

VAN ZEE TOT LAND

Rapporten en mededelingen inzake de droogmaking,
ontginning en sociaal-economische opbouw
der IJsselmeerpolders

N^o 14

DE WORDING VAN HET NOORDOOSTPOLDERGEBIED

EEN ONDERZOEK NAAR DE PHYSISCH-GEOGRAFISCHE
ONTWIKKELING VAN EEN SEDIMENTAIR GEBIED

DOOR

Dr. A. J. WIGGERS

Wetenschappelijk Ambtenaar 1e klasse bij de Directie van de Wieringermeer
(Noordoostpolderwerken)

W. E. J. Tjeenk Willink N.V., Zwolle
1955

With a Summary: *"The genesis of the North-Eastern Polder Area.
A Study on the physiographical development of a
sedimentary region."*

INLEIDING

De Noordoostpolder, met een oppervlakte van ongeveer 48.000 ha, is gelegen in het noordoostelijke gedeelte van de voormalige Zuiderzee. Deze polder sluit tussen Lemmer en Blokzijl aan bij het „oude land” en is voorts begrensd door een dijk, ter lengte van ongeveer 65 km, waarvan de bouw in het voorjaar van 1936 aanving en in December 1940 werd voltooid.

Met het leegpompen van de polder, waarin vooraf de kanalen en tochten grotendeels waren gebaggerd, werd in Januari 1941 begonnen. In September 1942 werd een peil van het water bereikt van 4.40 m - N.A.P., bij welk peil ook de laagste gedeelten droogvielen.

Deze drooglegging van de Noordoostpolder schiep de mogelijkheid de sedimenten in dit gedeelte van de Zuiderzee aan een uitvoerig onderzoek te onderwerpen. Ten behoeve van de ontwatering werden namelijk sloten gegraven met een lengte van ruim 1500 km en met een diepte van 1.4 m. Hierdoor waren vooral de jonge afzettingen vrijwel volledig ontsloten. Aan de nog nader te noemen intensieve bodemkartering is deze omstandigheid wel in de eerste plaats in hoge mate ten goede gekomen, doch ook voor het sedimentologisch onderzoek lagen hier ongekennde mogelijkheden, die zoveel mogelijk zijn benut. De sedimenten in zeeboezems hebben immers wel reeds vele malen het onderwerp van sedimentologisch onderzoek gevormd, doch men was hierbij in de regel aangewezen op de resultaten van een beperkt aantal boringen of ontsluitingen.

Toch ligt in deze publicatie niet het zwaartepunt op sedimentologisch gebied. De voornaamste reden hiervoor is gelegen in het feit, dat voor een volledige behandeling van de sedimentatie in het Noordoostpoldergebied een uitgebreide beschrijving van de afzettingen in de gehele Zuiderzee onmisbaar is. Wij hopen te zijner tijd aan deze materie een of meer afzonderlijke publicaties te wijden, aangezien de beperkte kennis van afzettingen in gebieden als de vroegere Zuiderzee en de grote behoefte aan een nauwkeurige beschrijving van de eigenschappen van en de verschijnselen in dergelijke sedimenten hiertoe nopen.

Thans valt de nadruk in hoofdzaak op de fysisch-geografische ontwikkeling van het Noordoostpoldergebied. Er was ook alle reden juist van de Noordoostpolder de wordingsgeschiedenis meer in detail te bestuderen en te beschrijven, omdat deze polder door de aanwezigheid van de eilanden Urk en Schokland en doordat hij in het Oosten direct aansluit aan het „oude land”, goede mogelijkheden bood voor dit onderzoek naar de fysisch-

geografische ontwikkeling. Vooral met de Afdeling voor Oudheidkundig Bodemonderzoek is in dit opzicht nauw samengewerkt.

Doch ook bij dit onderzoek naar de wording van het Noordoostpoldergebied vormen de bij de bodemkartering verzamelde gegevens in hoofdzaak de basis van hetgeen in deze publicatie wordt meegedeeld.

Het is derhalve gewenst op deze plaats enkele gegevens betreffende deze bodemkartering te vermelden. Voor details moge worden verwezen naar de in voorbereiding zijnde publicatie over de bodemkartering en de bodemgesteldheid van de Noordoostpolder.

Allereerst zij gewezen op de plaats die de bodemkartering inneemt in het organisatieschema van de Directie van de Wieringermeer (Noordoostpolderwerken).

De Directie kent een viertal Hoofdafdelingen, waarvan de Landbouwkundige Hoofdafdeling er één vormt. Deze Hoofdafdeling is gesplitst in de Cultuurtechnische Afdeling en de Wetenschappelijke Afdeling. In de Wetenschappelijke Afdeling worden een zestal onderafdelingen onderscheiden, waaronder de Bodemkundige Afdeling. Het bodemkundig onderzoek behelst onder anderen de bodemkartering, het onderzoek ten behoeve van de ontwatering en de inklinking en de bestudering van de fysische en chemische eigenschappen van de jonge gronden.

De bodemkartering hangt in opzet en uitvoering nauw samen met het feit, dat de cultuurtechnische en algemeen landbouwkundige maatregelen in de nieuw aangewonnen gebieden op basis van de bodemgesteldheid worden genomen. Men kan daardoor spreken van een sterk op de praktijk gericht zijn van de bodemkartering.

Reeds vóór het droogvallen van de polder vond een globale opname van de bodemgesteldheid plaats. De intensieve kartering na het droogvallen nam in Mei 1941 een aanvang. In de jaren 1941—1953 is de gehele polder, aanvankelijk onder leiding van Ir. M. J. DONKERSLOOT, later onder die van Prof. Dr. A. J. ZUUR en nog later onder die van schrijver dezes, gekarteerd door middel van het opnemen van de slotwanden en van de greppelkanten. In de sloten, gelegen op een onderlinge afstand van 300 m, werden de tot een diepte van 1.4 m voorkomende afzettingen naar hun aard en eigenschappen opgenomen. Veelal bedroeg de afstand tussen de beschreven plekken 50 m, doch in niet homogene gebieden werd deze tot soms 10 m teruggebracht. Aangezien de totale lengte van de gekarteerde sloten ruim 1500 km bedraagt, betekent dit dat op ruim 30.000 plaatsen het profiel tot een diepte van 1.4 m werd vastgesteld. De resultaten van deze opname zijn weergegeven in de 21 bladen van de Profielenkaart (Bodemkundige Code- en Profielenkaart van de Noordoostpolder, 1947—).

Ten behoeve van het verkrijgen van een gedetailleerde kennis van de bovenste 50 cm van de bodem werden de greppels, die loodrecht op de sloten werden getrokken op onderlinge afstanden die varieerden van 8 tot 24 m, opgenomen tot een diepte van 60 cm. In homogene gebieden werd de verdeling van de plekken zó gekozen, dat op 8 plaatsen per ha het profiel werd vastgesteld, terwijl in gedeelten met een bonte profielbouw het aantal waarnemingen werd opgevoerd tot 50 plekken per ha. Op deze wijze is op

ongeveer 500.000 plaatsen de opbouw van het profiel tot een diepte van 60 cm vastgesteld.

De resultaten van deze opname zijn weergegeven in de 21 bladen van de Codekaart (Bodemkundige Code- en Profielenkaart van de Noordoostpolder, 1947—).

Als bijlage 1 is aan deze publicatie een verkavelingskaart van de Noordoostpolder toegevoegd. De polder is op deze kaart verdeeld in 19 secties, aangegeven met de hoofdletters A—T. Binnen elke sectie zijn de kavels doorlopend genummerd. Een bepaalde kavel wordt aangeduid met de letter van de sectie en met het betreffende nummer, bijvoorbeeld A 48.

Uit het voorgaande moge gebleken zijn dat wij beschikten over een overstelpende hoeveelheid gegevens betreffende de bovenste 60 cm en over een toch nog respectabel aantal opnamen van de bovenste 1.4 m. Het aantal beschreven profielen vormt hierbij eigenlijk nog geen juiste maat voor de intensiteit van de bodemopname, daar de verse slootwanden immers de mogelijkheid boden iedere verandering in aard en dikte van de afzonderlijke lagen nauwkeurig te vervolgen en de te beschrijven plaatsen zo te kiezen, dat deze geheel representatief waren voor het betreffende gedeelte uit de slootwand. Van de dieper gelegen lagen is in verhouding veel minder bekend. Wel is in het kader van het bodemkundige onderzoek op enige tienduizenden plaatsen de diepteligging van het pleistocene zand vastgesteld door middel van hand-sonderingen. Voor de kennis van de dieper dan 1.4 m voorkomende afzettingen waren wij aangewezen op boringen, die ten dele werden verricht in verband met de fundering van gebouwen in de polder, doch grotendeels ten behoeve van het eigenlijke onderzoek naar de morfogenese en de sedimentopvolging.

Dit voorgaande wil echter niet zeggen, dat het genetische en sedimentologische onderzoek slechts heeft geprofiteerd van hetgeen ten behoeve van de bodemkartering is verricht. Integendeel, de resultaten van het in deze publicatie beschreven onderzoek vormen een belangrijke steun bij de bodemkartering. Dank zij dit onderzoek is het namelijk mogelijk de gegevens verkregen bij de kartering, zinnig te groeperen en het veldwerk zo te leiden, dat de verzamelde gegevens representatief voor de eigenschappen van en de verschijnselen in de afzettingen zijn.

Niet slechts de kartering, doch ook vele andere takken van de Dienst hebben van het genoemde onderzoek geprofiteerd. Wij wijzen in dit verband slechts op de vele gegevens, die aan de Bouwkundige Afdeling werden verstrekt omtrent de diepteligging en de aard van de pleistocene afzettingen.

In enkele publicaties, gebaseerd op onderzoeken sedert het droogvallen van de polder, komen de wordingsgeschiedenis van en de sedimenten in de Noordoostpolder meer of minder uitvoerig aan de orde.

Door MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) werden de resultaten van een door hen uitgevoerd onderzoek van de holocene afzettingen gepubliceerd.

ZUUR (1951) schreef een korte mededeling over het ontstaan en de aard van de bodem van de Noordoostpolder, terwijl KLAAR (1951) een intern

rapport samenstelde over de in de jaren 1946—1950 onder zijn leiding verzamelde gegevens betreffende de geologie van de polder.

Door MIDDELHOEK en WIGGERS (1953) werd een publicatie geschreven over het onderzoek van de microflora en microfauna in de holocene afzettingen, in welke publicatie een beknopt overzicht van de geologische ontwikkeling van de Noordoostpolder voorkomt.

DE WAARD (1946, 1948) schreef een tweetal publicaties over de wordingsgeschiedenis van het eiland Urk en omgeving, terwijl door VAN DER HEIDE en WIGGERS (1954) over het ontstaan en de bewoning van het eiland Schokland en zijn omgeving werd gepubliceerd.

MODDERMAN (1945) wijdde zijn dissertatie grotendeels aan het archaeologische onderzoek in de Noordoostpolder. VAN DER HEIDE (1955 a) bewerkte onlangs de nieuwere gegevens tot een publicatie.

Slechts van de grondmorene in de Noordoostpolder is een uitvoerige detailstudie verschenen van de hand van DE WAARD (1949). VAN ANDEL, WIGGERS en MAARLEVELD (1954) publiceerden de resultaten van een onderzoek naar de samenstelling, vorm en afronding van het grind in de Staart van Urk.

Voorts komen in de Toelichtingen op de 21 bladen van de Bodemkundige Code- en Profielenkaart van de Noordoostpolder verschillende vraagstukken betreffende de genese en de sedimentatie, zij het veelal terloops, aan de orde. Deze Toelichtingen zijn voor wat betreft de bladen 5, 8, 9, 12, 13, 16, 17, 20 en 21 geschreven door Prof. Dr. A. J. ZUUR, voor wat betreft de bladen 1, 2, 3 en 4 door de landbouwkundige hoofdassistent F. H. DE JONG en voor wat betreft de bladen 6, 7, 10, 11, 18 en 19 door de landbouwkundige hoofdassistent K. SPANJER. De Toelichtingen bij de bladen 14 en 15 worden thans door K. SPANJER voorbereid.

Aangaande de indeling van de behandelde stof kan worden opgemerkt dat hoofdstuk I over het Pleistoceen en hoofdstuk II over het Holoceen handelt. De wordingsgeschiedenis van de polder wordt hierbij slechts terloops behandeld, namelijk voor zover dit voor een goed begrip van de afzettingen nodig is.

In hoofdstuk III wordt een aantal sedimentologische eigenschappen en verschijnselen besproken. Hoewel deze ten dele behoren bij de beschrijving van de holocene sedimenten in hoofdstuk II, zijn zij in een afzonderlijk hoofdstuk bijeengebracht, teneinde in hoofdstuk II aan bepaalde afzettingen niet een onevenredig grote plaats in de behandeling te moeten toekennen.

Hoofdstuk IV draagt een meer synthetisch karakter. Uitgaande van de wordingsgeschiedenis van de eilanden en het kustgebied van de Noordoostpolder wordt de genese van de polder als geheel besproken. In dit hoofdstuk vinden ook de resultaten van het gecombineerde archaeologische en fysisch-geografische onderzoek een plaats.

HOOFDSTUK I

PLEISTOCENE SEDIMENTATIE, EROSIE EN RELIEFONTWIKKELING

§ 1. INLEIDING.

Voor de behandeling van het Pleistoceen zal de indeling van het IJstijdvak op palaeontologische basis, gegeven door VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1950), worden gevolgd. Achtereenvolgens zullen de afzettingen uit het Tiglien, het Taxandrien, het Needien, het Drenthien, het Eemien en het Tubantien worden besproken. Bij de behandeling van de afzettingen uit deze laatste tijd zal de onderverdeling volgens VAN DER HAMMEN (1952) worden aangehouden.

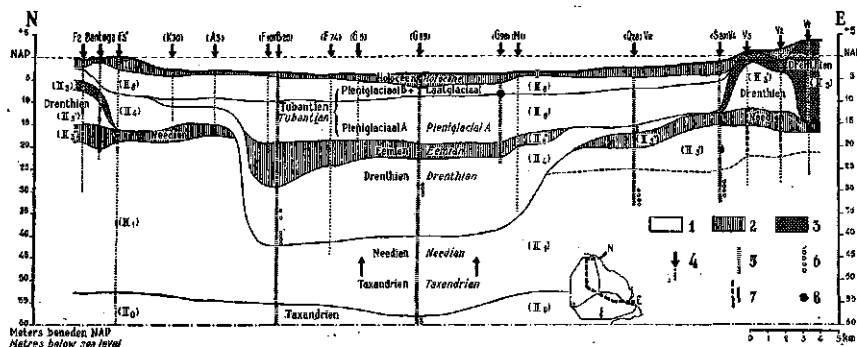
In 1937 verscheen een nota van STEENHUIS over de geologische resultaten van het geo-hydrologische onderzoek in de Noordoostpolder. Sindsdien werden geen gegevens over de geologische bouw van het Pleistoceen van de polder gepubliceerd, afgezien van de detailstudie van DE WAARD (1949) over het glaciogene deel van het Pleistoceen.

BROUWER (1948) betrok in zijn onderzoek van het Onder- en Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland ook de boringen aan de rand van de polder en op Schokland, die door STEENHUIS stratigrafisch waren geïnterpreteerd.

Het palynologische onderzoek van BROUWER bracht enige wijziging in deze stratigrafische interpretatie. Dank zij de vele nieuwe boringen in de polder en het sediment-petrologische en palynologische onderzoek van respectievelijk DE JONG en ZANDSTRA (1955) en FLORSCHÜTZ (1942—1955)¹ is het mogelijk thans een vollediger beeld te geven van de pleistocene afzettingen.

In figuur 1 is een profiel door de polder weergegeven, waarin naast de namen volgens de palaeontologische indeling ook de symbolen van de Geologische Kaart van Nederland zijn opgenomen. Met nadruk zij er op gewezen, dat de aldus gegeven correlatie tussen beide indelingen in principe slechts voor dit profiel geldt.

¹ De vele schriftelijke commentaren van Prof. Mr. Dr. F. FLORSCHÜTZ, naar aanleiding van door hem verrichte palynologische analyses van monsters uit de Noordoostpolder, zijn in de literatuurlijst samengevat onder FLORSCHÜTZ (1942—1955). In de tekst wordt achter de naam steeds de datum vermeld, waarop het betreffende rapport werd opgesteld.



1. in hoofdzaak zandafzettingen
mainly sandy sediments
2. in hoofdzaak klei- en veenlagen
mainly clayey and peaty sediments
3. keileem
boulder clay
4. boring
boring

5. analyse van zware mineralen
analysis of heavy minerals
6. analyse van het grind
analysis of the gravel
7. palynologische analyse
palynological analysis
8. ^{14}C -datering
 ^{14}C -dating

FIG. 1. Profiel door de Noordoostpolder.

Cross-section of the North-Eastern Polder.

Voorts is in het profiel aangegeven welke lagen nader zijn onderzocht, hetzij sediment-petrologisch, hetzij palynologisch. In enkele grindhoudende zandlagen is een analyse van het grind uitgevoerd, terwijl in één geval een bepaling van de absolute ouderdom door middel van een ^{14}C -meting kon worden aangegeven.

In figuur 1 en in de in dit hoofdstuk voorkomende tabellen zijn de boringen aangeduid volgens hun bestaande notatie (b.v. V_R , S_3) of met het nummer van de kavel van de Noordoostpolder, waarop zij werden verricht. De sectieletters en kavelnummers zijn steeds tussen haakjes aangegeven, b.v. (B 25).

§ 2. HET TIGLIEN.

De oudste pleistocene afzetting die in de Noordoostpolder tot dusver werd aangeboord, behoort tot het Tiglien. In een boring op het eiland Schokland (boring S_8) werd op een diepte van ongeveer 210 m-N.A.P. een mariene afzetting aangetroffen, die door STEENHUIS (1937) op grond van de aangetroffen fossielen tot het mariene Icenien werd gerekend.

In een boring op kavel G 85 werd het Icenien op een diepte van 224 m-N.A.P. nog niet bereikt, terwijl in een tweetal dicht bij de polder gelegen boringen deze afzetting daarentegen aanmerkelijk ondieper werd aangetroffen (Vollenhove 145 m; Lemsterland (F_3^1) 155 m). De boringen Harderwijk I en II toonden het Icenien aan op een diepte van respectievelijk 260 en 226 m (CROMMELIN, 1953).

Uit de beschikbare gegevens valt niet af te leiden of het gehele mariene pakket in het Tiglien kan worden geplaatst. Het gedeelte van het Icenien dat gecorreleerd wordt met de Weybourne-Crag, wordt gewoonlijk reeds tot het Taxandrien gerekend (VAN DER VLERK and FLORSCHÜTZ, 1953).

BROUWER (1948) onderzocht uit de boring Schokland (boring S_3) een monster uit een 10 m boven het mariene Icenien gelegen kleilaag pollena-analytisch. Deze kleilaag werd in een betrekkelijk gematigd klimaat gevormd. Ook in de boring Lemsterland vond BROUWER direct boven het mariene Icenien spectra, die op gematigde klimaatsomstandigheden wijzen. Hieruit mag wellicht worden afgeleid, dat het daar beneden gelegen pakket nog geheel tot het Tiglien moet worden gerekend, aangezien het Taxandrien met een koude fase aanving. Ook de door STEENHUIS uit boring S_3 vermelde fossielen uit het Icenien doen vermoeden dat de overgang van het Tiglien naar het Taxandrien zich voltrekt in het op het mariene Icenien gelegen zandpakket.

§ 3. HET TAXANDRIEN.

Op het mariene Icenien volgt in de enkele diepere boringen in de Noord-oostpolder een in hoofdzaak fluviatiel pakket, dat door STEENHUIS (1937) tot het Prae-Rissien (II_0) werd gerekend. Volgens STEENHUIS kon men in de boring Schokland enkele van de zônes van LORIÉ duidelijk onderscheiden. Aangezien aan de lithologische indeling van het pleistocene pakket niet zonder meer een stratigrafische betekenis mag worden toegekend (BROUWER, 1948) zal niet verder worden ingegaan op deze zône-indeling van LORIÉ.

BROUWER (1948) onderzocht uit de boring op Schokland een enkel monster palynologisch. Het spectrum afkomstig van een laag op een diepte van 61.75—63.75 m had een koud karakter. Ook in de boring Lemsterland (boring F_3^1) vond BROUWER tussen 50 en 145 m slechts koude spectra.

Daar deze II_0 -afzettingen aan de onderzijde begrensd worden door sedimenten uit het Tiglien en aan de bovenzijde door afzettingen uit het Needien, kan dit pakket met zekerheid in het Taxandrien worden geplaatst, hetgeen ook door VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1950, 1953) werd gedaan.

Mineralogisch zijn deze afzettingen gekenmerkt door een associatie, die rijk is aan metamorfe mineralen. CROMMELIN (1953), die de boringen Harderwijk I en II sediment-petrologisch onderzocht, gaf aan de associatie in deze sedimenten beneden 60 à 80 m - N.A.P. de naam M-associatie en nam een oostelijke herkomst van het materiaal aan.

DE JONG en ZANDSTRA (1955) verrichtten een mineralogisch onderzoek in monsters, afkomstig van een aantal boringen in de Noordoostpolder. Beneden 50 à 65 m - N.A.P. werden steeds afzettingen met een M-associatie aangetroffen, zoals moge blijken uit tabel 1.

In het destijds door EDELMAN (1933) onderzochte profiel van Urk treedt deze M-associatie ook duidelijk naar voren beneden 66 m - N.A.P. EDELMAN sprak van de *Bscheemda*-provincie en hield rekening met de mogelijkheid

TABEL 1. Mineralogische samenstelling van de afzettingen met een M-associatie.

Boring en laagdiepte in m — N.A.P.		Toermalijn	Zirkoon	Granaat	Rutiel	Anataas	Stauroliet	Distheen	Andalusiet	Sillimaniet	Topaas	Epidoot	Saussuriet + Alteriet	Hoorblendes	Baz. hoorblendes	Augiet	Hypersteen	Titaniet
<i>Boring with depth of the samples in m. below sea level</i>																		
(B 25);	55.50—59.25	3	1	29	1	—	8	4	1	2	1	18	16	14	1	—	—	1
	66.75—68.00	7	12	22	12	—	6	3	1	3	—	26	2	5	1	—	—	—
	68.00—69.25	6	7	34	4	—	10	3	4	5	2	14	5	5	—	—	—	—
(G 85);	69.25—71.75	8	3	37	2	—	8	11	2	4	1	8	9	7	—	—	—	—
	58.00—59.00	5	4	20	7	1	4	5	2	2	—	29	6	13	—	—	—	—
	59.00—63.00	1	2	32	1	—	5	8	7	4	—	18	15	3	—	2	2	—
	63.00—66.00	6	6	32	1	—	8	3	4	2	—	11	14	10	1	2	—	—
(E 104);	66.00—69.00	6	4	29	1	—	9	3	1	3	—	12	13	19	—	—	—	—
	51.05—53.80	9	—	26	2	—	5	3	6	5	3	14	15	10	1	1	—	—
	53.80—56.80	11	3	14	3	—	7	6	3	5	3	19	13	11	—	—	—	2
S ₃ : (Schokland)	56.80—59.05	10	3	16	5	—	3	2	—	1	—	34	1	23	—	—	—	2
	54.75—58.10	6	—	36	—	—	10	3	3	5	3	10	15	9	—	—	—	—
	61.75—63.75	10	1	27	2	—	11	4	2	1	—	20	3	16	—	—	1	1
	65.80—67.25	11	1	23	—	—	13	6	5	1	—	11	12	17	—	—	—	—
	73.25—75.65	2	—	27	—	—	6	2	—	4	—	20	19	20	—	—	—	—

TABLE 1. Mineralogical composition of the sediments with an M-association.

dat deze zanden uit het Mindel-glaciaal zouden dateren, een veronderstelling die door het onderzoek van CROMMELIN (1953) werd gesteund.

Ook het grind uit deze afzettingen werd geanalyseerd. MAARLEVELD (1954) onderzocht het grind uit de boring Schokland en kwam tot de conclusie dat beneden ongeveer 100 m - N.A.P. grind van het type Hellendoorn en daar boven van het type Noord-Nederland voorkwam (MAARLEVELD, 1952; CROMMELIN, 1953).

DE JONG en ZANDSTRA (1955) analyseerden enige grindmonsters uit de andere boringen in de polder. In tabel 2 zijn de resultaten van enkele monsters weergegeven.

Het sediment-petrologische onderzoek van het zand en het grind wees dus uit, dat deze afzettingen zeer waarschijnlijk uit het Oosten zijn aangevoerd en vermoedelijk tijdens het Mindel-glaciaal zijn afgezet (CROMMELIN, 1953).

Boven dit pakket, dat tot een diepte van veelal 50 à 60 m - N.A.P. reikt (fig. 1), komen overwegend grove zanden voor, die STEENHUIS op grond van het kwartsgehalte van het grind tot het Hoogterras (II₁) rekende.

Blijkens figuur 1 reikt dit pakket in het Noorden van de polder tot ongeveer 20 m - N.A.P. In het Oosten, bij de Voorst, komt deze afzetting voor tot een diepte van 22 à 26 m - N.A.P. In het centrum van de polder reikt dit

TABEL 2. Samenstelling van het grind uit de afzettingen met een M-associatie; grindtype Noord-Nederland. (Analyses MAARLEVELD, 1954 en DE JONG en ZANDSTRA, 1955).

Boring en laagdiepte in m — N.A.P.	Getelde fractie in mm.	Bestanddelen in % van het totale aantal getelde grindkorrels									
		kwarts		vuursteen		porfieren		kristallijn		lydiet en radiolariet	rest
		melk-	rest	gerold	niet gerold	gerold	rest	kwarts + w. veldsp.	rest		
Urk;	3—5	6	79	—	—	—	—	6	1	1	7
S ₉ ;	3—5	9	83	—	—	2	—	2	—	1	4
(B 25);	3—5	6	80	—	—	—	—	6	1	1	7
(G 85);	3—5	10	71	—	—	—	—	6	4	1	8
(E 104);	3—5	16	69	—	—	—	—	4	4	1	10
	3—5	19	74	—	1	—	—	3	1	—	2
	3—5	20	66	—	—	2	—	2	2	1	8
Boring and depth of the samples in m. below sea level	Counted fraction in mm.	milky	others	rounded	not rounded	porphyries	quartz + white feldspars	others	lydite and radiolarite	others	
		quartz		flint	crystalline						

Components in per cent of the total number of counted gravel grains

TABEL 2. Composition of the gravel from the deposits with an M-association; gravel-type Noord-Nederland.

pakket slechts tot een diepte van ongeveer 40 à 42 m - N.A.P., hetgeen een gevolg is van erosie, opgetreden vóór de afzetting van de grondmorene.

STEENHUIS (1937) was van oordeel dat dit pakket was afgezet gedurende het Riss I, hetgeen hij onder anderen baseerde op het voorkomen van een zóne van veen en humeuze klei aan de bovenzijde van dit grove zand. Deze venige laag werd door hem in het Riss-interstadiaal geplaatst.

BROUWER (1948) onderzocht van de boring Lemsterland (boring F₃¹) enkele laagjes uit het bedoelde grove pakket palynologisch. *Alnus domineerde* in de spectra over *Pinus*, terwijl de bestanddelen van het *Quercetum mixtum* naar boven toenamen. De spectra tussen 37 en 20 m sloten aan bij de klei- en veenlagen, die het zandpakket aan de bovenzijde begrenzen.

TABEL 3. Mineralogische samenstelling van de afzettingen met een AS-associatie.

Boring en laagdiepte in m — N.A.P.		Toermalijn	Zirkoon	Granaat	Rutiel	Anataas	Stauroliet	Discheen	Andalusiet	Sillimaniet	Topaas	Epidoot	Saussuriet + Alteriet	Hoornblende	Baz. hoornbl.	Angiet	Hypersteen	Titaniet
<i>Boring with depth of the samples in m. below sea level</i>																		
(B 25);	42.25—44.75	2	2	21	—	—	2	2	2	1	—	10	34	20	—	2	1	1
	44.75—47.50	3	—	15	1	—	2	—	—	—	—	11	24	33	2	7	1	—
	47.50—52.35	2	—	24	—	—	2	—	—	1	—	17	26	22	1	2	3	—
(G 85);	52.35—55.50	—	—	16	—	—	2	2	1	—	—	12	40	22	1	3	—	1
	40.75—42.00	2	—	18	—	—	4	—	1	1	—	9	43	12	—	10	—	—
	42.00—45.00	3	—	8	—	—	2	—	1	—	—	10	49	10	3	14	—	—
(E 104);	45.00—47.20	1	1	18	—	—	5	2	—	1	—	10	34	10	1	15	2	—
	47.20—51.50	3	1	18	—	—	5	3	1	—	—	6	26	5	2	30	—	—
	25.80—29.80	1	2	16	—	—	2	—	1	—	—	13	28	23	—	12	2	—
S ₉ ; (Schokland)	31.30—36.30	—	—	6	—	—	4	—	3	1	—	14	30	14	—	26	—	2
	38.30—39.55	—	—	6	—	—	2	—	—	1	—	9	34	15	—	24	4	—
	44.05—47.80	6	—	20	—	—	5	3	2	3	2	9	16	12	—	19	3	—
V _R , (Q 28);	31.75—33.85	8	—	16	—	—	5	—	2	x	1	9	33	13	4	7	2	—
	33.85—34.95	3	—	12	—	—	3	—	1	1	x	19	37	12	3	9	—	—
	34.95—37.85	5	—	21	—	—	4	2	—	x	x	14	38	9	3	4	—	—
V _R , (S 20);	37.85—38.25	5	1	17	—	—	5	1	1	x	x	19	32	7	7	4	1	—
	38.25—40.25	5	1	17	—	—	3	—	—	x	—	27	21	26	—	x	—	x
	42.50—46.00	1	—	15	—	—	1	x	1	x	—	11	48	13	4	5	1	—
V _R , (Q 28);	25.60—28.00	1	1	14	—	—	2	1	—	1	—	15	30	13	2	17	3	—
	28.00—28.80	4	2	15	—	—	3	1	1	—	—	15	35	9	2	12	1	—
	28.80—29.40	2	4	17	2	—	1	1	1	1	—	10	33	11	4	11	—	2
V _R , (S 20);	29.40—29.70	4	2	38	—	—	6	1	1	—	—	7	22	8	—	10	1	—
	29.70—32.20	6	—	10	—	—	2	1	—	1	—	3	22	6	2	44	2	1
	32.20—33.60	9	6	17	1	—	3	—	1	1	—	28	11	15	1	6	—	—
V _R , (S 20);	33.60— ?	5	1	15	—	—	4	1	1	—	—	19	31	19	—	4	—	—
	26.15—27.05	7	—	16	—	1	2	1	1	—	—	10	34	14	1	12	1	—
	27.95—30.95	3	—	11	—	—	5	—	—	2	—	1	17	7	4	48	2	—
	30.95—32.45	1	1	14	—	—	2	—	1	—	—	11	27	9	6	28	—	—

TABEL 3. Mineralogical composition of sediments with an AS-association.

Uit het palynologische onderzoek van deze enkele laagjes blijkt dus reeds dat deze niet tot het Riss-glaciaal behoren, hetgeen nog duidelijker wordt bewezen door het voorkomen van afzettingen uit het Mindel-Rissinterglaciaal boven dit pakket.

Uit het palynologische onderzoek is echter niet gebleken of deze grove afzettingen nog geheel tot het Taxandrien behoren of dat zij reeds gedeeltelijk tot het Needien moeten worden gerekend. In figuur 1 is in het betreffende pakket aangegeven dat dit, voor wat betreft het onderste gedeelte, nog tot het Taxandrien mag worden gerekend, terwijl het bovenste gedeelte wellicht reeds tot het Needien behoort.

CROMMELIN onderscheidde in de boringen Harderwijk I en II boven de zanden met een M-associatie sedimenten met een S- en een AS- (Saus-suriet¹ en Augiet-Saussuriet) associatie, die hij respectievelijk tot het Mindel-Rissinterglaciaal en het Riss-glaciaal rekende. Als argument voerde hij onder anderen aan dat in de zône met de S-associatie *Azolla filiculoides* was gevonden. Nu mag deze soort niet als een gidsfossiel voor het Mindel-Rissinterglaciaal of voor het Needien worden beschouwd, aangezien *Azolla filiculoides* reeds in het Taxandrien voorkwam. Uit het volgende zal blijken dat de stratigrafische interpretatie van CROMMELIN vermoedelijk niet juist is.

Mineralogisch is het betreffende pakket, dat door STEENHUIS tot het II₁ werd gerekend, gekenmerkt door het voorkomen van augiet en saussuriet, dus door de AS-associatie van CROMMELIN. Een duidelijke zône met een S-associatie is niet aanwezig, hoewel het augiet-gehalte in enkele gevallen slechts laag is, hetgeen een gevolg van de variatie in korrelgrootte kan zijn. In tabel 3 zijn de resultaten van het sediment-petrologische onderzoek weergegeven, ontleend aan DE JONG en ZANDSTRA (1955).

Van enkele grindhoudende zandlagen werd de samenstelling van het grind nagegaan. In tabel 4 zijn de resultaten van dit onderzoek, dat werd uitgevoerd door MAARLEVELD (1954) en DE JONG en ZANDSTRA (1955), weergegeven.

Uit deze tabel volgt dat het grind soms duidelijk het Rijn (+ Maas)-type van MAARLEVELD (1952) vertoont, doch in vele gevallen (b.v. boring Urk) nog een sterke bijmenging van het type Noord-Nederland laat zien. In het grind met het Rijn (+ Maas)-type treedt de melkkwarts sterker op de voorgrond, terwijl het gehalte kwarts + witte-veldspaatfragmenten lager is dan in het type Noord-Nederland.

§ 4. HET NEEDIEN.

In het voorgaande was reeds sprake van het voorkomen van veen- en kleilagen op een diepte tussen 12 en 20 m - N.A.P., welke lagen door STEENHUIS ten onrechte in het Riss-interstadiaal werden geplaatst.

¹ CROMMELIN hield ten onrechte geen rekening met het feit, dat DE WAARD (1949) voor de mineralogische associatie van de schollenkeileem reeds de term S-associatie (S = schollen) invoerde. Gezien de plaats die het sediment-petrologische onderzoek in deze publicatie inneemt, werd er van afgezien een nieuwe benaming voor de S-associatie van CROMMELIN in te voeren.

TABLE 4. Samenstelling van het grind uit de afzettingen met een AS-associatie; grindtype Rijn (+ Maas), veelal gemengd met type Noord-Nederland.

Boring en laagdiepte in m — N.A.P.	Getelde fractie in mm	Bestanddelen in % van het totale aantal getelde grindkorrels									
		kwarts		vuursteen		porfieren		kristallijn		lydriet en radiolriet	rest
		melk- rest	gerold	niet gerold	gerold	porfieren	kwarts + v. veldsp.	rest			
Urk;	46.75—49.28	14	67	—	—	—	—	1	2	x	15
	54.60—57.12	16	67	—	—	—	—	2	x	x	14
S ₃ ;	31.75—33.85	20	51	—	—	—	—	3	1	1	22
	37.85—38.25	23	42	1	—	—	—	6	1	1	26
	48.25—50.85	10	69	—	—	1	—	3	1	2	15
V ₄ (S 20);	27.95—30.95	33	50	—	—	—	—	x	x	—	16
	30.95—31.45	30	40	—	—	—	—	1	x	x	28
	31.45—31.55	30	65	—	—	—	—	2	1	x	11
	31.45—31.55	43	28	—	x	—	—	x	x	2	25
V _R (Q 28);	29.73—32.23	42	34	—	—	—	—	1	2	2	19
	32.23—32.63	48	26	—	—	—	—	1	1	2	22
(E 104);	31.30—36.30	48	27	—	—	1	—	1	1	2	19
	36.30—38.30	31	48	—	—	1	—	2	2	—	14
Boring and depth of the samples in m. below sea level	Counted fraction in mm.	milky	others	rounded	not rounded	porphy- ries	quartz + white feldspars	others	lydite and radiolarite	others	
		quartz		flint			crystalline				

Components in per cent of the total number of counted gravel grains

TABLE 4. Composition of the gravel from the deposits with an AS-association; gravel-type Rijn (+ Maas), in most cases mixed with type Noord-Nederland.

BROUWER (1948) onderzocht de betreffende lagen onder anderen uit de boringen Bantega en Lemsterland en toonde aan dat deze uit het Mindel-Rissinterglaciaal dateerden. VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1950) verklaarden zich accoord met de interpretatie van de diagrammen door BROUWER en plaatsten deze afzetting, overeenkomstig de door hen gekozen terminologie, in het Needien.

In figuur 1 is de ligging van het bedoelde lagenpakket aangegeven.

Ook in het Oosten van de Noordoostpolder, namelijk in het glaciale gebied bij de Voorst, werd een pakket klei- en veenlagen aangeboord, gelegen onder de keileem, op een diepte van 12 tot 17 m - N.A.P. (fig. 1). Aangezien verwarring met terrestrisch Eemien bij afwezigheid van de keileem niet uitgesloten was, onderzocht FLORSCHÜTZ (1942—1955) een serie monsters uit de boring Q 28 palynologisch. Ter vergelijking werden tevens monsters verzameld van de klei- en veenlagen, waar deze nog door keileem waren overdekt, hetgeen op kavel S 20 het geval was.

Het diagram van de monsters uit de boring Q 28 is weergegeven in figuur 2, dat van de boring S 20 in figuur 3.

FLORSCHÜTZ (4-12-1954) tekende bij deze diagrammen aan:

„Zij vertonen het eentonige beeld, dat eigen is aan Needien-diagrammen, met dominantie van *Alnus* of *Pinus* in alle spectra, en niet het levendige lijnenspel van Eemien-diagrammen.

Vorming van de bemonsterde pakketten in het laatste Interglaciaal mag overigens, afgezien van de geologische ligging, ook worden uitgesloten door het veelvuldig voorkomen van massulae met microsporen van *Azolla filiculoides*, een watervarentje, waarvan tot dusver nooit overblijfselen in het Eemien gevonden zijn.

De diagrammen laten, speciaal in het verloop van de curven van het *Quercetum mixtum*, vrij belangrijke verschillen zien, zodat het onwaarschijnlijk is, dat zij de vegetatie in hetzelfde deel van het Needien weerspiegelen. In de bovenste ± 6 decimeters van het diagram van Q 28 (fig. 2) overschrijdt het *Quercetum mixtum* niet of nauwelijks 10 %, zulks in tegenstelling met hetgeen diepere spectra te zien geven. Dergelijke lage *Quercetum mixtum*-percenten worden ook aangetroffen in de onderste decimeters van diagram S 20 (fig. 3). Misschien mogen de bovenste decimeters van Q 28 en de onderste van S 20 op die grond als synchroon worden beschouwd. Tenslotte dient gewezen te worden op het sterk domineren van *Pinus* in de onderste twee spectra van figuur 2, gepaard met hoge Cyperaceeën- en vrij hoge Gramineeën- en varia-percenten. Dit, gevoegd bij de aanwezigheid van microsporen van *Selaginella selaginoides* en het ontbreken van massulae van *Azolla* in deze monsters, wekt de gedachte aan het bestaan hebben van subarctische omstandigheden tegen het einde van het Taxandrien of in het begin van het Needien”.

Wat betreft de correlatie tussen beide diagrammen, het staat wel vast dat in boring S 20 (fig. 3) de basis van het pakket niet bereikt is; de subarctische aanwijzingen uit diagram Q 28 moeten dus hier wel ontbreken. Anderzijds is het niet uitgesloten, dat in het diagram Q 28 de spectra die

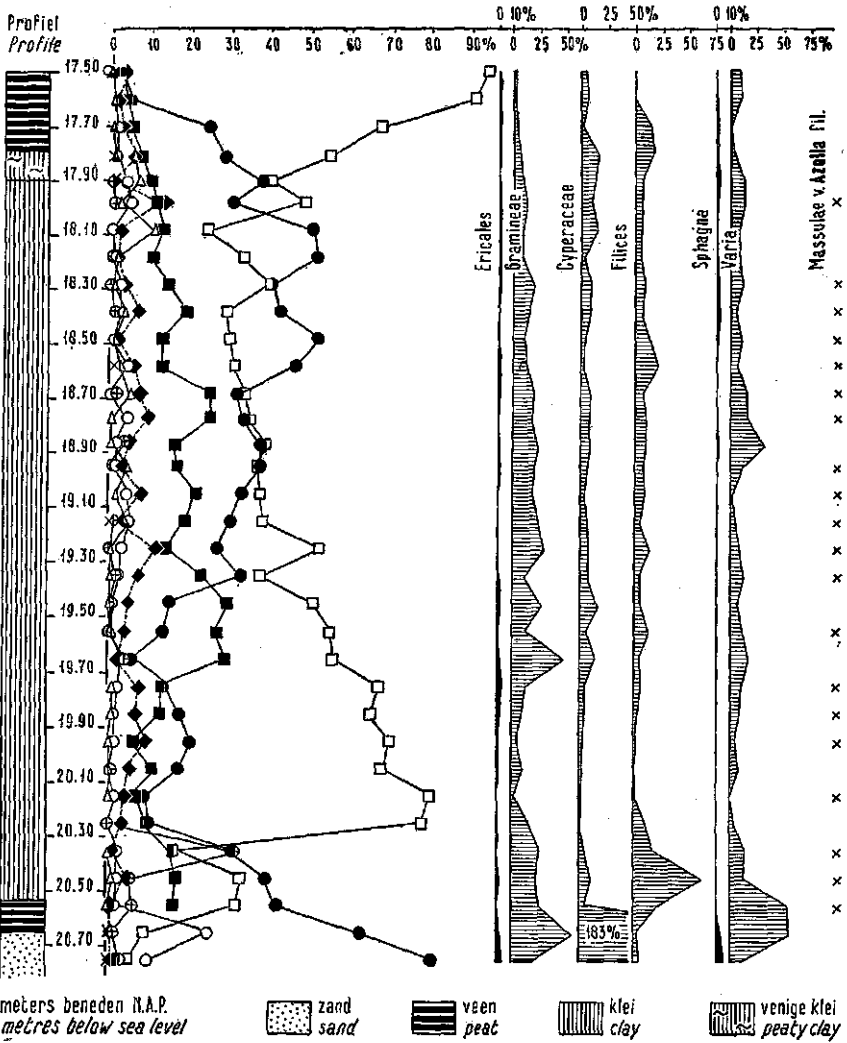


FIG. 2. Pollendiagram van het Needien van kavel Q 28 (boring V_R).
Pollen-diagram of the Needian of parcel Q 28 (boring V_R).

LEGENDA VOOR ALLE POLLENDIAGRAMMEN LEGEND FOR ALL POLLEN-DIAGRAMS

- | | | | |
|---------------------|-----------|-------------|----------|
| □— Alnus | ○— Betula | △— Picea | ×— Abies |
| ■— Quercetum mixtum | ●— Pinus | ▲— Fagus | |
| ◆— Corylus | ⊕— Salix | △— Carpinus | |

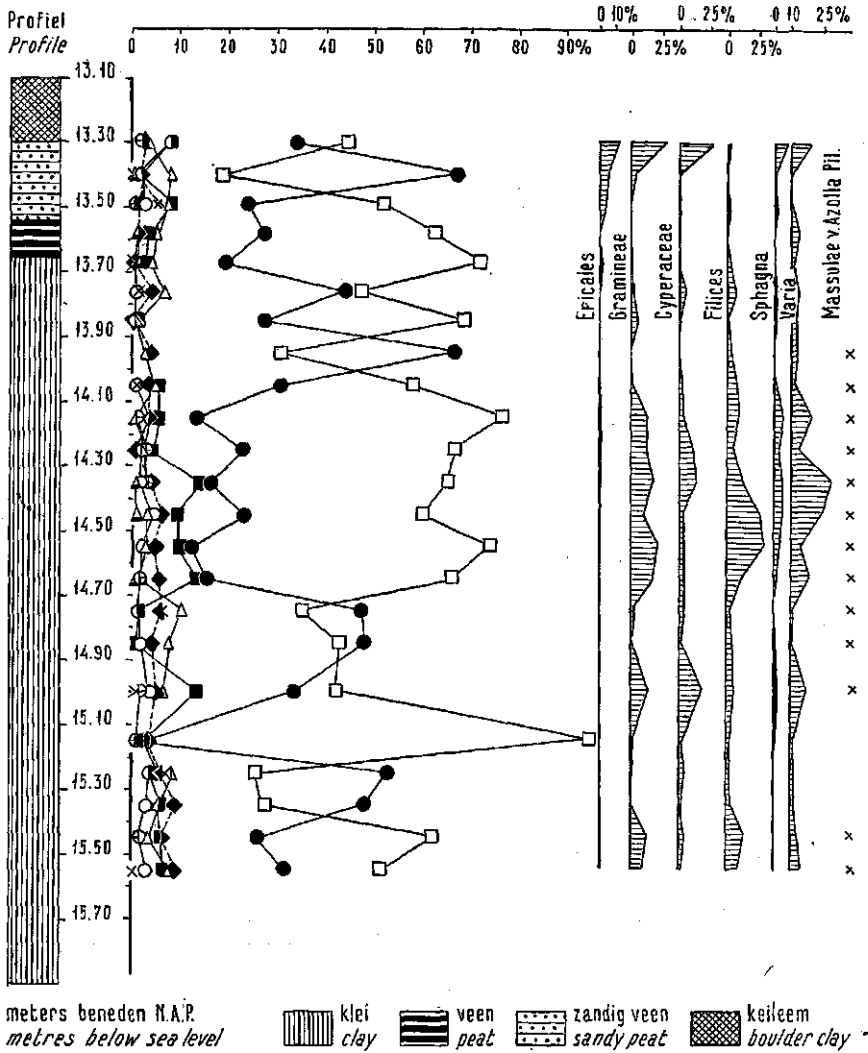


FIG. 3. Pollendiagram van het Needien van kavel S 20 (boring V₄).
Pollen-diagram of the Needien of parcel S 20 (boring V₄).

overeenkomen met die van het bovenste gedeelte van het diagram S 20, door erosie zijn verdwenen.

Het is door deze gegevens wel onomstotelijk bewezen dat het gehele pakket klei- en veenlagen, dat door STEENHUIS in het Riss-interstediaal werd geplaatst, in het Needien of in het Mindel-Rissinterglaciaal thuis hoort.

Alvorens op het voorkomen van deze afzettingen uit het Needien in te gaan, zij gewezen op het onder de klei- en veenlagen bij de Voorst voorkomende fijne zand. Dit zand werd door STEENHUIS (1937) gerekend tot het premorenale fluvioglaciaal.

Door BROUWER (1948) werden enkele kleilaagjes uit dit zandpakket, dat in boring V_3 voorkomt tussen ongeveer 16 en 23 m - N.A.P., palynologisch onderzocht. Gezien het soms hoge percentage van het *Quercetum mixtum* lijkt het verantwoord dit pakket nog tot het Needien te rekenen. Zekerheid hieromtrent bestaat er echter niet, gezien ook het resultaat van het palynologische onderzoek van de klei- en veenlagen uit de boring op kavel Q 28.

Van drie boringen werd het betreffende zand mineralogisch onderzocht. De resultaten, ontleend aan DE JONG en ZANDSTRA (1955), zijn weergegeven in tabel 5.

De bovenste 3 monsters uit boring V_R zijn afkomstig uit zandige delen van de kleilaag uit het Needien. In de boring op kavel S 115 werden geen klei- of veenlagen aangetroffen; desondanks werden uit deze boring de monsters voor zover gelegen beneden 16 m - N.A.P., wel in tabel 5 opgenomen.

Uit tabel 5 blijkt dat de overwegend fijne zanden geen of vrijwel geen augiet bevatten. Wij laten de oorzaak van dit geheel of nagenoeg geheel

TABEL 5. Mineralogische samenstelling van het zand, gelegen tussen of onmiddellijk onder de klei- en veenlagen uit het Needien.

Boring en laagdiepte in m — N.A.P.	Toermalijn	Zirkoon	Granaat	Rutiel	Anataas	Staurioliet	Distheen	Andalusiet	Sillimaniet	Topaas	Epidoot	Saussuriet + Alteriet	Hoornblende	Baz. hoornbl.	Augiet	Hypersteen	Titaniet
<i>Boring with depth of the samples in m. below sea level</i>																	
V_R (Q 28);	19.90—20.10	5	6	18	1	—	3	1	1	—	—	31	18	16	—	—	—
	20.10—20.30	9	10	21	1	—	—	1	—	—	—	33	9	16	—	—	—
	20.30—20.50	2	—	4	—	—	6	2	1	1	—	9	51	20	—	3	—
	20.80—21.40	8	2	22	1	—	1	7	—	—	—	32	15	12	—	—	—
	21.40—22.80	5	8	11	1	—	5	2	—	1	—	25	28	12	—	2	—
V_4 (S 20);	16.05—18.55	5	2	19	—	—	5	4	2	—	—	28	19	14	—	1	—
	20.95—23.65	4	10	17	4	—	3	3	2	—	—	31	17	9	—	—	—
	15.90—16.90	9	1	9	—	—	2	1	1	—	1	11	47	16	—	—	1
(S 115);	16.90—17.90	4	3	6	3	—	—	1	2	—	—	21	38	19	—	—	—
	17.90—18.90	4	2	22	—	—	3	—	—	—	—	16	39	11	—	—	—
	18.90—19.90	10	2	30	—	—	4	—	1	1	—	13	25	14	—	—	—
	19.90—21.40	5	3	27	1	—	5	1	2	1	—	13	31	6	3	—	1
	21.40—21.90	6	—	9	—	—	1	—	1	—	—	5	58	11	6	2	1
	21.90—23.40	3	—	19	1	—	—	1	—	3	—	15	47	9	1	—	—

TABEL 5. Mineralogical composition of the sand between or under the clay and peat layers from the Needian.

ontbreken van de augiet hier verder buiten beschouwing. Slechts zij nog gewezen op het hoge saussuriet-gehalte, hetgeen er ook niet voor pleit deze zanden tot de premorenale fluvioglaciale sedimenten te rekenen.

De klei- en veenlagen uit het Needien zijn blijkens figuur 1 aangetroffen in het Noordoosten en in het Zuidoosten van de polder. Uit de boringen, die voor de bouw van de dijk van de Noordoostpolder zijn uitgevoerd, kon worden afgeleid dat deze humeuze kleilagen voorkomen in het gehele noordelijkste gedeelte van de polder. In het centrum ontbreken zij, hetgeen moet worden toegeschreven aan secundaire oorzaken. Op overeenkomstige diepte liggen daar de mariene en terrestrische afzettingen uit het Eemien. In het Zuidoosten van de polder is het Needien weer regelmatig aanwezig. Noch op Urk, noch op Schokland is het Needien als een kleiig of venig pakket ontwikkeld, zodat de situatie in het Zuidwesten van de polder in dit opzicht enigszins onduidelijk is gebleven.

§ 5. HET DRENTHIEN.

Tot de afzettingen uit het Drenthien worden gerekend de premorenale fluvioglaciale of proglaciale zanden, de grondmorene en de postmorenale fluvioglaciale afzettingen.

1. *De proglaciale afzettingen.*

DE WAARD (1949) duidde, in navolging van HOL (1949), de afzettingen gelegen direct onder de keileem aan met de naam proglaciale afzettingen. Hij wilde daarmee aangeven dat dit complex gesedimenteerd werd voor het ijsfront, terwijl de naam tevens de gebondenheid aan het glaciële zou aangeven, zonder dat van uitsluitend fluvioglaciale afzettingen sprake behoefde te zijn. Bijmenging van materiaal van zuidelijke of oostelijke herkomst leek immers voorstelbaar en werd ook geconstateerd. De naam proglaciaal zand diende de voorheen gebruikte termen „Vorschüttungssande” en premorenaal fluvioglaciaal te vervangen.

De proglaciale zanden vormen eigenlijk slechts een onderdeel van „de afzettingen in de neutrale ruimte”. Gezien de geringe kennis van deze, voor de pleistocene stratigrafie van het Noorden van ons land zo belangrijke afzettingen, lijkt ons de naam „afzettingen in de neutrale ruimte” nog de meest geëigende. Ook na het onderzoek van BROUWER (1948) stelt de potklei ons immers nog voor vele vraagstukken.

In de Noordoostpolder vormen de bedoelde afzettingen een vrij uniform pakket, waarom de door DE WAARD voorgestelde benaming, althans voor dit gebied, wel kan worden toegepast.

DE WAARD behandelde het proglaciale zand van de Noordoostpolder vrij uitvoerig. In het volgende zal een zeer korte samenvatting van de voornaamste resultaten van dit onderzoek worden gegeven, waaraan enkele nieuwe gegevens en inzichten betreffende de stratigrafische positie, de facies en het voorkomen in de Noordoostpolder zullen worden toegevoegd.

In navolging van STEENHUIS (1937) plaatste DE WAARD de afzetting van het proglaciale zand in de tijd die ligt tussen het Riss-interstediaal en de afzetting van de grondmorene. Deze ouderdomsbepaling was ten dele gebaseerd op het voorkomen van de venige zoetwaterafzettingen onder het proglaciale zand, die tot het Riss-interstediaal werden gerekend.

Nu de indeling van het Riss-glaciaal in Riss I en Riss II met de gewijzigde datering van het voorheen als interstediaal beschouwde pakket, althans voor ons gebied, op losse schroeven is komen te staan, kan de ouderdom van het proglaciale zand thans niet nauwkeuriger aangegeven worden dan Drenthien, vóór de bedekking van dit gedeelte van ons land door het landijs.

BROUWER (1948) vond in het proglaciale zand in de boring Bantega nog interstediale spectra, doch uit deze enkele gegevens valt niet af te leiden of de belangrijkste sedimentatie van het proglaciale zand vóór, tijdens, dan wel ná het Interstediaal geplaatst moet worden.

DE WAARD somde een aantal argumenten op voor de fluvioglaciale facies van de proglaciale zanden in de Noordoostpolder: „de locale homogeniteit, welke gebleken is uit het korrelgrootte-onderzoek, de kris-krasgelaagdheid en de leemlaagjes, het ontbreken van schelpen en plantenresten, op zichzelf geen doorslaggevend argumenten, wijst op een fluviatiel ontstaan”.

Enkele onderzoekers (VINK, 1949; BROUWER, 1950 a; WATERBOLK en VAN ANDEL, 1951; DE ROO, 1952; DE RIDDER en WIGGERS, 1955) wezen op de typische gelijkenis van het proglaciale zand met het postglaciale dekzand. In enkele gevallen staat het fluviatiele of beter fluvioglaciale karakter van het proglaciale zand vast. Hierop wijzen o.a. de grofheid en grindhoudendheid van het zand en de korrelgrootte-verdeling in de leemlaagjes. In de meeste gevallen is echter de overeenkomst met het postglaciale dekzand, onder anderen wat betreft gelaagdheid en korrelgrootte-verdeling, zeer opvallend, waarom de genoemde auteurs dan ook van mening zijn, dat het zeer waarschijnlijk is dat een belangrijk gedeelte van het proglaciale zand aeolisch of niveo-aeolisch is afgezet.

Het proglaciale zand bezit volgens DE WAARD een A-associatie met een duidelijke bijmenging van de X-provincie. Het betrekkelijk hoge percentage metamorphe mineralen wijst volgens DE WAARD op oostelijke bijmenging, met name van de B*Scheemda*-provincie.

Het proglaciale zand komt in de Noordoostpolder nabij Urk en de Voorst aan de oppervlakte voor. DE WAARD bracht dit dagzomen van het zand in kaart en mede met behulp van dit patroon reconstrueerde hij de oorspronkelijke topografie van de keileemgebieden.

Stuwingsverschijnselen nam DE WAARD in het proglaciale zand slechts waar vlak onder het grensvlak met de keileem. Het is echter zeer goed mogelijk dat ook dieper gelegen gedeelten van het zand plaatselijk sterk gestuwd zijn. Een verschubbing op kleine schaal van het proglaciale zand met de keileem werd duidelijk waargenomen in het gebied nabij de Voorst, terwijl ook de gegevens van enkele boringen in deze richting wijzen. De

homogeniteit van het grootste gedeelte van het proglaciale zand maakt het aantonen van verschubbing en stuwning op grotere schaal vrijwel onmogelijk, vooral door het gebrek aan grote ontsluitingen.

Wanneer men de gegevens van de boringen in het gebied nabij de Voorst tot een profiel verwerkt blijkt de grondmorene nu eens direct op de klei- en veenlagen uit het Needien te liggen, dan weer daarvan te zijn gescheiden door een meer of minder dikke laag proglaciaal zand (fig. 1). Hoewel op grond van deze gegevens geen volledig beeld kan worden verkregen, daar bijvoorbeeld erosie van het proglaciale zand vóór de bedekking door de grondmorene kan zijn opgetreden, is het niet onmogelijk, dat het proglaciale zand bij de afzetting van de keileem is samengeschoven, waarbij de kleilagen van het Needien als smeerlaag kunnen hebben gediend. Volgens RICHTER c.s. (1950) hebben tertiaire kleilagen als een smeerlaag gefungeerd bij de glaciële stuwning bij Uelsen.

DE WAARD beperkte zijn onderzoek tot de glaciële gebieden in de polder en sprak zich niet uit over het voorkomen van het proglaciale zand elders in ons gebied.

Uit de vele boringen die thans ter beschikking staan, blijkt dat het proglaciale zand vrijwel slechts daar voorkomt, waar ook het Needien werd aangetroffen. Veelal is op deze plaatsen ook nog de keileem als dekkende laag aanwezig. In het grootste gedeelte van de polder komt het proglaciale zand niet voor. Dit ontbreken achten wij, althans ten dele, secundair. In het hierna volgende zal de erosie die is opgetreden vóór en na de afzetting van de grondmorene, nader worden besproken.

2. De grondmorene.

De uitvoerige studie van DE WAARD (1949), speciaal gewijd aan de grondmorene in de Noordoostpolder, maakt een volledige behandeling van deze afzetting overbodig. Evenals bij het proglaciale zand volstaan wij met het geven van een zeer korte samenvatting, het vermelden van enkele nieuwe inzichten, gepubliceerd sedert het verschijnen van de studie van DE WAARD, en het verstrekken van enige nieuwe gegevens, sinds 1949 verzameld.

De keileem komt op een vijftal plaatsen in de Noordoostpolder aan de oppervlakte voor (fig. 6). Al deze gebieden zijn in sterke mate geabradeerd, waardoor zij plaatselijk een sterke steenbestrooiing dragen. Het oorspronkelijke relief valt nog grotendeels te reconstrueren uit de verweringsverschijnselen in de keileem. Ter plaatse van vroegere culminaties treft men in het abrasievlak thans onverweerde keileem aan, in de oorspronkelijke depressies verweerde. Uit het verloop van de verweringsgrenzen volgt een oorspronkelijk bultig grondmorenelandschap. Het relief verklaarde DE WAARD uit morene-opvulling van twee of meer grondspletensystemen in de gletscher. De spleetsystemen zouden in hoofdzaak NE—SW en NW—SE-richtingen vertoond hebben, waarop ook de richting van de stroken proglaciaal zand zou wijzen.

In de normale Riss-keileem onderscheidde DE WAARD schollen van een

keileem, die in velerlei opzicht afweek van de gewone keileem. Wij noemen hier: korrelgrootte-verdeling, zwerfsteeninhoud, mineraal-associatie, kleur en kalkgehalte. Uit verschillende gegevens concludeerde DE WAARD dat de schollen bestonden uit keileem van een oudere glaciatie en wel van de Mindel-vergletschering. Deze Mindel-keileem zou bij de Riss-glaciatie als schollen opgenomen en meegevoerd zijn.

FABER (1950) opperde een andere verklaring. Naar analogie van onderzoeken in de Karakorum over rijdende gletschers veronderstelt FABER dat de Oostzee-depressie door landijs met een Westbaltische morene opgevuld was, toen het landijs uit het Oostbaltische gebied de Oostzee bereikte. De zogenaamde Finlandlob zou op deze wijze morene-materiaal op het landijs in de Oostzee hebben afgezet, waarna deze morene door het landijs werd meegevoerd en grotendeels op de Westbaltische grondmorene werd afgezet bij het afsmelten van het ijs. De schollenkeileem zou dan ook van Riss-glaciale ouderdom zijn.

Deze door FABER gegeven werkhypothese biedt inderdaad de mogelijkheid enkele door DE WAARD niet geheel verklaarde verschijnselen beter te verstaan.

Wij denken in dit verband allereerst aan het feit, dat de schollen veelal meer op, dan onder de normale keileem liggen, terwijl ook de geringe verweringsgraad van de schollen weinig strookt met de door DE WAARD veronderstelde grotere ouderdom.

LICHTERINK (1954) meende eveneens, daarbij steunend op recente Duitse onderzoeken, aan de verplaatsing van Mindel-schollen door de Riss-gletscher ernstig te moeten twijfelen. Het valt buiten het kader van deze publicatie nader op de onderzoeken van LICHTERINK in te gaan.

De verbreiding van deze keileem met een Oostbaltische samenstelling, met de opvallend rode kleur en met een hoog slibgehalte blijkt intussen nog groter te zijn dan DE WAARD bekend was. Deze keileem is ook gevonden op Wieringen (mondelling mededeling S. A. DE VRIES) en in de omgeving van Hilversum (mondelling mededeling G. C. MAARLEVELD).

DE WAARD wijdde voorts veel aandacht aan de homogeniteit van de normale keileem wat betreft de korrelgrootte-verdeling. Nieuwere gegevens zijn te vinden in DE RIDDER en WIGGERS (1955).

BROUWER (1950 b) beschreef op een duidelijke wijze de glaciale landschapsvormen van Nederland. Hij nam aan dat het ijsfront, nadat het zich over het vereffende landschap van de provincies Groningen, Friesland en Drenthe had voortbewogen, tot staan kwam bij een lijn over Texel, Wieringen, Gaasterland, Steenwijk en Gramsbergen, waarbij een lob tussen Gaasterland en Steenwijk verder naar het Zuiden tot de lijn Urk-Vollenhove zou zijn doorgedrongen. Het ijsfront bleef hier lang genoeg stabiel om een duidelijke eindmorene te doen ontstaan.

BROUWER tekende ten Zuiden van het ijsfront in dit Drentse stadium het proglaciale dal van de Vecht. Dit oerstroombdal zette zich echter zeer waarschijnlijk aanvankelijk niet voort ten Zuiden van Vollenhove, doch ten Noorden van dit gebied. Dit blijkt reeds enigermate uit het door

1. eindmorene
end moraine
2. stuwwal
ice-pushed ridge
3. oerstroombdal van de Vecht
"Urstromtal" of the river Vecht
4. ligging van het profiel uit
figuur 4b
*location of the cross-section of
figure 4b*

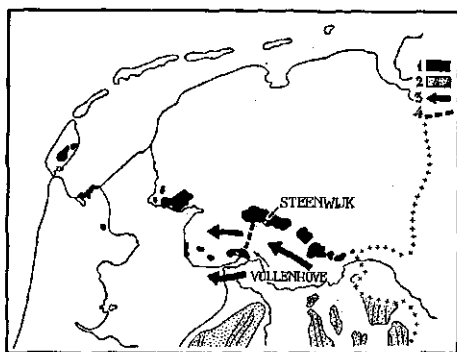
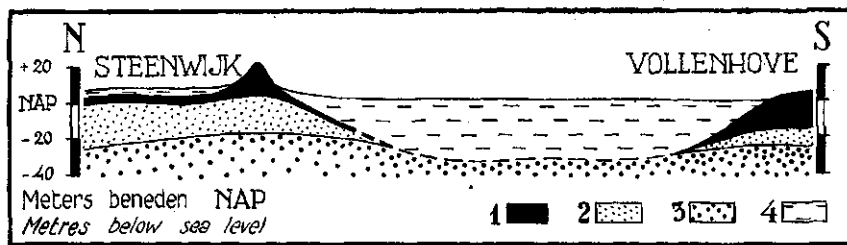


FIG. 4a. Ligging van de eindmorene en de bedolven oerstroombdalen van de Vecht (gedeeltelijk naar BROUWER, 1950 b).

The end moraine and the proglacial valleys of the river Vecht (partly after BROUWER, 1950 b).



1. keileem
boulder clay
2. fijne preglaciale afzettingen
fine preglacial sediments
3. grove preglaciale afzettingen
coarse preglacial sediments
4. fluvioglaciale, jong-pleistocene en
holocene afzettingen
*glaciofluvial, young-pleistocene and
holocene sediments*

FIG. 4b. Profiel door het oerstroombdal van de Vecht, ten Noorden van Vollenhove (volgens BROUWER, 1950 b).

Cross-section of the "Urstromtal" of the river Vecht, north of Vollenhove (after BROUWER, 1950 b).

BROUWER geconstrueerde dwarsprofiel van Steenwijk naar Vollenhove (fig. 4b). De aard van dit dal wijkt niet af van het door hem getekende proglaciale Vechtdal ten Zuiden van Vollenhove.

Het lijkt, gezien het bovenstaande en gezien het resultaat van de boringen in de Noordoostpolder, waarschijnlijk dat het proglaciale Vechtdal door de Noordoostpolder liep toen het ijsfront zich bevond bij de lijn Gaasterland-Steenwijk. In een wat later stadium werd dit dal afgesloten door de ijslob, die tussen Gaasterland en Steenwijk naar het Zuiden voortdrong tot de lijn Urk-Vollenhove. Het water zocht zijn weg naar het Westen daarna ten Zuiden van deze ijslob en dus ten Zuiden van het gebied van Vollenhove.

In figuur 1 is een dwarsdoorsnede door het proglaciale dal van de Vecht aangegeven. Helaas is in de polder nimmer op de dalbodem keileem aangetroffen. Wel is dit het geval juist aan de Oostrand van de polder, waar bij Blankenham op een diepte van 34 m - N.A.P. de grondmorene werd aangeboord. Intussen is het grind dat in het onderste gedeelte van de opvulling van het dal voorkomt dermate rijk aan noordelijke gesteente-fragmenten, dat wel van een residuaire keileem zou kunnen worden gesproken.

Volgens de hier geschetste ontwikkeling zullen de afzettingen uit het Needien en een gedeelte van het Taxandrien, alsmede de eventueel op de klei- en veenlagen van het Needien afgezette proglaciale sedimenten, in een gedeelte van de Noordoostpolder bij de vorming van het oerstroombdal van de Vecht ten Zuiden van het ijsfront door erosie verdwenen zijn.

3. *De fluvioglaciale afzettingen.*

Volgens DE WAARD ontbreken in de keileemgebieden in de polder typische postmorenale fluvioglaciale afzettingen. De op de keileem plaatselijk voorkomende zandlaag rekende deze auteur tot de jong-pleistocene dalopvulling (II_g), dus tot het Tubantien.

Op enkele plaatsen komen volgens onze waarnemingen wel echte postmorenale fluvioglaciale afzettingen op de flanken van de keileemgebieden voor, doch deze zijn van weinig betekenis. In stratigrafisch opzicht zijn de afzettingen direct onder mariene of terrestrische Eemlagen van meer belang.

Het oerstroombdal van de Vecht is in de polder grotendeels opgevuld met een grindrijke afzetting, die, gezien de ligging onder het Eemien, tot het Drenthien moet worden gerekend. Een hogere ouderdom is uitgesloten, gezien de vele noordelijke bestanddelen die het grind bevat. In tabel 6 is de samenstelling van het grind in deze afzetting, die bij de interpretatie van de boringen in de polder door STEENHUIS steeds tot het fluvioglaciaal (II₄) werd gerekend, weergegeven.

De noordelijke inslag in deze monsters is zeer duidelijk. Ook bij de lithologische beschrijving werd steeds melding gemaakt van veel morenegruis; zo werd zelfs een stuk met fraaie gletscherkrassen gevonden. In boring B 25 werd bij de laag van 29.05—31.75 m opgemerkt: mogelijk zandige grondmorene (STEENHUIS, 1937).

In mineralogisch opzicht vertoont het zand uit de opvulling van het Vechtdal niet of nauwelijks enig verschil met het onderliggende zand uit het Taxandrien met de AS-associatie. De samenstelling van het grind sluit echter iedere twijfel omtrent de ouderdom van deze afzetting uit.

Bij afwezigheid van mariene of terrestrische Eemlagen is het veelal moeilijk, de grens aan te geven tussen het zand uit het Drenthien en dat uit het Tubantien. Zoals later zal blijken komt in het fluviatiele Laagterras, dat dateert uit het Tubantien, het mineraal olivijn voor, dat tot dusver in oudere afzettingen in ons gebied niet werd gevonden. De scheiding tussen afzettingen uit het Drenthien en het Tubantien is in twijfelgevallen mede gebaseerd op het al of niet voorkomen van olivijn, hoewel blijkens

TABEL 6. Samenstelling van het grind uit fluvioglaciale afzettingen (analyses DE JONG en ZANDSTRA, 1955).

Boring en laagdiepte in m — N.A.P.	Getelde fractie in mm	Bestanddelen in % van het totale aantal getelde grindkorrels										rest
		kwarts		vuursteen		porfieren	kristalijn		lydriet en radiolariet	rest		
		melk-	rest	gerold	niet gerold		kwarts + w. veldsp.	rest				
(B 25); 34.75—85.50	3—5	2	12	—	9	—	—	2	—	—	36	39
39.50—42.25	3—5	18	36	—	4	—	1	11	1	—	11	29
(G 85); 28.70—30.50	3—5	38	29	—	x	x	x	3	x	x	3	28
V.R. (Q 28); 17.13—17.53	3—5	29	27	—	2	—	1	16	—	—	16	24
Boring and depth of the samples in m. below sea level	Counted fraction in mm.	milky	others	rounded	not rounded	porphy- ries	quartz + white feldspars	others	lydrite and radiolarite	others		
		quartz		flint	crystalline							

Components in per cent of the total number of counted gravel grains

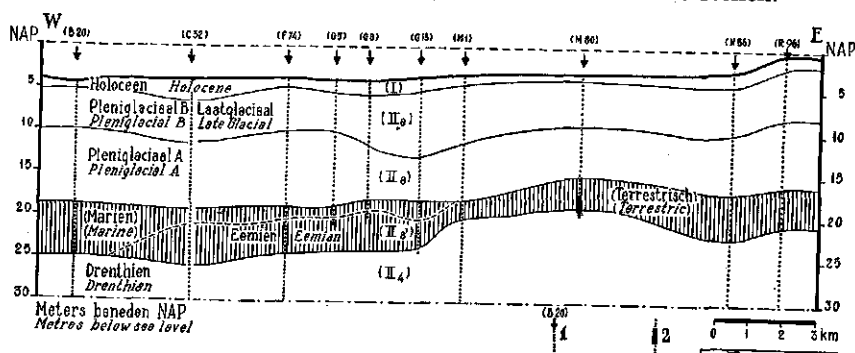
TABEL 6. Composition of the gravel of glaciofluvial sediments.

het onderzoek van DE JONG and DE ROEVER (in voorbereiding) dit mineraal niet als een gidsmineraal voor het fluviatiele Laagterras in ons land kan gelden.

§ 6. HET EEMIEN.

Afzettingen uit het Eemien zijn in de Noordoostpolder in vele boringen aangetroffen. STEENHUIS (1933) en BURCK (1951) gaven op hun kaarten met de verbreiding van mariene Eemlagen aan, dat een gedeelte van de polder tijdens het laatste Interglaciaal door de zee bedekt was.

In verband met vraagstukken betreffende het optreden van kwel in de polder verrichtte de Bodemkundige Afdeling enkele boringen, teneinde de begrenzing van de Eemlagen in kleiige facies nader vast te stellen.

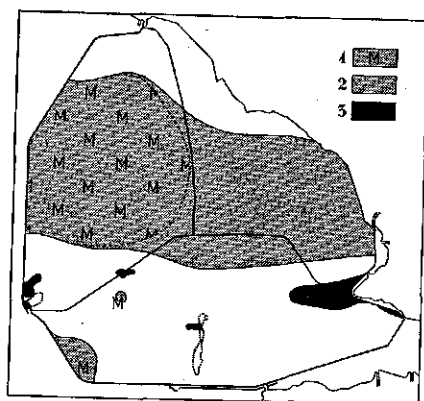


1. boring
boring

2. palynologische analyse (fig. 7)
palynological analysis (fig. 7)

FIG. 5. Profiel in de lengterichting van het Vechtdal.

Longitudinal section of the valley of the river Vecht.



1. mariene Eemafzettingen, veelal op terrestrische
marine Eem-sediments, generally overlying terrestrial
2. terrestrische Eemafzettingen
terrestrial Eem-sediments
3. keileem of proglaciaal zand aan de oppervlakte
outcrop of boulder clay or proglacial sand

FIG. 6. Het voorkomen van mariene en terrestrische Eemafzettingen in de Noordoostpolder.

Marine and terrestrial Eem-sediments in the North-Eastern Polder.

In figuur 1 is het voorkomen van Eemien in het oerstroombdal van de Vecht aangegeven. Een profiel in de lengterichting van dit dal is weergegeven in figuur 5, terwijl de begrenzing van de Eemlagen is aangegeven in figuur 6.

Het gebied waar Eemlagen in mariene facies voorkomen blijkt wat groter te zijn, dan op de kaarten van STEENHUIS en BURCK werd vermeld.

In het Noordwesten van de polder komt het mariene Eemien voor in het begraven oerstroombdal van de Vecht. In 13 boringen werd deze afzetting aangeboord, waarbij de gemiddelde diepteligging van de bovengrens op rond 19 m - N.A.P. bleek te liggen. Tijdens de afzetting van het fluviatiele Laagterras in het Tubantien is de toplaag van de Eemafzettingen plaatselijk geërodeerd. Dit is wellicht de reden dat nimmer terrestrisch Eemien boven marien Eemien werd aangetroffen, hoewel elders deze opeenvolging veelvuldig is geconstateerd (BURCK, 1949). In het fluviatiele Laagterras werden voorts herhaalde malen mariene schelpen uit het Eemien gevonden, hetgeen betekent dat ook het mariene Eemien nog door erosie is aangetast. BAKKER en WENSINK (1955) constateerden in Barradeel dat het mariene Eemien aldaar tijdens het Holoceen plaatselijk enigermate bij een mariene transgressie is omgewerkt.

De dikte van de mariene Eemlagen bedraagt in een enkele boring 6 m, zodat de basis van het mariene pakket plaatselijk op 25 m - N.A.P. ligt.

Ook in het Zuidwesten van de polder reikt het Eemien in mariene facies nog juist binnen de dijk. In een drietal boringen werd deze afzetting aangetroffen op een diepte van ongeveer 16.5 m - N.A.P.

In sectie J werd in één boring ook marien Eemien aangeboord, en wel in een uitzonderlijk dikke laag (11 m). Het is niet gelukt vast te stellen of deze mariene Eemlaag in verbinding staat met het noordwestelijke dan wel met het zuidwestelijke gebied. Zeer waarschijnlijk heeft men hier juist geboord in een betrekkelijk smal dal, dat dateert uit de tijd waarin smeltwater in zuidelijke richting werd afgevoerd.

In het noordwestelijke gebied liggen de mariene Eemlagen vrijwel steeds op terrestrische afzettingen uit dezelfde tijd. Dit terrestrische Eemien, ontwikkeld als veenlagen en zoetwater-kleilagen, zet zich in oostelijke richting ver buiten het mariene gebied voort. In figuur 6 is aangegeven waar terrestrisch Eemien zonder mariene afzettingen in de Noordoostpolder is aangetroffen. Men vindt dit steeds in het begraven oerstroombdal van de Vecht op een diepte van 15 tot 18 m - N.A.P. Het pakket is enkele meters dik, zoals blijkt uit figuur 5.

De kleilagen zijn veelal rijk aan zoetwater-mollusken; de geslachten *Planorbis*, *Pisidium*, *Bithynia* en *Valvata* werden vrijwel steeds aangetroffen.

Het in de polder gelegen gedeelte van het Vechtdal sluit zich dus wat betreft het voorkomen van terrestrisch Eemien geheel aan bij het Eemsdal, het IJsseldal en het oostelijke deel van het Vechtdal (BURCK, 1951).

Het terrestrische Eemien is in de Noordoostpolder zeer fraai ontsloten bij de Voorst. Door het onderzoek van FLORSCHÜTZ (1941 a) en ANKER-VAN SOMEREN (1951) geniet dit Eemien-veen een bijzondere bekendheid.

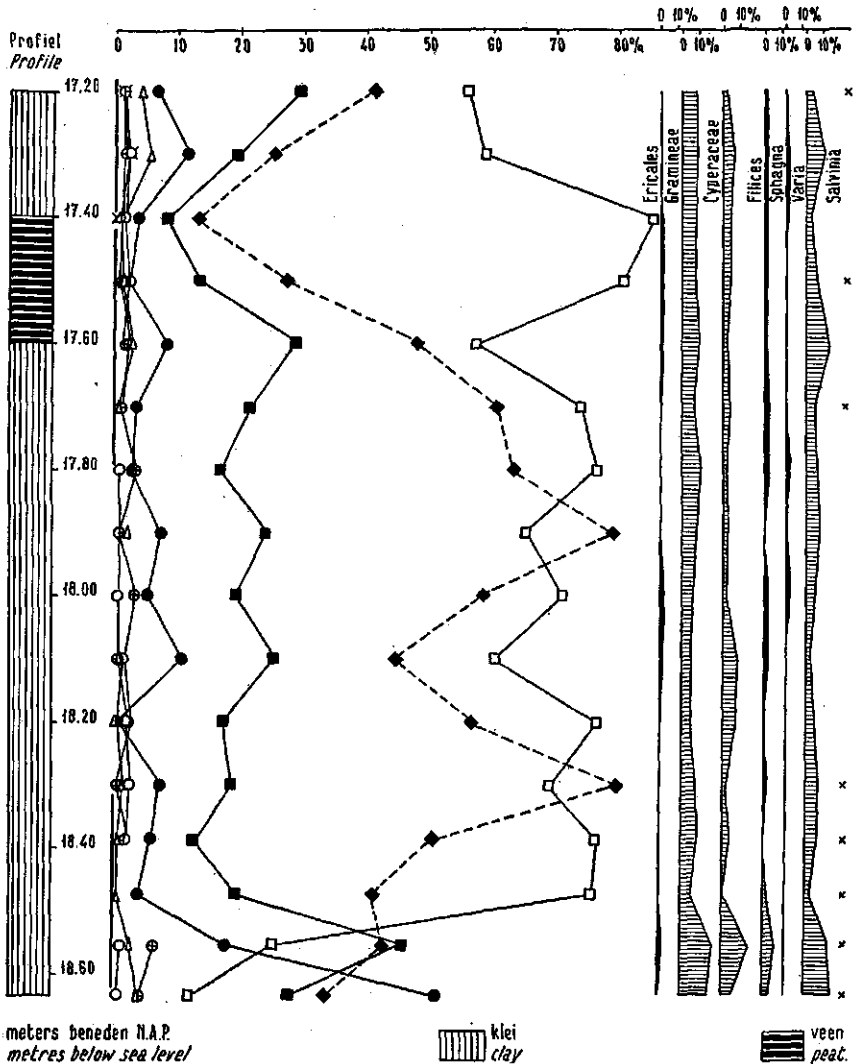


FIG. 7. Pollendiagram van het Eemien van kavel M 80.
Pollen-diagram of the Eemian of parcel M 80.

Terwijl het terrestrische Eemien elders in de polder op een diepte van rond 18 m - N.A.P. ligt, vindt men het Eemien-veen bij de Voorst, het zogenaamde Bransenia-veen, op een diepte tussen ongeveer 3 en 6 m - N.A.P. Helaas is niet meer vast te stellen hoe de begrenzing en de maximale dikte van de veenlaag is geweest, daar bij het graven van de Zwolse Vaart het grootste gedeelte is verdwenen. Het veen ligt in een kleine depressie in de

keileem en dankt zijn ontstaan louter aan de ondoorlatendheid van deze keileem.

De veenvorming begon hier onder subarctische klimaatsomstandigheden. Hierop wijzen het overheersen van *Betula* en *Pinus* en de aanwezigheid van resten van *Betula nana*, *Selaginella selaginoides* en *Hippophaë rhamnoides*. In het samengestelde diagram zijn de zônes *b*, *c*, *d*, *e* en *f* van het Eemien-schema van JESSEN and MILTHERS (1928) goed te onderscheiden. Het ontbreken van de zônes *g-n* is mogelijk het gevolg van het feit dat het centrale deel van het veen niet meer aanwezig is.

De door ANKER-VAN SOMEREN opgestelde diagrammen zijn afgebeeld en besproken in VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1950); voor nadere details moge naar deze publicatie worden verwezen.

In figuur 7 is voorts een door FLORSCHÜTZ (31-3-1955) samengesteld pollendiagram van een terrestrische afzetting uit het Eemien van kavel M 80 weergegeven (zie ook fig. 5).

De interpretatie van dit diagram biedt weliswaar nog enkele problemen, doch zeer waarschijnlijk vertegenwoordigt het de Quercetum mixtum-zône (zône *f*) volgens de indeling van JESSEN and MILTHERS en sluit het dus aan de onderzijde van het diagram van het Zwartewater en aan de bovenzijde van het diagram II van het Brasenia-veen (afgebeeld in VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ, 1950) aan.

§ 7. HET TUBANTIEN.

VAN DER HAMMEN (1952) stelde voor, het Tubantien nader in te delen in het Pleniglaciaal A, het Pleniglaciaal B en het Laatglaciaal. De grens tussen het Pleniglaciaal en het Laatglaciaal valt op palaeobotanische gronden aan te geven. De indeling van het Pleniglaciaal in de delen A en B berust in hoofdzaak op lithologische gronden, hetgeen inhoudt dat de grens tussen beide delen in West- en Midden-Europa niet synchroon behoeft te zijn. Voor nadere beschouwingen wordt verwezen naar VAN DER HAMMEN (1952).

Tijdens het Pleniglaciaal A, met een betrekkelijk vochtig, doch koud klimaat, vond een sterke solifluctie en de vorming van sneeuw-smeltwatersedimenten plaats. Deze laatste afzettingen werden door VAN DER HAMMEN en MAARLEVELD (1952) als niveo-fluviatile sedimenten aangeduid.

Tijdens het Pleniglaciaal B werd onder koude, doch droge klimaatsomstandigheden het oudere dekzand en de löss afgezet. In deze tijd overheerste dus de aeolische of niveo-aeolische sedimentatie.

Deze lithologische onderscheiding laat zich ook aanbrengen in de afzettingen uit het Tubantien in de Noordoostpolder, zoals uit het volgende moge blijken.

1. Het Pleniglaciaal A.

Na het zich terugtrekken van de zee tegen het einde van het Eemien, werd in de Noordoostpolder door rivieren een pakket grof zand met grind afgezet. Dit fluviatile Laagterras is in vrijwel de gehele polder aanwezig.

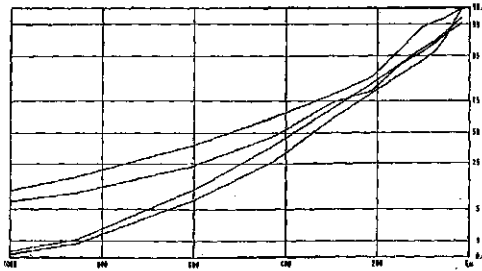


FIG. 8. Sommatischecurven van de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters fluviaal Laagterras.

Cumulative curves of the size frequency distribution of some samples from the fluvial sediments of the Pleniglacial A.

Slechts waar de keileem of de fluvioglaciale afzettingen hoger dan 7 à 10 m - N.A.P. voorkomen, is het Laagterras in fluviaal facies niet aangetroffen.

Het zand is middelgrof tot matig grof; het U-cijfer bedraagt gemiddeld 50. Het gehalte aan afslibbare delen is steeds zeer laag, terwijl het koolzure-kalkgehalte sterk wisselt, en uiteenloopt van 0 tot meer dan 10%. In figuur 8 is de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters uit een boring in Emmeloord weergegeven. Uit de curven blijkt

duidelijk de zeer geringe sortering en de grofheid van het materiaal, eigenschappen die in dit geval wijzen op een fluviaal facies.

Aan het vaststellen van de boven- en ondergrens van het fluviaal Laagterras kleven enkele moeilijkheden. Bij aanwezigheid van het Eemien in terrestrische of mariene facies vormen deze Eemlagen de begrenzing aan de onderzijde van het fluviaal pakket. Indien dit Laagterraszand echter onmiddellijk rust op fluvioglaciale afzettingen, hetgeen in een groot gedeelte van de polder het geval is, kan de grens lithologisch slechts bij benadering worden aangegeven. Bij de interpretatie van boringen in de Noord-oostpolder heeft STEENHUIS in vele gevallen het fluviaal Laagterras geheel of grotendeels tot het fluvioglaciaal (II₄) gerekend.

Ook de afgrenzing van het fluviaal pakket tegen het bovenliggende aeolische of niveo-aeolische zand is met enige onzekerheid belast. Tussen het grindhoudende, grove zand en het fijne, veelal lemige, oudere dekzand bevindt zich namelijk een zône, die qua korrelgrootte sterke gelijkenis vertoont met het dekzand, doch qua kleur en bonthed aansluit aan het fluviaal pakket. Het fluviaal Laagterras heeft namelijk een grijze tint en is wat bont, terwijl het dekzand een meer egaal blonde kleur vertoont. Aangezien in de verschillende boringen voor dijksbouw, aanleg van bruggen e.d. niet op de kleur, doch slechts op grofheid en grindhoudendheid van het zand is gelet, kon voor het vervaardigen van een kaart, aangevende de diepteligging van de bovenkant van het fluviaal Laagterras, slechts van de granulometrische onderscheiding gebruik worden gemaakt. Zoals hierna zal blijken behoort de zône met het grijze, fijne zand geheel of grotendeels tot het fluviaal Laagterras.

De diepteligging van de bovenkant van het grove gedeelte van het fluviaal Laagterras bedraagt in het Oosten van de polder 6 à 7 m - N.A.P. Naar het Westen neemt deze diepte toe tot ongeveer 12 m - N.A.P. De helling bedraagt derhalve ongeveer 20 cm per km. Dit bedrag mag wel

geen aanspraak maken op grote nauwkeurigheid, doch het ligt in dezelfde orde van grootte als het door PONS (1954) genoemde bedrag voor het verval van de pleistocene IJssel in de omgeving van Zwolle.

DE JONG en ZANDSTRA (1955) onderzochten een aantal monsters van het fluviatiele Laagterras sediment-petrologisch. Hierbij bleek dat het fijne, grijze zand in mineralogisch opzicht geheel overeenkomt met het grove, grindhoudende zand. Zoals hiervoor reeds werd opgemerkt, moet het fijne, grijze zand dus tot het fluviatiele Laagterras worden gerekend. Tegen het einde van de sedimentatie van het fluviatiele pakket is blijkbaar de stroomsnelheid zo sterk afgenomen, dat slechts fijne zanden werden afgezet.

In tabel 7 zijn de resultaten weergegeven van het sediment-petrologische onderzoek van een serie monsters, verzameld in een boring in Emmeloord.

TABEL 7. Mineralogische samenstelling van het fluviatiele Laagterras uit een boring te Emmeloord.

Diepte in m — N.A.P. <i>Depth in m. below sea level</i>	Toermalijn	Zirkoon	Granaat	Rutiel	Titaniet	Stauroliet	Discheen	Andalusiet	Sillimaniet	Epidoot	Saussuriet s. s.	Alteriet	Hoornblende	Baz. hoornbl.	Angiet	Olivijn
8.90—9.40	2	—	10	—	—	1	1	1	1	13	6	26	34	2	2	1
10.80—11.10	—	—	5	—	—	3	—	1	—	6	12	27	23	—	11	9
11.60—12.00	1	—	16	—	—	1	1	1	—	29	4	17	26	—	2	2
12.00—12.40	1	—	21	1	1	3	—	—	—	11	6	19	31	—	3	2
12.70—12.90	7	3	9	—	2	1	—	1	—	10	6	19	27	—	9	5
14.90—15.30	3	—	13	—	1	1	1	1	—	6	11	30	21	—	4	8
15.40—15.90	1	2	11	—	1	1	—	1	—	27	1	28	22	—	4	1
16.40—16.80	—	—	7	—	—	—	1	3	1	22	20	19	21	1	1	3
16.90—17.40	3	2	12	—	—	—	—	1	—	12	11	19	18	1	13	8
17.90—18.10	1	—	5	—	—	1	—	—	1	7	16	30	26	1	7	5
18.40—18.90	5	—	8	—	—	2	1	3	—	12	10	23	8	3	18	7
18.90—19.15	1	—	11	—	—	2	1	2	—	8	8	27	19	4	12	5

TABLE 7. Mineralogical composition of the fluviatile sediments from the Pleistocene A in a boring at Emmeloord.

Ook van enkele andere plaatsen in de Noordoostpolder werd het fluviatiele Laagterras door DE JONG en ZANDSTRA mineralogisch onderzocht. Hierbij is gebleken, dat het fluviatiele Laagterras een in hoofdzaak Saussuriet-associatie bezit, met bijmenging van materiaal uit de A- en mogelijk iets uit de Lobith-provincie.

Gezien deze mineralogische samenstelling van het fluviatiele Laagterras vond de aanvoer van zand en grind dus plaats vanuit het Zuiden. De IJssel zal ongetwijfeld voor de belangrijkste aanvoer hebben gezorgd.

Uit tabel 7 blijkt het soms betrekkelijk hoge percentage olivijn. In oudere afzettingen in de Noordoostpolder werd dit mineraal niet aangetroffen, terwijl het ook in het oudere en jongere dekzand ontbreekt.

Het fluviatiele Laagterras dateert uit het Tubantien, hetgeen blijkt uit de resten van de fauna, die bij het zandzuigen en het baggerwerk gevonden zijn. VAN DER HEIDE (1955 a) vermeldt de volgende soorten: *Mammonteus primigenius* (BLUM.), *Alces alces* (LINN.), *Rangifer tarandus* (LINN.), *Cervus elaphus* LINN., *Cervus (Megaceros) giganteus* BLUM., *Bison priscus* BOJ., *Bos primigenius* BOJ., *Sus scrofa* LINN., *Equus caballus* LINN., *Coelodonta antiquitatis* (BLUM.).

VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1950) vermelden naast deze 10 soorten nog slechts *Bos taurus* LINN. uit het Tubantien. Van de genoemde 10 soorten komen er, voor zover thans bekend, 7 uitsluitend in het Tubantien voor.

Van kleinere diersoorten zijn helaas nog geen resten gevonden.

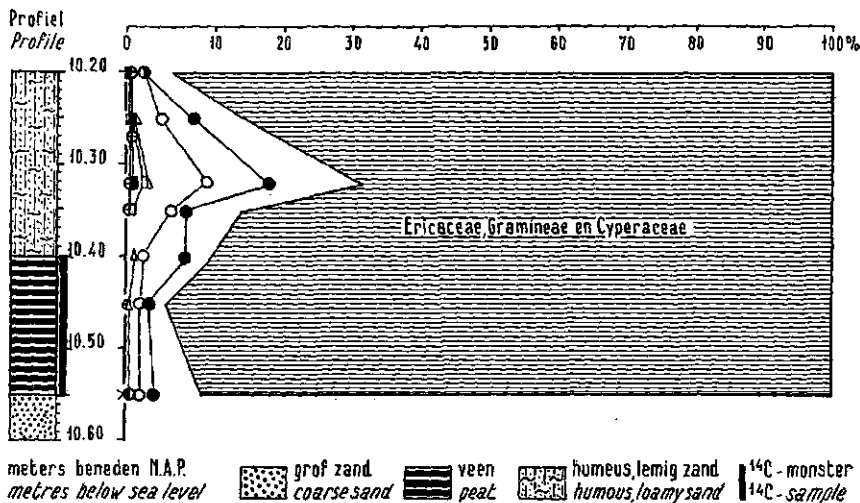


FIG. 9. Pollendiagram van het Tubantien-veen van Emmeloord.

Pollen-diagram of the peat of Tubantian age at Emmeloord.

Het fluviatiele Laagterras zelve leent zich niet voor palynologisch onderzoek. Wel is onder Emmeloord op een diepte van ruim 10 m - N.A.P. een dunne veenlaag op het fluviatiele Laagterras aangetroffen die door FLORSCHÜTZ (15-1-1952) palynologisch is onderzocht (fig. 9). Aan de toelichting van FLORSCHÜTZ op dit diagram ontleen wij het volgende: „Het diagram, op zich zelf beschouwd, kan een fase van de bosgeschiedenis uit het Pleistocene weerspiegelen, die jonger dan het Tiglien en vermoedelijk ook jonger dan het Taxandrien, maar ouder dan het Laatglaciaal is. De omstandigheid, dat de geanalyseerde laag jonger is dan het Eemien — het terrestrische Eemien ligt in deze boring op ongeveer 19 m - N.A.P. (schrijver dezes) — beperkt het tijdvak, waarin zij werd gevormd, tot dat gedeelte van het Tubantien, dat vóór het Laatglaciaal is gelegen”.

Het palynologische onderzoek maakte dus een nauwkeuriger datering binnen het Tubantien niet mogelijk. Derhalve werd de veenlaag uitgekozen voor een datering met behulp van het ¹⁴C-onderzoek. Prof. Dr. HL. DE VRIES

deelde ons mede dat de ouderdom van de veenlaag 29.000 (+ 5000; — 3000) j. bedraagt (GRO 390)¹.

Het is nog niet mogelijk deze absolute ouderdomsbepaling in verband te brengen met andere opgaven. Wanneer men echter het begin van het Laatglaciaal stelt op ongeveer 15.000 j. v. Chr., resteert er voor de afzetting van het oudere dekzand in het Pleniglaciaal B nog een tijdsruimte van eveneens ongeveer 15.000 jaar.

VAN DER HAMMEN en MAARLEVELD (1952) beschreven niveo-fluviatiele afzettingen uit het Pleniglaciaal A, die in een profiel van de Veluwe naar het IJsseldal in horizontale richting overgaan in fluviatiele afzettingen. Deze laatste sedimenten zetten zich zeer waarschijnlijk voort in het fluviatiele Laagterras in de Noordoostpolder.

Er is dus alle reden het fluviatiele Laagterras te plaatsen in het Pleniglaciaal A.

Tijdens het Pleniglaciaal B valt de afzetting van het oudere dekzand. In het Zuiden van de polder handhaafde zich gedurende het Pleniglaciaal B een deel van het rivierstelsel, dat in de voorafgaande fase het fluviatiele Laagterras aanvoerde. Op dit stelsel van oude geulen zal bij de behandeling van het Laatglaciaal nader worden ingegaan.

2. Het Pleniglaciaal B.

Het Pleniglaciaal B onderscheidt zich van de voorgaande tijd door een meer continentaal en droger klimaat. Algemeen wordt thans aangenomen, vooral sinds het onderzoek van VAN DER HAMMEN dat het oudere dekzand en de löss in het bijzonder uit het Pleniglaciaal B dateren.

Het oudere dekzand komt in de Noordoostpolder ten Noorden van Emmeloord voor in een ononderbroken pakket van gemiddeld 4 meter dikte. Ten Zuiden van deze plaats is het beeld veel gecompliceerder, waarop nog nader zal worden ingegaan.

Het oude dekzand is veelal lemig; het bevat dus een vrij belangrijk percentage aan deeltjes tussen 2 en 50 μ , namelijk veelal 15 à 30 %. In figuur 10 is de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters weergegeven. Het koolzure-kalkgehalte kan in de sterk lemige monsters 15 à 20 % bedragen.

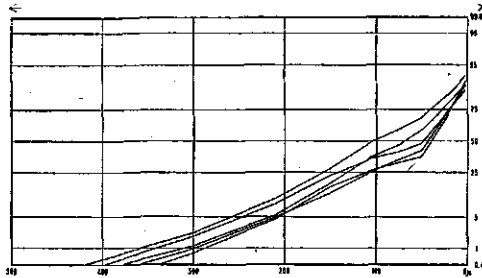


FIG. 10. Sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters ouder dekzand.

Cumulative curves of the size frequency distribution of some samples of the older cover sand.

¹ De op het Natuurkundig Laboratorium der Rijks-Universiteit te Groningen onder leiding van Prof. Dr. H. L. DE VRIES verrichte ¹⁴C-metingen worden aangeduid met de letters GRO en met het volgnummer van de bepaling.

Mineralogisch onderscheidt het oudere dekzand zich sterk van het onderliggende fluviatiele Laagterras. VINK (1949) analyseerde een aantal monsters dekzand uit de Noordoostpolder. Ook CROMMELIN (1943) en DE JONG en ZANDSTRA (1955) verrichtten enkele sediment-petrologische analyses.

In tabel 8 zijn enkele resultaten van dit onderzoek vermeld. In twee gevallen werd volstaan met het opnemen van de gemiddelde samenstelling van een serie monsters.

TABLE 8. Mineralogische samenstelling van het oudere dekzand.

Boring en diepte in m — N.A.P. <i>Boring and depth of the samples in m. below sea level</i>	Toermalijn	Zirkoon	Granaat	Rutil	Titaniet	Stauroliet	Distheen	Andalusiet	Epidoot	Saussuriet s.s.	Alteriet	Hoornblend	Augiet	Aantal monsters, bewerker <i>Number of samples and author</i>
Emmeloord;														
6.95—7.30	5	5	40	1	2	4	1	1	19	4	4	14	—	1 monster
(G 85); 6.80—7.00	1	1	57	1	—	4	—	—	26	—	5	5	—	"
7.00—7.40	2	4	59	—	—	1	—	—	18	3	5	8	—	"
(B 25); 4.65—5.05	4	6	48	2	—	3	—	—	22	—	4	10	1	"
5.05—5.55	—	6	52	—	—	1	—	—	28	—	6	7	—	"
5.55—7.45	4	6	34	3	1	3	—	—	29	—	3	16	—	"
7.45—9.50	4	1	35	4	1	5	—	—	30	—	4	16	—	"
N.O.P.	7	2	32	—	—	4	—	—	33	6	—	12	3	6 monsters, CROMMELIN (1943)
N.O.P.	5	5	45	1	—	3	1	1	21	8	—	8	1	17 " , VINK (1949)

TABLE 8. Mineralogical composition of the older cover sand.

Uit deze analyses blijkt dat het dekzand een geheel andere mineralogische samenstelling bezit dan het fluviatiele Laagterras. Het dekzand vertoont een duidelijke A-associatie, hetgeen dus wijst op een noordelijke herkomst. VINK (1949) vermeldde speciaal het hoge percentage aan granaat in de monsters uit de Noordoostpolder.

Het oudere dekzand is in het grootste gedeelte van de polder overdekt door een dunne laag jonger dekzand. Aangezien de dikte van deze laag, behalve in enkele ruggen, niet sterk uiteenloopt, geeft de kaart die betrekking heeft op de diepteligging van het pleistocene oppervlak, tevens een beeld van de diepteligging van de bovenzijde van het oudere dekzand (bijlage 2).

Deze bovenzijde vertoont een helling van het Noordoosten naar het Zuidwesten. In het Noordoosten reikt het oudere dekzand tot ongeveer 4 m - N.A.P.; bij Emmeloord, dus in het centrum van de polder, bedraagt deze diepte omstreeks 6 m en in het Zuiden 7 à 8 m - N.A.P.

Op enkele plaatsen is getracht na te gaan of het oudere dekzand nog een bepaald relief vertoont, doch de onderscheiding tussen het oudere en het

jongere dekzand bleek in vele gevallen niet duidelijk genoeg te zijn, om een eventueel relief te kunnen vaststellen.

In het Zuiden van de polder kon niet worden vastgesteld of overal ouder dekzand aanwezig is geweest. Tijdens het Pleniglaciaal B zullen de IJssel en de Vecht hun water in westelijke richting hebben afgevoerd door het Zuiden van de Noordoostpolder. Dit betekent dus dat plaatselijk geen oud dekzand kan zijn afgezet. Aangezien het geulenstelsel zich vermoedelijk herhaaldelijk zal hebben verlegd, valt niet na te gaan op welke plaatsen geen ouder dekzand tot afzetting is gekomen en waar dit in latere tijd door erosie is verdwenen. In figuur 16 is aangegeven hoe men zich de positie van het oudere dekzand ten opzichte van het fluviatiele Laagterras nabij een geul kan voorstellen. De verrichte waarnemingen gaven helaas geen duidelijk uitsluitsel.

3. Het Laatglaciaal.

VAN DER HAMMEN (1951; 1952) gaf een indeling van het Laatglaciaal, gebaseerd op palynologisch onderzoek, in 5 of 4 fasen. De benaming van deze verschillende fasen is aan enige veranderingen onderhevig geweest. Zo sprak VAN DER HAMMEN in 1951 over de Bølling-tijd, in 1952 over het Bølling-interstadiaal, terwijl VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ aanvankelijk (1950) de naam Bølling-oscillatie bezigden.

In navolging van deze laatste auteurs (1953) zal worden gesproken over de fasen I—V in het Laatglaciaal. In tabel 9 is aangegeven hoe de verschillende indelingen en benamingen met elkaar correleren.

TABEL 9. Overzicht van enkele recente indelingen en benamingen van het Laatglaciaal.

VAN DER HAMMEN (1951)	idem (1952)	VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1950)	idem (1953)
Late Dryas-time III	Younger Dryas-time	Jonge toendratijd	fase V
Allerød-oscillation II	Allerød Interstadiaal	Allerød-oscillatie	fase IV
Earlier Dryas-time Ic	Earlier Dryas-time	Oude toendratijd	fase III
Bølling-time Ib	Bølling Interstadiaal	Bølling-oscillatie	fase II
Earliest Dryas-time Ia		Oudste toendratijd	fase I

TABLE 9. Correlation of some recent subdivisions of the Late Glacial.

a. Het jongere dekzand.

Het jongere dekzand verleent aan het pleistocene oppervlak enig relief. Het komt namelijk vooral voor in enkele duidelijke ruggen. Dit verschijnsel is ook van vele andere delen van ons land beschreven.

Een van de belangrijkste jongere-dekzandruggen verloopt in de richting West-Oostzuidoost door het Noorden van de polder. Ook in het uiterste Noorden van de polder zijn enkele van deze ruggen aanwezig, die ten dele

Mineralogisch onderscheidt het oudere dekzand zich sterk van het onderliggende fluviatiele Laagterras. VINK (1949) analyseerde een aantal monsters dekzand uit de Noordoostpolder. Ook CROMMELIN (1943) en DE JONG en ZANDSTRA (1955) verrichtten enkele sediment-petrologische analyses.

In tabel 8 zijn enkele resultaten van dit onderzoek vermeld. In twee gevallen werd volstaan met het opnemen van de gemiddelde samenstelling van een serie monsters.

TABEL 8. Mineralogische samenstelling van het oudere dekzand.

Boring en diepte in m — N.A.P. <i>Boring and depth of the samples in m. below sea level</i>	Toermalijn	Zirkoon	Granaat	Rutil	Titaniet	Stauroliet	Distheen	Andalusiet	Epidoot	Saussuriet s.s.	Alberiet	Hoorblendende	Augiet	Aantal monsters, bewerker <i>Number of samples and author</i>
Emmeloord;														
6.95—7.30	5	5	40	1	2	4	1	1	19	4	4	14	—	1 monster
(G 85); 6.80—7.00	1	1	57	1	—	4	—	—	26	—	5	5	—	"
7.00—7.40	2	4	59	—	—	1	—	—	18	3	5	8	—	"
(B 25); 4.65—5.05	4	6	48	2	—	3	—	—	22	—	4	10	1	"
5.05—5.55	—	6	52	—	—	1	—	—	28	—	6	7	—	"
5.55—7.45	4	6	34	3	1	3	—	—	29	—	3	16	—	"
7.45—9.50	4	1	35	4	1	5	—	—	30	—	4	16	—	"
N.O.P.	7	2	32	—	—	4	—	—	33	6	—	12	3	6 monsters, CROMMELIN (1943)
N.O.P.	5	5	45	1	—	3	1	1	21	8	—	8	1	17 " , VINK (1949).

TABLE 8. Mineralogical composition of the older cover sand.

Uit deze analyses blijkt dat het dekzand een geheel andere mineralogische samenstelling bezit dan het fluviatiele Laagterras. Het dekzand vertoont een duidelijke A-associatie, hetgeen dus wijst op een noordelijke herkomst. VINK (1949) vermeldde speciaal het hoge percentage aan granaat in de monsters uit de Noordoostpolder.

Het oudere dekzand is in het grootste gedeelte van de polder overdekt door een dunne laag jonger dekzand. Aangezien de dikte van deze laag, behalve in enkele ruggen, niet sterk uiteenloopt, geeft de kaart die betrekking heeft op de diepteligging van het pleistocene oppervlak, tevens een beeld van de diepteligging van de bovenzijde van het oudere dekzand (bijlage 2).

Deze bovenzijde vertoont een helling van het Noordoosten naar het Zuidwesten. In het Noordoosten reikt het oudere dekzand tot ongeveer 4 m - N.A.P.; bij Emmeloord, dus in het centrum van de polder, bedraagt deze diepte omstreeks 6 m en in het Zuiden 7 à 8 m - N.A.P.

Op enkele plaatsen is getracht na te gaan of het oudere dekzand nog een bepaald relief vertoont, doch de onderscheiding tussen het oudere en het

jongere dekzand bleek in vele gevallen niet duidelijk genoeg te zijn, om een eventueel relief te kunnen vaststellen.

In het Zuiden van de polder kon niet worden vastgesteld of overal ouder dekzand aanwezig is geweest. Tijdens het Pleniglaciaal B zullen de IJssel en de Vecht hun water in westelijke richting hebben afgevoerd door het Zuiden van de Noordoostpolder. Dit betekent dus dat plaatselijk geen oud dekzand kan zijn afgezet. Aangezien het geulenstelsel zich vermoedelijk herhaaldelijk zal hebben verlegd, valt niet na te gaan op welke plaatsen geen ouder dekzand tot afzetting is gekomen en waar dit in latere tijd door erosie is verdwenen. In figuur 16 is aangegeven hoe men zich de positie van het oudere dekzand ten opzichte van het fluviatiele Laagterras nabij een geul kan voorstellen. De verrichte waarnemingen gaven helaas geen duidelijk uitsluitsel.

3. *Het Laatglaciaal.*

VAN DER HAMMEN (1951; 1952) gaf een indeling van het Laatglaciaal, gebaseerd op palynologisch onderzoek, in 5 of 4 fasen. De benaming van deze verschillende fasen is aan enige veranderingen onderhevig geweest. Zo sprak VAN DER HAMMEN in 1951 over de Bølling-tijd, in 1952 over het Bølling-interstadiaal, terwijl VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ aanvankelijk (1950) de naam Bølling-oscillatie bezigden.

In navolging van deze laatste auteurs (1953) zal worden gesproken over de fasen I—V in het Laatglaciaal. In tabel 9 is aangegeven hoe de verschillende indelingen en benamingen met elkaar correleren.

TABEL 9. Overzicht van enkele recente indelingen en benamingen van het Laatglaciaal.

VAN DER HAMMEN (1951)	idem (1952)	VAN DER VLERK en FLORSCHÜTZ (1950)	idem (1953)
Late Dryas-time III	Younger Dryas-time	Jonge toendratijd	fase V
Allerød-oscillation II	Allerød Interstadial	Allerød-oscillatie	fase IV
Earlier Dryas-time Ic	Earlier Dryas-time	Oude toendratijd	fase III
Bølling-time Ib	Bølling Interstadial	Bølling-oscillatie	fase II
Earliest Dryas-time Ia		Oudste toendratijd	fase I

TABLE 9. *Correlation of some recent subdivisions of the Late Glacial.*

a. *Het jongere dekzand.*

Het jongere dekzand verleent aan het pleistocene oppervlak enig relief. Het komt namelijk vooral voor in enkele duidelijke ruggen. Dit verschijnsel is ook van vele andere delen van ons land beschreven.

Een van de belangrijkste jongere-dekzandruggen verloopt in de richting West-Oostzuidoost door het Noorden van de polder. Ook in het uiterste Noorden van de polder zijn enkele van deze ruggen aanwezig, die ten dele

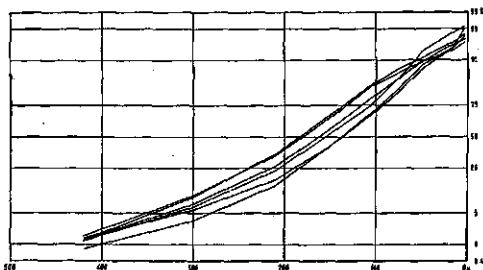


FIG. 11. Sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters jonger dekzand.

Cumulative curves of the size frequency distribution of some samples of the younger cover sand.

grootte-verdeling (fig. 11) meer gesorteerd en minder leemhoudend dan het oudere dekzand.

b. Het laatglaciale veen.

Onder de bovengenoemde zandrug is op vele plaatsen laatglaciaal veen aangetroffen. Speciaal is dit het geval in het gebied ten Westen van de Lemstervaart, globaal begrensd door de plaatsen Rutton, Bant en Creil.

Op enkele plaatsen werd de veenlaag onder dit jongere dekzand bemonsterd voor palynologisch onderzoek. In 1948 verzamelde KLAAR (1951) enkele monsters op kavel A 48. De kennis van de laatglaciale ontwikkelingsgeschiedenis van onze bossen was destijds minder ver gevorderd dan thans. Aangezien door FLORSCHÜTZ (2-6-1949) geen IVERSEN-diagram werd opgesteld, kon slechts worden geconcludeerd, dat het veen in laatglaciale tijd werd gevormd.

Sindsdien werden monsters verzameld op de kavels A 3, A 19 en A 58. Het veen bestond in deze gevallen in hoofdzaak uit overblijfselen van *Hypnaceae* en *Carex*, terwijl ook *Menyanthes* tot de veenvorming had bijgedragen. In het veen van kavel A 3 werden bovendien veel resten van *Comarum*, *Potamogeton* en *Scirpus* gevonden.

In de figuren 12 en 13 zijn de door FLORSCHÜTZ opgestelde diagrammen van het veen van de kavels A 3 en A 19 weergegeven. Bij het diagram van het veen van kavel A 3 tekende FLORSCHÜTZ (16-9-1952) het volgende aan:

„De 7 spectra tussen 4.93 en 4.70 m laten zeer hoge percentages „non-arboreal” pollen zien, bijna uitsluitend van *Cyperaceae*, terwijl de boom-pollenkorrels van *Betula*, *Pinus* en *Salix* afkomstig zijn. Deze spectra doen denken aan die van afzettingen in boomloze gebieden. Toch schijnt het onwaarschijnlijk dat hier „toendra”-spectra aanwezig zijn. Het veen bleek namelijk zeer rijk te zijn aan overblijfselen van *Carex*, zodat de veenvormende vegetatie zelf grote hoeveelheden *Cyperaceae*-pollen zal hebben voortgebracht. Toch zouden bij de tellingen zulke aantallen niet gevonden zijn,

aansluiten op de door VEENENBOS (1950) in het randgebied van de polder vastgestelde zandruggen.

De hoogste gedeelten van de ruggen zijn door abrasie tijdens het Subatlanticum afgevlakt. Plaatselijk is 0.5 à 1 m van het jongere dekzand door abrasie verdwenen. Het in hoofdstuk II te bespreken jonge en oude Kuinrezand bestaat geheel uit door abrasie vrij gekomen en elders afgezet jong dekzand.

Het jongere dekzand is blijkens de curven van de korrel-

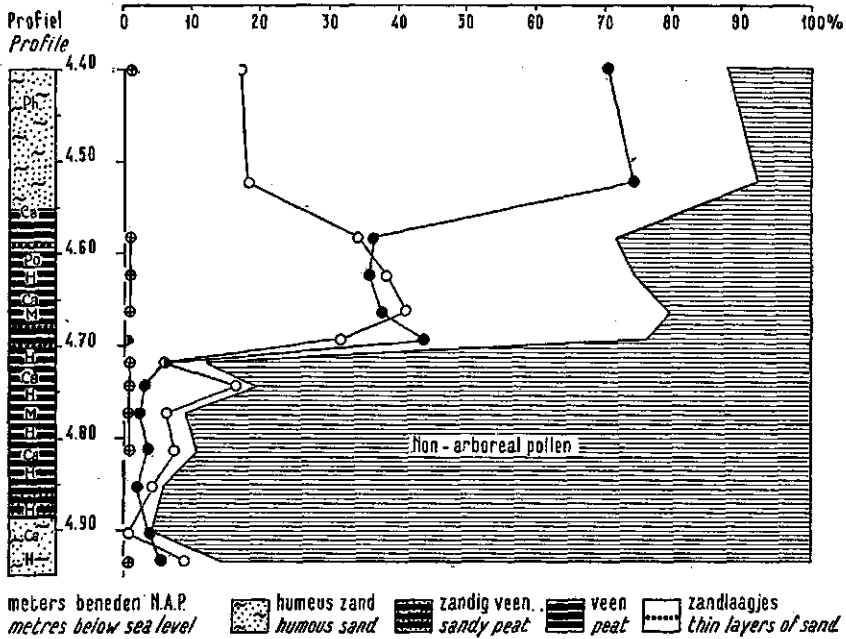


FIG. 12. Pollendiagram van het laatglaciale veen op kavel A 3.

Pollen-diagram of the Late Glacial peat on parcel A 3.

indien in de nabijheid berken, dennen en wilgen gesloten bossen hadden gevormd. Vermoedelijk droeg de omgeving van het moeras het karakter van een parklandschap met verspreide groepen van genoemde bomen.

Het aansluitende deel van het diagram heeft betrekking op een door drie zeer dunne zandlaagjes onderbroken veenpakketje tussen 4.70 en \pm 4.55 m. In dit traject zijn de „non-arboreal” pollenpercenten belangrijk lager, zodat de nog subarctische bossen min of meer gesloten zullen zijn geweest. *Pinus* en *Betula* domineren afwisselend.

Het zandige veen en humeuze zand van 4.55 tot 4.40 m leverde 2 spectra op, waarin *Pinus* sterk overheerst en de hoeveelheid „non-arboreal” pollen minder dan 15 % is. Het lijkt geoorloofd hier de aanwezigheid van dichte, maar eveneens subarctische bossen te vermoeden.

Tijdens de vorming van de laag van 4.93 tot 4.40 m werd een subarctisch parklandschap vervangen door een min of meer gesloten subarctisch bos”.

In het diagram van A 19 (fig. 13) onderscheidde FLORSCHÜTZ (8-12-1953) in de veenlaag tussen 4.90 en 4.60 m een \pm 7½ cm brede zône, duidende op een koel klimaat en een \pm 22½ cm brede zône, waarin een belangrijk milder klimaat tot uiting komt.

Terwijl op kavel A 3 een gedeelte van het veen reeds werd gevormd in een subarctisch parklandschap, begon de veengroei op kavel A 19 eerst bij

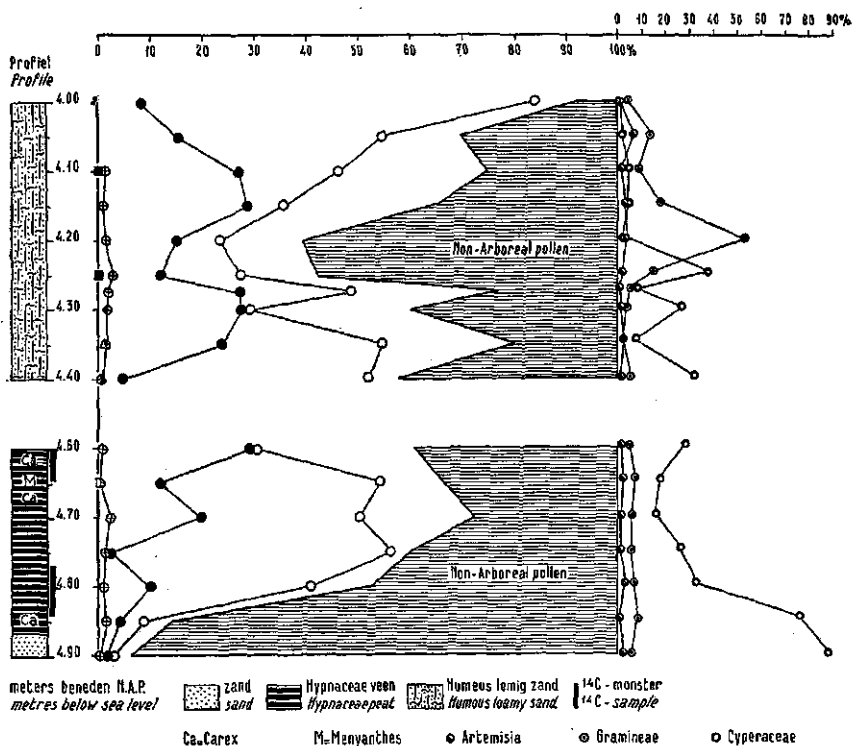


FIG. 13. Pollendiagram van het laatglaciale veen op kavel A 19.
 Pollen-diagram of the Late Glacial peat on parcel A 19.

de overgang naar de fase van het Laatglaciaal met subarctische, min of meer gesloten bossen.

De beide diagrammen laten op zichzelf geen nadere datering binnen het Laatglaciaal toe, aangezien de geconstateerde klimaatverbetering in het Laatglaciaal heeft plaats gevonden bij de overgang naar de fasen II en IV en tevens bij de overgang naar het Praeboreaal.

Teneinde een nadere uitspraak te kunnen doen werden ook monsters verzameld van het jongere dekzand, gelegen op het veen en van het veen op het jonge dekzand.

Van het jongere dekzand van kavel A 3 bleek het mogelijk een IVERSEN-diagram samen te stellen. FLORSCHÜTZ (26-2-1953) meende op grond van het percentage „non-arboreal” pollen (4—28 %) en de aanwezigheid van enkele thermophile elementen tot een praeboreale ouderdom van het grootste gedeelte van het jongere-dekzandpakket te mogen besluiten (zie hoofdstuk II, § 2).

In leemig, wat humeus zand op het laatglaciale veen van kavel A 19 werden voldoende pollenkorrels gevonden voor het opstellen van het in

figuur 13 afgebeelde bovenste diagram. FLORSCHÜTZ (8-12-1953) meende onder enig voorbehoud in dit diagram op een diepte van rond 4.20 m een afzetting tijdens fase V van het Laatglaciaal te mogen zien.

Bij het bemonsteren van het veen op kavel A 3 werd geconstateerd, dat het bovenste gedeelte van de veenlaag onder zeer natte omstandigheden was gevormd. Dunne laagjes van samengespoelde plantenresten en zaden, alsmede de aanwezigheid van dunne zandlaagjes getuigden hiervan. Ook de resten van *Potamogeton* wezen op een zeer waterrijk milieu. Op kavel A 58 werden zelfs enkele decimeters dikke lagen verslagen veen aangetroffen,

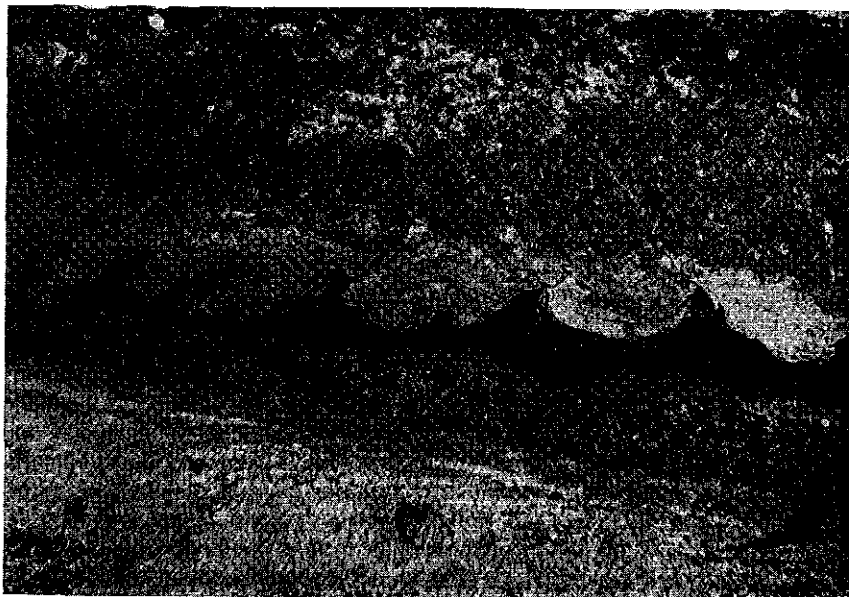


Foto-archief Directie Wieringermeer.

FIG. 14. Kryoturbaat laatglaciaal veen op kavel A 19.
Kryoturbaate Late Glacial peat on parcel A 19.

juist boven het autochthone veen. In deze lagen vond FLORSCHÜTZ (31-12-1953) resten van *Chara*, *Nuphar* en *Potamogeton*. Deze waarnemingen komen sterk overeen met die, welke door VEENENBOS (1954) uit De Zeven Wouden werden beschreven. Ook daar bleek tijdens fase IV en kort daarna, het landschap zeer nat te zijn geweest, waardoor er meerbodem-afzettingen werden gevormd. VEENENBOS wijt de slechte ontwatering van dit gebied aan de afzetting van het jongere dekzand, gepaard gaande aan de ondoorlatendheid van de keileem en een mogelijk nog niet verdwenen tjäle tijdens fase IV.

Op kavel A 19 was in een grote ontsluiting een fraaie kryoturbaatie van de laatglaciale veenlaag te zien (fig. 14). Ook de op het veen afgezette kleiige, lemige en venige laagjes zijn ten dele in deze kryoturbaatie begrepen. Aan-

gezien ook het veen plaatselijk duidelijk was verspoeld, kon geen aaneengesloten pollendiagram worden opgesteld (fig. 13).

Daar aan de datering van de laatglaciale veenlagen in het Noorden van de polder, gezien de palynologische bewerkte profielen, nog enige onzekerheid kleefde, werden op A 19 twee monsters verzameld voor het ^{14}C -onderzoek (fig. 13). Blijkens de door Prof. Dr. H. L. DE VRIES verstrekte gegevens is het onderste monster van de veenlaag 11560 ± 260 jaar oud (GRO 413) en het bovenste 11200 ± 320 jaar (GRO 410).

Wanneer men deze opgaven vergelijkt met andere dateringen van laatglaciale afzettingen met behulp van het ^{14}C -onderzoek, blijkt dat de veenlaag gevormd moet zijn tijdens fase IV, de Allerød-fase. GROSS (1954) concludeerde uit de reeds vrij talrijke ^{14}C -dateringen van afzettingen, die op grond van het palynologische onderzoek tot de sedimenten uit de Allerød-fase werden gerekend, dat deze fase ongeveer 11750 jaar geleden, dus omstreeks 9800 v. Chr. aanving en ongeveer 1000 jaar duurde. Volgens ANDERSON c.s. (1953) vond de overgang van fase IV naar fase V ongeveer 10870 ± 160 jaar geleden plaats. Het einde van de Allerød-fase en het begin van de jonge Dryas-fase werd aldus gedateerd op omstreeks 8920 v. Chr.

Wanneer de gegevens van het palynologische onderzoek, van de absolute ouderdomsbepaling en van de in het terrein verrichte waarnemingen worden samengevat, mag men concluderen dat de veenvorming op het oudere dekzand althans plaatselijk (A 3) begonnen is tegen het einde van fase III, zeer waarschijnlijk op een perenne tjäle. De voortgaande veengroei tijdens fase IV, toen er volgens VAN DER HAMMEN (1952) geen perenne tjäle meer aanwezig was, valt wellicht te verklaren uit de geringe doorlatendheid van het reeds gevormde veen, gelegen op de overigens goed doorlatende, doch ongetwijfeld slecht ontwaterde pleistocene zandondergrond. Tegen het einde van fase IV is het terrein zo nat geworden, dat plaatselijk verspoeling van het veen optrad.

Tijdens de klimaatsverslechtering gedurende fase V zal de krypturbate verstoring van het veen en van de reeds afgezette humeuze, kleiige of lemige zandlaagjes hebben plaats gevonden. De sedimentatie van het jongere dekzand volgde in fase V en in het begin van het Holoceen.

c. De rivierduinen en de rivierleem.

Terwijl in het Laatglaciaal in het Noorden van de polder vorming van veen en afzetting van jonger dekzand plaats vond, werd in het Zuiden van de polder nog enig fluviatiel Laagterras afgezet. De fluviatiele sedimentatie eindigde met de vorming van een laagje rivierleem, waarna plaatselijk nog jonge riverduinen werden afgezet.

Teneinde de samenhang tussen deze verschillende afzettingen duidelijk te maken, zal allereerst worden nagegaan hoe de ontwikkeling in dit gedeelte van de polder tijdens het Pleniglaciaal en het Laatglaciaal is verlopen.

Tijdens het Pleniglaciaal A werd, zoals is uiteengezet, het fluviatiele

Laagterras afgezet. Toen in het Pleniglaciaal B de afvoer van de rivieren afnam en de aeolische sedimentatie ging overheersen handhaafden zich de afwateringsstelsels in het Zuiden van de polder. Uit de beschikbare gegevens valt niet af te leiden wat de hoofdrichting van het rivierstelsel tijdens het Pleniglaciaal is geweest. Vermoedelijk vond de afwatering echter voornamelijk in westelijke richting plaats, hoewel een meer noordwestelijke richting niet uitgesloten moet worden geacht. Het is een merkwaardige situatie, dat blijkens bijlage 2 het voornaamste deel van het rivierstelsel zich juist bevindt tussen de hoge opduikingen van de keileem. Men is geneigd hierin de invloed van de afzetting van het oudere dekzand vanuit het Noorden te zien, waardoor het rivierstelsel als het ware werd gedwongen zich enigzins naar het Zuiden te verplaatsen en zich een weg naar het Westen te banen tussen de keileemopduikingen door.

Tijdens het Pleniglaciaal B zal het rivierstelsel reeds het karakter van een verwilderd riviersysteem hebben vertoond. Ook SCHELLING (1951) neemt aan dat de Rijn in Noord-Limburg reeds vóór de aanvang van het Laatglaciaal de eigenschappen van een verwilderde rivier bezat.

In het begin van het Laatglaciaal vond nog enige afzetting van fluviatiel Laagterras plaats, doch de sedimenten vertoonden een afname in korrelgrootte, terwijl tenslotte een dunne laag rivierleem werd gevormd. Tijdens het Laatglaciaal veranderde het verwilderde riviersysteem reeds in een enigszins ingesneden en meanderend rivierstelsel.

Deze waarnemingen in de Noordoostpolder zijn geheel in overeenstemming met de resultaten van onderzoek elders in ons land (PONS en SCHELLING, 1951; SCHELLING, 1951).

Aan het einde van het Laatglaciaal vond de vorming van de rivierduinen plaats. Bij de wisselende afvoer en tengevolge van de insnijding lag een gedeelte van de rivierbeddingen droog. Het zand, dat niet door een vegetatie werd vastgehouden, stond aan verstuiving bloot. Langs de geulen werden zo op korte afstand min of meer parallel verlopende ruggen gevormd, die als rivierduinen mogen worden beschouwd. Mogelijk houdt de ligging van de rivierduinen ook verband met de aanwezigheid van een vegetatie langs het dal, die het zand vastlegde.

Dat men niet met de normale jongere-dekzandruggen, doch met uit lokaal materiaal opgebouwde rivierduinen te doen heeft, blijkt uit het sediment-petrologische en granulometrische onderzoek. Reeds op het eerste gezicht onderscheidt zich het zand van de rivierduinen van het egaal blonde jongere dekzand uit het Noorden van de polder door de aanwezigheid van vele donkere korrels, die het zand een bonte kleur, gelijkend op die van het fluviatiële Laagterras, verlenen.

Bij Grafhorst werd een monster van een rivierduin verzameld. Het door CROMMELIN (1943) verrichte mineralogische onderzoek is weergegeven in tabel 10, waarin tevens een monster Ramspolzand, afgezet door de IJssel in subrecente tijd, is opgenomen, dat eerst in hoofdstuk II zal worden besproken.

VEENENBOS (1950) vermeldde een sediment-petrologische analyse van een monster afkomstig uit een hoge zandrug langs het Kuinderdal bij

Baarloo. Het saussuriet-gehalte is o.i. te hoog om dit monster onder het dekzand met een associatie van de A-provincie te rangschikken, zoals VEENENBOS deed. Zeer waarschijnlijk heeft men ook hier met een rivierduin, opgebouwd uit lokaal uit de ondergrond verstoven zand te doen. Tabel 10 bevat ter vergelijking tevens een analyse van een monster dekzand en van een monster fluviatiel Laagterras.

TABEL 10. Mineralogische samenstelling van enkele monsters uit rivierduinen en van een monster Ramspolzand; (ter vergelijking zijn opgenomen een monster oud dekzand en een monster fluviatiel Laagterras).

Boring, ontsluiting	Toermalijn	Zirkoon	Granaat	Rutiel	Titaniet	Stauroliet	Distheen	Andalusiet	Sillimaniet	Epidoot	Saussuriet + Alteriet	Amfibool	Augiet	Hypersteen	Omschrijving en auteur
Boring, locality															Description and author
Baarloo	1	1	31	—	—	—	—	—	2	30	16	17	2	—	Rivierduin, VEENENBOS (1950)
Grafhorst	1	—	17	—	2	4	1	—	—	29	26	16	3	1	Rivierduin, CROMMELIN (1943)
Sectie P	—	1	5	—	—	2	—	—	—	32	23	20	14	3	Ramspolzand, idem.
(G 85); 6.80—7.00	1	1	57	1	—	4	—	—	—	26	5	5	—	—	Ouder dekzand, DE JONG en ZAND- STRA (1955)
(G 85); 12.00—13.50	2	—	4	—	—	3	2	1	—	17	50	20	1	—	Fluviatiel Laag- terras, idem.

TABLE 10. Mineralogical composition of two samples from a river dune and of one sample of the sand, deposited by the river Yssel in sub-recent time, compared with one sample of older cover sand and one sample of fluvial sand, dating from the Pleistocene A.

Uit tabel 10 volgt dat het zand van de rivierduinen een sterke overeenkomst vertoont met het fluviatiele Laagterras, zij het dat het soms betrekkelijk hoge granaat-gehalte op enige bijmenging van noordelijk materiaal zou kunnen wijzen.

De korrelgrootte van het zand uit de rivierduinen wijkt eveneens af van die van het jongere dekzand. In figuur 15 zijn enkele curven ingetekend, terwijl ter vergelijking de gemiddelde curven van ouder en jonger dekzand zijn opgenomen.

De datering van de rivierleem en de rivierduinen is in de eerste plaats gebaseerd op het palynologische onderzoek van een veenlaag, gelegen juist onder de leemlaag en de zandrug. In figuur 16 is de ligging van het geanalyseerde profiel aangegeven en in figuur 17 zijn de door FLORSCHÜTZ (7-12-1953 en 28-5-1954) samengestelde diagrammen opgenomen.

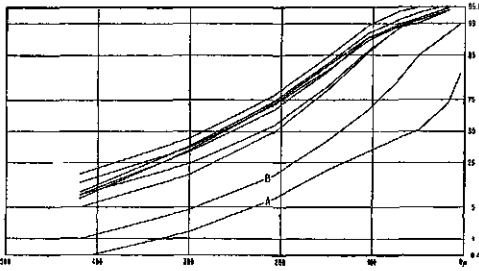


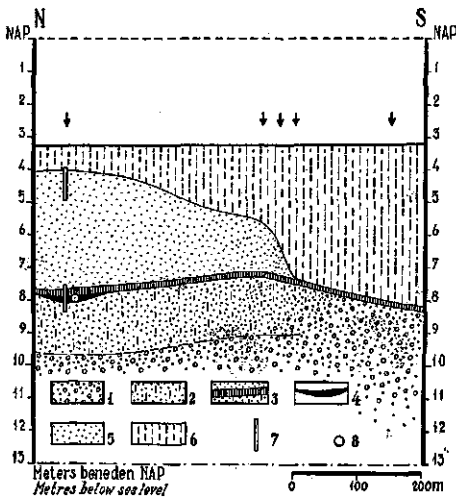
FIG. 15. Sommatiecurve van de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters uit de laatglaciale rivierduinen; (A = gemiddelde curve ouder dekzand, B = gemiddelde curve jonger dekzand).

Cumulative curves of the size frequency distribution of some samples from the Late Glacial wind-blown sand along the rivers; (A = average curve older cover sand, B = average curve younger cover sand).

De beide diagrammen sluiten met enige overlapping op elkaar aan en zijn afkomstig van boringen op kavel E 155. In het eerste profiel werd de veenlaag ter dikte van 7 cm zuiver aangetroffen; in de tweede boring ontbrak het veen, doch was de leemlaag beter ontwikkeld.

Naar aanleiding van diagram I merkte FLORSCHÜTZ (7-12-1953) op dat de onderste mildere tijd mogelijk die van de IVde fase van het Laatglaciaal vertegenwoordigde en de bovenste die van het Prae-boreaal.

Het tweede diagram liet volgens FLORSCHÜTZ (28-5-1954) evenmin een definitieve uitspraak toe.



1. fluviatiel Laagterras
fluviatile coarse sand
2. ouder dekzand
older cover sand
3. rivierleem
fluviatile loam
4. veenlaag
peat layer
5. rivierduin
river dune
6. holocene afzettingen
holocene deposits
7. palynologische analyse
palynological analysis
8. ^{14}C -datering
 ^{14}C -dating

FIG. 16. Profiel over een rivierduin in het Zuiden van de Noordoostpolder (kavel E 155).

Cross-section of a ridge of wind-blown sand (river dune) in the southern part of the North-Eastern Polder (parcel E 155).

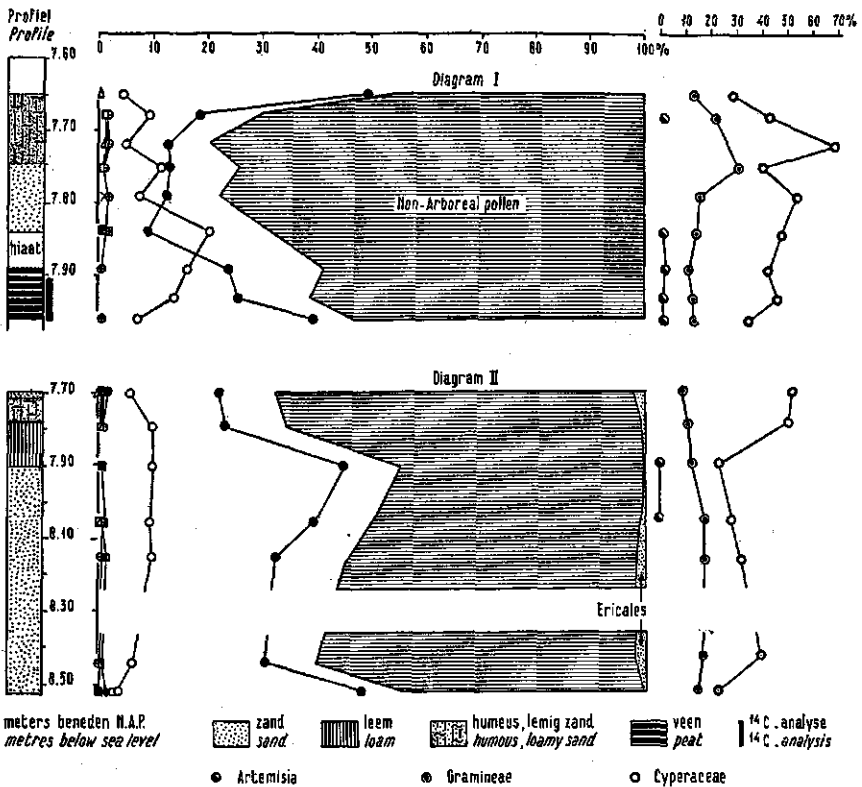


FIG. 17. Pollendiagrammen van het laatglaciale veen op kavel E 155.
Pollen-diagrams of the Late Glacial peat on parcel E 155.

Van het veen van diagram I werd door Prof. Dr. HL. DE VRIES de ouderdom bepaald met behulp van een ^{14}C -analyse. Het veen bleek 10500 ± 280 jaar oud te zijn (GRO 375). Hieruit mag dus wel worden geconcludeerd, dat de vorming van de veenlaag omstreeks de overgang van de IVde naar de Vde fase van het Laatglaciaal plaats vond, onmiddellijk gevolgd door de afzetting van de rivierleem. Het dekkende zand moet tijdens fase V en tijdens het Praeboreaal zijn afgezet. De palynologische gegevens stemmen met deze datering overeen.

Volgens PONS (1954) is de fluviatiele leemlaag in Oost-Nederland zeker prae-Allerød, doch op andere plaatsen kan deze leemlaag wel jonger zijn (SCHELLING, 1951).

De laatglaciale rivierleem is slechts op enkele plaatsen in het Zuiden van de polder aangetroffen, hetgeen wellicht ten dele samenhangt met het betrekkelijk geringe aantal nieuwe boringen. In de oude boringen, die in hoofdzaak voor bouwkundige doeleinden werden uitgevoerd, is aan het

voorkomen van deze rivierleem, die slechts in een enkele centimeters tot hoogstens 2 dm dikke laag voorkomt, niet voldoende aandacht besteed.

In sectie Q bedraagt de gemiddelde diepteligging van de leemlaag ongeveer 5.5 m - N.A.P. Naar het Westen neemt de diepte toe, zodat deze laag in de omgeving van Schokland op 7.5 à 8 m - N.A.P. ligt. Het verval bedraagt ongeveer 20 cm/km, doch dit bedrag mag geen aanspraak op grote nauwkeurigheid maken. De diepteligging van de laag varieert in de omgeving van een geul vrij sterk, daar de leem vooral op de flanken van de geul is afgezet.

Ook in de zuidelijke kom van het IJsselmeer is plaatselijk de aanwezigheid van een leemafzetting op het fluviatile Laagterras geconstateerd, doch de gegevens zijn nog te schaars om de verhangcurve van de pleistocene IJssel te kunnen construeren.

d. Het reliëf van het pleistocene oppervlak.

Tot slot van de behandeling van de pleistocene afzettingen zal bijlage 2 in het kort worden toegelicht.

Deze kaart, waaraan naar schatting 40.000 waarnemingen ten grondslag liggen, geeft aan de diepteligging van het pleistocene oppervlak ten opzichte van N.A.P. In het noordelijke gedeelte zijn de dieptelijnen met een interval van 0.5 m aangegeven; elders bedraagt dit interval 1 m. In het Zuiden zijn vele dieptelijnen met het oog op de schaal van de kaart weggelaten. Beneden 8 m - N.A.P. werden in het geheel geen dieptelijnen meer ingetekend. Het verloop van de diepste gedeelten werd met een streeplijn aangegeven. Ook rond de hoge zandruggen in het Zuiden zijn vele dieptelijnen niet ingetekend. De hoogste gedeelten van de zandruggen zijn met een aparte notatie aangeduid. Dat dit noodzakelijk was moge blijken uit het feit dat de hoogste zandrug aan de Zuidpunt van Schokland reikt tot 0.5 à 1 m - N.A.P. Ook de omstandigheid dat vele ruggen door abrasie sterk zijn afgevlakt, maakte het aangeven van alle dieptelijnen plaatselijk weinig zinvol.

Uit het kaartbeeld blijkt in de eerste plaats het grote verschil in patroon tussen het noordelijke en het zuidelijke gedeelte van de polder. In het Noorden helt het pleistocene oppervlak langzaam van het Noordoosten naar het Zuidwesten. Enkele hogere ruggen, bestaande uit jonger dekzand, verlenen wat reliëf. In dit gebied treft men slechts één geul aan, namelijk de voortzetting van de Kuinder. Deze geul verlaat de polder tussen Blankenham en Baarlo, doch keert hierin even ten Noorden van Vollenhove weer terug. Het gedeelte buiten de polder is door VEENENBOS (1950) en HAANS (1953) nader gelocaliseerd.

De geul van de Kuinder zet zich in de polder ten Noorden van het keileemgebied bij de Voorst een eindweegs naar het Westen voort, doch is op een gegeven plaats niet nader te vervolgen. Zodoende staat het niet vast of de geul in westelijke richting verloopt of naar het Zuiden ombuigt en zich verenigt met de geul, die als voortzetting van de Overijsselse Vecht mag worden beschouwd.

In het Zuiden van de polder is het pleistocene reliëf veel grilliger door

een drietal oorzaken, te weten de opduikingen van de keileem, de ingesneden geulen en de rivierduinen.

Aan het vaststellen van het verloop van de geulen waren grote moeilijkheden verbonden. In de eerste plaats zijn de geulen veelal smal zodat zij bij een net van 300 x 100 m vaak aan de waarnemingen ontsnapten. Voorts is de dikte van de holocene afzettingen zo groot, dat hand-sonderingen, het middel waarmee de verkenning van het pleistocene oppervlak plaats vond, in vele gevallen geen juist beeld konden geven van de diepteligging van het pleistocene oppervlak. De grootste moeilijkheden deden zich voor op die plaatsen, waar dikke zandlagen, zoals het Ramspolzand of het Urkzand nabij Urk en Tollebeek, aanwezig waren. Het in een nauw net doorboren van deze enkele meters dikke zandlagen stuit op grote bezwaren, terwijl hand-sonderingen in deze gevallen geheel onuitvoerbaar waren. De voornaamste complicatie is echter gelegen in het feit dat het reliëf van het maaiveld, door de nog niet voldoende gedifferentieerde inklinking, geen enkele steun bood bij het vaststellen van het verloop van de geulen, zulks in tegenstelling tot de normale situatie op het oude land. Zelfs luchtfoto's gaven veelal in het geheel geen aanwijzingen.

Het tot dusver vastgestelde patroon van de geulen wijst op een verwilderd rivierstelsel, dat echter tijdens het einde van het Laatglaciaal en in het begin van het Holoceen enigermate is ingesneden. De diepste gedeelten van de geulen reiken in het Oosten tot ongeveer 9 m - N.A.P., in het Westen tot ongeveer 15 m. Gerekend volgens het verloop van een der hoofdtakken daalt de geulbodem ongeveer 6 m over een afstand van 30 km, hetgeen een verval van ongeveer 20 cm/km betekent.

De eigenlijke geulen zijn veelal smal. Een breedte van 100 m is vrij normaal, doch op sommige plaatsen bedraagt de breedte slechts 50 m.

De geul die in het Zuidoosten van de polder de dijk kruist, mag worden gezien als de voortzetting van de Overijsselse Vecht. Iets meer naar het Westen voegt zich hierbij een geul, waarin men vermoedelijk de voortzetting van een van de IJsseltakken mag zien (KLAAR, 1951).

De belangrijkste takken van de IJssel liggen echter ten Zuiden van de dijk van de Noordoostpolder en verlopen door het Ketelmeer naar het Westen. Westelijk van Schokland valt een deel van het IJsselstelsel juist nog binnen de polder.

De voortzetting van de Vecht splitst zich bij Schokland in één tak die ten Zuiden van de keileemopduiking loopt en in één ten Noorden hiervan. Nog westelijker is het patroon vrij grillig. Een deel van het stelsel loopt tenslotte ten Noorden van Urk langs en een ander deel ten Zuiden van de keileemopduiking.

Tenslotte moge in dit verband niet onvermeld blijven dat het vaststellen van het verloop van de geulen hoofdzakelijk is geschied ten behoeve van de Bouwkundige Afdeling, voor het vaststellen van de benodigde lengte van de heipalen en de keuze van de gunstigste ligging van de bedrijfsgebouwen op de kavels.

HOOFDSTUK II

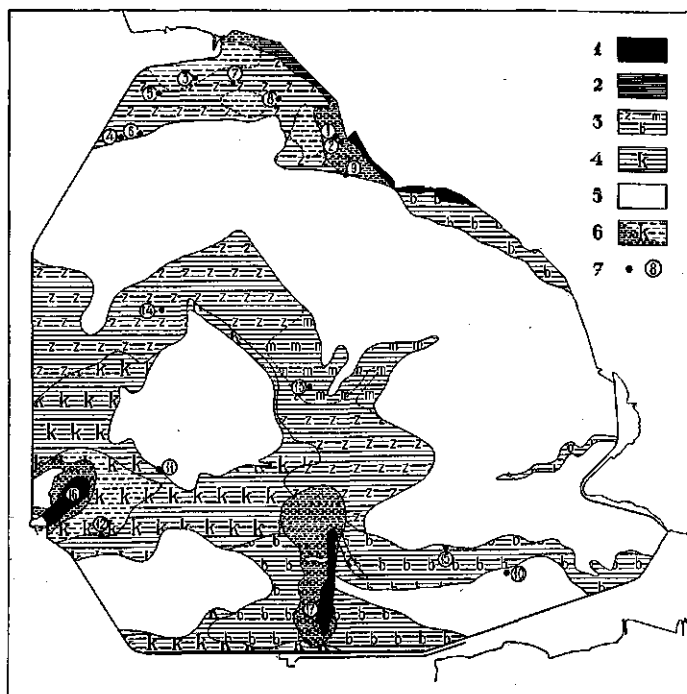
HOLOCENE SEDIMENTATIE, EROSIE EN RELIEFONTWIKKELING

§ 1. INLEIDING.

Voor de behandeling van de holocene afzettingen in de Noordoostpolder is het mogelijk de polder in te delen in een aantal gebieden, die ieder tijdens het Holoceen een min of meer eigen ontwikkeling hebben doorgemaakt. Zo begon bijvoorbeeld in het Noorden van de polder plaatselijk de veengroei reeds in het Praeboreaal en eindigde aldaar in de late Middeleeuwen, terwijl in het Zuidwesten de veenvorming eerst in het Atlanticum aanving en in het Subboreaal reeds haar einde vond, waarna subaquatische afzettingen de plaats van het weggeslagen veen innamen. Ook de omstandigheid dat de Unioklei en de Cardiumklei slechts in het Zuidwesten van de polder voorkomen maakt dat de ontwikkeling van dit gedeelte van de polder in belangrijke mate afwijkt van die van de rest van het gebied. MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) scheidten in hun publicatie over het Holoceen van de polder het noordoostelijke veengebied geheel van het zuidelijke en westelijke gebied.

Wanneer men de gebieden, waarin de polder aldus te verdelen valt, afzonderlijk bespreekt, dreigt het overzicht verloren te gaan. In dit hoofdstuk wordt derhalve vrijwel steeds een bepaalde tijd of fase als uitgangspunt van de behandeling gekozen, waarbij dan wordt nagegaan welk relief en welke sedimenten bij deze tijd of fase behoren en hoe de ontwikkeling in de verschillende delen van de polder is verlopen. Slechts in de beide laatste paragrafen worden enkele afzettingen die uit verschillende tijden en fasen dateren, als een eenheid behandeld.

Begonnen wordt met de bespreking van de veengroei en de aeolische sedimentatie van zand tijdens het Praeboreaal en het Boreaal. In het Atlanticum zette zich de veengroei in het Noorden van de polder ongestoord voort, terwijl in het Zuidwesten de veenvorming werd onderbroken of sterk werd beïnvloed door de afzetting van de Unioklei. Deze veengroei en de sedimentatie van de Unioklei worden, evenals de vorming van de oude detritus-gyttja in paragraaf 3 behandeld. In paragraaf 4 komen de subboreale veengroei en de afzetting van de Cardiumklei aan de orde. Het Subboreaal is echter de tijd waarin de veenafbraak de veenvorming reeds overheerste. De in de ontstane meren afgezette detritus-gyttja en dy worden eveneens in paragraaf 4 besproken. De paragrafen 5, 6 en 7 handelen elk



1. niet of slechts zeer lokaal geabradeerde veenprofielen; oligotrooph veen en kleidek veelal nog aanwezig
peat profiles not or only locally abraded; oligotrophic peat and clay layer preserved in most places
2. weinig geabradeerde veenprofielen; oligotrooph veen en kleidek nog slechts zeer plaatselijk aanwezig
peat profiles only slightly abraded; oligotrophic peat and clay layer preserved only in some places
3. nog slechts dunne veenlaag aanwezig, in hoofdzaak bestaande uit zeggeveen (z), broekveen (b) en veenmosveen (m)
preserved peat layer thin and mainly consisting of sedge peat (z), wood peat (b) and Sphagnum peat (m)
4. veenprofielen met lagen Unioklei
peat profiles with layers of Unio-clay
5. vrijwel geen veen gespaard gebleven
hardly any peat preserved
6. veenafbraak-gebieden, voorkomende binnen de onderscheidingen 2, 3 en 4
erosion-holes in the peat, occurring in the areas indicated by the hatchings 2, 3 and 4
7. palynologisch onderzochte en in de tekst besproken veenprofielen
peat profiles palynologically analyzed and discussed in the text

FIG. 18. Indeling van het veen naar de samenstelling en de mate van afbraak.
Composition and degree of erosion and abrasion of the peat.

over de afzettingen uit een bepaalde fase van de subatlantische wordingsgeschiedenis van de Zuiderzee. In de paragrafen 8 en 9 worden tenslotte de IJsseldelta en de verplaatste zanden van locale oorsprong behandeld.

Bij de behandeling van de veenvorming en de veenafbraak wordt herhaaldelijk verwezen naar figuur 18. Deze kaart geeft zeer globaal aan de mate van abrasie van de veenprofielen en de aard van het resterende veen. Uit de volgende paragrafen zal blijken dat van het eertijds dikke veenpakket in de Noordoostpolder vrijwel niets is overgebleven, zodat de reconstructie van de veenontwikkeling slechts zeer onvolledig kan zijn. In figuur 18 zijn tevens de plekken aangegeven waar monsters van het veen werden verzameld voor palynologisch onderzoek.

§ 2. HET PRAEBOREAAL EN HET BOREAAL.

1. De veenvorming.

In het Noorden van de polder loopt een zandrug die de secties A en K enigermate afscheidt van het overige deel van de polder. Het pleistocene zand vertoont hier slechts een geringe helling in westelijke richting, terwijl binnen dit gebied kleine depressies liggen, die op de kaart betreffende de diepteligging van het pleistocene oppervlak (bijlage 2) slechts zeer ten dele konden worden aangegeven.

In deze kommen begon de veengroei reeds in het Praeboreaal, zoals blijkt uit het pollendiagram van een veenlaag op kavel K 24. Dit diagram, samengesteld door FLORSCHÜTZ (3-4-1944), is weergegeven in figuur 19. De ligging van dit veenprofiel is aangegeven in figuur 18 (plek 1).

Het praeboreale veen bestaat, evenals het daarboven gelegen boreale pakket, uit riet-zeggeveen. De grens tussen het praeboreale en boreale veen kan in het diagram worden gelegd bij 3.6 m - N.A.P.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) publiceerden een diagram van een veenlaag van kavel K 25 (fig. 18, plek 2). De veengroei begon hier in het Boreaal op een diepte van 3.5 m - N.A.P.

Het boreale veen op de kavels K 24 en K 25 bestaat uit riet-zeggeveen of zeggeveen met resten van *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre*, *Cladium mariscus* en varens. In enkele profielen werden veel resten van *Hypnaceae* gevonden.

Het boreale veen reikt in beide profielen tot ongeveer 2.9 m - N.A.P. Bij de overgang naar het Atlanticum of even daarna veranderde de veengroei van karakter; er vormde zich oligotrooph veen. Op dit atlantische veen komen wij nader terug in paragraaf 3.

De aanvang van de veengroei in dit gedeelte van de polder werd voorts palynologisch bepaald in profielen van de kavels A 3, A 19, A 29, A 48, A 70, K 35 en L 41 (fig. 18, plekken 3, 4, 5, 6, 7, 8 en 9). Het diagram van het veenprofiel op A 70 werd reeds gepubliceerd door MULLER en VAN RAADSHOOVEN (diagram 1).

Hierbij viel steeds te constateren dat de veengroei in het Boreaal begon in de depressies van het pleistocene oppervlak. Over het algemeen is dit het geval op die plaatsen waar het pleistocene zand dieper dan 4 m - N.A.P. is

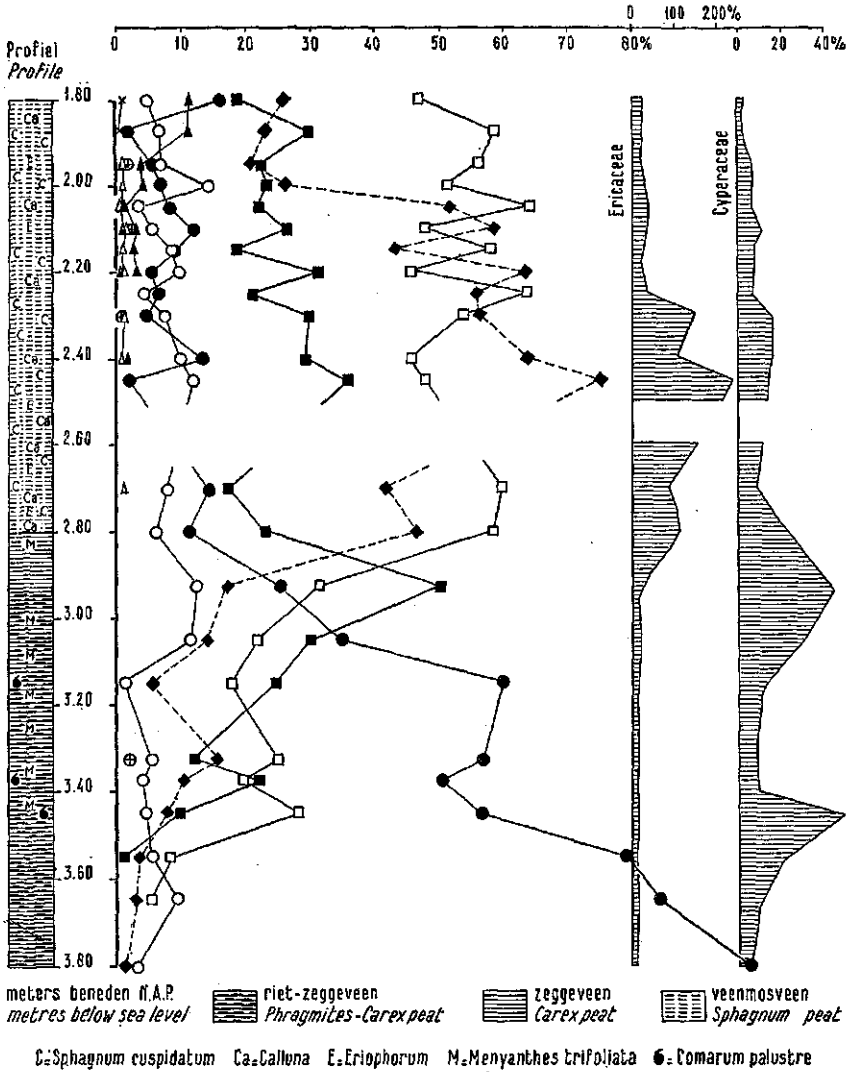


FIG. 19. Pollendiagram van een holoceen veenprofiel op kavel K 24.
Pollen-diagram of a holocene peat profile on parcel K 24.

gelegen. Daar waar het pleistocene zand ondieper ligt, trad de echte veengroei eerst in het Atlanticum op.

Bij de behandeling van de veenafbraak in de verschillende tijden en fasen zal blijken, dat aan de veengroei in dit gebied plaatselijk reeds in het Subboreaal een einde is gekomen. Langs de rand van sectie K vindt men echter nog subatlantisch veen, hetgeen blijkt uit het diagram van kavel K 24 (fig. 19); dit punt zal nog nader in paragraaf 5 worden besproken.

In het overige deel van de polder is vrijwel nimmer praeboreaal of boreaal veen aangetroffen. In het Zuiden begon de veengroei blijkens verschillende pollendiagrammen eerst in het Atlanticum. In de secties B, F, M, N, R en S is op het dekzand vrijwel nergens meer veen aanwezig (fig. 18), zodat niet is na te gaan in welke tijd de veengroei hier begonnen is. Uit hetgeen uit het Zuiden van de polder bekend is, mag men echter wel afleiden dat ook hier eerst in het Atlanticum van werkelijke veengroei sprake is geweest.

In het uiterste Zuidoosten van de polder is aan de rand van een der geulen nog boreaal veen op een diepte van 8.5 m - N.A.P. aangetroffen (figuur 18, plek 10).

VEENENBOS (1950) deelde mede dat ook in het randgebied van de polder de veenvorming op de laagst gelegen terreinen in het Boreaal aanving. Deze conclusie werd bevestigd bij het onderzoek van de veengroei in De Zeven Wouden (VEENENBOS, 1954). Ook daar begon de veenvorming langs de waterlopen en in plaatselijke terreindepressies in het Boreaal, waarna het veen zich in het Atlanticum over de hogere gronden uitbreidde.

Ook verschillende andere auteurs (o.a. FLORSCHÜTZ, 1941 b; VAN ZEIST, 1949—1950) constateerden dat het begin van de veenvorming in het aangrenzende deel van Friesland veelal uit het Boreaal of uit het begin van het Atlanticum dateert.

2. *Het jongere dekzand en het stuifzand langs de geulen.*

Uit het palynologische onderzoek van de monsters van het jongere dekzand in het Noorden van de polder meende FLORSCHÜTZ (1942—1955) vrijwel steeds te mogen concluderen dat een gedeelte van dit zand tijdens het Praeboreaal en soms ook nog tijdens het begin van het Boreaal werd afgezet.

Hoewel aan de interpretatie van palynologisch geanalyseerde zandpakketten vele moeilijkheden en onzekerheden kleven moet ons inziens dan ook zeker ernstig rekening worden gehouden met de mogelijkheid dat een deel van het jongere dekzand uit het Holoceen dateert.

Ook VEENENBOS (1954) komt, op grond van door FLORSCHÜTZ geanalyseerde en geïnterpreteerde diagrammen, tot de conclusie dat in De Zeven Wouden de sedimentatie van het locale jongere dekzand tot in het Praeboreaal en mogelijk zelfs tot in het Boreaal doorloopt.

Ter illustratie van het bovenstaande is in figuur 20 een diagram weergegeven dat door FLORSCHÜTZ (26-2-1953) is samengesteld en dat betrekking heeft op de zandlaag gelegen op het laatglaciale veen van kavel A 3. Als toelichting op dit diagram schreef FLORSCHÜTZ:

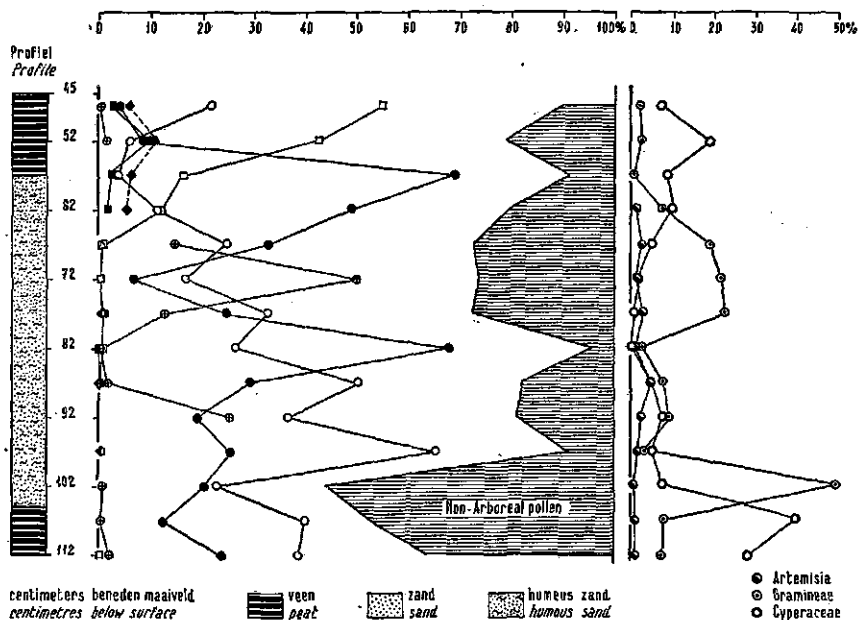


FIG. 20. Pollendiagram van een laag jonger dekzand op kavel A 3.
Pollen-diagram of a layer of younger cover sand on parcel A 3.

„De bovenste 2 spectra zijn onmiskenbaar atlantisch. De 2 daarop volgende, waarin *Pinus* overheerst, maar *Alnus* en *Corylus* niet onbelangrijk zijn, hebben een boreaal karakter. Indien de sedimentatie op deze plaats ononderbroken verliep, zouden praeboreale spectra daaraan vooraf moeten gaan. Dit schijnt inderdaad het geval: de spectra bij 62, 72, 77, 82, 87, 92 en 97 cm met percentages „non-arboreal” pollen, schommelend tussen 4 en 28, mogen geacht worden de pollenneerslag in de omgeving van sub-arctische bossen met reeds enkele thermophile elementen te weerspiegelen. Zij passen dus in het beeld, dat men zich gevormd heeft van de vegetatieomstandigheden in ons land in het begin van het Holoceen”.

„In het spectrum bij 102 cm is het „non-arboreal”-procent boven 50 gestegen en in de spectra bij 107 en 112 cm bereikt het respectievelijk 47 en 36. Men voelt neiging, deze spectra, waarvan het onderste uit de bovenste centimeter van het veen aan de basis afkomstig is, in de jongste fase (fase V) van het Laatglaciaal te plaatsen. De onderste decimeter van het dekzand zou hier dan nog dateren uit de pleistocene parklandschapstijd (de Vde fase van het Laatglaciaal), die aan het Praeboreaal voorafging”.

„De conclusie kan bezwaarlijk anders luiden, dan dat de bedoelde zandlaag in hoofdzaak in het Praeboreaal en het Boreaal ontstond”.

Ook de afzetting van de rivierduinen langs de geulen in het Zuiden van de polder kan nog ten dele uit het Praeboreaal en misschien zelfs nog uit

het Boreaal dateren. In één geval verrichtte FLORSCHÜTZ (28-5-1954) een analyse van zandmonsters uit een rivierduin. Het grootste gedeelte van het pakket bleek te weinig pollenkorrels te bevatten voor de samenstelling van spectra. Het diagram van de bovenste meter gaf volgens FLORSCHÜTZ in de onderste 60 cm een atlantische fase van de bosgeschiedenis weer en in de bovenste 40 cm een subboreale.

Gezien de fysisch-geografische gesteldheid van dit gedeelte van de polder tijdens het Holoceen is het echter wel onwaarschijnlijk dat tijdens het Atlanticum en het Subboreaal nog sedimentatie van zand door de wind vanuit de dalbodem van de geulen heeft plaats gevonden. Hoogstens kan nog van enige locale omwerking van het zand sprake zijn geweest.

Naar onze mening schuilen er in de interpretatie van pollendiagrammen afkomstig van aeolische zandafzettingen, grote onzekerheden, waarom wij dan ook aan dergelijke diagrammen slechts een beperkte betekenis toekennen.

§ 3. HET ATLANTICUM.

1. De veenvorming.

Bij de overgang van het Boreaal naar het Atlanticum maakte in het Noorden van de polder de groei van mesotrooph veen plaats voor die van oligotrooph veen (fig. 19). Op kavel K 24 vormde zich in het Atlanticum veen, dat hoofdzakelijk bestaat uit resten van *Sphagna cuspidata*, *Calluna* en *Eriophorum*.

Bij de datering van de veengroei met behulp van pollendiagrammen stuit men op het probleem van de grens tussen het Atlanticum en het Subboreaal. Als criteria worden veelal vermeld het begin van de continue *Fagus*-curve, het dalen van de curven van *Tilia* en *Ulmus* en het begin van de daling van de *Corylus*-lijn. Vooral de datering aan de hand van de *Corylus*-curve geeft aanleiding tot moeilijkheden, aangezien sommige onderzoekers geneigd zijn de gehele *Corylus*-boog als subboreaal te beschouwen en andere daarentegen slechts de dalende tak hiertoe willen rekenen. Een andere moeilijkheid is nog, dat in de oudere diagrammen *Corylus* en *Myrica* niet gescheiden werden, zodat in deze diagrammen aan het verloop van de *Corylus*-curve slechts een beperkte betekenis kan worden toegekend.

In het diagram van K 24 (fig. 19) legde FLORSCHÜTZ (3-4-1944) de grens Atlanticum-Subboreaal op 2.2 m - N.A.P. Het is echter ook wel mogelijk deze te verschuiven naar 2.5 m - N.A.P. Wanneer de gehele *Corylus*-boog tot het Subboreaal zou worden gerekend, zou de grens Atlanticum-Subboreaal ongeveer samenvallen met de grens Boreaal-Atlanticum, die immers algemeen wordt gelegd bij de kruising van de curven van *Pinus* en *Alnus*.

Bij Emmeloord treft men nog enig oligotrooph veen aan. Blijkens het palynologische onderzoek op de kavel G 106 (fig. 18, plek 13) begon de groei van dit oligotrophe veen in het Atlanticum. Ook in sectie M komen op enkele plaatsen nog dunne lagen atlantisch, oligotrooph veen in kleine kommen in het dekzand voor.

In het Westen van de polder wordt ten Noorden van het oude-zeeklei-gebied nog een laag zeggeveen op het dekzand gevonden, welke laag blijkens palynologisch onderzoek op de kavel C 108 (fig. 18, plek 14) in het Atlanticum gevormd werd. Het dekzand ligt daar op een diepte van 6.3 m - N.A.P. Het veen is geheel opgebouwd uit zeggeveen met vanaf 5.9 m veel zaden van *Menyanthes* en *Cladium mariscus*. Op een diepte van 5.9 m treft men voorts een hoog percentage *Pinus*-pollen aan, hetgeen zou kunnen wijzen op een invloed van de Unioklei-transgressie. *Fagus* ontbreekt nog geheel, terwijl de percentages van *Ulmus* en *Tilia* nog betrekkelijk hoog zijn. Het veen is dus in het begin van het Atlanticum gevormd. Van de gehele veenlaag, die hier vermoedelijk wel 5 à 6 m dik is geweest, resteert nog slechts 70 cm.

Tijdens de overgang van het Boreaal naar het Atlanticum, welke overgang wij plaats omstreeks 5500 v. Chr., stond de zeespiegel op 16 à 18 m - N.A.P. (BENNEMA, 1954 a). Uit de diepteligging t.o.v. N.A.P. van het pleistocene zand in de zuidelijke kom van het IJsselmeer volgt, dat de zee toen niet ver meer van de huidige westelijke oever van het IJsselmeer verwijderd was. Houdt men voorts rekening met een verval van bijvoorbeeld 20 cm per km voor het afwateringsstelsel, dan mag hieruit worden afgeleid, dat in het Zuiden van de polder de waterstand bij het begin van het Atlanticum 8 à 10 m - N.A.P. bedroeg. Dit wil dus zeggen dat in deze tijd de omstandigheden gunstig werden voor de veengroei.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN beschreven een palynologisch bewerkt veenprofiel van kavel H 63 (fig. 18, plek 11). Het veen begint hier op een diepte van 9 m - N.A.P. op de zandondergrond als broekveen, dat op een diepte van 8.9 m overgaat in zeggeveen met resten van *Hypnaceae*, *Filices* en *Nymphaea*. Het pollendiagram (gepubliceerd als diagram 3) geeft aan, dat de veengroei eerst in het Atlanticum is begonnen. De onderste spectra zijn echter moeilijk te interpreteren, daar het elzenbroekveen in het diagram een overheersen van *Alnus* ten opzichte van *Pinus* kan hebben veroorzaakt. Indien in plaats van elzenbroekveen zeggeveen was aangetroffen zou men, op grond van de andere componenten, juist in dit onderste veen de kruising van de *Pinus*-lijn met die van *Alnus* mogen verwachten. Met enig voorbehoud zou dus het begin van de veengroei hier geplaatst kunnen worden tijdens de overgang van het Boreaal naar het Atlanticum. In het diagram van kavel H 63 volgt op 8 m - N.A.P. de oude zeeklei, die hier reikt tot 5.5 m - N.A.P.

Uit de door POLAK (1936) gepubliceerde diagrammen van Schokland volgt, dat ook daar de veengroei in het Atlanticum aanving.

Gedurende het grootste gedeelte van het Atlanticum stond de veengroei in het Zuidwesten van de polder onder invloed van de nabijheid van het zwak-brakke water, waarin de Unioklei tot afzetting kwam. Zelfs werd de veenvorming in een betrekkelijk groot gebied tijdens de Unioklei-fase onderbroken door de sedimentatie van de Unioklei.

In het Zuiden en Zuidoosten van de polder vormde zich tijdens het Atlanticum veel broekveen, hetgeen samenhangt met de aanvoer van

voedselrijk water door de geulen. Op enige afstand van deze geulen groeide echter zeggeveen. Zo ziet men op het dekzand op kavel Q 53 (fig. 18, plek 15) atlantisch zeggeveen aanwezig (fig. 31).

Op de Unioklei in het centrale gebied is geen autochthoon veen aanwezig. De aard van de bovenste laag van de klei maakt het echter waarschijnlijk, dat de hoogste gedeelten wel door veen bedekt zijn geweest. Dit veen is echter in het Subboreaal en het Subatlanticum geheel verdwenen. Dicht bij het centrale gebied zijn enkele veenlagen op de Unioklei palynologisch geanalyseerd. Deze diagrammen worden behandeld bij de beschouwingen over de datering van de Unioklei.

2. De Unioklei.

In het Zuidwesten van de polder komt de oude zeelei voor. Deze klei bevat, vooral in de onderste lagen, veel exemplaren van *Unio timidus* RETZ, een zoetwatermossel, zodat MULLER en VAN RAADSHOOVEN aan deze afzetting de naam Unioklei gaven. Het voorkomen van deze Unioklei is in figuur 21 aangegeven.

1. Unioklei-gebied in sectie H en omgeving
Unio-clay area in section H and environments
2. Unioklei plaatselijk aanwezig als een kleilaag in het veen of als opvulling van van kreken en geulen
Unio-clay only locally present as a clay layer in the peat or as the filling of creeks and channels
3. Unioklei in hoge oeverstroken langs de geulen
Unio-clay in high-lying ridges (levees) along the channels
4. zandwal
sand ridge

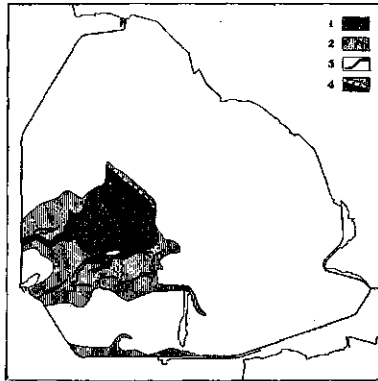


FIG. 21. De verbreiding van de Unioklei.
The distribution of the Unio-clay.

a. De sedimentatie van de Unioklei.

Toen in het Westen van ons land de oud-holocene wadafzettingen en de oude zeelei werden gevormd, drong het slibrijke water door de getijbeweging het geulenstelsel, dat zich vanuit het Zuiden van de polder in westelijke richting uitstreckte, ver binnen. In en langs de geulen zette zich klei af.

De belangrijkste aanvoergeul bevond zich ten Noorden van Urk. Vanuit deze geul vormde zich in sectie H een aaneengesloten pakket Unioklei. Het profiel dwars door dit gebied (fig. 22) geeft aan, dat de klei hier een dikte van ongeveer 2 m en plaatselijk een niveau van ongeveer 4.5 m -N.A.P. bereikte.

De Unioklei ligt grotendeels direct op het pleistocene zand. Het reeds op het zand gevormde veen is bij de transgressie vrijwel geheel opgeruimd.

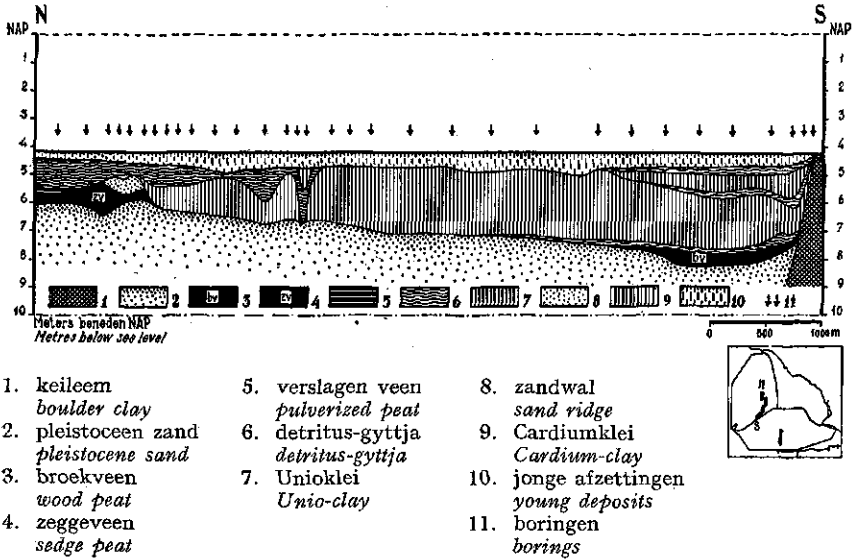


FIG. 22. Profiel door het Unioklei-gebied in de secties G en H.
Cross-section of the Unio-clay area in the sections G and H.

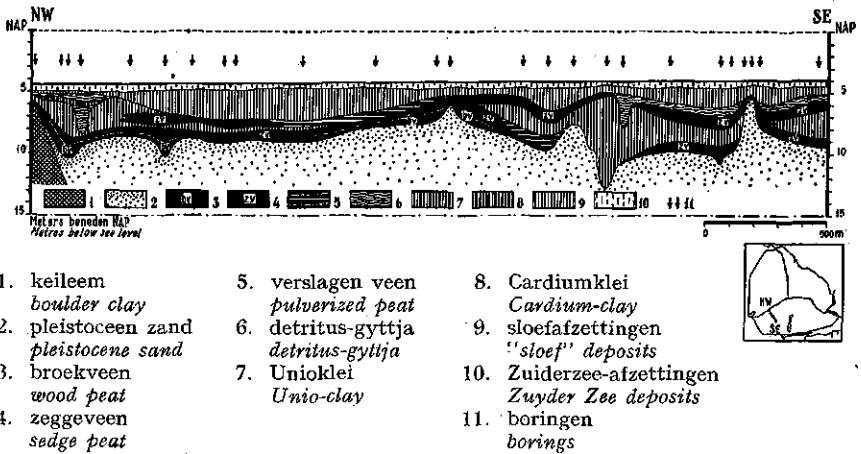


FIG. 23. Profiel door sectie J met Unioklei in en langs de geulen.
Cross-section of section J with Unio-clay in and along the channels.

Zelfs is het pleistocene zand enigermate geabradeerd, waarna het opgewoelde zand weer is afgezet als een zandwal, liggende op het nog aanwezige veenpakket. Figuur 21 geeft het verloop van de zandwal aan, terwijl in figuur 22 een doorsnede is weergegeven.

Op luchtfoto's van dit Unioklei-gebied is vaag een krekensstelsel te herkennen. Bij een nader onderzoek is gebleken dat onder de jonge afzettingen een vrij sterk vertakt stelsel van kreekjes aanwezig is, van waaruit de Unioklei is afgezet. Zeer globaal is in figuur 21 het verloop van enkele van de belangrijkste krekken aangegeven. Zij zijn grotendeels met detritusgyttja of verslagen veen opgevuld en hebben bij de Cardiumklei-transgressie veelal opnieuw als toevoergeulen gediend.

Blijkens de opbouw van het profiel is de Unioklei in sectie H aanvankelijk grotendeels onder water afgezet. Naarmate de opslibbing vorderde verkreeg dit gebied meer het karakter van een schor- of gorsgebied. Het bovenste gedeelte van de klei bevat veel plantenresten, vooral van riet. Zeer waarschijnlijk was het terrein reeds geheel of grotendeels begroeid vóór de afzetting van de klei beëindigd was.

Behalve door de geul ten Noorden van Urk is de Unioklei ook via de geul ten Zuiden van dit eiland het gebied van de huidige Noordoostpolder binnengedrongen. De Unioklei blijft in het zuidelijke gedeelte van de polder echter veelal beperkt tot de geulen en hun naaste omgeving. Langs de geulen treft men betrekkelijk smalle oeverstroken aan, waar de klei tot een niveau van ongeveer 4.5 m - N.A.P. is opgeslibd.

In de gebieden tussen de geulen heeft zich de veengroei kunnen handhaven, al stond zij wel geheel onder invloed van de afzetting van deze klei en al treft men in het veen vele kleilagen aan. Een profiel, weergegeven in figuur 23, geeft een beeld van het voorkomen van de Unioklei in en langs de geulen en van de gecompliceerde profielopbouw in dit gedeelte van de polder.

Het gebied waar in het veen kleilagen zijn aangetroffen, is in figuur 21 nader begrensd. Tevens is binnen dit gebied aangegeven waar de Unioklei in hoge ruggen langs de geulen voorkomt. Uit deze kaart blijkt, dat tot zelfs ten Oosten van Schokland Unioklei in de geulen aanwezig is.

Ook in de belangrijke geul ten Zuiden van Schokland is Unioklei aangetroffen. De klei blijft ook hier echter geheel beperkt tot de geul zelfde.

b. De facies van de Unioklei.

De aanwezigheid van *Unio timidus* in de klei wijst er reeds op, dat het zoutgehalte van het water, waarin de klei tot afzetting kwam, niet hoog kan zijn geweest. Behalve *Unio timidus* treft men, hoewel schaars, ook aan *Bithynia tentaculata* en *Valvata piscinalis*.

VAN VOORTHUYSEN (1951) onderzocht enkele monsters van de Unioklei op foraminiferen. Op kavel H 96 bleken in de onderste 40 cm (8.1 - 7.7 m - N.A.P.) van de Unioklei in het geheel geen foraminiferen aanwezig te zijn. In het daarboven (tussen 7.5 en 5.8 m) gelegen gedeelte kwamen de soorten *Streblus beccarii*, *Elphidium excavatum*, *Nonion depressulus*, *Trochammina*

spec.div. en *Haplophragmoides* voor, benevens enkele andere soorten in gering aantal.

Dit foraminiferen-gezelschap wijst volgens VAN VOORTHUYSEN op een mesohalien milieu met ondiep water. Het chloorgehalte (uitgedrukt in g Cl-ionen per 100 g water) bedroeg vermoedelijk 0.28—0.50 %. Vanaf 5.8 m nam het aandeel van *Streblus beccarii* sterk toe, hetgeen vooral zou wijzen op een betere zuurstofvoorziening in het milieu. Het onderste gedeelte van de Unioklei zou zijn afgezet in een milieu met een laag zuurstofgehalte en met veel toevoer van organisch materiaal.

Door MIDDELHOEK werden de ostracoden en diatomeeën van de Unioklei onderzocht (MIDDELHOEK and WIGGERS, 1953). Bij dit onderzoek bleek, dat het milieu tijdens de afzetting van de klei in hoofdzaak oligohalien tot zwak mesohalien is geweest. Uit de diatomeeën meende MIDDELHOEK te mogen afleiden dat het chloorgehalte niet meer dan 0.15 à 0.30 % heeft bedragen.

Aangezien in de Unioklei zoetwatermollusken voorkomen die in de Zuiderzee vóór de afsluiting niet of slechts zeer zelden werden aangetroffen, ook niet in het oostelijke, zoetere deel daarvan, moet het zoutgehalte tijdens de vorming van de Unioklei wel lager geweest zijn dan in de Zuiderzee. De door VAN VOORTHUYSEN opgegeven waarden komen overeen met die van het oostelijke deel van de Zuiderzee vóór de afsluiting. Wij menen dan ook dat de door VAN VOORTHUYSEN geschatte chloorgehalten iets te hoog zijn en taxeren dit gehalte op hoogstens 0.30 %.

De Unioklei is veelal als een zware klei ontwikkeld. De lutumgehalten variëren van 5 tot 50 %; het gemiddelde gehalte in 60 monsters bedraagt ongeveer 25 %. De verhouding tussen het lutumgehalte (gehalte aan deeltjes $< 2 \mu$) en het slibgehalte (gehalte aan deeltjes $< 16 \mu$) is iets lager dan in vol-mariene afzettingen en bedraagt gemiddeld ongeveer 60 %. Op deze verhouding wordt in hoofdstuk III uitvoerig ingegaan.

Het gehalte aan koolzure kalk vertoont grote variatie. Gehalten van 8 à 13 % komen veelvuldig voor, doch in de bovenste lagen bevat de klei in de regel in het geheel geen koolzure kalk. De klei is dan veelal sterk doorgroeid met riet; het verlies aan koolzure kalk houdt verband met de hoge ligging en de rietbegroeiing. Na de drooglegging van de polder is door de oxydatie van de zwavelverbindingen in de bovenste, grotendeels of geheel ontkalkte lagen een sterke daling van de pH opgetreden, zodat pH's van 2 à 3 werden aangetroffen. Men vindt deze zure gronden van de Unioklei juist daar, waar deze tot een hoog niveau is opgeslibd, zodat de zure klei op verschillende plaatsen op geringe diepte onder het maaiveld wordt aangetroffen.

Het humusgehalte van de klei wisselt vrij sterk. In de bovenste, sterk doorgroeide lagen komen humusgehalten van 15 à 20 % voor; in de diepere lagen bedraagt dit gehalte veelal niet meer dan 5 à 10 %.

Typische modderklei, gedefinieerd als een van nature slappe, koolzurekalkloze en humusrijke afzetting van de oude zeeklei, komt in de Noord-oostpolder slechts daar voor, waar de Unioklei in het veen uitwigt. Omtrent

de eigenschappen van deze, veelal betrekkelijk dunne en diep gelegen kleilagen zijn weinig gegevens verzameld.

Tijdens de afzetting van de Unioklei moet ook de IJssel sediment hebben aangevoerd. Ten Zuiden van Kampen ligt langs deze rivier een vrij brede strook rivierklei, die wellicht ten dele uit het Atlanticum dateert. Van enige afzetting van rivierklei binnen het Noordoostpoldergebied is echter nimmer iets gebleken. Indien in het Zuiden of Zuidoosten van de polder nog rivierklei op het veen of in de geulen mocht zijn afgezet, dan is deze klei tijdens de latere afbraak van het landschap geheel verdwenen.

c. De datering van de Unioklei.

De veenlagen onder de Unioklei bezitten een oud-atlantische ouderdom, zodat de aanvang van de afzetting van de Unioklei in het begin van het Atlanticum geplaatst moet worden. Een nadere detaillering is nauwelijks mogelijk. De rijzing van de zeespiegel verliep in het Atlanticum zo snel dat ook uit de diepteligging van de Unioklei weinig valt af te leiden omtrent de ouderdom van de onderste lagen. Bovendien is de Unioklei grotendeels onder water afgezet, terwijl niet bekend is hoe groot de waterdiepte is geweest.

Het einde van de afzetting van de Unioklei kan enigermate worden afgeleid uit het palynologische onderzoek van enige veenlagen op deze oude zeelei. Ook hier moet men echter voorzichtig zijn met het trekken van conclusies. Uit het onderzoek in de Noordoostpolder en in het IJsselmeer is komen vast te staan dat de veengroei aan de randen van het oude-zeeleigebied eerder begonnen is dan op de hoger opgeslibde gedeelten. Men ziet kleilagen in het veen op verschillende niveau's uitwiggen.

Op de Unioklei is, waar deze het hoogste ligt, geen veen meer aanwezig. Dicht bij het centrale gebied zijn echter enkele profielen palynologisch geanalyseerd. MULLER en VAN RAADSHOOVEN publiceerden een diagram van een veenlaag op kavel H 46 (fig. 18, plek 11). De Unioklei reikt hier tot 5.5 m - N.A.P. Het overheersen van *Alnus* in het elzenbroekveen op de klei maakt de interpretatie van het diagram enigermate onzeker. Het *Corylus*-percentage is nog laag, zodat we mogen aannemen dat het einde van de afzetting nog in het Atlanticum valt. Op kavel E 7 (fig. 18, plek 12) begon de veengroei op de klei reeds op een diepte van 6.4 m - N.A.P. Ook hier treft men in de onderste veenlagen spectra aan die wijzen op een jong-atlantische ouderdom.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN plaatsten zowel de afzetting van de Unioklei als die van de in paragraaf 4 te behandelen Cardiumklei in het Atlanticum en veronderstelden de aanwezigheid van een kleine midden-atlantische regressie tussen de sedimentatie van deze kleilagen. Deze opvatting heeft snel ingang gevonden in de Nederlandse literatuur, doch is, zoals later zal worden aangetoond, onjuist (MIDDELHOEK and WIGGERS, 1953; BENNEMA, 1954 a; ZWILLENBERG und HENDRIKS, 1954).

3. *De oude detritus-gyttja.*

Tot de afzettingen uit het Atlanticum behoort ook de oude detritus-gyttja.

Tijdens het Atlanticum groeide het veen in het Zuiden van de polder met de rijzing van de zeespiegel en dus met de stijging van het water in de afvoergeulen mee omhoog. In deze geulen in het veenlandschap kwam de oude detritus-gyttja tot afzetting. Indien in de geulen tevens Unioklei aanwezig is, ligt het grootste gedeelte van deze oude detritus-gyttja vrijwel steeds op deze klei.

Op de aard van dit sediment, dat in eigenschappen sterk gelijkt op de jonge detritus-gyttja, wordt in paragraaf 4 uitvoerig ingegaan.

Hier zij slechts vermeld dat de oude detritus-gyttja veelal gelegen is onder de Cardiumklei of onder een daarmee synchrone afzetting. Aangezien de Cardiumklei in ons gebied uit het Subboreaale dateert, moet de afzetting van de detritus-gyttja in het Atlanticum en in het begin van het Subboreaale worden geplaatst.

Het palynologische onderzoek van deze oude detritus-gyttja op de kavels J 78 en Q 74 (fig. 29 en 30) heeft tot dezelfde conclusies geleid.

§ 4. HET SUBBOREAAL EN HET SUBATLANTICUM TOT HET BEGIN VAN ONZE JAARTELLING.

1. *De veenvorming.*

In het Noorden van de polder zette zich tijdens het Subboreaale de vorming van oligotrooph veen ongestoord voort. In het profiel van kavel K 24 (fig. 19) mag het subboreale-subatlantische niveau worden gelegd op een diepte van 1.9 à 2.0 m - N.A.P.

Het subboreale oude veenmosveen heeft zich over het gehele Noorden van de polder uitgestrekt, waarbij ook de hoge zandruggen geleidelijk door veen werden overdekt. Uit de aanwezigheid van heidepodsol-profielen op de hoogste gedeelten van de zandruggen mag men wellicht afleiden dat deze koppen eerst in de loop van het Subboreaale door veen werden overdekt. Hieromtrent kan men nauwelijks enige zekerheid verkrijgen, daar de veenlaag en het bodemprofiel op de meeste plaatsen grotendeels of geheel zijn geabradeerd.

De vondsten uit het Neolithicum, het Aeneolithicum en de Bronstijd in de secties M en L wijzen er op dat hier het zandlandschap plaatselijk eerst na de Bronstijd door veen overdekt werd. De abrasie heeft echter tot gevolg gehad dat de vondsten thans op een onthoofde dekzandrug liggen, zodat naar de aanvang van de veengroei geen nader onderzoek kon worden ingesteld.

De veengroei in het Subboreaale is voor het grootste gedeelte van de polder nauwelijks meer te reconstrueren. De veenaafbraak in latere tijd is zo intensief geweest, dat zelfs het atlantische veen grotendeels is verdwenen. Dit blijkt reeds hieruit, dat, terwijl de subboreale veenlagen blijkens het onderzoek op Urk en Schokland en in het Noordoosten van de polder ongeveer tussen 2 en 3.5 m - N.A.P. hebben gelegen, de bovenkant van

het veen in de Noordoostpolder thans over het algemeen tot slechts 4 à 5 m - N.A.P. reikt.

Het is echter wel waarschijnlijk dat in het begin van het Subboreaal vrijwel de gehele polder een veenlandschap vormde en dat een groot gedeelte van het veen tot het mesotrophe en oligotrophe type behoorde. Slechts langs de geulen in het Zuiden van de polder zal een betrekkelijk smalle strook eutrooph veen aanwezig zijn geweest.

Behalve het subboreale veen in het Noordoosten van de polder, is nog slechts bij Urk en Schokland veen uit deze tijd gespaard gebleven. MULLER en VAN RAADSHOOVEN beschouwden de pollendiagrammen van de veenlagen bij Urk en Schokland reeds uitvoerig in hun publicatie. Wij menen deze diagrammen echter enigszins anders te moeten interpreteren en wel zo, dat de grens Atlanticum-Subboreaal ongeveer samenvalt met de overgang van het mesotrophe zeggeveen naar het oligotrophe veenmosveen. In het diagram van Schokland ziet men bij deze overgang het begin van een continue Fagus-curve en het uit elkaar gaan van de curve van *Alnus* en van het *Quercetum mixtum*. In het profiel bij Urk komt in het oligotrophe veen *Carpinus* voor, terwijl de *Corylus*-curve bij het begin van de oligotrophe veenlaag reeds een dalende tendens vertoont.

Uit deze diagrammen van Urk en Schokland volgt dus dat in het begin van het Subboreaal ook in het Zuiden van de polder groei van oligotrooph veen plaats vond.

De beide genoemde gebieden bieden echter te weinig steun om de veengroei in het Subboreaal in het gehele zuidelijke gedeelte van de polder in detail te kunnen reconstrueren.

In het oligotrophe veenpakket bij Urk en Schokland komt veelal een duidelijke band van mesotrooph of eutrooph veen voor. Zoals nader zal worden aangetoond, vond de vorming van deze laag gelijktijdig met de afzetting van de Cardiumklei plaats.

Na deze veenvorming onder eu- of mesotrophe omstandigheden vond opnieuw groei van oligotrooph veen plaats, die voortduurde tot of tot in het Subatlanticum.

De allerhoogste gedeelten van de zandruggen in het Zuiden van de polder zijn zeer waarschijnlijk eerst tijdens het laatste gedeelte van het Subboreaal door veen overgroeid. Mogelijk is de zandrug aan de Zuidpunt van Schokland nimmer geheel door veen overdekt geweest.

2. De Cardiumklei.

In het Westen van de polder komt ten dele op, ten dele naast de Unioklei een tweede kleiafzetting voor, die door MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) Cardiumklei werd genoemd, wegens het voorkomen van vele exemplaren van *Cardium edule* LINN.

De begrenzing van de Cardiumklei is aangegeven in figuur 24. Uit deze kaart valt af te lezen dat de Cardiumklei de polder uitsluitend is binnengedrongen via de geul ten Noorden van Urk. Vanuit deze geul heeft de klei zich afgezet in een aaneengesloten pakket, dat de Unioklei nog ten dele

1. Cardiumklei-gebied
Cardium-clay area
2. Cardiumklei in en langs
geulen aanwezig
*Cardium-clay in and along the
channels*
3. schelpen van *Cardium edule*
aanwezig aan de basis van
jonge detritus-gyttja op plei-
stocceen zand (P), Unio-
klei (U), veen of verslagen
veen (V) of oude detritus-
gyttja (D)
*shells of Cardium edule under-
lying young detritus-gyttja and
overlying pleistocene sand (P),
Unio-clay (U), peat or pul-
verized peat (V) or old detritus-
gyttja (D)*
4. kleirijk rietveen uit Cardium-
klei-fase nog aanwezig
*clayey reed peat, dating from
the Cardium-clay phase, still
present*
5. zandplaat in sectie 0
sand deposit in section 0
6. dy
"dy"
7. ^{14}C -datering
 ^{14}C -dating

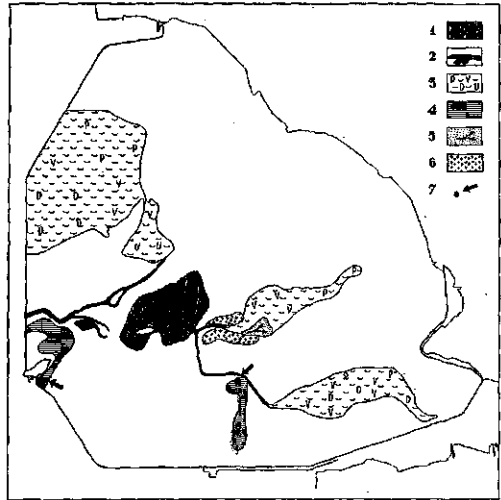


FIG. 24. De verbreiding van de Cardiumklei en van de direct met de Cardiumklei-transgressie verbonden verschijnselen.

The distribution of the Cardium-clay and of the phenomena, connected with the Cardium-clay transgression.

overdekt (fig. 21). In enkele van de geulen is de Cardiumklei ver naar het Oosten doorgedrongen; tot ten Oosten van Schokland vindt men deze klei aanwezig.

De transgressie heeft in een groot gedeelte van de polder zijn invloed doen gelden. Zo heeft deze de afbraak van het veengebied plaatselijk veroorzaakt en elders in belangrijke mate versterkt, hetgeen in deze paragraaf nader wordt aangetoond.

a. De sedimentatie van de Cardiumklei.

De Cardiumklei-transgressie openbaarde zich in de geulen allereerst in de afzetting van de Cardiumdetritus. Dit sediment met vele tweekleppige exemplaren van *Cardium* werd door MULLER en VAN RAADSHOOVEN beschreven en benoemd. Men moet deze Cardiumdetritus opvatten als een afzetting ten dele bestaande uit omgewerkte en met mariene schelpen vermengde oude detritus-gyttja, ten dele uit verslagen veen, afkomstig van de veenaafbraak ten gevolge van de transgressie, ten dele ook als een sediment, dat gevormd werd juist vóór de afzetting van de klei en vermoedelijk reeds onder invloed van de sedimentatie van de klei verder westelijk.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN legden sterk de nadruk op het plotse-linge, catastrophale karakter van de Cardiumklei-transgressie. Plaatselijk is men inderdaad geneigd te spreken van een inbraak van de zee. Elders

kan van een meer geleidelijke verandering worden gesproken. Ook ZWILLENBERG en HENDRIKS (1954) vonden in Waterland geen aanwijzingen voor een plotselinge inbraak van de zee.

De Cardiumklei kwam de Noordoostpolder binnen door de geul ten Noorden van Urk. Op een enkele plaats heeft de klei zich buiten de geul uitgebreid vóór het grote kleibekken werd bereikt. De grote verbreiding van de klei ligt in de secties H en J, globaal gesproken ten Noorden van de keileemkop van Urkervaart.

De grote toevoergeul in het Unioklei-gebied heeft ook weer gediend voor de aanvoer van de Cardiumklei. In deze kreek vindt men plaatselijk nog een dunne laag Cardiumklei aanwezig. Op de Unioklei zelf vindt men slechts een dunne laag detritus-gyttja met daarin enkele schelpen van *Cardium edule*. Het is zeer goed mogelijk en ook wel waarschijnlijk dat het gehele of vrijwel het gehele Unioklei-gebied door een dunne laag Cardiumklei is overdekt geweest, welke laag door latere erosie is verdwenen.

De Cardiumklei zet zich vanuit het eigenlijke bekken in een geul in zuidoostelijke richting voort tot ten Oosten van Schokland. In de overige geulen in de polder komt op slechts enkele plaatsen nog enige Cardiumklei voor.

Van veel betekenis is het voorkomen van schelpen van *Cardium* in het Noordwesten van de polder en in de secties O, Q en T.

In het Noordwesten van de polder vindt men, verspreid over een betrekkelijk groot gebied, schelpen van *Cardium edule* in de ondergrond aanwezig. Op dit verschijnsel werd reeds door MULLER en VAN RAADSHOOVEN gewezen, die veronderstelden, dat in dit gebied eertijds een laag Cardiumklei heeft gelegen, die door erosie is verdwenen. Bij het gedetailleerde onderzoek, dat later door ons is ingesteld, is echter nimmer een spoor van deze Cardiumklei aangetroffen. Wij zijn derhalve van mening dat de schelpen niet uit een geheel weggeslagen kleilaag afkomstig zijn, doch dat deze vanuit het Westen zijn aangevoerd en in een reeds bestaand meer op de bodem zijn afgezet. De schelpen, die vaak tweekleppig zijn, liggen ten dele op en in detritus-gyttja, ten dele op veen en verslagen veen en ten dele op pleistocene zand (fig. 24).

In het aangrenzende gedeelte van het IJsselmeer zijn niet voldoende boringen verricht om te kunnen nagaan, hoe de verbreiding van de Cardiumklei of van de schelpen van *Cardium edule* in dit gedeelte van de Zuiderzee is geweest. Aan een enkele boring heeft men bij dit onderzoek te weinig steun. Herhaaldelijk moesten in de Noordoostpolder vele vierkante decimeters in het profiel horizontaal worden afgestoken om een enkele *Cardium* of soms slechts een afdruk van een *Cardium* te vinden. Waar de schelpen op veen zijn afgezet, zijn deze namelijk geheel of practisch geheel opgelost.

In het Zuidoosten van de polder komt langs de geulen een zône voor, waar op het veen, op de oude detritus-gyttja of direct op het pleistocene zand verspreid schelpen van *Cardium* zijn gevonden. In figuur 24 is het betreffende gebied aangegeven, terwijl in figuur 28 de ligging van de schelpen in een profiel is weergegeven. Gezien de breedte van de zône met schelpen van *Cardium* en de ligging van deze schelpen direct op het veen of het

pleistocene zand staat het wel vast, dat reeds vóór de *Cardium*schelpen werden aangevoerd, afslag van het veen had plaats gevonden, zodat reeds meren van enige omvang waren ontstaan. Hierop wijst ook het voorkomen van enkele schelpen van *Cardium* in een zandlaag bij het keileemgebied van de Voorst.

Ook in sectie O vindt men een gebied, waar plaatselijk exemplaren van *Cardium edule* zijn gevonden, hetzij op het resterende veen, hetzij direct op pleistoceen zand. Ook voor dit gebied nemen wij aan dat de afbraak van het veenlandschap al enige voortgang had gemaakt, vóór in het begin van het Subboreaal de *Cardium*klei-transgressie plaats vond, die tot gevolg had, dat op de bodem van het meer schelpen van *Cardium* tot afzetting kwamen.

In het Zuiden van het zojuist genoemde gebied komt in sectie O op de kavels tussen de Bomenweg, de Kamperweg en de Bomentocht een zandpakket voor. Dit zand, dat op de Bodemkundige Code- en Profielenkaarten van de Noordoostpolder is aangeduid als Nagelezand, bestaat uit verspoeld dekzand. In het centrum bedraagt de dikte van de zandplaat ruim 2 m; naar de randen wigt zij geleidelijk uit, waarbij het zand soms direct op veen, doch meestal op detritus-gyttja of op een dy-afzetting is gelegen.

De vorming van deze zandplaat is een gecompliceerd verschijnsel. Het ingestelde onderzoek heeft niet alle problemen kunnen oplossen, hetgeen verband houdt met latere abrasie van de zandplaat. Wel is komen vast te staan dat de zandafzetting dateert uit het begin van de *Cardium*klei-transgressie. Het zand is bij een inbraak van de zee of bij de verlegging van een geul uit de ondergrond opgenomen en als een schild afgezet. De pijltjes in figuur 24 geven aan vanuit welke richting de afzetting van dit zand vermoedelijk heeft plaatsgevonden. Tijdens latere fasen, en vooral omstreeks het begin van de XIIIde eeuw, is het zand gedeeltelijk opnieuw opgenomen en over een groter gebied uitgespreid.

In het voorgaande werd reeds gewezen op het voorkomen van een eutrophe veenlaag in het subboreale oligotrophe veenpakket nabij Urk en Schokland. In figuur 24 is het gebied aangegeven waar deze eutrophe veenband nog is teruggevonden. Figuur 91 geeft een beeld van het verloop van de veenlaag in de omgeving van Urk.

Deze eutrophe veenband blijkt op verschillende plaatsen horizontaal over te gaan in een sterk kleiige veenlaag die op zijn beurt overgaat in een venige kleilaag en tenslotte in de *Cardium*klei.

De diepteligging van de *Cardium*klei vormt een weinig betrouwbare maat voor de hoogte van de waterspiegel ten tijde van de afzetting van de klei. In de eerste plaats speelt de inklinking een grote rol, terwijl voorts de waterdiepte onbekend is. De meest betrouwbare schatting is te maken aan de hand van de diepteligging van de eutrophe veenlaag, waar deze direct op of vrijwel direct op keileem of pleistoceen zand rust. Dit is het geval bij Urk en daar wigt de eutrophe veenlaag tegen de keileem uit op een niveau van 2.5 à 3 m - N.A.P.

BENNEMA (1954 a) veronderstelde een zeespiegelstand van 3 à 3.5 m -

N.A.P. ten tijde van de Cardiumklei-transgressie. Ook voor Barradeel volgt uit de diepteligging van het subboreale wadzand een zeespiegelstand tijdens deze periode van omstreeks 3 m - N.A.P. (BAKKER, 1954). Daar de situatie in het Westen van ons land, in het bijzonder in West-Friesland, tijdens de afzetting van de Cardiumklei nog niet voldoende bekend is, is het niet goed mogelijk de verschillende waarden met elkaar in verband te brengen. Het verval dat in rekening moet worden gebracht is immers niet bekend. BENNEMA vermeldde echter dat in de Vechtstreek tussen Loenen en Muiden het veenlandschap vlak vóór de Cardiumklei-transgressie reikte tot omstreeks 2.25 m - N.A.P., een waarde die goed overeenkomt met de door ons afgeleide hoogteligging van de eutrophe veenlaag.

b. *De facies van de Cardiumklei.*

De klei dankt haar naam aan het voorkomen van vele, vaak tweekleppige exemplaren van *Cardium edule* LINN. Deze zijn van forse afmeting en komen in grootte overeen met recente exemplaren uit de Waddenzee. Naast *Cardium edule* werden aangetroffen *Macoma balthica*, *Scrobicularia plana*, *Mytilus edulis* en voorts *Hydrobia ulvae* en *Littorina littorea*. Uit deze opgave blijkt reeds dat de Cardiumklei een mariene of hoogstens een mariene tot zwak-brakke facies bezit.

Dit is ook bevestigd door het onderzoek van de microflora en microfauna. Het chloorgehalte bij het begin van de transgressie werd door MIDDELHOEK en WIGGERS (1953) geschat op 0.9 %. In de geulen die zoet water afvoerden bedroeg het chloorgehalte tijdens de afzetting van de Cardiumklei wellicht niet meer dan 0.5 %.

VAN VOORTHUYSEN (1951) meende uit het vrijwel uitsluitend voorkomen van *Streblus beccarii* te mogen afleiden dat de Cardiumklei in de secties H en J in een brak, ondiep doch zuurstofrijk milieu was afgezet.

De Cardiumklei bestaat doorgaans uit een zware, koolzure-kalkhoudende klei. Het lutumgehalte beweegt zich rond 35 à 40 %. Het koolzure-kalkgehalte bedraagt veelal 10—15 % en het humusgehalte gemiddeld ongeveer 7 %. De lutum-slibverhouding, een grootheid die in hoofdstuk III besproken zal worden, bedraagt gemiddeld 65 % en komt derhalve overeen met die van mariene afzettingen.

Waar de Cardiumklei langs de geulen in hoge oeverstroken is afgezet is het kalkgehalte veelal laag. Op enkele plaatsen werd zelfs de aanwezigheid van koolzure-kalkloze Cardiumklei geconstateerd. De ontkalking van deze klei kan hebben plaats gevonden zowel tijdens als na de afzetting. Op deze processen wordt in de publicatie over de bodemgesteldheid van de Noord-oostpolder nader ingegaan.

c. *De datering van de Cardiumklei.*

BENNEMA (1954 a) schreef vrij uitvoerig over de datering van de Cardiumklei. Hij plaatste de transgressie omstreeks 1800 v. Chr., dus in het Subboreaal, dat omstreeks 2500 v. Chr. aanving. Door MIDDELHOEK en WIGGERS

(1953) werd reeds opgemerkt dat de opvatting van MULLER en VAN RAADSHOOVEN aangaande de ouderdom van de Cardiumklei herziening behoeft. Deze auteurs beschouwden de Cardiumklei als een deel van de oude zeelei en veronderstelden dat de afzetting nog in het Atlanticum plaats vond.

De datering van de Cardiumklei in de Noordoostpolder beruiste tot voor kort op enkele archaeologische vondsten en op de interpretatie van enkele pollendiagrammen.

In sectie H werd in de Cardiumklei een scherv van een klokbeker gevonden, die gedateerd werd tussen 1800 en 1600 v. Chr. (VAN DER HEIDE, 1955 a). In sectie J volgde later de vondst van enkele scherven op de Cardiumklei, die volgens VAN DER HEIDE eveneens uit het begin van de Bronstijd dateren.

In de pollendiagrammen van Urk (fig. 18, plek 16) en Schokland (plek 17), gepubliceerd door MULLER en VAN RAADSHOOVEN, valt de vorming van de veenlaag die gecorreleerd werd met de Cardiumklei, in dat gedeelte van het profiel, waar de waarden van *Corylus* reeds dalende zijn. *Fagus* vormt in het diagram van Urk eerst na de vorming van de eutrophe veenlaag een gesloten curve. Het gemiddelde profiel van Schokland, vervaardigd door de genoemde auteurs, is minder duidelijk dan de oorspronkelijke diagrammen van POLAK (1936). Uit deze laatste diagrammen blijkt, dat de eutrophe veenlaag gevormd werd toen *Fagus* reeds een continue curve vormde. *Tilia* bereikt in deze profielen geen hoge waarden, doch is vóór de vorming van de bedoelde veenlaag reeds geruime tijd geheel uit het diagram verdwenen. De *Corylus*-curven zijn wegens mogelijke verarring met *Myrica* niet erg betrouwbaar.

Ook ZWILLENBERG en HENDRIKS (1954) geven aan dat de afzetting van de Cardiumklei in Waterland palynologisch gezien in het Subboreaal geplaatst moet worden wegens de continue *Fagus*-curve en het voorkomen van *Carpinus*, beiden reeds beneden de Cardiumklei.

FLORSCHÜTZ (15-1-1952) plaatste in het diagram van kavel J 78 (fig. 29) de grens Atlanticum-Subboreaal midden in de Cardiumklei. In het diagram van Q 74 (fig. 30) legde FLORSCHÜTZ (15-1-1952) deze grens enkele decimeters boven de laag die door ons als synchroon met de Cardiumklei-transgressie werd beschouwd.

De gegevens van het palynologische onderzoek wijzen dus wel in de richting van een subboreale ouderdom. Een nadere datering was op deze wijze niet te geven, terwijl ook de archaeologische vondsten niet tot een nauwkeurige datering leidden. In het ene geval werd een scherv in de klei gevonden, een andere maal er *op*, zonder dat duidelijk was of secundaire verplaatsing kon zijn opgetreden.

Teneinde een nauwkeuriger en absolute datering van de Cardiumklei te verkrijgen werden er twee monsters genomen voor het ¹⁴C-onderzoek (fig. 24). Het ene monster, afkomstig uit de omgeving van Urk, werd genomen juist aan de onderkant van de kleirijke veenlaag. Blijkens de opgave van Prof. Dr. HL. DE VRIES was deze veenlaag 3505 ± 120 jaar oud (GRO 378). Hieruit valt dus te concluderen dat het begin van de transgressie bij Urk omstreeks 1550 v. Chr., dus reeds vrij ver in het Subboreaal plaats vond.

Het tweede monster werd bij Schokland verzameld in een laag eutrooph

veen, die op korte afstand van de bemonsterde plek zeer geleidelijk overging in Cardiumklei. De ouderdom van deze veenlaag bedroeg 3315 ± 90 jaar (GRO 377), zodat de invloed zich bij Schokland omstreeks 1360 v. Chr. deed gevoelen.

Tenslotte dient nog een enkele opmerking te worden gemaakt over de door MULLER en VAN RAADSHOOVEN genoemde regressie-fase na de afzetting van de Cardiumklei.

De genoemde auteurs somden een viertal argumenten op voor een duidelijke regressie na de Cardiumklei-transgressie.

In de eerste plaats wezen zij op de abrupte overgang van Cardiumklei in oligotrooph veen in het profiel bij Urk. Dit verschijnsel behoeft echter, zoals ook BENNEMA (1954 a) en andere auteurs (o.a. DITTMER, 1952) aantoonde, niet te wijzen op een belangrijke daling van de waterstand.

Een tweede argument putten zij uit de uitbreiding van eiken op het broekveen bij Kuinre en op de uitbreiding van elzen in het zeggeveengebied. Van het na de Cardiumklei-transgressie gevormde veen is echter zo weinig gespaard gebleven dat aan dit door hen geconstateerde verschijnsel geen regionale geldigheid kan worden toegekend.

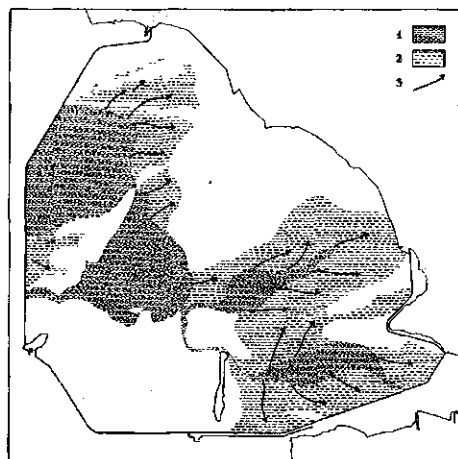
De beide overige argumenten hebben betrekking op de reeds genoemde zandplaat in sectie O. De door hen gevonden, met zand opgevulde scheurtjes in de detritus zijn evenwel geen droogtescheuren, zoals zij veronderstelden, doch spleten ontstaan door locale belasting van de detritus-gyttja. De afzetting van het zand zelve werd door de genoemde auteurs verklaard door de vorming van een geul, tengevolge van de daling van de waterspiegel. Uit het later ingestelde onderzoek is echter gebleken dat de zandplaat vanuit het Westen is afgezet en niet vanuit het Oosten, zoals men zou verwachten, indien een geul zich door een regressie van de zee zou hebben ingesneden.

Een argument tegen een belangrijke regressie in het Subboreaale na de afzetting van de Cardiumklei, is gelegen in het feit, dat de Cardiumklei behoudens in een klein gebied bij Urk, niet door veen is overdekt. Wij zijn dus met BAKKER (1954) en BENNEMA (1954 a) van mening dat van een regressie van enige betekenis na de afzetting van de Cardiumklei geen sprake is geweest.

3. *De detritus-gyttja en de dy.*

In het voorafgaande was sprake van de veenvorming tijdens het Subboreaale. Deze tijd is echter meer een periode van veenafbraak dan van veenvorming geweest, zoals uit het onderstaande moge blijken.

Reeds vóór de afzetting van de Cardiumklei waren er in enkele delen van de Noordoostpolder zeer waarschijnlijk al meren gevormd. De rijzing van de zeespiegel verliep tijdens het Atlanticum zo snel, dat de veenvorming hiermee nauwelijks gelijke tred kon houden. Een enkele omstandigheid ten nadele van de veengroei kan hebben veroorzaakt dat de rijzing van de waterspiegel sneller verliep dan de groei van het veenpakket, waardoor er meren ontstonden. Indien er in een dergelijk veengebied eenmaal open



1. meren gevormd vóór of tijdens het begin van de Cardiumklei-transgressie
lakes formed before or in the first stage of the Cardium-clay transgression
2. de vergroting van de meren, afgeleid uit de verbreiding van de jonge detritus-gyttja
the enlargement of the lakes, concluded from the distribution of the young detritus-gyttja
3. richtingen van de veenafbraak
directions of the erosion of the peat areas

FIG. 25. Richtingen waarin de afbraak van het veen zich sinds de Cardiumklei-transgressie heeft voltrokken.

Directions of the erosion of the peat areas since the Cardium-clay transgression.

water is ontstaan, zal zich dit in vele gevallen uitbreiden ten koste van het aangrenzende veenland.

Het is niet mogelijk de veenafbraak sinds de afzetting van de Cardiumklei stap voor stap te vervolgen. Uit het voorkomen van schelpen van *Cardium edule* laat zich enerzijds de grootte van het open water omstreeks de Cardiumklei-transgressie met vrij grote nauwkeurigheid afleiden. Anderzijds is de omvang van de meren tegen het begin van onze jaartelling bij benadering aan te geven. In de meren is namelijk een sediment tot afzetting gekomen, dat de naam van jonge detritus-gyttja draagt. Zoals later zal blijken dateert deze afzetting zeer waarschijnlijk van vóór het begin van onze jaartelling.

In figuur 25 is aangegeven hoe de veenafbraak vermoedelijk is verlopen.

In het onderstaande wordt behalve deze jonge detritus-gyttja, tevens de oude detritus-gyttja behandeld, hoewel dit laatste sediment gedeeltelijk reeds uit het Atlanticum dateert.

a. De sedimentatie en de facies van de detritus-gyttja.

In de Noordoostpolder komt een afzetting voor, die bij de bodemkartering is aangeduid als detritus. De term detritus werd reeds bij de kartering van de Wieringermeer gebruikt ter aanduiding van een bruine, betrekkelijk humusrijke klei. Deze detritus of klei-detritus bestaat, naar ZUUR (1936) aangeeft, uit fijn geslagen veen, dat met klei en fijn zand in de Middeleeuwen langs de kust van Wieringen werd afgezet.

Bij de kartering van de Noordoostpolder ontmoette men een afzetting, die in uiterlijk sterk geleek op de genoemde klei-detritus uit de Wieringermeer en waaraan de naam detritus of veen-detritus werd gegeven. Dit

sediment wordt door ZUUR (1951) beschreven als „een structuurloze massa, in ongeaëreerde toestand donkerbruin tot zwart met een zeer hoog watergehalte”. De aanvankelijke mening was dat de detritus geheel uit door de golven fijn gewreven veen bestond, dat met meer of minder minerale delen in de Middeleeuwen werd afgezet op de resten van het autochthone veen.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) beschreven de detritus als „een voor het oog homogene, donkerbruine, sterk humeuze klei, zonder uitgesproken gelaagdheid, bestaande uit een mengsel van verslagen veenresten en uiterst fijn gewreven veenstof met slib en wat fijn zand”. De genoemde auteurs meenden dat de detritus dateerde van na het begin van het Subatlanticum, dat volgens hen omstreeks 500 v. Chr. aanving.

KLAAR (1951) beschreef de detritus uitvoeriger dan de bovengenoemde auteurs. Hij wees er op dat de detritus kan worden opgevat als een sediment, waarin de organische stof behalve uit afbraakproducten van het aangrenzende veenland, ten dele ook uit resten van afgestorven planten en dieren, die in de plassen geleefd hebben, kan bestaan. Hij onderscheidde voorts oude en jonge detritus, waarbij de eerste dateerde van vóór de Cardiumklei-transgressie en de tweede van na deze inbraak en van vóór het begin van onze jaartelling.

Zoals in het volgende zal blijken is de opvatting van KLAAR betreffende de aard en de ouderdom van de detritus door het latere onderzoek in hoofdzaken bevestigd.

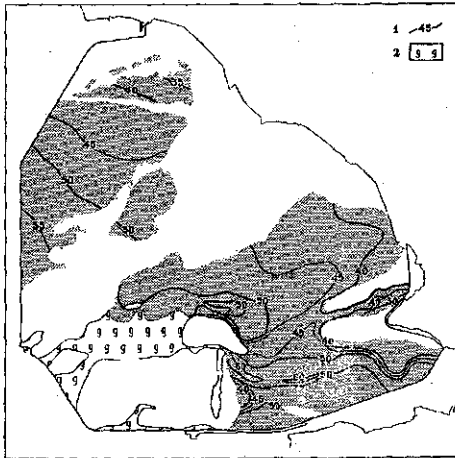
In de geulen, die in het Atlanticum het zuidelijke veengebied doorsneden, zette zich een veelal enkele meters dikke laag oude detritus-gyttja af. In figuur 28 is een doorsnede door een van de belangrijkste afvoerwegen van het water tijdens het Atlanticum weergegeven.

De oude detritus-gyttja is overigens niet steeds gebonden aan deze veenstromen; zo komt op de Unioklei, waar deze door Cardiumklei is overdekt, ook een dünnere laag detritus-gyttja voor, die, gezien de ligging onder de Cardiumklei, tot de oude detritus-gyttja moet worden gerekend. Ook in de vóór de Cardiumklei-transgressie gevormde meren werd reeds een dünne laag oude detritus-gyttja afgezet, doch in vergelijking met de dikke lagen die in de veenstromen voorkomen, speelt de overige oude detritus-gyttja geen belangrijke rol.

De jonge detritus-gyttja komt in een groot gedeelte van de polder voor. De begrenzing van deze afzetting, die dateert van na de Cardiumklei-transgressie, is aangegeven in de figuren 26 en 27, terwijl in figuur 25 werd aangegeven hoe de afbraak van het veen en de vorming van de meren, waarin de detritus-gyttja tot afzetting kwam, sinds de Cardiumklei-transgressie vermoedelijk verlopen is.

Alvorens de eigenschappen van de jonge detritus-gyttja te behandelen, waarbij ook de naamgeving nader zal worden gemotiveerd, zullen wij de begrenzing, de diepteligging en de dikte van dit sediment beschouwen.

In het uiterste Noorden van de polder komt de jonge detritus-gyttja in een niet aaneengesloten gebied voor. Uit de begrenzing van de jongere afzettingen valt af te leiden dat de detritus-gyttja hier aan abrasie is



1. diepte in dm — N.A.P.
depth in dm. below mean sea level
2. jonge detritus-gyttja slechts in geulen aanwezig
young detritus-gyttja only present in channels

FIG. 26. Diepteligging van de bovenzijde van de jonge detritus-gyttja.
Depth of the surface of the young detritus-gyttja.

blootgesteld geweest, zodat de huidige begrenzing niet meer het oorspronkelijke voorkomen aangeeft.

In het Noordwesten vindt men de jonge detritus-gyttja voorts in een groot gebied aanwezig. Ten dele ligt dit sediment hier op pleistoceen zand, ten dele op veen of verslagen veen en ten dele ook op Unioklei.

Niet in het gehele Unioklei-gebied is jonge detritus-gyttja aanwezig. Op de grens tussen de secties G en H vindt men op de Unioklei direct jongere afzettingen. Wij zagen reeds, dat hier ook de Cardiumklei ontbreekt, hetzij primair, hetzij secundair. Het feit dat in enkele kreekjes nog wel jonge detritus-gyttja aanwezig is, kan er op wijzen dat eertijds het gehele Unioklei-gebied een dek van jonge detritus-gyttja heeft gedragen.

In sectie J is de jonge detritus-gyttja in hoofdzaak gebonden aan de afvoerstromen. Hier groeide dus blijkbaar in deze tijd nog veen tot vlak langs de oevers van dit afwateringsstelsel. Het voorkomen van de jonge detritus-gyttja is hier niet in detail aangegeven.

In het gehele Zuidoosten van de polder vindt men jonge detritus-gyttja in de ondergrond aanwezig.

Van enkele gebieden in de polder is met zekerheid bekend dat er nimmer jonge detritus-gyttja tot afzetting is gekomen. Dit betreft in de eerste plaats het gehele gebied ten Noordoosten van Emmeloord, voorts een gebied rond Urk, een klein gebied in sectie G, het gebied ten Noorden en ten Westen van Schokland en tenslotte de keileemgebieden bij Urkervaart en de Voorst.

In een groot gedeelte van de zojuist genoemde gebieden zijn sporen van bewoning tot in het begin van de VIIIde of XIVde eeuw gevonden. Bewoning in de Middeleeuwen is echter slechts mogelijk geweest daar, waar geen jonge detritus-gyttja aanwezig is, zoals bij de behandeling van de afzetting van het kleidek op het veen nader zal worden aangetoond.

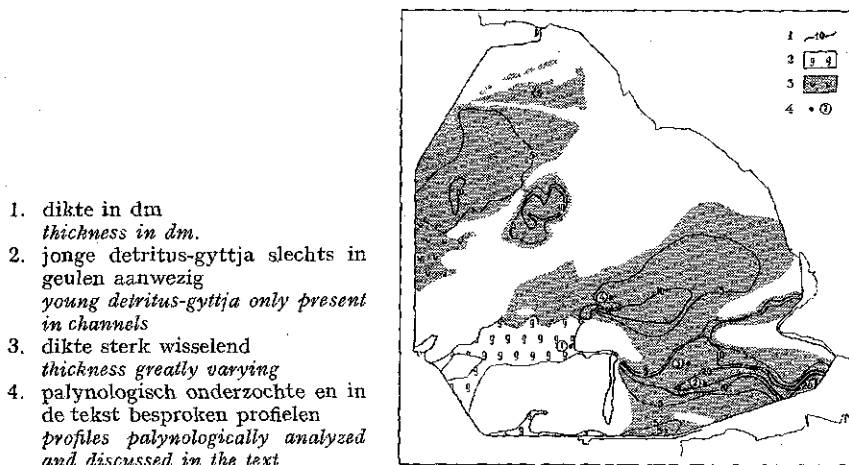


FIG. 27. Dikte van de jonge detritus-gyttja.
Thickness of the young detritus-gyttja.

De diepteligging van de bovenzijde van de jonge detritus-gyttja varieert vrij sterk, zoals blijkt uit figuur 26. In het uiterste Noorden bedraagt deze diepte 3 à 3.5 m - N.A.P. In het grote westelijke gebied ligt de bovenzijde van het pakket op 4 à 5.5 m - N.A.P., welke waarden ook in het zuidoostelijke gebied overheersen. Slechts daar, waar het pleistocene zand zeer diep ligt, ligt de bovenzijde van de jonge detritus-gyttja door de inklinking van de oudere afzettingen beneden 6 m - N.A.P.

Het patroon van de diepteligging gaat eerst spreken, indien de kaarten betreffende de dieptelijnen van de jongere afzettingen worden behandeld. In de volgende paragrafen zal hierop worden teruggekomen.

In figuur 27 werd de dikte van de jonge detritus-gyttja aangegeven. In de verschillende gebieden loopt de dikte wel enigermate uiteen, doch steeds ziet men in de centrale gedeelten van de min of meer afzonderlijke gebieden de dikste lagen aanwezig. In het Zuidoosten van de polder bedraagt de dikte plaatselijk meer dan 2 m. Deze gebieden vallen ongeveer samen met die plaatsen, waar de bovenkant van de jonge detritus-gyttja het diepste ligt.

In de secties C en D vindt men plaatselijk een zeer sterk wisselende dikte van de jonge detritus-gyttja, hetgeen samenhangt met een ongelijkmatige afbraak van het veen.

Het patroon van de diktelijnen van de jonge detritus-gyttja wijkt weer sterk af van dat van de jongere afzettingen, zoals later zal blijken.

De oude en jonge detritus-gyttja werden op verschillende manieren onderzocht, teneinde deze sedimenten nader te kunnen karakteriseren.

MIDDELHOEK en WIGGERS (1953) publiceerden een groot aantal gegevens betreffende de microflora en -fauna van de oude en de jonge detritus-gyttja. De oude detritus-gyttja bleek in de geul op Q 74 zeer arm aan soorten en

individuen van diatomeeën te zijn, doch in de geulen op de kavels J 78 en D 45 bevatte dit sediment zeer veel diatomeeën; vooral *Melosira granulata* en *Melosira ambigua* waren sterk vertegenwoordigd. Blijkens de samenstelling van de microflora en -fauna zal het chloorgehalte, uitgedrukt in g Cl-ionen per 100 g water, ten tijde van de afzetting van de oude detritus-gyttja hoogstens 0.15 % hebben bedragen.

De jonge detritus-gyttja op kavel Q 74 vertoonde grote overeenkomst met de daaronder gelegen oude detritus-gyttja. Op de scheiding tussen beide afzettingen kon duidelijk de invloed van de afzetting van de Cardiumklei in het Westen van de polder worden aangetoond. Ook in de geulen op J 78 en D 45 geleek de jonge detritus-gyttja sterk op de daaronder liggende oude detritus-gyttja. Het aantal soorten en individuen van diatomeeën bleek ook in dit jonge sediment belangrijk groter te zijn dan in de overeenkomstige afzetting in het Oosten van de polder. Het chloorgehalte ten tijde van de vorming van de jonge detritus-gyttja werd geschat op 0.20 % (MIDDELHOEK and WIGGERS, 1953).

Ook in de jonge detritus-gyttja buiten de geulen openbaarde zich een duidelijk verschil in rijkdom aan diatomeeën tussen de verschillende gebieden. In de secties A, B, C, F, G, H en K bevatte de jonge detritus-gyttja vele soorten en individuen, terwijl dit sediment in de oostelijke secties arm aan deze organismen bleek. Een oorzaak voor dit verschil kon niet worden vastgesteld, doch mogelijk speelt het verschil in voedselrijkdom van het water een rol. Het water in het Oosten van de polder was wellicht door de aanvoer van voedselarm water uit het pleistocene zandgebied minder voedselrijk dan in het Westen.

Als overige microscopisch aangetroffen soorten en overblijfselen vermeldten de genoemde auteurs *Pediastrum*, *Scenedesmus*, *Tetraedron*, sporangien van varens, resten van *Nymphaea*, *Lyngbia* en *Sphagnum*.

Voorts werden door FLORSCHÜTZ (15-1-1952) verschillende monsters macro- en microscopisch onderzocht, teneinde enig inzicht te verkrijgen in de inhoud aan organische overblijfselen. De botanische inhoud wijst volgens FLORSCHÜTZ op een water- en moerasvegetatie, ter plaatse van de sedimentatie of in de omgeving daarvan.

Het gehalte aan organische stof bedraagt in de oude detritus-gyttja in het Zuidoosten van de polder 40 à 45 %. In de monsters van kavel J 78 bedraagt het humusgehalte veelal slechts 25 %. Het gehalte aan lutum is in het Zuidoosten lager dan in het Westen van de polder, hetgeen wel in verband zal staan met de aanwezigheid van Unioklei in en langs de geulen in het Westen van de polder.

Ook de jonge detritus-gyttja is een sediment dat betrekkelijk rijk is aan organische stof. In 320 monsters werd het gehalte aan organische stof bepaald; gemiddeld bedraagt dit 34 %, terwijl in 80 % van de monsters dit gehalte tussen 19 en 46 % ligt. De geanalyseerde monsters waren verdeeld over de verschillende gebieden, waarin de detritus-gyttja wordt aangetroffen. Verschillen van enige betekenis in het gehalte aan organische stof konden niet worden geconstateerd.

Naast organische stof bevat de detritus-gyttja minerale delen. Het gehalte aan deeltjes kleiner dan 2μ bleek vrij constant. Uit sectie A werden 110 monsters onderzocht. Het gemiddelde lutumgehalte bedroeg 17 %; in 75 % van de monsters lag het lutumgehalte tussen 13 en 21 %. In het grote westelijke gebied bedroeg het gemiddelde lutumgehalte in 67 monsters eveneens gemiddeld 17 %. In het gebied waar de jonge detritus-gyttja op de Unioklei ligt bedroeg dit gehalte gemiddeld 21 %. In het zuidoostelijke gebied werden eveneens vele monsters geanalyseerd; het gemiddelde lutumgehalte in 73 monsters bedroeg hier rond 12 %.

Het gehalte aan afslibbare delen (deeltjes 0— 16μ) bedraagt in de jonge detritus-gyttja gemiddeld ongeveer 32 %, zodat deze afzetting naast gemiddeld 34 % organische stof nog ongeveer evenveel, overigens uiterst fijn zand bevat, terwijl het gehalte aan koolzure kalk nihil of verwaarloosbaar klein is.

De herkomst van dit minerale gedeelte van het sediment is niet geheel duidelijk geworden. De variatie tussen de verschillende gebieden is te gering om een bepaalde bron te kunnen aangeven, zoals dat voor de minerale delen in de jongere afzettingen wel het geval is. MULLER en VAN RAADSHOOVEN merkten bij de bespreking van de detritus-gyttja op, dat een groot deel van het anorganische materiaal door de IJssel kan zijn aangevoerd en dat vooral in het westelijke en noordelijke gebied materiaal vanuit het Noorden kan zijn ingespoeld. Deze verklaring van de herkomst van het anorganische deel van de jonge detritus-gyttja achten wij ook thans nog de meest juiste.

De lutum-slibverhouding, een grootheid die in hoofdstuk III nader besproken wordt, bedraagt gemiddeld 53 %.

De C/N-verhouding van de organische stof in de oude detritus-gyttja is in het Westen lager dan in het Oosten. In het Oosten van de polder bedraagt deze verhouding 16.5 à 17.5, tegen 12.5 à 14.5 in het Westen. Dit wijst er dus op dat het milieu in het Westen wat meer eutroop was dan in het Oosten, waarop ook het onderzoek van de microfauna en microflora zou kunnen wijzen.

De C/N-verhouding in de jonge detritus-gyttja werd in 145 monsters bepaald. Deze verhouding vertoonde slechts zeer weinig spreiding; gemiddeld werd een waarde van 17.5 gevonden, overeenkomende met die, welke in eutrophe veenafzettingen veelvuldig wordt aangetroffen.

Het fosfaatgehalte van de detritus-gyttja vertoont, zowel in het P-citr.cijfer¹ als in het P-tot.cijfer¹, een zeer grote spreiding. In totaal werd in 186 monsters het fosfaatgehalte bepaald. Het P-citr.cijfer varieerde in deze monsters van 3 tot 606, het P-tot.cijfer van 51 tot 1295.

Over het algemeen is de jonge detritus-gyttja in het Westen van de polder fosfaatrijker dan in het Oosten. In meer dan de helft van de 86 monsters uit de secties A en J werd een P-citr.cijfer van meer dan 100 gevonden, terwijl in de oostelijke secties M en T nimmer een P-citr.cijfer van 100 werd geconstateerd. Ook het P-tot.cijfer is in het Westen belangrijk

¹ Uitgedrukt in mg P_2O_5 per 100 g luchtdroge grond.

hoger dan in het Oosten. Bij benadering bedraagt dit gehalte in het Westen het dubbele van dat in het Oosten. In het Westen schommelde het gehalte tussen 92 en 933, in het Oosten tussen 51 en 436.

Ook de oude detritus-gyttja in het Oosten verschilt van die in het Westen wat betreft het fosfaatgehalte. In de geul op J 78 varieert het P-citr.cijfer van de oude detritus-gyttja van 205 tot 334 en het P-tot.cijfer van 500 tot 648. In de oude detritus-gyttja in de geul op Q 74 bedragen deze gehalten respectievelijk 77 tot 241 en 725 tot 1295. In tabel 11 zijn de verschillende fosfaatgehalten in de beide genoemde profielen opgenomen, alsmede de verhouding tussen het P-citr. en het P-tot.cijfer.

TABEL 11. Fosfaatgehalten van de oude en jonge detritus-gyttja op de kavels J 78 en Q 74.

Monsters J 78 Diepte in m o.m.v.	Aard van de afzetting	in mg per 100 g droge grond		P-citr. × 100 P-tot.	Monsters Q 74 Diepte in m o.m.v.	Aard van de afzetting	in mg per 100 g droge grond		P-citr. × 100 P-tot.
		P- citr.	P- tot.				P- citr.	P- tot.	
1.50—1.95	jonge detritus- gyttja	150	394	38	4.20—4.45	jonge detritus- gyttja	30	107	28
1.95—2.40		213	599	36	4.50—4.75		15	104	14
2.40—2.70		299	736	41	4.80—5.05		39	268	15
2.70—3.00		297	671	44	5.10—5.65		52	321	16
4.40—4.65	Cardium detritus	272	426	64	5.70—5.80	Cardium zône	134	374	36
4.65—4.95	oude detritus- gyttja	250	572	44	6.00—6.25	oude detritus- gyttja	77	725	11
5.10—5.40		205	506	41	6.30—6.55		125	1091	12
5.40—5.70		302	542	56	6.60—6.85		181	1135	16
6.00—6.30		281	521	54	6.90—7.15		197	1244	18
6.30—6.75		293	500	59	7.20—7.45		241	1259	19
6.75—6.90		334	556	60	7.50—7.75		220	1295	17
7.00—7.35		301	633	47	7.80—8.05		172	1258	14
7.35—7.65		293	648	45	8.10—8.35		176	1070	16
Samples J 78 Depth in m.	Sediment	P- citr.	P- tot.	P-citr. × 100 P-tot.	Samples Q 74 Depth in m.	Sediment	P- citr.	P- tot.	P-citr. × 100 P-tot.
In mgr. per 100 gr. dry matter		In mgr. per 100 gr. dry matter							

TABEL 11. Phosphate contents of old and young detritus-gyttja on the parcels J 78 and Q 74.

Opvallend is het verschil in relatieve oplosbaarheid van het fosfaat tussen de beide groepen monsters. Ondanks hogere P-tot.cijfers in de monsters van de oude detritus-gyttja op de kavel Q 74 blijken de P-citr.cijfers duidelijk lager te liggen dan in de monsters op de kavel J 78.

Het hoge fosfaatgehalte in de detritus-gyttja openbaart zich veelal dui-

delijk in de aanwezigheid van vele vivianietvlekken. In de oude detritus-gyttja worden soms ook bruingele concreties van een ijzerfosfaat aangetroffen.

De zeer hoge fosfaatgehalten die voorkomen wijzen er wel op dat men de detritus-gyttja niet mag opvatten als louter verslagen veen. In het eutrophe en mesotrophe veen in de Noordoostpolder bedragen de gemiddelde P-citr. en P-tot.cijfers respectievelijk 9 en 80, in het oligotrophe veen respectievelijk 8 à 9 en 66. Ook het reeds vermelde onderzoek van de microflora en -fauna en van de overige botanische resten wees uit dat een belangrijk gedeelte van de organische stof van waterplanten en van plankton afkomstig is.

In de Scandinavische literatuur betreffende de indeling en benaming van limnische sedimenten worden tot de gyttja's gerekend de afzettingen ontstaan in eutroop water uit de resten van organismen, die in de meren en plassen leefden.

Men onderscheidt dan veelal een aantal typen als klei-gyttja, kalk-gyttja, schelpen-gyttja, diatomeeën-gyttja, algen-gyttja, fijne detritus-gyttja en grove detritus-gyttja. Laatstgenoemde afzetting sluit genetisch aan bij het verslagen veen. In de grove detritus-gyttja zijn de weefselfragmenten nog herkenbaar, in de fijne detritus-gyttja niet meer. Dit is een structuurloze massa geworden, die vaak moeilijk te onderscheiden valt van de echte dy, bestaande uit gevlokte humuskolloïden.

Voor de zuivere gyttja's zijn een aantal kenmerken opgesteld wat betreft kleur in natte en droge toestand, fysieke eigenschappen als krimp en chemische eigenschappen. De vermenging met verslagen veen maakt het echter niet mogelijk de detritus-gyttja van de Noordoostpolder geheel aan de opgestelde criteria te toetsen. Dit geldt ook voor de meeste gyttja's uit het Westen van ons land. Volgens BENNEMA (1954 b) bestaat de bagger uit West-Nederland ook uit een mengsel van materiaal afkomstig van het omringende veenland en de resten van organismen in de plassen en sloten.

Gezien het bovenstaande is de term veen-detritus slechts op een gedeelte van het organische materiaal van toepassing, daar de detritus uit de Noordoostpolder onmiskenbaar veel organisch materiaal bevat, dat in zuivere vorm afgezet een echte gyttja zou vormen. Wij kozen derhalve de term detritus-gyttja, zonder de nadere onderscheiding fijne detritus-gyttja en grove detritus-gyttja. Enerzijds is deze onderscheiding in het veld vaak moeilijk aan te geven, vooral in de ongeaëreerde toestand waarin de detritus-gyttja werd gekarteerd. Anderzijds wisselt de samenstelling van plek tot plek te veel om de verschillen in kaart te kunnen brengen.

Bij microscopisch onderzoek blijft de detritus-gyttja ook steeds met dy vermengd te zijn, evenals de dy uit de polder steeds gemengd is met niet geheel omgezette resten van organismen, die in de meren leefden. Op vele plaatsen gaan de detritus-gyttja en de dy geleidelijk in elkaar over.

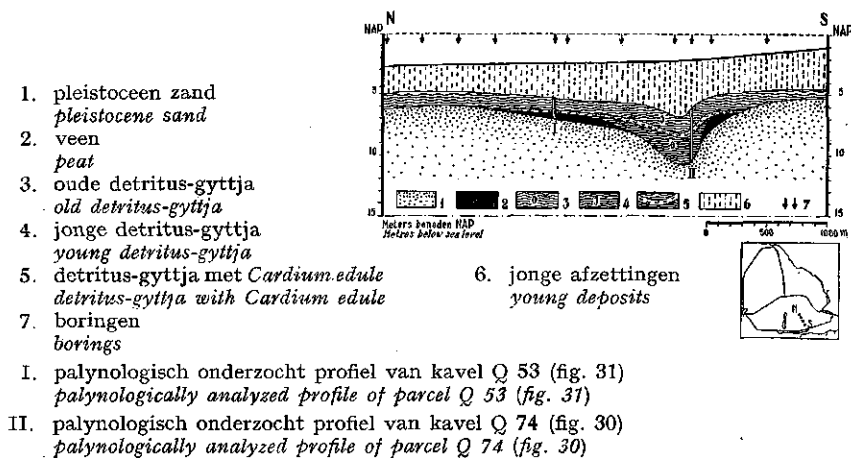


FIG. 28. Profiel over een geul met detritus-gyttja in sectie Q.
Cross-section of a channel with detritus-gyttja in section Q.

b. De datering van de detritus-gyttja.

De ouderdom van de detritus-gyttja volgt ten dele reeds uit het gemaakte onderscheid tussen de oude en de jonge detritus-gyttja. De oude detritus-gyttja is afgezet vóór de *Cardium*klei-transgressie, de jonge detritus-gyttja daarna (fig. 28).

Zoals reeds in paragraaf 3 sub 3 werd opgemerkt, dateert de oude detritus-gyttja blijkens het palynologische onderzoek uit het Atlanticum en uit het begin van het Subboreaal.

In monsters uit de profielen op J 78 en Q 74 verrichtte FLORSCHÜTZ (15-1-1952) een palynologisch onderzoek, waarvan de resultaten zijn weergegeven in de figuren 29 en 30. De ligging van de bemonsterde profielen is aangegeven in figuur 27 (plekken 1 en 2).

Hoewel aanvankelijk gevreesd werd dat de pollendiagrammen van de detritus-gyttja in de geulen de geschiedenis van de holocene bosontwikkeling niet op normale wijze zouden weerspiegelen, is hiervan volgens FLORSCHÜTZ niets gebleken.

Uit het diagram van J 78 (fig. 29) meende FLORSCHÜTZ (15-1-1952) te mogen afleiden dat de afzetting van de oude detritus-gyttja uit het jong Atlanticum dateerde. De grens tussen het Atlanticum en het Subboreaal plaatste FLORSCHÜTZ onder anderen op grond van het verloop van de *Corylus*-curve en van de bij 7.6 m - N.A.P. beginnende continue *Fagus*-lijn op een diepte van ongeveer 7.6 m - N.A.P., dus juist in de *Cardium*klei.

Nu intussen gebleken is dat de *Cardium*klei eerst in het midden van het Subboreaal is afgezet, moet deze grens iets lager worden gelegd. Het is echter mogelijk dat onder de *Cardium*klei een stratigrafisch hiaat aanwezig is, ontstaan bij de inbraak van de zee.

FLORSCHÜTZ (15-1-1952) wees in het begeleidende schrijven op de grote toeneming van het percentage van pollenkorrels van *Chenopodiaceae*, „ver-

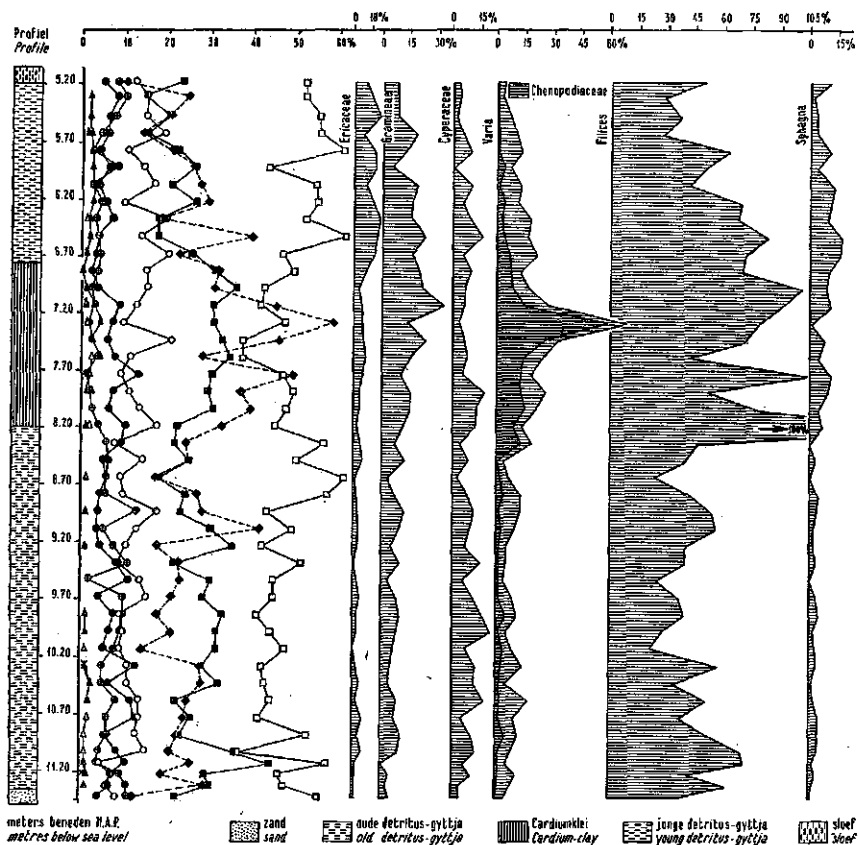


FIG. 29. Pollendiagram van een profiel met detritus-gyttja op kavel J 78.

Pollen-diagram of a profile with detritus-gyttja on parcel J 78.

moedelijk afkomstig van de aan Ganzenvoetachtigen rijke vegetatie van kwelders en slikken, die zich bij de mariene transgressie in het westelijke deel van de polder zullen hebben bevonden”.

Het pollendiagram van het profiel op Q 74 (fig. 30) gelijk in vele opzichten op dat uit figuur 29. De situatie van het bemonsterde profiel is aangegeven in figuur 28. Op een diepte van 7.80 m - N.A.P. bevond zich een enkele schelp van *Cardium edule*, terwijl ook het onderzoek van de microfauna en microflora de invloed van de Cardiumklei-transgressie op deze diepte kon aantonen.

Blijkens het diagram vond de vorming van de oude detritus-gyttja in het jong Atlanticum plaats. De grens tussen het atlantische en subboreale deel van het diagram plaatste FLORSCHÜTZ (15-1-1952) op een diepte van ongeveer 7.5 m - N.A.P., dus juist even boven de zone met de Cardiumklei-invoel. Ook in dit diagram zal de grens echter iets lager moeten worden

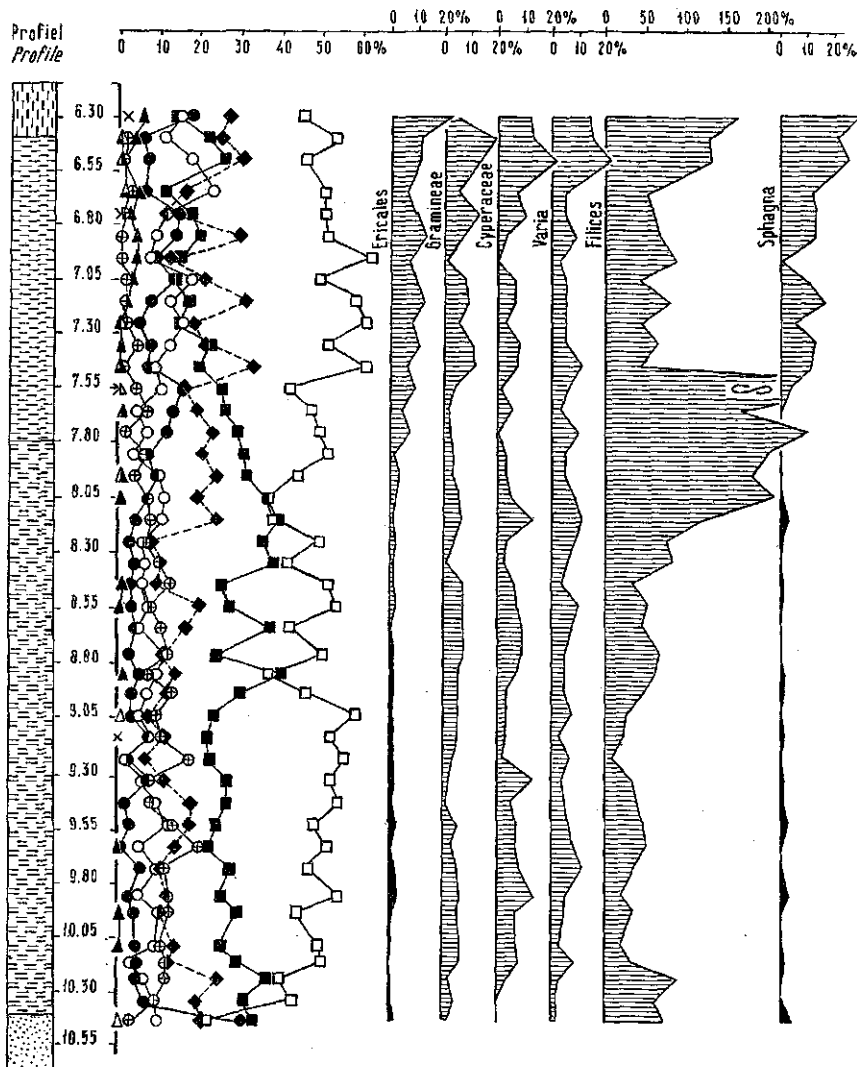


FIG. 30. Pollendiagram van een profiel met detritus-gyttja op kavel Q 74.
Pollen-diagram of a profile with detritus-gyttja on parcel Q 74.

gelegd, gezien de datering van de Cardiumklei. Wellicht mag deze grens verschoven worden naar ongeveer 8 m - N.A.P., op welke diepte de curven van *Alnus* en het *Quercetum mixtum* definitief uit elkaar gaan.

De jonge detritus-gyttja is eveneens palynologisch onderzocht en wel in een 9-tal profielen.

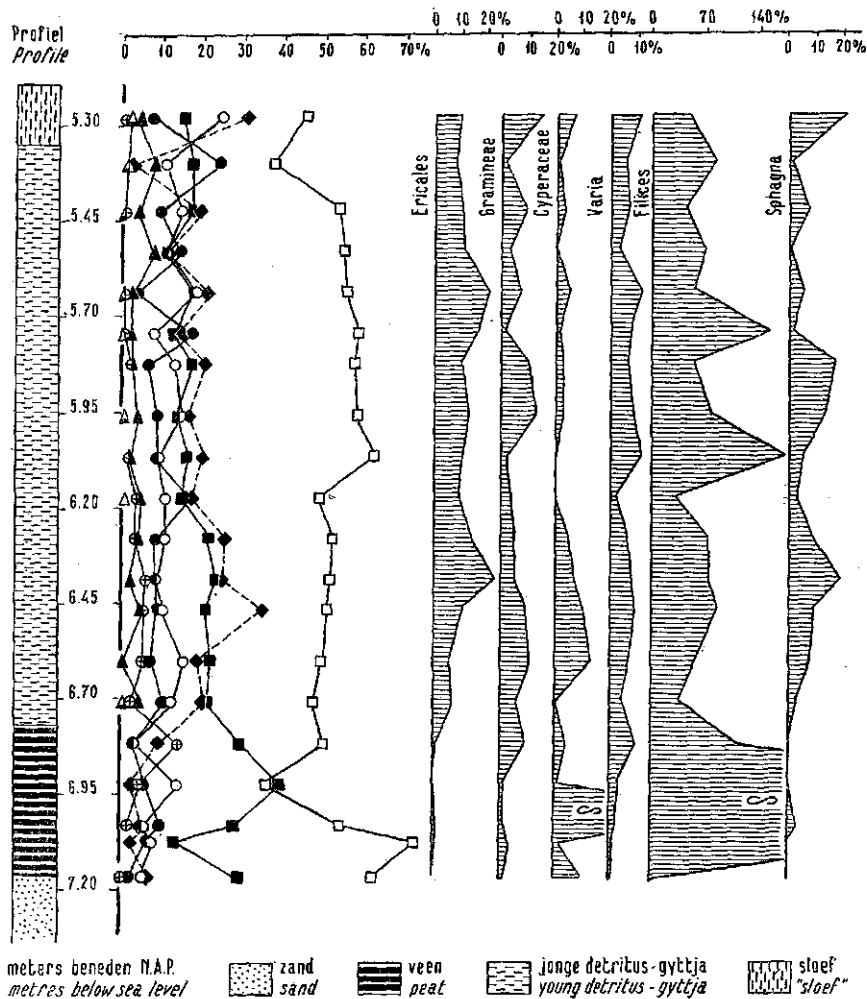


FIG. 31. Pollendiagram van een profiel met detritus-gyttja op kavel Q 53.
Pollen-diagram of a profile with detritus-gyttja on parcel Q 53.

Volgens FLORSCHÜTZ (15-1-1952) eindigde de afzetting van de jonge detritus-gyttja, blijkens de diagrammen weergegeven in de figuren 29 en 30, vermoedelijk kort na het begin van het Subatlanticum. Het verloop van de *Fagus*-curve bood weinig steun voor het aangeven van de grens tussen het Subboreaal en het Subatlanticum, daar uit het profiel van Urk, gepubliceerd door MULLER en VAN RAADSHOOVEN, gebleken is dat *Fagus* ook in het jonge veenmosveen voorlopig nog laag blijft. De *Corylus*-curven bereiken even voor de overgang van de jonge detritus-gyttja naar de bovenliggende sloefafzettingen de laagste waarden.

Het derde samengestelde diagram (fig. 31) heeft betrekking op jonge de-

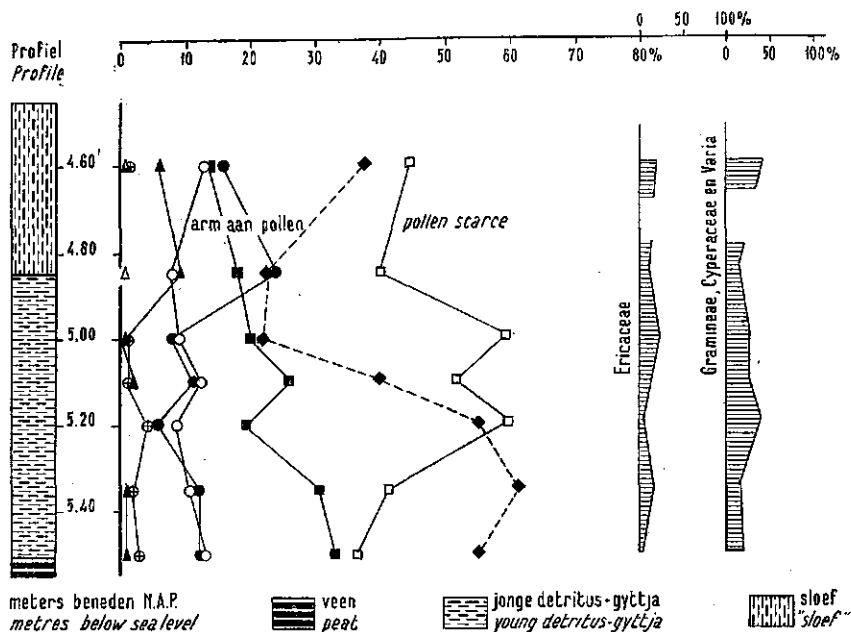


FIG. 32. Pollendiagram van een profiel met detritus-gyttja op kavel O 20.
Pollen-diagram of a profile with detritus-gyttja on parcel O 20.

tritrus-gyttja uit een profiel op kavel Q 53. De ligging van het profiel is aangegeven in figuur 27 (plek 3) en in figuur 28. Op het geabradeerde zeggeveen, dat blijktens het diagram uit het Atlanticum dateert, is een enkele schelp van *Cardium edule* aangetroffen. Daarboven ligt een pakket jonge detritus-gyttja dat blijktens het diagram uit het Subboreaal en mogelijk uit het begin van het Subatlanticum dateert.

FLORSCHÜTZ (15-1-1952) merkte bij de drie genoemde diagrammen nog het volgende op: „Het vermoeden dat de detritus-gyttja van figuur 31 gevormd werd ongeveer in dezelfde tijd, als waarin de detritus-gyttja van figuur 30 boven ± 7.80 m en de *Cardium*klei met detritus-gyttja uit figuur 29 boven ± 8.20 m - N.A.P. tot afzetting kwamen, vindt steun in het verloop van de curven van het „non-arboreal” pollen en de sporen van *Filices* en *Sphagna*. In het diagram van figuur 31 beginnen de vrij hoge percentages van *Ericaceae* en *Sphagna* in de onderste laag van de detritus-gyttja; in de diagrammen uit de figuren 29 en 30 eerst in de bovenste detritus-gyttja. De merkwaardige *Filices*-culminatie, die in alle diagrammen voorkomt, bevindt zich in de figuren 29 en 30 nagenoeg in het midden, in figuur 31 aan de basis”.

„De toeneming van de *Sphagnum*- en *Ericaceae*-procenten na de *Filices*-culminaties wijst op een verandering in het plantendek van het omringende land: het aandeel van veenmos en heideachtigen in de „lagere” vegetatie nam blijkbaar toe ten koste van dat der varens. Er is alle reden om te ver-

onderstellen, dat die verandering in oligotrophe richting over een uitgestrekt gebied gelijktijdig plaats vond. Zij kan het gevolg zijn geweest onder meer van een daling van het peil van het grondwater".

Het is ons inziens zeer waarschijnlijk dat deze verandering in de vegetatie vooral een gevolg is geweest van de verbeterde afwatering van het gebied ten gevolge van de veenafslag bij de Cardiumklei-transgressie.

Tenslotte is in figuur 32 nog een diagram afgebeeld dat werd samengesteld door FLORSCHÜTZ (2-6-1949). Het is afkomstig van een profiel op kavel O 20 (fig. 27, plek 4). De laag jonge detritus-gyttja dateert blijkens de dalende *Corylus*-curve en de aanvankelijk lage percentages van *Fagus* voor het grootste gedeelte uit het Subboreaal. Op een diepte van 4.9 m - N.A.P. begint de subatlantische sedimentatie. *Fagus* neemt op deze diepte sterk toe en de *Corylus*-curve bereikt haar laagste stand.

Ook uit de overige door FLORSCHÜTZ geanalyseerde en door KLAAR (1951) vermelde diagrammen kon worden geconcludeerd dat het grootste gedeelte van de detritus-gyttja uit het Subboreaal dateert. Slechts in het begin van het Subatlanticum werd nog enige detritus-gyttja gevormd.

Ook het archaeologische onderzoek wees in dezelfde richting. In de jonge detritus-gyttja zijn enkele voorwerpen van hertshoorn gevonden, die wel als landbouwhakken worden beschouwd (VAN DER HEIDE, 1955 a). Veelal worden deze voorwerpen in het Mesolithicum geplaatst. VAN DER HEIDE meende dat een mesolithische ouderdom, althans voor ons gebied, onwaarschijnlijk is. Anderzijds zijn deze voorwerpen zeker ouder dan de Fries-Bataafse cultuur, zodat VAN DER HEIDE geneigd was deze voorwerpen, waarvan het doel en het gebruik geenszins vaststaat, te plaatsen in de Bronstijd tot vroege IJzertijd.

In de oude sloefafzettingen, gelegen onmiddellijk op de jonge detritus-gyttja is een Romeins kruikje gevonden (VAN DER HEIDE, 1955 a), waaruit wellicht mag worden afgeleid dat deze afzetting in de Romeinse tijd werd gevormd. Dit zou dus de sedimentatie van het jongste deel van de detritus-gyttja beperken tot dat gedeelte van het Subatlanticum, dat vóór het begin van onze jaartelling valt. Gezien de verbreiding van de jonge detritus-gyttja in de Noordoostpolder hadden zich dus reeds in de Romeinse tijd meren van grote uitgestrektheid gevormd.

c. De dy.

Dateert de oude detritus-gyttja van vóór de Cardiumklei-transgressie en de jonge detritus-gyttja van na deze fase, de dy is ongeveer gelijktijdig met de Cardiumklei tot afzetting gekomen.

In de Scandinavische literatuur treft men de naam dy aan voor afzettingen van in hoofdzaak organisch materiaal in oligotrophe meren, waarbij de organische stof voor een belangrijk gedeelte bestaat uit uitgevlokte humuskolloïden. ESHUIS (1946) beschrijft de dy als een geleïachtige substantie, ontstaan door het neerslaan van humuskolloïden, wanneer het water waarin deze humuskolloïden voorkomen, in contact komt met water, rijk aan opgeloste stoffen, vooral calcium. ESHUIS rekent de dy tot de allochthone afzettingen.

De dy wordt voorts veelal beschreven als een bruine, waterrijke, vaak wat elastische en bij drogen sterk krimpemde substantie. Volgens de Scandinavische literatuur is het KOH-extract van dy zeer donker en blijft de dy ook bij indrogen bruin van kleur.

De meest zuivere vorm waarin dy voorkomt is doppleriet; meestal is de dy vermengd met gyttja, zodat van gyttja-dy kan worden gesproken.

In de Noordoostpolder komt ten Noorden van Schokland dy in de ondergrond voor (fig. 24). Uit de facies en het voorkomen van deze afzetting kan de ontstaanswijze worden verklaard.

Tijdens het Subboreaale groeide er ten Noordoosten van Emmeloord nog oligotrooph veen. Dit veengebied waterde af op het meer dat in figuur 24 ten Zuidoosten van Emmeloord is aangegeven. Dit meer had een afvoer in westelijke richting; langs deze weg vonden bij de Cardiumklei-transgressie Cardiumklei en Cardiumschelpen hun weg naar het Oosten. Het water uit het meer dat veel humuskolloïden bevatte, kwam hier in contact met het brakke water van de Cardiumklei-transgressie. Juist langs de contact-zône vindt men nu aan beide zijden van de afvoergeul een afzetting die in hoofdzaak uit uitgeklokte humuskolloïden bestaat.

De aard van deze dy kan worden beschreven als een bruine tot bruinzwarte, sterk elastische, in oorsprong zeer waterrijke afzetting, die breekt met schelpvormige breukvlakken en in consistentie het beste vergelijkbaar is met bakkersgist. Bij indroging blijft de dy bruin en vertoont geen gelaagdheid. Het humusgehalte is hoog. Gehalten van 50 % werden aangetroffen, doch veelal is het humusgehalte wat lager, doordat enige Cardiumklei in het sediment aanwezig is.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) beschreven de dy als atlantisch, verslagen veen. Zij vermeldden voorts het onderzoek van de dy op diatomeeën door de Heer VAN DER WERFF. Van de soorten *Melosira granulata*, *Melosira ambigua*, *Fragilaria construens* var. *binodis*, *Fragilaria inflata* werden zeer vele exemplaren gevonden, terwijl ook *Cyclotella meneghiniana* en *Stephanodiscus astraea* veelvuldig werden aangetroffen. Deze 6 soorten komen in zoet tot zwak brak water voor. Naast deze 6 werden nog enkele andere soorten uit zoet water gevonden, doch ook enkele typische mariene soorten als *Coscinodiscus excentricus*.

MIDDELHOEK onderzocht ook enkele monsters op ostracoden en diatomeeën. Uit de ostracoden konden geen conclusies getrokken worden, daar deze slechts schaars voorkwamen; het onderzoek van de diatomeeën bevestigde geheel de resultaten van VAN DER WERFF (MIDDELHOEK and WIGGERS, 1953).

Blijkens de diatomeeën-associatie heeft men hier dus met een typisch menggebied van zoet en zout water te doen gehad.

Ook elders in de polder treft men plaatselijk dy-lagen aan. Soms komt de dy voor onder jonge detritus-gyttja. In enkele gevallen vindt men echter dunne lagen dy in het veen. Ten dele zal deze dy-vorming dateren uit de periode waarin het veen gevormd werd; anderzijds wijzen enkele verschijn-

selen er op dat ook later bij een overstroming van het veengebied met brak water, humuszuren zijn uitgevlokt.

§ 5. DE FLEVOMEER- EN ALMERE-FASE.

De paragrafen 5, 6 en 7 handelen over sedimentatie, erosie en reliefontwikkeling tijdens drie verschillende fasen in de subatlantische ontwikkeling van de Zuiderzee van Flevomeer tot IJsselmeer. Deze fasen zijn de Flevomeer- en Almere-fase, de Zuiderzee-fase en de IJsselmeer-fase.

Ter toelichting op deze indeling diene het volgende. Uit de Romeinse tijd dateren de berichten over het Flevomeer. In 755 wordt de naam Almere en in 1340 de naam Sudersee voor het eerst aangetroffen. Met de afsluiting van de Zuiderzee in 1932 brak de IJsselmeer-fase aan. Men zou derhalve in het Subatlanticum kunnen spreken van een Flevomeer-fase (vóór ± 750 n. Chr.), een Almere-fase (± 750 — ± 1350 n. Chr.), een Zuiderzee-fase (± 1350 —1932 n. Chr.) en een IJsselmeer-fase (sinds 1932).

Daar echter de sedimenten, die tot het einde van de XVIde eeuw in de Noordoostpolder zijn afgezet, zich in velerlei opzicht zeer duidelijk onderscheiden van die, welke daarna tot afzetting zijn gekomen en er anderzijds nauwelijks onderscheid is tussen de sedimenten uit de Flevomeer-fase en die uit de Almere-fase, werd de periode tussen het begin van onze jaartelling en het einde van de XVIde eeuw aangeduid als de Flevomeer- en Almere-fase. Wanneer uitsluitend over het laatste gedeelte van de Flevomeer- en Almere-fase wordt gehandeld, is korthedshalve wel de naam Almere-fase gebruikt.

De sedimenten uit de Flevomeer- en Almere-fase bestaan voor het grootste gedeelte uit de zogenaamde sloefafzettingen. Daarnaast is in deze tijd plaatselijk een kleidek op het veen afgezet, terwijl ook de sedimentatie van zanden van locale oorsprong en van het Ramspolzand ten dele in deze fase valt. De veengroei ging in enkele gebieden nog voort tot enkele eeuwen na het begin van onze jaartelling, zodat de Flevomeer- en Almere-fase ook nog veengroei te zien heeft gegeven. De veengroei, de vorming van het kleidek en de afzetting van de zanden van locale oorsprong en van het Ramspolzand zullen aan het einde van deze paragraaf in de genoemde volgorde worden besproken. Allereerst zal thans de behandeling van de sloefafzettingen plaats vinden.

1. *De sloefafzettingen.*

a. Algemene opmerkingen betreffende de sloefafzettingen.

In 1942 verscheen een nota van ZUUR en DONKERSLOOT, bevattende een voorstel voor een nieuwe indeling van de Zuiderzeegronden naar het gehalte aan fijne deeltjes. In deze nota werd uiteengezet, dat een indeling van de gronden naar het lutumgehalte (gehalte aan deeltjes $< 2 \mu$) de voorkeur verdiende boven die naar het gehalte aan afslibbare delen (deeltjes $< 16 \mu$).

In 1943 verscheen een nota van ZUUR, waarin naast de termen lutum en slib (respectievelijk voor de fracties $0-2 \mu$ en $0-16 \mu$) de naam sloef of sloef-fractie werd gebruikt voor de deeltjes van $2-16 \mu$. Deze naam werd ontleend

aan de Duitse term *Schluff*, waarmee deeltjes van 2-20 μ worden aangeduid.

Bij de Nederlandse mariene sedimenten blijkt de verhouding tussen de gehalten aan lutum- en sloefdeeltjes vrij constant te zijn. Hierop wees HISSINK (1929) als eerste, naar aanleiding van zijn onderzoek van het Andijker slik. Over het algemeen verhouden de percentages aan beide fracties zich ongeveer als 2 : 1. In de Noordoostpolder bleken nu afzettingen voor te komen, waarin deze verhouding veelal 1 : 2 bedroeg. Dit betekent dus, dat deze sedimenten een relatief hoog gehalte aan sloefdeeltjes bezitten. In hoofdstuk III wordt nader ingegaan op de vraag of het lutumgehalte te laag, dan wel het sloefgehalte te hoog is.

De bovengenoemde afzettingen met een relatief groot gehalte aan deeltjes van de sloeffractie worden nu aangeduid als sloefafzettingen.

b. Indeling van de sloefafzettingen.

Bij de bodemkartering van de polder bleek tijdens de opname te velde, dat in bepaalde gedeelten van de polder in het pakket sloefafzettingen 7 lagen te onderscheiden vielen. Deze lagen verschilden onderling in lutumgehalte, gehalte aan organische stof en vooral in de aard van de gelaagdheid. Uit deze criteria vloeiden ook de namen voort, die tijdens het onderzoek te velde aan de lagen werden gegeven. Van boven naar beneden werden onderscheiden:

droge sloef
vette sloef
droge bandjessloef
humeuze bandjessloef
humeuze sloef
magere sloef
sterk humeuze sloef

Uit deze namen blijkt reeds, dat er drie lagen met een betrekkelijk laag lutumgehalte werden aangetroffen. Mede in verband met verschillen in aard van de gelaagdheid, heeft men in een later stadium de 7 lagen in 3 groepen ingedeeld en hieraan de symbolen toegekend, die in de volgende lijst zijn opgenomen:

droge sloef	-- Sloef Ia	-- Sl Ia	} Sloef I
vette sloef	-- Sloef Ib	-- Sl Ib	
droge bandjessloef	-- Sloef IIa	-- Sl IIa	} Sloef II
humeuze bandjessloef	-- Sloef IIb	-- Sl IIb	
humeuze sloef	-- Sloef IIc	-- Sl IIc	
magere sloef	-- Sloef IIIa	-- Sl IIIa	} Sloef III
sterk humeuze sloef	-- Sloef IIIb	-- Sl IIIb	

In tabel 12 is de gemiddelde samenstelling van de 7 sloeflagen in de Noordoostpolder weergegeven.

of slijb
lutum

TABEL 12. Gemiddelde samenstelling van de sloeflagen in de Noordoostpolder. De tussen haakjes geplaatste cijfers geven de aantallen onderzochte monsters aan.

Laag	Gehalte aan hoofdbestanddelen in g per 100 g droge stof					U-cijfer	$\frac{0-2\mu}{0-16\mu} \times 100$
	CaCO ₃	Org. stof	Lutum (0—2 μ)	Afslibb. delen (0—16 μ)	Zand (16—2000 μ)		
Sl Ia	11.2 (79)	2.2 (79)	6.8 (175)	18.8 (135)	67.8 (135)	336 (104)	36.1 (135)
Sl Ib	9.5 (472)	3.3 (472)	9.9 (598)	25.7 (522)	61.5 (522)	284 (96)	38.5 (522)
Sl II ^a	8.5 (318)	2.9 (318)	4.9 (321)	13.9 (306)	74.7 (306)	294 (141)	35.3 (306)
Sl II ^b	7.2 (182)	7.5 (182)	9.1 (182)	26.1 (160)	59.2 (160)	309 (29)	34.9 (160)
Sl II ^c	7.0 (106)	12.4 (106)	14.0 (106)	34.2 (102)	46.4 (102)	340 (1)	36.3 (102)
Sl III ^a	6.4 (76)	4.7 (76)	4.6 (76)	11.0 (76)	77.9 (76)	305 (37)	41.9 (76)
Sl III ^b	4.5 (64)	13.1 (64)	10.9 (64)	27.0 (64)	55.4 (64)	302 (2)	40.4 (64)
Totaal aantal monsters <i>Total number of samples</i>	1297	1297	1522	1365	1365	410	1365
Layer	CaCO ₃	Org. matter	Clay (0—2 μ)	Clay and silt (0—16 μ)	Sand (16—2000 μ)	Specific surface /	$\frac{0-2\mu}{0-16\mu} \times 100$
	Contents in gr. per 100 gr. dry matter						

TABLE 12. Average composition of the "sloef" layers in the North-Eastern Polder. Numbers of samples in brackets.

Het gemiddelde lutumgehalte in de lagen Sl Ia, Sl II^a en Sl III^a blijkt minder dan 7 % te bedragen; deze lagen zijn dan ook aangeduid als respectievelijk droge sloef, droge bandjessloef en magere sloef. De laag Sl Ib is in de eerste plaats gekenmerkt door een hoger lutumgehalte, waarop de naam vette sloef betrekking heeft. De lagen Sl II^b, Sl II^c en Sl III^b bevatten naast een hoger lutumgehalte ook een hoger gehalte aan organische stof; vooral in de beide laatstgenoemde lagen is dit het geval. De namen voor deze drie lagen, respectievelijk huidende humeuze bandjessloef, humeuze sloef en sterk humeuze sloef duiden op dit hogere gehalte aan organische stof.



Foto-archief Directie Wieringermeer.

FIG. 33. Gelaagdheid van de sloefafzettingen; dikte van het afgebeelde pakket ongeveer 50 cm.

Stratification and lamination in the "sloef" deposits; thickness of the represented part about 50 cm.

De lagen Sl II^a en II^b zijn steeds zeer fraai gelaagd, waarbij zandige en kleiige laagjes afwisselen met dunne bandjes bestaande uit verslagen veen (fig. 33).

In figuur 34 is het verloop van het lutumgehalte en van het gehalte aan organische stof in een aantal sloefprofielen weergegeven. Uit deze figuur blijkt duidelijk, dat de opeenvolging in lutum- en humusgehalte steeds hetzelfde is, hetzij men een profiel in het Westen, hetzij in het Oosten van de polder beschouwt. Het niveau, waarop de gehalten aan lutum en organische stof zich bevinden moge in afzonderlijke profielen verschillend zijn, de gehalten vertonen steeds dezelfde gang.

In figuur 35 zijn de gehalten aan lutum, organische stof en koolzure kalk in de verschillende sloeflagen grafisch weergegeven in de vorm van histogrammen. Bij de beschouwing van deze grafieken blijkt, hoezeer de verschillende gehalten binnen een bepaalde laag uiteenlopen en hoezeer de gehalten aan lutum, organische stof en koolzure kalk elkaar in de verschillende lagen overlappen.

In een volledig profiel is het met enige ervaring niet moeilijk de 7 lagen te onderscheiden, hoewel door het subjectieve karakter van de indeling kleine verschillen in interpretatie niet uitgesloten zijn.

De onderscheiding van de lagen is aanmerkelijk moeilijker, wanneer er stratigrafische hiaten optreden, wanneer de lagen zeer dun zijn en wanneer het lutumgehalte en het gehalte aan organische stof van alle lagen weinig verschillen vertonen.

Kleine hiaten treden in het sloefpakket veelvuldig op, hetzij doordat in een bepaalde tijd op een bepaalde plaats geen sedimentatie plaats vond, hetzij doordat reeds afgezette lagen min of meer zijn geërodeerd. Aangezien de lagen echter in de doorlopende slootprofielen volledig vervolgd konden worden, leverden deze hiaten veelal geen onoverkomenlijke moeilijkheden.

De veranderingen in de facies van de afzonderlijke lagen hebben in bepaalde gedeelten van de polder tot gevolg, dat het verschil in lutumgehalte en gehalte aan organische stof tussen de verschillende lagen zeer gering

wordt. Voor het lutumgehalte is dit bijvoorbeeld in het Westen van de polder in de jongere sloeflagen het geval. Aangezien de facies-veranderingen zich binnen iedere laag zeer geleidelijk voltrekken, leverde de onderkenning van de sloeflagen ook in deze gevallen weinig principiële moeilijkheden.

Wanneer een sloeflaag niet dikker dan enkele centimeters is, is de onderscheiding niet meer mogelijk, aangezien het gehele sloefpakket duidelijk gelaagd is en de dikte van de betreffende sloeflaag dan van dezelfde grootorde is als de dikte van de zandige, kleifige en humusrijke laagjes uit de onder- of bovenliggende sloeflaag.

Het is niet noodzakelijk in deze publicatie het voorkomen, de dikte en de facies-veranderingen van

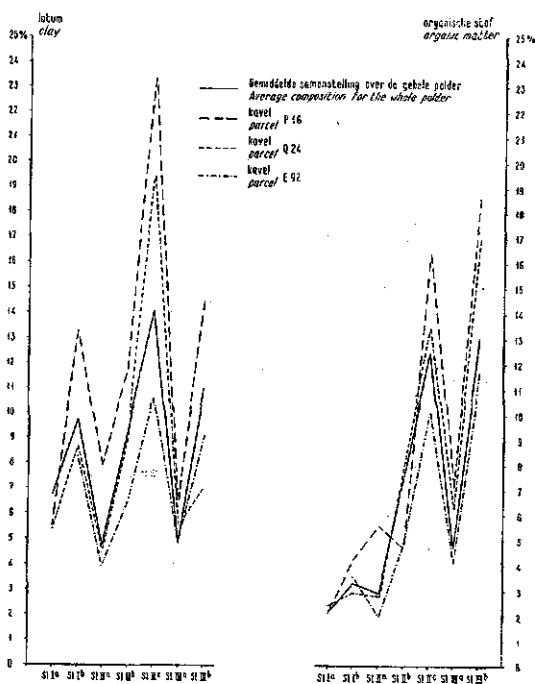


Fig. 34. Het verloop van het gehalte aan lutum en organische stof (beide in g per 100 g droge stof) in enkele sloefprofielen.

The contents of clay and organic matter (both in gr. per 100 gr. dry matter) in some profiles with "sloef" deposits.

TABEL 13. De gehalten aan lutum en organische stof van de in figuur 36 onderscheiden lagen.

Laag	In g per 100 g droge stof	
	lutum	org. stof
Zu I	19.7	2.4
Zu II	31.2	3.4
Zu III	4.2	0.7
Sl Ia	5.5	1.5
Sl Ib	8.2	2.4
Sl IIa	4.5	3.6
Sl IIb	8.9	8.1
Sl IIIa	3.7	4.4
Sl IIIb	6.7	9.0
<i>Layer</i>	<i>clay</i>	<i>org. matter</i>
	<i>In gr. per 100 gr. dry matter</i>	

TABLE 13. Contents of clay and organic matter of the layers in figure 36.

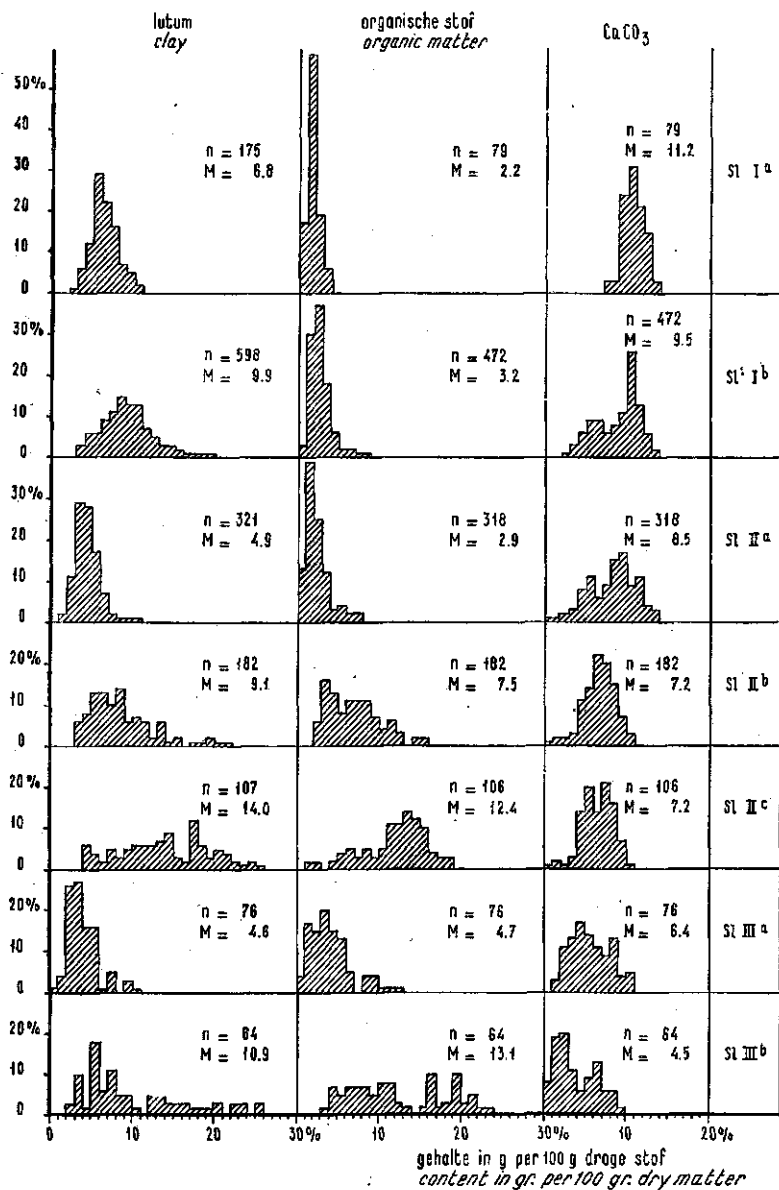


FIG. 35. Histogrammen van de gehalten aan lutum, organische stof en koolzure kalk in de zeven sloeflagen.

Histograms of the contents of clay, organic matter and calcium carbonate in the seven "sloef" layers.

alle sloeflagen afzonderlijk te behandelen. Slechts van de laag Sl I^b zijn, mede als voorbeeld van die van de overige lagen, enkele kaarten opgenomen.

In figuur 36 is een profiel weergegeven, ontleend aan de Bodemkundige Code- en Profielenkaart van de Noordoostpolder (blad 12). In tabel 13 zijn de gehalten aan lutum en organische stof van de betreffende lagen vermeld.

c. De datering van de sloeflagen.

In paragraaf 4 werd voor de datering van het einde van de afzetting van de detritus-gyttja reeds gebruik gemaakt van de vondst van een kruikje van Romeinse ouderdom in de laag Sl III (VAN DER HEIDE, 1951). Deze sloef dateert volgens dit gegeven dus vermoedelijk reeds van kort na het begin van onze jaartelling.

Nader zal nog blijken dat deze datering van de Sl III enigermate steun vindt in de datering van het kleidek op het veen, dat plaatselijk ten tijde van de vorming van de laag Sl III^b werd afgezet.

In het uiterste Westen van de polder werd boven in de Sl III, ongeveer op de overgang van de laag Sl III^b naar de laag Sl III^a een deksel van een sarcophaag van bontzandsteen gevonden. Dit deksel werd door de Heer H. MARTIN gedateerd omstreeks de tweede helft van de XIIde eeuw (VAN DER HEIDE, 1955 a). De vorming van de laag Sl III^b zou dus omstreeks 11 eeuwen geduurd hebben. Het valt te betreuren dat niet meer gegevens aanwezig zijn voor een scherpere datering van de vorming van deze laag Sl III^b. Vooral omtrent de aanvang van de sedimentatie bestaat nog weinig zekerheid.

De laag Sl III^a moet zijn gevormd tussen het midden van de XIIde en het midden van de XIIIde eeuw. Deze laag bevat namelijk aan zijn bovenzijde plaatselijk veelvuldig scherven, waarvan de jongste dateren uit het begin van de XIIIde eeuw. Op deze schervenrijke laag, die zeer veel exemplaren van *Valvata piscinalis* (MÜLLER) bevat en die daarom wel Valvatalaag is genoemd, komen wij in ander verband nog terug.

Hier moge echter reeds worden opgemerkt dat de aard van deze Valvatalaag wijst op een erosie-stadium, dat wellicht in verband mag worden gebracht met de verhoogde frequentie aan stormvloeden in het midden van de XIIIde eeuw. Met name het onderzoek in Barradeel heeft geleid tot een scherpe datering van dit verschijnsel in het kustgebied in Friesland (BAKKER, 1953). Wij volstaan in dit verband met het noemen van de verplaatsing van het klooster Vetus Vallis in 1234 meer landinwaarts, van de afzetting van het laatmiddeleeuwse dek sinds het begin van de XIIIde eeuw en van de ondergang van het eiland Griend in 1287.

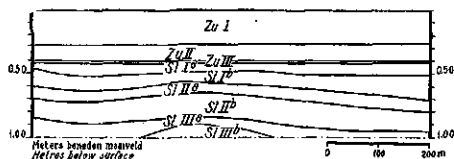


FIG. 36. Profiel van de kavelsloot O 69/O 70, ontleend aan de Bodemkundige Code- en Profielenkaart van de Noordoostpolder, blad 12.

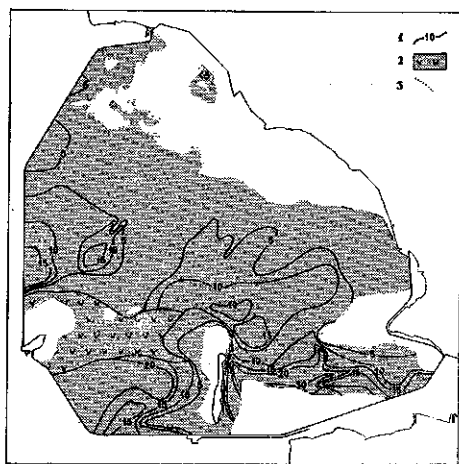
Profile of the ditch between the parcels O 69 and O 70, derived from the Soil Map with ditch-profiles of the North-Eastern Polder, sheet 12.

De jongere sloeflagen zijn niet alle nauwkeurig gedateerd. De periode waarin deze zijn afgezet, strekt zich ook slechts uit van de XIIIde tot het einde van de XVIde eeuw. Aanvankelijk bestond de mening dat in de Noordoostpolder het einde van de afzetting van de sloef reeds in het begin van de XVde eeuw viel (MODDERMAN, 1945; MULLER en VAN RAADSHOOVEN, 1947). Uit latere scheepsopgravingen en uit latere vondsten is gebleken, dat eerst tegen het einde van de XVIde eeuw en in het begin van de XVIIde eeuw het zoutgehalte in het water ter plaatse van de huidige Noordoostpolder belangrijk is gestegen.

Tussen het midden van de XIIIde en het einde van de XVIde eeuw zijn dus de lagen Sl II^c, Sl II^b, Sl II^a, Sl I^b en Sl I^a afgezet. Wanneer de vorming van elke laag ongeveer even lang heeft geduurd, komt men voor de afzetting van iedere laag op een periode van ongeveer driekwart eeuw. Het moge duidelijk zijn, dat het niet gemakkelijk valt een zo gedetailleerde datering van deze lagen te verkrijgen, vooral niet indien men bedenkt, dat geen enkele scherf op zijn oorspronkelijke ligplaats aanwezig is. Vasthoudende aan de genoemde periode van ongeveer driekwart eeuw zou de Sl II^c dateren uit de tweede helft van de XIIIde eeuw, de Sl II^b uit de XIVde eeuw, de Sl II^a uit de eerste helft van de XVde eeuw, de Sl I^b uit de tweede helft van de XVde en het begin van de XVIde eeuw en de Sl I^a uit het tweede gedeelte van de XVIde eeuw.

d. Het voorkomen, de dikte en de diepteligging van de sloefafzettingen.

Fig. 37 geeft een beeld van de verbreiding en de dikte van het totale pakket sloefafzettingen. Veelal wordt deze begrenzing gevormd door de laag Sl I^b, doch plaatselijk hebben oudere sloeflagen een grotere verbreiding dan deze jongere laag.



1. dikte in dm
thickness in dm.
2. dikte sterk wisselend
thickness greatly varying
3. plaats waar de sloeflagen snel in een zandige kustafzetting overgaan
"sloef" layers change into a sandy shore-line deposit

FIG. 37. Dikte van het totale sloefpakket.
Thickness of all "sloef" layers.

In het Noordoosten van de polder worden de sloefafzettingen begrensd door een grillig verloopende lijn. Dit hangt samen met het feit, dat oorspronkelijk in vrijwel het gehele Noordoosten van de polder wel sloefafzettingen zijn gesedimenteerd, doch dat deze door latere abrasie zijn verdwenen. Zeer kleine verschillen in diepteligging van de onderzijde van het pakket sloeflagen doet bij horizontale abrasie een grillige begrenzing ontstaan.

In het Zuiden van de polder komt op enkele plaatsen geen sloef voor, namelijk rond de keileemopduikingen bij Urk, Urkervaart en de Voorst, terwijl voorts rond Schokland en Urk geen sloef aanwezig is. Deze gebieden staken tijdens de afzetting van de sloef nog boven water uit.

In figuur 37 en in de overige kaarten der sloefafzettingen zijn tevens die gebieden blank gelaten, waar afzetting van zanden van locale oorsprong en van het Ramspolzand heeft plaats gevonden, hetzij gelijktijdig met de vorming van de sloeflagen, waardoor deze tenslotte door vermenging onherkenbaar worden, hetzij voornamelijk na de afzetting van de sloef, waardoor de sloeflagen door een dik pakket zand zijn overdekt. Ook dan is de begrenzing van de sloef nauwelijks vast te stellen, daar het op grote schaal doorboren van dit zandpakket op technische moeilijkheden stuit.

De dikte van het totale sloefpakket loopt sterk uiteen. Bij een nadere beschouwing valt wel enige regelmaat te ontdekken. In de eerste plaats neemt de dikte van de lagen naar het Noordoosten af, hetgeen samenhangt met verschillende factoren als geringere inklinking van de onderliggende lagen tijdens de sedimentatie en latere abrasie. Rond Schokland bedraagt de dikte minder dan 50 cm, doordat hier slechts de jongste lagen aanwezig zijn.

In het Westen en midden van de polder komt een dikte van 5—10 dm over vrij grote gebieden voor. In sectie O, één van de gebieden waar ook de detritus-gyttja in dikke lagen werd afgezet, neemt de dikte toe tot meer dan 1 m en zelfs plaatselijk tot meer dan 1.5 m.

In het Zuidoosten van de polder komen plaatselijk grotere dikten dan 3 m voor, doch deze dikke lagen zijn gebonden aan het voorkomen van de diepe geulen in het pleistocene oppervlak. Deze geulen waren namelijk opgevuld met slappe, zeer waterrijke sedimenten (voornamelijk detritus-gyttja), die door de belasting onder de later afgezette sloeflagen sterk inklonken, en zo de mogelijkheid boden tot een voortgaande sedimentatie en een afzetting van een dik sloefpakket.

Ten Oosten van Urk is de dikte zo sterk wisselend, dat een brede zône met een aparte notatie werd aangegeven. De grote variatie in dikte hangt samen met de grillige diepteligging van het pleistocene zand en met de heterogene profielbouw.

De diktekaart van de sloeflagen kon zo gedetailleerd getekend worden, omdat deze berust op tienduizenden waarnemingen. Het beeld moest echter bij het ontwerpen van de kaart zeer sterk vereenvoudigd worden weergegeven.

De diepte van het bovenvlak van de sloeflagen t.o.v. N.A.P. is weergegeven in figuur 38. Moge de dikte van de sloeflagen van gebied tot gebied



1. diepte in dm — N.A.P.
depth in dm. below mean sea level
2. plaats waar de sloeflagen snel
in een zandige kustafzetting
overgaan
*"sloef" layers change into a sandy
shore-line deposit*

FIG. 38. Diepteligging van de bovenzijde van het sloefpakket.
Depth of the surface of the "sloef" layers.

nogal wisselend zijn, de diepteligging van de bovenzijde van het pakket vertoont een zeer regelmatig patroon, dat reeds sterk gelijkert op dat van de Zuiderzeebodem bij het droogvallen.

De dieptekaart geeft niet in alle gebieden een volkomen juist beeld van de diepteligging van de bovenzijde van het pakket sloeflagen onmiddellijk na de beëindiging van de sedimentatie. In de eerste plaats heeft er plaatselijk in latere tijd abrasie plaats gevonden, hetgeen bijvoorbeeld in het Noordoosten van de polder het geval is geweest. Voorts heeft de belasting door de jongere sedimenten in gebieden met een slappe ondergrond inklinking tot gevolg gehad, zodat ook daar de diepteligging oorspronkelijk geringer is geweest dan thans wordt gevonden. Hoewel deze kaart dus met enige onzekerheden is belast, zijn de genoemde processen niet van die aard geweest, dat hierdoor het patroon van de dieptelijnen in belangrijke mate is gewijzigd.

De afzetting van de sloeflagen heeft sterk vereffenend gewerkt. Bij een vergelijking van figuur 26, die de diepteligging van de bovenzijde van het pakket detritus-gyttja aangeeft, met figuur 38 blijkt het patroon van de dieptelijnen vrij sterk te zijn veranderd, terwijl de meerbodem vlakker is geworden.

De dieptekaart vertoont over het algemeen een afneming van de diepte in noordoostelijke, oostelijke en zuidoostelijke richting. De helling is echter uiterst gering; veelal bedraagt deze over een grotere afstand gerekend niet meer dan 10 à 20 cm per km. Het diepste gedeelte ligt even beneden 4.8 m - N.A.P. het hoogste gedeelte even boven 2.8 m - N.A.P.

Ook deze kaart verkrijgt meer betekenis wanneer in de volgende paragraaf deze diepteligging in verband wordt gebracht met de sedimentatie van de jongere lagen.

e. De herkomst van de minerale en organische bestanddelen in de sloeflagen.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) maakten in hun beschrijving van de holocene sedimenten in de Noordoostpolder een enkele opmerking omtrent de herkomst van het anorganische en organische materiaal van de detritus-gyttja en van de sloef. Over de herkomst van het anorganische materiaal in de detritus-gyttja merkten wij in paragraaf 4 reeds op, dat wij met de genoemde auteurs van mening zijn, dat een groot gedeelte van het anorganische materiaal door de IJssel kan zijn aangevoerd, doch dat met name in het Noorden ook enige aanvoer vanuit het Waddengebied kan hebben plaats gevonden.

Dit zelfde geldt eigenlijk tevens voor het anorganische materiaal van de laag Sl III^b. In de Noordoostpolder valt in de laag Sl III^b nauwelijks enig systematisch verschil te bespeuren in het lutumgehalte en de zandgrofheid, wanneer men monsters uit het Westen van de polder vergelijkt met die uit het Zuidoosten. Uit het volgende zal blijken dat dit voor de jongere sloeflagen wel het geval is.

Het probleem van de herkomst van het anorganische materiaal in de laag Sl III^b valt binnen de Noordoostpolder niet op te lossen. Derhalve is getracht in het noordelijke gedeelte van de Zuiderzee na te gaan of hier van een geleidelijke verandering in de facies van deze laag sprake is. Hierbij stuit men echter op onoverkomenlijke moeilijkheden bij de herkenning van de verschillende sloeflagen. Zelfs vele boringen bleken niet in staat voldoende gegevens te verschaffen om een absoluut zekere herkenning van de laag Sl III^b mogelijk te maken.

Men kan ook trachten de aanvoer van materiaal door de IJssel enigermate te schatten. Men heeft bij deze berekening echter te maken met een groot aantal onbekende factoren. We noemen als onbekenden slechts de jaarlijkse slibafvoer door de IJssel in de periode 0—1000 n. Chr. en de grootte van het gebied, waarin dit sediment tot afzetting kwam.

LELY (1892) berekende de jaarlijkse slibafvoer door de IJssel te Westervoort in het tijdperk 1880—1884 op 470.000.000 kg. Wanneer men het soortelijke volume van het anorganische gedeelte van de laag Sl III^b stelt op 0,9, verkrijgt men een hoeveelheid materiaal die overeenkomt met rond 420.000 m³. Indien de oppervlakte van het meer waarin dit sediment tot afzetting is gekomen, op rond 200.000 ha wordt gesteld, betekent dit een jaarlijkse opslibbing van ongeveer 0.2 mm. De laag Sl III^b bevat voorts gemiddeld 13 % organische stof, waarvan slechts een gering gedeelte door de IJssel zal zijn geleverd. Dit gehalte aan organische stof doet het soortelijk volume van de laag Sl III^b stijgen tot omstreeks de dubbele waarde, zodat de jaarlijkse opslibbing zeker op 0.4 à 0.5 mm mag worden gesteld. Over een periode van rond 1000 jaar zou derhalve een laag tot afzetting komen met een dikte van 40 à 50 cm. In een groot gedeelte van de polder bedraagt de dikte van de laag Sl III^b ongeveer 40 à 50 cm.

De in het bovenstaande gemaakte berekening is slechts bedoeld, om aan te geven dat het niet uitgesloten moet worden geacht, dat het minerale gedeelte van de oudste sloeflaag inderdaad gedeeltelijk of geheel door de IJssel is aangevoerd.

Minder onzekerheid bestaat er aangaande de herkomst van het anorganische materiaal van de jongere sloeflagen, afgezet na het begin van de XIIIde eeuw. MULLER en VAN RAADSHOOVEN lieten zich omtrent deze herkomst zeer positief uit. Volgens hen is het anorganische materiaal vrijwel uitsluitend vanuit het Noorden aangevoerd, hetgeen zij afleidden uit de afnemende korrelgrootte van het materiaal van het Noordwesten naar het Zuidoosten en uit de zeer snelle sedimentatie, die volgens hen plaatselijk 2 m in ongeveer 100 jaar had bedragen.

De granulometrische samenstelling van de jongere sloeflagen wijst er inderdaad wel sterk op, dat dit anorganische materiaal vanuit het Noorden, dus vanuit de Noordzee en de Waddenzee, moet zijn aangevoerd. Er zal dus sinds het begin van de XIIIde eeuw een ruime toegangsweg voor deze grote hoeveelheid materiaal hebben bestaan. Het milieu waarin dit sediment tot afzetting kwam vertoonde, blijkens het onderzoek van de macro- en microfauna, een chloorgehalte van 0.15—0.30 %. Dit lage zoutgehalte ter plaatse van de Noordoostpolder hing samen met de grote aanvoer van zoet water via de IJssel en de Vecht. Een chloorgehalte van 0.30 % betekent intussen dat het Almere ter plaatse van de huidige Noordoostpolder omstreeks 15 % zeewater bevatte, hetgeen wijst op een ruime verbinding met de Noordzee, en dus op de mogelijkheid van een belangrijke aanvoer van sediment.

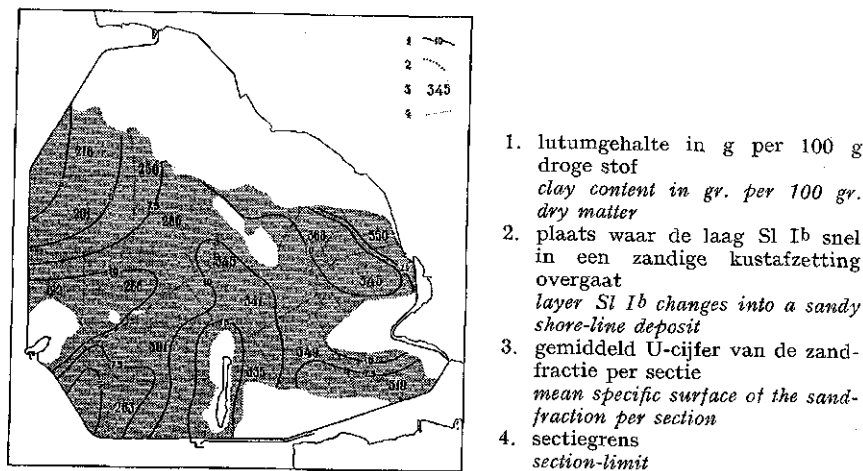


FIG. 39. Lutumgehalte van de laag SI Ib.
Clay content of the layer SI Ib.

Bij de behandeling van de granulometrische samenstelling zal nader worden ingegaan op het patroon van de lijnen van gelijk lutumgehalte in de sloeflagen. Thans zij volstaan met te verwijzen naar figuur 39, die aangeeft het patroon van de zwaarte-verdeling in de laag SI Ib. Het verloop van de lijnen van gelijk lutumgehalte wijst op aanvoer van het sediment vanuit het Westen. Dat in het Oosten en Zuidoosten het lutumgehalte lager is dan

in het centrale deel van de Noordoostpolder, is een verschijnsel dat ook bij de jongere afzettingen wordt aangetroffen.

Sterker dan het lutumgehalte pleit echter het U-cijfer voor de opvatting dat de anorganische bestanddelen vanuit de Waddenzee zijn aangevoerd. In figuur 39 werd het gemiddelde U-cijfer van alle monsters van de laag Sl I^b voor iedere sectie afzonderlijk aangegeven. In de westelijke secties B, C en D bedraagt het gemiddelde U-cijfer resp. 218, 201 en 192. De volgende reeks secties (F, G, H, J en E) vertoont gemiddelde U-cijfers van 250, 286, 268, 301 en 263. In de overige secties ligt het gemiddelde U-cijfer tussen 335 en 358. Wanneer men van de 3 groepen secties het gemiddelde U-cijfer berekent, verkrijgt men de reeks 204, 273, 345. Het U-cijfer stijgt dus aanmerkelijk wanneer men van West naar Oost gaat, hetgeen dus aangeeft, dat het sediment in deze richting fijner wordt.

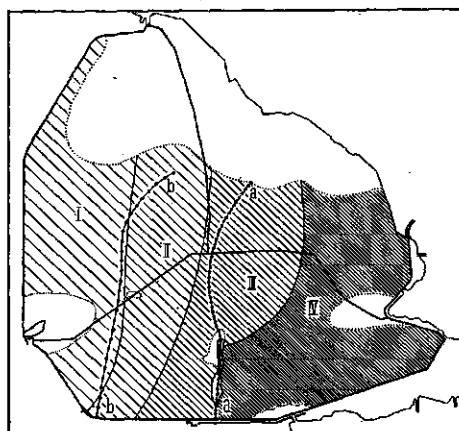
Niet slechts voor de laag Sl I^b geldt dit verschijnsel. Ook de laag Sl II^a, een laag waarvan voldoende U-cijfers werden bepaald voor een dergelijke splitsing van de monsters naar de verschillende secties, vertoont het fijner worden van het anorganische materiaal van de sloef in oostelijke en zuidoostelijke richting. Het gemiddelde U-cijfer voor de monsters uit de secties A, B, C en D, gelegen in het Westen van de polder, bedraagt 222. In de centraal gelegen secties F, G, H, J en E vindt men als gemiddelde waarde 280; in de overige secties bedraagt dit cijfer gemiddeld 336.

De sloeflagen bevatten vrijwel alle veel meer organische stof, dan normale mariene slikafzettingen met een overeenkomstig lutumgehalte, zodat een deel van de organische stof afkomstig zal zijn van afbraak van het omliggende veengebied. In de oudste sloeflaag kan een zeker gedeelte van de organische stof van autochthone herkomst zijn, doch het grootste gedeelte bestaat ook hier uit verslagen veen. Bij een microscopisch onderzoek van deze organische resten zijn verschillende bestanddelen als takjes, zaden e.d. herkenbaar, welke vondsten steeds wijzen in de richting van verslagen veen.

f. De macro- en microfauna in de sloeflagen en het daaruit af te leiden zoutgehalte van het milieu.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) verrichtten een uitvoerig onderzoek naar de fauna van de sloefafzettingen, waarbij zij speciaal aandacht schonken aan de verschillen in de fauna in verschillende delen van de polder.

De sloefafzettingen bevatten veelvuldig exemplaren van *Valvata piscinalis* (MÜLLER) en *Unio timidus* RETZ. Daarnaast werden, zij het over het algemeen in geringer aantal, gevonden *Pisidium amnicum* (MÜLL.), *Pisidium supinum* SCHMIDT, *Sphaerium corneum* (LINN.), *Sphaerium solidum* NORM., *Theodoxus fluviatilis* (LINN.), *Bithynia tentaculata* (LINN.). In figuur 40, ontleend aan de studie van MULLER en VAN RAADSHOOVEN, is aangegeven waar de genoemde soorten het veelvuldigst werden aangetroffen. In het Oosten van de polder komen deze soorten allen voor, vooral in de oudere



- I—IV. indeling in vier gebieden op grond van de microfauna (zie voor verklaring de tekst)
division into four areas according to the microfauna
- a—a. westelijke begrenzing van het gebied met veel zoetwater-mollusken
western boundary of the area with many fresh-water molluscs
- b—b. westelijke begrenzing van het gebied met weinig zoetwater-mollusken
western boundary of the area with few fresh-water molluscs

FIG. 40. Indeling van het sloefpakket naar de microfauna en de mollusken volgens MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947).

Division of the "sloef" layers according to the microfauna and the molluscs after MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947).

sloeflagen; in het Westen wordt slechts *Valvata* veelvuldig gevonden, soms begeleid door een enkele kleine *Cardium*.

Uit deze gegevens valt reeds af te leiden, dat het zoutgehalte ten tijde van de afzetting van de oudste sloeflagen zeer laag moet zijn geweest, vooral in het Oosten van de polder en dat dit gehalte tijdens de sloeffase is gestegen, vooral in het Westen van de polder.

De genoemde auteurs verrichtten ook een speciaal onderzoek naar de foraminiferen. Figuur 40 geeft 4 gebieden in de polder aan, die verschillen in de verhouding waarin foraminiferen ten opzichte van ostracoden werden gevonden.

In gebied I werden geen foraminiferen gevonden; in gebied II bevatten de monsters 0—10 % foraminiferen; in gebied III kwamen in sommige monsters 11—25 %, in de meeste echter 26—50 % foraminiferen voor. In gebied IV werden vrijwel steeds meer foraminiferen dan ostracoden bij de telling gevonden. Ook deze waarnemingen steunen dus de opvatting dat het zoutgehalte in het Westen hoger was dan in het Oosten. Helaas hebben MULLER en VAN RAADSHOOVEN het gehele pakket in verticale zin als een eenheid beschouwd, waardoor eventuele verschillen tussen de diverse lagen niet zijn vastgesteld.

Uit de samenstelling van de foraminiferen-fauna leidden de genoemde auteurs voorts af, dat in de gebieden I en II het chloorgehalte tijdens de afzetting van de sloef practisch niet boven 0.2 % uitkwam en veelal lager lag. Voor de gebieden III en IV schatten zij het chloorgehalte maximaal op 0.4 %.

VAN VOORTHUYSEN (1951) onderzocht enkele profielen eveneens op de foraminiferen-fauna. Uit de gevonden soorten en hun onderlinge verhouding

werd door deze auteur geen schatting omtrent het zoutgehalte van het milieu gemaakt.

MULLER en VAN RAADSHOOVEN bestudeerden tenslotte ook de ostracoden uit de sloef en baseerden mede op deze gegevens hun schattingen aangaande het zoutgehalte tijdens de sedimentatie van de sloeflagen. Dit onderzoek naar de ostracoden is in latere jaren voortgezet en sterk uitgebreid. Over de resultaten is elders uitvoerig bericht (MIDDELHOEK and WIGGERS, 1953). Op deze plaats vermelden wij slechts dat uit dit onderzoek kon worden geconcludeerd dat het zoutgehalte tijdens de sedimentatie van de laag SI III^b lager is geweest dan tijdens de afzetting van de lagen SI I en SI II. Het chloorgehalte bedroeg in het Westen van de polder tijdens de vorming van de laag SI III^b hoogstens 0.25 %, terwijl dit gehalte in het Oosten op 0.15 % mag worden geschat. Tijdens de sedimentatie van de lagen SI I en II bedroeg het chloorgehalte in het Westen gemiddeld ongeveer 0.35 % en in het Oosten 0.15 à 0.20 %.

2. De veenvorming.

Aan het begin van deze paragraaf merkten wij reeds op, dat de sedimenten uit de Flevomeer- en Almere-fase in hoofdzaak uit sloefafzettingen bestaan, doch dat in deze fase tevens nog veenvorming en de afzetting van een kleidek op het veen plaats vonden. Allereerst moge thans de veenvorming tijdens deze fase worden besproken.

In paragraaf 4 zagen wij, dat vóór het begin van onze jaartelling tijdens de vorming van de detritus-gyttja in de meren, plaatselijk nog groei van jong veenmosveen plaats vond. Dit jonge veenmosveen, daterend uit het begin van het Subatlanticum, is teruggevonden in de omgeving van Urk en op en om Schokland. In het uiterste Noordoosten van de polder, namelijk in sectie K, vindt men op het oude veenmosveen een dunne laag spalerveen, die als het begin van de groei van het jonge veenmosveen mag worden beschouwd. Ook werd reeds opgemerkt dat het gebied waar tot het begin van onze jaartelling nog veengroei plaats vond, betrekkelijk groot zal zijn geweest. Zo zal tussen Urk en Schokland, ten Noordoosten van Urk, ten Noordoosten van Emmeloord en in het Noorden van de polder nog veenvorming hebben plaatsgevonden.

Door MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) werd verondersteld, dat de groei van het oligotrophe veen in het zuidelijke en westelijke deel van de polder, met name rond Schokland en Urk, slechts geduurd heeft tot enige tijd vóór het begin van onze jaartelling, doch dat in het Noordoosten van de polder de groei van het jonge veenmosveen betrekkelijk lang heeft geduurd. Het hier gevormde jonge veenmosveen zou volgens deze auteurs later door erosie en abrasie zijn verdwenen.

VEENENBOS (1950) leidde uit zijn onderzoek in het randgebied van de Noordoostpolder af dat vermoedelijk slechts hier en daar enig jong veenmosveen binnen de Noordoostpolder is gevormd.

Het voortgezette onderzoek heeft nu aan het licht gebracht dat de laag jong veenmosveen inderdaad zeer dun is geweest, aangezien reeds spoedig de veenvorming door de toegenomen voedselrijkdom van het aangrenzende

water van karakter is veranderd. In de detritus-gyttja wordt geen of vrijwel geen koolzure kalk aangetroffen. In de laag SI III^b, die vermoedelijk reeds omstreeks het begin van onze jaartelling tot afzetting begon te komen, bedraagt het gemiddelde koolzure-kalkgehalte ruim 4 %. In 36 % van de monsters werd zelfs een gehalte van meer dan 6 % gevonden. Het lijkt uitgesloten dat zich nog jong veenmosveen zou hebben gevormd terwijl in het water in de meren, grenzende aan het veengebied, een sediment met een dergelijk gehalte aan koolzure kalk werd afgezet.

Wij zijn dan ook van mening, dat met de wijziging in de aard van het sediment omstreeks het begin van onze jaartelling, de veenvorming van karakter veranderde. Op het jonge veenmosveen heeft zich vanaf het begin van onze jaartelling een laag mesotrooph en eutrooph veen ontwikkeld.

3. Het kleidek op het veen.

De vorming van het mesotrophe en eutrophe veen leidde de afzetting in van een kleilaag op het resterende veengebied. Dit kleidek op het veen is blijkens figuur 41 teruggevonden op en rondom Schokland, op Urk en in de omgeving van dit eiland en in een smalle strook in het Noordoosten van de polder. In deze gebieden komt het kleidek plaatselijk nog als een aangesloten laag voor, doch veelal vindt men slechts hier en daar enkele kleine restanten, die voor de abrasie zijn gespaard gebleven.

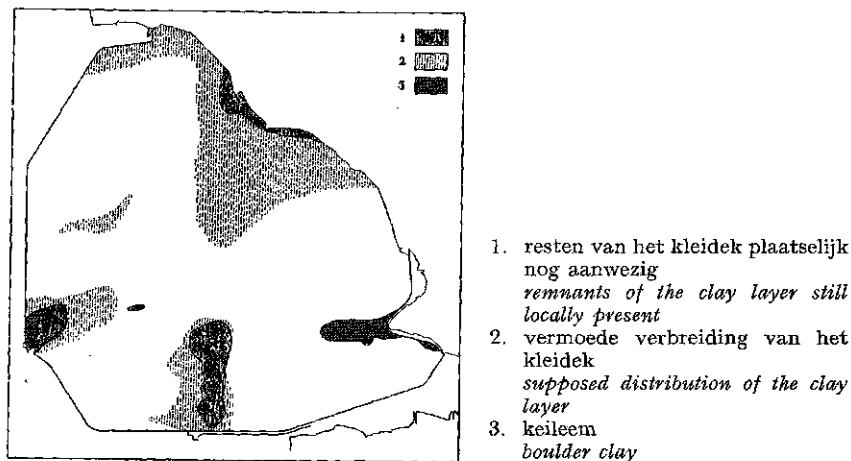


FIG. 41. Het voorkomen van het kleidek op het veen.
Distribution of the clay layer overlying the peat.

In figuur 41 is tevens aangegeven, waar zeer waarschijnlijk het kleidek ook aanwezig is geweest, doch waar geen sporen van deze kleilaag meer werden aangetroffen. Gezien de oorspronkelijke hoogteligging van het kleidek, die zoals nader zal worden besproken, ongeveer 0.5 m - N.A.P. bedroeg, behoeft het geen verwondering te wekken dat van dit kleidek in vele delen van de polder niets meer valt te bespeuren. De bodem van de Noordoost-

polder ligt blijkens figuur 49 vrijwel overal dieper dan 2.5 m - N.A.P., zodat behalve het kleidek ook het oorspronkelijk daaronder gelegen veen grotendeels door erosie is verdwenen.

De begrenzing van de op figuur 41 aangegeven gebieden waar vermoedelijk het kleidek aanwezig is geweest, berust grotendeels op stratigrafische aanwijzingen, gesteund door archaeologische vondsten. Hierop zal in het onderstaande worden teruggekomen, wanneer de gebieden afzonderlijk zullen worden besproken.

Omtrent de aard van het kleidek op het veen kan het volgende worden meegegeeld.

Het eutrophe veen, gevormd vóór de afzetting van het kleidek, wordt naar boven geleidelijk kleihoudender tot het overgaat in sterk humeuze, doorgroeide klei. De oorspronkelijke dikte van het kleidek kon slechts op enkele punten worden vastgesteld. De gemeten waarden lagen tussen 0.5 en 0.8 m.

Het dek bestaat uit zware klei; het lutumgehalte bedraagt in het gebied bij Urk gemiddeld bijna 30 %, bij Schokland ruim 35 % en bij Kuinre ruim 25 %. Het gehalte aan organische stof wisselt sterk. Op de overgang naar het onderliggende veen bedraagt het gehalte aan organische stof veelal ongeveer 25 %. Het gemiddelde gehalte aan organische stof bedraagt in 21 monsters, genomen in de omgeving van Urk, ruim 8 %.

Het kleidek bevat in de meeste gevallen geen koolzure kalk. De sedimentatie zal aanvankelijk zeer langzaam hebben plaats gevonden, waardoor in het gereduceerde milieu de koolzure kalk spoedig zal zijn verdwenen door de betrekkelijk hoge koolzuurspanning in het water. Ook door de oxydatie van zwavelverbindingen zal het kalkgehalte sterk zijn gedaald. Op de overgang van het veen naar de klei vindt men plaatselijk een zeer duidelijke gele uitslag van basisch ferrisulfaat.

In de gebieden bij Schokland en Kuinre bevat ook de bovenste laag van het kleidek geen koolzure kalk. Slechts in het gebied bij Urk vindt men nu nog in het bovenste deel van het kleidek een gemiddeld koolzure-kalkgehalte van ruim 2 %. Het betreffende deel van het kleidek is daar veelal zwak gelaagd, waarbij dunne, kalkhoudende zandlaagjes optreden, hetgeen wellicht een gevolg is van de meer geëxponeerde ligging van het gebied bij Urk.

In het bovenstaande was reeds sprake van het voorkomen van kattenklei in het onderste gedeelte van het kleidek. Dit wijst er op, dat de kleilaag is gevormd in een enigszins brak milieu. Tijdens de afzetting van de detritus-gyttja zal het chloorgehalte van het water hoogstens 0.15 % hebben bedragen. Eerst tijdens de vorming van de laag SI III^b kwamen, althans plaatselijk en tijdelijk, hogere zoutgehalten voor. Op grond hiervan ligt het dus meer voor de hand de vorming van het kleidek te plaatsen in de tijd dat de laag SI III^b werd afgezet, dan in de tijd van de sedimentatie van de detritus-gyttja. Voorts is gebleken, vooral bij het onderzoek van de omgeving van Schokland, dat de verbreiding van de laag SI III^b in zijn normale, subaquatische facies, aansluit bij het voorkomen van de resten van het kleidek en wel zó, dat daar waar de laag SI III^b voorkomt, nimmer

resten van het kleidek zijn teruggevonden, terwijl binnen het verbreidingsgebied van het kleidek geen Sl III^b werd aangetroffen.

Ook de datering van de laag Sl III^b en die van het kleidek zijn met elkaar in overeenstemming. Zoals reeds is aangetoond is het zeer waarschijnlijk dat de laag Sl III^b werd afgezet ongeveer vanaf het begin van onze jaartelling tot het einde van de XIde eeuw. Daar het kleidek op het veen reeds in het begin van de IXde eeuw werd bewoond, was de afzetting van de kleilaag toen reeds voltooid. Het ontbreken van vondsten uit de periode van de IVde tot het begin van de IXde eeuw (VAN DER HEIDE, 1955 a) zou er voorts op kunnen wijzen, dat in deze tijd de vorming van het kleidek plaats vond.

Uit deze periode zijn op tal van plaatsen in ons land afzettingen bekend, die alle wijzen op een transgressie-fase van de zee. BENNEMA (1954 a) vatte de beschikbare gegevens en opvattingen samen en kwam tot de conclusie dat het begin van de transgressie-fase vrij algemeen aan het einde van de IIIde eeuw wordt gesteld. Over het einde van deze fase bestaat weliswaar minder eenstemmigheid, doch in vele gebieden neemt de invloed van de zee omstreeks het begin of het einde van de VIIde eeuw af. De door ons geschatte ouderdom van het kleidek is hiermee in overeenstemming. BAKKER (1954) toonde aan dat in Barradeel tussen het midden van de Vde en het begin van de VIIde eeuw de vorming van een deel van de kwelderafzetting (het gelaagde complex) plaats vond.

VEENENBOS (1950) veronderstelde reeds dat er plaatselijk in de Noord-oostpolder een kleidek aanwezig is geweest, dat werd afgezet tussen 250 à 300 en 700 n. Chr. en waarvan nog restanten op het eiland Schokland en langs de kust bij Kuinre zouden voorkomen.

De oorspronkelijke hoogteligging van de bovenzijde van het kleidek valt in ons gebied vrijwel nergens vast te stellen, daar overal een dikke veenlaag onder het kleidek aanwezig is, die een belangrijke inklinking kan hebben vertoond. Slechts op een enkele plaats, namelijk daar waar het pleistocene zand of de keileem op geringe diepten voorkomt, kan men met enige zekerheid de oorspronkelijke hoogteligging schatten. Het blijkt dan, dat de kleilaag tot ongeveer 0.5 m - N.A.P. heeft gereikt. Wanneer men rekent dat de kleilaag tot ongeveer 20 cm boven G.H.W. is gevormd en dat de gemiddelde vloedhoogte vermoedelijk ongeveer 15 cm heeft bedragen, komt men tot een gemiddelde zeestand van ongeveer 0.85 m - N.A.P.

BENNEMA (1954 a) leidde uit de hoogteligging van het pikkleidek in Noord-Kennemerland voor dit tijdvak een gemiddelde zeestand van 0.85 m - N.A.P. af en uit die van het knipkleidek in Friesland een van ongeveer 0.65 m - N.A.P. Deze waarden van 0.85 en 0.65 m - N.A.P. hebben beide betrekking op ongeveer dezelfde tijd als waarin het kleidek op het veen in de Noordoostpolder werd afgezet. De door ons afgeleide waarde van ongeveer 0.85 m - N.A.P. vindt dus steun in de beschouwingen van BENNEMA, terwijl voorts de door BAKKER (1954) vermelde hoogteligging van de kwelderoppervlakte omstreeks het einde van de VIIde eeuw eveneens in overeenstemming is met een gemiddelde zeespiegelstand van omstreeks 0.85 m - N.A.P. tijdens de VIIde eeuw.

Tenslotte resten nog enkele opmerkingen betreffende de begrenzing van de in figuur 41 aangegeven gebieden. In hoofdstuk IV, waarin onder anderen de wordingsgeschiedenis van de eilanden Urk en Schokland zal worden besproken, zal op de begrenzing van het kleidek rondom deze eilanden nog worden teruggekomen.

Ten Westen van Schokland vindt men slechts plaatselijk nog enkele resten van het kleidek aanwezig. Dit is het geval op die plaatsen waar oude dijken hebben gelegen. Door de belasting die is uitgeoefend door de op het kleidek aangelegde dijken, is het onderliggende veen sterk samengeperst en ingeklonken, zodat de latere abrasie niet het gehele kleidek heeft weggenomen. De begrenzing van het gebied waar het kleidek bij Schokland vermoedelijk aanwezig is geweest, is afgeleid uit het voorkomen van scherven uit het begin van de IXde eeuw, doch vooral uit het afwezig zijn van de normale, subaquatische facies van de laag Sl III^b.

Bij Urk is het kleidek nog over een vrij grote oppervlakte aanwezig. De begrenzing van dit gebied berust echter ook hier voor een deel op het voorkomen van enkele schaarse resten van het kleidek onder oude dijken. De begrenzing van het gebied waar het kleidek vermoedelijk aanwezig is geweest, is hier grotendeels op archaeologische vondsten gebaseerd. De vaststelling van de uiterste begrenzing van de laag Sl III^b leverde hier aanmerkelijk meer moeilijkheden dan bij Schokland. Bovendien ontbreekt hier de laag Sl III^b plaatselijk door jongere abrasie, zodat uit het ontbreken van deze laag niet veel conclusies konden worden getrokken.

In het kleine gebied in sectie C werden geen resten van het kleidek gevonden, doch hier ontbreken zowel de detritus-gyttja als de laag Sl III^b, hetgeen kan wijzen op een late afbraak. Bovendien is in dit gebied nog betrekkelijk veel veen gespaard gebleven en zijn hier veel scherven uit de periode van de IXde tot de XIVde eeuw verzameld.

In het Noordoosten van de polder komt het kleidek in een betrekkelijk smalle strook langs de kust voor. Ook hier werden vele middeleeuwse bewoningsresten, alsmede sporen van dijksbouw, gevonden. In het bijzonder moge geweest worden op de beide burchten van Kuinre (VAN DER HEIDE, 1954), die zijn gebouwd op dit kleidek op het veen.

Op grond van het ontbreken van de laag Sl III^b in zijn normale facies en het voorkomen van vele middeleeuwse scherven in de secties K, L en M meenden wij de vermoedelijke begrenzing van het kleidek op het veen in dit gedeelte van de polder te kunnen vaststellen, zoals in figuur 41 is aangegeven.

Wanneer men de figuren 25 en 41 met elkaar vergelijkt valt het op, dat tussen het begin van onze jaartelling en het einde van de VIIIste eeuw de afbraak van het veenland in de Noordoostpolder niet groot is geweest. Tussen Urk en Schokland is een gedeelte van het veengebied verloren gegaan, doch overigens is slechts sprake van een betrekkelijk geringe vergroting van de meren.

Nog tijdens de Flevomeer- en Almere-fase werd echter het veenlandschap met het kleidek vrijwel geheel weggeslagen door het opdringende water. In hoofdstuk IV zal dit landverlies, dat vooral sinds het begin van de XIIIde eeuw plaats vond, nader worden behandeld.

4. *De zanden van locale oorsprong en het Ramspolzand.*

Hoewel in de paragrafen 8 en 9 uitvoerig op de sedimentatie van de bovengenoemde zanden zal worden ingegaan, is het gewenst thans reeds enkele feiten te noemen betreffende de subaquatische afzetting van de zanden van locale oorsprong en van het Ramspolzand tijdens de Flevomeer- en Almere-fase.

In de eerste plaats onderscheiden wij het zand dat afkomstig is van de abrasie van de keileemopduikingen bij Urk, Tollebeek en de Voorst. Dit zand is bij de kartering aangeduid als het Urkzand. Daarnaast treft men verspoeld dekzand aan, waaraan in de omgeving van Kuinre de naam Kuinrezand en in het Zuiden van de polder de naam Nagelezand is gegeven. Tenslotte is ook in de Flevomeer- en Almere-fase reeds Ramspolzand afgezet. Hieronder verstaan wij het zand dat is aangevoerd door de IJssel.

a. *Het Urkzand.*

Nabij de Voorst vond, vooral aan de Noordzijde van de keileemopduiking, reeds in de Flevomeer- en Almere-fase de afzetting plaats van zand, dat vrij kwam door de aantasting van het keileemgebied. Uit de facies van het materiaal valt niet af te leiden in welk gedeelte van de Flevomeer- en Almere-fase het meeste zand is afgezet; vermoedelijk dateert de sedimentatie vooral uit de tijd waarin elders de laag SI II^a tot afzetting kwam.

Aan de zuidzijde van de keileemopduiking heeft reeds tijdens de afzetting van de Cardiumklei aantasting van de keileem plaats gevonden. Deze afbraak is daarna voortgeschreden tijdens de vorming van de detritusgyttja en van de laag SI III. Toch is aan de zuidzijde slechts weinig zand afgezet; het grootste gedeelte van het geabradeerde zand bevindt zich aan de noordzijde, waar een pakket van meer dan 1 m dikte uit de Flevomeer- en Almere-fase is aangetroffen. Voor nadere details moge verwezen worden naar paragraaf 9.

Ook bij Urk vindt men dikke lagen zand, Urkzand genaamd, daterende van vóór het begin van de XVIIde eeuw. Hier kon worden aangetoond dat de aantasting van het hooggelegen keileemgebied vooral dateert van na het midden van de XIIIde eeuw. De Staart van Urk dateert in aanleg reeds uit de tijd van de vorming van de sloeflagen. Het Urkzand dat tussen de XIIIde en de XVIIde eeuw is afgezet, vertoont op vele plaatsen bij Urk in sedimentologisch opzicht zeer bijzondere verschijnselen, die in hoofdstuk III nader worden behandeld.

Nabij Tollebeek is de abrasie van het kleine keileemgebied reeds aangevangen in het Atlanticum, namelijk tijdens de afzetting van de Unioklei. Belangrijk werd de aantasting en de afzetting van zand eerst sinds de XIIIde eeuw.

De afgezette zanden nabij Tollebeek liggen niet, zoals bij de Voorst en Urk, hoofdzakelijk in de onmiddellijke omgeving van de geabradeerde keileemverheffing. Men vindt dit zand voornamelijk afgezet op een afstand van 1 à 1½ km. Dit hangt, zoals in paragraaf 9 nader zal worden aangetoond, samen met de aard van de ondergrond. Vlak naast de keileembult

is de ondergrond minder samendrukbaar dan op een afstand van 1 à 1½ km, waar zeer slappe veenlagen voorkomen. Het zand deed hier tijdens de sedimentatie de slappe lagen zo zeer inzakken, dat de meerbodem, ondanks de afzetting van het zand, niet ondieper kwam te liggen. Op deze wijze konden steeds nieuwe hoeveelheden zand worden opgenomen, zonder dat de meerbodem ondieper werd en daardoor abrasie optrad.

Het zand nabij Tollebeek dateert in hoofdzaak uit de tijd waarin elders de lagen Sl III^a en Sl II^a tot afzetting kwamen. Het Urkzand dat in de Flevomeer- en Almere-fase ter plaatse van het dorp Tollebeek is afgezet, bereikt plaatselijk een dikte van ongeveer 1.5 m.

b. Het Kuinre- en Nagelezand.

Langs de kust tussen Kuinre en Blankenham komt een pakket zand voor, dat blijkens de mineralogische samenstelling moet zijn ontleend aan een geabraderde dekzandoppervlakte. Dit zogenaamde Kuinrezand bestaat ten dele uit materiaal dat blijkens het voorkomen van mariene schelpen, in de Zuiderzee-fase is afgezet. Ten dele dateert het zand reeds uit de Flevomeer- en Almere-fase. Uit archaeologische vondsten kon worden afgeleid dat de belangrijkste sedimentatie plaats vond sinds de XIIIde eeuw.

Het zand is afkomstig van abrasie van het dekzand op de grens van de secties M en R. In figuur 66 is aangegeven waar het Kuinrezand is afgezet en van waar het materiaal afkomstig is. Uit een vergelijking van figuur 66 met figuur 37 blijkt, dat tegen het einde van de Flevomeer- en Almere-fase ook ver buiten het verbreidingsgebied van de sloeflagen in normale facies, reeds van open water sprake was; het Kuinrezand is immers een zuivere subaquatische afzetting.

In het Zuiden van de polder zijn de hoge zandruggen, die in hoofdstuk I als laatglaciale en oud-holocene rivierduinen werden beschreven, eveneens ten dele aan abrasie ten offer gevallen. Uit de situatie op de Zuidpunt van Schokland kan worden afgeleid, dat deze zandruggen plaatselijk zeker tot 0.5 à 1 m - N.A.P. hebben gereikt, terwijl de bodem van de polder in het gebied met de zandruggen thans tussen 3 en 4 m - N.A.P. ligt. Plaatselijk kunnen dus enkele meters zand geabraderd zijn. Dit verspoelde zand, Nagelezand genaamd, dateert ten dele uit de Flevomeer- en Almere-fase. Vooral in het midden van de XIIIde en van de XVde eeuw moet veel zand geabraderd en op enige afstand van de ruggen zijn afgezet. Ook hierop zal in paragraaf 9 uitvoeriger worden teruggekomen.

c. Het Ramspolzand.

De IJssel heeft via de talrijke takken waarmee deze rivier in het meer Flevo, in het Almere en in de Zuiderzee heeft uitgemond, veel zand aangevoerd. Dit zand wordt Ramspolzand genoemd. Een uitvoerige behandeling vindt plaats in paragraaf 8.

Hier zij volstaan met op te merken, dat binnen de Noordoostpolder geen ouder Ramspolzand voorkomt dan uit de tijd waarin elders in de polder de lagen Sl II^a en Sl I^b werden afgezet. De oudere sloeflagen lopen namelijk

onder het Ramspolzand door, zonder dat enige verandering in de facies optreedt.

De verbreiding van het Ramspolzand dat is afgezet tot het einde van de XVIde eeuw, verschilt slechts zeer weinig van de verbreiding van dit zand aan het einde van de Zuiderzee-fase.

§ 6. DE ZUIDERZEE-FASE.

In het begin van de voorgaande paragraaf werd opgemerkt dat in deze publicatie de Zuiderzee-fase wordt geacht te zijn aangevangen bij het begin van de XVIIde eeuw, hoewel reeds in 1340 de naam Sudersee voorkomt. De aanvang van de Zuiderzee-fase in het gebied van de Noordoostpolder stelden wij bij de vrij snel ingetreden verzilting van het water, die plaats greep tegen het einde van de XVIde en in het begin van de XVIIde eeuw. Zoals nog nader zal worden aangetoond werd deze verzilting in de eerste plaats veroorzaakt door de zeer geringe afvoer van de IJssel in deze periode.

De Zuiderzee-fase eindigde bij de afsluiting van de Zuiderzee in 1932. De daarop volgende fase wordt aangeduid als de IJsselmeer-fase.

De afzettingen uit de Zuiderzee-fase omvatten in de eerste plaats de serie Zu (= Zuiderzee)-lagen; daarnaast vond in deze fase de sedimentatie plaats van zanden van locale oorsprong en van het Ramspolzand. Evenals bij alle voorgaande fasen trad er naast sedimentatie erosie en abrasie op. Ook aan deze verschijnselen zal in het onderstaande aandacht worden geschonken.

1. De Zuiderzee-afzettingen.

a. De indeling van de Zuiderzee-afzettingen.

De normale Zuiderzee-afzettingen worden bij de kartering onderscheiden in 5 lagen, die met de volgende symbolen zijn aangeduid:

Zu I

Zu II

Zu III

Zu IV

Zus.

De onderste laag vormt de overgang tussen de sloeflagen en de echte Zuiderzee-afzettingen en is derhalve aangegeven met het symbool Zus (Zuiderzee + sloef). De vier jongere lagen dragen alle de duidelijke kenmerken van een sedimentatie in een brak tot zout milieu.

De laag Zus wordt bij de kartering herkend aan het feit dat de fraaie gelaagdheid, die in de sloeflagen zo duidelijk naar voren treedt, hier plaats maakt voor een veel onduidelijkere afwisseling van meer zandige en meer kleirijke laagjes. Het sediment vertoont een wat gevlamd uiterlijk, doordat lenzen, lensjes en onregelmatige nestjes zand en klei elkaar vrij grillig afwisselen. Bovendien, en dit is een nog belangrijker kenmerk, ontbreken in de Zus-laag de zoetwaterschelpen uit de sloeflagen, terwijl *Mya arenaria*, de mollusk die in de Zu-lagen zo massaal optreedt, nog niet voorkomt. De

enige schelpen die in de Zus worden aangetroffen zijn dunwandige, zeer kleine exemplaren van *Cardium edule*, ter grootte van slechts enkele millimeters en in het Westen sporadisch *Macoma balthica* en *Mytilus edulis*.

De laag Zu IV bevat wel, zij het nog slechts kleine exemplaren van *Mya arenaria*. Deze laag is gemakkelijk herkenbaar aan de goede gelaagdheid en aan zijn over het algemeen hoge lutumgehalte.

De laag Zu III biedt van alle lagen in de polder de minste moeite bij de onderscheiding. Het is een sterk zandige, zeer schelprijke, dunne laag die steeds in de slotwanden opvalt en eigenlijk over de gehele polder aanwezig is.

De laag Zu II is daarentegen een lutumrijke laag die weinig variatie in het lutumgehalte vertoont. Het gemiddelde lutumgehalte van de laag Zu III bedraagt 5 %, dat van de laag Zu II ongeveer 30 %. Alleen reeds op grond van het lutumgehalte zijn beide lagen gemakkelijk te onderscheiden. Aangezien zowel de laag Zu III als de laag Zu II een zeer karakteristieke habitus bezitten, zijn zij vaak van veel steun bij de herkenning van de overige Zu-lagen.

De laag Zu I vormt de laatst afgezette laag voor de afsluiting van de Zuiderzee. Aangezien de bouwvoor in de Noordoostpolder vrijwel geheel door de laag Zu I wordt gevormd, is aan de samenstelling van deze laag zeer veel aandacht besteed.

b. De datering van de Zu-lagen.

De laag Zus is op enkele plaatsen in de polder goed gedateerd. In de eerste plaats door de scheepsvondst op O 99, waaruit bleek, dat de vorming van de Zus-laag moet hebben plaats gevonden in het eerste kwart van de XVIIde eeuw (VAN DER HEIDE, 1951; DRIEMAANDEL. BER. Z.Z.W., 1946). Aangezien men zou kunnen veronderstellen dat de verzilting in het Noordwesten van de polder eerder is opgetreden dan in het Zuidoosten en Oosten en dus de laag Zus een niet zuiver synchrone afzetting zou vormen, was een datering van de Zus-laag in het Noordwesten van de polder van zeer veel belang. Uit enkele, goed gedateerde vondsten is gebleken, dat in dit gedeelte van de polder de verzilting in het laatste kwart van de XVIde eeuw is ingetreden (DRIEMAANDEL. BER. Z.Z.W., 1955). De laag Zus is dus afgezet omstreeks het einde van de XVIde en het begin van de XVIIde eeuw.

De laag Zu IV dateert blijkens enkele scheepsopgravingen (DRIEMAANDEL. BER. Z.Z.W., 1947; 1948) vrijwel geheel van vóór de tweede helft van de XVIIde eeuw.

De laag Zu III is eveneens gedateerd met behulp van enkele scheepsopgravingen. Steeds bleek de vorming voor het einde van de XVIIde eeuw te zijn voltooid. De afzetting van deze laag heeft zeer waarschijnlijk plaats gevonden tussen 1660 en 1670 (VAN DER HEIDE, 1955 b).

Een eigen datering van de laag Zu II ontbreekt nog. Uit scheepsopgravingen is echter gebleken dat de vorming van de laag Zu I reeds in het begin van de XIXde eeuw plaats vond, zodat de periode waarin de laag Zu II kan zijn gevormd het laatste kwart van de XVIIde en de gehele XVIIIde eeuw omvat.

De laag Zu I dateert ten dele reeds uit de XIXde eeuw. Blijkens een scheepsopgraving op de kavel G 78 werd ook na 1921 nog een gedeelte van deze laag afgezet (DRIEMAANDEL. BER. Z.Z.W., 1955). Aan de kust bij Blokzijl is zelfs gebleken dat sinds 1920, dus in een tijdsverloop van ongeveer 10 jaar, nog een laag marien zand ter dikte van ruim 1 m is gesedimenteerd. Dit is echter een locale en in deze grootte min of meer toevallige afzetting langs de kust, die zeker niet als maat voor de algemene sedimentatie aan de kust mag gelden.

Samengevat zijn de lagen uit de Zuiderzee-fase dus als volgt gedateerd (VAN DER HEIDE, 1955 b):

Zus	- ± 1575	- ± 1625
Zu IV	- ± 1625	- ± 1660
Zu III	- ± 1660	- ± 1670
Zu II	- ± 1670	- ± 1800
Zu I	- ± 1800	- 1932.

De laag Zu IV bevat, zoals reeds werd opgemerkt, reeds kleine exemplaren van *Mya arenaria* LINN. In de laag Zus ontbreekt deze soort nog geheel, hoewel het voorkomen van exemplaren van *Cardium edule* wijst op een zoutgehalte, waarbij *Mya arenaria* wel leven kan, zij het niet onder gunstige omstandigheden.

Volgens HESSLAND (1946) is *Mya arenaria* eerst omstreeks de tweede helft van de XVIde eeuw of in de loop van de XVIIde eeuw vanaf de Atlantische kust van Noord-Amerika naar Europa overgebracht. De massale verbrediging van *Mya arenaria* valt volgens het onderzoek van HESSLAND zeker niet voor het begin van de XVIIde eeuw. Het valt dus niet te verwonderen dat in de laag Zus, gevormd omstreeks de overgang van de XVIde naar de XVIIde eeuw, geen exemplaren van *Mya arenaria* worden aangetroffen.

Wanneer men tracht de aard van de onderscheiden Zuiderzee-afzettingen in verband te brengen met verschillen in de sedimentatie-omstandigheden door klimatologische, hydrografische of andere wijzigingen in en buiten het Zuiderzeegebied, blijkt dat slechts de hoofdlijnen van de veranderingen in de aard van de verschillende lagen enigermate te verklaren zijn uit de bovengenoemde factoren.

De aanvang van de verzilting hangt samen met de geringe afvoer van de IJssel omstreeks de overgang van de XVIde naar de XVIIde eeuw. In paragraaf 8 van dit hoofdstuk zal dit nader worden aangetoond.

De laag Zu IV is over het algemeen en de laag Zu II is in zijn geheel een lutumrijke afzetting. Ook het onderste gedeelte van de laag Zu I bevat in dat gedeelte van de polder waar de lagen Zu II en Zu IV voorkomen, nog een betrekkelijk hoog percentage lutum. Vergeleken met de sloefafzettingen zijn de Zu-lagen dus belangrijk rijker aan lutum, hetgeen zeer waarschijnlijk een gevolg is van het hogere zoutgehalte van het water, waardoor het geocaguleerde, uit zee aangevoerde slib niet meer peptiseerde, zoals tijdens

de afzetting van de sloeflagen het geval was. Voor een beschrijving van deze verschijnselen van peptisatie wordt verwezen naar hoofdstuk III, § 2.

De laag Zu III wijst in zijn eigenschappen op een ontstaan in een woelige fase. Hierbij kan men in het midden laten of het zandige, schelprijke materiaal waaruit de laag is opgebouwd, in deze fase rechtstreeks uit het Noordwesten is aangevoerd, of dat het, althans ten dele, een residu vormt van een reeds eerder afgezet, lutumrijker sediment, dat werd opgewoeld en uitgewassen. De tot dusver verzamelde gegevens in de zuidelijke kom van het IJsselmeer doen vermoeden dat deze zandige, schelprijke laag Zu III, een grote verbreiding bezit. Indien dit vermoeden juist is en deze laag over de gehele zuidelijke kom een synchrone afzetting vormt, dient men wel verband te leggen tussen het voorkomen van deze laag en veranderingen in de hydrografische gesteldheid in het noordelijke deel van de Zuiderzee en de Waddenzee.

BAKKER (1953) wees er op dat de bestudering van oude kaarten en geschriften omtrent het Waddengebied leert, dat omstreeks 1700 of kort daarna een periode van aantasting van de buitendelta's en van de Waddeneilanden is opgetreden, gepaard gaande met een snelle verplaatsing van geulen en platen.

De laag Zu III dateert, volgens VAN DER HEIDE (1955 b) nog uit de tweede helft van de XVIIde eeuw, zodat men geneigd is te veronderstellen dat ook reeds vóór 1700 wijzigingen in de hydrografische gesteldheid van het Waddengebied zijn opgetreden.

In de laag Zu I treedt in het grootste gedeelte van de polder enige daling van het lutumgehalte van beneden naar boven op. Wellicht mag men verband leggen tussen deze afneming van het lutumgehalte in de laag Zu I enerzijds en de sedert 1850 toegenomen luchtcirculatie, stormvloedfrequentie en versnelde rijzing van de zeespiegel anderzijds (BENNEMA, 1954 a; BAKKER, 1953).

c. Het voorkomen, de diepteligging en de dikte van de Zu-lagen.

Aan de bespreking van de verschillende kaarten betreffende het voorkomen, de diepte en de dikte van de Zu-lagen dient een algemene opmerking vooraf te gaan.

Op elke kaart zijn die gebieden blank gelaten waar de betreffende afzetting

- a. primair of secundair ontbreekt
- b. in een zandige kustafzetting is overgegaan
- c. overdekt is door een dik pakket zand van locale oorsprong of Ramspol-zand
- d. door de gelijktijdig plaats gevonden sedimentatie van zand van locale oorsprong of Ramspolzand in dikte en facies sterk is beïnvloed.

ad a. Er is geen poging gewaagd op de kaarten nader door verschillende begrenzingslijnen aan te geven waar een bepaalde laag uitwigt dan wel door latere erosie begint te ontbreken. Bij de bespreking van de verschillende kaarten wordt hierover echter wel het een en ander meegedeeld.

ad *b.* Zoals nog nader zal worden uiteengezet gaan vrijwel alle Zu-lagen, alsmede een enkele sloeflaag, nabij de Oostkust tussen Kuinre en de Voorst op een bepaalde plaats zeer snel in een zandige kustafzetting over. Ten Oosten van deze lijn zijn de dikte, diepte en facies van de verschillende Zu-lagen niet meer aangegeven, daar een herkenning van de lagen in vele gevallen niet mogelijk bleek en de eigenschappen van de afzettingen in dit gebied geheel afwijken van die in het overige deel van de polder.

ad *c.* Het op grote schaal doorboren van de lagen zand van locale oorsprong of van het Ramspolzand stuitte op grote technische moeilijkheden. De gedetailleerdheid van de kaarten zou ook in deze gebieden een zeer groot aantal boringen hebben vereist, doch bovendien is de onderscheiding van de lagen in deze boringen met te veel onzekerheden belast om de betreffende eigenschappen van de lagen met voldoende zekerheid en nauwkeurigheid te kunnen aangeven.

ad *d.* Veelal heeft de sedimentatie van een betreffende Zu-laag gelijktijdig plaats gevonden met de afzetting van zand van locale oorsprong of van Ramspolzand. De Zu-lagen zijn dan in een meer of minder brede zône vermengd met deze zandafzettingen, waardoor het aangeven van de dikte en de facies van de betreffende laag in dit verband weinig zinvol wordt.



1. dikte in dm
thickness in dm.
2. plaats waar de laag Zus snel in een zandige kustafzetting overgaat
layer Zus changes into a sandy shoreline deposit

FIG. 42. Dikte van de laag Zus.
Thickness of the layer Zus.

Figuur 42 geeft aan het voorkomen en de dikte van de laag Zus. Deze laag blijkt in enkele van elkaar gescheiden gebieden van de polder aanwezig te zijn. Het ontbreken in het centrale deel van de polder schrijven wij vooral toe aan de latere abrasie tijdens de vorming van de laag Zu III. Daar de Zus-laag hier en daar ontbreekt waar de laag Zu IV wel aanwezig is, moet men aannemen dat het afwezig zijn van de laag Zus plaatselijk primair is, of dat ook vóór de afzetting van de laag Zu IV nog abrasie is opgetreden.

Het verloop van de diktelijnen, waaraan een zeer groot aantal opnamen ten grondslag ligt, toont aan dat de grootste dikte in het Oosten van de polder wordt bereikt, hoewel de laag ook daar geen grotere dikte dan 40 cm vertoont.

1. lutumgehalte in g per 100 g droge stof
clay content in gr. per 100 gr. dry matter
2. plaats waar de laag Zus snel in een zandige kustafzetting overgaat
layer Zus changes into a sandy shore-line deposit
3. gemiddeld U-cijfer van de zandfractie per sectie
mean specific surface of the sand-fraction per section
4. sectiegrens
section-limit

FIG. 43. Lutumgehalte van de laag Zus.
Clay content of the layer Zus.



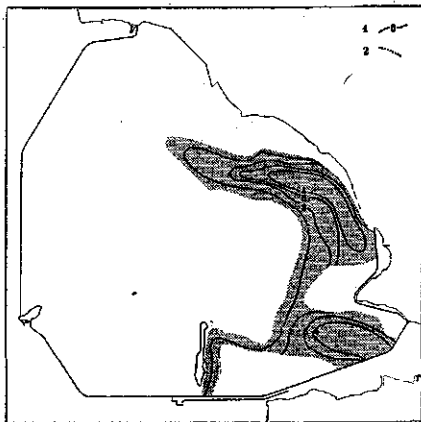
In het centrale gedeelte van de polder is vermoedelijk slechts een zeer dunne laag Zus door erosie verdwenen. De laag vertoonde op deze plaats een laag lutumgehalte, blijkens het patroon van de lutumlijnen in figuur 43. Toch is de correlatie tussen het lutumgehalte en de dikte van de laag overigens zeer gering, zodat uit het bovenstaande niet kan worden afgeleid dat de zwaarste sedimenten meer voor erosie zijn gespaard gebleven dan de lichtere.

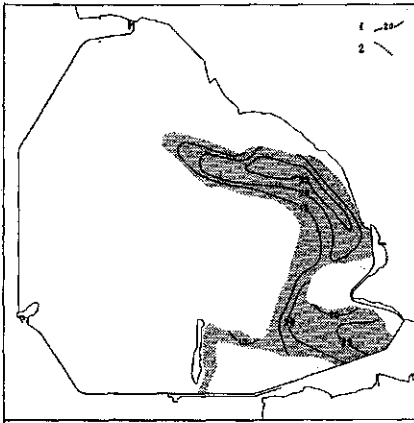
De variatie in de dikte van de laag Zus vertoont overigens zeer weinig verband met het niveau, waarop deze laag werd afgezet. De dikste laag ligt niet in een depressie, hetgeen volgt uit figuur 38, die de diepte in de bovengrond van het sloefpakket, dus van de basis van de laag Zus, aangeeft.

De laag Zu IV komt in een betrekkelijk klein gebied van de polder voor (fig. 44). Zeer waarschijnlijk is de verbreiding van de laag Zu IV, zoals deze thans wordt gevonden, de oorspronkelijke verbreiding geweest. Dit zou

1. dikte in dm
thickness in dm.
2. plaats waar de laag Zu IV snel in een zandige kustafzetting overgaat
layer Zu IV changes into a sandy shore-line deposit

FIG. 44. Dikte van de laag Zu IV.
Thickness of the layer Zu IV.





1. lutumgehalte in g per 100 g droge stof
clay content in gr. per 100 gr. dry matter
2. plaats waar de laag Zu IV snel in een zandige kustafzetting overgaat
layer Zu IV changes into a sandy shore-line deposit

FIG. 45. Lutumgehalte van de laag Zu IV.
Clay content of the layer Zu IV.

dus betekenen dat in deze periode slechts in een klein gebied van de polder sedimentatie is opgetreden.

Het patroon van de diktelijnen is regelmatig, terwijl er ook een vrij nauwe correlatie bestaat tussen de dikte en het lutumgehalte (fig. 45). Naarmate de dikte groter is, is ook over het algemeen het lutumgehalte hoger. Deze correlatie is in overeenstemming met hetgeen men in een dergelijk milieu verwacht. Zowel de dikte als de zwaarte van een laag nemen immers onder gunstige sedimentatie-omstandigheden toe.

Van de laag Zu III werd geen diktekaart samengesteld, aangezien deze dikte slechts zeer weinig varieert, hetgeen eveneens voor het lutumgehalte geldt. Wel is de bovenzijde van deze laag t.o.v. N.A.P. in figuur 46 weergegeven, aangezien deze kaart een beeld geeft van de diepteligging van de basis, waarop de laag Zu II werd afgezet. Het patroon van de dieptelijnen lijkt enerzijds nog sterk op dat van de bovenzijde van de sloeflagen (fig. 38), terwijl de diepteligging van de polder bij het droogvallen (fig. 49) eveneens weinig verschilt van die, weergegeven in figuur 46.



1. diepte in dm — N.A.P.
depth in dm. below mean sea level

FIG. 46. Diepteligging van de bovenzijde van de laag Zu III.
Depth of the surface of the layer Zu III.



1. dikte in dm
thickness in dm.

FIG. 47. Dikte van de laag Zu II.
Thickness of the layer
Zu II.

De laag Zu II komt in een betrekkelijk groot gedeelte van de polder voor (fig. 47). De verbreiding van deze laag vertoont enige gelijkenis met die van de laag Zu IV (fig. 44). De begrenzing is, evenals bij de laag Zu IV, vermoedelijk vrijwel steeds de primaire begrenzing, aangezien nergens kon worden geconstateerd dat deze laag aan abrasie van enige betekenis is blootgesteld geweest.

De diktelijnen van de laag Zu II vertonen een vrij eenvoudig patroon, hoewel de lijnen met een interval van slechts 5 cm zijn getrokken. Voor de samenstelling van deze kaart beschikten wij weer over vele duizenden gegevens. Wanneer men bedenkt dat de laag Zu II vanaf het Zuidoosten naar het Noordwesten over een afstand van ongeveer 25 km kon worden vervolgd, spreekt uit de diktekaart wel de grote eenvormigheid van deze afzetting.

Ook het lutumgehalte vertoont slechts zeer weinig variatie. In totaal werd in 125 monsters het lutumgehalte bepaald. In tabel 14 is weergegeven welke lutumgehalten hierbij werden aangetroffen.

TABEL 14. Verdeling van de lutumgehalten in 125 monsters van de laag Zu II.

Lutumgehalte in g per 100 g droge stof <i>Clay content in gr. per 100 gr. dry matter</i>	20—24	25—29	30—34	35—39	40—44
Aantal monsters <i>Number of samples</i>	18	37	44	21	5

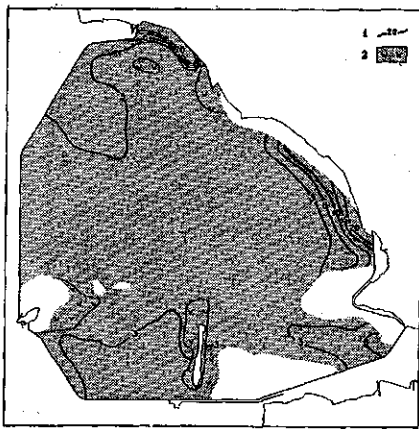
TABLE 14. The contents of clay in 125 samples from the layer Zu II.

In totaal werd in 65 % van de monsters een lutumgehalte tussen 25 en 35 % aangetroffen; het gemiddelde lutumgehalte bedroeg ruim 30 %.

De diktelijnen van de laag Zu II gelijken sterk op die van de laag Zu IV. De gebieden met de maximale dikte dekken elkaar ongeveer. Minder duidelijk is het verband tussen de figuren 46 en 47. Het lijkt er op, of de diepte van de basis en de dikte van de laag in het geheel geen samenhang vertonen. Soms lopen de diktelijnen parallel aan de dieptelijnen, soms echter loodrecht daarop.

Deze complicaties kunnen niet een gevolg zijn van een onvoldoend aantal opnamen. Beide kaarten berusten op zo veel gegevens, dat het patroon absoluut vast staat. Ook bij het trekken van de diepte- en diktelijnen stuit men door het grote aantal cijfers en door de grote regelmaat in de waarden nimmer op moeilijkheden.

De laag Zu I vormt de laatst afgezette laag in de Noordoostpolder vóór de afsluiting van de Zuiderzee.



1. dikte in dm
thickness in dm.
2. dikte sterk wisselend
thickness greatly varying

FIG. 48. Dikte van de laag Zu I.
Thickness of the layer Zu I.

De dikte van deze laag loopt blijkens figuur 48 sterk uiteen. Over het algemeen bedraagt de dikte 20 à 30 cm, doch in het Oosten van de polder neemt deze naar de kust toe tot ongeveer 2.5 m. Ook in het Noordoosten treft men kustwaarts een aanzienlijke toeneming van de dikte aan; over een afstand van 1.5 km neemt deze toe van 10 cm tot 1 à 1.5 m. In het Zuiden bedraagt de dikte plaatselijk 40—60 en 60—80 cm. Een viertal nader op de kaart aangegeven gebieden vertoont een zeer ongelijkmatige dikte van de laag Zu I. Steeds is hier sprake van veenafbraak-gebieden, waarop aan het slot van deze paragraaf nog nader wordt ingegaan.

Figuur 49 geeft de diepteligging van de polder enkele jaren na het droogvallen aan. Hoewel deze kaart door de inklinking die reeds was opgetreden, niet precies de toestand bij het droogvallen van de polder weergeeft, is deze kaart steeds gebruikt bij het ontwerpen van de kaarten betreffende de diepteligging van de verschillende afzettingen. Deze kaart geeft namelijk een meer gedetailleerd beeld van de diepteligging dan die, welke is vervaardigd uit de dieptemetingen vóór het droogvallen. De inklinking die

1. diepte in dm — N.A.P.
depth in dm. below mean sea level

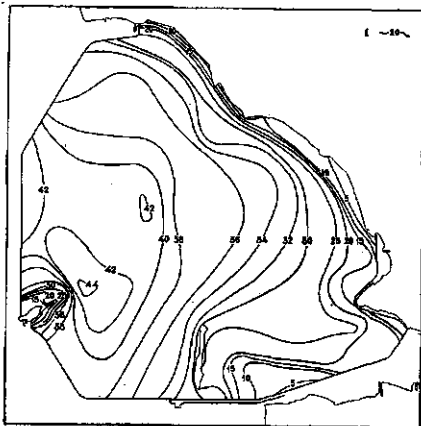


FIG. 49. Diepteligging van de Noordoostpolder, enige jaren na het droogvallen.
Depth of the surface of the North-Eastern Polder, some years after the reclamation.

vóór het samenstellen van deze kaart is opgetreden, bedraagt gemiddeld slechts enkele decimeters, terwijl deze inklinking het patroon van de dieptelijnen niet noemenswaard heeft beïnvloed.

De diepteligging van de bovenzijde van de laag Zu I valt uit figuur 49 af te lezen. Slechts op enkele plaatsen ligt de bovenzijde van de laag Zu I iets dieper dan op de kaart is aangegeven, namelijk daar, waar deze laag is overdekt door een dunne laag IJsselmeerslik of stortgrond.

Door de grote dikte van de laag Zu I in het Oosten van de polder vertonen de figuren 46 en 49 belangrijke verschillen.

Het lutumgehalte van het bovenste gedeelte van de laag Zu I is weergegeven in figuur 50. Het lutumgehalte neemt van het Westen naar het centrum zeer geleidelijk toe om daarna in de richting van de kust weer te dalen. Op de veranderingen in de granulometrische samenstelling, die zich in de laag Zu I van West naar Oost voordoen, wordt in hoofdstuk III uitvoerig ingegaan. In dit verband zij slechts gewezen op figuur 51, waarin de

1. lutumgehalte in g per 100 g droge grond
clay content in gr. per 100 gr. dry matter

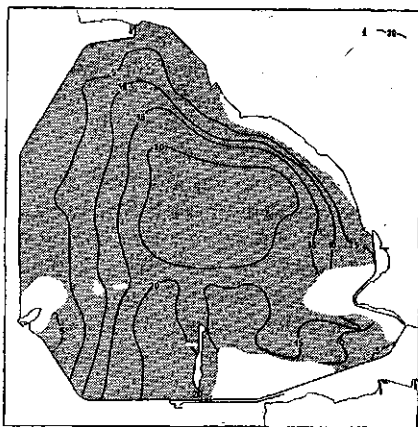
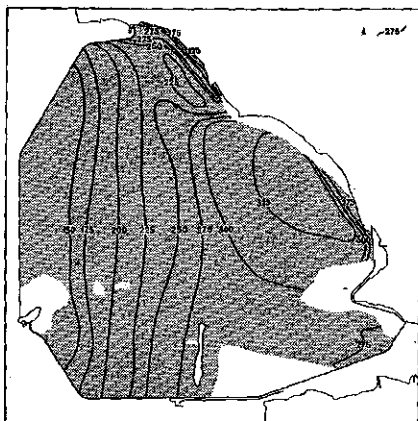


FIG. 50. Lutumgehalte van het bovenste gedeelte van de laag Zu I.
Clay content of the topmost part of the layer Zu I.



1. lijnen van gelijk U-cijfer van de zandfractie
lines of equal specific surface of the sand-fraction

FIG. 51. U-cijfers van de laag Zu I.
Specific surface of the sand-fraction of the layer Zu I.

U-cijfers van deze laag zijn weergegeven. Uit een vergelijking van de figuren 50 en 51 blijkt dat in het traject West-Oost het lutumgehalte reeds belangrijk is gedaald, wanneer de U-cijfers nog een toeneming vertonen.

In figuur 52 is een profiel weergegeven in het uiterste Oosten van de polder ter hoogte van Blokzijl, teneinde de afneming van het lutumgehalte bij een toeneming van de dikte van de laag Zu I te demonstreren.

Op een ondergrond van pleistoceen zand is een dunne laag detritusgyttja aanwezig, waarop een eveneens dunne laag sloef rust. Deze sloef wordt in de richting van de kust lutum-arter, waarbij de dikte van de laag toeneemt. De grootste toeneming van de dikte voltrekt zich ten Oosten van de grens van de polder. Dit gedeelte van het profiel is echter niet weergegeven, aangezien de verschillende lagen niet met voldoende zekerheid te onderkennen vielen.

De laag Zus, in dit gedeelte van de polder bestaande uit zware zavel, wordt naar de kust op een in het profiel aangegeven plaats eveneens zeer snel zandiger en gaat zelfs over in uiterst fijn zand. Ook de laag Zu IV vertoont dit beeld, waarbij beide lagen enigszins in dikte toenemen.

De laag Zu III is over een zekere afstand nog te onderkennen, doch kon niet tot de kust worden vervolgd. Deze laag is overdekt door de laag Zu II, die noch in zwaarte afneemt, noch in dikte toeneemt. Tot het punt waarop deze laag uitwigt, bestaat hij uit klei.

De laag Zu I, die in dikte toeneemt van 0.5 tot 2.5 m vertoont een duidelijke verandering van de facies. In het westelijke deel van het profiel bestaat de Zu I uit zavel en klei, terwijl het lutumgehalte van boven naar beneden toeneemt van ongeveer 10 tot ongeveer 25 %. In het oostelijke deel van het profiel bestaat de gehele laag Zu I uit zand, dat naar beneden iets in fijnheid en kleihoudendheid toeneemt. Het betreffende sediment is aangeduid met de naam Blokzijlzand.

In het profiel zijn schematisch enkele facieslijnen of lithologische grenzen aangegeven, terwijl daarnaast enkele tijdsgrenzen zijn ingetekend. De faciesgrenzen berusten op een zeer groot aantal nauwkeurige gegevens, de tijds-

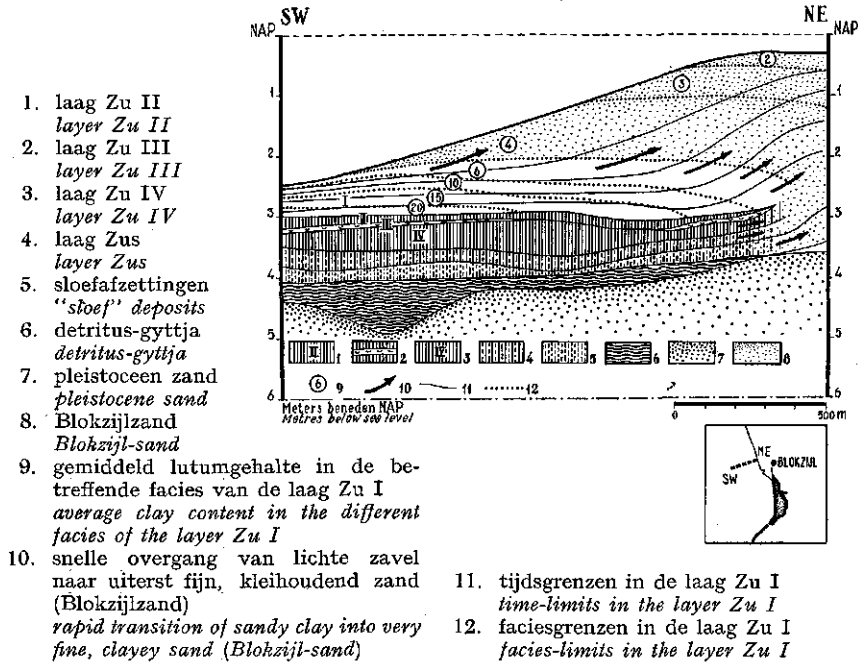


FIG. 52. Profiel van de kustafzettingen nabij Blokzijl.
Cross-section of the shore-line deposits near Blokzijl.

grenzen konden bij gebrek aan dateringen niet met zekerheid worden aangegeven. De bovenste 1.5 m van het profiel kon echter in doorlopende slootwanden nauwkeurig worden bestudeerd, zodat de getekende tijdsgrenzen toch een hoge mate van waarschijnlijkheid bezitten.

De facies- en de tijdsgrenzen snijden elkaar en wel zodanig, dat naarmate de laag jonger is, de overgang van een zwaardere naar een lichtere facies zich meer westelijk voltrekt. Deze tendens is ook reeds in de oudere lagen, zij het minder duidelijk, aanwezig.

d. De herkomst van de minerale bestanddelen in de Zuiderzee-afzettingen.

Door CROMMELIN (1943) is een beperkt onderzoek ingesteld naar de mineralogische samenstelling van de zware fractie in een aantal monsters van de Zuiderzee-afzettingen. De verschillen in mineralogisch opzicht bleken vrij groot te zijn, hetgeen ten dele kan samenhangen met het feit dat verschillende monsters slechts een gering percentage aan korrels groter dan 50 μ bevatten.

Wanneer men de Zu-monsters vergelijkt met een monster Ramspolzand, blijkt echter duidelijk, dat de Zuiderzee-afzettingen in mineralogisch opzicht geen verwantschap met het door de IJssel aangevoerde materiaal vertonen. De Zu-monsters bezitten volgens CROMMELIN een A-associatie, soms ver-

Zuiver

Handwritten notes in the right margin, including "Zuiver" and "de herkomst van de minerale bestanddelen in de Zuiderzee-afzettingen".

mengd met materiaal uit de X-provincie. Hierop wees zijns inziens het soms hoge percentage rutiel, hetgeen echter ook in verband kan staan met de grote fijnheid van de onderzochte zandfractie.

TABEL 15. Resultaten van het onderzoek van de zware mineralen in enkele monsters van de Zuiderzee-afzettingen en in een monster Ramspol-zand.

Monster Sample	Toermalijn	Zirkoon	Granaat	Rutiel	Brookiet	Titaniet	Stauroliet	Distheen	Epidoot	Saussuriet	Amfibool	Augiet	Hypersteen	Spinel
Zuider- zee- afzet- tingen	55	1	9	13	5	—	2	—	53	1	14	1	1	—
	56	—	12	20	6	—	1	2	55	—	3	1	—	—
	57	2	24	14	12	—	—	5	31	—	10	—	—	—
	58	3	21	15	6	—	1	3	44	—	6	—	1	—
	59	2	38	10	7	—	1	1	35	—	3	2	—	—
	60	4	10	15	10	1	3	—	1	43	—	12	—	1
Ramspol zand	5	2	16	45	2	—	—	2	29	—	3	—	—	1
	67	7	38	23	7	—	—	4	13	—	4	—	—	—
	62	—	1	5	—	—	—	2	32	23	20	14	3	—

TABEL 15. Heavy minerals in some samples of the Zuyder Zee deposits and in a sample of sand, deposited by the river Yssel.

Voor een herkomst van de minerale bestanddelen vanuit het Noorden, dus vanuit de Waddenzee, pleit tevens de granulometrische samenstelling. In figuur 43 zijn de gemiddelde U-cijfers van de laag Zus per sectie ingetekend. Het gemiddelde U-cijfer bedraagt voor de monsters uit de westelijke secties A, B, C en D 192. In de secties F, G, H en E werd een gemiddeld U-cijfer van 250 en in de 8 oostelijke secties van 312 vastgesteld.

Ook in de laag Zu I is de toeneming van het U-cijfer naar het Oosten zeer duidelijk (figuur 51).

Voor verdere details betreffende de granulometrische samenstelling wordt verwezen naar hoofdstuk III.

e. De macro- en microfauna in de Zuiderzee-afzettingen en het zoutgehalte tijdens de vorming van deze lagen.

De macro- en microfauna van de Zu-lagen zijn door MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) bestudeerd. Omtrent de resultaten delen zij mede dat in de laag Zus kleine exemplaren van *Cardium edule* voorkomen, terwijl een enkele maal *Macoma balthica* en *Mytilus edulis* zijn gevonden. De lagen Zu I, II, III en IV bevatten behalve de genoemde soorten zeer veel exemplaren van *Mya arenaria*.

voorloperij
hieronder
 pg. 117, 118,
 119.
 Kuisman 13
 141
 142

De auteurs wijzen voorts op de toeneming in grootte van *Mya arenaria*, naarmate jongere Zu-afzettingen worden onderzocht, hetgeen volgens hen is toe te schrijven aan het toenemen en meer constant worden van het zoutgehalte van het water tijdens de vorming van de Zu-afzettingen.

Dit onderzoek naar de macrofauna is later voortgezet. Hierbij is gebleken dat ook *Scrobicularia plana* een enkele maal in deze afzettingen voorkomt.

Het zoutgehalte van het water tijdens de vorming van het jongste deel van de laag Zu I is vrij nauwkeurig bekend, zoals in het onderstaande nog nader zal worden aangetoond. Teneinde na te gaan of de afmetingen van de schelpen van *Mya arenaria*, *Cardium edule* en *Macoma balthica* nauw gecorreleerd zijn met het zoutgehalte, werden uit de laag Zu I op een groot aantal plaatsen in de polder schelpen van de genoemde 3 soorten verzameld. Indien namelijk mocht blijken dat de correlatie tussen de gemiddelde of de maximale grootte en het gemiddelde zoutgehalte betrekkelijk nauw is, zou uit de afmetingen van deze schelpen in de oudere Zu-lagen het zoutgehalte ten tijde van de vorming van deze lagen enigermate zijn vast te stellen. Een oriënterend onderzoek naar het verband tussen de afmetingen van *Mya arenaria* en *Cardium edule* en het zoutgehalte van het water werd indertijd reeds verricht door VAN DER SLUYS (1944).

Uit het door ons ingestelde onderzoek is gebleken dat andere factoren, waartoe men vermoedelijk moet rekenen waterbeweging, waterdiepte, aard van de grond (zand, zavel, klei) en voedselrijkdom van het water, een zeer belangrijke invloed op de afmetingen van deze mollusken uitoefenen. Deze factoren zijn veelal onderling gecorreleerd, zodat het aantal monsters, nodig om de invloed van de afzonderlijke factoren vast te stellen, zeer groot zal moeten zijn. Van een dergelijk uitgebreid onderzoek moest worden afgezien. Hoewel uit de verkregen gegevens zeer waarschijnlijk wel een invloed van het zoutgehalte op de afmetingen van *Mya*, *Cardium* en *Macoma* valt af te lezen, zijn de resultaten niet van dien aard, dat zij als standaard kunnen dienen om uit een onderzoek van de schelpen in de oudere lagen conclusies te trekken aangaande het zoutgehalte van het water in vroeger eeuwen.

Bij het verzamelen van de monsters uit de laag Zu I werden de gesloten exemplaren in situ gescheiden gehouden van de losse kleppen, teneinde te kunnen nagaan of er verschillen optraden tussen de afmetingen van niet en wel verspoelde schelpen. Dit bleek niet of nauwelijks het geval te zijn, zodat de vermelde metingen betrekking konden hebben en ook inderdaad hebben op het totale aantal verzamelde linkerkleppen van de drie genoemde soorten.

De gemiddelde lengte van ruim 1200 exemplaren van *Cardium* bedroeg slechts 10 mm. Het grootste exemplaar vertoonde een lengte van 23 mm. Deze waarden stemmen goed overeen met die, vermeld door HAVINGA (1922). De geringe afmetingen van *Cardium* blijken duidelijk wanneer bedacht wordt, dat volgens KREGER (1940) deze mollusk na één groeiseizoen reeds een lengte van 23 mm kan bereiken.

Een onderzoek naar de leeftijd van de gemeten exemplaren werd niet verricht, daar het aantal groeiingen bij deze slecht ontwikkelde exemplaren niet met voldoende zekerheid kon worden vastgesteld.

Van *Macoma balthica* werden ruim 100 exemplaren gemeten. De gemiddelde lengte bedroeg 17 mm en de maximale lengte 21 mm. Het kleinste exemplaar was 11 mm lang.

Van *Mya arenaria* werden 5687 exemplaren gemeten. De gemiddelde lengte bedroeg ruim 21 mm. Het grootste exemplaar bereikte een lengte van 72 mm. Als gemiddelde lengte van *Mya* zou een nog lagere waarde zijn gevonden, indien niet de exemplaren beneden 5 mm buiten de meting waren gehouden. Juist deze uiterst kleine, ongetwijfeld zeer jonge exemplaren kwamen in vele monsters in grote aantallen voor.

In tabel 16 is een overzicht gegeven van de gemiddelde en maximale lengte van de bovengenoemde soorten bij verschillend zoutgehalte van het water.

TABEL 16. Het verband tussen de afmetingen van *Cardium edule*, *Macoma balthica* en *Mya arenaria* en het zoutgehalte; (het chloorgehalte is opgegeven in g Cl-ionen per 100 g zeewater, de lengte der schelpen in mm; tussen haakjes het aantal gemeten exemplaren).

Soort	Chloorgehalte < 0.35 %		Chloorgehalte 0.35—0.50 %		Chloorgehalte > 0.50 %	
	Gem. lengte	Max. lengte	Gem. lengte	Max. lengte	Gem. lengte	Max. lengte
<i>Cardium edule</i>	8 (174)	18	10 (593)	20	12 (439)	23
<i>Macoma balthica</i>	15 (26)	19	17 (47)	21	18 (34)	21
<i>Mya arenaria</i>	14 (1215)	59	22 (3187)	72	27 (1285)	67

Species	Mean length	Max. length	Mean length	Max. length	Mean length	Max. length
	Chlorinity < 0.35 %		Chlorinity 0.35—0.50 %		Chlorinity > 0.50 %	

TABEL 16. Relation between the size of *Cardium edule*, *Macoma balthica* and *Mya arenaria* and the salinity; (chlorinity in gr. Cl-ions per 100 gr. sea-water; length in mm.; numbers of measured specimens in brackets).

Uit de in tabel 16 vermelde gegevens is wellicht een verband tussen het zoutgehalte en de groei van de genoemde soorten af te leiden, doch andere factoren, die gecorreleerd kunnen zijn met dit zoutgehalte, oefenen ongetwijfeld een invloed uit, waarvan de mate niet is vastgesteld. Dit is zeer duidelijk gebleken bij een aanvullend onderzoek betreffende de afmetingen van *Mya*. De gevonden gemiddelde lengten van 14, 22 en 27 mm liggen belangrijk lager dan verwacht werd. Bij het droogvallen van de polder was de bodem plaatselijk geheel bedekt door exemplaren van *Mya*, waarvan men de afmetingen op 5 à 6 cm zou schatten. Derhalve werden op 14 plaatsen in de polder telkens ongeveer 50 van de grootste, nog gesloten exem-

plaren verzameld. De gemiddelde lengte liep hierbij uiteen van 40 tot 74 mm, terwijl het totaal gemiddelde van 700 exemplaren 58 mm bedroeg. De maximale grootte varieerde van 49 tot 86 mm. Het grove Urkzand nabij de Voorst en het Ramspolzand bevatten, blijkens dit onderzoek, zeer vele exemplaren die in grootte niet of nauwelijks onderdoen voor die uit het uiterste Westen van de polder, waar het chloorgehalte ongeveer tweemaal zo hoog was. De gemiddelde grootte van 83 exemplaren bij de Voorst bedroeg namelijk 69 mm, terwijl het grootste exemplaar een lengte van 83 mm vertoonde. Op het Ramspolzand bedroegen de gemiddelde en de maximale lengte respectievelijk 67 en 78 mm. Voor een monster uit het uiterste Westen bedroegen deze waarden respectievelijk 65 en 81 mm.

De bovengenoemde cijfers manen derhalve tot grote voorzichtigheid bij de interpretatie van de in tabel 16 vermelde waarden. Derhalve is niet getracht uit de afmetingen van de mollusken in de oudere afzettingen conclusies te trekken aangaande het zoutgehalte van het water tijdens de vorming van deze lagen.

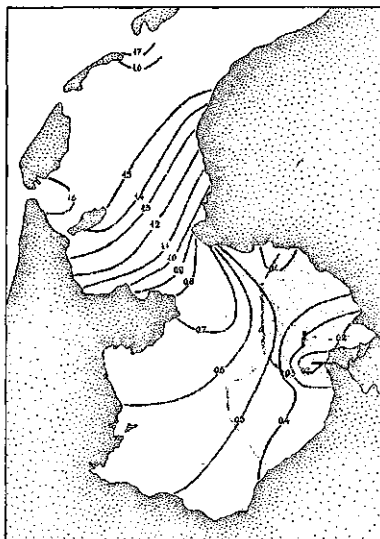
Het onderzoek van de microfauna in de Zu-lagen heeft aangetoond dat het zoutgehalte tijdens de afzetting van de laag Zu IV niet veel lager kan zijn geweest dan dat, tijdens de sedimentatie van de laag Zu I. De snelle toeneming van het zoutgehalte heeft plaats gevonden omstreeks de periode waarin de laag Zus werd afgezet, derhalve tegen het einde van de XVIde en in het begin van de XVIIde eeuw.

Voor details betreffende de microfauna van de lagen Zu I, II, III, IV en Zus moge verwezen worden naar MIDDELHOEK and WIGGERS (1953).

REDEKE (1922 a) wijdde een overzicht aan het zoutgehalte van de Zuiderzee, waarbij hij tevens aandacht schonk aan de grote schommelingen in het zoutgehalte van maand tot maand en van jaar tot jaar. In dit verband zij volstaan met het opnemen van een kaart, aangevende het gemiddelde chloorgehalte van het water over de periode 1894—1930. Deze kaart, weergegeven als figuur 53, is ontleend aan VOLKER (1942).

FIG. 53. Het chloorgehalte (gehalte aan Cl-ionen in g per 100 g zee-water) van de Zuiderzee over de periode 1894—1930. Naar VOLKER (1942).

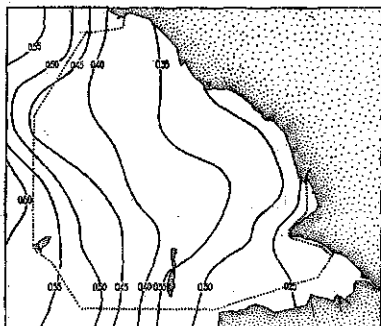
The chlorinity (content of Cl-ions in gr. per 100 gr. sea water) of the Zuyder Zee before the enclosure (period 1894—1930). After VOLKER (1942).



Door VOLKER (1942) en VAN DER MOLEN (1951) werden kaarten ontworpen aangevende het zoutgehalte van het water, afgeleid uit gemeten zoutgehalten van het bodemvocht. Bij veranderingen van het zoutgehalte van het water dat de bodem bedekt, volgt dat van het bodemvocht slechts uiterst langzaam. Vroegere perioden met een hoger of lager zoutgehalte hebben aldus hun sporen in het zoutgehalte van het bodemvocht achtergelaten.

De door VAN DER MOLEN vervaardigde kaart is afgebeeld in figuur 54. Deze kaart geeft aan het chloorgehalte in de bovenste meter van de zeebodem in 1931 en geeft aldus een beeld van de gemiddelde chloorgehalten van het water over een periode die zeker enige eeuwen omvat.

FIG. 54. Het chloorgehalte (gehalte aan Cl-ionen in g per 100 g zee-water) van de Zuiderzee ter plaatse van de huidige Noord-oostpolder; afgeleid uit het chloorgehalte van de bovenste meter van de zeebodem in 1931. Naar VAN DER MOLEN (1951).



The chlorinity (content of Cl-ions in gr. per 100 gr. sea water) of a part of the Zuyder Zee (location the present North-Eastern Polder); concluded from the chlorinity of the upper-metre of the sea bottom in 1931. After VAN DER MOLEN (1951).

Uit de door VOLKER ontworpen kaarten van de gehele zuidelijke kom van het IJsselmeer valt af te leiden dat het Zuiderzeewater in het westelijke deel van de kom vroeger enigszins zouter moet zijn geweest dan in de laatste decennia vóór de afsluiting. Volgens VOLKER zal dit hogere zoutgehalte niet zozeer op rekening van een geringere afvoer van de IJssel, dan wel op rekening van andere oorzaken moeten worden gesteld, waarbij gedacht kan worden aan de invloed van de afsluiting van het IJ. Deze afsluiting kan namelijk zeer goed tot gevolg hebben gehad dat sinds 1875 het zoute water minder ver in zuidwaartse richting kon doordringen dan voordien, toen de waterbeweging in dit gedeelte van de Zuiderzee door de aanwezigheid van het open IJ groter was.

Een hoger zoutgehalte in de XIXde eeuw wordt ook verondersteld door REDEKE (1922 b). Hij grondt dit op het feit dat *Teredo navalis* (de paalworm) vóór 1850 veelvuldig voorkwam in de zuidelijke kom. De paalworm is daarna verdwenen, vermoedelijk niet slechts door de bestrijding door de mens, doch waarschijnlijk tevens door een minder gunstig milieu wat betreft het zoutgehalte. Ook *Pleuronectus platessa* (de schol) schijnt in de XIXde eeuw talrijker en groter te zijn geweest in de zuidelijke kom dan

tijdens de onderzoeken van REDEKE in het begin van deze eeuw. Ook dit kan volgens REDEKE op een vermindering van het zoutgehalte wijzen.

In dit verband zij nog gewezen op de snelle afneming van de gletschers in verschillende delen van Europa sinds het midden van de vorige eeuw. Het is niet uitgesloten dat deze afneming van invloed is geweest op de afvoer van de IJssel. Een versterkte IJssel-afvoer behoeft echter geen klimatologische oorzaak te hebben, daar ook veranderingen, kunstmatige zowel als natuurlijke, in de verhouding tussen de afvoer van de Rijn en de Waal en van de Rijn en de IJssel van grote invloed op de afvoer van de IJssel en zodoende op het zoutgehalte van de Zuiderzee zijn.

2. De erosie van het veengebied tijdens de Zuiderzee-fase.

Bij de behandeling van de afzettingen uit de Flevomeer- en Almere-fase werd na de sloefafzettingen de veenvorming besproken, alsmede de vorming van het kleidek op het veen. Tijdens de Zuiderzee-fase vond geen veengroei binnen de Noordoostpolder meer plaats. De afbraak van de veengebieden was bij het begin van de Zuiderzee-fase zelfs reeds zo ver gevorderd, dat in deze fase nog slechts bij Urk, Schokland en aan de kust tussen Lemmer en Kuinre enige vergroting van de wateroppervlakte tengevolge van afslag van veengebieden optrad.



Foto-archief Directie Wieringermeer.

FIG. 55. Erosiekuilen in het veen, waarin later jonge sedimenten zijn afgezet.
Erosion-holes in the peat, filled up with younger sediments.

Bij de afbraak van het veenland vormden zich door de eroderende kracht van de golven in de regel gaten in het veen met een enigszins onregelmatige vorm. Deze gaten of veenkuilen zijn in een volgend stadium veelal dichtgeslibd met meer of minder kleirijke, vaak fraai gelaagde afzettingen (fig. 55).

Vóór, doch ook wel na de opvulling van de gaten zijn bij voortdurende erosie de nog gespaarde veenribben in vele gevallen eveneens aangetast. Op vele plaatsen is geconstateerd dat grote veenschollen, soms met een diameter van 10 à 15 m, door het water zijn opgenomen en over langere of kortere afstand zijn verplaatst. In de hoofdstukken III en IV zal op de afbraak van het veen en de daarbij optredende verschijnselen nog nader worden ingegaan.

De gebieden waar in de Zuiderzee-fase de vorming van veenkuilen heeft plaats gevonden zijn in figuur 48 aangegeven.

3. *De zanden van locale oorsprong en het Ramspolzand.*

Ook in de Zuiderzee-fase heeft sedimentatie van Urkzand, Kuinre- en Nagelezand en van Ramspolzand plaats gevonden. In wezen zijn de processen geheel vergelijkbaar met die uit de Flevomeer- en Almere-fase. De in de Zuiderzee-fase afgezette zanden zijn steeds duidelijk te onderscheiden van die uit de voorgaande fase, door het veelvuldig voorkomen van mariene schelpen in deze afzettingen.

a. *Het Urkzand.*

Nabij de Voorst is het Urkzand uit de Zuiderzee-fase voornamelijk aan de Noordzijde van het keileemgebied afgezet.

In de omgeving van de keileemopduiking bij Tollebeek vond ook tijdens de Zuiderzee-fase enige sedimentatie van Urkzand plaats, doch voor het grootste gedeelte bestaat het Urkzand hier uit reeds eerder afgezet, doch in de Zuiderzee-fase omgewerkt zand.

Nabij Urk werd in de Zuiderzee-fase een betrekkelijk grote hoeveelheid Urkzand afgezet. Het zand uit deze fase heeft zich sterk uitgebreid buiten het gebied waar in de voorgaande fase reeds Urkzand was afgezet.

b. *Het Kuinre- en Nagelezand.*

Tijdens de Zuiderzee-fase werd langs de kust tussen Kuinre en Blankenham nog zand afgezet, ontleend aan de abrasie van het hooggelegen dekzandgebied. Tijdens de sedimentatie van dit zand vond aanvoer van fijn zand vanuit het Westen van de polder plaats, zodat het Kuinrezand veelal sterk met dit fijne zand is vermengd.

Ook elders in de polder werden in deze fase nog hooggelegen zandruggen geabradeerd, doch in mindere mate dan tijdens de voorgaande fase. Daar immers bij het begin van de Zuiderzee-fase vrijwel het gehele gebied van de Noordoostpolder reeds deel uitmaakte van de Zuiderzee, waren vrijwel alle zandruggen reeds geabradeerd. In het Zuiden van de polder is plaatselijk nog wel enig Nagelezand uit de Zuiderzee-fase aangetroffen, doch

veelal bestaat dit zeer waarschijnlijk uit reeds eerder afgezet, doch opnieuw omgewerkt zand.

c. *Het Ramspolzand.*

De IJssel voerde ook in de Zuiderzee-fase nog zand aan, doch ook hier had zich de belangrijkste sedimentatie reeds in de voorafgaande fase voltrokken. Het verbreidingsgebied van het Ramspolzand uit de Zuiderzee-fase verschilt nauwelijks van dat uit de Almere-fase. Het meeste Ramspolzand met mariene schelpen zal ook hier bestaan uit reeds eerder afgezet, doch opnieuw omgewerkt zand.

§ 7. DE IJSELMEER-FASE.

Volledigheidshalve zullen enige gegevens vermeld worden over de afzetting van een laag jong, zeer slap en waterrijk slijk in het uiterste Westen en Zuidwesten van de polder. Deze laag wordt aangeduid met het symbool Zu 0 en met de namen polderslik of IJsselmeerslik.

De vorming van deze afzetting heeft plaats gevonden in de IJsselmeer-fase, waarop het volledig ontbreken van mariene schelpen wijst. Ook uit de ostracoden die in deze laag voorkomen blijkt dat het zoutgehalte van het water uiterst laag moet zijn geweest (MIDDELHOEK and WIGGERS, 1953).

Uit de diktelijnen van de laag Zu 0 (fig. 56) valt af te leiden dat dit sediment in de luwte van de dijk van de Noordoostpolder



1. dikte in dm
thickness in dm.

FIG. 56. Voorkomen en dikte van de IJsselmeer-afzetting (het polderslik).
Distribution and thickness of the Lake Yssel deposit (the polder mud).

tot afzetting moet zijn gekomen vóór de polder was drooggevallen. De vorming hangt samen met het optreden van een onderstroom van water, beladen met slib van Oost naar West bij langdurige Westenwind.

De dikte van de laag bedroeg, nadat reeds enige inklinking was opgetreden, plaatselijk enkele decimeters. Het lutumgehalte is betrekkelijk hoog; gemiddeld werd een lutumgehalte van ruim 20 % gevonden. Zodoende vormt deze laag wat betreft het lutumgehalte een groot contrast met de onderliggende laag Zu I, die in dit gebied een lutumgehalte van minder dan 5 % bezit.

In dit verband zij ook gewezen op de afzetting van IJsselmeerslik elders in het IJsselmeer. De afsluiting van de Zuiderzee heeft de diepteverdeling van de zeebodem ingrijpend beïnvloed. Door KOELBLOED (1952) is uit dieptepeilingen berekend dat in het gebied begrensd door de lijnen Stavoren—Andijk en Bakhuizen—Enkhuizen tussen 1936 en 1940 46.000.000 m³ sediment is afgezet, hetgeen een gemiddelde opslibbing van 8 cm per jaar betekent. In de periode 1943—1950 bedroeg de gemiddelde opslibbing nog ongeveer 4 cm per jaar.

Deze snelle sedimentatie houdt verband met het verdwijnen van de getijstromen, waardoor vooral in de geulen veel slib wordt afgezet. Het door de golfbeweging opgewoelde slib in de zuidelijke kom van het IJsselmeer blijft door de verzoeting van het water lang in suspensie en kan dus over grote afstanden worden verplaatst.

Bij de in 1950 uitgevoerde peilingen in het oostelijke deel van het IJsselmeer is gebleken dat dit gebied een toeneming van de diepteligging van de meerbodem van 10 à 30 cm vertoont. Slechts daar waar de bodem uit zand bestaat, is geen toeneming van de diepte geconstateerd. In het dieptse gedeelte van de toekomstige polder Oostelijk Flevoland is plaatselijk enkele decimeters IJsselmeerslik afgezet (WIGGERS, 1953).

§ 8. DE IJSELDELTA

In de Noordoostpolder bevindt zich een gedeelte van de door de IJssel voor zijn mond opgebouwde delta (fig. 57). Het betreffende zand is bij de kartering van de polder aangeduid met de naam Ramspolzand.

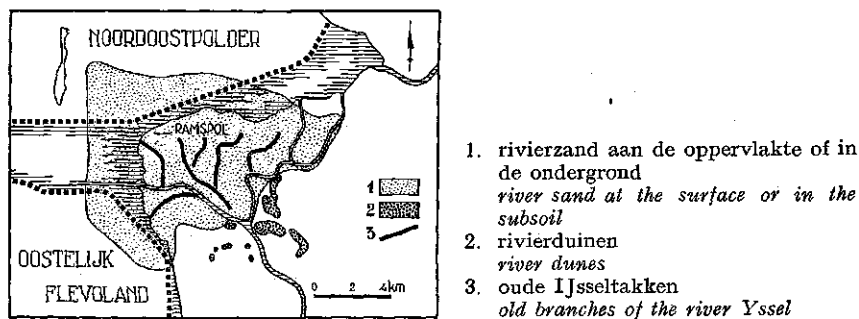


FIG. 57. Voorkomen van het door de IJssel afgezette zand (Ramspolzand).
Distribution of the sand, deposited by the river Yssel (Ramspol-sand).

Wat de herkomst van het Ramspolzand in de Noordoostpolder betreft, gebleken is uit een door CROMMELIN (1943) verricht onderzoek, dat het zand een *BSausuriet*-associatie bezit, terwijl in enkele gevallen enige vermenging met materiaal uit de *BLobith*- en *A*-provincie is opgetreden. De samenstelling van een enkel monster is weergegeven in tabel 15.

Bij het onderzoek van de delta van de IJssel in de Noordoostpolder stuit men op de moeilijkheid dat het grootste gedeelte van deze delta zich buiten

de polder en wel onder het Kampereiland en het poldergebied ten Westen van Kampen bevindt. Slechts de noordelijke rand van de delta bevindt zich binnen de Noordoostpolder.

Het Kampereiland en de streek ten Westen van Kampen zijn door de Afdeling Onderzoek van de Cultuurtechnische Dienst gekarteerd (VISSER, 1951). Teneinde de genese van dit deltagebied beter te leren kennen mede in verband met het onderzoek in de Noordoostpolder en in Oostelijk Flevoland, verrichtten studenten in de Physische Geografie aan de Gemeentelijke Universiteit van Amsterdam in de jaren 1952 en 1953 een onderzoek in het genoemde gebied (DRIESSEN, 1954). Aan beide onderzoekingen zijn enkele gegevens betreffende de opbouw van het Kampereiland en zijn omgeving ontleend, welke gegevens zijn aangevuld met eigen waarnemingen.

In figuur 57 zijn ten Zuiden van de IJsseldelta enkele hoge zandruggen aanwezig, die als laatglaciale rivierduinen mogen worden beschouwd. Het mineralogische onderzoek van een monster afkomstig van een dergelijke zandrug bij Grafhorst toonde aan dat dit zand niet een noordelijke, doch een zuidelijke herkomst bezit, dus door de IJssel is aangevoerd en later aeolisch tot rivierduinen is opgeworpen. Men mag dus aannemen dat reeds tijdens het Laatglaciaal de IJssel bij Kampen stroomde.

Uit de gegevens uit het Zuiden van de Noordoostpolder mag worden afgeleid dat de IJssel gedurende het Boreaal en het Atlanticum door een veengebied stroomde. Eerst na de afzetting van de Cardiumklei naderden de zich sterk vergrotende meren in het Zuiden van de polder het oostelijke gedeelte van het latere Kampereiland. Mogelijk trad hier in het Subboreaal dus reeds een aantasting van het veengebied op.

Uit de verrichte boringen valt af te leiden dat in het grootste gedeelte van de delta nog slechts een dunne veenlaag op het pleistocene zand aanwezig is. De afbraak van het eertijds gevormde veen heeft behalve door afslag vanuit de gevormde meren vermoedelijk ook plaats gevonden door de zich verplaatsende takken van de IJssel.

Op de dunne veenlaag rust een pakket grof rivierzand ter dikte van enkele meters. De eerste afzetting kan mogelijk reeds hebben plaats gevonden kort na het begin van onze jaartelling, wanneer de afvoer van het IJsselwater door het tot stand komen van een verbinding met de Rijn belangrijk moet zijn toegenomen. Het is echter nog niet mogelijk gebleken deze rivierafzetting in de ondergrond voldoende te dateren.

In de Noordoostpolder vond de eerste sedimentatie van het IJsselzand plaats in de XVde of XVIde eeuw. Het staat echter vast dat op het Kampereiland reeds voor de XIVde eeuw het grootste gedeelte van het zand moet zijn afgezet. Kampen ontving immers in ruil voor zijn aanspraken in Mastenbroek in 1364 reeds een oppervlakte bruikbaar land ter grootte van ongeveer 500 ha, gelegen ter plaatse van het huidige Kampereiland.

Het ligt voor de hand verband te zoeken tussen de verruiming van de verbinding tussen het Almere en de Noordzee sedert het midden van de XIIIde eeuw en de snelle aangroei van de IJsseldelta vóór het midden van de XIVde eeuw. De afbraak van de veengebieden in het Westen van de

Waddenzee en in de gehele Zuiderzee heeft ongetwijfeld op de benedenloop van de IJssel een zodanige invloed gehad dat grote hoeveelheden zand uit de rivierbedding zijn opgenomen en voor de mond zijn afgezet.

FEHRMANN (1952) bracht de opkomst van Kampen als handelsstad tegen het einde van de XIIIde en in de XIVde eeuw o.i. terecht in verband met de verbetering van de bevaarbaarheid van de benedenloop van de IJssel.

VISSER (1951) meende uit de gegevens van het onderzoek van het Kamper-eiland en uit historische berichten een geleidelijke verandering in de afvoerrichting van het IJsselwater te mogen afleiden. Van een noordoostelijke richting in de Xde en XIde eeuw vindt men volgens deze auteur in de XIIde en XIIIde eeuw een noordwestelijke en in de XIVde eeuw en daarna een westelijke afvoerrichting. Zoals uit de bespreking van het Ramspolzand in de Noordoostpolder zal blijken ligt het sinds de XVIIde eeuw afgezette Ramspolzand als geheel iets westelijker dan het tussen de XVde en XVIIde eeuw gesedimenteerde zand. Hierin wordt echter door ons geen directe bevestiging van de hypothese van VISSER gezien.

MOERMAN (1918) leidde uit historische gegevens af dat in de XVde eeuw het Rechterdiep de hoofdtak vormde. In de XVIde eeuw werden het Zuiderdiep en vervolgens het Rechterdiep en het Ganzendiep met grote kosten verbeterd teneinde als hoofdtak te dienen. In de XVIIIde eeuw werden enkele takken afgesloten terwille van een betere bevaarbaarheid van het Rechterdiep. In de XIXde eeuw is tenslotte het Keteldiep de voornaamste mond geworden.

Uit deze opsomming blijken reeds de moeilijkheden waarmee men te kampen had bij de pogingen de bevaarbaarheid van de IJsselmonden in stand te houden. Omstreeks het einde van de XVIde eeuw en gedurende de gehele XVIIde eeuw werd er door de steden Kampen en Deventer voortdurend geklaagd over de slechte bevaarbaarheid van de benedenloop van de IJssel. VAN DER HEIDE (1955 c) wees in dit verband op een kaart uit 1694, waaruit blijkt dat de IJssel bij het splitsingspunt van de Rijn geheel droog lag.

Deze geringe afvoer van de IJssel, die meer dan een eeuw schijnt te hebben geduurd, vormde de voornaamste oorzaak van de snelle verzilting van het water in het oostelijke deel van de Zuiderzee. Blijkens de datering van de laag Zus vond de toeneming van het zoutgehalte vooral plaats omstreeks het begin van de XVIIde eeuw.

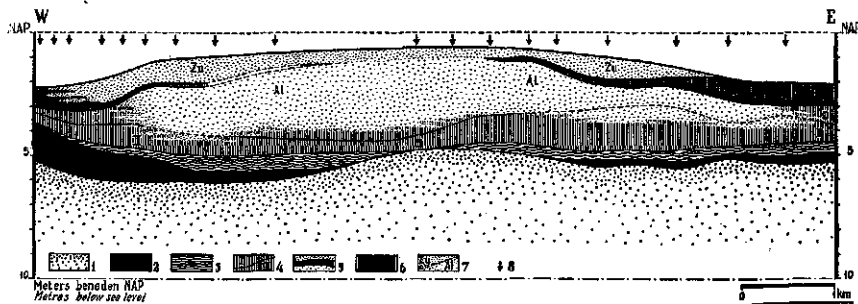
Door BAKKER (1953) werd, ons inziens terecht, verband gezocht tussen de geringe afvoer van de IJssel en de sterke uitbreiding van de gletschers in de Alpen in de tweede helft van de XVIde en in het begin van de XVIIde eeuw.

Alvorens de sedimentatie van het Ramspolzand binnen de Noordoostpolder te behandelen zij nog gewezen op de aard van de afdekkende laag op het Kamper-eiland en in het poldergebied ten Westen van Kampen.

Uit de gegevens van de kartering van het bovengenoemde gebied (VISSER, 1951; DRIESSEN, 1954) is gebleken dat het grove rivierzand is afgezet in zandplaten en zandbanken, waartussen zich de vele afvoergeulen van het

water bevonden. Dit rivierzand is, op het in figuur 57 als land aangegeven gedeelte, overdekt door een dikkere of dunnere laag zavel en klei. De dikte van deze laag hangt grotendeels samen met de hoogteligging van de zandplaten. Door de vorming van oeverwallen langs de oude geulen is het patroon echter vrij gecompliceerd geworden.

Het materiaal waaruit de afdekkende laag is opgebouwd, is ten dele van fluviatiele oorsprong, ten dele echter vanuit het Almere en de Zuiderzee aangevoerd. De sedimentatie vond plaats in een zoet milieu, dat echter tijdens hoge zeestanden in de Zuiderzee-fase een sterke verzilting vertoonde.



- | | |
|--|--|
| <p>1. pleistoceen zand
<i>pleistocene sand</i></p> <p>2. veen
<i>peat</i></p> <p>3. detritus-gyttja en Sl III
<i>detritus-gyttja and Sl III</i></p> <p>4. sloeflagen I en II in normale facies
<i>"sloef" layers I and II in normal facies</i></p> <p>5. Zus-laag in normale facies
<i>Zus-layer in normal facies</i></p> <p>6. Zu-lagen in normale facies
<i>Zu-layers in normal facies</i></p> | <p>7. Ramspolzand, afgezet in de Zuiderzee- (Zu) en in de Almere-fase (Al)
<i>Ramspol-sand, deposited in the Zuiderzee (Zu) and in the Almere phase (Al)</i></p> <p>8. boringen
<i>borings</i></p> |
|--|--|

FIG. 58. Profiel over het Ramspolzand-gebied in de Noordoostpolder.

Cross-section of the Ramspol-sand area in the North-Eastern Polder.

In figuur 58 is een W-O profiel over het Ramspolzand in de Noordoostpolder afgebeeld. Uit dit profiel blijkt dat tijdens de vorming van de detritus-gyttja en de laag Sl III, binnen de polder nog geen Ramspolzand werd afgezet. De sedimentatie vond hier eerst plaats tijdens de afzetting van de laag Sl II en vermoedelijk eerst tijdens de vorming van de laag Sl II^a, dus in de eerste helft van de XVde eeuw.

Het Ramspolzand uit de Almere-fase reikt plaatselijk tot ongeveer 1 m - N.A.P. en vertoont een dikte van enkele meters. Het Ramspolzand uit de Zuiderzee-fase rust op dat uit de Almere-fase, doch is over het geheel genomen iets meer westelijk gelegen. Het valt niet na te gaan of tijdens de Zuiderzee-fase inderdaad nog aanvoer van Ramspolzand heeft plaats ge-

vonden of dat het in deze fase afgezette zand, dat zich door de aanwezigheid van de mariene schelpen duidelijk onderscheidt van dat uit de voorgaande fase, afkomstig is van omwerking van reeds eerder afgezet zand. Zeer waarschijnlijk geldt dit laatste grotendeels.

De korrelgrootte van het Ramspolzand vertoont weinig variatie; het zand is steeds matig fijn (U-cijfer 50—80) en middelfijn (U-cijfer 80—120). Verreweg de meeste U-cijfers liggen tussen 65 en 90. Het lutumgehalte varieert van 1.5 tot 7 %. Het gemiddelde lutumgehalte kan op 5 % worden gesteld. Over het algemeen bevat het in de Almere-fase afgezette Ramspolzand iets minder lutum dan dat uit de Zuiderzee-fase. Ook bij de zanden van locale oorsprong treft men dit verschijnsel aan, dat het jongere zand iets meer lutumhoudend is dan het oudere, in de Almere-fase afgezette zand.

Het korrelgrootte-beeld van het Ramspolzand is niet in overeenstemming met een gemiddeld lutumgehalte van 5 %. In figuur 59 zijn enkele curven

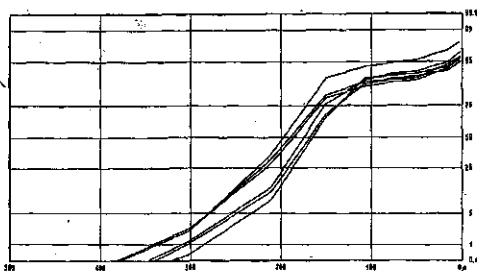


FIG. 59. Sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters Ramspolzand.

Cumulative curves of the size frequency distribution of some samples Ramspol-sand.

van het Ramspolzand weergegeven, waaruit duidelijk blijkt dat het goed gesorteerde zand enige procenten fijnere delen bevat, die een knik in de sommatiecurve doen ontstaan. Bij analyse van de curven blijken deze te kunnen worden ontleed in twee gedeelten, waarvan het ene goed gesorteerd zand en het andere op een zware, uiterst fijnzandige afzetting.

Ook in het veld is deze menging goed te constateren. Men vindt in het zand kleine kleikluitjes en kleikorrels en

soms ook dunne kleilaagjes. Een enkele maal is getracht de kleikluitjes afzonderlijk te verzamelen. Hierbij bleek dat het slibgehalte van deze kluitjes 54.3 en 44.8 % bedroeg, hetgeen overeenkomt met lutumgehalten van ongeveer 33 en 27 %.

De herkomst van de klei die in het Ramspolzand voorkomt, valt niet aan te geven. De IJssel voert slib aan, dat in zwaarte wel overeenkomt met de klei-aggregaten in het Ramspolzand. Gedurende enkele winters werd bij hoge waterstanden en grote afvoer van de IJssel, water in deze rivier verzameld. Na bezinking van de vaste stoffen bleek het lutumgehalte van het sediment uiteen te lopen van 15 tot 58 %. Gemiddeld bedroeg het lutumgehalte in 12 monsters 31 %.

De klei kan echter ook van mariene oorsprong zijn. Een onderzoek naar de lutum-slibverhouding gaf geen uitsluitsel over de herkomst. Zowel de mariene sedimenten als het IJsselslib vertonen een lutum-slibverhouding van ongeveer 60 %. In het IJsselslib varieerde de lutum-slibverhouding

van 52 tot 78 %, doch vrijwel alle verhoudingen lagen tussen 55 en 65 %.

De klei-aggregaten in het Ramspolzand gelijken in vorm soms op de faeces-proppen van schelpdieren. In andere gevallen is de klei afgezet in de troggen van de golfribbels, die in dit zand veelvuldig zijn geconstateerd. Op enkele plaatsen zijn ook dikke kleilagen en kleilagen aangetroffen, veelal juist op de grens tussen het in de Almere-fase en in de Zuiderzee-fase afgezette zand. Gedurende de Zus-tijd heeft er òf vrijwel geen aanvoer van Ramspolzand òf weinig omwerking van reeds afgezet zand plaats gevonden.

Naast deze vermenging van het Ramspolzand en de zwaardere afzetting in het centrale deel van het gebied treft men aan de randen een zeer sterke vermenging van Ramspolzand met afzettingen uit de Almere- en Zuiderzee-fase aan. Slechts enkele lagen, zoals de laag Zu II, wiggen op het Ramspolzand uit en vertonen geen vermenging met zand. De andere lagen verzanden, d.w.z. zij gaan in de richting van het Ramspolzand steeds meer laagjes en vlammen zand bevatten. Een gedetailleerd beeld van deze overgang tussen het Ramspolzand en de normale sedimenten is te vinden op het profielenblad 20 van de Bodemkundige Code- en Profielenkaart van de Noordoostpolder. Hier zij volstaan met het aangeven van enkele van de belangrijkste verschijnselen.

Uit het profiel in figuur 58 blijkt dat de Zu-lagen aan de Westzijde van het gebied over een korte afstand overgaan in Ramspolzand, waarbij de jongste lagen iets westelijker verzanden dan de oudere. Het Ramspolzand heeft zich hier tijdens de sedimentatie van de Zu-lagen enigermate naar het Westen uitgebreid. De laag Zus is als een onvermengde zware afzetting aanzienlijk verder naar het centrale deel van het Ramspolzand te vervolgen. Ook tijdens de vorming van de lagen Sl I en II heeft het Ramspolzand zich enigszins naar het Westen uitgebreid.

Aan de Noordzijde van het Ramspolzand-gebied voltrekt zich de overgang tussen het zand en de Zu- en sloefafzettingen ongeveer op dezelfde wijze als aan de Westzijde, zij het dat de overgangszone veelal iets breder is.

Aan de Oostzijde heeft het Ramspolzand zich eveneens tijdens de vorming van de Zuiderzee-afzettingen uitgebreid. De jongste laag verzandt aanzienlijk oostelijker dan de oudste Zu-laag. Aangezien de mariene lagen rusten op Ramspolzand uit de Almere-fase verkrijgt men profielen die van boven naar beneden bestaan uit zuiver Ramspolzand, rustend op zuivere Zu-lagen, die weer op Ramspolzand liggen. De overgangszone is in het Oosten aanzienlijk breder dan in het Noorden en het Westen van het Ramspolzand-gebied.

Een zeer ingewikkelde overgang tussen het Ramspolzand en de Zu-lagen vertoont de zuidwestelijke hoek van het Ramspolzand-gebied. Deze grillige opbouw van het profiel hangt wellicht samen met het feit dat men zich hier bevindt voor de mond van een gebaggerde geul. Ten Zuiden van deze geul werd een palenrij aangetroffen, die mogelijk het restant vormt van de in het begin van de XVIIIde eeuw aangelegde betuiningen of kribben ter verbetering van het Rechterdiep.

In de beschrijving van blad 20 van de Bodemkundige Code- en Profielenkaart worden twee series monsters uit de overgangszone tussen het Rams-

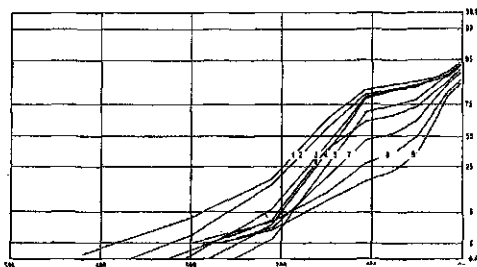


FIG. 60. Sommaticurven van de korrelgrootte-verdeling van een serie monsters, genomen op de overgang van het Ramspolzand naar de normale Zuiderzee-afzettingen.
Cumulative curves of the size frequency distribution of a series of samples, taken from the transition boundary of Ramspol-sand -Zuyder Zee deposits.

polzand en de Zuiderzee-afzettingen vermeld. De reeks Q 63—Q 78, weergegeven in figuur 60, geeft een duidelijk beeld van de afnemende invloed van het Ramspolzand en het toenemende aandeel van de fijnere bestanddelen, afkomstig van de Zuiderzee-afzettingen. Het begin- en het eindpunt van deze serie liggen ongeveer 1 km uit elkaar. Het Ramspolzand wordt in de richting van de Zuiderzee-afzettingen iets fijner; aanvankelijk overheerst de fractie 150—210 μ , die plaats maakt voor de fractie 105—150 μ .

Het Ramspolzand bevat steeds enige procenten kool-

zure kalk. De zanden van locale oorsprong bevatten voorzover ze uit de Almere-fase dateren, in het geheel of vrijwel geen koolzure kalk. Dat dit bij het Ramspolzand wel het geval is, is een gevolg van het feit dat het door de IJssel aangevoerde sediment koolzure kalk bevat. In het reeds genoemde IJsselslib, verzameld uit de IJssel bij Kampen, werd een gemiddeld gehalte aan koolzure kalk van 9 % vastgesteld.

§ 9. DE ZANDEN VAN LOCALE OORSPRONG.

Onder de zanden van locale oorsprong worden verstaan de zandafzettingen tijdens de Flevomeer- en Almere- en de Zuiderzee-fase, afkomstig van de abrasie en erosie van de keileem, de fluvioglaciale en proglaciale zanden, het dekzand en de rivierduinen.

Het Urkzand treft men in de Noordoostpolder aan nabij Urk, Tollebeek, de Voorst en Kadoelen. Het zand is afkomstig van de erosie en abrasie van de keileem en het fluvioglaciale en proglaciale zand.

Het Kuinrezand is vrij gekomen door de afbraak van het dekzand in het Noordoosten van de polder. Het komt in een smalle strook langs de kust bij Kuinre voor.

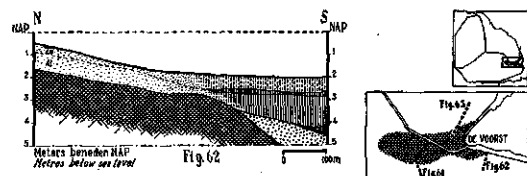
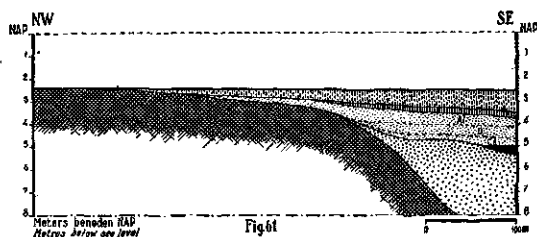
Het Nagelezand is in de Toelichtingen op de Bodemkundige Code- en Profielenkaart van de Noordoostpolder gedefinieerd als over geringe afstand verplaatst Laagterraszand.

Het is niet mogelijk in deze paragraaf alle details betreffende de locale zanden te bespreken. Hiervoor zij verwezen naar de Code- en Profielenkaarten van de Noordoostpolder. Slechts de hoofdlijnen betreffende de ouderdom, het voorkomen, de granulometrische samenstelling en de wijze waarop de normale afzettingen overgaan in of uitwigen op de locale zanden zullen worden behandeld.

1. *Het Urkzand.*

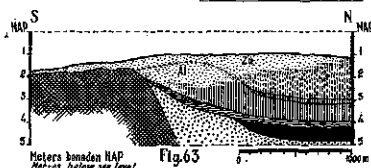
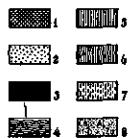
Het Urkzand nabij de Voorst en Kadoelen omgeeft de plaats waar de keileem dagzoomt als een gordel met wisselende breedte.

Reeds tijdens de afzetting van de Cardiumklei vond aan de Zuidzijde van het keileemgebied aantasting van de keileem en het fluvioglaciale zand plaats, zoals door KLAAR (1951) werd aangetoond. Uit figuur 24 blijkt dat de vorming van het meer in het Zuidoosten van de polder destijds reeds tot de Zuidzijde van de keileemopduiking was voortgeschreden. In figuur 61 is het Urkzand met Cardiumschelpen, gelegen op een diepte van 4.5 m - N.A.P., afzonderlijk aangegeven.



1. keileem
boulder clay
2. pleistoceen zand
pleistocene sand
3. veen
peat

4. detritus-gyttja
detritus-gyttja
5. sloefafzettingen
"sloef" deposits
6. Zus-laag
Zus-layer
7. Zuiderzee-afzettingen
Zuyder Zee deposits



8. Urkzand uit de Cardiumklei-fase (Ca), de detritus-gyttja-fase (D), de Almere-fase (Al) en de Zuiderzee-fase (Zu)
Urk-sand dating from the Cardium-clay phase (Ca), the detritus-gyttja phase (D), the Almere phase (Al) and the Zuyder Zee phase (Zu)

Fig. 61, 62, 63. Het uitwigen en het verzanden van de verschillende afzettingen nabij het geabradeerde keileemgebied van de Voorst.

Near the abraded boulder clay area of de Voorst the sediments thin out or interfere with Urk-sand.

Ook tijdens de vorming van de detritus-gyttja en de sloefafzettingen vond aan de Zuidzijde van het keileemgebied afzetting van enig Urkzand plaats. Kleine verschillen in de facies van het Urkzand maakten het mogelijk de ouderdom van dit zand bij benadering aan te geven.

Tijdens de vorming van de jongste sloeflagen en van de Zuiderzee-afzettingen werd plaatselijk vrijwel geen Urkzand afgezet. Zo ziet men

in figuur 61 de Zu-lagen ver doorlopen en tenslotte op de keileem uitwiggen, zonder dat van enige vermenging met Urkzand sprake is.

Aan de zuidoostelijke rand van het keileemgebied reiken de Zu-lagen veelal over het Urkzand dat in de Almere-fase werd afgezet heen, zoals in figuur 62 is aangegeven. De verschillende lagen verzanden over een zeer kort traject. Zo gaat de laag Zu IV, bestaande uit zware zavel (lutumgehalte 17—25 %) over een afstand van enkele tientallen meters over in het grove Urkzand. Uit het profiel, weergegeven in figuur 62, blijkt dat de grens tussen de sedimentatie van zwaardere grond en zand gedurende vele eeuwen op dezelfde plaats heeft gelegen.

Aan de Noordzijde vindt men een enigszins andere situatie. Blijkens figuur 63 heeft het Urkzand zich, vooral tijdens de vorming van de Zu-lagen, sterk naar het Noorden uitgebreid.

In het afgebeelde profiel bereikt het Urkzand plaatselijk een dikte van ongeveer 2 m. Op enkele plaatsen werd een nog grotere dikte, namelijk van ruim 3 m, vastgesteld. Evenmin als bij het Ramspolzand valt vast te stellen of het in de Zuiderzee-fase afgezette zand afkomstig is van de directe abrasie van de keileem, dan wel van reeds afgezet doch weer opgenomen Urkzand uit de Almere-fase.

De grote hoeveelheid Urkzand is in overeenstemming met de sterke abrasie van de keileem. DE WAARD (1949) leidde reeds uit andere gegevens af dat een laag keileem ter dikte van enige meters moet zijn verdwenen.

Het gehele beeld van het Urkzand nabij de Voorst wijst op een zandtransport van Zuid naar Noord.

Nabij Tollebeek komt het Urkzand over een betrekkelijk grote oppervlakte voor (fig. 64), zij het veelal slechts in een dunne laag en grotendeels overdekt door jongere afzettingen.

De aantasting van de keileembult begon reeds tijdens de afzetting van de Unioklei. Ook tijdens de sedimentatie van de Cardiumklei vormde zich langs de keileem een strand van Urkzand, afkomstig van de keileem.

De belangrijkste aantasting vond eerst plaats tijdens de Flevomeer- en Almere-fase. De keileemhoogte werd volledig geabradeerd tot een niveau van ruim 4 m - N.A.P. Het vrijkomende zand zette zich in een groot gebied rond de keileemopduiking af, vooral echter aan de Westzijde. Hier werd ter plaatse van het huidige kamp Tollebeek, tijdens de vorming van de laag Sl II^a, een zandplaat met een dikte van plaatselijk meer dan 1.5 m afgezet.

Het onderzoek van deze zandplaten heeft uitgewezen dat het zand niet in een te voren uitgeschuurde laagte, doch op de reeds gevormde lagen werd afgezet. Desondanks uit zich de grote dikte van de zandplaat niet in een topografische verheffing, waaruit dus volgt dat de onderliggende lagen sterk zijn samengeperst. Nu ligt deze zandplaat juist buiten het verbreidingsgebied van de Cardiumklei en de Unioklei. Het overgangsgebied van de Unioklei naar het veen is gekenmerkt door zeer slappe profielen, terwijl tussen de zandplaat en de keileem betrekkelijk vaste lagen voorkomen; ook de dikte van de holocene lagen neemt naar de opduiking van de keileem af. In dit traject heeft het profiel geen dikke lagen Urkzand

1. keileem
boulder clay
2. begrenzing van het Unioklei-gebied;
hoge Unioklei-ruggen
boundary of the Unio-clay area; Unio-clay in high-lying ridges (levees)
3. begrenzing van het Cardiumklei-gebied
boundary of the Cardium-clay area
4. dunne laag Urkzand
thin layer of Urk-sand
5. dikke laag Urkzand
thick layer of Urk-sand

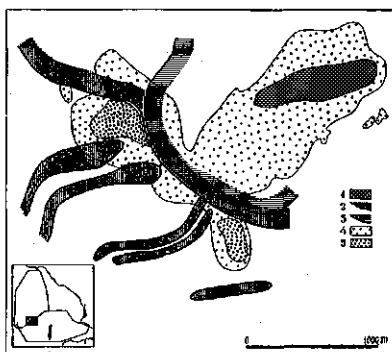


FIG. 64. Het voorkomen van Urkzand en van de Unio- en Cardiumklei nabij de geabradeerde keileemopduiking in de omgeving van Tollebeek (Urkervaart).

The occurrence of Urk-sand and Unio- and Cardium-clay near the abraded outcrop of the boulder clay near Tollebeek (Urkervaart).

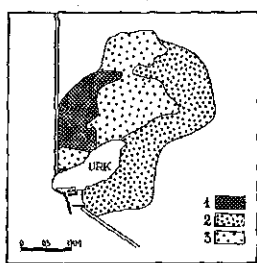
kunnen opnemen, aangezien de algemene sedimentatie-condities geen sterke verhoging van het terrein toelieten. Het afgezette zand werd dus opnieuw weggevoerd. Slechts daar, waar de ondergrond zo slap was dat het zand dat werd afgezet door de inklinking van de ondergrond geheel kon worden geborgen, kon de zandlaag een grote dikte bereiken.

Men treft dit verschijnsel eveneens aan bij het Urkzand bij Urk en, zij het op veel kleinere schaal, bij het Nagelezand.

De belangrijkste sedimentatie vond plaats tijdens de vorming van de laag Sl II^a, dus in een tijd waarin ook elders in de polder veel abrasie en zandverplaatsing plaats greep. Ook tijdens de vorming van de jongere sloeflagen werd nog Urkzand afgezet. In de Zuiderzee-fase werd de keileemopduiking grotendeels overdekt door zwaardere afzettingen. Slechts bij Tollebeek is een betrekkelijk dunne laag Urkzand uit de Zuiderzee-fase aanwezig, doch ook hier is niet vast te stellen of men in dit geval niet met in de Zuiderzee-fase omgewerkt zand te doen heeft, dat reeds in de Almere-fase door abrasie was vrijgekomen.

Ten Noorden en ten Oosten van Urk ligt het grote Urkzand-gebied. Ook hier is het zand afkomstig van de abrasie van de keileem, zoals gebleken is uit het petrografische onderzoek van het grind (VAN ANDEL, WIGGERS and MAARLEVELD, 1954). DE WAARD (1949) veronderstelde dat ook hier een laag keileem ter dikte van enkele meters door de abrasie verdwenen is, hetgeen door latere waarnemingen wel is bevestigd.

Figuur 65 geeft een zeer globaal beeld van de ligging van de geabradeerde keileem en van het Urkzand. Onmiddellijk ten Oosten van het keileemgebied, waar het veen en het kleidek op het veen aan de oppervlakte treden, is het Urkzand in het algemeen slechts in een zeer dunne laag aanwezig, doch het is plaatselijk geconcentreerd in een aantal zandplaten, afge-



1. keileem
boulder clay
2. dikke laag Urkzand
thick layer of Urk-sand
3. dunne laag Urkzand
thin layer of Urk-sand

FIG. 65. Het voorkomen van Urkzand en de geabra-deerde keileemopduiking nabij Urk.

The occurrence of Urk-sand and the abraded outcrop of boulder clay near Urk.

zet op de oudere afzettingen of in een aantal in het veen geslagen of gegraven kuilen. Eerst op enige afstand van het keileemgebied bereikt het Urkzand over een grote oppervlakte een dikte van enkele meters. Dit hangt samen met het feit, dat door de naar het Oosten toenemende dikte van de samendrukbare la-

gen in deze richting een steeds grotere hoeveelheid Urkzand kon worden opgenomen, zonder dat dit een verhoging van de meerbodem tot gevolg had.

Het Urkzand is afgezet sinds het begin van de XIIIde eeuw, waarvoor de belangrijke verruiming van de verbinding met de Waddenzee en de daardoor gewijzigde hydrografische gesteldheid van het Almere aanspreekelijk moeten worden gesteld. Vooral tijdens de vorming van de laag Sl II^a heeft de abrasie van de keileem grote vormen aangenomen. Ook de Staart van Urk dateert in aanleg reeds uit de Almere-fase. Tijdens de Zuiderzee-fase is de afzetting van het Urkzand in versterkte mate voortgeschreden en heeft het Urkzand zich over de afzettingen uit de Flevomeer- en Almere-fase uitgebreid.

Plaatselijk bereikt het Urkzand een dikte van 3 à 4 m. Ten Oosten van het eiland Urk ligt een dik pakket Urkzand, dat aan de Oostzijde in een vrij steile rand zijn begrenzing vindt. De oppervlakte van de polderbodem daalt daar over een afstand van 200 m ongeveer 1.3 m; op een enkele plaats bedraagt de helling zelfs 1 m per 100 m.

Het Urkzand bij Urk is veelal matig grof tot matig fijn. Ook bevat het plaatselijk aanzienlijke hoeveelheden grind; zo is de Staart van Urk vrijwel geheel uit grind opgebouwd. Het grind in het Urkzand is reeds duidelijk meer afgerond dan de in en op de keileem aanwezige stenen, terwijl in de Staart van Urk een naar het einde toenemende afrondingsgraad werd geconstateerd (VAN ANDEL, WIGGERS and MAARLEVELD, 1954).

De bijzondere verschijnselen die zich bij de sedimentatie van het Urkzand nabij Urk hebben voorgedaan, zullen in hoofdstuk III nader worden besproken.

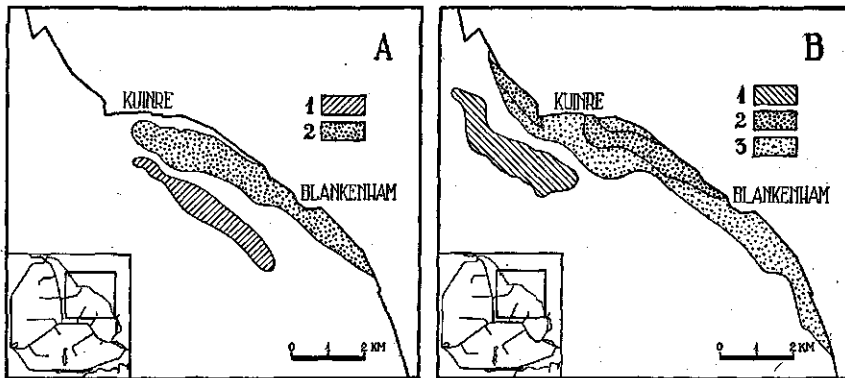
Het Urkzand nabij de Voorst, Tollebeek en Urk vertoont weinig variatie in korrelgrootte. Het U-cijfer bedraagt vrijwel steeds 50–80, terwijl het lutumgehalte zelden hoger is dan 3 %. Vooral het in de Almere-fase afgezette zand is lutumarm, hetgeen in overeenstemming is met de reeds beschreven toeneming van het lutumgehalte in de overige afzettingen sedert de overgang van de Almere- naar de Zuiderzee-fase.

Het koolzure-kalkgehalte van het Urkzand uit de Zuiderzee-fase be draagt veelal 1—3 %. Uit een onderzoek in monsters genomen nabij de Voorst is gebleken dat het koolzure-kalkgehalte belangrijk daalt, indien men vóór het malen van de grond de schelpen door zeven over een zeef met maaswijdte van 2 mm verwijderd. Bedroeg het gemiddelde koolzure-kalkgehalte in 12 monsters 2.7 % indien de monsters direct gemalen werden, dit gehalte daalde tot gemiddeld 0.8 %, indien de schelpen vóór het malen werden afgezeefd. Indien ook het schelpgruis kleiner dan 2 mm zou zijn verwijderd, zou het kalkgehalte ongetwijfeld nog verder zijn gedaald.

Het Urkzand uit de Almere-fase bevat geen schelpen; het koolzure-kalkgehalte is in dit zand uiterst laag. Door de oxydatie van de aanwezige zwavelverbindingen, afkomstig uit de tijd dat het zand door zout water was bedekt, daalde de pH van het zand na het droogvallen tot zeer lage waarden.

2. Het Kuinrezand.

Aan de noordoostelijke zijde van de polder komt in de omgeving van Kuinre een afzetting van zand voor, die met de naam Kuinrezand is aangeduid. Zoals reeds is opgemerkt is het zand afkomstig van de abrasie van het dekzand.



A. Almere-fase
Almere phase

B. Zuiderzee-fase
Zuyder Zee phase

1. geabradeerde zandrug
abraded sand ridge
2. Kuinrezand
Kuinre-sand

1. geabradeerde zandrug
abraded sand ridge
2. Kuinrezand
Kuinre-sand
3. Kuinrezand gemengd met normale Zuiderzee-afzettingen
Kuinre-sand mixed with normal Zuyder Zee deposits

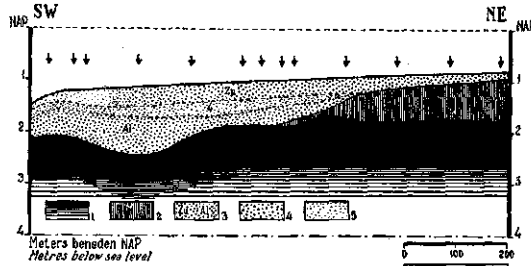
FIG. 66. Het voorkomen van Kuinrezand en van de geabradeerde zandruggen nabij Kuinre.

The occurrence of Kuinre-sand and of the abraded sand ridges near Kuinre.

De eerste afzetting van het zand dateert reeds uit de XIIIde eeuw. Het zand uit de Almere-fase, het zogenaamde oude Kuinrezand, is voornamelijk afkomstig van de abrasie van de dekzandrug gelegen ten Zuidwesten van de zône waar het zand is afgezet (figuur 66 A). Hier treft men namelijk dekzand aan, waarvan het bodemprofiel geheel of gedeeltelijk is geabradeerd. Gedurende de vorming van de lagen Zus tot Zu I heeft dit gebied geen zand meer geleverd, hetgeen blijkt uit het feit dat het geabradeerde zand is afgedekt door de verschillende Zu-lagen.

In de Zuiderzee-fase is het zand, dat als jong Kuinrezand wordt aangeduid, ontleend aan de abrasie van het dekzand in een meer noordwestelijk gelegen gebied (figuur 66 B). Het jonge Kuinrezand is slechts over een klein gebied in zuivere vorm aanwezig. Veelal is het vermengd met materiaal van de Zuiderzee-afzettingen.

Naar het Zuiden neemt de fijnheid van het jonge Kuinrezand enigermate toe, doch belangrijker is de toeneming van de vermenging. Het bleek niet mogelijk een nauw verband te leggen tussen de transportafstand van het jonge Kuinrezand en de granulometrische samenstelling, aangezien de bijmenging van uiterst fijn zand de korrelgrootteverdeling in hoge mate heeft beïnvloed.



1. veen
peat
2. kleidek
clay layer
3. Kuinrezand uit de Almere-fase (Al) en uit de Zuiderzee-fase (Zu)
Kuinre-sand from the Almere phase (Al) and from the Zuyder Zee phase (Zu)
4. Kuinrezand uit de Zuiderzee-fase gemengd met een fijnzandige Zu-afzetting
Kuinre-sand from the Zuyder Zee phase mixed with a fine-sandy Zu-deposit
5. fijnzandige Zuiderzee-afzetting
fine-sandy Zuyder Zee deposit

FIG. 67. Het voorkomen van Kuinrezand op het kleidek liggende op het veen nabij Kuinre.

The occurrence of Kuinre-sand on the clay layer overlying the peat near Kuinre.

Het oude Kuinrezand bereikt, evenals het jongere zand, veelal geen grotere dikte dan enkele decimeters (fig. 67). Slechts in de dichtgeslibde Kuindergeul is het zand in een dikkere laag afgezet, hetgeen verband houdt met de opgetreden inklinking van het samendrukbare materiaal in de geul.

Het oude Kuinrezand overdekt de rand van het kleidek, waaruit dus volgt dat het jonger is dan de IXde eeuw. Uit archaeologische gegevens is voorts gebleken dat de sedimentatie niet voor het begin van de XIIIde eeuw heeft plaats gevonden.

Het jonge Kuinrezand bevat 1 à 1.5 % koolzure kalk, grotendeels afkomstig van de bij de analyse vermalen schelpresten. Het oude Kuinre-

zand bevat geen of vrijwel geen koolzure kalk, zodat ook hier een sterke daling van de pH is opgetreden na het droogvallen, tengevolge van de oxydatie van de zwavelverbindingen.

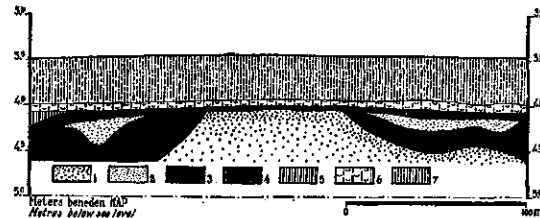
Uit de ligging van het jonge Kuinrezand ten opzichte van het abrasiegebied mag men besluiten tot een transport van het zand in zuidelijke richting langs de kust. Aangezien de sedimentatie van het Urkzand op een zandtransport in noordelijke richting wees, is het gebied waar de mariene afzettingen in zuivere vorm de kust bereiken, slechts smal.

3. Het Nagelezand.

In verschillende delen van de polder zijn hooggelegen zandruggen aan abrasie blootgesteld geweest. Het over het algemeen slechts over een geringe afstand verplaatste zand wordt aangeduid met de naam Nagelezand. Vooral in het Zuiden van de polder, waar de hoge rivierduinen worden aangetroffen, is op vele plaatsen Nagelezand afgezet. Het zand ontleent zijn naam dan ook aan het in het Zuiden van de polder gelegen dorp Nagele.

De grote zandrug die in het Noorden van de polder van Oost naar West verloopt, is reeds tijdens de afzetting van de detritus-gyttja sterk geabradeerd, zodat naast de rug zandpakketten van meer dan 0.5 m dikte zijn aangetroffen.

In het Zuiden van de polder treft men naast vrijwel iedere rug een pakket Nagelezand aan. Aan de Zuidpunt van Schokland is een niet geabradeerde zandrug aanwezig die nog reikt tot ongeveer 0.5 m - N.A.P. Overal elders in het Zuiden ligt de bovenzijde van de zandruggen thans op rond



- | | |
|--|--|
| 1. pleistocene zandrug
(rivierduin)
<i>pleistocene sand ridge
(river dune)</i> | 4. sloefafzettingen
<i>"sloef" deposits</i> |
| 2. Nagelezand
<i>Nagele-sand</i> | 5. laag Zu I
<i>layer Zu I</i> |
| 3. veen
<i>peat</i> | 6. laag Zu III
<i>layer Zu III</i> |
| | 7. laag Zu I
<i>layer Zu I</i> |

FIG. 68. Het voorkomen van Nagelezand naast een geabradeerde zandrug op kavel E 146.

The occurrence of Nagele-sand near an abraded sand ridge on parcel E 146.

4 m - N.A.P., waaruit dus volgt dat plaatselijk een abrasie van enkele meters kan hebben plaats gevonden.

Een voorbeeld van de abrasie en de afzetting van het Nagelezand is weergegeven in figuur 68. Bij de kartering van de zandlagen is steeds gebleken dat de grootste dikte van een zandpakket eerst op enige afstand van de zandrug wordt aangetroffen, waar de samendrukbare lagen een grotere dikte bereiken.

De afzetting van het Nagelezand heeft zich in verschillende perioden voltrokken, terwijl ook een reeds afgezette laag in enkele gevallen opnieuw

in een latere fase verplaatst is. De belangrijkste sedimentatie voltrok zich tussen de XIIIde en de eerste helft van de XVIde eeuw, hetgeen kan worden afgeleid uit de ligging van de zandlagen ten opzichte van de herkenbare sloeflagen.

Het Nagelezand is over een te geringe afstand verplaatst om belangrijke verschillen te doen ontstaan tussen de granulometrische samenstelling van het zand uit de zandruggen en die van het Nagelezand. Voor de granulometrische samenstelling van het Nagelezand kan derhalve worden verwezen naar paragraaf 7 van hoofdstuk I.

HOOFDSTUK III

ENKELE SEDIMENTOLOGISCHE EIGENSCHAPPEN VAN EN VERSCIJNSELEN IN DE JONGE AFZETTINGEN

§ 1. INLEIDING.

Zoals reeds eerder is opgemerkt, is in dit hoofdstuk niet gestreefd naar een volledige sedimentologische behandeling van de jonge afzettingen. Om verschillende redenen is hiervan afgezien.

In de eerste plaats is tijdens de kartering van de Noordoostpolder in hoofdzaak aandacht geschonken aan die eigenschappen en verschijnselen, waarvan de kennis voor het op wetenschappelijk verantwoorde wijze in cultuur brengen van de polder noodzakelijk was of gewenst leek. Gezien het grote aantal voor dit doel te verzamelen en te verwerken gegevens, kon aan de specifiek sedimentologische eigenschappen en verschijnselen niet steeds de volle aandacht worden besteed. Vooral de gegevens die in de eerste jaren van de kartering, toen de opbouw van het profiel en de stratigrafische positie van de afzettingen nog slechts ten dele bekend waren, zijn verzameld, zijn voor een volledige sedimentologische bewerking niet in alle gevallen toereikend.

In de tweede plaats verkrijgt een bespreking van de sedimentatie in de Noordoostpolder eerst zijn volle betekenis, wanneer men de afzettingen met hun eigenschappen en verschijnselen kan zien als onderdeel van de sedimenten in de gehele Zuiderzee. Hoewel dus eerst na de, op de drooglegging van de resterende polders volgende kartering een volledige behandeling mogelijk is, mag worden verwacht dat over enige jaren, wanneer de bodem van Oostelijk Flevoland zal zijn gekarteerd en wanneer de voorlopige kartering van het overige deel van het IJsselmeer door middel van boringen vanaf vaartuigen ver genoeg zal zijn gevorderd, reeds een meer sluitend beeld van de sedimentatie in de Zuiderzee zal zijn verkregen. Oostelijk Flevoland neemt namelijk een veel meer centrale plaats in de Zuiderzee in dan de Noordoostpolder.

Tenslotte is deze publicatie er mede op gericht een basis te vormen voor de thans in voorbereiding zijnde behandeling van de bodemgesteldheid van de Noordoostpolder, waarin verschillende sedimentologische eigenschappen en verschijnselen uitvoeriger aan de orde komen.

In dit hoofdstuk wordt in de paragrafen 2, 3 en 4 de samenstelling van de afzettingen uit de Flevomeer- en Almere-fase en uit de Zuiderzee-fase behandeld. Hierbij wordt ingegaan op de granulometrische samenstelling

en op het gehalte aan koolzure kalk en organische stof. In paragraaf 5 wordt de snelheid van sedimentatie behandeld, terwijl in paragraaf 6 enkele bijzondere verschijnselen, die zich bij de afbraak van het veen en bij de sedimentatie van zand hebben voorgedaan, nader worden besproken.

§ 2. DE GRANULOMETRISCHE SAMENSTELLING.

a. Inleiding.

Het behoeft geen betoog dat in het onderzoek betreffende de sedimentatie in de Zuiderzee de granulometrische samenstelling van de verschillende sedimenten een belangrijke plaats inneemt. Uit de publicaties van DOEGLAS (1950) is gebleken dat een bestudering van korrelgrootte-analyses kan leiden tot verschillende gevolgtrekkingen omtrent de sedimentatie-omstandigheden van een afzetting.

Bij het onderzoek van de granulometrische samenstelling kon worden geprofiteerd van het feit dat ook voor landbouwkundige vraagstukken van velerlei aard kennis van de korrelgrootte van de jonge afzettingen uitermate belangrijk is. Bij de Nederlandse jonge mariene afzettingen bestaat er een nauw verband tussen de fysische en chemische eigenschappen van de grond enerzijds en het lutumgehalte (gehalte aan deeltjes kleiner dan 2μ) anderzijds (ZUUR, 1954). Bij de lutumarme afzettingen speelt voorts de grofheid van de zandfractie een belangrijke rol bij de landbouwkundige karakterisering van de grond.

Het belang dat de landbouwkundige onderzoekingen in de Noordoostpolder hebben bij de bepaling van de granulometrische samenstelling van de jonge afzettingen, heeft gemaakt dat er zeer veel monsters zijn onderzocht op hun gehalte aan lutum (deeltjes kleiner dan 2μ), afslibbare delen (deeltjes kleiner dan 16μ) en op de korrelgrootte-verdeling van de zandfractie (fractie tussen 16 en 2000μ). Voor het sedimentologisch gerichte onderzoek van de jonge afzettingen kon derhalve worden geput uit een overvloedig materiaal.

In deze paragraaf zal allereerst aandacht worden geschonken aan de grote gelijkmatigheid en de zeer geleidelijke verandering in horizontale richting in het lutumgehalte van de Zuiderzee- en sloefafzettingen. Vervolgens zal de granulometrische samenstelling van de Zuiderzee-afzettingen worden behandeld, waarbij in het bijzonder zal worden ingegaan op de wijzigingen die in de samenstelling optreden in het traject West-Oost door de polder. Daarna zullen de verhoudingen die er tussen de subfracties van de lutumfractie en van de slibfractie bestaan worden besproken, waarbij de nadruk zal vallen op de verhoudingen tussen het lutumgehalte en het gehalte aan afslibbare delen. Tenslotte zal de granulometrische samenstelling van de sloefafzettingen worden behandeld.

b. De gelijkmatigheid en de geleidelijke veranderingen in het lutumgehalte van de Zuiderzee- en sloefafzettingen.

In hoofdstuk II werden enkele figuren met betrekking tot het lutumgehalte van de lagen SI^b, Zus, Zu IV en Zu I besproken. Deze kaarten be-

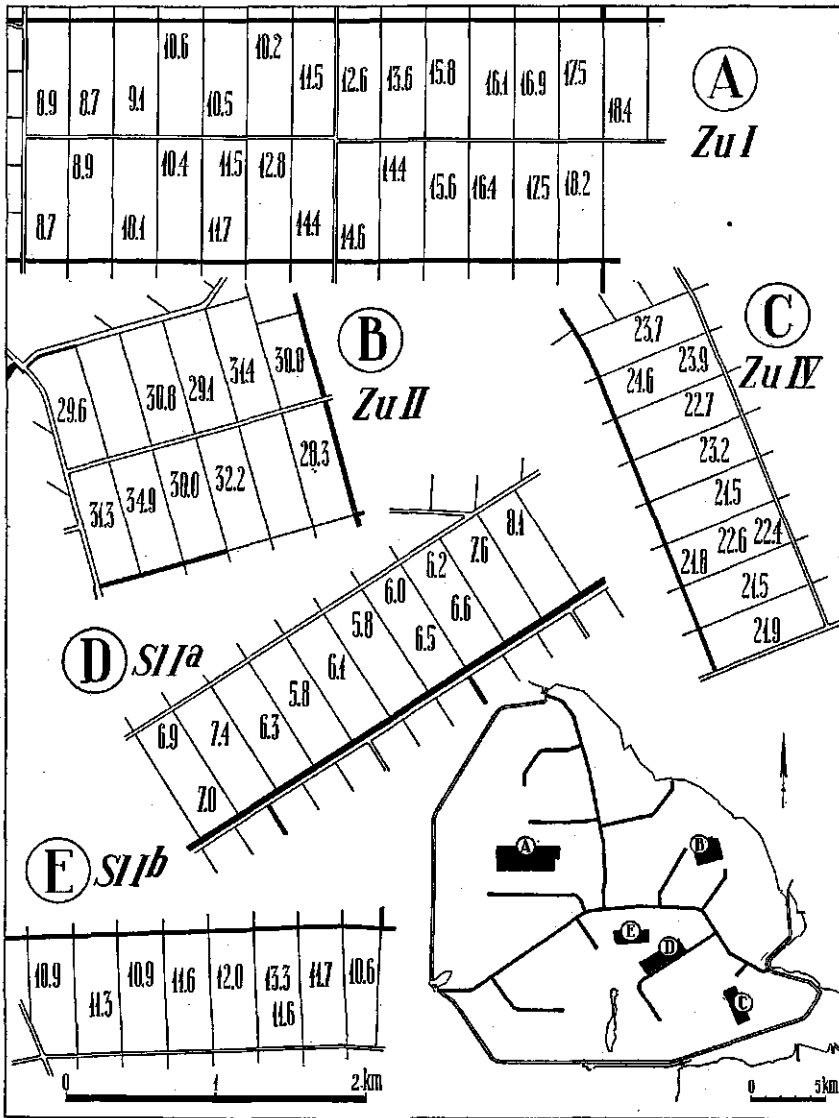


FIG. 69. Enkele detailkaartjes van de Noordoostpolder, aangevende de zeer geleidelijke toeneming van het lutumgehalte in de laag Zu I en de plaatselijk grote gelijkmatigheid van dit gehalte in de lagen Zu II, Zu IV, Sl Ia en Sl Ib.

Some detailed maps of the North-Eastern Polder, showing the very gradual increase of the clay content in the layer Zu I and the local uniformity of this content in the layers Zu II, Zu IV, Sl Ia and Sl Ib.

rusten alle op een zeer groot aantal analyses. Zo liggen aan de kaart met het lutumgehalte van de laag Sl I^b (fig. 39) de analyses van bijna 600 monsters ten grondslag. Voor het vervaardigen van de kaarten met het lutumgehalte van de lagen Zus en Zu IV (fig. 43 en 45) kon van respectievelijk ruim 400 en ruim 200 analyses worden gebruik gemaakt, terwijl het lutumgehalte van de laag Zu I in enkele duizenden monsters werd bepaald (fig. 50). Deze laag is daarom zo uitvoerig onderzocht, omdat hij in het grootste gedeelte van de polder de bouwvoor vormt.

In de bovengenoemde kaarten vertonen de lijnen van gelijk lutumgehalte steeds een uiterst regelmatig patroon. Ondanks de kleine intervallen liggen de lijnen voorts vrijwel steeds ver uit elkaar, hetgeen dus betekent dat de veranderingen in het lutumgehalte zich uiterst langzaam voltrekken.

In figuur 69 zijn enige detailkaartjes van de Noordoostpolder opgenomen, waarin op de plaatsen waar monsters werden genomen de gevonden lutumgehalten zijn vermeld. Van de laag Zu I werden voor het verkrijgen van een goed mengmonster steeds 40 plekken in een raai met een lengte van 50 à 250 m bemonsterd; in het aldus samengestelde mengmonster werd het lutumgehalte bepaald. De bemonsterde raaien liggen steeds loodrecht op de richting waarin de veranderingen in het lutumgehalte optreden, dus evenwijdig aan de later te trekken lijnen van gelijk lutumgehalte.

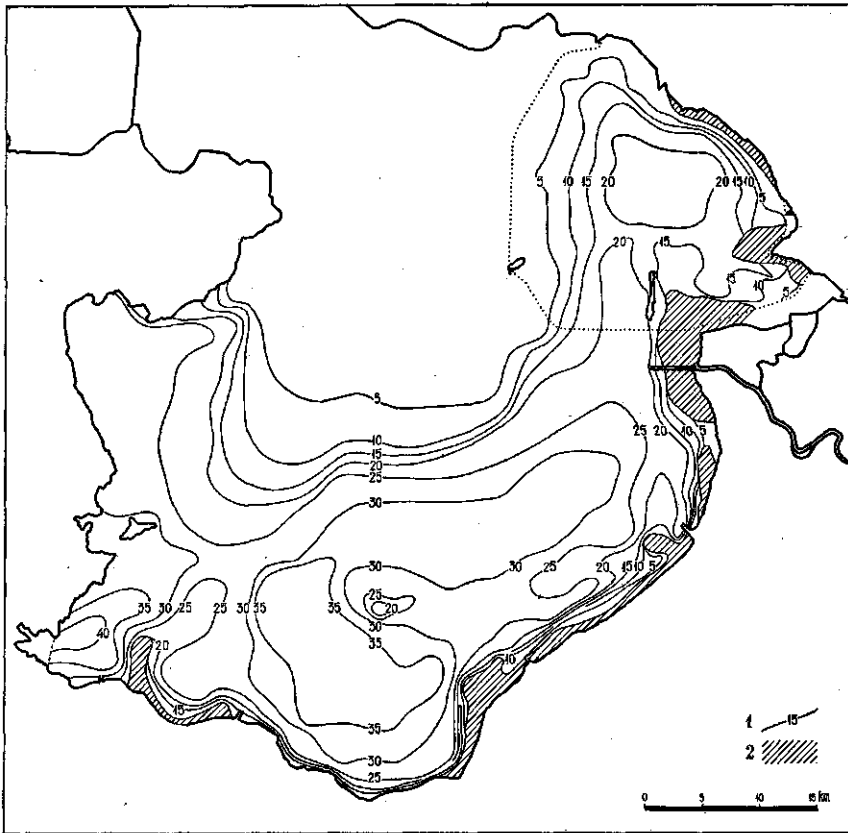
In figuur 69, kaartje A, is het verloop van het lutumgehalte in de laag Zu I over een afstand van ruim 4 km weergegeven. Uit de cijfers blijkt hoe uiterst regelmatig het lutumgehalte van West naar Oost stijgt. In kaartje B zijn enige analyses van de laag Zu II, en in kaartje C van de laag Zu IV opgenomen, teneinde aan te tonen hoe gering in deze lagen plaatselijk de variatie in het lutumgehalte is, ondanks het feit dat de afgebeelde blokken een lengte van respectievelijk 1.8 en 2.5 km bezitten. Ook in de lagen Sl I^a en Sl I^b is plaatselijk de variatie in het lutumgehalte zeer gering, hetgeen blijkt uit de kaartjes D en E.

Bij een beschouwing van de profielen, zoals deze zich in de wanden van de sloten vertonen, ziet men echter, vooral in de niet te lutumrijke sedimenten, binnen een bepaalde afzetting een bonte afwisseling van kleirijkere en kleiarmere laagjes, nestjes, lenzen en vlammen. De sedimentatie in detail bezien (de „micro-sedimentatie”) is dus in het geheel niet zo regelmatig als de analyses uit figuur 69 zouden doen vermoeden. De gelijkmatigheid van de „macro-sedimentatie”, die uit de mengmonsters volgt, is dus blijkbaar een statistische.

Op deze typische eigenschap van de subaquatische sedimenten in de Zuiderzee hopen wij te zijner tijd in een andere publicatie uitvoerig in te gaan, waarbij niet alleen de lutumfractie, doch tevens de overige fracties in de behandeling zullen worden betrokken.

c. De granulometrische samenstelling van de Zuiderzee-afzettingen.

Alvorens de details betreffende de granulometrische samenstelling van de Zuiderzee-afzettingen in de Noordoostpolder te bespreken, zij de in figuur 70 weergegeven kaart van het zuidelijke gedeelte van de Zuiderzee



1. lutumgehalte in g per 100 g droge stof
clay content in gr. per 100 gr. dry matter
2. Ramspolzand en verspoeld pleistoceen zand
Ramspol-sand and reworked pleistocene sand

FIG. 70. Het lutumgehalte van de Zuiderzee-afzettingen in de voormalige Zuiderzee.

Clay content of the Zuyder Zee deposits in the former Zuyder Zee.

in het kort toegelicht. Deze kaart, waaraan ook voor het buiten de Noord-oostpolder gelegen gedeelte vele honderden analyses ten grondslag liggen, geeft aan het lutumgehalte van het gehele of van het bovenste gedeelte van het pakket Zuiderzee-afzettingen. In de zuidelijke kom bedraagt de gemiddelde dikte van dit pakket ongeveer 55 cm. De bemonsterde laag heeft veelal een dikte van 40 à 50 cm, zodat de aangegeven lutumgehalten op het grootste gedeelte van de Zuiderzee-afzettingen betrekking hebben. In de Noordoostpolder, waar in verticale richting veelal een aanzienlijk grotere variatie in het lutumgehalte van de Zuiderzee-afzettingen optreedt

dan in de zuidelijke kom, hebben de lutumgehalten slechts betrekking op het bovenste gedeelte van de laag Zu I. Op de kaart zijn de gebieden waar zanden van locale oorsprong, bijvoorbeeld verspoeld pleistoceen zand of IJsselzand, voorkomen met een aparte signatuur aangegeven.

Het lutumgehalte neemt, blijkens figuur 70, vanaf de hals van de Zuiderzee, waar de sterkste getijbeweging en grootste stroomsterkten optreden, in alle richtingen toe.

Naar de Oostrand van de Zuiderzee daalt het lutumgehalte wederom zeer geleidelijk, hetgeen vooral in de Noordoostpolder opvalt. Ook tussen het Keteldiep en Elburg is deze daling waarneembaar. Dit afnemen van het lutumgehalte, een verschijnsel dat aan de Westkust niet optreedt, hangt samen met de overheersende Westenwinden. Aan de Zuidkust voltrekt de daling van het lutumgehalte zich over een zeer kort traject, terwijl hier als storende factor steeds vermenging met pleistoceen zand is opgetreden. De ongunstige sedimentatie-omstandigheden voor de fijnste deeltjes op het ondiepe gedeelte De Knar, uitien zich eveneens in het verloop van de lutumgehalte-lijnen. Het gehele patroon van de lijnen wijst op een aanvoer van het sediment vanuit het Noorden.



FIG. 71. Sommaticcurves van de korrelgrootteverdeling van enkele monsters van het Enkhuizerzand.

Cumulative curves of the size frequency distribution of some samples from the sand near Enkhuizen.

Ook binnen het noordelijke gebied met lutumgehalten beneden 5% komen nog duidelijke verschillen in de granulometrische samenstelling van het sediment voor. Teneinde dit aan te tonen zijn in figuur 71 enkele curven van zandmonsters verzameld op het Enkhuizerzand, weergegeven. De opeenvolging van de nummers in figuur 71 geeft aan de ligging van de monsterplekken, gerekend in een raai van Noord naar Zuid. Het traject waarover de overgang van monster 1 naar monster 8 zich voltrekt omvat enkele kilometers.

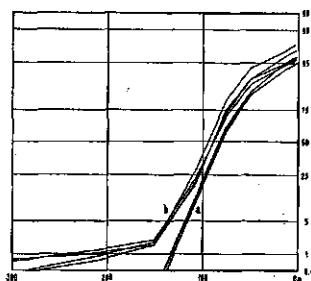
Uit figuur 71 blijkt de afnemende korrelgrootte van het zand zeer duidelijk. De U-cijfers bedragen in deze 8 monsters resp. 58, 78, 83, 92, 97, 105, 114 en 126 en de mediaancijfers 188, 138, 130, 116, 112, 103, 96 en 88.

In figuur 71 is tevens met een gebroken lijn de curve van een monster uit het Westen van de Noordoostpolder aangegeven. Het blijkt dat het zand in dit gedeelte van de polder in korrelgrootte-verdeling overeenkomt met de fijnere zanden op het Enkhuizerzand.

In het Westen van de Noordoostpolder bedraagt het lutumgehalte van het zand minder dan 5%, terwijl het U-cijfer 125 tot 150 bedraagt (fig. 50 en 51).

FIG. 72. Sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters van de laag Zu I uit het Westen van de Noordoostpolder.

Cumulative curves of the size frequency distribution of some samples of the layer Zu I from the western part of the North-Eastern Polder.



In figuur 72 zijn enkele curven van dit zand afgebeeld, daar de korrelgrootte-verdeling van dit sediment het uitgangspunt vormt voor de verdere beschouwingen. Het type a (fig. 72) is het sterkst vertegenwoordigd, doch daarnaast vindt men ook type b, dat zich van het andere type onderscheidt door een iets lager U-cijfer en vooral door enige procenten grovere delen. In de zuivere Zuiderzee-afzettingen in het Westen van de polder vindt men niet meer dan ongeveer 2 % deeltjes groter dan 150μ , terwijl dit gehalte in de grofste monsters op het Enkhuizerzand nog ongeveer 75 % bedraagt. Er heeft dus reeds, vóór het materiaal de Noordoostpolder bereikte, een sterke selectie plaats gevonden, waarbij de grovere delen grotendeels zijn achtergebleven.

Reeds eerder is gewezen op het toenemen van het lutumgehalte van het Westen naar het centrum van de polder. Tegelijk met het stijgen van het lutumgehalte neemt ook het U-cijfer toe, dus de korrelgrootte van de zandfractie af. Uit de figuren 50 en 51 blijkt echter, dat de stijging van het U-cijfer zich nog voortzet, wanneer het lutumgehalte reeds weer daalt. Dit verschijnsel kan worden toegelicht met behulp van figuren 73, 74 en 75.

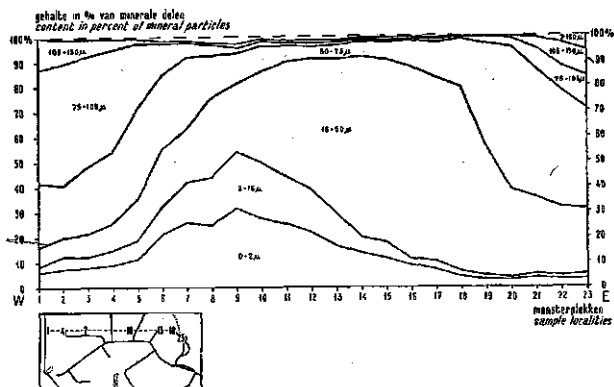


FIG. 73. Sommatiediagram van de korrelgrootte-verdeling van een serie monsters van de laag Zu I uit een raai W-O door de Noordoostpolder.
Cumulative diagram of the size frequency distribution of a series of samples from the layer Zu I, taken along a line W-E across the North-Eastern Polder.

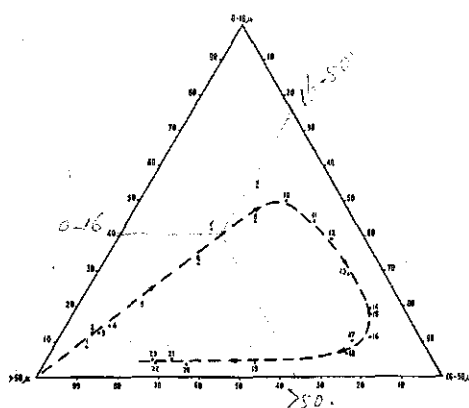


FIG. 74. Driehoeksgrafiek met monsters uit de laag Zu I, genomen in een raai W-O door de Noordoost-polder.

Triangular diagram with samples of the layer Zu I, taken along a line W-E across the North-Eastern Polder.

(plek 16). Na plek 18 daalt dit gehalte snel, ten gunste van dat van de fractie 50—75 μ . Deze fractie bereikt haar maximale waarde bij plek 20 (bijna 60%), waarna de fracties groter dan 75 μ in waarde toenemen.

De veranderingen in de fracties 0—16, 16—50 en $> 50 \mu$ zijn in figuur 74 nog op andere wijze afgebeeld. Aanvankelijk stijgen de gehalten aan deeltjes 0—16 en 16—50 μ beide, in een ongeveer constante verhouding. Bij plek 9 treedt de daling van het slijbgehalte in, terwijl de fractie 16—50 μ blijft stijgen. In het gehalte van de fractie $> 50 \mu$ treedt tussen plek 9 en plek 16 vrijwel geen verandering op. Vanaf plek 16 stijgt dit gehalte, waarbij het gehalte 16—50 μ snel daalt. Het slijbgehalte handhaaft zich op ongeveer 5%, doch het gehalte $> 50 \mu$ neemt toe van ongeveer 10 tot ongeveer 75%.

De korrelgrootte-verdeling van deze monsters is voorts ook weergegeven in de figuren 75 en 76. De reeks met opklimmende gehalten 0—2 en 0—16 μ is afgebeeld in figuur 75, de reeks met afnemende lutum- en slijbgehalten in figuur 76.

Uit figuur 75 blijkt dat de monsters met het hoogste lutumgehalte in deze reeks het hoogste percentage deeltjes groter dan 150 μ bevatten. In monster 9 bedraagt dit bijna 3%. Eén van de oorzaken van dit verschijnsel ligt in de abrasie van pleistocene zandruggen. Juist in de omgeving van de zwaarste monsters is abrasie van enkele hoge zandruggen voorgekomen. Een tweede verklaringmogelijkheid ligt in het feit, dat in de polder grote hoeveelheden pleistoceen zand onder water in zanddepôts zijn gestort. Dit zand is over een vrij grote afstand verspoeld en bedekte de bodem plaatselijk met een zeer dun laagje. De lutumrijkste monsters liggen niet ver van dergelijke zanddepôts verwijderd.

In figuur 73 is de korrelgrootte-verdeling van een serie monsters, genomen in een raai van het Westen naar het Oosten door de polder, weergegeven.

De gehalten 0—2 en 2—16 μ nemen aanvankelijk zeer geleidelijk toe. De fractie 16—50 μ vertoont ook enige stijging en wel van 9 tot bijna 30% (plek 9). In de fractie 50—75 μ treedt aanvankelijk weinig verandering op, doch bij plek 7 treedt een geleidelijke daling van het gehalte aan deze fractie in. De grootste verandering vertoont de fractie 75—105 μ , die van bijna 50% daalt tot 2%.

Vanaf plek 9 dalen het lutum- en slijbgehalte regelmatig, terwijl de fractie 16—50 μ aanvankelijk nog blijft stijgen van ongeveer 30 tot ruim 75%

FIG. 75. Sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van de monsters 1—9 van de laag Zu I uit de raai W-O door de Noordoostpolder.

Cumulative curves of the size frequency distribution of the samples 1—9 from the layer Zu I taken along a line W-E across the North-Eastern Polder.

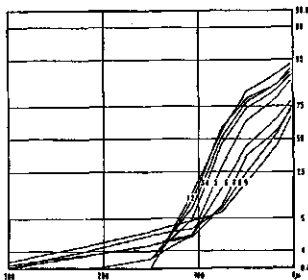


FIG. 76. Sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van de oneven nummers 9—23 van de laag Zu I uit de raai W-O door de Noordoostpolder.

Cumulative curves of the size frequency distribution of the odd numbers of the series of samples from the layer Zu I, taken along a line W-E across the North-Eastern Polder.



FIG. 77. Enkele karakteristieke sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van monsters van de laag Zu I uit de raai W-O door de Noordoostpolder.

Some characteristic cumulative curves of the size frequency distribution of samples from the layer Zu I, taken along a line W-E across the North-Eastern Polder.

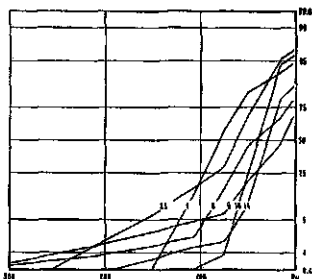
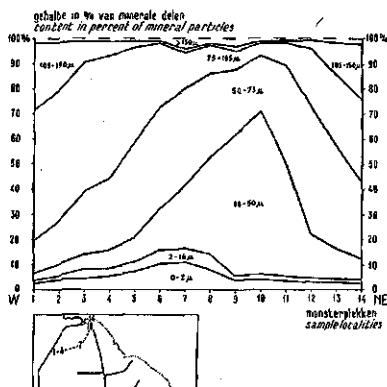


FIG. 78. Sommatiediagram van de korrelgrootte-verdeling van een serie monsters van de laag Zu I, genomen in een raai W-NO door de Noordoostpolder.

Cumulative diagram of the size frequency distribution of a series of samples from the layer Zu I, taken along a line W-NE across the North-Eastern Polder.



In figuur 77 zijn nog enkele karakteristieke curven uit de besproken reeks weergegeven.

Naast de hierboven genoemde raai West-Oost zijn nog verschillende andere raaien op dezelfde wijze bewerkt, die allen vrijwel hetzelfde beeld vertonen. Ter illustratie is van de raai van het Westen naar het Noord-oosten nog een enkel diagram weergegeven in figuur 78.

De verklaring van de bovengenoemde veranderingen in de granulometrische samenstelling van de Zuiderzee-afzettingen in de richting West-Oost kan als volgt worden gegeven. In het Westen komt een lutumarm sediment tot afzetting, zoals is weergegeven in de curven van figuur 72. De gedaante van deze curve wijst op enige menging van een goed gesorteerd zand (het rechte, steile gedeelte van de curve) met een maximale korrelgrootte van veelal rond 150μ , met fijner materiaal. Deze menging ontstaat bij de bemonstering van een laag ter dikte van 20 cm, waarin zwaardere en zandiger laagjes elkaar afwisselen. In enkele monsters komt een klein percentage grovere delen voor. De gedaante van de curve wijst op enigszins wisselende sedimentatie-omstandigheden. De grofste delen worden slechts bij heftige waterbeweging aangevoerd, terwijl rustiger en minder rustige perioden elkaar veelvuldig hebben afgewisseld.

Uitgaande van deze vorm van de curve ziet men de in figuur 75 afgebeelde reeks ontstaan. Het zand wordt steeds fijner, daar de grofste delen zeer systematisch na elkaar uitvallen. Een kleine grove rest blijft echter veelal aanwezig. Tenslotte wordt een sediment aangetroffen met een vrijwel rechte curve beneden 75μ en een staart van grover materiaal.

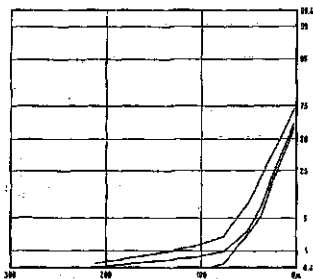


FIG. 79. Gemiddelde sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van enkele monsters uit de lagen Zu II en Zu IV.
Average cumulative curves of the size frequency distribution of some samples from the layers Zu II and Zu IV.

De in figuur 75 afgebeelde zwaarste afzettingen (curven 8 en 9) bevatten nog vrij veel deeltjes groter dan 75μ . In figuur 79 zijn nog enkele gemiddelde curven van lutumrijke monsters uit de lagen Zu II en IV afgebeeld, teneinde aan te tonen dat de grove staart niet in alle monsters in zo uitgesproken mate aanwezig is. De monsters zijn onderzocht met fractiegrenzen bij 2, 4, 8, 16, 25, 35, 50 en 75μ . De grovere staart (deeltjes groter dan 75μ) omvat slechts hoogstens 2%.

Meer naar de kust worden de sedimentatie-omstandigheden voor de fijnste fractie ($0-16 \mu$) ongunstiger. Dit hangt ten dele samen met de afnemende waterdiepte en de daarmee gepaard gaande grotere turbulentie. Uit het feit dat de afnemende van het lutumgehalte en de toeneming van de

dikte van de laag Zu I slechts aan de Oostkust optreedt, mag men afleiden dat de belangrijkste sedimentatie zich voltrok bij ruw weer, en wel tijdens de overheersende harde Westenwinden. Slechts dan was er een essentieel verschil tussen het Westen en het Oosten van de Zuiderzee. Daar de sedimentatie dus voornamelijk bij sterke turbulentie en heftige golfbeweging optrad, is het niet verwonderlijk dat de fijnste deeltjes, de fractie 0—16 μ , slechts zeer onvolledig tot afzetting kwamen. Het sediment blijft echter aanvankelijk zeer fijn, daar grovere delen vrijwel niet meer aanwezig zijn. Op deze wijze ontstaat de uiterst merkwaardige korrelgrootte-verdeling van het fijne zand, Blokzijlzand genaamd. In tabel 17 zijn enkele korrelgrootte-analyses van dit zand opgenomen.

TABEL 17. De granulometrische samenstelling van enkele monsters Blokzijlzand.

Kavel	In % op minerale delen					
	0—2	2—16	16—50	50—75	75—105	> 105 μ
R 34	3.7	0.3	88.0	7.0	0.5	0.5
R 19	4.2	0.7	88.1	5.4	0.6	1.0
R 13	4.2	1.9	88.9	3.0	0.9	1.1
R 21	4.8	2.3	87.7	3.9	0.2	1.1
R 20	5.1	2.4	87.7	3.4	0.3	1.1
R 19	5.2	2.0	88.1	2.5	0.5	1.2
<i>Parcel</i>	<i>In per cent of mineral particles</i>					

TABEL 17. The granular composition of some samples Blokzijlzand.

Indien ook de omstandigheden voor de sedimentatie van de fractie 16—50 μ ongunstig worden, treden de grovere fracties op de voorgrond. Deze zijn in alle monsters in zeer kleine hoeveelheden aanwezig, doch worden versluierd door het grote percentage fijnere delen. Het sediment wordt derhalve steeds grover, hetgeen uit figuur 76 duidelijk spreekt.

Na het bovenstaande behoeven de kaarten, aangevende het lutumgehalte (fig. 50) en het U-cijfer (fig. 51) van de laag Zu I geen nadere toelichting. Wel zij nog gewezen op het voorkomen van een klein gebied in het Noorden van de polder met U-cijfers van 200—225. Hier is door abrasie van pleistoceen zand bijmenging van grover materiaal opgetreden, hetgeen het U-cijfer doet dalen.

Naast deze normale Zuiderzee-afzettingen komen er velerlei mengsedimenten voor van materiaal aangevoerd vanuit het Westen en zanden van locale oorsprong. Bij de behandeling van het Ramspolzand werd reeds een serie van dergelijke mengsedimenten vermeld (fig. 60).

d. De verhouding tussen de subfracties van de lutum- en de slibfractie en de verhouding tussen de lutum- en slibfractie onderling.

Reeds in vele publicaties is aandacht besteed aan het verschijnsel dat in de mariene afzettingen van ons land de verhouding tussen de lutumfractie en de slibfractie ongeveer constant is. Uitgedrukt als $\frac{\text{lutum}}{\text{slib}} \times 100$ vindt men in vol-mariene afzettingen waarden die veelal tussen 65 en 70 liggen.

Alvorens op deze verhouding in te gaan zal een overzicht worden gegeven van de procentuele verdeling van de slib- en lutumfractie over de verschillende subfracties.

In een 22-tal monsters van de Zuiderzee-afzettingen zijn de gehalten aan deeltjes van 0—2, 2—4, 4—8 en 8—16 μ bepaald. Indien het gehalte aan 0—16 μ = 100 wordt gesteld, verkrijgt men de in tabel 18 aangegeven gemiddelde waarden.

TABEL 18. De procentuele verdeling van de slibfractie over de onderscheiden subfracties in monsters van de Zuiderzee-afzettingen in de Noord-oostpolder.

Omschrijving van de monsters	100 g slib (0—16 μ) bevatten g in de subfracties:			
	0—2	2—4	4—8	8—16 μ
Gemiddelde van 9 monsters Zu I <i>Average of 9 samples layer Zu I</i>	63	6	11	20
Gemiddelde van 6 monsters Zu II en Zu IV <i>Average of 6 samples layers Zu II and Zu IV</i>	57	7	13	23
Gemiddelde van 7 monsters Zu (niet ingedeeld) <i>Average of 7 samples Zu-deposits</i>	60	7	12	21
Totaal gemiddelde van 22 monsters Zu <i>Total average of 22 samples Zu-deposits</i>	60	7	12	21
<i>Description of the samples</i>	0—16 μ = 100			

TABEL 18. Percentages of the fraction 0—16 μ in the subfractions in some samples of the Zuyder Zee-deposits in the North-Eastern Polder.

De procentuele verdeling in de 22 monsters vertoont weinig variatie en is geheel onafhankelijk van het lutumgehalte. Het lagere gehalte in de fractie 0—2 μ in de lagen Zu II en Zu IV zal nog nader worden toegelicht.

Van enkele andere zoekleigebieden zijn ook gegevens beschikbaar over de verhouding tussen de gehalten in de verschillende subfracties. ZUUR (1936) vermeldde enige cijfers van monsters van de oude zeeklei uit de Wieringermeer, terwijl voorts aan MASCHHAUPT (1948), DE BAKKER (1950) en HAANS (1955) enkele gegevens werden ontleend. Van deze gebieden wordt de gemiddelde samenstelling van de slibfractie weergegeven in tabel 19.

TABEL 19. De procentuele verdeling van de slibfractie over de onderscheiden subfracties in monsters oude en jonge zeeklei.

Omschrijving van de monsters	Aantal monsters	Auteur	100 g slib (0—16 μ) bevatten g in de subfracties:			
			0—2	2—4	4—8	8—16 μ
Jonge zeeklei { Dollard	10	MASCHHAUPT (1948)	68	6	11	15
Young sea clay { Zuid-Beveland *)	25	DE BAKKER (1950)	67	8	9	16
Oude zeeklei { Wieringermeer	6	ZUUR (1936)	70	9	13	8
Old sea clay { Haarlemmermeer **)	15	HAANS (1955)	66	8	11	15

Description of the samples	Number of samples	Author	0—16 μ = 100
----------------------------	-------------------	--------	------------------

*) Uit Zuid-Beveland werden slechts monsters gekozen uit lagen dieper dan 50 cm en met lutumgehaltes groter dan 14 %.

**) Uit de Haarlemmermeer werden slechts monsters gekozen met lutumgehaltes groter dan 14 %.

TABEL 19. Percentages of the fraction 0—16 μ in the subfractions in some samples of young and old sea clay in the Netherlands.

Uit de tabel blijkt dat de procentuele verdeling in de gronden uit de Wieringermeer enigermate afwijkt van die uit de andere gebieden, hetgeen wellicht geheel of gedeeltelijk een analytische oorzaak heeft. Voorts blijken de overige 4 gebieden in sterke mate overeenkomst te vertonen. Ook binnen elk gebied is de variatie niet groot, terwijl het niveau van het lutumgehalte geen invloed uitoefent.

Vergeleken met de monsters uit de Zu-lagen van de Noordoostpolder bevatten de genoemde afzettingen in verhouding een hoger gehalte 0—2 μ en een lager gehalte aan 8—16 μ .

ZUUR (1936) concludeerde uit de gegevens van de Wieringermeer dat de constante onderlinge verhouding der hoeveelheden deeltjes beneden 16 μ er op wijst, dat het slib zich bij de sedimentatie als een eenheid gedraagt. Ook door DOEGLAS (1950) en FAVEJEE (1951) wordt dit aangenomen.

Wanneer men nagaat of de grens van de als een eenheid optredende deeltjes bij 16 μ of hoger ligt, blijkt dat deze grens wellicht wel iets hoger kan worden gesteld, doch hoogstens tot 25 μ .

FAVEJEE (1951) onderzocht onder anderen de granulaire samenstelling van een aantal monsters afkomstig van de Wadden en uit Zeeland, waarbij vooral aan de fijnere fracties aandacht werd besteed. Hierbij bleek dat ondanks grote verschillen in de granulaire samenstelling, de verhoudingen tussen de hoeveelheden in de subfracties beneden 25 μ tussen nauwe grenzen varieerden. In slik van mosselbanken met een variatie in het lutumgehalte

(uitgedrukt in procenten van de deeltjes $< 200 \mu$) van 5.3 tot 44.6 %, liep de verhouding van de deeltjes $< 0.5 \mu$ ten opzichte van de deeltjes $0-25 \mu$ slechts uiteen van 45 tot 48 %. In tabel 20 is de gemiddelde procentuele verdeling van de fractie $0-25 \mu$ van enkele door FAVEJEE onderzochte afzettingen opgenomen.

TABEL 20. De gemiddelde procentuele verdeling van de fractie $0-25 \mu$ over de onderscheiden subfracties in monsters jonge zeeklei, naar gegevens van FAVEJEE (1951).

Omschrijving monsters (volgens FAVEJEE, 1951)	Aantal monsters	100 g $0-25 \mu$ bevatten g in de subfracties:				
		0-0.5	0.5-2	2-5	5-10	10-25 μ
jong waddenslik, N. Groningen (I) <i>young mud from the tidal flats, Wadden Sea</i>	8	45	15		20	20
slik van de Noordzeebodem (III) <i>mud from the North Sea bottom</i>	5	45	15		25	15
slik van mosselbanken, Waddenzee (VI) <i>mud from mussel banks, Wadden Sea</i>	15	47	17	11	9	16
slik op wantij, Schiermonnikoog (VII) <i>mud from the wan-tide, near the island of Schiermonnikoog</i>	7	44	16		23	17
slik van Schorren, Zeeland (VIII) <i>mud on the tidal marshes in the Province of Zeeland</i>	12	46	15	10	9	20
gemiddelde van de groepen I, III, VI, VII, VIII <i>average of the groups I, III, VI, VII, VIII</i>	47	45	16		21	17

Description of the samples (after FAVEJEE, 1951)	Number of samples	0-25 μ = 100
---	----------------------	------------------

TABEL 20. Average percentages of the fraction $0-25 \mu$ in the subfracties in some samples young marine clay (after FAVEJEE, 1951).

FAVEJEE vond dat de variatie in de subfractie $10-25 \mu$ reeds groter is dan in de kleinere subfracties, doch dat boven 25μ van enige regelmaat geen sprake meer is.

Bij de bestudering van de verdeling van de fractie $0-25 \mu$ over de subfracties $0-2$, $2-4$, $4-8$, $8-16$ en $16-25 \mu$ in monsters uit de Dollard, Barradeel, Zuid-Beveland, de Wieringermeer en de Haarlemmermeer is gebleken, dat in al deze gebieden weinig variatie in de genoemde verdeling optreedt. Men moet dus aannemen, gezien de grote verschillen in lutumrijkdom van de afzettingen en de verscheidenheid in milieu (slik op de Noordzeebodem, slik op de Wadden, oude zeeklei in gedeeltelijk afgesloten bekkens, slik op de Zeeuwse schorren) dat de fractie $0-16 \mu$ en wellicht nog de fractie $0-25 \mu$ zich bij de sedimentatie als een eenheid gedraagt, hetgeen slechts verklaarbaar is, indien men aanneemt dat deze deeltjes door

krachten tot vlokken zijn verenigd, waarbij het bijzondere is, dat de gevormde vlokken een ongeveer constante samenstelling bezitten.

De Zuiderzee-afzettingen in de Noordoostpolder wijken enigermate af van de sedimenten uit de bovengenoemde gebieden, doch een aanzienlijk grotere afwijking vertonen de sloefmonsters, zoals nader zal worden aangetoond.

Allereerst zij gewezen op de verdeling van de lutumfractie over de subfracties.

TABEL 21. De procentuele verdeling van de lutumfractie over de onderscheiden subfracties in Zuiderzee-afzettingen in de Noordoostpolder.

Laag	Lutum- gehalte in % op minerale delen	100 g lutum bevatten g in de subfracties:					
		0—1/16	1/16—1/8	1/8—1/4	1/4—1/2	1/2—1	1—2 μ
Zu I	14.3	45	6	20	4	9	16
"	14.3	58	6	14	7	14	1
"	20.3	51	10	15	12	1	11
"	22.3	49	16	12	10	10	3
"	24.4	46	15	15	11	6	7
"	24.5	44	20	7	12	8	9
"	24.5	53	8	13	9	15	2
"	33.9	43	13	13	11	9	11
Zu II	31.6	44	18	11	9	11	7
"	39.1	43	17	13	12	8	7
"	51.3	38	19	13	11	9	10
Zu IV	24.6	48	17	12	10	10	3
"	27.6	49	15	11	9	10	6
"	35.8	44	13	13	10	9	11
"	38.5	51	11	15	8	13	2
Zu (niet nader ingedeeld)	5.2		49	4	15	19	13
"	12.8		50	17	9	9	15
"	20.3		49	16	12	9	14
"	27.8		51	14	13	8	14
"	40.5		46	17	13	11	13
"	41.4		45	18	12	11	14
Zu I	} gemid- deld average	49	12	14	9	9	7
Zu II		42	18	12	11	9	8
Zu IV		48	14	13	9	11	5
Zu		49		14	12	11	14
Layer	0—2 μ in per cent of mineral particles	0—2 μ = 100					

TABEL 21. Percentages of the fraction 0—2 μ in the subfractions of some samples from the Zuyder Zee deposits in the North-Eastern Polder.

Door HOOGHOUTD (1948) is een analysetechniek ontwikkeld, die het mogelijk maakt ook de subfracties van de lutumfractie te bepalen. De fractiegrenzen zijn hierbij als volgt: 0—1/16, 1/16—1/8, 1/8—1/4, 1/4—1/2, 1/2—1 en 1—2 μ .

Van een aantal Zu-monsters is op ons verzoek in 1954 de samenstelling van de lutumfractie bepaald, terwijl reeds in 1947, toen de fractiegrens bij 1/16 μ nog niet was ingevoerd, enkele Zu-monsters minder volledig werden onderzocht op de samenstelling van de lutumfractie. In tabel 21 is het resultaat van deze analyses weergegeven.

Uit de in tabel 21 weergegeven procentuele verhoudingen blijkt, dat de samenstelling van de lutumfractie enige variatie vertoont, doch dat van

TABEL 22. De procentuele verdeling van de lutumfractie over de onderscheiden subfracties in de lagen Zus en Sl 1^b.

Laag	Lutum- gehalte in % op minerale delen	100 g lutum bevatten g in de subfracties:					
		0—1/16	1/16—1/8	1/8—1/4	1/4—1/2	1/2—1	1—2 μ
Zus	10.1	53	12	9	3	7	16
"	12.8	48	7	14	1	11	19
"	13.8	69	0	11	1	19	0
"	15.3	50	17	10	16	2	5
"	19.9	51	14	12	10	10	3
"	21.2	55	11	13	11	5	5
"	29.8	44	18	12	4	15	7
Sl 1 ^b	10.8	56	15	9	9	9	2
"	11.2	55	9	12	5	7	12
"	12.5	58	9	12	12	1	8
"	12.9	68	0	9	2	21	0
"	15.6	57	7	13	2	20	0
"	19.0	53	12	10	12	10	3
"	19.4	45	19	13	9	6	8
"	19.9	55	14	9	13	0	9
"	22.7	54	12	12	11	0	11
Sloef	6.2		46	13	11	13	17
(niet	12.1		46	21	9	10	14
naderin-	20.6		50	19	9	8	14
gedeeld)	21.2		52	18	9	8	13
Zus	gemid-	54	11	12	7	10	8
Sl 1 ^b	deld	56	11	11	8	8	6
Sloef	average		49	18	9	10	14
Layer	0—2 μ in per cent of mineral particles	0—2 μ = 100					

TABEL 22. Percentages of the fraction 0—2 μ in the subtractions of some samples from the layers Zus and Sl 1^b.

een verband met het lutumgehalte geen sprake is. De gemiddelde verhoudingen in de lagen Zu I, II en IV zijn ongeveer aan elkaar gelijk, hoewel de variaties binnen elke laag het berekenen van een gemiddelde verhouding uit dit beperkte materiaal nauwelijks toelaatbaar maakt.

De overeenkomst tussen het onderzoek in de verschillende jaren is niet groot. Het gehalte $0-1/8 \mu$ is in de monsters uit 1947 aanzienlijk lager (gemiddeld 49 tegen gemiddeld 61, 60 en 62), terwijl het gehalte $1-2 \mu$ hoger is (gemiddeld 14 tegen gemiddeld 7, 8 en 5). Naar de oorzaak van dit verschil zal een nader onderzoek worden ingesteld.

In tabel 22 is het resultaat van het onderzoek van enkele monsters van de laag Zus en de laag SI I^b in de jaren 1947 en 1954 weergegeven.

In de monsters uit de lagen Zus en SI I^b blijkt de procentuele verdeling vrij sterk te variëren. De 4 sloefmonsters die eerder werden onderzocht, geven hetzelfde beeld als de Zu-monsters; de fractie $0-1/8 \mu$ is weer lager (49) dan in de later onderzochte monsters (resp. 65 en 67), terwijl het gehalte aan de fractie $1-2 \mu$ belangrijk hoger is (gemiddeld 14 tegen gemiddeld 8 en 6).

In tabel 23 zijn de gemiddelde verhoudingen van de lagen Zu I, II, IV, Zus en SI I^b nogmaals opgenomen, teneinde de overeenkomst aan te tonen.

Hoewel de variatie in de verschillende lagen groot is, menen wij uit tabel 23 te mogen concluderen dat de lutumfractie in de Zuiderzee- en sloefafzettingen ongeveer dezelfde procentuele verdeling over de subfracties vertoont. In dit opzicht onderscheiden deze afzettingen zich dan ook niet wezenlijk van elkaar.

TABEL 23. De gemiddelde procentuele verdeling van de lutumfractie over de onderscheiden subfracties in Zuiderzee- en sloefafzettingen in de Noordoostpolder.

Laag	Aantal monsters	100 g lutum bevatten g in de subfracties:					
		0-1/16	1/16-1/8	1/8-1/4	1/4-1/2	1/2-1	1-2 μ
Zu I	9	49	12	14	9	9	7
Zu II	3	42	18	12	11	9	8
Zu IV	4	48	14	13	9	11	5
Zus	7	54	11	12	7	10	8
SI I ^b	9	56	11	11	8	8	6
Zu	6		49	14	12	11	14
SI	4		49	18	9	10	14

Layer	Number of samples	0-2 μ = 100					
-------	-------------------	-----------------	--	--	--	--	--

TABLE 23. Average percentages of the fraction 0-2 μ in the subfractions in samples from the Zuyder Zee and "sloef" deposits in the North-Eastern Polder.

In het voorgaande werd reeds gewezen op het verschil in samenstelling van de slibfractie tussen de Zuiderzee- en de sloefmonsters. In tabel 24 zijn enkele waarden van de sloefmonsters opgenomen, die dit verschil duidelijk aantonen.

TABEL 24. De procentuele verdeling van de slibfractie over de onderscheiden subfracties in sloefafzettingen in de Noordoostpolder.

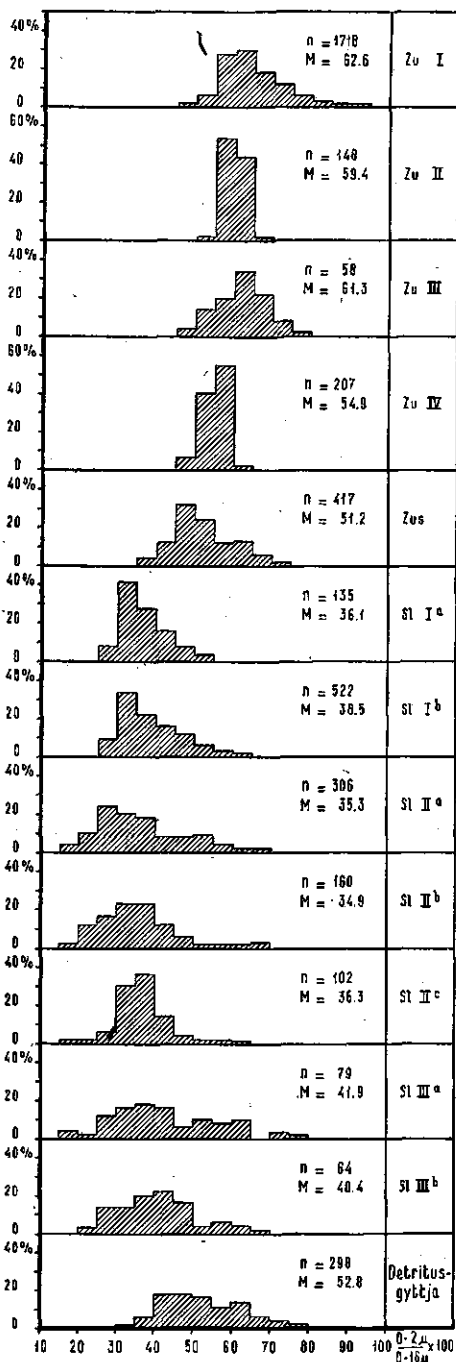
Laag	Lutumgehalte in % op minerale delen	100 g slib bevatten g in de subfracties:			
		0—2	2—4	4—8	8—16 μ
Sl Ib	10.8	25	6	16	53
"	12.5	33	8	14	45
"	12.9	36	0	19	45
"	19.0	37	6	14	43
"	19.4	38	2	18	42
"	19.9	38	4	17	41
"	15.6	41	9	13	37
"	11.2	48	5	11	36
"	22.7	49	8	12	31
Sloef (niet nader ingedeeld)	6.2	25	6	12	57
	12.1	31	3	17	49
	20.6	36	6	14	44
	21.2	37	6	16	41
Sl Ib	gemiddeld	38	5	15	42
Sloef	average	33	4	15	48
Layer	0—2 μ in per cent of mineral particles	0—16 μ = 100			

TABEL 24. Percentages of the fraction 0—16 μ in the subfractions in some samples from the "sloef" deposits in the North-Eastern Polder.

Uit deze tabel zijn drie conclusies te trekken. In de eerste plaats blijkt de verhouding tussen de lutum- en de slibfractie vrij sterk te variëren en wel van 25 tot 49. In de tweede plaats ligt deze verhouding steeds lager dan in de normale mariene afzettingen en in de Zu-lagen, terwijl er in de derde plaats een zwak verband blijkt te bestaan tussen het lutumgehalte en de lutum-slibverhouding, in die zin dat naarmate het lutumgehalte stijgt, ook de genoemde verhouding veelal toeneemt.

In figuur 80 zijn de histogrammen van de verhouding $\frac{0-2 \mu}{0-16 \mu} \times 100$ voor de lagen Zu I, II, III, IV, Zus, Sl Ia, Ib, IIa, IIb, IIc, IIIa en IIIb weergegeven. Hoewel in de sloefafzettingen enig verband tussen deze verhouding en het lutumgehalte aanwezig is, mogen de verhoudingen in de verschillende lagen wel met elkaar worden vergeleken, daar het gemiddelde lutumgehalte van de sloeflagen niet sterk uiteenloopt.

In de laag Zu I bedraagt de verhouding in 1718 monsters gemiddeld 62.6 %. In de andere Zu-lagen ligt de verhouding iets lager en bedraagt in de



lagen Zu II, III en IV respectievelijk 59.4; 61.3 en 54.9 %. De sloefafzettingen vertonen belangrijk lagere gemiddelde verhoudingen. In de 7 sloeflagen treft men gemiddelde verhoudingen aan van respectievelijk 36.1; 38.5; 35.3; 34.9; 36.3; 41.9 en 40.4 %. Het totaal gemiddelde van 2131 Zu-monsters bedraagt 61.6 en dat van 1368 sloefmonsters 37.2 %. De Zus-monsters nemen met een gemiddelde verhouding van 51.2 % een tussenpositie in.

Wanneer men van de laag Zu I de verhouding tussen de lutum- en slibfractie in kaart brengt, blijkt dat de lutum-slibverhouding in het Westen gemiddeld iets hoger is dan in het Oosten van de polder. In 3 oostelijke secties bedraagt de gemiddelde verhouding in monsters met meer dan 10 % lutum 58.8 tegen 61.0 % in 3 westelijke secties. Voor een dergelijke vergelijking dienen slechts monsters met meer dan 10 % lutum te worden gekozen, aangezien bij lagere lutumgehalten de verhouding door kleine analysefouten sterk wordt beïnvloed.

M = rekenkundig gemiddelde
arithmetic mean
 n = aantal monsters
number of samples

FIG. 80. Histogrammen van de lutum-slibverhouding in de Zuiderzee- en sloefafzettingen en in de jonge detritus-gyttja.

Histograms of the ratio
 $\frac{0-2 \mu}{0-16 \mu} \times 100$ in the
 Zuyder Zee and "sloef"
 deposits and in the young
 detritus-gyttja.

In tabel 25 is de gemiddelde lutum-slibverhouding voor enkele Zuiderzee- en sloeflagen in verschillende gedeelten van de polder met elkaar vergeleken. Steeds blijkt de verhouding in het Oosten iets lager te liggen dan in het Westen; vooral het verschil tussen de secties F, G en H enerzijds en N, O en Q anderzijds is duidelijk.

TABEL 25. Gemiddelde lutum-slibverhouding in enkele Zuiderzee- en sloeflagen in de westelijke en oostelijke secties van de polder; monsters met meer dan 10 % lutum.
(M = rekenkundig gemiddelde, n = aantal monsters).

Laag	Secties F, G, H		Secties E—M		Secties N, O, Q		Secties N—T	
	M	n	M	n	M	n	M	n
Zu I	61.0	249	59.9	592	58.8	109	58.1	263
Zu II	58.8	34	59.8	65	59.6	27	59.2	80
Zu IV	54.8	6	54.9	38	53.7	44	54.8	162
Zus	53.1	31	50.4	71	47.7	43	47.4	152
Sl Ib	45.6	19	40.2	73	33.9	79	37.0	158
Sl IIb	42.8	5	37.9	18	31.6	14	32.3	23
Sl IIc	—	—	37.9	28	35.1	28	36.0	44
Sl IIIb	—	—	47.8	17	—	—	43.6	5

Layer	M	n	M	n	M	n	M	n
	Sections F, G, H		Sections E—M		Sections N, O, Q		Sections N—T	

TABEL 25. Average ratios of the fractions 0—2 and 0—16 μ of some Zuyder Zee and "sloef" layers in western and eastern sections of the North-Eastern Polder; samples with more than 10 per cent 0—2 μ .
(M = arithmetic mean, n = number of samples).

MULLER en VAN RAADSHOOVEN (1947) en ZUUR (1951) publiceerden reeds de vermoedelijke verklaring voor de in verhouding tot de slibgehalten zo lage lutumgehalten van de sloefafzettingen. Bij deze verklaring wordt uitgegaan van de veronderstelling, dat het uit de Noordzee aangevoerde materiaal slibdeeltjes bevatte, die waren samengebald tot vlokken, met de voor mariene sedimenten normale verhouding tussen de verschillende subfracties van de slibfractie. Deze vlokken zouden bij de daling van het zoutgehalte, die zich vanaf de Waddenzee naar de Zuiderzee voordeed, zijn gepeptiseerd, waardoor de subfracties zich onafhankelijk van elkaar gingen gedragen. De sortering van het materiaal zette zich derhalve voort binnen de fracties kleiner dan 16 μ . De allerfijnste deeltjes (de fractie 0—2 μ) komen dan zeer moeilijk tot afzetting en worden grotendeels weer met de stroom meegevoerd.

De sortering binnen de slibfractie verklaart ook waarom er enig verband tussen het lutumgehalte van het sediment en de lutum-slibverhouding be-

staat. In die gedeelten, waar de waterbeweging zo zwak was, dat een sediment met een hoog lutumgehalte tot afzetting kwam, vindt men hoge lutum-slibverhoudingen. Bij grotere waterbeweging heeft het sediment zowel een absoluut als een relatief laag lutumgehalte. Hoge lutumgehalten en hoge lutum-slibverhoudingen vindt men in de sloefafzettingen in de Noord-oostpolder in de omgeving van Schokland, terwijl ook in de zuidelijke kom van het IJsselmeer de lutumgehalten en de lutum-slibverhoudingen belangrijk hoger zijn dan in de Noordoostpolder. In Oostelijk Flevoland bedraagt de gemiddelde verhouding in ruim 1700 monsters 46 %, terwijl in de rest van de zuidelijke kom zelfs een gemiddelde verhouding van 53 % (672 monsters) werd geconstateerd.

Het is in dit verband wel merkwaardig dat de peptisatie van de slibvlokken zich slechts uitstrekt tot 2 μ . In de samenstelling van de lutumfractie kon immers geen verschil worden geconstateerd tussen de Zuiderzee- en de sloefafzettingen.

Dat de lutum-slibverhouding in de Zuiderzee-afzettingen gemiddeld iets lager ligt dan in de vol-mariene afzettingen berust volgens deze verklaring op een tijdelijke en gedeeltelijke peptisatie van het materiaal, waarbij in de oostelijke secties deze peptisatie een iets grotere rol heeft gespeeld dan in de westelijke, die steeds een hoger en meer constant zoutgehalte vertoonden.

Uit het onderzoek van de microflora en -fauna bleek dat het zoutgehalte vooral tijdens de vorming van de laag Zus sterk is gestegen. Deze laag neemt wat betreft de lutum-slibverhouding ook inderdaad een tussenpositie in.

Reeds is gebleken, dat de gemiddelde zoutgehalten in het Westen van de polder in de Almere-fase niet veel lager waren dan in het Oosten van de polder in de Zuiderzee-fase. Desondanks is de lutum-slibverhouding in de sloeflagen uit het Westen van de polder belangrijk lager dan die van de Zuiderzee-afzettingen in het Oosten. De omstandigheden voor de peptisatie moeten tijdens de Almere-fase dus gunstiger zijn geweest, doch de oorzaak hiervan is ons onbekend.

De afvoer van de lutumdelen zal in het begin van de Almere-fase, wegens de nog slechts nauwe verbinding met de Noordzee, minder volledig zijn geweest dan tegen het einde van deze fase. Dit zou een verklaring kunnen vormen voor de hogere lutum-slibverhoudingen in de oudere sloeflagen. Zo neemt deze verhouding in de lagen Sl II^c, III^a en III^b bij lutumgehalten tussen 5 en 10 % toe van gemiddeld 31 via 34 naar 36 % en bij lutumgehalten boven 10 % bedraagt de lutum-slibverhouding in de laag Sl III^b zelfs gemiddeld 47 %, om in de detritus-gyttja te stijgen tot gemiddeld 53 % (298 analyses). Indien de IJssel een belangrijk aandeel in het anorganische deel van de laag Sl III^b heeft geleverd, kan ook het verschil in herkomst van het sediment hierbij een rol spelen.

De opvatting omtrent het gedeeltelijk wegvoeren van de lutumfractie tijdens de afzetting van de sloef, wordt gesteund door de waarneming dat in het kleidek op het veen de zeer lage lutum-slibverhoudingen ontbreken. Hoewel het materiaal van het kleidek in wezen gelijk is aan dat van de laag Sl III^b is de lutum-slibverhouding hoger en bedraagt gemiddeld 58 %.

202
blz 150

sloef = 2-16.
Lutum = $\frac{22}{16}$
 $\frac{22}{16}$
2+2-16

Wanneer uit het slibhoudende water klei op het veen werd afgezet, kon de fractie 0—2 μ minder gemakkelijk worden afgevoerd.

Van andere delen van ons land zijn dergelijk lage lutum-slibverhoudingen als in de sloef voorkomen, niet bekend. In de Biesbosch bereikt de lutum-slibverhouding een gemiddelde waarde die wel enigszins lager ligt dan in de vol-mariene afzettingen. In de zuivere riviersedimenten varieert de verhouding vrij sterk, doch is nimmer zó laag als in de sloeflagen. Van gebieden elders op de wereld staan te weinig gegevens ter beschikking om een vergelijking te kunnen maken. Het is hierbij ook noodzakelijk dat dezelfde analysemethoden zijn gevolgd, aangezien bijvoorbeeld het gebruik van verschillende peptisatiemiddelen bij de analyse de percentages der verschillende fracties en daarmee de onderlinge verhoudingen sterk kunnen beïnvloeden.

BAKKER en LANJOUW (1949) en BAKKER (1955) vermeldden van sedimenten uit de Zanderij- en Coropina-formatie in Suriname zeer lage lutum-slibverhoudingen, die volgens deze auteurs ook wezen op sedimentatie in een brak milieu.

In dit verband zij nog gewezen op de onderzoeken van WHITEHOUSE (1951/'52) gememoreerd door VAN ANDEL and POSTMA (1954). WHITEHOUSE toonde aan dat gesuspenseerd slib vlokken vormt, wanneer het zoutgehalte toeneemt. De grootte van de vlokken is afhankelijk van de mineralogische samenstelling van het materiaal en van het zoutgehalte. De vlokking en peptisatie heeft volgens WHITEHOUSE slechts betrekking op deeltjes kleiner dan 16 μ .

VAN ANDEL maakte gebruik van het resultaat van de onderzoeken van WHITEHOUSE voor de verklaring van verschillen in de lutum-slibverhoudingen en in de mineralogische samenstelling van de sedimenten in de Golf van Paria. Hierbij heeft men wat betreft het ontstaan van uiteenlopende lutum-slibverhoudingen echter met een andere situatie te doen dan in de Zuiderzee. Het materiaal is grotendeels van fluviale herkomst en bevindt zich aanvankelijk in gesuspenseerde toestand, doch vlokt uit bij het contact met het zoute water. Wellicht valt het voorkomen van lagere verhoudingen in de Biesbosch te verklaren met behulp van de onderzoeken van WHITEHOUSE.

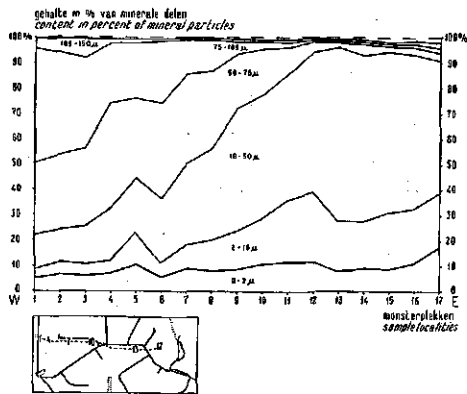
Een onderzoek van de kleimineralen in de sloefafzettingen in de Zuiderzee is tot dusver nog niet verricht, zodat niet is aan te geven of de samenstelling van de slibfractie in de sloeflagen verschilt van die van de Zuiderzeeafzettingen.

e. De granulometrische samenstelling van de sloefafzettingen.

Ook van de sloeflagen zijn zeer veel monsters onderzocht. De korrelgrootte-verdeling blijkt over het algemeen weinig uiteen te lopen. Een goed inzicht verkrijgt men door de veranderingen in de korrelgrootte te bestuderen in een serie monsters, genomen van West naar Oost door de polder. In figuur 81 is het verloop van de gehalten aan de afzonderlijke fracties in deze 17 monsters aangegeven. In figuur 82 zijn de oneven monsters uit de reeks ingetekend.

FIG. 81. Sommatiediagram van de korrelgrootte-verdeling van een serie monsters van de laag SI Ib, genomen in een raai W-O door de Noord-oostpolder.

Cumulative diagram of the size frequency distribution of a series of samples from the layer SI Ib, taken along a line W-E across the North-Eastern Polder.



In wezen gelijkt de verandering die in de laag SI Ib optreedt, geheel op die in de laag Zu I. De maximale korrelgrootte neemt niet of nauwelijks af, de gemiddelde korrelgrootte daarentegen wel. Zo daalt de mediaan van 75 tot 21. Het gehalte aan lutumdelen vertoont weinig lijn, hetgeen voor alle sloeflagen geldt. Ondanks zeer vele analyses laten zich vrijwel geen kaarten met een gedetailleerde onderscheiding van het lutumgehalte van de sloefafzettingen ontwerpen. Dit hangt ongetwijfeld samen met de peptisatie van het materiaal. Uit de kaarten met de U-cijfers van de sloefafzettingen volgt de afnemende van de korrelgrootte van West naar Oost zeer duidelijk (fig. 39).

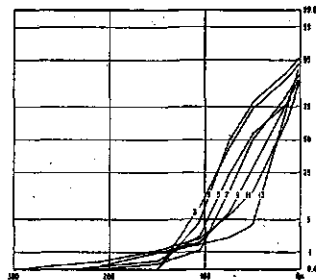
In de reeks uit figuur 81 daalt het gehalte groter dan 50 μ van 78 tot 4 %. Daar het gehalte 0—2 μ weinig verandert, neemt het gehalte 2—50 μ sterk toe en wel van 17 tot 88 % (fig. 81, monster 13).

Wanneer men slechts let op de verhouding tussen de fracties 0—2, 2—50 en > 50 μ gelijken de sloefafzettingen in het Oosten van de polder zeer sterk op de uiterst fijnzandige, lutumarme afzettingen van de laag Zu I in hetzelfde gebied. In een driehoeksgrafiek vallen beide typen vrijwel samen. Toch is de verhouding tussen de lutum- en de slibfractie in beide afzettingen geheel verschillend.

Zoals reeds werd opgemerkt varieert de samenstelling van de zandfractie in de sloefafzettingen sterker dan het lutumgehalte. Figuur 83 geeft een

FIG. 82. Sommatiecurven van de korrelgrootte-verdeling van de oneven nummers uit een serie monsters van de laag SI Ib, genomen in een raai W-O door de Noordoostpolder.

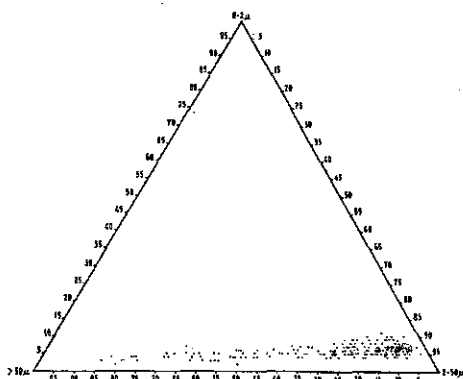
Cumulative curves of the size frequency distribution of the odd numbers of a series of samples from the layer SI Ib, taken along a line W-E across the North-Eastern Polder.



beeld van de verhouding tussen de fracties 0—2, 2—50 en $> 50 \mu$ in enkele monsters uit de lagen SI Ia en SI IIa. Uit deze figuur blijkt hoe weinig het lutumgehalte uiteenloopt bij een grote variatie van het gehalte 2—50 μ .

FIG. 83. Driehoeksgrafiek met enkele monsters uit de lagen SI Ia en SI IIa.

Triangular diagram with some samples from the layers SI Ia and SI IIa.



§ 3. HET KOOLZURE-KALKGEHALTE.

De tijdens de Almere- en Zuiderzee-fase afgezette sedimenten bevatten steeds koolzure kalk. Daar hieromtrent geen speciaal onderzoek werd ingesteld, moeten wij de vraag naar de herkomst van dit bestanddeel onbeantwoord laten. De koolzure kalk kan geheel of gedeeltelijk afkomstig zijn van kalkpanters en kalkskeletten, van praecipitatie, al dan niet onder invloed van organismen en van directe aanvoer in de vorm van calciet en dolomiet als onderdeel van de minerale bestanddelen (MASCHHAUPT, 1948; BRUIN en TEN HAVE, 1935; BRUIN, 1938; VAN DER MAREL, 1950).

ZUUR (1936) en MASCHHAUPT (1948) toonden aan dat er in mariene afzettingen een duidelijk verband bestaat tussen de granulaire samenstelling van de zandfractie en die van de koolzure kalk. MASCHHAUPT trok hieruit de conclusie dat aan de praecipitatie van koolzure kalk in de Dollard door fysisch-chemische of biologische processen geen grote rol kan worden toegekend.

In schelprijke afzettingen kan het schelpgruis in meerdere of mindere mate bijdragen tot het koolzure-kalkgehalte. ZUUR (1936) vermeldde als resultaat van een oriënterend onderzoek in de Wieringermeer dat bij twee, op het oog sterk schelphoudende monsters lichte zavel met 14.5 en 11.6 % koolzure kalk, slechts 13 à 14 % van dit gehalte (dus slechts ongeveer 2 % van het kalkgehalte van het gehele monster) van schelpen en schelpfragmenten afkomstig was. In grovere schelprijke zandmonsters uit de Noord-oostpolder werd geconstateerd dat het koolzure-kalkgehalte zeer aanzienlijk daalt, indien de schelpresten vóór het malen van het monster door zeven zoveel mogelijk worden verwijderd (Hoofdstuk II, § 9).

ZUUR (1936) vermeldde voorts enige cijfers, betrekking hebbende op de verdeling van de koolzure kalk over de verschillende fracties. In tabel 26 zijn enkele gegevens uit de Wieringermeer opgenomen.

Uit deze tabel volgt dat het kalkgehalte in een bepaalde fractie ongeveer constant is. De fractie 16—43 μ bevat het hoogste gehalte en wel ongeveer 15 %. Naar de fijnere zijde (0—16 μ) daalt het gehalte enigszins tot gemiddeld ongeveer 12 %. Ook naar de grovere fracties treedt, vooral bij de

TABEL 26. Het koolzure-kalkgehalte in de verschillende fracties van een viertal oude-zeekleiwadmonsters uit de Wieringermeer (naar ZUUR, 1936).

Gehalte 0—16 μ in g per 100 g droge grond	Koolzure-kalkgehalte in g per 100 g fractie in de fracties:						
	0—16	16—43	43—74	74—104	104—147	147—1651	0—1651 μ
6.6	13.9	14.5	9.4	6.7	5.2	2.9	6.6
13.4	10.5	15.3	9.6	7.4	6.2	8.2	9.6
28.6	11.9	15.6	11.8	8.6	6.4	9.9	12.1
55.1	10.1	14.4	10.4	9.6	9.0	10.7	11.1

0—16 μ in per cent of dry matter	Content of calcium carbonate in gr. per 100 gr. dry matter in the fractions:						
--	--	--	--	--	--	--	--

TABEL 26. Contents of calcium carbonate in the fractions of four samples from the old sea clay of the Wieringermeer Polder (after ZUUR, 1936).

lichtste gronden, een daling op. Het gehalte in de fractie 147—1651 μ vertoont een grote variatie.

Ook in een aantal monsters uit de Noordoostpolder werd het koolzure-kalkgehalte van de afzonderlijke fracties bepaald. De verkregen waarden lopen wel enigermate uiteen, doch in dit verband zij volstaan met het vermelden van enkele gemiddelde cijfers (tabel 27). Voor een uitvoerige behandeling zij verwezen naar een in voorbereiding zijnde publicatie van VERHOEVEN EN DE KONING.

TABEL 27. Het koolzure-kalkgehalte in de verschillende fracties van de Zuiderzee- en sloefafzettingen in de Noordoostpolder.

Afzetting	Aantal monstern	Gemiddeld koolzure-kalkgehalte in g per 100 g fractie in de fracties:								
		0—2	2—8	8—16	16—35	35—50	50—75	75—1400	1400—2000	0—2000 μ
Zu	10	2.3	14.8	18.4	11.6	9.2	7.6	9.7	77.7	9.2
Sl	6	4.6	13.9	13.1	11.1	8.9	7.0	7.8	11.3	8.7

Sediment	Number of samples	Average content of calcium carbonate in gr. per 100 gr. dry matter in the fractions:								
----------	-------------------	--	--	--	--	--	--	--	--	--

TABEL 27. Contents of calcium carbonate in the fractions of Zuyder Zee and "sloef" deposits in the North-Eastern Polder.

Het koolzure-kalkgehalte in de lutumfractie van de Zuiderzee-afzettingen is laag. Gemiddeld bedraagt het slechts 2.3 %, met als uiterste 6.8 en 0.3 %. VAN DER MAREL (1950) vond in de lutumfractie van jonge mariene slikmonsters uit het Noorden van ons land een gemiddeld kalkgehalte van 3.2 % met als uitersten 5.7 en 0.8 %.

De fractie 8—16 μ bevat in 8 van de 10 Zu-monsters het hoogste kalkgehalte; in de beide andere monsters bereikt dit gehalte in de fractie 2—8 μ de hoogste waarde. Naar de grovere fracties daalt het gehalte regelmatig, doch dit neemt in de fractie 75—1400 μ weer toe, om in de fractie 1400—2000 μ een waarde van bijna 78 % te bereiken. Men moet deze hoge waarde zo interpreteren, dat deze sedimenten vrijwel geen grove zandkorrels bevatten en dat de enkele grovere schelpfragmenten het grootste deel van de fractie uitmaken.

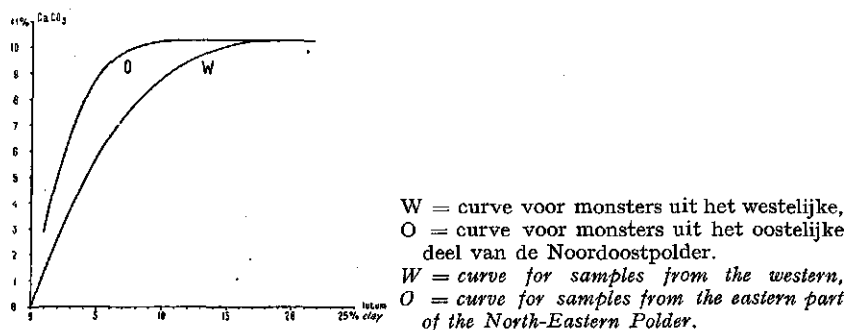


FIG. 84. Het verband tussen het koolzure-kalkgehalte en het lutumgehalte (beide in g per 100 g droge stof) in monsters uit de laag Zu I.

Relation between the carbonate and clay content (both in gr. per 100 gr. dry matter) in samples from the layer Zu I.

Voor zover er een verband bestaat tussen het lutumgehalte en het gehalte aan de overige, vooral fijne fracties, vindt men doorgaans een nauwe correlatie tussen het lutumgehalte en het koolzure kalkgehalte. Dit verband is in verschillende publicaties behandeld. In figuur 84 is het verband tussen het lutumgehalte en het kalkgehalte weergegeven voor monsters uit de laag Zu I. Het bleek hierbij noodzakelijk onderscheid te maken tussen het Oosten en het Westen van de polder. Van het Westen naar het centrum neemt het lutumgehalte en daarmee het koolzure-kalkgehalte toe, daar immers de stijging van het lutumgehalte gepaard gaat met een toenemen van de fijnheid van de zandfractie. Bij een lutumgehalte van ongeveer 15 % bedraagt het kalkgehalte 10 %, om bij een toenemend lutumgehalte nog slechts weinig te stijgen. Na het bereiken van de hoogste lutumgehalten in het centrum van de polder neemt de fijnheid van de zandfractie aanvankelijk niet af. Als gevolg hiervan daalt het koolzure-kalkgehalte in oostelijke richting minder snel, dan het vanuit het Westen is toegenomen.

In de laag Zu II, die een gemiddeld lutumgehalte van ruim 30 % bezit, bedraagt het gemiddelde kalkgehalte 8.3 %. Ook in de laag Zu IV werd bij de hogere lutumgehalten een gemiddeld kalkgehalte van 8.3 % vastgesteld.

Het koolzure-kalkgehalte van de laag Zus varieert vrij sterk, hetgeen ten dele samenhangt met verschillen in de granulaire samenstelling. Bij lutumgehalten tussen 5 en 10 % bedraagt het koolzure-kalkgehalte in de vier meest westelijk gelegen secties gemiddeld 5 %. In de Oostwaarts daaraan aansluitende secties bedraagt dit gehalte gemiddeld 5.9 % tegen 9.2 % in de oostelijke secties. Bij lutumgehalten boven 10 % bedraagt het koolzure-kalkgehalte in het oostelijk deel ruim 9%, een waarde die derhalve iets hoger ligt dan die van de lagen Zu II en Zu IV in hetzelfde deel van de polder.

Ook de sloefafzettingen bevatten steeds koolzure kalk. Zelfs is het gehalte in de jongste sloeflagen veelal iets hoger dan in de daarboven gelegen Zuiderzee-afzettingen. Dit hangt wellicht ten dele samen met het feit dat in de sloeflagen de fijnste fracties, die blijkens tabel 27 de hoogste koolzure-kalkgehalten bezitten, in sterke mate vertegenwoordigd zijn.

In tabel 12 zijn de gemiddelde koolzure-kalkgehalten van de verschillende sloefafzettingen reeds vermeld. Blijkens figuur 35 varieert het kalkgehalte vooral in de humusrijkere sloeflagen vrij sterk. In sloefmonsters uit Oostelijk Flevoland kon worden aangetoond dat het koolzure-kalkgehalte daalt, naarmate het humusgehalte toeneemt (WIGGERS, 1953). In de Noordoostpolder werd dit verband niet gevonden. In het algemeen neemt het kalkgehalte in de sloeflagen naar beneden af, zonder dat precies bekend is waarop deze afnemning berust.

De detritus-gyttja bevat vrijwel nimmer koolzure kalk. Aangezien echter de herkomst van de minerale bestanddelen in de detritus-gyttja niet geheel vast staat, kan de reden van het ontbreken van de koolzure kalk niet worden aangegeven. Het is mogelijk dat dit sediment aanvankelijk enige koolzure kalk heeft bevat, doch dat deze kalk geheel is verdwenen, hetzij door de vorming van oplosbaar $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, hetzij door de aantasting van de koolzure kalk door de fijn verslagen veendelen, die ten dele van oligotrooph veen afkomstig waren. Op deze aantasting van de koolzure kalk wijst de waarneming dat de schelpen van *Cardium edule*, die sporadisch in de detritus-gyttja zijn gevonden, in sterke mate zijn aangetast en soms geheel zijn opgelost, zodat slechts de afdruk van de schelp valt waar te nemen.

§ 4. HET ORGANISCHE-STOFGEHALTE.

Naast de slib- en zanddelen en de koolzure kalk wordt de organische stof tot de hoofdbestanddelen van de grond gerekend. Als deel van het sediment dient daarom ook het gehalte aan organische stof te worden behandeld. Aangezien deze in landbouwkundig opzicht zo belangrijke grootheid in de publicatie over de bodemgesteldheid van de Noordoostpolder uitvoerig zal worden besproken, zij hier volstaan met het vermelden van enkele van de belangrijkste verschijnselen.

In de jonge mariene afzettingen bestaat er een nauw verband tussen het lutumgehalte en het gehalte aan organische stof (ZUUR, 1936; WIGGERS,

1950). HISSINK (1954) besprak dit verband onder anderen voor de jongste Zuiderzee-afzetting in de Noordoostpolder, terwijl in DE KONING en WIGGERS (1955) dit verband voor de jonge afzettingen in Oostelijk Flevoland is behandeld.

Aangezien de hiervoor genoemde gegevens in hoofdzaak betrekking hebben op de jongste afzettingen, die de bouwvoor vormen, wordt in deze paragraaf nader ingegaan op de gehalten aan organische stof in de overige Zuiderzee-afzettingen en in de sloeflagen.

In figuur 85 is het verband weergegeven voor de lagen Zu I en II, Zu IV, Zus, Sl I^b en Zu 0, terwijl ter vergelijking enkele lijnen zijn opgenomen die betrekking hebben op jong Dollardslik en IJsselmeerslik.

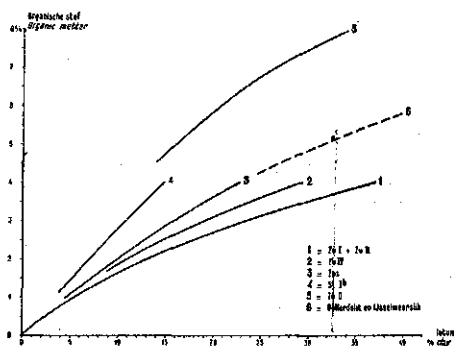


FIG. 85. Het verband tussen het gehalte aan organische stof en het lutumgehalte (beide in g per 100 g droge stof) in monsters uit de Noordoostpolder, vergeleken met monsters uit de Dollard en het IJsselmeer.

Relation between the organic matter and clay content (both in gr. per 100 gr. dry matter) in samples from the North-Eastern Polder, compared with samples from the marine mud in the Dollard and the fresh-water mud in Lake Yssel.

Het verband tussen het lutumgehalte en het gehalte aan organische stof is in de lagen Zu I en Zu II nauw en is voor beide afzettingen gelijk. In de laag Zu IV is het gehalte aan organische stof bij een gelijk lutumgehalte iets hoger dan in de lagen Zu I en II, doch iets lager dan in de laag Zus. De curve van de laag Zus komt geheel overeen met die van het Dollardslik en het IJsselmeerslik.

Naarmate dus de Zuiderzee-afzettingen ouder zijn, neemt het gehalte aan organische stof iets toe. Deze stijging zet zich in de laag Sl I^b voort. De overige sloeflagen bevatten organische-stofgehalten, die sterk variëren (fig. 35) en ook niet gecorreleerd zijn met het lutumgehalte. Dit wisselende gehalte in de sloeflagen berust zoals uit de profielen blijkt (fig. 33) op de bijmenging van fijn verdeelde organische resten, afkomstig van de afbraak van veen of van reeds afgezette detritus-gyttja.

De laag Zu 0, het z.g. polderslik, bevat, vergeleken met de overige afzettingen, veel organische stof. Het verschil in het organische-stofgehalte tussen het IJsselmeerslik en het in de Noordoostpolder sinds het leggen

van de westelijke dijk afgezette polderslik valt wellicht grotendeels te verklaren uit de bijmenging van veendelen, afkomstig van de grote hoeveelheden veen die bij het baggeren van de kanalen onder water zijn vrij gekomen.

§ 5. DE SNELHEID VAN SEDIMENTATIE.

De over het algemeen vrij nauwkeurige datering van de verschillende afzettingen uit de Almere- en Zuiderzee-fase en de vele gegevens omtrent de dikte van de afzettingen vormen ogenschijnlijk een goede basis voor het opstellen van enkele berekeningen omtrent de snelheid van sedimentatie.

Bij dit onderzoek stuit men evenwel op een aantal complicaties. In de eerste plaats varieert de dikte van de verschillende afzettingen sterk. De dikte van de laag Zu I loopt bijvoorbeeld uiteen van enkele centimeters tot meer dan $2\frac{1}{2}$ m. De variatie in dikte hangt af van de sedimentatie-omstandigheden tijdens de vorming van de laag, van de aard van de ondergrond en van wijzigingen in de hydrografische gesteldheid na de afzetting van de laag. Het toenemen van de dikte van de laag Zu I in het Oosten van de polder is geheel door overigens grotendeels onbekende sedimentologische factoren bepaald. De grotere dikte van de sloefafzettingen in het Zuidoosten van de polder hangt echter in de eerste plaats samen met de sterk samendrukbare ondergrond, waardoor er in dit gedeelte veel sediment kon worden afgezet, zonder dat dit tot een evenredig ondieper worden van de meerbodem leidde. De wijzigingen in de hydrografische gesteldheid na de vorming van een laag hebben geleid tot plaatselijk sterke aantasting door abrasie van een reeds afgezet sediment.

De inklinking, die in de verschillende sedimenten is opgetreden tengevolge van de belasting door nieuwe afzettingen uitgeoefend, kan niet in de berekeningen worden betrokken. De inklinking die na de drooglegging van de polder heeft plaats gevonden, oefent echter geen grote invloed op het resultaat van de berekeningen uit, daar de gegevens omtrent de dikte van de afzettingen grotendeels verzameld werden, toen deze inklinking nog slechts weinig was voortgeschreden.

Rekening houdend met de bovengenoemde complicaties kunnen er echter enkele algemene cijfers worden vermeld voor de snelheid van de sedimentatie in de Noordoostpolder en in de zuidelijke kom van het IJsselmeer.

De dikte van het totale pakket Zuiderzee-afzettingen bedraagt in het grootste gedeelte van de Noordoostpolder omstreeks 40 cm. Voor de afzetting van dit pakket is een tijdsverloop van ongeveer 350 jaar (\pm 1575—1930) beschikbaar, hetgeen dus betekent dat de sedimentatie-snelheid over deze periode gemiddeld ruim 1 mm per jaar of 10 cm per eeuw heeft bedragen. Dit is echter slechts een gemiddelde waarde, daar bijvoorbeeld uit archaeologische vondsten bekend is, dat in het Oosten van de polder een laag Zu I (Blokzijlzand) ter dikte van ruim 1 m is afgezet in een tijdsverloop van ongeveer 10 jaar.

In de Noordoostpolder varieert de dikte van de Zuiderzee-afzettingen veel sterker dan in de zuidelijke kom van het IJsselmeer. In Oostelijk Flevoland werd de dikte van het totale pakket Zuiderzee-afzettingen op

bijna 900, regelmatig over het gehele gebied verspreid liggende plaatsen vastgesteld. In 70 % van de gevallen lag deze dikte tussen 50 en 80 cm; de gemiddelde dikte bedraagt 63 cm. In de rest van de zuidelijke kom werd de dikte van de Zuiderzee-afzettingen op 168 plaatsen bepaald. De gemiddelde dikte bedroeg hier 53 cm.

Aangezien de verzilting in het westelijke deel van de Zuiderzee wellicht iets eerder is ingetreden dan in de Noordoostpolder en de beschikbare tijd voor de vorming van de brakke Zuiderzee-afzettingen aldaar dus vermoedelijk langer is geweest, mag worden aangenomen dat de laag ter dikte van ongeveer 55 cm, gevormd is in ruim 4 eeuwen, hetgeen een sedimentatiesnelheid van bijna 1.5 mm per jaar of 15 cm per eeuw inhoudt.

Indien de datering van de laag Zu II geheel juist is, zou de vorming van deze laag zich in ongeveer 130 jaar hebben voltrokken. De dikte van deze laag bedraagt maximaal 30 cm, hetgeen een maximale sedimentatiesnelheid van ruim 2 mm per jaar betekent. Een dikte van 15 cm is echter een meer gemiddelde waarde, hetgeen een snelheid van ruim 1 mm per jaar of ruim 10 cm per eeuw zou betekenen.

De lagen Zu IV en Zus zijn weliswaar vrij nauwkeurig gedateerd, doch het tijdsverloop waarin deze afzettingen kunnen zijn gevormd is niet met voldoende zekerheid aan te geven. Bovendien is de laag Zus in het centrale deel van de polder door erosie geheel verdwenen, terwijl niet bekend is in hoeverre ook elders deze laag thans dunner is, dan onmiddellijk na de afzetting.

De sloefafzettingen in de zuidelijke kom vertonen veelal een dikte van ruim 2 m. Indien deze afzetting inderdaad dateert uit de periode tussen het begin van onze jaartelling en het begin van de XVIde eeuw, zou de sedimentatie van dit pakket met een gemiddelde snelheid van ongeveer 1.5 mm per jaar of 15 cm per eeuw hebben plaats gevonden.

De sedimentatiesnelheid van de jonge detritus-gyttja ligt vermoedelijk in de orde van 3—5 cm per 100 jaar. De aard van de detritus-gyttja wijst ook op geheel andere sedimentatie-omstandigheden dan tijdens de vorming van de jongere afzettingen.

§ 6. ENKELE VERSCHIJNSELEN OPGETREDEN BIJ DE EROSIE VAN VEEN EN DE SEDIMENTATIE VAN ZAND.

Hoewel het in het voornemen ligt over enige tijd een speciale publicatie te wijden aan de structuur van de jonge afzettingen, waarbij aandacht zal worden besteed aan de gelaagdheid, de stroom- en golfribbels, de verschijnselen van sliding, flow casts of load casts, wash-outs etc., is het gewenst thans in het kort die verschijnselen te bespreken, die een invloed hebben uitgeoefend op de gesteldheid van de bodem in de Noordoostpolder.

In hoofdzaak betreft dit de volgende verschijnselen:

- a. de vorming en opvulling van erosiekuilen in het veen;
- b. de sedimentatie van zand op het kleidek in de omgeving van Urk.

In hoofdstuk II is reeds gewezen op het voorkomen van enkele gebieden in de polder, waar door de eroderende kracht van het water gaten van wisse-

lende grootte en diepte en van meer of minder onregelmatige vorm in het veen zijn geslagen. In figuur 18 is het voorkomen van deze zogenaamde veenafbraak-gebieden aangegeven. In figuur 48 zijn de gedeelten aangegeven waar de afbraak van het veen en de vorming van de veenkuilen tijdens de Zuiderzee-fase plaats vond. Uit een vergelijking van beide kaarten volgt, dat de vorming van de veenkuilen grotendeels uit de Zuiderzee-fase dateert.

Het ontstaan van de veenkuilen is een niet geheel opgelost vraagstuk gebleven. Men moet aannemen dat onder water grote stukken veen uit het veenpakket zijn opgelicht. Mogelijk moet vooral de werking van de golven op de zeebodem hiervoor aansprakelijk worden gesteld. De veenbrokken zijn op vele plaatsen, vooral in de omgeving van de veenafbraak-gebieden, teruggevonden. Grotendeels zal het aldus opgenomen veen echter geheel zijn verslagen.

De gaten vertonen sterk wisselende afmetingen. Veelal is de vorm min of meer ovaal of rond, doch soms ook zeer grillig. De diepte van de veenkuilen hangt onder anderen samen met de dikte van het veenpakket. In het Noorden van de polder reiken de gaten veelal tot op het onderliggende zand en hebben dan een diepte van 0.5 à 1 m. In de omgeving van Schokland en Urk zijn gaten met diepten van 1.5 à 2 m geconstateerd.

De gevormde gaten zijn zeer waarschijnlijk weer snel volgeslibd. Dat de opvulling van depressies snel gaat, is gebleken bij het droogvallen van de polder, toen de reeds onder water gebaggerde kanalen, tochten en putten weer grotendeels met sediment bleken te zijn dichtgeslibd.

De opvulling van de veenkuilen bestaat uit sloefafzettingen of uit Zuiderzee-afzettingen, al naar het tijdstip waarop de gaten zijn gevormd. Veelal bestaat er een nauw verband tussen de aard van de opvulling en van de sedimenten in de omgeving, zij het dat de veenkuilen meestal een iets humusrijker sediment bevatten. In sectie A zijn de veenkuilen uit de Zuiderzee-fase opgevuld met zware zavel, terwijl in de omgeving slechts lichte zavel uit deze fase aanwezig is. Het is echter niet bekend of de veenkuilen hier niet in een stadium zijn gevormd en opgevuld, toen elders in de polder lutumrijke sedimenten, als bijvoorbeeld de lagen Zu II en Zu IV, werden afgezet.

De opvulling van de veenkuilen vertoont veelal een fraaie gelaagdheid (fig. 86), waarbij laagjes verslagen veen afwisselen met laagjes zand en zavel. De lagen liggen, vooral in de grotere kuilen, horizontaal en vertonen geen toeneming van de dikte naar het centrum van de kuil. Slechts aan de randen zijn de laagjes veelal zwak naar boven gebogen, hetgeen een gevolg is van de inklinking die in de opvulling door de toenemende belasting is opgetreden.

De veenkuilen komen in de Noordoostpolder daar voor, waar het landverlies en de veenafbraak in een laat stadium heeft plaats gevonden, dus in de omgeving van de eilanden Schokland en Urk en in het Noorden en Noordoosten van de polder. Het verband tussen deze wijze van afbraak van het veen enerzijds en het tijdstip waarop deze plaats vond en de ligging van de betreffende gebieden anderzijds is echter niet bekend.

Wel is de situatie plaatselijk in de omgeving van Urk duidelijk, waar de



Foto-archief Directie Wieringermeer.

FIG. 86. Veenkuil, opgevuld met een gelaagde, jonge afzetting.

Erosion-hole in the peat, filled up with a laminated young deposit.

vorming van de gaten in het veen in vele gevallen samenhangt met de afzetting van dikke lagen Urkzand op het veen, gevolgd door een plaatselijke inklinking en wegpersing van het veen, welke wegpersing een opwelling van het veen op enige afstand van de zandplaten tot gevolg had.

Deze processen hebben een zeer bonte bodemgesteldheid in het gebied bij Urk veroorzaakt, waarom deze in het kort worden besproken.

In hoofdstuk II is uiteengezet dat de abrasie van de keileem ten Noorden van Urk sinds het begin van de XIIIde eeuw heeft geleid tot de afzetting van dikke lagen Urkzand op het veen of op het kleidek op het veen. Onmiddellijk ten Oosten van de keileemopduiking is de zandlaag veelal nog dun, doch plaatselijk komen hier dikkere zandlenzen of zandplaten voor van verschillende afmetingen. Over het algemeen zijn de zandplaten ovaal of vrijwel rond met een diameter van enkele meters tot enkele tientallen meters.

Op vele plaatsen is geconstateerd dat de afzetting van het Urkzand op de op het veen gelegen kleilaag gepaard is gegaan met een sterke inklinking en wegpersing van de veenlaag, en wel zodanig dat lagen Urkzand ter dikte van 1.5 à 2 m geheel in het profiel zijn opgenomen.

Bij een beschouwing van de gelaagdheid van het zand blijkt, dat dit zandpakket is opgebouwd uit een aantal oorspronkelijk horizontaal afgezette zandlagen, die in het midden duidelijk dikker zijn dan aan de randen.

1. veen
peat
2. kleidek
clay layer
3. gelaagde afzetting van zand
laminated deposit of sand
4. opvulling van veenkuil met zand
sand deposited in erosion-holes in the peat

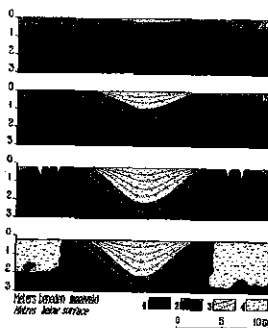


FIG. 87. Schematische voorstelling van de afzetting en inzakking van zand op het kleidek op het veen en de vorming en opvulling van veenkuilen.
Stages in the deposition and subsidence of sand on the clay layer overlying the peat and the development and filling up of erosion-holes in the peat.



Foto-archief Directie Wieringermeer.

FIG. 88. Gelaagde zandafzetting op het kleidek op het veen en met zand gevulde erosiekuilen in het veen; (sloot D 111/112).
Laminated deposit of sand on the clay layer overlying the peat and erosion-holes in the peat, filled up with sand; (ditch between the parcels D 111 and D 112).

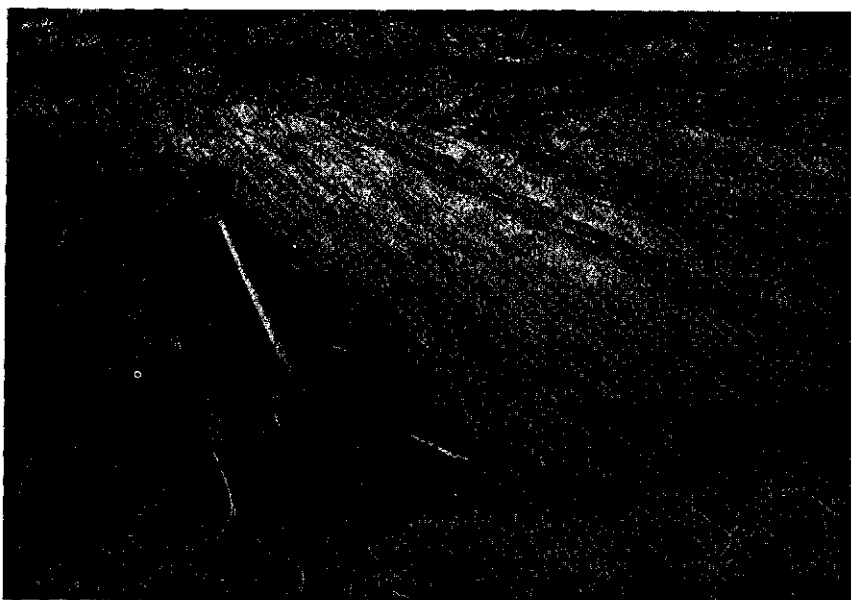
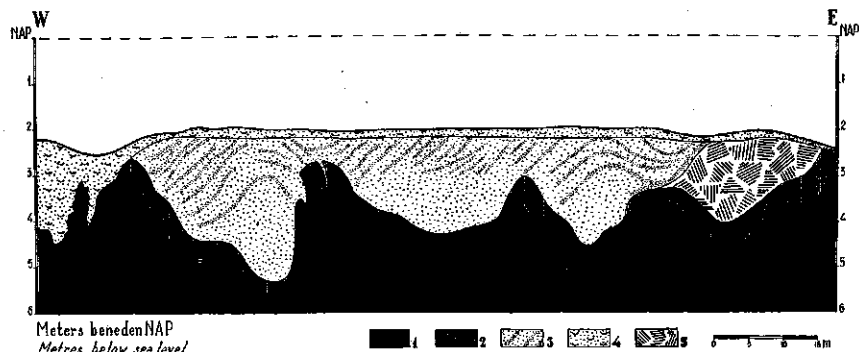


Foto-archief Directie Wieringermeer

FIG. 89. Detail van een zandafzetting als afgebeeld in fig. 88. Het zand is duidelijk gelaagd, waarbij de lagen naar het centrum dikker worden. De golf- of stroomribbels wijzen op een oorspronkelijk horizontale sedimentatie; (sloot D 86/129).

Detail of a deposit of sand, as represented in fig. 88. The sand shows a distinct lamination, the laminae increasing in thickness towards the centre. Ripple marks indicate originally horizontal bedding planes; (ditch between the parcels D 86 and D 129).

Hieruit volgt dat de inklinking van het veen niet nà, doch tijdens de afzetting van het Urkzand heeft plaats gevonden. Het proces, dat men zou kunnen vergelijken met een geosynclinale sedimentatie, is in figuur 87 schematisch weergegeven. Regelmatig wordt op dezelfde plaats Urkzand afgezet, terwijl iedere afgezette laag een verdere inzakking veroorzaakt. Het veen klinkt in en wordt ten dele weggeperst, terwijl naast de zandlens een ringvormige opwelling van het kleidek plaats vindt. Door de abrasie wordt deze opwelling echter te niet gedaan, waarbij tenslotte het veen aan de oppervlakte treedt. Zodra dit het geval is grijpt de erosie aan op het veen. Deze erosie wordt sterk in de hand gewerkt doordat het veen rekspleten vertoont (fig. 87, stadium 3 en fig. 88). Er vormen zich tenslotte gaten in het veen, die snel worden opgevuld met Urkzand. Een overzichtsfoto van een zandlichaam op het kleidek op het veen met de met zand opgevulde veenkuilen is weergegeven als figuur 88. Een detailfoto, waaruit het dikker worden van



- | | | |
|--------------------------|--|---|
| 1. veen
peat | 3. Urkzand (Almere-fase)
<i>Urk-sand (Almere phase)</i> | 4. Urkzand (Zuiderzee-fase)
<i>Urk-sand (Zuyder Zee phase)</i> |
| 2. kleidek
clay layer | | 5. restant van een dijk
<i>remnant of an embankment</i> |

FIG. 90. Verbroken kleidek op het veen door sterke belasting ten gevolge van de sedimentatie van Urkzand; (sloot D 111/112).

Faulting of the clay layer overlying the peat owing to deposition of Urk-sand; (ditch between the parcels D 111 and D 112).

de zandlaagjes naar het centrum en de scheefstelling van de oorspronkelijk in een horizontaal vlak gevormde ribbels duidelijk blijkt, is afgebeeld in figuur 89.

In het in figuur 88 weergegeven geval kon de kleilaag de sterke deformatie nog verdragen zonder te breken. In vele gevallen bleek deze kleilaag echter uit een aantal losse stukken te bestaan, tengevolge van de opgetreden rek (fig. 90).

HOOFDSTUK IV

DE HOLOCENE WORDINGSGESCHIEDENIS VAN HET NOORDOOSTPOLDERGEBIED

§ 1. INLEIDING.

Bij de behandeling van de holocene sedimenten in de Noordoostpolder kwam de ontwikkelingsgeschiedenis van dit gebied reeds telkenmale ter sprake. Aangezien echter steeds een bepaalde fase of afzetting als uitgangspunt van de beschrijving werd gekozen, is geen volledig beeld verkregen van de wording van het gebied. Bovendien konden vele gegevens, bijvoorbeeld betrekking hebbende op de resultaten van het gecombineerde archaeologische en fysisch-geografische onderzoek, bij de tot nog toe gevolgde wijze van behandeling van de stof, geen plaats vinden.

Derhalve zal in dit hoofdstuk worden getracht de wordingsgeschiedenis van het gehele Noordoostpoldergebied in grote lijnen te schetsen. Vooral aan de eilanden Urk en Schokland en aan het randgebied tussen Lemmer en Vollenhove zal aandacht worden besteed, aangezien deze gebieden niet aan een vroegtijdige afbraak ten offer zijn gevallen.

§ 2. DE ONTWIKKELINGSGESCHIEDENIS VAN HET EILAND URK EN ZIJN OMGEVING.

DE WAARD (1946) behandelde in zijn publicatie over de geologie en geomorfologie van Urk de oudere literatuur over dit eiland. Uit de door deze auteur bijeengebrachte gegevens blijkt dat de belangstelling van vroegere onderzoekers vooral uitging naar het glaciële deel en de glaciële geschiedenis van het eiland. Over de holocene afzettingen lieten zij zich veelal slechts summier uit.

HARTING (1853) vermeldde het voorkomen van een veenlaag, overdekt door een kleilaag die door hem als een zoetwater-klei werd beschouwd. Ook STARING (1854, 1860) meende aanvankelijk dat de kleilaag tot de zoetwater-afzettingen behoorde en dat deze in genese overeenkwam met die van het Kampereiland. Op de geologische kaart van Nederland 1 : 200.000 gaf STARING de klei echter aan als zeelei. MARTIN (1889) trof in de klei op Urk slechts mariene schelpen aan en beschouwde deze dan ook als echte zeelei. Ook de zandruggen, die aan de rand van het eiland voorkomen en die door HARTING en STARING als duinvormingen waren beschreven, werden door MARTIN terecht beschouwd als door de zee opgeworpen wallen.

DE WAARD toonde aan dat op Urk zowel een zoetwater-kleilaag als een mariene kleilaag aanwezig is.

De publicatie van DE WAARD, waaraan wij voor wat betreft de geologie van het eiland Urk weinig behoeven toe te voegen, handelde slechts over het eiland zelf. Bij het bodemkundige, fysisch-geografische en archaeologische onderzoek in de omgeving van Urk is gebleken dat het huidige Urk slechts een klein restant vormt van een eiland, dat zich tot in de XIVde eeuw vooral ten Noordoosten van Urk uitstrekte. Bij de behandeling van de wordingsgeschiedenis van dit gedeelte van de polder zullen het eiland en zijn omgeving als één geheel worden beschouwd.

a. Het pleistocene fundament.

De grondmorene, die rust op de proglaciale afzettingen, treedt op het bebouwde gedeelte van Urk aan de oppervlakte en bereikt hier een hoogte van bijna 10 m + N.A.P. Ook op het lage deel van het eiland komt de keileem op één plaats op geringe diepte voor. Deze keileemkop hangt samen met het grote keileemgebied ten Noorden van Urk. De begrenzing van de dagzoom van de grondmorene buiten de dijk van de Noordoostpolder is door DE WAARD op een kaart aangegeven.

Dwars over het eiland verloopt een depressie in de keileemoppervlakte. Deze laagte is gedeeltelijk opgevuld met dekzand, doch uit de diepteligging van het pleistocene oppervlak, weergegeven in bijlage 2, blijkt de aanwezigheid van de depressie nog duidelijk. Deze lage strook heeft zich, ondanks de opvulling met holocene sedimenten (veen en klei), steeds als een laagte op het eiland doen gelden. Op oude, door DE WAARD gepubliceerde kaarten is op deze plaats steeds een moerassige strook aangegeven.

De keileem buiten Urk reikte tot het begin van de XIIIde of XIVde eeuw tot enige meters boven N.A.P. en vertoonde, zoals DE WAARD (1949) bewees, een buitig grondmorene-relief. Thans ligt de keileem door de abrasie op een niveau van 1—3 m - N.A.P. Door deze abrasie dagzoomt zelfs plaatselijk het proglaciale zand.

Vanaf de dieptelijm van het pleistocene oppervlak van ongeveer 4 m - N.A.P. vormt niet de keileem, doch het dekzand de bovenzijde van het pleistocene pakket. Het pleistocene oppervlak helt in alle richtingen regelmatig af en bereikt reeds op korte afstand van het keileemgebied een diepte van 8 à 10 m - N.A.P.

Ten Noorden en ten Zuiden van Urk zijn enkele diepe geulen aanwezig. De geul ten Noorden van het eiland reikt in het diepste gedeelte tot ongeveer 15 m - N.A.P. Diepten van 13 m - N.A.P. werden in de geul ten Zuiden van Urk veelvuldig aangetroffen.

b. De holocene afzettingen.

Zoals in hoofdstuk II, § 3 werd aangetoond, begon de veengroei plaatselijk reeds vroeg in het Atlanticum. Tijdens de afzetting van de Unioklei vormde Urk reeds min of meer een tijdelijk eiland; rond het hele gebied is Unioklei afgezet, zij het dat de kleilaag plaatselijk slechts dun is en in het veen uitwigt (fig. 21 en 91).

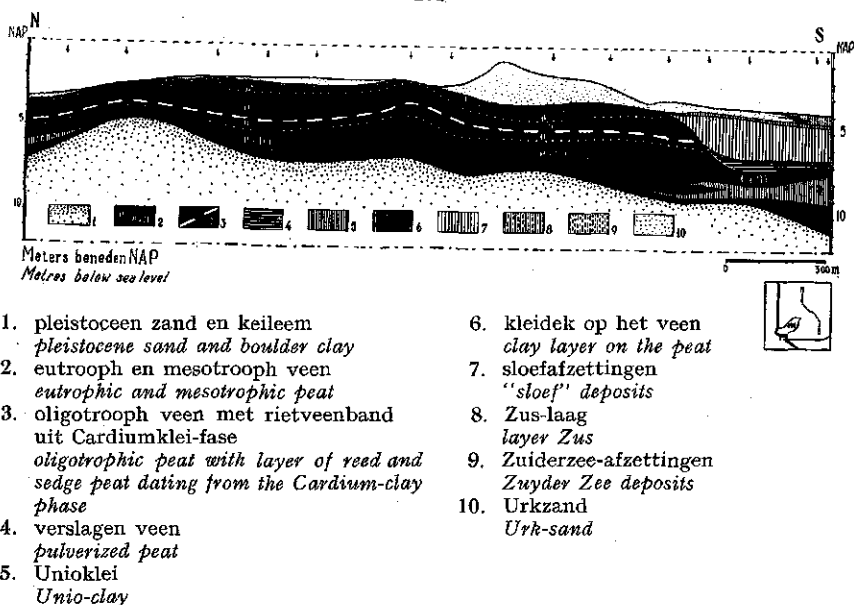


FIG. 91. Profiel in de omgeving van Urk.
Cross-section near the former island of Urk.

Het in het Atlanticum vóór, tijdens en ná de afzetting van de Unioklei gevormde veen is grotendeels eutrooph en mesotrooph; vooral langs de geulen komen dikke lagen broekveen voor. Eerst kort vóór de transgressie die aanleiding gaf tot de afzetting van de Cardiumklei, veranderde de veengroei van karakter en vond de vorming van oligotrooph veen plaats (fig. 91). Tijdens de Cardiumklei-fase werd kleirijk rietveen gevormd. Deze slijkige rietveenband ligt bij Urk op sterk wisselende diepte, als gevolg van de inklinking van het onderliggende veen. Als uitersten werden diepten van 6 en 2.5 m - N.A.P. gevonden. Blijkens het reeds in hoofdstuk II vermelde ^{14}C -onderzoek van de rietveenlaag begon de vorming van dit eutroophe veen 3505 ± 120 jaar geleden, dus omstreeks 1550 v. Chr.

Na de vorming van de rietveenlaag vond opnieuw groei van oligotrooph veen plaats. Deze groei van het veenmosveen heeft wellicht geduurd tot omstreeks het begin van onze jaartelling, toen het oligotroophe veen werd overdekt door een laag eutrooph veen. Deze laatste veenlaag is slechts dun en gaat zeer geleidelijk over in kleiig veen, waarna tenslotte het kleidek op het veen volgt (fig. 91).

c. De bewoning.

Blijkens verschillende vondsten is het keileemgebied nabij Urk tijdens het Neolithicum bewoond geweest (VAN DER HEIDE, 1955 a). Van enige bewoning in de periode tussen het Neolithicum en de Xde eeuw n. Chr.

ontbreekt echter tot dusver ieder spoor. Geen enkele overtuigende vo. steunt de opvatting dat de Romeinen of andere bewoners in de Romeinse tijd op Urk zouden hebben verbleven. Het in het Museum op Schokland aanwezige beeldfragment uit de IIde eeuw n. Chr. is weliswaar op korte afstand van Urk gevonden, doch kan van een schip afkomstig zijn. Urk vormde met Schokland omstreeks het begin van onze jaartelling zeer waarschijnlijk reeds een eiland in het Flevomeer.

Het kleidek op het veen, dat vermoedelijk werd afgezet tussen de IVde en IXde eeuw, is omstreeks de Xde eeuw bewoond geweest. In figuur 41 is aangegeven waar thans nog restanten van dit kleidek zijn aangetroffen en waar wij de vroegere aanwezigheid van dit dek veronderstellen op grond van de vele middeleeuwse vondsten. Blijkens figuur 91 is het gebied nabij Urk plaatselijk zeer sterk aangetast en zijn de gevormde afzettingen tot een diepte van 6 à 7 m - N.A.P. geheel weggeslagen en door jongere sedimenten vervangen. In een dergelijk gebied is het vinden van resten van het kleidek uitgesloten, doch sterke concentraties van middeleeuws aardewerk in de jonge afzettingen kunnen er op wijzen, dat in de nabije omgeving een woonplaats verdwenen is.

Het ten Noordoosten van Urk in de jongere afzettingen gevonden aardewerk toont aan, dat dit gebied reeds in de Xde eeuw bewoond is geweest, terwijl het in de XIVde eeuw nog moet hebben bestaan; kort vóór de XVde eeuw moet het evenwel zijn verlaten. VAN DER HEIDE (1955 a) meende in deze plek, waar ook enig rood baksteenpuin werd gevonden hetgeen vermoedelijk wijst op de bouw van een kapel, het oude Nagele te moeten zien. Hoewel dit inderdaad zeer goed mogelijk is moet men o.i. ook ernstig rekening houden met de mogelijkheid dat op deze plaats Espel of Espelo heeft gelegen. Urk wordt in 966 vermeld als een eiland en Espel in 1317 als een parochie op Urk (MOERMAN en REYERS, 1925).

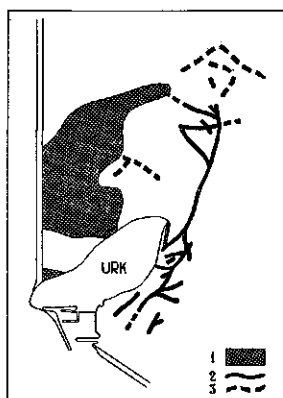
Een nadere beschrijving van de archaeologische vondsten en van de hypothesen omtrent de ligging van de verdwenen middeleeuwse nederzettingen valt buiten het kader van deze publicatie.

d. De dijkresten.

Bij de bodemkundige kartering zijn bij Urk dijkresten aangetroffen. Aangezien vondsten ter datering ontbreken, kan over de ouderdom van deze dijken slechts worden opgemerkt dat ze zeer waarschijnlijk dateren uit de XIIIde, XIVde en XVde eeuw.

In figuur 92 is aangegeven waar met zekerheid dijkresten werden aangetroffen, terwijl voorts enkele dijktracé's zijn ingetekend waarvan wij de aanwezigheid zeer waarschijnlijk achten. In VAN DER HEIDE en WIGGERS (1954) is uiteengezet op welke wijze de oude dijkresten bij Schokland zijn terug te vinden. Het aldaar gegeven schema geldt ook voor het gebied bij Urk en is vrijwel ongewijzigd overgenomen in figuur 93.

In figuur 93 is in stadium *a* schematisch een dijk weergegeven, bestaande uit spitten klei, opgeworpen op het kleidek. De hoogteligging van het kleidek bedroeg vermoedelijk ongeveer 0.5 m - N.A.P., terwijl de gemiddelde zeespiegelstand op ongeveer 0.85 m - N.A.P. werd geschat (hoofdstuk II, § 5).



Tengevolge van de belasting klonk het veen onder de dijk sterker in dan dat ter weerszijden van de dijk, waaruit stadium *b* resulteerde. Door de abrasie, die plaats heeft gevonden na het prijsgeven van het gebied, ontstonden de stadia *c* en *d*, die in het veld in sloottaluds plaatselijk zeer duidelijk te zien zijn geweest. Bij voortgaande erosie werden in het niet of weinig

1. keileem
boulder clay
2. met zekerheid vastgestelde dijkresten
ascertained remnants of embankments
3. vermoedelijk verloop van dijken
supposed trend of embankments

FIG. 92. Dijkresten in de omgeving van Urk.

Remnants of old embankments near the former island of Urk.

samengeperste veen gaten geslagen, die in latere tijd weer werden opgevuld, hetzij met zwaardere grond zoals bij Schokland, hetzij met zand, zoals bij Urk het geval was (stadium *e*).

Het patroon van de dijken bij Urk is minder duidelijk dan dat bij Schokland (fig. 99). Dit hangt samen met de zeer sterke afbraak van het landschap bij Urk. Reeds op korte afstand van het eiland ligt de zeebodem op 3 à 4 m - N.A.P., zodat het terugvinden van vroegere dijken daar geheel uitgesloten is. Voorts hebben de dijken bij Urk ten dele aangesloten aan het keileemgebied. In een strook evenwijdig aan de keileemopduiking is de dikte van het veen en in verband daarmee de opgetreden inklinking zo gering dat de abrasie geen dijkresten heeft gespaard. Ook de dikke lagen Urkzand verhullen vermoedelijk veel van het verloop van de oude dijken.

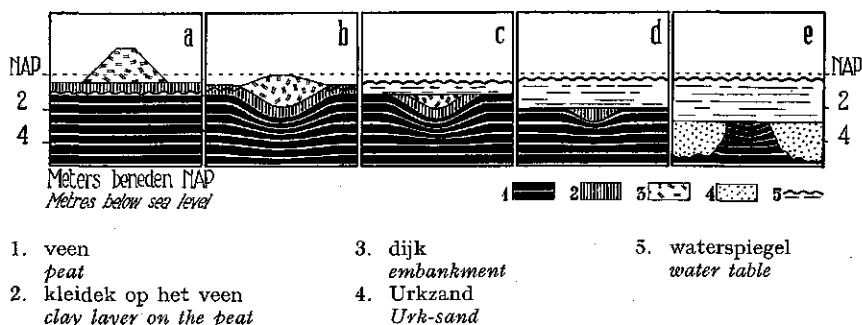


FIG. 93. Schematische voorstelling van de inzakking van dijken en van de latere abrasie en erosie.

Stages in the subsidence of embankments and the abrasion and erosion afterwards.

Op de luchtfoto's van de omgeving van Urk is het verloop van de dijkresten plaatselijk duidelijk zichtbaar. DE WAARD (1948) interpreteerde de door hem op de foto's waargenomen configuratie ten onrechte als een stelsel getijkreken.

e. De oude verkaveling en de veenputten.

DE WAARD (1948) trof bij zijn verkenning van het veengebied bij Urk smalle zandbanen in het veen aan, ter lengte van vele tientallen meters en ter breedte van 1.5 à 2 m. Deze auteur beschreef de ligging van de zandbanen in het veen als volgt: „de veenoppervlakte maakt als het ware plotseling een vrij scherpe knik naar beneden, loopt ongeveer horizontaal onder het zand door en komt even plotseling aan de andere kant van het zandlichaam weer te voorschijn”. „Het lijkt mij niet mogelijk een andere verklaring voor de aanwezigheid van de zandstrepen te vinden dan die van een slotensysteem in een vroeger weidelandschap”.

Geleid door deze opvatting heeft DE WAARD de luchtfoto's bestudeerd en een reconstructie van het verkavelingspatroon gegeven.

1. keileem
boulder clay
2. oude sloten
old ditches
3. gebieden met veel veenputten
areas with many holes dug in the peat
4. detailkaartjes met de ligging van de veenputten
detailed maps with the location of the holes

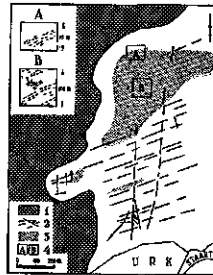


FIG. 94. Verkavelingspatroon en veenputten in de omgeving van Urk.

Old ditches and holes dug in the peat to get domestic fuel, near the former island of Urk.

De boven geciteerde beschrijving van het dwarsprofiel van zandstroken is weinig in overeenstemming met het profiel van een sloot in een veengebied. Bij de kartering is dan ook gebleken dat hetgeen DE WAARD in het veld waarnam geen oude sloten, doch rechthoekige en dicht aan elkaar aansluitende gaten zijn, waaruit veen voor brandstofwinning gegraven is.

Intussen zijn een deel van de door DE WAARD op de luchtfoto-schets aangegeven banen inderdaad oude sloten, doch deze vertonen in het veld een geheel ander dwarsprofiel. Voorzover deze oude sloten bij de kartering zijn aangetroffen zijn ze aangegeven in figuur 94. De beide N—Z verlopende sloten, waarin de nieuwe kavelsloten ter weerszijden van de kavel D 109 zijn aangelegd, waren geheel opgevuld met klei, afkomstig van overstromingswater. Deze sloten reikten tot ongeveer 1 m in het veen en waren enkele meters breed. Het blijkt in het sterk geabradeerde gebied niet mogelijk zich een goed beeld te vormen van de afmetingen van de overige sloten. Men

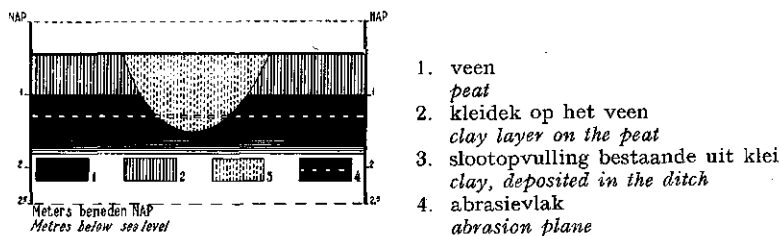


FIG. 95. Schematisch profiel over een oude sloot in het veengebied nabij Urk.
Diagrammatic section of an old ditch in the peat area near the former island of Urk.

vindt veelal slechts een zeer dunne kleilaag op het veen aanwezig, zoals is weergegeven in figuur 95. Het is in vele gevallen zelfs niet mogelijk gebleken om vast te stellen of men met een deel van een slootopvulling dan wel met restanten van het oorspronkelijke kleidek te doen heeft. Oude dijken of wegen kunnen een zodanige belasting op het onderliggende veen hebben uitgeoefend, dat het kleidek plaatselijk zoveel is gezakt, dat een deel van dit kleidek bij de abrasie is gespaard gebleven. Bij vrijwel volledig geabradeerde kleilagen met nog slechts een dikte van enige centimeters tot 2 à 3 dm, zoals deze vooral in de omgeving van het keileemgebied werden aangetroffen, is na de eerste groundbewerking reeds niet meer te constateren of de kleilaag discordant, dan wel concordant op het veen ligt. Dit vormt eigenlijk het enige betrouwbare criterium om vast te stellen of men met ingezakte stroken van het oude kleidek dan wel met een kleiige opvulling van oude sloten te doen heeft.

Een gedeelte van het door DE WAARD aangegeven patroon is, zoals werd opgemerkt, niet van oude kavelsloten doch van veenputten afkomstig. Op een luchtfoto, vervaardigd door de K.L.M. in 1949 is plaatselijk zeer duidelijk te zien dat de zandstroken niet doorlopen over afstanden van vele tientallen meters, doch veelal niet langer dan 2—4 m zijn. Dit blijkt ook uit fig. 96.

In figuur 94 is aangegeven in welke gebieden de veenputten voorkomen. Van een tweetal gedeeltes is de verspreiding op een detailschets aangegeven. Een doorsnede door een veenput is afgebeeld in figuur 97. De gaten zijn veelal gedeeltelijk opgevuld met brokken veen en klei. Als jongere afzettingen treft men zware zavel en grof, veelal grindhoudend zand aan. De brokken veen en klei zijn bij overstroming van het gebied door het water in het gat gespoeld, de zware zavel is afgezet vanuit het overstromingswater. De verdere opvulling is steeds met grof zand geschied, afkomstig van de abrasie van de keileem. Vooral de meest westelijke veenputten bevatten zeer grindrijk zand.

Hoewel door vele veenputten profielen zijn gegraven, is nimmer enige vondst gedaan die zou kunnen dienen ter datering van het veengraven. Uit de aard van de opvulling van de gaten mag wellicht geconcludeerd worden dat deze gegraven zijn nadat het gebied door de bewoners als weide-

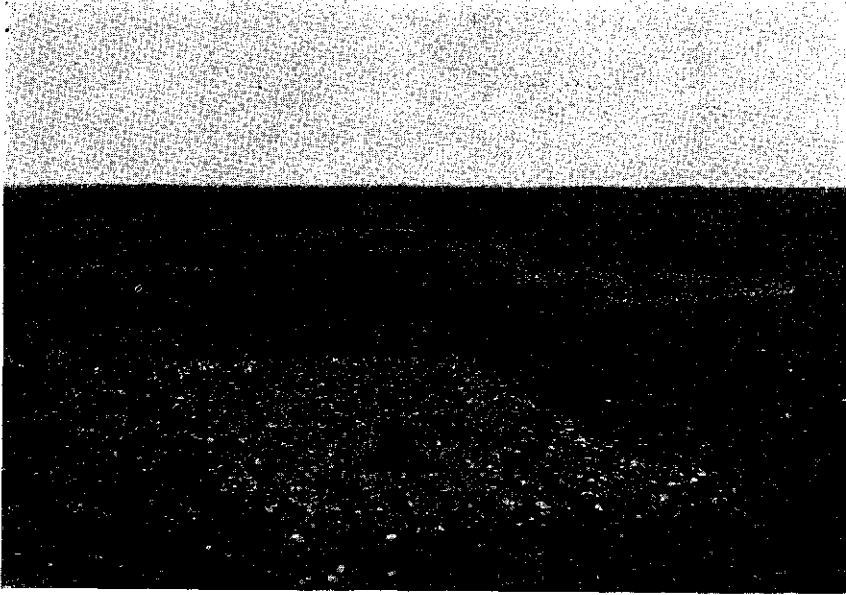


Foto-archief Directie Wieringermeer.

FIG. 96. Veenputten in de omgeving van Urk.

Rectangular holes, dug in the peat to get domestic fuel, near the former island of Urk.

1. veen
peat
2. spitten veen
lumps of peat
3. spitten klei
lumps of clay
4. jong slik (Almere-fase)
young mud (Almere phase)
5. Urkzand (Almere-fase)
Urk-sand (Almere phase)
6. Urkzand (Zuiderzee-fase)
Urk-sand (Zuyder Zee phase)

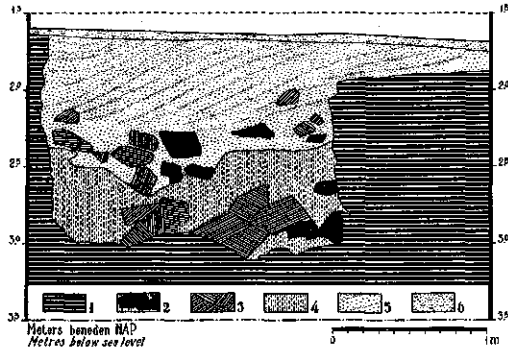


FIG. 97. Profiel over een veenput in de omgeving van Urk.

Section of a hole, dug in the peat, near the former island of Urk.

gebied was prijsgegeven. Sommige gaten zijn geheel gevuld met grof zand, hetgeen wijst op een onmiddellijk ingetreden sedimentatie na het graven. Het turfgraven kan zijn geschied bij laag water en vooral bij sterke afwaaiing van het water. Zolang een nadere datering ontbreekt plaatsen wij de veenwinning in de XIVde eeuw.

Het gebied met de oude verkaveling is in figuur 94 belangrijk kleiner dan dat volgens de schets van DE WAARD (1948). Toch is het zeer wel mogelijk dat ook in het gebied met de veenputten oorspronkelijk een verkaveling aanwezig is geweest. De typische oriëntatie van de veengaten, die geheel overeenkomt met die van de oude sloten, kan er op wijzen dat ook daar een oude verkaveling aanwezig is geweest. De richting van de veenputten kan bepaald zijn hetzij door eigendomsrechten, hetzij door het streven bij het graven van een veenput oude sloten te vermijden.

f. De afbraak van het gebied bij Urk.

Bij de bespreking van het Urkzand is er reeds op gewezen, dat de aantasting van het keileengebied reeds in de XIIIde of XIVde eeuw is begonnen. In de tweede helft van de XIVde eeuw is de aan de oostelijke grens van het kleigebied gelegen nederzetting Nagele of Espel ten onder gegaan. Rond Urk werd in deze tijd reeds enig Urkzand afgezet.

Reeds vóór het begin van de Zuiderzee-fase had het eiland Urk vrijwel zijn huidige vorm verkregen. Dit blijkt onder anderen uit de opbouw van de Staart van Urk. Blijkens het geheel ontbreken van mariene schelpen in de onderste lagen van de Staart dateert deze in aanleg reeds uit de Almere-fase, waaruit volgt dat destijds de vorm van het eiland niet noemenswaard verschildte van die uit de Zuiderzee-fase. DE WAARD (1946) kwam op grond van een bestudering van oude kaarten tot de conclusie dat de vorm van Urk sinds 1700 weinig is veranderd.

Omtrent de opbouw van Urk in de Zuiderzee-fase valt slechts op te merken dat op de kleilaag die dateert uit de Almere-fase, een mariene afzetting is gesedimenteerd. Deze afzetting bestaat aan de rand van het eiland uit grof overslagzand en meer naar het centrale deel uit zavel en klei. Plaatselijk werd tevens de aanwezigheid van enig overslagzand uit de Almere-fase geconstateerd, welk sediment dateert uit de XVde en XVIde eeuw. Ook dit pleit voor de opvatting dat het eiland reeds in de XVde of XVIde eeuw vrijwel zijn huidige vorm had verkregen.

§ 3. DE ONTWIKKELINGSGESCHIEDENIS VAN HET EILAND SCHOKLAND EN ZIJN OMGEVING.

Na de bespreking van de genese van het eiland Urk en na de publicatie over de resultaten van het geologische en archaeologische onderzoek van het eiland Schokland en zijn omgeving (VAN DER HEIDE en WIGGERS, 1954) moge in deze paragraaf worden volstaan met het vermelden van de belangrijkste feiten in de ontwikkelingsgeschiedenis van Schokland, daar die van Urk en Schokland in hoge mate parallel verlopen zijn.

Evenals bij Urk ligt ook bij Schokland de grondmorene aan de oppervlakte, doch het betreffende gebied is bij Schokland slechts klein. Voorts

komen er even ten Noorden van het huidige eiland en aan de Zuidpunt hoge rivierduinen voor, die van veel invloed zijn geweest op de vorming, de bewoning en het gedeeltelijk behoud van het eiland.

De veenvorming tijdens het Atlanticum is bij Schokland blijkens de onderzochte veenprofielen geheel vergelijkbaar met die bij Urk. Tijdens de Unioklei-fase vond ten Zuiden en ten Noorden van het huidige eiland de afzetting van Unioklei plaats in de geulen. De geul ten Zuiden van Schokland is daarna geheel of grotendeels dichtgegroeid met veen; die ten Noorden van het eiland heeft ook tijdens de Cardiumklei-fase gediend voor aanvoer van Cardiumklei. Na de afzetting van de Cardiumklei is echter ook de geul aan de Noordpunt van Schokland overgroeid met veen.

Blijkens figuur 41 zijn in een vrij groot gebied rond Schokland resten van het kleidek, afgezet tussen 300 en 800 n. Chr., teruggevonden. De oorspronkelijke begrenzing van het kleidek kon vrij nauwkeurig worden afgeleid uit het voorkomen van een bepaalde afzetting en uit archaeologische gegevens.

Door het archaeologische onderzoek kon worden aangetoond welk gedeelte om Schokland in het begin van de Xde eeuw reeds was bewoond en welke gedeelten in het begin van de XIIIde eeuw en in het begin van de XVde eeuw reeds moeten zijn prijsgegeven. Uit het al dan niet voorkomen van de Zuiderzee-afzettingen kon voorts de begrenzing van het eiland bij het begin van de XVIIde eeuw worden vastgesteld, terwijl een kaart uit 1789 de begrenzing van het eiland tegen het einde van de XVIIIde eeuw aangeeft. De afneming van het eiland sedert het begin van de Xde eeuw kon aldus in fig. 98 worden aangegeven.

Ook rondom Schokland komen resten van dijken voor. Hiervan geeft figuur 99, ontleend aan VAN DER HEIDE en WIGGERS (1954) een beeld, terwijl figuur 100 aantoont dat de ligging van de oude dijkjes zich soms nog duidelijk in het land aftekent.

In figuur 101 is een profiel weergegeven dat vrijwel dwars staat op het verloop van een van de dijken aan de Westzijde van Schokland (kavel E 156). Op de ondergrond van pleistocéen zand, die blijkens een groot aantal boringen vrijwel horizontaal ligt, rust een pakket veen, onderin

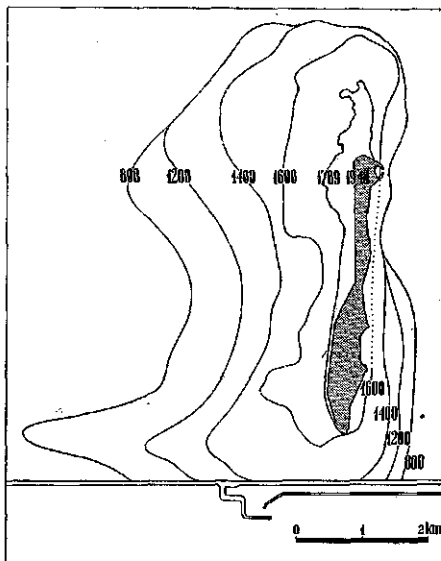
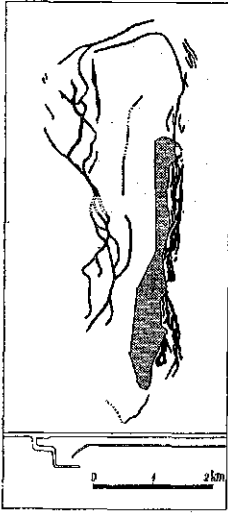


FIG. 98. De afneming van het eiland Schokland sedert de IXde eeuw.

The decreasing size of the island of Schokland since the IXth century.



bestaande uit broekveen en naar boven overgaande in zeggeveen en veenmosveen. Aan de Zuidzijde van het profiel ligt het veen horizontaal. Het kleidek en het oligotrophe veen zijn hier geheel door abrasie verdwenen. In het midden van het profiel treft men een scheef gestelde laag veenmosveen, overdekt door een laag rietveen en door het kleidek aan. De kleilaag die blijkens de gelaagde opbouw oorspronkelijk ongetwijfeld volkomen horizontaal heeft gelegen, is door de belasting die door de dijk is uitgeoefend, scheef gesteld en verbroken. De spitten in het dijklichaam zijn zeer duidelijk te herkennen, terwijl zelfs geconstateerd werd dat bij de constructie van de dijk ook riet en stro zijn gebruikt.

FIG. 99. Dijkresten om Schokland.

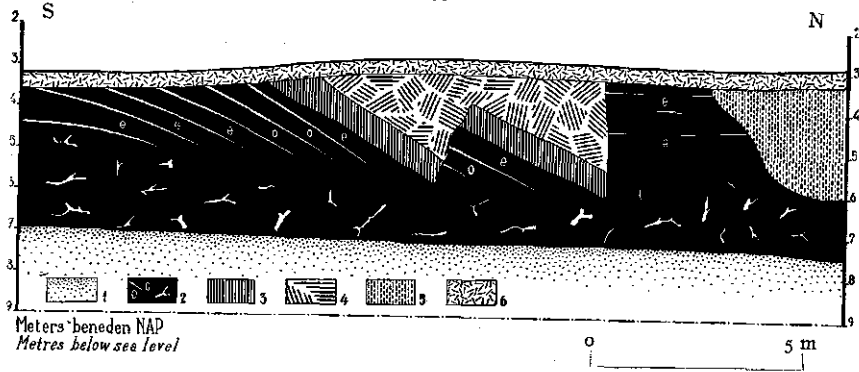
Remnants of old embankments around the former island of Schokland.



Foto-archief Directie Wieringermeer.

FIG. 100. Het verloop van een oude dijk nabij Schokland tekent zich af in de kleur van het geploegde land, doordat daar waar de dijk heeft gelegen, veen wordt aangeploegd. Naast de vroegere dijk is het veen weggeslagen en vervangen door jonge afzettingen, die ook de gespaard gebleven veenrug in een dunne laag overdekken.

The course of an old embankment near the former island of Schokland is shown by the colour of the ploughed top soil, due to the fact that the underlying peat is partly worked into the top soil by ploughing. Beside the former embankment the peat has been washed away and replaced by younger sediments, which cover the peat ridge only slightly.



- | | |
|---|---|
| 1. pleistoceen zand
<i>pleistocene sand</i> | 5. veenuil, opgevuld met Zuiderzee-afzettingen
<i>erosion-hole, filled up with Zuyder Zee deposits</i> |
| 2. veen; oligotrooph, eutrooph of houtrijk
<i>peat; oligotrophic, eutrophic or woody</i> | 6. bouwvoor
<i>top soil</i> |
| 3. kleidek op het veen
<i>clay layer on the peat</i> | |
| 4. dijk, opgebouwd uit spitten klei
<i>embankment consisting of lumps of clay</i> | |

FIG. 101. Profiel over een dijk nabij Schokland met afbraak van het veen.
Cross-section of an old embankment and erosion of the peat near the former island of Schokland.

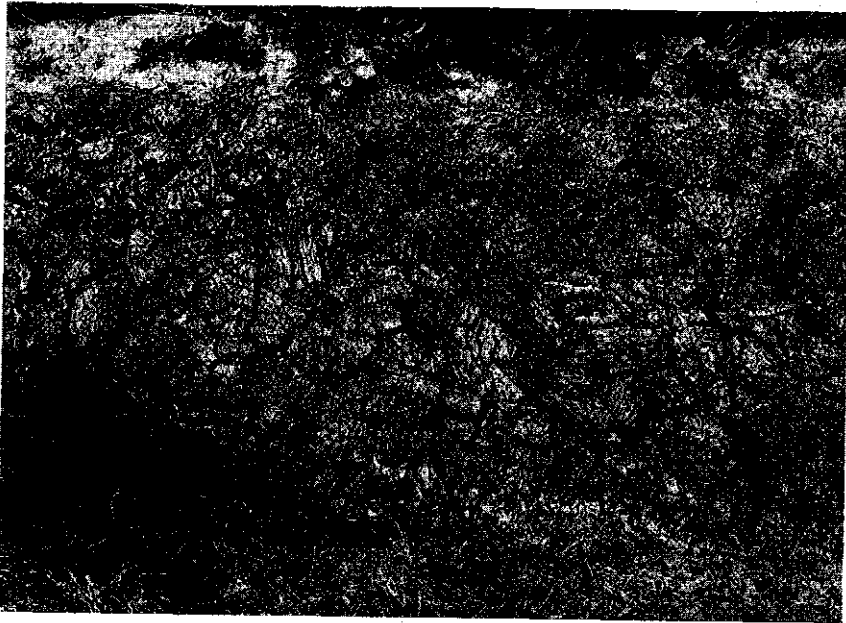


Foto-archief Directie Wieringermeer.

FIG. 102. Detail van het scheefgestelde kleidek en van het dijklichaam.
Detail of the tilted clay layer overlying the peat and of the subsided embankment.

Figuur 102 geeft een detail van het ingezakte dijklichaam en van de scheef gestelde kleilaag. Aan de Noordzijde van het profiel van figuur 101 grenst de verwerkte grond van het dijklichaam met een verticaal staand afschui-vingsvlak aan het horizontaal liggende veen. Indien het veen hier destijds door de belasting, uitgeoefend door een thans geheel verdwenen stuk van de dijk, nog enigszins is scheefgesteld geweest, dan is dit gedeelte door de opersing van het veen weer horizontaal komen te liggen.

Aan de Zuidzijde van het profiel valt uit het verloop van de gelaagdheid in het veen bij benadering vast te stellen hoeveel veen door abrasie is verdwenen en hoe hoog de kleilaag dus heeft gelegen. Uit nauwkeurige waarnemingen in het veld kon worden geconcludeerd dat de bovenkant van de kleilaag moet hebben gereikt tot ongeveer 1 m - N.A.P. Sinds de droog-legging van de polder is op deze plaats reeds een inklinking van omstreeks 0.5 m opgetreden, zodat de bovenkant van de kleilaag op ongeveer 0.5 m - N.A.P. kan hebben gelegen.

De veendikte heeft oorspronkelijk ongeveer 6.5 m bedragen. Thans ver-toont de veenlaag op één plek een dikte van slechts ruim 1 m. Deze af-neming van de dikte is te groot om deze geheel op rekening van de inklinking te kunnen stellen. Het veen moet plaatselijk grotendeels zijn weggeperst, waardoor ook de gelaagdheid van het veen onder het grootste gedeelte van het ingezakte dijklichaam niet viel aan te geven.

Aan de Noordzijde van het profiel valt een sterke afbraak van het veen waar te nemen. De gevormde kuil in het veen is opgevuld met een lutum-rijke Zuiderzee-afzetting.

Op het huidige eiland treft men niet slechts het oorspronkelijke kleidek uit de Almere-fase aan, doch tevens een jonger dek, afgezet in de Zuiderzee-fase. Deze zware kleilaag bereikt veelal een dikte van ongeveer 1.5 m en moet in hoofdzaak worden beschouwd als een afzetting door overslaand water. De zandige wallen, zoals die op Urk voorkomen, ontbreken, daar het door de zee aangevoerde sediment vrijwel geen grof zand bevatte.

§ 4. DE ONTWIKKELINGSGESCHIEDENIS VAN HET KUSTGEBIED TUSSEN LEMMER EN DE VOORST.

Daar de Noordoostpolder tussen Lemmer en Blokzijl direct aansluit aan het „oude land” is het mogelijk de opvattingen over de wordings-geschiedenis van de oostelijke rand van de polder te toetsen aan die van het randgebied van het „oude land”, dat grotendeels door VEENENBOS (1950) werd gekarteerd en beschreven.

VEENENBOS behandelde uitvoerig de veenvorming op het zwak golvende dekzandlandschap, waaraan enkele smalle ruggen en ruggencomplexen enig relief verlenen. De veenvorming, die blijkens palynologisch onderzoek plaatselijk reeds in het Boreaal aanving, stond gedurende het Atlanticum, de tijd waarin het grootste gedeelte van het gemiddeld 3 m dikke veen-pakket werd gevormd, sterk onder invloed van de aanwezigheid van de riviertjes en stroompjes. Langs deze riviertjes, waarvan de bedding soms

in het pleistocene zand is uitgeslepen, vormde zich eutrooph tot mesotrooph veen, terwijl op grotere afstand oligotrooph veen groeide.

Behalve de stroompjes met hun meer voedselhoudend water heeft ook de topografie van het pleistocene oppervlak invloed op de veenvorming uitgeoefend.

De veenvorming heeft zich over de gehele atlantische en subboreale tijd uitgestrekt. Subatlantisch jong mosveen werd niet aangetroffen, hetgeen volgens VEENENBOS samenhangt met de reeds kort na het begin van onze jaartelling ingezette transgressie van de zee over het veengebied. Deze transgressie uitte zich in de eerste plaats in een verandering van de veengroei. Op het oligotrophe en mesotrophe veen ligt namelijk een laag rietzeggeveen, zij het dat dit eutrophe veen in hoofdzaak voorkomt langs de veenstroompjes. Op de overgang van het rietzeggeveen naar het bovenliggende kleidek werd de vorming van katteklei geconstateerd.

Het begin van de vorming van het kleidek werd door VEENENBOS, in hoofdzaak naar analogie van de datering van het kleidek in het Westland en in Friesland, geplaatst tussen 250 en 350 n. Chr.

Langs de veenstroompjes werd oeverwalvorming en langs de vroegere kust een soort kwelderwalvorming geconstateerd. VEENENBOS wees in het bijzonder op de verschillen in samenstelling tussen de kwelderwallen ten Noorden en ten Zuiden van Blankenham. De kwelderwallen ten Zuiden van deze plaats zijn weinig gelaagd en zandig, terwijl ook de onderste lagen van het kleidek reeds zandig zijn. Ten Noorden van Blankenham zijn de kwelderwallen duidelijk gelaagd, waarbij kleilagen en kleibandjes afwisselen met zeer zandige lagen en bandjes. De onderste lagen bestaan hier uit zware, min of meer humeuze klei.

Op dit verschijnsel, dat VEENENBOS trachtte te verklaren uit verschillen in de vorming van de aangrenzende delen van de Noordoostpolder, wordt in het onderstaande teruggekomen.

Naast het vaak knippige kleidek en de oever- en kwelderwallen onderscheidde VEENENBOS nog zee-overslaggronden en grofzandige dijkdoorbraakoverslaggronden.

Langs de rand van de polder tussen Lemmer en Blokzijl liggen van Noord naar Zuid de volgende door VEENENBOS gekarteerde gebieden: het Lemsterhop, het Fries Buitendijksveld, de Buitenpolder achter Kuinre, het Bedijkte Rondebreek, de Binnenpolder aan het Noordeinde van Blankenham, de Noorder- en Zuiderpolder van Blankenham, de Polder van Baarloos en de Noorderpolder van Blokzijl. Het gebied ten Zuiden van Blokzijl werd door HAANS (1953) gekarteerd.

De wordingsgeschiedenis van deze gebieden zal in het onderstaande nader worden vergeleken met die van het aangrenzende deel van de Noordoostpolder.

In het Lemsterhop, een buitenpolder verkregen door landaanwas, is het oorspronkelijke kleidek op het veen en een gedeelte van het veenpakket door de zee weggeslagen. Op het sterk aangetaste veenpakket werd een laag

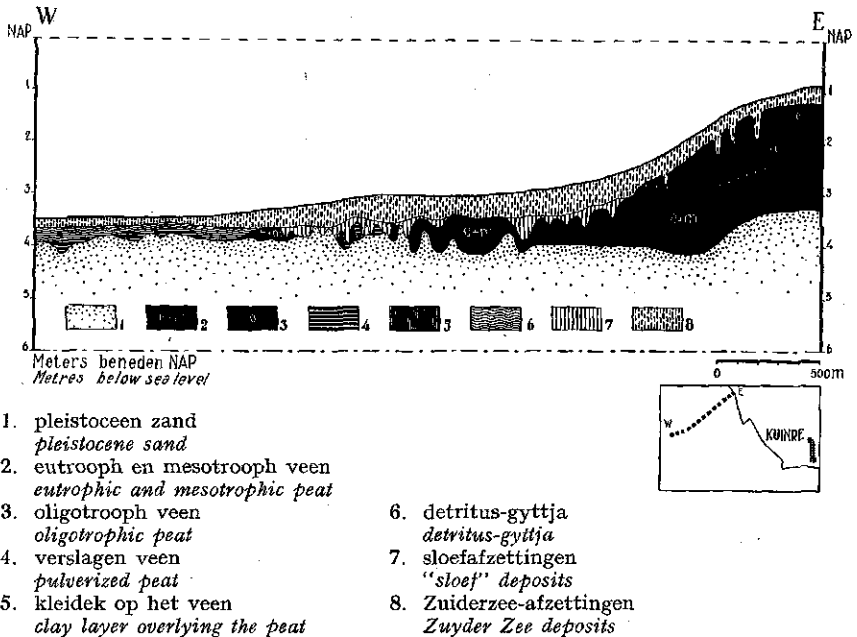


FIG. 103. Profiel door sectie K, aangevende de sterke afbraak van het veen.
Cross-section with evidences of strong erosion of the peat (section K).

zand ter dikte van 1 m afgezet, terwijl na de bedijking nog een dek van zee-overslaggrond tot afzetting is gekomen. Het resterende veen bestaat uit veenmosveen met plaatselijk spalterveenlagen.

In het grootste gedeelte van het aangrenzende gebied van de Noordoostpolder komt eveneens op het geërodeerde en geabraderde veen, bestaande uit veenmosveen met spalterveenlagen, een dikke laag Zuiderzee-afzetting voor. In het zuidelijke deel van de strook voor het Lemsterhop is de laag Zuiderzee-afzetting slechts dun, terwijl de in het veen geslagen gaten zijn opgevuld met lichte Zuiderzee-afzettingen. Plaatselijk treft men hier en daar nog enige resten van het oorspronkelijke kleidek aan, zoals is aangegeven in figuur 41. Een profiel dwars op de kadijk van het Lemsterhop is weergegeven in figuur 103. Uit dit profiel blijkt zeer duidelijk hoe intensief de afbraak van het landschap is geweest. Op het pleistocene zand rust in het Oosten een veenlaag ter dikte van ruim 2 m. Dit veen, bestaande uit zeggeveen en veenmosveen, is overdekt door de kleilaag. Waar deze kleilaag door erosie geheel is verdwenen, zijn in het veen vele gaten geslagen. Meer naar het Westen is het veen geheel of vrijwel geheel opgeruimd, zodat nog slechts plaatselijk een dunne laag zeggeveen op het pleistocene zand aanwezig is.

Het kleidek is veelal nog slechts gespaard gebleven op die plaatsen, waar een dijk heeft gelegen. In figuur 104 is het verloop van enige oude dijken

weergegeven. Achter deze dijken zijn bewoningsresten uit de XIIde tot XVIIde eeuw aangetroffen (VAN DER HEIDE, 1955 a).

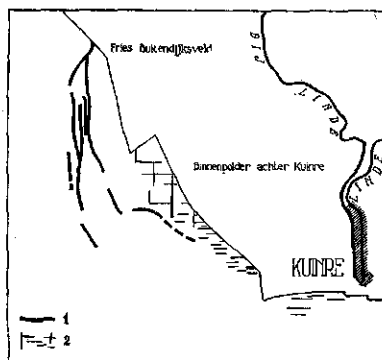
De gegevens uit de polder sluiten derhalve goed aan bij die van het Lemsterhop. Voorts kon worden aangetoond dat de afbraak van het veen en van het kleidek in het Lemsterhop dateert van na het begin van de XVIIde eeuw.

Het Fries Buitendijksveld vertoont volgens VEENENBOS een opbouw van het minerale dek in drie fasen. Het oorspronkelijke kleidek, naar de randen overgaande in kwelderwallen, is overdekt door een jongere kleilaag, wederom aan de kust zandiger dan meer landinwaarts, die dateert uit de periode na het prijsgeven van de oude zeedijk. Deze polder behoorde namelijk tot 1702 tot het bedijkte binnenland. Na de aanleg van de kadijken werd fijnzandige zee-overslaggrond afgezet.

Van deze opbouw van het minerale dek in verschillende fasen blijkt uit het aangrenzende deel van de polder vanzelfsprekend niets. Slechts valt te constateren dat ook buiten het Fries Buitendijksveld het oorspronkelijke kleidek zich in westelijke richting heeft uitgestrekt. Dit kleidek is echter vrijwel geheel weggeslagen, terwijl in het onderliggende veen zeer vele erosiegaten zijn gevormd. De aangetroffen dijkresten (fig. 104) liggen geheel in de richting van de kadijk langs de westzijde van het Fries Buitendijksveld. Het veenpakket bestaat zowel binnen als buiten de kadijk vrijwel geheel uit veenmosveen.

In de Buitenpolder achter Kuinre werd door VEENENBOS dezelfde opbouw van het minerale dek geconstateerd als in het Fries Buitendijksveld. Ook hier vindt men in de polder een deel van het oorspronkelijke kleidek terug. Een smalle strook vertoont nog een duidelijk verkavelings- of begreppelingspatroon (fig. 104), dat aansluit bij de verkaveling op het binnen de kadijk gelegen gebied. Blijkens de vondsten heeft hier vooral in de XVIIde en XVIIIde eeuw landverlies plaats gevonden.

In de Buitenpolder vindt men van West naar Oost de overgang van veenmosveen naar zeggeveenprofielen. Ook in de Noordoostpolder ligt tussen de vroegere havenuitgang van Kuinre en het dorp geen veenmosveen, doch slechts zeggeveen en broekveen onder het kleidek. De veenvorming heeft hier namelijk geheel onder invloed gestaan van de aanvoer van voedselrijk water door de Kuinder en de Linde.



1. dijkresten
old embankments
2. oude sloten of greppels
old ditches or trenches

FIG. 104. Oude dijken en sloten of greppels nabij Kuinre.

Old embankments and ditches or trenches near Kuinre.

Het relief van de pleistocene ondergrond in het tot dusver beschreven kustgebied, omvattende het Lemsterhop, het Fries Buitendijksveld en de Buitenpolder achter Kuinre, sluit eveneens goed aan bij dat in de Noord-oostpolder. In het Fries Buitendijksveld trof VEENENBOS een NO—ZW verlopende geul aan, die in het aangrenzende poldergebied niet kon worden vervolgd.

In het Bedijkte Rondebroek is een kleidek aanwezig ter dikte van enige decimeters, dat naar de kust dikker en zandiger wordt. Langs de dijk liggen vele dijkdoorbraak-overslaggronden. Het veenpakket is in hoofdzaak opgebouwd uit zeggeveen, terwijl een oude tak van de Linde met bagger is opgevuld.

De onder Kuinre aanwezige geul, waarvan het verdere verloop zich in de polder duidelijk liet vaststellen, is in het randgebied niet precies gelocaliseerd. De op de kaarten van VEENENBOS aangegeven oude loop van de Linde zet zich in de polder voort en verenigt zich reeds spoedig met de geul die onder Kuinre doorloopt.

VEENENBOS leidde uit de opbouw van het minerale dek af dat de sedimentatie ononderbroken heeft plaats gevonden. Dit kan echter niet het geval zijn geweest, daar het oorspronkelijke kleidek zeker sinds het begin van de XIIde eeuw bewoond is geweest. De eerste burcht van Kuinre, die bestaan heeft van ± 1165 tot ± 1400 , is gebouwd op het zware, vrijwel ongelaagde en sterk doorgroeide kleidek. De tweede burcht, die bestaan heeft van ± 1420 tot 1550 is aangelegd op het kleidek, dat tekenen vertoont van een hernieuwde sedimentatie. Deze kleilaag is namelijk bovenin duidelijk gelaagd, waarbij zandige laagjes afwisselen met kleilaagjes.

Gezien de opbouw van het kleidek elders in de polder en de sporen van de bewoning moet men aannemen dat tussen het einde van de VIIIste tot ver in de XIIde of zelfs in de XIIIde eeuw van sedimentatie van enige betekenis hier geen sprake is geweest. Eerst nadat de zee in de loop van de XIVde eeuw de huidige kustlijn naderde door de afbraak van de voorliggende gronden, vond de vorming van de kwelderwallen in het Bedijkte Rondebroek plaats.

De Binnenpolder aan het Noordeinde van Blankenham en de Noorderpolder van Blankenham vertonen een kleidek dat aan de kust uit een gelaagde, vooral in de onderste lagen vrij zware kwelderwal bestaat. In het veenpakket treedt aan de Oostzijde van het gebied weer veenmosveen op, gelegen op enige afstand van de oude, met bagger opgevulde geulen van de Kuinder.

In het aansluitende deel van de polder komt het oude kleidek voor, overdekt door een dunne laag Kuinrezand en zuivere Zuiderzee-afzetting. In de beschrijving van blad 5 van de Bodemkundige Code- en Profielenkaart is verband gezocht tussen de afzetting van een laag detritus en van het bovengenoemde kleidek. Het is echter juister in dit gedeelte van de polder niet van zuivere detritus-gyttja, doch van een sterk humeuze opvulling van de oude Kuinderlopen te spreken. Ondanks een speciaal ingesteld onder-

zoek is het niet mogelijk gebleken nauwkeurig aan te geven in welke tijd de oude loop van de Kuinder in de polder is opgevuld.

De ten Zuiden van Blankenham aanwezige kwelderwallen zijn volgens VEENENBOS weinig gelaagd en ook in de onderste lagen sterk zandig. Dit wordt begrijpelijk wanneer men in figuur 26 ziet, hoe reeds in de fase van de vorming van de detritus-gyttja de kustlijn ten Zuiden van Blankenham ver naar het Oosten uitboog. De afstand tot het open water was ten Zuiden van Blankenham tijdens de vorming van het minerale dek veel kleiner dan ten Noorden van deze plaats. Ten Zuiden van Blankenham zijn binnen de polder geen resten van het kleidek op het veen aangetroffen; gezien de opbouw van dit gebied menen wij dat dit kleidek hier ook nimmer aanwezig is geweest.

In de Zuiderpolder van Blankenham, in de Polder van Baarlo en in de Noorderpolder van Blokzijl zijn stukken van de oude Kuinderloop aangetroffen die volkomen aansluiten bij die welke in de polder werden geconstateerd.

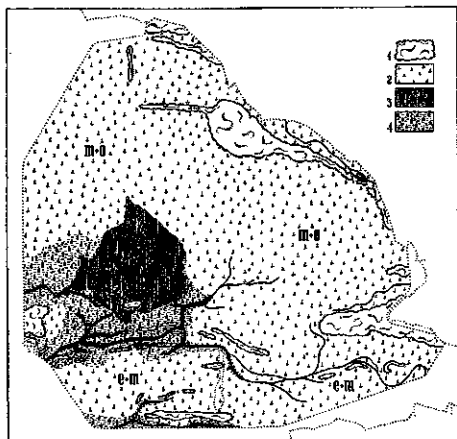
Het gebied ten Zuiden van Blokzijl is door HAANS (1953) beschreven. Uit de door hem gepubliceerde kaarten blijkt dat de bovengenoemde oude Kuinderloop zich ten Zuiden van Blokzijl in het randgebied voortzet en tenslotte juist ten Noorden van het keileengebied van de Voorst in westelijke richting ombuigt, waarna de geul zich in de polder voortzet.

§ 5. ENKELE ONTWIKKELINGSSTADIA VAN HET NOORDOOSTPOLDERGEBIED.

Na de behandeling van de wordingsgeschiedenis van de eilanden Urk en Schokland en van het aan de polder grenzende kustgebied kan worden getracht de holocene ontwikkelingsgeschiedenis van de gehele polder in grote lijnen te schetsen, waarbij enkele kaarten de fysisch-geografische gesteldheid in de verschillende stadia kunnen verduidelijken.

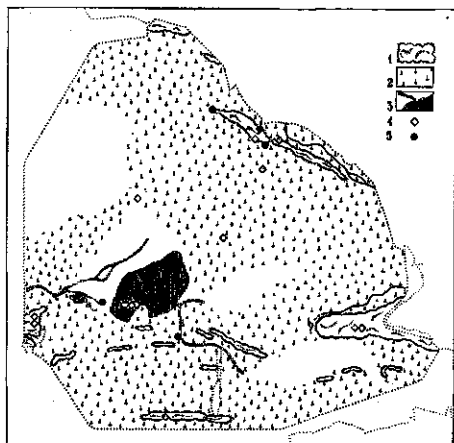
Als uitgangspunt is gekozen de situatie tussen 3500 en 2500 v. Chr., toen de afzetting van de Unioklei nog niet was voltooid (fig. 105). In het gebied ten Westen van Emmeloord kwam de Unioklei tot afzetting in een aaneengesloten laag, waarbij een rietgorzenlandschap ontstond. De klei slibde in het laatste stadium op vanuit de kreken en werd in hoofdzaak aangevoerd via de geul ten Noorden van Urk. In het aangrenzende gebied werd de Unioklei slechts in en langs de geulen afgezet, waarbij deze kleilagen op het veen naast de geulen reeds spoedig weer door veen werden overdekt.

In het Zuiden van de polder staken de hoge rivierduinen, gedeeltelijk nog onbegroeid, gedeeltelijk vermoedelijk een begroeiing van elzen dragend, boven het veengebied uit. Ook in het Noorden van de polder waren de hooggelegen zandruggen blijkens palynologisch onderzoek nog niet door veen overdekt. De veengroei in het Noorden en Oosten van de polder vond plaats in een mesotrooph tot oligotrooph milieu; slechts langs de Kuinder en in het Zuiden van de polder stond de veengroei geheel onder invloed van de afvoer van meer voedselhoudend water, zodat daar mesotrooph en eutrooph veen werd gevormd. Van het afwateringsstelsel in het veengebied in het



1. hooggelegen, niet door veen overdekte zand- en keileengebieden
pleistocene outcrops, not covered by peat
2. veengebied met eutrooph en mesotrooph (e + m) of mesotrooph en oligotrooph veen (m + o)
peat areas with eutrophic and mesotrophic (e + m) or with mesotrophic and oligotrophic (m + o) peat
3. gorzengebied met sedimentatie van Unio-
klei
sedimentation of Unio-clay, forming tidal marshes in a brackish environment
4. veengebied met afzetting van Unio-
klei in en langs de geulen
peat area with deposition of Unio-clay in and along the channels

FIG. 105. Het Noordoostpoldergebied tijdens de Unio-
klei-fase.
The North-Eastern Polder area during the Unio-clay phase.



1. hooggelegen, niet door veen overdekte zand- en keileengebieden
pleistocene outcrops, not covered by peat
2. veengebied
peat area
3. open water met plaatselijk afzetting van
Cardiumklei
shallow lakes, bays and estuaries with local deposition of Cardium-clay
4. vindplaatsen van voorwerpen uit het
Neolithicum
finds from the Neolithic
5. vindplaatsen van voorwerpen uit het
Aeneolithicum en de Bronstijd
finds from the Aeneolithic and the Bronze Age

FIG. 106. Het Noordoostpoldergebied tijdens de Cardium-
klei-fase.
The North-Eastern Polder area during the Cardium-clay phase.

Noorden, Midden en Oosten van de polder is niets teruggevonden, daar het veen vrijwel geheel is weggeslagen en de afvoergeulen, behoudens een enkele uitzondering in sectie O, blijkbaar niet in het pleistocene zand waren ingesneden.

Volgens BENNEMA (1954 a) steeg de zeespiegel tussen 3500 en 2500 v. Chr. van omstreeks 7 tot omstreeks 5 m - N.A.P. Een nauwkeurige berekening van de hoogte van de waterstand in het Noordoostpoldergebied is niet mogelijk. Uit figuur 22 blijkt echter dat de Unio-
klei plaatselijk een niveau van 4 à 4.5 m - N.A.P. heeft bereikt, hetgeen met de bovengenoemde opgave van BENNEMA van de gemiddelde zeespiegelstand zeker niet in tegen-
spraak is.

Van een bewoning van het Noordoostpoldergebied omstreeks deze tijd is tot dusver niets gebleken; de vondst van één mesolithisch voorwerp op kavel M 138 (DRIEMAANDEL. BER. Z. Z. W., 1948) heeft in dit opzicht te weinig bewijskracht.

De gesteldheid van het Noordoostpoldergebied tijdens de afzetting van de Cardiumklei, dus omstreeks 1500 v. Chr. verschilt reeds sterk van die tijdens de voorgaande fase. Uit figuur 106 blijkt dat in het Noordwesten van de polder door afslag van het veengebied reeds een grote watervlakte was gevormd. Het gorzengebied van de Unioklei was wellicht wel door veen overdekt geweest, doch bij de afzetting van de Cardiumklei werd dit eventueel gevormde veen weggeslagen, zodat ook dit gedeelte van de polder deel uitmaakte van de zich vergrotende meren. Ook in de secties O, Q en T is een sterke afbraak van het veen langs de geulen vóór of in het begin van de Cardiumklei-transgressie opgetreden. Zoals in hoofdstuk II, § 9 werd aangetoond, is zelfs het keileemgebied nabij de Voorst reeds in deze fase enigermate aangetast.

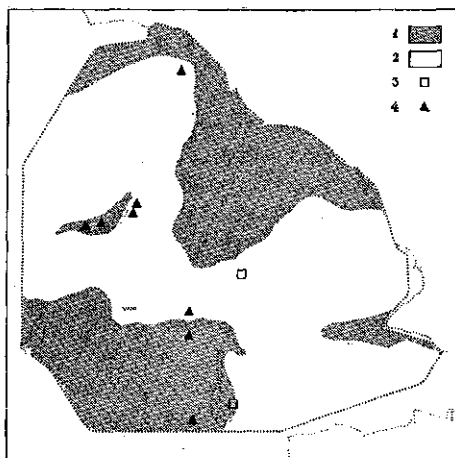
In het overige deel van de polder vond nog veengroei plaats, waarbij het gevormde veen een overwegend mesotrooph tot oligotrooph karakter droeg. De sterke, tijdelijke verandering in de veengroei nabij Urk en Schokland tengevolge van de overstroming met brak water, werd reeds uitvoerig beschreven (hoofdstuk II, § 4). De rietyeenlaag ligt plaatselijk op een niveau van 2.5 à 3 m - N.A.P., hetgeen met een gemiddelde zeespiegelstand van 3 à 3.5 m - N.A.P. (BENNEMA, 1954 a) wel in overeenstemming is.

Hoewel ook vóór de Cardiumklei-transgressie een enkele geul dichtgroeide met veen, vond de verlanding van de meeste geulen in het Zuidwesten van de polder plaats ná deze transgressie, hetgeen verband houdt met de belangrijke wijzigingen in de hydrografische gesteldheid, waardoor de geulen hun functie voor de afwatering verloren.

De hoge zandruggen in het Noorden en het Zuiden van de polder en de keileemgebieden waren gedeeltelijk nog niet door veen overdekt. Dit blijkt ook uit de vele neolithische vondsten op de keileemgebieden bij Urk, Urkervaart en de Voorst en op enkele zandruggen (fig. 106). Voorwerpen uit het Aeneolithicum en de Bronstijd zijn afkomstig van het zandgebied in het Noordoosten en uit de secties H en J. Deze laatste vondsten die op of in de Cardiumklei werden gedaan, maken het waarschijnlijk dat de hoge ruggen van Unioklei langs de geulen reeds vóór de Cardiumklei-transgressie bewoond waren.

Omstreeks het begin van onze jaartelling vertoonde het Noordoostpoldergebied wederom een geheel ander beeld. Uitgaande van de veronderstelling dat de detritus-gyttja werd afgezet tot omstreeks het begin van onze jaartelling, geeft de verbreiding van dit sediment een indruk omtrent de toenmalige verdeling van land en water (fig. 107).

Vergeleken met figuur 106 hebben de meren zich sterk uitgebreid, zoals ook in figuur 25 werd aangegeven. Geen enkele waarneming biedt steun aan de veronderstelling dat het aan de veengroei in het algemeen gelukt is,



1. land
land
2. open water
shallow lakes
3. vindplaatsen van Romeinse voorwerpen
find-spots of Roman objects
4. vindplaatsen van inheemse voorwerpen
find-spots of Frisio-Batavian objects

FIG. 107. De verdeling van land en water omstreeks het begin van onze jaartelling in het Noordoostpoldergebied.

The configuration of land and water at the beginning of the era in the North-Eastern Polder area.

nig steun bij de reconstructie van de verdeling van land en water. De vondsten zijn slechts schaars en liggen alle op een secundaire ligplaats.

Uit figuur 107 blijkt, zoals reeds in de voorgaande paragraaf werd opgemerkt, dat de meren zich in een vroeg stadium al tot Blokzijl hadden uitgebreid. Ook in het Zuidoosten van de polder was reeds een uitgestrekte watervlakte aanwezig, die reikte tot ver binnen het huidige Kampereiland.

In figuur 108 is de verdeling van land en water aangegeven vóór het begin van de laat-middeleeuwse afbraak van het klei-op-veengebied in de Noordoostpolder. De kaart heeft derhalve betrekking op de toestand omstreeks het jaar 1000.

De afbraak van het landschap sedert het begin van onze jaartelling is behalve in het gebied tussen Urk en Schokland niet groot geweest, zoals blijkt uit een vergelijking van de figuren 107 en 108. Tussen 300 en 800 n. Chr. is er op het veen een kleidek afgezet. Dit kleidek, dat in aard en

eenmaal verloren gegane gebieden weer te heroveren. Alleen blijken enkele geulen in het gebied tussen Urk en Schokland geheel of grotendeels te zijn verland, nadat deze door de wijzigingen in de hydrografische gesteldheid hun functie als afvoerweg voor het water hadden verloren. Het is derhalve zeer waarschijnlijk dat Urk en Schokland omstreeks het begin van onze jaartelling in feite één eiland vormden. Zoals wij nog in een afzonderlijke publicatie over de ontwikkelingsgeschiedenis van de gehele Zuiderzee hopen uiteen te zetten is het zeer goed mogelijk en ook waarschijnlijk dat dit eiland het door de Romeinen waargenomen eiland Flevo heeft gevormd (HETTEMA, 1951).

Voor het bestaan van een eiland in sectie C pleiten de afwezigheid van de jonge detritusgyttja en van de laag Sl III, de aanwezigheid van een nog vrij dikke veenlaag en de vondsten van Fries-Bataafs en middel-euws aardewerk.

Overigens bieden de Romeinse en Fries-Bataafse vondsten wei-

ouderdom overeenkomt met het pikkleidek in Noord-Holland (DE ROO 1953), de knipklei in Friesland (VEENENBOS, 1949) en het onderste gedeelte van de kwelder in Barradeel (BAKKER en WENSINK, 1955), en gevormd werd tijdens de tweede fase van de subatlantische transgressie (EDELMAAN, 1953), is blijkens de vele middeleeuwse vondsten bewoond geweest. VAN DER HEIDE (1955 a) wees op het geheel ontbreken van aardewerk uit de Merovingische en Frankische tijd, hetgeen zeer waarschijnlijk in verband staat met de afzetting van het kleidek op het veen.

In figuur 108 zijn de belangrijkste concentraties van middeleeuwse scherven (alle op secundaire ligplaatsen gelegen) aangegeven. VAN DER HEIDE (1955 a) beschreef deze gebieden in het kort. Hier moge daarom worden volstaan met te wijzen op de middeleeuwse bewoningsresten rondom Schokland, ten Noordoosten van Urk (Espel?), ten Noorden van deze plaats (Nagele?), in het centrum van sectie M (Vene of Veenhuizen?), nabij Kuinre, en voorts op de grens tussen de secties L en M (Bant of Bantega?) en ten Zuidwesten van Lemmer.

Gezien de intensieve doorsnijding van de bovenste anderhalve meter door de sloten met een totale lengte van ruim 1500 km en van de bovenste meter door de drainsleuven met een totale lengte van ongeveer 40.000 km is het uitgesloten te achten, dat aan het archaeologische onderzoek belangrijke concentraties van middeleeuwse vondsten zouden zijn ontgaan.

De afbraak van het bewoonde landschap in de Noordoostpolder begon plaatselijk reeds vóór het begin van de XIIIde eeuw.

De aard van de reeds genoemde Valvata-laag — het bovenste gedeelte van de laag Sl III^a — die dateert uit het begin van de XIIIde eeuw, wijst op een destijds sterke afbraak in het Noordoostpoldergebied. De aanwijzingen voor de ongeveer gelijktijdige aantasting van de veen-, klei- en klei-op-veen-



1. land
land
2. open water
shallow lakes
3. concentraties van middeleeuwse vondsten
concentrations of medieval finds

FIG. 108. De verdeling van land en water omstreeks het begin van de IXde eeuw en de middeleeuwse nederzettingen in het Noord-oostpoldergebied.

The configuration of land and water about the beginning of the IXth century and the medieval settlements in the North-Eastern Polder area.



1. land
land

2. water
water

FIG. 109. De verdeling van land en water omstreeks het begin van de XVIIde eeuw in het Noordoostpoldergebied.

The configuration of land and water about the beginning of the XVIIth century in the North-Eastern Polder area.

gebouwd om zich te beveiligen; uit de overige gebieden met middeleeuwse bewoning is dit niet bekend.

Bij Schokland valt de afnemering van het eiland stap voor stap te volgen (fig. 98). Bij het begin van de XVIIde eeuw was het eiland nog belangrijk groter dan op het tijdstip van de indijking van de Noordoostpolder (fig. 109).

Het gebied ten Noordoosten van Urk, en de gebieden in de secties C, M en A leverden geen jongere scherven dan van 1350 à 1400 n. Chr., zodat wij mogen aannemen dat vooral in de tweede helft van de XIVde eeuw nog catastrophale verwoestingen in het Noordoostpoldergebied hebben plaats gevonden.

Blijkens figuur 109 vertoonde de Zuiderzee ter plaatse van de Noordoostpolder omstreeks 1600 reeds vrijwel dezelfde begrenzing als in 1940. Slechts bij Schokland en Kuinre vond sedert het begin van de XVIIde eeuw nog landverlies plaats.

§ 6. BESLUIT.

MODDERMAN (1945) merkte in de inleiding van zijn dissertatie, getiteld „Over de wording en de betekenis van het Zuiderzeegebied”, op: „dat het in toenemende mate blijkt, dat van de resultaten van geheel verschillende

gebieden in Noord-Holland en Friesland zijn te talrijk en te algemeen bekend om deze alle op te sommen. Volstaan moge worden met te vermelden dat BAKKER en WENSINK (1955) de vorming van een laat-middel-euws dek in Barradeel beschreven, VEENENBOS (1949) de sterke erosie van de knipklei in Friesland, BRAAT (1932, 1947) de ondergang van vele dorpen in de Wieringermeer, DE ROO (1953) de erosie van het pikkleiland-schap in Noord-Kennemerland en DU BURCK en ENTE (1954) de aantasting van het West-friese kleigebied.

Bij Urk en Schokland hebben de bewoners zich reeds vroeg tegen het opdringende water verdedigd door het opwerpen van dijken, doch de afslag van deze, aan open water grenzende klei-op-veengebieden zette door. De bevolking van Schokland heeft behalve dijken ook terpen

onderzoekingen gebruik moet worden gemaakt om tot een geheel verantwoorde hypothese over het ontstaan van de Zuiderzee te komen". De resultaten van zijn archaeologisch onderzoek gaven MODDERMAN aanleiding het vraagstuk van het ontstaan van de Zuiderzee opnieuw aan de orde te stellen.

Evenzo menen wij dat de inzichten verkregen in het ontstaan van het Noordoostpoldergebied en de resultaten van het onderzoek van de holocene afzettingen in de Zuiderzee de poging rechtvaardigen het ontstaan van de Zuiderzee opnieuw, doch nu in hoofdzaak vanuit een physisch-geografisch standpunt te bezien.

Binnenkort mag de publicatie over de holocene wordingsgeschiedenis van „het hart van Nederland" worden tegemoet gezien.

SUMMARY

THE GENESIS OF THE NORTH-EASTERN POLDER AREA

A STUDY ON THE PHYSIOGRAPHICAL DEVELOPMENT
OF A SEDIMENTARY REGION

INTRODUCTORY

The North-Eastern Polder is situated in the north-eastern part of the former Zuyder Zee and covers an area of 48,000 hectares or 118,000 acres. Between 1936 and 1940 the embankment with a total length of 65 km. was built. The drainage of the polder by three pumping stations was finished in September 1942, when also the deepest parts of the polder were dry (fig. 49).

Appendix 1 shows the parcelling-out of the North-Eastern Polder. The polder has been divided into 19 sections (indicated by the letters A—T), each section comprising several parcels. These parcels with a length of 800 m. and a width of 300 m. are indicated by a section-letter and a parcel-number (e.g. parcel B 46).

The drainage of the polder provided an excellent opportunity to investigate the sediments in this part of the Zuyder Zee. The ditches between the parcels with a length of over 1500 km. and a depth of 1.4 m. exposed the younger sediments nearly completely. The soil survey and the sedimentological investigations profited by this opportunity.

However, in this treatise no stress is laid on the results of our sedimentological studies. For a thorough discussion of the sediments in the North-Eastern Polder a description of the sediments in the whole Zuyder Zee is indispensable. Some articles will be written on this subject in due time.

This study chiefly deals with the physiographical development of the North-Eastern Polder, this polder having a favourable position for these investigations, due to the presence of the former islands of Urk and Schokland.

Most data have been derived from the detailed soil survey of the polder, others have been collected especially for this study, often in close cooperation with the archaeological survey. For the compilation of the soil map of the polder the profiles in the ditches and trenches have been described in about 30,000 places to a depth of 1.4 m. and in about 500,000 places to a depth of 60 cm. The results of this survey made it possible to compile and publish a very detailed soil map 1 : 10,000 of the uppermost 0.5 m. of the sea bottom and to draw and publish longitudinal sections of all ditches with a total length of over 1500 km. on a scale 1 : 10,000 (fig. 36). In order to obtain data of the sediments below 1.5 m. borings had to be made. It may be clear that so many data enabled us to give a detailed description of the development of this sedimentary region.

Some publications as to the physiographical development or the geology of the polder, written in English or with an English summary, are: ZUUR (1951); DE WAARD (1949); MIDDELHOEK and WIGGERS (1953).

Chapter I of this treatise deals with the Pleistocene, chapter II with the Holocene. Some sedimentological properties or phenomena are discussed in chapter III. Chapter IV comprises a description of the Holocene development of the former islands of Urk and Schokland, of the adjoining "old land" and of the entire North-Eastern Polder area.

CHAPTER I. PLEISTOCENE SEDIMENTATION, EROSION AND DEVELOPMENT OF THE RELIEF.

§ 1. In accordance with VAN DER VLERK and FLORSCHÜTZ (1953) the Pleistocene has been divided into the Tiglian, Taxandrian, Needian, Drenthian, Eemian and Tubantian. In accordance with VAN DER HAMMEN (1952) the Tubantian has been subdivided into the Pleni-glacial A, the Pleni-glacial B and the Late Glacial.

The correlation between the division mentioned above and the symbols of the Geological Map 1 : 50,000 of the Netherlands in figure 1 only applies to this cross-section.

§ 2. The oldest Pleistocene sediment known from the North-Eastern Polder is the marine Icenian, found at a depth of 210 m. below mean sea level and belonging to the Tiglian or to the oldest Taxandrian.

§ 3. During the Taxandrian fluvial sediments with an M-association (CROMMELIN, 1953) were deposited (table 1). CROMMELIN supposed that these sediments (symbol II 0) came from the east and were deposited in the Mindel-Glaciation. At a depth of 50—60 m. below mean sea level the sediments with an M-association are covered by fluvial deposits (symbol II 1) with an AS- or S-association (table 3).

§ 4. We could prove that several authors wrongly regarded these sediments as of Riss-glacial age, as they are covered by peat and fresh-water clay, dating from the Needian (figs. 2 and 3)¹ or from the Mindel-Riss Interglacial (BROUWER, 1948). These peaty and clayey layers (symbol II 3') were formerly described as Riss-interstadial. The Needian was locally eroded by fluvial action in front of the Drenthian ice sheet (figs. 4 a and b).

§ 5. The Drenthian deposits are: the proglacial sand (II 3'), the boulder clay (II 3) and the glaciofluvial sediments (II 4). The proglacial sand and the boulder clay have been described by DE WAARD (1949). This author considered the proglacial sand as a glaciofluvial deposit, but recently some authors supposed an aeolian facies of part of this sand. DE WAARD discovered two kinds of boulder clay. He supposed that the boulder clay of the Riss-Glaciation contains lenses of a boulder clay of Mindel age. Some authors raised objection to this dating and considered this boulder clay to be an East-Baltic type of the Riss-moraine. BROUWER (1950 b) drew a map with the location of the end moraine in the Netherlands (fig. 4 a).

¹ All pollen-diagrams in this treatise have been compiled by Prof. Dr. F. FLORSCHÜTZ, who has kindly permitted me to publish them.

Glaciofluvial deposits near the outcrops of the boulder clay in the polder (fig. 6) are scarce, but the proglacial valley of the river Vecht was partly filled up with glaciofluvial sediments (fig. 5 and table 6).

§ 6. Eemian-deposits (II 8'), partly terrestrial, partly marine, occur in this valley of the river Vecht (figs. 5, 6 and 7). VAN DER VLERK and FLORSCHÜTZ (1950, 1953) published some pollen-diagrams of a peat layer of Eemian age, occurring in a depression in the boulder clay near de Voorst, at a level of 3—6 m. below mean sea level of today.

§ 7. VAN DER HAMMEN (1952) proposed a subdivision of the Tubantian into the Pleni-glacial A (climate: very cold, moderately oceanic to moderately continental; strong action of solifluction and deposition of niveo-fluviatile sediments), the Pleni-glacial B (climate: very cold, continental; deposition of niveo-aeolian sediments) and the Late Glacial.

During the Pleni-glacial A fluvial sediments were deposited (fig. 8). Table 7 shows the mineralogical composition of the sand which points to southern provenance. Nearly all large mammals of the Tubantian have been found in these fluvial sediments. The palynological data of a peat layer pointed to a cold climate (fig. 9). This layer was formed about 29,000 (+ 5000, — 3000) years ago (^{14}C -dating; sample GRO 390)¹.

During the Pleni-glacial B the deposition of the older cover sand took place. This aeolian, fine, loamy sand (fig. 10) has a mineralogical composition which differs greatly from that of the underlying fluvial sand (table 8); it came from the north (VINK, 1949). The older cover sand has a thickness of several metres (fig. 1 and 5).

Table 9 gives some subdivisions of the Late Glacial. Deposits from the phases I, II and III could not be identified. The younger cover sand, which is somewhat coarser than the older cover sand (fig. 11) dates from phase V and from the Preboreal and forms some sand ridges. This sand locally overlies a peat layer, dating from phase IV (figs. 12 and 13) and showing kryo-turbation (fig. 14). The lower sample of fig. 13 is $11,560 \pm 260$ years old (^{14}C -dating; GRO 413), the upper $11,200 \pm 320$ years (GRO 410). So both samples date from phase IV (Grosz, 1954).

In the southern part of the polder we found a braided-river system of the rivers Vecht and Yssel (Appendix 2). During the Pleni-glacial B and Late Glacial some fluvial sediments were still deposited. The coarseness of the sand decreased towards the end of the fluvial sedimentation, and finally a layer of fluvial loam was deposited. Afterwards river dunes were formed by aeolian deposition of sand, derived from the floor of the valleys (table 10). The sand of the river dunes is rather coarse (fig. 15). The deposition of the river loam dates from the transition from phase IV to phase V. The peat underlying the loam (figs. 16 and 17) is $10,500 \pm 280$ years old (^{14}C -dating; GRO 375). The deposition of the wind-blown sand dates from phase V and from the Preboreal (and Boreal). The depth of the

¹ The radiocarbon-datings mentioned in this treatise, have been carried out in the Physical Laboratory of the University at Groningen, under the guidance of Prof. Dr. H. L. DE VRIES, who kindly permitted me to publish them. The letters GRO refer to the Laboratory at Groningen, the figures indicate the numbers of the samples.

river loam increases in a westward direction. The gradient amounts to 20 cm. per km., approximately.

Appendix 2 shows the depth of the pleistocene surface. Along the incised channels and round the river dunes some contour lines have been omitted. The same has been done for all lines below 8 m.

CHAPTER II. HOLOCENE SEDIMENTATION, EROSION AND DEVELOPMENT OF THE RELIEF.

§ 1. This chapter starts with a description of the peat-growth and the sedimentation of wind-blown sand (cover sand and river dune sand) in the Preboreal and Boreal (§ 2). In the Atlantic peat-growth in the northern part of the polder continued, but in the south-western part it was locally interrupted by the sedimentation of *Unio*-clay (§ 3). § 4 deals with the Subboreal peat and the deposition of the *Cardium*-clay. The transgression of the sea initiated or promoted the devastation of the peat. At the bottom of the lakes thus formed detritus-gyttja was deposited in the Subboreal and the Subatlantic until the beginning of this era (§ 4). The Subatlantic has been divided into three phases: the Lake Flevo and Almere phase (ca. 0—ca. 1600 A.D.), the Zuyder Zee phase (ca. 1600—1932) and the Lake Yssel phase (1932—1940) (§§ 5, 6 and 7). § 8 deals with the sediments deposited by the river Yssel and § 9 with the subaqueous sands of local provenance.

§ 2. Peat-growth in the northern part of the polder started locally in the Preboreal (fig. 19) or in the Boreal. In the southern part the oldest peat is late Boreal or early Atlantic. Sedimentation of wind-blown sand took place as late as in the Preboreal (and Boreal) in the northern part of the polder (fig. 20) and along the channels in the southern part (fig. 17).

§ 3. In the Atlantic oligotrophic peat was formed in the northern part (fig. 19) while the rising sea level caused the growth of mesotrophic and eutrophic peat in the southern part (fig. 31). The Atlantic transgression of the sea reached the North-Eastern Polder. The clay which was deposited is called *Unio*-clay on account of the occurrence of shells of *Unio timidus* (figs. 21, 22 and 23). MIDDELHOEK and WIGGERS (1953) estimated the chlorinity of the water at 0.15—0.30 ‰. The *Unio*-clay is a rather heavy textured, calcareous clay. The high-lying ridges of clay (levees) along the channels have sometimes lost their calcium carbonate. Towards the end of the deposition of the clay the central area in the section H was overgrown by *Phragmites*, *Carex*, etc. The dating of the *Unio*-clay has been based on palynological analyses, from which it appeared that the beginning and the end of the sedimentation took place in the Atlantic.

§ 4. In the Subboreal the growth of oligotrophic peat in the northern part continued without interruption (fig. 19), while the peat gradually covered the high-lying sand ridges too. Subboreal peat has only been found in the northern part and near the former islands of Urk and Schokland, although the whole or nearly the whole polder was covered by peat in the early Subboreal. However, nearly all Subboreal peat was destroyed (figs. 18, 103).

In the western part of the polder a second transgression of the sea is

shown by the presence of a marine clay, called Cardium-clay, on account of the abundance of shells of *Cardium edule*. Fig. 24 shows the areal extent of the clay and the phenomena connected with the transgression. This transgression initiated or promoted the destroying of the peat. In the lakes thus formed Cardium-clay was locally deposited; in other places only shells of *Cardium* are found.

Near the islands of Urk and Schokland a layer of silt-containing eutrophic peat occurs. Cross-sections showed that this eutrophic peat was formed contemporaneously with the deposition of the Cardium-clay. In most places this immersed peat layer was removed by erosion and abrasion (fig. 91). The depth of the layer greatly differs owing to differential shrinkage of the underlying sediments. In some places this layer immediately overlies boulder clay or pleistocene sand. Here it became evident that the transgression-level must have been at approx. 2.5 m — 3 m below mean sea level of today (BENNEMA, 1954 a).

The Cardium-clay, a heavy textured, calcareous clay, contains several marine molluscs, which point to a rather high chlorinity (0.5—0.9 ‰). The dating of the Cardium-clay has been a subject of discussion in Dutch articles (BENNEMA, 1954 a). By the aid of some archaeological finds in or on the clay, the Cardium-clay in the North-Eastern Polder has hitherto been dated at 1800—1600 B.C. (VAN DER HEIDE, 1955 a). The palynological data point to a Subboreal age. The radiocarbon-dating (GRO 378) of a sample of the undermost part of the synchronous silt-containing peat layer showed that the transgression in the North-Eastern Polder began 3505 ± 120 years ago (1550 B.C.). The age of the clayey peat layer near Schokland appeared to be 3315 ± 90 years (1360 B.C.) (GRO 377).

No arguments could be found in favour of an important fall of the sea level after the sedimentation of the Unio-clay or of the Cardium-clay.

The devastation of the peat, initiated or promoted by the Cardium-clay transgression is shown in fig. 25. In the lakes thus formed detritus-gyttja was deposited. The organic matter in this detritus-gyttja was partly derived from the erosion of the peat areas, surrounding the lakes, partly from plankton and other organisms. Old detritus-gyttja, deposited before the Cardium-clay transgression, is found in the channels (fig. 28). Young detritus-gyttja, formed since this transgression, occurs in a large part of the polder (figs. 26, 27). The palynological data point to an Atlantic and Subboreal age (figs. 29, 30, 31, 32). In the overlying mineral deposits Roman pottery was found, which may point to the fact that the deposition of the young detritus-gyttja lasted until approximately the beginning of this era.

MIDDELHOEK and WIGGERS (1953) described the microflora and microfauna of the detritus-gyttja. Oligohalobic species of diatoms occur abundantly; the chlorinity was estimated at 0.15 ‰ max. The contents of organic matter amounts to 25—45 ‰, the content of clay to approximately 20 ‰. The provenance of the mineral particles is unknown. Probably most of the clay and fine sand was supplied by the river Yssel. Table 11 shows that the phosphate content is generally high.

Gël mud (dy) has been found at one place in the polder where the brackish

water of the Cardium-clay transgression caused precipitation of colloidal humic material carried in solution by the water and derived from the oligotrophic peat bogs in the middle of the polder (fig. 24).

§ 5. Roman writers described the presence of a large lake, called Lake Flevo, in the interior of the Netherlands. This lake was situated in the central part of the former Zuyder Zee and included part of the North-Eastern Polder area. In 755 this lake was called Almere and in 1340 Zuyder Zee. Meanwhile it had changed into an enlarged bay, which became more and more brackish. In 1932 the enclosure of the Zuyder Zee created a fresh-water lake, called Lake Yssel. On the one hand the sediments deposited in Lake Flevo and in the Almere do not differ greatly, on the other hand the rapid increase of the salinity of the water towards the end of the XVIth and in the beginning of the XVIIth century greatly influenced sedimentation. Therefore we distinguish the following three phases: Lake Flevo and Almere phase (ca. 0—ca. 1600), Zuyder Zee phase (ca. 1600—1932) and Lake Yssel phase (1932—1940).

The sediments deposited in the Lake Flevo and Almere phase mainly consist of subaqueous "sloef" sediments. The Dutch scientific term for clay particles ($0-2 \mu$) is lutum, the silt-fraction ($2-16 \mu$) is called "sloef", from the German word "Schluff". In normal marine Dutch sediments the ratio between the percentages of clay and silt is about 2 : 1. In the North-Eastern Polder, however, sediments occur with a ratio of 1 : 2. So these sediments contain a relatively high silt content and are called "sloef" sediments (chapter III).

In the "sloef" formation we could distinguish 7 strata, each with a rather characteristic composition, texture, lamination and sedimentary pattern. These 7 strata are called (from top to bottom) SI 1^a, SI 1^b, SI II^a, SI II^b, SI II^c, SI III^a, SI III^b. Table 12 gives the average composition of the 7 strata (see also figs. 34 and 35). The ditches at mutual distances of 300 m. enabled us to study the properties, changes in facies, areal extent, thickness, etc. of all these strata in a very detailed way. Fig. 36 shows one of the 2000 longitudinal sections of the ditches, published in the Soil Map with sections of all ditches.

The "sloef" layers have been dated by many archaeological finds. The layers SI III^b and SI III^a were deposited between the beginning of this era and the middle of the XIIIth century, the layers SI II^c, SI II^b and SI II^a between the middle of the XIIIth century and the middle of the XVth century and the layers SI I^b and SI I^a before the transition from the XVIth to the XVIIth century. The end of the deposition of the "sloef" sediments was caused by the rapid increase of the salinity of the water in the Zuyder Zee towards the end of the XVIth century.

Fig. 37 shows the thickness of the "sloef" formation. The areal extent is partly determined by non-deposition, partly by abrasion afterwards. On all maps with the distribution of the "sloef" layers and the Zuyder Zee layers some areas have been left in blank. In these places the layer referred to is absent on account of non-deposition or abrasion, changed into a sandy indistinguishable shore-line deposit, was covered by thick deposits of sand

or was altered in facies, thickness, etc. owing to contemporaneous sedimentation of sand of local provenance or river sand.

Fig. 38 shows the regular pattern of the lines of equal depth of the surface of the "sloef" formation (compare with figs. 26, 46 and 49). The layer Sl III^b, may have got a considerable amount of material supplied by the river Yssel, but the mineral particles of the other "sloef" strata originated from the Wadden Sea. The coarseness of the sand-fraction decreases in a southward direction (fig. 39), which points to a northern origin of the sediment. The organic matter was chiefly derived from the devastation of the bordering peat areas. The average chlorinity of the water did not exceed 0.35 ‰ in the western part and 0.15—0.20 ‰ in the eastern part of the polder during the deposition of the layers Sl I and Sl II. The microflora and microfauna of the Sl III point to a chlorinity which did not exceed 0.25 ‰ in the western and 0.15 ‰ in the eastern part (MIDDELHOEK and WIGGERS, 1953).

During the Lake Flevo and Almere phase the local growth of eutrophic peat lasted until the IVth century. This peat, overlying the oligotrophic, was covered by a layer of clay, deposited above the average water level (fig. 41). The areal extent of this clay layer has partly been deduced from scarce remnants and partly been concluded from the absence of the synchronous, subaqueous layer Sl III^b and from the presence of concentrations of mediæval earthenware (VAN DER HEIDE, 1955 a). The clay layer overlying the eutrophic peat was probably formed between the IVth and the end of the VIIIth century, i.e. during a transgression phase (BAKKER, 1954; BENNEMA, 1954 a; VEENENBOS, 1950). The initial level of the clay layer could be estimated at approximately 0.5 m. below mean sea level of today. The sea bottom now lies nearly everywhere deeper than 2.5 m., so remnants of the clay cover can only have been preserved in those places where the deposition of sand or the building of dwelling mounds or embankments had caused such a heavy shrinkage of the underlying peat that the clay layer sank below the abrasion plane (chapter IV; figs. 87, 88, 90, 91, 93, 101, 102 and 103).

§ 6. The increase of the salinity of the water in the Zuyder Zee towards the transition from the XVIth to the XVIIth century is caused by the decreasing supply of fresh-water by the river Yssel. The increasing salinity is shown by the fauna. The layer Zus (Zu = Zuyder Zee, s = "sloef") contains very small shells of *Cardium edule*, *Macoma balthica* and *Mytilus edulis*. In the Zuyder Zee formation, divided into four strata (from top to bottom Zu I, Zu II, Zu III, Zu IV), moreover *Mya arenaria* occurs abundantly. The layer Zus has been dated very sharply with the aid of shipwrecks and coins. This layer was formed in the last quarter of the XVIth and the first quarter of the XVIIth century. See for the dating of the other layers page 104.

HESSLAND (1946) proved that *Mya arenaria* invaded western Europe in the first part of the XVIIth century. We could confirm this conclusion of HESSLAND, as the layer Zu IV, dating from the second quarter of the XVIIth century, already contains many of shells of *Mya arenaria*, although they are typically "starved" specimens, owing to the low salinity. The macro-

and microfauna of the Zuyder Zee deposits have been studied by MULLER and VAN RAADSHOOVEN (1947) and by MIDDELHOEK and WIGGERS (1953). The size of *Mya*, *Cardium* and *Macoma* increases with increasing salinity of the water in a westward direction during the deposition of the layer Zu I (table 16), but other environmental factors (turbulence and depth of the water, supply of food, texture of the bottom, etc.) have also influenced the growth of the molluscs. The chlorinity of the water during the last century before the enclosure of the Zuyder Zee is shown in figs. 53 and 54.

Fig. 42. shows the thickness and fig. 43 the clay content of the layer Zus. The absence of this layer in the central part of the polder is probably caused by abrasion. Thickness and clay content show little relation to the depth of the surface of deposition (fig. 38). The areal extent of the layer Zu IV is but small. The correlation between the thickness (fig. 44) and the clay content (fig. 45) points to the fact that the areal extent was determined by depositional, not by erosional factors. The layer Zu III does not show differences in thickness or clay content. The surface of this layer, forming the surface of deposition of the layer Zu II, is shown in fig. 46. The lines of equal thickness of the layer Zu II (fig. 47) have been based upon many thousands of data. The clay content is very uniform (table 14). The layer Zu I forms the top soil. The thickness greatly differs, as is shown in fig. 48. Fig. 49 indicates the depth of the surface of the layer Zu I, fig. 50 the clay content and fig. 51 the specific surface of the sand-fraction. The clay content decreases towards the eastern shore-line (chapter III), the thickness increases in this direction (fig. 52).

The provenance of the mineral particles of the Zuyder Zee deposits lies in the north, as will be discussed in chapter III (table 15).

During the Zuyder Zee phase no peat-growth took place. On the contrary, the devastation of the peat areas had already nearly been completed at the beginning of this phase (chapter IV).

§ 7. The chlorinity of the water after the enclosure of the Zuyder Zee decreased to approximately 0.01—0.02 % (MIDDELHOEK and WIGGERS, 1953). In this Lake Yssel phase (1932—1940) a sediment was deposited in the western part of the North-Eastern Polder (fig. 56). The deposition of this clayey sediment was caused by the building of the western embankment of the polder, creating a sheltered zone in this part of Lake Yssel.

§ 8. The delta of the river Yssel is shown in fig. 57. The sand is called Ramspol-sand (fig. 59). The rapid advance of the delta was caused by the large supply of sand since the beginning or the middle of the XIIIth century. The widening of the connection between the Almere and the North Sea by the devastation of large peat areas in the northern part of the Almere, influenced the river Yssel and forced the river to scour out its channels. In the North-Eastern Polder the deposition of Ramspol-sand started in the XVth century (fig. 58). The fluvial sediment locally interlenses with the normal subaqueous deposits (figs. 58 and 60).

§ 9. The outcrops of boulder clay, the high-lying ridges of cover sand and the river dunes were strongly abraded. DE WAARD (1949) pointed out that the abrasion plane of the boulder clay areas gives evidences that several

metres of boulder clay must have been removed by abrasion. The sand and gravel, called Urk-sand, was deposited near the abraded outcrops (figs. 61, 62, 63, 64, 65).

Near Urk and Tollebeek (figs. 64, 65) the Urk-sand deposits have its greatest thickness at some distance from the outcrops. The thickness depends on the supply of sand and the compressibility of the substratum. The greater the compressibility or the thickness of the compressible layers, the greater is the thickness of the sand deposited, without any raising of the lake or sea bottom. The petrographic composition of the gravel in the Urk-sand proved that this sand had been derived from the abrasion of the boulder clay (VAN ANDEL, WIGGERS and MAARLEVELD, 1954).

Near Kuinre a subaqueous deposit of sand occurs, derived from the abrasion of cover sand ridges (fig. 66). It could be proved that the sand partly and locally dates from the Almere phase, partly and locally from the Zuyder Zee phase (fig. 67).

In the southern part of the polder sand-beds occur near abraded river dunes (fig. 68). The thickness of the beds increase with increasing thickness of the compressible substratum.

The stratigraphic position of all these beds of sand of local provenance with regard to dated layers, enabled us to date the abrasion and deposition.

CHAPTER III. SOME SEDIMENTOLOGICAL PROPERTIES OF AND PHENOMENA IN THE YOUNG DEPOSITS.

§ 1. In this treatise we have not aimed at an exhaustive treatment of the sedimentation in the North-Eastern Polder area. We have only discussed more or less fully the mechanical composition, the content of calcium carbonate and of organic matter, the rate of deposition and some phenomena connected with erosion of peat and sedimentation of sand.

§ 2. In chapter II some maps have been discussed indicating the clay content of some deposits (figs. 39, 43, 45, 50). Fig. 39 has been based on 600, fig. 43 on 400 and fig. 45 on 200 analyses. The clay content of the layer Zu I (fig. 50) has been determined in some thousands of samples. The lines of equal clay content show a very regular pattern. The clay content has been determined in samples, composed of 20 or 40 sub-samples, taken along a line with a length of 50—250 m. The clay content increases very regularly in some places (fig. 69 A) or is very uniform over large distances (fig. 69 B, C, D, E). In detail, however, the clay content varies rather greatly in a vertical or a horizontal direction within one layer. The "micro-sedimentation" is not so regular as the "macro-sedimentation". We will discuss this phenomenon more fully in a future treatise.

The pattern of the lines of equal clay content of the Zuyder Zee deposits in the whole Zuyder Zee (fig. 70) points to a northern provenance of the sediment. The clay content increases in all directions from the neck of the Zuyder Zee, where the tidal movements were strongest. The clay content decreases towards the eastern and southern shore-line.

The coarseness of the sand, deposited in the neck of the Zuyder Zee

decreases in a southward direction (fig. 71). The broken line indicates the size frequency distribution of the sand in the western part of the North-Eastern Polder (figs. 71, 72). Particles coarser than 150μ hardly reached the North-Eastern Polder area. The clay content of the layer Zu I increases in an eastward direction, the coarseness of the sand decreases (figs. 50, 51, 73, 74, 75, 76). Towards the shore-line the sedimentary conditions for the fine fractions ($0-2$ and $2-16 \mu$) become more unfavourable. The sediment is very fine at first, as coarse particles hardly occur. This gives rise to the remarkable size frequency distribution of the sand near the shore-line, called Blokzjil-sand (table 17). The shore-line deposits increase in coarseness, as the sedimentary conditions for the finer fractions become more and more unfavourable and the finer material is washed out from the sediment (see also figs. 77, 78, 79). We will discuss these processes more fully in due time in another treatise.

Fig. 70 shows that the decrease in clay content near the shore-line only occurs along the eastern coast of the Zuyder Zee. This proves that sedimentation near the shore-line is determined by conditions prevailing during rough weather. In this case only, there is a marked difference between east and west, as the prevailing strong winds blow from a westerly direction.

Tables 18, 19, 20 show the ratios between the percentages of the sub-fractions smaller than 16 or 25μ . The ratios are nearly constant in marine sediments and are not influenced by the clay content (FAVEJEE, 1951). In consequence of the high content of electrolytes of the sea water the particles below 16 or 25μ are coagulated, so the ratios between the quantities of the subfractions cannot undergo a change during transportation or sedimentation.

The ratios between the quantities of the subfraction of the clay-fraction are more or less constant too, (table 21). The Zuyder Zee and "sloef" deposits (table 22) have nearly the same average ratios (table 23), so in this respect there is no difference between these deposits. Table 24 shows, however, the quite different ratios between the subfractions below 16μ in the "sloef" sediments, compared with those of the Zuyder Zee deposits (table 18). From table 24 it appears that the ratios within the "sloef" sediments vary greatly, that the clay content is low in relation to the content of particles $0-16 \mu$, and that the ratio $\frac{0-2 \mu}{0-16 \mu} \times 100$ increases generally with increasing clay content. Fig. 80 shows the relatively low ratios in the "sloef" formation and the variation in these ratios in the Zuyder Zee and "sloef" deposits.

The abnormal ratios in the "sloef" deposits is not caused by a surplus of particles $2-16 \mu$, but by a shortage of particles $0-2 \mu$. This may be explained as follows. The decrease of the salt content from the Wadden Sea in the direction of the mouth of the river Yssel caused peptisation to a varying extend of the flocculated material transported from the Wadden Sea into the Almere. The finest particles ($0-2 \mu$) remained flocculated (table 23), but the sediment shows a shortage of this clay-fraction in consequence of the very low rate of settling of these fine particles. In sheltered

areas, for example near the island of Schokland, the "sloef" deposits show about a normal ratio between the fraction 0—2 and 0—16 μ .

Very low ratios between the fractions 0—2 and 0—16 μ do not occur elsewhere in the marine or fluviatile deposits in the Netherlands. BAKKER (1955) mentioned low ratios in brackish sediments from Dutch Guyana, VAN ANDEL and POSTMA (1954) in sediments from the Gulf of Paria. In this Gulf the sediment chiefly has a fluviatile origin and flocculates to a varying degree with increasing salinity.

The size frequency distribution of the "sloef" deposits is shown in figures 81, 82 and 83.

§ 3. The sediments from the Almere phase and the Zuyder Zee phase contain calcium carbonate (fig. 35). The fractions 2—8 μ and 8—16 μ show the highest content (table 27). The calcium carbonate content of the clay fraction is rather low. The relation between the clay content and the calcium carbonate content depends on the size frequency distribution of the sediment (fig. 84).

§ 4. The content of organic matter in the Zuyder Zee deposits is closely correlated to the clay content (HISSINK, 1954; DE KONING and WIGGERS, 1955) (fig. 85). The content of organic matter in the "sloef" deposits is higher and varies greatly (fig. 35), as the organic matter was chiefly derived from the destructing of surrounding peat areas.

§ 5. The sharp datings of several layers and the detailed maps with the thickness of these sediments enabled us to estimate the rate of deposition of some formations and strata. The average rate of deposition of the Zuyder Zee layers in the North-Eastern Polder (thickness approx. 40 cm., available time 350 years) amounts to 10 cm. in one century. The thickness of the Zuyder Zee formation in the whole Zuyder Zee does not differ greatly. In 70 per cent of more than one thousand measurements the thickness varied between 50 and 80 cm. This formation with an average thickness of 55 cm. may have been deposited in about four centuries, which means an average rate of deposition of about 15 cm. in one century. The time available for the deposition of the layer Zu II, with an average thickness of about 15 cm., amounts to 130 years. The thickness of the "sloef" formation in the southern part of the Zuyder Zee amounts to 2.25 m. This formation may have been deposited in about 15 centuries, which gives an average rate of deposition of about 15 cm. per century. The rate of deposition of the detritus-gyttja has been estimated at 3—5 cm. per century.

§ 6. In due time a special treatise will be published as to the structure, lamination, ripple marks, sliding, flow casts, etc. in the young deposits. Now we have to restrict ourselves to a few remarks on those processes which have influenced soil conditions in the North-Eastern Polder, namely on the forming of erosion-holes in the peat and on the sedimentation of Urksand on the clay layer overlying the peat.

In some parts of the polder the peat layer in the subsoil has a very irregular erosion or abrasion plane (figs. 18, 48, 55). The holes were filled up with "sloef" deposits or Zuyder Zee sediments, depending on the time of formation. The deposits within the holes show a marked lamination (fig. 86).

Erosion-holes in the peat occur in those places where the devastation of the peat took place in a late stage, i.e. near the islands and the coast.

Near Urk the presence of erosion-holes in the peat is connected with the subaqueous deposition of large patches of Urk-sand on the clay layer overlying the peat (figs. 87, 88, 89, 90).

CHAPTER IV. THE HOLOCENE DEVELOPMENT OF THE NORTH-EASTERN POLDER AREA.

§ 2. The former island of Urk is partly situated on an outcrop of boulder clay (fig. 65). In the Atlantic eutrophic peat was formed (fig. 91). During the Unio-clay phase Urk was more or less an island (figs. 21, 91). In the Subboreal oligotrophic peat was formed. The silt-containing eutrophic peat layer (dating from ca. 3505 ± 120 years ago) is found at varying depths owing to differences in compaction of the underlying peat (fig. 91). About the beginning of this era the oligotrophic peat was overgrown by eutrophic peat, which in turn was covered by a layer of clay (figs. 41, 91). This clay-on-peat area was inhabited. Fig. 92 shows the remnants of old embankments found near Urk. These date partly from the Middle Ages. The pattern of the old embankments near Urk is less clear than that round Schokland (fig. 99). Near the outcrop of the boulder clay the thickness of the compressible substratum is but small. Hence subsidence of the clay layer, caused by compaction of the subsoil, has not been great enough to preserve the clay layer and the old embankments from abrasion.

Locally some traces of an old pattern of parcelling-out of the land have been found (figs. 94, 95), as well as many holes dug in the peat to get domestic fuel (figs. 94, 96, 97). The ditches and the holes date from the late Middle Ages.

The devastation of this large island of Urk started in the XIIIth century and lasted until the XVth or XVIth century. Then Urk nearly got its final dimensions.

§ 3. The development of the island of Schokland highly resembles that of Urk (figs. 41, 98, 99, 100). The size of the island at the beginning of the IXth century has been concluded from the absence of the layer Sl III^b and from many finds of earthenware dating from this time. The archaeological survey has been successful in indicating the decrease of the island between the beginning of the IXth and of the XIIIth century, as well as between the beginning of the XIIIth and of the XVth century. The areal extent of the youngest "sloef" layer indicated the size of the island towards the beginning of the XVIIth century. The size of Schokland in 1789 has been derived from an old map.

§ 4. The development of the coast between Lemmer and De Voorst may be left out of discussion. Figures 103 and 104 give some details.

§ 5. The Holocene development of the whole area of the present North-Eastern Polder is illustrated by figures 105, 106, 107, 108 and 109.

In the Atlantic sedimentation of Unio-clay took place, together with the growth of peat in most parts of the area (fig. 105). The boulder clay and the sand ridges still formed outcrops in the peat landscape. Between 3500

and 2500 B.C. the sea level rose from 7 to 5 m. below mean sea level of today (BENNEMA, 1954 a). No evidences of inhabitation have been found.

During the Cardium-clay phase (fig. 106) the devastation of the peat bogs gave rise to the formation of large lakes. In some parts of the polder the growth of peat continued. Gradually also the higher sand area in the northern part was covered by peat. The channels in the southern part of the polder had lost their function and were filled up with detritus-gyttja and partly overgrown by peat. Neolithic, Aeneolithic and Bronze Age finds prove that the sandy areas and the outcrops of boulder clay were inhabited.

At the beginning of this era large lakes occurred in the North-Eastern Polder area (fig. 107). These lakes formed part of Lake Flevo, mentioned by Roman writers. The area in the south-western part of the polder may have been the island of Flevo, also described in Roman times. Finds of Roman and Frisio-Batavian pottery indicate inhabitation.

Fig. 108 shows the areal extent of the Almere and the clay-covered-peat area about 1000 A.D. Between the islands of Urk and Schokland a large part of the clay-on-peat area was destroyed since the beginning of this era. The concentrations of mediæval pottery point to the former presence of several villages.

Since the XIIIth century the devastation of the inhabited land went on fast. Most villages were destroyed before the end of the XIVth century. At the beginning of the XVIIth century the configuration of land and water was nearly identical with that in 1940, when the drainage of the polder put an end to the struggle against the water (fig. 109).

In due time a paper will be published concerning the Holocene development of the entire Zuyder Zee.

LITERATUUR

- ANDEL, T. J. H. VAN and H. POSTMA, 1954: Recent sediments of the Gulf of Paria. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet., Afd. Natuurk., Eerste Reeks*, 20, 5.
- , A. J. WIGGERS and G. MAARLEVELD, 1954: Roundness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands), a comparison of several methods of investigation. *Jour. Sedim. Petrol.* 24: 100—116.
- ANDERSON, E. C., H. LEVI and H. TAUBER, 1953: Copenhagen Natural Radio-carbon Measurements, I. *Science* 118: 6—9.
- ANKER-VAN SOMEREN, A. H. M., 1951: De flora van het Eemien. *Geol. en Mijnb., N.S.* 13: 293.
- BAKKER, J. P., 1953: Zijn de bijzonder hoge vloed en in ons land in vroeg-historische en historische tijd aan bepaalde perioden gebonden? *Folia Civitatis*, Maart, Amsterdam.
- , 1954: Relative sea-level changes in north-west Friesland (Netherlands) since pre-historic times. *Geol. en Mijnb., N.S.* 16: 232—246.
- , 1955: Over ontstaan en vervorming van de laaggelegen landbouwgronden der bosnegers langs de grote rivieren van Suriname. In: *Gedenkboek-Fahrenfort*: 370—393, Groningen.
- en J. LANJOUW, 1949: Indrukken van de natuurwetenschappelijke expeditie naar Suriname 1948—'49. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., 2^e ser.* 66: 538—557.
- en J. J. WENSINK, 1955: Overzicht van de holocene reliefgeneraties en sedimentopvolging in Barradeel. In: *Barradeel*: 16—42, Drachten.
- 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.
- BENNEMA, J., 1954 a: Bodem- en zeespiegelbewegingen in het Nederlandse kustgebied. Diss. Wageningen. *Boor en Spade* VII: 1—96, Wageningen.
- , 1954 b: Humusvormen in Nederland. *Landbouwk. Tijdschr.* 65: 375—384.
- BODEMKUNDIGE Code- en Profielenkaart van de Noordoostpolder, 1947— ; 21 bladen. Uitgave Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Zwolle.
- BRAAT, W. C., 1932: De Archaeologie van de Wieringermeer. Een bijdrage tot de geschiedenis van het ontstaan der Zuiderzee. Diss. Leiden. *Oudheidk. Meded. 's Rijks Mus. Oudh. Leiden, N.R.* 13: 15—56.
- , 1947: Archaeologie. In: *Toel. Geol. Kaart v. Ned. No. 2, Hollands Noorderkwartier*: 65—78, 's-Gravenhage.
- BROUWER, A., 1948: Pollenanalytisch en geologisch onderzoek van het Onderen Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland. Diss. Leiden. *Leidse Geol. Meded.* 14 B: 258—346.
- , 1950 a: De ijstijd in Nederland. In: *Sporen der IJstijd*: 29—33, Zutphen.
- , 1950 b: De glaciogene landschapstypen in Nederland. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., 2^e ser.* 67: 20—32.

- BRUIN, P., 1938: De aanwezigheid van calcium-magnesium-carbonaat naast calciumcarbonaat in kleigronden en de ontleding dezer carbonaten onder invloed van zoutzuur, azijnzuur en de bodemzuren. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 44 (15) A: 693—738, 's-Gravenhage.
- en J. TEN HAVE, 1935: Het bepalen van magnesiumcarbonaat naast calciumcarbonaat in de grond. *Chem. Weekbl.* 32: 375.
- BURCK, H. D. M., 1949: Continentale Eemlagen in het dal van den Gelderschen IJssel. *Verh. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser.* 15: 32—43, 's-Gravenhage.
- , 1951: Het continentale Riss-Würm interglaciaal. *Geol. en Mijnb., N.S.* 13: 290—293.
- BURCK, P. DU en P. J. ENTE, 1954: De bodemgesteldheid in het tuinbouwgebied van oostelijk West-Friesland. *Boor en Spade* VII: 150—158, Wageningen.
- CROMMELIN, R. D., 1943: Rapport over een mineralogisch onderzoek van een serie grondmonsters van den Noordoostpolder. (Niet gepubliceerd rapport, uitgebracht aan de Bodemk. Afd. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).
- , 1953: Over de stratigrafie en herkomst van de preglaciale afzettingen in Midden-Nederland. *Geol. en Mijnb., N.S.* 15: 305—321.
- DITTMER, E., 1952: Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. *Meyniana* 1: 138—168.
- DOEGLAS, D. J., 1950: De interpretatie van korrelgrootte-analysen. *Verh. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser.* 15: 247—328, 's-Gravenhage.
- DRIEMAANDELIJKS BERICHT betreffende de Zuiderzeewerken, diverse jaargangen. 's-Gravenhage.
- DRIESSEN, A., 1954: Verslag betreffende een onderzoek op het Kampereiland en het westelijke kustgebied der gemeente Kampen. (Niet gepubliceerd verslag v. h. Phys. Geogr. Instit. Gem. Univ. Amsterdam).
- EDELMAN, C. H., 1933: Petrologische provincies in het Nederlandsche Kwartair. *Diss. Amsterdam.*
- , 1953: De sub-atlantische transgressie langs de Nederlandse kust. *Geol. en Mijnb., N.S.* 15: 351—364.
- ESHUIS, H. J., 1946: Palynologisch en stratigrafisch onderzoek van de Peelvenen. *Diss. Utrecht.*
- FABER, F. J., 1950: Glaciale schollen in Nederland. In: *Sporen der IJstijd*: 50—54, Zutphen.
- FAVEJEE, J. CH. L., 1951: The origin of the "Wadden" mud. *Meded. Landbouwhogeschool Wageningen*, 51, 5: 113—141.
- FEHRMANN, C. N., 1952: Over de opkomst van Kampen. *Kamper Almanak* 1952/53: 194—243, Kampen.
- FLORSCHÜTZ, F., 1941 a: Wordingswijze en botanische samenstelling van enige Nederlandsche veensoorten. In: *Het veen en zijn ontginning*; inleid. gehouden op 11de Wet. Bijeenkomst Sectie Nederl. Intern. Bodemk. Ver.
- , 1941 b: Palaeobotanische bijdrage tot de oplossing van het schalterprobleem der Friesche weiden. *Tijdschr. Ned. Heidemij* 53: 419—426.
- , 1942—1955: Schriftelijke toelichtingen bij pollendiagrammen vervaardigd ten behoeve van het geologisch onderzoek in de Zuiderzeepolders. (Niet gepubliceerde rapporten, uitgebracht aan de Bodemk. Afd. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).
- GROSS, H., 1954: Das Allerød-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. *Eiszeitalter und Gegenwart* 4/5: 189—209.

- HAANS, J. C. F. M., 1953: Enkele bodemkundige aspecten van het veengebied in het Land van Vollenhove. *Boor en Spade* VI: 84—94, Wageningen.
- , 1955: De bodemgesteldheid van de Haarlemmermeer. Diss. Wageningen. Serie: De bodemkartering van Nederland, XV. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 60, 7, 's-Gravenhage.
- HAMMEN, TH. VAN DER, 1951: Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. Diss. Leiden. *Leidse Geol. Meded.* 17: 71—183.
- , 1952: Dating and correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe. *Geol. en Mijnb.*, N.S. 14: 328—336.
- and G. C. MAARLEVELD, 1952: Genesis and dating of the periglacial deposits at the eastern fringe of the Veluwe. *Geol. en Mijnb.*, N.S. 14: 47—54.
- HARTING, P., 1853: Het eiland Urk, zijn bodem, voortbrengselen en bewoners. Utrecht.
- HAVINGA, B., 1922: Mariene Mollusken. In: *Flora en Fauna der Zuiderzee*: 373—390, Den Helder.
- HEIDE, G. D. VAN DER, 1951: Die Archäologie des Zuiderzeegebietes. *Proc. State Service Archaeol. Invest. in the Neth.* 1: 42—46.
- , 1954: Twee ronde burchten bij Kuinre. *Kamper Almanak* 1954/55: 173—194, Kampen.
- , 1955 a: Aspecten van het archaeologisch onderzoek in het Zuiderzeegebied. *Van Zee tot Land* 13, Zwolle.
- , 1955 b: Scheepsopgravingen in het Zuiderzeegebied. (Intern rapport Afd. Oudheidk. Bodemonderz. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Zwolle).
- , 1955 c: Bewoningsfasen van het gebied van de latere Zuiderzee. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardv. Gen.*, 2e ser. 72: 39—47.
- en A. J. WIGGERS, 1954: Enkele resultaten van het geologische en archaeologische onderzoek betreffende het eiland Schokland en zijn naaste omgeving. In: *Langs gewonnen velden*: 96—113, Wageningen.
- HESSLAND, I., 1946: On the quaternary Mya Period in Europe. *Arkiv för Zoologi* 37 A, 8: 1—51.
- HETTEMA, H., 1951: De Nederlandse wateren en plaatsen in de Romeinse tijd. 2e druk, 's-Gravenhage.
- HISSINK, D. J., 1929: De bodemkundige gesteldheid van den Andijker Proefpolder in het jaar 1927—1928. *Meded. Comm. Adv. Proefp. Andijk* 1, 's-Gravenhage.
- , 1954: De humus- en stikstofgehalten van de ingepolderde gronden in de voormalige Zuiderzee. *Van Zee tot Land* 10, Zwolle.
- HOL, J. B. L., 1949: Geomorfologie. In: *Handboek der Geografie van Nederland* I: 240—319, Zwolle.
- HOOGHOUDT, S. B., 1948: Enige resultaten van de bepaling der gehalten van gronden aan lutumsubstracties. *Maandbl. Landbouwoortl.* 5: 355—357.
- JESSEN, K and V. MILTHERS, 1928: Stratigraphical and Palaeontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. *Danm. Geol. Undersøg.* 2, 48.
- JONG, J. D. DE and W. P. DE ROEVER, (in voorbereiding): Wide spread occurrence of olivine in Pleistocene sands in the Netherlands.
- en J. G. ZANDSTRA, 1955: Rapport over het sediment-petrografisch onderzoek van enkele boringen in de Noordoostpolder. (Niet gepubliceerd rapport, uitgebracht door de Geol. Dienst aan de Bodemk. Afd. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).

- KLAAR, L. E. M., 1951: Aanvullende gegevens en beschouwingen over de afzettingen uit het jongere Quartair in de Noordoostpolder. (Intern rapport Bodemk. Afd. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).
- KOELBLOED, H. B., 1952: Hydrografische opnemingen. In: De werkzaamheden van de Waterloopkundige Afdeling van de Dienst der Zuiderzeewerken. *Capita Selecta*. (Intern rapport Dienst der Zuiderzeewerken, 's-Gravenhage).
- KONING, J. C. DE en A. J. WIGGERS, 1955: De bodemgesteldheid van Oostelijk Flevoland. *Van Zee tot Land* 15, Zwolle. (ter perse).
- KREGER, D., 1940: On the Ecology of *Cardium edule* L. *Arch. Néerl. de Zool.* 4: 157—200.
- LELY, C., 1892: Onderzoek omtrent de afsluiting en droogmaking van de Zuiderzee, de Wadden en de Lauwerszee. Nota 8: Vergelijking van verschillende ontwerpen tot afsluiting en droogmaking van de Zuiderzee, (Bijlage 2).
- LIGTERINK, G. H., 1954: De Hondsrug en het dal van de Oer-Eems. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 2e ser. 71: 105—121.
- MAARLEVELD, G. C., 1952: Over enige grindtypen van oostelijke herkomst in Nederland. *Geol. en Mijnb.*, N.S. 14: 345—353.
- , 1954: Analyse van grindmonsters uit boring S₃ op Schokland. (Niet gepubliceerd rapport, uitgebracht aan de Geologische Dienst te Haarlem).
- MAREL, H. W. VAN DER, 1950: Het voorkomen van calciet en dolomiet in de kleifractie van de Nederlandse gronden. *Landbouwk. Tijdschr.* 62: 300—306.
- MARTIN, K., 1889: Het eiland Urk, benevens eenige algemene beschouwingen over de geologie van Nederland. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 2e ser. 6: 1—37.
- MASCHHAUPT, J. G., 1948: Bodemkundige onderzoekingen in het Dollardgebied. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 54. 4, 's-Gravenhage.
- MIDDELHOEK, A. and A. J. WIGGERS, 1953: A Research into the Microflora and Microfauna of the Holocene Sediments in the North-Eastern Polder. *Biol. Jaarb.* 20: 235—291.
- MODDERMAN, P. J. R., 1945: Over de wording en de betekenis van het Zuiderzeegebied. Diss. Groningen.
- MOERMAN, H. J., 1918: De IJsselmonden. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 2e ser. 35: 311—342.
- en A. J. REIJERS, 1925: Schokland. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 2e ser. 42: 151—188.
- MOLEN, W. H. VAN DER, 1951: Het zout in de bodem van de Noordoostpolder. (Intern rapport Bodemk. Afd. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).
- MULLER, J. en B. VAN RAADSHOOVEN, 1947: Het Holoceen in de Noordoostpolder. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 2e ser. 64: 153—185.
- POLAK, B., 1936: Pollen- und torfanalytische Untersuchungen im künftigen nord-östlichen Polder der Zuidersee. *Rec. Trav. Bot. Néerl.* 33: 313—332.
- PONS, L. J., 1954: Het fluviatile Laagterras van Rijn en Maas. *Boor en Spade* VII: 97—110, Wageningen.
- en J. SCHELLING, 1951: De laatglaciale afzettingen van de Rijn en de Maas. *Geol. en Mijnb.*, N.S. 13: 293—297.
- REDEKE, H. C., 1922 a: Aanteekeningen over de hydrographie. In: *Flora en Fauna der Zuiderzee*: 33—43, Den Helder.
- , 1922 b: Pisces. In: *Flora en Fauna der Zuiderzee, Supplement*, Den Helder.

- RICHTER, W., H. SCHNEIDER und R. WAGER, 1950: Die saale-eiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Uelsen (Emsland). *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 102, 1: 60—75.
- RIDDER, N. A. DE en A. J. WIGGERS, 1955: De korrelgrootte-verdeling van de keileem en het proglaciale zand. (manuscript gereed).
- ROO, H. C. DE, 1952: Over de oppervlakte-geologie van het Drentse plateau. *Boor en Spade V*: 102—118, Utrecht.
- , 1953: De bodemgesteldheid van Noord-Kennemerland. Diss. Wageningen. Serie: De bodemkartering van Nederland, XIV. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 59, 3, 's-Gravenhage.
- SCHELLING, J., 1951: Een bodemkartering van Noord-Limburg. Diss. Wageningen. Serie: De bodemkartering van Nederland, X. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 57, 17, 's-Gravenhage.
- SLUIS, J. VAN DER, 1944: Onderzoek naar de verhouding tussen de afmeting van mariene mollusken en het zoutgehalte van de vroegere Zuiderzee in de drooggevallen Noordoostelijke polder. (Intern rapport Bodemk. Afd. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).
- STARING, W. C. H., 1854: Het eiland Urk volgens den Hoogleeraar P. Harting en het Nederlandsche Diluvium. *Verh. der Comm. voor de geol. beschr. en krt v. Nederl.* 2.
- , 1860: De bodem van Nederland II, Haarlem.
- STEENHUIS, J. F., 1933: De kustlijn der Eemzee op Nederlandsch gebied. *De Ing.* 48, A: 194—195.
- , 1937: Nota inzake de geologische resultaten van het onderzoek. In: Rapport inzake een geo-hydrologisch onderzoek ten behoeve van den Noordoostpolder. Uitgebracht door het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening, 's-Gravenhage.
- VEENENBOS, J. S., 1949: De bodemkartering van de Friese knipgronden. *Boor en Spade III*: 76—86, Utrecht.
- , 1950: De bodemgesteldheid van het gebied tussen Lemmer en Blokzijl in het randgebied van de Noordoostpolder. Diss. Wageningen. Serie: De bodemkartering van Nederland, V. *Versl. Landbouwk. Onderz.* 55, 12, 's-Gravenhage.
- , 1954: Het landschap van zuidoostelijk Friesland en zijn ontstaan. *Boor en Spade VII*: 111—136, Wageningen.
- VERHOEVEN, B. en J. C. DE KONING, (in voorbereiding): Over de koolzure-kalkhuishouding van jonge mariene gronden.
- VINK, A. P. A., 1949: Bijdrage tot de kennis van loess en dekzanden. Diss. Wageningen.
- VISSER, W. C., 1951: De oude geschiedenis van Kampen en zijn rivier. *Kamper Almanak 1951/52*: 189—206, Kampen.
- VLERK, I. M. VAN DER en F. FLORSCHÜTZ, 1950: Nederland in het IJstijdvak. Utrecht.
- and —, 1953: The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet., 1e reeks*, 20, 2: 1—58.
- VOLKER, A., 1942: Het chloorgehalte van de Zuiderzee vóór de afsluiting. (Intern rapport Dienst der Zuiderzeewerken, 's-Gravenhage.)
- VOORTHUYSEN, J. H. VAN, 1951: The quantitative Distribution of the Holocene Foraminifera in the N. O. Polder. *Proc. 3rd Int. Congr. of Sedimentol.*: 267—272, Groningen-Wageningen.

- WAARD, D. DE, 1946: De geologie en geomorfologie van Urk. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardv. Gen.*, 2e ser. 63: 710—736.
- , 1948: Urk omstreeks het jaar 1000. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardv. Gen.*, 2e ser. 65: 626—630.
- , 1949: Glacigeen Pleistoceen, een geologisch detailonderzoek in Urkerland. Diss. Utrecht. *Verh. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser.* 15: 70—246.
- WATERBOLK, H. T. en T. J. H. VAN ANDEL, 1951: Stui/zandprofielen te Havelte. *Nieuwe Drentsche Volksalm.* 69: 141—156.
- WHITEHOUSE, G. V., 1951/52: Progress Reports for the API, Research Project 51. Texas A and M College, Oceanogr. Dept.
- WIGGERS, A. J., 1950: De gehalten aan organische stof in Nederlandse gronden. *Landbouwk. Tijdschr.* 62: 455—468.
- , 1953: Over de bodemgesteldheid van Oostelijk Flevoland, dl 1. (Intern rapport Bodemk. Afd. Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).
- ZEIST, W. VAN, 1949/50: An investigation into the earlier vegetation of central Friesland (the Netherlands). *Rec. Trav. Bot. Néerl.* 42: 28—40.
- ZUUR, A. J., 1936: Over de bodemkundige gesteldheid van de Wieringermeer. 's-Gravenhage.
- , 1943: Resultaten van een onderzoek naar de betekenis van de fracties 0—2 en 0—16 μ voor de indeling der zwaardere Noordoostpoldergronden. (Intern rapport Bodemk. Afd. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).
- , 1951: Ontstaan en aard van de bodem van de Noordoostpolder. *Van Zee tot Land 1*, Zwolle.
- , 1954: Over de betekenis van de fracties 0—2 en 0—16 μ voor de indeling der zwaardere gronden in de Noordoostpolder. In: *Langs gewonnen velden*: 131—142, Wageningen.
- en M. J. DONKERSLOOT, 1942: Enkele opmerkingen over de tot nu toe gevolgde indeling der Zuiderzeegronden naar het gehalte aan fijne deeltjes, benevens een voorstel voor een nieuwe indeling. (Intern rapport Bodemk. Afd. van de Directie v. d. Wieringermeer (Noordoostpolderwerken), Kampen).
- ZWILLENBERG, L. D. und J. HENDRIKS, 1954: Zum Vorkommen von Cardiumklei in Waterland nordöstlich von Amsterdam. *Geol. en Mijnb., N.S.* 16: 105—117.

INHOUD

	Blz.
INLEIDING	1
HOOFDSTUK I. PLEISTOCENE SEDIMENTATIE, EROSIE EN RELIEFONT- WIKKELING	5
§ 1. Inleiding	5
„ 2. Het Tiglien	6
„ 3. Het Taxandrien	7
„ 4. Het Needien	11
„ 5. Het Drenthien	17
„ 6. Het Eemien	24
„ 7. Het Tubantien	27
HOOFDSTUK II. HOLOCENE SEDIMENTATIE, EROSIE EN RELIEFONT- WIKKELING	45
§ 1. Inleiding	45
„ 2. Het Praeboreaal en het Boreaal	47
„ 3. Het Atlanticum	51
„ 4. Het Subboreaal en het Subatlanticum tot het begin van onze jaartelling	58
„ 5. De Flevomeer- en Almere-fase	81
„ 6. De Zuiderzee-fase	102
„ 7. De IJsselmeer-fase	121
„ 8. De IJsseldelta	122
„ 9. De zanden van locale oorsprong	128
HOOFDSTUK III. ENKELE SEDIMENTOLOGISCHE EIGENSCHAPPEN VAN EN VERSCHIJNSELEN IN DE JONGE AFZETTINGEN	137
§ 1. Inleiding	137
„ 2. De granulometrische samenstelling	138
„ 3. Het koolzure-kalkgehalte	160
„ 4. Het organische-stofgehalte	163
„ 5. De snelheid van sedimentatie	165
„ 6. Enkele verschijnselen opgetreden bij de erosie van veen en de sedimentatie van zand	166

	Blz.
HOOFDSTUK IV. DE HOLOCENE WORDINGSGESCHIEDENIS VAN HET NOORDOOSTPOLDERGEBIED	172
§ 1. Inleiding	172
„ 2. De ontwikkelingsgeschiedenis van het eiland Urk en zijn omgeving	172
„ 3. De ontwikkelingsgeschiedenis van het eiland Schokland en zijn omgeving	180
„ 4. De ontwikkelingsgeschiedenis van het kustgebied tussen Lemmer en de Voorst	184
„ 5. Enkele ontwikkelingsstadia van het Noordoostpoldergebied	189
„ 6. Besluit	194
SUMMARY	196
LITERATUUR	209



