexe genese niet nader is ingedeeld. Een complexe genese is bijvoorbeeld een mengvorm van een afgesnoerde strandvlakte en uitblazingsvallei.

DUINVLAKTE

Nx

Vlakke tot bijna vlakke terreinen die niet als vallei zijn aan te merken, zoals duinterrein aan de binnenduिनrand dat in cultuurland overgaat, doch geomorfologisch als duinterrein herkenbaar is. In veel gevallen gaat het om een sterk uitgewaaid overstuivingsdek.

V Open Water

NATUURLIJKE DUINMEREN EN -PLASSEN

Wn

Meren of plassen die ten gevolge van natuurlijke processen zijn ontstaan in afgesnoerde strandvlaktes of uitblazingsvalleien. Uitblazing tijdens droge perioden en stijging van het grondwater ten gevolge van klimaat of kustverbreding en zee-waartse duinvoetverlegging zijn vaak verantwoordelijk voor het ontstaan. De oeverlijn verloopt vloeiend of grillig. De oevers zijn meestal zeer flauw hellend. De diepte is zelden meer dan 1-1,5 m.

GEGRAVEN DUINMEREN EN -PLASSEN

Wg

Meren of plassen die door uitgraving (bijv. ten behoeve van zandwinning) zijn ontstaan. Vaak zijn ze dieper en bezitten ze steilere oevers dan natuurlijke plassen of meren.

INFILTRATIE- EN KWELPLASSEN IN NATUURLIJKE LAAGTES

Wk

Natuurlijke laagtes die door infiltratie of kwel ten gevolge van infiltratie, dus door een onnatuurlijk freatisch niveau, onder water zijn gekomen.

GEGRAVEN INFILTRATIEPLASSEN EN -KANALEN VOOR DE WATERWINNING

Wi

Plassen en kanalen die zijn gegraven ten behoeve van infiltratie en waterwinningsdoeleinden en als zodanig in gebruik zijn.

VI Sterk antropogeen beïnvloede terreinen

AFGEGRAVEN TERREINEN

Aa

Terreinen die zijn afgegraven voor niet-agrarische doeleinden, bijvoorbeeld zandwinning en uitbreiding van steden en industrie. De terreinen zijn nog onbebouwd.

OPGEHOOGDE TERREINEN

Ao

Terreinen die aanzienlijk zijn opgehoogd, bijvoorbeeld voor stadsuitbreiding en nog onbebouwd zijn. Inclusief opgespoten gebieden, bijvoorbeeld waterkeringen.

VERGRAVEN TERREINEN

Av

Terreinen die sterk vergraven zijn voor niet-agrarische doeleinden, bijvoorbeeld in infiltratiegebieden bij kanaal- of leidingaanleg.

VII Aangrenzende gebieden

Van de aan de Jonge Duinen grenzende gebieden zijn aangegeven:

KWELDER

Regelmatig tot incidenteel met zeewater overspoeld gebied dat boven de hoogwaterlijn ligt; meestal vrij vlak of licht hellend. Begroeid met halofiele vegetaties en onderhevig aan slibafzetting. Gebied is vaak te verdelen in lage, middelhoge en hoge kwelder. Meestal is een vertakt geulensysteem aanwezig.

H

STRANDWALLEN EN OUDE DUINEN

- Afgegraven
- Gaaf of vrijwel gaaf

O.D.

VIII Aanduidingen speciaal voor valleien en duinvlaktes

VALLEIEN MET SLIBDEK

(e)

VALLEIEN MET SLIB-/KLEILAAG BINNEN BOORBEREIK
(< 1,2 m diepte)

(k)

VALLEIEN MET 'OUDE DUINOPPERVLAK' BINNEN BOORBEREIK
(< 1,2 m diepte)

(d)

VALLEIEN MET ZILTE OVERSPOELING

Incidenteel met zeewater overspoelde valleien

(z)

'DUINLANDJES' IN ACTUEEL GEBRUIK

(Delen van) valleien in agrarisch gebruik: geëgaliseerd, eventueel begreppeld en vaak ontwaterd. Veelal uitgegraven en/of met wallen.

'OUDE DUINLANDJES'

Als hierboven beschreven, maar niet meer in actueel gebruik. Tekenen van egalisatie, begreppeling, uitgraving etcetera nog herkenbaar.

IX Kustprocessen en verstuiwingen

OVERWEGEND KUSTAFSLAG

Kustafname, zoals valt af te lezen aan strandmetingen en de conditie van de zee-reep. Meerjarige gegevens, luchtfoto's en veldcontrole bepalen of het een meer-jarig dan wel incidenteel proces is (zie hoofdstuk 3).

AFSLACKLIF IN DE ZEEREEP (ACTIEF)

Kaal duinklif aan de zeezijde van de zeereep, ontstaan door mariene erosie. Duidt in de regel op kustafname.

VOORMALIG AFSLAGKLIF

Begroeid geraakt voormalig afslagklif in huidige of voormalige zeereep.

DOORBRAAKGEULEN

Doorbraken door gesloten duinenreeksen, waardoor periodiek zilte overspoeling in valleien voorkomt.

OVERSTUIVINGSZONE

Actuele overstuiwing van karteerbare omvang. Oorspronkelijk reliëf en vegetatie zijn grotendeels verdwenen.

ACTIEVE WINDKUIL OF -GEUL

Ronde tot langwerpige uitblazingslaagte in een actueel stuivend stadium, zonder vlak bodemgedeelte.

FOSSIELE WINDKUIL OF -GEUL

Als hierboven, doch vastgelegd door vegetatie.

ACTIEVE UITBLAZINGSVALLEI

Kleine, ronde tot langwerpige uitblazingsvallei die tot grondwater is uitgestoven. De omringende duinhelling in stuivende of kale toestand. Deze vorm is niet op de juiste kaartschaal aan te geven.

FOSSIELE UITBLAZINGSVALLEI

Als hierboven, doch vastgelegd door de vegetatie.

LOKALE VERSTUIVINGEN

Oppervlakten met stuivend zand. Deze zijn meestal niet op de juiste kaartschaal aan te geven.

LICHTE TOT MATIGE OVERSTUIVING ('STROOIZONE')

Begroeide terreindelen met lichte tot matige overstuiving, zonder dat het oorspronkelijke reliëf wordt afgedekt.

X Overige aanduidingen

DUINKAMMEN

Scherpe, geprononceerde duinruggen, achtergebleven erosieresten of accumulatiezones, aangegeven ter karakterisering van het reliëf.

GRENS VAN DE OVERSTUIVING MET JONG DUINZAND

Deze grenzen zijn ontleend aan geologische literatuur en kaartgegevens, indien aanwezig.

ANTROPOGENE TERREINELEMENTEN (M.U.V. STUIFDIJKEN)

ZANDDIJK

Opgeschoven of opgespoten zanddijk met min of meer natuurlijke begroeiing. Rechte, vlakke contouren en helling, géén belangrijke deformaties door de wind.

LAGE WALLETJES OF DIJKJES

Lage, antropogene wallepjes of dijkjes (< 1½ m hoog), bijvoorbeeld als omwalling van landerijen.

LOKALE OPHOGINGEN

Ophogingen die niet op de juiste kaartschaal zijn aan te geven.

LOKALE AFGRAVINGEN

Afgravingen die niet op de juiste kaartschaal zijn aan te geven.

EENDEKOOIEN

DIJKEN EN DAMMEN VAN AFWIJKEND MATERIAAL

Dijken en dammen met (vroegere) functie als zeewering, opgebouwd uit klei met grasbedekking of met bekleding van asfalt en/of stenen.

GESLOTEN BEBOUWING

Aaneengesloten stedelijke bebouwing, waardoor het oorspronkelijke reliëf is verdwenen.

VERSPREIDE, PERMANENTE BEBOUWING

Open bebouwing van permanent karakter (ook zomerhuisterreinen etc.), waarbij het oorspronkelijke reliëf nog grotendeels intact is.

PARKEERTERREINEN

WEGEN EN PADEN

XI Reliëfklassen

Door middel van een cijfercodering wordt aangegeven welke hoogteverschillen er aanwezig zijn, gerekend in meters ten opzichte van aangrenzende delen.

Hoogteverschil	Cijfercode
----------------	------------

> 30 m	7
20-30 m	6
10-20 m	5
5-10 m	4
1½- 5 m	3
½-1½ m	2
0- ½ m	1

6.4 TOELICHTING BIJ DE GEOMORFOLOGISCHE OVERZICHTSKAART (SCHAAL 1:100 000)

In Bakker et al. (1979a) is in de vorm van een zestiental geomorfologische kaarten (schaal 1.25 000), gebaseerd op de in paragraaf 8.3 besproken classificatie, en een even groot aantal regionale rapporten een vrij gedetailleerd geologisch, historisch-geografisch en geomorfologisch overzicht gegeven van de Jonge Duinen langs de Nederlandse kust. Op basis van een deel van deze gegevens is een geomorfologische overzichtskaart (schaal

1:100 000) vervaardigd (ook opgenomen in Bakker et al., 1979b). De legenda van deze laatste kaart (bijlage 4) is een vereenvoudigde versie van de legenda van de 1:25 000 kaarten, maar bevat bovendien een toevoeging met betrekking tot de ontstaansperiodes van de duinen. Daartoe zijn enkele leeftijdscategorieën onderscheiden of wordt in het geval van goed gedateerde zeerepen of stuifdijken een meer exacte datering op de kaart aangegeven.

Aan de hand van deze overzichtskaart worden de Nederlandse Jonge Duinen besproken. Daarbij is getracht het verband tussen geomorfologische verschijnselen en andere factoren, zoals kustontwikkeling en geologische gesteldheid aan te geven. Voor uitgebreidere informatie wordt naar de bovengenoemde regionale rapporten uit Bakker et al. (1979a) verwezen. De kaartbespreking volgt een hoofdingeling van het Jonge Duingebied in vijf delen. Deze indeling is gebaseerd op de samenhang tussen (groepen van) duinvormen, de kustgeschiedenis en -processen en de mineralogische gesteldheid van het strand- en duinzand. In het algemeen vertonen deze verschijnselen een sterke verwevenheid. Naast het belang van kustgeschiedenis en kustprocessen (tot uitdrukking komende in de kustvormen) en de mineralogische gesteldheid, kan ook de mate van menselijke invloed op het duinterrein als criterium voor een hoofdingeling worden gehanteerd. Aangezien deze aspecten elders uitgebreid aan de orde komen en ook onderwerp van een thematische kaart zijn (Bakker et al., 1981), worden zij hier tot een minimum beperkt.

De aldus tot stand gekomen hoofdingeling omvat de volgende gebieden:

- de overwegend kalkrijke duinen van het estuariene kustgebied tussen Cadzand en Hoek van Holland
- de kalkrijke duinen van de gesloten kust tussen Hoek van Holland en Bergen
- de kalkarme duinen van de gesloten kust tussen Bergen en Camperduin
- de kalkarme duinen van de voormalige waddenkust tussen Petten en Den Helder
- de overwegend kalkarme duinen van de Waddeneilanden Texel tot en met Rottumeroog.

De duinen tussen Cadzand en Hoek van Holland

In de estuariene kustvorm en -evolutie ligt een grote verscheidenheid in ontstaanswijze en -periode van duinvormen besloten. Deze kusten hebben een zeer dynamisch karakter. Van groot belang zijn de, soms cyclische, processen van kustafslag en -aanwas, die verschillen in expositie ten opzichte van wind en golfslag en de relatief grote slibaanvoer via het rivierwater van Rijn, Maas en Schelde. Dit resulteert in duingebieden van uiteenlopende ouderdom. Deels zijn deze zeer jong, zoals op plaatsen waar recente kustaanwas en duinvorming heeft plaatsgevonden. Kustafslag overheerst met name door de vorming van trechtervormige zeegaten in de middeleeuwen. Het gehele gebied draagt daardoor de sporen van de strijd van de mens tegen de zee: (inlaag-)dijken, landaanwinning en strandverdediging.

In geologisch opzicht zijn de gebieden verre van homogeen. Een gemeenschappelijke eigenschap is de aanwezigheid van relatief jonge klei- of veenlagen op betrekkelijk geringe diepte. Dit hangt samen met de kustterugwijking, waarbij de duinen over achtergelegen afzettingen zijn 'gerold'. Geologisch gezien zijn de gebieden Schouwen en Walcheren bijzonder vanwege het voorkomen van de Oude Duin- en Strandafzettingen. De Jonge Duin- en Strandzanden in het estuariene gebied zijn overwegend kalkrijk, waarbij de gehalten

CaCO_3 variëren van 0,4 % tot 5 %. De laagste waarden worden gevonden op Schouwen en de zuidelijke gebieden van Walcheren. De duingordels op de koppen van de eilanden en langs de zeegaten, vertonen een gevarieerd geomorfologisch beeld dat overeenstemt met de kust-historie en de expositie. Er zijn oude (middeleeuwse), sterk uitgewaaide reliëfarme overgangszones of duinkopjesgebieden op Schouwen, Goeree, Voorne en lokaal op Walcheren, het best aan te duiden met de naam 'vroongronden'. De duinen met (micro-)paraboolkenmerken, die in de meeste gebieden voorkomen, zijn jonger. Op Schouwen komen hoge duinen voor die enige overeenkomst vertonen met loopduinenreeksen. Afgesnoerde strandvlakten met bijbehorende (voormalige) zeerepen treft men aan op noordelijk Walcheren, noordelijk Schouwen, Goeree en Voorne. Met name op Voorne zijn er series van uiteenlopende ouderdom en groot formaat aanwezig. Zij bevatten daar twee belangrijke duinmeren: het Quackjeswater en het Breede Water. Het oostelijk deel van de noordkust van Goeree heeft vrij recent kustuitbreiding ondergaan, waaraan de vorming van een onvolledig afgesnoerde strandvlakte is te danken. Dit gebied, de Kwade Hoek, is zeer dynamisch en gevarieerd en vertoont een geleidelijke overgang naar een kweldergebied. Kweldergebieden die via een bres in de duinen openliggen voor overspoeling vanuit de Noordzee, en daarmee enigszins verwant zijn aan het Sluftergebied op Texel, zijn het Zwingebied (grotendeels Belgisch) en het kleinere terrein van de Verdrongen Zwarte Polder in Zeeuws-Vlaanderen. Opmerkelijk in het estuariene gebied zijn de typische varianten van de 'afgesnoerde strandvlakten', waarvan een (inlaag-)dijk de binnenbegrenzing en een duinenreeks de buitenbegrenzing vormt. Dit verschijnsel dat voorkomt in Zeeuws-Vlaanderen, op Walcheren, Schouwen en Voorne, behoort bij (eertijds) terugwijkende kustgedeelten. Langs de zuidkust van Walcheren is duidelijk te zien hoezeer duinafslag actueel is ondanks de strandverdediging met hoofden. De enkele, hoge zeereep vertoont hier een duinklif. Ditzelfde geldt voor andere kustgedeelten, zoals westelijk Schouwen, westelijk Goeree en zuidwestelijk en westelijk Voorne. Op Goeree en Voorne heeft men zelfs kunstmatige strandverhoging (zandsuppletie) toegepast ter leniging van het zandtekort, terwijl plaatselijk in de duinen secundaire waterkeringen zijn opgeworpen. Vorming van primaire duintjes op een strandvlakte is waar te nemen in de Kwade Hoek op Goeree en op het Oostvoornse strand op Voorne. Verstuing van oorspronkelijke vastgelegde duinen (met verstuing tot grondwaterniveau) is op enige schaal waar te nemen in de hoge duinen van Schouwen. Ontginning van duinterrein heeft vooral aan de binnenduintrand plaatsgevonden en verder in reliëfarme terreinen verder in het duingebied. Al dan niet verlaten cultuurlanden treft men vooral aan op Schouwen in de 'vroongronden', het Schurvelingengebied van Goeree en aan de binnenduintrand op Voorne. Sommige percelen zijn diep uitgegraven (méér dan 1 m). Andere ingrepen van de mens die invloed hebben op het reliëf zijn de versterking van de zeeerende duinen, de Deltawerken (dam- en wegenaanleg) en de uitbreiding van dorpen en zomerhuiscomplexen. Werken ten behoeve van waterwinning en -infiltratie zijn in gebruik op Walcheren, Schouwen en Goeree. In de hoge duinen van Schouwen wordt een nieuw infiltratiegebied gereed gemaakt. Volledigheidshalve moet het verlies worden gemeld van het fameuze natuurgebied 'De Beer' tussen Voorne en Hoek van Holland. Dit is ten prooi gevallen aan de na-oorlogse uitbreiding van havens en industrieën.

De kalkrijke duinen tussen Hoek van Holland en Bergen aan Zee

De duinen tussen Hoek van Holland en Bergen aan Zee flankeren een gesloten kustlijn die ongeveer ZZW-NNO verloopt. Dit houdt in dat er relatief weinig expositieverschillen bestaan en dat het windtransport van zand loodrecht of schuin op de kust staat. In geologisch opzicht valt op dat de Jonge Duinafzettingen grenzen aan een gebied met Oude Strand- en Duinafzettingen (grotendeels afgegraven) en de tussengelegen strandvlaktes. De Oude Strand- en Duinafzettingen strekken zich onder de Jonge Duinen uit en komen in valleien soms nabij of aan de oppervlakte. Een belangrijke onderbreking in het strandwallensysteem vindt men bij de monding van de Oude Rijn bij Katwijk. De streek met Jonge Duinen, waarvan de breedte maximaal circa 5 km bedraagt, is opgebouwd uit duinzand met een relatief hoog kalkgehalte (tot 10 %). In de regel is er een vrij duidelijke zonering aanwezig, die drie fasen in de duinvorming weerspiegelt. De leeftijdsaanduiding op de kaart is grotendeels van Jelgersma et al. (1970). De duinenreeksen liggen ongeveer evenwijdig aan de kust en zijn ontwikkeld als kamduinenreeksen, loopduinenreeksen of paraboolsystemen. Vlak bij de zeereep komen (micro-)paraboolcomplexen met enkelvoudige uitblazingsvalleien voor, verder landinwaarts vaak samengestelde uitblazingsvalleien. Dit duingebied is voor een groot deel ontstaan door verstuiwing en landwaartse verplaatsing. Vormen die bij kustaanwas behoren ontbreken nagenoeg. In de nabijheid van de havenhoofden komen dergelijke vormen voor (meervoudige zeereep/stuifdijkssystemen). Elders getuigt een dubbele zeereep van enige aanwas. Uit historische gegevens blijkt dat de kust enigszins is teruggedrongen of redelijk stabiel is gebleven. De huidige toestand vertoont dezelfde tendens. De kustgedeelten tussen Hoek van Holland en Scheveningen en ten noorden van Egmond vertonen een lichte achteruitgang. De nabijheid van dichtbevolkte gebieden en de goede bereikbaarheid zijn er mede oorzaak van geweest dat menselijke invloeden een groot stempel op de duinen hebben gedrukt. Reeds in de 17e eeuw werden valleien ontgonnen. Ook is er, vooral in de streek met strandwallen en Oude Duinen, maar ook in de Jonge Duinen veel zand afgegraven, zoals bij Katwijk. Ook heeft de drinkwatervoorziening van de grote steden grote aanslagen op het duinreliëf gepleegd door vergravingen voor infiltratie- en waterwinningswerken. Ter hoogte van Monster, tussen Den Haag en Katwijk, tussen Vogelenzang en Zandvoort en tussen Wijk aan Zee en Castricum zijn uitgestrekte terreinen meer of minder vergraven. De aanleg van het Noordzeekanaal, de vestiging van Hoogovens en de uitbreiding van Den Haag en een aantal zeedorpen hebben voorts uitgebreide terreinen opgeslokt of sterk aangetast. Verstuiwingen van enige omvang, die geomorfologische en ecologische verscheidenheid met zich meebrengen, komen wel voor maar deze leiden (nog) zelden tot de uitstuiwing tot op grondwaterniveau.

De kalkarme duinen tussen Bergen aan Zee en Camperduin

Het gebied ten noorden van de 'kalkgrens' bij Bergen aan Zee tot aan de Hondsbossche Zeewering is nogal afwijkend van de zuidelijk gelegen kalkrijke duinen. Het kalkgehalte is minder dan 0,5 % en heeft vermoedelijk bijgedragen aan de zeer grootschalige en nauwelijks beteugelde verstuiwingen in voorgaande eeuwen. Dit houdt verband met de geringe vitaliteit en daardoor geringe stabiliserende werking van de begroeiing op arme zanden.

Het brede en langs de binnenduinrand zeer hoge (> 50 m) duingebied draagt in de terreinvormen alle sporen van de grootscheepse verstuingen, die tot de vorige eeuw voortduurden. De hoge binnenduinrand wordt aan de landzijde door Oude Duinafzettingen geflankeerd. Deze strekken zich ook onder de Jonge Duinen uit en komen in de meest westelijke valleien in de buurt van het maaiveld. De hoge duinenreeks aan de oostzijde heeft enigszins het kenmerk van tegen elkaar vastgelopen loopduinenreeksen. Elders domineren duidelijke en soms fraaie loopduinen, loopduinvlaktes en lengteduinen. De valleien liggen plaatselijk zeer hoog (+12 m NAP) tengevolge van een (vroegere) hoge grondwaterstand, samenhangend met een slecht doorlatende kleilaag en een grote duinbreedte. Dit kustgedeelte is duidelijk aan afslag onderhevig. Dit betekent klifvorming, 'rollende zeerepen' en volstuivende valleien. Verstuingen in vastgelegde duinen zijn slechts van lokale betekenis. Het relatief grote bosoppervlak is een duidelijke rem. Zandwinning heeft een rol gespeeld aan de oost- en noordzijde. Enige kunstmatige valleien bij Hargen zijn hiervan het resultaat. Overigens is het duingebied grotendeels ongeschonden.

Het kalkarme duingebied tussen Petten en Den Helder

Dit deel van Noord-Holland heeft de kenmerken van een voormalig waddegebied. Door Westenberg (1961) en Schoorl (1972) is beschreven welke spectaculaire kustlijnveranderingen dit gebied heeft ondergaan. Sinds de vroege middeleeuwen is de kust hier vele kilometers teruggeweken. Halverwege de middeleeuwen vormden zich zeegaten, die de eilanden 't Oghe (Callantsoog) en Huisduinen van het vasteland hebben geïsoleerd. In de 16e en 17e eeuw werd de kustlijn, mede door toedoen van de mens (stuifdijkaanleg), weer gesloten. Tot op de dag van vandaag wordt deze kust teruggedrongen. In geologisch opzicht is de aanwezigheid van klei- en veenlagen op geringe diepte van belang. Oude Duin- en Strandzanden ontbreken. Het Jonge Duinzand is kalkarm (< 0,5 %). De kustgeschiedenis is duidelijk in de duinmorfologie herkenbaar. Er zijn duinresten van middeleeuwse ouderdom die behoren bij de 'oogduincomplexen' van de voormalige eilanden bij Callantsoog en Huisduinen. Het duingebied bestaat op de plaats van de verzande zeegaten uit afgesnoerde strandvlaktes met stuifdijken. Tussen Petten en Callantsoog treft men daardoor grote afgesnoerde strandvlaktes (met het grootste natuurlijke duinmeer van Europa; het Zwanenwater) en fossiele stuifdijken of zeerepen aan. Meer zeewaarts hiervan zijn door verstuing van aangetaste zeerepen jongere paraboolvormen met enkelvoudige uitblazingsvalleien ontwikkeld. De schakel tussen de voormalige eilanden 't Oghe en Huisduinen bestaat in hoofdzaak uit een dubbele zeereep (< 30 m hoog) en omvat vrijwel geen afgesnoerde strandvlaktes of uitgeblazen valleien. De duinen van Huisduinen vertonen kenmerken van verstuing, waarbij een groot valleicomplex is ontstaan (samengestelde uitblazingsvallei). De kustafslag is, ondanks de kustverdediging met strandhoofden, nog steeds oorzaak van het landwaarts verplaatsen van de zeereep, geassocieerd met het volstuiven van valleien. In dit duingebied zijn agrarische invloeden vrij zeldzaam. Ingrepen door de mens betreffen de zeekering, de vestiging van een gebouwencomplex van het Energie Centrum Nederland ten noorden van Petten, een aantal militaire terreinen, een afgedekte (ex-)vuilstort ten zuiden van Huisduinen en waterwinkanalen in de duinen bij Den Helder.

De hoofdkustlijn langs de Waddeneilanden Texel, Vlieland, Terschelling, Ameland, Schiermonnikoog en Rottumeroog buigt van ZZW-NNO in de richting W-O. De eilanden zelf hebben kustgedeelten met een zeer uiteenlopende expositie. Dit heeft consequenties voor de duinmorfologie. Een hoge graad van dynamiek beheerst het Waddengebied. Kustafslag en -aangroei zijn steeds terugkerende processen die vooral aan weerszijden van de zeegaten voor relatief snelle wijzigingen in kustlijn en duinmorfologie zorgen. De soms uiterst spectaculaire veranderingen in verleden en heden stonden en staan borg voor een gevarieerd en dynamisch geomorfologisch beeld. Dit wordt geïllustreerd doordat de duinen van sommige eilanden voor de helft of meer van na 1850 dateren. De oppervlakte-geologie van de eilanden is gekenmerkt door uitgestrekte gebieden met Jonge Duin- en Strandafzettingen die deels de Oude Duin- en Strandafzettingen of Jonge Getijde-afzettingen (Duinkerke-afzettingen) overdekken. De beide laatste afzettingen komen buiten de Jonge Duinen aan de oppervlakte voor. De Jonge Getijde-afzettingen zijn deels ingedijkt, deels in een pril ontwikkelingsstadium, zoals in het geval van kwelders. Op Texel komen pleistocene afzettingen aan het oppervlak nabij het duingebied voor. De Jonge Duinzanden zijn kalkarm tot kalkhoudend. Vlieland en Terschelling hebben de laagste kalkcijfers (ca. 0,1 %), Texel en Schiermonnikoog de hoogste (0,5-1,5 %). De kustevolutie en verschillen in expositie en moedermateriaal hebben alle een sterke invloed op de duinmorfologie gehad. Meestal bevinden zich aan de uiteinden van de eilanden gebieden met kenmerken van (vroegere) kust-aanwas: strandvlaktes die al dan niet door duinenreeksen zijn afgesnoerd. Ook komen natuurlijke duinmeren voor. Een dergelijke morfologie is ook aanwezig op plaatsen waar twee of meer kleinere eilanden tot een groter geheel zijn verbonden. Zijn de strandvlaktes niet volledig door duinenreeksen afgesnoerd, dan vindt men allerlei overgangssituaties van valleien naar kwelders. Verstuiwingslandschappen, ontwikkeld als paraboolsystemen met enkelvoudige of samengestelde uitblazingsvalleien of als loopduinen met loopduinvlaktes, vormen vaak de oudere kernen van de duingebieden. De oriëntatie van de eilanden ten opzichte van de heersende windrichting brengt met zich mee dat in veel gevallen de richting van het zandtransport evenwijdig aan de lengte-as van de eilanden verloopt. Opmerkelijk is de relatie tussen duinvormen en de materiaaleigenschappen. De 'armste' gebieden (Vlieland en Terschelling) vertonen een soms zeer fraaie loopduinmorfologie over een relatief groot oppervlak. Als bijzonderheid valt te vermelden dat op Texel een bres in de zeereep is geslagen, waardoor een strand- en kweldervlakte (De Slufter) voor directe overspoeling vanuit de Noordzee openligt. Ook bijzonder zijn de vrij recente oogduincomplexen op onder andere de Bosplaat (Terschelling). De duinen op de Waddeneilanden zijn zelden hoger dan 30 m +NAP; meestal zijn de lager dan 20 m +NAP. Kustafslag doet zich in vele kustgedeelten gelden. Zij uit zich in strandversmalling, klifvorming en/of een 'rollende zeereep'. Vooral Texel en Vlieland worden belaagd, evenals de middengedeelten van Terschelling en Ameland. Het voorkomen van grote strandvlakten geeft kans op spontane vorming van strandduintjes en deze treedt op vrijwel alle eilanden op. Tegenwoordig worden bijna geen stuifdijken meer aangelegd. Actuele verstuiwingen (secundaire) in vastgelegd duinterrein zijn vrij zeldzaam. Op Vlieland zijn interessante actieve vormen aanwezig. Ontginningen van duinvalleien zijn op de eilanden, voor zover het om

grotere gebieden gaat, van vrij recente datum (begin deze eeuw). Dit houdt mede verband met de minder gunstige bodemeigenschappen en de langdurige instabiliteit van de gebieden (tot in de vorige eeuw). Op Texel komen oudere ontginningen voor met een typische per- ceelscheiding van 'tuinwallen'. De meeste ingrepen in de duinen houden verband met de ver- betering van de zeewering. Grote oppervlakten met gesloten bebouwing ontbreken. Open, recreatieve bebouwing is algemener. Industriële activiteiten ontbreken, evenals zand- winning op grote schaal of infiltratiewerken. Op alle bewoonde eilanden pleegt men water- winning. Vuilstort op kleine schaal komt op alle eilanden, met uitzondering van Texel, in de duinen voor.

6.5 ENKELE ACTUELE PROCESSEN NADER BESCHOUWD

De belangrijkste natuurlijke processen die het reliëf van de Nederlandse duinen beïnvloeden zijn de nieuwvorming van strandduinen op strandvlakten, de duinafslag door de zee, uit- en overstuivingsprocessen en de afspoeling van materiaal langs hellingen door neer- slag. De beide eerste processen zijn behandeld in hoofdstuk 3 en paragraaf 6.2, op de drie laatstgenoemde wordt hierna verder ingegaan. Zuiver antropogene invloeden op het reliëf worden hier buiten beschouwing gelaten (zie ook hoofdstuk 5).

Uit- en overstuiving en afspoeling van materiaal langs hellingen zijn processen waarvan vrijwel uitsluitend in kwalitatieve zin iets bekend is. Er is nauwelijks iets be- kend omtrent de snelheid en draagwijdte van deze processen. In ons land is gericht onder- zoek kortelings op gang gekomen (Jungerius et al., 1980). Verstuingen in begroeid duin- terrein ontstaan wanneer het plantendek wordt beschadigd en de lokale windsnelheid vol- doende groot is voor de opname en het transport van zand. Met het woord uitstuiving wordt de erosie aangeduid, met overstuiving de accumulatie. Een verder onderscheid, zoals door Koster (1978) gemaakt voor stuifzanden, wordt hier niet gehanteerd. In hoofdstuk 7 wordt ingegaan op de mogelijke oorzaken van een 'verwonding' van het plantendek. Of zich hierna een verdergaande degradatie voordoet met om zich heen grijpende uit- en overstuivings- processen, hangt van een aantal factoren af. Noemenswaard zijn de macro- en microklimato- logische omstandigheden, het seizoen (in verband met de regeneratiemogelijkheden voor de vegetatie), de expositie ten opzichte van zon en wind, de vocht- en voedingsstoffenvoor- ziening van het substraat en het al dan niet voortduren van negatieve invloeden van andere aard, zoals betreding, begrazing of graverij (bijv. door konijnen). Vanzelfsprekend spelen ook doelgerichte tegenmaatregelen door de mens een rol, zoals het afsluiten van stuivende terreindelen, het dichtleggen van stuifplekken met takken, stro, kuilgras of zoden, het plaatsen van schermen of het opnieuw inplanten.

Actieve stuifkuilen ontwikkelen zich vooral op sterk aan de wind blootgestelde plaat- sen, zoals op duintoppen of loefhellingen. Het geërodeerde zand hoopt zich daarbij vooral aan de lijzijde van de stuifkuil op, met name in een val- of stortzone op korte afstand van de kuil, maar ook in een veel uitgestrektere strooizone via zwevend zandtransport ('zand in suspensie'). Deze laatste vorm van zandtransport heeft nauwelijks invloed op het oorspronkelijke reliëf en is evenmin in staat de oorspronkelijke vegetatie te over- decken, hoewel de aanvoer van vers zand wel veranderingen in het soortenbestand oproept. Zand kan bij hoge windsnelheden ver van de oorsprong terecht komen. Dit is onder andere

Figuur 47. Uitstuiving.

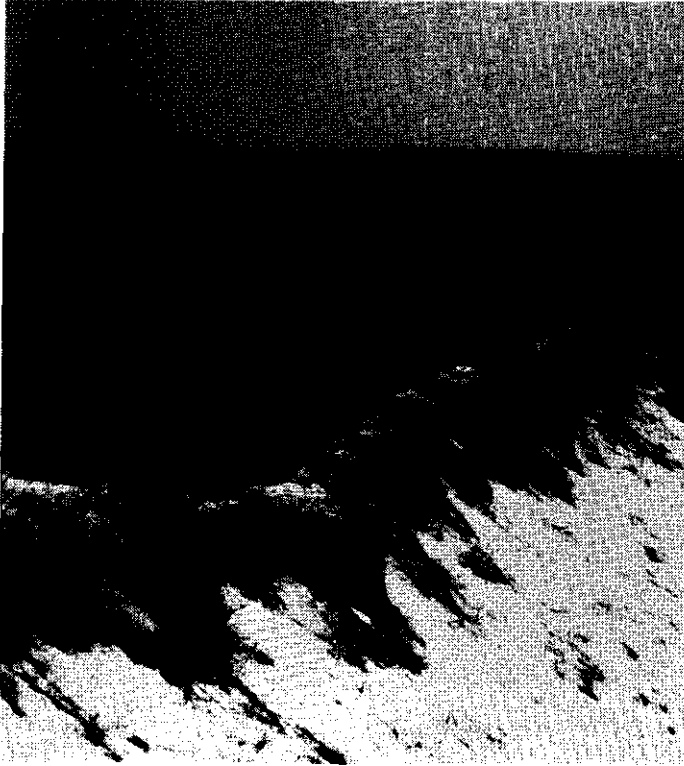


Figure 47. Blowing out.

af te leiden uit het verschijnsel van 'rokende duintoppen', waarbij het zandtransport zichtbaar wordt. Welke transportafstanden daarbij bereikt worden is niet goed bekend. Profielonderzoek in het kader van dit onderzoek wees erop dat er van waarneembare zandafzetting geen sprake meer was op afstanden groter dan 60-80 m van instabiele duinen met een hoogte tot ongeveer 20 m. Ranwell (1958; 1972) vermeldt dat in theorie (!) de maximale erosie op 18 m loefwaarts van de kruin van ongeveer 15 m hoge duinen zou optreden, de maximale accumulatie binnen een afstand van 18 m aan de lijzijde van de top (bij relatief stabiele, vrij lage duinen), maar dat bij hoge, instabiele duinen het zandtransport tot 164-183 m in lijwaartse richting zou reiken.

Vanzelfsprekend speelt het lokale reliëf en de begroeiingstoestand een belangrijke rol. De lijzijde van een duin treedt in hoge mate als 'zandval' op vanwege de daar aanwezige windschaduw. Dit effect is des te sterker naarmate de helling steiler is. Is achter een dergelijke duinhelling ook nog een goed ontwikkelde vegetatie aanwezig, dan zal de transportafstand relatief klein zijn. Duinen met zwak hellende lijzijden vormen een minder gesloten systeem. Als er bovendien een zone met vrijwel onbegroeid zand aan de lijzijde van zo'n duin ontstaat, kan deze zone als 'transportband' voor salterend zandtransport gaan optreden, waardoor accumulatie van zand steeds verder van de oorspronke-

Figuur 48. Accumulatie en vastlegging van zand door *Ammophila arenaria*.



Figure 48. Accumulation and fixation of sand with *Ammophila arenaria*.

lijke zandbron optreedt. Soms is dit verschijnsel waarneembaar achter een instabiele zee-reep.

Met betrekking tot de vastlegging van stuivende delen door de mens of een natuurlijk herstel van de vegetatie zijn enkele belangrijke ecologische verschillen tussen stuifkuilen en accumulatiezones vermeldenswaard (fig. 47 en 48). Stuifkuilen ontwikkelen zich vooral daar waar het microklimaat wat extremer is (zuidwesthellingen) en de lokale windsnelheid relatief groot. Het stuifkuilmilieu is een zeer ontoegankelijk milieu voor de hervestiging van plantengroei. Het kale zandoppervlak zorgt samen met de typische vorm van de stuifkuil (holle spiegel) voor een extreem microklimaat. De uitstuiwing impliceert maaiveldverlaging en het aan de oppervlakte komen van zand met een relatief dichte packing, hetgeen voor kieming en beworteling een extra handicap betekent. Eventuele humeuze lagen worden niet overgestoven door vers zand, waardoor de voedsel- en vochtvoorziening negatief worden beïnvloed. De werveling van zand in stuifkuilen veroorzaakt een mechanische invloed die kiemplanten kan benadelen.

De situatie in overstoven delen is ongeveer tegengesteld aan die in uitstuivende delen. Er heersen relatief gunstige voorwaarden. Accumulatieve delen zijn dus gemakkelijker te stabiliseren dan erosieve delen. Opmerkelijk is in dit verband dat de hervestiging van plantengroei in actief stuivende ringduinen vooral aanvangt op plaatsen waar in de uitgestoven laagte enige accumulatie van zand optreedt, in het zogenaamde 'centrale

Figuur 49. Afspoeling van materiaal langs een helling.

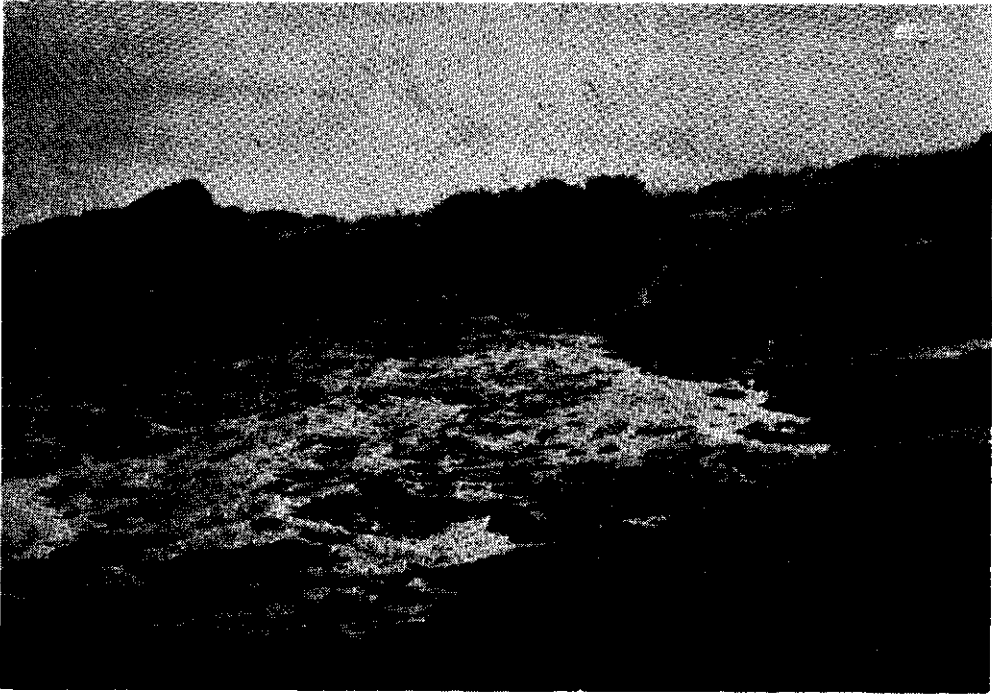


Figure 49. Down-slope transport of material by rain.

duintje' (Van Dieren, 1934).

Afspoeling van materiaal langs hellingen (fig. 49) treedt op wanneer tijdens zware buien door 'splash erosion' en hellingafwaarts stromend regenwater zand en organisch materiaal wordt verplaatst. Dit proces wordt bevorderd doordat het zand - vooral bij aanwezigheid van humus - tijdens buien dichtslaat, waardoor de infiltratiecapaciteit sterk vermindert en de oppervlakte-afvoer toeneemt. Afspoeling van materiaal speelt op kale tot halfbegroeide steilere hellingen een belangrijke rol. Voor halfbegroeide hellingen die beschermt zijn voor de wind is het afspoelingsproces belangrijker dan stuifprocessen.

In veel gevallen is er sprake van relatief schaars begroeide hellingen (vaak met zuidexpositie), waar een combinatie van factoren voor een blijvende instabiliteit zorgt. Het extreme microklimaat geeft een weelderige, gesloten begroeiing weinig kans, terwijl het proces van afspoeling voortdurend voor afvoer van zand en organische materiaal zorgt. Deze laatste omstandigheid verkleint aldus de kans op het ontstaan van een vitaler plantendek en bestendigt aldus de instabiele situatie. Sommige duinterreinen, zoals het gebied tussen Katwijk en Noordwijk, met duidelijk geprononceerde micro-paraboolcomplexen en steile hellingen vertonen zodoende duidelijke verschillen in begroeiing, bodemontwikkeling en de afspoeling van materiaal op noord- en zuidhellingen.

het materiaal dat van de hellingen spoelt, verzamelt zich in een vrij smalle zone aan de voet van de helling (valleirand). Ook paden, waar door overbetreding het kale

zand aan de oppervlakte komt, geven vaak aanleiding tot duidelijk waarneembare afspoelingsprocessen met onder aan de helling zandaccumulatie in de vorm van 'puinwaaiers'.

6.6 DE DUINVALLEIEN IN ECOLOGISCH EN BEHEERSTECHNISCH OPZICHT

6.6.1 *De relatie tussen de ontstaanswijze en enkele ecologische eigenschappen*

In paragraaf 6.2 is uiteengezet dat twee hoofdmechanismen verantwoordelijk zijn voor de vorming van duinvalleien:

- de afsnoering van een deel van een strandvlakte door een nieuwe duinreeks: primaire duinvallei.
- de uitstuiving tot nabij grondwaterniveau: secundaire duinvallei.

In ecologisch opzicht vertonen beide valleitypen een aantal overeenkomsten.

Afgesnoerde delen van strandvlakten zijn van nature grotendeels vochtig, aangezien veelal reeds voor, maar zeker na vorming van de nieuwe, afsluitende duinenreeks het oppervlak door stuifprocessen in de meeste gevallen tot aan het capillaire niveau wordt 'afgestreken'. Na vorming van een afsluitende duinenreeks wordt de grondwaterspiegel hoger met als gevolg een toename van de vochtigheid. Secundaire duinvalleien ontstaan per definitie in strikte relatie met het grondwaterniveau, hetgeen afhankelijk van de periode van uitstuiving leidt tot vochtige of natte milieus. Voor hydrologische achtergronden en definities van de begrippen nat en vochtig wordt verwezen naar Bakker et al. (1979b) of Bakker (1981).

Qua microreliëf kunnen beide valleitypen variaties vertonen van vrijwel vlak tot zeer onregelmatig. Wat terreinhellingen van de valleibodems betreft ontlopen beide valleitypen elkaar nauwelijks.

Duidelijke ecologische verschillen kunnen optreden door materiaalverschillen. Afgesnoerde delen van strandvlakten bezitten vaak een relatief hoog gehalte aan schelpen of fragmenten daarvan, resten van vloedmerken en soms een slibdek of sliblaagjes in de ondergrond. Dit laatste geldt vooral in het estuariene milieu of in het waddengebied, waar overspoeling van lange duur is. Uitblazingsvalleien daarentegen zijn merendeels gevormd in materiaal dat door de wind is gesorteerd. Schelpen of grove schelpfragmenten ontbreken daardoor nagenoeg, terwijl sliblaagjes eveneens ontbreken. Uitzonderingen die de regel bevestigen zijn uitstuivingen in duinenreeksen op mariene kleiige afzettingen. Een voorbeeld is te vinden op Ameland (Bakker et al., 1979a).

De periode van vorming (zie ook hoofdstuk 7 en bijlage 4) van primaire en secundaire duinvalleien wijst uit dat de grootste verscheidenheid (middeleeuwen tot heden) bij de tweede categorie is aan te treffen. Primaire duinvalleien zijn voor zo ver bekend vooral na 1550 ontstaan. Bij recenter gevormde valleien overweegt het laatstgenoemde type, hetgeen vooral in verband staat met de stuifdijkaanleg in het begin van deze eeuw en de vrijwel volledige stabilisatie van bestaande duinen na 1900. De grootte en ligging van de valleitypen is van belang in verband met de invloeden uit de aangrenzende hogere duinen. Grote valleien zijn vaak relatief onbeschut voor de wind, maar ondervinden verhoudingsgewijs weinig overstuiving vanuit hogere duinen of afspoeling van materiaal langs hellingen. Kleine valleien staan veel meer aan dergelijke invloeden bloot, met als gevolg vaak

een aanmerkelijke verkleining van het valleiooppervlak en extra aanvoer van voedingsstoffen.

6.6.2 De vorming van nieuwe duinvalleien en -plassen

Nieuwe duinvalleien of duinplassen kunnen (semi-)natuurlijk of volledig kunstmatig gevormd worden. In deze paragraaf wordt vooral aandacht besteed aan deze nieuwvorming vanuit de gezichtshoek van het 'optimale natuurtechnische beheer', lettend op zowel ecologische als geomorfologische kwaliteiten.

(Semi-)natuurlijke valleivorming

Het ontstaan van afgesnoerde strandvlakten is in het verleden vaak te danken geweest aan het samenspel tussen mens en natuur. Spontane, volledige afsnoering is vermoedelijk een zeldzaam verschijnsel. Volledig (en onvolledig) afgesnoerde strandvlakten zijn gebonden aan kustvormen met (periodieke) kustaangroei en bijgevolg beperkt tot de estuariene en waddenkusten (hoofdstuk 3) of recentelijk aan beïnvloeding van kustevolutie door bijvoorbeeld damaanleg. Naarmate in de van nature dynamische kustgedeelten meer en meer tot vastlegging wordt overgegaan (Deltawerken, strandverdediging e.d.) is te verwachten dat kustaanwasprocessen minder algemeen worden, al moet iets dergelijks in termen van vele decennia of zelfs eeuwen worden gezien.

De aanleg van stuifdijken ter 'inpoldering van strandvlakten' is een minder gangbare praktijk geworden. Hierdoor ontstaan minder afgesnoerde primaire valleien. De vorming van nieuwe, volledig afgesnoerde valleien moet door de mens worden begeleid, waarbij op de volgende voorwaarden gelet moet worden:

- tussen de duinenreeksen moet voldoende afstand gecreëerd worden (minimaal enkele tientallen meters).
- verschillende valleireeksen en valleien van uiteenlopende ouderdom laten ontstaan in plaats van één grote vallei ineens.
- zo mogelijk de vallei(en) een tijdlang openlaten voor overspoeling, lokale slibafzetting en de vorming van enig micro-reliëf (duintjes, geultjes etc.).
- vanzelfsprekend moet men uitgaan van gunstige, kansrijke situaties en letten op de toekomstige kustevolutie. Een strandvlakte die door snelle kustafname wordt bedreigd, is uiteraard minder geschikt.

Secundaire of uitblazingsvalleien van zeer jonge datum of in stadium van vorming zijn een vrij zeldzaam verschijnsel geworden. Ontstaansmogelijkheden bestaan in vrijwel het gehele duingebied, tenzij de omringende topografie of de aanwezigheid van bos teveel beschutting biedt. Zowel spontane verstuivingen als doelbewuste ingrepen kunnen tot valleivorming leiden. Voor het ontstaan van een vochtige vallei met voldoende differentiatie is het gewenst dat de vallei een voldoende groot oppervlak beslaat, dat er plaatsen voorkomen waar de vegetatie zich spontaan ontwikkelt en dat tussen eerste vegetatievestiging en volledige vastlegging enige tijd verstrijkt, zodat bodemkundige differentiatie kan optreden. Bij een dergelijke gang van zaken zal zich enig micro-reliëf ontwikkelen. Een wat groter formaat is onder andere te verkiezen ter vermindering van storende

processen als instuiving en afspoeling langs hellingen. Bij de vastlegging kan men zich beperken tot de droge, stuivende hellingen. Bij de keuze van de lokatie van een nieuw te vormen vallei (liefst in reeds laaggelegen terreindelen) moet men rekening houden met de hydrologische situatie, aspecten van zeevering, de verenigbaarheid met de geomorfologische gesteldheid en de effecten van de overstuiving.

Kunstmatige valleivorming

Uitgraven van valleien of graven van duinplassen kan tot op zekere hoogte een vervanging zijn van natuurlijke processen. De volgende richtlijnen (deels naar Londo, 1971) kunnen hierbij worden gehanteerd. De geomorfologische gesteldheid moet een dergelijke kunstgreep toelaten; het is noodzakelijk de uitgraving zo goed mogelijk in de bestaande structuren in te passen. Het uitgraven van bestaande laagtes volgens het natuurlijke patroon is te verkiezen. Het doorgraven van bestaande ruggen dient vermeden te worden. Voorts moet gelet worden op een passende oriëntering van de uitgraving. Het uitgraven levert de gunstigste situaties op als gezorgd wordt voor zeer geleidelijk verlopende taluds en voldoende micro-reliëf. Indien een vochtig-valleimilieu wordt beoogd, moet een hydrologisch vooronderzoek plaatsvinden. Bodemkundig onderzoek is gewenst in verband met de mogelijke aanwezigheid van storende lagen, die bij blootlegging voor complicaties kunnen zorgen. Ook de kalktoestand dient te worden onderzocht. Bij de uitgraving moet gewaakt worden voor vermenging van de humus- of veenhoudende lagen met 'vers', kalkrijk zand, waardoor versnelde mineralisatie optreedt (hoofdstuk 8). Het afvoeren van humeuze bovengrond is derhalve gewenst. Ter verkrijging van voldoende micro-reliëf is het mogelijk na uitgraving de stuifprocessen in de lagere delen enige vrijheid te laten. De drogere duinhellingen kunnen vaak het beste direct worden vastgelegd.

In de vochtigere delen (hydroserie, mesoserie) kan de terreinhelling variëren tussen 1:30 en 1:80, terwijl de droge hellingen (xeroserie) een steiler verhang verdragen (tot max. 1:3). In het micro-reliëf dient bij voorkeur een rijke variatie aan terreinhellingen gecreëerd te worden. Volgens Londo (1971) is een vormgeving, waarbij lagere delen geïsoleerd worden door hogere delen het meest gunstig voor soortenrijkdom. Bij het graven van duimmeren gelden ten dele dezelfde richtlijnen, met dien verstande dat de oevers een flauwer talud behoeven in verband met het afkalvingsgevaar bij golfslag. Naarmate het meer groter is, moet de terreinhelling zwakker zijn. Londo (1971) noemt een maximum verhang van 1:50 voor een meer van het formaat van het Vogelmeer (Kennemerduinen): circa 12 ha. Door de oeverlijn grillig te maken, schept men een afwisseling van meer en minder beschutte delen. Ook wordt de variatie in ecologisch en landschappelijk opzicht bevorderd door het creëren van enige plassen van uiteenlopend formaat. Het aanleggen van eilandjes vereist een afweging van floristische en ornithologische belangen. Een plas kan in een overigens droog gebied voor concentratie van vogels zorgen met als gevolg eutrofiëring door uitwerpselen (guanotrofie).

7 De vorming van de Jonge Duinen in historisch en causaal verband

7.1 INLEIDING

Na 1970 zijn door geologisch en archeologisch onderzoek (Jelgersma et al., 1970; Van Staalduinen, 1977) een aantal dateringen van Jonge Duinafzettingen beschikbaar gekomen. De oorzaken van deze duinvorming en de daarin geconstateerde fasering zijn nog nauwelijks verklaard. Jelgersma et al. (1970) noemen, zonder een duidelijke voorkeur, een aantal factoren die de grootschalige en vrijwel synchrone verstuingen langs de vastelandkust van Noord- en Zuid-Holland zouden kunnen hebben gestimuleerd: het vrijkomen van grote massa's zand aan de kust, klimaatfactoren (wind en droogte), activiteiten van de mens (ontbossing en overexploitatie) en vegetatie-invloeden. Door Jelgersma & Ente (1977) wordt aan de eerstgenoemde factor het meeste belang gehecht.

Het is noodzakelijk om na te gaan hoe betrouwbaar bovengenoemde dateringen zijn en welk moment van duinvorming zij betreffen. Van belang is in hoeverre de dateringen overeenstemmen met andere gegevens, zoals historische bronnen. Voorts is het de vraag in hoeverre dateringen voor een groter gebied geldigheid bezitten, zoals West-Europa. Dit komt in paragraaf 7.2 en 7.3 aan de orde.

Met deze gegevens is het mogelijk om, met gebruikmaking van klimatologische, geologische, historisch-geografische en geomorfologische gegevens (vermeld in de hoofdstukken 2, 3, 4, 5 en 6) te zoeken naar de oorzaken van de vorming van de Jonge Duinen. Mogelijke causale relaties worden in paragraaf 7.4 en 7.5 besproken. Voor de aanduiding van de diverse fasen in de vorming van de Jonge Duinen wordt aangesloten bij de aanduidingen van Jelgersma et al. (1970). Deze onderscheiden de fasen JD-Ia en b, JDII en JDIII (zie hoofdstuk 4).

7.2 DATERINGEN VAN FASE JDI

Dateringen van duinzanden met behulp van radioactieve koolstof (C^{14}) in de Hollandse duinen en op Terschelling worden vermeld door respectievelijk Jelgersma et al. (1970) en Van Staalduinen (1977). Voor zover van betekenis voor fase JDI hebben deze betrekking op humeuze of veenlaagjes aan het oppervlak van onder Jonge Duinafzettingen gelegen Oude Duinafzettingen of van de onderste laag van de Jonge Duinafzettingen. In tabel 6 zijn de relevante dateringen van het grensvlak van Oude en Jonge Duinafzettingen opgenomen, evenals dateringen van de onderste JDI-afzettingen (GrN 4480, 4563, 4118, 4564, 4664). Voor de dateringen is opgegeven wat de ongecorrigeerde C^{14} -ouderdom is en tevens wat de historische ouderdom is na correctie volgens Suess (1969) en Renfrew (1971). Van de locaties is voorts de transportafstand (gerekend in de vermoedelijke transportrichting) vermeld vanaf de huidige kustlijn. De afstanden liggen merendeels in de orde van grootte van

Tabel 6. C-14 dateringen van de Jonge Duinen in westelijk Nederland en op Terschelling.

Nr.	Locatie	Plaats in profiel	Conventio- nele C-14 ouderdom	Gecorrigeerde C-14 ouderdom (Suess 1969)	Afstand tegenwoor- dige kust- lijn	Auteurs
GrN 4480	Velsen Hoogovens II	Veenlaagje ca. 1 m boven grens- vlak O.D./J.D. 4,5 m +NAP	1010 ± 45	ca. 940 ± 45 (= 1010 ± 45 n.Chr./A.D.	ca. 3 km	Jelgersma et al.(1970) p. 107
GrN 4563	Velsen Hoogovens II	In J.D.I: 2,25 m boven grensvlak O.D./J.D. 5,75 m +NAP	940 ± 45	ca. 900 ± 45 (= 1050 ± 45 n.Chr./A.D.	ca. 3 km	Jelgersma et al.(1970) p. 107
GrN 4561	Velsen Hoogovens III	Grensvlak O.D./ J.D.: 3,75 m + NAP	1370 ± 70	ca. 1330 ± 70 (= 620 ± 70 n.Chr./A.D.	ca. 3 km	Jelgersma et al.(1970) p. 106
GrN 4118	Velsen Hoogovens III	Veenlaagje in J.D.I: 1,5-2 m boven grens O.D./ J.D.: 5,6 m +NAP	810 ± 70	ca. 730 ± 70 (= 1220 ± 70 n.Chr./A.D.	ca. 3 km	Jelgersma et al.(1970) p. 106
GrN 5040	Velsen Vormenhal	grensvlak O.D./ J.D. 3,75 m +NAP	1090 ± 35	ca. 920 ± 35 (= 1030 ± 35 n.Chr./A.D.	ca. 1½ km	Jelgersma et al.(1970) p. 108
GrN 4564	Amsterdams Waterlei- dingduinen A-VII	Laag in J.D.Ib: ca. 0,5 m boven grensvlak O.D./J.D. 5,50 m +NAP	850 ± 55	ca. 730 ± 35 (= 1220 ± 35 n.Chr./A.D.	ca. 2½ km	Jelgersma et al.(1970) p. 120
GrN 4664	Amsterdams Waterlei- dingduinen A-VII	Enkele dm's boven grensvlak O.D./ J.D.: 4,90 m +NAP	820 ± 50	ca. 720 ± 35 (= 1230 ± 35 n.Chr./A.D.	ca. 2½ km	Jelgersma et al.(1970) p. 120
GrN 4642	Amsterdams Waterlei- dingduinen	Stronk Quercus op grensvlak O.D./ J.D.	860 ± 40	ca. 730 ± 40 (= 1220 ± 40 n.Chr./A.D.	ca. 2½ km	Jelgersma et al.(1970) p. 120
GrN 5237	Egmond Watertoren	Grensvlak O.D./ J.D. ??	1090 ± 45	ca. 920 ± 35 (= 1030 ± 35 n.Chr./A.D.	ca. ½ km	Jelgersma et al.(1970) p. 119
GrN 7259	Terschel- ling: Rijs- plak	Grensvlak O.D./ J.D.??: 2,75 m + NAP	1000 ± 30	ca. 940 ± 30 (= 1010 ± 30 n.Chr./A.D.	ca. 3 km?	Van Staal- duinen (1977) p. 34
GrN 7261	Terschel- ling: Kooi- bosjes	Grensvlak O.D./ J.D.: ca. 1,50 m + NAP	755 ± 45	ca. 720 ± 45 (= 1230 ± 45 n.Chr./A.D.	ca. 4 km?	Van Staal- duinen (1977) P. 34
Nr.	Location	Situation in profile	Conventio- nal C-14 age	Corrected C-14 age (Suess, 1969)	Distance to present coast line	Authors

Table 6. C-14 datings of Younger Dunes in the western part of the Netherlands and the island of Terschelling.

2-3 km. De locatie Egmond ligt dicht bij de kust (0,5 km), maar gezien de forse kust-terugwijking in dit kustgedeelte in en na de middeleeuwen (Pons & Van Oosten, 1976; Bakker et al., 1979a) kan de transportafstand in dezelfde orde van grootte hebben gelegen. Overigens zijn alle hier vermelde afstanden op te vatten als minima, omdat de kust overal vermoedelijk enigszins is teruggeweken.

Archeologische vondsten nabij het grensvlak tussen Oude- en Jonge-Duinafzettingen worden vermeld door Van Regteren Altena (1970; 1980). Bij Velsen werd op het grensvlak tussen Oude en Jonge Duinafzettingen aardewerk uit de 12e eeuw gevonden en in de onderste lagen van de JDI-afzettingen materiaal uit de 12e en 13e eeuw. Vondsten in de Amsterdamse Waterleidingduinen in de onderlaag van de JDIB-afzettingen bestonden uit Paffrath aardewerk uit de 12e eeuw. Op Schouwen is materiaal gevonden uit de Pingsdorftijd (900-1200) onder Jonge Duinafzettingen (Van Rummelen, 1970).

Dateringen van min of meer met Jonge Duinafzettingen vergelijkbare afzettingen in het buitenland (hier aangeduid met JD) zijn relatief schaars. Depuydt (1967) vermeldt op grond van C14-dateringen en palynologische gegevens een aanvangstijdstip van de JD-vorming tussen 800 en 1400. Gripp (1968) noemt archeologische gegevens van Amrum (Duits Waddeneiland), die op een eerste overstuivingsfase duiden tussen de 9e en 13e eeuw. Ramwell (1958) vond in de Newborough Warren (westelijk Engeland) archeologische vondsten van vóór de 13e eeuw onder JD-afzettingen. Tooley (1978) vermeldt voor Lytham (westelijk Engeland) een C14-datering voor een bodemlaag onder de JD, wijzend op een ware ouderdom van ca. 720 ± 70 jaar (gecorrigeerd volgens Suess, 1969). Voor vrijwel alle buitenlandse gegevens geldt eveneens dat de onderzochte locaties op enkele kilometers van de huidige kustlijn liggen, gerekend in de transportrichting van het zand.

Deze gegevens staan enkele voorlopige conclusies toe. De gegevens uit de Nederlandse duinen wijzen op een synchroniteit. De dateringen uit het buitenland stroken tot op zekere hoogte met de Nederlandse, zodat een synchroniteit in het ontstaan van de Jonge Duinen ook voor een groter gebied kan gelden. Gezien de grotere onnauwkeurigheid van de meeste buitenlandse gegevens is een en ander nog hypothetisch. Opmerkelijk is dat de C14-dateringen in de Nederlandse duinen een vroeger tijdstip van ontstaan aanduiden dan de archeologische. In totaal vier dateringen, waarvan er twee op het grensvlak van Oude en Jonge Duinafzettingen en twee in de JDI-afzettingen vallen na correctie volgens Suess (1969) in de 11e eeuw. Jelgersma et al. (1970) hechtten minder waarde aan de (ongecorrigeerde) C14 datering en dan aan de archeologische. Deze laatste geven de 12e eeuw als aanvangsperiode van de vorming van de Jonge Duinen aan. De discrepantie tussen archeologische en C14 gegevens blijft na correctie van de laatste bestaan. Een verklaring daarvoor is moeilijk te geven.

Aangezien alle lokaties van monsternamen op een grote transportafstand van de destijds bestaande kustlijn liggen, moeten de dateringen fors gecorrigeerd worden voor het vaststellen van het begintijdstip van de verstuivingen aan de kust. De oorsprong van de Jonge-Duinafzettingen moet aan de kust gezocht worden, als gelet wordt op de geologische en geomorfologische karakteristieken (hoofdstuk 4 en 6). De tijdcorrectie hangt af van de transportafstand en de verplaatsingssnelheid van de duinen. Uit tabel 6 en de kustontwikkeling in en na de middeleeuwen blijkt een transportafstand van 2-4 km. Door een aantal auteurs worden verplaatsingssnelheden van migrerende duinen vermeld. Ramwell (1958) vond voor West-Europa een gemiddelde snelheid van 5,5 m/j; voor de duinen van Newborough Warren

(westelijk Engeland) 6,7 m/j. Hansen (1957) noemt voor duinen in Jutland een waarde van maximaal 7,5 m/j. Schou & Antonsen (1960) noemen voor Råbjerg Mile (Denemarken) een snelheid van 5-8 m/j. Brothers (1954) kwam voor paraboolduinen in Nieuw-Zeeland uit op ongeveer 3 m/j. Miszalski (1973) noemt een maximumsnelheid voor duinen in noordelijk Polen van 10 m/j. Al deze duinen zijn gedeeltelijk door plantengroei in hun beweging gehinderd.

Nagenoeg vrij bewegende duinen kunnen een grotere verplaatsingssnelheid bereiken. Van Dieren (1934) beschrijft de verplaatsing van een volledig kaal loopduin op Terschelling (par. 6.2.7). Deze bedroeg circa 1500 m in 60 j, dat wil zeggen gemiddeld 25 m/j. Onbegroeide duinen in woestijncondities zijn onderzocht door Inman et al. (1966) en Finkel (1959). Deze auteurs vermelden voor vrij bewegende barchanen aan de kust van respectievelijk Mexico en Peru verplaatsingssnelheden van 18 en 10-30 m/j.

Bij gebruik van deze gegevens om een tijdscorrectie aan te brengen voor het begintijdstip van de vorming van de Jonge Duinen moeten de geologische en geomorfologische karakteristieken van de JDI-afzettingen worden betrokken. Deze wijzen in de richting van een vrij grote verplaatsingssnelheid (Jelgersma et al., 1970; hoofdstuk 6). Tegen die achtergrond wordt een snelheid van 10-20 m/j aangenomen. In combinatie met een transportafstand van 2-4 km betekent dit dat verstuiwingen aan de kust zelf minimaal 1-2 eeuwen en maximaal 2-4 eeuwen eerder zijn begonnen dan wat uit C14- en archeologische dateringen viel af te leiden.

Dat de vorming van de Jonge Duinen eerder aanving dan door Jelgersma et al. (1970) werd aangenomen, krijgt enige steun in de vorm van historische gegevens. Rentenaar (1977) onderzocht de schaarse en vaak moeilijk te interpreteren middeleeuwse bronnen tot ongeveer 1300. Op grond daarvan concludeert hij dat er in de 8e en 9e eeuw nog belangrijke verstuiwingen in de kustduinen optraden die de Oude Duinafzettingen (fase ODIII) vormden. De forse verstuiwingen hierna, rond 950, rekent Rentenaar tot de eerste fase van de vorming van de Jonge Duinen (JDI). De aanvang van de tweede fase (JDII) plaatst hij - op overigens minder duidelijke gronden - vóór 1250. Een grootscheepse ontbossing door de mens als mogelijke oorzaak van de massale, gelijktijdige en ver landinwaarts reikende verstuiwingen (Jelgersma et al., 1970) wijst Rentenaar van de hand. Deze ingrepen zouden te zeer in de tijd gespreid zijn geweest om de massale en gelijktijdige verstuiwingen te verklaren.

7.3 DATERINGEN EN HISTORISCHE GEGEVENS VAN DE FASEN JDII EN JDIII

Van de aanvang van de tweede fase in de vorming van de Jonge Duinen (JDII) zijn nauwelijks geschikte C14-dateringen voorhanden, aangezien er van het grensvlak tussen JDI- en JDII-afzettingen geen dateringen beschikbaar zijn. De dateringen in het jongere deel van de JDI-afzettingen (GrN 4563 en GRN 4118) zijn in feite te weinig informatief. Jelgersma et al. (1970) situeren de tweede fase in de periode 1400-1600, dit vooral op grond van archeologische vondsten en historische gegevens. Archeologisch materiaal uit de 16e eeuw is aangetroffen onder afzettingen die uit een laat stadium van fase JDII stammen. Op deze afzettingen is materiaal van rond 1600 aangetroffen. Historische kaarten uit de 17e eeuw duiden er op dat fase JDII toen was voltooid. De duinen bij Wijk aan Zee, die in fase JDII zijn ontstaan, zijn onmiskenbaar door de aanwezigheid van dit dorp beïnvloed. Het

dorp was volgens Scholtens (1947) reeds in de 13e eeuw aanwezig.

Historische bronnen uit de late middeleeuwen en later zijn vrij talrijk. Ze vertonen in kwantitatief en kwalitatief opzicht een zekere groei naarmate ze recenter zijn en hebben vooral betrekking op aspecten als zeevering of overstuivingen van landerijen. Dit maakt de gegevens moeilijk interpreteerbaar, als het gaat om het achterhalen van een bepaalde periodiciteit. Meldingen van verstuiwingen zijn ondermeer verzameld door Gottschalk (1971; 1975), Jelles (1968), Boerboom (1958), Schoorl (1972) en Van Dieren (1934). Gottschalk noemt voor tal van gebieden het optreden van verstuiwingen in de 14e, 15e en 16e eeuw, terwijl de 17e eeuw nauwelijks verstuiwingen van belang te zien zou hebben gegeven. Boerboom (1958) vermeldt verstuiwingen in Zuid-Holland in de 15e, 16e en het begin van de 17e eeuw. Jelles (1968) noemt in dat verband vooral de 15e en 16e eeuw. De 17e en 18e eeuw lijken gekenmerkt door een gering aantal verstuiwingen (Boerboom, 1958; Gevers, 1826; Jelles, 1968). Niettemin zijn er ook in die tijd grootschalige verstuiwingen gemeld in de duinen van Schoorl, op Schouwen, Vlieland en Terschelling (Fokker, 1908/1909; Jelles, 1968; Kops, 1798; De Vries, 1950 en Van Dieren, 1934). De grote stuifgevoeligheid van deze gebieden kan voor een groot deel verklaard worden door de grote mineraalarmoede van het duinzand.

Rond 1800 zijn van vrijwel de gehele duinkust grootschalige verstuiwingen bekend. Stabilisatie op grote schaal werd pas aan het einde van de vorige eeuw bereikt (zie ook par. 5.3.2). Uit deze gegevens is af te leiden dat fase JDIII, zoals onderscheiden door Jelgersma et al. (1970), optrad na een rustfase van circa 1600 tot circa 1750. Deze rustfase gold in veel mindere mate voor gebieden met een grotere stuifgevoeligheid.

Het is interessant om de tijdafbakening van fase JDII te bezien vanuit een geomorfologische gezichtshoek. Jelgersma et al. (1970) onderzochten een gebied met parabool- en kamduinsystemen, dus duinvormen die zijn ontstaan in samenhang met een vegetatiedek dat de verplaatsing enigszins afremde. Uit paragraaf 7.2 blijkt voor dergelijke duinen een gemiddelde verplaatsingsnelheid van 5-10 m/j. Aangezien deze duinenreeksen zich 2-3 km landinwaarts hebben verplaatst, heeft deze fase van duinvorming zeker drie eeuwen geduurd. Deze schatting wijst erop dat de tijdsafbakening van Jelgersma et al. (1970) te krap bemeten is (1400-1600)⁶.

Fase JDII is waarschijnlijk begonnen in de 14e eeuw of mogelijk zelfs vroeger. Dit strookt ook beter met de historische gegevens in Rentenaar (1977). De beëindiging van deze fase vond vermoedelijk plaats rond 1600.

7.4 OORZAKEN VAN DE VORMING VAN DE JONGE DUINEN

7.4.1 *Mogelijke oorzaken van duinvorming*

Om de vorming van de Jonge Duinen in een causaal verband te plaatsen moeten alle oorzaken van of aanleidingen tot duinvorming worden geïnventariseerd. Daarna kan worden bezien welke oorzaken en aanleidingen relevant zijn voor de duinen, zoals die in de hoofdfasen

6. Opmerkelijk is dat Jelgersma et al. (1970) op p. 101 een diagram afbeelden, waaruit afgeleid kan worden dat fase JDII rond 1300 aanving.

van duinvorming in Nederland zijn ontstaan en door Jelgersma et al. (1970) en Van Staalduinen (1977) zijn gedateerd. Op grond daarvan wordt de meest aannemelijke mogelijkheid geselecteerd, waarna in paragraaf 7.4.2 wordt aangegeven wat daarbij de achterliggende oorzaken kunnen zijn geweest.

In hoofdstuk 6 is een essentieel onderscheid gemaakt in primaire en secundaire duinvorming. In het eerste geval leidt kustaanwas tot nieuwvorming van duinen op strand of strandvlakte. Secundaire duinvorming treedt op na aantasting van de duinvegetatie en omvat de vervorming en verplaatsing van reeds bestaande duinen. Een verdere uitwerking van deze beide mechanismen en de daarbij werkzame factoren volgt hieronder:

1. kustaanwas - nieuwvorming van duinen op strand en strandvlakte (primaire duinvorming)
2. secundaire duinvorming na aantasting van de begroeiing door:
 - natuurlijke bodemprocessen (uitloging)
 - biotische invloeden (overbegrazing, graverij door konijnen)
 - antropogene invloeden (houtroof, overbeweiding, overbetreding)
 - klimatologisch extreme condities met een duidelijke invloed op de vegetatie (bijv. langdurige droogte) en zeer krachtige winden, die het proces van duinvorming versterken.
3. het uitgroeien van een zeereep door zandaccumulatie tot een hoogte, waarop de aldaar werkzame hogere windsnelheden zo groot zijn, dat het tot winderosie komt (Ranwell, 1972).
4. de aantasting van de zeereep door mariene erosie (klifvorming), waarna winderosie het kaalgeslagen klif aantast.

De hierboven genoemde mechanismen zullen hierna voor de Nederlandse kustduinen op hun mogelijke betekenis worden gezien.

Ad. 1. 'Primaire duinvorming' bij aangroei-kusten. Het vrijkomen van grote zandoppervlakken na kustaanwas leidt meestal tot nieuwvorming van duinen tegen de bestaande zeereep of op enige afstand daarvan op de strandvlakte. Wat de Jonge Duinen in Nederland betreft, zijn dergelijke processen vrijwel beperkt tot het estuariene en waddegebied, waar regelmatig op bepaalde plaatsen kustaanwas optreedt (zie par. 4.5). De thans herkenbare primaire duinvormen zijn na circa 1550 en voor een groot deel in de afgelopen anderhalve eeuw ontstaan (Bakker et al., 1979a). In alle gevallen is de relatie met de kustontwikkeling duidelijk, terwijl de betreffende gebieden veelal mede onder invloed van de mens tot stand zijn gekomen. Het oppervlak van deze primaire duinlandschappen (inclusief de afgesnoerde strandvlakten of primaire duinvalleien) bedraagt minder dan 10 % van het totale Nederlandse duinoppervlak. Tussen Hoek van Holland en Camperduin zijn primaire duinvormen nauwelijks aanwezig.

Ad. 2. Secundaire duinvorming door degeneratie van de begroeiing door diverse oorzaken. De genoemde factoren van bodemkundige, biotische, antropogene of klimatologische aard zullen in de praktijk zelden of nooit afzonderlijk werkzaam zijn en meestal in combinatie optreden. Bodemkundige processen, zoals uitloging, kunnen vooral in primair mineraalarm duinzand (par. 4.6), zeer voedselarme bodems opleveren. De vegetatie op dergelijke arme (en droge) bodems is vaak uiterst kwetsbaar en regenerereert zeer moeizaam, zoals in het geval van de korstmosrijke vegetaties van het *Violo-Corynephorum* (Westhoff & Den Held, 1969). Deze nagenoeg wortelloze korstmosbedekking kan in uitgedroogde toestand door kleine

windhoosjes los gemaakt worden, waardoor kaal zand aan de oppervlakte komt (Van Dieren, 1934). Genoemde processen kunnen reeds binnen een eeuw tot kwetsbare korstmosvegetaties leiden.

Biotische invloeden kunnen het plantenkleed aantasten. Begrazing en vooral graverij door konijnen heeft tot verstuiwingen geleid. Dat de mens de konijnenpopulatie vaak tot ongewone grootte deed uitgroeien is in paragraaf 5.3.1 vermeld.

Antropogene invloeden hebben soms direct, soms indirect het plantenkleed aangetast. Het uitgraven van konijnen bij de jacht, het kappen van bos en struwelen en overbeweiding door rundvee, geiten of schapen zijn enkele van deze activiteiten. Overexploitatie als oorzaak van verstuiwingen is soms goed gedocumenteerd in historische bronnen en in enkele gevallen herkenbaar in de duinmorfologie. Jelgersma et al. (1970) wezen in dat verband op de buitenproportionele uitbreiding van de verstuiwingen tijdens fase JDIII in de duinen nabij Zandvoort. Van Dieren (1934) noemt de combinatie van overexploitatie en gebrek aan onderhoud als bijdrage aan het verstuiwen van de duinen op oostelijk Terschelling. In veel gevallen zijn dergelijke oorzaken lokaal of regionaal van karakter geweest en niet exclusief de oorzaak van verstuiwingen op nog grotere schaal. Intensieve betreding als oorzaak heeft gezien de ontwikkeling van duinrecreatie slechts recente en vrij lokale betekenis.

Klimatologische invloeden op de conditie van duinvegetaties zijn nauwelijks onderzocht. Niettemin kan aangenomen worden dat vooral de droge-duinvegetaties zeer neerslagafhankelijk zijn, in het bijzonder de minder diep wortelende. Een opeenvolging van droge jaren kan dan een aanleiding zijn tot het afsterven van droge-duinvegetatie. Historische gegevens omtrent droogte als oorzaak van plantesterfte en verstuiwingen zijn niet bekend. Wel mag verwacht worden dat de evidente vermindering van de neerslag (zomer- en winterneerslag) rond 1800 (Labriijn, 1945) mede een rol heeft gespeeld bij de degradatie van de vegetatie, al is het alleen maar omdat een verminderde plantaardige produktie de beweidingsdruk en de intensiteit van natuurlijke begrazing relatief sterk doet toenemen. In welke mate andere klimatologische factoren, zoals bijvoorbeeld een vergrote stormfrequentie, een directe schadelijke invloed op het plantendek uitoefenen is - afgezien van het effect van windhoosjes op korstmosbegroeiingen - niet bekend. Wel valt aan te nemen dat in stormrijke perioden het proces van duinvervorming en -verplaatsing een versnelling heeft ondergaan.

Ad. 3. Verstuiwing van de zeereep t.g.v. het bereiken van een bepaalde hoogte door verticale groei. Ranwell (1972) stelt dat accumulatie van zand in de zeereep voortduurt, tot een zodanige hoogte wordt bereikt, dat door de hogere windsnelheden de accumulatie omslaat in winderosie. Vervolgens vormen zich stuifkuilen en eventueel secundaire duinen.

De natuurlijke verticale groei van een zeereep is in veel gevallen inderdaad aan maxima gebonden en de verticale windgradiënt speelt daarbij een belangrijke rol. De vraag rijst of de kennelijk aanwezige overmaat aan zand niet eerder leidt tot ofwel een zee-waartse verlegging van de duinvoet ofwel tot zandaccumulatie achter de zeereep met een 'evenwichtshoogte'. De strikte relatie tussen verticale groei tot een bepaalde hoogte en onvermijdelijk daarna het optreden van secundaire duinvorming, zoals door Ranwell (1972) geopperd, lijkt op zijn minst overdreven.

Ad. 4. Aantasting van de zeereep door mariene erosie, waarna vanuit het duinklif secundaire duinvorming optreedt. Klifvorming treedt vooral op tijdens stormvloed. Enerzijds zijn er kustgedeelten waar mariene erosie een vrijwel continu proces is (bijv. de Kop van Noordholland), anderzijds zijn er meer stabiele kustgedeelten die tijdens incidentele, zware stormvloed of tijdens stormvloedrijke perioden ondermijning van de buitenduinoet ondergaan. Het kaalgeslagen klif vormt een zwaktezone bij uitstek voor winderosie, zeker indien herstel door zandaanvoer vanaf strand of strandvlakte en hernieuwde vestiging van planten uitblijft. De relatie tussen klifvorming en het proces van windkuilvorming en 'parabolisering' van een zodanig aangetaste zeereep is onder andere door Van Dieren (1934) beschreven voor westelijk Terschelling. Het is aannemelijk dat een vergelijkbaar mechanisme ook elders in Nederland, zeker in de periode voor de grootschalige fixatie van de zeereep, van belang is geweest. Deze zienswijze wordt ondersteund doordat in minder stringent beheerde buitenlandse gebieden het hier beschreven proces waar is te nemen, zoals in Wales en Schotland.

De gegevens uit deze paragraaf rechtvaardigen de volgende redenering:

- De vorming van de Jonge Duinen in Nederland en de daarin op te merken fasering is in hoofdzaak aan secundaire duinvorming toe te schrijven.
- De gedateerde duinafzettingen (Jelgersma et al., 1970; Van Staalduinen, 1977) behoren tot de secundair gevormde duinen.
- De oppervlaktevormen wijzen op een zandtransport vanaf de kust landinwaarts.
- De sleutel tot deze duinvorming ligt vermoedelijk in de aantasting van de zeereep. Het meest waarschijnlijk daarbij is aantasting door mariene erosie (klifvorming).
- Indien dit het geval is, houdt het ontstaan van de Jonge Duinen (inclusief de daarin aanwezige fasering) verband met perioden van (versterkte) kusterosie.
- Perioden met versterkte kusterosie vinden vermoedelijk hun oorsprong in klimaatwijzigingen.

7.4.2 *Secundaire duinvorming in relatie tot kustontwikkeling en klimaatwijzigingen*

Met de gegevens van paragraaf 7.4.1 is het interessant de perioden van duinvorming te vergelijken met de kustgeschiedenis en de klimaatshistorie. Alvorens dit soort relaties te onderzoeken moeten een aantal uitgangspunten worden vermeld.

- a. Estuariene en waddenkusten zijn qua duinvorming sterk afhankelijk van continue of cyclische processen (par. 3.5) en te gecompliceerd voor een onderzoek naar de relatie tussen de periodiciteit in duinvorming-kustgeschiedenis en klimaatshistorie. Min of meer lange, rechte en gesloten kusten buiten de directe invloed van zeegaten of belangrijke riviermondingen zijn daarvoor beter geschikt.
- b. Het kustgedeelte tussen Den Haag en Egmond voldoet aan de onder a. vermelde voorwaarden. De duinen in dit gebied bestaan uit loopduin-, kamduin- en parabolstelsels, die te oordelen naar de ligging, stootsgewijs vanaf de kust landinwaarts zijn verplaatst. De drie hoofdzones zijn door Jelgersma et al. (1970) gedateerd en gerelateerd aan de hoofd-fasen van duinvorming. Het betreffende kustgedeelte is tijdens de periode van duinvorming, voor zover af te leiden uit geologische en historische gegevens erosief of stationair ge-

weest. Een dergelijk gebied is het meest geschikt voor een studie van de relatie tussen duinvorming, kustontwikkeling en klimaatshistorie.

c. Kustlijnveranderingen bij gesloten kusten, c.q. versnellingen of vertragingen in bepaalde tendensen kunnen het gevolg zijn van fluctuaties in de zeespiegelrijzing als resultaat van wisselingen over langere tijd van bijv. de gemiddelde jaartemperatuur, veranderingen in de richting van de overheersende wind (en daarmee de kustdrift) of een veranderde stormvloedfrequentie.

Van Straaten (1961) onderzocht de relatie klimaat-kustontwikkeling. Hij vond een duidelijke correlatie tussen klimaatfactoren en het gedrag van de laagwaterlijn (LWL). Uit figuur 50 (vrij naar Van Straaten, 1961) blijkt dat een toename van de jaarneerslag en een toename van het aandeel zuidwestelijke en westelijke winden tussen ongeveer 1855 en 1890 met een enigszins vertraagde, maar opvallende terugwijking van de laagwaterlijn gepaard ging. Deze terugwijking zette zich rond 1865 in. Van Straaten (1961) veronderstelt tevens dat met het toenemen van het atlantische karakter ook de storm(vloed)frequentie toenam. Dat de kusterosie in de betreffende kustgedeelten geen toevallige was, blijkt ook uit andere gegevens van bijvoorbeeld Van Straaten (1961), Eisma (1968) en Bakker & Joustra (1970). Ook in andere kustgedeelten trad in die periode kustafslag op. Op welke wijze dit proces door klimaatfactoren wordt geleid is niet goed bekend. Wellicht is de kustdrift onder invloed van frequentere zuidwestelijke winden versterkt, mogelijk is het vooral een zaak van de door Van Straaten veronderstelde hogere stormvloedfrequentie geweest. Voor dit laatste pleit onder andere het verschijnsel dat het kustgebied van noordelijk Duitsland in de periode met temperatuursdaling na circa 1940 ook een verhoging in de frequentie van (extreme) stormvloeden heeft ondergaan. Dit is door Duphorn (1976), mede op grond van gegevens van Nasner & Partenscky (1975), beschreven. De afkoeling na circa 1865 (fig. 50) zou op die wijze een verhoogde stormvloedfrequentie kunnen indiceren. Vanzelfsprekend zijn dergelijke redeneringen speculatief.

Om voor de minder goed gedocumenteerde periode waarin de fasen JDI, II en III in de vorming van de Jonge Duinen optraden, de relatie klimaat-kustontwikkeling te reconstrueren, is het noodzakelijk om de volgende hypothese te formuleren. Een periode met een versterkte atlantische invloed versterkt de kusterosie. Het is aannemelijk dat relatief warme perioden een versnelling van de zeespiegelrijzing teweegbrengen en relatief koude perioden een vertraging van de rijzing of zelfs een daling van de zeespiegel. Het laatste wordt bevestigd bij vergelijking van de zeespiegelbeweging sinds 1860, zoals beschreven door Van Veen (1954) en de klimaatsgegevens van Labrijn (1945). Hieruit blijkt dat tijdens de Kleine IJstijd een geringe zeespiegeldaling optrad (zie fig. 51). Het tegenovergestelde is te verwachten tijdens het Kleine Optimum. (Uit gegevens van Tooley (1978) is af te leiden dat de zeespiegelverhoging in Engeland in deze periode méér dan 0,5 m bedroeg. Op grond daarvan kan voor Nederland een versnelde stijging worden verondersteld.) Daarbij kan worden gewezen op het gezamenlijk effect van een hogere zeespiegel en een verhoogde stormvloedfrequentie als gevolg van een meer atlantisch klimaat. Dit had vermoedelijk een extra invloed op de kusterosie, zoals die na het Kleine Optimum optrad. Met het doel om de relatie klimaat-kustontwikkeling en duinvorming in en na de middeleeuwen te onderzoeken volgt hierna een resumé van relevante gegevens per factor. In figuur 52 zijn deze gegevens in hun samenhang weergegeven.

Figuur 50. De relatie tussen enkele klimaatsvariabelen en de verplaatsing van de laagwaterlijn in de periode 1848-1944, gebaseerd op 10-jarige overschrijdende gemiddelden (gegeneraliseerd naar Van Straaten, 1961).

- A: Gemiddelde jaarneerslag (Den Helder).
- B: Gemiddelde jaartemperatuur (Den Helder).
- C: Laagwaterlijn bij kilometerpaal 64 (Zandvoort).
- D: Laagwaterlijn bij kilometerpaal 79 (Noordwijkerhout).
- E: Gemiddeld jaarlijks percentage zuidwestenwind (Utrecht-De Bilt).
- F: Gemiddeld jaarlijks percentage westenwind (Utrecht-De Bilt).

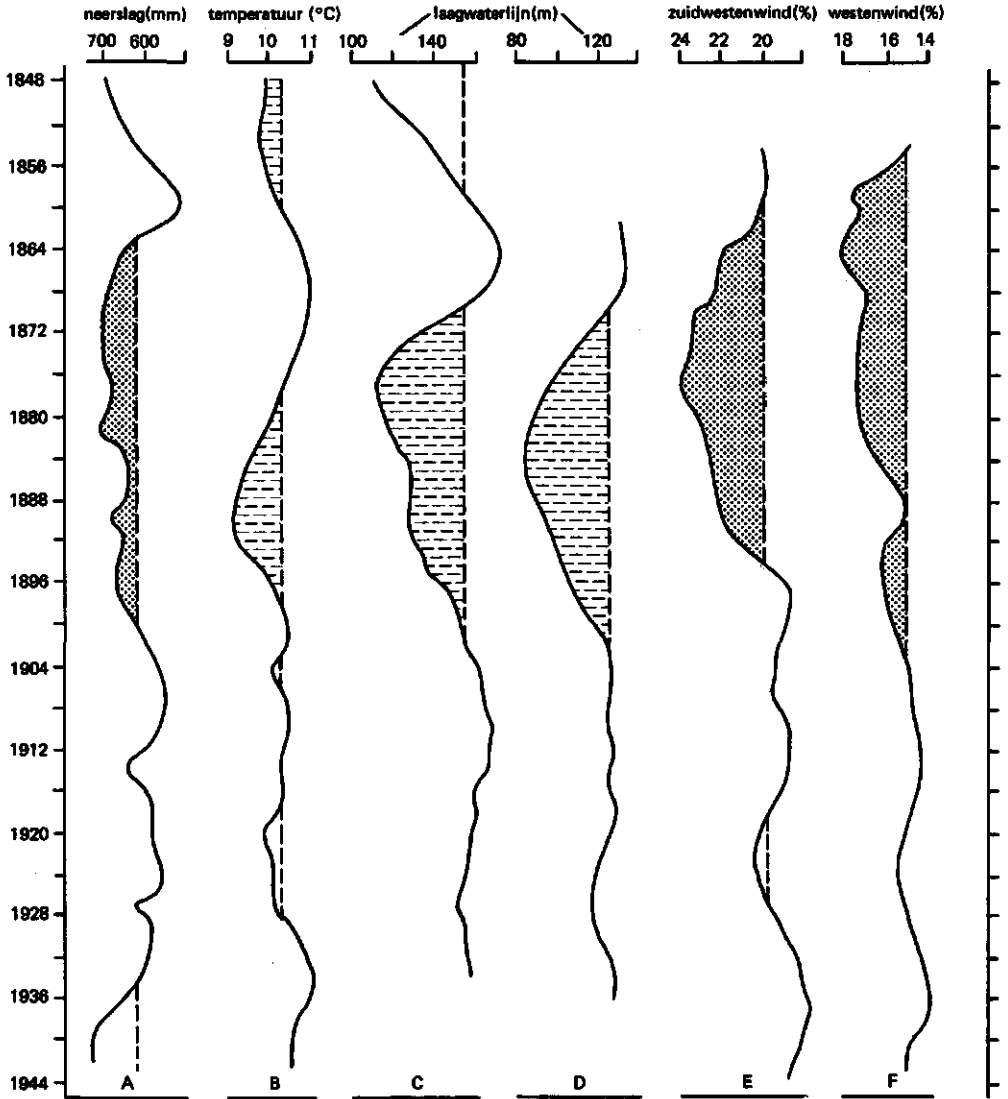


Figure 50. Relation between some climatic variables and shift of the low water mark in the period 1848-1944, based on running 10-year averages (generalized from Van Straaten, 1961).

- A: Mean annual precipitation (Den Helder).
- B: Mean annual temperature (Den Helder).
- C: Low-water mark at kilometre pole No. 64 (Zandvoort).
- D: Low-water mark at kilometre pole No. 79 (Noordwijkerhout).
- E: Annual mean fraction of south-westerly winds (%) (Utrecht-De Bilt).
- F: Annual mean fraction of westerly winds (%) (Utrecht-De Bilt).

Klimaat

De middeleeuwen en daaropvolgende tijd vertonen klimatologisch twee als 'rustig' te bestempelen perioden, waarin de atlantische invloed minder groot was, namelijk het relatief warme Kleine Optimum en de relatief koude Kleine IJstijd. De voorafgaande, de tussenliggende en de op de Kleine IJstijd volgende periode zijn overgangperiodes met een relatief grote atlantische invloed. Deze overgangperiodes kunnen zowel met een stijging als met een daling van de temperatuur gepaard gaan. Voor een verdere tijdsaanduiding van de perioden en een temperatuurcurve wordt verwezen naar figuur 52 en hoofdstuk 2.

Kustontwikkeling

In de middeleeuwen laat een mariene invloed als (versterkte) kusterosie zich alleen indirect afmeten. Geologische gegevens geven enige informatie omtrent het verloop van de zeespiegelrijzing of het optreden van transgressies. Archeologische gegevens zijn informatief over het verloop van het gemiddelde hoogwater, historische bronnen hebben vooral betrekking op het schadelijk effect van stormvloed (zie hoofdstuk 3 voor een vollediger overzicht). Tooley (1978) vermeldt een stijging van het gemiddeld zeeniveau vanaf circa 750 tot circa 1300, waarna zich een daling inzette. Dit stemt overeen met het temperatuurverloop vóór, tijdens en na het Kleine Optimum. De curve van het gemiddeld hoogwater van Louwe Kooymans (1974) vertoont een versnelde rijzing vanaf circa 750 tot circa 1000, een 'rustperiode' tot circa 1250, vervolgens weer een versnelling tot circa 1550, daarna weer een 'rustperiode' tot circa 1800, waarna weer een versnelling optrad. Deze ontwikkelingen vertonen een redelijke correlatie met de klimaatgegevens in die zin dat versnelingen in de stijging van het gemiddeld hoogwater samenvallen met een meer atlantisch klimaat. De invloed van de wind op de rijzing van het hoogwater en een verhoogde rivierafvoer vormen vermoedelijk de achtergrond van deze relatie. Transgressiefasen, zoals onderscheiden door Hageman (1969), Roeleveld (1974) en Van Rummelen (1972) stemmen grotendeels overeen met de gegevens van Louwe Kooymans (1974) (fig. 52). Concluderend kan gesteld worden dat de relatie klimaat en kustontwikkeling in grote lijnen over de gehele periode waarin de vorming van de Jonge Duinen plaatsvond, herkenbaar is.

Duinvorming

Met gebruikmaking van de gegevens uit paragraaf 7.2 en 7.3 kan op de indeling in duinvormingsfasen van Jelgersma et al. (1970) een correctie worden aangebracht. Voor de fase JDI betekent dit een vervroeging in de orde van grootte van minimaal 1-2 eeuwen en maximaal 3-4 eeuwen. Deze fase zou zich op zijn vroegst rond 750 à 800 kunnen hebben ingezet. Dit geeft aansluiting bij de klimatologische overgangsfase die uitmondde in het Kleine Optimum, en ook met een fase van (versterkte) kustafbraak. Gezien de dateringen en de tijd die vereist is voor duinmigratie over enkele kilometers, is het waarschijnlijk dat deze fase tot in het Kleine Optimum voortduurde. Mogelijk heeft de door Lamb (1964) en Le Roy Ladurie (1971) genoemde droogte in deze tijd een rol gespeeld. De aard van de duinvorming in deze fase wijst op een relatief geringe invloed van de vegetatie. Mogelijk

Figuur 51. De relatie tussen enkele klimaatsvariabelen (30-jarig voortschrijdende gemiddelden) en de stijging van het gemiddeld zeeniveau vanaf ca. 1700 n. Chr., naar gegevens van respectievelijk Labrijn (1945) en Van Veen (1954).

A: Temperatuur-amplitude (zomer-winter) in de periode 1706-1944.

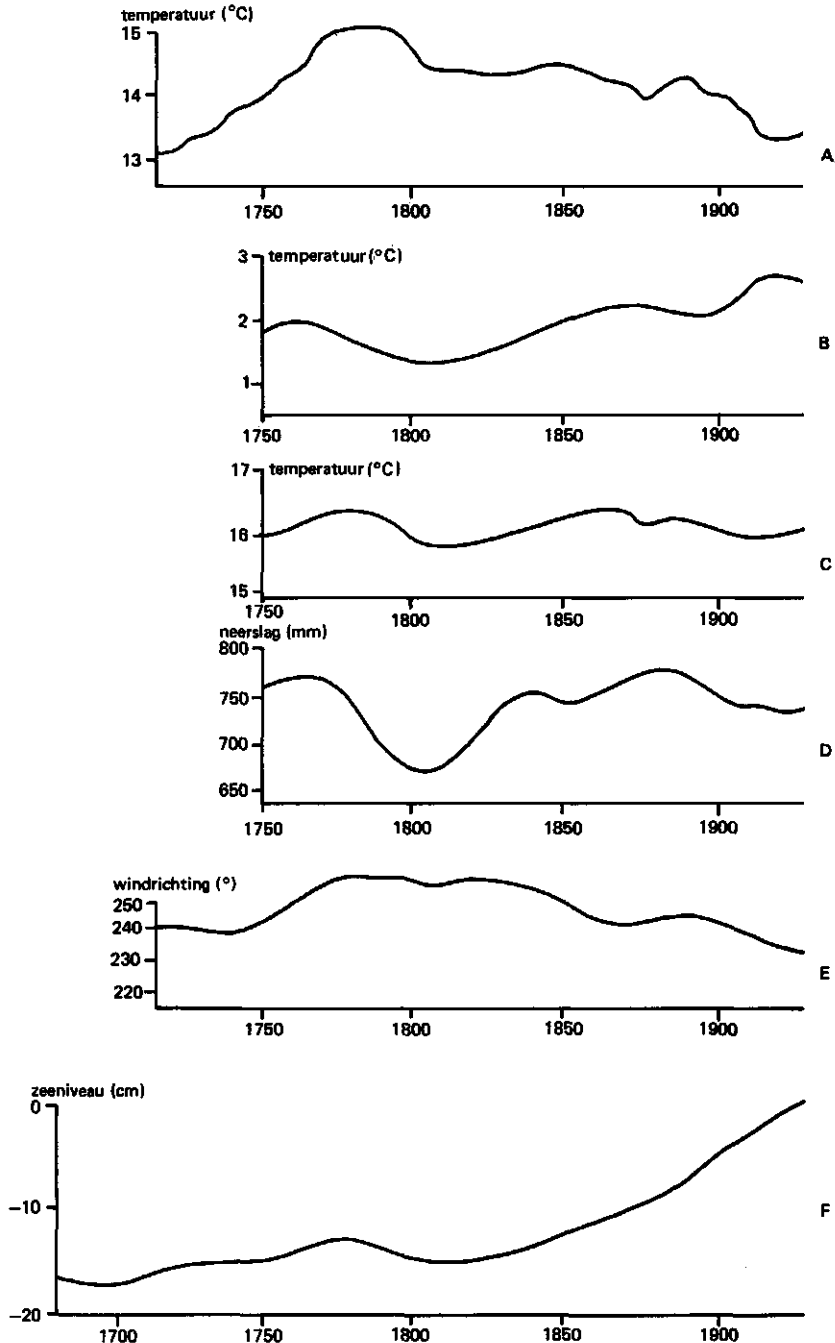
B: Wintertemperatuur in de periode 1735-1944.

C: Zomertemperatuur in de periode 1735-1944.

D: Jaarneerslag in de periode 1735-1944.

E: Windrichting in graden in de periode 1700-1944.

F: Gemiddeld zeeniveau in Amsterdam in de periode 1862-1930.



heeft de droogte zowel een negatieve invloed gehad op de voordien aanwezige vegetaties als op het herstel van de begroeiing.

Na een korte rustfase trad fase JDII in. Deze kan waarschijnlijk geplaatst worden in de periode 1300-1600. Dit stemt redelijk overeen met de klimatologische overgangsperiode, waarvan het einde rond 1550 of 1600 kwam. Diverse historische bronnen wijzen erop dat de kusterosie tot deze tijd hevig is geweest (zie ook par. 3.8). De omvang der verstuiwingen zou ook in die richting kunnen wijzen. De tijdens deze fase gevormde duinen nemen naar oppervlak en massa een belangrijke plaats in.

Fase JDIII wordt voorafgegaan door een 'rustperiode' die vermoedelijk duurde vanaf 1600 tot 1700 à 1750. Deze rustfase valt ongeveer samen met de Kleine IJstijd (althans het maximum daarvan) die in klimatologisch opzicht als relatief 'continentaal' is te kenschetsen. Wat kusterosie aangaat was deze tijd vrij onbelangrijk. De daaropvolgende tijd bracht meer verstuiwingen, vooral in het duingebied dicht bij de kust. De omvang daarvan was relatief gering, vermoedelijk omdat reeds aan het eind van de 18e en vooral in het begin van de 19e eeuw de vastlegging van de duinen en een stringent zeeoepbeheer een feit werd. De duinvorming in deze periode weerspiegelt derhalve maar zeer ten dele de natuurlijke gang van zaken. Labriijn (1945) vermeldt een toename van de atlantische invloed in deze tijd, met name voor de periode na 1800. Bakker (1953) noemt tevens een toename van het aantal stormvloeden.

7.5 DISCUSSIE

In de voorgaande paragrafen zijn argumenten aangevoerd om een vroegere aanvang van de vorming van de Jonge Duinen aan te nemen dan Jelgersma et al. (1970) deden. Een vervroeging in de orde van grootte van enkele eeuwen stemt beter overeen met de geomorfologische reconstructie van het proces van duinvorming, met de historische gegevens en met de veronderstelde causale betrekkingen tussen klimaat, kustontwikkeling en secundaire duinvorming. De werkelijke aanvang van de vorming van de Jonge Duinen valt vermoedelijk reeds in de 9e of 10e eeuw te plaatsen.

Deze zienswijze houdt in dat er een veel kleiner tijdsinterval bestaat tussen de laatste fase(n) in de vorming van de Oude Duinen en de eerste fase in de vorming van de Jonge Duinen, in elk geval in situaties dichtbij de kustlijn. Immers, zowel door Jelgersma et al. (1970) als door Van Staalduinen (1977) wordt gesteld dat de vorming der Oude Duinen daar tot in de (vroeg) middeleeuwen voortduurde. Rentenaar (1977) draagt daar ook historische argumenten voor aan.

Een kleiner hiaat in de tijd tussen de afzetting van Oude en Jonge Duinen maakt het

← Figure 51. Relation between some climatic variables (30-year running averages) and the rise in mean sea-level since about A.D. 1700 (respective data from Labriijn, 1945 and Van Veen, 1954).

A: Temperature-amplitude (summer-winter) in the period 1706-1944.

B: Winter temperature in the period 1735-1944.

C: Summer temperature in the period 1735-1944.

D: Annual precipitation in the period 1735-1944.

E: Wind direction (degrees) in the period 1700-1944.

F: Mean sea-level in Amsterdam in the period 1862-1930.

Figuur 52. De relatie klimaatshistorie-kustontwikkeling en secundaire duinvorming sinds ca. 800 n. Chr.

A: Klimaatshistorie volgens Lamb (1977).

B: Jaartemperatuur in Centraal-Engeland (vrij naar Lamb, 1977).

C: Transgressiefasen volgens enkele auteurs: 1. Van Rummelen (1972): zuidwestelijk Nederland; 2. Roeleveld (1974): noordelijk Nederland; 3. Zagwijn & Van Staalduinen (1975): Nederland.

D: Stijging van het gemiddeld hoogwater in zuidwestelijk Nederland (naar Louwe Kooymans, 1974).

E: Fasen in de vorming van secundaire duinen in westelijk Nederland volgens Jelgersma et al. (1970).

F: Fasen in de vorming van secundaire duinen in westelijk Nederland volgens de auteur.

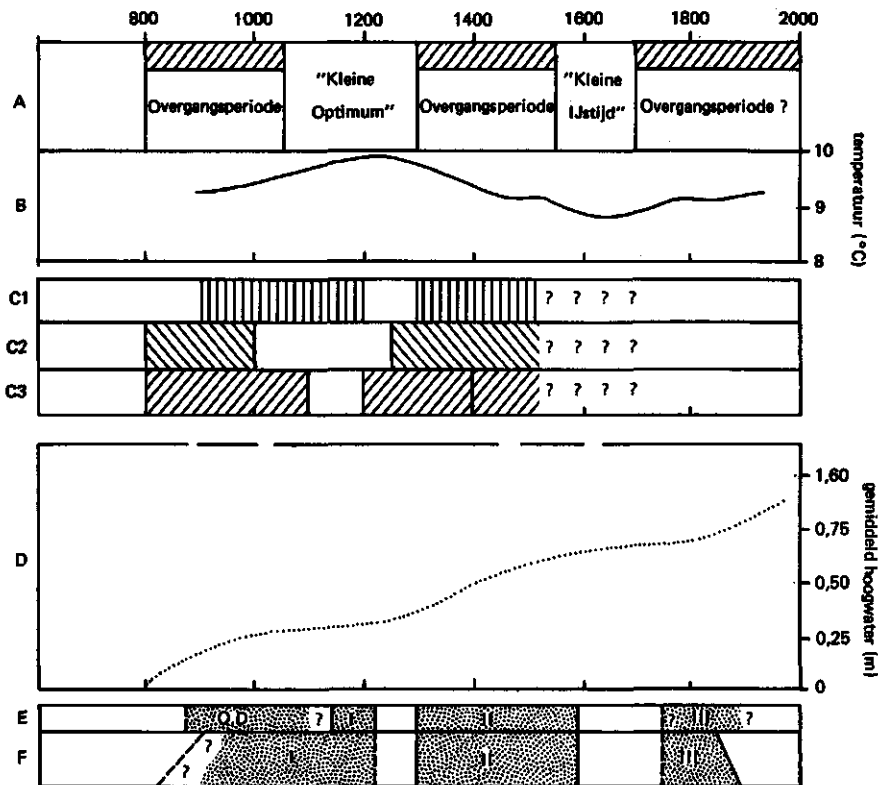


Figure 52. Relation of climatic history with coastal development and secondary dune-formation since about A.D. 800.

A: Climatic history according to Lamb (1977).

B: Mean annual temperature in Central England (free after Lamb, 1977).

C: Transgressive phases according to some authors: 1. Van Rummelen (1972): south-west Netherlands; 2. Roeleveld (1974): northern Netherlands; 3. Zagwijn & Van Staalduinen (1975): Netherlands.

D: Rise of mean high water in south-west Netherlands (after Louwe Kooymans, 1974).

E: Phases in the formation of secondary dunes in the west of the Netherlands according to Jelgersma et al. (1970).

F: Phases in the formation of secondary dunes in the west of the Netherlands as here suggested.

extra moeilijk om onderscheid tussen beide te maken, gezien de vrijwel identieke lithologische en sedimentologische karakteristieken van beide afzettingen. Het onderscheid berust in de regel op verschillen in bodemgesteldheid en reliëf. Deze zijn vooral beschreven aan de hand van Oude Duinafzettingen die reeds langer waren gestabiliseerd en zich daardoor vrij duidelijk van de Jonge Duinafzettingen lieten onderscheiden. Dit is bijvoorbeeld het geval in situaties waarbij zich landinwaarts van de zone met Jonge Duinen het reeds lange tijd gestabiliseerde landschap met strandwallen en bijbehorende Oude Duinen bevindt. Het is niet te verwachten dat dit onderscheid nog te maken is bij Oude Duinafzettingen die pas in de vroege middeleeuwen zijn gestabiliseerd en Jonge Duinafzettingen uit de fase JDI. In dergelijke gevallen is het hiaat in de tijd zo klein, dat alleen een betrouwbare datering uitkomst zou kunnen brengen. Wat betreft de vraag welk jaartal als scheiding tussen beide afzettingen zou moeten fungeren, is het uit het voorgaande duidelijk geworden, dat een dergelijk criterium meer en meer als willekeurig beschouwd kan worden.

In dit hoofdstuk is verder getracht aannemelijk te maken dat er een duidelijk verband bestaat tussen het ontstaan van de Jonge Duinen - althans de hoofdfasen van de secundaire duinvorming - en kustafslag en klimaat. Deze zienswijze wijkt af van wat er door diverse auteurs als oorzaak wordt aangevoerd. Vaak wordt juist een regressieve fase in de kustontwikkeling genoemd als oorzaak van het vrijkomen van massa's zand aan de kust, hetgeen op zijn beurt de duinvorming zou hebben ingeleid (Tooley, 1978; Lamb, 1977). Het kan niet worden ontkend dat een dergelijke ontwikkeling tot duinvorming kan leiden. Het ontstaan van de strandwallen en bijbehorende duinen in Nederland is daarvan een voorbeeld. Voorts zijn er in recenter tijd in het wadden- en estuariene gebied door kustaanwas duinen ontstaan (hoofdstuk 6). Daarbij gaat het steeds om primaire duinvorming. Secundaire duinvorming met ver landinwaarts reikende verstuingen wordt door kustaanwas niet bevorderd. Het tegendeel is eerder het geval.

Wat de relatie kustontwikkeling-duinvorming betreft, is de vraag te stellen in hoeverre de combinatie kustafslag-secundaire duinvorming een zelfversterkend proces kan zijn. Deze vraag - ook gesteld door Jelgersma et al. (1970) - sluit de mogelijkheid in dat een massale landinwaartse verstuing van de zeereep een zodanig verlies aan zand aan de kust (c.q. het gezamenlijk systeem van strand en zeereep) kan betekenen, dat dit op haar beurt de kustafslag bevordert. In zo'n geval zou er van een 'meekoppelingsproces' sprake zijn.

Is de hoofdfasering in de vorming van de Jonge Duinen (JDI, JDII en JDIII), zoals door Jelgersma et al. (1970) vermeld, redelijk goed herkenbaar en na enkele correcties ook redelijk verklaarbaar, het onderscheid in de fasen Ia en Ib is ons inziens minder duidelijk te maken. De auteurs beschrijven fase Ia als een egalisatie-fase, waarbij het Oude Duinoppervlak door verstuing van duintoppen en opvulling van laagtes werd genivelleerd. De fase Ib zou daar op volgen. Daarin zouden zowel horizontale laagjes Jonge Duinafzettingen op het genivelleerde oppervlak zijn ontstaan als een geprononceerde, hoge binnenreeks. Welk mechanisme tot een spontane egalisatie van het oorspronkelijke Oude Duinoppervlak geleid kan hebben, is niet duidelijk. Gezien het zeer geringe tijdsverschil tussen de dateringen van beide sub-fasen, bestaat de mogelijkheid dat het in feite om één fase gaat. Het is denkbaar dat de massale en snelle landinwaartse migratie van een

grote duinenreeks een tot nabij het grondwateroppervlak 'afgestreken' loopduinvlakte heeft achtergelaten (par. 4.5). Een dergelijk mechanisme zou de egalisatie van het Oude-Duinoppervlak kunnen hebben bewerkstelligd. De aanwezigheid van enkele dunne laagjes Jonge Duinafzettingen zou wijzen op het passeren van enkele van deze landinwaarts bewegende duinenreeksen. Dat het om meer dan één duinenreeks gaat, blijkt uit de kaart in Jelgersma et al. (1970). Tijdens deze processen zou telkens een dun zanddek zijn achtergelaten, dat tot het capillair niveau is 'afgestreken'. Het is daarbij mogelijk dat het grondwater tegelijk met het ophogingsproces enige stijging heeft ondergaan, zodat er een vochtig valleimilieu kon blijven bestaan. In hoeverre dat iets met een natter klimaat heeft uit te staan of meer met andere hydrologische factoren te maken heeft is nog niet duidelijk.

8 Bodemgesteldheid: enkele genetische en ecologische aspecten

8.1 INLEIDING

In dit hoofdstuk is in hoofdzaak gebruik gemaakt van literatuurgegevens. Het eigen veldonderzoek was vooral bedoeld als ondersteuning van het geomorfologische en hydrologische veldwerk en bestond uit een aantal boringen in duinvalleien (par. 1.2). Verder is in dit hoofdstuk het accent gelegd op ecologische aspecten, zulks mede in verband met de doelstellingen van het 'TNO-Duinvalleienonderzoek'. Vanuit die keuze zijn de pedogenetische aspecten aan de ecologische ondergeschikt gemaakt. Het karakter van de meeste bodemkundige onderzoeken in de kustduinen, vaak uitgevoerd vanuit een duidelijke ecologische of botanische vraagstelling, sluit aan bij de door ons gekozen benadering (Boerboom, 1963; Salisbury, 1952; De Vries, 1961; Doing, 1966).

De ecologische betekenis van de bodem betreft vooral de leverantie van vocht en voedingsstoffen aan de plant. De eigenschappen van de grond en de veranderingen die daarin optreden als gevolg van bodemvormende processen zullen vooral tegen die achtergrond worden gezien. De belangrijke ecologische variabelen voor de ontwikkeling van natuurlijke vegetaties zijn het humusgehalte, de pH en de kalktoestand (Doing, 1966, Londo, 1971).

Bodemvormende processen die invloed hebben op ruimtelijke of temporele variaties in deze factoren zijn de produktie en omzetting van organische stof, de verwerking van stoffen zoals kalk en de uitspoeling van elementen. Humus heeft grote betekenis voor de vochtvoorziening van de plant in deze van nature zeer droogtegevoelige gronden. Daarnaast is de humus werkzaam als schakel in de voedingsstoffenkringloop. De opslag en het beschikbaar komen van nutriënten in duinbodems is in hoge mate gekoppeld aan de processen van produktie en omzetting van organische stof in de bodem.

De kalktoestand van duinbodems is vermoedelijk niet zozeer van directe als wel van indirecte betekenis in ecologisch opzicht. Direct gerelateerd aan de kalktoestand is de pH van de grond. De pH heeft grote invloed op de aard en intensiteit van de omzetting van organische stof en op de beschikbaarheid van voedingsstoffen voor de plant.

In de volgende paragrafen wordt eerst nagegaan welke bodemvormende factoren het verloop van de bodemvorming mede bepalen. De produktie en omzetting van organische stof en de uitspoeling van opgeloste stoffen, in het bijzonder van carbonaten, komen aan de orde. Daarna worden, speciaal in verband met de vochttoestand in duinvalleien, de hydromorfe bodemkenmerken besproken en wordt enige aandacht aan de classificatie van duinbodems gebesteed. De daarop volgende paragrafen zijn meer ecologisch van karakter en handelen over de vocht- en voedingsstoffenvoorziening en de invloed daarop van pH en grondwater. Tenslotte wordt op de effecten van menselijke invloeden ingegaan.

8.2 BODEMVORMENDE PROCESSEN

8.2.1 *Productie en omzetting van organische stof*

Gezien het belang van organische stof, en meer in het bijzonder humus, voor de vocht- en voedingsstoffenvoorziening van de plant is het wenselijk om in te gaan op de processen van aanvoer van dode organische stof naar de bodem en de omzetting daarvan tot complexe semi-stabiele organische verbindingen (humificatie) en opneembare anorganische verbindingen (mineralisatie).

Humificatie levert complexe organische verbindingen op, zoals het onoplosbare humine en de zwak zure en in geringe mate oplosbare humus- en fulvozuren. Vooral de laatste groep, waarvan het relatieve aandeel afhangt van het oorspronkelijke organische materiaal en andere condities, zoals de pH, draagt bij aan het podzoleringsproces (par. 8.2.2).

Mineralisatie levert, tegelijk met een bijdrage aan de voedingsstoffenvoorziening, ook een bijdrage aan de ontkalking c.q. uitloging van de bodem, aangezien hierbij koolzuur gevormd wordt en tamelijk sterke zuren vrijkomen, zoals HNO_3 , H_2SO_4 en H_3PO_4 (Scheffer & Schachtschabel, 1976).

Vrijwel alle afbraakprocessen gaan gepaard met de productie van kooldioxide, hetgeen in de bodemoplossing een licht zure reactie teweegbrengt volgens de reactievergelijking $\text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$. Tezamen met de organische en sterke anorganische zuren die tevens bij het humificatie- en mineralisatieproces vrijkomen draagt dit proces bij tot de ontkalking van duinbodems (zie verder par. 8.2.2).

In natuurlijke ecosystemen is dood organisch materiaal in hoofdzaak afkomstig van afgestorven plantendelen, in mindere mate van de macrofauna (Van der Drift, 1975; Kononova, 1975). Voor beide geldt dat de produktiviteit van het ecosysteem sterk bepalend is voor de aanvoer. Van duinecosystemen is weinig bekend omtrent de jaarlijkse productie van dode organische stof; wel is het duidelijk dat er grote verschillen bestaan in produktiviteit als gevolg van verschillen in vocht- en voedingsstoffentoestand. Een primair mineraalarm substraat, dat door uitloging verder is verarmd en waar tevens de vochtvoorziening gebrekkig is, zoals op droge hellingen, kent een vegetatie met een uiterst lage productie. Korstmosvegetaties op kalkarme duinhellingen op sommige Waddeneilanden zijn hier een voorbeeld van. Mineraalrijke, vochtige valleien daarentegen kennen een vrij hoge productie van dode organische stof. Mogelijk is deze vergelijkbaar met wat Van der Drift (1975) op grond van gegevens van Alberda (1970) en Ketner (1972) opgeeft voor onbegaasd kwelderland op respectievelijk Schiermonnikoog en Terschelling, namelijk ca. $1000 \text{ g/m}^2 \cdot \text{j}$, of wat Van der Drift (1974) vond in een 140-jarig eikenbos bij Winterswijk: $865 \text{ g/m}^2 \cdot \text{j}$.

In pedogenetisch en in bodemecologisch opzicht is belangrijk welk deel van de organische stof wordt gemineraliseerd en welk deel in enig stadium van vertering voor kortere of langere tijd in de bodem wordt opgeslagen. De uitkomst wordt in hoofdzaak bepaald door de intensiteit van biologische afbraakprocessen die op hun beurt vooral door abiotische factoren worden bepaald. Optimale condities voor biologische afbraak zijn een voldoende hoge pH, aërobe condities met een goede gasuitwisseling, een hoge vochtigheidsgraad en een vrij hoge bodemtemperatuur (ca. 30°C). Ook heeft de samenstelling van het organisch afval invloed. Bij een hoge C/N-verhouding van organisch materiaal in de bodem (> 30)

wordt de afbraak bemoeilijkt (Parsons & Tinsley, 1975). Voor duinen vormen zowel zure als natte condities de belangrijkste belemmeringen voor een snelle biologische afbraak.

Evenmin als de jaarlijkse netto-aanvoer van dood organisch materiaal in duinbodems is gekwantificeerd, is kwantitatief onderzoek verricht naar de verhouding tussen aanvoer en omzetting. In dat opzicht zijn slechts enkele algemene opmerkingen van kwalitatieve aard te maken. Door de sterk variabele vochtsituatie en pH-verschillen treden grote variaties in de organische stofhuishouding op. Droge milieus hebben een tamelijk lage produktie en een vrij hoge graad van omzetting. In droge en zure milieus verkeren zowel de produktie als omzetting op een laag niveau. Zeer natte milieus hebben een matige produktie en een zeer lage omzettingsgraad. Matig vochtige, goed doorluchte bodems hebben bij voldoende voedingsstoffen en een zwak zure tot alkalische reactie zowel een hoge produktie als een snelle omzetting. Deze algemene kwalifikaties sluiten aan bij hetgeen in het veld kan worden geconstateerd door profielstudies. Zeer natte profielen in valleien vertonen een vrijwel onverteerde veenlaag of veraard venige (moerige) laag op een nagenoeg humusloze minerale ondergrond. Ook in zure profielen is accumulatie van weinig verteerde plantenresten waarneembaar, zoals bij heidebodems. Kalk in de bovengrond - gepaard gaande met een relatief hoge pH - kan remmend werken op de humusvorming vanwege een hoge omzettingssnelheid (Londo, 1971; Doing, 1966). Pas bij pH-daling in de bovenlaag doet zich enige accumulatie van organische bestanddelen voor.

Het verloop van de aanrijking met organische stof in de tijd is ondermeer bestudeerd door Salisbury (1925) en Wilson (1960). Deze resultaten zijn door Ranwell (1972) grafisch uitgezet in figuur 53. De gegevens hebben betrekking op de bovenlaag van 0-5 cm, hetgeen geen volledig beeld mogelijk maakt van de processen in het gehele profiel. Opvallend is de relatief snelle toename van de organische stof in de South Haven Peninsula (Dorset). Aangezien deze duinen volgens Wilson een extreem laag primair kalkgehalte bezitten ($< 0,1\%$) en de pH in een vijftal decennia tot circa 5 is gedaald, is de accumulatie van organische

Figuur 53. De relatie tussen de ouderdom van duinbodems en het gehalte aan organische stof in drie Engelse duingebieden (naar Salisbury, 1952).

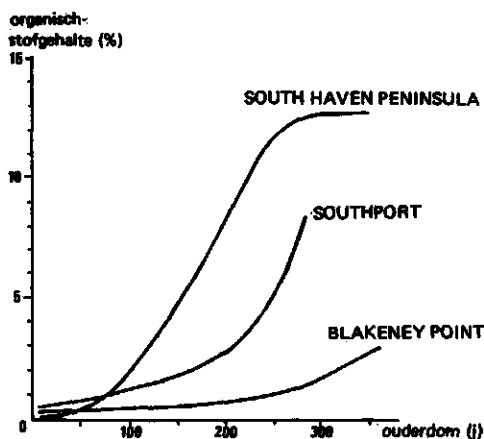


Figure 53. Relation between age (abscissa) of dune soils (years) and content (ordinate) of organic matter (%) in three English dune areas (after Salisbury, 1952).

stof in een bovenlaag vermoedelijk direct gerelateerd aan een snelle verzuring. De curve wijst op een evenwichtstoestand na circa 250 jaar. Waarschijnlijk is na die tijd door uitloging de bodem dermate verarmd dat de produktie (incl. organisch afval) minimaal is, terwijl de omzettingssnelheid eveneens zeer klein geacht kan worden. De curve behorend bij de Blakeney Point Dunes vertoont pas na circa 250 jaar een belangrijke accumulatie van organische stof in de bodem. Deze duinen zijn van nature kalkrijker (ca. 0,4 %) en een pH-daling tot onder 6,3 is pas na ca. 235 jaar bereikt (Salisbury, 1952). De middelste curve (Southport Dunes) behoort bij zeer kalkrijke duinen (kalkgehalte ca. 6 %). De ont-kalking van de bovenlaag gaat vooral in de eerste eeuwen relatief snel en leidt tot een pH-daling van circa 8,2 tot 6,4 in twee eeuwen. Na twee eeuwen vertoont de curve een snelle stijging van het organische stofgehalte na een relatief langzame toename in het begin.

Gegevens over gehalten aan organische stof van min of meer complete profielen in een raai dwars op de kust van Voorne zijn verzameld door Adriani & Van der Maarel (1968). Afgezien van de verschillen tussen droge en vochtige of natte bodems wijzen de resultaten erop, dat accumulatie van organische stof vooral in de bovenste 1-2 dm optreedt, terwijl op grotere diepte nauwelijks aanrijking waarneembaar is. Het hoogste gehalte bedroeg circa 20 % en werd aangetroffen in de bovenste decimeter van een vochtige-valleibodem. In droge bodems onder struweel lag het percentage veel lager (maximaal ca. 6 %). Boerboom (1963) onderzocht de overwegend droge duinen bij Wassenaar en constateerde eveneens dat accumulatie van organische stof vrijwel beperkt bleef tot de bovenste 1,5 dm. Bij 'droge' en lage vegetaties bedroeg het gehalte organische stof slechts enkele procenten, onder wilgestruweel gemiddeld 4 %, onder bos circa 7 %. Ook tijdens het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' bleek dat de accumulatie van organische stof zich zelden dieper dan 2 dm uitstrekt, hoewel op sommige plaatsen bodems met een dikkere humeuze bovenlaag werden aangetroffen: maximaal circa 4 dm in natuurlijke situaties. Terreindelen in (voormalig) agrarisch gebruik kenmerken zich vaak door een relatief diepe humeuze laag als gevolg van de omwerking van het profiel. Incidenteel is in natuurlijke situaties sprake van een ongewoon dikke humeuze laag, zoals in gevallen met een langdurige lichte overstuiving of langs valleiranden waar afgespoeld hellingmateriaal (zand en humus) het maaiveld gaandeweg heeft verhoogd.

8.2.2 Uitspoeling van stoffen, in het bijzonder van kalk

Percolerend regenwater zorgt voor verwerking en/of neerwaarts transport van bepaalde stoffen uit de bodem. In duinbodems is dit uitspoelingsproces vooral van belang voor:

- de uitspoeling van zout uit recent afgezet sediment, recent van zee afgesloten terreindelen (bijv. duinvalleien) of van 'sea spray' afkomstig: 'ontzilting'
- de uitspoeling van calciumcarbonaat (in mindere mate magnesiumcarbonaat): 'ontkalking'
- de uitspoeling van sesquioxiden en humus: 'podzolering'.

Ontziltng

Sediment met een hoog zoutgehalte wordt onder invloed van het neerslagoverschot vrij snel ontzilt. Dichtbij de kust treeds echter een min of meer continue zoutaanvoer op in de vorm van 'sea spray' (Leeflang, 1938, Sloet van Oldruitenborg & Heeres, 1969; Vermeulen, 1977). In Noordhollandse kustgebieden mat Vermeulen (1977) dicht bij zee een aanvoer van 241 kg/ha.j chloride en 128 kg/ha.j natrium. Deze grote hoeveelheden worden door het neerslagoverschot uitgespoeld, hoewel het zoutgehalte in humusrijke bodems door absorptie van kationen aan humusdeeltjes relatief hoog kan zijn (Doing, 1966).

Ontkalking

Een van de in ecologisch opzicht meest belangrijke processen is de ontkalking. Regenwater bevat van nature een geringe concentratie aan H^+ -ionen onder andere door opname uit de atmosfeer van CO_2 . Verder wordt de pH van het percolerend water bepaald door:

a. De van luchtverontreiniging afkomstige zuurvormende verbindingen, zoals SO_2 en NO_x . Deze stoffen vormen in regenwater de relatief sterke zuren H_2SO_4 en HNO_3 .

b. H_2CO_3 dat ontstaat door oplossing van het in de bodem gevormde CO_2

c. De bij humificatie en mineralisatie vrijkomende zuren. Het nitrificatieproces levert HNO_3 , voorts ontstaan er humus- of fulvozuren. Factor a. is ongeveer homogeen voor het gehele duingebied, de factoren b. en c. zijn sterk afhankelijk van lokale omstandigheden, zoals het effect van de levende natuur (via verdamping) op het neerslagoverschot en de invloed van humificatie en mineralisatie op de produktie van zuren. Ontkalking is een proces dat vanwege de richting van het percolerende regenwater en de herkomst van H^+ -ionen, in de bovenste lagen plaatsvindt. De vorming van zuren in diepere lagen als gevolg van bijvoorbeeld uitwisseling van CO_2 of door produktie van CO_2 door het bodemleven is hierbij vergeleken van veel minder belang.

Wanneer wordt aangenomen dat het percolerende regenwater in volledig contact kan komen met de in de bovenlaag aanwezige kalk, dan is bij voldoende $CaCO_3$ een vrijwel volledige consumptie van H^+ -ionen en dus een neutralisatie van het milieu te verwachten.

Blijkens de bevindingen van Boerboom (1963) is dit in grote lijnen het geval bij kalkgehalten boven de 0,3 %. Beneden die waarde daalt de pH van het bodemvocht vrij scherp, zodat valt aan te nemen dat neutralisatie dan onvolledig is. Ter illustratie is figuur 54 opgenomen (vrij naar Boerboom, 1963) waarin grafisch de relatie tussen kalkgehalte en pH in duinbodems is weergegeven.

Het ontkalkingsproces zou dus voor zijn te stellen als een proces, waarbij de bovenlaag tot een laag gehalte $CaCO_3$ ontkalkt, terwijl het ontkalkingsfront vrij scherp afgebakend is (mits de kalk in voldoende fijn verdeelde toestand voorkomt) en langzaam omlaag beweegt in de tijd. Feitelijk is deze scherpe kalkgrens vaak ook in het veld vast te stellen. In gevallen met zeer lage kalkgehalten kan het proces zich in verticale zin meer gespreid voordoen⁷.

7. Het is goed voorstelbaar dat in het geval van lage kalkgehalten (primair of als residu van ontkalking) slechts enkele, relatief grove schelpfragmenten de kalkvoorraad vormen. Het contact met het percolerende regenwater zal dan niet volledig zijn.

Figuur 54. Verband tussen CaCO_3 en $\text{pH-H}_2\text{O}$ in de Al-horizont van duinbodems onder diverse vegetatietypen bij Wassenaar (naar Boerboom, 1963).

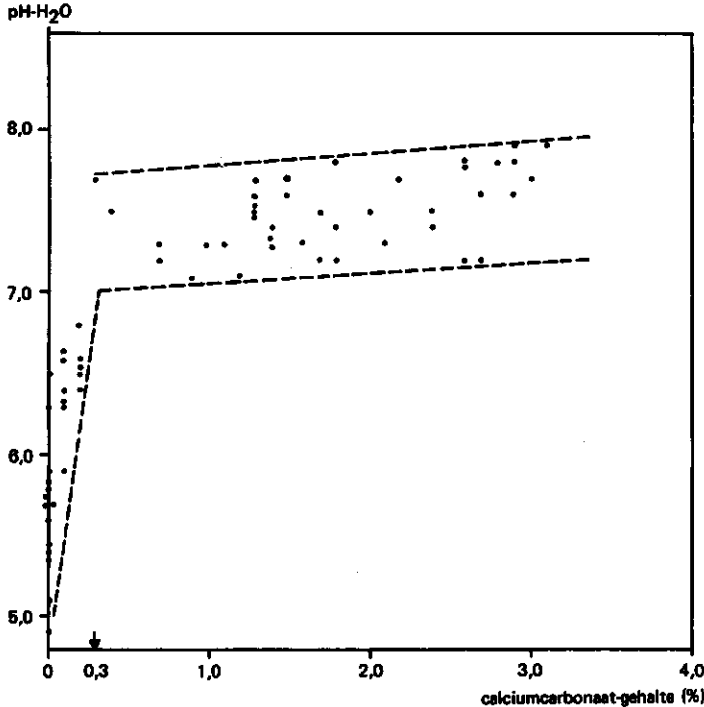


Figure 54. Relation between CaCO_3 and pH in water in the Al-horizon of dune soils under various types of vegetation near Wassenaar (after Boerboom, 1963).

Om het ont kalkingsproces in de tijd te volgen, wordt hierna getracht om enkele, deels theoretische gegevens met betrekking tot zandgronden onder cultuur, te relateren aan profielgegevens uit enkele duingebieden met een min of meer bekende ouderdom. Ten aanzien van de theoretische benadering van kalkverliezen in zandgrond wordt een aantal beperkingen ingevoerd:

- Er wordt uitgegaan van een optimale percolatie en een gesloten, goed ontwikkeld vegetatiedek. De hoeveelheid percolerend water wordt gelijkgesteld met het gemiddeld neerslagoverschot (350 mm/j).
- Aanvoer van Ca^{2+} -ionen uit de atmosfeer, opwaarts transport via plantewortels en terugkeer in de vorm van organische resten worden buiten beschouwing gelaten.
- Er wordt uitgegaan van een (relatief hoog) humusgehalte (5 %), een kalkgehalte boven 1 %, een C/N verhouding van 15 en een N/S verhouding van 10 (in navolging van Loman & De Willigen, 1972).
- Het volumegewicht (kg/dm^3) van de grond wordt op 1,34 gesteld (Loman & De Willigen, 1972).
- De CO_2 -spanning in de bodem (2 dm diepte) wordt op $5 \cdot 10^{-3}$ atmosfeer gesteld, de resulterende HCO_3^- -concentratie in het bodemvocht (bij een $\text{pH} = 6,7$) op $5 \cdot 10^{-4}$ mol/l (Loman & De Willigen, 1972).

Voor kalkverliezen op zandbouwland stellen Loman & De Willigen (1972) in belangrijke mate het bij nitrificatieprocessen vrijgekomen HNO_3 verantwoordelijk. Zij geven daarvoor een verlies van CaO van 180 kg/ha.j op. Gezien de N/S-verhouding is het bij het mineralisatieproces vrijkomende zwavelzuur minder belangrijk. Het verlies aan CaO wordt geschat op circa 20 kg/ha.j. Voorts wordt het kalkverlies bij de genoemde HCO_3^- -concentratie en een neerslagoverschot van 350 mm op 50 kg/ha.j geschat. In totaal is het CaO-verlies als gevolg van grotendeels 'inwendige' bodemkundige factoren dus 250 kg/ha.j. Ongerekend in CaCO_3 komt dit op $100/56 \times 250 = 450$ kg/ha.j. Om nu te komen tot een ontkalkingssnelheid voor een bepaalde bodem met een specifiek kalkgehalte, kunnen de eerder gegeven waarden worden omgerekend in kalkverliezen per dm^2 per eeuw. Dit geeft een verlies van 45 g/dm^2 eeuw. Uitgaande van een bodem met een volumegewicht van $1,34 \text{ kg/dm}^3$ en een gewichtspercentages CaCO_3 van 1, geeft dit een theoretische (!) ontkalkingssnelheid van $45/1,34 =$ circa $3,5 \text{ dm/eeuw}$. Deze waarde is een theoretische benadering omdat wordt uitgegaan van een totale ontkalking van deze laag en van gelijkblijvende condities van pH, humusgehalte etcetera.

Het is in theorie mogelijk om hiermee ook voor andere kalkgehalten de ontkalkingssnelheid aan te geven door de gevonden $3,5 \text{ cm/eeuw}$ te delen door het aantal gewichtspercenten CaCO_3 .

Deze cijfers worden vergeleken met enkele (gemeten) veldgegevens van landbouwgronden en duinen, waarbij ook de pH wordt betrokken. Boekel (1970) noemt CaO-verliezen op zandgrond met een hoge pH ($\text{pH-KCl} > 7$) van 500-700 kg/ha.j, bij gronden met lagere pH's ($\text{pH-KCl} < 6-6,5$) 200 kg/ha.j. Ongerekend in CaCO_3 -verliezen per eeuw geeft dit bedragen van respectievelijk maximaal 125 g/dm^2 eeuw en ruim 35 g/dm^2 eeuw. De ontkalkingssnelheid

Figuur 55. Ontkalkingssnelheid in dm per eeuw bij een kalkgehalte van 1 % (w/w) voor de pH-KCl trajecten 4,0-5,0 en 5,2-5,8, berekend voor zandbouwland (humusgehalte 9 %; bouwvoordiepte 13 cm) volgens respectievelijk Boskma (1959) en Loman & De Willigen (1972).

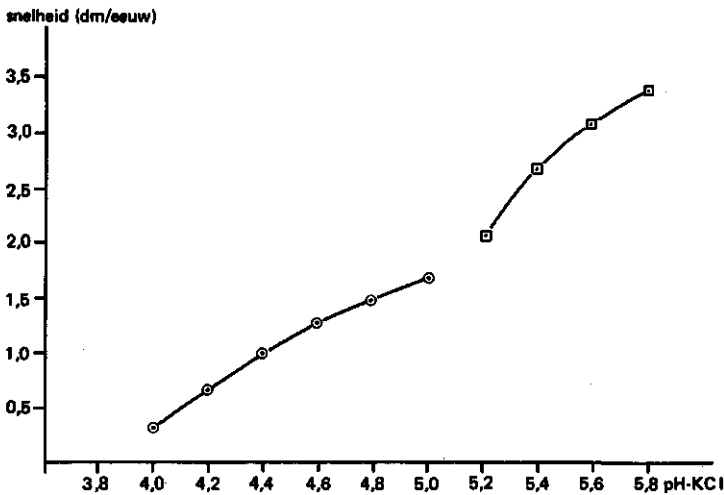


Figure 55. Rate of decalcification in dm per century at a calciumcarbonate content of 1 % (w/w) for the pH-KCl ranges 4.0-5.0 and 5.2-5.8, calculated for sandy arable land (humus content 9 %; depth of humic layers 13 cm) after Boskma, 1959) and Loman & De Willigen (1972) respectively.

bij zandgrond met 1 gewichtsprocent CaCO_3 komt dan op respectievelijk max. 9,7 dm/eeuw en 2,7 dm/eeuw. Boskma (1959) berekende de kalkverliezen bij dalgronden met een verschillende pH-KCl ($4,0 < \text{pH-KCl} < 5,0$). Deze gegevens zijn door ons uitgaande van een grond met 1 gewichtsprocent CaCO_3 omgezet in verliezen in dm/eeuw en uitgezet in de grafiek in figuur 55. In dezelfde figuur is voor een ander pH-traject gebruik gemaakt van een formule van Loman & De Willigen voor het berekenen van kalkverliezen bij dezelfde randvoorwaarden als bij het onderzoek van Boskma (bouwvoordiepte van 13 cm en een humusgehalte van 9 %). De uitkomsten voor het pH-KCl-traject van 5,2 tot en met 5,8 zijn op dezelfde manier bewerkt als die van Boskma. Uit beide soorten gegevens blijkt de duidelijke relatie tussen de ontkalkingssnelheid en de resulterende pH. In dit geval is de pH-KCl gehanteerd. Ter vergelijking: de pH- H_2O ligt 0,5 tot 1,0 eenheden hoger (Scheffer & Schachtschabel, 1976). Op grond van de eerder vermelde uitkomsten van Boekel (1970) is te verwachten dat de relatie snelle ontkalking en pH van de grond ook voor gronden met hogere pH's opgaat. In ieder geval wordt uit de figuur duidelijk dat de eerder in deze paragraaf theoretisch afgeleide ontkalkingssnelheid van bijna 3,5 dm/eeuw slechts voor een zeer beperkt pH-traject geldt.

Gegevens met betrekking tot de ontkalkingssnelheid van duinbodems zijn schaars. Veel onderzoekers vermelden analyses die niet op het gehele profiel betrekking hebben, zodat zelden het totale kalkverlies is te berekenen. Voorts is de werkelijke ouderdom van bodems moeilijk te schatten. Olson (1958) verrichtte onderzoek in ongeveer 1000 jaar oude duinen bij Lake Michigan (USA) met een primair kalkgehalte van circa 1,5 %. Hier werd een ontkalkingsdiepte van 20 dm geconstateerd, dat wil zeggen voor een grond met één gewichtsprocent CaCO_3 een gemiddelde ontkalkingssnelheid van 3 dm/eeuw. Vanzelfsprekend heeft dit voorbeeld beperkte waarde vanwege bijvoorbeeld andere klimatologische omstandigheden (neerslag, temperatuurverdeling etcetera).

Leertouwer (1967) onderzocht duinenreeksen met een bekende ouderdom op Schiermonnikoog en vond in de laag van 5-20 cm diepte een gehalte CaCO_3 van 1,55 % in een circa 50 jaar oude bodem en in een vergelijkbare laag in een 90 jaar oude bodem gehalten van 0,75 %. Omgerekend voor een primair kalkgehalte van 1 gewichtsprocent CaCO_3 voor alle profielen en bij afwezigheid van complicaties door bijvoorbeeld verjonging betekent dit een ontkalkingssnelheid van 3 dm/eeuw. De werkelijke snelheid zou hoger kunnen zijn in verband met een ontkalking die dieper gaat dan de onderzochte laag. Salisbury (1952) bestudeerde in Engeland gedateerde duinenreeksen in de Blakeney Point Dunes (met een laag primair kalkgehalte) en in de Southport Dunes (met een hoog primair kalkgehalte). Aan deze studie zijn de figuren 56 en 57 ontleend, die het verloop van kalkgehalte en pH in de tijd weergeven. Het kalkrijke uitgangsmateriaal van de Southport Dunes (ca. 6 % CaCO_3) vertoont in de beginjaren bij hoge pH's (7,2-8,2) een snelle ontkalking. In oudere duinen, evenals de duinen met een lager primair kalkgehalte in Blakeney Point Dunes, verloopt de ontkalking veel langzamer. Hoewel door het ontbreken van gegevens over het gehele profiel geen volledige vergelijking met de gegevens van Boskma (1959) en Loman & De Willigen (1972) uit figuur 55 mogelijk is, is de tendens van langzamere ontkalking bij gronden met een lagere pH ook uit de resultaten van Salisbury duidelijk af te lezen. Bij lagere kalkgehalten van slechts enkele tienden van procenten en de daarbijbehorende lagere pH's zal ontkalking over een grotere diepte plaatsvinden. Eenzelfde tendens is af te lezen uit

Figuur 56. De relatie tussen de ouderdom van duinbodems, het percentage CaCO_3 in de bovenlaag en de pH in de Blakeney Point Dunes (naar Salisbury, 1952).

Figuur 57. Relatie tussen de ouderdom van duinbodems, het percentage CaCO_3 in de bovenlaag en de pH in de Southport Dunes (after Salisbury, 1952).

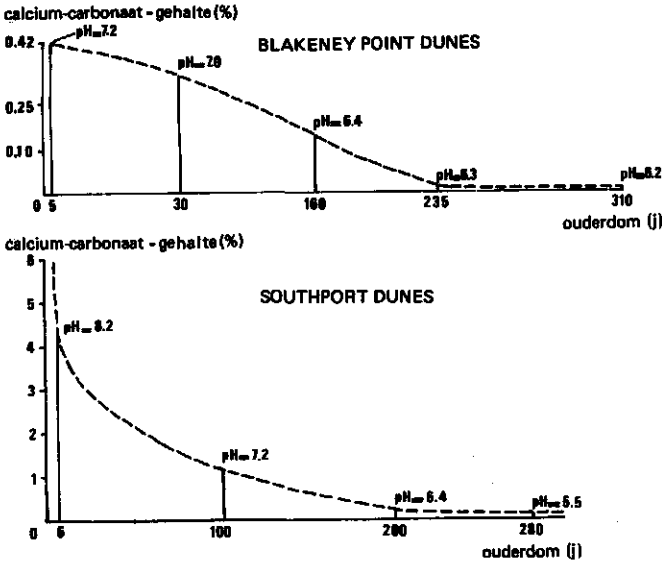


Figure 56. Relation of age (abscissa) of dune soils (years) with fraction of CaCO_3 in the upper layer (%) and pH in the Blakeney Point Dunes (after Salisbury, 1952).

Figure 57. Relation of age (abscissa) of dune soils (years) with fraction of CaCO_3 in the upper layer (%) and pH in the Southport Dunes (after Salisbury, 1952).

Figuur 58. Ontkalking van de bovenlaag van duinbodems (naar Olson, 1958). Ouderdom in jaren op de x-as.

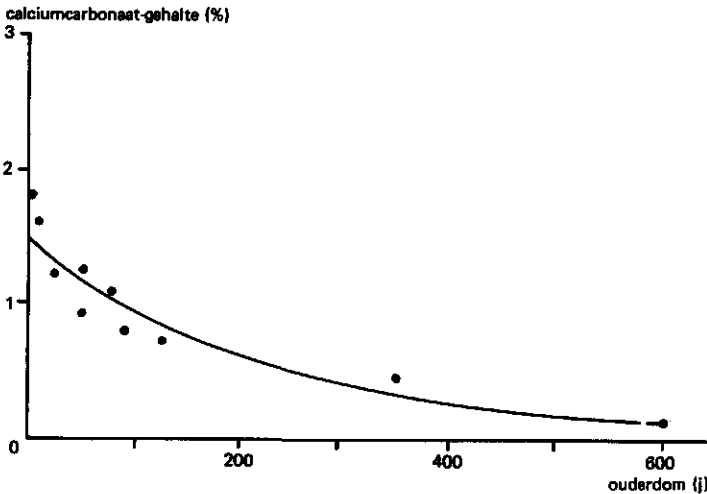


Figure 58. Decalcification from the surface layer of dune soils (after Olson, 1958), with respect to age (abscissa) of the dunes (years).

figuur 58.

Voor gegevens omtrent een wat afwijkende ontkalkingsnelheid in veel oudere, dieper ontkalkte bodems in Zwitserland wordt verwezen naar Van der Meer (1982).

Podzolering

Naast uitspoeling van Ca^{2+} - en Mg^{2+} -ionen kan (in het bijzonder na ontkalking) bij verering ook een neerwaarts transport van andere stoffen optreden, zoals ijzer, aluminium en organische verbindingen in de vorm van bijvoorbeeld fulvo- of humuszuren of fijn verdeelde humusdeeltjes. In zandbodems kan bij een humide klimaat het transport van sesquioxiden en/of humus leiden tot vorming van podzolbodems. Podzolering heeft in de Oude Duin- en Strandafzettingen goed ontwikkelde podzolbodems opgeleverd (Jelgersma et al., 1970). In de Jonge Duin- en Strandafzettingen daarentegen heeft het podzoleringsproces nog te kort geduurd om tot duidelijke podzolprofielen te hebben geleid. Wel is het in relatief oude bodems in het Duindistrict en in minder oude bodems in het Waddendistrict op grond van een ontijzerde A-horizont duidelijk dat podzolering ook in recente tijd een werkzaam proces is.

Uitspoeling van sesquioxiden en eventueel humus is een proces dat zich vooral voordoet na een min of meer volledige ontkalking van de bovenlaag, zodat neutralisatie van H^+ -ionen uitblijft en de vrijkomende organische zuren ook ijzer en andere metalen kunnen mobiliseren. IJzer en aluminium zijn daarbij gevoelig voor humus- en fulvozuren, met name voor de laatste groep (Schnitzer & Khan, 1978; Ponomoreva, 1969). Bij dit mobilisatieproces schijnen de sesquioxiden in complexe organische verbindingen (chelaten) te worden opgenomen. Het aandeel van de in dit proces werkzame organische verbindingen is des te hoger naarmate de pH van de bodem lager is. Het strooisel van naaldbos geeft aanleiding tot extra productie van fulvozuren (Kononova, 1975).

Humustransport in de vorm van oplosbare fulvo- en humuszuren en disperse humusdeeltjes is vooral van belang bij een lage pH van de bodem. Bij hogere pH's ontstaat er een milde humus die door structurele eigenschappen en binding aan minerale delen van de bodem minder makkelijk uiteenvalt en uitspoelt.

In enkele studies van duinbodems wordt melding gemaakt van een min of meer intensieve 'verbruining' van het profiel (Slikker & Stokvis, 1977; Wiertz & Van Opstal, 1977). Ook elders is een soortgelijk verschijnsel geconstateerd in oudere bodems op Schouwen ('vroongronden') en aan de binnenduinstrand ter hoogte van Egmond (Bakker et al., 1979a). De verbruining zou door ijzer of door humus of door beide veroorzaakt kunnen zijn. In de studies van Slikker & Stokvis en Wiertz & Van Opstal concludeert men op grond van analyses dat de verkleuring in hoofdzaak aan organische verbindingen (o.a. fulvozuren) kan worden toegeschreven (zie ook Scheffer & Schachtschabel, 1976).

8.2.3 Hydromorfe kenmerken

Delen van het bodemprofiel die - al dan niet periodiek - met grondwater worden verzadigd, vertonen meestal specifieke kleurverschijnselen, ook wel hydromorfe kenmerken genoemd (De Bakker & Schelling, 1966). De kleuren of kleurencombinaties houden in de regel verband

met de vorm waarin ijzer in het betreffende profielgedeelte aanwezig is. Het begrip hydromorfe kenmerken heeft een duidelijk bredere betekenis en is niet exclusief aan het gedrag van ijzer in het profiel verbonden (De Bakker & Schelling, 1966; De Bakker, 1973; Van Wallenburg, 1973). (Voor een overzicht van criteria wordt verwezen naar FAO/Unesco (1974)).

In de bodemprofielen van natte of vochtige duinvalleien bezitten de permanent verzadigde en dus voortdurende anaërobe delen van het profiel (CG-horizont) in het algemeen een licht- tot donkergrijze en vrij egale kleur. Deze kleur is vermoedelijk toe te schrijven aan de grondkleur van het moedermateriaal en geoxideerd (driewaardig) ijzer is niet medebepalend voor de kleur (Knibbe, 1969). Boven dit reducerende milieu komt een zone voor waar, in verband met de fluctuatie van de grondwaterspiegel gedurende het seizoen afwisselend oxiderende en reducerende condities heersen. Dit komt tot uitdrukking in zowel (licht)grijze kleuring als roestvlekken veroorzaakt door Fe_2O_3 . In het algemeen is de grens tussen de gereduceerde zone, meestal aangeduid als CG of G, en de bovengelegen fluctuatietoneelzone, aangeduid met de letter g (bijvoorbeeld Cg of Ag), vrij scherp. De bovenzijde van de fluctuatietoneelzone in het profiel is minder makkelijk af te bakenen. De begrenzing van de grijze vlekken is daarbij een beter criterium dan die van de roestvlekken (Van Wallenburg, 1973). De permanent aërobe delen van het profiel hebben geen grijze vlekken en kunnen - in ieder geval bij een voldoende ijzergehalte - ijzerhuidjes op de zandkorrels vertonen. Gezien de belangrijke rol van het ijzer bij het ontstaan van hydromorfe kenmerken is het niet verwonderlijk dat in primair ijzerarme gronden, zoals in de kustduinen in het Waddendistrict (par. 4.6), de beschreven kenmerken zeer onduidelijk zijn. Soms is bij de overgang van de Cg naar de CG-horizont alleen een zeer geringe kleurschifting en in de fluctuatietoneelzone slechts een microbontoneel waarneembaar. Beide kenmerken zijn niet of nauwelijks met de Munsell-kleurenschaal te beschrijven (zie ook De Bakker & Schelling, 1966).

Een tweede oorzaak voor een zwakke ontwikkeling van hydromorfe kenmerken kan de geringe ouderdom van het profiel en de diepte van het grondwaterniveau zijn. Bij zeer jonge bodems en bij grondwaterstanden (G.L.G.) dieper dan circa 1,5 m, zijn de kenmerken soms afwezig. Vermoedelijk houdt dit verband met het voor de vorming van hydromorfe kenmerken belangrijk geachte proces van ijzermobilisatie (omzetting van ijzer in een transportabele vorm), waarvoor organische verbindingen (chelaten) verantwoordelijk gesteld worden (Knibbe, 1969). Bij jonge bodems is de humusproductie kennelijk onvoldoende, bij diepe grondwaterstanden is waarschijnlijk het humusgehalte in de onderste gedeelten van het profiel te laag.

Hydromorfe kenmerken, zoals vastgesteld in duinvalleien met een natuurlijke grondwaterhuishouding op Voorne en Texel zijn onderzocht op hun verband met de ligging van de gemiddeld laagste grondwaterstand (G.L.G.) zoals berekend uit peilbuisgegevens (gegevens over 10 jaar op basis van twee-wekelijkse metingen). Uit figuur 59 blijkt het verband tussen de ligging ten opzichte van het maaiveld van de bovenzijde van de CG-horizont en de berekende GLG, zij het dat afwijkingen tot enkele decimeters mogelijk zijn. Het gebruik van profielkenmerken voor de hydrologische karakterisering van duinvalleien is op grond van deze samenhang te rechtvaardigen. Gezien de vaak onduidelijke afscheiding van de bovenzijde van de fluctuatietoneelzone is het aangeven van de GLG met behulp van profielkenmerken bezwaarlijk. In het 'TNO-Duinvalleienonderzoek' (Bakker et al., 1979a) is hiervan om

Figuur 59. Relatie tussen gemiddeld laagste grondwaterstand (GLG), berekend over 10 jaar op basis van 2 metingen per maand, en de ligging van de bovengrens van de G-horizont ten opzichte van het maaiveld in de duinen van Voorne (a) en Texel (b).

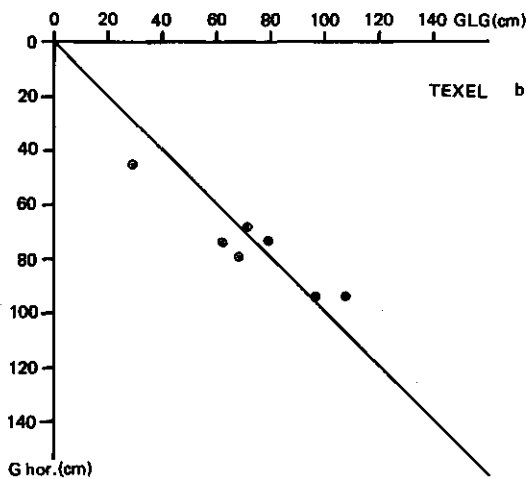
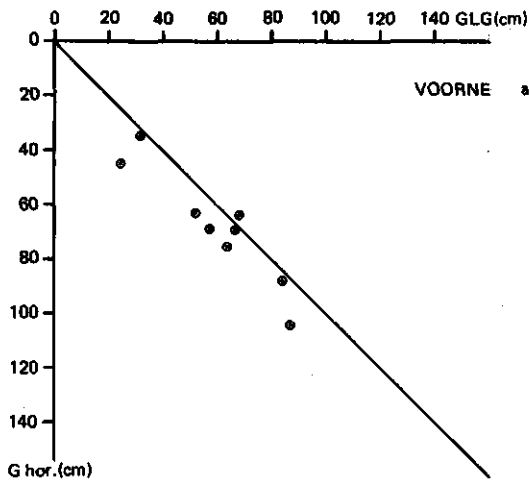


Figure 59. Relation between mean lowest groundwater-level (GLG), computed for 10 years with 2 measurements each month and position of the upper boundary of the G horizon below surface in dunes of Voorne (a) and Texel (b).

deze redenen afgezien. Dit behoeft overigens geen groot bezwaar te betekenen vanwege het feit dat de gemiddelde fluctuatie zich binnen tamelijk vaste grenzen afspeelt (40-75 cm).

Door De Roo (1953) zijn in duingebieden met een (sub-)recente grondwaterstandsvaling fossiele roestverschijnselen beschreven. Ook Knibbe (1969) noemt hier voorbeelden van en vermeldt daarbij tevens dat roestvlekken zich lang kunnen handhaven, ook in het geval van grondwaterstandsverhoging. Reductieverschijnselen lijken zich sneller aan gewijzigde omstandigheden zoals grondwaterstandsverhoging aan te passen (zie ook Van Wallenburg,

1973). Deze conclusies konden door ons worden bevestigd, zowel in verdroogde duinvalleien als in terreindelen, waar de grondwaterstand onder invloed van kunstmatige infiltratie was verhoogd.

8.3 BODEMCLASSIFICATIE

De bodems in de Jonge Duin- en Strandafzettingen zijn merendeels in een vrijwel homogeen moedermateriaal ontwikkeld en zeer jong. Langdurige antropogene invloeden zijn, met uitzondering van enkele terreinen op de overgang van duin- naar cultuurland, nauwelijks aanwezig. Dit maakt dat er, uitgaande van de indelingscriteria van het classificatiesysteem van De Bakker & Schelling (1966), nog geen sterke bodemkundige differentiatie in de duinen is waar te nemen. Verreweg de meeste bodems kunnen als duinvaag- of vlakvaaggronden ingedeeld worden bij karteringen. Dit geldt in versterkte mate voor een bodemkaart met een schaal 1:25 000. Bij meer gedetailleerde karteringen zijn meer bodemgroepen te onderscheiden, vooral in de oudere gebieden en op plaatsen waar de grondwatersituatie geleid heeft tot veenvorming of in ieder geval aanrijking met organische stof. Op grond van karteringservaringen van Wiertz & Van Opstal (1977) op Goeree, van Slikker & Stokvis (1977) op Walcheren en van Klijn (1974) op Terschelling en op basis van mededelingen van Van Wallenburg omtrent veldgegevens bij de kaartbladenkartering in de Haagse duinen is het voldoende duidelijk dat ook de volgende bodems over kleine oppervlakten in de Jonge Duin- en Strandafzettingen, met inbegrip van de overgangszone aan de binnenduinrand met soms langdurige agrarische invloeden, voorkomen: (voor kenmerken wordt verwezen naar De Bakker & Schelling, 1966)

- Vorstvaaggrond
- Bruine enkeerdgrond
- Akkereerdgrond
- Kanteerdgrond
- Bruine beekerdgrond
- Gooreerdgrond
- Broekeerdgrond

Hoewel podzolering in de duinzanden een belangrijk bodemvormend proces is (par. 8.2.2), wordt aan de criteria voor een podzol voor zover bekend nergens voldaan. De ontwikkeling van podzolen is evenwel te verwachten en zal dan vermoedelijk in droge terreindelen holt-podzolen opleveren, in nattere delen veldpodzolen. Voorts is in moerassige delen een ontwikkeling tot veenbodems te verwachten, zoals madeveen-, vlierveen- of meerveengronden.

Op bodemkaarten (zie bijv. Stichting voor Bodemkartering, 1967) wordt voor (duin)-bodems verder een aanduiding gegeven van de grondwaterhuishouding met behulp van grondwatertrappen en tevens een specificatie van het kalkverloop in het profiel. In de duinen zijn deze onderscheidingen niet steeds relevant, ten dele omdat de onderverdeling vrij grof is, ten dele omdat de indelingscriteria (zoals diepte ten opzichte van het maaiveld) weinig aansluiting geven bij vegetatiekundig te onderscheiden zones. De indeling in grondwatertrappen, zoals toegepast bij de kaartbladenkartering (Haans, 1961; Stichting voor Bodemkartering, 1967) bleek bij de hydrologische karakterisering van duinvalleien minder bruikbaar (Bakker et al., 1979a). Ook met betrekking tot het kalkverloop is verfijning

gewenst (o.a. Doing, 1966), terwijl een nadere specificatie van het humusgehalte en de dikte van de humeuze, of moerige laag eveneens wenselijk is. Mogelijk is bij een duinkartering ook een extra differentiërend criterium te ontleen aan de humusvorm.

8.4 BODEMECOLOGIE

8.4.1 Vocht- en luchtvoorziening

Bodems in droge duinen en - in contrast daarmee - vochtige en natte valleien vertonen opvallende verschillen in de vocht- en luchthuishouding. In valleien met een natuurlijke grondwatersituatie kunnen plantewortels vrijwel steeds een ongehinderd gebruik maken van het grondwater via de capillaire zone, maar bij hoge grondwaterstanden kan de luchtvoorziening problemen geven. In droge duinbodems daarentegen is de doorluchting steeds voldoende, maar is de vochtvoorziening gedurende grote delen van het seizoen voor tal van planten volstrekt ontoereikend. Alvorens op deze tegengestelde situaties in te gaan, enkele opmerkingen over de hiervoor relevante eigenschappen van het moedermateriaal.

De kustduinafzettingen zijn gekarakteriseerd door een hoge graad van sortering, met als grootste fracties die van 105-210 μm en 210-300 μm . Bij recent afgezet duinzand is de pakking erg los en het poriënvolume hoog. Na verloop van tijd daalt dit als gevolg van processen die voor een dichtere stapeling van de korrels zorgen. Vermoedelijk speelt percolerend regenwater hierbij een belangrijke rol. Salisbury (1952) vermeldt voor gestabiliseerde droge duinen een gemiddeld poriënvolume van 44,4 %. Boerboom (1963) noemt 47 % voor vrijwel humusloos, gestabiliseerd duinzand. In droge duinen gaat de daling van het poriënvolume minder ver dan in valleien, waar fluctuerend grondwater een meer intensieve invloed op de pakking van de korrels kan uitoefenen. Percentages van 36-40 komen in de valleien veel voor (mededeling C. van Wallenburg, Stichting voor Bodemkartering). Polman (1978) vond voor afzettingen van middelfijn zand een poriënvolume van ongeveer 35 %. In theorie is bij een toestand van maximale pakking van bolvormige korrels met een gelijke grootte zelfs een daling tot 26 % mogelijk (Salisbury, 1952; Koster, 1978).

Zuiver duinzand heeft een zeer gering vochthoudend vermogen. Boerboom (1963) noemt een volumepercentage beschikbaar water (dat wil zeggen de hoeveelheid tussen veldcapaciteit en het verwelkingspunt) van 1,9 tot 2,6 voor humusloos duinzand. Verbetering van het vochthoudend vermogen in hangwaterprofielen is vooral te danken aan de aanwezigheid van humus. Dit is vooral duidelijk bij lage humuspercentages, bij een verdere toename van het humusgehalte is het effect minder groot. Volgens Boekel (1962) neemt bij humuspercentages lager dan 3 de beschikbare hoeveelheid vocht met ongeveer 4 volumeprocent per gewichtsprocent humus toe, bij humusgehaltenes van 3-6 % slechts met 2 volumeprocent. De verbetering van het vochthoudend vermogen van humeuze duinbodems blijkt voorts uit gegevens van Boerboom (1963), die voor een relatief sterk humeuze bovenlaag een hoeveelheid beschikbaar vocht vond van maximaal 9,8 %, dat wil zeggen een netto verbetering van ongeveer 7-8 % ten opzichte van humusloos duinzand. Niettemin is - gezien de merendeels geringe dikte van de humeuze bovenlaag in de droge duinen (zelden meer dan 1-2 dm) - de aldus verkregen extra hoeveelheid beschikbaar vocht ontoereikend voor veeleisende gewassen tijdens een wat langdurige droogteperiode. Gaat men voor een ongehinderde groei van een dergelijk

gewas uit van een verdamping van gemiddeld 3 mm per dag, dan is bij een effectieve bewortelingsdiepte van 100 cm, een sterk humeuze laag van 2 dm en voor de overige 8 dm humusloos zand, de hoeveelheid beschikbaar water $2 \times 9,8 + 8 \times 2,2 = 37,2$ mm. Deze hoeveelheid zou voor 12-13 droge dagen toereikend zijn. Voor de meeste duinbodems moet de uitkomst nog aanzienlijk lager liggen gezien de lagere humuspercentages, de geringere dikte van de humeuze laag en een geringere effectieve bewortelingsdiepte. Sommige auteurs veronderstellen aanvulling in de vochtvoorziening van duinplanten door middel van het proces van 'interne dauw' (o.a. Salisbury, 1952). Overigens is het vooral ook aan fysiologische en andere aanpassingsmechanismen te danken dat zich in de soms extreem droge duinmilieus planten kunnen handhaven. Dit valt af te lezen aan het vaak steppeachtige karakter van een aantal duinvegetaties. Er zijn echter ook gevallen, waarbij de combinatie van diep humeuze bodems en een goed ontwikkelde bosvegetatie met een milder microklimaat levenskansen biedt aan kruiden met een relatief grote vochtbehoefte buiten bereik van het grondwater (Boerboom, 1963).

Wat de luchtvoorziening in droge duinbodems betreft kan volstaan worden met wat Boekel (1962) voor leemhoudende, droge zandgronden (grondwater dieper dan 150 cm onder maaiveld) concludeert. Daar was bij een $pF = 2$ (veldcapaciteit) nog voldoende lucht aanwezig (volumepercentage groter dan 15) om plantengroei ongehinderd te doen verlopen.

In vochtige of natte valleien wordt de vocht- en luchtvoorziening gedomineerd door de ligging van het freatisch niveau ten opzichte van het maaiveld en - deels daaraan gekoppeld - de grootte en snelheid van de capillaire stijging. De diepte van het grondwater ten opzichte van het valleiooppervlak kan een scala van waarden aannemen, al naar gelang de lokale hoogteverschillen en de geomorfologische en hydrologische voorgeschiedenis. In natuurlijke situaties ligt de gemiddeld laagste grondwaterstand zelden dieper dan 1,5 m onder maaiveld. Voorts valt te rekenen met een seizoenfluctuatie van 40-75 cm (Bakker et al., 1979). Wat de capillaire stijging betreft, is voor de plant niet zozeer de maximale opstijging van belang als de snelheid van stijging uitgedrukt in mm per etmaal op een bepaalde hoogte boven het freatisch vlak. De maat voor een ongehinderde vochtvoorziening is een capillaire stroming van 2-4 mm per etmaal. Door Polman (1978) is voor duinzand van een uiteenlopende textuur de hoogte boven het freatisch vlak berekend, waarbij aan genoemde voorwaarden wordt voldaan (fig. 60). Daarbij blijkt dat er bij zeer fijn zand - waartoe vele duinzanden zijn te rekenen - een kritische hoogte van 70-80 cm boven het freatisch vlak bestaat. Bij grovere zanden ligt deze enkele decimeters lager, bij fijnere zanden enkele decimeters hoger. Voor een kritische diepte van het grondwater ten opzichte van het maaiveld kan worden uitgegaan van de gemiddeld laagste grondwaterstand, een capillaire stijghoogte van 70-80 cm en een effectieve bewortelingsdiepte van kruidenvegetaties in dergelijke duinmilieus van gemiddeld 20-40 cm. Een combinatie van deze gegevens leidt tot een aanname van een kritische grondwaterstand ten opzichte van het maaiveld van 90-120 cm.

Het is interessant de aldus verkregen waarde te vergelijken met wat door vegetatiekundigen als kritische grens wordt beschouwd. Een belangwekkend gegeven daarbij is de bovengrens van de mesoserie (dat wil zeggen de begroeiing waar in de kruidlaag de invloed van het grondwater nog merkbaar is). Door Londo (1971) wordt daarvoor een diepte van de zomergrondwaterstand (ongeveer vergelijkbaar met de gemiddeld laagste grondwaterstand)

Figuur 60. Het verband tussen de pF, de capillaire stijghoogte en -snelheid voor zandgronden met een verschillende textuur (naar Polman, 1978).

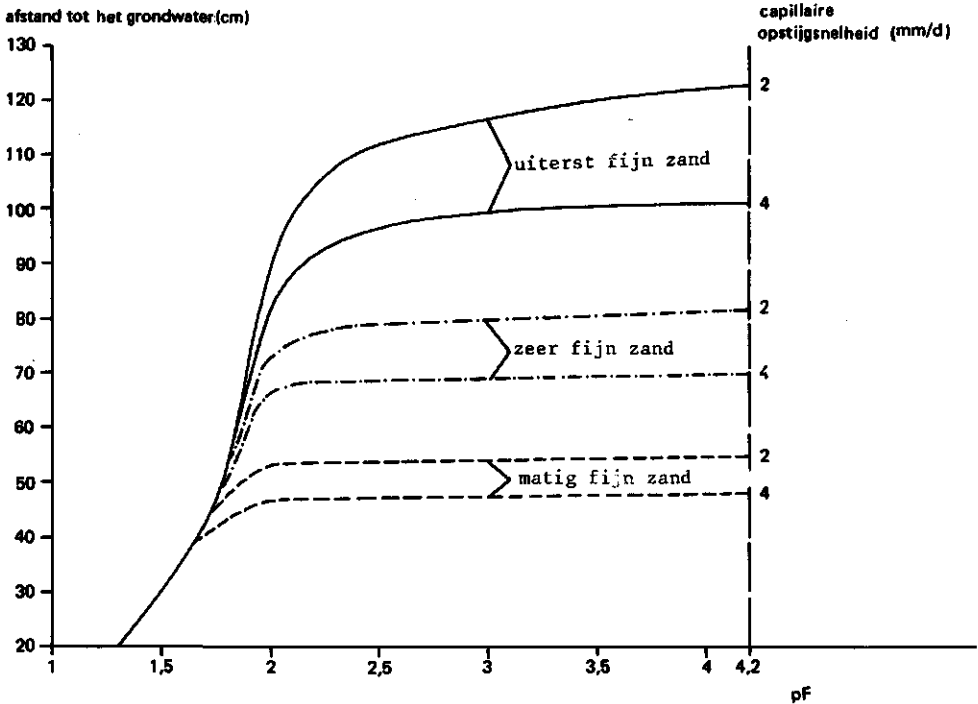


Figure 60. Relation between pF, capillary rise (height and speed) for sandy soils with various texture (from Polman, 1978). Ordinate (left): distance (cm) to phreatic level. Abscissa: pF. Respective texture classes: fine sand; medium fine sand; medium coarse sand.

van 110-120 cm opgegeven, door Van der Maarel (1966) 150 cm en door Ranwell (1959) 200 cm. Deze cijfers stemmen beter met de eerder gevonden waarden overeen dan op het eerste gezicht lijkt, indien daarbij bedacht wordt dat lokale of historische factoren die op korrelgrootte, (micro-)klimaat of hydrologische en vegetatiekundige geschiedenis betrekking hebben, de uitkomst kunnen beïnvloeden. Zo valt het te veronderstellen dat een lichte en gelijkmatige grondwaterstands daling enigermate door de beworteling kan worden bijgehouden. Hierdoor zou de kritische grens naar onder kunnen verschuiven. Het feit dat sommige kruiden met een relatief grote behoefte aan water onder gunstige bodemkundige en microklimatologische condities minder afhankelijk van capillair water kunnen worden (zij het vaak tijdelijk) kan ook een rol spelen.

Londo (1971) spreekt van de hygroserie, indien de zomergrondwaterstand ondieper ligt dan 60-70 cm onder maaiveld. Gezien de capillaire stijging en de seizoenfluctuatie is de bodem in dit geval gedurende het grootste deel van het jaar geheel of voor een groot deel met water verzadigd. In dergelijke gevallen kan de luchtvoorziening in de wortelzone min of meer ernstig worden belemmerd.

8.4.2 Voedingsstoffenvoorziening

8.4.2.1 Algemeen

Plantengroei is afhankelijk van de beschikbaarheid van macro-nutriënten (waterstof, koolstof, zuurstof, stikstof, fosfor, kalium en in mindere mate magnesium, zwavel en calcium) en micro-nutriënten (sporenelementen). Door Willis & Yemm (1961) is voor een Engels duingebied (Braunton Burrows, North Devon) door middel van proeven met tomaten vastgesteld dat micro-nutriënten voor dat gewas geen beperkende factor vormden en dat van de macro-nutriënten een tekort bestond aan stikstof, fosfor en in mindere mate kalium. In eigen land constateerden Adriani & Terwindt (1974) op de Maasvlakte dat de groei van duinpioniers gunstig werd beïnvloed door bemesting met stikstof. Toediening van fosfaat of kali had minder effect. In primair mineraalarme duinzanden of in uitgeloopte bodems is, naar mij bekend, geen dergelijk onderzoek verricht, terwijl evenmin studie is gemaakt van andere dan pioniersoorten.

Mede gezien het voorgaande is deze paragraaf beperkt tot de stikstof-, fosfor- en kaliumverbindingen in duinbodems en tot de factoren die de in- en output van deze stoffen (ook in relatie met de tijd) beïnvloeden. Op de beschikbaarheid voor de plant wordt in paragraaf 8.4.2.2 verder ingegaan.

Stikstof Stuivend of recent afgezet zand op of nabij het strand bevat vrij weinig stikstofverbindingen. Adriani & Terwindt (1974) noemen een nitraatgehalte van 0,01-0,05 %. Uit gegevens van Adriani & Van der Maarel (1968) blijkt dat de strandduintjes en zeereep op Voorne gehalten van 0,01-0,03 % N-totaal bevatten. Boerboom (1963) vermeldt een gehalte N-totaal in stuivend zand van minder dan 0,005 %. In de zeereep vond hij een gehalte van 0,01 %. Gedurende het bodemvormingsproces neemt het stikstofgehalte toe en wel vrijwel lineair met het koolstofgehalte. Aangezien de C/N-verhouding meestal varieert van 10 tot 20 en het organisch-koolstofgehalte ongeveer de helft bedraagt van het gehalte aan organische stof in de bodem, komt het stikstofgehalte ongeveer overeen met 1/20 tot 1/40 van het gehalte aan de organische stof. Dit impliceert dat in organische of humeuze lagen een aanzienlijke hoeveelheid stikstof opgeslagen kan liggen.

De verrijking van de bodem met stikstof is een proces, waarbij de atmosfeer direct en indirect is betrokken. Allereerst worden er nitraten en ammoniumverbindingen met de neerslag aangevoerd. Vermeulen (1977) noemt voor Noord-Holland een jaarlijkse nitraat-aanvoer van 22-30 kg/ha en een ammoniumaanvoer van 7-14 kg/ha. Luchtverontreiniging is oorzaak van een verhoogde concentratie van deze stoffen. Voorts vindt er een opname van stikstof uit de atmosfeer plaats door stikstofbindende organismen, zoals sommige bacteriën. Deze verkeren in symbiose met sommige planten, zoals duindoorn, els, gagel en vlinderbloemigen.

Stikstofverliezen in de bodem treden op door opname door de plant, door denitrificatie en door uitspoeling. De verliezen door uitspoeling worden geschat op 1,5-2,5 % van de totale aanwezige hoeveelheid stikstof (Olson, 1958). Hierbij is vermeldenswaard dat volgens Olson in duinbodems in de Indiana Dunes een balans optrad tussen aanvoer en afvoer van stikstof na ongeveer 1000 jaar. In dezelfde tijd vond er volgens deze auteur een

verschuiving plaats in de C/N verhouding van 9-10 (in helmvegetatie) naar 20 in 1000 jaar oude bosbodems.

Fosfaat Fosfaatconcentraties in duinzand zijn nabij het strand, waar nog enige aanvoer van organische, fosforhoudende, verbindingen optreedt, relatief hoog in vergelijking met andere lokaties en zelfs relatief hoog ten opzichte van verschillende andere grondsoorten in Nederland. Beek & Van Riemsdijk (1978) noemen daarvoor gehalten van 0,0-0,1 gewichtsprocenten fosfor, hetgeen overeenkomt met 0,9-2,3 mg P_2O_5 per 100 g droge grond. Nabij het strand geven Adriani & Terwindt (1974) gehalten op van 3-10 mg P_2O_5 per 100 g droge grond. Adriani & Van der Maarel (1968) komen voor biestarwegrasduintjes op een gehalte van 6-8 mg P_2O_5 per 100 g droge grond. Daarmee vergeleken is het gehalte dat Londo (1971) bij een uitgegraven vallei op grote afstand van de kust in humusloos zand aantrof zeer laag: minder dan 0,02 mg P_2O_5 per 100 g grond.

Volgens een aantal auteurs neemt het fosforgehalte toe met het gehalte organische stof in de bodem (o.a. Londo, 1971; Adriani & Van der Maarel, 1968). De laatstgenoemden vermelden een gehalte van maximaal circa 15 mg P_2O_5 per 100 g droge grond in bodems onder duindoornstruweel. Op grond van gegevens van Boerboom (1963) zou bij een verdere ontwikkeling van ecosystemen eerder van een relatieve afname van het fosforgehalte sprake zijn dan van een toename. Wel is het zo dat de totale voorraad opgeslagen fosfor in oudere en daarom veelal sterker humeuze bodems groter kan zijn dan in jongere, weinig humeuze bodems. Fosforverbindingen zijn voorts aanwezig als calciumfosfaat, met name als bestanddeel van schelpfragmenten. Ook is er een zekere hoeveelheid fosfaat aan de 'pedogene' oxiden, vooral de amorfie vormen, van ijzer en aluminium, gebonden. De verliezen van fosfaat door uitspoeling zijn relatief klein. Beek & Van Riemsdijk (1978) noemen voor de gemiddelde uitspoeling van fosfor een waarde van 0,22 kg/ha.j (= 0,5 kg P_2O_5 /ha.j). Daar staat aanvoer vanuit de atmosfeer tegenover. Deze is eveneens klein. Een relatief hoge waarde wordt door Buijsman & Reijnders (1980) vermeld voor een meetpunt nabij Epe (0,3 mg per liter neerslag). Voor de kust, waar luchtvervuiling verhoudingsgewijs minder groot is, gelden lagere waarden. Voor Vlissingen wordt een jaargemiddelde (1978) opgegeven van 0,11 mg/l en voor De Kooy (Noord-Holland) 0,01 mg/l (Anonymus, 1979). Dit komt overeen met respectievelijk 0,83 en 0,075 kg/ha.j.

Kalium Uitwisselbaar kalium in duinbodems is voor een belangrijk deel afkomstig van de neerslag, die kort onder de kust een hoog gehalte aan 'sea spray' bevat. Verder kan door verwerking van kaliveldspaten een bijdrage geleverd worden. De aanvoer via de atmosfeer bedraagt in situaties zonder invloeden van zee of luchtvervuiling ongeveer 0,1 mg per liter neerslag, aan de zeekust circa 0,3 mg per liter neerslag en met zowel invloed van de zee als luchtverontreiniging (gemeten te Vlissingen in 1978) circa 0,5 mg per liter neerslag. Omgerekend voor de Nederlandse situatie (jaarlijkse neerslag = 75 cm) geeft dit hoeveelheden van respectievelijk 0,75 kg/ha.j, 2,25 kg/ha.j en 3,75 kg/ha.j. Kooistra (1971) vermeldt voor Terschelling een waarde van 1,3 mg per liter neerslag, dat wil zeggen 9,5 kg/ha.j. Scheffer & Schachtschabel (1976) geven cijfers voor Westerland aan de Duitse Noordzeekust van 1,6 mg per liter neerslag ofwel 12 kg/ha.j. Opmerkelijk hoge cijfers worden vermeld voor een meetpunt op bijna 2,5 km van de kustlijn in een duingebied in

Wales door Etherington (1967). Deze vermeldt een jaarlijkse aanvoer via de neerslag van circa 32 kg/ha. Dit grote verschil met de Nederlandse en Duitse bevindingen is moeilijk verklaarbaar, zeker gezien de vrij grote afstand tot de kust. In het algemeen kan gesteld worden dat er een vrij sterke gradiënt geldt voor ionen, die duidelijk hun herkomst in het zeewater hebben (o.a. Vermeulen, 1977).

Etherington (1967) vermeldt ook hoge waarden voor de uitspoeling van kalium: 22-23 kg/ha.j. Niettemin blijft dit bedrag onder dat van de door hem opgegeven atmosferische aanvoer. Een en ander stemt overeen met het feit dat het bodemonderzoek een zekere verrijking van kalium uitwees, naarmate de bodems ouder zijn. Daarbij vertoonde het aandeel uitwisselbaar kalium nog een relatieve toename. Hoewel de Nederlandse cijfers, zeker wat de grootte van de aanvoer betreft, nogal afwijken van die van Etherington, is ook hier geconstateerd dat er in oudere, humeuze bodems in de duinen een verhoogd gehalte aan kalium aanwezig is. In diepere bodemlagen is er echter van verarming sprake, hetgeen op uitspoeling wijst van kalium, dat niet aan organisch materiaal is geassocieerd.

8.4.2.2 De beschikbaarheid van stikstof, fosfor en kalium en de invloed daarop van de pH en de grondwatersituatie

Absolute gehalten aan voedingsstoffen zijn minder relevant dan het aandeel daarvan dat voor de plant beschikbaar is. De mate waarin deze stoffen voor de plant opneembaar zijn, hangt af van het gehalte dat in opgeloste stoffen worden aangevuld uit de atmosfeer of door afbraak van organische stof of door verwerking van mineralen. Grote invloed op de twee laatste factoren hebben respectievelijk de pH en de vochttoestand.

Stikstof Stikstof in duinbodems is voor het overgrote deel opgeslagen in organische verbindingen. Door omzetting kan mineralisatie van stikstof optreden tot ammonium (ammonificatie) en vervolgens tot nitraat (nitrificatie). Per seizoen komen hooguit enkele procenten van de in de organische stof opgeslagen stikstof vrij, waarbij zowel de vorm als de mate waarin bepaald worden door de C/N-verhouding van het organisch materiaal, de pH, de verhouding water-lucht in de bodem en de temperatuur (Scheffer & Schachtschabel, 1976). De C/N-verhouding in duinbodems varieert van 10 tot 20. In zure bodems met ruwe humus kan de verhouding groter worden. Volgens onder anderen Parsons & Tinsley (1975) kan de nitrificatie bij verhoudingen van 30 of hoger sterk geremd worden (zie par. 8.2.1). De mineralisatie is optimaal onder zwak zure tot zwak basische condities. Bij lage pH's is de mineralisatie gering en wordt de meeste stikstof geïmmobiliseerd. Naast de bodemtemperatuur heeft de vocht- en luchttoestand invloed. In goed doorluchte, zij het niet al te droge bodems kan nitrificatie ongehinderd plaats vinden (maximaal bij een pF van 3-3,5; zie Miller & Johnson, 1964; Grootjans, 1975). In bodem die (vrijwel) geheel met water zijn verzadigd kan vrijwel alleen ammonificatie optreden. Verder wordt onder dergelijke condities het denitrificatieproces relatief belangrijk, zodat een deel van de aanwezige stikstof in gasvorm (N_2) ontwijkt (zie o.a. Cleemput & Patrick, 1974, geciteerd in: Grootjans, 1975).

Fosfor Planten nemen fosfor in de vorm van fosfaat uit de bodemoplossing op. Gezien de geringe oplosbaarheid van fosfaten is de concentratie in het bodemvocht gering. Aanvulling

is mogelijk door oplossing van anorganische fosfaten, die aan calcium, ijzer en aluminium zijn gebonden en door de mineralisatie van organische verbindingen. Op de oplosbaarheid van anorganische fosfaten heeft de pH een belangrijke invloed. Deze is maximaal bij een pH tussen 4 en 6,5. Bij lagere pH's ontstaan merendeels onoplosbare ijzer- en aluminium-fosfaten, bij hogere pH's gebeurt iets vergelijkbaars door bijvoorbeeld vorming van calcium-fosfaten (Van Steenvoorden & Oosterom, 1973, geciteerd in: Grootjans, 1975; Beek & Van Riemsdijk, 1978). De invloed van de pH is echter complexer (Scheffer & Schachtschabel, 1976), gezien de invloed op het mineralisatieproces (zie par. 8.2). Dat is vermoedelijk de reden dat een optimale fosfaatvoorziening voor de plant bij een pH tussen 6 en 7 optreedt (Bannister, 1976).

Volgens Grootjans (1975) kan een grondwaterstandsverhoging de beschikbaarheid van fosfaten verbeteren. Dit zou zijn toe te schrijven aan de invloed van ijzer, dat onder anaërobe condities van een driewaardige vorm naar een tweewaardige overgaat en daarmee fosfaat kan vrijmaken. Het omgekeerde is voor te stellen bij een grondwaterstandsdaling, een betere doorluchting en oxydatie van ijzer. Voor verdrogende duinvalleien zou het voorgaande een verminderde fosfaatvoorziening impliceren. Anderzijds speelt in dergelijke situaties ook een versnelde mineralisatie een rol. Welke van de twee processen overheerst is moeilijk aan te geven.

Kalium Kalium is in geringe concentraties in een voor planten beschikbare vorm aanwezig. Ten dele vindt er aanvoer plaats vanuit de atmosfeer, ten dele vindt er oplossing plaats van uitwisselbaar kalium in het bodemcomplex. Nalevering geschiedt door vertering van kaliumhoudende mineralen. De beschikbaarheid van kalium wordt negatief beïnvloed door het proces van kaliumfixatie door 'pedogene' oxiden van ijzer en aluminium. Dit is vooral het geval bij lage pH's. Volgens Bannister (1976) is de beschikbaarheid het grootst bij een pH van 7-8. De kaliumvoorziening in de Nederlandse duinen is slecht onderzocht. In het Waddendistrict gaan lage gehalten aan 'pedogene' oxiden van ijzer en aluminium vaak samen met lage gehalten aan kaliveldspaat en lage pH's, terwijl de situatie in het Duindistrict vrijwel tegengesteld is. Het totaaleffect op de beschikbaarheid is daarom moeilijk te schatten. In de literatuur wordt geen melding gemaakt van een duidelijke invloed van de grondwatersituatie op de beschikbaarheid, hoewel indirecte invloeden, zoals via het effect op de kalk- en pH-toestand en de mineralisatiegraad zeker aanwezig zullen zijn. Een mogelijke aanwijzing dat de beschikbaarheid van kalium in het mineraalarme duinzand van het Waddendistrict weinig van het rijkere zand van het Duindistrict verschilt, ligt besloten in de weinig uiteenlopende concentraties van K^+ -ionen in freatisch water op respectievelijk Terschelling en op Voorne en Goeree (Bakker et al., 1979a). Verondersteld kan worden dat de aanvulling via de atmosfeer ('sea spray') een belangwekkende bron van aanvulling is (par. 8.4.2.1).

8.5 BODEMKUNDIGE EFFECTEN VAN MENSELIJKE ACTIVITEITEN

8.5.1 Inleiding

Hoewel de duinen relatief ongerept zijn, is er speciaal in de duinvalleien een ruim

assortiment aan ingrepen op te sommen, waarmee de mens de bodems heeft beïnvloed. Voor circa 1850 waren dat overwegend agrarische invloeden, nadien kwamen daar de effecten van de grondwaterwinning bij. In de huidige tijd is de agrarische invloed zeer beperkt maar is er een toenemend effect van de duininfiltratie te bespeuren (Bakker et al., 1979a en b). Eveneens van relatief recente datum is het verschijnsel luchtvervuiling. In deze paragraaf wordt kort op de bodemkundige effecten van de antropogene invloeden uit verleden en heden ingegaan.

8.5.2 Afplaggen en uitgraven

Afplaggen is een activiteit die in vroeger eeuwen in zwang was (het zogenaamde 'zoden slaan'). Tegenwoordig wordt deze ingreep slechts vanuit natuurbeheersoverwegingen uitgevoerd en dat dan vanwege de vrij hoge kosten op een relatief kleine schaal. Bodemkundig gezien is het verwijderen van de zode met bijbehorende vegetatie een ingreep die verschrallend kan werken, omdat de in de levende biomassa en het dode organische bodemmateriaal opgeslagen voedingsstoffen aan de lokale kringloop van voedingsstoffen worden onttrokken. Gezien de armoede van zuiver duinzand aan voedingsstoffen is dit een verhoudingsgewijs ingrijpende maatregel. Het effect hangt af van de aard van het profiel en de wijze van uitvoering. Bij heidebodems, waarbij onder de organische plag een meestal sterk uitgeloopte, humusarme horizont aanwezig is heeft afplaggen een duidelijk ander effect dan bij sterk humeuze, diep ontwikkelde en kalkrijke bodems. In het laatste geval is het verschrallend effect duidelijk minder en kan mogelijk zelfs een tijdelijke versnelde mineralisatie worden opgeroepen door intensivering van bodemdoorluchting en verhoging van bodemtemperatuur. Een en ander hangt vanzelfsprekend ook met de grondwatersituatie samen.

Uitgraven - een ingreep die tegenwoordig ook wel vanuit natuurbeheersoverwegingen wordt uitgevoerd - betekent in de meeste gevallen het volledig verwijderen van voordien gevormde bodems en aldus een nieuwe start van de bodemontwikkeling. In de meeste gevallen is door de maaiveldverlaging de vochttoestand anders dan voorheen.

8.5.3 Spitten, ploegen en profielverstoring

In het verleden zijn delen van valleien gebruikt als akkerbouwland en daartoe gespit of geploegd. Deze vorm van bewerking geeft bodemkundig gezien een homogenisatie, waarbij de humeuze bovenlaag met de minerale ondergrond wordt vermengd. Een vergelijkbare ingreep is de profielverstoring vanuit andere dan agrarische doeleinden, zoals bijvoorbeeld ten behoeve van infiltratiewerken, aanleg van leidingen en dergelijke. Zoals op grond van de inzichten uit paragraaf 8.2 valt te verwachten heeft de menging van grond vrijwel steeds een sterke mineralisatie tot resultaat, omdat de humeuze bovengrond vaak met kalkrijk materiaal wordt gemengd en de afbraak van organische stof onder de nieuwe pH-condities sneller verloopt. Een - tijdelijk - verhoogd voedingsstoffenaanbod is het gevolg. Een ander inherent verschijnsel is de verhoogde productie van vrijkomende zuren, waardoor de ontkalking een versnelling ondergaat. Boerboom (1963) constateerde voor de Wassenaaarse duinen in (ex-)cultuurgrond een grotere ontkalkingsdiepte dan in vergelijkbare natuurlijke terreindelen. Dit werd ook elders geconstateerd (Bakker et al., 1979). Afhankelijk van de

bewerkingsdiepte kan de dikte van de humeuze laag groter zijn dan in natuurlijke situaties, het humusgehalte lager.

8.5.4 Grondwaterstandsbeïnvloeding en kunstmatige infiltratie

De Nederlandse kustduinen hebben over een groot oppervlak grondwaterstands daling ondergaan, in veel gevallen direct of indirect door toedoen van de mens, zoals in het geval van waterwinning, ontwatering vanuit agrarische motieven of door bebossing en de daarmee geïntroduceerde vermindering van het neerslagoverschot (Bakker et al., 1979a en b). Het bodemkundig effect geldt vooral de voorheen vochtige of natte valleien, waar zich bij verdroging - afgezien van de verminderde vochtvoorziening van de plant - een aantal chemisch-biologisch belangrijke wijzigingen van kortere of langere duur voordoet.

Natte of vochtige valleibodems zijn te karakteriseren door de verhoudingsgewijs langzame ontkalking en de accumulatie van organische stof. Bij verdroging roept de verhoogde graad van doorluchting (en ten dele de wijziging in de bodemtemperatuur), een versnelde omzetting van de organische stof op en daarmee tevens een versnelde ontkalking. In dit opzicht is het effect dus vergelijkbaar met dat van bodemomwerking. Het effect is relatief sterk en vermoedelijk ook langdurig in bodems met een hoog gehalte organische stof. Hetzelfde geldt voor bodems met een relatief hoge pH. Afgezien van het vaak langdurige effect van versneld vrijkomen van voedingsstoffen is te verwachten dat de grondwaterstands daling ook een versnelde ontkalking oproept. Het botanisch uiterst belangwekkende onderscheid tussen natte, sterk organische, relatief ondiep ontkalkte valleien en drogere terreindelen met minder organische stof en een hogere ontkalkingsgraad gaat bijgevolg verloren. Herstel van de grondwaterstand zal, zeker na langdurige grondwaterstandsverlaging, nauwelijks een volledig ecologische regeneratie kunnen impliceren.

Volledigheidshalve kan ook op grondwaterstandsverhoging worden ingegaan, hoewel dit vooralsnog een vrij zeldzaam verschijnsel is. Dat sluit niet uit dat men vanuit natuurbeheersoverwegingen niet tot verhoging van de grondwaterstand zou kunnen besluiten, in het bijzonder in voormalige agrarische terreinen met ontwatering. Op korte termijn zou door het gedeeltelijk afsterven van de bestaande vegetatie een versnelde aanvoer van organisch materiaal en mogelijk een verhoogd voedingsstoffenaanbod zijn te verwachten (Londo, 1971), op langere termijn is een afname van de mineralisatiegraad en een accumulatie van organisch materiaal te verwachten.

Na de oorlog is men op grote schaal overgegaan tot infiltratie van oppervlaktewater voor de drinkwatervoorziening. Het effect van duininfiltratie is door Bakker et al. (1979a en b) in algemene zin uitgebreid behandeld. Wij beperken ons hier tot enkele bodemkundige aspecten. De infiltratietechniek berust op een aantal mechanismen, waarvan adsorptie van opgeloste stoffen aan de bodemdeeltjes een der belangrijkste is. In dit verband concentreren wij ons op het gedrag van de voornaamste voedingsstoffen (stikstof, fosfor en kalium) die in het infiltratiewater in verhoogde concentratie aanwezig zijn. Deze stoffen, die in het natuurlijke duinmilieu een beperkende factor vormen en juist daardoor verantwoordelijk zijn voor de karakteristieke nivelleringsprocessen op botanisch terrein. Andere stoffen, met een wellicht niet onbelangrijk effect op lange termijn, zoals zware metalen of gechloreerde koolwaterstoffen, worden hier buiten beschouwing gelaten (zie daarvoor

bijv. Brümmer, 1978).

De aanvoer van stikstofverbindingen in een infiltratiegebied is volgens Bakker et al. (1979a) voor NO_3^- ongeveer 50 maal zo hoog als onder natuurlijke condities, voor NH_4^+ ligt de aanvoer weinig hoger. Minerale of organische bodemdeeltjes hebben een geringe adsorptiecapaciteit voor NO_3^- , zodat opslag in de bodem niet erg belangrijk geacht kan worden. Wel kan door een uitbundiger plantengroei in reactie op het verhoogde stikstofaanbod een grotere produktie van biomassa en bijgevolg ook een verhoogde aanvoer van organische stof optreden.

Kalium wordt in infiltratiegebieden in ongeveer 200 maal zo grote hoeveelheden aangevoerd als normaal. Kalium kan zich binden aan ijzer en aluminium in de bodem, wellicht ook in geringe mate aan organische stof. Kleilagen (illiet) zijn effectief bij het adsorptieproces. Door opname via het gewas treedt een belangrijke onttrekking op. Uiteindelijk keren deze hoeveelheden als organische resten terug in de bodem. Overigens zijn deze processen onvoldoende onderzocht.

Het gedrag van fosfaten in infiltratiegebieden is beter onderzocht. De gemiddelde aanvoer in infiltratiegebieden is ongeveer 20 maal zo hoog als onder natuurlijke condities (Bakker et al., 1979a). Fosfaat kan uit de oplossing overgaan in een neerslag, met name bij aanwezigheid van ijzer en in een aëroob milieu (vorming van FePO_4 en $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$) en voorts via snelle en langzame adsorptieprocessen aan de oplossing onttrokken worden (Steenkamp & De Groot, 1979). Adsorptie vindt vooral plaats aan ijzer- en aluminiumoxiden, CaCO_3 en organische stof, waarbij binding aan ijzer en aluminium overheerst in neutrale of zure milieus terwijl in basische milieus - zoals in kalkrijke duinbodems - de adsorptie aan CaCO_3 het dominerende proces is (Beek, 1979). Het komt erop neer dat in feite zowel in ontkalkte, zure als in kalkrijke, basische bodems een adsorptiecomplex aanwezig is. Volgens Beek (1979) zijn, vanuit een oogpunt van efficiëntie in afvalwaterzuivering, de adsorptiemechanismen zeer effectief en wordt er relatief weinig opgelost fosfaat doorge laten. Terwijl anorganische fosfaten vrij snel en effectief worden gefixeerd, blijven organische verbindingen mobieler en kunnen zich meer verspreiden via het grondwater. In de van nature oligotrofe duinmilieus evenwel is zeer geringe verspreiding van fosfaten al een belangrijk en als negatief te bestempelen effect. Adsorptiemechanismen zijn namelijk nooit voor honderd procent effectief, zeker niet bij hoge stroomsnelheden. Verder betekent verzadiging van het adsorptiecomplex binnen het infiltratiesysteem, dat doorslag naar buiten het systeem kan optreden. Hoe snel een zandpakket verzadigd is, hangt af van de (chemische) eigenschappen van het zand, de waterkwaliteit en de hoeveelheid passerend water. Dat doorslag optreedt blijkt onder andere in het Leidse Waterleidinggebied, waar het infiltratiewater 1,88 mg/l orthofosfaat bevatte tegen 1,14 mg/l in het gewonnen water in de jaren 1975-1977 (Bakker et al., 1979a). Er kan gesteld worden dat bodems, waarbij verzadiging van het adsorptiecomplex is bereikt, vanuit het oogpunt van waterzuivering vrijwel waardeloos zijn geworden, zodat nieuwe terreinen dienen te worden aangesproken. Tevens geldt dat het adsorptieproces deels als een reversibel mechanisme kan worden beschouwd (De Groot, 1979) en dat daardoor de met fosfaat verzadigde grond een blijvende bron van eutrofiëring kan betekenen. Dit geldt juist ook na beëindiging van de infiltratie, als neerslagwater percoleert en het evenwicht meer verschuift in de richting van desorptie.

8.5.5 Luchtvervuiling

Ook via de atmosfeer heeft de mens invloed op het duinmilieu. Bodemkundig gezien gaat vermoedelijk het meeste effect uit van een verhoogde aanvoer van voedingsstoffen en de verlaging van de zuurgraad. Anders dan de eerder genoemde invloeden op de duinbodems, is luchtvervuiling werkzaam over het gehele gebied. Het effect verschilt naar gelang de bodemeigenschappen ter plaatse.

De twintigste eeuw en in het bijzonder de naoorlogse periode heeft een verhoogde aanvoer van stoffen met industriële of huishoudelijke herkomst in de atmosfeer gebracht. Een groot deel keert met de neerslag terug. Vooral zwavel- en stikstofoxiden zijn in sterk verhoogde concentratie in de regen aanwezig. Niet alleen betekent dit een extra aanvoer van macronutriënten voor de plant, ook en vooral is het effect op de zuurgraad van de neerslag noemenswaard. Wij beperken ons tot het laatste. Vermeulen (1977) noemt voor de natuurlijke pH van de neerslag getallen variërend van ongeveer 7 tot 5,6 (zie ook Oden, 1976). In de laatste decennia is onder invloed van luchtverontreiniging, vooral SO_2 en NO_x , een daling opgetreden tot circa 4,2. Afgezien van directe biologische effecten is er het gevolg van versnelde ontkalking en pH-daling van duinbodems. Likens et al. (1977) berekenden dat bij een pH van 4 en een neerslaghoeveelheid van 100 cm per jaar het extra verlies aan CaCO_3 , 50 kg/ha.j bedraagt. Voor Nederlandse neerslaghoeveelheden (75 cm per jaar) betekent dit een verlies van 37,5 kg/ha.j. Eerder is gesteld dat het effect van dergelijke invloeden sterk afhangt van lokale condities. Bij wijze van voorbeeld wordt hier een benadering gegeven van de extra ontkalking in twee tamelijk sterk verschillende milieus:

- een droge, primair kalkarme duinbodem (0,2 % CaCO_3) met een zeer schrale begroeiing (bijvoorbeeld korstmosvegetatie)
- een matig vochtig duinmilieu met een kalkrijke bodem (ca. 5 % CaCO_3) en een weelderige vegetatie (tevens snelle omzetting van organische stof)

In het eerste geval is de bijdrage aan de ontkalking door biologische processen vrijwel nihil (weinig produktie van organisch afval, lage pH van de bodem, weinig bodemleven, weinig omzettingsprodukten). In die situatie is de zuurgraad van de neerslag relatief zeer belangrijk. Omgerekend voor het primaire kalkgehalte van 0,2 % en de dichtheid van de bodem van $1,34 \text{ kg/dm}^3$ zou een kalkverlies van 37,5 kg/ha.j op ongeveer een ontkalkings-snelheid van 1,5 dm/eeuw komen,

In het tweede geval kan de extra invloed van de zure neerslag op de ontkalkings-snelheid op 1/25e deel worden gesteld, dat wil zeggen een extra bedrag van 0,6 cm/eeuw. Relatief ten opzichte van andere oorzaken van ontkalking, zoals de produktie van zuren bij de afbraak van organisch materiaal is het effect van de zure neerslag dus gering. Wordt het effect door de andere oorzaken op een kalkverlies van circa 450 kg/ha.j geschat, dan is de zure neerslag slechts voor een tiende deel verantwoordelijk.

De conclusie is gerechtvaardigd, dat juist in primair kalkarme milieus, waar de natuurlijke ontkalkings-snelheid laag ligt (bijvoorbeeld in droge, zure, inproductieve milieus of in natte valleien) het effect van zure neerslag relatief groot en onontkoombaar is. Dit betekent een extra bodemkundige nivellering.

Zuiver duinzand heeft als substraat voor plantengroei twee opvallende eigenschappen: een zeer gering gehalte aan voedingsstoffen en een zeer gering vochthoudend vermogen. Deze eigenschappen ondergaan door bodenvormende processen, meer in het bijzonder door de vorming van organische of humeuze lagen, enige verbetering. Tot de belangrijkste bodenvormende processen zijn de produktie en omzetting van organische stof te rekenen alsmede de ontkalking. Deze processen kennen een strikte causale relatie. De ontkalkingsnelheid hangt voor een belangrijk deel af van biologische processen zoals de produktie van CO_2 en de vorming van zuren bij de afbraak van organisch materiaal. Anderzijds treedt pas dan accumulatie van organische stof in de bodem op, althans in droge bodems, wanneer de bovenlaag gedeeltelijk is ontkalkt en er een pH-daling heeft plaatsgevonden. In dit verband is voor zowel de produktie als de omzetting van organische stof de lokale uitgangssituatie van belang. Kalkrijke milieus, die meestal ook relatief goed met andere mineralen zijn bedeed (hoofdstuk 4) en (matig) vochtige, maar goed doorluchte milieus kennen een hoge produktie en een snelle omzetting. Natte en zure condities werken beide remmend. Tegen die achtergrond is het duidelijk dat mineralogische verschillen (bijv. tussen het Wadden- en Duindistrict en de ligging ten opzichte van het grondwater van meer dan directe betekenis zijn. Zij bepalen in hoge mate de aard en snelheid van de bodemontwikkeling. Het eindresultaat van de bodem- en de daarmee nauw verbonden vegetatieontwikkeling kan op deze wijze in hoge mate door de mineralogische en hydrologische uitgangssituatie worden bepaald. Daarbij vormt de biosfeer (vegetatie en bodemleven) de beslissende schakel.

Afgezien van een verhoogde aanvoer van voedingsstoffen nabij het strand - al dan niet gelijktijdig met het zand zelf - is de voedingsstoffenhuishouding in duinbodems vooral een zaak van aanvoer (via droge of natte depositie) of onttrekking (door biologische stikstoffixatie) uit de atmosfeer. Verwerking draagt daar in mindere mate aan bij. Verliezen treden vooral op door uitspoeling met het percolerende regenwater. Een relatief zeer belangrijke rol bij de opslag en 'recycling' van voedingsstoffen treedt op door vastlegging in levend organisch materiaal (biomassa) en dode organische stof op en in de bodem. Dit geldt in ieder geval van de macronutriënten stikstof, fosfor en kalium.

De opslag van voedingsstoffen in de bodem verloopt tot op zekere hoogte parallel met de accumulatie van organische stof, al blijkt bijv. de C/N-verhouding met de tijd te veranderen. In die zin heeft de opslag van voedingsstoffen nauwe banden met andere factoren, zoals de lokale vochttoestand en de pH, alsmede de veranderingen in de loop der tijd. Dit betekent tevens dat de verhouding in de aanvoer en de omzetting van organische stof en derhalve tevens de beschikbaarheid van bepaalde voedingsstoffen verstoord kunnen worden door wijzigingen in de vochttoestand en de zuurgraad van de bodem. Versnelde mineralisatie en een verhoogd voedingsstoffenaanbod treden bijgevolg op bij verdroging van voormalige natte profielen of bij vermenging van organisch materiaal met kalkrijk zand. Hierbij zijn natuurlijke milieuveranderingen als oorzaak te noemen, maar ook en vooral antropogene invloeden zoals grondwateronttrekking, ontwatering respectievelijk profielverstorend door bodembewerking of vergravingen van andere aard. Het versneld vrijkomen van voedingsstoffen manifesteert zich in verruiging van de vegetatie en een verlies aan bijzondere plantesoorten. Voorts zijn bedreigingen van het oorspronkelijk oligotrofe duin-

milieu gelegen in de verhoogde aanvoer van voedingsstoffen via de atmosfeer (luchtvervuiling) of door aanvoer van relatief eutroof oppervlaktewater, dat voor infiltratiedoel-einden wordt gebruikt.

Hoewel de bodems in de Jonge-Duinafzettingen zwak ontwikkeld zijn vertonen zij in ecologisch opzicht een duidelijke macro- en micro-differentiatie. Tot de macro-differentiatie dragen mineralogische verschillen bij - samenhangend met de herkomst en de geschiedenis van het moedermateriaal (par. 4.6) - maar ook de zonering van duingebieden, zoals die in de diverse perioden van duinvorming is ontstaan (par. 6.4). De maximale bodemkundige ouderdom kan op ruwweg 1000 jaar worden gesteld. De meeste duinbodems zijn echter beduidend jonger, aangezien de meeste duinen na circa 1300 zijn gevormd en er op grote schaal herhaalde verstuuving heeft plaatsgevonden (hoofdstukken 5, 6 en 7). De micro-differentiatie hangt in de meeste gevallen indirect met het reliëf samen. Hoogte- en expositieverschillen alsmede de hoogteligging (ten opzichte van het grondwater) drukken via microklimaat en vegetatie een duidelijk stempel op de bodemontwikkeling. Ook lokale verjonging in heden en verleden draagt aan de microdifferentiatie bij.

Hoewel vaak gesteld kan worden dat naarmate de bodemvorming vordert in relatief jonge bodems de bodemkundige diversiteit toeneemt, bestaan er soms ook condities, waarbij na relatief korte tijd een proces van bodemkundige nivellering optreedt. In de extreem mineraalarme duinen van het Waddendistrict lijkt de vegetatieontwikkeling als gevolg van snelle verzuring van de bodem in 1 à 2 eeuwen een eindstadium te bereiken. Een langdurige vastlegging betekent hier op de lange duur dus een verlies aan diversiteit.

Anderzijds kan verondersteld worden, dat er zowel op grote als op kleine schaal mechanismen werkzaam zijn die 'arme systemen' armer laten worden en 'rijke systemen' rijker. De droge, kalkarme duinen op Vlieland en Terschelling bijvoorbeeld kennen een vegetatieontwikkeling in de richting van een buntgras-korstmosbegroeiing op een uitgeleegde bodem. Daarbij is een verdergaande uitloging te verwachten, maar nauwelijks verrijking met humus. In dit opzicht is een vergelijking mogelijk met woestijnbodems, zij het dat het in dit geval vooral aan de eigenschappen van het moedermateriaal zelf en minder aan het klimaat valt toe te schrijven. Het duinzand is zowel mineraalarm als slecht in staat vocht vast te houden. Salisbury (1952) spreekt daarom van een 'pedological desert'.

Een volledig andere vegetatiesuccessie en bodemontwikkeling vindt in sommige delen van de kalkrijke duinen van het Duindistrict plaats, waarbij struweel- en bosontwikkeling optreedt alsmede een langdurige verrijking van de bodem met organische stof. Ook op kleinere schaal, dat wil zeggen binnen eenzelfde district, is een ontwikkeling in de richting van gaandeweg grotere verschillen op te merken. Vochtige valleien ondervinden een geringe uitspoeling en een relatief snelle accumulatie van organische stof. Zij ondergaan daarmee, zeker relatief, een duidelijke verrijking ten opzichte van droge bodems waar uitlogingsprocessen niet geremd worden en de humusopbouw moeizamer verloopt of sneller een evenwichtstoestand bereikt.

Tenslotte een aspect van de bodemvorming in de duinen dat hierbij aansluit, maar onvoldoende is onderzocht. Dit betreft het effect van een verstoring van de natuurlijke successie in terreinen, waar de uitgangssituatie tot struweel- of bosontwikkeling zou kunnen voeren. Een verstoring kan bijvoorbeeld optreden door langdurige begrazing of

duinbranden. De vraag is of de successie na dergelijke verstoringen dezelfde lijnen volgt als in een volledig ongestoorde ontwikkeling. Bodemkundig kan er bijvoorbeeld door uitloging zoveel veranderd zijn in het kiemings- en groeimilieu van nieuw te vestigen planten, dat de successie een andere wending neemt, bijvoorbeeld in de richting van een mos- of korstmosontwikkeling. Dergelijke problemen verdienen nadere studie, zeker ook in verband met de beheerstechnische consequenties.

Samenvatting

Deze studie vormt de geomorfologische en bodemkundige bijdrage aan een interdisciplinair landschapsecologisch onderzoek van de Nederlandse kustduinen. Het onderzoek is nagenoeg beperkt tot de Jonge Duinen (ontstaan in en na de middeleeuwen). Er is getracht een tussenweg te bewandelen tussen de presentatie van strikt geomorfologisch interessante verschijnselen en ecologisch relevante gegevens. Bij het bodemkundig gedeelte is vooral gelet op de ecologische relevantie.

Hoofdstuk 1 beschrijft, na uitleg van doelstellingen en methoden van onderzoek, in het kort welke randvoorwaarden er bestaan voor het op grote schaal ontstaan van begroeide kustduinen. Afgezien van gunstige klimatologische en hydrologische factoren in het Noord-zeegebied, zijn grote hoeveelheden zand beschikbaar die grotendeels aan pleistocene afzettingen zijn ontleend.

Hoofdstuk 2 geeft een kort overzicht van de klimaatswisselingen in het Holoceen, in het bijzonder die gedurende de middeleeuwen en in later tijd. Veranderingen in temperatuur of in de frequentie van stormen kunnen belangrijke consequenties hebben gehad voor de stand van de zeespiegel en het effect van stormvloed op de kust.

Hoofdstuk 3 bevat een bespreking van de kustontwikkeling gedurende het Holoceen. Ook hier gaat de meeste aandacht uit naar de middeleeuwen en de daaropvolgende periode. Afgezien van de algemene tendens van zeespiegelrijzing komt het optreden van transgressies en regressies ter sprake. Deze blijken, althans in Nederland, een tamelijk synchroon karakter te hebben gehad. Hoewel de correlatie met aangrenzende Westeuropese landen minder gemakkelijk is, kunnen klimaatsveranderingen als de gemeenschappelijk oorzaak van trans- en regressies worden aangenomen. De mechanismen van zandtransport in de kustzone worden besproken in relatie met de karakteristieke verschijnselen, die zich bij de drie hoofdkustvormen in Nederland voordoen. Deze hoofdkustvormen zijn de estuariene, de gesloten en de waddenkust. De eerste en de laatstgenoemde kustvorm zijn sterk dynamisch. Dit wordt geïllustreerd aan de hand van gegevens die aan oude kaarten zijn ontleend en aan exactere gegevens uit de laatste 100 jaar.

Hoofdstuk 4 behandelt, direct aansluitend bij de kustgeschiedenis, de geologische opbouw van de kuststreek. De nadruk valt daarbij op de strand- en duinafzettingen. De typische verschillen in mineralogie worden besproken. De verschillen in samenstelling worden vooral veroorzaakt door de sedimentaire omstandigheden in het Pleistoceen en het Vroeg-Holoceen en de kustontwikkeling in het Laat-Holoceen. In het bijzonder wordt ingegaan op de ecologisch belangrijke verschillen in kalkgehalte.

Hoofdstuk 5 beschrijft de kustduinen in historisch-geografisch verband. De mens heeft vroeger de duinen in belangrijke mate geëxploiteerd, onder andere door beweiding, jacht en houtroof. Zijn invloed was slechts constructief, waar de zeewering dat vereiste of waar gevaar bestond voor verlies van landerijen door overstuiving. Verstuivingen zijn

algemeen geweest tot halverwege de 19e eeuw. Hierna werden de duinen op grote schaal vastgelegd. Opvallend in de historie van de duinen is het samengaan van grootschalige verstui-vingen en de mineraalarmoede van sommige gebieden. Verder hebben vermoedelijk klimatolo-gische en bestuurlijke factoren een rol gespeeld bij het optreden van verstuiwingen.

In hoofdstuk 6 worden de mechanismen van kustduinvorming beschreven. Na een bespre-king van de duinvormende factoren wordt ingegaan op het verschijnsel van primaire duin-vorming, zoals die zich voordoet bij aangroei-kusten, en op de secundaire duinvorming. Deze houdt de vervorming en verplaatsing van eerder gevormde duinen in. In het verleden is de belangrijkste oorzaak van secundaire duinvorming vermoedelijk de aantasting van de zeereep door klifvorming geweest. Een dergelijke zeereep gaf dan aanleiding tot landin-waartse verstuiwingen. Voorts wordt een classificatie van de in Nederland aangetroffen duinvormen gegeven. Daarbij valt het accent op de morfogenese. Deze classificatie heeft als basis gediend voor de geomorfologische kaarten (schaal 1:25 000) uit Bakker et al. (1979a) en de daarvan afgeleide overzichtskaart (schaal 1:100 000, bijlage 4). De Neder-landse kustduinen worden aan de hand van deze kaart beschreven. Het overgrote deel van de duinen is het resultaat van secundaire duinvorming. Het ontstaan van primaire en secundaire duinen blijkt een sterke samenhang te vertonen met de kustontwikkeling. Pri-maire duinvormen blijken voor een groot deel mede door toedoen van de mens te zijn ont-staan, merendeels zijn zij jonger dan 1550. Extreem mineraalarme gebieden vertonen een veelal karakteristieke morfologie met zogenaamde loopduinen. Dit houdt verband met de eerder vermelde mate van stuifgevoeligheid. Tenslotte wordt ingegaan op de betekenis van actuele processen, zoals uit- en overstuiving en afspoeling van materiaal langs hellingen. Ook worden de ecologische eigenschappen van duinvalleien besproken, evenals de mogelijk-heden voor het behoud en het herstel van dit milieutype.

Hoofdstuk 7 is gericht op de oorzaken van de plotselinge vorming van de Jonge Duinen en de daarin herkenbare fasering. De door Jelgersma et al (1979) en Van Staalduinen (1977) vermelde dateringen hebben betrekking op secundaire duinvormen. Deze zijn vanaf de toenmalige kustlijn over enkele kilometers landinwaarts verplaatst. Op grond van een schatting van de verplaatsingssnelheid en de afgelegde afstanden zijn de in de literatuur vermelde dateringen opnieuw geïnterpreteerd. De aanvang van de vorming van de Jonge Duinen aan de kust wordt daarom op enkele eeuwen eerder geschat dan door Jelgersma et al. (1970) werd aangenomen. Vermoedelijk ving de duinvorming reeds in de 9e of 10e eeuw aan in plaats van in de 12e eeuw. Ook de tweede fase in de vorming der Jonge Duinen (JDII) is vermoedelijk eerder aangevangen, namelijk rond 1300 in plaats van 1400. De aldus herziene perioden van duinvorming zijn in verband gebracht met gegevens uit eerdere hoofdstukken betreffende de klimaatshistorie, de kustontwikkeling en geomorfologische verschijnselen. Het optreden van fasen in de vorming van secundaire duinen is dan in verband te brengen met perioden van versterkte kusterosie. Deze vertonen samenhang met perioden met een (versterkte) atlantische invloed in het klimaat. Rustfasen in de duinvorming van secun-daire duinen zouden met meer continentale fasen in het klimaat samenhangen.

Hoofdstuk 8 geeft een globaal inzicht in een aantal ecologische eigenschappen van duinbodems en de veranderingen daarin als gevolg van de natuurlijke bodemvorming en de invloeden van de mens. In een mineraalarm materiaal als duinzand dat tevens slecht vocht-houdend is, speelt de opbouw en afbraak van organische stof en de verhouding daartussen

een belangrijke rol. Ontkalking blijkt in belangrijke mate hand in hand te gaan met biologisch bepaalde processen zoals CO_2 -productie en de vorming van zure afbraakproducten. De primaire mineralogische gesteldheid van het moedermateriaal en de ligging van de grondwaterspiegel ten opzichte van het maaiveld zijn belangrijke factoren voor de aard en snelheid van bodemvormende processen. Hierbij speelt de productiviteit van de vegetatie een belangrijke rol, eveneens de omzettingssnelheid van dode organische stof. Een belangrijke andere variabele is de pH van de grond. Voor het tempo van humusaanrijking en ontkalking worden enkele cijfers gegeven. Voor de voedingsstoffentoestand blijkt de aanvoer van nutriënten via de atmosfeer van groot belang. Opslag van nutriënten vindt vooral plaats in de levende en de dode organische stof. Het versneld vrijkomen van voedingsstoffen kan optreden door versnelde mineralisatie tengevolge van het verdrogen van voorheen natte profielen of door profielverstoring door de mens. Andere oorzaken van eutrofiëring zijn een verhoogde aanvoer van voedingsstoffen uit de atmosfeer tengevolge van luchtverontreiniging of door infiltratie van relatief voedselrijk water in de duinen voor de drinkwatervoorziening. De laatstgenoemde activiteit heeft deels irreversibele effecten, bijvoorbeeld door fixatie van fosfaten aan bodemdeeltjes. Deze fosfaten kunnen later langzaam afgegeven worden aan het grondwater. Voorts betekent de infiltratie veelal een intensieve verstoring van bodemprofielen en het natuurlijk reliëf vanwege de vele vergravingen.

Summary

This study is a geomorphological and pedological contribution to an interdisciplinary survey of landscape ecology of the Dutch coastal dunes. The study was almost completely restricted to the 'Younger Dunes', formed in and after the Middle Ages. Stress is laid on the dune slacks. Most attention is paid to geomorphology. The aim was to compromise between independently useful data for geomorphologists and ecologically relevant subjects. On soils, the guiding criterion for selecting data was ecological relevance.

The introduction offers an explanation of goals and methods and a schematic picture of the governing factors in formation of coastal dunes and dune soils. As an illustration some figures on the worldwide distribution of significant climatic and hydrographic factors are presented. Together with favourable climatic and hydrographic conditions in western Europe, the large amounts of sand in the North Sea Basin have contributed to the origin of vast coastal dune areas.

Anticipating the relationship between climatic history, coast development and dune formation, Chapter 2 deals with climatic history in and after the Middle Ages. There have been some major climatic variations, which most probably have influenced sea-level and frequency of storm floods.

Chapter 3 describes coastal development during the Holocene in relation to the general rise in sea-level and minor fluctuations in this general trends. In the Netherlands transgressions and regressions seem to have been more or less synchronous, apart from minor local differences. For sand transport in the shallow waters near the coast a distinction is essential between estuarine coasts, 'closed coasts' and a type of coast with tidal flats sheltered by barrier islands ('waddencoast'). Estuarine coasts and 'waddencoasts' are very dynamic, resulting in coastal accretion and erosion varying in time and space. Such a constantly changing coastline has a considerable effect on the dunes, as they will also disappear and appear in a dynamic way. This results in differentiated dune areas in terms of origin and age. The movements of the coastline after the Middle Ages were estimated by using historical data such as old maps (Table 2). More precise data on the retreat and advance of the dune foot in the last hundred years are presented in Fig. 20.

Chapter 4 describes the geology of the coastal area (Fig. 21 and Table 3). The relationship between the Holocene sediments and coastal development was obvious. The granulometry and mineralogy of beach and dune sands showed remarkable differences, caused mainly by Pleistocene sedimentary conditions and Holocene coastal development. These differences proved to have geomorphological, pedological and botanical effects.

Chapter 5 describes human influences on the dune area in the past. In the Younger Dunes, man's activities have been rather important, mainly by exploitation and hardly in a more constructive way. Only for coastal defence and to protect arable land from over-

blowing sand has human influence been stabilizing. So blowing sand has been a common feature for centuries. Minima and maxima can be attributed to climatic influences and to changes in administration and management. Only in the middle of the 19th century or even later was an almost complete stabilization of the dunes achieved. The dunes are nowadays fixed to a degree that has been unusual historically. An interesting conclusion from the study of historical data is the remarkable influence of mineralogy on sand blowing. The most dynamic areas are situated in regions with very little lime and other nutrients in the dune sand. The vegetation is then vulnerable and difficult to restore after degradation.

Chapter 6 describes the mechanisms of formation of coastal dunes, which differ between areas with coastal accretion and areas with coastal erosion. These processes lead respectively to primary dune formation with its own typical morphology, and the secondary dune formation, which includes deformation and displacement of existing dunes after degradation of the vegetation. Especially in former centuries, coastal erosion would create a dune cliff and set off large-scale formation of secondary dunes. Other factors, like the already mentioned climatic factors and human influences, seem to have been less important.

A comprehensive classification of coastal dune forms is given as used for the geomorphological maps scale 1:25 000 (Bakker et al., 1979a). Based on those maps a smaller-scale map (scale 1:100 000) is enclosed in this report (Appendix 4). Apart from geomorphological data, historical data are included on the periods of dune formation or destruction by sea. A schematic explanation on this map describes the Dutch coastal dunes. The major distribution of dune forms proved to be related to coastal history and sometimes to mineralogical conditions. The major part of the dunes originate from secondary processes. Primary dune forms are relatively scarce and almost completely restricted to former estuaries and 'waddencoasts'. They are mostly more recent than A.D.1550. Their origin is partly or almost entirely due to human activity.

Some attention is given to actual processes like blow-outs, overblowing and transport by surface run-off. Special mention is made of the ecological features of dune slacks and nature management, including ways creating new dune slacks.

Chapter 7 tentatively explains causes of the sudden formation of the Younger Dunes in the Netherlands and the existence of phases in their formation. Radiocarbon datings and archaeological and historical datings in literature are reinterpreted. Most of them prove to be connected with secondary dunes, transported inland over distances of a few kilometres. The time needed for the transport from their source to the sites of the dated layers can be assessed to a few centuries. These data implied an earlier start to dune formation than assumed by Jelgersma et al. (1970). Probably the beginning of the formation of the Younger Dunes took place by the 9th or 10th Century, - also indicated by some historical sources - , instead of the 12th. Also Phase II in the formation of the Younger Dunes most likely started earlier (around 1300 instead of 1400). The revised datings of the periods of active dune formation and the periods of relative stability were compared with data on climatic history and coastal development in and after the Middle Ages. As the formation of secondary dunes was thought to be triggered by dune cliff formation, which in turn was caused by coastal erosion and eventually by a change in climate, the

periods of these phenomena were compared. They show a rather satisfying congruity in that a more Atlantic climate brought more frequent storm surges, coastal erosion and cliff formation in dunes. The effect of these mechanisms could have been reinforced by an (earlier) rise in sea-level or at least a faster rise than normal. A period with a more Continental and colder climate, and retardation in the rise of sea-level and less frequent storms would have had an opposite effect, as during the Little Ice Age.

Chapter 8 outlines soil formation in dunes. The production and decomposition of organic matter, decalcification and changes in pH are treated. These processes are causally interrelated to a high degree. A general assessment of the rate of changes is presented. As the parent material is poor in nutrients and has a low moisture-holding capacity, soil organic matter plays an essential ecological role in storage of moisture and nutrients, of which the major nutrients N, P and K were studied most. The main source of these nutrients seemed to be the atmosphere, which delivered a rather high input of K (especially close to the sea) and N (in rain and by means of biological N-fixing processes). During soil formation a general increase of these elements was discernible in relatively rich soils. To a lesser degree, this holds for P. Leaching of these nutrients was the main output. Elements were stored in living organic matter (biomass) and in soil organic matter. For the ratio of production, storage and decomposition, soil moisture and pH were decisive variables. Decomposition ratios were low in wet and acid soils. In wet dune slacks elements accumulated in strongly humic or completely organic layers. Disturbances of these soils leading to a higher degree of aeration or a higher pH (e.g. by mixing surface layers with deeper layers rich in lime) increased mineralization and caused eutrophication. Other threats to the essentially oligotrophic dune environments were air pollution, which has increased input of nutrients, and infiltration of eutrophic water to produce drinking water. Apart from a direct effect on the dune slack vegetation by a higher level of N, K and P, a long-term irreversible effect on soils is to be expected, as P is readily fixed by Ca, Fe and Al in dune soils and slowly released. Infiltration methods have also caused increasing and serious damage to geomorphology and soils.

Bijlagen

BIJLAGE I. REGIONALE STUDIE VAN HET DUINGEBIED TUSSEN EGMOND EN CAMPERDUIN

Toelichting

Deze bijlage bevat een geomorfologische en deels bodemkundige beschrijving van één van de 16 deelgebieden, zoals die zijn onderscheiden en beschreven in zogenaamde deelrapporten (Bakker et al., 1979a). Deze beschrijving is in vrijwel ongewijzigde vorm overgenomen ter illustratie van de destijds gebruikte methoden van onderzoek en presentatie. De inhoud geeft tevens een toelichting op de geomorfologische detailkaart (schaal 1:50 000) in bijlage II. Deze is een verkleinde en ongewijzigde versie van de geomorfologische kaart (schaal 1:25 000) uit Bakker et al.

Het gebied tussen Egmond en Camperduin is gekozen omdat de geomorfologische verschillen ter weerszijden van de 'kalkgrens' bij Bergen nogal opvallend zijn. De mineralogische verschillen in het duinzand hebben via de beschikbaarheid van voedingsstoffen invloed op de kwetsbaarheid en het regeneratievermogen van het plantenkleed. Dit komt tot uitdrukking in de verschillen in de vormen van de duinen. De opbouw van dit deelrapport is vrijwel identiek aan die van de overige deelrapporten. De hier besproken geomorfologische verschijnselen zijn niet representatief voor de overige duinen.

Geologie

Voor het inzicht in de geologische gesteldheid en geschiedenis van het gebied tussen Egmond en Camperduin zijn een aantal studies van belang: Eisma (1968), Jelgersma et al. (1970), Pons & Van Oosten (1976), Rijks Geologische Dienst (1967) en boorgegevens van het Provinciaal Waterleidingbedrijf Noord-Holland. Op grond van de gegevens van Jelgersma et al. (1970) en Pons & Van Oosten (1976) is een geologisch overzichtskaartje vervaardigd, waarin de belangrijkste zaken met betrekking tot de oppervlaktegeologie zijn opgenomen (fig. 61).

Het pleistocene oppervlak bevindt zich nabij Egmond op 32 m -NAP, bij Camperduin op 13 m -NAP. Het lengteprofiel van de Rijks Geologische Dienst (RGD, 1967) geeft aan dat het bovenste pakket van overwegend fijnzandige afzettingen uit een continentale fase van het Bemien stamt en verder van Weichselien-ouderdom is. Deze laag, die tot 25 m dik kan zijn, ontbreekt ten noorden van Egmond. Onder dit pakket worden mariene Eem-afzettingen aangetroffen, die bestaan uit zand met kleilagen. Ter hoogte van Bergen bereiken deze sedimenten, door de opvulling van een glaciaal bekken, een diepte van circa 80 m.

Keileem, afgezet tijdens het Saalien, komt voor zover bekend alleen ten zuiden van Egmond voor en speelt in het hier besproken gebied vermoedelijk geen rol. Er moet echter worden opgemerkt dat gegevens van diepe boringen ten noorden van Bergen ontbreken.

De pleistocene afzettingen worden door een erosief oppervlak van de holocene pakket-

Figuur 61. Geologische kaart van het kustgebied tussen Egmond aan Zee en Petten (naar Jelgersma et al., 1970; Pons & Van Oosten, 1976).

- 1 = Jonge Duin- en Strandafzettingen op Oude Duin- en Strandafzettingen.
- 2 = Oude Duin- en Strandafzettingen.
- 3 = Jonge- en Oude Duin- en Strandafzettingen op veen.
- 4 = Jonge (en Oude) Duin- en Strandafzettingen op Duinkerke-0 zandbanken.
- 5 = Duinafzettingen op veen in geulen in Duinkerke-I afzettingen.
- 6 = Afzettingen van Duinkerke.
- 7 = Veen en wadafzettingen ouder dan Duinkerke-I afzettingen.
- 8 = Zandbanken, behorend tot Duinkerke-0 afzettingen.
- 9 = Grens van Jonge Duinafzettingen.

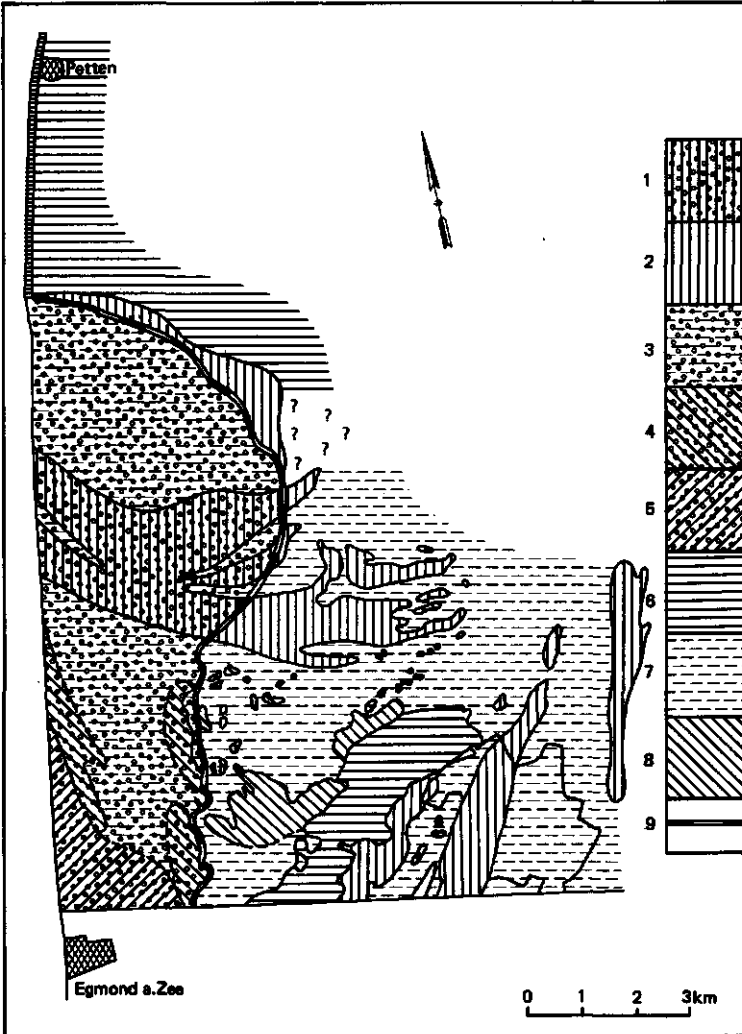


Figure 61. Geological map of coastal area between Egmond aan Zee and Petten (compiled from Jelgersma et al., 1970; Pons & Van Oosten, 1976).

- 1 = Younger Dune and Beach deposits on Older Dune and Beach deposits.
- 2 = Older Dune and Beach deposits.
- 3 = Younger and Older Dune and Beach deposits on peat
- 4 = Younger (and Older) Dune and Beach deposits on sand barriers of Dunkirk-0 age.
- 5 = Dune deposits on peat in gullies in Dunkirk-I deposits.
- 6 = Dunkirk deposits.
- 7 = Peat and tidal-flat deposits older than Dunkirk-I deposits.
- 8 = Sand barriers, belonging to Dunkirk-0 deposits.
- 9 = Boundary of Younger Dune deposits.

ten gescheiden (Pons & Van Oosten, 1976). Dit houdt vermoedelijk verband met de eroderende werking van kustinbraken in de Calais-transgressiefasen. Voor zover bekend ontbreekt het Basisveen. Bij Petten wordt dit weer in de profielen aangetroffen. De holocene afzettingen omvatten onder het zeeniveau vooral mariene Calais- en Duinkerkeafzettingen. Zeer opmerkelijk, en van de rest van de kust afwijkend, is het voorkomen van een forse kleilaag (gemiddeld 10 m dik) tussen Egmond aan Zee en strandpaal 31 à 32 (ten noorden van Bergen aan Zee) die zich onder het gehele duingebied uitstrekt (zie ook Bakker et al., 1979a). De klei is vermoedelijk in het Atlanticum afgezet (mond. med. S. Jelgersma, Rijks Geologische Dienst). De bovenzijde bevindt zich op 15-20 m -NAP. Het is onduidelijk of de afzetting enig verband houdt met het estuariene zeegat, dat zich in het Subboreaale en Subatlanticum ter hoogte van Egmond bevond. Dit zeegat was in de romeinse tijd reeds bijna opgevuld (Jelgersma et al., 1970). Met de ligging van dit zeegat houdt ook de situering van de Oude Duin- en Strandafzettingen ten hoogte van Bergen verband. Het convex landinwaarts buigende verloop van deze, gedeeltelijk als strandwallen gevormde, afzettingen illustreert zowel het karakter als het belang van dit zeegat. De periode van strandwal- of in dit geval vloedhaakvorming valt vermoedelijk in het tijdvak 3000-1000 j v. Chr. De duinvorming op deze afzettingen kan tot na de romeinse tijd zijn voortgegaan.

Oude Duin- en Strandafzettingen, met in de laagten ook (Holland-)veenontwikkeling maken vermoedelijk het leeuwendeel van de holocene afzettingen tot ongeveer het zeeniveau uit, die volgen op de pleistocene afzettingen en de eerder beschreven atlantische kleilaag. Vermeldenswaard is, dat de verbreiding van de Oude Duin- en Strandafzettingen, zoals in figuur 61 afgebeeld, opmerkelijk is door het feit dat de Jonge Duinen deze wel grotendeels maar niet geheel hebben overdekt. Het valt te veronderstellen, dat de bewoning van de Oude Duinen, zoals vastgesteld in de binnenduinrandzone, een rol heeft gespeeld bij het 'afremmen' van de landinwaarts stuivende Jonge Duinen. Tot welk niveau boven NAP het Oude Duinoppervlak reikt, is niet volledig duidelijk. In ondiepe boringen in de valleien direct achter de zeereep en in blootgespoelde profielen aan het strand is het oude oppervlak aan te treffen. De Jonge Duinen in het gebied zijn vermoedelijk pas in de 12e eeuw en later gevormd. Indien de geschiedenis van de duinvorming overeenstemt met de overige Noord- en Zuidhollandse gebieden, zouden er drie duinvormingsfasen zijn te onderscheiden (par. 4.5). De lokaal herkenbare zonering (in drieën) zou bij deze fasering kunnen aansluiten.

Van groot ecologisch en strikt geomorfologisch gewicht is het grote verschil in mineralogische gesteldheid van het Jonge Duinzand aan weerszijden van de zogenaamde 'kalkgrens' ter hoogte van Bergen aan Zee. In paragraaf 4.6 is uitvoeriger op de oorzaken van deze verschillen ingegaan (zie ook Eisma, 1968). In nationaal verband mag er van een scherpe grens sprake zijn, meer in detail bekeken is de overgang minder duidelijk. Een en ander blijkt ook als enkele gegevens met betrekking tot het gehalte aan toermalijn en veldspaat (naar Eisma, 1968) en de kalktoestand der bodem (naar Bijhouwer, 1926) in kaartjes (figuren 62 en 63) worden afgebeeld.

Historische geografie

Bij de studie van de kustontwikkeling en de duinevolutie is gebruik gemaakt van historische kaarten uit de 17e eeuw en later, alsmede van literatuurgegevens. De belangrijkste

Figuur 62. Gehalten veldspaat en toermalijn in de fractie 200-250 μm (naar Eisma, 1968).

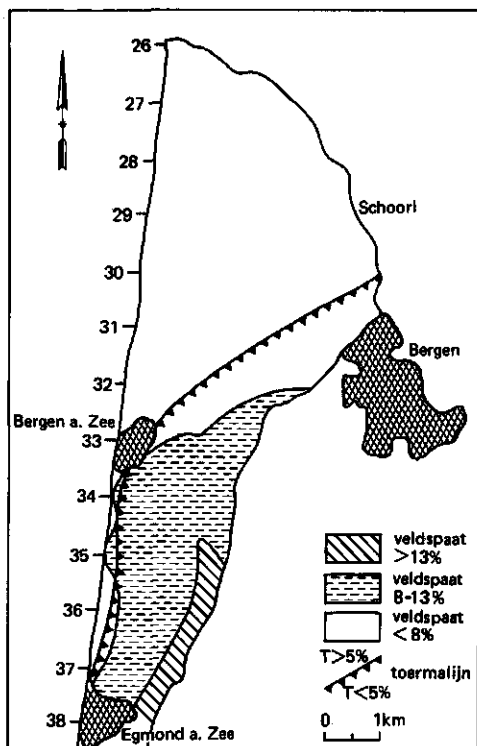


Figure 62. Feldspar and tourmaline contents in the fraction 200-250 μm (after Eisma, 1968). Veldspaat = feldspar; toermalijn = tourmaline.

gegevens zijn in een 'historisch kaartje' (figuur 64) verwerkt.

Pons & Van Oosten (1976) schatten (!) de kustterugwijking ter hoogte van Schoorl sinds de vroege middeleeuwen op 3-4 km. Het verder noordwaarts gelegen gebied kende een nog veel groter terreinverlies, meer zuidelijke gebieden een duidelijker kleiner (zie deelrapporten Petten-Den Helder en IJmuiden-Egmond in Bakker et al., 1979a). Redelijk betrouwbare gegevens kunnen pas aan historische kaarten, zoals die van Joh. Douw (anno 1680) worden ontleend (afgebeeld in Jelles, 1968). Hieruit blijkt dat de hoogwaterlijn ter hoogte van Camperduin sindsdien zo'n 800 m landwaarts is verschoven. De verliezen zijn verder zuidelijk minder groot: bij Egmond in de orde van een honderdtal meters. Een kaart uit ongeveer 1730 van het 'Hooghheemraetschap van de Uytwaterende Sluysen in Kennerlant ende West-Frieslant' laat zien dat de duinvoet bij Camperduin ongeveer 500 m, bij Egmond ongeveer 100 m verder zeewaarts lag dan nu. Jelles (1968) vermeldt dat de kerk van Egmond die in de 17e eeuw nog op veilige afstand van zee was gelegen, in 1743 ten prooi aan de golven viel. Opvallend bij de kaarten uit 1860 en 1730 is dat er destijds nog een - zij het smalle - duinstrook tussen Camperduin en Petten aanwezig was. Deze verdween door voortgaande kustafslag, die hier een einde vond in de aanleg c.q. verlegging van de Hondsbossche Zeewering in de huidige positie in het jaar 1823. Ondanks de fixatie van dit kustgedeelte bleef de duinvoet tussen Camperduin en Egmond achteruitgaan.

Figuur 63. Gehalten CaCO_3 van de bovenlaag van de bodem (0-30 cm) (naar Bijhouwer, 1926).

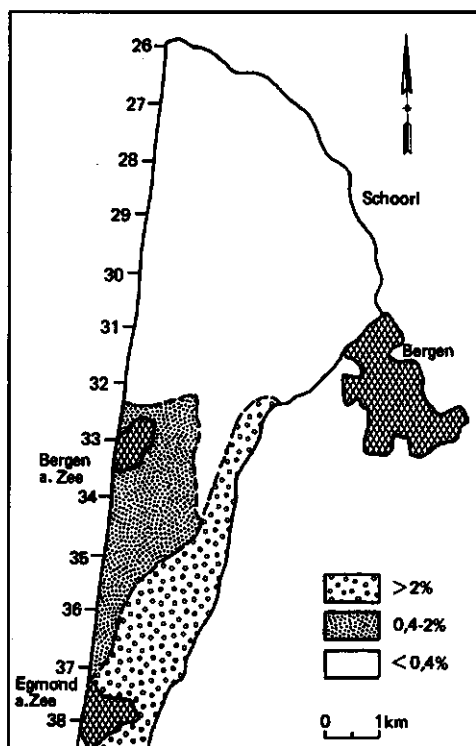


Figure 63. Content of CaCO_3 in surface layer of soil (0-30 cm) (after Bijhouwer, 1926).

Tussen 1858 en 1971 bedroeg het verlies 100-150 m. De aanleg van strandhoofden noordelijk van strandpaal 30 heeft de achteruitgang wellicht enigszins geremd, maar niet totaal verhinderd. Ook nu nog is de kust aan afslag onderhevig.

Op het historisch kaartje (fig. 64) staan tevens enkele dammen of dijken aangegeven aan de noord- en oostzijde van het duingebied. De ligging en de perioden van aanleg hebben te maken met de opdringende zee, die zich halverwege de middeleeuwen via de doorbraak van het Zijpergat ook een weg baande naar de laaggelegen gebieden ten oosten van het duingebied. Hierbij fungeerde de laagte, waarlangs de Rekere noordwaarts stroomde, als toegangsmogelijkheid voor het zeewater. De aanleg van de eerste dijken beperkte zich tot de verdediging van de strandwalgronden (bijv. bij Aagtdorp). Later werd de laagte van de Rekere bij Schoorldam en door de aanleg van de Schoorlse Zeedijk (vóór 1270) definitief ingedijkt. Wat het ontstaan en de evolutie van de duinen betreft zijn er slechts weinig bronnen die inzicht bieden. Schermer (1957) vermeldt middeleeuwse bewoningssporen in het uitgegraven deel van de Harger zandwinning, waarbij de datering op de 9e tot de 11e eeuw uitkwam. Soortgelijke archeologische vondsten zijn aan het strand gedaan. De dateringen stemmen overeen met de door Jelgersma et al. (1970) vermelde dateringen van de Jonge Duinafzettingen (12e eeuw).

De middeleeuwen zijn wat meldingen over duinvorming of verstuiwingen betreft duister

te noemen. In 1494 en 1514 werden verliezen aan landbouwgrond respectievelijk huizen bij Camperduin en Schoorl gemeld, waaruit blijkt dat de binnenduinrand nog verder landwaarts werd verplaatst. In de 17e en 18e eeuw blijken nog regelmatig beplantingen te worden uitgevoerd tegen de zorgwekkende verstuivingen. Voor een deel kan trouwens de overexploitatie van de duinen als oorzaak van de verstuivingen worden aangevoerd (Jelles, 1968).

Kops (1795) meldt dat in die tijd in de Schoorlse duinen alles stooft, behalve de vóór- en achterzijde (respectievelijk de binnenduinrand en zeereep), terwijl de Berge- en Egmonder duinen in een betere conditie verkeerden. Enkele tientallen jaren later rapporteert Gevers (1826) dat ter hoogte van Kamp (Camperduin) en Groet alles onherkenbaar is door de 'verschrikkelijke staat van verstuiving'. Dit gold ook voor het terrein ten westen van de Heeren- en Bokkenweide en ten noorden hiervan tot aan het Vóór- of Ganzenvlak. Hij signaleert stuivende 'blinkers' en vermeldt ook dat de Bokkenweide half ondergestoven is.

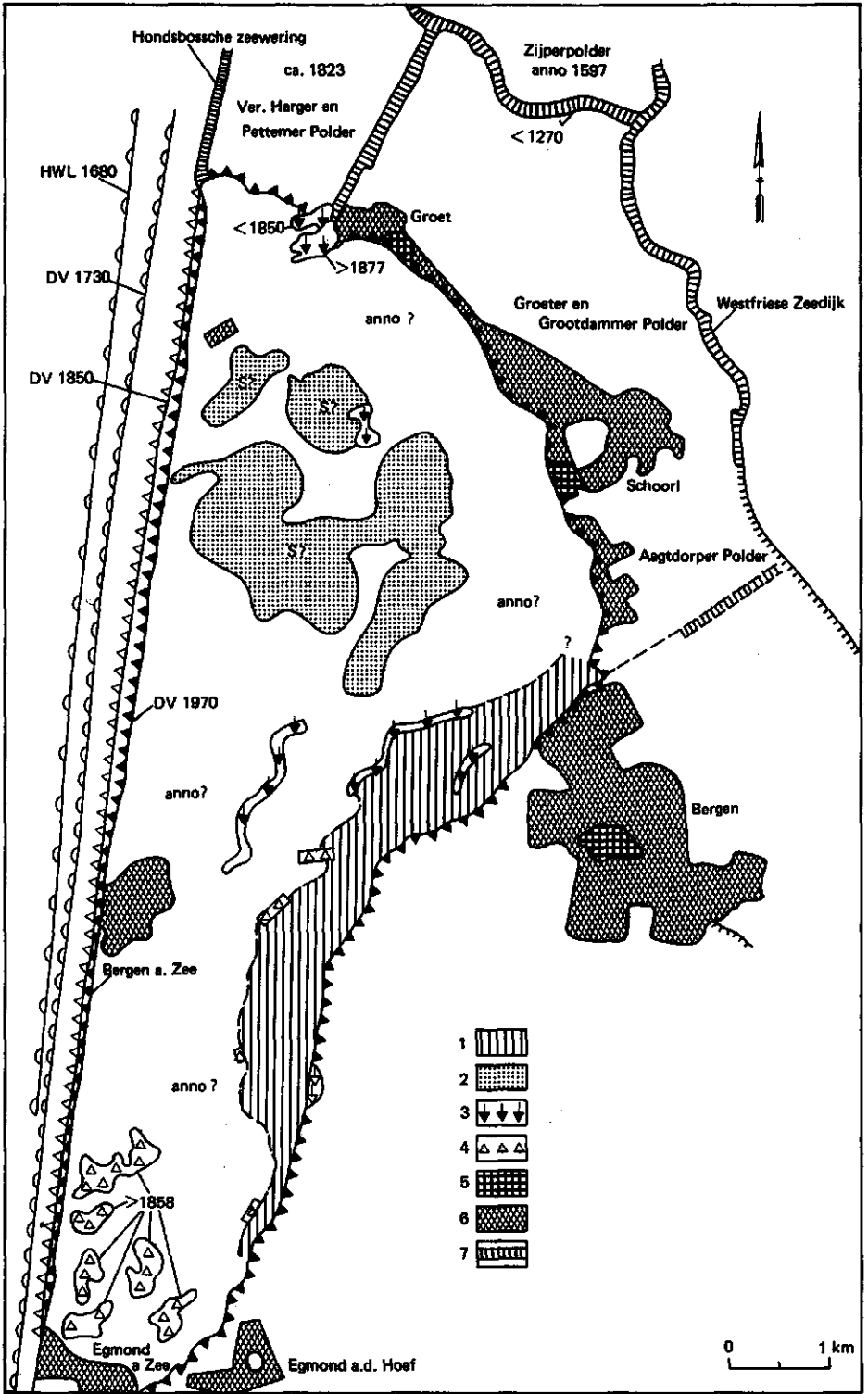
In de 19e eeuw worden de verstuivingen, met name in de tweede helft van die eeuw, al voor een groot deel beteugeld door helmaanplant en bebossing. Desondanks zijn er rond de eeuwwisseling en enkele tientallen jaren nadien nog steeds belangrijke stuifgebieden aanwezig in de Schoorlse duinen. Braak (1919) noemt enige stuifduinen, waaronder de 'Blinkert', ter hoogte van het Zwanenvlak, die zich in de jaren 1917-1918 nog met een snelheid van 6 m/j verplaatste. In later jaren zijn door de verdergaande vastlegging géén grootschalige verstuivingen meer te melden.

Door bestudering van de historische kaarten zijn, met het noodzakelijke voorbehoud, vooral wat betreft de oudere exemplaren, enige conclusies te trekken omtrent de verschillen in verstuivingsintensiteit binnen het hier besproken gebied. Afgaande op de kaart van Douw (1680) heeft de binnenduinrand sindsdien weinig of geen verplaatsing ondergaan. Vergelijking van de kaarten anno 1680, 1730, 1858 en 1971 leidt tot de conclusie dat vooral ten noorden van de lijn Bergen-Bergen aan Zee ingrijpende veranderingen in het reliëf zijn opgetreden, evenals ten westen van het valleiencomplex Heidevlak, Bokken- en Heerenweide. Dit stemt overeen met de eerder aangehaalde schriftelijke bronnen. Het genoemde valleiencomplex en de oostelijk daarvan gelegen duinreeks lijken sinds de 17e eeuw weinig veranderingen te hebben ondergaan, afgezien van de eerder genoemde gedeeltelijke overstuiving der Bokkenweide en de ongetwijfeld opgetreden lokale verjongingsprocessen in de hogere duinruggen.

Invloeden van de mens

Indirecte invloeden van de mens op reliëf en bodems, zoals enerzijds rooibouw door overbeweiding, hout- en strooiselroof met als gevolg verstuivingen, en anderzijds het vastleggen van stuivende gedeelten door helmaanplant zijn vermoedelijk gedurende de gehele bestaansperiode van de Jonge Duinen van belang geweest. Directe invloeden zijn in het gebied vrij beperkt gebleven. De meest opvallende activiteiten betreffen de aanleg van duinakkers met name dichtbij de zeedorpen, de kustverdediging, zandwinning, waterwinning en bebouwing (o.a. recreatieve bebouwing).

Opmerkelijk is hoezeer mineralogische verschillen in het duinzand in de agrarische activiteiten tot uitdrukking is gekomen. Duinakkertjes zijn vrijwel geheel beperkt tot



het kalkrijke gebied ten zuiden van Bergen aan Zee. De betere bodemkundige eigenschappen waren vermoedelijk de oorzaak hiervan. Indirect zal de grotere stabiliteit van de kalkrijke duinen ook een rol hebben gespeeld. De grootste concentratie akkerbouwlandjes wordt pal ten noorden van Egmond aan Zee aangetroffen. Enkele percelen liggen in het valleicomplex Bokken- en Heerenweide. De meeste akkers zijn verlaten, sommige zijn nog in gebruik. Veelal zijn zij diep uitgegraven ten behoeve van een gunstige vochtvoorziening in de bouwvoor, wellicht ook als reactie op een gedaalde grondwaterspiegel. De aanleg van de akkers dateert getuige de topografische kaarten anno 1851 en 1894 vooral van na de eeuwwisseling.

De kustverdediging zorgde en zorgt voor activiteiten als de aanleg van strandhoofden en werkzaamheden aan de zeereep, zoals beplanting, het plaatsen van schermen of het - min of meer gecontroleerd - naar binnen laten 'rollen' van de zeereep. Lokaal wordt grondverzet toegepast, zoals bij de inmiddels vrijwel volledig antropogene aansluiting van het duin op de Hondsbossche Zeewering. Afgezien van de gedeelten bij de dorpen Egmond en Bergen aan Zee maakt de breedte van het duingebied geen ingrijpende maatregelen noodzakelijk ondanks de gestage kustafslag. Zandwinning heeft lokaal een belangrijke rol gespeeld. De zandwinning ('zandmennerij') bij Hargen bestond al in de 18e eeuw (o.a. Kops, 1798). Het zand werd onder andere voor glasfabricage in Engeland gebruikt. Er zijn aanzienlijke massa's duin afgegraven tot nabij het grondwaterniveau. Op deze wijze ontstonden kunstmatige valleien van tientallen hectares in oppervlakte. Minder uitgebreid is de afgraving bij de Brouwerskom ten noorden van Schoorl, die sinds 1890 in exploitatie is genomen (Nieuwenhuizen, 1977). Een andere belangrijke uitgraving (65 000 m³) is uitgevoerd in het Ganzenveld in de jaren 1960-1963 (Wartena, 1964).

Waterwinning, in 1885 in de duinen bij Bergen geïntroduceerd, heeft de aanleg van kanalen, leidingen en gebouwen met zich meegebracht. Andere 'industriële activiteiten' zijn de winning van gas. Een tweetal emplacementen bij Bergen aan Zee en Hargen aan Zee behoren hier ook bij. Het storten van vuilnis gebeurde vroeger onder andere in de Verbrande Pan (Bijhouwer, 1926).

De beide zeedorpen Egmond aan Zee en Bergen aan Zee zijn de laatste eeuw aanzienlijk uitgebreid vooral in de na-oorlogse jaren. Een vrij groot deel van de duinen is aan de bouw van recreatiewoningen opgeofferd. Helaas zijn hoge flats nu ook het silhouet gaan

← Figuur 64. Historische kaart van het duingebied tussen Egmond en Camperduin (naar Bakker et al., 1979a).

- | | |
|---|---------------------------|
| HWL = hoogwaterlijn; DV = duinvoet | 4 = voormalig cultuurland |
| 1 = duinen vermoedelijk in de middel-
eeuwen gevormd | 5 = dorp anno 1858 |
| 2 = duinen vermoedelijk stuivend
anno 1858 | 6 = dorp anno 1970 |
| 3 = uitgraving | 7 = dijk |

← Figure 64. Historical map of the dune area between Egmond and Camperduin (from Bakker et al., 1979a).

- | | |
|---|----------------------------|
| HWL = high-water mark; DV = dune-foot | 4 = former cultivated area |
| 1 = dunes probably formed in the
Middle Ages | 5 = village anno 1858 |
| 2 = dunes probably mobile anno 1858 | 6 = village anno 1970 |
| 3 = excavation | 7 = dike |

Figuur 65. Indeling in geomorfologische gebieden (toelichting in de tekst).

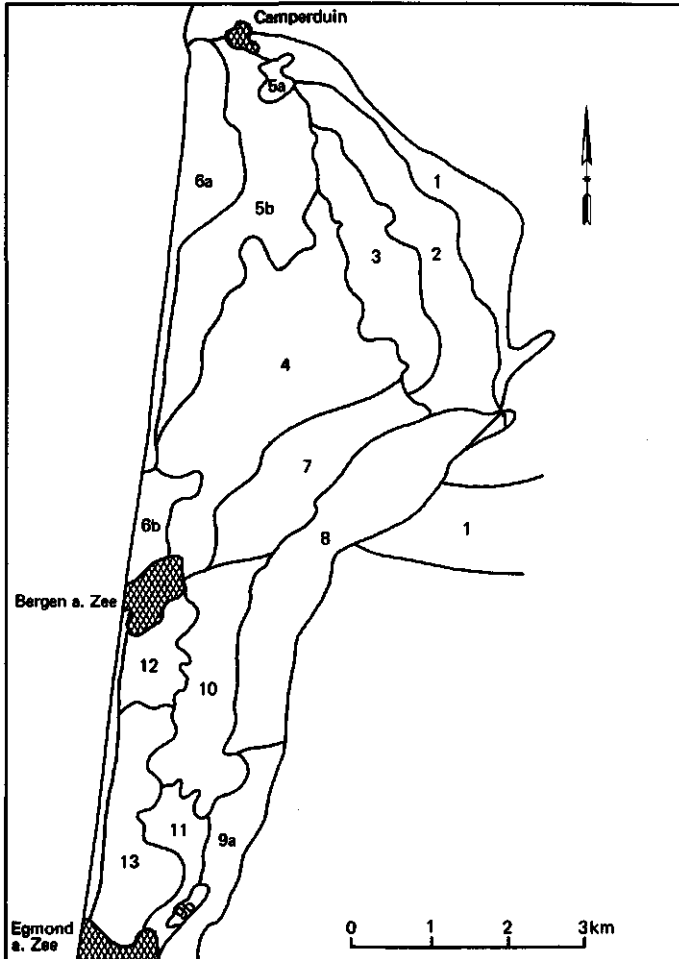


Figure 65. Classification of geomorphological areas (explanation in text).

bepalen. Nauw met de recreatie verbonden is de aanleg van wegen en soms zeer grote parkeerterreinen, zoals bij Hargen aan Zee.

Een ingreep, die slechts indirect op de geomorfologische gesteldheid inwerkt is de grootschalige bebossing vanaf circa 1890, die zowel voor een stabilisatie van de destijds stuivende duinen zorgde als voor een verdoezeling van duinvormen. De afname van dynamiek in geomorfologisch en landschaps-ecologisch verband wordt nader besproken. Andere consequenties van de naaldhoutaanplant in hydrologisch en vegetatiekundig opzicht worden besproken in Bakker (1981) en Van Zadelhoff (1981).

Geomorfologie (tevens uitleg bij bijlage 2)

De geomorfologische (en bodemkundige) gesteldheid van het gebied Egmond-Camperduin blijkt sterk samen te hangen met de mineralogische eigenschappen van het moedermateriaal. De ver-

schillen in kalkrijkdom zijn duidelijk weerspiegeld in de duinvormen. Het kalkarme zand is door de geringe vitaliteit en het eveneens geringe regeneratievermogen van de begroeiing aan vrijwel ongebreidelde verstuiwingen onderhevig geweest. Dit heeft geresulteerd in een zeer sterk uitgewaaid terrein met hoge, als het ware opeengeschoven duinereksen aan de landzijde en in het centrale deel een uitgestrekt gebied met soms goed ontwikkelde loopduinen en loopduinvlaktes. Ten zuiden van de lijn Bergen-Bergen aan Zee is het karakter veranderd en is een drievoudige zonering waar te nemen, zoals vaker in de kalkrijke vastelandduinen. Hoewel lastig te bewijzen, is het mogelijk dat de beduidend grotere duinbreedte ten noorden van de kalkgrens mede een gevolg is van de grotere verstuiwingskansen aldaar. Voorts blijkt ook de agrarische activiteit (mèt invloed op reliëf en bodem) vrijwel beperkt te zijn gebleven tot het kalkrijke (= 'vruchtbare') gebied. Overigens kunnen hier ook geografische en sociaal-economische factoren mede een rol hebben gespeeld.

De bespreking van de geomorfologische gesteldheid (soms met een aanduiding van de bodemgesteldheid) geschiedt aan de hand van een indeling in 13 min of meer homogene gebieden. De indeling is weergegeven in figuur 65 (schaal 1:100 000). Uitdrukkelijk wordt vermeld dat de gebiedsafbakening vooral in het kalkarme gebied door het zeer lange en intensieve stuiven van gebieden minder gemakkelijk is. Hetzelfde geldt voor het overgangsgebied tussen kalkarm en kalkrijk. De hier gebruikte nummering is uitsluitend voor geomorfologische eenheden toegepast.

1. De zoom van Oude Duinen langs de binnenduinstrand tussen Bergen en Camperduin.
2. De kalkarme binnenduinreeks tussen Bergen en Groet.
3. Een zone met overwegend gesloten, kalkarme duinen ten westen van gebied 2.
4. Een kalkarm gebied met grote valleien en duinen in het centrale deel (Ganzeveld e.o.).
- 5a. Een zone, westelijk van gebied 4, met overwegend gesloten duinen en enkele valleien.
- 5b. Het gebied van het Hargergat en omgeving.
- 6(a + b). Een zone langs en met inbegrip van de zeereep met kleine valleien en duinen tussen Camperduin en Bergen aan Zee (overwegend kalkarm).
7. Een zone met duinen en valleien ten noorden van de lijn Bergen-Bergen aan Zee.
8. De binnenduinreeks met westelijk daarvan een valleiencomplex in de kalkovergangszone (incl. Verbrande Pan, Bokken- en Heerenweide).
- 9(a + b). De (gesloten) binnenduinreeks tussen Het Woud en Egmond aan de Hoef.
10. Het overwegend gesloten duin ten westen van de Verbrande Pan, Heeren- en Bokkenweide.
11. Idem ten noorden van Egmond aan Zee.
12. De duinen en valleien langs en met inbegrip van de zeereep ten zuiden van Bergen aan Zee, nagenoeg zonder akkertjes.
13. Idem: met zeer veel akkers.

Ad. 1. De zoom van Oude Duinen

Tussen Camperduin en de zuidgrens van Bergen en het Bergerbos bevindt zich een licht hellende zone van Oude Duin- en wellicht Strandzanden. Deze zone bood en biedt plaats aan de meeste dorpen, met name de andere kernen, zoals Camp (= Camperduin), Groet, Bregtdorp, Catrijp, Schoorl en Bergen. De lokatie van 'geesten', oude middeleeuwse akker-

gronden met een dikke, humeuze bouwvoor in deze zone wijst op langdurige bewoning en landgebruik. Landschappelijk gezien is deze zone met de eigen begroeiing en bebouwing, geflankeerd door hoge steile duinen enerzijds en een open, ruime polder anderzijds, zeer interessant. Bij de afgrenzing op de kaart is gebruik gemaakt van de globale geologische gegevens en de terreinhoogtes. Voor nadere informatie wordt verwezen naar de Geomorfologische Kaart 1:50 000 blad 19W (Stichting voor Bodemkartering, 1980).

Ad. 2. De binnenduinreeks tussen Bergen en Groet

De hoge (tot méér dan 50 m + NAP) duinreeks is gekenmerkt door steile tot zeer steile hellingen aan de landzijde. Het geheel maakt de indruk - hoewel latere verstuiwingen het beeld hebben verstoord - als loopduinreeks (R) te zijn ontstaan. Het is waarschijnlijk dat deze rug de eerste verstuiwingsfase (vóór 1300) vertegenwoordigt, waarbij valt aan te tekenen dat de landinwaartse beweging deels door menselijke activiteiten is afgeremd. Lokaal heeft er vermoedelijk na de eerste fixatie nog wel doorstuiving plaatsgevonden. Na de 17e eeuw is deze op grond van een vergelijking met historische kaarten echter van beperkte omvang gebleven. De loefhellingen van het systeem vertonen in het algemeen een veel flauwere helling. Ook dit wijst op een snel verplaatste duinreeks. De zone is door bebouwing vrijwel compleet en blijvend vastgelegd. Aan de binnenrand zijn enkele uitgravingen c.q. afgravingen te onderkennen. Vermeldenswaard is de Brouwerskom noordelijk van Schoorl. De bodems in vrijwel het gehele gebied zijn diep uitgeloogd.

Ad. 3. De zone met overwegend gesloten duinen ten westen van gebied 2

Westelijk van de boven beschreven binnenduinreeks liggen duinen, die in feite tegen de barrière van de oostelijker duinreeks zijn aangestoven. Noch uit historische, noch uit andere gegevens is iets concreets over de periode van vorming bekend. Het is mogelijk dat deze zone slechts één of enkele eeuwen oud is. De hoogten van de duinen liggen rond de 30 m.

Ad. 4. Het gebied met grote valleien en duinen (Groot- en Klein Ganzenveld)

Dit gebied omvat uitgestrekte valleien loopduinvlaktes (Uf), loopduinen (Lo) en lengteduinen (Pj) en vertegenwoordigt een terrein met extreme verstuiwingskenmerken. De valleien zijn tot op het grondwater uitgestoven. De loopduinen, in het ideale geval met egale, flauwe loefhellingen en zeer steile lijzijden, zijn ontstaan in een vrijwel onbegroeide situatie met een relatief snelle verplaatsing. De lengteduinen, die soms aan de loopduinen zijn geassocieerd, duiden de verplaatsingsafstand en -richting aan en zijn op te vatten als delen, die dankzij enige begroeiing nog enigszins gefixeerd werden. Hun strekking in de windrichting maakt de verdere verstuiwingskans vanzelfsprekend kleiner. Wat de valleien betreft: opmerkelijk en uitzonderlijk is de zeer hoge ligging van de valleibodems ten opzichte van NAP. Deze bedraagt circa 10 m. Dit valt te verklaren uit de zeer hoge grondwaterstand ten tijde van het ontstaan. Deze hangt op haar beurt samen met de grote duinbreedte en de hydro-geologische opbouw van het gebied. De grondwaterstand is

hier, zoals in Bakker et al. (1979a) is vastgesteld, aanzienlijk gedaald. Dit heeft, afgezien van alle andere consequenties, ook een effect op de geomorfologie. Padvorming leidt namelijk in deze verdroogde delen tot stuifprocessen, waarbij lokaal uitstuiving tot beneden het oude valleinniveau plaatsvindt. Bodemkundig zijn de valleien als matig diep ontkalkt en verzuurd te beschouwen. Op 70 en 100 cm onder maaiveld werd in het Kleine Ganzenveld kalkhoudend zand aangetroffen. Twee oorzaken liggen hieraan vermoedelijk ten grondslag. Ten eerste is het terrein niet al te oud. Ten tweede heeft de grondwater-spiegel hier tot voor kort vrij hoog gelegen (zie deelrapport Egmond-Camperduin in: Bakker et al, 1979a), zodat uitspoeling relatief gering was. Andere valleien zijn echter dieper ontkalkt (tot buiten boorbereik = méér dan 120 cm). Een bijzonderheid is voorts dat vaak werd vastgesteld dat verdroogde profielen een hogere bodemdichtheid vertonen in de door het grondwater beïnvloede gedeelten. Vermoedelijk zijn de zandkorrels door grondwaterbewegingen dichter opeengepakt (hoofdstuk 8).

In sommige valleien is duidelijk te zien dat de duinverplaatsing in fasen is verlopen. Dit valt af te lezen aan erosieresten ('pollenrijen', par. 6.2.7) en tevens aan het verschil in uitstuifniveau.

Ad. 5a. De zone met overwegend gesloten duinen en enkele valleien ten westen van gebied 2

Deze zone omvat hogere duinen met een ontstaanswijze vergelijkbaar met die van loopduinen (Lo) of een, die complex is (D). Er zijn namelijk ook allerlei verjongingsvormen (stuifkuilen en -geulen) aanwezig, evenals kleine uitblazingsvalleien. Duidelijke geomorfologische structuren ontbreken.

Ad. 5b. Het Hargergat en omgeving

In de afgelopen eeuwen is ter hoogte van Hargen een aanzienlijke hoeveelheid zand afgegraven. Het resultaat is een aantal kunstmatige laagten, omgeven door steil afgegraven duinhellingen. De meest noordelijk gelegen laagte watert via een brede sloot af op de Hargervaart en is als cultuurland in gebruik. Een duinwaterbron en de landschappelijk fraaie ligging maken het tot een bijzonder terrein. De zuidelijker gelegen laagte doet ook qua begroeiing aan een duinvallei herinneren. De bodem van deze vallei is overwegend kalkloos.

Ad. 6(a+b). De zone langs, en met inbegrip van, de zeereep tussen Camperduin en Bergen aan Zee.

Deze duinstrook bestaat overwegend uit micro-parabolen (Ef), lokale loopduinen (Lo) en kleine, enkelvoudige uitblazingsvalleien (Ue) en samengestelde uitblazingsvalleien (Uc). Ook komen duinvormen voor van een overgangskarakter tussen parabool- en loopduinvorm. Deze zijn aangeduid als duinen met een complexe genese (D). In bodemkundig opzicht is er naar het zuiden toe in de valleien een toename van de kalkrijkdom op te merken. Dit heeft vermoedelijk met een verandering in eigenschappen van het moedermateriaal te maken, aangezien ouderdomsverschillen minder voor de hand liggen. Het onderscheid in de subge-

bieden berust op de kalktoestand. Het gebied 6a heeft diep ontkalkte bodems (kalk buiten boorbereik = > 120 cm) in de valleien. De gehele zone wordt geflankeerd dooreen zeereep, die landinwaarts 'rolt' of een actief afslagklif vertoont. De 'rollende zeereep' (Ze) en de veelal daaraan verbonden verstuivingszones (Oa) zorgen voor verkleining en overstuiving van belendende valleien. De zeereep grenst aan een smal, erosief strand, dat gedeeltelijk met strandhoofden is bezet. Opmerkelijk is dat in de valleien ten noorden van Bergen aan Zee op geringe diepte het Oude Duinoppervlak is aangeboord. Ook op het strand was dit het geval.

Ad. 7. De zone met duinen en valleien (middengedeelte) ten noorden van de lijn Bergen-Bergen aan Zee

De ligging nabij de mineralogische grens (Wadden- en Duindistrict) en het geomorfologische patroon zijn redenen om het als een overgangsgebied te beschouwen. Het geheel omvat paraboolachtige vormen en uitblazingsvalleien. De bodem is overwegend diep ontkalkt, ook in de valleien (dieper dan 1 m). Het overgangskarakter komt ook tot uitdrukking in de vegetatietypen, die Doing (1966) in dit gebied aangeeft en de bevindingen in het vegetatiekundig deelrapport (Bakker et al., 1979a). In het gebied liggen enkele winningskanalen (nu grotendeels drooggevallen), die tot enkele meters diep zijn uitgegraven.

Ad. 8(a+b). De binnenduinenreeks en het aangrenzende valleiencomplex tussen Bergen en De Hoef

Deze binnenduinenreeks en belendende valleien zijn vermoedelijk in de middeleeuwen ontstaan, mogelijk zelfs in de eerste duinvormingsfase (JDI). De duinenreeks (hoogte ca. 30 meter) vertoont kenmerken van een loopduinenreeks, dat wil zeggen een snel verplaatst geheel met een vrij sterke lijzijde en een gelijkmatig oplopende loefzijde. Gezien de grote ouderdom, mogelijke verjongingsprocessen en de ligging nabij de kalkgrens is het moeilijk een onderverdeling te maken op grond van de kalktoestand. De kalkarmoede van de bodem kan primair zijn (eigenschappen van het moedermateriaal) of door uitloging ontstaan. Juist in dit gebied zou een uitgebreid onderzoek naar de kalktoestand noodzakelijk zijn. Voor ons doel is om praktische redenen een subgrens aangebracht bij de doorsnijding van de weg Bergen-Bergen aan Zee. Het is echter reëler met een geleidelijk bodemkundige gradiënt (kalktoename in zuidelijke richting) in de lengterichting te rekenen. De aangebrachte 'grenzen' berusten deels op de eerder beschreven geologische informatie en op de vegetatie-karteringen van Doing (1966) en Bakker et al., (1979a).

Het valleiencomplex vertoont in de kalktoestand van de bodem nogal wat variaties, die niet stroken met een zeer geleidelijk kalkrijker worden naar het zuiden toe. In een laag gedeelte van het Heidevlak werd kalkrijk materiaal op 0,5 m onder maaiveld aangetroffen. Verder zuidelijk was de ontkalkingsdiepte 1-1,5 m. Halverwege de Bokkenweide aan de oostzijde was de bodem op 0,8 m diepte kalkrijk. Bij de Heerenweide neemt de kalkrijkdom verder toe. Hiermee heeft vermoedelijk ook de aanwezigheid van voormalig cultuurland te maken.

Opmerkelijk is dat in de vallei juist ten noorden van de weg naar Bergen aan Zee bij

een diepe boring op 2 m diepte het Oude Duinoppervlak is aangeboord (valleiniveau circa 4,5-5 m + NAP, dat wil zeggen oppervlak Oude Duinen op 2,5-3 m + NAP).

Ad. 9(a+b). De binnenduinenreeks tussen het Woud en Egmond aan de Hoef

Deze vrijwel gesloten duinenreeks stemt sterk overeen met gebied 8, dat wil zeggen een loopduinenreeks (R). Het is moeilijk uit te maken in hoeverre de windkuilen en -geulen het gevolg zijn van verjongingsprocessen in latere verstuiwingsfasen of dat deze van het begin af aanwezig zijn geweest. De ontstaansperiode valt vermoedelijk ook in de fase JDI. De duinenreeks grenst aan poldergebied. Op enkele plaatsen maakt het Jonge Duin contact met Oude Duin- of Strandafzettingen. Dit is niet op de kaart aangegeven. Men wordt verwezen naar de Geomorfologische Kaart 1:50 000, blad 19W (Stichting voor Bodemkartering, 1980). De duinenreeks sluit in het noordelijk deel aan op een jongere duinenreeks (zie onder 10). In het zuiden bevindt zich tussen de twee hoofdstructuren een lager gedeelte, deels als samengestelde uitblazingsvallei (Uc) beschouwd. De rest bestaat uit kopjes (K). De lagere delen zijn omgezet in akkertjes. Deze laagte is in zijn geheel als subgebied 9b onderscheiden. De bodem in het gebied is ondiep (maximaal enkele decimeters) ontkalkt.

Ad. 10. De duinenreeks ten westen van de Verbrande Pan, Heeren- en Bokkenweide

Deze duinenreeks is vermoedelijk, indien namelijk de zonerings coorespondeert met die van de door Jelgersma et al. (1970) beschreven gebieden, in de periode 1300-1600 gevormd en eventueel later vervormd. Deze overwegend gesloten duinenreeks heeft kenmerken van een kamduinenreeks (Pk) en vindt een vervolg in gebied 11. De duinen zijn 25-30 m hoog.

Ad. 11. De duinenreeks in het verlengde gebied 10 ten noorden van Egmond

Deze duinenreeks, op praktische gronden van gebied 10 onderscheiden, heeft voor het overige dezelfde kenmerken en is gekarteerd als kamduinreeks (Pk).

Ad. 12. De duinen en valleien langs, en met inbegrip van, de zeereep tussen Bergen aan Zee en strandpaal 35



































De duinen hebben hier overwegend een paraboolstructuur en zijn dienovereenkomstig ingedeeld (Ph). De bijbehorende valleien zijn van het type enkelvoudige uitblazingsvallei (Ue). De bodem van de valleien vertoont een merendeels ondiepe (enkele decimeters) ontkalking. Lokaal is echter een diepere ontkalking vastgesteld, zoals in de buurt van Bergen aan Zee op enige afstand van de zee. Dit hangt samen met lokaal kalkarm moedermateriaal.

De toestand van de zeereep en het strand duidt op een duidelijk geringere kustterugwijking dan noordelijk van Bergen aan Zee. Klifvorming, verplaatsing van zeerepen landinwaarts en het verkleinen of volstuiven van valleien zijn hier van weinig of geen betekenis.

Ad. 13. De duinen en valleien langs, en met inbegrip van de zeereep, tussen strandpaal 35 en Egmond aan Zee

Dit gebied vormt het vervolg van het onder 12 beschreven landschap, met dit verschil dat hier vrijwel alle lagere delen van de valleien en het kopjesterrein min of meer intensief in cultuur zijn gebracht voor de aardappelen- en groententeelt van Egmond aan Zee. De percelen zijn soms diep (1-1,5 m) uitgegraven voor een goede vochtvoorziening. Inmiddels zijn veel akkers verlaten, vooral de meest excentrisch gelegen exemplaren. Dichtbij het dorp zijn de akkers nog wel in gebruik. In zeker opzicht heeft het terrein een cultuurhistorische waarde, aangezien het terrein herinnert aan de vaak moeizame duinculturen in de vorige eeuw en de vooroorlogse jaren in deze eeuw. De aangrenzende zeereep is stabiel (Zs) of vertoont een fossiel klif.

BIJLAGE 2: LEGENDA GEOMORFOLOGISCHE KAARTEN 1:25 000 (NAAR BAKKER ET AL., 1979A).

I STRAND & STRANDVLAKTE/BEACH & BEACH-PLAIN			Samengestelde uitblazingsvallen (secundaire valleien)/Multiple secondary dune slacks
	Strand/Beach		Loopduinen/Secondary barchans
	Strandvlakte (evt. met onbegroeide strandduintjes)/Beachplain (sometimes with bare embryo dunes)		Loopduinvlaktes/Dune slacks related to secondary barchans
II PRIMAIRE DUINVORMEN/PRIMARY DUNE FORMS			Loopduinreeks/Precipitation ridge
	Begroeide strandduintjes/Plant covered beach dunes	IV OVERIGE DUINVORMEN/OTHER DUNE FORMS	
	Zeereep/stuifdijk: in opbouw/First-dune ridge: growing		Duinen met onbekende of complexe genese/Dunes with unknown or complex origin
	Zeereep/stuifdijk: stabiel of met klif/First-dune ridge: stable or with cliff		Kopjesduinen (ongedifferentieerd)/'Kopjes' (undifferentiated)
	Fossiele zeereep/stuifdijk/Former first-dune ridge		Kopjesduinen met kleine uitgeblazen laagtes/'Kopjes' with small blown-out depressions
	'Rollende' zeereep/stuifdijk/'Rolling' first-dune ridge		Kopjesduinen, door overstuiving gevormd/'Kopjes' formed by overblowing sand
	Onvolledig afgesnoerde strandvlakte (primaire duinvallei s.l.)/Partly cut-off beach plain		Duinvallei met onbekende of complexe genese/Dune slack of unknown or complex origin
	Afgesnoerde strandvlakte (primaire duinvallei s.s.)/Fully cut-off beach plain (primary dune slack)		Duinvlakte, meestal door overstuiving ontstaan/Dune plain, mainly formed by overblown sand
III SECUNDAIRE DUINVORMEN/SECONDARY DUNE FORMS		V OPEN WATER/OPEN WATER	
	'Strandpollen': erosieresten/'Strandpollen': erosion relicts		Natuurlijke duinmeren en -plassen/Natural dune lakes and ponds
	Gekerfde (ex)zeereep: met uitblazingskuilen/-geulen/(Former) first-dune ridge with blow-out features		Gegraven duinmeren en -plassen (excl. infiltratie- en kwelplassen)/Excavated dune lakes and ponds (excl. infiltration and ponds with seepage from infiltration water)
	Enkelvoudige uitblazingsvallei (secundaire valleien)/Single dune slack, originated by blowing out (secondary dune slacks)		Infiltratie- en kwelplassen in grotendeels natuurlijke laagtes/Infiltration and ponds with seepage from infiltration water mainly in natural depressions
	Duinen met kleine, enkelvoudige uitblazingsvallen: streep- en micro-paraboolcomplexen/Dunes with small single dune slacks, originated by blowing out: stripe and micro-parabole complexes		Gegraven plassen en kanalen t.b.v. winning en infiltratie/Excavated ponds and canals for water extraction and infiltration
	Ringduinen/Ring dunes	VI STERK ANTROPOGEEEN BEINVLOEDE TERREINEN/AREAS WITH STRONG HUMAN INFLUENCES	
	Paraboolduinen/Parabole dunes		Afgegraven terreinen/Levelled areas
	Lengteduinen/Longitudinal dunes		Opgehoogde terreinen/Raised areas
	Kamduinen/Comb dunes		Vergraven terreinen/Reworked areas

APPENDIX 2: LEGEND OF GEOMORPHOLOGICAL MAPS 1:25 000 (AFTER BAKKER ET AL., 1979A).

Bijlage 2 (vervolg).

RELIEFKLASSEN/RELIEF CLASSES

	Hoogteverschil > 30 m/Height difference > 30 m
	Hoogteverschil 20-30 m/Height difference 20-30 m
	Hoogteverschil 10-20 m/Height difference 10-20 m
	Hoogteverschil 5-10 m/Height difference 5-10 m
	Hoogteverschil 1,5-5 m/Height difference 1,5-5 m
	Hoogteverschil 0,5-1,5 m/Height difference 0,5-1,5 m
	Hoogteverschil 0-0,5 m/Height difference 0-0,5 m

VII AANGRENZENDE GEBIEDEN/BORDERING AREAS

	Kwelder/Salt marshes H/K: Kwelder met verspreide kopjes-duinen/H/K: Salt marshes with scattered 'kopjes'
	Strandwallen en Oude Duinen/Beach barriers and Older Dunes

VIII AANDUIDINGEN M.B.T. VALLEIEN/
DUNE SLACKS WITH SPECIAL FEATURES

	Valleien met (lokaal) slibdek/Dune slacks with (local) silty surface layer
	Valleien met slib-/kleilaag binnen boorbereik (< 1,2 m)/Dune slacks with shallow silt or clay layer (< 1.2 m)
	Valleien met het 'Oude Duinoppervlak' binnen boorbereik (< 1,2 m)/Dune slacks with Older Dune surface within 1.2 m
	Valleien met zilte overspoeling/Dune slacks flooded with saline water
	Cultuurland in gebruik ('Duinlandjes')/Arable land (in use)
	Voormalig cultuurland ('Oude Duinlandjes')/Former arable land

IX KUSTAFSLAG & VERSTUIVINGEN/COASTAL
EROSION & BLOWING SAND

	Overwegend kustafslag/Mainly coastal erosion
	Afslagklif in de zeereep (actief)/Active dune cliff
	Voormalig afslagklif/Formal dune cliff
	Doorbraakgeul/Breach in first dune ridge

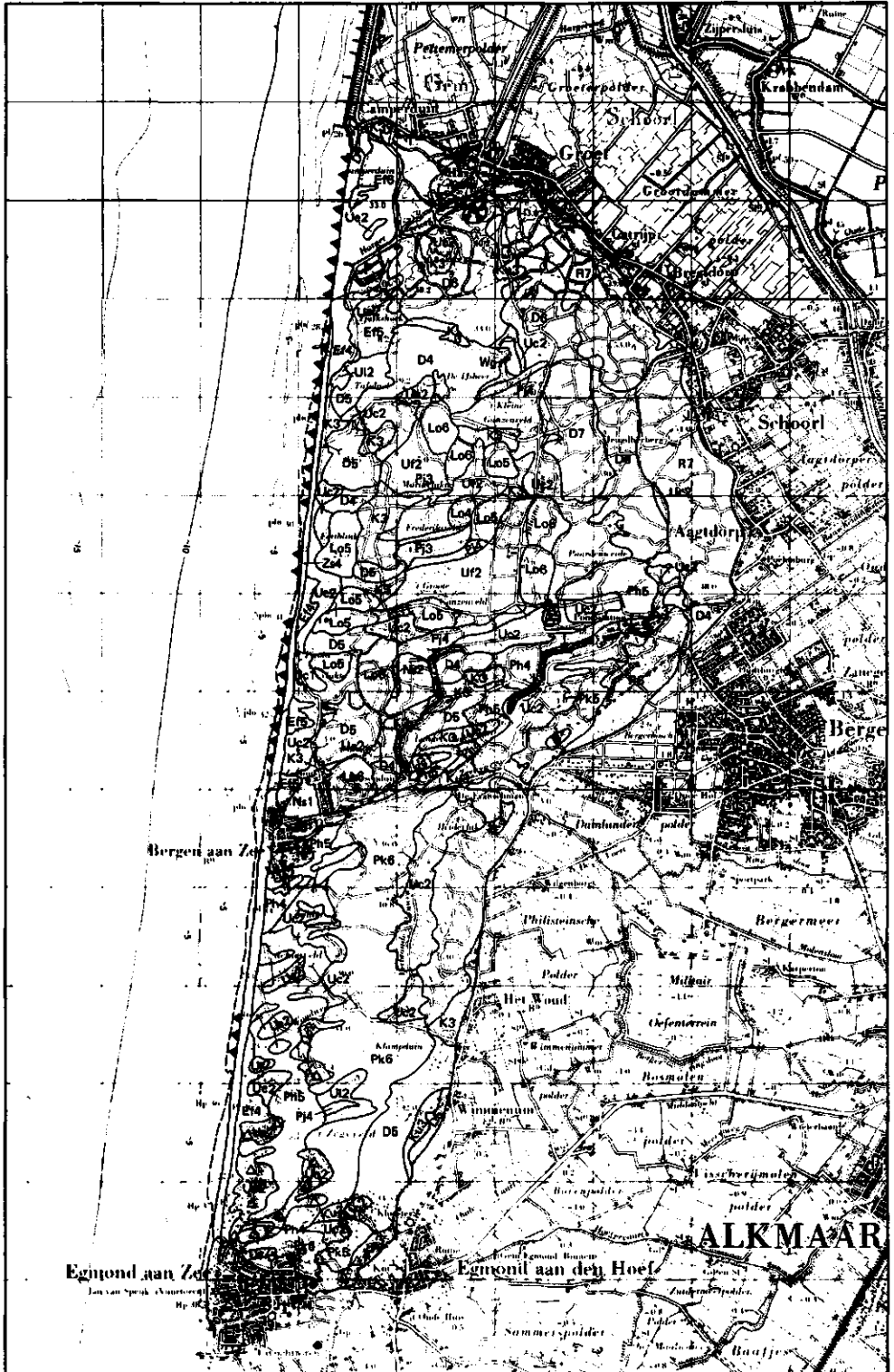
	Overstuiwingszone (actief)/Zone with active overblowing sand
	Actieve windkuil/-geul/Active blow-out
	Fossiele windkuil/-geul/Fossil blow-out
	Kleine, actieve uitblazingsvallei/Small active dune slack, originated by deflation
	Kleine, fossiele uitblazingsvallei/Small inactive dune slack, originated by deflation
	Lokale verstuiwingen/Local blowing sand
	Lichte tot matige overstuiwing ('strooizone')/Light moderate overblowing sand ('spill zone')

X OVERIGE AANDUIDINGEN/OTHER INDICATIONS

	Duinkammen/Sharp dune ridges
	Geologische grens van de overstuiwing met Jong Duinzand/Geological boundary of overblown Younger Dune deposits
	Onduidelijke grens Jonge en Oude Duinen/Vague boundary between Younger and Older Dunes
	Zanddijk/Sand dike
	Lage walletjes/dijkjes/Minor dikes
	Lokale ophogingen/local raised terrain
	Lokale afgravingen/local excavation
	Steilrandje bij afgravingen/Low escarpment at excavation
	Eendenkooi/Duck decoy
	Dijken en dammen/Dikes and dams
	Parkeerplaatsen/Parking places
	Verspreide, permanente bebouwing (incl. recreatieverblijven)/Scattered permanent buildings (incl. holiday houses)
	Gesloten bebouwing (in grijs)/Densily built-up area (in grey)
	Wegen en paden (in grijs)/Roads and paths (in grey)

N.B. Een uitgebreide legenda omschrijving is te vinden in hoofdstuk 6/The map units are described in Chapter 6

BIJLAGE 3: GEOMORFOLOGISCHE KAART VAN HET DUINGEBIED TUSSEN EGMOND EN CAMPERDUIN (VERKLEIND NAAR BAKKER ET AL., 1979A). VOOR LEGENDA: ZIE BIJLAGE 2.



APPENDIX 3: GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE DUNE AREA BETWEEN EGMOND AND CAMPERDUIN (REDUCED IN SCALE FROM BAKKER ET AL., 1979A). FOR LEGEND: SEE APP. 2.

Literatuur

- Aaby, B., 1976. Cyclic climatic variations in climate over the past 5.500 yrs. reflected in raised bogs. *Nature* 263: 281-284.
- Adriani, M.J. & J.H.J. Terwindt, 1974. Sand stabilization and dune building. Rijkswaterstaat publ. nr. 19, Staatsuitgeverij, Den Haag.
- Adriani, M.J. & E. van der Maarel, 1968. Voorne in de branding. Stichting Wetensch. Duinonderzoek.
- Adriani, M.J., G.P. Gonggrijp, J.A. Nijkamp & J.F. van Regteren-Altena, 1980. Ontdek de duinen. Uitgave: I.V.N.; VARA; P.W.N., Hilversum.
- Alberda, Th., 1970. De plantaardige produktie. *Contbl. Oecol.* 6(1): 7-15.
- Alexandre, P., 1977. Les variations climatiques au moyen age. *Ann. Econom. Sociétés Civil.* 32(2): 183-197.
- Anonymous, 1809. Rapport aan Zijne Excellentie den Minister van zijne Majesteit tot den Binnenlandsche Zaken; van de Dijkgraaf en Hoogheemraden van den Hondsbossche en duinen tot Petten.
- Anonymous, 1946. Rapport Vlieland. Studierapport Rijkswaterstaat.
- Anonymous, 1982. De boschbeplanting op de Nederlandsche zeeduinen. *Tijdschr. Ned. Heidemij* 4(4).
- Anonymous, 1967. Geologisch profiel langs de Hollandse kust. Rapport Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- Anonymous, 1974. Oriënteringsnota ruimtelijke ordening; eerste deel van de derde nota over ruimtelijke ordening. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage, 241 p.
- Anonymous, 1977. Discussiestuk Kustnota. Rijkswaterstaat, Nota W.W.K.Z.77.010.
- Anonymous, 1979. Meetnet voor de bepaling van de chemische samenstelling van de neerslag in Nederland, Jaaroverzicht 1978. KNMI/RIV
- Baak, J.A., 1936. Regional petrology of the southern North Sea. Dissertatie, Wageningen.
- Bagnold, R.A., 1941. *Libyan sands*. Hodder & Stoughton, London, 228 p.
- Bagnold, R.A., 1954. The physics of blown sand and desert dunes. London.
- Bakker, J.P., 1953. Zijn de bijzonder hoge vloedten in ons land in vroeg-historische en historische tijd aan bepaalde perioden gebonden? *Folia Civitatis*, maart 1953.
- Bakker, W.T. & D.Sj. Joustra, 1970. Studierapport W.W.K.70-12. Rijkswaterstaat, Afd. Kustonderzoek.
- Bakker, T.W.M., Klijn, J.A. & F.J. van Zadelhoff, 1979a. Basisrapport T.N.O. Duinvalleien; Algemene hoofdstukken en deelrapporten. S.C.M.O.-T.N.O., Delft.
- Bakker, T.W.M., J.A. Klijn & F.J. van Zadelhoff, 1979b. Duinen en duinvalleien; een landschapsecologische studie van het Nederlandse duingebied. Pudoc, Wageningen, 201 p.
- Bakker, T.W.M., 1981. Nederlandse kustduinen: geo-hydrologie. Pudoc, Wageningen.
- Bakker, T.W.M., J.A. Klijn & F.J. van Zadelhoff, 1981. Nederlandse kustduinen: landschapsecologie. Pudoc, Wageningen.
- Bakker, H. de, 1973. Hydromorphic soils in the system of soil classification for the Netherlands. In: Schlichting, E. & Schwertmann, U. (Eds.). *Pseudogley & gley; genesis and use of hydromorphic soils*. *Transact. of Com. V & VI of the Intern. Soc. of Soil Science*.
- Bakker, H. de & J. Schelling, 1966. Systeem van bodemclassificatie in Nederland. Pudoc, Wageningen, 217 p.
- Bannister, P., 1976. *Introduction to physiological plant ecology*. Blackwell Sc. Publ., Oxford.
- Beek, J., 1979. Phosphate retention by soil in relation to waste disposal. Dissertatie Wageningen.
- Beek, J. & W.H. van Riemsdijk, 1978. Fosfaten. In: Haan, F.A.M., P.E. Rijtema & J. van der Drift (red.). *Aantastingen van de bodems; H 4 in Handboek voor Milieubeheer, Deel IV: Bodembescherming*.
- Beekman, A.A., 1919. De 'Masemude'. *Tijdschr. JNAG*, 2e serie, Deel XXXVI.
- Bennema, J., 1954. Bodem- en zeespiegelbewegingen in het Nederlandse kustgebied. Dissertatie Wageningen.

- Bergthorsson, P., 1969. An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull* 19: 94-101.
- Bird, E.C.F. & R. Paskoff, 1979. Relationships between vertical changes of land and sea-level and the advance and retreat of coastlines. In: Proc. of the 1978 Int. Symp. on coastal evolution.
- Bleuten, W., 1971. Een geomorfologische studie van het eiland Schiermonnikoog. Doctoraal Scriptie, Rijksuniversiteit, Utrecht.
- Bloom, A.L., 1965. The explanatory description of coasts. *Zeitschr. Geomorph.* 422-436.
- Bloom, A.L., 1977. Atlas of sea-level curves.
- Boekel, P., 1962. Batekenis van organische stof voor de vocht- en luchthuishouding van zandgronden. *Landb. Tijdschr.* 74(4): 128-135.
- Boekel, P., 1970. Verbetering en handhaving van de structuur in de bouwvoor. H. 4 in: *Cursus Bodemkunde, Dl. III: Theoretische Bodemkunde*, Min. v. Landb. & Visserij, Den Haag.
- Boerboom, J.H.A., 1958. Begroeiing en landschap van de duinen onder Scheveningen en Wasse-naar van omstreeks 1300 tot heden. Een historisch-vegetatiekundige studie. *ITBON, Med.* 38.
- Boerboom, J.H.A., 1963. Het verband tussen bodem en vegetatie in de Wassenaarse duinen. *Boor en Spade* 13: 120-155.
- Boodt, P., 1934. Bebossing op de Noordzee-eilanden. In: *Ned. Bosb. Tijdschr.*, 1934, p. 177-195.
- Boskma, K., 1959. In: Anonymus (1959), *Samenvattend verslag van de kalk-magnesium-proefvelden Pr 19 en Pr 32 over de periode 1941 tot en met 1959*. Ver. expl. Proefb. Veenkol. Jaarversl. 1959.
- Braak, K., 1919. Morphologie der Schoorlse duinen. *TKNAG* 119.
- Brothers, R.N., 1954. A physiographic study of recent sand dunes in the Auckland West Coast. *New Zealand Geogr.* 10: 47-59.
- Bruin, M.P. de, 1957. De kust van Walcheren. Middelburg.
- Brümmer, G., 1978. Landschaftsfaktoren: Funktion des Bodens in Stoffhaushalt der Ökosphären. In: Olschowy, G. (Red.). *Natur- und Umweltschutz in der Bundesrepublik Deutschland*. Verlag Paul Parey, Hamburg/Berlin.
- Bruun, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *J. Waterways & Harbors Division, Proc. Am. Soc. Civ. Eng.* 88: 117-130.
- Burgt, J.H. van der, 1934. Het Noordzeestrand der Waddeneilanden Texel, Vlieland en Terschelling. *Nota RWS*.
- Burgt, J.H. van der, 1936. De veranderingen in de zeebodem van het zee gat van het Vlie en in de kustlijn der Waddeneilanden Vlieland en Terschelling. *Tijdschr. KNAG* 1936, p. 802-823.
- Buijsman, E. & H.F. Reijnders, 1980. Neerslag verzuurt ons leven. *Intermediair* 16(29): 13-27.
- Bijhouwer, J.T.P., 1926. Geobotanische studie van de Berger duinen. *Dissertatie Amsterdam*.
- Cate, J.A.M. ten & G.C. Maarleveld, 1977. Geomorfologische kaart van Nederland (schaal 1:50 000), toelichting op de legenda. Stichting v. Bodemkartering, Wageningen; Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- Cleemput, O. van & W.H. Patrick, 1974. Nitrate and nitrite reduction in flooded, Gamma irradiated soil under controlled pH and redox potential condition. *Soil Bioch.* 6: 85-88.
- Cock, J.K. de, 1965. Bijdrage tot de historische geografie van Kennemerland in de middel-eeuwen op fysisch-geografische grondslag. *Dissertatie Amsterdam*.
- Cook, D.O. & D.S. Gorsline, 1972. Sand transport by shoaling waves. In: Swift, D.J.P. & H.D. Palmer (Eds.), *Coastal sedimentation. Benchmark Papers in Geology*, V42, Hutchinson & Ross. Inc., Dowden.
- Cooper, W.S., 1958. Coastal sand dunes of Oregon and Washington. *Geol. Soc. of America, Memoir* 72: 1-138.
- Crommelin, R.D., 1940. De herkomst van het zand van de Waddenzee. *Tijdschr. KNAG* 57: 347-361.
- Dansgaard, W., S.J. Johnson, S. Møller & C.C.Jr. Langway, 1969. One thousand centuries of climatic record from Cape Century on the Greenland Ice Sheet. *Science, N.Y.* 166 (3903): 377-381.
- Davies, J.L., 1972. Geographical variation in coastal development. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Depuydt, F., 1967. Bijdrage tot de geomorfologische en fyto geografische studie van het domaniaal natuurreservaat De Westhoek. *Weren No. 5*, Min. v. Landb., Dienst Nat. Res., België.

- Depuydt, F., 1972. De Belgische strand- en duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust. Kon: Ac. v. Wetensch., Lett. & Schone Kunsten, Brussel.
- Dewers, F., 1941. Das Alluvium. In: Das Känozoicum in Niedersachsen. Geologie und Lagerstätten Niedersachsens. 3. Teil Schr. Wirtssch. Ges. Nieders. N.F., Oldenburg.
- Dieren, J.W. van, 1934. Organogene Dünenbildung. Den Haag.
- Dissel, E.D. van, 1907. Vastlegging en ontginning der duinen, speciaal in Schoorl en op Texel. Staatsbosbeheer.
- Doing, H., 1964. Vegetatie: Suppl. 2 in: Recreatie en Natuurbescherming in het Noordhollands Duinreservaat. Med. 69c. ITBON, Arnhem.
- Doing, H., 1966. Beschrijving van de vegetatie der duinen tussen IJmuiden en Camperduin. Med. Landbhsch. Wageningen 66(13): 1-63.
- Doing-Huis in 't Veld, C.J. & Doing, H., 1965. Het landschap van de Breesaap vóór het graven van het Noordzeekanaal. Land & Water 9(2): 81-83.
- Drift, J. van der, 1974. Production and decomposition of organic matter in an oak woodland. In: Neth. Comm. for the IBP final report 1966-1972. Amsterdam-Londen, p. 26-32.
- Drift, J. van der, 1975. Produktie op het land. In: Vervelde, G.J. (Red.), Produktiviteit in biologische systemen. Pudoc, Wageningen.
- Dubois, E., 1916. Hollands duin als natuurlijke zeevering en de tijd. Tijdschr. KNAG, 2e serie, XXXIII, p. 395-501.
- Duphorn, K., 1976. Gibt es Zusammenhänge zwischen extremen Nordsee-Sturmfluten und globalen Klimaänderungen? Wasser u. Boden 10: 273-275.
- Edelman, T., 1967. Vormveranderingen aan zandige kusten. Deel II: Het dwarstransport en het materiaaltransport haaks op de kust. Studierapport Rijkswaterstaat 67-3.
- Edelman, T., 1974. Bijdrage tot de historische geografie van de Nederlandse kuststrook. Publ. Rijkswaterstaat, no. 14.
- Edelman, C.H., 1933. Petrologische provincies in het Nederlandsche Kwartair. Dissertatie Amsterdam, 104 pp.
- Eisma, D., 1968. Composition, origin and distribution of Dutch Coastal sands between Hoek van Holland and the island of Vlieland. Neth. Journ. of Sea Research 4(2): 123-267.
- Eisma, D., 1979. Het ontstaan van de Noordzee. Waddenbulletin 4: 180-187.
- Etherington, J.B., 1967. Studies of nutrient cycling and productivity in oligotrophic ecosystems. I. Soil potassium and windblown sea spray in a South Wales dune grassland. Journ. of Ecology 55(3): 753-752.
- FAO/Unesco, 1974. Soil map of the world; Part 2 The map. Unesco, Parijs.
- Finke, L., 1971. Die Verwertbarkeit der Bodenschätzungsergebnisse für die Landschaftsökologie, dargestellt am Beispiel der Briloner Hochfläche. Bochumer Geogr.Arb. p. 845.
- Finkel, H.J., 1959. The barchans of southern Peru. J. Geol. 67: 614-847.
- Fokker, A.J., 1908. Schouwen 1600-1900. Zierikzee, 322 pp.
- Fokker, A.J., 1909. Schouwen vóór 1600. Zierikzee, 849 pp.
- Freysen, A.H.J., 1967. A field study on the ecology of *Centaureum vulgare* Rafn. Dissertatie Rijksuniversiteit Utrecht.
- Gevers, D.T., 1826. Verhandelingen over het toegankelijk maken van de duinvalleien langs de kust van Holland. Min. v. Landb.
- Giesecking, J.E., 1975. Soil components; Vol. I Organic components. Springer Verlag, New York/Heidelberg/Berlin.
- Goldsmith, V., 1978. Coastal dunes. In: Davis, R.A.Jr. (Ed.), Coastal Sedimentary Environments. Springer Verlag.
- Gonggrijp, G.P., 1978. Doelstelling, werkwijze en resultaten van het Gea-project. Geogr. Tijdschr. XII(3): 220-230.
- Gottschalk, M.K.E., 1971; 1975; 1977. Stormvloed en rivieroverstromingen in Nederland Deel I De periode vóór 1400. Deel II De periode 1400-1600. Deel III De periode 1600-1700. Assen.
- Graaf, L.W.S. de, 1977. Het strand, de relatie tussen processen, materialen en vormen, en een proeve van terminologie-gebruik. Geogr. Tijdschr. XI(1).
- Gribbin, J. & H.H. Lamb, 1978. Climatic change in historical times. In: Gribbin, J. (Ed.), Climatic change. Chambr. Univ. Press, 280 p.
- Gripp, K., 1961. Über werden und vergehen von Barchanen an der Nordseeküste Schleswig-Holsteins. Zeitschr. Geomorph.: 24-36.
- Gripp, K., 1968. Zur jüngsten Erdgeschichte von Hörnum/Sylt und Amrum mit einer Übersicht über die Entstehung der Dünen in Nordfriesland. Die Küste, Heft 16, p. 76-117.
- Griede, J.W., 1978. Het ontstaan van Frieslands Noordhoek. Dissertatie Amsterdam, 186 p.

- Groot, W.T. de, 1979. Het gedrag van fosfaat in de duinen. In: Groot, W.T. de, Th. Melman, J. Schoneveld, F.E.M. Steenkamp & H.A. Udo de Haes; Waterwinning in de duinen. Med. nr. 1 CML Leiden.
- Grootjans, A., 1975. De invloed van grondwaterstands daling op de vegetatie in natuurgebieden. Rapport PPD Drente.
- Haans, J.C.F.M., 1961. Enkele aspecten van de waterhuishouding van Nederlandse gronden. In: B-cursus Bodemkunde, p. 143-155, 's-Gravenhage.
- Hageman, B.P., 1964. Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland (1: 50 000), Blad Goeree en Overflakkee. Geol. St., Haarlem.
- Hageman, B.P., 1969. Development of the Western Part of the Netherlands during the Holocene. Geol. & Mijnbouw 48(4): 373-388.
- Hansen, V., 1957. Sandflugten i Thy. Geografisk Tidsskrift 56: 69-92.
- Heukels, H & S.J. van Oostroom, 1970. Flora van Nederland. 16e druk, Groningen.
- Hofker, J., 1939. Onderzoekingen in de duinen van Voorne. De Levende Natuur, 1939.
- Hollman, A., 1962. Sedimentatie op de Boschplaat. Art. Fys. Geogr. Inst., Amsterdam.
- Houte de Lange, S.M. ten, 1978. Voorgeschiedenis, doel, organisatie en resultaat van het Veluwe-onderzoek. Geografisch Tijdschr. XII(3): 231-235.
- Inman, D.L., G.C. Ewing & J.B. Corliss, 1966. Coastal sanddunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull. 77(8): 787-802.
- Isbary, G., 1936. Das Inselgebiet von Ameland bis Rottumeroog. Archiv der deutsche Seewarte, Bd. 56, nr. 3.
- Jelgersma, S., 1961. Holocene Sea Level Changes in the Netherlands. Dissertatie, Leiden.
- Jelgersma, S., J. de Jong, W.H. Zagwijn & J.F. van Regteren Altena, 1970. The coastal dunes of the western Netherlands; geology, vegetational history and archeology. Med. Rijks Geol. Dienst, N.S. nr. 21.
- Jelgersma, S. & P.J. Ente, 1977. Genese van het Holoceen. In: Staalduinen, C.J. van (red.), Geologisch onderzoek van het Nederlandse Waddengebied. Rijks Geol. Dienst, Haarlem, 77 p.
- Jelles, J.G.G., 1968. Geschiedenis van beheer en gebruik van het Noord-Hollands Duinreservaat. Med. no. 87 ITBON, Arnhem.
- Jeswiet, J., 1913. Die Entwicklungsgeschichte der Flora der holländischen Dünen. Dissertation Zürich.
- Johnson, J.W., 1965. Sand movement on coastal dunes. Federal Inter Agency Sedim. Conf. Proc. U.S. Dept. of Agric. Misc. Publ. nr. 970: 747-755.
- Jong, J.D. de, 1951. Duin- en zeezand: bijdrage tot de kennis van de granulometrische samenstelling van Nederlandse grondsoorten. Versl. Landb. Ond. 57-5.
- Jong, J.D. de, 1960. The morphological evolution of the Dutch coast. Geol. & Mijnbouw Jrg. 39, p. 638-643.
- Jungerius, P.D., A.J.T. Verheggen & A.J. Wiggers. The development of blow-outs in 'De Blink', a coastal dune area near Noordwijkerhout, The Netherlands (in voorbereiding).
- King, C.A.H., 1972. Beaches and coasts. London.
- Kerner, P., 1972. Primary production of salt-marsh communities on the island of Terschelling in the Netherlands. Verh. Rijks Inst. v. Natuurbeheer nr. 5, 181 p.
- Kershaw, K.A., 1973. Quantitative and dynamic plant ecology.
- Klijn, J.A., 1974. Een landschapsecologische studie op het oostelijk deel van Terschelling in de zomers van 1972 en 1973. Doctoraal Scriptie Fys. Geogr. & Bodemk. Lab. Univ. v. Amsterdam.
- Knibbe, M., 1969. Gleygronden in het dekzandgebied van Salland. Versl. Landb. Onderzoek 726, Wageningen.
- Kononova, M.M., 1966. Soil organic matter. Its nature, its role in soil formation and in soil fertility. Oxford.
- Kononova, M.M., 1975. Humus of virgin and cultivated soils. In: Gieseking, J.E. (Ed.), Soil components, Vol. I Organic components. Springer Verlag.
- Kooistra, M.J., 1971. De chemische samenstelling van de neerslag op Terschelling in het algemeen en de invloed hiervan op de vegetatie. Ber. Fys. Geogr. Afd. Rijks Univ. Utrecht.
- Kops, J. (Commissie van Superintendentie), 1798. Tegenwoordige staat der Duinen van het voormalige gewest Holland. Leiden.
- Koster, E.A., 1978. De stuifzanden van de Veluwe; een fysisch-geografische studie. Dissertatie Amsterdam, 195 p.
- Koster, E.A., 1980. De indeling van het Kwartair van Nederland: toelichting bij de stratigrafische tabellen van het Pleistoceen en het Holoceen. Geogr. Tijdschr. XIV(4): 308-324.
- Labrijn, A., 1945. Het klimaat van Nederland gedurende de laatste twee en een halve eeuw. Med. & Verh. KNMI no. 102,49, 's-Gravenhage.
- La Marche, V.C.Jr., 1974. Paleoclimatic inferences from long tree-ring records. Science 183: 1043-1048.

- Lamb, H.H., 1964. Atmospheric circulation and climatic changes in Europe since 800 A.D. Rep. INQUA. congr., Warsaw, 1961, Vol II.
- Lamb, H.H., 1964/65. The Early Medieval Warm Epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Paleoecology* 1: 13-37.
- Lamb, H.H., 1966. The changing climate. Methuen, London.
- Lamb, H.H., 1972. Climate, present-, past- and future. Vol. I: Fundamentals and climate now. Methuen, London.
- Lamb, H.H., 1974. Contribution to historical climatology; the middle ages and after: Christmas weather and other aspects. *Klim. Forsch. Festschr. für Hermann Flohn*: 549-567.
- Lamb, H.H., 1977. Climate; present, past and future. Vol. II. Methuen, London.
- Landsberg, S.Y., 1956. The orientation of dunes in Britain and Denmark in relation to wind. *Geogr. Journ.* CXXII: 176-189.
- Launspach, W. & C.M.G.J. Schils, 1972. Vegetatiekartering van de Oerderduinen en Ron op Ameland. Doctoraal Scriptie Katholieke Universiteit Nijmegen, Afd. Geobotanie.
- Lee, A.J. & W. Ramster, 1979. Atlas of the seas around the British Isles, Lowestoft. (Ministeries of Agriculture, Fisheries and Food, Dir. of Fisheries Research).
- Leeftang, K.W.H., 1938. De chemische samenstelling van den neerslag in Nederland. *Chem. Weekblad*.
- Leertouwer, J., 1967. Makro- en mikrogradiënten in pH en kalkgehalte in relatie met de vegetatie op Schiermonnikoog. Doctoraal Scriptie Lab. v. Plantenecol., Rijksuniversiteit Groningen.
- Leser, H., 1976. Landschaftsökologie. Ulmer UTB, Stuttgart, 432 p.
- Liere, W.J. van, 1948. De bodemgesteldheid van het Westland. Dissertatie Wageningen.
- Likens, G.E., F.H. Borman, R.S. Pierce, J.S. Eaton & N.M. Johnson, 1977. Biogeochemistry of a forested ecosystem. Springer, New York/Heidelberg/Berlin.
- Loman, H. & P. de Willigen, 1972. Kalkverliezen op zandbowling. Rapport nr. 13, Inst. v. Bodemvruchtbaarheid, Haren (Gr.).
- Londo, G., 1971. Patroon en proces in duinvalleivegetaties langs een gegraven meer in de Kennemerduinen. *Verh. no. 2, Rijks Inst. v. Nat. Beheer*.
- Louwe-Kooymans, L.P., 1974. The Rhine-Maas Delta: Four studies on its prehistoric occupation and Holocene Geology. Dissertatie Leiden Univ. Press, *Analecta Prehist. Leiden*, no. 7.
- Maarel, E. van der, 1966. Over vegetatiestructuren, -relaties en -systemen. Dissertatie Utrecht.
- Meer, K. van der, 1952. De bloembollenstreek. *Versl. Landbouwk. Ond.* 58(2).
- Meer, J.J.M. van der, 1982. Dissertatie Universiteit van Amsterdam (in voorbereiding).
- Melman, Th.C.P., 1979. Vergravingen en inundaties. In: Groot, W.T. de, Th.C.P. Melman, J. Schoneveld, F.E.M. Steenkamp & H.A. Udo de Haes (1979), *Waterwinning in de duinen*. Med. nr. 1. CML Leiden.
- Menke, B., 1969. Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen ind Radio-Carbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der Schleswig-holsteinischen Westküste. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 20, 35-35, Öhringen/Württ.
- Merula, P.G.F.P.N., 1605. Placaten ende Ordonnanciën op 't stuck van de Wildernissen.
- Miller, R.D. & D.D. Johnson, 1964. The effect of soil moisture tension on carbonioxide evolution, nitrification and nitrogen mineralisation. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*: 644-646.
- Miszalski, J., 1973. Present day aeolian processes on the Slovenian coastline. *Warszawa IGPAN*.
- Nasner, H. & H.W. Partensky, 1975. Sturmfluten in der Elbe und andere deutschen Nordseeküste in diesem Jahrhundert. *Die Küste*, Heft 28.
- Nicholson, I.A., 1952. A study of *Agropyron junceum* (Beauv.) in relation to the stabilization of coastal sand and the development of sand dunes. M. Sc. Thesis, Univ. of Durham.
- Nieuwenhuizen, F., 1977. Recreatievoorzieningen in de Brouwerskom. *De Duinstreek*.
- Oden, S., 1976. The acidity problem, an outline of concepts. *Water, Soil and Air Pollution* 6: 137-166.
- Olson, J.S., 1958. Lake Michigan dune development. *Journ. of Geol.* 66.
- Parsons, J.W. & J. Tinsley, 1975. Nitrogenous substances. In: Gieseking, J.E. (Ed.), *Soil components*. Vol. I Organic components. Springer Verlag.
- Pirazzoli, P.A., 1977. Sea level variations in the world during the last 2000 years. *Zeitschr. Geomorph.* 21(3): 284-296.
- Plassche, O. van de, 1979. Sea-level research in the province of South-Holland, The Netherlands. *Proc. Int. Symp. On Coastal Evol. in the Quatern, Sao Paulo, Brasil*, p. 534-551.

- Polman, G.K.R., 1978. Duinvalleivegetaties in het Grevelingenbekken? Een raakvlak van vegetatiekunde en cultuurtechniek. *Vakblad Biol.* 1, 58, 2.
- Ponomoreva, V.V., 1967. Theory of podzolisation. Jerusalem.
- Pons, L.J. & Wiggers, A.J., 1959. De holocene wordingsgeschiedenis van Noord-Holland en het Zuiderzeegebied. Deel I. *Tijdschr. KNAG* 76: 104-152.
- Pons, L.J. & Wiggers, A.J., 1960. De holocene wordingsgeschiedenis van Noord-Holland en het Zuiderzeegebied, Deel II. *Tijdschr. KNAG* 77: 3-57.
- Pons, L.J. & M.F. van Oosten, 1976. De bodem van Noord-Holland. Sticht. v. Bodemk., Wageningen.
- Ranwell, D.S., 1958. Movement of vegetated sand dunes at Newborough Warren, Anglesey. *Journ. of Ecology* 46: 83-100.
- Ranwell, D.S., 1959. Newborough Warren, Anglesey I. The dune system and dune slack habitat. *Journ. of Ecology* 47: 571-601.
- Ranwell, D.S., 1972. Ecology of salt-marshes and sand-dunes. Chapman & Hall, London, 258 p.
- Reineck, H.E. & Singh, I.B., 1973. Depositional sedimentary environments. Springer Verlag.
- Rentenaar, R., 1977. De Nederlandse duinen in de middeleeuwse bronnen tot omstreeks 1300. *Geogr. Tijdschr.* XI(5).
- Rentenaar, R., 1978. De vroegste geschiedenis van het konijn in Holland en Zeeland. Holland, nr. 10.
- Renfrew, C., 1971. Carbon 14 and the prehistory of Europe. *Scient. American* 225(4).
- Roderkerk, E.C.M., 1957. De Kennemerduinen. Tussen duindoorns en kruipwilg. Meppel.
- Roderkerk, E.C.M., 1959. De Kennemerduinen. Van vloedlijn tot binnenduintrand. Meppel.
- Roeleveld, W., 1974. The Groningen coastal area. A study in Holocene geology and low-land physical geography. *Ber. v.d. Rijksd. v.h. Oudheidk. Bodemond.* Vol. 20-21 (1970-'71): 7-25, Vol. 24: 7-132.
- Roo, H.C. de, 1953. De bodemgesteldheid van Noord-Kennemerland. Wageningen.
- Roy Ladurie, E. le, 1971. Times of feast, times of famine; A history of climate since the year 1000. London.
- Rummelen, F.F.F.E., 1965. Toelichting bij de geologische kaart van Nederland (1:50 000), Zeeuwsch-Vlaanderen, *Bladen Zeeuwsch Vlaanderen West en Oost.* Geol. Sticht. Haarlem.
- Rummelen, F.F.F.E. van, 1970. Toelichting bij de geologische kaart van Nederland (1:50 000), *Blad Schouwen-Duiveland.* Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- Rummelen, F.F.F.E. van, 1972. Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland (1:50 000), *Blad Walcheren.* Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- Rijks Geologische Dienst (RGD), 1967. Geologisch profiel langs de kust tussen Den Helder en Bloemendaal. Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- Salisbury, E.J., 1925. Note on the edaphic succession in some dune soils with special reference to the time factor. *Journ. of Ecology* 13: 322.
- Salisbury, E.J., 1952. *Downs and dunes.* Bell, London.
- Schermer, A., 1957. Sporen van Middeleeuwse grondbewerking in de 'zandmennerij' onder Hargen (gem. Schoorl, N-H). *Westerheem* VI, p. 6-10.
- Scheffer, F. & P. Schachtschabel, 1966. *Lehrbuch der Bodenkunde.* Ferd. Enke Verlag, Stuttgart.
- Schils, Ch. & Launspach W., 1973. Vegetatiebeschrijving en -kartering van de oostpunt van Ameland. *Scriptie Katholieke Universiteit Nijmegen.*
- Schnitzer, M. & S.U. Khan, 1978. Soil organic matter. Elsevier Amsterdam/Oxford.
- Scholtens, H.J.J., 1947. Uit het verleden van Midden-Kennemerland. Den Haag.
- Schoorl, H., 1972. Zeshonderd jaar water en land. Bijdrage tot de historische geo- en hydrografie van de Kop van Noord-Holland in de periode 1150-1700. Groningen.
- Schou, A. & K. Antonsen, 1960. Denmark. In: *Somme, A. (Ed.), A Geography of Norden.* Kopenhagen.
- Schwartz, M.L., 1967. The scale of shore erosion. *Journ. of Geol.* 76: 508-517.
- Sindowski, K.H., 1956. Korngrößen und Kornformen. Auslese beim Sandtransport durch Wind (nach Messungen auf Nordroney). *Geol. Jb.*, Band 71, Hannover.
- Sindowski, K.H. & H. Streif, 1974. Die Geschichte der Nordsee am Ende der letzten Eiszeit und im Holozän. In: *Woldstedt, P. & K. Duphorn (Eds.), Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.* K.F. Koehler Verlag, Stuttgart, p. 411-431.
- Sleen, W.G. van der, 1912. Bijdrage tot de kennis der chemische samenstelling van het duinwater in verband met de geomineralogische gesteldheid van de bodem. Thesis, Amsterdam.
- Slikker, F.C. & J.S. Stokvis, 1975. Een bodemkartering van de duinen van Walcheren. *Stud. Rapp. Rijkswaterstaat, Deltadienst*, nr. 4-77.
- Sloet van Oldruitenborgh, C.J.M. & E. Heeres, 1969. On the contribution of air-borne salt to the gradient character of the Voorne dune area. *Acta Bot. Neerl.* 18(2): 315-325.

- Smith, H.T.U., 1953. Classification of sand dunes. Congrès géol. int. Desert actuels et anciens, Sect. VII, Fasc. VII, p. 105 e.v.
- Soet, F. de, 1976. De waarden van de uiterwaarden; een milieukartering en -waardering van de uiterwaarden van IJssel, Rijn, Waal en Maas. Pudoc, Wageningen.
- Staalduinen, C.J. van, 1977. Geologisch onderzoek van het Nederlandse Waddengebied. Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- Staalduinen, C.J. van, 1979. Toelichting bij de geologische kaart van Nederland (1:50 000), Blad Rotterdam-West (37 W). Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- Staring, W.C.H., 1856. De bodem van Nederland. Deel I, Haarlem.
- Steenkamp, F.E.M. & W.T. de Groot, 1979. Fosfaat in de infiltratiegebieden. In: W.T. de groot, Th.C.P. Melman, J. Schoneveld, F.E.M. Steenkamp en H.A. Udo de Haes. Waterwinning in de duinen. Med. nr. 1 CML Leiden.
- Steenvoorden, J. & H.P. Oostrom, 1973. Stikstof, fosfaat en organisch materiaal in de grond en oppervlaktewater. Cult. Techn. Tijdschr. 6.
- Steijn, J.A. van, 1933. Duinbebossching. Dissertatie Wageningen.
- Stichting voor Bodemkartering, 1965. De bodemkaart van Nederland, schaal 1: 200 000. Wageningen.
- Stichting voor Bodemkartering, 1967. Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50 000. Toelichting bij kaartblad 36 Goedereede en het Goereese deel van kaartblad 42 Oost-Zierikzee. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen.
- Stichting voor Bodemkartering, 1980. Geomorfologische kaart van Nederland, 1:50 000. Wageningen.
- Straaten, L.M.J.U. van, 1961. Directional effects of winds, waves and currents along the Dutch North Sea. Geol. & Mijnb. p. 333-350 en p. 363-391.
- Straaten, L.M.J.U. van, 1964. De bodem der Waddenzee. In: Abrahamse et al. (1964), Het Waddenboek. Thieme, Zutphen.
- Straaten, L.M.J.U. van, 1965. Coastal barrier deposits in South- and North-Holland. Med. v.d. Geol. Sticht., Nwe Serie, nr. 17, p. 41-75.
- Straaten, L.M.J.U. van, 1973. Kusten. In: Pannekoek, A.J. (red.), Algemene geologie. p. 455-476.
- Suess, H.E., 1969. Die Eichung der Radiocarbonuhr. Bild der Wissensch. Heft 2.
- Svasek, J.N. & J.H.J. Terwindt, 1974. Measurements of sand transport by wind on a natural beach. Sedimentology 21: 311-322.
- Tesch, P., 1920-1930. Duinstudies I tm. XIII. Tijdschr. Aardr. Gen. I: TAG, 1920 p. 163-175; II, III: TAG, 1920, p. 740-745; IV: TAG, 1921, p. 39-49; V: TAG, 1921, p. 216-225; VI: TAG, 1921, p. 390-396; VII: TAG, 1922, p. 66-76; VIII: TAG, 1922, p. 590-585; IX: TAG, 1923, p. 15-26; X: TAG, 1923, p. 163-169; XI: TAG, 1927, p. 1-11; XII: TAG, 1928, p. 76-79; XIII: TAG, 1930, p. 169-178.
- Thijssse, J.P., 1943. Onze duinen. Heemschutserie.
- Tooley, M.J., 1978. Sea-level changes; North-West England during the Flandrian Stage. Clarendon Press, Oxford.
- Trimpe Burger, J.A., 1958. Het oudheidkundig bodemonderzoek in Zeeland. Deel I. Zeeuws Tijdschrift 8: 68-78.
- Trimpe Burger, J.A., 1960. Geologie en Archaeologie in het Deltagebied. Geol. & Mijnb. 22: 686-691.
- Tromp, S.W., 1932. Korrelgrootte-onderzoek van het duinzand in Meijndel. Verh. Geol. & Mijnbouw. Gen., Geol. Serie 9: 153-170.
- Vanhouten, J., 1939. De oppervlaktevormen van het Haagse duinlandschap. Tijdschr. KNAG 56(1): 1-50.
- Valentin, H., 1952. Die Küsten der Erde. Peterm. Mitt. Erg. Heft 24, Gotha, 118 p.
- Veen, J. van, 1936. Onderzoekingen in de Hoofden. Alg. Landsdrukkerij, 's-Gravenhage, 252 p.
- Veen, J. van, 1954. Tide gauges, subsidence gauges and flood-stones in the Netherlands. Geol. & Mijnb. 16: 214-219.
- Veenstra, H.J., 1976. Getijdenlandschap: structuur en dynamiek. In: Abrahamse (red.), Waddenzee. Uitg. Ver. t. Beh. v. Nat. Mon. & Landel. Ver. t. Beh. v.d. Waddenzee.
- Vermeulen, A.D., 1977. Immissieonderzoek met behulp van regenvangers; opzet, ervaringen en resultaten. Prov. Waterstaat Noord-Holland.
- Visser, J.C., 1947. Stuifijken op Vlieland en Terschelling. Tijdschr. Aardr. Gen.: 33-39
- Vlam, A.W., 1942. Historisch morfologisch onderzoek van enige Zeeuwse eilanden. Dissertatie Utrecht, 100 p.
- Vries, Azn., G. de, 1869. Nieuwe Bijdrage tot de Geschiedenis van het Hoogheemraadschap van den Hondsbossche en Duinen tot Petten.
- Vries, V. de, 1950. Vlieland, landschap en plantengroei. Leiden.
- Vries, V. de, 1961. Vegetatiestudie op de Westpunt van Vlieland. Dissertatie Univ. v. Amsterdam.

- Waddenzeecommissie, 1974. Rapport van de Waddenzeecommissie. 's-Gravenhage.
- Wallenburg, C. van, 1973. Hydromorphic soil characteristics in alluvial soils in connection with soil drainage. In: Schlichting, E. & U. Schwertmann (Eds.), Pseudogley and gley; genesis and use of hydromorphic soils. Transact. of Comm. V & VI of the Int. Soc. of Soil Science.
- Wartena, J.G.R., 1964. Over de plantengroei van een nieuw duinmeer bij Schoorl. De Levensde Natuur 67: 205-212.
- Wentholt, L.R., 1912. Stranden en strandverdediging. Delft, 234 p.
- Westenberg, J., 1961. Oude kaarten en de geschiedenis van de Kop van Noord-Holland. Verh. Kon. Ned. Akad. v. Wet., 1e reeks, Deel 23, nr. 2.
- Westhoff, V., 1947. The vegetation of dunes and salt marshes on the Dutch islands of Terschelling, Vlieland and Texel. Dissertatie.
- Westhoff, V. & A.J. den Held, 1969. Plantengemeenschappen in Nederland. Zutphen.
- Wiertz, J. & S. van Opstal, 1977. Bodemkundig onderzoek in het kustgebied van Goeree. Stud. Rapp. Rijkswaterst. Deltadienst.
- Wiggers, A.J., 1973. De geologische werking van de wind. In: Pannekoek, A.J. (red.), Algemene geologie. Tjeenk Willink bv, Groningen.
- Wilderom, M.H., 1964, 1968. Tussen Afsluitdammen en Deltadijken, Delen I en II.
- Willis, A.J. & E.W. Yemm, 1961. Braunton Burrows; mineral nutrient status of the dune soils. Journ. of Ecol. 49: 377-390.
- Wilson, K., 1960. The time factor in the development of dune soils at South Haven Peninsula, Dorset. Journ. of Ecol. 48: 341-359.
- Zadelhoff, F.J. van, 1981. Nederlandse kustduinen: geobotanie. Pudoc, Wageningen.
- Zagwijn, W.H. & C.J. van Staaldunin, 1975. Toelichting bij de geologische overzichtskaarten van Nederland. Rijks Geol. Dienst, Haarlem.