EIGENDOM
Prof. Dr. B. H. SLICHER VAN BATH

BODEM- EN ZEESPIEGELBEWEGINGEN IN HET NEDERLANDSE KUSTGEBIED

J. BENNEMA

Landbouwhogeschool
AFD. AGRARISCHE GESCHIEDENIS
Wageningen

NN08201.187

Dit proefschrift met stellingen van

JAKOB BENNEMA

landbouwkundig ingenieur, geboren te Enschede, 15 April 1920, is goedgekeurd door de promotor Dr Ir C. H. Edelman, hoogleraar in de mineralogie, de petrologie, de geologie en de agrogeologie.

De Rector Magnificus der Landbouwhogeschool,

W. J. Dewez

Wageningen, 15 Juni 1954

BODEM- EN ZEESPIEGELBEWEGINGEN IN HET NEDERLANDSE KUSTGEBIED

PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DE GRAAD
VAN DOCTOR IN DE LANDBOUWKUNDE,
OP GEZAG VAN DE RECTOR MAGNIFICUS IR W. J. DEWEZ,
HOOGLERAAR IN DE LANDBOUWPLANTENTEELT,
TE VERDEDIGEN TEGEN DE BEDENKINGEN
VAN EEN COMMISSIE UIT DE SENAAT
DER LANDBOUWHOGESCHOOL TE WAGENINGEN
OP DONDERDAG 8 JULI 1954 TE 15 UUR

DOOR

JAKOB BENNEMA

H. VEENMAN & ZONEN – WAGENINGEN – 1954

STELLINGEN

I

Er dient meer aandacht te worden besteed aan de rol die het aluminium speelt bij de bodemvorming.

II

Het dekzand is in het algemeen kalkhoudend afgezet.

III

De eb- en vloedkreken, die in de droogmakerijen van de Ronde Venen voorkomen, zijn ontstaan tijdens de phase van de Hoofddorpafzettingen.

IV

De door vele bosbouwkundigen gehuldigde mening, dat de grove den (*Pinus sylvestris* L.) geen inheemse houtsoort is, is onjuist.

V

Het klimaat in Europa vertoont wisselingen met een periode van ongeveer 500 jaar.

VI

Het behoud van enkele schraalland-complexen in het Utrechts-Hollandse veenweidegebied is uit bodemkundig oogpunt gewenst.

VII

De pF-curve van een veengrond is geen goede basis voor het opmaken van een waterbalans.

VIII

De alluviale gronden zonder bodemvorming zijn een te heterogene groep om in één enkele great soil group ondergebracht te kunnen worden.

IX

De heidehumus vertoont in sterke mate het verschijnsel van irreversibele indroging.

X

Ten onrechte hebben VAN 'T HOOFT en STEIGENGA-KOUWE, bij de verklaring van de ringvormige groepering van de bebouwing om de kerk in vele oude Zeeuwse dorpen, er geen rekening mede gehouden, dat deze dorpen veelal echte terpdorpen zijn.

HOOFT P. J. VAN 'T, 1944: Dorpen in Zeeland, Amsterdam.
STEIGENGA-KOUWE, S.E., 1953: Over Zeeuwse Dorpsvormen. T. Kon. Ned. Aardr. Gen. **70**, 176-183.

. J. Bennema, Wageningen 1954

Aan mijn moeder
Aan mijn vrouw

VOORWOORD

Hooggeleerde EDELMAN, Hooggeachte Promotor, de grote geestdrift, die U op Uw leerlingen weet over te brengen, maakt het tot een bijzonder voorrecht onder Uw leiding werkzaam te zijn. Ik besef, dat ik aan U een grote wetenschappelijke schuld heb, die ik met het door U aan ons verstrekte devies voor ogen vroeg of laat hoop in te lossen.

Hooggeleerde BEEKMAN, Hooggeleerde JAGER GERLINGS, hoewel het contact met de bosbouw na mijn studie grotendeels verloren is gegaan, zijn Uw colleges voor mij toch zeer waardevol geweest, daar deze in belangrijke mate hebben bijgedragen tot mijn wetenschappelijke vorming.

Met eerbied gedenk ik de Hooggeleerde TE WECHEL, die met zoveel warme menselijkheid zijn leerlingen tegemoet trad.

Zeergeleerde SISSINGH, aan de tijd waarin gij mij hebt ingewijd in de plantensociologie bewaar ik de prettigste herinneringen.

Hooggeleerde FLORSCHÜTZ, met vreugde denk ik aan het persoonlijk contact met U. Voor de wijze, waarop U mij steeds behulpzaam bent geweest, ben ik U zeer dankbaar.

Hooggeleerde J. P. BAKKER, Uw grote belangstelling voor het onderwerp van dit proefschrift heeft tot discussies geleid, die voor mij een grote stimulans betekenden.

Verschillende gegevens werden verkregen tijdens het onderzoek van het Westnederlandse veengebied. De opzichters J. KLOOSTERHUIS en A. DE VISSER hebben bij dit onderzoek op enthousiaste wijze het veldwerk verricht. Ik breng hun hierbij mijn dank voor hun toewijding.

Beste PIETER MODDERMAN, het contact dat wij hadden heb ik steeds zeer op prijs gesteld. Voor het tot stand komen van dit proefschrift is het van zeer veel belang geweest.

Waarde collega's, de voldoening, die ik in het natuurwetenschappelijk werk vind, is vooral te danken aan het feit, dat dit in samenwerking met jullie geschiedt. De gemeenschappelijke belangstelling, de wederzijdse waardering en critiek zijn voor de ontwikkeling van mijn inzichten van grote waarde geweest. Van velen van jullie mocht ik waardevolle inlichtingen en gegevens ontvangen, waarvan ik dankbaar gebruik heb gemaakt, zoals in de tekst tot uiting komt.

Het zou mij in het korte bestek van dit voorwoord te ver voeren allen, die tot de uiteindelijke totstandkoming van dit werk hebben bijgedragen, afzonderlijk te noemen. Voor het vele werk, dat door hen werd verricht, betuig ik hun hierbij mijn welgemeende dank.

INHOUD

Blz.

I. Inleiding 1
1. Algemeen 1
2. Literatuur over de seculaire relatieve bodemdaling 2
3. Literatuur over de absolute bodemdaling 3
4. Onderzoekingen van de recente bodemdaling met behulp van diverse metingen 4
5. Literatuur over de inklinking 5

II. De absolute bodemdaling in west-nederland 11

III. De relatieve zeespiegelstijging in het nederlandse kustgebied 13
1. De relatieve zeespiegelstijging gedurende de post-glaciale tijd tot aan de sedimentatie van de oude zeeklei 13
2. De relatieve zeespiegelstijging en de transgressiephasen tijdens de sedimentatie van de oude zeeklei 17
3. De transgressiephasen en de relatieve zeespiegelstijging in de tijd na de sedimentatie van de oude zeeklei tot kort voor Christus' geboorte 31
4. De relatieve zeespiegelstijging omstreeks en kort na het begin van onze jaartelling 40
5. De trans- en regressieverschijnselen na de Romeinse tijd . . . 50

IV. Bespreking van de curven van de zeespiegelstijging 54

V. De periodiciteit in het optreden van de transgressiephasen . 62
1. De periodiciteit als verschijnsel 62
2. De samenhang tussen de transgressiephasen in het Nederlandse kustgebied en andere door het klimaat bepaalde verschijnselen in Europa 63
3. De klimaatverandering van de laatste eeuw 72

VI. Conclusies 75
Literatuur 77
Naschrift 83

I. INLEIDING

1. ALGEMEEN

West- en Noord-Nederland bestaan voor een groot gedeelte uit een kustvlakte, die door jong-holocene sedimenten en sedentaten is opgevuld. De genese van dit deel van Nederland heeft reeds lang de aandacht van de geologen getrokken, maar vooral de laatste tien jaar zijn er belangrijke vorderingen gemaakt bij het ontwarren van de zo ingewikkelde historie van dit kustgebied. Het feit, dat vele landbouwkundige problemen nauw verweven zijn met de geologische vormingswijze van West- en Noord-Nederland was bij dit onderzoek een belangrijke stimulans. Bij de bestudering van de genese, waaraan naast de palynologen en geografen vooral ook verschillende medewerkers van van de Stichting voor Bodemkartering het hunne hebben bijgedragen, bleek, dat de stijging van het zeeniveau ten opzichte van het land een zeer belangrijke, zo niet de belangrijkste factor is geweest bij de opbouw van ons kustgebied. Het verloop van de zeespiegelbeweging is het hoofdthema, waaraan dit geschrift is gewijd.

Hoewel oorspronkelijk deze studie werd opgezet om het ontstaan van West-Nederland beter te begrijpen, rijpte na de stormramp van 1953 het inzicht, dat de verkregen resultaten ook voor een beter begrip van de huidige situatie van belang zijn. Speciaal in de nabeschouwing zal hierop nader worden ingegaan.

Bij het bestuderen van de niveauverandering worden onderscheiden: de geologische bodembeweging, de zeespiegelbeweging en de inklinking. De resultante van beide eerstgenoemde verschijnselen is de relatieve bodem- of zeespiegelbeweging. Wanneer men deze relatieve niveauverandering wil vaststellen met behulp van de huidige hoogteligging van oudere sedimenten of sedentaten of door middel van nauwkeurigheidswaterpassingen en peilschaalwaarnemingen, moet dus rekening worden gehouden met de inklinking.

Behalve na te gaan of de zeespiegel ten opzichte van het land stijgt of daalt, kan men ook vaststellen, in welke tijden de zee meer invloed in het kustgebied krijgt en in welke minder. Bij een vermeerdering van de invloed van de zee in een kustgebied, spreekt men van transgressie, bij een vermindering van de invloed van de zee, van regressie. Bij een transgressie wint de zee dus grote terreinen op het land, bij een regressie geeft de zee grote terreinen prijs. Door ons werden behalve deze geologische trans- en regressies ook verschijnselen bestudeerd, die wijzen op trans- en regressies van veel kleinere omvang. In het algemeen zullen we hierbij over trans- en regressiephasen spreken. Trans- en regressiephasen zullen identiek kunnen zijn met zeespiegelstijgingen en zeespiegeldalingen; nodig is dit echter niet, daar ook andere factoren, zoals b.v. de beschikbare hoeveelheid sediment, een rol kunnen spelen.

Wil men aan de hand van de sedimenten of sedentaten in West- of Noord-Nederland iets zeggen over de stand van de zeespiegel, dan moet men hierbij van een aantal praemissen uitgaan. Deze praemissen worden in de hierop volgende tekst genoemd, maar één ervan willen wij nu reeds vermelden. Er is van uitgegaan, dat de eb- en vloedverschillen voor de kust, zoals die thans optreden, maatgevend zijn voor de eb- en vloedverschillen, zoals die vroeger voor de kust waren. Deze praemisse wordt hier speciaal genoemd, omdat hij

het meest kwetsbare punt vormt in ons betoog. Wel kan worden gezegd, dat er verschillende aanwijzingen zijn, dat althans het algemene beeld van hoge vloeden in het zuidelijk deel van de Noordzee, die naar het noorden toe langzamerhand minder hoog worden, reeds vrij lang bestaat.

Daar wij ons in dit artikel tot doel hebben gesteld de zeespiegelbeweging te zien als functie van de tijd, zijn wij genoodzaakt de betrekkelijke dateringen, zoals de palynologie en de archaeologie die geven, om te zetten in jaartallen. De archaeologen kunnen meestal wel naast de archaeologische periode van een betrokken vindplaats ook een jaartal noemen. In de palynologie is dit niet altijd mogelijk; wel hebben verschillende auteurs pogingen gedaan het palynologisch indelingssysteem zo goed mogelijk te dateren. Onze tijdsbepalingen zijn in hoofdzaak aangesloten bij FIRBAS (1949), tenzij direct naar andere auteurs werd verwezen. Deze aansluiting bij FIRBAS geldt alleen voor de datering en niet voor de naamgeving van de perioden waarin de bosgeschiedenis kan worden verdeeld. De oude benamingen, die BLYTT en SERNANDER gebruikten bij de indeling van de bosgeschiedenis, werden aangehouden. Hierbij wordt buiten beschouwing gelaten, of de door hen gegeven klimatologische interpretatie van deze perioden juist is. Er zal dus worden gesproken over het Praeboreaal (8200 v. Chr.–6800 v. Chr.), het Boreaal (6800 v. Chr.–5500 v. Chr), het Atlanticum (5500 v. Chr.–2500 v. Chr.), het Subboreaal (2500 v. Chr.–600 v. Chr.) en het Subatlanticum (600 v. Chr.–heden).

Bij deze studie kon nog slechts in een enkel geval gebruik worden gemaakt van de datering volgens de methode van de radioactieve koolstof (C_{14}), een methode, die in ons land door Prof. H. L. DE VRIES te Groningen wordt toegepast. Deze methode opent vele mogelijkheden en het is dan ook te verwachten, dat de resultaten, die in dit artikel bijeen gebracht zijn, in de naaste toekomst nader gepreciseerd en gedetailleerd zullen kunnen worden.

2. LITERATUUR OVER DE SECULAIRE RELATIEVE BODEMDALING

Vele schrijvers, in Nederland vooral TESCH, hebben duidelijk gemaakt, dat het Holoceen gekenmerkt wordt door een belangrijke relatieve zeespiegelrijzing. Toch is er sinds lange tijd sprake van de mogelijkheid van een tijdelijke onderbreking van deze stijging in het Subboreaal.

BELPAIRE (1826) was wel één van de eersten, die dit probleem aan de orde stelde. Hij constateerde, dat in Vlaanderen de oude zeeklei door hoogveen wordt bedekt, terwijl op dit hoogveen zelf weer jonge zeeklei wordt aangetroffen en hij zag in, dat dit alleen door bewegingen van de zeespiegel ten opzichte van het land kan worden verklaard. Hij veronderstelde, dat het waddengebied van de oude zeeklei door een plotselinge en kortstondige daling van de zeespiegel droog kwam te liggen en dat in dezelfde tijd de zandbanken langs de kust tot duinen opstoven. Wel zou het zeeniveau kort daarna weer een hogere stand hebben gehad, maar de zee kon deze barrière niet doorbreken en er begon zich dus veen te vormen op het oorspronkelijke waddengebied.

Hoewel de voorstelling van BELPAIRE zeer primitief is, behelst deze theorie toch de voornaamste elementen, die ook in de moderne theorieën te vinden zijn. LORIÉ (1893) kwam bij zijn beschouwing over „Binnenduinen en bodembeweging" tot de conclusie, dat na de afzetting van de oude zeeklei een relatieve bodemstijging en daarna een relatieve bodemdaling was opgetreden. Dit is de theorie, die ook thans weer vrij algemeen wordt aangehan-

gen. TESCH (1922, 1942) heeft steeds de nadruk op de voortgaande relatieve bodemdaling gelegd; een tijdelijke relatieve daling van de zeespiegel is door hem lange tijd bestreden, doch in 1947 tenslotte aanvaard.

In het buitenland heeft de theorie van de tijdelijke relatieve zeespiegeldaling aan het begin van het Subboreaal steeds verdedigers gehad (o.a. SCHÜTTE, 1939; GODWIN, 1940). Gelijk reeds werd opgemerkt, is deze theorie in Nederland door LORIÉ voorgestaan, daarna lange tijd verlaten en tenslotte in 1947 aan de hand van moderne onderzoekingen weer naar voren gebracht (UMBGROVE, 1947; MULLER en VAN RAADSHOVEN, 1947). Deze geschriften vonden vrij algemeen bijval.

Over de relatieve zeespiegelrijzing gedurende de laatste 2000–3000 jaren zijn door VAN GIFFEN belangrijke gegevens verkregen. Reeds in 1910 gaf hij in een goed gefundeerd betoog aan, dat de seculaire relatieve zeespiegelstijging aan onze kusten niet meer dan 10 cm per eeuw bedraagt. In de loop der jaren heeft VAN GIFFEN deze mening steeds weer verdedigd en met nieuwe bewijzen gestaafd. KOOPER (1939) kwam voor de provincie Groningen tot ongeveer gelijke conclusies, nl. een bodemdaling van maximaal 8 cm per eeuw voor de laatste 600 jaar. VLAM (1943) vond voor Walcheren een relatieve zeespiegelstijging van ca 5 cm per eeuw sinds de middeleeuwen.

TESCH noemde in 1922 een bedrag van 20 m voor de relatieve zeespiegelstijging voor het gehele Holoceen. Hij was hierbij echter gehandicapt, doordat enigszins goede dateringen toen nog ontbraken en zijn cijfers waren dan ook slechts als een grove schatting bedoeld. Later (1942) preciseerde hij als volgt:

8000 v. Chr. relatieve zeestand 20 m – N.A.P.,
7000 v. Chr. „ „ 18 m – N.A.P.,
5000 v. Chr. „ „ 7 m – N.A.P.,

daarna per 1000 jaar een relatieve zeespiegelstijging van ca 1 m. Deze cijfers berusten echter ook nog op dateringen van veen- en kleilagen, die niet meer met de huidige kennis in overeenstemming zijn (vgl. hoofdst. III).

Van de Nederlandse auteurs moet ook ZWART worden genoemd, die in 1951 een curve van het verloop van de relatieve zeespiegelstijging van westelijk Nederland construeerde (fig. 1). Deze curve is in grote lijn wel aanvaardbaar, maar in details onjuist, zoals in hoofdstuk III nader wordt toegelicht.

Verscheidene buitenlandse onderzoekers – SCHÜTTE (1939), GODWIN (1941), NILSSON (1948) en MIKKELSEN (1949) – construeerden curven van de relatieve zeespiegelstijging, resp. van Noordwest-Duitsland, de Fenlands, het zuidelijke Noordzeegebied en de Praestøfjord in Denemarken (fig. 2 en fig. 3). De grafiek van SCHÜTTE is gebaseerd op de veronderstelling dat de relatieve zeespiegelstijging van de laatste 10.000 jaar onderbroken is geweest door relatieve zeespiegeldalingen (Landhebungen), tussen 7000–6000 v. Chr., 4000–3000 v. Chr. en omstreeks 1000 v. Chr. Hoewel de curve van SCHÜTTE in Duitsland lange tijd veel aanhangers heeft gehad, moet de curve in haar geheel thans toch als verouderd worden beschouwd. Nieuwere opvattingen, zoals samengevat door HAARNAGEL (1950), zijn niet meer in overeenstemming met de curve van SCHÜTTE.

GODWIN (1941) ging uit van vele gegevens op geologisch, archaeologisch en palynologisch gebied betreffende de Fenlands. Enkele van de praemissen, waarmede hij op grond van deze gegevens de zeestanden construeerde, zijn echter niet geheel juist. Zo nam hij aan, dat de aanwezigheid van *Scrobicularia* of *Cardium* er op wees, dat het betreffende sediment gevormd werd beneden

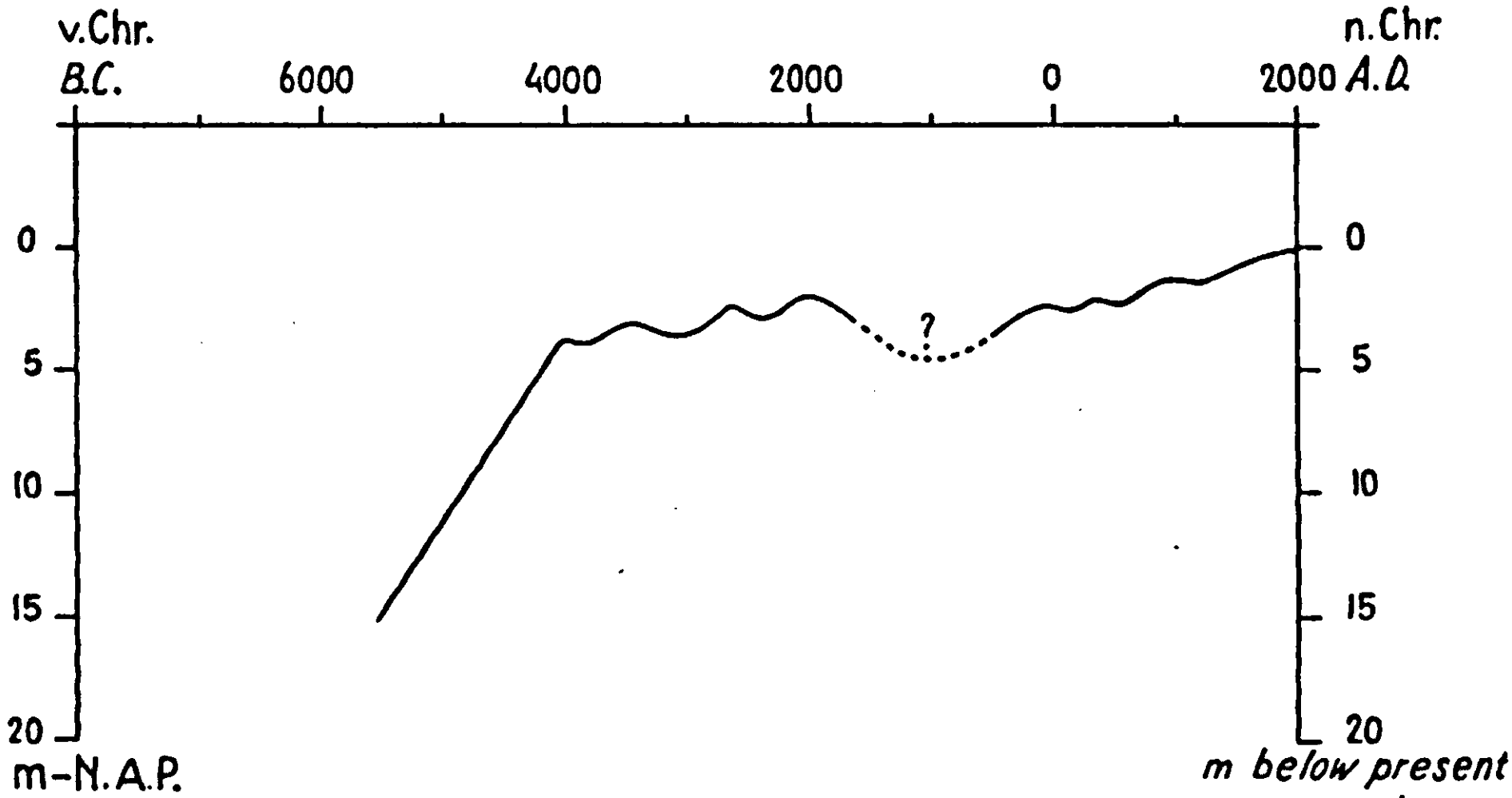


Fig. 1.
Relatieve zeespiegelbeweging in West-Holland, volgens ZWART (1951).
Relative change in sea-level in West-Holland, after Zwart (1951).

laagwater bij dood tij. Dit is niet juist. Zowel *Cardium* (VERWEY, 1952) als *Scrobicularia* kunnen ook boven dit vlak leven. VAN STRAATEN (1951) noemt *Scrobicularia* als een van de mollusken, die in het „Corophiumflat" de structuur van de sedimenten verstoren. Het „Corophiumflat" is het hoogste gedeelte van het wad en ligt tussen halftij en gemiddeld hoogwater. Verder ging GODWIN er van uit, dat hij de klink van de sedimenten en sedentaten, althans met uitzondering van de vertering, mocht verwaarlozen. Een derde praemisse, die zeer dubieus is, heeft betrekking op de geulen die in de Fenlands aanwezig zijn. Ze zijn van verschillende ouderdom, nl. praeboreaal, neolithisch en prae-Romeins. Deze geulen, althans die uit het Neolithicum en van kort voor de Romeinse tijd, kunnen, zoals GODWIN aangeeft, òf als transgressiegeulen òf als erosiegeulen worden beschouwd. GODWIN gaat van de laatste mening uit. Om de zeespiegelstand voor die tijd te berekenen, neemt hij de diepte van de geulen als maat voor de diepste zeestanden. Vergelijkt men de geulen met overeenkomende geulen in Nederland, dan blijkt de overeenkomst met verschillende transgressiegeulen zeer groot. De aanname dat de geulen in de Fenlands regressiegeulen zijn, is dan ook zeer twijfelachtig en daarmede ook de aanname dat de diepte van de geulen een maat zou zijn voor de diepste zeestanden. Al met al blijkt, dat de curve zoals GODWIN die gaf belangrijke correctie behoeft.

NILSSON (1948) maakte gebruik van een groot aantal gegevens uit de literatuur. Daarbij waren onbetrouwbare gegevens, tengevolge waarvan hij te lage zeestanden in het Atlanticum vond. Zo gebruikte hij gegevens over veenmonsters van VERMEER-LOUMAN (1934) uit Beverwijk en Bergen, die kennelijk verspoeld zijn; deze zijn namelijk afkomstig uit het mondingsgebied van het Oer-IJ (GÜRAY, 1951; DE ROO, 1949, 1953). Ook HAARNAGEL (1950) heeft er reeds op gewezen, dat het verloop van het Atlantische gedeelte van de curve van NILSSON niet klopt met zijn gegevens van Noordwest-Duitsland. Hij concludeert eveneens tot hogere zeestanden in het begin van

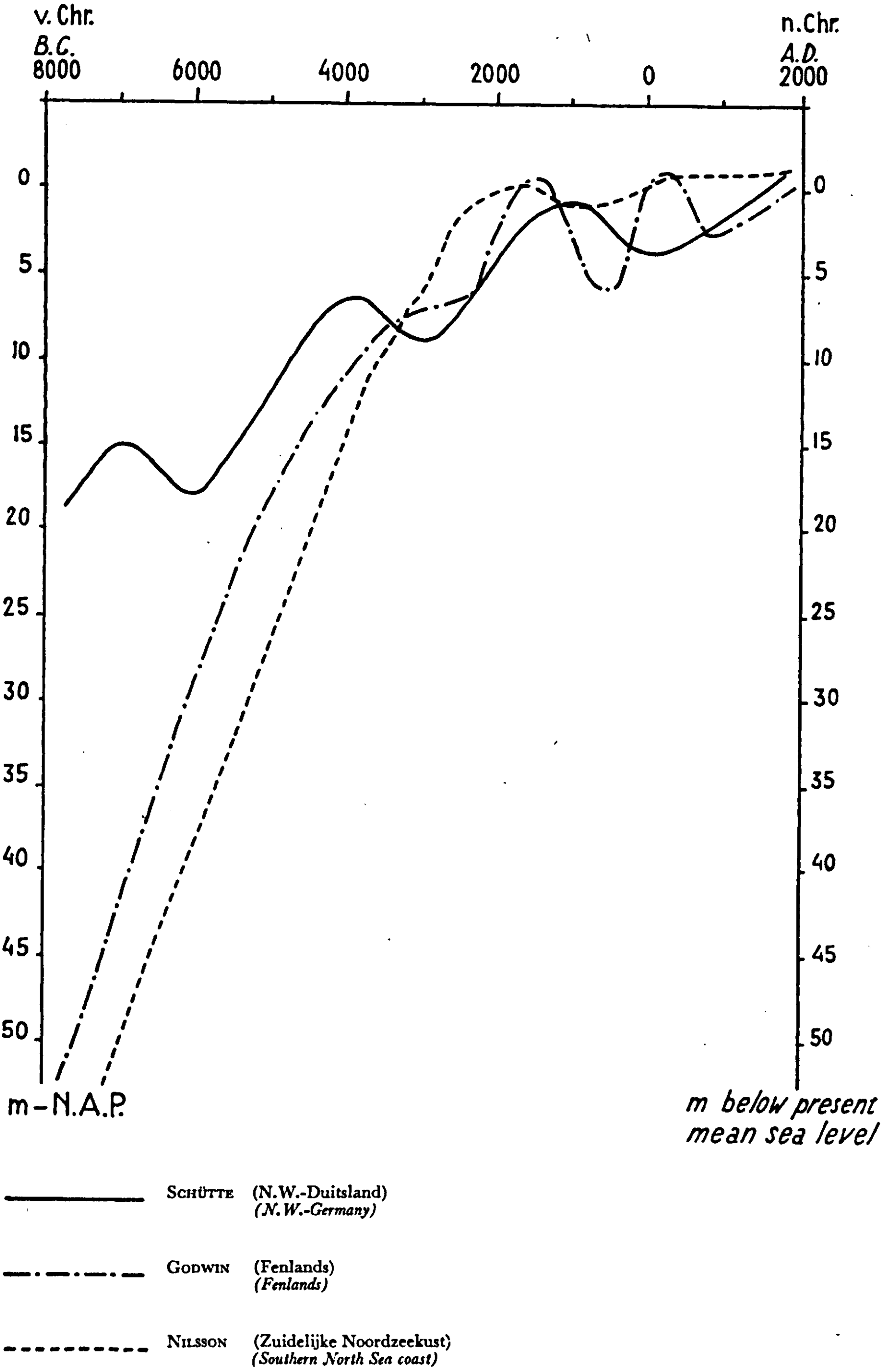


Fig. 2.
Relatieve zeespiegelbeweging volgens SCHÜTTE (1939), GODWIN (1941) en NILSSON (1948).
Relative change in sea-level, after Schütte (1939), Godwin (1941) and Nilsson (1948).

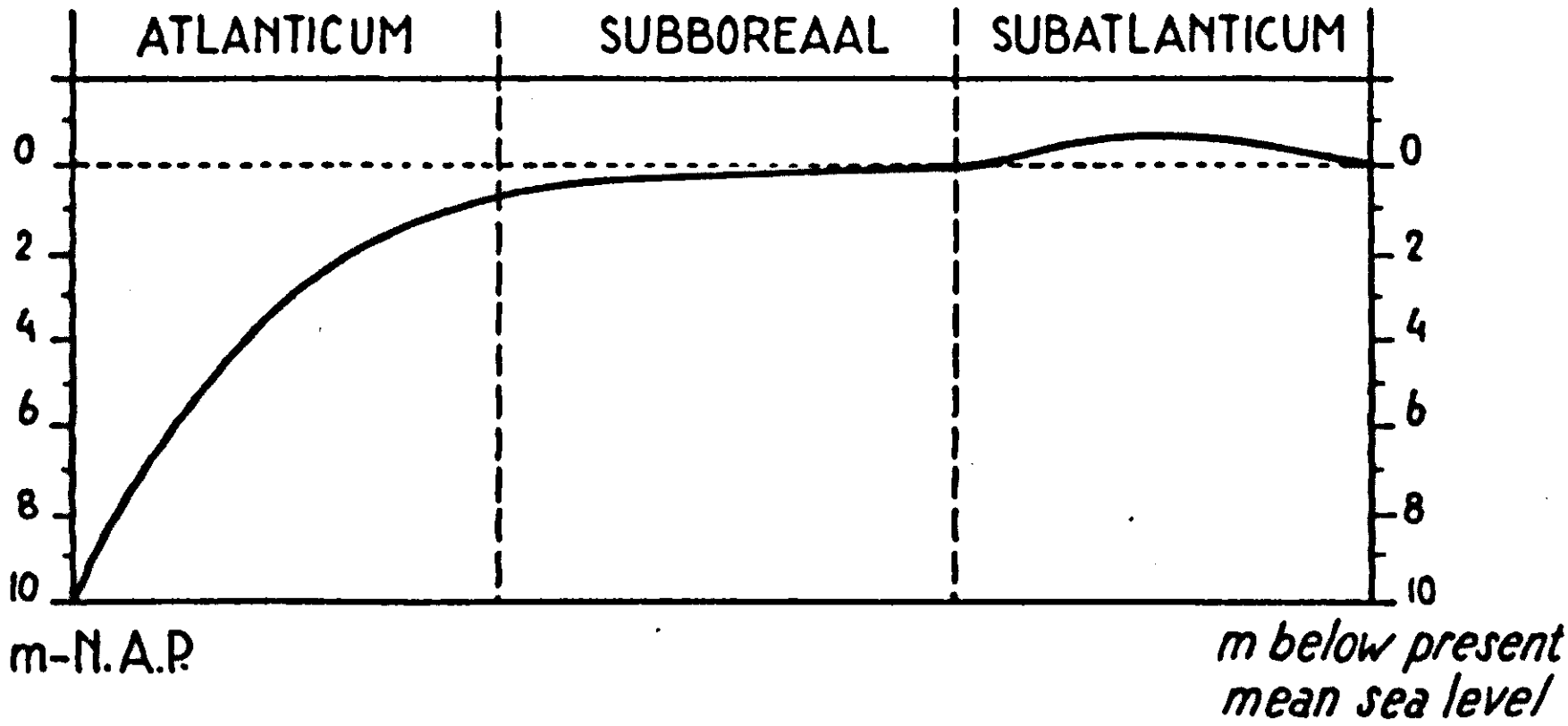


Fig. 3.
Relatieve zeespiegelbeweging in Praestøfjord, naar MIKKELSEN (1949).
Relative change in sea-level in Praestøfjord, after Mikkelsen (1947).

het Atlanticum dan NILSSON. De hogere zeestanden tijdens het begin van het Subboreaal (ongeveer 1 m lager dan thans) berusten op vrij zwakke gegevens; de datering van de hierbij gebruikte kleilaag is zeer dubieus. NILSSON verwaarloost bovendien de klink.

MIKKELSEN (1949) komt bij de studie van de Praestøfjord in Denemarken tot de conclusie, dat de relatieve zeespiegelstijging vanaf het begin van het Atlanticum zeer regelmatig doorgaat. De transgressiephasen van het Atlanticum, die reeds vroeger door IVERSEN (1937) zijn verondersteld, kunnen volgens MIKKELSEN alleen bestaan hebben uit een iets snellere stijging van de zeespiegel in vergelijking tot de geringere stijging tijdens de door IVERSEN veronderstelde regressiephasen en uit een sterkere beweging van het water. De grafiek van MIKKELSEN geeft een langzaam oplopen te zien van de zeespiegel, die in het Subatlanticum zijn maximum bereikt.

In dit verband moet ook het werk van DITTMER (1948) worden genoemd, die de westkust van Sleeswijk-Holstein bespreekt. In tegenstelling tot SCHOTT (1950) komt DITTMER tot de conclusie, dat de aanname van de subboreale regressie niet juist is en hij ziet de relatieve zeespiegelstijging dan ook als een doorgaande, maar langzaam afnemende transgressie.

Uit het voorafgaande blijkt wel hoezeer de meningen over de holocene relatieve zeespiegelstijging, wat betreft de details, uiteenlopen. Daarbij moet er wel op worden gewezen, dat de conclusies uit verschillende gebieden niet in alle opzichten gelijkluidend behoeven te zijn. Er kunnen immers verschillen in absolute bodemdaling bestaan. Ook over dezelfde gebieden bestaan echter verschillende theorieën.

3. LITERATUUR OVER DE ABSOLUTE BODEMDALING

Zoals onder § 1 reeds werd opgemerkt, is het streven om de holocene relatieve zeespiegelrijzing in zijn componenten te ontleden van betrekkelijk recente aard.

KUENEN (1945) neemt voor het Nederlandse kustgebied een werkelijke bodemdaling van 5 cm per eeuw aan. Deze maat berekende hij uit stratigrafische gegevens van TESCH (1937), terwijl hij voorts gegevens ontleende aan de nauwkeurigheidswaterpassingen van omstreeks 1880 en 1930 en uit

peilschaalschaarnemingen. Deze laatste beide gegevens worden in de volgende paragraaf nader besproken, maar rekening houdend met het daar behandelde moet het cijfer van 5 cm per eeuw als een benadering worden beschouwd.

TESCH (1947) kwam tot een geringe bodemdaling. Volgens hem neemt de daling van Breskens tot Petten toe van 0 tot 4 cm per eeuw en van Petten tot Delfzijl af van 4 tot 1 cm per eeuw.

UMBGROVE (1947) heeft het beginsel van de „glacial control" van DALY op de Nederlandse geologie toegepast. DALY (1935) wijst er op, dat in vele kustgebieden van de gehele wereld strandterrassen op ongeveer 6 m boven de zeespiegel worden aangetroffen. Dit zou wijzen op een daling van de zeespiegel van 6 m vergeleken met ongeveer 4000 jaar geleden, toen deze daling een aanvang nam volgens DALY. De redenering van UMBGROVE is nu ongeveer als volgt: Indien er in ons land geen werkelijke bodemdaling was, dan zou het niveau van ongeveer 2000 v. Chr. ongeveer 6 m boven zeeniveau moeten liggen; dat dit niet het geval is, komt door de bodemdaling. Aangezien volgens UMBGROVE in 850 n. Chr. de afzetting van de jonge zeeklei begint, zou op dat moment de daling van de zeespiegel te niet zijn gedaan door de bodemdaling. De zeespiegeldaling van 6 m zou dus gecompenseerd zijn door een bodemdaling in 2850 jaar, hetgeen neerkomt op een werkelijke bodemdaling van 21 cm per eeuw. Deze maat is stellig veel te hoog, zodat de redenering van UMBGROVE onjuist moet zijn, hetgeen ook later in dit geschrift herhaaldelijk zal blijken. Op deze plaats wijzen wij er op, dat UMBGROVE nog een fout gemaakt heeft door de jonge veenafzetting in westelijk Nederland te verwaarlozen. Had hij deze 4 m meegeteld, dan was hij zelfs tot een werkelijke bodemdaling van 30 à 35 cm per eeuw gekomen. De terrassentheorie van DALY kan ook geheel anders worden geïnterpreteerd, zoals GODWIN (1943, 1945) b.v. aangeeft voor Engeland. Deze schrijver wijst er op, dat in het Atlanticum een langzame werkelijke stijging van de zeespiegel optrad. In gebieden waar een werkelijke stijging van de bodem opweegt tegen de zeespiegelrijzing ontstaan terrassen. Toen de zeespiegelrijzing later afnam, stegen de terrassen boven de zeespiegel uit (zie verder hoofdst. IV).

De grafiek van VAN DER MEER (1952) is wel een verbetering vergeleken met die van UMBGROVE, maar toch kleven er dezelfde bezwaren aan, zij het in iets mindere mate.

MASCHHAUPT (1948) nam voor het Dollardgebied een grote werkelijke bodemdaling aan (40 cm per eeuw). Deze leidde hij af uit de lage ligging van de oudere Dollardpolders. Hij wees er echter tevens op, dat een deel van deze 40 cm per eeuw op rekening kan komen van toegenomen verschillen tussen eb en vloed, tengevolge van de voortgaande inpoldering en verkleining van de Dollardboezem. Naar onze mening moet in de oudere Dollardpolders bovendien rekening worden gehouden met inklinking van de ondergrond, waarin veen en slappe kleilagen aanwezig zijn. MASCHHAUPT houdt wel rekening met de klink van de bovenste meter, maar verwaarloost de samenpersing van de slappe ondergrond. Naar onze mening bestaat er geen reden, het Dollardgebied als een gebied met een bijzondere werkelijke bodemdaling te zien. Wil men dit quantitatief nagaan, dan zal allereerst een onderzoek naar de klink van de ondergrond moeten worden ingesteld en een deskundig oordeel over de toegenomen amplitude van de getijden moeten worden verkregen. Ook kan MASCHHAUPT's voorstel worden gevolgd, om de bodem-

daling vast te stellen met behulp van herhaalde directe metingen van in de diepere vaste ondergrond gefundeerde hoogtemerken.

ZWART (1951) meende door vergelijking van gegevens uit Denemarken met die van Nederland tot een werkelijke bodemdaling van 9 cm per eeuw te kunnen besluiten. Hij gebruikte hiervoor o.a. de gegevens van MIKKELSEN (1949), die voor de Praestøfjord een relatieve zeespiegelstijging in het Atlanticum van 9 m vond. Door dit bedrag te combineren met de gegevens uit een vroeger onderzoek van JESSEN (1928) meende hij te mogen concluderen tot een werkelijke zeespiegelstijging van 10 m tijdens het Atlanticum. Deze combinatie is echter niet geoorloofd. Dit blijkt ook wel uit MIKKELSEN's studie, waarin hij, om de absolute zeespiegelstijging te weten te komen, het nodig oordeelt om de Praestøfjord met Nederland te vergelijken. Hij neemt daarbij aan, dat de werkelijke bodemdaling sinds het begin van het Atlanticum in Nederland nihil is (met een stijging in het Atlanticum en een daling in het Subatlanticum). De 9 cm per eeuw, welke ZWART aangeeft, is dan ook niet op redelijke wijze gemotiveerd.

4. ONDERZOEKINGEN VAN DE RECENTE BODEMDALING MET BEHULP VAN DIVERSE METINGEN

Van verschillende zijden is getracht het vraagstuk van de bodemdaling te benaderen met behulp van waarnemingen aan peilschalen en door vergelijking van nauwkeurigheidswaterpassingen. Deze onderzoekingen hebben uiteraard slechts betrekking op verschijnselen van zeer recente aard. Voor de oudere literatuur over de interpretatie van peilschaalwaarnemingen in Nederland wordt verwezen naar ESCHER (1940).

KUENEN heeft in 1945 een grafiek gepubliceerd, waarin het verloop van het zeeniveau aan onze kust in afgevlakte vijfjaarsgemiddelden werd weergegeven. Uit deze grafiek blijkt, dat van 1860–1880 de relatieve zeespiegelstijging 35 cm per eeuw zou hebben bedragen. Tot 1890 constateert KUENEN een geringe daling. Van 1890 tot 1915 is de stijging sterk, nl. 30 à 35 cm per eeuw. Tussen 1915 en 1940 zou de stijging gering zijn geweest.

Ook uit de grafiek, die door VAN VEEN (1945) over de daling van de N.A.P.-stenen te Amsterdam is gemaakt, blijkt, dat de zeespiegelstijging niet regelmatig verloopt. Uit deze grafiek blijkt een geringe zeespiegelstijging tussen 1700 en 1850, daarna een sterkere van 1850 tot 1930. Hierbij kunnen ook plaatselijke factoren een rol hebben gespeeld. VAN VEEN wees er in zijn artikel ook op, dat de peilschaalwaarnemingen niet zonder meer geschikt zijn te achten als grondslag voor de vaststelling van de bodemdaling. Het N.A.P.-vlak van deze peilschalen is nl. herhaaldelijk gecorrigeerd en deze correcties zijn vaak niet meer te achterhalen. Dit betekent, dat men bij een kustgedeelte, dat niet daalde of steeg ten opzichte van de zeespiegel, toch uit de peilschaalgegevens een relatieve bodemdaling zou kunnen afleiden, doordat het N.A.P.-vlak van de peilschaal in de loop der tijden door correcties omlaag gebracht kan zijn. Met deze kennis gewapend werden door SAARLOOS de peilschaalwaarnemingen opnieuw bewerkt. Naar aanleiding hiervan verscheen een artikel van zijn hand met de veelzeggende titel „De geringe nauwkeurigheid van het bodemdalingsgetal ten opzichte van het zeeniveau, afgeleid uit de aflezingen op de Nederlandse kustpeilschalen en de methoden om daarin verbetering te brengen" (SAARLOOS, 1951). Toch kwam hij nog wel tot enige conclusies ten aanzien van de relatieve bodemdaling. Voor zover kan worden nagegaan, is er ter plaatse van de onderzochte peilschalen

inderdaad sprake van relatieve bodemdaling, inbegrepen bodemklink, maar het bedrag hiervoor blijkt minder dan 10 cm per eeuw te bedragen. Gezien de uitkomsten van die peilschalen, waarop gedurende meer dan 100 jaren de zeestanden zijn waargenomen, zal dit bedrag tussen 6 en 10 cm liggen. Verder werd voor het tijdvak 1890–1915 een snelle stijging van het zeeniveau geconstateerd, terwijl voor het tijdvak 1915–1930 een stilstand of lichte daling van het zeeniveau werd waargenomen. Vergelijkt men deze gegevens met de ongecorrigeerde gegevens van KUENEN, dan blijkt het gemiddelde iets lager te liggen dan KUENEN meende. De gegevens over de genoemde tijdvakken 1890–1915 en 1915–1930 van SAARLOOS en KUENEN dekken elkaar echter goed. Ook de gegevens van VAN VEEN van Amsterdam over het tijdvak 1890–1915 zijn er mede in overeenstemming. Men kan dus overeenstemming constateren betreffende het feit, dat de zeespiegelstijging na 1850 in grote lijn weer is toegenomen.

Ook buiten Nederland heeft de tegenwoordige zeespiegelstijging sterk de aandacht getrokken en men interpreteert deze als absolute zeespiegelstijging. GUTENBERG (1941) berekende nl. uit de gegevens van 71 over de gehele wereld verspreide peilschalen een zeespiegelstijging van 11 à 12 cm per eeuw over de periode 1880–1930.

KUENEN (1945) heeft deze uitkomst van GUTENBERG vergeleken met de door hem uit de Nederlandse peilschaalwaarnemingen afgeleide zeespiegelrijzing van circa 16 à 17 cm per eeuw, over hetzelfde tijdvak gerekend. Het verschil, 5 cm per eeuw, schrijft hij toe aan de absolute bodemdaling, zoals in de vorige paragraaf is opgemerkt. Aan dit cijfer kleven onnauwkeurigheden, doordat beide reeksen waarnemingen op zichzelf onnauwkeurig zijn en bovendien het verschil bepaald wordt. Hoewel het cijfer van KUENEN lager is dan cijfers van andere schrijvers, zal in hoofdstuk II blijken, dat het naar onze mening mogelijk nog iets te hoog is.

Alle schrijvers over de verklaring van de zeespiegelbewegingen, waaronder KUENEN (1945), baseren zich op de gedragingen van het landijs, dus op de theorie van de „glacial control" van DALY. De ijsmassa's aan de polen en de gebergtegletschers binden een wisselende hoeveelheid water in de vorm van ijs. Berekeningen van THORARINSSON (1940) en van TISON (1953) laten zien, dat de afsmelting van de gletschers buiten de Zuidpool en het accumulatiegebied in Groenland reeds een zeespiegelstijging van ongeveer 0,5 mm per jaar moet geven (op een totale zeespiegelstijging van 1 mm per jaar). Dit wijst er op, dat het Zuidpoolijs en het ijs in de kern van Groenland – qua oppervlak tezamen $^{29}/_{30}$ van de totale wereldgletschers – naar verhouding veel minder bijdraagt tot de zeespiegelstijging (AHLMANN, 1948). De afsmelting van de gletschers en de zeespiegelstijging beginnen omstreeks 1850 en nemen vooral in het begin van de 19e eeuw sterk toe (zie ook KUENEN, 1945). Het gaat bij de zeespiegelstijging om bedragen van 1 à 2 mm per jaar (GUTENBERG, 1941; VALENTIN, 1953). De oorzaak van de afsmelting van de gletschers is een geringe wijziging in het klimaat, die volgens WAGNER (1940), BROOKS (1949), PETTERSEN (1949), LYSGAARD (1949) en anderen omschreven kan worden als een overgang naar een klimaat met een toegenomen luchtcirculatie, waarbij dan vooral aan meridionale luchtcirculatie moet worden gedacht. Deze klimaatverandering begon omstreeks 1800 en werd aan het einde van de 19e eeuw duidelijk merkbaar. Na 1940 begint zich echter weer een tendenz in tegengestelde richting te ontwikkelen. Het is echter mogelijk dat deze van voorbijgaande aard is. Deze klimaatverandering

speelt een belangrijke rol in ons betoog in hoofdstuk V.

Over de oorzaak van deze klimaatverandering, die zich behalve in de gedragingen van de gletschers ook in tal van andere verschijnselen uit, bestaan zeer uiteenlopende en slechts vage meningen.

De resultaten van de vergelijking van de nauwkeurigheidswaterpassingen van omstreeks 1880 en omstreeks 1930 zijn ons slechts bekend uit voorlopige publicaties. Zo vermeldt ESCHER (1940) en ook KUENEN (1941), dat Amsterdam 5 cm per eeuw daalt ten opzichte van Maastricht. FABER (1942) vermeldt, dat Noord-Nederland ca 20 cm per eeuw zakt ten opzichte van Zuid-Nederland. In dit cijfer is behalve de absolute bodemdaling echter ook de inklinking van de gronden begrepen. Tot op heden heeft de vergelijking van de nauwkeurigheidswaterpassingen ons inziens nog geen concrete bijdrage tot het vraagstuk van de absolute bodemdaling van ons kustgebied geleverd.

5. LITERATUUR OVER DE INKLINKING

Aangezien kort geleden een samenvattende bespreking over de betekenis van de inklinking voor het vraagstuk van de kwartaire niveauveranderingen is verschenen (BENNEMA, GEUZE, SMITS en WIGGERS, in druk), behoeft op deze plaats slechts weinig over dit onderwerp te worden gezegd.

De inklinking is een gevolg van de samenpersing of compactie van de grond, met inbegrip van de ondergrond. Deze compactie kan optreden tengevolge van een wijziging in de hydrologische omstandigheden, b.v. een verlaging van de grondwaterspiegel, ook wel tengevolge van het eigen gewicht van de grondmassa's (als functie van de tijd) en tenslotte door het aangroeien van de druk van de bodemlagen (sedimentatie en sedentatie).

Men ziet in het lage deel van Nederland overal de klink als gevolg van ontwatering van gronden met een slappe ondergrond. Zo ligt het westelijke veenlandschap thans plaatselijk op ongeveer 2 m – N.A.P., hoewel het bij de ontginning in de middeleeuwen ongeveer op N.A.P. moet hebben gelegen. Een zeer grote inklinking vindt men plaatselijk in de IJpolders, waar in de oude met veenslik opgevulde geul van het Oer-IJ een inklinking van ca 2,5 m in 75 jaar werd gemeten. Buiten deze geul bedraagt de inklinking van de IJpolders in hetzelfde tijdvak 1 à 1,5 m.

Hoewel de inklinking groot kan zijn, werden in het verleden ook wel te grote bedragen genoemd, o.a. door HUIZINGA (1940). Zo meende deze, dat holocene veenlagen te Rotterdam door inklinking ongeveer 95 % van hun dikte verloren hadden, anders gezegd nog slechts ongeveer $^1/_{20}$ van hun oorspronkelijke dikte hadden bewaard. Naar uit onze onderzoekingen blijkt, kan de inklinking van veenlagen in de ondergrond maximaal 85 à 90 % bedragen, d.w.z. de oorspronkelijke dikte van de veenlaag is door de inklinking tot $^1/_7$–$^1/_{10}$ teruggebracht.

Blijkens het reeds geciteerde rapport is de bijdrage van de verschillende lagen in het profiel tot de totale inklinking in sterke mate afhankelijk van de gehalten aan lutum en organische stof. Gronden met hoge gehalten aan lutum (minerale delen $< 2\ \mu$) en/of organische stof klinken sterk in. Kleigronden met een lutumgehalte van 30 à 35 % in het IJsselmeer klinken na de drooglegging, voor zover het de bovenste lagen betreft, in 100 jaar ongeveer de helft in. Bij een lager lutumgehalte (ca 20 %) is dit ongeveer 25 % van hun oorspronkelijke dikte.

Wil men nagaan in welke mate de hoogteligging van een bepaald niveau in het profiel door inklinking is beïnvloed, dan dient men nog te onder-

scheiden welk gedeelte van de inklinking van de er onder liggende lagen reeds heeft plaatsgevonden vóór de vorming van dit niveau en welk gedeelte na de vorming nog optrad. Vooral bij afzettingen, die vrij hoog boven de gemiddelde waterspiegel worden gevormd (hoge kwelders, kwelderwallen, oeverwallen, strandwallen en strandvlakten), zal de inklinking vóór de vorming van een bepaald niveau belangrijk zijn, vergeleken met die na de vorming er van.

Bij zavelige hoge kwelders, kwelderwallen en oeverwallen, die ook in de ondergrond zavelig of zandig zijn, zal de oorspronkelijke hoogteligging niet meer dan 10 à 30 cm hoger zijn geweest dan de huidige. Bij kleiige kwelders met een kleilaag van 1 m en een zavelige of zandige ondergrond is dit bedrag 30 à 40 cm. Als in de ondergrond klei- of veenlagen voorkomen, kan men op grotere bedragen rekenen, afhankelijk van de profielopbouw en de snelheid, waarmee de verschillende lagen zijn gevormd. De hoogteligging van een niveau, dat onder of vlak boven het grondwater is ontstaan, kan na de vorming in veel sterkere mate door de inklinking veranderen. In West-Nederland komen wel niveau's in de bodemprofielen voor, die door samenpersing van de er onder liggende grondlagen thans 3 à 4 m lager liggen dan tijdens hun ontstaan.

In het vervolg van dit geschrift zal herhaaldelijk van de hier behandelde inzichten gebruik worden gemaakt bij de reconstructie van de oorspronkelijke hoogteligging van oude niveau's.

II. DE ABSOLUTE BODEMDALING IN WEST-NEDERLAND

Hoewel de relatieve zeespiegelstijging ongetwijfeld voor Nederland belangrijker is dan de afzonderlijke componenten, de absolute zeespiegelstijging en de absolute bodemdaling, is het toch gewenst beide afzonderlijk te bespreken.

De studie van de absolute bodemdaling wordt bemoeilijkt door de klink. Men kan de klink bij zijn waarnemingen zoveel mogelijk uitschakelen door zoveel mogelijk zandige profielen in beschouwing te nemen. Voor zover men deze moeilijkheid niet kan omzeilen, zal de klink verrekend moeten worden.

Zoals in hoofdstuk I werd besproken, leidde KUENEN (1945) uit de diepteligging van de oudere afzettingen een bodemdaling af van ongeveer 5 cm per eeuw, terwijl TESCH (1947) tot wat kleinere waarden kwam. Volgens hem neemt de daling van Breskens tot Petten toe van 0 tot 4 cm en van Petten tot Delfzijl af van 4 tot 1 cm per eeuw.

Beziet men de diepteligging van het Icénien, zoals deze uit het geologisch profiel langs de Nederlandse kust van PANNEKOEK en REINHOLD (1949) blijkt, dan ziet men hoe deze afzetting van Breskens naar Petten zakt van ongeveer 0 m tot 250 m – N.A.P., terwijl hij in het gebied van de Zuidhollandse eilanden op ongeveer 100 m – N.A.P. ligt. Hieruit kan men ruwweg de door TESCH (1937) genoemde 0 tot 4 cm berekenen. Wel zijn er nog enkele onzekere factoren. Het betreft hier nl. zeeafzettingen, dus het zeeniveau lag hoger dan de top van deze zeeafzettingen. Bovendien heeft het zeeniveau mogelijk in die tijd een iets andere absolute stand gehad.

Een ander aanknopingspunt kan men vinden in het Eemien, dat ongeveer

150.000 jaar geleden gevormd werd. De kust van de Eemzee bevond zich o.a. ongeveer in het gebied van de tegenwoordige duinstreek tussen Haarlem en Noordwijk. De strandafzettingen beginnen ongeveer op een diepte van 20 m – N.A.P., zoals b.v. blijkt uit een raai, gepubliceerd in een rapport van de Amsterdamse Waterleiding (Rapport, 1940). Men zou hieruit kunnen besluiten, dat de bodemdaling in de laatste 150.000 jaar 1 cm per eeuw is geweest, ware het niet, dat het absolute zeeniveau in de tijd van de grootste uitbreiding van de Eemzee mogelijk anders was dan tegenwoordig. Uit de schelpenfauna van het Eemien wordt door VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1950) met enige voorzichtigheid de conclusie getrokken, dat het Eemien waarschijnlijk iets warmer was dan de tijd waarin wij nu leven. Dit zou een aanwijzing zijn, dat de zee toen ook iets hoger gestaan moet hebben.

Neemt men de hoogteligging van de Eemterrassen, die 15 à 20 m boven het zeeniveau liggen (DALY, 1935; ZEUNER, 1952), als maatstaf voor de zeestand in het Eemien, dan vindt men een bodemdaling van ongeveer $2\frac{1}{2}$ cm per eeuw sinds die tijd, hetgeen in goede overeenstemming is met de bodemdaling die men uit het Icénien kan berekenen. We willen dit bedrag dan ook als het juiste aannemen.

Meer naar het noorden, in Noord-Holland, ligt de bovenkant van het Eemien vaak wat lager. Men is hier echter wat verder van de kust van de Eemzee verwijderd, zodat dit nog niet behoeft te betekenen, dat de bodemdaling hier groter is. Dit zou echter wel het geval kunnen zijn, maar maximaal slechts 1 cm. Buiten het besproken gebied ligt het Eemien plaatselijk wel wat hoger, o.a. aan de westrand van de Gelderse vallei (VERMEER-LOUMAN, 1934). Dit duidt waarschijnlijk op een klein verschil in bodemdaling en wel van maximaal $\frac{1}{2}$ à 1 cm per eeuw.

Eenzelfde verschil vindt men bij de beschouwing van de diepteligging van het Needien. VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1953) geven aan, dat deze afzetting, althans de fluviatiele vorm er van, van de jongere afzettingen te onderscheiden is aan het voorkomen van *Azolla filiculoides* (LAM.). Uit een door hen gepubliceerd kaartje over de diepten, waarop *Azolla filiculoides* is gevonden, blijkt dat deze rond de Utrechtse Heuvelrug tot hoger in het profiel voorkomt dan meer westelijk. Dit duidt ook op verschillen in bodemdaling van maximaal $\frac{1}{2}$ à 1 cm per eeuw sinds het Needien tussen de Utrechtse Heuvelrug met omgeving en het gebied ten westen er van, waar men zich in de Centrale Slenk bevindt.

Aan de hand van deze gegevens mogen wij voor Holland in zijn geheel als gemiddelde voor de laatste 150.000 jaar op kleine dalingsgetallen van ca $2\frac{1}{2}$ cm per eeuw rekenen.

Behalve uit het Eemien kan men ook iets over de bodemdaling trachten te weten te komen via het verloop van het fluviatiele Laagterras. Door BENNEMA en PONS (1952) werd de diepteligging van dit terras in West-Nederland besproken. De bovenkant van deze afzettingen blijkt met een verval van 25 cm per km van het oosten naar het westen te hellen. Van verschillen in bodemdaling blijkt hier niet veel. Hieruit volgt, dat de bodemdaling van West-Nederland waarschijnlijk niet groot is. Wel helt het terras iets naar het noorden. Trekt men hoogtelijnen, die de gemiddelde hoogteligging aangeven, door het gebied van de Alblasser-, Lopiker- en Krimpenerwaard, dan blijken deze niet precies zuid–noord te lopen; zij wijken iets in noordnoordoostelijke richting af. Het is niet onmogelijk, dat men dit verschijnsel moet wijten aan een iets grotere bodemdaling van het noordelijke gedeelte, een

daling, die dan waarschijnlijk in het grootste gedeelte van de kuststreek ook optreedt. Groot zijn de verschillen in daling echter niet. Als conclusie uit de ligging van het Laagterras volgt, dat in de laatste 10.000 jaar de absolute bodemdaling gering is geweest.

Wil men een grotere huidige bodemdaling dan hier boven werd afgeleid aannemen, dan zou men zijn toevlucht moeten nemen tot geologische dalingen van zeer korte duur, waarvoor echter op het ogenblik nog geen argumenten te vinden zijn.

Een gemiddelde bodemdaling van ca 2½ cm per eeuw voor de Hollandse kuststreek lijkt dan ook de meest aannemelijke. Meer naar het zuiden neemt deze langzamerhand af, tot 0 in Zeeland, terwijl in Friesland en Groningen het bedrag niet veel van 2½ cm per eeuw zal afwijken.

III. DE RELATIEVE ZEESPIEGELSTIJGING IN HET NEDERLANDSE KUSTGEBIED

1. DE RELATIEVE ZEESPIEGELSTIJGING GEDURENDE DE POST-GLACIALE TIJD TOT AAN DE SEDIMENTATIE VAN DE OUDE ZEEKLEI

Algemeen wordt aangenomen, dat tijdens de laatste ijstijd de zee belangrijk lager stond dan thans. Vaak worden bedragen van 75 à 100 m genoemd. Wil men de relatieve zeespiegelstijging voor West-Nederland berekenen, dan moet deze 75 à 100 m nog vermeerderd worden met een bedrag voor de absolute bodemdaling, dat echter blijkens het vorige hoofdstuk klein is, niet meer dan ongeveer 5 m voor de laatste 20.000 jaar.

Uit de Westnederlandse gegevens kan een lage stand van de zee tijdens de laatste ijstijd worden afgeleid. Hoe laag deze geweest is, onttrekt zich echter nog aan onze directe waarneming, zoals wij hieronder zullen zien.

Uit de diepteligging en het verhang van de rivierafzettingen aan het einde van het Würm is te concluderen, dat de zeestand laag was; immers de bovenkant van deze afzettingen ligt bij Rotterdam al op 15 m – N.A.P. en helt verder naar het westen met een verval van 25 cm per km (Bennema en Pons, 1952). Neemt men aan, dat het mondingsgebied in het Nauw van Calais lag, dan kan men uit deze gegevens ongeveer een zeestand van 60 m – N.A.P. afleiden aan het einde van de vorming van het Laagterras. Hierbij is er van uitgegaan, dat het verhang naar zee af zal nemen. De aanname dat de rivier in het Nauw van Calais uitmondde is echter hypothetisch. De mogelijkheid bestaat, dat het mondingsgebied dichter bij Nederland lag, dus reeds voor het Nauw van Calais, of verder van Nederland, dus voorbij het Nauw van Calais, terwijl het ook niet uitgesloten is dat de rivier naar het noorden afwaterde.

Door Erdtman (1925), Vermeer-Louman (1934), Godwin (1941), Nilsson (1948) en anderen werden conclusies getrokken uit het voorkomen van veen in het Noordzeegebied. Zowel bij de Engelse kust als bij de Doggersbank komt veen voor, dat kort na het einde van het Würm is ontstaan. De diepste plekken gaan tot ca 50 m onder het huidige zeepeil. In dit veen komt soms berkenschors voor, terwijl ook geregeld varen- en sphagnumsporen optreden. De groei van een dergelijk terrestrisch veen begint, als het grond-

water het maaiveld bereikt of reeds daarvoor. Nu zal het grondwater zeker niet lager staan dan de zeespiegel (althans in een humied klimaat) en wij mogen dan ook zeggen, dat tijdens de aanvang van de veengroei op een bepaald punt de zeespiegel lager lag dan die plaats. Hoeveel lager is in het algemeen niet te zeggen; dat is afhankelijk van de ontwateringstoestand en de afstand tot de zee. Wel kan men verwachten dat de veenvorming in een vrij vlak landschap zich snel zal uitbreiden tegen de tijd dat de zee het gebied nadert.

Uit de gegevens van het veen in het Noordzeegebied leidde GODWIN (1943) af, dat de zee aan het einde van het Laatglaciaal of in het begin van het Praeboreaal dieper dan 52 m stond. In zijn curve geeft hij 55 à 60 m aan. Voor het begin van het Boreaal komt hij tot een zeestand van ongeveer 40 m – N.A.P. Beschouwt men de gegevens van het veen in het Noordzeegebied, dan lijken deze conclusies inderdaad gerechtvaardigd. Wel moet er nog enige reserve in acht worden genomen ten aanzien van het feit, dat slechts losse stukken veen palynologisch werden onderzocht; deze kunnen eventueel verspoeld zijn. Dat dit veen over grote oppervlakten regelmatig schijnt voor te komen (VERMEER-LOUMAN, 1934), pleit er echter wel voor dat het autochthoon is.

De door GODWIN afgeleide zeestanden zijn tevens goed verenigbaar met de mening, dat de zeestand tijdens het maximum van de laatste ijstijd ongeveer 100 m – N.A.P. is geweest. Immers in de laatste phase van het Würmglaciaal had het ijs zich reeds uit Noord-Duitsland tot in Zweden teruggetrokken. Neemt men voor deze tijd een stand van 50 of 60 m – N.A.P. van het zeeniveau aan, dan moet dit bedrag tijdens de grootste uitbreiding van het ijs nog belangrijk hoger zijn geweest.

In het Praeboreaal is de zee ons land nog niet binnengedrongen, in het latere Boreaal waarschijnlijk wel, maar alleen op de allerlaagste punten. Van de boreale zeeklei is echter nog niets bekend. Voor de bepaling van het zeeniveau in de overgangstijd tussen Praeboreaal en Boreaal en van die in de overgangstijd tussen Boreaal en Atlanticum in West-Nederland moeten wij dus onze voornaamste bron van informatie nog steeds zoeken in het voorkomen van veen uit deze overgangsperioden. Hierbij kunnen wij weer van de praemisse uitgaan, dat bij groei van veen op zand de zeestand bij de aanvang van die veengroei dieper ligt dan de hoogteligging van het zand. Deze werkwijze vereist echter òf vele boringen, die pollenanalytisch onderzocht zijn, òf een speciaal voor dit doel opgezet onderzoek. Wil men aan de hand van de weinige pollenanalytisch onderzochte boringen de standen van de zee in de verschillende perioden vaststellen, dan komt men er met deze praemisse alleen niet geheel. Men zal ook de palynologische grenzen van de veenlaag (dus niet alleen die, welke precies op de grens zand–veen vallen) in aanmerking moeten nemen. Hierbij heeft men echter rekening te houden met de klink.

De grenzen die men in het veen vindt, liggen, doordat de veenlagen worden samengeperst, vaak niet meer op de oorspronkelijke hoogte. Niet altijd is aan deze klink de nodige aandacht besteed. Zo gaat GODWIN (1941) bij het samenstellen van de relatieve dalingscurve voor de Fenlands in Oost-Engeland van de veronderstelling uit, dat veen wel inteert door ontwatering, maar dat het niet klinkt tengevolge van samenpersing (zie ook hoofdstuk I, § 2). Ook bij zijn studie van het veen rond de Noordzee (GODWIN, 1945) gaat hij van deze foutieve praemisse uit. NILSSON (1948) verrekent de klink ook niet

geheel. ZWART (1951) staat wel uitvoerig stil bij de klink van de wadsedimenten, die in West-Nederland op het veen-op-grotere-diepte zijn afgezet, de klink van het veen-op-grotere-diepte wordt door hem echter gedeeltelijk verwaarloosd. Hij gaat nl. bij de berekening van de relatieve bodemdaling in het Atlanticum uit van de volgende veronderstelling: De dikte van een marien sediment, dat niet veel in aard verschilt en ligt op terrestrische afzettingen, is een goede maat voor de zeespiegelstijging gedurende de tijd dat het afgezet werd. Hierbij moet echter vermeld worden, dat dit niet geldt als deze sedimenten op veen zijn afgezet, ook al is dit terrestrisch veen. In het door ZWART beschouwde geval komt er echter wel veen onder de mariene afzettingen voor en gaat zijn regel dus niet op. De fout, die door ZWART hierbij wordt gemaakt, is echter niet zo heel groot, zoals wij zullen zien. Dit komt doordat hij later de zeeklei als maat voor de zeestijging gedurende het gehele Atlanticum neemt en niet alleen voor de tijd, waarin deze sedimenten werkelijk werden afgezet, nl. slechts een deel van het Atlanticum. De twee gemaakte fouten heffen elkaar goeddeels op.

Bij de voorgaande bespreking over het veen in het Noordzeegebied werd de klink ook verwaarloosd; ons inziens speelt dat echter in dit geval geen belangrijke rol daar de gegevens slechts benaderend waren.

Gaan wij speuren naar zeer diepe palynologisch bewerkte boringen om iets te weten te komen over de zeestand tijdens de overgang van het Praeboreaal naar het Boreaal, dan komen wij terecht bij enkele gegevens van VERMEER-LOUMAN. Hierbij moet men bedenken, dat deze gegevens meest afkomstig zijn van pulsmonsters en dus vaak niet helemaal betrouwbaar zijn (FLORSCHÜTZ, 1944). De diepste ligging van het veen-op-grotere-diepte werd op Schouwen aangetroffen. Hier komt een veenlaag van 11 cm dikte op 37,20 m – N.A.P. voor. Veel invloed van de klink van het veen heeft men hier niet te duchten, daar het laagje maar dun is. Hoogstens heeft de bovenkant vroeger op 36,50 m – N.A.P. gelegen. In het pulsmonster, dat VERMEER-LOUMAN onderzocht, blijkt, dat *Alnus*, *Quercus* en *Tilia* reeds naast *Pinus* aanwezig waren, al overheerste *Pinus* nog vrij sterk. Hieruit blijkt in elk geval, dat de bovenkant van het veenlaagje reeds in het begin van het Boreaal aanwezig was. Daar het hier een pulsmonster betreft, kan de bovenkant ook nog wel jonger zijn, maar in elk geval niet ouder. VERMEER-LOUMAN deelt ook mede, dat in het veen o.a. een *Hypnum*-bladrest, kurkschors en *Menyanthes*-zaden werden gevonden, hetgeen op een veenvegetatie wijst, die ongeveer op het niveau van de grondwaterspiegel groeide. Uit deze gegevens blijkt, dat in het begin van het Boreaal de zeestand nog iets lager was dan 36,50 m – N.A.P. (zie ook GODWIN, 1943 en NILSSON, 1948). Zou deze veenlaag niet autochthoon zijn, dan is de getrokken conclusie ongemotiveerd. Hij past echter goed in het totale beeld van het Noordzeegebied.

Een andere vrij diepe ligging van het veen-op-grotere-diepte werd in Bergen (11) gevonden: 23,60–23,70 – N.A.P. VERMEER-LOUMAN zegt hier echter van, dat de nauwkeurige ligging van dit veen haar niet bekend is en dat het misschien een stuk verspoeld veen is. Uit latere publicaties, nl. die van GÜRAY (1951) en van DE ROO (1953), blijkt, dat in dit gebied een diepe geul uit het Subboreaal moet hebben gelopen (Oer-IJ), zodat inderdaad aangenomen moet worden dat het veen verspoeld is. We willen daarom de gegevens van deze boring niet in onze beschouwingen opnemen.

Voor de grens Boreaal–Atlanticum staat iets meer materiaal ter beschikking. Ook zeggen deze gegevens iets meer over de stand van de zeespiegel,

daar de zee dichterbij lag en daardoor een beter verband gelegd kan worden tussen de hoogteligging van het veenlandschap en de zeespiegel.

Uit de Noordoostpolder (MULLER en VAN RAADSHOVEN, 1947) worden boringen vermeld, waarin nog geen boreale periode in het veen-op-grotere-diepte is aan te wijzen. Het zand ligt hier op 9,00 m – N.A.P. Ook in het veen bij Hembrug, dat door VERMEER-LOUMAN (1934) werd onderzocht, komt op het zand nog geen boreaal veen voor. Het zand ligt hier op 12,50 m – N.A.P. Wij kunnen dus zeggen, dat het zeeniveau in het begin van het Atlanticum zeker lager lag dan 12,50 m – N.A.P., waarschijnlijk wel 1 meter of meer.

Van het veen-op-grotere-diepte in de tunnelput van Velsen publiceerde FLORSCHÜTZ (1944)een pollendiagram. Dit veen ligt op ongeveer 16,50 m – N.A.P. FLORSCHÜTZ zegt van het diagram het volgende: „De grens Boreaal–Atlanticum kan ongeveer in het midden van het veen-op-grotere-diepte vermoed worden. Bij 16,65 m – N.A.P. ruimt *Pinus* definitief het veld voor de bomen, die hogere eisen aan het klimaat stellen." Dieper dan 16,65 m – N.A.P. blijkt nog een laag van circa 11 cm voor te komen, bestaande uit venige klei, klei en iets veen. Deze laag ligt op dekzand. Zoals in het volgende hoofdstuk zal worden betoogd, kan men aannemen, dat de veenlaag oorspronkelijk ca 4 à 8 maal zo dik is geweest. De 11 cm kan dus 44 of 88 cm zijn geweest. Dit betekent, dat het niveau dus vroeger op ongeveer 16 m – N.A.P. heeft gelegen. Nu ligt dit niveau niet in veen, maar in venige klei, die in ondiep water moet zijn afgezet (5 cm hoger begint de verlanding met rietveen). De waterstand in deze buurt lag dus bij de overgang van het Boreaal naar het Atlanticum iets boven deze 16 m – N.A.P. Willen wij hieruit de diepte van de zeestand berekenen, dan komt weer de vraag naar voren, hoever deze plaats op dat moment van de zee verwijderd was en hoe de afwatering was. De conclusie, die wij zonder deze gegevens kunnen trekken, is, dat de zeespiegel dieper dan ongeveer 16 m – N.A.P. stond. Dat tijdens de groei van het veen-op-grotere-diepte de kust waarschijnlijk niet ver verwijderd was, volgt uit de mededeling van FLORSCHÜTZ, dat in dit veen soms *Peringia ulvea*, het wadslakje, en de aan zout of brak water gebonden Diatomeeën *Triceratium favus* en *Actinoptychus undulatus* gevonden werden. Helaas is niet bekend in welke zone van het veen-op-grotere-diepte dit schelpje en deze Diatomeeën thuishoren.

Bij een beschouwing van het diagram van het veen-op-grotere-diepte te Rotterdam (FLORSCHÜTZ en VAN DER VLERK, 1939) komt men, wat betreft de zeestand tijdens de overgang van het Boreaal naar het Atlanticum, tot ongeveer dezelfde conclusie. Hier bevindt zich de genoemde grens in het veen-op-grotere-diepte op ongeveer 15,50 m – N.A.P. Er onder komen enkele centimeters veen en nog 34 cm klei voor. Daar de er boven gelegen lagen slapper zijn dan te Velsen, mag men met een wat kleiner klinkpercentage rekenen. Hiertegenover staat, dat men nog met enig verval van de grondwaterspiegel naar zee toe moet rekenen. Aan de hand van de gegevens van Velsen en Rotterdam lijkt een zeestand van 16 à 18 m – N.A.P. in de overgangstijd naar het Atlanticum het meest waarschijnlijk. Vergelijkt men dit met wat GODWIN (1941) in zijn grafiek voor de Fenlands aangeeft, dan ziet men dat hier ongeveer dezelfde waarde wordt aangegeven (20 m).

Naast de hierboven genoemde gegevens van VERMEER-LOUMAN zijn er nog meer gegevens van het veen-op-grotere-diepte door haar gepubliceerd. Deze gegevens zijn echter minder geschikt voor een gedetailleerde beschouwing dan de gegevens, waaruit wij hierboven de zeestand van 17 m – N.A.P. op de

overgang van het Boreaal naar het Atlanticum afleidden. Dit is grotendeels te wijten aan het feit, dat zij meest met pulsmonsters werkte, terwijl vaak de stratigraphische gegevens summier zijn. Aan de andere kant moet wel geconstateerd worden, dat haar conclusie, dat de venen die reeds voor het Atlanticum door de zee overstroomd werden alle buiten de 15 m lijn liggen, zeker juist is. Dat deze grens nog iets lager gesteld kan worden kan men beschouwen als een nadere detaillering. Naar onze opvatting moet men deze grens nog iets lager leggen dan de hoogtelijn van 17 m – N.A.P. van het Laagterras. Het veen-op-grotere-diepte groeide immers tegelijkertijd op met het stijgen van de zeestand. Ook bij een diepteligging van 18 à 19 m – N.A.P. van het Laagterras kan men daardoor nog wel atlantisch veen verwachten. Buiten de hoogtelijn van 20 m – N.A.P. zal dat in het algemeen niet meer het geval zijn.

Nilsson (1948) vindt een zeestand van ongeveer 27 m – N.A.P. in de overgangstijd van het Boreaal naar het Atlanticum. Deze waarde lijkt weinig betrouwbaar, daar hij wordt gevonden door gebruikmaking van enige monsteranalyses van Vermeer-Louman, die voor dit doel niet geschikt zijn (Leiden 17, Bergen 11, Beverwijk 9) en aan de hand van „verspoelde monsters" uit Noord-Duitsland (Haarnagel, 1950). Bovendien verwaarloost hij, evenals Godwin, de klink.

Wij willen er verder van uitgaan, dat de zeespiegel in de tijd van de overgang van het Boreaal naar het Atlanticum op ongeveer 17 m – N.A.P. stond. Zoals wij later zullen zien (fig. 14), stijgt de zeespiegel in de overgangstijd van het Boreaal naar het Atlanticum zeer snel, nl. ongeveer 70 cm per eeuw.

De grens Boreaal-Atlanticum moet op ongeveer 5500 v. Chr. worden gesteld. De nauwkeurigheid, waarmede deze grens vastgesteld kan worden, speelt bij het samenstellen van een grafiek van de zeestanden (zie hoofdstuk IV) een belangrijke rol. Een foutieve datering van b.v. 300 jaar betekent, doordat de zee in deze tijd snel steeg, een afwijking van ongeveer 2 m in de toenmalige zeestand.

Voor een nauwkeurige datering kan in de toekomst de radioactieve koolstofmethode een belangrijk hulpmiddel vormen. Met deze methode is het mogelijk om in niet al te ongunstige gevallen een datering van koolstofhoudend materiaal, dus plantenresten en koolzure kalk, te geven, met een nauwkeurigheid van ongeveer 100 à 200 jaar (van Giffen, 1950; Libby, 1952; de Vries, 1953). Ook voor een verdere detaillering van de relatieve bodemdaling moet deze methode van veel belang worden geacht. Zoals in de volgende paragraaf zal blijken werd bij het vaststellen van de ouderdom van de bovenkant van het veen-op-grotere-diepte van de uitkomsten van deze dateringsmethode gebruik gemaakt.

2. DE RELATIEVE ZEESPIEGELSTIJGING EN DE TRANSGRESSIEPHASEN TIJDENS DE SEDIMENTATIE VAN DE OUDE ZEEKLEI

De oorspronkelijke hoogteligging van de top van het veen-op-grotere-diepte in de tunnelput van Velsen, dus het niveau van de eerste phase van de transgressie van de oude zeeklei, werd op verschillende wijzen onderzocht (zie ook Bennema, Geuze, Smits en Wiggers, in druk):

a. Met behulp van de methoden van de grondmechanica.
b. Door vergelijkend profielonderzoek.
c. Met behulp van rietwortels, die het veen aan het eind van het ontstaan

ervan doorworteld hebben en later door de klink van het veen als een harmonica in elkaar werden geperst. Door aan een wortel, die loodrecht naar beneden is gegroeid, na te gaan, hoe lang één centimeter van de nu aanwezige „harmonica" vroeger is geweest, heeft men een directe maat voor de klink.

d. Door vergelijking van de soortelijke volumina (de volumina in kubieke centimeters van 1 g grond in natuurlijke ligging) van de veenmonsters met die van eenzelfde soort veen in niet geklonken toestand.

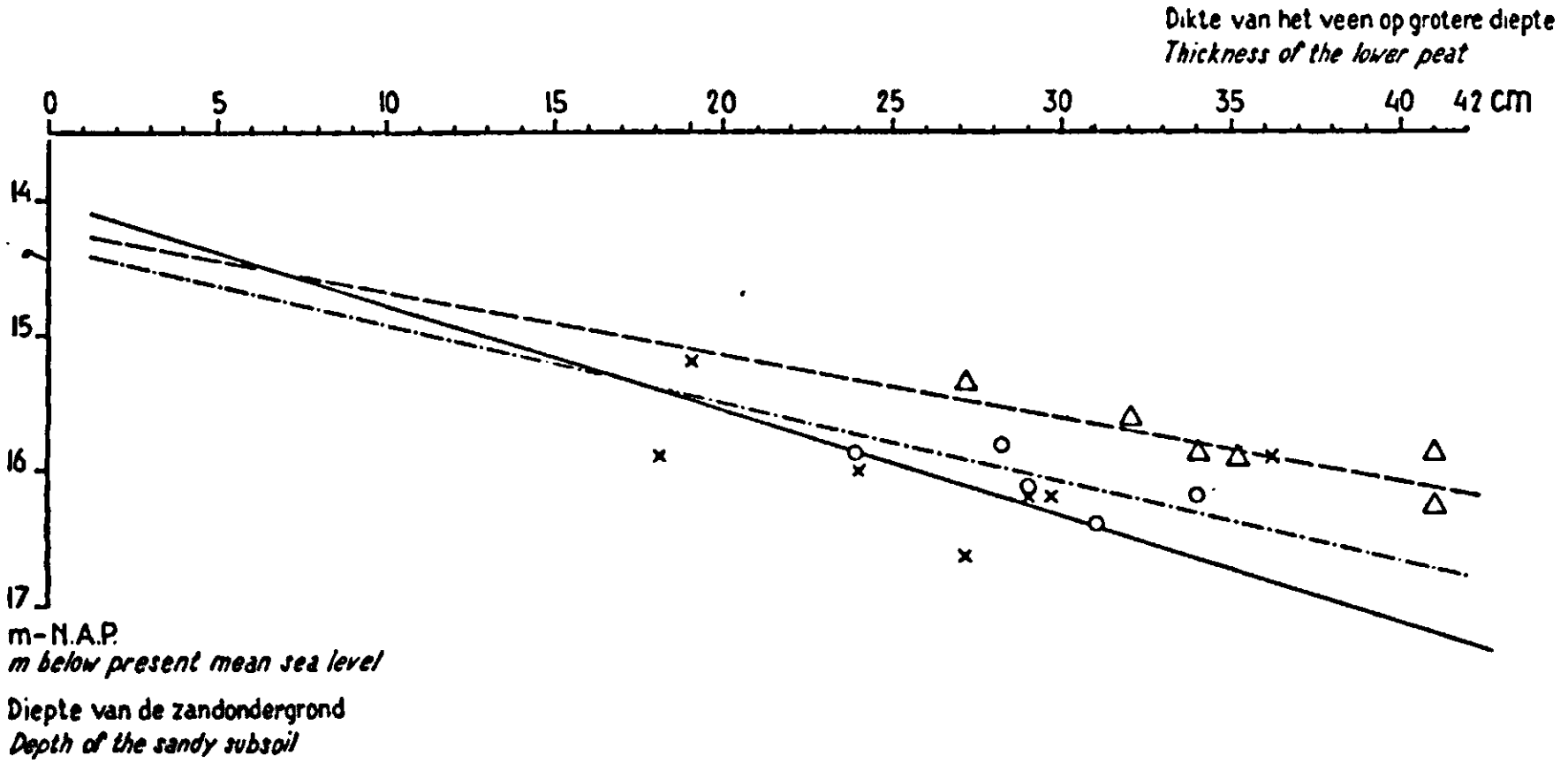
Met behulp van de methode van de grondmechanica werden voor de klink van het veen-op-grotere-diepte te Velsen vroeger zeer hoge waarden (tot 98 %) voor mogelijk gehouden (Verslag, 1944).

Uit zeer recente onderzoekingen van Prof. E. C. W. A. GEUZE blijkt echter, dat tot voor kort een niet geheel juiste methode werd gevolgd voor het bepalen van de samendrukkingsconstanten (zie ook hoofdst. I, 3). Een hernieuwd onderzoek is in het Laboratorium voor Grondmechanica te Delft thans gaande, waarbij nu veel kleinere waarden voor de klink van veen verwacht kunnen worden.

Met behulp van de watergehalten en de samenstelling van het veen-op-grotere-diepte te Velsen werden de soortelijke volumina, variërend van 1,19 tot 3,25 cm^3, voor verschillende lagen van het veen-op-grotere-diepte berekend. De soortelijke volumina nemen toe met toenemend organische stofgehalte. Vergeleken met meerafzettingen in oorspronkelijke ligging, zoals deze b.v. in de Westeinder- en de Loenerveense plas voorkomen, duiden deze volumina op een klink van ongeveer 60% tot 80% van de oorspronkelijke veenlagen, al naar gelang het veen meer of minder kleiig is. Deze uitkomsten zijn echter niet geheel betrouwbaar, daar een onbekende factor, nl. het vergaan van het veen er doorheen speelt. Hierdoor zal men te kleine waarden vinden. Deze getallen hebben betrekking op de afzonderlijke lagen van het veen-op-grotere-diepte. Beschouwt men het veen-op-grotere-diepte in de tunnelput in zijn geheel, dan vindt men voor de minimale waarde van de klink een iets hogere waarde. In de tunnelput komen in dit „veen" wel humeuze kleilagen voor, maar deze worden toch steeds afgewisseld door lagen met een wat hoger organische stofgehalte. Dit blijkt ook uit de resultaten, die met vergelijkend profielonderzoek door PONS en de auteur werden verkregen.

Hierbij werd van de praemisse uitgegaan, dat het veen-op-grotere-diepte aan het eind van de vorming ervan ongeveer horizontaal lag, althans binnen gebieden van enkele hectaren. De diepteligging van de zandondergrond is dan de directe maat voor de dikteverschillen van het oorspronkelijke veen. Gaat men na, welk verschil in dikte er thans is bij b.v. 1 meter verschil in diepte van de zandondergrond, dan is dat een maat voor de klink. Vindt men een dikteverschil van x centimeter, dan is de oorspronkelijke dikte van het veen-op-grotere-diepte $\frac{100}{x}$ maal de tegenwoordige dikte. Op deze wijze werd gevonden, dat het veen-op-grotere-diepte, waar dit zeer venig ontwikkeld is, thans $^1/_8$ van de oorspronkelijke dikte heeft en daar, waar het kleiig ontwikkeld is, $^1/_4$.

Voor de oorspronkelijke hoogteligging van de bovenkant van het veen werd 14,25 m – N.A.P. gevonden. Ook kan men dit bedrag vinden door de dikte van het veen-op-grotere-diepte tegen de diepte van de zandondergrond uit te zetten en dan te extrapoleren naar een veendikte van 0 cm (fig. 4). Deze methode mag, zoals uit een mededeling van Prof. E. C. W. A. GEUZE



× groep A iets kleiig ontwikkeld veen-op-grotere-diepte
group A slightly clayey lower peat

○ groep B kleiig ontwikkeld veen-op-grotere-diepte
group B clayey lower peat

△ groep C zeer kleiig veen-op-grotere-diepte
group C very clayey lower peat

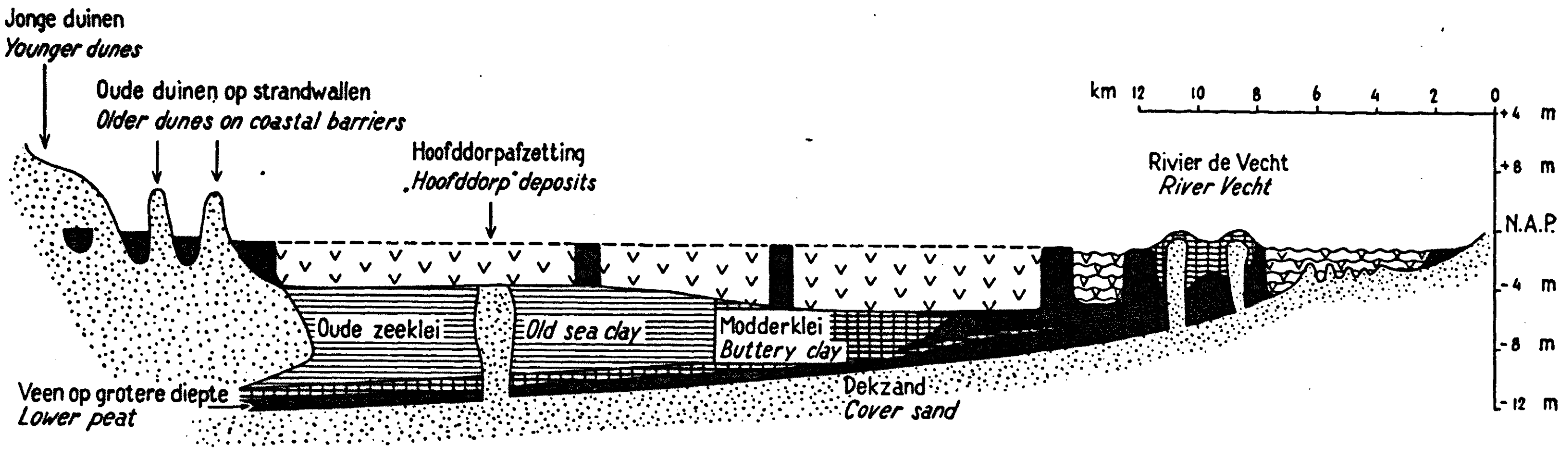
Fig. 4.

Het verband tussen de dikte van het veen-op-grotere-diepte en de diepteligging van de zandondergrond in de tunnelput te Velsen.
De profielen werden bij de opname in het veld in drie groepen ingedeeld aan de hand van de kleirijkdom. De profielen van groep A, die de minste klei bevatten, vertonen ten opzichte van de diepteligging van het zand de geringste dikten, de profielen van groep C, die de meeste klei bevatten, de grootste; groep B staat tussen beide in.
Bij extrapolatie wijzen de drie groepen op een hoogteligging van 14 à 14,50 m –N.A.P. bij een veendikte 0. Dit wijst op een oorspronkelijke hoogteligging van 14,25 m –N.A.P. van het veen-op-grotere-diepte.

The relation between the depth of the lower peat and the level of the sand-subsoil in the tunnel-pit at Velsen.
The profiles surveyed in the field where classified into three groups according to their contents of clay. The profiles of group A containing the least clay show the least depths in proportion to the level of the sand, the profiles of group C containing the highest amounts of clay the greatest depth; group B is an intermediate between the other two groups.
In extrapolation the three groups point to a level of 14 to 14.50 m under N.A.P. (present mean sea-level) at a depth of the peatlayer of 0. This is indicative of an original level of the lower peat of 14.25 m minus N.A.P.

tijdens de inklinkingsdag van de Nederlandse Bodemkundige Vereniging bleek, voor veenlagen wel, maar voor dikkere kleilagen niet worden toegepast. In het laatste geval gaat, althans bij niet al te lange tijden, een laagdikte-effect optreden. De dikkere kleilagen klinken namelijk minder snel dan de dunne. Men vindt in dit geval als verband tussen de diepte van het zand en de dikte van de veenlaag geen rechte, maar gebogen lijnen. In de grafieken van het veen-op-grotere-diepte vindt men ook bij het kleiig veen vrijwel rechte lijnen, wat er op duidt dat hier het laagdikte-effect niet in belangrijke mate optreedt.

De beschouwing van de klink met behulp van rietwortels gaat in dit veen-op-grotere-diepte met meer moeilijkheden gepaard dan bij de jongere venen, daar de rietwortels hun plasticiteit verloren hebben en men niet, zoals bij de jongere venen, het riet weer uit kan rekken tot de oorspronkelijke lengte. Metingen gaven echter resultaten, die er op wijzen dat het veen-op-grotere-diepte $^1/_4$ tot $^1/_{10}$ van de oorspronkelijke dikte heeft. Als eindconclusie kunnen



zand
sand

zavel en klei
sandy loam – clayloam and clay

zeer zware klei
heavy clay

veen
peat

veen, vergraven of geërodeerd, nu droogmakerijen
peat, excavated or eroded, new reclaimed lake floors

veen, vergraven, nu een plas
peat, excavated, at present a lake

Fig. 5.
Dwarsdoorsnede door West-Nederland, van de Noordzee naar Hilversum.
Cross-section of the western part of the Netherlands from the North Sea to Hilversum.

we dus stellen, dat het veen in de tunnelput te Velsen op het niveau van ongeveer 14,25 m – N.A.P. overstroomd werd. De zeestand zal in deze tijd nog iets lager zijn geweest dan 14,25 m – N.A.P. Eb- en vloedverschil zal echter in dit bekken zeer klein zijn geweest, zodat tot een zeestand van ongeveer 14,50m – N.A.P. kan worden besloten. Uit een datering met behulp van de C_{14}-methode bleek, dat de top van het veen-op-grotere-diepte omstreeks 5200 v. Chr. moet zijn gevormd. Een monster 5 cm vanaf de bovenkant gaf namelijk als ouderdom 7200 ± 200 jaar (De Vries, 1953). Hierbij moet men weten, dat de middelbare fout in dit geval aangeeft, dat er ongeveer 70 % kans is, dat de juiste datering binnen de genoemde grenzen valt.

Een soortgelijke beschouwing over de hoogteligging van de top van het veen-op-grotere-diepte in het gebied van de droogmakerijen bij Mijdrecht levert een geheel ander resultaat. Alvorens dit te behandelen, moet eerst de geologische situatie worden geschetst. Het gebied ligt aan de rand van het oude zeekleigebied (fig. 5). In het westen vindt men op het veen-op-grotere-diepte oude zeeklei, in het oosten is het veen ook in de tijd van de oude zee-

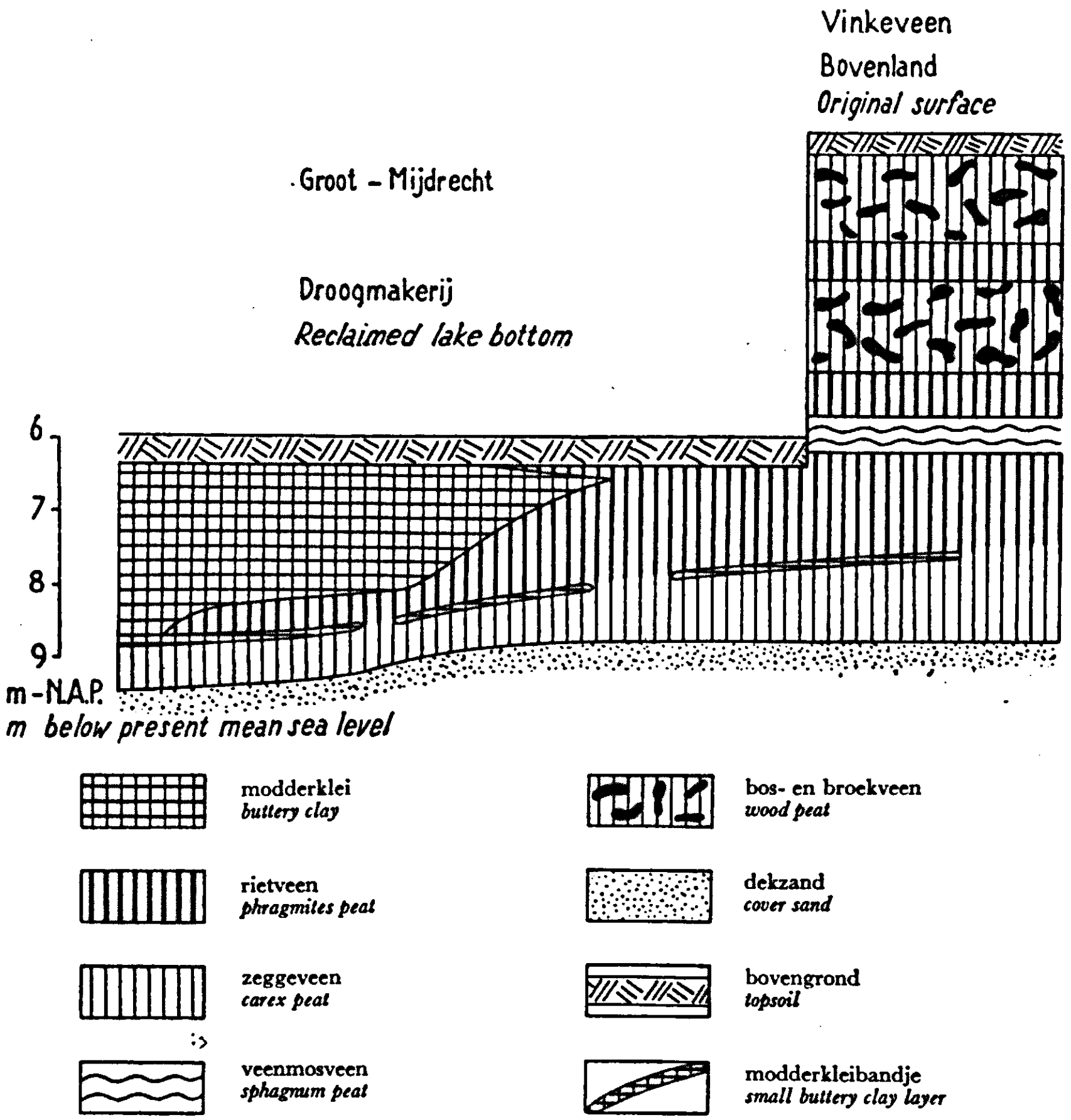


Fig. 6.
Dwarsdoorsnede van Mijdrecht naar Vinkeveen; detail van fig. 5.
Cross-section from Mijdrecht to Vinkeveen; detail of fig. 5.

klei doorgegroeid, wel heeft het een ander karakter dan het veen-op-grotere-diepte: rietveen tegenover zeggeveen. Vaak zijn beide gescheiden door een dun kleibandje (fig. 6). In het oude zeekleigebied vindt men met zavel en klei opgevulde kreekruggen en daartussen modderkleien. Het veen-op-grotere-diepte is onder de kreekruggen vrij sterk samengeperst, onder de modderkleien is het al wat losser, terwijl meer naar het oosten, waar de oude zeeklei zo goed als geheel ontbreekt, nog minder samenpersing optreedt. In een drietal representatieve profielen werden achtereenvolgens de gemiddelde soortelijke volumina van ca 5,5, 7,5 en 9,5 gevonden, welke cijfers een goede indruk geven van de verschillen in vastheid, die men bij het veldonderzoek waarneemt.

Neemt men als maat voor de oorspronkelijke hoogteligging van de top van het veen-op-grotere-diepte in dit gebied de hoogteligging van het overeenkomstige veen vlak ten oosten van de grens van de oude zeeklei ca 7,50 m – N.A.P. (zie fig. 5), dan zal men nog wel een fout maken, doordat ook hier het veen enigszins is samengedrukt. We kunnen in elk geval concluderen, dat het veen-op-grotere-diepte te Vinkeveen aan het einde van zijn vorming hoger lag dan 7,50 m – N.A.P.

Men kan ook iets van de hoogteligging proberen te weten te komen door te zien, hoe het veen-op-grotere-diepte of zijn aequivalent uitwigt tegen het zand. Nu blijkt in dit gebied het zand zeer langzaam naar het westen te stijgen (fig. 5) en men kan dan ook verwachten, dat het veen tegen dit zand „opgekropen" is en niet meer horizontaal lag. Dit blijkt ook inderdaad het geval te zijn geweest en men kan het veen dan ook tot ongeveer 5 m – N.A.P. vervolgen (afgezien van kommetjes in het zandlandschap, waarin veen uit deze tijd ook hogerop kan voorkomen).

Uit deze 5 m – N.A.P. kan men in elk geval wel de conclusie trekken, dat het veen-op-grotere-diepte bij zijn vorming meer westelijk lager dan 5 m – N.A.P. moet hebben gelegen. Bij de overstroming lag het veen-op-grotere-diepte te Vinkeveen dus tussen 7,50 en 5 m – N.A.P., naar schatting tussen 7 en 6 m – N.A.P. Uit deze hoogteligging volgt verder, dat de transgressie haar invloed in Velsen eerder deed gelden dan dieper landinwaarts; een verschil van ongeveer 1000 jaar moet men hierbij waarschijnlijk wel aannemen.

Op het veen-op-grotere-diepte in de tunnelput van Velsen bevindt zich een zware humeuze kleilaag. Deze laag, die een regionale betekenis heeft, zal in het vervolg de laag van Velsen worden genoemd. De laag is ruim 1 m dik en vrij sterk geklonken. Berekent men uit de klink van deze laag plus de klink van het veen-op-grotere-diepte de vroegere hoogteligging van de bovenkant van de laag van Velsen, dan komt men op ca 12 m – N.A.P., waarbij er nog enige rekening mede is gehouden, dat het veen-op-grotere-diepte reeds tijdens de sedimentatie van de kleilaag iets geklonken zal zijn. Bovendien moet er rekening mee worden gehouden, dat het sediment onder water werd afgezet. Aan het einde van de vorming van deze zware kleilaag stond de zee dus enige meters boven deze 12 m – N.A.P. De zware kleilaag komt behalve bij Velsen ook bijna overal onder de Haarlemmermeer voor (fig. 5); slechts plaatselijk ontbreekt hij door latere erosie. Hetzelfde is het geval onder het duingebied ten westen van de Haarlemmermeer. Hier smelt hij vaak vrijwel samen met het veen-op-grotere-diepte, dat in West-Nederland nogal kleirijk is. Ten oosten van de Haarlemmermeer wordt de kleilaag geleidelijk dunner en wigt uit in een laagje van ca 10 cm dikte in het gebied van Vinkeveen. Zo-

als reeds werd aangegeven, stond de zeespiegel op ongeveer 7 m – N.A.P., toen hier het veen overstroomd werd.

Het is waarschijnlijk te achten, dat de zee bij Velsen bij de aanvang van de tweede phase van de vorming van de oude zeeklei in een zoute lagune binnenstroomde en daarna vrij spoedig tot Vinkeveen doordrong. De gemiddelde zeestand, waarbij deze tweede phase een aanvang nam, moet men dan op ca 10 m – N.A.P. schatten.

Een goede datering voor het einde van de vorming van de laag van Velsen is moeilijk te geven. Als één van de aanknopingspunten kan men de grens Boreaal–Atlanticum (ca 5500 v. Chr.) nemen, zoals deze in het veen-op-grotere-diepte (FLORSCHÜTZ, 1944) wordt gevonden, of de C_{14}-datering (ca 5200 v. Chr.) van het bovenste deel van het veen-op-grotere-diepte. Het andere aanknopingspunt is het einde van de oude zeekleivorming in West-Nederland, dat, zoals verder wordt betoogd, op ongeveer 2300 v. Chr. gesteld moet worden. Voor de vorming van de oude zeeklei is ongeveer 3000 jaar beschikbaar. Beschouwt men de grote massa sediment, die na de vorming van de laag van Velsen werd afgezet, dan moet men wel tot de conclusie komen, dat de vorming van dit sediment het grootste gedeelte van de 3000 jaar in beslag moet hebben genomen. Deze conclusie wordt nog versterkt als men weet, dat er tijdens de vorming van de sedimenten boven de laag van Velsen nog verschillende phasen te onderscheiden zijn. Aan de hand van deze overweging wordt de duur van de vorming van dit gedeelte op ruim 2500 jaar geschat, dus het begin op ca 4800 v. Chr. Op dat moment zou de zeestand dus omstreeks 10 m – N.A.P. zijn geweest.

Nadat de laag van Velsen gevormd was, steeg de zee eerst nog snel tot ongeveer 5 m – N.A.P.; daarna ging de stijging veel langzamer. Dit laatste blijkt uit het feit, dat in de oude zeeklei verschillende phasen zijn aan te wijzen, die alle bij een zeestand tussen 5 m en 4 m – N.A.P. tot ontwikkeling zijn gekomen. HAANS (1949) onderscheidde in de Haarlemmermeer naast de normale oude zeekleigronden de Hoofddorp- en de Beinsdorpgronden. Voor het allergrootste gedeelte zijn de Hoofddorpafzettingen, die het eerst gevormd zijn, bedekt door dikke lagen normale oude zeeklei. Daar waar men ze in het maaiveld of vlak onder het maaiveld vindt, vormen ze de Hoofddorpgronden. De hoogste delen van deze gronden hebben plaatselijk geen dek van normale oude zeeklei. Dit behoeft niet te beduiden, dat de zee tijdens de sedimentatie van de eerste afzettingen hoger stond. De eb- en vloedverschillen waren in die tijd mogelijk groter dan later, toen de zee moeilijker toegang had tot het gebied achter de oude duinen. De sedimenten werden in dat geval in deze eerste tijd plaatselijk hoger ten opzichte van de toenmalige gemiddelde zeestand afgezet dan in de tweede phase.

De Hoofddorpgronden liggen in een duidelijk eb- en vloedsysteem. De grote geulen van dit systeem hebben de laag van Velsen en het veen-op-grotere-diepte geërodeerd (fig. 5); later werden ze opgevuld met zandig materiaal. Door hogere opslibbing en klink van de omringende afzettingen kwamen ze waarschijnlijk als kreekruggen iets hoger dan de omgeving te liggen. In de tijd vlak na de vorming van de Hoofddorpafzettingen moet de zee volgens HAANS minder invloed in het gebied van de Haarlemmermeer hebben gekregen. De kreekruggen zijn namelijk vaak bovenin ontkalkt.

Deze ontkalkte gronden vond HAANS soms ook onder kalkhoudende normale oude zeeklei. De ontkalking stamt, in zoverre we het thans kunnen overzien,

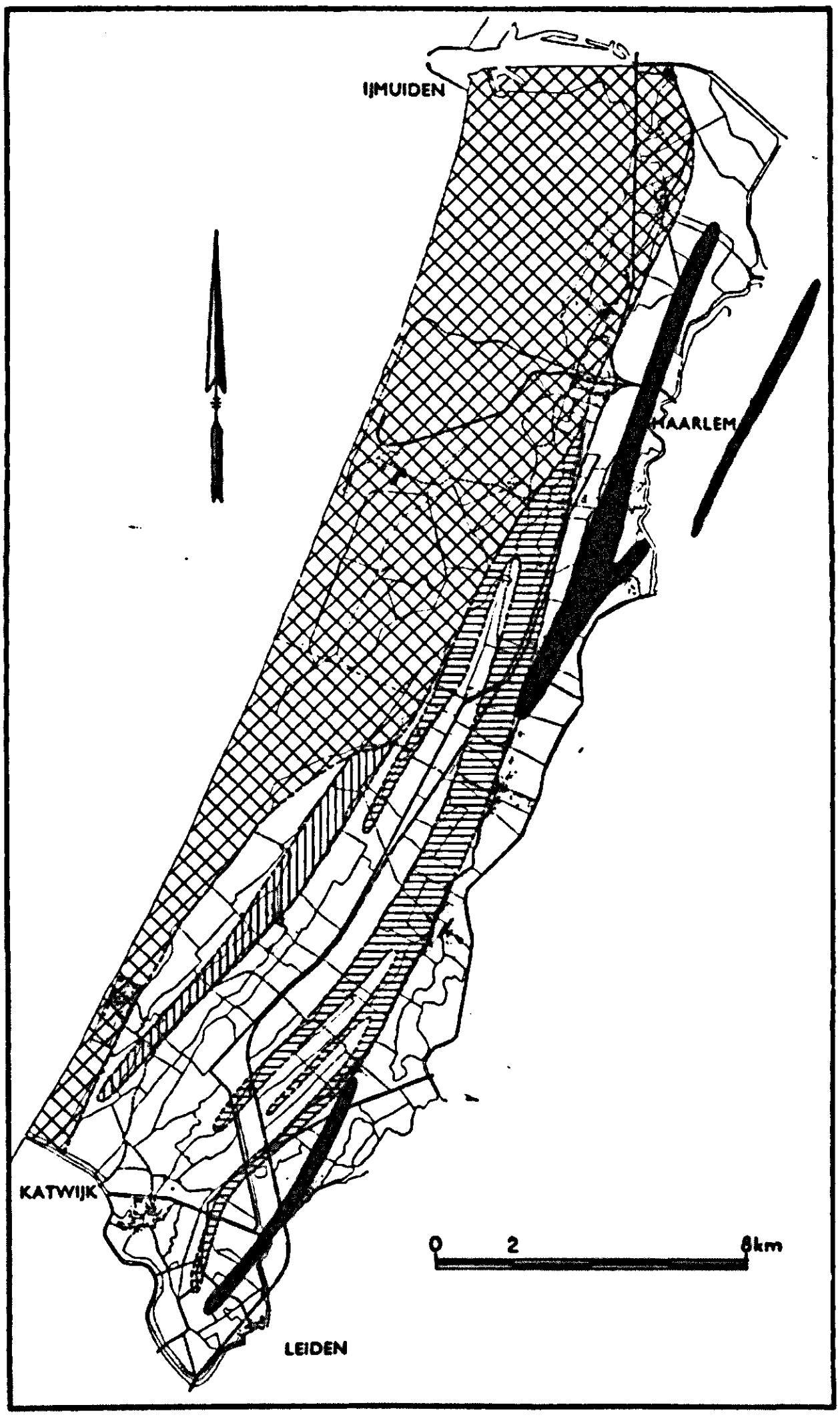
uit de tijd voordat de normale oude zeeklei werd afgezet. Na een mogelijke rustpauze volgde dus de phase van de normale oude zeeklei.

De Hoofddorpgronden, waarin zo goed als geen klink kan zijn opgetreden, liggen plaatselijk tot iets boven 4 m – N.A.P. De normale oude zeeklei ligt grotendeels van 5 m tot 4 m – N.A.P. Dit hoogteverschil binnen de normale oude zeeklei is grotendeels te wijten aan klink. Beschouwt men de punten die weinig geklonken kunnen zijn, dan komt men voor de oude zeeklei tot een hoogte van ongeveer 4 m – N.A.P. Uit het feit, dat de hoogste punten van de Hoofddorpafzettingen geen sediment tijdens de afzetting van de normale oude zeeklei ontvingen, blijkt wel, dat de gemiddelde zeestand zeker niet hoger is geweest dan deze 4 m – N.A.P. Aan de andere kant blijkt uit de hoogteligging van de normale oude zeeklei, dat de zeestand ook niet veel lager kan zijn geweest. Wij moeten ons het gebied van de normale oude zeeklei bij de verlanding waarschijnlijk voorstellen als een hoog wad, waarin de invloed van eb en vloed slechts gering was, omdat in deze tijd de verbinding van de zee met het wad niet zeer goed was, daar de strandwallen reeds grotendeels het gebied afsloten. Nemen wij een gemiddelde vloedhoogte van 25 à 50 cm boven gemiddeld zeeniveau aan, dan komen wij tot een zeestand van ongeveer 4,25 à 4,50 m – N.A.P. Vergelijkt men de hoogteligging van de oude zeeklei met die in Zeeland, dan blijkt deze in Zeeland vaak hoger te zijn, tot ca 2 m – N.A.P. Het kan zijn, dat de ouderdom van de top van de oude zeeklei verschillend is; verschillen van eb- en vloedhoogte tezamen met verschillen in facies van de afzettingen en verschil in absolute bodemdaling kunnen echter ook al veel verklaren.

Na de oude zeeklei werden de Beinsdorpafzettingen gesedimenteerd; deze afzettingen zijn waarschijnlijk echter slechts van locale betekenis. Ze zijn echter wel van belang voor een betere kennis van het ontstaan van de oude duinen. In het vervolg zal blijken, dat deze kennis voor ons betoog van veel belang is. De Beinsdorpafzettingen liggen achter een gat, dat in de binnenste strandwal (Warmond–Hillegom–Bennebroek, phase 1) aanwezig is (VAN DER MEER, 1952). Door VAN DER MEER wordt verondersteld, dat nabij Hillegom dit systeem zich naar het noorden vertakte en in twee strandwallen uitliep, nl. in die van Spaarnwoude en in die van Haarlem. Dit is echter waarschijnlijk niet juist; die van Spaarnwoude is ons inziens ouder. Na het ontstaan van de Beinsdorpafzettingen werd dit gat volgens VAN DER MEER afgesloten door de wal van Vogelenzang–Hillegom–Lisse met zijn vertakkingen (fig. 7). Hiermede kwam in deze gebieden definitief een einde aan de vorming van de oude zeeklei. De wallen van het systeem Vogelenzang–Hillegom–Lisse en die welke ervoor liggen, moeten jonger zijn dan de oude zeeklei.

Het einde van de vorming van de oude zeeklei moet, zoals hierboven reeds werd geponeerd, op circa 2300 v. Chr. worden gesteld. Door verschillende auteurs is deze tijd wel eens iets later geschat (nl. op 1800 v. Chr.). De onderzoekingen te Hekelingen op het eiland Putten wijzen er echter wel op, dat 1800 v. Chr. niet juist kan zijn.

In Hekelingen werd in 1950 een vindplaats uit het Neolithicum door MODDERMAN (1951, 1953), FLORSCHÜTZ (1953) en BENNEMA (1953) onderzocht. Deze vindplaats lag in een oeverwalletje van een estuariumstroompje (fig. 8) en er kon worden vastgesteld, dat het woonniveau correspondeerde met de overgang van bosveen naar rietveen in het omringende oppervlakteveen. Deze twee lagen zijn daar ongeveer even dik. Uit de dikte van het bosveen, dat op de oude zeeklei ligt, kan men concluderen, dat het einde van de



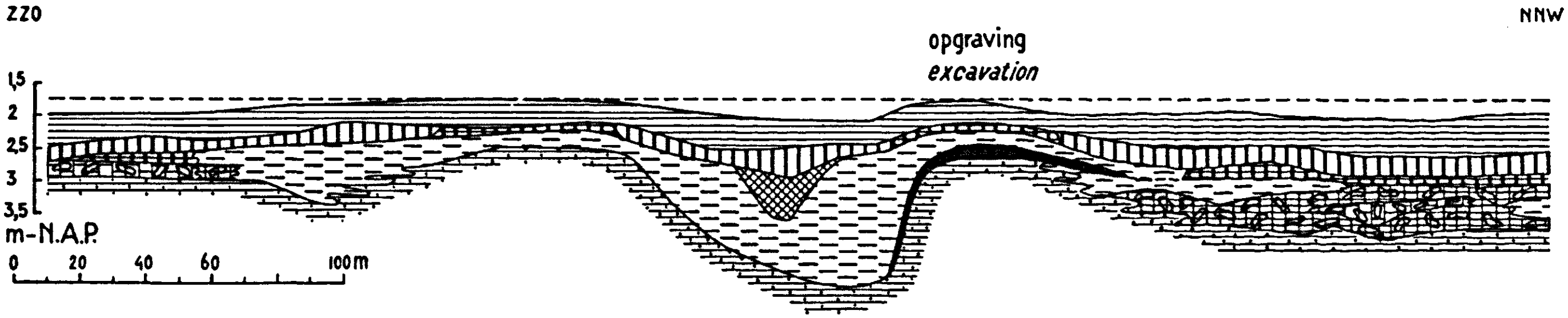
1e–2e phase (1e phase v. d. Meer)

3e phase (2e phase v. d. Meer) } strandwallen met duinvorming
coastal barriers with older dunes

4e phase (3e phase v. d. Meer)

5e phase (4e phase v. d. Meer) jonge duinen / *younger dunes*

Fig. 7.
Kaart waarop de verschillende phasen zijn aangegeven, waaruit het strandwallenlandschap en de duinen zijn opgebouwd, naar van der Meer (1952).
Map showing the different phases of the formation of the coastal barrier landscape and the dunes, after van der Meer (1952).



zavel en lichte klei
sandy loam

roestige klei
rusty clay

slappe klei
buttery clay

kleiig bos-zeggeveen
clayey wood-carex peat

bos-zeggeveen
wood-carex peat

kleiig rietveen
clayey phragmites peat

rietveen
phragmites peat

bagger
gyttja

woonvlak
the habitation-layer with neoliths

Fig. 8.
Doorsnede door de stroom met de beide oeverstroken te Hekelingen (BENNEMA, 1953).
Cross-section of the riverbed with both banks at Hekelingen (Bennema, 1953).

vorming van de oude zeeklei daar enige tijd voor het einde van het Neolithicum is te plaatsen. De diepteligging van de top van de oude zeeklei in Hekelingen is verder geheel vergelijkbaar met die ten noorden van de rivieren in Holland. Neemt men aan, dat de archaeologica van de vindplaats uit ongeveer 1600 à 1900 v. Chr. stammen (MODDERMAN, 1953), dan komt men voor het einde van de zeekleivorming naar schatting op 2300 v. Chr.

De strandwallen van het systeem van Vogelenzang–Hillegom–Lisse zullen iets jonger zijn, dus ongeveer 2100 v. Chr. Deze datering sluit vrij nauw aan bij die van VAN DER MEER, die dit complex omstreeks 2300 v. Chr. plaatste. In dit verband moet echter wel worden opgemerkt, dat de door hem genoemde archaeologica, waarop hij deze datering baseerde, volgens BRAAT (1953) tot het Neolithicum en niet tot het Mesolithicum zijn te rekenen. Voor het complex van Vogelenzang–Hillegom–Lisse ligt de wal van Noordwijkerhout.

Vergelijkt men de strandwallen bij Hillegom met die ten zuiden van de Oude Rijn, dan zal men de strandwal van Warmond moeten correleren met de wal van Voorschoten-Voorburg en het systeem van Vogelenzang-Hillegom–Lisse met de wal waarop den Deyl ligt: de tweede wal dus. De derde wal, waarop Wassenaar ligt, moet dan waarschijnlijk uit dezelfde tijd zijn als de wal van Noordwijkerhout. VAN DER MEER dateerde deze wal op ongeveer 1800 à 1500 v. Chr. Door WATERBOLK (1952) werd een palynologisch diagram uit het oude duingebied in Den Haag gepubliceerd. Hij komt tot de conclusie, dat de derde strandwal tussen begin neolithicum en middenbronstijd en waarschijnlijk tussen 2000 en 1500 v. Chr. gevormd is. Deze datering sluit goed aan bij die van de rug van Noordwijkerhout. Wat betreft de datering van deze wal kan worden aangesloten bij de datering, die WATERBOLK en VAN DER MEER gaven. De correlatie, die VAN DER MEER gaf tussen de strandwallen en de phasen in de oude zeeklei, is echter ons inziens niet geheel correct. VAN DER MEER meende de vorming van de wal van Noordwijkerhout te mogen stellen aan het einde van de oude zeekleiperiode in West-Nederland en wel gelijktijdig met het einde van de Cardiumtransgressie, die van de Noordoostpolder beschreven werd. Ons inziens is, zoals reeds bleek, deze wal van Noordwijkerhout jonger dan de oude zeeklei. Wel kan hij gecorreleerd worden met de Cardiumtransgressie, die, zoals in het volgende hoofdstuk zal blijken, jonger is dan de oude zeeklei.

Bij zijn beschouwingen over het ontstaan van de strandwallen en strandwalcomplexen ging VAN DER MEER (1949) van de veronderstelling uit, dat er een samenhang bestaat tussen de vorming van deze strandwallen of strandwalcomplexen en het optreden van trans- en regressies (trans- en regressiephasen in onze terminologie). Tijdens een transgressie werd volgens hem het zand, dat de strandwal moest opbouwen, aangevoerd, terwijl tijdens een regressie duinen op de strandwal konden ontstaan.

Door ZWART (1951) werd deze mening overgenomen en iets verder uitgewerkt. Deze theorie lijkt ons ook inderdaad het meest aannemelijk. VAN DER MEER (1952) veronderstelde later dat de strandwal aan het begin van een regressieperiode ontstond. Wij menen het verband tussen de bewegingen van de zeespiegel en het ontstaan van de strandwallen, waarbij dan vooral gedacht is aan de jongere strandwallen, die voor de oudste liggen, als volgt te moeten voorstellen:

In zijn geheel gezien treedt, zoals TESCH reeds naar voren bracht, de strandwalvorming op in een periode met een stijgende zeespiegel. Vergelijkt

men namelijk de drie strandvlakten, die tussen de strandwallen aanwezig zijn, dan blijkt dat de jongere steeds hoger liggen dan de oudere. Neemt men nu aan, dat deze stijging niet geleidelijk ging maar met schokken, transgressiephasen, dan kan men verwachten, dat in de tijd tussen twee transgressiephasen het strand voor een kustwal zich sterk uitbreidt. Aan de zeezijde kan zich dan mogelijk al een strandwal vormen, die echter bij de volgende transgressiephase vaak weer omgewerkt zal worden. In deze transgressiephase is de verdere opbouw van een nieuwe strandwal goed mogelijk, doordat het profiel van de kust voor de strandwal verdiept wordt, waardoor materiaal vrij komt, terwijl tevens de branding meer gelegenheid krijgt tot de opbouw bij te dragen. Tijdens dit proces kan de strandwal langzamerhand achteruit worden verplaatst. Bij een volgende rustperiode, waarbij er opnieuw een strandvlakte voor de kustwal ontstaat, kan hij verder opstuiven en zijn definitieve vorm krijgen. Wil men de strandvlakte- en strandwalvorming aan regressie- en transgressiephasen binden, dan zal men het eerste ontstaan van de strandvlakte in de regressieperiode kunnen stellen. De strandwal zal in de volgende transgressieperiode echter pas belangrijk worden en in de daaropvolgende regressieperiode verder opstuiven en duinen gaan dragen. In de transgressieperiode zal ook de opbouw van de achterliggende strandvlakte nog verder door kunnen gaan. Of dit strenge verband tussen strandwalvorming en trans- en regressiephasen inderdaad aanwezig is, is ons inziens echter nog de vraag. Wel lijkt ons de mening, dat de strandvlakte inderdaad als een strand, dus als een vrij hoog liggende afzetting, moet worden opgevat, verantwoord. Later zijn de strandvlakten onder invloed van de hogere waterstanden in het duingebied en door het stijgen van de zeespiegel „verdronken", waarbij de strandvlakte in een veengebied overging.

Zwart (1951) gebruikte evenals Tesch (1922) de hoogteligging van de strandvlakten als maat voor de zeespiegelstanden; hij ging hierbij van de hypothese uit, dat de oudste drie strandwallen uit dezelfde tijd zouden stammen als een drietal veenlaagjes, die hij bij Nootdorp in de oude zeeklei vond. Deze veenlaagjes moeten, zoals uit de hierboven gegeven dateringen van de strandwallen blijkt, ouder zijn. Ook de door hem afgeleide hoogten van de zeestand tijdens de verschillende phasen van de oude zeeklei zijn hierdoor onjuist.

Wil men de hoogteligging van de kustvlakten als maat voor de relatieve zeespiegelstijging gebruiken, dan moet men daarbij de binnenste strandvlakten in het gebied bij Warmond en bij Voorschoten korte tijd na het einde van de oude zeeklei stellen. Men moet namelijk rekening houden met de Beinsdorpafzettingen, die ontstonden toen elders in het beschouwde oude zeekleigebied de veengroei reeds was begonnen. Tesch noemt als gemiddelde hoogteligging van de binnenste strandvlakte in de buurt van Den Haag, dus ten zuiden van de Oude Rijn, 2,65 m – N.A.P., Zwart (1951) noemt 2,80 m – N.A.P. De strandvlakte in het gebied pal ten noorden van de Oude Rijn is als maat niet geschikt, omdat deze zeer smal is. Hiervoor werd reeds afgeleid, dat de gemiddelde zeestand aan het einde van de vorming van de oude zeeklei ongeveer 4,25 m – N.A.P. was. Neemt men aan, zoals Tesch doet, dat de strandvlakten op het niveau van gemiddeld hoogwater gevormd zijn, dan vindt men voor deze strandvlakte een zeestand van ongeveer 3,65 m – N.A.P. Ons inziens zullen de strandvlakten echter boven gemiddeld hoogwater gevormd zijn, naar schatting 30 à 50 cm, wat op een zeestand van ongeveer 4 m – N.A.P. wijst. Dit is een iets hogere zeestand, dan we tijdens de vorming van de oude zeeklei vonden.

Hoewel de jongere strandvlakten na de oude zeeklei ontstaan zijn en de bespreking ervan feitelijk in de volgende paragraaf thuishoort, willen we deze terwille van de duidelijkheid thans reeds de revue laten passeren. De strandvlakte voor het systeem van Hillegom is, zoals uit de gegevens van WATERBOLK (1952) en VAN DER MEER (1952) bleek, waarschijnlijk op ongeveer 1800 v. Chr. te stellen. Deze strandvlakte ligt volgens TESCH (1922) 2,00 m – N.A.P., de overeenkomstige strandvlakte ten zuiden van de Oude Rijn volgens ZWART (1951) op 2,20 m – N.A.P.

Gaan we ervan uit, dat deze strandvlakten ook ongeveer 30 à 50 cm boven gemiddeld hoogwater hebben gelegen, dan kan men een zeestand van 3,40 m – N.A.P. berekenen.

Ten westen van de rug van Noordwijkerhout ligt een strandvlakte, die volgens TESCH (1922) op 1,35 m – N.A.P. ligt, terwijl de overeenkomstige strandvlakte ten zuiden van de Oude Rijn op 1,60 m – N.A.P. ligt. Dit correspondeert dus met een zeestand van 2,65 à 2,90 m – N.A.P. Over de ouderdom van deze strandvlakte zijn nog geen gegevens bekend. Indien we zijn uiteindelijke vorming in de eerstvolgende transgressieperiode na 1800 v. Chr. stellen, dan zou deze ongeveer tussen 1400 à 1200 v. Chr. vallen (zie § 3 van dit hoofdstuk).

Na de vorming van de oude zeeklei begon het oppervlakteveen te groeien. Veelal wordt hierin een aanwijzing gezien, dat de zeestand indertijd belangrijk gedaald is. VAN BENDEGOM (1950) wees er echter op, dat ook zonder zeespiegeldaling een wadgebied in een veengebied kan veranderen (zie ook EDELMAN, 1947). Veenvorming zonder meer behoeft dan ook nog niet op een zeespiegeldaling te wijzen. De verklaring van de veengroei op de oude zeeklei zou men dan ook als volgt kunnen zien: In het begin van de oude zeekleivorming steeg de zeespiegel snel; deze stijging werd vrijwel bijgehouden door de sedimentatie (en de veengroei). Aan het einde van de vorming van de oude zeeklei was deze stijging veel geringer. Het behoeft dan ook geen verwondering te wekken, dat toen tengevolge van een overschot aan sediment een kustgebied werd opgebouwd, dat de toegang tot het achterliggende gebied op enige gaten na afsloot. Hierdoor werden eb en vloed in het oude zeekleigebied min of meer buitengesloten. De hoogste delen van het toch reeds bijna verlande waddengebied kwamen nu meestentijds droog te liggen en gingen, zoals ook bodemkundig blijkt, in kwelders over (EDELMAN, 1950). In de lagere delen achter de strandwallen bevond zich nog een ondiep slik, dat langzamerhand verder opslibde, waardoor de waterbeweging nog weer sterker verminderde, de gaten verder verzandden en de eb- en vloedbeweging nog verder afnam.

In het oostelijk gebied van de oude zeeklei (b.v. Mijdrecht), evenals plaatselijk pal achter de oude duinen, was de oude zeekleizee altijd brak geweest, getuige de modderkleien, rietkleien en rietvenen. De vermindering van de invloed van de zee in het gebied achter de strandwallen had tot gevolg, dat het brakke gebied zich verder naar het westen uitbreidde, waarbij grote gedeelten van de slikgebieden in rietgorzen overgingen. Door deze verlanding en begroeiing verminderde de eb- en vloedbeweging zo sterk, dat tenslotte de nog overgebleven gaten bij de vorming van nieuwe strandwallen gesloten werden. Het voormalige waddengebied was nu in een veengebied overgegaan. Bij een doorgaande zwakke stijging van het zeeniveau groeide het veengebied verder mede omhoog. Veelal wordt het feit, dat het veen in

oligotroof veen overgaat, als een regressieverschijnsel verklaard; juist behoeft dit echter niet te zijn. Dat ook zonder grondwaterdalingen een eutrofe veengroei met hoog grondwater in oligrotroof veen kan overgaan, kan men op verschillende plaatsen in de natuurterreintjes in Holland en Utrecht waarnemen. Slechts een centimeter of vijf boven het overigens eutrofe grondwater kan zich reeds een oligotrofe vegetatie vormen, waarbij dan eerst vooral de veenmossen (*Sphagna*) de boventoon voeren. Al gauw vindt ook *Erica* en een enkele maal ook *Calluna* zijn groeiplaats in dit milieu. Wel is het noodzakelijk, dat dit oligotrofe veen niet door eutroof water overspoeld wordt, aan welke voorwaarde lang niet overal voldaan werd. Alleen verder van de rivieren en riviertjes af werden waterstandsverhogingen veroorzaakt door accumulatie van ter plaatse gevallen regenwater. Dit voedselarme water kan geen kwaad doen aan de oligotrofe veenvegetatie. Zodra het regenwater van elders afkomstig is en zijn weg door de ondergrond gezocht heeft, is het al zo voedselrijk geworden, dat het bij overspoeling schade toebrengt aan de voedselarme veenvegetatie. Zo vindt men op plaatsen waarlangs het water uit het veengebied werd afgevoerd of waar kwelwater uit de hogere gronden kwam geen oligotroof maar mesotroof veen.

Een geringe waterstandsverhoging, ook van het eutrofe grondwater, kon het oligotrofe veen waarschijnlijk wel verdragen, doordat veen in natuurlijke toestand het vermogen kan hebben om te drijven; dit werd o.a. beschreven voor de randen van het Naardermeer (VAN ZINDEREN BAKKER, 1942). Ook het oligotrofe veen, dat zich in het voormalige oude zeekleigebied vormde, zal althans in beperkte mate dit vermogen hebben bezeten. Onder het mosveen komt namelijk meestal riet- en zeggeveen voor en soms ook wel een dun laagje baggerveen, veensoorten die in natuurlijke toestand zeer los zijn geweest en gemakkelijk van volume konden veranderen. Het veenmosveen, evenals trouwens de mesotrofe veensoorten die vóór het veenmosveen ontstonden, zullen bij langzame waterstandsveranderingen dan ook enigszins zijn opgetild en zodoende aan overstromingen zijn onttrokken. Een enkele maal werd ook oligotroof veen vrijwel direct op de oude zeeklei aangetroffen (Walcheren). Waarschijnlijk was dit ontstaan op een hoog punt in het oude zeekleilandschap. Na korte tijd bleek het weer in eutroof veen te zijn overgegaan.

Het oligotrofe veen begint meestal als veenmosveen, maar gaat iets naar boven op verschillende plaatsen in het sterk vergane oude mosveen over. Dit kan men vooral in Zeeland constateren. Vrij algemeen wordt het voorkomen van dit mosveen ook wel gezien als een teken dat de zeestand belangrijk is gedaald. Zelfs het oude mosveen op de Drentse en Brabantse zandgronden zou de invloed van deze zeespiegeldaling ondervonden hebben. Op Walcheren echter constateerden BENNEMA en VAN DER MEER een klein kreekje, dat reeds tijdens de afzetting van de oude zeeklei bestond en dat zich handhaafde tijdens de vorming van het oude mosveenlandschap. Het kwam daarbij tengevolge van opslibbing steeds hoger te liggen; het groeide dus als het ware met het oude mosveen mee omhoog (BENNEMA en VAN DER MEER, 1952). In de omgeving van dit oude kreekje vond men rietveen, dat verder weg overging in het oude mosveen. Een dergelijke situatie is niet te rijmen met een daling van de zeespiegel tijdens de groei van het oude mosveen.

Essentieel voor het ontstaan van het oligotrofe veenlandschap op de oude zeeklei zijn dus de betrekkelijke afgeslotenheid van het gebied, waardoor de zee geen invloed kon uitoefenen, en de grote afmetingen van het gebied,

waardoor het rivier- en kwelwater bij hoog water niet het gehele gebied konden overstromen. Daar kwam nog bij, dat de rivierstanden gelimiteerd waren door de regelende werking van de getijden in de monden van Rijn en Maas.

Hierboven werd de overgang van de oude zeeklei naar het veen gezien als een proces, dat ook bij een vrij stabiel zeeniveau kan plaatsvinden. Hierbij namen wij dus wel stilzwijgend aan, dat de seculaire stijging tijdelijk sterk was afgenomen of opgehouden. Een daling van het zeeniveau lijkt ons dus voor het ontstaan van dit oppervlakteveen niet noodzakelijk; de mogelijkheid van een kleine daling (tot max. 50 cm) willen wij echter geenszins uitsluiten. Neemt men een tijdelijke stilstand in de stijging van het zeeniveau of een daling van het zeeniveau aan, dan kan deze, zoals uit de hoogteligging van de kustvlakten reeds bleek, zeker niet lang geduurd hebben. Ook blijkt dit uit de gehele opbouw van de eutrofe veenprofielen, die met de grondwaterstand verder omhoog groeiden.

3. DE TRANSGRESSIEPHASEN EN DE RELATIEVE ZEESPIEGELSTIJGING IN DE TIJD NA DE SEDIMENTATIE VAN DE OUDE ZEEKLEI TOT KORT VOOR CHRISTUS' GEBOORTE

Na de kleine stilstand- of regressiephase, die het einde van de afzetting van de oude zeeklei in West-Nederland betekende, nam de veengroei op de oude zeeklei een aanvang. Lang niet overal echter kon deze groei ongestoord voortgaan. Reeds op de overgang van steentijd naar bronstijd drong de zee opnieuw de lage delen van Nederland binnen. Deze nieuwe transgressiephase werd het eerst in de Noordoostpolder beschreven onder de naam van Cardiumtransgressie. Deze transgressiephase uit de Noordoostpolder werd oorspronkelijk onjuist gecorreleerd met het bovenste deel van de oude zeeklei in Holland [1]. In verband hiermede moet wat dieper op deze Cardiumtransgressie worden ingegaan.

MULLER en VAN RAADSHOVEN (1947) kwamen bij hun onderzoek in de Noordoostpolder tot de conclusie, dat de oude zeeklei daar in twee phasen werd afgezet; tijdens de eerste phase werd de *Unio*-klei afgezet in vrijwel zoet water, terwijl tijdens de tweede phase de *Cardium*-klei sedimenteerde in zout water. Tussen beide phasen ligt een periode, waarin de zee wat verder weg lag en er zich o.a. veen op de *Unio*-klei vormde. De Cardiumtransgressie werd door hen als volgt beschreven: „Snelle, hevige transgressie met als gevolg: eerst ontstaan van detritus, daarna sedimentatie van *Cardium*-klei, tevens vorming van „jong atlantisch" verslagen veen en verdrinkingsverschijnselen bij de venen rond het bekken".

De verdrinkingsverschijnselen van het veen rondom het gebied, waar de *Cardium*-klei werd afgezet, werden door hen gedemonstreerd in een profiel van Urk, waar een oligotroof veenlaagje verdronk en vervangen werd door rietveen. In dit rietveen komt bovendien nog een dun kleilaagje (*Cardium*-klei) voor. Dit profiel werd door MULLER en VAN RAADSHOVEN palynologisch onderzocht. De bovenkant van de *Cardium*-klei meenden zij te kunnen corre-

[1] Na het afsluiten van de publicatie bleek ons dat MIDDELHOEK en WIGGERS (1953) de verwachting uitspreken, dat de opvatting van MULLER en VAN RAADSHOVEN (1947) onjuist zal blijken te zijn. Zij veronderstellen, dat de *Cardium*-klei niet zoals MULLER en VAN RAADSHOVEN veronderstellen een deel is van de Atlantische oude zeeklei, maar in het begin van het Subboreaal geplaatst moet worden.
Middelhoek, A en *A. J. Wiggers*, 1953: A research into the microflora and microfauna of the Holocene sediments in the North-Eastern Polder. Biologisch Jaarboek, Dodonaea, **20**, 235–291.

leren met de bovenkant van de Fenclay die in de Fenlands voorkomt; bovendien dachten zij, dat dit niveau te vergelijken was met de bovenkant van de oude zeeklei in West-Nederland. Door verschillende onderzoekers is deze zienswijze overgenomen en wel door BENNEMA (1949), VAN DER MEER (1949), VAN ZEIST (1950), ZWART (1951), TUINSTRA (1951), VAN DER MEER (1952) en VEENENBOS (1952). GODWIN kwam echter bij de bestudering van de veenafzettingen rond de Noordzee in 1945 reeds tot een iets andere conclusie. Hij meende aan te mogen nemen, dat de veenvorming in West-Nederland eerder was begonnen dan in de Fenlands (GODWIN, 1945). Ook bij vergelijking van de gegevens die de vindplaats Hekelingen opleverde met de gegevens uit de Fenlands komt men tot deze conclusie. In de Fenlands eindigt de afzetting van de Fenclay in of op de overgang naar de bronstijd, in Hekelingen ligt dit niveau in het oppervlakteveen.

Beschouwt men de gegevens van de Noordoostpolder, dan komt men daar voor de *Cardium*-klei echter tot een andere conclusie dan in Hekelingen voor de oude zeeklei. In de *Cardium*-klei werd namelijk een gedeelte van een klokbeker gevonden, die van kort na 1800 v. Chr. moet dateren (VAN DER HEIDE, 1950). Hieruit blijkt, dat de bovenkant van de *Cardium*-klei overeen kan stemmen met de bovenkant van de Fenclay, maar dat deze jonger moet zijn dan de oude zeeklei in West-Nederland. Later deelde VAN DER HEIDE (1951) mede, dat de *Cardium*-klei reeds in het aeneolithicum gevolgd werd door een periode, waarin in het gebied van de Noordoostpolder beperkte bewoning mogelijk was.

Gaan we nu aan de hand van de pollendiagrammen na, wanneer deze Cardiumtransgressie valt, dan geeft ons het verloop van de *Corylus*(hazelaar)-lijn de meeste aanknopingspunten. Vanaf de grenshorizont gezien heeft deze *Corylus*-kromme naar beneden toe in West- en ook in Noord-Nederland het volgende verloop: Bij of iets boven de grenshorizont is hij laag, naar beneden toe stijgt hij en daarna neemt hij weer af. Meestal wordt de gehele boog tot het Subboreaal gerekend (FLORSCHÜTZ, 1953), waarbij steun kan worden gezocht bij het verloop van de *Fagus*(beuk)- en *Ulmus*(iep)curven. Wij volgen in dit geschrift deze opvatting. Het gebruik van het verloop van de hazelaarlijn heeft wel bezwaren. In vele gepubliceerde pollendiagrammen zijn de stuifmeelkorrels van *Myrica Gale* L. (gagel) bij die van de *Corylus* geteld. Door Prof. Mr Dr F. FLORSCHÜTZ werden bij de profielen, die hij voor ons onderzocht, de stuifmeelkorrels van *Corylus* wel onderscheiden van die van *Myrica*. Hoewel deze scheiding nog niet altijd volledig lijkt, moet dit toch als een zeer grote verbetering gezien worden.

Een ander bezwaar is, dat de *Corylus*-boog vaak niet tot uiting komt door de overheersende invloed van de ter plaatse aanwezige bosvegetatie. Vooral het stuifmeel van *Alnus* (els) treedt vaak zo overvloedig op, dat de verschillende kenmerken van de diagrammen verloren kunnen gaan. Tekent men in dat geval een hulpdiagram, waarin men het stuifmeel van *Alnus* (els), *Betula* (berk), *Salix* (wilg) en *Pinus* (den) niet in de totale boompollensom opneemt, dan komt het verloop van de *Corylus*-kromme vaak beter naar voren.

In de derde plaats zijn er nog moeilijkheden bij monsters, waar veel materiaal ingespoeld is: hier kunnen de verhoudingen tussen de boompollen sterk gewijzigd zijn. Hoewel dus de hazelaarlijn lang niet altijd volkomen betrouwbare resultaten oplevert, kan hij toch vaak goed gebruikt worden. Bij het diagram van Urk blijkt, dat hier de Cardiumtransgressie optrad, toen de waarden voor *Corylus* al hoog waren.

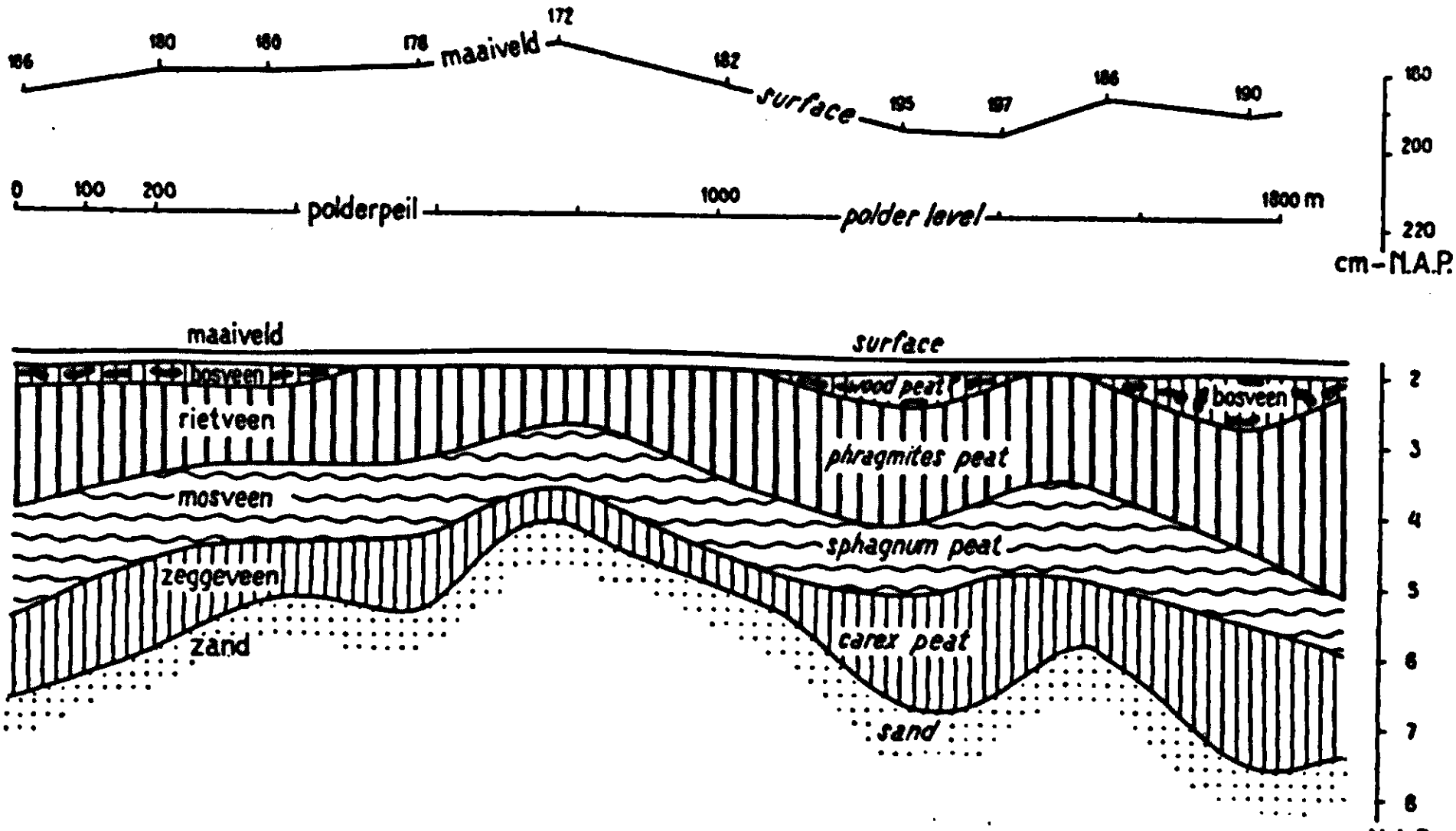


Fig. 9.
Doorsnede in Gaasp en Gein.
De veenlagen golven met de topografie van de zandondergrond mee. Dit is vooral opvallend bij de mosveenlaag. Het maaiveld vertoont hetzelfde verschijnsel, echter in veel geringere mate.
A cross-section in Gaasp and Gein.
The peat layers are undulating in accordance with the topography of the sand subsoil. This is particularly conspicuous with the sphagnum peat layer. The soil-surface shows the same feature, though to a less extent.

In de Vechtstreek tussen Loenen en Muiden vindt men over grote oppervlakten een oligotrofe (plaatselijk mesotrofe) veenlaag, die verdronk en vervangen werd door riet- of rietzeggeveen. De diepteligging onder maaiveld van deze veenlaag is sterk afhankelijk van de diepte van de zandondergrond. Als die ondergrond betrekkelijk hoog ligt, b.v. op 3 m onder maaiveld, treft men dit laagje aan op ongeveer 1,5 m diepte. Ligt de zandondergrond dieper, op b.v. 7 m onder maaiveld, dan ligt het laagje op ca 3 m diepte. Dit verschijnsel is vooral te wijten aan de klink van het veen door de druk van het er later opgegroeide veen. Fig. 9 geeft een beeld uit de polder Gaasp en Gein bij Abcoude, waar men het veenlaagje mee ziet golven met de zandondergrond. In deze polder nu werd door vele boringen bepaald, hoe diep het laagje ligt bij bepaalde diepte van de zandondergrond; hierbij moet dan wel aan de voorwaarde voldaan zijn, dat het gehele profiel boven het zand uit veen bestaat. In fig. 10 is dit schematisch voorgesteld. Uit deze tekening kan men ook enig idee krijgen van de hoogteligging van het veenlandschap in de tijd van de vorming van het beschouwde oligotrofe laagje. Extrapoleert men naar rechts, dan vindt men hiervoor een waarde van ongeveer 2 à 2,25 m – N.A.P. Behalve de gegevens uit Gaasp en Gein zijn ook de gegevens uit het gebied bij Vinkeveen ingetekend. Hier blijkt de oligotrofe veenlaag veel dunner te zijn. Uit de diepteligging kan men concluderen, dat hij later is begonnen te groeien, maar ongeveer in dezelfde tijd is overstroomd als die in Gaasp en Gein. Uit een door Prof. Mr Dr F. Florschütz palynologisch onderzocht profiel blijkt, dat deze verdrinking plaatsvond, toen *Corylus* reeds hoge waar-

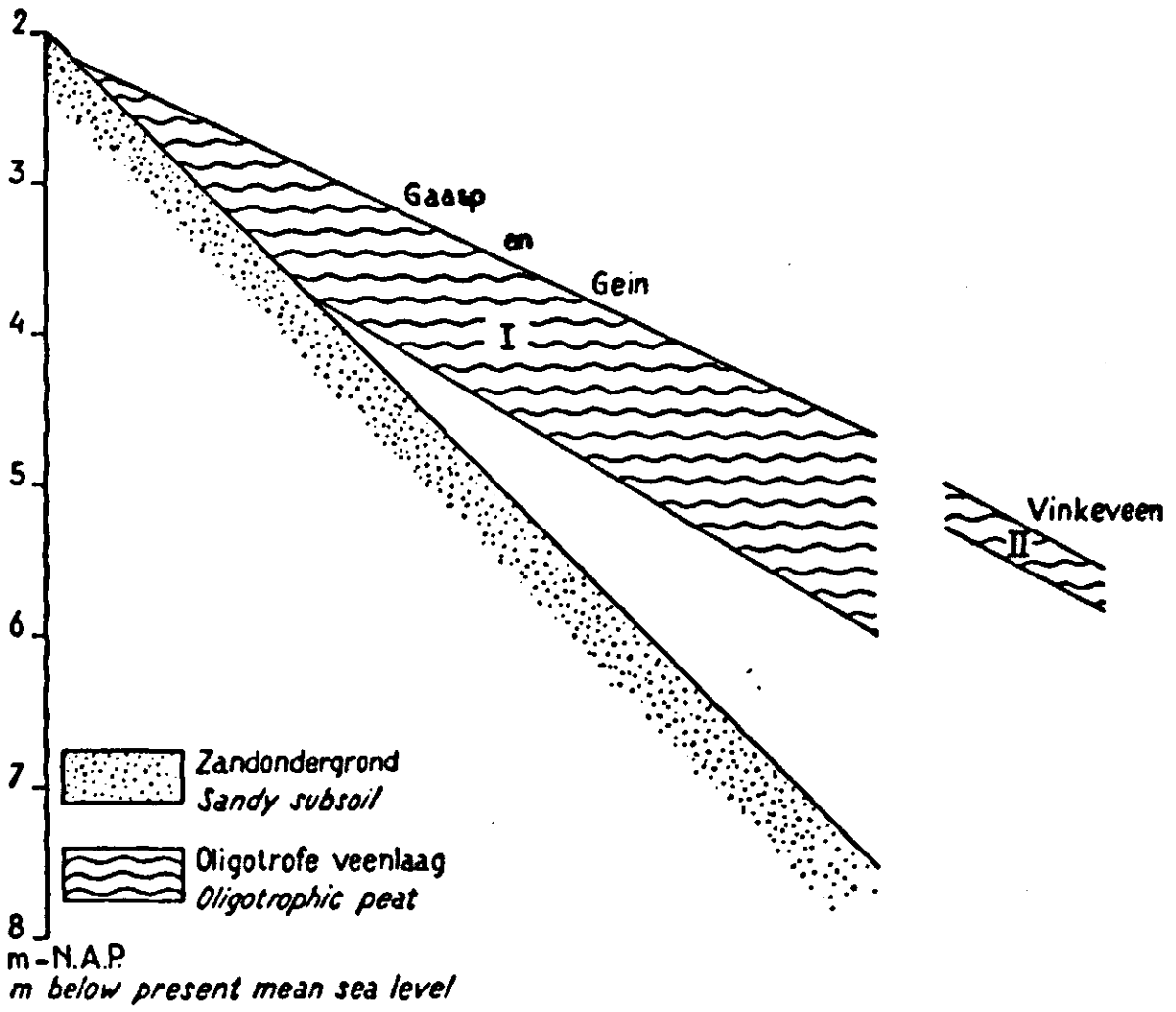


Fig 10.
Diagram van de diepteligging van een oligotrophe veenlaag ten opzichte van de diepteligging van de zandondergrond in Gaasp en Gein en bij Vinkeveen.
Diagram of the position of an oligothrophic peat layer as compared with the level of the sand subsoil in Gaasp and Gein and near Vinkeveen.

den bereikte. Dit is waarschijnlijk in dezelfde tijd als die waarin het oligotrofe veenlaagje bij Urk verdronk.

Vergelijkt men de diepteligging van de bovenkant van het oligotrofe veenlaagje bij Urk met dat van Gaasp en Gein, dan blijkt, dat deze diepteliggingen geheel met elkaar overeenkomen. Het laagje bij Urk ligt nl. op 4,10 m – N.A.P. bij een diepte van de zandondergrond van 6,45 m – N.A.P. (MULLER en VAN RAADSHOVEN, 1947). Dit is ons inziens eveneens een sterk argument voor de mening, dat beide lagen in dezelfde tijd, nl. tijdens de Cardiumtransgressie, overstroomd werden.

Vervolgt men het laagje uit de Vechtstreek naar het westen, dan komt het in Groot Mijdrecht boven de oude zeeklei uit. Het is dus een deel van het oppervlakteveen. Nu zou het kunnen zijn, dat de latere Cardiumtransgressie Groot Mijdrecht niet bereikte, zodat het oppervlakteveen hier eerder zou zijn gaan groeien dan b.v. in het gebied pal ten oosten van de oude duinen. Uit pollendiagrammen van profielen, die meer westelijk in Holland achter

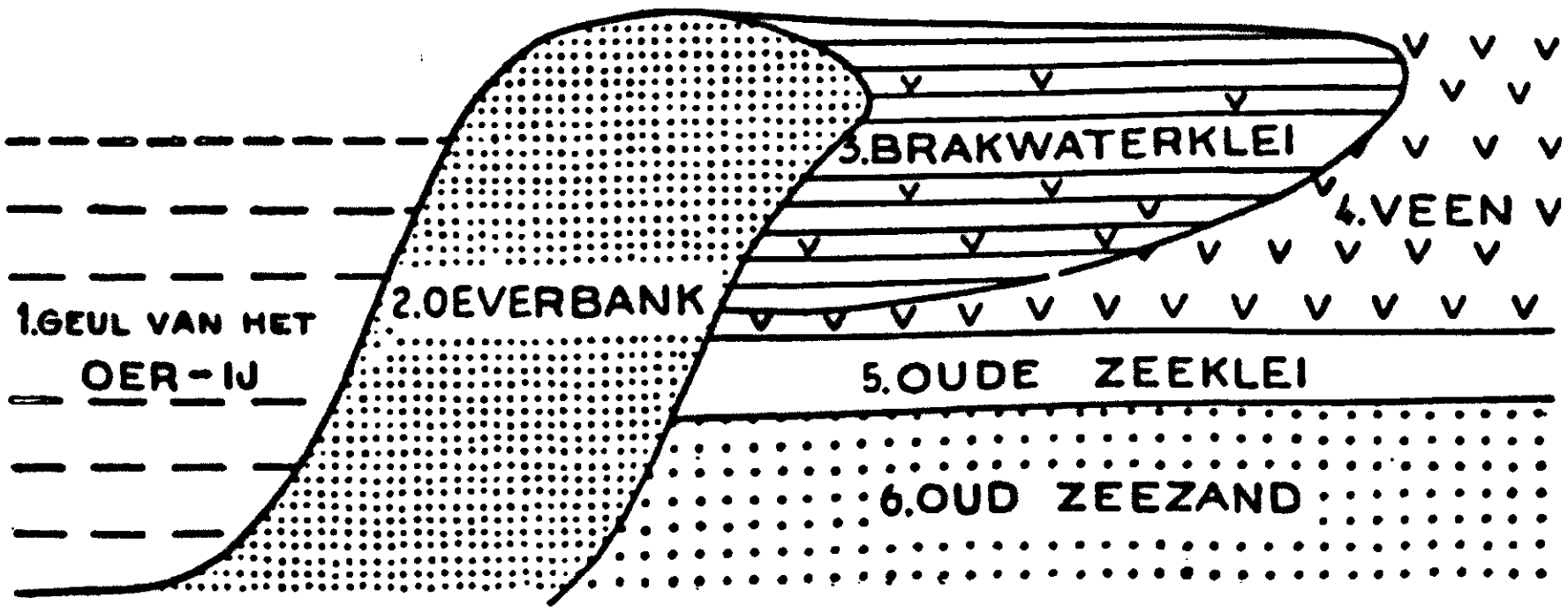


Fig. 11.

Doorsnede door een oeverwal van het Oer-IJ, naar GÜRAY (1952).
Cross-section of the bank of the primeval IJ, after Güray (1952).

1. gully of the primeval IJ
2. levée
3. brackish-water clay
4. peat
5. old sea clay
6. old sea sand

de oude duinen zijn genomen, zoals b.v. in Haarlem bij Vijfhuizen, blijkt, dat ook hier de hoge waarden van de hazelaar nog niet in de onderste laag van het oppervlakteveen worden gevonden, maar iets hogerop.

Door GÜRAY (1951) werd bij het onderzoek van de IJpolders gevonden, dat het IJ in eerste aanleg al oud is. Hij vond, dat na de vorming van de oude zeeklei hierop eerst een dun laagje veen werd gevormd en dat daarna vanuit de Noordzee het Oer-IJ ontstond. Langs dit Oer-IJ werden zavel- en kleibanken op het veen afgezet, terwijl er achter brakwaterklei sedimenteerde; verderop lagen de venen (fig. 11).

Rond het IJ vindt men over het algemeen een strook rietveen (BENNEMA, 1949). Dit rietveen is gevormd onder invloed van het brakke IJwater. Onder het rietveen komt vlak boven de oude zeeklei vaak een wat meer terrestrische veenvorming voor, waarin soms de els, bladmossen of kleinere *Carex*-soorten een rol spelen. Dit veen is veelal verdronken bij de vorming van het Oer-IJ, soms is de laag onder het rietveen niet meer intact, maar verslagen.

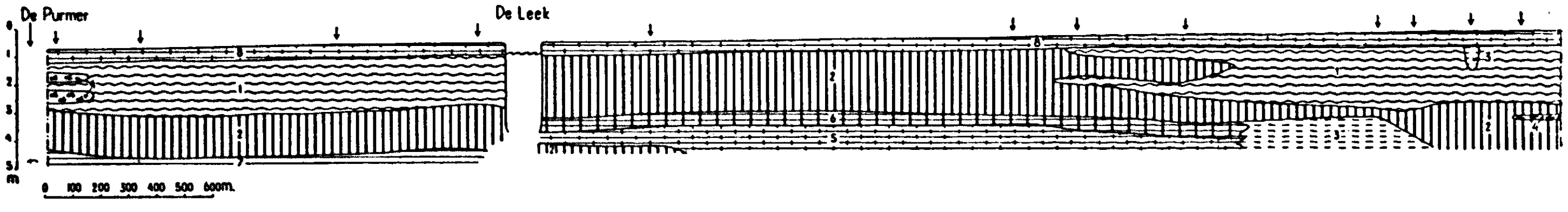
In het veengebied ten oosten van Haarlem werden enkele profielen door Prof. Mr Dr F. FLORSCHÜTZ palynologisch onderzocht. Uit de gegevens valt te concluderen, dat de verdrinking hier plaatsvond voordat de hazelaar in het diagram zijn maximum bereikt had. Deze verdrinkingsverschijnselen vallen ongeveer in dezelfde tijd als die in de Vechtstreek en in de Noordoostpolder.

In Waterland komt onder de jonge zeeklei overal het oppervlakteveen voor. Dit veen ligt meestal direct bovenop de oude zeeklei. In sommige gebieden van Waterland blijken onder het oppervlakteveen echter zavel en klei voor te komen, die iets jonger zijn dan de oude zeeklei. Deze jongere zavel- en kleilagen kunnen aansluiten bij de oude zeeklei, maar soms zijn ze er van gescheiden door rietveen of door bagger. Dit is b.v. plaatselijk het geval in het noordoosten van de droogmakerij de Broekermeer, waar de bovenste lagen van het oppervlakteveen door erosie verdwenen zijn en waar thans plaatselijk de bovengrond gevormd wordt door de jongere zavel- en kleilagen.

In fig. 12 ziet men een ander voorbeeld van deze jongere zavel- en kleilagen. In het gebied ten zuiden van de Leek (in figuur rechts van de Leek) vindt men een brede strook van deze afzettingen in de ondergrond. In het noordelijk gedeelte van deze strook ziet men nog juist, hoe onder deze afzetting weer rietveen voorkomt. Ten zuiden van deze strook vindt men nog wat bagger naast de zavel en klei. Rond het gebied, waar dit sediment afgezet werd, komen ook nog de sporen van deze transgressiephase in het veenlandschap voor. Op verschillende plekken was de veengroei van rietveen in terrestrisch veen, hetzij broekveen, hetzij sphagnumveen, overgegaan. Dit terrestrische veen verdronk tijdens deze transgressiephase.

De verschijnselen, die uit de Noordoostpolder als Cardiumtransgressie zijn beschreven, vindt men bij deze transgressie in Waterland geheel terug. Eerst ontstond detritus, daarna volgde er sedimentatie van klei en zavel, terwijl ook verslagen veen en verdrinkingsverschijnselen rondom het sedimentatiegebied optraden. Sedimentatie en verdrinking vielen hier evenals bij de Cardiumtransgressie kort na de vorming van de oude zeeklei en zijn geheel te vergelijken met die in de Noordoostpolder en in de Vechtstreek.

ZWILLENBERG en HENDRIKS (1954) werkten verder door op de gegevens, die door de auteur in Waterland verzameld werden. De conclusie, dat hier de zee na de oude zeeklei in het subboreaal tijdens de Cardiumtransgressie zijn invloed had uitgeoefend, werd door hen bevestigd, terwijl nog tal van interessante details konden worden toegevoegd.



1 veenmosveen
sphagnum peat

2 humeuze zavel
humous sandy loam

3 berken- en elzenveen
betula and alnus peat

4 rietveen
phragmites peat

5 bagger
gyttja

6 riethoudende donkere klei
phragmites containing dark clay

7 oude zeeklei
old sea clay

8 humeuze klei bovengrond
humous clay topsoil

↓ boorpunten
borings

waarschijnlijk afgezet tijdens de Cardiumtransgressie
apparently deposited during the Cardium transgression

Fig. 12.
Een doorsnede in Waterland van de Purmer naar Ransdorp.
A cross-section in Waterland from the Purmer to Ransdorp.

Ook in het noorden van ons land zijn nog belangrijke sporen uit deze tijd te vinden. In het veen werden zij beschreven door VAN ZEIST (1950) en door VROMAN (1952). In de profielen van het Princenhof, in Friesland, die door VAN ZEIST onderzocht werden, ziet men twee verdrinkingsstadia optreden. Het laatste van de twee meende VAN ZEIST te mogen correleren met de Cardiumtransgressie van de Noordoostpolder. Bij de bestudering van de pollendiagrammen uit de profielen van het Princenhof komt men tot de conclusie, dat deze tweede verdrinking van het veen optrad in de tijd, waarin de hazelaar(*Corylus*)curve nog opliep. De verdrinking trad hier dus mogelijk iets eerder op dan in de Noordoostpolder. Meer naar het noorden in Friesland is een onderscheid tussen de oude zeeklei en de eventueel aanwezige *Cardium*-klei nog moeilijk aan te geven. De oude zeeklei gaat hier vrijwel zonder duidelijke horizonten naar boven door. Het Friese kleigebied heeft een geheel andere opbouw dan West-Nederland, doordat het in het Subboreaal minder van de zee was afgesloten. Voor de opbouw van West-Nederland zijn de oude duinen van wezenlijke betekenis geweest. Wel wordt door VEENENBOS verondersteld, dat beide afzettingen in Friesland worden gescheiden door een korte periode, waarin zich een humeus bandje vormde (zie fig. 2 bij VEENENBOS, 1952). Voor het noorden van Groningen werd door WIGGERS (1950) aangegeven, dat de jonge zeeklei door een veenlaag van de oude zeeklei is gescheiden. De jonge zeeklei-afzetting is zeer dik en kan in een oudere en een jongere phase worden gescheiden. Uit deze gegevens is echter nog niet vast te stellen of de oude zeeklei misschien gedeeltelijk nog tot de *Cardium*-klei moet worden gerekend of niet.

Samenvattend kunnen wij dus vaststellen, dat de Cardiumtransgressie in Noord-Holland, Utrecht, de Noordoostpolder en Friesland zijn sporen heeft nagelaten. Hij moet gedateerd worden op de overgang van steentijd naar bronstijd. Pollenanalytisch gezien moet hij vlak voor en tijdens het latere *Corylus*-maximum worden gesteld.

Vergelijken wij nu deze Cardiumtransgressie met de verschijnselen, zoals deze elders rond de Noordzee zijn beschreven. Aan de hand van de literatuur kan men het volgende lijstje van de maximale uitbreidingen van de Litorinazee samenstellen (alle data in jaren vóór Chr.):

ca 5000	ca 4000		ca 1800	Schonen	(NILSSON, 1935)
		ca 3000	ca 2000	Denemarken	(MIKKELSEN, 1949)
			ca 1600	Fenlands	(GODWIN, 1940)
	ca 4000		ca 1100	NW-Duitsland	(SCHÜTTE, 1939)

Met uitzondering van SCHÜTTE, wiens gegevens thans als verouderd beschouwd moeten worden, stellen alle auteurs het laatste maximum van de Litorinazee op omstreeks 1800 v. Chr. De Cardiumtransgressie past goed in dit beeld. Archaeologisch gezien valt in Engeland deze transgressie op de overgang van steentijd naar bronstijd. Ook voor Schonen dateert NILSSON het laatste maximum van de Litorinazee op de overgang van steentijd naar bronstijd. De Cardiumtransgressie zal dan ook met deze laatste uitbreiding van de Litorinazee vergeleken mogen worden.

Door vele auteurs wordt verondersteld, dat na de Cardiumtransgressie de zeespiegel vrij sterk is gedaald. MULLER en VAN RAADSHOVEN (1947) verdedigden deze opvatting voor de Noordoostpolder, terwijl in het buitenland door GODWIN (1941) en ook door NILSSON speciaal voor deze tijd, nl. voor de oudere bronstijd of de overgangstijd van steentijd naar bronstijd, een daling

van het zeeniveau werd verdedigd. Hoewel in deze tijd de invloed van de zee ook in Holland vrij sterk verminderde, zijn aanwijzingen voor een belangrijke daling van de zeespiegel toch niet te vinden. Het gehele verschijnsel kan eveneens verklaard worden door slechts een kleine regressie aan te nemen of alleen maar een tijdelijk stagneren van de algemene stijging. Het feit, dat ook na de Cardiumtransgressie vele eutrofe veenprofielen doorgroeiden, waarbij zeer slappe profielen ontstonden, duidt erop, dat de regressie zeker niet groot kan zijn geweest.

Keren wij nu terug tot de beschouwing over de hoogteligging van de zeespiegel, dan kunnen wij voor de hoogte tijdens de Cardiumtransgressie op een paar punten wijzen:

a. In het voorgaande werd reeds de hoogteligging van het veenlandschap in de Vechtstreek vlak voor de Cardiumtransgressie aangegeven als 2,25 m – N.A.P.

b. De oeverbanken van het Oer-IJ komen ongeveer bij Ruigoord tot ca 2,50 m – N.A.P., meer naar het westen liggen ze nog hoger (Güray, 1951). Het zijn oeverbanken langs een diepe geul. Daar echter de hoogteligging van dergelijke banken ten opzichte van het gemiddelde zeeniveau nog slecht bekend is, willen we deze maat niet als kenmerk voor de zeestand gebruiken. In grote trekken gezien kan echter wel gezegd worden, dat dit gegeven goed aansluit bij het volgende.

c. In Hekelingen bevond zich aeneolithische bewoning (Modderman, 1951, 1953) op een oeverwalletje van een eb- en vloedsysteem (Bennema, 1953). De hoogteligging van dit oeverwalletje is 2,20 – m N.A.P. De ligging ten opzichte van de oude zeeklei en de archaeologische gegevens wijzen erop, dat deze bewoning tijdens of na de Cardiumtransgressie gesteld zal moeten worden (zie ook § 2). Bij dit oeverwalletje is de invloed van klink gering te achten, waarschijnlijk maximaal 30 cm.

d. Uit de hoogteligging van de strandvlakte achter de strandwal van Noordwijkerhout werd in de vorige paragraaf reeds een zeestand van 3,40 m – N.A.P. tijdens de Cardiumtransgressie afgeleid.

Van de oeverwallen in Hekelingen kan men wel aannemen, dat zij tot iets boven gemiddeld hoog water zijn opgeslibd. Rekent men bovendien nog iets voor de klink, dan vindt men eveneens een zeestand, ongeveer tussen 3,00 m en 3,50 m – N.A.P. in de tijd van de Cardiumtransgressie. We willen als zeespiegelstand tijdens de Cardiumtransgressie 3,25 m – N.A.P. aannemen. Voor het veenlandschap in Gaasp en Gein betekent dit, dat het iets boven gemiddeld hoog water lag, wat redelijk lijkt. Men kan deze zeestand bovendien nog vergelijken met de hoogteligging van een tweetal ruggetjes, die in de Alblasserwaard te vinden zijn (de Overlekse stroom en de Overwaardse stroom van Vink, 1926) en waarvan wij uit de onderzoekingen van Ir J. van der Linde weten, dat zij in het aeneolithicum plaatselijk bewoond waren. Kort na de bewoning of misschien ook reeds daarvoor zijn zij practisch buiten werking geraakt. In het westen van de Alblasserwaard is de hoogteligging 2,50 à 2,75 m – N.A.P. Deze hoogteligging sluit tamelijk goed aan bij de door ons gevonden gemiddelde zeestand. Nauwkeurige correlatie is echter nog niet mogelijk, daar de juiste datering van deze ruggetjes ten opzichte van de Cardiumtransgressie nog niet is te geven, terwijl bovendien nog niet bekend is, hoe hoog de afzetting van deze stroompjes ten opzichte van het toenmalige zeepeil moet hebben gelegen en hoeveel voor de klink berekend moet worden.

De historie van onze kustlanden in de tijd tussen de Cardiumtransgressie en de ijzertijd is nog slecht bekend. Enige aanknopingspunten zijn er echter. Zo o.a. de door VAN GIFFEN onderzochte grafheuvels in West-Friesland op marien slibhoudend zand, waarvan de oudste werd gedateerd in 1400–1000 v. Chr. en de jongste in 1000–750 v. Chr. Dit landschap werd dus rond 1000 v. Chr. bewoond. De bovengrond van de bewoonde klei heeft slechts weinig $CaCO_3$ verloren; dit verlies is mogelijk gedeeltelijk nog opgetreden toen het profiel al overdekt was (VAN DER SPEK, 1944). Het humeuze gedeelte van het profiel, zoals dit onder de grafheuvel bewaard werd, is zeer dun (10–15 cm). Dit wijst erop, dat dit oppervlak niet zo heel lang begroeid is geweest. Het is dan ook waarschijnlijk, dat de klei kort voor de bewoning gesedimenteerd werd, dus enige tijd vóór 1000 v. Chr. In deze tijd was blijkbaar de invloed van de zee in West-Nederland weer iets groter, daarna – in de midden-bronstijd – trad een regressiephase op, die tot gevolg had, dat deze klei weer bewoonbaar werd. De zool van de heuvels vindt men tot maximaal 1,50 m – N.A.P. Door VAN GIFFEN wordt verondersteld, dat deze lage ligging gedeeltelijk een gevolg is van klink. Het materiaal, waarop de terp ligt (slibhoudend zeezand), geeft echter geen enkele steun aan deze veronderstelling. Voorshands lijkt het dan ook juister aan te nemen, dat de invloed van klink op de hoogteligging van de terpzool gering is geweest. Wel is er waarschijnlijk een grote klink geweest van het humeuze kleidek, dat naast de heuvels boven de bronstijdafzettingen voorkomt. Een niveau, dat iets hoger dan 1,50 m – N.A.P. heeft gelegen (ca 1,25 m – N.A.P.), mogen wij dan ongeveer als sedimentatieniveau van de transgressiephase van vóór de midden-bronstijd nemen. Helaas is nog niet bekend, tot welke facies deze afzetting behoort. Wij mogen echter wel verwachten, dat men hier op de hoogste delen van het mariene landschap woonde; de afzettingen zullen dus reeds tijdens de transgressiephase boven gemiddeld hoogwater hebben gelegen. Een zeestand van ongeveer 2,50 m – N.A.P. tijdens de transgressiephase lijkt aannemelijk.

In de vorige paragraaf werd reeds op de strandvlakte voor de rug van Noordwijkerhout gewezen en op de overeenkomstige strandvlakte ten zuiden van de Oude Rijn, die ongeveer uit dezelfde tijd zouden dateren en op een zeestand van 2,65 à 2,90 m – N.A.P. duiden.

VAN DER HEIDE (1950) deelde mede, dat in de vroegere Wieringermeer beenderen van een grijze walvis werden gevonden. Deze was daar, zoals uit de pollenanalyse bleek, in de overgang Subboreaal–Subatlanticum terecht gekomen. In het veenlandschap van Holland en Utrecht vindt men erosieverschijnselen, die waarschijnlijk ook in de overgang Subboreaal–Subatlanticum moeten worden gesteld, nl. het ontstaan van de eerste meren (vroegste Horstermeer, Naardermeer en het meertje van Haarlem). Hierbij wordt dan aan de klassieke grens Subboreaal–Subatlanticum gedacht, die ongeveer op 600 v. Chr. is te stellen.

Voor Walcheren werd door BENNEMA en VAN DER MEER (1950) de eerste overstroming van het veenlandschap kort voor Christus' geboorte gesteld. Vóór die tijd woonde men in Noord-Walcheren gedurende korte tijd al op het veen. Latere gegevens wijzen er echter op, dat mogelijk het veen reeds vóór de bewoning tijdelijk overstroomd was geweest.

HAARNAGEL (1950), die het kustgebied van de Noordzee in Duitsland uitvoerig beschreef, komt tot de conclusie, dat tussen 700 en 300 v. Chr. de zee het Duitse kustgebied overspoelde.

In de oude kleistreek van Friesland (vooral in Westergo) blijkt de eerste

bewoning reeds enige tijd voor Christus gesteld te moeten worden (BOELES, 1951). Ook in Groningen vond de eerste bewoning op de alluviale afzettingen reeds enkele honderden jaren voor Christus' geboorte plaats (VAN GIFFEN, 1931). Over de juiste datering van de eerste bewoning is men het nog niet geheel eens; de schattingen lopen uiteen van ongeveer 400 tot 200 v. Chr. Het mariene landschap waarop men woonde, moet dus vóór 200 à 400 v. Chr. gevormd zijn.

Hoewel de gegevens uit ons land nog schaars en weinig gedetailleerd zijn, moet men er toch rekening mee houden, dat tussen 700 en 300 v. Chr. de zee waarschijnlijk zijn invloed over het land uitbreidde. Hiermede komen wij aan de tijd kort voor Christus' geboorte. Van verschillende zijden is reeds betoogd, dat in deze tijd de invloed van de zee gering was. Overal op het mariene land vestigde men zich in deze tijd, niet alleen in Nederland maar ook in Duitsland. Naast deze kustbewoning trad ook een bewoning van onze riviergebieden op (EDELMAN, 1951; MODDERMAN, 1951; PONS en MODDERMAN, 1951).

4. DE RELATIEVE ZEESPIEGELSTIJGING OMSTREEKS EN KORT NA HET BEGIN VAN ONZE JAARTELLING

Reeds sinds tientallen jaren zijn door Prof. A. E. VAN GIFFEN gegevens verzameld, die betrekking hebben op de stand van de zeespiegel omstreeks het begin van onze jaartelling. Hij kon reeds 40 jaar geleden tot de goed gefundeerde uitspraak komen, dat de seculaire bodemdaling van Noord-Nederland en Zeeland, gerekend over de laatste 20 eeuwen, 0,10 m per eeuw tot limiet heeft (VAN GIFFEN, 1910), dus dat de zee omstreeks Christus' geboorte hoogstens 2 m lager stond dan thans. Enige tijd later vond hij voor de kuststreek tussen Den Haag en Katwijk (VAN GIFFEN, 1921) een bodemdaling van maximaal 6 of 7 cm per eeuw voor deze periode, dus een maximaal verschil in zeestand van 1,20 à 1,40 m met tegenwoordig.

Zijn conclusie voor het Nederlandse en Noordduitse kustgebied was de volgende: De som van alle relatieve niveauveranderingen in de Nederlandse en Noordduitse kustlanden kan – enkele afwijkingen van locale aard uitgezonderd – gedurende de Christelijke tijd in het algemeen niet meer, wel minder dan 1,80 m hebben bedragen. Bovendien wees hij er op, dat in deze positieve niveauverandering in de eerste eeuwen na Christus' geboorte blijkbaar een rustpauze voorkomt.

Bij latere onderzoekingen vond VAN GIFFEN zijn mening bevestigd. Ter bestudering van de positieve niveauverandering gebruikte hij de volgende methodes:

a. Het vergelijken van opslibbingsniveau's uit de vroegere, b.v. Romeinse tijd, met de opslibbingsniveau's van tegenwoordig. Bij deze beschouwing ging hij vaak van de hoogte van de tegenwoordige kwelders uit en onderscheidde daarbij een minimaal en maximaal mogelijke kwelderhoogte (VAN GIFFEN, 1921). Voor de maximale kwelderhoogte nam hij doorgaans 60 cm boven gemiddeld hoogwater aan. Waarschijnlijk mogen we wel veronderstellen, dat de bewoning op de mariene gronden in de aanvang op de hoogste delen van de kwelders plaatsvond. We zullen dus in de meeste gevallen eerder met getallen te rekenen hebben, die dichter bij de maximale dan bij de minimale hoogte liggen. Wel is deze 60 cm boven gemiddeld hoogwater dan inderdaad een limiet, die in een open kwelderlandschap (zonder dijken) naar onze mening niet bereikt wordt. Ook

moet men rekening houden met de hogere afzettingen zoals de kwelderwallen.

Door Drs A. J. WIGGERS van de Noordoostpolderwerken werd op ons verzoek het verband tussen kwelderhoogte en gemiddelde vloedhoogte aan onze kust nagegaan. Hieruit blijkt, dat de tegenwoordige kwelders meestal niet veel hoger dan ca 30 cm boven gemiddeld hoogwater opslibben. Oudere kwelders liggen soms wel iets hoger. Oever- en kwelderwallen kunnen veel hoger opslibben. Met het oog op deze cijfers lijkt het het meest aannemelijk, dat een rijpe kwelder op ongeveer 40 cm boven gemiddeld hoogwater zal liggen. Voor het uitrekenen van het vroegere gemiddelde zeeniveau moet men bovendien weten, hoe hoog het gemiddeld hoogwater was. Dit geeft moeilijkheden (VAN GIFFEN, 1910; KOOPER, 1939), daar de vloeden aan onze tegenwoordige kusten niet geheel vergelijkbaar zullen zijn met die van vroeger. Door de bedijkingen lopen ze plaatselijk nu waarschijnlijk hoger op.

b. Het vergelijken van de gemiddelde binnenwaterstand, zoals die nu zou zijn bij het ontbreken van een kunstmatige afwatering (VAN GIFFEN, 1921) en de waterstand, zoals die voor het verleden uit het profiel afgeleid kan worden. Hierbij ging hij van de praemisse uit, dat kleien die blauw zijn nooit dieper ontwaterd zijn, een praemisse, die in deze vorm althans niet geheel verantwoord lijkt.

c. Het vergelijken van de terphoogten in de verschillende tijden met de terpen uit de Halligen in Duitsland, die op onbedijkt land staan en 3 à 4 m hoog zijn (VAN GIFFEN, 1926).

d. Het vergelijken van de hoogte van opslibbing in de loop der tijden op één plek. Zo vergeleek hij in Ezinge de hoogte van de zool van de kernterp van 300 à 400 v. Chr. met de hoogte van de zool van de laatste uitbreiding van de terp. De zool van de laatste uitbreiding ligt hoger, daar het land ondertussen opslibde. Vooral aan de hand van de resultaten, die hij met deze methode bereikte, kwam VAN GIFFEN (1930, 1931) tot zeer kleine bedragen voor de positieve niveauverandering voor het beschouwde tijdvak.
Hoewel de resultaten, die met deze methode gevonden worden, inderdaad een aanwijzing geven, moet men aan die resultaten ons inziens toch niet altijd een absolute waarde hechten. De opslibbingshoogten kunnen namelijk bij eenzelfde gemiddelde vloedhoogte op een kwelder nogal wat variëren, zoals bij punt *a* al bleek (minimale en maximale kwelderhoogte). Nu is het geheel de vraag of de zool van de kernterp even hoog ten opzichte van de toentertijd gemiddelde vloedhoogte is opgeslibd als de zool van de latere uitbreidingen. De aard van het materiaal onder de kernterp (zavelig materiaal) en die van het latere sediment (zware klei) is verschillend. Ons inziens is dit gedeeltelijk te wijten aan de kustaanwas in de tussentijd, waardoor de zee later iets verder weg lag. Onder deze omstandigheden is het zeer goed mogelijk, dat de opslibbingshoogten ten opzichte van het gemiddelde hoogwater voor de kust langzamerhand afnamen. Hierop zullen wij later terugkomen (zie blz. 45).

Alvorens verder op de hoogte van het zeeniveau omstreeks Christus' geboorte in te gaan, moeten we eerst wijzen op de algemene verschijnselen, die omstreeks deze tijd aan onze kust optraden, waarbij eerst West-Nederland en daarna Noord-Nederland zal worden besproken.

Bij het bodemkundig onderzoek van het Westland vond VAN LIERE (1948)

in de buurt van Vlaardingen, onder een dun kleidek, scherven uit de vroege ijzertijd; gedeeltelijk lagen deze scherven op veen, gedeeltelijk op reeds eerder afgezette klei. Later werd door de auteur bij de stadsuitbreiding van den Haag nabij Loosduinen nog meer van hetzelfde materiaal gevonden, nu boven op het veen. Uit de aard van het veen direct onder de scherven bleek, dat ten tijde van de bewoning de zee al enige invloed in het omringende gebied uitoefende. Door VAN LIERE werd aan de hand van de scherven de eerste overstroming van het Westlandse veenlandschap, die van het systeem VLAM (1945), op omstreeks 300 v. Chr. gesteld. Uit een studie van MODDERMAN (1949) blijkt, dat in verband met de moeilijke dateerbaarheid van het schervenmateriaal beter gelezen kan worden: in de eerste 3 eeuwen v. Chr.; later (1952) schrijft hij: de eerste 5 eeuwen v. Chr. MODDERMAN denkt dan voor de datering van de scherven het meest aan de eerste eeuw voor Christus.

In Belgisch Vlaanderen bleek ook kort vóór of omstreeks Christus' geboorte de zee iets meer invloed te hebben uitgeoefend (MOORMANN, 1951). In Noord-Walcheren bleek deze transgressiephase eveneens sporen te hebben nagelaten (BENNEMA en VAN DER MEER, 1950, 1952; VAN DER FEEN, 1952). Hij werd hier voorlopig kort voor of omstreeks het begin van onze jaartelling gedateerd.

Bij deze transgressiephase drong de invloed van de zee in de vorm van eb- en vloedkreken tot diep in het achterland door, onder andere tot ver in het gebied van de Alblasserwaard.

Door TUINSTRA (1951) werd verondersteld, dat ook in noordwestelijk Noord-Brabant sporen van deze transgressiephase te vinden zijn. De dateringen die hij gaf, zijn echter enigszins dubieus. Ze zijn namelijk gebaseerd op kleilagen, die in hoogveen zijn ingeschakeld. Bij dergelijke kleilagen heeft men de kans, dat ze stratigrafisch gezien niet op de juiste plaats liggen. Oligotroof veen drijft bij overstromingen gemakkelijk; een deel van de veenlaag wordt dan opgetild en gaat drijven. Tussen het deel van de veenlaag, dat blijft zitten, en het deel, dat drijft, kan nu klei worden afgezet. Dergelijke „tussengeschoven" kleilagen kan men in West-Nederland op verschillende plekken aantreffen. FLORSCHÜTZ (1933) veronderstelde een dergelijke ontstaanswijze van een kleilaag in het veen in de Wieringermeer. In West-Duitsland aan de Jadebusen kan of kon men het ontstaan van dergelijke kleilagen in de huidige tijd nog bestuderen (KÜNNEMAN, 1941). De door TUINSTRA in het veen aangetroffen kleilagen kunnen, althans gedeeltelijk, zeer goed „tussengeschoven" zijn. Het feit, dat ze slechts plaatselijk aanwezig zijn, is hiervoor een aanwijzing. Neemt men echter met TUINSTRA aan, dat de lagen stratigrafisch gezien wel op de juiste plaats liggen, dan moet men voor de onderste ingeschakelde kleilaag tot een oudere datering komen. Pollenanalytisch gezien ligt deze eerste kleilaag namelijk nog voor de *Corylus*-top (zie profiel R25 bij Tuinstra, 1951). Men zou dus zelfs aan de Cardiumtransgressie kunnen denken! Ook de daarop volgende kleilaag zou ons inziens ouder moeten zijn dan de prae-Romeinse phase uit het Westland. Alvorens echter een goede uitspraak over de ouderdom van deze kleilagen kan worden gedaan, moet eerst de stratigrafische betekenis ervan worden onderzocht.

Uit Noord-Holland is iets over de transgressiephase van kort voor of omstreeks Christus' geboorte bekend uit het gebied van Castricum (DE ROO, 1953) en het Geestmerambacht (DU BURCK, 1949). In een doorbraakgebied van de oude duinen woonde men in de eerste en tweede eeuw na Christus op

materiaal, dat kort tevoren was afgezet. De Roo (1953) acht het waarschijnlijk, dat dit mariene materiaal is afgezet in dezelfde transgressiephase, die ook in het Westland zijn sporen heeft nagelaten.

Na deze transgressiephase bewoonde men overal de mariene afzettingen zonder dat er voorzieningen tegen de overstromingen waren getroffen. Deze bewoningsperiode valt vooral in de tweede en begin derde eeuw na Christus. Van Walcheren (van der Feen, 1952), Schouwen (naar Ir S. F. Kuipers), Goeree en Voorne-Putten (naar Ir J. van der Linde), IJsselmonde, het Westland (van Liere, 1948), de Oude Rijnmond (van Giffen, 1921, 1949; van der Meer, 1952), Castricum (de Roo, 1953), Geestmerambacht (du Burck, 1949) zijn bewoningsresten uit deze tijd bekend. In de derde eeuw na Christus werden de woonplekken in verband met nieuwe overstromingen weer opgegeven.

De transgressiephase, die kort voor of omstreeks Christus' geboorte in het zuiden van Nederland grote invloed heeft uitgeoefend, heeft evenals de daaropvolgende stilstandsphase veel minder invloed uitgeoefend in het noorden van Nederland en het aangrenzende Duitse kustgebied. Haarnagel (1950) kwam op grond van zijn terpenstudies in het Duitse gebied tot de uitspraak, dat van 300 vóór tot Christus' geboorte er een „Festlandperiode" was en dat omstreeks Christus' geboorte tot 600 na Christus een „Ueberflutungsperiode" begon. Daarentegen heeft van Giffen (1921) de eerste eeuwen na Christus steeds als een gunstige periode voor het kustgebied beschouwd. Bakker (1953) sloot zich bij deze mening aan, na aanvankelijk (1948) een begin van een transgressiephase in de eerste eeuw na Christus te hebben verondersteld. Uit de vele gegevens betreffende de terpen in de noordelijke kustgebieden blijkt, dat reeds enige eeuwen voor Christus de eerste terpen ontstonden. Over de juiste tijd bestaat nog onzekerheid, maar de schattingen lopen uiteen van 500 tot 200 jaar v. Chr. In Ezinge (van Giffen, 1949) bleek, dat de eerste bewoners zonder ophoging op het maaiveld leefden. Ook in het Duitse gebied te Einswarden leefde men op het maaiveld in de laatste twee eeuwen voor Christus' geboorte (Haarnagel, 1950). Deze oude woonplaatsen waren in de tweede en derde eeuw na Christus al sterk opgehoogd. Aan de andere kant ziet men in de eerste en tweede eeuw n. Chr. toch weer veel nieuwe bewoningen optreden, in het begin zonder of met zeer geringe verhoging. Een goede synthese van de vele, vaak tegenstrijdige gegevens uit het onderzoek zal slechts door het zorgvuldig nagaan van het in de loop der jaren verzamelde materiaal zijn te geven.

Bodemkundig is het Friese kleigebied vooral bestudeerd door Bakker (1948) en Veenenbos (1949, 1952). Ook op archaeologisch gebied zijn talrijke gegevens, die voor een beter begrip van de genese van het gebied dienstig zijn, bekend geworden. Het oude kleigebied van Westergo geeft voor het nagaan van het zeeniveau goede aanknopingspunten. Dit oude kleigebied bestaat thans uit een knipkleilandschap, waarvan een profiel er volgens Veenenbos als volgt uitziet: 20 cm bovengrond, het zogenaamde brün, dat gedeeltelijk is opgebracht; daaronder ongeveer 50 cm zware klei (knipklei), door een vegetatiebandje (op 30 à 50 cm – N.A.P.) gescheiden van een stugge kleilaag (dikte ca 20 cm). Onder de stugge kleilaag volgt op 50 à 70 cm – N.A.P. een gelaagde kwelderafzetting, die naar onderen toe in wadzand overgaat. Tussen de stugge kleilaag en de kwelderafzetting bevindt zich vaak nog weer een vegetatiebandje (Veenenbos, 1952). Uit een opgraving te Klein Gietens, die door Modderman (1952) op verzoek van Veenenbos werd

uitgevoerd, bleek, dat de afzetting van de knipklei daar na ca 200 n. Chr. was begonnen en in elk geval voor ca 1100 n. Chr. was voltooid.

Dit knipkleilandschap ligt ten zuiden van een kwelderwallenlandschap. De binnenste kwelderwal is in het oostelijk deel als een gesloten wal ontwikkeld, terwijl het westelijk deel uit hogere eilandjes bestaat met gaten er tussen (zie ook: De Voorlopige Bodemkaart van Nederland, EDELMAN, 1950). De kwelderwal en de eilandjes hebben het achterliggende gebied onvolkomen afgesloten. Vlak achter de gaten zal de verdere opbouw van de gelaagde kwelder nog wel door zijn gegaan, verder van de gaten weg waarschijnlijk niet; daar zullen toentertijd geen of alleen zware sedimenten zijn afgezet. De oudste kwelderwallen zijn te dateren door de terpen, die er op liggen. Deze bevatten geometrisch aardewerk (BOELES, 1951), dat van 250 v. Chr. tot 50 n. Chr. in gebruik was. Enige eeuwen voor tot omstreeks Christus' geboorte waren ze blijkbaar reeds tot hun volle hoogte opgebouwd. De bovenkant van de gelaagde kwelderafzetting zal dan ook ongeveer uit 500 à 200 n. Chr. dateren. Dit is dan het oudste bewoonbare gebied van Friesland, zoals ook blijkt uit het voorkomen van zeer oude terpen als Hichtum en Kubaard (BOELES, 1951).

Zoals hierboven werd medegedeeld, is bekend, dat de knipklei na de Romeinse tijd werd afgezet. Het stugge kleilaagje is dus waarschijnlijk de afzetting, die tussen de terpenbewoning en de Romeinse bewoning is ontstaan. Het kan reeds zijn afgezet tijdens de ontwikkeling van de kwelderwallen of vlak daarna. We kunnen het mogelijk gelijkstellen met de prae-Romeinse transgressie in West-Nederland.

Er zal nu worden nagegaan, welke de zeestand in de vroege ijzertijd en de Romeinse tijd is geweest.

Nabij Loosduinen (Eskamppolder) werd op verzoek van de auteur tijdens een oudheidkundig onderzoek door Dr P. J. R. MODDERMAN opgemeten, hoe de daar aanwezige veenlagen uitwigden tegen kleine zandkopjes. Hieruit bleek, dat de bovenkant van dit veen oorspronkelijk op 0,75 m – N.A.P. lag. Het oppervlak van dit veen was in de vroege ijzertijd bewoond. Ook is iets bekend over de hoogteligging van kleinere eb- en vloedkreekjes, die nabij Leiden het veenlandschap inliepen. Op de oeverwalletjes van deze kreekjes vond de heer EGGINK uit Voorschoten bewoningsresten, die uit de vroege ijzertijd dateerden. Het onderzoek van deze woonplekken is nog niet aangepakt, maar bij een verkenning ervan bleek, dat de hoogste punten op ongeveer 0,50 m – N.A.P. liggen. Hierbij moet nog wel met enige inklinking rekening worden gehouden. Deze inklinking zal echter voor de hoogste punten niet groot zijn, daar de profielen niet erg zwaar zijn. We moeten rekenen op een oorspronkelijke hoogteligging van ongeveer 0,30 m – N.A.P. De datering van deze niveau's is slechts bij benadering te geven. Op het veenlandschap zijn de reeds genoemde scherven uit de vroege ijzertijd gevonden, materiaal dat door MODDERMAN (1949, 1951) in de eerste drie of vijf eeuwen v. Chr. wordt gedateerd. Ook op de ruggetjes te Leiden kwam dergelijk materiaal voor. Deze niveau's moeten dus als maatstaf worden gezien voor de zeestand kort voor Christus' geboorte.

Het veenlandschap te Loosduinen bestond uit eutroof veen, dat zich op oligotroof veen had ontwikkeld. Het eutrofe veenlaagje zal zich naar onze mening niet veel boven gemiddelde vloedhoogte gevormd hebben. Dit was ook ongeveer de hoogte ten opzichte van het zeeniveau van het veenlandschap in Gaasp en Gein tijdens de Cardiumtransgressie. Uit een reconstruc-

tie van het veenlandschap in de middeleeuwen blijkt, dat het veen toentertijd niet noemenswaard boven gemiddeld hoogwater kan hebben gelegen. Voor Loosduinen betekent dit, dat de gemiddelde zeestand ongeveer 1,75 m – N.A.P. is geweest.

Van de eb- en vloedkreekjes nabij Leiden is moeilijk te zeggen, hoe hoog ze zijn opgeslibd. Daar zij al min of meer in het veenlandschap lagen, kan de opslibbing vrij gering zijn geweest. Waarschijnlijk lag de opslibbingshoogte boven gemiddeld hoogwater, tussen 20 cm en 50 cm, wat wijst op een zeestand van 1,40 à 1,70 m – N.A.P. In verband met het gegeven van Loosduinen lijkt een zeestand van ongeveer 1,65 m – N.A.P. voor deze tijd het meest aannemelijk.

Alvorens echter de verschillende gegevens te behandelen, moet nogmaals de hoogteligging van de kwelderafzettingen ten opzichte van de gemiddelde vloedhoogte worden besproken. Reeds eerder werd naar voren gebracht, dat voor een normale hoge kwelder een hoogte van ongeveer 40 cm boven gemiddeld hoogwater moet worden aangenomen. In het geval van Voorschoten werd dit bedrag door ons iets gereduceerd (tot 25 cm), omdat ver van de zee de vloed afgevlakt is en de opslibbingshoogte daardoor ook lager zal zijn. Hetzelfde geldt ons inziens voor gebieden, die vrij goed beschermd zijn tegen de zee en waarin de zee door slechts enkele toegangswegen kan doordringen. Dit principe werd trouwens ook al bij de beschouwing van de oude zeeklei toegepast. Er kunnen echter ook kwelderafzettingen voorkomen, die veel hoger werden afgezet dan 40 cm boven gemiddeld hoogwater. Een voorbeeld hiervan is de kwelderwal.

In Denemarken is de vorming van kwelderwallen aan de Noordzeekust bestudeerd, welke studie echter nog niet is gepubliceerd. Ir L. A. H. DE SMET en Dr J. S. VEENENBOS, die een excursie in het betrokken gebied maakten, deelden ons mede, dat deze kwelderwallen tot maximaal 1,20 m boven gemiddeld hoogwater, dus ongeveer 80 cm hoger dan de kwelder kunnen worden opgebouwd. Dergelijke hoge kwelderwallen komen in Friesland en Groningen ook voor. Er achter liggen vaak overgangsgronden, die niet zo hoog zijn afgezet als de kwelderwal, maar toch hoger dan de normale kwelder. Op de voorlopige bodemkaart van Nederland staan de kwelderwallen met de overgangscomplexen ongeveer aangegeven.

Bij de hiernavolgende beschouwing over de hoogteligging zullen deze gegevens worden gebruikt. Verder wordt bij alle berekeningen van de tegenwoordige eb- en vloedverschillen langs onze kust uitgegaan. Dit is een enigszins onzekere factor, daar de mogelijkheid bestaat, dat tengevolge van de bedijking en andere veranderingen aan de kust deze bedragen veranderd kunnen zijn. In verband met de bedijking kan men verwachten, dat vooral de hogere vloeden nu veel hoger oplopen. Dit is van veel belang voor de beschouwingen omtrent de bewoonbaarheid van de vroegere, onbedijkte, mariene landschappen. O.a. KOOPER (1939) heeft hieraan een uitvoerige beschouwing gewijd. Hij wijst er op, dat in het natuurlijke landschap het overstromingswater een veel grotere uitwijkmogelijkheid heeft. Het gevolg hiervan is, dat de hoge vloeden in het algemeen niet zo hoog zullen oplopen als in het bedijkte landschap. Ook op het gemiddelde hoogwater zal dit van invloed zijn geweest. Deze factor zal door ons verder niet worden verrekend. Bij het vaststellen van de ligging van de normale kwelderhoogten ten opzichte van het zeeniveau is met het oog hierop wel overwogen, dat deze in elk geval niet te hoog mochten uitvallen, daar dan een eventuele fout bij de be-

rekening van het gemiddeld hoogwater en een fout door de aanname van een te hoge ligging van de kwelder ten opzichte van gemiddeld hoogwater elkaar zouden versterken.

Het niveau uit de vroege ijzertijd is door de studies van VAN GIFFEN (1931, 1949) goed bekend uit Ezinge, waar men in deze tijd op ca 0,20 m – N.A.P. leefde. De ondergrond is zavelig en daar het hier een hoog liggende afzetting betreft, zal er niet veel voor de klink berekend behoeven te worden. De oorspronkelijke hoogteligging zal ongeveer N.A.P. zijn geweest. Dit zou bij een gemiddelde vloedhoogte van 95 cm – de tegenwoordige toestand langs de kust – op een zeestand van 1,35 m – N.A.P. wijzen. Ezinge ligt echter in het hierboven genoemde oude kustgebied met zijn hogere overgangsgronden. Deze 1,35 m – N.A.P. moeten we dus als een maximum zien.

Neemt men in Westergo het oppervlak van de kwelderafzetting onder de stugge laag aan als het vroege ijzertijdniveau, dan ligt dit niveau thans op ongeveer 0,50–0,70 m – N.A.P. Dit niveau zal wel iets door inklinking zijn beïnvloed, echter niet veel. De oorspronkelijke hoogteligging zal ongeveer gevarieerd hebben van 0,30–0,50 m – N.A.P. Bij een eb- en vloedverschil van ongeveer 95 cm en een kwelderhoogte van 40 cm komt dit neer op een relatieve bodemdaling sinds de ijzertijd van ongeveer 1,75 m. Dit kwelderoppervlak moet men waarschijnlijk op ongeveer 300 v. Chr. dateren.

Een ander gegeven vindt men in de oude kwelderwal. In het verbrokkelde oostelijke deel woonde men volgens VAN GIFFEN (1926) reeds voor de Romeinse tijd op 1 m + N.A.P., dat is dus belangrijk hoger dan de achterliggende kwelder. Met veel klink zal men bij een dergelijke hoge zavelige afzetting niet hebben te rekenen. Vergelijkt men nu deze hoogteligging met de zeestand van 1,75 m – N.A.P. en neemt men de tegenwoordige eb- en vloedverschillen als maatstaf, dan komt men voor de verbrokkelde kwelderwal tot een hoogteligging van ca 1,80 m boven gemiddeld hoogwater. Nu is de bovenkant van deze kwelderwal waarschijnlijk wel iets jonger dan de top van de hierboven beschouwde kwelder; een verschil van meer dan ongeveer 200 jaar lijkt echter onwaarschijnlijk. Daar, zoals hierna zal worden betoogd, de relatieve zeespiegelstijging in deze tijd ruwweg 10 cm heeft bedragen, komt men tot een hoogteligging van 1,60 m boven gemiddeld hoogwater.

Over de hoogte van de kwelderwallen ten opzichte van het zeeniveau is, zoals reeds werd medegedeeld, nogal veel bekend in Denemarken. De kwelderwallen groeien daar tot maximaal 1,20 m boven gemiddeld hoogwater op. Dat is dus 40 cm lager dan we hier voor de kwelderwal vonden. Het is mogelijk, dat onder iets andere omstandigheden deze kwelderwallen en kwelderplaten wel hoger op kunnen slibben. Wel blijkt ons inziens uit de hoogteligging van de oude kwelderwal, dat de maat, die door ons werd afgeleid voor de zeestand, niet veel lager gesteld kan worden.

Van het Romeinse niveau zijn in West-Nederland wat meer gegevens bekend. Reeds eerder werd gewezen op de gegevens van VAN GIFFEN (1921), nl. voor Voorburg 0,10 m – N.A.P. en voor Valkenburg 0,50 tot 0,25 m – N.A.P. Bij Voorburg behoeft men niet meer met de inklinking te rekenen, bij Valkenburg wel. Bij den Haag (Loosduinen) kan het Romeinse niveau op 0,25 m – N.A.P. worden gesteld, waarbij ook een geringe inklinking in rekening moet worden gebracht. Door Ir J. VAN DER LINDE werd voor een woonplaats op Voorne ongeveer N.A.P. gevonden. Deze woonplaats is gelegen op een kreekrug. Uit de gegevens van Voorburg, den Haag en Voorne kan men een zeeniveau berekenen van ongeveer 1,30 m – N.A.P.

Voor Valkenburg komt men bij een dergelijke berekening tot een wat lagere waarde, maar hier is de inklinking een moeilijk te bepalen factor, daar er niet genoeg bekend is over de opbouw van de ondergrond. Deze factor kan hier belangrijke invloed hebben, daar de grond door de er op liggende terp zeer sterk is belast. Ook bij Alblasserdam tasten we nog in het duister wat de klink betreft; tevens is hier niet bekend, hoe hoog het gemiddelde hoogwater was. Voor dit gebied is het zeker niet juist de eb- en vloedverschillen van de kust als maatstaf te nemen. Waarschijnlijk was de vloed hier sterk afgezwakt. We zijn dan ook geneigd de zeestand, die de punten Voorburg, Loosduinen en Voorne aangeven, voor dit gebied van Nederland als de juiste te zien.

Uit Noord-Kennemerland is iets bekend door het onderzoek van DE ROO en MODDERMAN (DE ROO, 1953). Volgens DE ROO ligt het Romeinse niveau bij Castricum op ongeveer 0,50 m – N.A.P., terwijl het op een kreekrugje (verlande eb- en vloedkreek) in het veenlandschap ten westen van Krommenie op ongeveer 0,95 m – N.A.P. lag. Hierbij is de onderkant van de laag, waarin de scherven werden gevonden, als het woonniveau aangenomen. Volgens een mondelinge mededeling van Dr P. J. R. MODDERMAN lijkt het hem thans waarschijnlijk, dat de bovenkant van deze laag als het Romeinse niveau moet worden gezien. In dit geval vindt men een hoogteligging van resp. 0,25 à 0,30 m – N.A.P. voor Castricum en 0,60 m – N.A.P. voor de hoogste punten van het Romeinse niveau op het kreekrugje. Voor de woonvlakken bij Castricum, waar de ondergrond zandig is, behoeft niet met veel inklinking rekening te worden gehouden. Het kreekrugje, dat uit fijnzandige zavel bestaat, zal iets meer ingeklonken zijn; naar schatting zal de inklinking hier ongeveer 20 cm hebben bedragen.

Meer noordelijk, nl. in Geestmerambacht, werden gegevens over het Romeinse niveau verzameld door DU BURCK. Hier komen op enkele plekken onder een knipkleidek, in een humeuze horizont, inheems-Romeinse scherven voor (DU BURCK, 1949). Naar Ir P. DU BURCK mededeelde, liggen deze op ongeveer 1 m – N.A.P.

De opslibbingshoogte ten opzichte van het gemiddeld hoogwater van de afzettingen, waarop men nabij Castricum woonde, is waarschijnlijk iets hoger geweest dan normaal. Deze sedimenten moeten namelijk beschouwd worden als een opvulling van het mondingsgebied van een geul. Die van het kreekrugje in het veenlandschap zal wat lager hebben gelegen, naar schatting 25 cm boven gemiddeld hoogwater. Met deze gegevens kan men een zeestand van respectievelijk 1,35 en 1,20 m – N.A.P. berekenen. Dit is dus de stand kort voordat de bewoning een aanvang nam.

De gegevens uit Geestmerambacht stellen ons op het ogenblik nog voor een raadsel. Men zou tot een zeestand van 1,75 m – N.A.P. moeten besluiten, wanneer men er van uitgaat, dat de scherven hier wel op een rijpe kwelder terecht zullen zijn gekomen. De facies van deze afzetting is echter nog te slecht bekend om deze conclusie te trekken. Een nader onderzoek zal moeten uitmaken op welke wijze het niveau in Geestmerambacht geïnterpreteerd moet worden.

Uit de gegevens van Castricum en Krommenie is dus in het algemeen ook een zeestand van ongeveer 1,30 m – N.A.P. voor het Romeinse niveau af te leiden. Er zijn echter een aantal onzekere factoren, waardoor het niet geheel is uit te sluiten, dat de zeestand iets lager is geweest.

In Friesland kunnen we gebruik maken van het gegeven, dat in Westergo

de bovenkant van de stugge laag, die waarschijnlijk het Romeinse niveau voorstelt, nu op 0,30 à 0,50 m – N.A.P. ligt. Vroeger zal deze op ongeveer 0,20 m – N.A.P. hebben gelegen. Tijdens de vorming van dit vegetatiebandje en trouwens ook reeds tijdens de vorming van de stugge laag was dit gebied reeds moeilijk toegankelijk voor de zee door het hoge voorland. De ligging van het gebied boven gemiddeld hoog water zal dan ook minder hoog zijn geworden dan tijdens de vorming van de er onder liggende kwelder. Bij een hoogteligging van 25 cm boven gemiddeld hoogwater komt men tot een zeestand van 1,35 m – N.A.P., een bedrag dat weer nauw aansluit bij de bedragen, die we in het westen en omgeving vonden. Dit bedrag van 1,35 m – N.A.P. is 40 cm hoger dan het bedrag, dat we voor de ijzertijd berekenden voor Friesland; dit betekent een relatieve zeespiegelstijging van ongeveer 10 cm per eeuw. Zou men aan de hand van de dikte van het sediment, dat in deze tijd gevormd werd, de zeespiegelstijging willen berekenen, dan komt men tot een veel kleinere waarde, nl. 20 cm, de dikte van de stugge laag. Dit is ons inziens te wijten aan het verschil in opslibbingshoogte van de verschillende afzettingen. Het is dan ook onjuist deze opslibbingsdikte als maat te nemen.

Aan de hand van de gegevens uit West-Nederland en Friesland lijkt een relatieve zeespiegelstand van ongeveer 1,25 à 1,40 m – N.A.P. in de Romeinse tijd het meest aannemelijk.

Bij de behandeling van de absolute bodemdaling in hoofdstuk II was de eindconclusie, dat deze vrij klein zou zijn. Bovendien leek het niet aannemelijk, dat er langs het kustgebied grote verschillen in bodemdaling zouden voorkomen. Bezien we de gegevens over het Romeinse niveau, dan blijkt ook daaruit dat grote bodemdalingsverschillen sinds de Romeinse tijd in elk geval niet optreden. Enige verschillen zijn in verband met de onzekere factoren mogelijk. De betrouwbaarste gegevens stammen uit Friesland en het Westland; vergelijkt men deze gegevens en houdt men rekening met de onzekerheden, dan lijkt de volgende mening verantwoord. Tussen het Westland en Friesland is òf geen verschil in absolute bodemdaling òf slechts een klein verschil (naar schatting maximaal 3 cm per eeuw).

Van de vele gegevens, die uit Zeeland bekend zijn, werd geen gebruik gemaakt, daar in alle profielen, waarvan gegevens bekend zijn, veenlagen worden aangetroffen. De inklinking vormt hierbij een te onzekere factor om er conclusies op te baseren. In de onderstaande tabel zijn de verschillende gegevens samengevat.

Tabel van de relatieve bodemdaling sinds het begin van onze jaartelling

	A	B	C	D	E
	Hoogteligging N.A.P.	Klink geschat	Gemiddeld hoogwater aan de kust +N.A.P.	Hoogteligging van de afzetting t.o.v. gemiddeld laagwater	Relatieve bodemdaling (C+D)–(B+A)
Voorne	0,0	0,10	0,90	0,60	1,40
Alblasserdam	–0,80	?	?	?	–
Voorburg	–0,10	–	0,90	0,25	1,25
Valkenburg	–0,25	0,20?	0,90	0,60?	1,55
Loosduinen	–0,25	0,25	0,90	0,40	1,20
Castricum	–0,30	0,10	0,55	0,60	1,35
Krommenie	–0,60	0,20	0,55	0,25	1,20
Geestmerambacht .	–0,90	?	?	?	–
Friesland, Westergo .	–0,40	0,20	0,90	0,25	1,35

Uit het Duitse kustgebied zijn ook niveau's van de terpzolen bekend

(HAARNAGEL, 1950), waardoor we de hoogteligging van het opslibbingsniveau omstreeks Christus' geboorte kunnen vergelijken met dat in Duitsland. In de volgende tabel zijn de hoogteliggingen van dit niveau in Duitsland aangegeven. Ze zijn afkomstig van terpzolen of van woonplaatsen op het maaiveld, waar de eerste bewoners zich kort voor Christus' geboorte of in de Romeinse tijd vestigden. Hoewel bij geen van deze woonplekken veen in de ondergrond voorkomt, moeten de meeste cijfers toch met een bedrag voor de klink worden verhoogd. In een enkel geval, zoals bij de terpzool van 2,30 m – N.N. (2,30 m – N.A.P.), waar zwarte humeuze klei in de ondergrond voorkomt, is de klink zelfs aanzienlijk geweest.

Hoogteligging (ten opzichte van N.N. = N.A.P.) van de niveau's, waarop men zich omstreeks Christus' geboorte aan de Duitse Noordzeekust vestigde (naar gegevens van HAARNAGEL, 1950)

Tussen Dollard en Jadebusen	± 0,00	−0,20	+ 0,40	+ 0,35	−2,30
Tussen Jadebusen en Weser	+ 0,60	+ 0,60	+ 0,60		
Tussen Weser en Elbe	+ 0,70	+ 1,00	+ 1,00	+ 1,40	−0,15
Ten noorden v.d. Elbemonding	+ 1,00	+ 0,60	± 0,00		

Bij een beschouwing van de cijfers ziet men hoe het niveau van west naar oost gemiddeld langzamerhand iets oploopt. Gedeeltelijk is dit te wijten aan de grotere eb- en vloedverschillen in de Duitse Bocht in vergelijking met de kust van West-Nederland, Groningen, Friesland en het aangrenzende Harlingerland ten oosten van de Dollard. Ook de mededeling van HAARNAGEL (1950), dat in het algemeen de kwelders voor de kust tot 2 m + N.N. hoog zijn, wijst in dezelfde richting.

In Groningen en Friesland zijn ze in het algemeen lager. Naar schatting moet ongeveer 50 cm van het hoogteverschil tussen de Romeinse niveau's in Nederland en het kustgebied ten oosten van de Elbe op verschil in de gemiddelde vloedhoogten ten opzichte van het zeepeil worden gesteld. Men zou bovendien kunnen veronderstellen, dat men in het gebied ten oosten van de Weser meer dan in Nederland op kwelderwallen en oeverwallen woonde. Het is echter waarschijnlijk, dat een klein gedeelte van het hoogteverschil tot een verschil in werkelijke bodembeweging is terug te brengen. Hierbij is het feit, dat dit slechts een klein bedrag kan zijn, belangrijk. Een verschil van 80 à 100 cm in werkelijke bodemdaling tussen het kustgebied ten oosten en noordoosten van de Weser en West-Nederland sinds Christus' geboorte is ons inziens wel het maximum, waartoe men kan besluiten. Dit zou in vergelijking met West-Nederland op een verschil in bodembeweging sinds Christus' geboorte van ongeveer 4 of 5 cm per eeuw wijzen. Bij een werkelijke bodemdaling van $2\frac{1}{2}$ cm in West-Nederland zal de Duitse Noordzeekust ten oosten en noordoosten van de Weser dus 2 cm per eeuw stijgen. Van belang is in dit verband, dat men aan de hand van nauwkeurigheidswaterpassingen thans een werkelijke bodemstijging voor dit gebied aanneemt (HAARNAGEL, 1950).

Een nauwkeurige vergelijking van oudere niveau's in de verschillende gebieden zal ons over de verschillen in bodemdaling nog meer opheldering kunnen geven.

Naast de verschijnselen aan de zeekust moet ook op de verschijnselen in het rivierengebied worden gewezen. Tijdens de werkzaamheden voor het samenstellen van de bodemkaarten is zeer veel over de bewoonbaarheid van het rivierkleigebied in vroegere tijden ontdekt (EDELMAN, 1951; MODDERMAN, 1951; PONS en MODDERMAN, 1951). Hierbij kwam o.a. naar voren, dat

in de ijzertijd en vooral ook in de Romeinse tijd het rivierkleigebied bewoonbaar was. Naar onderzoekingen van Ir L. J. Pons in Maas en Waal is het Romeinse niveau door een rivierkleilaag van het ijzertijdniveau gescheiden (Edelman, 1951). Ook hier ziet men dus een grotere invloed van de rivieren in de tijd, waarin aan de kusten de invloed van de zee tijdelijk iets toenam. In de derde en vierde eeuw n. Chr., dus na de Romeinse tijd, verdween de bewoning op de vele plekken in het rivierkleigebied. Hetzelfde zien we in nog sterkere mate aan de kust; slechts daar, waar men de woonplaatsen sterk ophoogde, kon men blijven wonen. Na de rustige periode uit de eerste eeuwen rond onze jaartelling volgde nu een onrustige periode voor het kustgebied.

Pons (1953) wees er reeds op, dat de overeenkomst tussen de situatie in het rivierkleigebied en die aan de kust niet moet worden gezien als een gevolg van de invloed van een daling van de zeespiegel op het regime van de rivieren, maar dat voor beide eenzelfde klimatologische oorzaak aanwezig moet zijn geweest.

5. DE TRANS- EN REGRESSIEVERSCHIJNSELEN NA DE ROMEINSE TIJD

Kort voor 300 n. Chr. drong de zee opnieuw de kustlanden binnen. Deze transgressiephase is voor het gehele Belgisch-Nederlands-Noordwestduitse kustgebied beschreven.

In België werd deze reeds vroeg o.a. door Blanchard (1906) vermeld, later volgden uitvoerige beschouwingen door Tavernier (1948) en door Moormann (1951). Ook in Duitsland hebben verscheidene auteurs zich met deze transgressiephase beziggehouden. Door Dewers (1941) en later door Haarnagel (1950) wordt een overzicht over deze materie gegeven.

Voor Nederland werd genoemde transgressiephase voor de verschillende gebieden door de volgende auteurs beschreven:

Walcheren	Vlam (1943); Bennema en van der Meer (1950 en 1952).
Zuid-Beveland	de Bakker (1950).
Tholen en Schouwen	Kuipers (1948[1], 1948[2], 1948[3], 1949).
Noordwestelijk Noord-Brabant	Tuinstra (1951).
Het Westland	van Liere (1948, 1950); Modderman (1949).
De Oude Rijnmond	van Giffen (1949); van der Meer (1952).
Noord-Holland	du Burck (1949); de Roo (1949, 1953).
Noordnederlandse kustgebied	van Giffen (1926); Bakker (1948); Veenenbos (1949, 1952); Halbertsma (1951).

Door Edelman (1953) werd een vrij uitvoerig overzicht over deze transgressiephase gegeven, waarnaar verder kan worden verwezen. Wij zullen hier slechts stilstaan bij de datering van deze phase. Het begin ervan wordt vrij algemeen aan het einde van de 3e eeuw gesteld. Zowel op Walcheren als langs de Maasmond, de Rijnmond en in Noord-Holland brak toen de bewoning plotseling af. Ook Bakker (1953) neemt aan, dat in de 3e eeuw een transgressiephase begon. In België wordt deze iets later gesteld, nl. in de tweede helft van de 4e eeuw (Moormann, 1951). Over het einde van deze transgressiephase bestaat minder eenstemmigheid. Op Walcheren werd door vondsten op het strand te Oostkapelle (van der Feen, 1952) vastgesteld, dat men aan de kust omstreeks 500 n. Chr. op de geheel of gedeeltelijk verlande kreken van dit systeem leefde. De bewoning heeft zich echter toen nog niet

landinwaarts uitgebreid. Na een tweede overspoelingsperiode, die tot dezelfde transgressiephase gerekend wordt, maar welke minder grote vormen aannam, werd de kern van het eiland omstreeks 800 n. Chr. bewoond. De transgressiephase werd op Walcheren in verband hiermede gesteld in de periode van 300 n. Chr. tot in de 8e eeuw.

Elders werd het einde van deze transgressiephase wel eerder geplaatst. Zo geeft VAN DER MEER (1952) aan, dat de Rijnmond in de Merovingische tijd plaatselijk bewoond was. Voor Barradeel neem BAKKER (1948) een rustige periode aan, die omstreeks 500 n. Chr. begint, terwijl HAARNAGEL voor Duitsland een rustige periode van 600 tot 900 n. Chr. veronderstelt.

Het hoogtepunt van deze transgressiephase viel op Walcheren kort na 275 n. Chr. De kreken, die in de tweede subphase zijn ontstaan, hebben een geheel ander karakter dan die van de eerste subphase. De kreken uit de eerste subphase zijn opgevuld met zandig en licht zavelig materiaal, die van de tweede hoofdzakelijk met klei en zavel. Hoewel de zee dus in deze tijd nog vrij veel invloed op Walcheren had, kan men de eeuwen voor 800 n. Chr. toch wel zien als een tijd, waarin deze invloed afnam. Omstreeks 800 n. Chr. en kort daarna was die invloed zo gering, dat bewoning op Walcheren mogelijk werd, evenals in het Belgische zeekleigebied (MOORMANN, 1951).

Volgens BENNEMA en VAN DER MEER (1950, 1952) werd de toestand op Walcheren in de 10e of 11e eeuw weer ongunstiger. Volgens VAN DER FEEN (1952) is er aanleiding deze ongunstige toestand tussen 890 en 972 te plaatsen. We doen dan ook goed de door BENNEMA en VAN DER MEER genoemde transgressiephase van omstreeks 1000 n. Chr. te plaatsen rond 900 n. Chr. Volgens MOORMANN (1951) was in het kustgebied van Vlaanderen in de eerste helft van de 10e eeuw de toestand kritiek geworden. Meer noordelijk was dit al eerder het geval, zoals langs de Rijnmond, waar men in de 9e eeuw zijn woonplaatsen al op moest geven. Voor Friesland geeft BAKKER (1948, 1953) omstreeks 800 n. Chr. een nieuwe overstromingsperiode aan. Ook het jaar 900 n. Chr. als einde van de wat rustiger periode van HAARNAGEL (1950) sluit bij dit beeld aan. Het is dus duidelijk, dat in de 9e eeuw, waarschijnlijk meest in de tweede helft van de 9e eeuw en plaatselijk omstreeks 900 n. Chr., de toestand weer ongunstiger werd.

Alvorens de geschiedenis van onze kust in verband met de trans- en regressiephasen te vervolgen, willen wij eerst stilstaan bij de hoogteligging van enkele tijdens de transgressie na de Romeinse tijd afgezette sedimenten. Hiervoor moeten wij ons in Zeeland vooral bezighouden met de hoogteligging van de zandige eb- en vloedgeulen, daar de andere profielen, die bestaan uit klei op veen, sterk geklonken zijn. De meeste zandige eb- en vloedgeulen dateren, zoals hiervoor al bleek, uit de 4e, 5e of 6e eeuw n. Chr. (BENNEMA en VAN DER MEER, 1952). Er moet gerekend worden met een vrij hoge opslibbing, vooral in de mondingsgebieden. Deze zijn namelijk langzamerhand verzand, waarbij er eerst een stroomgeul overbleef, die in de vroegere kreekbedding min of meer een oeverwal opbouwde. Tenslotte bleef er een kleine restgeul over, die men nog op vele plaatsen terug kan vinden. Een hoogteligging van ongeveer 60 cm boven gemiddeld hoogwater moet men voor de hoogste punten van de bredere geulen als waarschijnlijk aannemen. Rekent men voor ontkalking en klink ongeveer 20 cm, hetgeen niet ver mis kan zijn, dan komt men dus tot een hoogteligging van 40 cm boven gemiddeld hoogwater. Gaat men hiervan uit, dan blijkt uit de hoogste punten van de kreekruggen in Zeeuws Vlaanderen, die volgens een opgave van VAN DER MEER op

ongeveer 1,60 + N.A.P. liggen, een relatieve bodemdaling van 80 cm. De gemiddelde hoogwaterstand is namelijk in de zuidwesthoek van Zeeuws Vlaanderen, waar men deze kreekruggen vindt, ongeveer 1,90 à 2,00 m boven gemiddeld zeepeil. Ook voor Walcheren, waar de hoogste punten ongeveer 1,20 + N.A.P. liggen en waar de gemiddelde hoogwaterstand 1,60 m is, blijkt dezelfde gemiddelde relatieve bodemdaling van 80 cm.

Van Schouwen en Tholen zijn eveneens cijfers bekend, afkomstig van kreekruggen. Deze ruggen zijn echter smal, zodat men ze moeilijker kan vergelijken met de tegenwoordige toestand, daar men in het duister tast wat betreft de vroegere getijdeverschillen van deze kreekjes. De eb- en vloedverhoudingen in deze kreekjes verder het land in zijn namelijk geheel anders dan dicht bij de zee. Ter vergelijking met Walcheren willen wij hier deze gegevens, die door Ir S. F. KUIPERS werden verzameld, toch de revue laten passeren.

Ten zuidoosten van Haamstede ligt een veenloze kreekrug, waarvan de hoogste punten van het maaiveld tot ongeveer 65 cm + N.A.P. komen. Bij Scharendijke ligt een gebied met oude geulen, met een zware bovengrond; het maaiveld reikt hier tot 65 cm + N.A.P. Bij Scherpenisse op Tholen ligt het maaiveld van een veenloze kreek tot 75 à 90 cm + N.A.P.

In de Rijnmond liggen de ter plaatse aanwezige gorsgronden op ongeveer 70 cm boven N.A.P. Rekent men, dat deze gronden ongeveer 20 cm zijn geklonken, dan vindt men voor de vroegere hoogteligging ongeveer 90 cm boven N.A.P. Deze gorsgronden moeten vrij hoog zijn afgezet en wijzen op een bodemdaling van ongeveer 60 cm sinds de vroege middeleeuwen.

Een goed gegeven over de hoogte van de zeestand tijdens de Karolingische transgressie is uit de publicatie van DE ROO (1953) te putten. Hij publiceerde van de Baafjespolder in Noord-Kennemerland een bodemkaartje met hoogtegegevens, waaruit blijkt, dat het na-Romeinse kleidek, dat men hier vindt, afgezet is beneden 5 cm – N.A.P. Op de zandkopjes, die iets hoger lagen, sedimenteerde slechts weinig klei, waardoor gebroken gronden ontstonden. Deze gebroken gronden gaan op ongeveer 10 cm + N.A.P. in zandgrond over. De grens 5 cm – N.A.P. geeft ongeveer de hoogteligging van de kwelder aan. Nu ligt dit gebied ver van zee, zodat met een geringe kwelderhoogte (naar schatting ongeveer 25 cm) rekening moet worden gehouden. Neemt men de tegenwoordige gemiddelde vloedhoogten als maatstaf (55 cm), dan komt men tot een gemiddelde zeespiegelstand van 85 cm – N.A.P. voor de tijd, waarin deze „pikklei" werd afgezet.

Uit het noorden zijn enige gegevens over de hoogteligging van de afzettingen uit de vroege middeleeuwen door VAN GIFFEN gepubliceerd, zoals b.v. van de terpzool van de wierden te Leens en van het grafveld bij Godlinze. Voor de Tuinsterwierden te Leens komt hij (VAN GIFFEN, 1940) tot de conclusie, dat deze omstreeks 650 n. Chr. ontstaan zijn op een kalkrijke rijpe kwelder, die ongeveer 0,80 m + N.A.P. lag. Een Karolingisch grafveld, dat ongeveer in het begin van de 7e eeuw werd aangelegd, lag bij Godlinze (VAN GIFFEN, 1920) op 0,85 tot 1,05 m boven N.A.P. Rekent men nog iets voor de klink (10 cm) en stelt men de hoogteligging van de rijpe kwelder 40 cm boven de gemiddelde vloedhoogte, dan komt men op een zeespiegelstand van ongeveer 30 à 40 cm – N.A.P., een belangrijk lager bedrag dan wij in West-Nederland vonden. Bekijkt men echter de ligging van de punten, dan blijken deze, wat hoogteligging betreft, waarschijnlijk anders gewaardeerd te moeten worden dan een kwelder. Het grafveld bij Godlinze ligt op of dicht bij een

kwelderwal, terwijl ook de Tuinsterwierden op een formatie liggen, die op een oeverwal gelijkt. Het juiste bedrag dat we voor de hoogteligging moeten berekenen, is niet bekend. Nemen wij aan, dat de relatieve bodemdaling in deze streek evenals in het westen ongeveer 60 à 80 cm bedraagt, dan zouden de afzettingen te Leens en die te Godlinze respectievelijk 70 en 90 cm boven zeeniveau hebben gelegen, wat redelijk lijkt. In elk geval kunnen wij constateren, dat deze gegevens niet in strijd zijn met het bedrag van 70 à 80 cm, dat voor West-Nederland werd berekend.

Een ander gegeven is de dikte van het knipkleidek, dat in Friesland in Westergo is te vinden. Zoals eerder werd gezegd is dit meestal ca 70 cm dik. Het ontstond tussen de Romeinse tijd en ongeveer 800 n. Chr., mogelijk 1000 n. Chr. In dit geval menen we deze dikte wel als een maat voor de zeespiegelstijging te mogen beschouwen, daar deze knipklei op een laag ligt („stugge laag"), die reeds onder ongeveer dezelfde omstandigheden is afgezet. Beide moeten ons inziens beschouwd worden als kwelders, die ver van de zee lagen. Ze zullen dan ook niet hoog zijn opgeslibd, een hoogteligging van 25 cm boven gemiddelde vloedhoogte lijkt zowel voor de stugge laag als voor de knipklei redelijk. Neemt men de 70 cm van de knipklei als maat voor de zeespiegelstijging, dan moet daarbij aan de klink worden gedacht. Daar het een kwelderformatie betreft, zal deze klink echter gering zijn geweest, misschien 20 cm. Echter moet in deze tijd ook de reeds in § 4 genoemde klink van de gelaagde kwelder, die zich onder de knipklei bevindt, grotendeels zijn opgetreden, zodat hiervoor eveneens een bedrag afgaat; 70 cm kan dus ook ongeveer als maat voor de zeespiegelstijging dienen.

Vergeleken met de zeestand van 1,35 m – N.A.P. in de Romeinse tijd, zou de zee dus tot 800 of 1000 n. Chr. tot ongeveer 65 cm – N.A.P. zijn gestegen. Deze hoogte komt goed overeen met de 60 à 80 cm, die in het westen voor iets vroegere tijd werd gevonden.

Men kan het niveau van ongeveer 0,65 m – N.A.P. ook op directe wijze proberen af te leiden. Het knipkleilandschap ligt volgens VEENENBOS in deze streken ongeveer 0,30 m + N.A.P. Het maaiveld zal echter ongeveer 20 cm zijn geklonken, wat neerkomt op een oorspronkelijke hoogteligging van 0,50 m + N.A.P. Dit wijst bij een kwelderhoogte van 0,25 m boven gemiddeld hoogwater en een gemiddelde vloedhoogte van 0,90 m boven gemiddeld zeeniveau op een bijbehorende zeestand, die ongeveer 65 cm lager was dan de tegenwoordige.

Uit de gegevens van West-Nederland en ook uit die van Friesland kan men dus een relatieve bodemdaling van 60 à 80 cm sinds de vroege middeleeuwen afleiden.

Reeds eerder werd er op gewezen, dat in de tweede helft van de 9e en in de 10e eeuw een nieuwe transgressiephase optrad na een periode van betrekkelijke rust. De bodemkundige gegevens uit deze transgressieperiode en de daar eventueel op volgende regressieperiode geven een onduidelijk beeld, omdat men in deze tijden begon met het afdammen van de kreken en kort daarna ook met het aanleggen van dijken. Door BAKKER (1948), TUINSTRA (1951) en ook door HALBERTSMA (1953) wordt wel verondersteld, dat omstreeks het jaar 1000 weer een wat rustiger periode aanbrak, die echter weer spoedig (12e of 13e eeuw) in een tijd met veel overstromingen overging. De stormvloeden teisterden vanaf die tijd tot heden ons land, hoewel ook in deze tijd nog perioden zijn aan te wijzen, die een wat rustiger karakter hadden.

Door KOOPER (1939) zijn voor Groningen conclusies getrokken uit de

hoogteligging van polders in de Fivelboezem. Deze zijn tussen 1192 en 1453 ingedijkt. Zij zijn vrij zandig. Volgens KOOPER wijst deze hoogteligging op een stijging van de zeespiegel sinds de latere middeleeuwen van maximaal 8 cm per eeuw. Hij wijst er op, dat van dit bedrag iets afgetrokken moet worden voor de klink, terwijl hij het voor waarschijnlijk houdt, dat het opslibbingsniveau iets te hoog door hem werd vastgesteld. Uit de gegevens van KOOPER blijkt ons inziens ook, dat de stijging van het zeeniveau sinds de late middeleeuwen slechts zeer gering is geweest.

Wij stelden reeds, dat ook in historische tijd het kustgebied niet altijd even erg bedreigd werd. VAN DER MEER (1952) gaf als zijn mening, dat de plotselinge overgang van klei op zand, die men in verscheidene Zeeuwse polders uit de 17e eeuw vindt, moet worden verklaard door een snel ingevallen regressie. Deze stelling blijkt als werkhypothese zeer vruchtbaar te zijn en ook voor andere gebieden toepasselijk.

Door BAKKER (1953) werd er op gewezen, dat de vele inpolderingen rond 1600 n. Chr. waarschijnlijk op een regressiephase duiden, waarbij hij vooral ook denkt aan een afname van de hoge stormvloeden. Deze regressiephase brengt hij ons inziens terecht in verband met het groter worden van de gletschers omstreeks 1600 n. Chr.

IV. BESPREKING VAN DE CURVEN VAN DE ZEESPIEGELSTIJGING

In het voorgaande hoofdstuk werden voor verschillende sedimentatieniveau's de bijbehorende zeestanden afgeleid. Tevens werd met behulp van de palynologie, archaeologie, stratigrafie en ook een keer met behulp van de radioactieve koolstof C_{14}-methode de ouderdom van de niveau's zo goed mogelijk vastgesteld. Op deze wijze verkregen wij de volgende gegevens:

16 à 18 m	– N.A.P.	ca 5500 v. Chr.
14,50 m	– N.A.P.	ca 5200 v. Chr.
4,25 à 4,50 m	– N.A.P.	ca 2300 v. Chr.
3,25 m	– N.A.P.	ca 1700 v. Chr.
2,50 m	– N.A.P.	ca 1200 v. Chr.
1,70 m	– N.A.P.	ca 300 v. Chr.
1,30 m	– N.A.P.	ca 100 n. Chr.
0,70 m	– N.A.P.	ca 600 n. Chr.

Deze gegevens zijn in fig. 13 grafisch voorgesteld. De grafiek van de absolute zeespiegelstijging werd verkregen door van de gegevens over de relatieve zeespiegelstijging 2½ cm per eeuw af te trekken voor de absolute bodemdaling. Bij deze grafieken evenals bij de er uit voortvloeiende beschouwingen moet bedacht worden, dat de bovengenoemde bedragen met een zekere onnauwkeurigheid belast zijn. Deze onnauwkeurigheid neemt van de oudste niveau's naar de jongere langzamerhand af.

In fig. 14 werd naar aanleiding van een praemisse van MIKKELSEN het verloop van de absolute zeestanden nogmaals getekend, waarbij ditmaal op de verticale as de logarithmen van de zeestanden werden uitgezet. Hierbij werd aan de hand van de figuur aangenomen, dat de totale absolute zeespiegelstijging nog ongeveer 40 cm zal bedragen. MIKKELSEN, die een grafiek van de

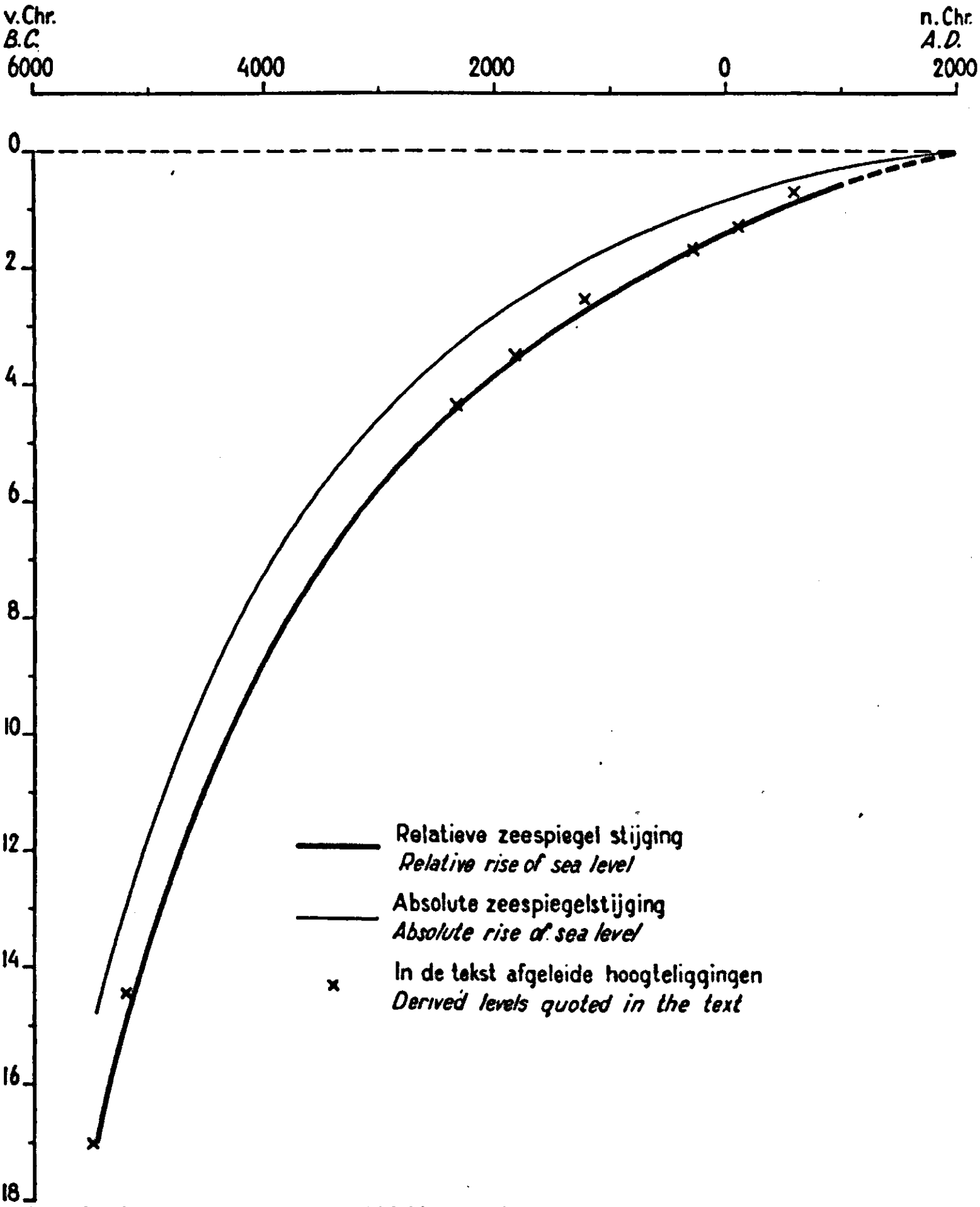


Fig. 13.
De zeespiegelstijging in West-Nederland na het Boreaal. Bij de bepaling van de absolute zeespiegelstijging is van een absolute bodemdaling van 2½ cm per eeuw uitgegaan.
The rise of the sea-level in the western part of the Netherlands after the Boreal age. Starting-point of the calculation of the absolute rise of the sea-level has been a subsidence of the land of 2.5 cm per 100 years.

absolute zeespiegelstijging probeerde te construeren, ging van de praemisse uit, dat de zeespiegelstijging grafisch voorgesteld een logarithmische kromme te zien zou geven. Dit argumenteerde hij als volgt: "The water level did not rise at the same velocity all the time as the ice masses capable of melting away diminished. If we were to visualize it graphically it would therefore have to take the form of a logarithmic curve". De logarithmen van de absolute zeestanden kunnen als een rechte lijn worden voorgesteld. Dit pleit enerzijds voor de praemisse van MIKKELSEN, terwijl het anderzijds als een argument voor de juistheid van de door ons geconstrueerde kromme gezien kan wor-

den. Keren we nu terug tot de grafiek van fig. 14 en vergelijken we de curve van de relatieve zeespiegelstijging met die van GODWIN, NILSSON en ZWART, dan blijkt deze in grote lijnen er mede overeen te stemmen. Er zijn echter verschillen. Een van deze verschillen is, dat een vrij belangrijke zeespiegeldaling, die NILSSON, GODWIN en ZWART in het Subboreaal aangeven, in de door ons afgeleide grafiek ontbreekt.

Wij merkten reeds een en ander op over de argumenten, waarop de aanname van deze zeespiegeldaling berust. Een argument, dat vaak naar voren is gebracht en dat nog slechts even is genoemd, is het voorkomen van strandterrassen uit het Postglaciaal, die vaak 5 of 6 m boven zee liggen. Deze terrasjes werden uit zeer veel gebieden beschreven. Door DALY (1935) werd aangenomen, dat zij wijzen op een zeespiegeldaling van ongeveer 6 meter. DALY veronderstelde, dat deze daling vooral veroorzaakt was door een daling van de oceaanbodems, die door het vrijkomende water van de gletschers werdèn neergedrukt. Deze verklaring van de opgeheven strandterrasjes vindt geen bevestiging in de door ons geconstrueerde grafiek van de absolute zeespiegelstijging. Ook verschijnselen in Groot-Brittannië duiden op een andere

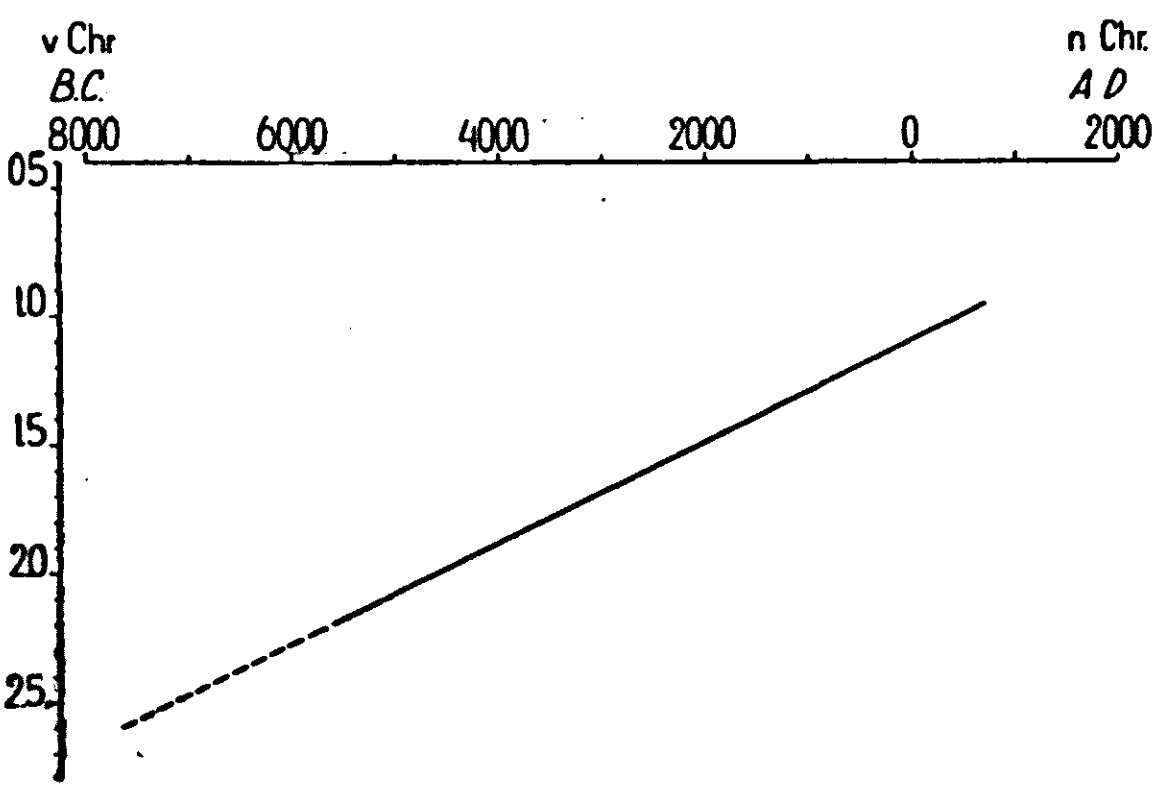


Fig. 14.
De absolute zeespiegelstijging, logarithmisch uitgezet tegen de tijd.
The absolute rise of the sea-level logarithmically plotted out against time.

gang van zaken. In het noorden van Engeland en in Schotland vindt men de „25 feet beach". Deze is niet overal even hoog, maar wordt naar het zuiden langzamerhand lager en duikt in Midden-Engeland weg. De verklaring die voor deze strandterrasjes wordt gegeven, is als volgt (GODWIN, 1943). De terrasjes ontstonden aan rijzende kusten in de tijd, toen de zee even snel steeg als de kust. Later, toen de rijzing van de zeespiegel afnam, stegen de terrasjes boven zee uit. De hoogstliggende strandterrassen zullen hier dus de oudste zijn. Deze theorie heeft een bevestiging gevonden in de resultaten van peilschaalwaarnemingen.

Uit de peilschaalwaarnemingen werd door VALENTIN (1953) een kaartje samengesteld van de relatieve bodembewegingen van Groot-Brittannië en Ierland. Hieruit bleek, dat Schotland ten opzichte van de zee rees en dat meer naar het zuiden het land daalde; de grootste dalingen werden in het zuiden gevonden (2,3 mm per jaar). Door de bedragen te vergelijken met de zeespiegelstijging over de gehele wereld (1 à 2 mm per jaar) kon VALENTIN een indruk geven van de werkelijke bodembewegingen van Groot-Brittannië en Ierland. Schotland en het noorden van Engeland bleken te rijzen. Het voorkomen van de 25 feet beach, zoals GODWIN die aangeeft, blijkt zich te beperken tot dit rijzingsgebied; zelfs strekt het rijzingsgebied zich waarschijnlijk nog iets verder naar het zuiden uit. Voor het ontstaan van deze

strandterrasjes in Engeland is dan ook een aanname van een werkelijke zeespiegeldaling niet alleen niet nodig, maar zou zelfs tot verwrongen verklaringen aanleiding geven. Gebieden die nu duidelijk rijzen, zouden dan sinds het Atlanticum eerst 6 m (of meer) moeten zijn gedaald en daarna weer zijn gaan stijgen. Ook overal elders ter wereld waar land rijst, kan men volgens hetzelfde principe terrasjes verwachten. Bedenkt men, dat feitelijk overal ter wereld land in beweging is, dan kan men zich er niet over verwonderen, dat er zovele opgeheven strandterrasjes gevonden worden. Hierbij kan men er dan nog van uitgaan, zoals DALY doet, dat de bodems van de oceanen vooral de dalingsgebieden zullen zijn, waarvoor de compensatie gedeeltelijk wordt gevormd door een isostatische stijging van de vroeger met ijs bedekte gebieden en gedeeltelijk ook door een isostatische stijging van de eilanden en continenten. Dat de terrasjes meestal niet hoger gevonden worden dan 5 of 6 meter (wel lager) duidt erop, dat de snelheid van de rijzing van de bodem een bepaald bedrag niet vaak overschrijdt. Dit bedrag – dat is dus de snelheid waarmede de 5 of 6 meter terrasjes stegen – kan men, als men een gelijkmatige stijging aanneemt, vinden door in de grafiek vanaf deze hoogte boven zeeniveau de raaklijn te trekken aan de curve van de absolute zeespiegelstijging. Dat er niet veel postglaciale strandterrasjes zijn die hoger liggen dan 5 à 6 meter, is strikt gesproken echter niet juist. In die gebieden, die met ijs bedekt zijn geweest en die sneller rijzen, vindt men ze wel (zoals in Schotland en Scandinavië).

In de hierboven weergegeven theorie werd ook even de daling van de oceaanbodem volgens DALY genoemd. Het is misschien goed er de nadruk op te leggen, dat de invloed van deze daling van de oceaanbodem op de beweging van het zeeniveau als een langzaam proces wordt gezien, dat de totale eustatische rijzing alleen iets afzwakt.

Tot besluit van deze bespreking moet er nog op worden gewezen, dat, hoewel de verklaring die in Engeland wordt gegeven van de 25 feet beach ook zeer plausibel lijkt voor de terrasjes van DALY, het toch nog altijd mogelijk is dat er andere verklaringen worden gevonden, die de voorkeur verdienen. Zo zou men b.v. kunnen denken aan eén verandering van de vorm van het wateroppervlak van de oceanen. In elk geval blijkt wel, dat de mening, dat de terrasjes van DALY op een zeespiegeldaling moeten wijzen, niet juist behoeft te zijn.

Een argument tegen een zeespiegeldaling in het Subboreaal is ook de curve, die door MIKKELSEN (1945) voor Praestøfjord werd afgeleid. Praestøfjord ligt in Denemarken in het glaciale rijzingsgebied en wel op het eiland Møn. In het Atlanticum en in het Subboreaal overheerste echter de eustatische zeespiegelstijging over de bodemdaling, zodat de zee steeds verder Praestøfjord binnendrong. Door palynologisch onderzoek van talrijke „transgressiecontacten" kon MIKKELSEN een curve voor de relatieve zeespiegelbeweging opstellen. Uit deze curve en uit de gegevens over het zoutgehalte in Praestøfjord wordt door hem afgeleid, dat de zeespiegelstijging zeer geleidelijk verloopt zonder belangrijke trans- en regressiephasen.

Ook uit onze gegevens is te besluiten tot een doorgaande, maar afnemende zeespiegelstijging. Sporen van een belangrijke daling in het Subboreaal, zoals deze door velen wordt voorgestaan, werden niet aangetroffen. Bij de overgang van het Boreaal naar het Atlanticum was de relatieve zeespiegelrijzing gemiddeld ongeveer 75 cm per eeuw, omstreeks 2000 v. Chr. ongeveer 15 cm en vanaf de Romeinse tijd tot heden 6 à 7 cm per eeuw. Wel is het zeer

waarschijnlijk, dat de stijging van de zeespiegel niet geleidelijk gaat, maar met stoten. Na een stoot kan dan wel tijdelijk een constant zeeniveau of een kleine daling zijn opgetreden (tot maximaal 50 cm). In het Subboreaal zijn er dan meer van dergelijke stoten geweest, zoals in het vorige hoofdstuk reeds bleek. In het volgende hoofdstuk zal hier verder op worden ingegaan.

De curve, die MIKKELSEN van Praestøfjord samenstelde, lijkt ons goed verantwoord. Deze curve stelt ons nu in staat, om een vergelijking te maken tussen de zeespiegelstijging in Nederland en het desbetreffende deel van Denemarken.

Door MIKKELSEN werd, uit de curve van de relatieve zeespiegelbeweging en een min of meer theoretische curve van de absolute zeespiegelbeweging, reeds getracht de absolute bodemstijging voor Praestøfjord af te leiden. Om de curve voor de absolute zeespiegelbeweging te kunnen samenstellen, betrok hij ook Nederland in zijn beschouwingen. Hij ging er van uit, dat Nederland, vergeleken met de toestand aan het begin van het Atlanticum, geen werkelijke bodemdaling vertoont. Bovendien meende hij uit de gegevens van VERMEER-LOUMAN te kunnen concluderen, dat de zee in het begin van het Atlanticum in Nederland op 20 m – N.A.P. stond. Deze uitgangspunten zijn niet geheel juist, waardoor de curve van de absolute bodemdaling van Praestøfjord ook niet meer correct is. We kunnen dan ook beter teruggaan tot zijn curve

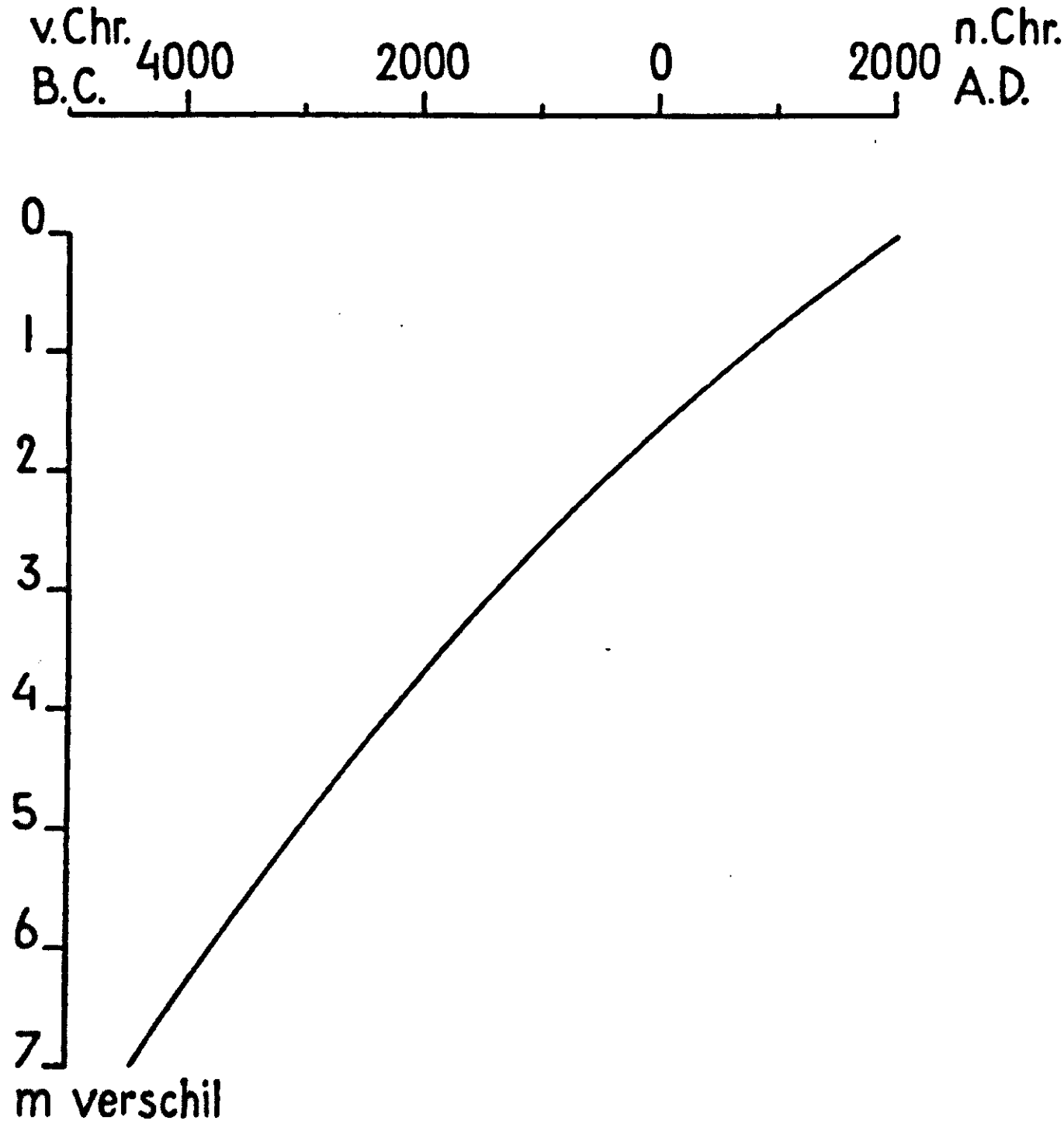


Fig. 15.
Verschil in bodembeweging tussen West-Nederland en Praestøfjord.
Difference in movements of the earth-crust in the western part of the Netherlands and Praestøfjord.

van de relatieve zeespiegelrijzing. In fig. 15 is het verschil in bodembeweging tussen Praestøfjord en Nederland uitgezet. Deze figuur werd samengesteld uit de gegevens van MIKKELSEN (zie fig. 3) en uit de gegevens van de relatieve zeespiegelstijging in Nederland (zie fig. 13). Op de verticale as is het verschil in ligging tussen de verschillende niveau's ten opzichte van de huidige zeestand uitgezet. Het contactvlak na Boreaal–Atlanticum is in Nederland 7 m gedaald ten opzichte van Praestøfjord, het vlak van omstreeks Christus' geboorte ruim 1 m, enz. Het verschil in bodembeweging tussen Praestøfjord en Nederland, dat hieruit blijkt, was in het Atlanticum ongeveer 10 cm per eeuw en later in het Subatlanticum ongeveer 8 cm per eeuw. Door deze bedragen met de absolute bodemdaling van Nederland te verminderen vindt men de snelheid waarmede de bodem in Praestøfjord werkelijk stijgt.

In fig. 14 werd het verloop van de zeespiegelstijging logarithmisch voorgesteld. We willen thans nagaan, hoe de gegevens van de tijd vóór het Atlanticum in deze grafiek passen. Uit gegevens van vóór het Atlanticum bleek, dat bij de grens Praeboreaal–Boreaal de zeestand iets beneden 35 m onder het huidige zeeniveau moet hebben gelegen, terwijl volgens GODWIN de zeestand aan het begin van het Holoceen ongeveer 55 of 60 m lager moet zijn geweest dan de huidige. Extrapoleert men de lijn uit fig. 14 naar de zijde van het Laatglaciaal, dan kan men voor de overgang van het Praeboreaal naar het Boreaal (volgens FIRBAS (1949) ca 6800 v. Chr.) een zeestand van 27 m onder de huidige aflezen. Houdt men nog rekening met een bodemdaling van ongeveer $2\frac{1}{2}$ cm per eeuw, dan wordt dat bedrag ongeveer 30 m. Als men in plaats van 6800 v. Chr. 7000 v. Chr. aanneemt, wat GODWIN aangeeft als de grens tussen de *Pinus*-zone en de *Pinus-Corylus*-zone, dan wordt dit bedrag 32 m. Voor het begin van het Praeboreaal vindt men op dezelfde wijze een zeestand van 52 m onder het huidige niveau. Deze zeestanden zijn iets hoger dan hetgeen uit de gegevens van het Noordzeegebied met enige reserve is af te leiden. Gezien echter de vele onzekere factoren die hierbij een rol spelen, zoals b.v. een mogelijk grotere absolute bodemdaling in het Noordzeegebied, kan de overeenkomst goed worden geacht. Ook de onnauwkeurigheid van de door ons afgeleide lijn speelt hier doorheen. Indien we, inplaats van een relatieve zeestand van 17 m – N.A.P. voor de overgang van het Boreaal naar het Atlanticum, uit waren gegaan van een relatieve zeestand van 18 m – N.A.P. voor die tijd, welke waarde ook mogelijk is, dan hadden we als waarden voor de absolute zeestand tijdens de overgang van het Praeboreaal naar het Boreaal 36 m beneden de huidige zeestand gevonden, terwijl dit bedrag voor het begin van het Praeboreaal 65 m geweest zou zijn.

In elk geval blijkt wel, dat reeds tijdens en waarschijnlijk reeds vroeg in het Praeboreaal de zeespiegelstijging de grootste waarde bereikte. Na het Praeboreaal neemt de snelheid van deze stijging blijkbaar logarithmisch af. Deze absolute zeespiegelstijging zal nauw verband houden met het gedrag van de gletschers en dus ook met het verloop van het klimaat. Dit betekent dus, dat de belangrijkste gletscherafsmelting in het Praeboreaal heeft plaatsgevonden en daarna langzamerhand afnam. Dat reeds bij het begin van het Praeboreaal de gletscherafsmelting groot was, blijkt ook uit de onderzoekingen in Scandinavië, waar men het terugtrekken van het ijs met behulp van sedimenten met jaargelaagdheid (varven) heeft kunnen reconstrueren. De ijsrand trok zich in het Laatglaciaal in Zuid-Zweden naar het noorden terug. Dit terugtrekken ging toen nog vrij langzaam (ca 50 m per jaar, naar SAURAMO, 1941). Aan het einde van het Laatglaciaal, in de jongste Dryastijd, stag-

neerde de ijsrand plaatselijk, waarbij in Finland eindmorenen ontstonden (Salpausselkästadium). Bij het begin van het Praeboreaal (het Finiglaciaal van de Zweden) ging het terugtrekken van het ijs veel sneller; na enige tientallen jaren werden al waarden van 200 m per jaar bereikt. Niet lang daarna liepen deze waarden zelfs op tot 300, soms 400 m per jaar (DE GEER, 1932). Ook in Finland trok na het Salpausselkästadium de ijsrand zeer snel naar het noorden (SAURAMO, 1941). Zoals in hoofdstuk V nader wordt behandeld, leven we tegenwoordig in een tijdperk waarin vele gletschers – speciaal de gebergtegletschers – zich terugtrekken. De snelheid, waarmede dit gebeurt, wisselt nogal, veelal is dit echter 20 à 40 m per jaar (TISON, 1953). De huidige gletscherafsmelting resulteert in een zeespiegelverhoging van 10 à 15 cm per eeuw. Bedenkt men, dat de gletscherafsmelting in het Praeboreaal niet alleen veel sneller ging, maar dat deze afsmelting ook op een veel groter gletschergebied betrekking had, dan zijn de bedragen van omstreeks 2 m zeespiegelstijging per eeuw, die men voor het Praeboreaal kan berekenen, zeker aanvaardbaar.

Vergelijkt men bovenstaande gegevens met het klimaatverloop na het Laatglaciaal, dan lijkt er oppervlakkig bezien een tegenstelling te bestaan. Algemeen wordt immers aangenomen, dat het klimaatoptimum pas omstreeks 5500 v. Chr., dus aan het einde van het Praeboreaal, begon. Men heeft hier echter niet te maken met het klimaatoptimum, maar met het optimum van de factor, die de klimaatverandering bewerkstelligt. Het klimaatoptimum zal, vooral door de grote massa ijs die eerst moest smelten, later komen dan het optimum van de factor die dit klimaatoptimum veroorzaakt. De meerdere warmte, die beschikbaar is, zal eerst gedeeltelijk gebruikt worden voor het smelten van het ijs en komt pas later geheel ten goede aan het klimaat zelf. Hiermede is in overeenstemming, dat het klimaatoptimum eerder optrad naarmate men zuidelijker komt. FIRBAS (1949) komt aan het einde van zijn bespreking over de warmte van de zomers in het Praeboreaal tot de volgende uitspraak: „Wahrscheinlich war die Vorwärmezeit (das Präboreal) also eine klimatische Ubergangszeit mit einem schon zu Beginn recht steilen Temperaturanstieg". Dus niettegenstaande de vertragende invloed van de ijsmassa's op de klimaatverandering was het klimaat blijkbaar plotseling toch sterk veranderd. De snelle zeespiegelstijging in het Praeboreaal behoeft dan ook geen verwondering te baren. Behalve de snelheid waarmede in het Praeboreaal de rijzing van de zeespiegel begon, is ook opvallend, dat deze rijzing in het Subboreaal en zelfs in het Subatlanticum blijkbaar nog doorgaat, dus na het klimaatoptimum, dat vrij algemeen in het Atlanticum wordt gesteld. Dit moet betekenen, dat de gletschers vrij lange tijd nodig hebben gehad om in evenwicht te komen met het klimaat. Hierbij moet dan vooral gedacht worden aan de grote gletschergebieden aan de polen, die ongeveer 97 % van de met ijs bedekte oppervlakte van de aarde beslaan. De kleinere gletschergebieden zullen veel eerder in evenwicht zijn geweest. Zo is van de Alpen bekend, dat zij in het Subboreaal minimaal waren (GAMS en NORDHAGEN, 1923).

Bij de beschouwing van de grotere gletschergebieden moet men in het oog houden, dat het accumulatiegebied waarin het ijs zich ophoopt, vrij groot is ten opzichte van het gebied waar het ijs afsmelt. Bij een klimaatverandering zullen de gebieden waar het ijs afsmelt vrij snel reageren, terwijl de accumulatiegebieden zich pas langzamerhand op de nieuwe situatie aan de randen

zullen instellen. Dat de grote ijsmassa's traag reageren op klimaatveranderingen, ziet men ook bij de klimaatverandering die tegenwoordig optreedt. De huidige zeespiegelstijging kan voor een groot deel verklaard worden uit de afsmelting van de gebergtegletschers.

Tot slot van dit hoofdstuk zal nog even worden ingegaan op enkele punten uit de historie van ons kustgebied. De historie van ons kustgebied is nauw verweven met de omstandigheden in de Noordzee. Dat in het Atlanticum de zeespiegelstijging kon worden bijgehouden door de sedimentatie, was grotendeels te danken aan de grote hoeveelheden sediment die beschikbaar waren. Toen de zeespiegelrijzing aan het einde van het Atlanticum vrij sterk afnam, resulteerde dit in de opbouw van een beschermende kustwal, die de achterliggende lagune vrijwel afsloot van de zee. Hierachter ontstond een veenlandschap, dat met de langzaam stijgende zeespiegel mede omhoog groeide. Af en toe drong de zee het achterliggende gebied nog wel eens binnen, maar veel invloed kon hij toch niet uitoefenen. In het begin van het Subatlanticum veranderde deze toestand. Hoewel de invloed van de stijging van het zeeniveau verder afnam, begon de invloed van de zee in de veengebieden van Holland in het algemeen toe te nemen. Hiervoor zijn verschillende oorzaken aan te wijzen.

De erosie van het veenlandschap zal bij het binnendringen van de zee vooral groot zijn, als de veenlagen dik zijn. Toen het veen nog dun was, konden de gevolgen door hernieuwde veengroei, waarbij vooral riet als pionier optrad, hersteld worden. Later, toen de veenlagen dikker waren, was een herstel niet goed meer mogelijk, daar diepe geulen en meren ontstonden. Vooral voor het Zuiderzeegebied en Noord-Holland is deze factor van veel belang geweest. Opvallend is, dat vooral de oligotrofe veengebieden veel van erosie te lijden hadden. Het oligotrofe veen, dat zeer licht is, wordt gemakkelijk kapot geslagen als het eenmaal overspoeld wordt. Daarentegen zijn de venen langs de rivieren, de bosvenen, juist zeer weinig gevoelig voor erosie.

Verder was, door veranderingen in het Noordzeegebied, de hoeveelheid sediment, die beschikbaar was voor de opbouw van een kustgebied, belangrijk minder geworden. Dat er tussen de tijd, waarin de oude zeeklei werd afgezet en de oude duinen werden opgebouwd en tegenwoordig een belangrijk verschil bestaat in de hoeveelheden beschikbaar sediment, is duidelijk. Uit de gegevens van VAN VEEN (1937) en VAN BENDEGOM (1950) blijkt, dat er op het ogenblik voor ons kustgebied niet veel sediment beschikbaar is. Waarschijnlijk deed deze betrekkelijke armoede aan sediment zich reeds in het begin van het Subatlanticum gevoelen, waardoor de opbouw van een beschermend kustgebied langzamerhand afnam, terwijl de kustbescherming uit het begin van het Subboreaal door de voortgaande stijging van het zeeniveau onvoldoende werd. Behalve aan het kustgebied zelf moet men dan ook denken aan de onderwaterdelta's, die voor het behoud van dit kustgebied zo'n belangrijke rol spelen.

Naast deze factoren kunnen ook andere nog van invloed zijn geweest. Zo b.v. de toename van de westerstormen bij de overgang van het Subboreaal naar het Subatlanticum. In het algemeen wordt het Subatlanticum gezien als een periode met een wat meer maritiem klimaat dan het Subboreaal. Men kan dan ook verwachten, dat de frequentie en de kracht van de westenwinden zullen zijn toegenomen. Tenslotte is het mogelijk, dat er veranderingen in het Noordzeegebied hebben plaatsgevonden, die wijziging brachten

in de eb- en vloedverhoudingen en de stromingen langs onze kust. De eventuele invloed van deze factor onttrekt zich echter door het ontbreken van de nodige gegevens aan onze beschouwingen.

Daar waar geen veen aanwezig was, maar waar de sedimentatie van zeeklei onafgebroken door was gegaan, ziet men in grote trekken wel, dat de zee steeds minder invloed heeft gekregen. Als voorbeeld kan Westergo dienen, waar men op de wadafzettingen eerst kwelderafzettingen vindt, die naar boven overgaan in de zware knipklei. Hier wordt dus ook weer duidelijk de invloed van de erosie van het veen in het licht gesteld.

V. DE PERIODICITEIT IN HET OPTREDEN VAN DE TRANSGRESSIEPHASEN

1. DE PERIODICITEIT ALS VERSCHIJNSEL

In de paragrafen 3, 4, 5 van hoofdstuk III, waar de geschiedenis van ons kustgebied sinds het einde van de oude zeekleiafzetting werd beschreven, kwam sterk naar voren, dat in deze geschiedenis naast de algemene zeespiegelstijging de transgressiephasen en stilstands- of regressiephasen een belangrijke rol speelden.

Transgressiephasen zijn bekend uit 1800 v. Chr., kort vóór of omstreeks Christus' geboorte, 300 n. Chr., 900 n. Chr., terwijl er aanwijzingen zijn, dat ook omstreeks 1200 v. Chr., 600 v. Chr. en 1200 à 1300 n. Chr. transgressiephasen optraden. Beschouwt men deze jaartallen nader, dan blijkt daaruit een periodiciteit, die op ongeveer 525 jaar kan worden berekend. Neemt men een strenge periodiciteit van 525 jaar aan, dan kan men de volgende reeks opstellen: 1800 v. Chr., 1275 v. Chr., 750 v. Chr., 225 v. Chr., 300 n. Chr., 825 n. Chr., 1350 n. Chr., een reeks, waarvan de jaartallen redelijk overeenkomen met de tot nog toe geconstateerde transgressiephasen. Na 1350 zou 1875 het volgende jaartal in de reeks zijn, hetgeen, zoals wij in § 3 zullen zien, ook bevestiging vindt in de historische gegevens.

De transgressiephasen zijn niet alle even heftig geweest. Die van 1800 v. Chr., 300 n. Chr. en mogelijk die uit de latere middeleeuwen hebben in elk geval veel invloed op het kustgebied gehad. De transgressiephasen van omstreeks Christus' geboorte en die uit de 10e eeuw waren over het geheel genomen iets minder belangrijk. Van de transgressiephasen omstreeks 1200 v. Chr. en 600 v. Chr. is nog weinig bekend; wel krijgt men uit de literatuur de indruk, dat die van 600 v. Chr. een vrij grote invloed op de kustgebieden heeft gehad. Mogelijk mogen we hierin een aanwijzing zien, dat een belangrijke transgressiephase na een regressiephase door een minder belangrijke wordt gevolgd.

Niet alle transgressiephasen hebben even lang geduurd. De transgressiephase, die in de 9e eeuw begon, duurde b.v. veel korter dan de transgressiephase, die in de latere middeleeuwen een aanvang nam.

Of en in hoeverre de transgressiephasen, die in de oude zeeklei zijn te onderscheiden, ook in deze periodiciteit passen, is nog niet duidelijk. De door ons genoemde datum van 2300 v. Chr. voor het einde van de oude zeeklei stemt, als men de periodiciteit volgt, niet met een regressie, maar met een transgressie overeen, hetgeen dus niet klopt. De datering 2300 v. Chr. is

echter een schatting en het kan ook best zijn, dat deze datum gewijzigd moet worden in 2100 v. Chr. of 2500 v. Chr. De mogelijkheden van dateringen laten op het ogenblik een dergelijke conclusie echter nog niet toe. Misschien dat met behulp van de radioactieve koolstofmethode een nauwkeuriger datering verkregen kan worden.

Deze periodiek optredende trans- en regressiephasen moet men beschouwen als een verschijnsel, dat gesuperponeerd is op de algemene gang in de zeespiegelbeweging. Het is duidelijk, dat er behalve de 525-jarige periode ook kleinere schommelingen zullen zijn; zo is b.v. de 11-jarige periode bekend (VAN VEEN, 1940). Ook schommelingen die, wat tijdsduur betreft, in staan tussen de 525-jarige en de 11-jarige periode, zijn te verwachten (zie ook TISON, 1953).

Door VISSER (naar BAKKER, 1948) en door BAKKER (1948) werd ook een periodiciteit in de transgressiephasen voorgestaan. VISSER dacht aan een periodiciteit van 1100 jaar. BAKKER, die zich beperkte tot de subatlantische transgressiephase, dacht aan een periodiciteit van 500 jaar, waarbij hij het jaar 1700 ongeveer zag als het begin van een nieuwe historische transgressiephase.

Vraagt men zich af, door welke oorzaken dergelijke periodieke wisselingen tussen trans- en regressie- of stilstandsphasen optreden, dan denkt men het eerste aan een verband met wisselingen in het klimaat. Indien dit juist is, moet deze periodiciteit zich tevens uiten in andere verschijnselen, die onder invloed van het klimaat staan. Dit is, zoals hieronder zal blijken, inderdaad het geval.

2. DE SAMENHANG TUSSEN DE TRANSGRESSIEPHASEN IN HET NEDERLANDSE KUSTGEBIED EN ANDERE DOOR HET KLIMAAT BEPAALDE VERSCHIJNSELEN IN EUROPA

In deze paragraaf zal worden begonnen met de beschrijving van enkele periodieke veranderingen, die in de samenstelling van de vegetaties zijn aan te wijzen. Hoewel er vele periodieke veranderingen in de vegetatie bekend zijn, is onze keus toch beperkt, daar de dateringen daarvan vaak een zwak punt vormen. In enkele gevallen ligt deze kwestie echter iets gunstiger, nl. bij de wisselingen, die blijken uit de door WELTEN (1944) samengestelde palynologische diagrammen van het Faulenseemoos bij Spiez en bij de wisselingen, die zich uiten in de grenshorizonten van de oligotrofe venen.

Uit het Faulenseemoos zijn verschillende profielen door WELTEN uitvoerig onderzocht. Deze profielen bestaan hoofdzakelijk uit moeraskalkafzettingen die een jaargelaagdheid vertonen. De componenten waaruit het sediment, naast moeraskalk, bestaat, zijn organische stof en ingespoeld materiaal. De moeraskalk ontwikkelt zich vooral in de zomer, waardoor de gelaagdheid ontstaat. Met behulp van deze jaargelaagdheid voorzag WELTEN het gehele profiel van jaartallen. Uit de besprekingen over zijn werk blijkt, dat de dateringen die in de laatste 5000 jaar vallen weinig critiek ontmoetten (FIRBAS, 1949; ZEUNER, 1952). De dateringen van de oudere lagen zijn echter aanvechtbaar en waarschijnlijk niet juist, zoals door WELTEN in een later werk (WELTEN, 1952) wordt toegegeven. Onze beschouwingen zullen alleen betrekking hebben op de gegevens uit de laatste 5000 jaar.

De profielen werden ook palynologisch onderzocht, terwijl van enkele profielen tevens de verhouding tussen organische stof, moeraskalk en ingespoeld materiaal werd nagegaan. Het percentage organische stof blijkt in de

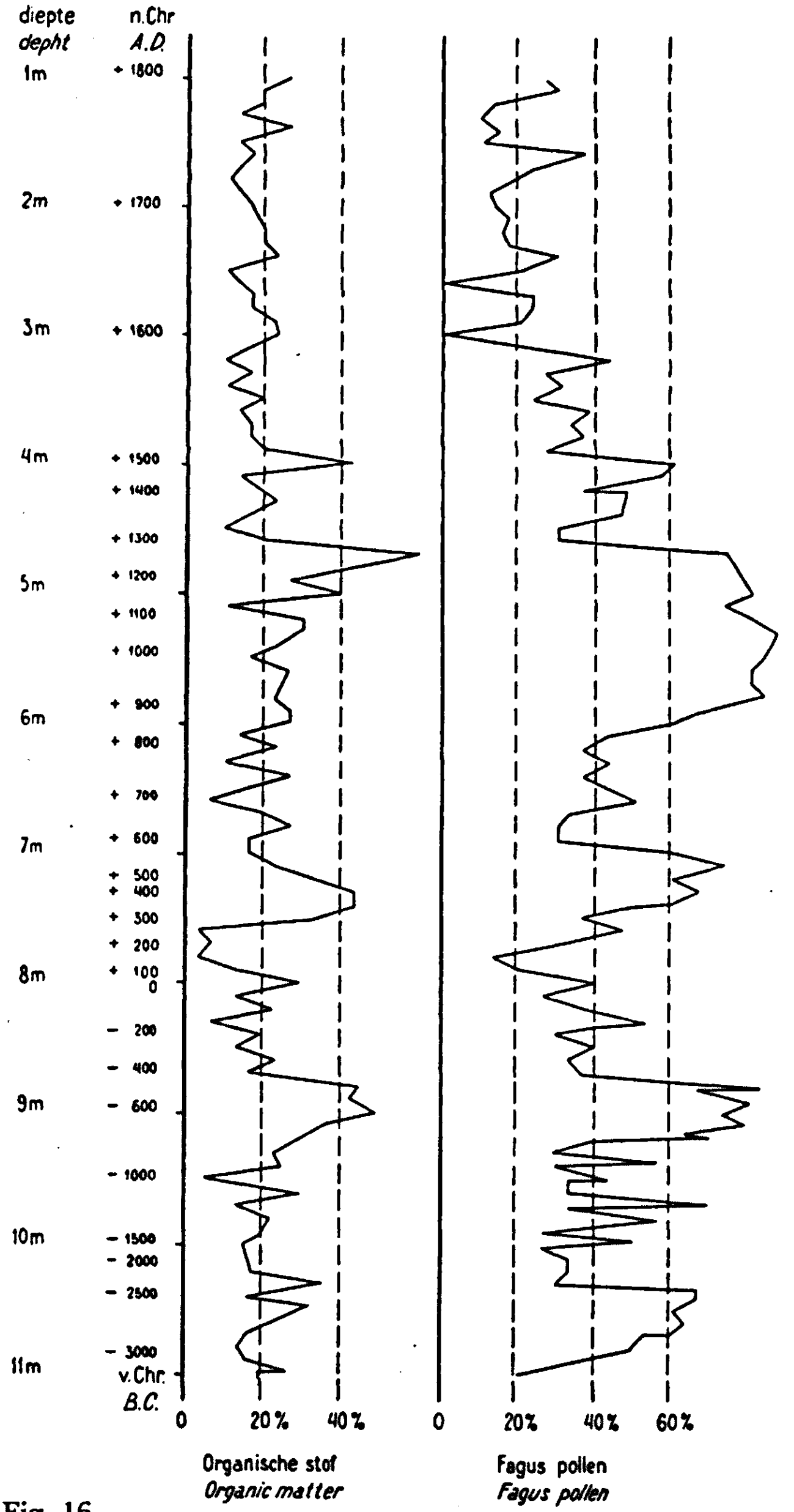


Fig. 16.

Diagram van een profiel met jaargelaagdheid in het Faulenseemoos, naar gegevens van M. WELTEN (1944).
Percentage organische stof van het sediment, beukenstuifmeel in % van het bomenstuifmeel.

Diagram of a profile showing annual layers in Faulenseemoos, after particulars derived from M. Welten (1944).
Percentage of organic matter in the sediment, Fagus-pollen in percents of tree-pollen.

loop der tijden te wisselen van enkele percenten tot zestig percent (fig. 16). Het percentage organische stof wordt echter ook nog beïnvloed door de hoeveelheid ingespoeld materiaal; bij sterkere inspoeling daalt het percentage organische stof. Het zou daarom misschien juister zijn om de verhouding organische stof–moeraskalk na te gaan. Dit verandert echter het totale beeld niet.

WELTEN (1944) veronderstelt bij zijn klimaatbeschouwingen aanvankelijk, dat een hoog gehalte aan inspoeling wijst op veel regen. Een hoog gehalte aan organische stof zou waarschijnlijk op meer warmte duiden. Hierbij kan er op worden gewezen, dat in het algemeen gezien de zuivere moeraskalk in meren zich alleen vormt in een wat kouder klimaat, terwijl in een warmer klimaat vaak meer organische sedentaten worden gevormd. Zo zijn de zuivere moeraskalkafzettingen in Nederland vrijwel alle in het Laatglaciaal gevormd. Vergelijkt men nu in de palynologische diagrammen (fig. 16) het verloop van de *Fagus*(beuken)kromme, dan blijkt dat een hoog percentage organische stof vaak met een top in de *Fagus*-kromme samenvalt. In de tussenliggende perioden spelen de fijnspar (*Picea*), de zilverden (*Abies*) en de eik (*Quercus*), al dan niet tezamen met de beuk, een belangrijke rol.[1]) De correlatie tussen hoge gehalten aan organische stof en de toppen in de beukenkromme is zeer nauw.

Later komt WELTEN (1952) nog even terug op het klimaatverloop, zoals dit uit de diagrammen van het Faulenseemoos blijkt. Hij merkt nu op, dat hij veel waarde hecht aan het verloop van de *Fagus*(beuken)kromme in de palynologische diagrammen. Tijden waarin de beuk op de voorgrond treedt, beschouwt hij als oceanisch; verder geeft hij aan, dat het overheersen van de boomsoorten in de volgorde fijnspar (*Picea*), zilverspar (*Abies*), beuk (*Fagus*) een verandering van het klimaat van continentaal naar oceanisch aangeven. Door deze verandering in opvatting worden enkele beukentijden, die door hem vroeger als „trocken-warm" aangegeven werden, nu als oceanisch beschouwd. In verband met het vrij hoge percentage organische stof in de beukentijden mogen wij er waarschijnlijk van uitgaan, dat in deze oceanische tijden de tijd van het jaar, waarin in het Faulenseemoos de organische stof werd opgehoopt, d.w.z. het voorjaar, betrekkelijk warm was.

Behalve het profiel, waarvan de gegevens in fig. 16 afkomstig zijn, publiceerde WELTEN gegevens van andere profielen uit het Faulenseemoos, die eenzelfde beeld geven. Hij onderscheidde aan de hand hiervan dan ook vier beukentijden, die volgens hem alle warm zijn (tijden met veel organische stof) en wel:

1e	beukentijd	3200–2350 v. Chr.
2e	„	750– 450 v. Chr.
3e	„	200– 600 n. Chr.
4e	„	850–1250 n. Chr.

Naast deze duidelijke beukentijden zijn nog een drietal korte tijden aan te wijzen waarin het beukenstuifmeel overheerst, nl. circa 1200 v. Chr., omstreeks Christus' geboorte en circa 1450 n. Chr. Het is volgens WELTEN de vraag, welke betekenis er aan gehecht mag worden. Opvallend is in deze gevallen ook weer het naar voren komen van de organische component in het sedentaat.

[1]) Bij de totale boompollensom (= 100) werd door WELTEN de els (*Alnus*) niet meegerekend.

Bij deze bespreking van het werk van WELTEN is slechts op één facet de aandacht gevestigd en wel omdat het lijkt, alsof de tijden waarin meer organische stof in de moeraskalk terechtkomt en waarin tevens het beukenstuifmeel overheerst, zijn te correleren met de tijden waarin de transgressiephasen optreden. Uit de bespreking in de voorafgaande hoofdstukken volgt, dat in de 1e beukentijd, de 3e beukentijd en de 4e beukentijd de activiteit van de zee in Nederland groot is geweest; tevens is dit waarschijnlijk het geval geweest in de 2e beukentijd, terwijl de kleine toppen in de beukenkromme van 1200 v. Chr., omstreeks Christus' geboorte en 1450 n. Chr. eveneens in tijden vallen gedurende welke waarschijnlijk of zeker transgressiephasen optreden. Niet alle transgressiephasen vinden we echter in de beukentijden terug. De Cardiumtransgressie is b.v. niet gecorreleerd met een beukenmaximum. Wel valt in 1800 v. Chr. volgens WELTEN een belangrijke palynologische grens; in deze tijd gaat namelijk de zilverdennen(*Abies*)tijd, die na de 1e beukentijd optreedt, over in de eerste tijd van het gemengde beukenbos.

Een andere aanwijzing voor periodieke klimaatschommelingen kan men vinden in de oligotrofe venen. Door GRANLUND (1932) en later door NILSSON (1935) werden uit Zweden een aantal grenshorizonten – door hen „Rekurrensytor" genoemd – beschreven. Een dergelijk grensvlak scheidt een veen met een hogere humeuziteitsgraad van een er op liggend veen met een geringere humeuziteitsgraad. Alvorens wij verder op de gegevens van deze „rekurrensytor" in willen gaan, moet in het algemeen iets meer gezegd worden over de grensvlakken tussen sterker en minder sterk verteerd veen.

In West-Europa komt in het oligotrofe veen in het algemeen één grensvlak voor, nl. het grensvlak dat het oude mosveen van het jonge mosveen scheidt. Onder dit grensvlak komt aan de top van het oude mosveen vaak een wat „drogere" laag voor. Deze laag werd door WEBER (1907, 1910) sterk naar voren gebracht en staat bekend als de grenshorizon van WEBER. Over het ontstaan van het oude mosveen en de grenshorizon van WEBER is vooral vóór de laatste oorlog veel geschreven. ESHUIS gaf in 1947 een overzicht van de toen bestaande literatuur over dit onderwerp. Hier zullen slechts enkele punten naar voren worden gebracht.

WEBER meende, dat de grenslaag in het Subboreaal ontstaan was tengevolge van een droger klimaat. In dit klimaat ontstond uit meer droogteminnende plantengezelschappen de grenshorizon, terwijl door een daling van de grondwaterspiegel het onderliggende veen verteerde. Deze mening is in elk geval gedeeltelijk onjuist gebleken. Het oude mosveen heeft volgens vrijwel alle auteurs zijn hoge verweringsgraad primair verkregen, dus reeds tijdens de veengroei, waarbij het wat warmere atlantische en subboreale klimaat er de oorzaak van was, dat de hoogveengroei iets anders verliep dan gedurende lange tijd in het Subatlanticum het geval was. Aan de andere kant is het niet te loochenen, dat de grenslaag op droogte wijst van de betreffende groeiplaats. Deze droogte kan echter ook edaphische oorzaken hebben. Dat plaatselijke factoren vaak voor het ontstaan van de grenslaag belangrijk zijn, blijkt wel uit het feit, dat lang niet altijd een duidelijke grenshorizon is ontwikkeld. Door GRANLUND (1932) werd naar voren gebracht, dat het ontstaan van een grenshorizon niet op een drogere periode behoeft te wijzen. Een gewelfd hoogveen kan bij een bepaald klimaat niet onbeperkt doorgroeien. Heeft het zijn maximale hoogte bereikt, dan verdroogt door de vermeerderde waterafvoer de oppervlakte van het veen en indien dit lang genoeg duurt, ontstaat er een grenslaag. Wanneer het klimaat vochtiger

wordt, kan de veengroei weer beginnen; het veen wordt dan verjongd. Het verjongen van de veengroei wijst dus wel op een klimaatverandering, terwijl stagnatie van de veengroei ook zonder klimaatverandering kan optreden. Wel zal een droger worden van het klimaat het ontstaan van de grenslaag bevorderen.

WASSINK (1939) veronderstelde, dat in de overgang van het oude naar het jonge mosveen tevens een invloed te zien was van de beweging van de zeespiegel. Een daling van de zeespiegel zou ook tot een daling van de grondwaterspiegel in het land hebben geleid, hetgeen een uitdrogen van de venen tengevolge had. Daar een belangrijke daling van het zeeniveau in het Subboreaal volgens ons niet is opgetreden, lijkt ons deze mening voor de gebieden die niet zeer dicht bij zee, dus in de kustvlakte, liggen onjuist. Ook bij de aanname van een belangrijke zeespiegeldaling is deze hypothese ons inziens niet houdbaar voor veentjes, die op een ondoorlatende ondergrond liggen.

Het ontstaan van de grenslaag en de hernieuwde groei van het jonge mosveen werd oorspronkelijk als een verschijnsel gezien, dat in de verschillende gebieden in West-Europa gelijktijdig optrad. Deze mening wordt thans niet meer algemeen gedeeld. Zo meende NILSSON (1948) aan de hand van palynologische correlaties tot de conclusie te kunnen komen, dat het jonge mosveen in West-Europa in vijf verschillende tijden zou zijn gevormd. Deze tijden zouden dan mogelijk overeenkomen met bepaalde tijden, waarin in Zuid-Zweden de veengroei verjongde. Ook de onderzoekingen in Nederland duiden er naar onze mening op, dat het jonge mosveen niet overal tegelijkertijd begon te groeien. Vaak wordt het begin van de vorming van het jonge mosveen op ongeveer 500 v. Chr. gesteld. VAN GIFFEN (1947, 1949) vond echter, dat in verschillende kleine venen in Drente het jonge mosveen pas omstreeks 400 n. Chr. begon te groeien. Op Walcheren, bij Ritthem, vonden BENNEMA en VAN DER MEER (BENNEMA, 1951; BENNEMA en VAN DER MEER, 1952) op de grenslaag van het oude mosveen een dun laagje spalterveen (Vorlaufstorf), dat als het begin van de groei van het jonge mosveen beschouwd mag worden. Deze plek was na het ontstaan van het spalterveenlaagje in de Romeinse tijd bewoond. Hier begon de groei van het jonge mosveen dus reeds in of vóór de Romeinse tijd, naar schatting omstreeks het begin van onze jaartelling. Dit gegeven sluit aan bij de gegevens uit Belgisch Vlaanderen, waar men onder de klei, die waarschijnlijk reeds in het begin van de 4e eeuw werd afgezet, op het oude mosveen een dunne laag jong mosveen vond (STOCKMANS, VANDEN BERGHEN en VANHOORNE, 1948; MOORMANN, 1951). Uit een palynologisch diagram, dat door Prof. Mr Dr F. FLORSCHÜTZ, op verzoek van Dr J. DE JONG en de auteur, van het profiel bij Ritthem werd vervaardigd, bleek verder, dat in het bovenste deel van het oude mosveen nog duidelijke subatlantische spectra voorkwamen. Dit in tegenstelling tot een palynologisch diagram uit Utrecht van de Alembrechtskade, dat door de auteur vervaardigd werd en waarin de subatlantische spectra alleen in het jonge mosveen voorkomen. Hier is waarschijnlijk het einde van de groei van het oude mosveen wat vroeger te stellen dan in Ritthem. In verband met de datering van het spalterveen bij Ritthem zijn wij geneigd de groei van het jonge mosveen op de Alembrechtskade en het begin van de subatlantische spectra op ongeveer 500 v. Chr. te schatten. Tot eenzelfde datering voor het begin van het jonge mosveen komt men bij een beschouwing van het palynologisch diagram uit de Riekerpolder (VERMEER-LOUMAN, 1934) en van het diagram SH_1, dat TUINSTRA (1951) uit noord-

westelijk Noord-Brabant publiceerde. TUINSTRA zelf kwam voor noordwestelijk Noord-Brabant tot de conclusie, dat het jonge mosveen omstreeks Christus' geboorte of reeds daarvoor begon te groeien. Voor het profiel van diagram SH_1 zijn we geneigd de groei van het jonge mosveen ook op ongeveer 500 v. Chr. te stellen. Het lijkt er dus op, dat de conceptie dat het jonge mosveen overal gelijktijdig begon te groeien onjuist is, maar dat in de loop van het Subatlanticum het oude mosveen eerst hier en dan daar in jong mosveen overging. Het begin van de groei van het jonge mosveen zal dan vooral door de plaatselijke klimatologische en hydrologische omstandigheden zijn bepaald. Mogelijk zijn er dan wel, zoals NILSSON veronderstelt, klimatologisch bepaalde tijden aan te wijzen, waarin de verjonging van het oude mosveen vooral optreedt. Vergelijkt men de studies van NILSSON uit Schonen (1935) met die over Noordwest-Duitsland en Nederland (1948), dan blijkt, dat hij aan de volgende tijden denkt: ca 3500 v. Chr., 1800 v. Chr., 1000 v. Chr., 500 v. Chr., omstreeks Christus' geboorte, 400 n. Chr. Het grensvlak van 500 v. Chr. komt volgens hem het meeste voor. Deze mening komt min of meer overeen met de hierboven behandelde gegevens uit Nederland. Over de datering van de rekurrensytor in de Zweedse venen is minder verschil van mening dan over de grenshorizon van WEBER en het begin van de groei van het jonge mosveen. De rekurrensytor zijn dan ook beter bruikbaar als vergelijkingsmateriaal voor onze transgressiephasen, vooral ook omdat in dit geval er geen twijfel aan kan bestaan, dat deze grensvlakken klimatologisch bepaald zijn. Door GRANLUND (1932) werden de volgende grensvlakken gevonden: RY I–1200 n. Chr., RY II–400 n. Chr., RY III–600 v. Chr., RY IV–1200 v. Chr., RY V–2300 v. Chr. Bovendien was hij van mening, dat de Zweedse venen thans weer òf een grensvlak bereikt hebben òf bijna bereikt hebben.

Volgens NILSSON (1935) zijn er echter nog andere grensvlakken te onderscheiden, nl. omstreeks Christus' geboorte, aan het begin van de „Ganggräberzeit" en bovendien nog twee oudere. Ook stelde hij enkele dateringen anders. De RY I van GRANLUND dateerde hij één of een paar honderd jaar vóór 1500 n. Chr., dus omstreeks 1300 of 1400 n. Chr. De RY IV is volgens hem mogelijk iets jonger dan GRANLUND aangaf, terwijl de RY V door hem eveneens iets later werd gesteld. Evenals GRANLUND kwam hij tot de conclusie, dat de RY III de belangrijkste is.

VON POST (1944) gaf een beschouwing over de grensvlakken naar aanleiding van een profiel bij Stockholm, dat ook reeds door GRANLUND was onderzocht. Het gedeelte van het profiel, dat door VON POST beschouwd werd, omvat hoofdzakelijk het Subatlanticum. Hij kwam tot de conclusie, dat de grensvlakken naar hun belangrijkheid ingedeeld kunnen worden in drie groepen. Tot de groep van de belangrijkste grensvlakken behoren die van 600 of 500 v. Chr., 400 n. Chr. en de latere middeleeuwen. Hiertussen liggen grensvlakken, die iets minder belangrijk zijn, terwijl bovendien nog grensvlakken voorkomen, die niet erg in het oog springen. Bepalen wij ons tot de grensvlakken van de 1e en 2e groep, dan blijkt, dat behalve de reeds door GRANLUND en NILSSON genoemde er nog een vrij belangrijk grensvlak is, dat tussen 400 n. Chr. en 1200 of 1400 n. Chr. valt, waarschijnlijk in de 9e eeuw. VON POST liet bovendien zien, dat deze grensvlakken samenvallen met een relatief wat lager percentage berkenpollen in het pollendiagram. Op grond van de datering van GRANLUND kwam hij tot de conclusie, dat er blijkbaar een periodiciteit van 1700, 900–800, 400–450 en ruim 200 jaar is in

het klimaat. Hierbij moet echter wel beseft worden, dat de dateringen die GRANLUND gaf slechts benaderend zijn, waardoor de duur van deze perioden ook betrekkelijk is. VON POST dateerde de RY III op 500 v. Chr., terwijl GRANLUND 600 v. Chr. aangaf. Neemt men deze laatste datum en verschuift men de RY I naar 1400 n. Chr., hetgeen volgens NILSSON mogelijk is, dan wordt de periodiciteit 2000, 1000, 500 en 250 jaar.

Hoewel het dus zeer wenselijk is, dat deze grensvlakken nog eens nader worden gedateerd, waarbij de methode van de radioactieve koolstof een belangrijk hulpmiddel kan zijn, is toch reeds wel vast te stellen, dat er een zeer nauw verband bestaat tussen de periodiciteit in het optreden van de transgressiephasen en de periodiciteit in het optreden van de belangrijkste grensvlakken in Zweden. Reeds werd opgemerkt, dat een belangrijke transgressiephase blijkbaar meestal gevolgd werd door een minder belangrijke. Opvallend is, dat, als men VON POST volgt, de belangrijkste transgressiephasen, nl. die van omstreeks 400 n. Chr. en die uit de latere middeleeuwen, ook met de belangrijkste grensvlakken samenvallen. De iets minder belangrijke transgressiephasen van kort vóór of omstreeks Christus' geboorte vallen samen met de iets minder belangrijke grensvlakken van de tweede groep.

Hoewel dus wel blijkt, dat transgressiephasen en grensvlakken gecorreleerd zijn, is in verband met de onnauwkeurigheid van de datering uit bovenvermelde gegevens nog niet te zeggen in welk stadium van de transgressiephase de grensvlakken nu optreden: aan het begin, in het midden of aan het einde.

Behalve uit de verschuivingen die in de samenstelling van de vegetaties optreden, kunnen ook uit de veranderingen in de verbreiding van het poolijs en de grootte van de gletschers conclusies worden getrokken over het klimaat. Uit het gebied rondom IJsland en Groenland is vrij veel bekend over de veranderingen in de uitbreiding van het poolijs. Deze kennis is voor wat betreft de middeleeuwen vooral gebaseerd op de historie van de Noormannen in deze streken. Voor de 17e, 18e en 19e eeuw is het vooral de geschiedenis van de walvisvaart, die de gegevens levert. KOCH (1945) schreef over dit onderwerp een monografie, waarin hij tot de volgende conclusie kwam:

„In the period 800–1200 there was hardly any ice in the summer near Iceland and the southern half of Greenland. In the period 1200–1400 there was somewhat more ice in the summer near Iceland and the southern half of Greenland. In the period 1400–1600 the ice decreased in quantity in the summer near Iceland and the southern half of Greenland. In the period 1600–1900 there were large quantities of ice in the summer near Iceland and the southern half of Greenland. In the period 1920–1939 there was hardly any ice".

Hieruit kan dus ook weer tot een schommeling in het klimaat worden besloten, die vrij nauw bij de stilstands- en regressiephasen aansluit, al is de overeenkomst in de middeleeuwen niet geheel bevredigend. Bovendien volgt er uit, dat het ijs zich bij de laatste „koude periode" van na 1600 belangrijk sterker uitbreidde dan in de koude periode van de late middeleeuwen. Dit kan er op duiden, dat in het algemeen het klimaat langzamerhand kouder wordt.

Van de veranderingen in de uitbreiding van de gletschers is uit historische tijd vrij veel bekend. Uit deze gegevens blijkt, dat de tijden, die liggen tussen de groei van een gletscher en het afnemen ervan, veel kleiner zijn dan met de door ons voorgestane 525-jarige periode in het klimaat overeenkomt. Zo is

bekend, dat in de 17e eeuw – in ongeveer 1820 en in ongeveer 1850 – maximale uitbreidingen van de gletschers voorkwamen, die gevolgd werden door een terugtrekken van de gletschers. Beschouwt men echter de grote lijn, dan blijkt, dat mogelijk een 525-jarige periode toch wel aanwezig kan zijn. In elk geval vallen de verschijnselen, die zich voordoen in de tijd waarin wij vrij veel van de gletschers weten, goed samen met de verschijnselen aan de zeekusten. Door vele schrijvers werd dan ook al gewezen op het verband tussen. het terugtrekken van de gletschers en de tegenwoordige zeespiegelstijging, waarbij tevens de veranderingen in het klimaat in de beschouwing werden betrokken.

De algemene conclusie is, dat de gletschers zich in de tweede helft van de 19e eeuw zeer snel begonnen terug te trekken. Dit terugtrekken zette zich, soms onderbroken door een korte tijd van stagnatie of groei van de gletschers, in de 20e eeuw tot op heden voort. Tengevolge hiervan hebben vele gebergtegletschers thans minimale afmetingen (THORARINSSON, 1940; AHLMANN, 1948; en anderen). Er moet hierbij wel op worden gewezen, dat de afsmelting vooral optreedt bij de gebergtegletschers. Het landijs aan de polen draagt veel minder bij tot de algemene zeespiegelstijging, zoals wel blijkt uit de berekeningen van TISON en THORARINSSON. Zij komen tot de conclusie, dat de afname van de gebergtegletschers, die slechts ruim 3 % van het totaal vergletscherde aardoppervlak innemen, de zeespiegelstijging al voor een belangrijk deel kan verklaren.

Tussen 1600 n. Chr. en de tweede helft van de 19e eeuw waren de gletschers vrij uitgebreid, hoewel er toen, zoals boven reeds werd opgemerkt, ook tijden met iets lagere gletscherstanden door tijden met hogere gletscherstanden werden afgewisseld. Door BAKKER werd vooral de uitbreiding van de gletschers na ongeveer 1700 n. Chr. gezien als een belangrijk verschijnsel, dat hij in verband bracht met een transgressiephase. Ons inziens moeten wij dit echter beschouwen als een verschijnsel van tijdelijke aard, wat ook beter met de klimaatontwikkeling in overeenstemming is. De uitbreiding omstreeks 1600 n. Chr. bracht BAKKER, naar onze mening terecht, in verband met een regressie, die in het Nederlandse kustgebied aannemelijk kan worden gemaakt.

Over de gedragingen van de gletschers in de middeleeuwen en in de oudere tijden zijn we minder goed ingelicht. Hierover zijn wel vrij veel gegevens bekend, maar toch te weinig om er een goede voorstelling van te kunnen krijgen. Wel blijkt uit deze gegevens, dat gedurende de overgang van bronstijd naar ijzertijd, in de Romeinse tijd (GAMS en NORDHAGEN, 1923) en in de middeleeuwen (WAGNER, 1940) de gletschers relatief klein waren. Hierin uit zich waarschijnlijk, behalve de kortere klimaatschommelingen, ook het algemene verloop van het klimaat van warm naar koud.

Naast de hier genoemde verschijnselen, die zich uiten in vegetatie, gletschers en poolijs, moet ook de klimaatindeling van het Subatlanticum worden gegeven, zoals deze door GAMS en NORDHAGEN werd opgesteld. Deze indeling wordt hier naar voren gebracht, omdat hij nauw aansluit bij de trans- en regressiephasen. Echter moet worden opgemerkt, dat de argumentatie vaak in het geheel niet overtuigend is. Gedeeltelijk is deze indeling gebaseerd op beschouwingen van BRUCKNER, die volgens de berekeningen van WAGNER (1940) niet juist zijn, en gedeeltelijk op allerlei verschijnselen, die volgens de schrijvers klimatologisch bepaald zouden zijn, zoals volksverhuizingen, uitbreiding van de steppenhoenders, optreden van sprinkhanen-

Theoretische transgressiephasen met een periode van 525 jaar
Theoretical phases of transgression with cycles of 525 years

Dateringen van transgressiephasen aan de Nederlandse kust
Datings of transgressionphases along the coast of the Netherlands

Tijden, waarin belangrijke sedimentatie in het rivierkleigebied optrad (volgens Pons en Modderman, 1951; Edelman, 1951)
Periods of significant sedimentation in the riverclay area (Pons and Modderman, 1951; Edelman, 1951)

Tijden, waarin men zonder bedijking of ophoging op mariene afzettingen woonde
Periods of settlement without embankments or mounds on the surface of marine deposits

Rekurrensytor (Granlund, 1932; Nilsson, 1935 en von Post, 1944)
Recurrensytor (Granlund, 1932; Nilsson, 1935 and von Post, 1944)

Tijden, waarin de beuk sterk naar voren komt in de diagrammen van Faulenseemoos (M. Welten, 1944)
Periods in which beech pollen are prominent in the palynological diagrams of Faulenseemoos (M. Welten, 1944)

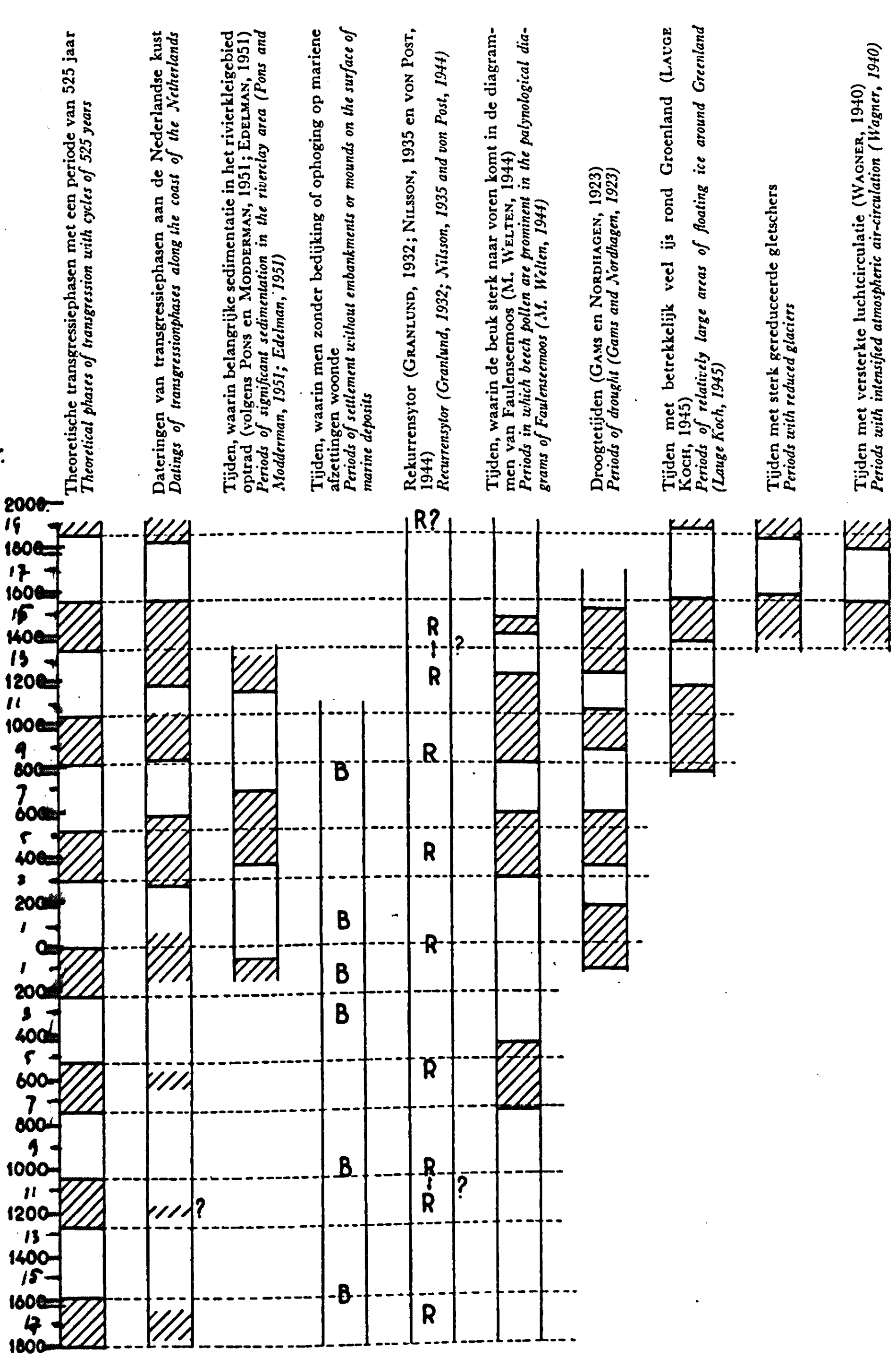
Droogtetijden (Gams en Nordhagen, 1923)
Periods of drought (Gams and Nordhagen, 1923)

Tijden met betrekkelijk veel ijs rond Groenland (Lauge Koch, 1945)
Periods of relatively large areas of floating ice around Greenland (Lauge Koch, 1945)

Tijden met sterk gereduceerde gletschers
Periods with reduced glaciers

Tijden met versterkte luchtcirculatie (Wagner, 1940)
Periods with intensified atmospheric air-circulation (Wagner, 1940)

n.Chr.
A.D.



v. Chr.
B.C.

Fig. 17.
Het optreden van de transgressiephasen in West-Nederland, vergeleken met andere, meest door het klimaat bepaalde verschijnselen.
The occurence of phases of transgression in the western part of the Netherlands, compared with other phenomena, mainly determined by climate.

plagen enz., waarbij dan vooral de verschijnselen in Midden-Europa en in de Balkan worden beschouwd. Het Subatlanticum wordt door hen in tien perioden verdeeld, waarbij drogere, meer continentale tijden afgewisseld worden door nattere, meer oceanische. Deze naamgeving, continentaal en oceanisch, is misleidend. De feiten waarop GAMS en NORDHAGEN zich baseren, duiden mogelijk wel op perioden van grotere droogte en van meer regen en dan vooral in Midden- en Oost-Europa, maar het is de vraag, of hiervoor de termen continentaal en oceanisch gebruikt mogen worden. Dit komt vooral naar voren, wanneer men hun indeling vergelijkt met die, welke WAGNER (1940) en BROOKS (1949) voor de laatste 500 jaar aangeven, waarbij de conclusies wat dit betreft juist tegengesteld zijn.

In de tabel van fig. 17 zijn de hier besproken verschijnselen samengevat, bovendien zijn de tijden aangegeven, gedurende welke op de mariene gronden bewoning plaatsvond zonder bedijking of ophoging, evenals de tijden waarin de rivieren veel sediment afzetten (zie hoofdst. III). Uit deze tabel blijkt een vrij nauwe correlatie tussen de verschillende verschijnselen. Tevens blijkt dat de verschillende verschijnselen met een zekere regelmaat optreden. Beschouwt men de dateringen, dan blijkt de reeds eerdergenoemde periodiciteit van ongeveer 525 jaar, die we in de transgressiephasen aantroffen, ook in tal van andere door het klimaat bepaalde verschijnselen aanwezig te zijn. Blijkbaar treden er dus klimaatschommelingen op, waarbij een gehele cyclus ongeveer 525 jaar duurt. Deze 525 jaar werd vastgesteld aan de hand van de thans beschikbare dateringen. Daar deze niet altijd even nauwkeurig zijn, is het zeer wel mogelijk, dat deze tijdsduur uiteindelijk iets anders uitvallen zal.

Alvorens in te gaan op de onderlinge correlaties moet eerst de klimaatschommeling, die gedurende ongeveer de laatste eeuw optreedt, in het kort worden besproken. Het verloop van deze verandering kan ons misschien ook iets leren omtrent het verloop van het klimaat in vroeger tijden.

3. DE KLIMAATVERANDERING VAN DE LAATSTE EEUW

WAGNER (1940), PETTERSEN (1949), LYSGAARD (1949) en vele anderen hebben deze algemene klimaatverandering naar voren gebracht. WAGNER gaf een overzicht van de toen bekende gegevens. Volgens hem kan de klimaatverandering het beste worden beschreven als een toename van de algemene luchtcirculatie. De aanvang van deze verandering begon in elk geval reeds in de periode 1850–1900, waarschijnlijk echter reeds in het begin van de 19e eeuw. Tot het einde van de 19e eeuw waren de veranderingen echter gering, daarna werden ze pas belangrijk. WAGNER heeft vooral de gegevens van 1886–1895 ten opzichte van 1911–1920 bestudeerd. Met het versterken van de algemene luchtcirculatie gaat een optreden van grotere luchtdrukverschillen gepaard. Zo nam het hoge drukverschil tussen het luchtdrukgebied bij de keerkringen en de gordel van lage luchtdruk ten zuiden van de poolcirkel sterk toe, terwijl er bovendien aanwijzingen zijn, dat de hoge drukgebieden van de keerkringen iets naar het noorden zijn verschoven.

De veranderingen, die het gevolg zijn van de grotere luchtcirculatie, d.w.z. vooral van de meridionale luchtcirculatie, zijn velerlei en lang niet overal dezelfde. De neerslag neemt plaatselijk toe en elders af. In het gebied van dalende luchtstromen zal volgens WAGNER een vermindering van de neerslag, in het gebied van de stijgende luchtstromen een vermeerdering van de neerslag zijn te verwachten. Uit een kaartje, waarop de afwijking van de neerslag gedurende de jaren 1921–1930 vergeleken wordt met het gemiddel-

de gedurende lange tijd, blijkt dat in een smalle gordel, die ongeveer de evenaar volgt, een tendenz van toename van de regenval bestond. Ten noorden en ten zuiden ervan nam de regenval af, d.w.z. in een deel van de tropen, de subtropen en de gematigde luchtstreken; ten noorden en ten zuiden daarvan nam hij in het algemeen weer toe. Voor Europa komt dit neer op een afname in het Middellandse Zeegebied en de Balkan en een toename voor de streken ten noorden er van. Bij de grotere luchtcirculatie behoort ook een vermindering van de temperatuurverschillen tussen zomer en winter in de gematigde streken; daar neemt dus het maritieme karakter in het algemeen toe. Hierbij vallen vooral de hogere wintertemperaturen op.

PETTERSEN (1949), die de situatie van het Noordatlantische gebied in ogenschouw nam en daarbij de gegevens van 1900 tot 1919 vergeleek met die van 1920 tot 1939, kwam tot de conclusie, dat de verschijnselen vrij complex zijn, maar dat in het algemeen toch gesproken kan worden van een grotere meridionale luchtcirculatie, waarbij o.a. meer warme lucht naar Centraal-Europa en van Centraal-Europa naar Scandinavië vervoerd werd. Ook AHLMANN (1948) gaat in een samenvatting van deze grotere luchtcirculatie uit.

LYSGAARD gaf in 1949 een uitgebreid overzicht van de variaties in de verschillende klimaatfactoren gedurende de laatste eeuw. Het duidelijkst springen de veranderingen in het oog op de kaartjes, waarin hij de verschillen in temperatuur, neerslag en luchtdruk van 1920 tot 1940 voor Januari, Juli en het gehele jaar heeft aangegeven. We willen ons hierbij beperken tot de verschillen, die in het noordelijke gebied van de Atlantische Oceaan en in Europa zijn opgetreden. De jaartemperatuur is over het gehele gebied hoger geworden, vooral in het noorden, zoals in Noord-Scandinavië en in Groenland. Een nog sterkere toename vertonen de temperaturen in deze noordelijke gebieden in Januari (tot 3° C). De Julitemperatuur nam echter in het algemeen ook iets toe, zodat West-Europa en vooral de noordelijke streken iets warmer maar ook iets meer „maritiem" zijn geworden. De neerslag nam in West-Europa toe, in het Middellandse Zeegebied echter af. Het drukverschil tussen de subtropen en de noordelijker gelegen streken nam vooral in de winter toe. In het algemeen bevestigen deze gegevens dus de hierboven genoemde van WAGNER.

In Nederland werd deze theorie van de grotere luchtcirculatie overgenomen door LABRIJN (1945); het door hem gevonden klimaatverloop sinds de laatste twee en een halve eeuw sluit nauw bij de resultaten van WAGNER aan. Hij kwam bij zijn studie tot de volgende conclusies: Van 1700 tot 1760 nam het maritieme karakter van het klimaat in Nederland af. Een overgangsperiode vormde 1760–1790. Na 1790 nam het maritieme karakter toe. Mogelijk neemt het na 1925 weer iets af. Deze veranderingen uiten zich o.a. in de wintertemperatuur. Uit zijn gegevens blijkt, dat de wintertemperatuur voor de periode 1901–1940 ten opzichte van 1781–1820 met 1,0° C is toegenomen, de Januaritemperatuur zelfs met 1,9° C. Het duidelijkst komt de klimaatverandering echter tot uitdrukking in de verandering van de gemiddelde windrichting. LABRIJN bouwde bij de beschouwing van de verandering in de windrichting voort op een onderzoek van VAN VEEN (1940), die voor Amsterdam vond, dat sinds 1700 de gemiddelde windrichting 20° à 30° was gekrompen. LABRIJN kwam tot de conclusie, dat de krimping eerst sedert 1790 optreedt. Sindsdien vertoont de wind een krimping van 20°–25°, die tot op heden aanhoudt. Ook de noordrichting vertoont een kleine toeneming, doch de gehele windroos vertoont een onregelmatige vervorming. De be-

studering van de neerslaggegevens gaf onduidelijke resultaten; wel bleek een toename van 6 % voor de periode 1911–1940 tegenover de periode 1881–1890. De gemiddelde luchtdruk liet geringe veranderingen zien. LABRIJN meende, dat de depressies in de loop van de laatste 70 jaar gemiddeld wat noordelijker banen volgen, wat volgens hem op een toename van de invloed van het hoge drukgebied bij de Azoren kan wijzen. Voor de periode na 1925 vond LABRIJN aanwijzingen, dat het maritieme karakter iets afneemt. Hierbij behoeft men misschien nog niet direct te denken aan een afname van de algemene luchtcirculatie, daar we hier tijdelijk met secundaire verschijnselen te doen kunnen hebben, zoals WAGNER aangaf.

Aan het klimaat met de grotere meridionale luchtcirculatie is sinds 1900 blijkbaar een klimaat met een kleinere meridionale luchtcirculatie voorafgegaan, waarbij gemiddeld de winters ook wat kouder waren. WAGNER veronderstelde, dat deze periode vanaf 1500 à 1600 n. Chr. geduurd heeft. Hierbij waren de gedragingen van de gletschers en ook de gegevens, die EASTON uit de historische berichten over de verschillende winters bijeenbracht, zijn voornaamste argumenten. Ook BROOKS (1945) kwam tot een gelijke conclusie. Hij gaf het volgende staatje voor de windrichting in Engeland en het verband met het gedrag van de gletschers.

Date	*State of Glaciers*	*Wind in England*
14th Century	Small	W.S.W., steady, probably strong
Early 17th Century	Advancing	Variable, E:ly winds frequent
Circa 1700	Retreating	W.S.W., rather steady
Circa 1750	Advancing	Variable, E:ly winds frequent
Late 18th Century	Retreating	S.S.N., very steady
Early 19th Century	Advancing	Variable, E:ly winds, frequent especially 1794–1810
Circa 1825	Retreating	S.W., steadier
Mid 17th Century	Advancing	S.W., more variable
20th Century	Rapid retreat	W.S.W., strong, steady.

De laatste tijd schijnt de klimaatverandering niet verder door te zetten. Zo wees RODEWALD (1952) er op, dat in Amerika de verandering thans eerder in tegengestelde richting verloopt. Hierbij is het echter de vraag of dit niet slechts een tijdelijk verschijnsel is, een vraag waarop thans nog geen antwoord is te geven. In de hiervoor besproken tabel werd de tijd met een grotere luchtcirculatie ook aangegeven. Hoewel deze reeds omstreeks 1800 begon, werd deze grotere luchtcirculatie toch op 1875 gefixeerd, daar toen de verandering pas belangrijk begon te worden.

Bij de huidige klimaatverandering stonden wij vrij lang stil, omdat deze mogelijk een verklaring kan geven voor het optreden van de transgressiephasen en de daarmee gelijktijdig optredende verschijnselen.

Dat de tegenwoordige klimaatsituatie gepaard gaat met afsmelting van gletschers en ook met een kleine verhoging van de zeestand, is in deze paragraaf en in hoofdstuk I genoegzaam gebleken, terwijl ook het verband met het afsmelten van het pakijs duidelijk is. Ook het veelvuldiger optreden van de beuk in de tijden, waarin transgressies optreden, kan verklaard worden. We hebben gezien, dat de beuk in een oceanisch klimaat en wat betreft het Faulenseemoos in een betrekkelijk warm oceanisch klimaat sterk naar voren

kwam. Dit stemt geheel overeen met het klimaat, dat tijdens de regressiephasen volgens de hierboven ontvouwde zienswijze zal zijn opgetreden. Ons inziens zullen dan vooral de mildere winters invloed uitgeoefend hebben.

Beschouwt men de invloed, die de tegenwoordige klimaatverandering op de Balkan heeft, dan blijkt, dat de temperatuur iets toeneemt, de regenval afneemt. Dit wijst dus op een droger worden van het klimaat. Mogelijk mogen we de droogteverschijnselen, die GAMS en NORDHAGEN (1923) beschreven, gelijk stellen aan een klimaat met een grotere luchtcirculatie. Hiermede zou het verband tussen het optreden van de trans- en regressiephasen en de klimaatindeling van GAMS en NORDHAGEN ook duidelijker worden.

Bij de bespreking van de rekurrensytor in Zuid-Zweden in de vorige paragraaf bleek, dat het jonge mosveen in het begin van de nieuwe transgressiephase waarschijnlijk nog niet begon te groeien. Later, als het maximum van de transgressiephase bereikt of overschreden werd, werd de groei van het jonge jonge mosveen pas mogelijk. Deze mening wordt bevestigd als men het tegenwoordige gedrag van de hoogvenen in Zuid-Zweden in ogenschouw neemt. GRANLUND bracht naar voren, dat de hoogveengroei in Zuid-Zweden overal stagneert, ook in gebieden waar niet van menselijk ingrijpen gesproken kan worden. Hij kwam dan ook tot de conclusie, dat de oppervlakte van de venen op het ogenblik een nieuw grensvlak heeft bereikt of spoedig zal bereiken. De tegenwoordige wijziging van het klimaat in oceanische richting leidt dus blijkbaar niet of nog niet tot een verjonging van het hoogveen, maar eerder is het tegengestelde het geval. Hierbij moet men wel bedenken, dat de klimaatverandering voor Scandinavië tot meer neerslag leidt, maar ook tot iets hogere temperaturen en langere vegetatietijden. Dat vooral de temperatuurverandering belangrijk is, blijkt wel uit het afsmelten van de gletschers. Dit zag men vroeger algemeen meer als een uiting van een verandering van het klimaat in continentale richting dan in oceanische richting, waarmede deze gletscherafsmelting nu blijkt samen te vallen. Daar echter nog niet bekend is, wanneer de mosveengroei weer zal aanvangen, nl. nog tijdens de transgressiephase of er na, is het juiste verband tussen de klimaatverandering en het optreden van de grensvlakken nog niet goed te leggen.

VI. CONCLUSIES

In het voorgaande is betoogd, dat, wanneer men het verleden als toetssteen neemt voor het heden, de relatieve rijzing van het zeeniveau in grote lijn gezien ten einde loopt. Treden er geen veranderingen op in het beeld, zoals dit zich de laatste millennia ontwikkelt, dan kan men er op rekenen, dat in de komende duizend jaar de zeespiegel slechts weinig ten opzichte van Nederland zal rijzen. Aan de andere kant blijkt, dat de rijzing niet geleidelijk verloopt, maar min of meer schoksgewijze en dat we ons thans in een tijd van een versnelde zeespiegelrijzing bevinden. Bovendien bestaat de mogelijkheid, dat de tijden van versnelde zeespiegelstijging gepaard gaan met een verhoogde frequentie van de hoogste stormvloeden. Wij kunnen dus uit het verleden wel concluderen, dat over lange termijnen de vooruitzichten voor ons kustgebied gunstig zijn.

Op korte termijn ligt de situatie echter anders. De zeespiegelstijging, die over een wat groter tijdvak gezien thans niet veel meer dan 5 of 6 cm per

eeuw zal bedragen, is op het ogenblik groter en zal waarschijnlijk ook in de naaste toekomst nog iets groter blijven. Beziet men het verleden en gaat men er weer van uit, dat de verschijnselen, die in het verleden optraden, ook in de toekomst te verwachten zijn, dan kan men zich op deze wijze er een idee van vormen, hoe groot de zeespiegelstijging in de naaste toekomst zal zijn.

Aan de hand van het in hoofdstuk III medegedeelde is de stijging van het zeeniveau sinds de Romeinse tijd ongeveer 6 à 7 cm per eeuw. In verband met een zekere onnauwkeurigheid willen wij dit bedrag echter stellen op 4 à 10 cm per eeuw. Van 1700 tot 1850 is de zeespiegel zo goed als niet gestegen (VAN VEEN, 1945; KUENEN, 1945). Waarschijnlijk moeten wij dit, gezien het klimaatverloop in de 17e en het einde der 16e eeuw, ook voor een gedeelte van de 16e eeuw veronderstellen en mogelijk reeds voor de 17e eeuw en gehele 16e eeuw. Wij willen verder van deze laatste veronderstelling uitgaan, daar wij de situatie in elk geval niet te gunstig willen voorstellen. In deze drie en een halve eeuw is dus de gemiddelde stijging van 4 à 10 cm per eeuw, dat wil zeggen 14 à 35 cm, niet gerealiseerd. Dit betekent, dat na 1850, toen de versnelde zeespiegelstijging begon, deze 14 à 35 cm als extra stijging zal optreden. De transgressiephasen, waarin de extra stijgingen blijkbaar optreden, duren gemiddeld 250 jaar, maar mogelijk moeten wij thans met een wat kortere periode rekenen, daar korte en langere transgressiephasen elkaar lijken af te wisselen en wij ons nu in een korte periode bevinden. Dit wil waarschijnlijk zeggen, dat in de eerste anderhalve of twee en halve eeuw na 1850 een extra stijging van het zeeniveau te verwachten is van 14 à 35 cm. Vanaf 1850 n. Chr. tot ongeveer 2050 n. Chr. kan dan een totale relatieve zeespiegelstijging van 22 à 55 cm verwacht worden, daarna zal het zeeniveau constant blijven of iets gaan dalen. Bij deze berekening is er van uitgegaan, dat tussen 1500 en 1850 het zeeniveau constant was. Mocht echter blijken, dat dit niet het geval is geweest, dan dienen de genoemde bedragen te worden gecorrigeerd. Indien dus b.v. aan het eind van de 16e eeuw het zeeniveau iets gedaald mocht zijn, hetgeen gezien de genoemde verschijnselen in Zeeland (zie hoofdst. III) niet onaannemelijk is, dan moet men deze daling bij de te verwachten extra zeespiegelstijging optellen. De toekomstverwachting is gesteld met 1850 als uitgangspunt. Vanaf 1850 tot heden is een gedeelte van de extra relatieve zeespiegelstijging waarschijnlijk reeds gerealiseerd. Hoe groot dit bedrag is, is mede in verband met de grote onnauwkeurigheid, die aan de beschikbare peilschaalgegevens kleeft, thans helaas nog niet aan te geven. Het moet dus aan degenen, die zich met het peilschaalonderzoek bezighouden, worden overgelaten om na nader onderzoek aan te geven, hoe groot de van dit moment af te verwachten extra zeespiegelstijging, uitgaande van de bovenstaande berekening, nog zal zijn.

Een tweede factor is het optreden van de stormvloeden. Vooral door BAKKÉR (1953) werd een toename van de stormvloedfrequentie tijdens de transgressiephasen verdedigd. Nu moet men de invloed van de stormvloeden op een natuurlijk landschap niet overschatten. In het algemeen zal de invloed van een stormvloed op een natuurlijk landschap gering zijn, daar het landschap gestroomlijnd is en aangepast aan de natuurlijke verhoudingen. Dit kan men o.a. constateren aan de geringe blijvende gevolgen van de vloed van Februari 1953 op het onbedijkte gedeelte van de Biesbosch. Slechts als nieuwe vloedkommen ontsloten worden, door b.v. doorbraken door duinen, kwelderwallen, enz. kan de blijvende invloed groot zijn. De invloed van een stormramp op een bedijkt gebied zal over het algemeen veel groter zijn, daar

het binnendijkse land vaak lange tijd niet van de ophoging door sedimentatie geprofiteerd heeft en zodoende niet is aangepast aan veranderde eb- en vloedverhoudingen, die b.v. door verwijding en verdieping van de zeegaten ontstaan zijn. Als negatieve factor treedt dan bovendien de inklinking van de bodem op. Daar men uit de vrij geringe zeespiegelstijgingen, die blijkbaar met de transgressiephasen gepaard gaan, de vrij belangrijke invloed, die de zee in het natuurlandschap op het land kreeg, ook niet geheel kan begrijpen, lijkt een samengaan van versnelde zeespiegelstijging en toename van de stormvloedfrequentie het meest aannemelijk.

Hoewel het hier medegedeelde niet geheel nieuw is, mag toch wel worden gezegd, dat de algemene opinie in Nederland het beeld van de kust steeds zag in verband met een doorgaande sterke rijzing van de zeespiegel. Dit geschrift heeft o.a. de strekking deze mening te weerleggen. Bij de beschouwing van ons kustgebied mag men niet uit het oog verliezen, dat er in het klimaat en in tal van andere verschijnselen die door het klimaat bepaald zijn, zoals zeespiegelrijzing en waarschijnlijk ook de frequentie van de stormvloeden, schommelingen optreden, die een eventuele kansberekening voor de toekomst kunnen doorkruisen. De studie van het verleden leert ons, dat de huidige tijd als een ongunstige tijd voor het kustgebied moet worden beschouwd. Vertrouwt men op de door ons afgeleide periodiciteit van 525 jaar, dan kan hieraan de conclusie worden verbonden, dat de tegenwoordige transgressiephase nog niet beëindigd is.

Aan de hand van de duur van de vroegere transgressiephasen kan men verwachten, dat deze in de komende 100 jaar nog zal voortduren.

Een nadere studie van de transgressiephasen, zoals deze in het verleden optraden, zal de toekomstverwachting waarschijnlijk nog kunnen preciseren.

LITERATUUR

Ahlmann, H. W., 1948: The present climatic fluctuation. Geogr. J. **112**, 165–195. London.

Bakker, J. P., 1948: Morfologisch onderzoek van Barradeel en zijn betekenis voor het inzicht in de subatlantische transgressie en het verspreidingsbeeld der terpen. Kon. Ned. Akad. Wet. Amsterdam, Akademiedagen **II**, 121–143.

———, 1953: Zijn de bijzonder hoge vloeden in ons land in vroeg-historische en historische tijd aan bepaalde perioden gebonden? Folia civitatis 7 Mrt, 14 Mrt, 21 Mrt, 1953. Amsterdam.

Bakker, G. de, 1950: De bodemgesteldheid van enkele Zuidbevelandse polders en hun geschiktheid voor de fruitteelt. Diss. Wageningen. Serie: De bodemkartering van Nederland, VI. Versl. Landbouwk. Onderz. **56**, 14. 's-Gravenhage.

Belpaire, A., 1826: Mémoire sur les changements que la côte d'Anvers à Boulogne à subis, tant à l'intérieur qu'à l'extérieur, depuis la conquête de César jusqu'à nos jours. Mém. Couronnées par l'Acad. Royale de Sci. et Belles Lettres de Bruxelles. 1826–1827, 6.

Bendegom, L. van, 1950: Enkele beschouwingen over de vorming en vervorming van wadden. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **67**, 326–333. Amsterdam.

Bennema, J., 1949: Het oppervlakteveen in West-Nederland. Boor en Spade **III**, 139–149. Utrecht.

———, 1951: Enkele resultaten van de bodemkartering op Walcheren. Kon. Ned. Akad. Wet. Amsterdam, Akademiedagen **IV**, 144–152.

———, 1953: De bodemkundige onderzoekingen in de Vriesland-polder bij Hekelingen naar aanleiding van een oudheidkundige opgraving aldaar. Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderz. **4**, 2, 10–19. Amersfoort.

———, *E. C. W. A. Geuze, H. Smits* en *A. J. Wiggers*, in druk: Soil compaction in relation to quaternary movements of sea-level and the subsidence of the land, especially in the Netherlands.

Bennema, J. en *K. van der Meer*, 1950: De genese van Walcheren. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **67,** 399–408. Herdrukt in Boor en Spade **IV,** 245–254.
——— en *K. van der Meer*, 1952: De bodemkartering van Walcheren. Serie: De bodemkartering van Nederland, XII. Versl. Landbouwk. Onderz. **58,** 4. 's-Gravenhage.
——— en *L. J. Pons*, 1952: Donken, fluviatiel laagterras en Eemzee-afzettingen in het westelijk gebied van de grote rivieren. Boor en Spade **V,** 126–137. Utrecht.
Blanchard, R., 1906: La Flandre. Paris.
Boeles, P. C. J. A., 1951: Friesland tot de elfde eeuw. 2e druk. 's-Gravenhage.
Braat, W. C., 1953: De archaeologie van het mondingsgebied van de Oude Rijn. Hand. XXXIIIe Ned. Nat. Geneesk. Congr., 124–125. Utrecht.
Brooks, C. E. P., 1949: Postglacial climatic change in the light of recent glaciological research. Geogr. Ann. **31,** 21–24. Stockholm.
Burck, P. du, 1949: De bodemkartering van Geestmerambacht. Boor en Spade **III,** 152–167. Utrecht.
Daly, R. H., 1935: The changing world of the Ice Age. New Haven.
Dewers, F., 1941: Das Alluvium. Geologie und Lagerstätten Niedersachsens **3,** 268–454. Göttingen.
Dittmer, E., 1948: Die Küstensenkung an der schleswig-holsteinischen Westküste. Forsch. und Fortschr. **24,** 215–217.
Edelman, C. H., 1947: Over de bodemgesteldheid van Midden-Nederland. Utrecht.
———, 1950: Soils of the Netherlands. Amsterdam.
———, 1951: Oudheidkundige resultaten van de bodemkartering. Akademiedagen **III,** Kon. Ned. Akad. Wet. Amsterdam. Herdrukt in Boor en Spade **IV,** 307–325.
———, 1953: De sub-atlantische transgressie langs de Nederlandse kust. Geol. en Mijnbouw, **15,** 351–364. 's-Gravenhage.
Erdtman, G., 1925: Microanalyses of Moorlog from the Doggersbank. Essex Naturalist **21.**
Escher, B. C., 1940: Het vraagstuk van de daling van den bodem van Nederland. Geol. en Mijnbouw **2,** 173–196. 's-Gravenhage.
Eshuis, H. J., 1946: Palynologisch en stratigrafisch onderzoek van de Peelvenen. Diss. Utrecht. Utrecht.
Faber, F. J., 1942: Nederlandsche Landschappen. Gorinchem.
Feen, P. J. van der, 1952: Geschiedenis van de bewoning van Walcheren tot 1250. Zie: *Bennema* en *van der Meer*, 1952, 147–160.
Firbas, F., 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena.
Florschütz, F., 1933: Résumé van de op 29 Juli 1933 voor de Subcommissie van Advies voor de proefpolder bij Andijk gehouden lezing over veenonderzoek in het algemeen en in de Wieringermeer in het bijzonder. Niet in druk verschenen.
———, 1944: „Laagterras" en „Veen op grotere diepte" onder Velzen. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **61,** 25–33. Amsterdam.
, 1953: Palaeobotanisch onderzoek in verband met de opgravingen in de polder Vriesland bij Hekelingen. Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderz. **4,** 2, 19–24. Amersfoort.
——— en *I. M. van der Vlerk*, 1939: Duizend eeuwen geschiedenis van den bodem van Rotterdam. De Maastunnel **2,** 6, 1–6.
Gams, H. en *R. Nordhagen*, 1923: Postglaziale Klimaänderung und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Landeskundl. Forsch. 25. München.
Geer, G. de, 1932: Stockholmstraktens kvartärgeologi. Sveriges Geol. Undersökn., ser. Ba, **12.** Stockholm.
Giffen, A. E. van, 1910: Het dalingsvraagstuk der alluviale Noordzeekusten in verband met de bestudering der terpen. T. Gesch., Land- en Volkenkunde **25,** 258–294. Groningen.
———, 1920: Een Karolingisch grafveld bij Godlinze. Ver. Terpenonderz. **3** en **4,** 39–96. Groningen.
———, 1921: Bijdrage tot de kennis van enkele geologisch-archaeologische verkenmerken in verband met het vraagstuk der bodemdaling in historische tijd. Versl. Geol. Sectie, Geol.-Mijnbouwk. Gen. Ned. en Kol. **2,** 159–220. 's-Gravenhage.
———, 1926: Résumé van de in de laatste vereenigingsjaren verrichte werkzaamheden ten behoeve van de terpenvereeniging. Ver. Terpenonderz. **9** en **10,** 9–35. Groningen.
———, 1930: Archaeologische verkenmerken. Openbare Voordracht, Groningen-Den Haag.
———, 1931: Mededeling omtrent het systematisch onderzoek, verricht in de jaren 1928, 1929 en 1930. Ver. Terpenonderz. **13-15,** 16–46. Groningen.
———, 1940: Een systematisch onderzoek in een der Tuinsterwierden te Leens. Ver. Terpenonderz. **20-24,** 26–115. Groningen.

Giffen, A. E. van, 1944: Grafheuvels te Zwaagdijk, gem. Wervershoof, N.H.. West-Friesland's Ouden Nieuw **17,** 121–221. Hoorn.
———, 1947: Oudheidkundige perspectieven, in het bijzonder ten aanzien van de vaderlandsche prae- en protohistorie. In: Een kwart eeuw oudheidkundig bodemonderzoek in Nederland. Gedenkboek van Giffen, 497–544. Meppel
———, 1949: Inheemse en Romeinse terpen. Ver. Terpenonderz. **29-32,** 5–66. Groningen.
———, 1950: Nieuwe methoden en resultaten op het gebied van prae- en protohistorie. Vorderingen der Wetenschap sinds 1940. Scripta Academica Groningana **3,** 43–72.
———, 1953: Onderzoek van drie bronstijdgrafheuvels bij Grootebroek, gem. Grootebroek. West-Friesland's Oud en Nieuw **20,** 34–40. Hoorn.
Godwin, H., 1941: Studies of the post-glacial history of British vegetation; III, Fenland pollen diagrams; IV, Post-glacial changes of relative land- and sea-level in English Fenland. Philos. Trans. Royal Soc. of London, ser. B, **230,** 239–303. Cambridge.
———, 1943: Coastal peat-beds of the British Isles and North Sea region. J. of Ecology, **31,** 199–247. Cambridge.
———, 1945: Coastal peat-beds of the North Sea region, as indices of land- and sea-level changes. The New Phytologist **44,** 29–69. London.
Granlund, E., 1932: De svenska högmossarnas geologi. Sveriges Geol. Undersökn., ser. C, **373.** Stockholm.
Güray, A. R., 1951: De bodemgesteldheid van de IJpolders. Boor en Spade **V,** 1–28. Utrecht.
Gutenberg, B., 1941: Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Bull. Geol. Soc. America **52,** 721–772.
Haans, J. C. F. M., 1949: Kalkarme en kalkhoudende zavel- en kleigronden in de Haarlemmermeer. Boor en Spade **III,** 179–182. Utrecht.
Haarnagel, W., 1950: Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste. Schriftenr. Niedersächs. Landesst. Marschen- und Wurtenforsch. **4,** 1–84. Hildesheim.
Halbertsma, H., 1951: Geologie van het terpengebied tussen Flie en Lauwers. Hand. XXXIIe Ned. Nat. Geneesk. Congr., 136–138. Utrecht.
———, 1953: Een onderzoek in de kerken van Eethen en Herpt, in 't land van Heusden (N.-Brabant). Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderz. **4,** 1, 18–36. Amersfoort.
Heide, G. D. van der, 1950: Enkele resultaten van het oudheidkundig bodemonderzoek in het Zuiderzeegebied, met name in de Noordoostpolder. Bull. Kon. Ned. Oudheidk. Bond, 6e ser., **3,** 79–94. Leiden.
———, 1951: Die Archäologie des Zuiderseegebietes. Proc. State Service Archaeol. Invest. in the Netherlands, **1,** 42–46.
Huizinga, T. K., 1940: De bodemdaling van Nederland bezien van grondmechanisch standpunt. Geol. en Mijnbouw **2,** 94–110. 's-Gravenhage.
———, 1941: Geologie en Grondmechanica. Gedenkboek Tesch. Verh. Geol. Mijnbouwk. Gen., Geol. ser. **14,** 259–277. 's-Gravenhage.
Iversen, J., 1937: Undersøgelser over litorinatransgressioner i Danmark. Medd. Dansk Geol. Förening **9,** 223–232. København.
Jessen, A., 1928: Niveauveränderungen. In „Uebersicht über die Geologie von Dänemark". Danmarks Geol. Unders. **5,** 4, 169–188. København.
Koch, L., 1945: The East Greenland ice. Medd. Grønland Komm. Videnskabelige Unders. **130,** 3.
Kooper, J., 1939: Het waterstaatsverleden van de provincie Groningen. Groningen.
Kuenen, Ph. H., 1941: De relatieve en absolute daling van onze bodem. Geol. en Mijnbouw **3,** 213–218. 's-Gravenhage.
———, 1945: De zeespiegelrijzing der laatste decennia. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **62,** 159–169. Amsterdam.
Kuipers, S. F., 1948: De bodemkartering op Tholen. Boor en Spade **I,** 50–53. Utrecht.
———, 1948: De bodemkartering op Schouwen-Duiveland. Boor en Spade **I,** 53–54. Utrecht.
———, 1948: De bodemkartering op Tholen en Schouwen-Duiveland. Boor en Spade **II,** 46–49. Utrecht.
———, 1948: Enkele luchtfoto-aspecten van Schouwen en Duiveland. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **65,** 607–611. Amsterdam.
Künnemann, Chr., 1941: Das Sehestedter Moor und die Ursachen seiner Zerstörung. Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet **2,** 37–58.
Labrijn, A., 1945: Het klimaat van Nederland gedurende de laatste twee en een halve eeuw. Meded. en Verh. Kon. Ned. Meteorol. Inst. **102,** 49. 's-Gravenhage.
Libby, W. F., 1952: Radiocarbon dating. Chicago.
Liere, W. J. van, 1948: De bodemgesteldheid van het Westland. Diss. Wageningen. Serie:

De bodemkartering van Nederland, II. Versl. Landbouwk. Onderz. **54,** 6. 's-Gravenhage.

Liere, W. J. van, 1950: Upper holocene transgressions in the neighbourhood of the mouth of the Meuse. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **67,** 393–398. Herdrukt in Boor en Spade **IV,** 238–243.

Lorié, J., 1893: Binnenduinen en bodembeweging. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **10,** 753–796 en 939–980. Amsterdam.

Lysgaard, L., 1949: Recent climatic fluctuations. Folia Geogr. Danica. **5.** Kopenhagen.

Maschhaupt, J. G., 1948: Bodemkundige onderzoekingen in het Dollardgebied. Versl. Landbouwk. Onderz. **54,** 4. 's-Gravenhage.

Meer, K. van der, 1949: De vorming der duinen. Boor en Spade **III,** 149–152. Utrecht.

———, 1952: De Bloembollenstreek. Diss. Wageningen. Serie: De bodemkartering van Nederland, XI. Versl. Landbouwk. Onderz. **58,** 2. 's-Gravenhage.

Mikkelsen, V. M., 1949: Praestø-fjord. Dansk Bot. Arkiv **13,** 2.

Modderman, P. J. R., 1949: Enkele aantekeningen over de bewoningsgeschiedenis van het Westland. Boor en Spade **III,** 201–212. Utrecht.

———, 1951: De bewoonbaarheid van het rivierkleigebied in de loop der eeuwen. Hand. XXXIIe Ned. Nat. Geneesk. Congr., 140–141. Utrecht.

———, 1951: Prehistorical excavation carried out in the „polder" of Vriesland near Hekelingen in the island of Putten. Proc. Service Archaeol. Invest. in the Netherlands **1,** 55–57.

———, 1952: Nederzetting uit de vroege ijzertijd, 's-Gravenhage, Hengelolaan, Escamppolder. Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderz. **3,** 1. Amersfoort.

———, 1952: Onderzoek in de terp Klein Gietens onder Wommels. Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderz. **3,** 2. Amersfoort.

———, 1953: Een neolithische woonplaats in de polder Vriesland onder Hekelingen (eiland Putten). Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderz. **4,** 2, Amersfoort.

Moormann, F. R., 1951: De bodemgesteldheid van het Oudland van Veurne Ambacht. Diss. Wageningen. Serie; Bodemkaart van België. Gent.

Muller, J. en *B. v. Raadshoven,* 1947: Het Holoceen in de Noordoostpolder. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen., **64,** 153–185. Amsterdam.

Nilsson, T., 1935: Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglaziale Bildungen Schonens. Förh. Geol. Fören. Stockholm **57,** 385–562.

———, 1948: Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des Nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südskandinaviens. Medd. Lunds Geol. Mineral. Inst. **112.**

Pannekoek, A. J. en *Th. Reinhold,* 1949: Een geologisch profiel langs de Nederlandsche kust. Meded. Geol. Stichting, N.S. **3,** 69–74. 's-Gravenhage.

Petterssen, S., 1949: Changes in the general circulation, associated with the recent climatic variation. Geogr. Ann. **31,** 212–221. Stockholm.

Pons, L. J., 1953: Oevergronden als middeleeuwse afzettingen en overslaggronden als dijkdoorbraakafzettingen in het rivierkleigebied. Boor en Spade **6,** 126–133. Utrecht.

———, en *P. J. R. Modderman,* 1951: Iets over de bodem en bewoningsgeschiedenis van het rivierkleigebied, in het bijzonder van de Ooypolder. Boor en Spade **IV,** 191–197. Utrecht.

Post, L. von, 1944: The prospect for pollenanalysis in the study of the earth's climatic history. The New Phytologist **45,** 193–217. Cambridge.

Rapport, 1940: De watervoorziening van Amsterdam. 3e ontwerp. Amsterdam.

Rodewald, M., 1952: Rückgang der Klimaänderung in den Vereinigten Staaten. Geogr. Ann. **34,** 159–167. Stockholm.

Roo, H. C. de, 1949: De bodemkartering van Kennemerland-Noord. Boor en Spade **III,** 167–179. Utrecht.

———, 1953: De bodemgesteldheid van Noord-Kennemerland. Diss. Wageningen. Serie: De bodemkartering van Nederland, XIV. Versl. Landbouwk. Onderz. **59,** 3. 's-Gravenhage.

Rutot, A., 1902: Sur les antiquités découvertes dans la partie belge de la plaine maritime. Mém. Soc. d'Anthropol. Bruxelles, 1902–1903, II.

Saarloos, J. M., 1951: De geringe nauwkeurigheid van het bodemdalingsgetal ten opzichte van zeeniveau, afgeleid uit de aflezingen op de Nederlandse kustpeilschalen, en de methode om daarin verbetering te brengen. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **68,** 101–122. Amsterdam.

Sauramo, M., 1941: Fennoskandien im Quartär. Region. Geol. der Erde **1,** 1b. Leipzig.

Schott, C., 1950: Die Westküste Schleswig-Holsteins. Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel **13,** 4.

Schütte, H., 1939: Sinkendes Land an der Nordsee? Schr. Deutsch. Naturkundever., N.F. **9.** Öhringen.
Spek, J. van der, 1944: Het onderzoek van de grondmonsters, genomen op de plekken I–III van grafheuvel I te Zwaagdijk, gem. Wervershoof (N.H.). West-Friesland's Oud en Nieuw **17.** 222–230. Hoorn.
Steenhuis, J. F. 1917: Beschouwingen over en in verband met de daling van den bodem van Nederland. Verh. Kon. Akad. Wet., 2e Sectie, **19,** 2. Amsterdam.
Stockmans, F., C. vanden Berghen en *R. Vanhoorne*, 1948: Het veenonderzoek in de streek van Lampernisse-Pervijze. Natuurwet. T. **31,** 154–160. Antwerpen.
Straaten, L. M. J. U. van, 1951: Texture and genesis of Dutch Wadden Sea sediments. Proc. 3rd Int. Congr. Sedimentol. Groningen-Wageningen.
Tavernier, R., 1948: De jongste geologische geschiedenis der Vlaamse kustvlakte. Hand. Mij. Gesch. en Oudheidk. **3,** 107–115. Gent.
Tesch, P., 1922: Duinstudies. VII: De positieve niveauverandering van de Nederlandsche kust in het holocene tijdvak. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **39,** 66–76. Amsterdam.
———, 1937: Het voetstuk van Nederland. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **54,** 7–16. Amsterdam.
———, 1940: In hoeverre is de recente niveauverandering aan de Noordzeekust van tektonische aard? Geol. en Mijnbouw **2,** 302–304. 's-Gravenhage.
———, 1942: De Noordzee van historisch-geologisch standpunt. Meded. 's Rijks Geol. Dienst, ser. A, 9. 's-Gravenhage.
———, 1947: De niveauveranderingen en de oudheidkundige verschijnselen. Een kwart eeuw oudheidkundig bodemonderzoek in Nederland. Gedenkboek A. E. van Giffen, 43–56. Meppel.
Thorarinsson, S., 1940: Present glacier shrinkage and eustatic changes of sea-level. Geogr. Ann. **22,** 131–159. Stockholm.
Tison, S. J., 1952: La hausse du niveau des mers. A quoi faut-il l'attribuer? Bull. Soc. Royale Belge Géogr. **76.**
Tuinstra, U., 1951: Nieuwere inzichten in de niveauveranderingen gedurende het Holoceen. Geogr. T. **4,** 58–64. Groningen.
———, 1951a: Bijdrage tot de kennis van de holocene landschapsontwikkeling in het noordwesten van Noord-Brabant. Diss. Amsterdam. Groningen.
Umbgrove, J. H. F., 1947: Origin of the Dutch coast. Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. **50,** Sect. of Sci., 227–237. Amsterdam.
Valentin, H., 1953: Present vertical movements of the British Isles. Geogr. J. **119,** 299–305. London.
Veen, J. van, 1937: Korte beschrijving der uitkomsten van onderzoekingen in de hoofden langs de Nederlandsche kust. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **54,** 155–195. Amsterdam.
———, 1940: De invloed der 11-jaarlijkse zonnevlekken perioden op stormen, ijsgang en neerslag. De Ingenieur **55,** A. 37–40. Utrecht.
———, 1940: Is de heersende windrichting te Amsterdam sedert 1700 gekrompen? T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **57,** 686–706. Amsterdam.
———, 1945: Bestaat er een geologische bodemdaling te Amsterdam sedert 1700? T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **62,** 2–36. Amsterdam.
———, 1951: De Rijn- en Maasmond (Helinium) in de Romeinse tijd. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **68,** 272–275. Amsterdam.
Veenenbos, J. S., 1949: De bodemkartering van de Friese knipgronden. Boor en Spade **III,** 76–86. Utrecht.
———, 1952: De bodem van Friesland. In: Friesland toen, nu en straks, 7–12. Leeuwarden.
Vermeer-Louman, G. G., 1934: Pollen-analytisch onderzoek van de West-Nederlandschen bodem. Diss. Amsterdam. Amsterdam.
Verslag, 1944: Verslag van de uitkomsten der grondmechanische onderzoekingen in en nabij den zuidelijken bouwput voor de tunnels te Velsen. Laboratorium voor Grondmechanica, Delft. Opdracht 152A.
Verwey, J., 1952: On the ecology of distribution of cockle and mussel in the Dutch waddensea, their role in sedimentation and the source to their food supply. Extrait des Archives Néerlandaises de Zoologie **10,** 171–239. Wormerveer.
Vink, T., 1926: De Lekstreek. Een aardrijkskundige verkenning van een bewoond deltagebied. Diss. Utrecht. Amsterdam.
Vlam, A. W., 1943: Historisch-morfologisch onderzoek van enige Zeeuwsche eilanden. Diss. Utrecht. Herdrukt in: T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **60,** 1–101. Amsterdam.
———, 1945: Geulenkaart van het Westland. Verh. Geol. Mijnbouwk. Gen. Ned. en Kol., Geol. ser., **14,** Gedenkb. Tesch, 525–530. 's-Gravenhage.

Vlerk, I. M. van der en *F. Florschütz*, 1950: Nederland in het IJstijdvak. Utrecht.
———, 1953: The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. Verh. Kon. Ned. Akad. Wet., Afd. Natuurk., **20,** 2. Amsterdam.
Vries, H. L. de, 1953: C_{14} getuige der Oudheid. Elseviers Weekblad, 29 Augustus. Amsterdam.
Vroman, M., 1952: Study of a peat profile on the Frisian coast of the former „Zuiderzee". Acta Botanica Neerlandica **I,** 250–258. Amsterdam.
Wagner, A., 1940: Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Die Wissenschaft **92.** Braunschweig.
Wassink, E. C., 1939: Über den Grenzhorizont in niederländischen Hochmooren. Rec. Trav. Bot. Néerlandais **36,** 504–508. Amsterdam.
Waterbolk, H. Tj., 1952: Palynologisch onderzoek van een holoceen profiel bij Den Haag. Geol. en Mijnbouw **14,** 115–119. 's-Gravenhage.
Weber, C. A., 1907: Aufbau und Vegetation der Moore Norddeutschlands. Bot. Jb. **40,** Beibl. 90, 19–34.
———, 1910: Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. **62,** 143–162.
Welten, M., 1944: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. Veröffentl. Geobot. Inst. Rübel in Zürich **21.**
———, 1952: Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals. Veröffentl. Geobot. Inst. Rübel in Zürich **26.**
Wiggers, A. J., 1950: Enige opmerkingen over de holocene geschiedenis van Groningen en Friesland. T. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen. **67,** 382–388. Amsterdam.
Zeist, W. van, 1950: An investigation into the earlier vegetation of Central Friesland (the Netherlands). Rec. Trav. Bot. Néerlandais **62,** 28–40. Amsterdam.
Zeuner, F. E., 1952: Dating the past; an introduction to geochronology. 3rd ed. London.
Zinderen Bakker, E. M. van, 1942: Het Naardermeer. Amsterdam.
Zwart, H. J., 1951: Postglaciale land- en zeeniveau-veranderingen. Kon. Ned. Akad. Wet. Amsterdam, Proc. B, **14,** 162–173.
Zwillenberg, L.O. en *J. Hendriks*, 1954: Zum Vorkommen von Cardiumklei in Waterland nordostlich von Amsterdam. Geol. en Mijnbouw **16,** 4, 105–117.

NASCHRIFT

Op 5 en 6 Maart 1954 hield de Geologische Sectie van het Koninklijk Nederlands Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap te Utrecht een Symposium over: Kwartaire Niveauveranderingen, in het bijzonder in Nederland. Tijdens dit Symposium zijn vele voordrachten gehouden, die in nauw verband staan met het onderwerp van dit geschrift. Aangezien onze tekst op die datum reeds voltooid was, wordt het te Utrecht behandelde in dit naschrift zeer in het kort besproken. Dit geschiedt aan de hand van de voordrukken van de voordrachten, die in de loop van 1954 in „Geologie en Mijnbouw" zullen verschijnen.

VENING MEINESZ ontwikkelde een theorie, gebaseerd op berekeningen van de stroming onder de aardkorst tengevolge van de aanwezigheid en het verdwijnen van de ijskap in Scandinavië. Volgens deze berekeningen zou Nederland tijdens het Holoceen sterk zijn gedaald. Deze daling zou ook thans nog niet zijn afgelopen. Het gaat hierbij volgens de onder aan deze bladzijde aangegeven literatuur [1]) om een daling van 96 m sinds ongeveer 7700 v. Chr. en van 53 m sinds ongeveer 5000 v. Chr.; de bodemdaling zou voortduren tot ongeveer 6000 n. Chr. en thans nog 20 cm per eeuw bedragen. Deze bedragen gelden dan speciaal voor Noord-Nederland. Het gebied ten zuiden van de grote rivieren zou tengevolge van de rijzing van het Alpenvoorland andere bodembewegingen vertonen. De theorie van VENING MEINESZ verkeert echter nog in het stadium van de hypothese. Wij kunnen in de beschikbare gegevens over de geologie van Nederland geen verschijnselen vinden, die deze hypothese zouden steunen. Ons uitgangspunt bij het vaststellen van de absolute bodemdaling is geweest, dat een bodemdaling van 2 à 3 cm per eeuw normaal is, gerekend over een groot deel van het Kwartair. DECHEND kwam tot ongeveer hetzelfde bedrag, terwijl KUENEN tot een bedrag kwam, dat slechts iets hoger lag, nl. 4 à 5 cm per eeuw. Met het oog op de theorie van VENING MEINESZ is het niet à priori uit te sluiten, dat deze cijfers slechts gemiddelden zijn en dat de werkelijke bedragen tijdelijk van deze gemiddelden hebben afgeweken.

Dat deze bedragen zo groot zouden zijn als VENING MEINESZ aangeeft, is blijkens de geologische verschijnselen in West-Nederland echter zeker niet juist. De relatieve zeespiegelstijging is sinds 5000 v. Chr. niet meer dan ongeveer 15 m geweest, zowel in West-Nederland als in Noord-Duitsland. Als men VENING MEINESZ volgt en aanneemt, dat de bodemdaling 50 m is, dan betekent dit, dat de zeespiegel sinds die tijd 30 à 35 m gedaald zou zijn, een mening, die zeker niet te verdedigen is. Ook de gegevens uit andere gebieden wijzen in dezelfde richting. Zo zou men moeten concluderen, dat Praestøfjord in Denemarken niet een rijzingsgebied, maar een dalingsgebied zou zijn. Ook de Vlaamse kustvlakte zou, als men een huidige bodemdaling van 20 cm per eeuw voor West-Nederland aanneemt, nog vrij sterk moeten dalen. Beide conclusies zijn strijdig met de algemeen aanvaarde mening. KUENEN wees er vroeger reeds op, dat men bij een vergelijking van de peilschaalgegevens van Nederland met die over de gehele wereld slechts tot een geringe bodemdaling voor West-Nederland komt. Hierbij zijn ook de conclu-

[1]) Uitvoeriger werd deze theorie behandeld in *Vening Meinesz, F. A.*, 1954: Earth-crust movements in the Netherlands resulting from Fennoscandian postglacial isostatic readjustment and Alpine foreland rising. Kon. Ned. Akad. Wet. Amsterdam, Proc. B. 57, 142–155.

sies van VAN VEEN, die op het Symposium naar voren werden gebracht, van belang. Hij concludeerde, dat langs de Nederlandse kust sinds 1860 een stijging van de zeespiegel is opgetreden met een snelheid van 7 à 16 cm per eeuw. Dit bedrag wijkt niet af van het bedrag, dat uit de peilschaalgegevens over de gehele wereld kan worden berekend, zodat ook aan de hand van deze nieuwste gegevens slechts tot een zeer geringe absolute bodemdaling van West- en Noord-Nederland is te besluiten.

Door KUENEN werd op het Symposium nogmaals gewezen op de sporen van een hogere zeestand in het Atlanticum of Vroeg-Subboreaal, die een aanwijzing zouden vormen, dat in die tijd de absolute zeestand hoger is geweest dan thans. LE BLANC en BERNARD, die een bijdrage over de geologie van de Gulf Coast leverden, kwamen hierbij, in navolging van FISK, echter tot de conclusie, dat het zeeniveau gedurende de laatste 5000 jaar constant moet zijn geweest. Uit deze tegenstrijdige meningen en gegevens is nog geen goed beeld op te maken over de juiste gang van zaken, over de gehele wereld gezien.

VAN GIFFEN en FLORSCHÜTZ hebben ieder op hun wijze gepleit voor een regressie. VAN GIFFEN wees op het bestaan van twee regressies, één gedurende de jonge bronstijd en één gedurende de laat-Romeinse tijd. Deze regressies sluiten zeer goed aan bij de stilstands- of regressiephasen van onze chronologie. FLORSCHÜTZ ziet de groei van oligotroof veen in West-Nederland als uiting van een in die tijd optredende regressie. Dit onderwerp is in de tekst reeds behandeld, waarbij wij tot een iets afwijkende conclusie zijn gekomen. Beide onderzoekers nemen aan, dat een regressie samengaat met droogte in het binnenland.

TAVERNIER en MOORMANN behandelden de holocene zeespiegelbeweging langs de Vlaamse kust. Zij nemen wel een regressiephase aan tijdens het beging van de vorming van het oppervlakteveen, maar zien de groei van dit veen toch voornamelijk als een gevolg van een stijging van de zeespiegel. Er is slechts een nuanceverschil tussen hun conclusies en de onze. Ondanks het feit dat algemeen wordt aangegeven, dat de absolute bodemdaling in dit gebied nihil of negatief is, ziet men toch het zeeniveau ook gedurende het Subboreaal en het Subatlanticum stijgen, hetgeen in het voorgaande reeds als argument werd gebruikt voor ons standpunt, dat de absolute bodemdaling in Nederland over deze periode slechts gering kan zijn geweest. TAVERNIER en MOORMANN gaven enkele cijfers over verschillen in zeestand tussen verschillende transgressiephasen van het Subatlanticum, die vrij goed overeenkomen met wat wij in Nederland vinden.

De conclusies van BAKKER over de relatieve zeespiegelbeweging zijn in goede overeenstemming met onze uiteenzetting. Evenals wij meent hij, dat er geen belangrijke regressie in het Subboreaal heeft plaatsgevonden, terwijl verder de zeespiegelstijging, die hij gedurende het Subatlanticum aanneemt, niet veel afwijkt van de bedragen die door ons werden genoemd.

T. EDELMAN behandelde de resultaten van een vergelijking tussen beide nauwkeurigheidswaterpassingen van 1875–1887 en 1926–1940. In het algemeen bleek het moeilijk een scheiding te maken tussen hetgeen een gevolg is van bodemdaling en hetgeen een gevolg is van inklinking. Globaal is echter wel te zeggen, dat Nederland scheef zakt, waarbij het noorden iets daalt ten opzichte van het zuiden. Hoe groot de bodemdalingsverschillen quantitatief gezien zijn, is echter uit de gegevens niet goed af te leiden. EDELMAN laat dan ook opzettelijk na, conclusies in quantitatieve zin uit het materiaal te trekken.

VAN STRAATEN deelde iets mede over de eerste resultaten van een onderzoek, waarbij voor de datering de C_{14}-methode werd gebruikt. Dank zij deze belangrijke verbetering in de datering van allerlei afzettingen in de tunnelput van Velsen en de uitbreiding, die VAN STRAATEN gegeven heeft aan de kennis van de mariene sedimentatie, mag van een dergelijk onderzoek een belangrijke verdieping van het inzicht in de zeespiegelrijzing verwacht worden. De voorlopige resultaten, die echter nog niet als een voordruk beschikbaar waren, bleken in goede overeenstemming met onze zienswijze.

Ook werden enkele voordrachten gehouden, die meer op de geologie van het Plioceen en het Oud-Pleistoceen betrekking hadden en die op deze plaats niet besproken behoeven te worden.

Samenvattend merken we op, dat op dit Symposium bleek, dat er nog steeds grote meningsverschillen over de bodembeweging en de beweging van de zeespiegel bestaan. Goed beschouwd hebben de bestaande meningsverschillen vooral betrekking op: 1. de absolute bodemdaling en 2. het al dan niet bestaan van een belangrijke subboreale regressie. Het op het Symposium medegedeelde heeft ons inziens echter geen aanleiding gegeven thans reeds wijzigingen dienaangaande in onze conclusies te brengen. Over het verloop van de seculaire relatieve zeespiegelstijging bestaat, als men het al dan niet optreden van een belangrijke subboreale regressie buiten beschouwing laat, verder vrij goede overeenstemming.

LITERATUUR

Bakker, J. P.: Relative sea-level changes in northwest Friesland (Netherlands) since prehistoric times.

Bennema, J.: Holocene movements of the earth's surface and of the sea-level in the coastal area of the Netherlands.

Bennema, J., E. C. W. A. Geuze, H. Smits and *A. J. Wiggers*: Soil compaction in relation to quaternary movements of sea-level and subsidence of the land, especially in the Netherlands. Some conclusions drawn from lectures to the conference on soil compaction of the Netherlands Society of Soil Science, November 20th 1953 at Utrecht.

Blanc, R. J. le and *H. A. Bernard*: Résumé of late recent geological history of the gulf coast.

Dechend, W.: Eustatische und tektonische Probleme des Quartärs im südlichen Nordseeraum.

Edelman, T.: Tectonic movements as resulting from the comparison of two precision levellings.

Florschütz, F.: Palaeobotanical evidence for quaternary land- and sea-level changes in the Netherlands.

Giffen, A. E. van: Archäologische Bemerkungen zur Frage der Niveauveränderungen im niederländischen Küstengebiet.

Kuenen, Ph. H.: Eustatic changes of sea-level.

Tavernier, R. et *F. Moormann*: Les changements du niveau de la mer dans la plaine maritime flamande pendant l'Holocène.

Veen, J. van: Tide-gauges, subsidence-gauges and flood-stones in the Netherlands.

Vening Meinesz, F. A.: Crustal warping in the Netherlands.