32/446(472.1) 2e ex

Verdronken dekzandgronden in Zuidelijk Flevoland (archeologische opgraving 'A27-Hoge Vaart')

Een interdisciplinaire studie naar de veranderingen van bodem en landschap in het Mesolithicum en Vroeg-Neolithicum

Th. Spek (SC-DLO)
E.B.A. Bisdom (SC-DLO)
D.G. van Smeerdijk (BIAX *Consult*)

BIBLIOTHEEK STARINGGEBOUW

Rapport 472.1

CENTRALE LANDBOUWCATALOGUS
0000 0783 8424

+ 2 bijl.

DLO-Staring Centrum, Wageningen, 1997

22 AUG. 1997

ISN 942199x

REFERAAT

Th. Spek, E.B.A. Bisdom & D.G. van Smeerdijk, 1997 *Verdronken dekzandgronden in Zuidelijk Flevoland (archeologische opgraving 'A27-Hoge Vaart'); een interdisciplinaire studie naar de veranderingen van bodem en landschap in het Mesolithicum en Vroeg-Neolithicum.* Wageningen, DLO-Staring Centrum. Rapport 472.1. 188 blz.; 39 fig.; 6 tab.; 112 ref.; 2 bijlagen.

Bij een archeologische opgraving in Zuidelijk Flevoland is de bodemvorming en de vegetatieontwikkeling van een dekzandrug langs een diepe holocene stroomgeul onderzocht. Bodem en vegetatie kwamen in de loop van het Atlanticum onder sterke invloed van het grondwater te staan door de snel rijzende zeespiegel. Het landschap veranderde in een zoetwatergetijdengebied met sterk fluctuerende waterstanden. De oorspronkelijke bruine bosgrond degradeerde hierdoor tot een sterk verzuurde en hydromorfe zandgrond. Tussen 6000 en 5500 BP steeg de gemiddelde grondwaterstand in de dekzandrug met een snelheid van minstens 15 cm per eeuw. Rond 5500 BP werd de dekzandrug volledig overgroeid door rietveen.

Trefwoorden: archeologie, bodemkunde, geologie, micromorfologie, paleo-ecologie

ISSN 0927-4499

Tevens verschenen als BIAXiaal nr. 38.

©1997 DLO-Staring Centrum, Instituut voor Onderzoek van het Landelijk Gebied (SC-DLO)
Postbus 125, 6700 AC Wageningen.
Tel.: (0317) 474200; fax: (0317) 424812; e-mail: postkamer@sc.dlo.nl

Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze ook zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van DLO-Staring Centrum.

DLO-Staring Centrum aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

Project 6606/6609 [Rap472.HM/04.97]

"Onder het lopen droomde hij ervan ooit ergens één kubieke meter van de aarde net zolang te onderzoeken tot deze geen geheimen meer voor hem had. Te weten wat de samenstelling van de grond was, waar de verschillende planten en beestjes zich mee voedden, hoeveel en wat ze precies nodig hadden, wat er gebeurde als de grond bevroor, hoe trillingen van voetstappen zich voortplantten door de aarde, hoe oud de grond was, wat nu precies leven was en wat dood, of werkelijk alles volgens wetten ging... Hij wist dat het onmogelijk was, maar zijn verlangen was altijd sterker dan dit besef van onmogelijkheid".

Oek de Jong, Opwaaiende zomerjurken

Inhoud

	blz.
Woord vooraf	11
Samenvatting	13
Summary	17
1 Inleiding	21
1.1 De archeologische opgraving 'Hoge Vaart'	21
1.2 Probleemstelling	23
1.3 Doel van het onderzoek	27
1.4 Interdisciplinaire onderzoeksopzet	27
1.5 Opbouw van het rapport	28
2 Geologie	29
2.1 Inleiding	29
2.2 De geologie van Zuidelijk Flevoland in hoofdlijnen	29
2.2.1 Laat-Pleistoceen	29
2.2.2 Vroeg-Holoceen	32
2.3 Geologische opbouw van de onderzochte dekzandrug	36
2.3.1 Algemeen	36
2.3.2 Het Oud Dekzand	36
2.3.3 Het Jong Dekzand	41
2.4 Conclusies	44
3 Bodem	45
3.1 Inleiding	45
3.2 Profielstudie in het veld	45
3.2.1 Algemene profielopbouw	45
3.2.2 De 1C-horizont (spoor 1)	47
3.2.3 De 2C-horizont (spoor 2 en 3)	48
3.2.4 De 3E-horizont (spoor 4)	51
3.2.5 De 3B-horizont (spoor 12)	52
3.2.6 De 3BC-horizont (spoor 13)	53
3.2.7 De 3C- en 4C-horizont (spoor 14, 18, 19 en 20)	56
3.2.8 Sporen van voormalige bomen	57
3.2.9 Effecten van beworteling	60
3.3 Bodemtypologie en referenties	62
3.3.1 Bodemtypologie	62
3.3.2 Referenties	64
3.4 Detailstudie	67
3.4.1 Keuze van de profielen	67
3.4.2 Beschrijving van de profielen	69
3.4.3 Fotografische documentatie	72
3.4.4 Analyse van de textuur	72
3.4.5 Bodemchemische typering van de profielen	74
3.5 Conclusies	80

4 C14-datering 81
4.1 Onderzoeksmethode 81
4.2 Resultaten en discussie 83
4.2.1 Datering van de veengroei op de top van de dekzandrug 83
4.2.2 Datering van organische stof in de B-horizont 83
4.2.3 Datering van houtskoolfragmenten uit de B-horizont 86
4.2.4 Datering van boomwortels in de zandprofielen 86
4.2.5 Relevantie voor de reconstructie van een lokale grondwatercurve 87
4.3 Conclusies 89

5 Paleo-ecologie 91
5.1 Inleiding 91
5.2 Onderzoeksmethode 91
5.2.1 Monstername 91
5.2.2 Bereiding van de monsters 92
5.2.3 De diagrammen 92
5.3 Resultaten 95
5.3.1 Algemeen 95
5.3.2 Beschrijving pollendiagram profiel I 95
5.3.3 Beschrijving pollenspectra profiel II 96
5.4 Interpretatie 97
5.4.1 Algemeen 97
5.4.2 Pollen in bodems 97
5.4.3 Het pollenconcentratiediagram van profiel I 99
5.4.4 Vergelijking met andere onderzoeksgegevens 100
5.5 Conclusies 100

6 Micromorfologie 103
6.1 Inleiding 103
6.2 Onderzoeksmethode 104
6.2.1 Bemonstering 104
6.2.2 Preparatie van de monsters 104
6.2.3 Analyse van de slijpplaten 106
6.3 Resultaten 108
6.3.1 Algemeen 108
6.3.2 Beschrijving profiel I 108
6.3.3 Beschrijving profiel II 122
6.4 Bodemgenese 123
6.4.1 Algemeen 123
6.4.2 Verbruining 123
6.4.3 Degradatie van de bruine bosgrond 124
6.4.4 Het ontstaan van de 2C-horizont (spoor 2-3) 127
6.4.5 Veengroei 131
6.4.6 Beworteling 131
6.5 Conclusies 132

7 Synthese 135
7.1 Inleiding 135
7.2 Fase I: ontstaan van een bosecosysteem tijdens het Preboreaal, Boreaal en Vroeg-Atlanticum 135

7.2.1 Overzicht 135
7.2.2 Het landschap 136
7.2.3 De vegetatie 136
7.2.4 De bodem 138
7.2.5 De waterhuishouding 142
7.3 Fase II: lichte degradatie van het bosecosysteem tijdens het Atlanticum 144
7.3.1 Overzicht 144
7.3.2 Het landschap 144
7.3.3 De vegetatie 145
7.3.4 De bodem 147
7.4 Fase III: Sterke bodemdegradatie door stijgend grondwater 155
7.4.1 Overzicht 155
7.4.2 Het landschap 155
7.4.3 De vegetatie 156
7.4.4 De bodem 158
7.5 Fase IV:Veranderingen in de bovengrond door periodieke inundatie 164
7.5.1 Overzicht 164
7.5.2 Het landschap 164
7.5.3 De vegetatie 165
7.5.4 De bodem 167
7.6 Fase V: Veengroei als gevolg van permanente inundatie 175
7.6.1 Algemeen 175
7.6.2 Het landschap 176
7.6.3 De vegetatie 176
7.6.4 De bodem 177
7.7 Overzicht 178

Literatuur 179

Bijlagen
1 a. Pollenpercentagediagram profiel I (noordwand werkput 51)
b. Pollenconcentratiediagram profiel I (noordwand werkput 51)
2 Ontwikkelingsschema bodem en landschap (vijf fasen)

Woord vooraf

In opdracht van de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek (ROB) voerden DLO-Staring Centrum en BIAX *Consult* in 1996 een interdisciplinair bodemonderzoek uit in Zuidelijk Flevoland. Het onderzoek maakt deel uit van het archeologische onderzoeksproject 'A27-Hoge Vaart' dat onder leiding staat van de provinciaal archeoloog van Flevoland, Willem-Jan Hogestijn en diens vervanger Hans Peeters. Financier van het onderzoek is de Directie IJsselmeergebied van het Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat van het Ministerie van Verkeer en Waterstaat.

Het projectteam bestond uit drie personen:
- Evert Bisdom (DLO-Staring Centrum) verrichtte het micromorfologische onderzoek (hoofdstuk 6);
- Dirk van Smeerdijk (BIAX *Consult*) voerde het paleo-ecologische onderzoek uit (hoofdstuk 5);
- Theo Spek (DLO-Staring Centrum) fungeerde als projectleider, droeg de verantwoordelijkheid voor de geologische en bodemkundige aspecten van het onderzoek en schreef de synthese (hoofdstukken 1, 2, 3, 4 en 7).

De slijpplaten voor het onderzoek zijn vervaardigd door Dick Schreiber (DLO-Staring Centrum). De foto's in dit rapport zijn gemaakt door Pauline Eijs, Frank Klinge en Joop van Osch (DLO-Staring Centrum, Centrum voor Fotografie en Beeldverwerking), de tekstfiguren door Henk van Ledden (DLO-Staring Centrum, Afdeling Grafische Vormgeving).

De volgende personen en instellingen voerden analyses uit ten behoeve van het onderzoek of hadden een adviserende rol:
- De Vakgroep Subatomaire Fysica van de Rijksuniversiteit Utrecht verrichtte de ^{14}C-analyses onder verantwoordelijkheid van Klaas van der Borg en Arie de Jong.
- De geochemische analyses vonden plaats bij BOWAGEMI bv te Driebergen onder leiding van Ben Jansen.
- De textuuranalyses zijn verricht door Tom Pape (Vakgroep Bodemkunde en Geologie, Landbouw Universiteit Wageningen).
- Pauline van Rijn (BIAX *Consult*) determineerde het wortelhout.
- Gerard Ruegg (Rijks Geologische Dienst, Haarlem) verrichtte enkele waarnemingen aan het pleistocene dekzandpakket in enkele opgravingssleuven.
- Benno Ridderhof (opgravingsteam 'A27-Hoge Vaart') vormde een belangrijke vraagbaak bij het veldwerk. Bovendien stelde hij de resultaten van reeds eerder verricht booronderzoek ter beschikking.
- Bij de interpretatie van de bodemprofielen werden discussies gevoerd met Tanya Alekseeva (Institute of Soil Science, Moskou), Henk de Bakker (Wageningen), Albert Booij (Westerbork), Peter Buurman (Landbouw Universiteit Wageningen), Caroline van der Salm (DLO-Staring Centrum) en Wim de Vries (DLO-Staring Centrum).
- Wouter Gotjé en Henk van Haaster (BIAX *Consult*) leverden commentaar op het paleo-ecologische hoofdstuk van dit rapport.

Hierbij willen we alle bovengenoemde personen danken voor hun bijdrage.

Samenvatting

In de jaren 1994-1996 vond bij de Hoge Vaart in Zuidelijk Flevoland een archeologische opgraving plaats in het toekomstige tracé van rijksweg A27. Het betrof een pleisterplaats van mesolithische en vroegneolithische jagers op een door veen overgroeide dekzandrug langs een voormalige stroomgeul van een beek of riviertje. De bodemprofielen van deze zandrug weerspiegelen de talrijke veranderingen die landschap en milieu ondergingen in de eerste helft van het Holoceen (10 000-5000 BP). Voor een goede interpretatie van de archeologische vondsten was een nadere studie van deze ecologische veranderingen onontbeerlijk. De ROB verleende daarom in het voorjaar van 1996 aan DLO-Staring Centrum en BIAX *Consult* de opdracht om deze veranderingen nader te bestuderen aan de hand van een gedetailleerd onderzoek van enkele bodemprofielen ter plekke van de opgraving.

Het onderzoek had een interdisciplinair karakter en bestond uit een combinatie van geologische en bodemkundige profielstudie, paleo-ecologisch onderzoek, ^{14}C-datering en micromorfologisch onderzoek. Er waren drie onderzoeksdoelen:

1. documentatie van de bodemprofielen en bodemkundige verschijnselen in de hogere delen van de bestudeerde dekzandrug;
2. reconstructie van de genese van de genoemde bodemprofielen aan de hand van bodemkundige verschijnselen;
3. reconstructie in hoofdlijnen van de vegetatiegeschiedenis van de bestudeerde dekzandrug.

Bij de geologische profielstudie (hoofdstuk 2) bleek dat de bovenste 1-1,5 m van de onderzochte dekzandrug uit leemarm Jong Dekzand bestond. Daaronder lag een sterk lemig pakket Oud Dekzand II. In de top van het Oud Dekzand komen talrijke graafgangen van kevers voor, die waarschijnlijk uit het Bølling-interstadiaal (13 000-12 000 BP) stammen. In het midden van het Jong Dekzand komen groengrijze leeminschakelingen voor die mogelijk uit het Allerød-interstadiaal dateren. In de opvulling van de aangrenzende geul kwamen verspoelde dekzandlagen voor die hoogstwaarschijnlijk van tijdens en na de vroegneolithische bewoning van de rug stammen (Midden-Atlanticum).

Bij de bodemkundige profielstudies in het veld (hoofdstuk 3) bestond aanvankelijk de indruk dat het om hydromorfe podzolgronden ging. In de loop van het onderzoek bleek echter dat de situatie veel ingewikkelder was. De bodems bevatten namelijk kenmerken van diverse ontwikkelingsstadia onder zeer verschillende omstandigheden. Het was daarom onmogelijk om de profielen van een éénduidige naam te voorzien. Het zijn polygenetische profielen die rond 5500 BP door veen overgroeid raakten en daardoor werden gefossiliseerd. Bij de bodemvorming speelde de stijging van de grondwaterspiegel een zeer belangrijke rol. ^{14}C-dateringen van veen- en wortelmonsters (hoofdstuk 4) wijzen op een grondwaterstijging van mininaal 15 cm/eeuw in de periode 6000-5500 BP. Deze snelle stijging had tot gevolg dat de aanvankelijk droge bodems in de dekzandrug in enkele eeuwen tijd veranderden in sterk hydro-

morfe bodems, uiteindelijk zelfs in veengronden. Met behulp van micromorfologische en paleo-ecologische profielstudie konden deze veranderingen gedetailleerd in kaart worden gebracht. Daarbij zijn vijf ontwikkelingsfasen onderscheiden (hoofdstuk 5, 6 en 7):

Fase I Het ontstaan van een bosecosysteem in het Preboreaal, Boreaal en Atlanticum

Aan het eind van het Weichselien stonden de belangrijkste terreinvormen in het dekzandlandschap langs de Eem min of meer vast. Al snel na de afzetting van het dekzand raakte het gebied begroeid en kwamen de eerste bodemvormende processen op gang. Deze ontwikkelingen raakten in een stroomversnelling bij het aanbreken van het Holoceen. Het klimaat verbeterde, een open kruidenvegetatie veranderde geleidelijk in een loofbos en de maagdelijke, bleekgrijze zandbodem ontwikkelde zich langzaam maar zeker tot een diepdoorwortelde, bruingekleurde bosbodem. Belangrijke bodemvormende processen waren de vorming van een strooisel- en humuslaag, biologische homogenisatie, ontkalking en verbruining. In de eerste helft van Atlanticum (8000-6500 BP) maakte de onderzochte dekzandrug nog deel uit van een uitgestrekt dekzandlandschap ten noorden van het Gooi en ten noordwesten van de Veluwe. De rug was toen begroeid met zware loofbossen waarin linde en eik de belangrijkste boomsoorten waren. Uit de aanwezigheid van de linde kan worden afgeleid dat de bodem in die tijd rijker moet zijn geweest dan in later tijd. Vermoed wordt dat het dekzand oorspronkelijk kalkrijk is afgezet, wat zelfs na de ontkalking nog lange tijd zorgde voor een hoge basenbezetting van de organische stof (naijl-effect). De grondwaterstand bevond zich in de eerste helft van het Atlanticum tussen de 90 en 150 cm beneden de top van de rug (6,80-7,50 m -NAP). Onder invloed van de rijke bosvegetatie en het intensieve bodemleven ontwikkelde zich een diepe bruine bosbodem in de dekzandrug. De voedingsstoffen in dit bosecosysteem maakten in deze tijd deel uit van een grotendeels gesloten nutriëntenkringloop.

Fase II Lichte degradatie van bodem en vegetatie in het Midden-Atlanticum

De dekzandrug bij de Hoge Vaart was tot ver in het Atlanticum onderdeel van een stabiel natuurlijk ecosysteem. De nutriëntenkringloop, bodem en vegetatie waren nagenoeg met elkaar in evenwicht. Eeuwenlang bleven de rijke bosvegetatie en de diep ontwikkelde bruine bosgrond min of meer ongestoord. Pas in de loop van het Atlanticum trad een zekere degradatie van het ecosysteem op, waarbij de bovengrond verzuurde, het bos een meer open stuctuur kreeg en de linde als dominante boomsoort werd vervangen door de eik. De oorzaak van deze degradatie kan zowel natuurlijk als antropogeen zijn geweest. Het leemarme substraat van de dekzandrug was zeer gevoelig voor natuurlijke bodemverzuringsprocessen. Op den duur kon de bodem de productie van zuur niet langer compenseren en trad een daling van de bodem-pH op. De nutriënten-kringloop was in deze periode niet langer gesloten: er trad uitspoeling van voedingsstoffen op. Toen de mens in het Vroeg-Neolithicum de natuurlijke bosvegetatie op de dekzandrug herhaaldelijk aantastte, trad een belangrijke versnelling van het bovengenoemde verzuringsproces op. Dit leidde tot de vorming van een zure bruine bosgrond. Bij verdergaande pH-daling kan plaatselijk zelfs enige podzolering in de dekzandrug zijn opgetreden. Podzolering speelde echter zeker geen

hoofdrol in de bodemvorming. De stijging van het grondwater die vanaf ca. 6000 BP een duidelijk merkbare invloed had op de bodems in de dekzandrug, zorgde voor een extra versnelling van het verzuringsproces.

Fase III Sterke bodemdegradatie door stijgend grondwater

Vanaf ongeveer 6000 BP ging het grondwater een allesoverheersende rol spelen in de bodemvorming en landschapsontwikkeling van de dekzandrug. In de omgeving nam de veengroei sterk toe en ontstonden uitgestrekte broekbossen. Als gevolg van de doorgaande zeespiegelrijzing kreeg het omringende landschap in de loop van het Midden- en Laat-Atlanticum steeds meer het karakter van een zoetwatergetijdengebied. De grondwaterstanden fluctueerden sterk, deels door seizoensinvloed, deels onder invloed van het getij. Het grondwater in de dekzandrug zelf steeg in deze tijd met een gemiddelde snelheid van minstens 15 cm per eeuw. De droge zandgronden in de dekzandrug veranderden tussen 6000 en 5700 BP in snel tempo in natte grondwaterprofielen. Behalve tot een verdergaande bodemverzuring leidde de vernatting tot een verslechtering van de strooiselafbraak en tot een sterke aantasting van de bruine humushuidjes rond de zandkorrels. Hierdoor maakte de warmbruine kleur van de oude bosbodem steeds meer plaats voor de witte kwartskleur van de zandkorrels (verbleking) en de zwartbruine kleuren van de papperige organische massa die als afbraakproduct van wortelresten vrijkwam. Bij de afbraak van de huidjes kwamen allerlei elementen vrij, waaronder ijzer. In zuurstofarme omgeving reduceerde dit ijzer snel tot tweewaardige ijzerionen die, samen met allerlei andere elementen, uitspoelden met het grondwater. De vegetatie op de rug bestond in de periode 6000-5700 BP uit een eikenbos met open plekken. Op de open plekken groeiden allerlei ruderale plantensoorten, een teken van menselijke activiteit.

Fase IV Veranderingen in de bovengrond door periodieke inundatie

Rond 5700 BP was het grondwater in het zoetwatergetijdengebied van de Eem zo hoog gestegen dat ook de top van de bosbodem grote delen van het jaar met water verzadigd was of zelfs onder water stond. De waterstanden fluctueerden in deze periode zeer sterk, door getijdeinvloed en door seizoensinvloeden. Er trad in deze periode een sterke fluctuatie op tussen grondwatersituaties en oppervlaktewatersituaties. In dit kletsnatte milieu hielden de eiken het niet langer vol en stierven af. Hun plaats werd ingenomen door elzen en andere moerasplanten. In de bodem leidden de hoge grondwaterstanden en de periodieke inundaties tot een sterke afname van de biologische activiteit. Op de oostflank van de dekzandrug en plaatselijk ook op andere hellingen vond enige erosie van de toplaag plaats. De top van de rug verspoelde in veel mindere mate. De dichte begroeiing met moerasplanten verhinderde dat. Wel zorgde het grond- en oppervlaktewater hier voor allerlei kleinschalige vervormingen en verstoringen van de bovengrond. Ook vonden talrijke kleine hellingbewegingen plaats (*mass movement*) en leidden drukverschillen tot *loading*-verschijnselen. Op de lagere flanken van de dekzandrug ontstonden sterk gelamineerde onderwaterafzettingen. Ook de boomgaten van afgestorven eiken werden onder water opgevuld. Bij de vertering van boomwortels en boomstammen spoelden de vrijgekomen ruimtes vol met zand dat voordien reeds verbleekt was en/of na inspoeling ter plekke verbleekte.

Fase V Veengroei als gevolg van permanente inundatie
Rond 5500 BP verdween de dekzandrug definitief onder water. De rug werd daarbij overgroeid met rietveen en rietzeggeveen. Het eutrofe karakter van het veen maakt duidelijk dat het grond en oppervlaktewater in deze periode relatief rijk moet zijn geweest. Behalve gestuwd rivierwater vanuit het achterland kan het landschap af en toe ook met brak water zijn overspoeld. De bodem-pH steeg in deze periode tot ca. 6. Het landschap zal in deze periode bestaan hebben uit open waterpartijen met allerlei verlandingsvegetaties.

Summary

From 1994 to 1996 an archaeological excavation was carried out at a site on the route of the future A27 motorway near the Hoge Vaart in southern Flevoland. In the Mesolithic and early Neolithic this site was used by hunters as a resting place. Their camp was situated on a coversand ridge overlain by peat which runs alongside the channel of a former river, brook or tidal inlet. The fossilized soil profiles in this sand ridge reflect the numerous changes which took place in the landscape and the environment during the first half of the Holocene period (10,000–5,000 BP). Further study of these ecological changes was needed in order to correctly interpret the archaeological finds. The State Service for Archaeological Investigations (ROB) commissioned the DLO Winand Staring Centre and BIAX *Consult* to investigate these changes by undertaking a detailed analysis of a number of soil profiles at the site of the excavation.

The research was interdisciplinary in nature and consisted of a combination of geological and pedological analyses of soil profiles, palaeoecological research, radiocarbon dating and micromorphological research. There were three research goals:

1. to document the soil profiles and pedological features in the higher parts of the coversand ridge;
2. to reconstruct the genesis of the soil profiles using pedological information gained from the soil profiles;
3. to reconstruct in outline the succession of vegetation types on the coversand ridge.

The geological analysis of the soil profiles (Chapter 2) revealed that the upper 1-1.5 metres of the coversand ridge consists of a loam-poor deposit of Young Coversand. Underneath this lies a loamy deposit of Old Coversand II. In the top layer of the Old Coversand there are numerous burrows made by beetles, probably dating from the Bølling interstadial period (13,000-12,000 BP). In the middle of the Young Coversand deposit there are green-grey loam inclusions which possibly date from the Allerød interstadial (11,800-11,000 BP). Coversand deposits that were washed down from the ridge were found in the original channel. They most probably originate from the period during and after the early Neolithic colonisation of the sand ridge (Mid-Atlantic period).

The pedological analysis of the soil profiles undertaken in the field (Chapter 3) originally suggested that they were hydromorphic podzols. However, during the course of the research it appeared that the situation was far more complex. The soils showed signs of various stages of development under very differing conditions, making it impossible to attach a clear label to the profiles. They are polygenetic profiles which were covered by peat in about 5500 BP and became fossilized. Rising groundwater has played a very important role in the development of this soil. Radiocarbon dating of peat and root samples (Chapter 4) indicate a rise in the level of the groundwater of at least 15 cm each century during the period 6000-5500 BP. This rapid rise caused the originally dry soils of the coversand ridge to be transformed in the course of a few centuries into strongly hydromorphic soils and eventually into peaty soils. Micromorphological and palaeoecological analysis of the

profiles allowed these changes to be mapped in detail. Five phases in the development of the soils have been identified (Chapter 5, 6 and 7).

Phase I The establishment of an Atlantic forest ecosystem

At the end of the Weichselene ice age (10,000 BP) the most important morphological features of the coversand landscape had become more or less fixed. Soon after the deposition of the coversand the area was colonised by plants and the first soil-forming processes started. The pace of these processes increased rapidly at the start of the Holocene: the climate improved and an open herb vegetation gradually gave way to deciduous woodland. The virgin, pale grey sandy soil slowly but surely developed into a deeply-rooted brown forest soil. The most important soil-forming processes were the forming of a litter and humus layer, biological homogenization, decalcification and brunification by chemical weathering.

During the first half of the Atlantic period (8000-6500 BP) the sand ridge was still part of an extensive coversand landscape north of the ice-pushed ridges of the Gooi area and the Veluwe. The coversand ridge under study was then covered by heavy deciduous forest dominated by lime and oak. The presence of lime trees suggests that the soil was richer then; this might indicate that the coversand was originally calcareous, ensuring a high base saturation of the forest ecosystem long after the mineral soil had been decalcified (lag effect). The groundwater level during the first half of the Atlantic period lay between 90 and 150 cm below the top of the ridge (6,80–7,50 m below NAP). Under the influence of the rich forest vegetation and soil fauna a deep and dark brown forest soil developed in the coversand ridge. The nutrient cycle in the forest ecosystem at this time was more or less closed.

Phase II Light degradation of the soil and vegetation in the Mid-Atlantic

The coversand ridge of the Hoge Vaart excavation formed part of a stable natural ecosystem well into the Atlantic period. The nutrient cycle, soil and vegetation were almost completely in balance. For centuries the rich Atlantic forest vegetation and the deep brown forest soils were left more or less undisturbed. Only during the course of the Atlantic period did the system start to break down, leading to acidification of the topsoil. The structure of the forest became more open and oak replaced lime as the dominant tree species. The cause of this degradation could have been either natural or anthropogenic. The loam-poor substrate of the sand ridge was very sensitive to natural acidifying processes and was eventually no longer able to compensate for the production of acidic compounds, leading to a lowering of the pH of the soil. The nutrient cycle was by this time no longer a closed system and nutrients began to leach away. When prehistoric man repeatedly cleared areas of forest vegetation in the early Neolithic period the process of acidification described above speeded up considerably. An acid brown forest soil developed as a result of this. Continued lowering of the pH led to some local podzolisation in the top of the sand ridge. The effects of this podzolisation process were rather marginal. A more clearly marked factor in the local soil formation was the rise of the groundwater level that took place from about 6000 BP onwards. This rise caused acidification to accelerate.

Phase III Strong soil degradation caused by rising groundwater

From about 6000 BP the groundwater took on a dominant role in the process of soil formation and the development of the landscape on the sand ridge. Peat growth increased and an extensive alder carr arose. As a result of the continuing rise in sea level the surrounding landscape increasingly took on the character of a freshwater tidal area during the Middle and Late Atlantic period. The groundwater level fluctuated considerably, partly due to seasonal influences and partly under the influence of the tide. The groundwater in the sand ridge itself rose during this period at a rate of at least 15 cm each century and the dry sandy soil in the ridge rapidly became wet in the period between 6000 and 5700 BP. Apart from a considerable increase in the acidity of the soil, the wet conditions held up decomposition of the litter and led to the breakdown of the brown humus coatings surrounding the sand particles. The warm brown colour of the old forest soil gave way to the paler quartz colour of the sand grains (bleaching) and the black-brown colour of the colloid organic matter released during the breakdown of root remains. The breakdown of the humus coatings released various elements, including (Fe^{3+}) iron. In the partially anaerobic environment this iron was quickly reduced to bivalent iron ions which, together with a range of other elements, leached into the groundwater. The vegetation on the ridge consisted during the period from 6000 to 5700 BP of oak forest with open areas colonised by a number of ruderal plant species grew, a sign of human activity.

Phase IV Changes in the topsoil caused by periodic inundation

About 5700 BP the groundwater in the freshwater tidal area around the Hoge Vaart site had risen so much that even the surface of the forest soil was saturated or even lay under water for most of the year. The water levels fluctuated considerably during this period due to both the tidal and seasonal influences. During this period, areas under the influence of groundwater and surface water took on very different characteristics. In this extremely wet environment the oak could no longer hold its own and died out, its place being taken by alder and other marsh plants. The high groundwater levels and periodic inundations led to a considerable decrease in biological activity in the soil. The topsoil on the eastern flank of the sand ridge, and also locally on the other slopes, began to erode. Hindered by the thick growth of marsh vegetation, erosion affected the top of the ridge to a much lesser extent, but the groundwater did cause a number of small-scale deformations and disturbance of the topsoil. Small mass movements along the slope of the ridge and loading phenomena took place as a result of pressure differences. Fine black and white-layered underwater deposits were laid down on the lower flanks of the ridge, even filling up the trunk holes left by fallen trees. The holes formed by decaying roots were filled with sand that had already been bleached, or became so after being flushed into the root-holes.

Phase V Peat accumulation resulting from permanent inundation

Around 5500 BP the sand ridge permanently disappeared under water and the ridge became covered by reed peat and reed-sedge peat. The eutrophic character of the peat clearly shows that the soil and surface water must have been relatively rich in

nutrients during this period. Besides river water flowing in from further inland, the landscape was liable to occasional flooding by brackish water. The soil pH rose to about 6. The landscape would then have been made up of areas of open water and hydrosere vegetations.

1 Inleiding

1.1 De archeologische opgraving 'Hoge Vaart'

In de jaren 1994-1996 voerde de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek te Amersfoort een archeologische opgraving uit ten zuidoosten van Almere in Zuidelijk Flevoland (fig. 1). De opgraving vond plaats op kavel Kz 48 ten noordoosten van de Hoge Vaart, ten zuidwesten van de Tureluurweg. De geografische coördinaten van de opgravingslocatie zijn: 151.600 , 481.200.

Aanleiding voor de opgraving was de aanleg van een nieuw tracé van rijksweg A27 tussen de Stichtse Brug bij Huizen en Almere-Buiten. Bij een verkennend booronderzoek door de Stichting RAAP was komen vast te staan dat zich op meerdere locaties in het tracé waardevolle archeologische sporen in de ondergrond bevonden, onder meer op kavel Kz 48, Kz 51, Gz 80 en Kz 81 (Exaltus, 1993). De meeste van deze sporen bevinden zich op dekzandruggen langs de oever van voormalige rivierbeddingen van de Eem. Op grond van het voorkomen van houtskool, vuursteensplinters, vuursteenafslagen en verbrand bot in de toplaag van een dergelijke rug op kavel Kz 48 besloten ROB en Rijkswaterstaat tot een opgraving ter plekke (fig. 2). Deze opgraving startte in november 1994 en werd beëindigd in oktober 1996. Opgravingsleider is Willem-Jan Hogestijn, provinciaal archeoloog van Flevoland, daarbij geassisteerd door Hans Peeters.

Het opgegraven gebied is ongeveer 8400 m^2 (0,84 ha) groot en omvat zowel een noord-zuid gerichte dekzandrug als een gedeelte van een stroomgeul ten oosten van deze rug (fig. 3). Bij de opgraving bleek dat de dekzandrug in het Mesolithicum en Vroeg-Neolithicum lange tijd als pleisterplaats heeft gediend voor jagers en vissers. Tot dusverre zijn vele tientallen haardplekken blootgelegd met daarin veel houtskool en verbrand botmateriaal. Het gaat hierbij zowel om diepe schachthaarden (fig. 4) als ondiepe oppervlaktehaarden. Vooral op het hogere gedeelte van de dekzandrug, maar ook elders, zijn vele duizenden stuks vuursteen aangetroffen, waar onder pijlpunten, krabbers en klingen die zijn gebruikt bij de jacht en bij het verwerken van dierlijk en plantaardig materiaal. Voorts zijn op de site aanzienlijke hoeveelheden neolithisch aardewerk aangetroffen. De ^{14}C-dateringen die tot dusverre aan houtskool uit de haarden zijn verricht wijzen er op dat de rug in de periode 6100-5700 BP regelmatig is bezocht door vroeg-neolithische jagers. Een piek in deze bewoningsactiviteit lijkt zich rond 5800 BP te bevinden. Gecalibreerd naar kalenderjaren volgt hieruit een datering van omstreeks 4800 v. Christus. In archeologische termen behoort de site dus tot een vroege fase van de Swifterbant-cultuur. Het bijzondere van de opgraving aan de Hoge Vaart is dat tot dusverre in West-Nederland geen enkele nederzetting is aangetroffen uit de periode 4900-3800 v. Chr. De opgraving kan wellicht een deel van deze kennislacune opvullen.

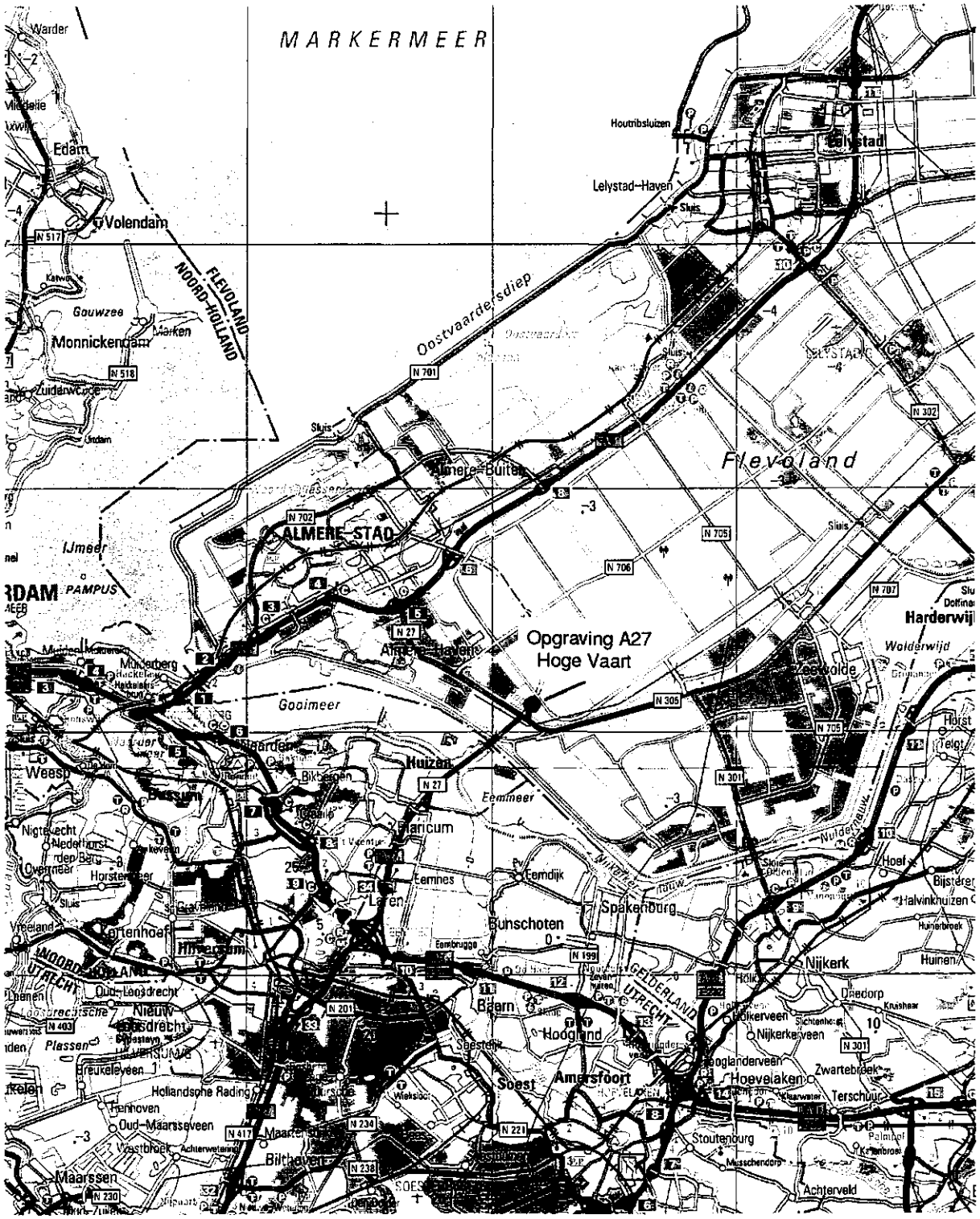


Fig. 1 Geografische locatie van het archeologische opgravingsterrein 'Hoge Vaart' in Zuidelijk Flevoland. De geelgekleurde, gebogen weg direct ten oosten van de opgraving is de Tureluurweg. Kaartschaal 1 : 250 000

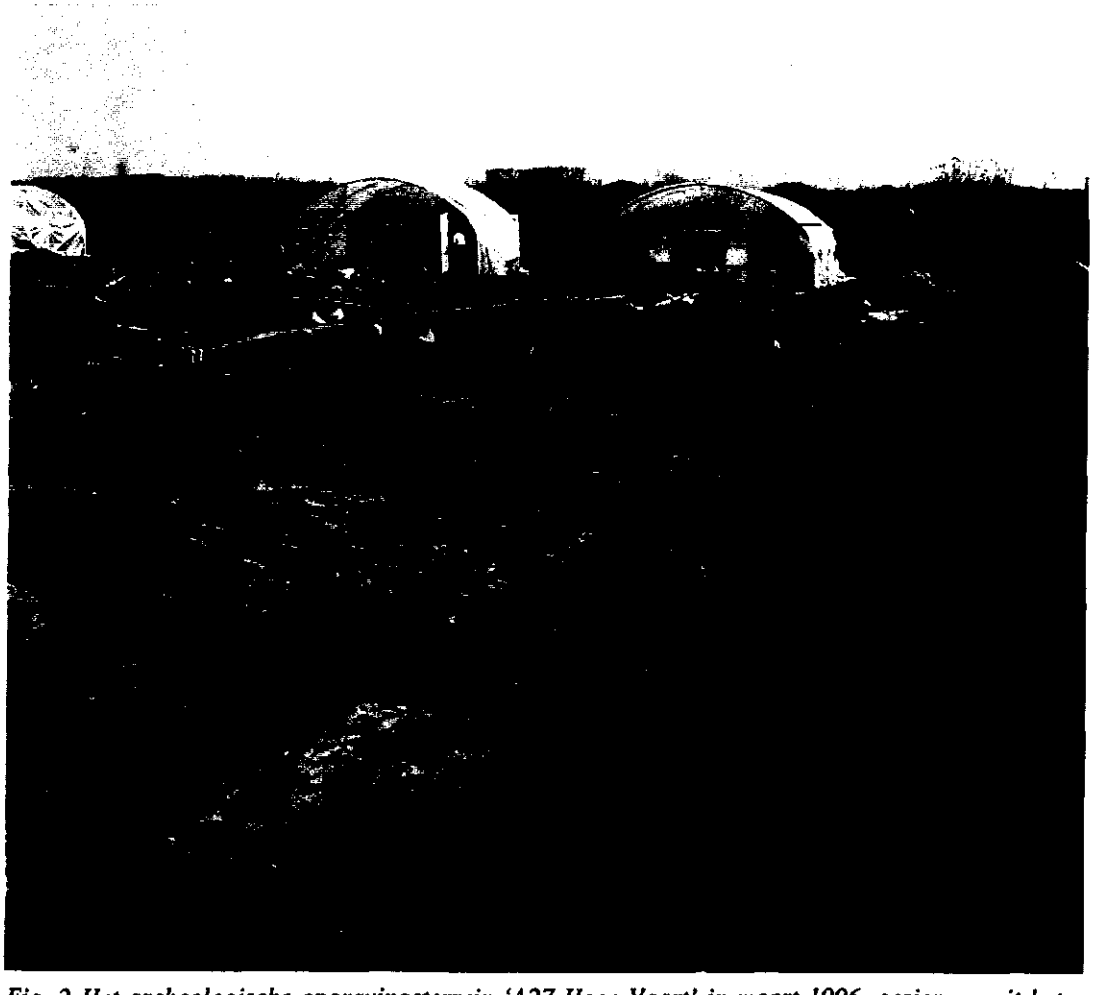
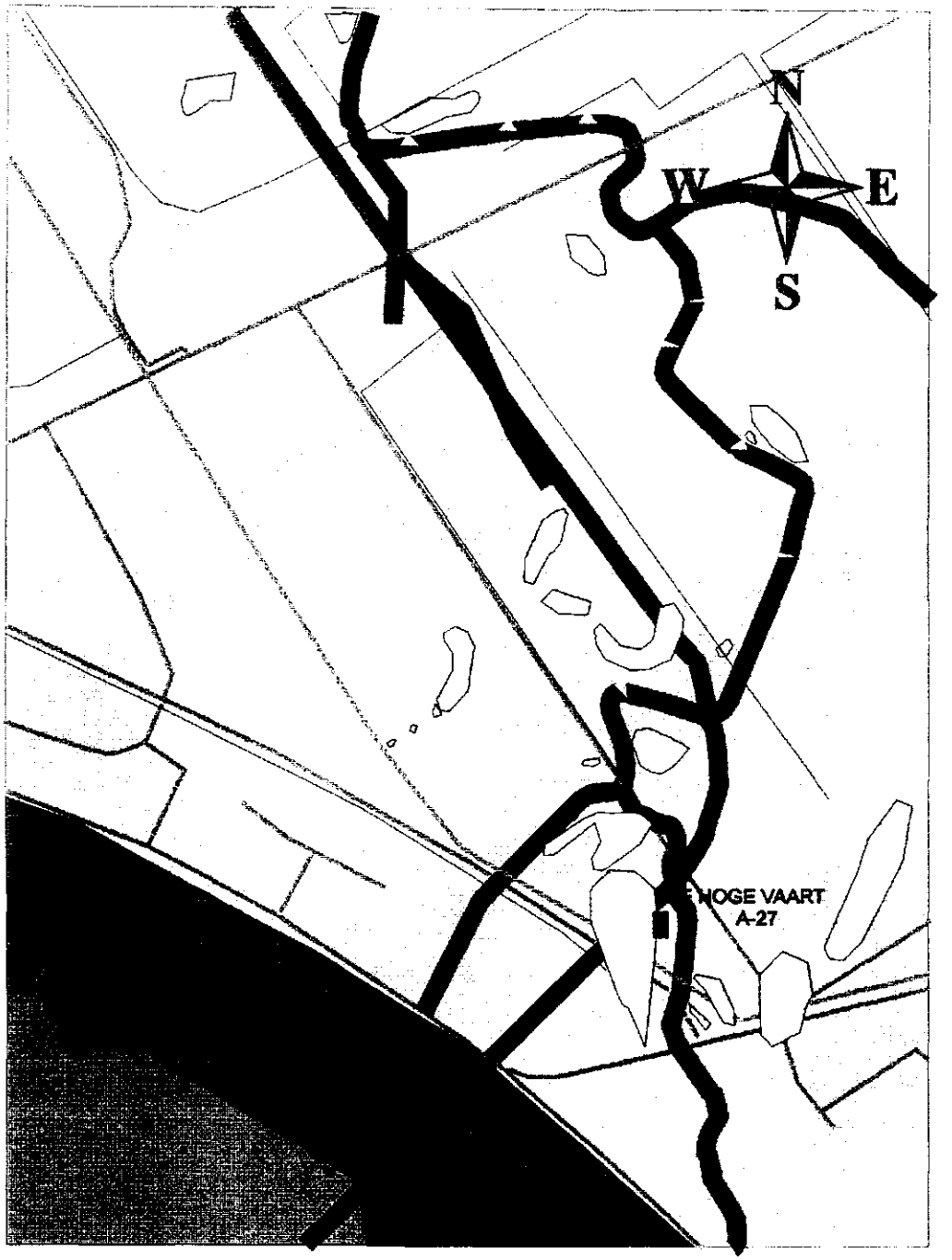


Fig. 2 Het archeologische opgravingsterrein 'A27-Hoge Vaart' in maart 1996, gezien vanuit het zuidwesten. De werkputten van de opgraving zijn afgedekt met zwart plastic. Alleen tijdens opgravingswerkzaamheden werd dit plastic verwijderd. De drie plastic tenten op de achtergrond staan op het hoogste deel van de dekzandrug, de plaats waar ook de meeste archeologische vondsten voorkwamen

1.2 Probleemstelling

Tijdens het archeologisch onderzoek werd al snel duidelijk dat de vroegneolithische jagers bij hun bezoeken aan het benedenstroomse Eemgebied een uiterst gevarieerd en dynamisch landschap aantroffen, waarin zoet water een hoofdrol speelde. De hydromorfe zandgronden in de rug, de verspoelingsverschijnselen in de toplaag van deze gronden en de gevarieerde gyttja- en veenlagen daarboven maken duidelijk dat de bewegingen van het grond- en oppervlaktewater van grote invloed zijn geweest op de ontwikkeling van bodem en landschap.



= BEKENDE ZANDKOPPEN

= TRAJECT SNELWEG A27

= VERMOEDELIJKE LOOP OUDE EEM

= DE HOGE VAART

= WEGEN

= KAVELSLOTEN

Fig. 3 Ligging van het opgravingsterrein. De Pleistocene ondergrond van Zuid-Flevoland bevat talrijke dekzandkoppen en zandruggen (gele vlakken). Op één van deze koppen en ruggen vond in de jaren 1995 en 1996 de archeologische opgraving 'A27-Hoge Vaart' plaats (zwarte rechthoek). Tekening: B.C. Ridderhof

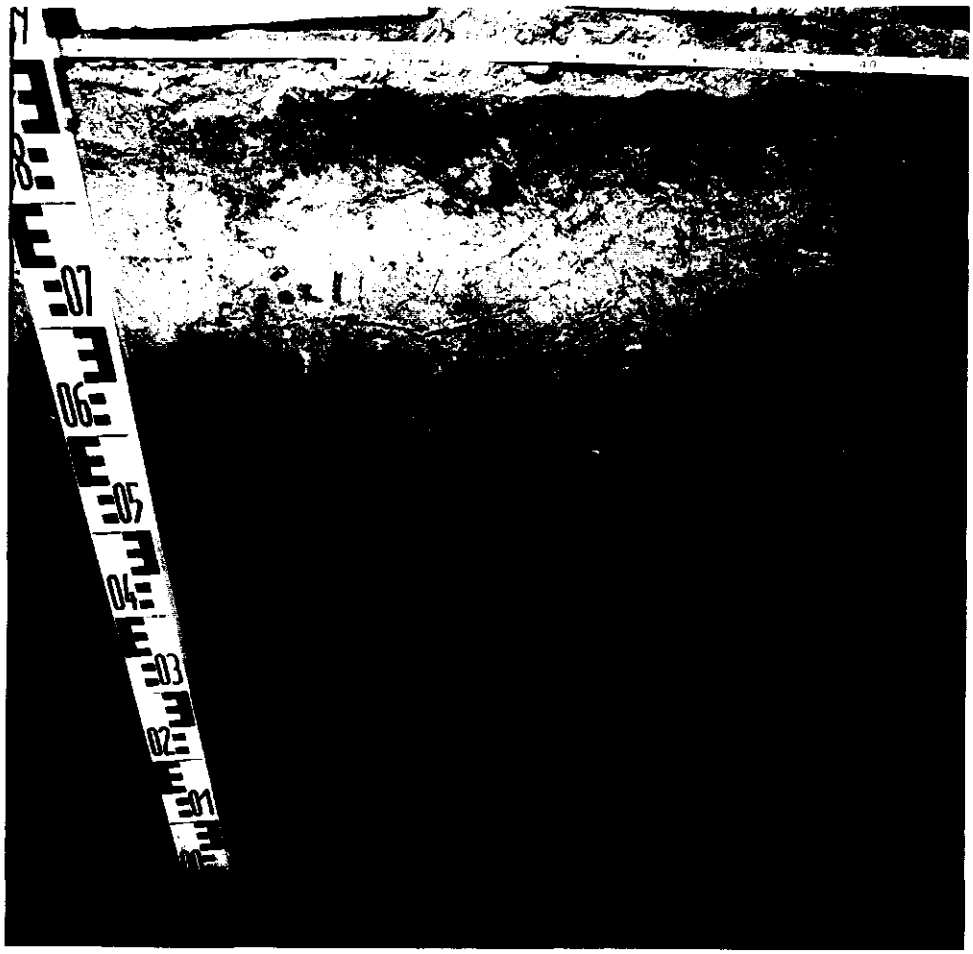


Fig. 4 Schachthaard van vermoedelijk mesolithische ouderdom (noordwand werkput 10). De precieze begrenzing van deze haard is met het blote oog niet te zien. In het diepste deel van de haardkuil bevinden zich vele verkoolde resten van hout en ander plantaardig materiaal (grote zwarte vlek midden op de foto). Boven het zwarte, verkoolde materiaal ligt zand waarmee de kuil is dichtgestort. Nadien is de top van dit zand sterk gebleekt als gevolg van de stijging van het grondwater

Hoofdlijn in deze ontwikkeling was de sterke stijging van de grondwaterstanden als gevolg van de rijzende zeespiegel en een toenemende invloed van de zee. Plaatsen die in het begin van het Atlanticum (8000-7000 BP) nog hoog en droog lagen, kwamen in de loop van het Atlanticum steeds natter te liggen en raakten tussen 6000 en 5000 BP vrijwel allemaal overdekt met veen. Het landschap veranderde in deze periode van een dekzandgebied in een zoetwatergetijdengebied. De mensen die in deze omgeving rondliepen werden dus steeds sterker geconfronteerd met natte tot zeer natte omstandigheden.

Voor een goed begrip van de archeologische sporen en een goede reconstructie van de bewoningsgeschiedenis is niet alleen een nauwgezette documentatie en interpretatie van de antropogene sporen nodig, maar dienen ook de veranderingen die het natuurlijke landschap heeft ondergaan zo nauwkeurig mogelijk te worden vastgesteld.

Hiervoor hebben de archeologen de hulp ingeroepen van specialisten op het gebied van de fysische geografie, de paleo-ecologie, de geochemie en de bodemkunde.

In februari 1996 vroeg de opgravingsleider aan medewerkers van DLO-Staring Centrum en BIAX *Consult* om de bodemprofielen van de dekzandrug nader te bestuderen. Op deze wijze hoopte men meer te weten te komen over het landschap en het milieu waarin de mesolithische en neolithische jagers leefden en over de vele veranderingen die landschap en milieu in de loop der eeuwen hebben ondergaan. Ook willen de archeologen een beter inzicht te krijgen in de stratigrafie van de site, dat wil zeggen de opeenvolging en datering van de diverse natuurlijke en antropogene lagen.

Bij een eerste veldverkenning bleek al dat de interpretatie van de te bestuderen dekzandgronden geen gemakkelijke opgave was. In de loop van het onderzoek bleek dat we bij de Hoge Vaart te maken hebben met *meervoudige paleosols*, dat wil zeggen met verschillende, na elkaar ontwikkelde bodems. Deze bodems vertonen kenmerken van verscheidene fasen van bodemvorming, onder sterk veranderende omstandigheden. De ontstaansgeschiedenis van deze bodemprofielen zijn alleen door zeer grondige studie uiteen te rafelen.

Uit de kenmerken van een bodemprofiel kan in veel gevallen worden afgelezen onder welke milieuomstandigheden het profiel is ontstaan. Een specifieke combinatie van klimaat, moedermateriaal, reliëf, vochthuishouding, vegetatie en bodemfauna leveren na een zekere tijd een specifiek bodemprofiel op (Jenny, 1941). Bodemkundigen proberen de effecten van elk van deze factoren te ontrafelen om bij nieuwe bodemprofielen in te kunnen schatten welke milieuomstandigheden ter plekke hebben geheerst. Wanneer deze milieuomstandigheden zich in de loop der eeuwen meermalen sterk hebben gewijzigd, wordt een dergelijke interpretatie aanmerkelijk lastiger. We hebben dan niet te maken met één specifieke combinatie van bodemvormende factoren, maar met meerdere combinaties. Hierdoor zijn bodemkenmerken over elkaar heen 'geprint', een situatie die vergelijkbaar is met een foto die meerdere malen is belicht. Het is niet altijd eenvoudig om de afzonderlijke bodemkundige fasen van elkaar te schieden, te meer omdat de kenmerken van oudere fasen sterk kunnen zijn veranderd of zelfs geheel kunnen zijn uitgewist door latere processen.

Een tweede probleem bij ons onderzoek was het gebrek aan referentiemateriaal. Hoewel er zowel nationaal als internationaal een aanzienlijke hoeveelheid bodemkundige literatuur bestaat over de bodemvorming in zandige sedimenten, is er nauwelijks iets bekend over zandgronden die ontstaan zijn onder droge omstandigheden, in de loop van hun bestaan onder invloed van het grondwater kwamen te staan en uiteindelijk geheel onder water zijn verdwenen. Het onderzoek bij de Hoge Vaart betekende in zekere zin een reis door een bodemkundig *terra incognita*. Bij deze reis kon alleen worden teruggevallen op onderzoek van anderssoortige bodems en niet op onderzoek van vergelijkbare bodems. Eén van de weinige uitzonderingen op deze regel was het werk van de Wageningse palynoloog A.J. Havinga. Hij publiceerde in 1962 een proefschrift over onder veen begraven podzolgronden in dekzand waaronder een aantal profielen in Flevoland (Havinga, 1962). Zijn pionierswerk leidde tot interessant referentiemateriaal voor ons onderzoek.

Een tweede referentie vormt het paleo-ecologische onderzoek dat Van Smeerdijk op perceel Oz-43 verrichtte (Van Smeerdijk, 1989a). Ook bij dat onderzoek gaat het om een verdronken dekzandbodem die met veen is overgroeid. Het ging hier echter om een profiel uit een wat jongere periode, namelijk om Subboreaal veen op een podzolbodem uit het Laat-Atlanticum.

Behalve van de twee bovengenoemde publicaties over verdronken dekzandgronden in Flevoland, hebben we uiteraard ook veelvuldig gebruik gemaakt van publicaties die ons op deelaspecten van het onderzoek verder konden helpen. De literatuurlijst van dit rapport maakt duidelijk dat het in de meeste gevallen gaat om bodemkundig en paleo-ecologisch onderzoek aan zandgronden in andere landschappen van Noordwest-Europa.

1.3 Doel van het onderzoek

Het onderzoek dat DLO-Staring Centrum en BIAX *Consult* uitvoerden had de volgende drie doelen:

1. documentatie van de bodemprofielen en bodemkundige verschijnselen in de hogere delen van de bestudeerde dekzandrug;
2. reconstructie van de genese van de genoemde bodemprofielen aan de hand van bodemkundige verschijnselen;
3. reconstructie in hoofdlijnen van de vegetatiegeschiedenis van de bestudeerde dekzandrug.

1.4 Interdisciplinaire onderzoeksopzet

Voor de beantwoording van de onderzoeksvragen is gekozen voor een interdisciplinaire werkwijze. Concreet gaat het om de combinatie van methoden en technieken uit de veldbodemkunde, de micromorfologie, de paleo-ecologie en de ^{14}C-datering. Geologie en bodemchemie speelden een aanvullende rol. Het project werd uitgevoerd in teamverband: bodemkundige, paleo-ecoloog en micromorfoloog werkten intensief samen. We vermeden daarbij een *multidisciplinaire* werkwijze, dat wil zeggen een werkwijze waarin de onderzoekers uit de diverse disciplines eerst afzonderlijk hun onderzoek uitvoeren en pas aan het einde van het project proberen hun gegevens te integreren. In plaats daarvan kozen we voor een *interdisciplinaire werkwijze*, dat wil zeggen voor intensieve samenwerking gedurende de volledige loop van het project en een herhaaldelijke reflectie op elkaars werk. Zowel tijdens het veldwerk als bij de analyse, interpretatie en publicatie van de onderzoeksresultaten was er frequent, intensief overleg tussen de drie betrokken onderzoekers. Bovendien was er geregeld contact met de archeologen van de opgraving en met andere specialisten die materiaal van de opgraving uitwerkten.

1.5 Opbouw van het rapport

Het rapport dat nu voor u ligt bestaat behalve dit inleidende hoofdstuk uit vier technische hoofdstukken (hfdst. 2 t/m 6) en een synthese (hfdst. 7). De technische hoofdstukken zijn monodisciplinair van opzet. Het betreft achtereenvolgens: Geologie (hfdst.2), bodemkunde (hfdst. 3), ^{14}C-datering (hfdst. 4), paleo-ecologie (hfdst. 5) en micromorfologie (hfdst. 6). In de synthese (hfdst. 7) zijn de resultaten van de individuele disciplines met elkaar in verband gebracht om de vragen van de opdrachtgever te kunnen beantwoorden. Hoofdstuk 8 geeft de belangrijkste conclusies van het onderzoek weer.

De ontsluitingen die in het voorjaar en de zomer van 1996 aanwezig waren op het opgravingsterrein 'Hoge Vaart' toonden een rijke variatie aan bodemprofielen en bodemkundige verschijnselen. Wij hadden als taak om te achterhalen hoe en wanneer deze profielen en verschijnselen precies zijn ontstaan. Om dit doel te bereiken hebben we in het veld een uitgebreide studie verricht van de bodemprofielen in de zandrug (par. 3.2 *Profielstudie in het veld*). Daarna hebben we getracht om de profielen in een breder typologisch verband te plaatsen en ze te vergelijken met de bodems in de huidige dekzandgebieden (par. 3.3 *Typologie en referenties*). Tenslotte zijn binnen het opgravingsterrein twee profielen uitgekozen voor nadere studie (par. 3.4 *Detailonderzoek*).

2 Geologie

2.1 Inleiding

De dekzandrug waar de archeologische opgraving 'A27-Hoge Vaart' plaatsvond is ruim 100 m lang en ongeveer 20 m breed. De strekkingsrichting van de rug is ongeveer noord-zuid. De top van de rug ligt op een hoogte van 5,80 m - NAP. Aan de oostkant wordt de dekzandrug aangesneden door een buitenbocht van een enkele meter diepe stroomgeul, mogelijk van het riviertje de Eem. Het diepste punt van deze geul ligt op 9,80 m - NAP, dus ongeveer vier meter beneden de top van de dekzandrug.

In het voorjaar en de zomer van 1996 konden we op verschillende plaatsen fraaie ontsluitingen bestuderen. Allereerst waren er verspreid over de opgraving talrijke opgravingsputten. Omdat de vondsten op de rug zelf vrij ondiep in het profiel lagen, werden de meeste putten niet erg diep uitgegraven. Hierdoor was het moeilijk om een goed overzicht te krijgen van de geologische en bodemkundige opbouw van de rug. Op sommige plaatsen waren echter wel diepere kuilen aanwezig. Van groot belang voor ons onderzoek waren voorts de vier lange sleuven die in juli 1996 werden gegraven. Deze sleuven waren enkele tientallen meters lang en 1,5 tot 2 m diep. Twee sleuven doorsneden bovendien de stroomgeul dwars op de stroomdraad. Dit maakte het mogelijk om de geulopvulling en de overgang van dekzandrug naar geul nader te bestuderen.

In dit hoofdstuk leggen we de geologische waarnemingen vast die we hebben verricht in de zomer van 1996. Om de lezer (en onszelf) niet direct te laten verdrinken in een zee van details, beginnen we met een overzicht van de geologische geschiedenis van Zuidelijk Flevoland. Dit plaatst de landschapsontwikkeling in een breder perspectief.

2.2 De geologie van Zuidelijk Flevoland in hoofdlijnen

2.2.1 Laat-Pleistoceen

Onder het maaiveld van het huidige Zuidelijk Flevoland ligt een 300 tot 400 m dik pakket van afzettingen uit het Kwartair. Voor ons onderzoek zijn alleen de laat-pleistocene en vroegholocene afzettingen van belang (fig. 5 en 6). Deze afzettingen bevinden zich binnen 30 m onder het huidige oppervlak. In de Saale-ijstijd sneed het landijs in Midden-Nederland enkele zeer diepe glaciale bekkens uit. Eén van deze bekkens lag tussen de Utrechtse heuvelrug en de stuwwallen van de Veluwe en vormde de basis van de huidige Gelderse Vallei. Dit noordwest-zuidoost lopende bekken beperkte zich echter niet tot de Gelderse Vallei. In noordelijke richting vormt het ook de ondergrond van Zuidelijk Flevoland. Het bekken is hier in het centrum ongeveer 30 m diep (De Gans, 1991; Koopstra et al., 1993).

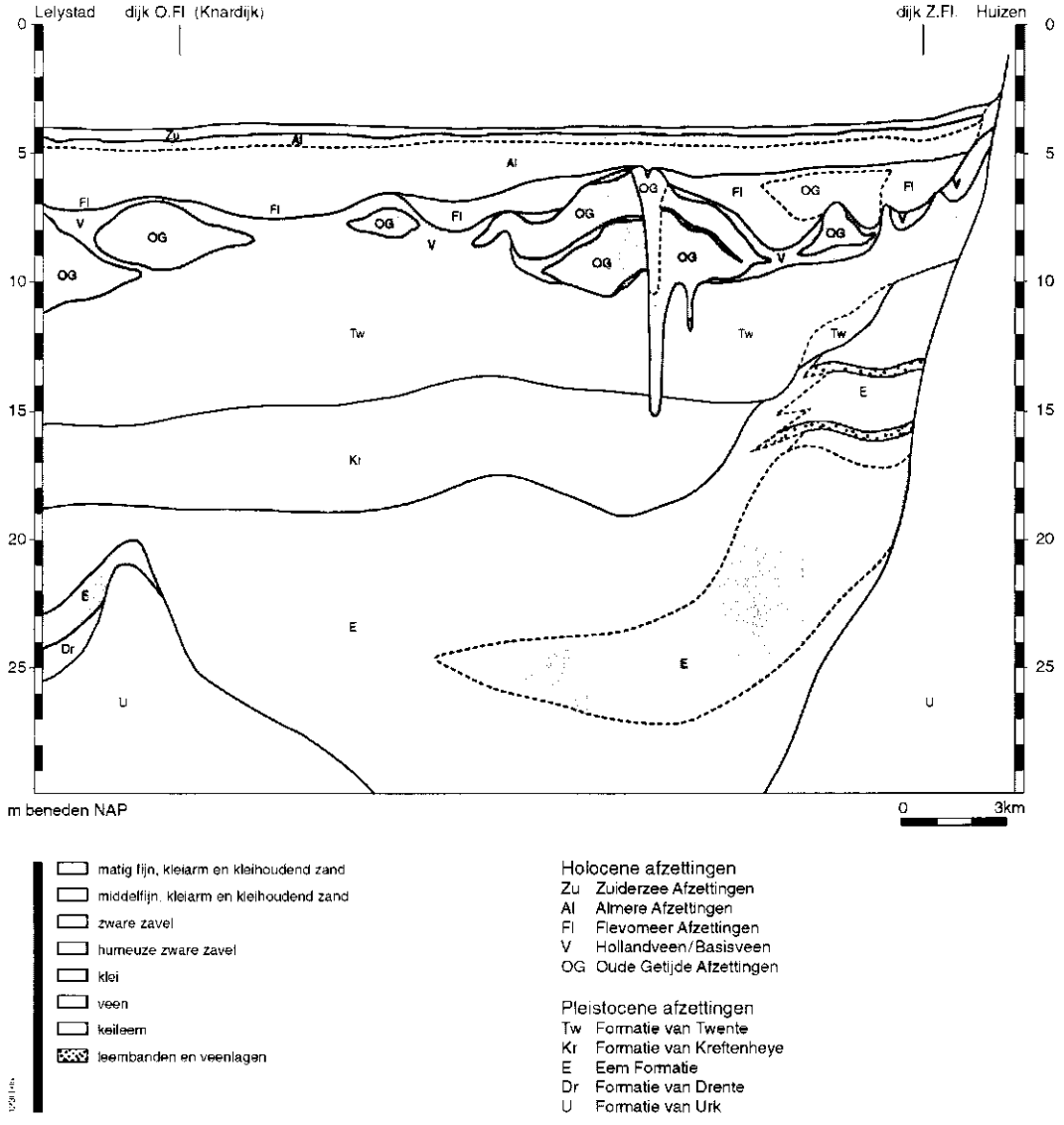


Fig. 5 Geologische dwarsdoorsnede door Zuidelijk Flevoland. Bron: Winkels & Boekee, 1996

In de loop van het Saalien, Eemien en Weichselien is dit bekken voor een groot deel opgevuld met zand en klei (fig. 5). Voor ons doel zijn vooral de afzettingen uit het het Weichselien (Formatie van Twente) van belang. Tijdens deze laatste ijstijd maakte Zuidelijk Flevoland afwisselend deel uit van een uitgestrekte toendra en een

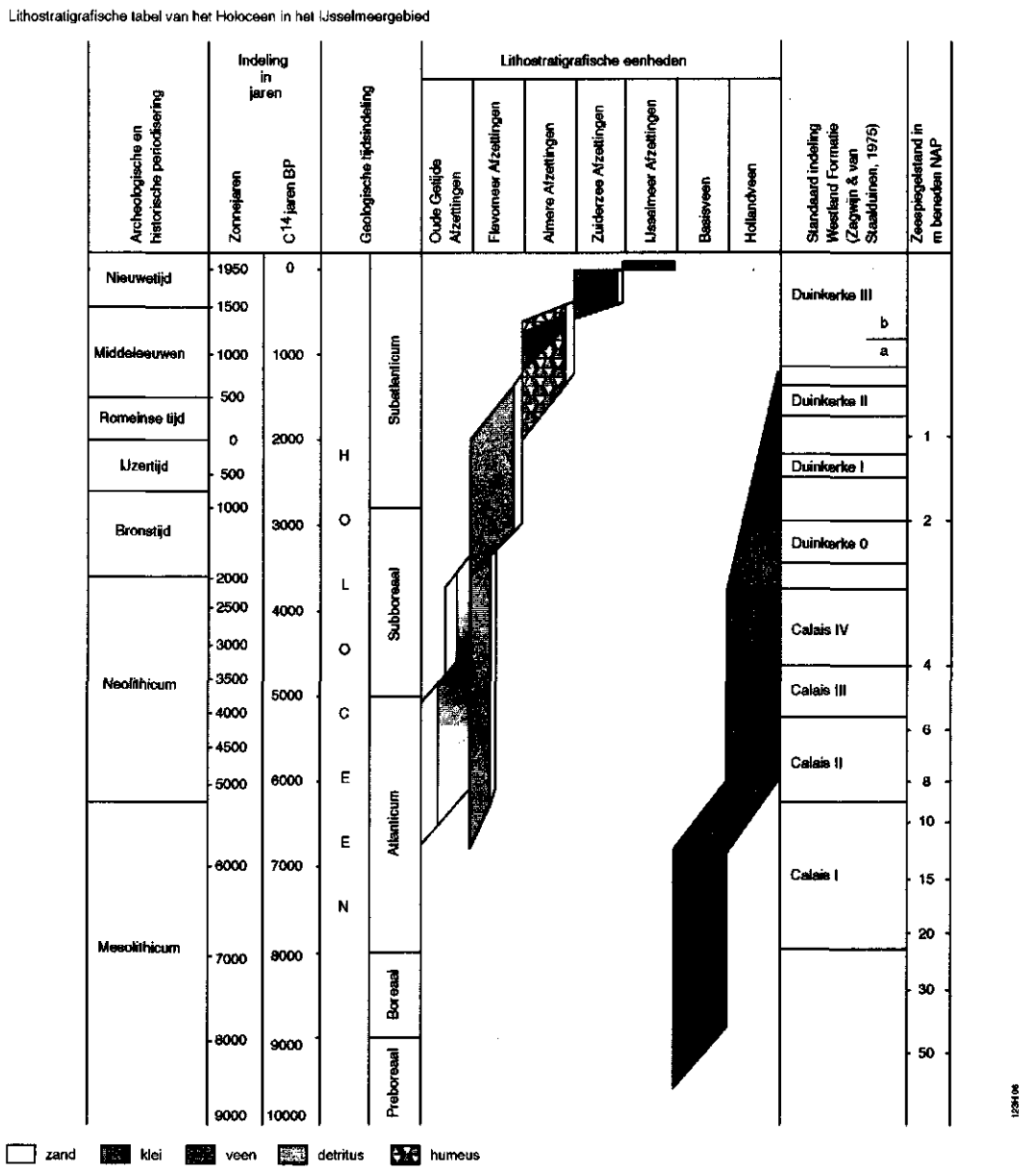


Fig. 6 Lithostratigrafische tabel van het IJsselmeergebied in het Holoceen. Bron: Winkels & Boekee, 1996

droge, zeer koude poolwoestijn. De kale, droge poolwoestijn was zeer gevoelig voor verstuiving. De zanden die aan de oppervlakte lagen werden op grote schaal verplaatst en opnieuw afgezet. In Zuidelijk Flevoland leidde dit tot de afzetting van een pakket

dekzand met een dikte van 2-5 m. Op de meeste plaatsen ligt de bovenzijde van dit dekzandpakket vijf tot tien meter beneden maaiveld. Plaatselijk komen ook hogere opduikingen voor, onder meer langs voormalige geulen van de Eem en in de buurt van de Knardijk. In het Hulkesteinse bos en in de omgeving van Zeewolde ligt het dekzand zelfs aan het maaiveld.

In het begin van de jaren '90 is de morfologie en diepteligging van het dekzand in het voormalige stroomgebied van de Eem gedetailleerd in kaart gebracht (Heidemij, 1993). Hierbij bleek dat het pleistocene oppervlak zeer geaccidenteerd moet zijn geweest. Bij het onderzoek kwamen vele opduikingen van het dekzand aan het licht, onder andere in de vorm van enkele fraaie paraboolduinen. Vele dekzandhoogten hebben een langgerekte vorm en liggen direct langs een voormalige rivier- of beekloop. Nader onderzoek zal moeten uitwijzen of deze ruggen in aanleg rivierduinen of dekzandruggen zijn. Ter plekke van de opgraving wiggen volgens Gotjé laatglaciale leem- en veenafzettingen uit tegen de onderzochte rug. Hij neemt daarom aan dat het om een pleistocene dekzandrug gaat en niet om een vroegholoceen rivierduin (Gotjé, 1995a, 4).

In de Steentijd, toen het dekzandlandschap nog begaanbaar was voor de mens, dienden de ruggen als belangrijke pleisterplaatsen voor jagers, vissers en verzamelaars. Op vele ruggen zijn sporen van menselijke activiteit uit Mesolithicum en Vroeg- en Midden-Neolithicum aangetroffen (Vlierman, 1985; Hogestijn, 1989; 1990;1991; Lenselink, 1996).

2.2.2 Vroeg-Holoceen

In het Laat-Glaciaal en Vroeg-Holoceen werd het dekzandlandschap ten noorden van het Gooi en de Veluwe doorsneden door vele geulen. Het ging onder andere om rivierbeddingen van het riviertje de Eem en daarin uitmondende laaglandbeken. De belangrijkste geulen zijn ingetekend op het kaartje van figuur 7.

Het riviertje de Eem stroomt tegenwoordig door het noordelijke deel van de Gelderse Vallei en het Eemland. Het mondt ten noordwesten van Spakenburg uit in het Eemmeer. In het Vroege Atlanticum (ca. 7000 BP) lag de monding van de Eem veel noordelijker (fig. 8a). De rivier stroomde in die tijd dwars door het dekzand- en laagveenlandschap van Zuidelijk Flevoland naar het kwelder- en waddengebied ten noorden daarvan (Zagwijn, 1986). Uit de diverse diepteboringen die in Zuidelijk Flevoland zijn verricht kon de meest waarschijnlijke loop van de Eem in die tijd worden gereconstrueerd. Bij booronderzoek kon deze hoofdgeul worden vervolgd tot aan het Markermeer, ten oosten van het gemaal De Blocq van Kuffeler (Winkels & Boekee, 1996, 47).

Behalve door de Eem werd het dekzandlandschap van Zuidelijk Flevoland ook doorsneden door de benedenloop van enkele Noord-Veluwse beken. Deze stroomden in westelijke en noordwestelijke richting en mondden op diverse plaatsen in de Eem uit (fig. 7). Hoe deze pleistocene benedenlopen precies verbonden moeten worden met de huidige beekdalen van de Noord-Veluwe is een onderwerp voor nadere studie.

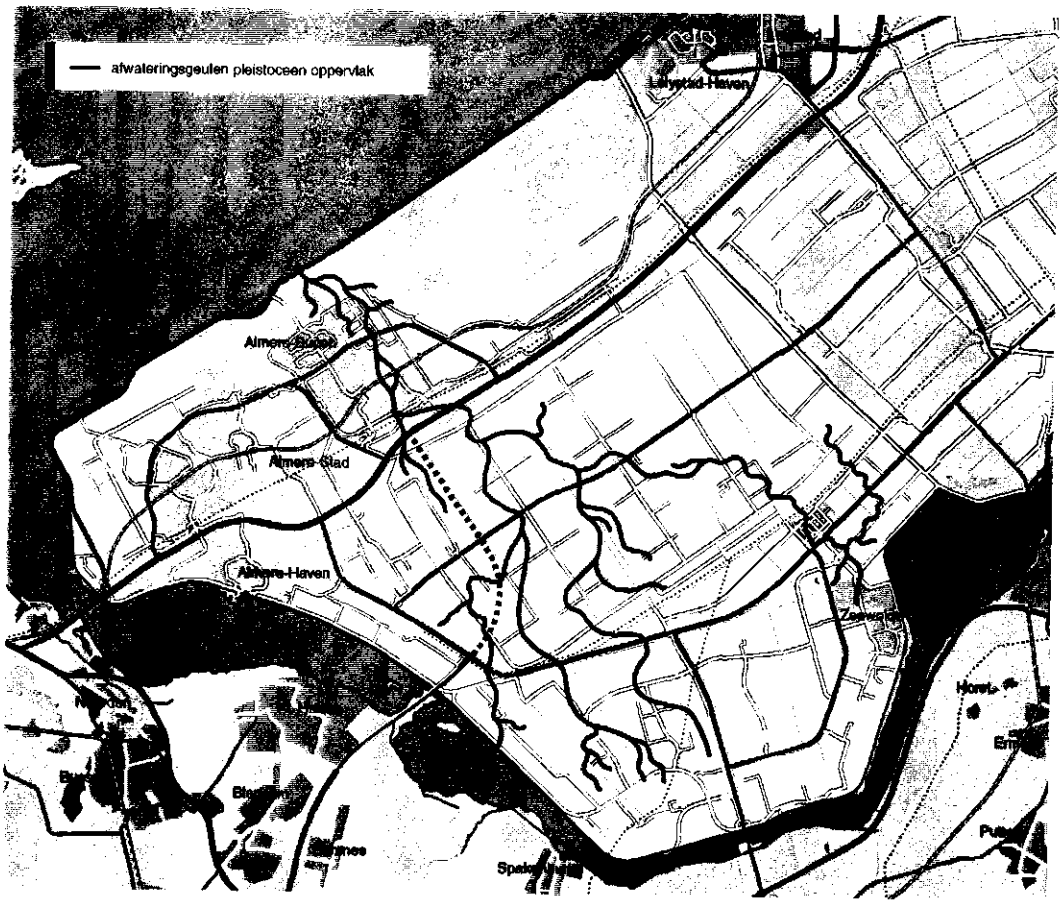


Fig.7 Stroomgeulen van de Eem en daarin uitmondende beken in het Vroege Holoceen.
Bron: Lenselink, 1996

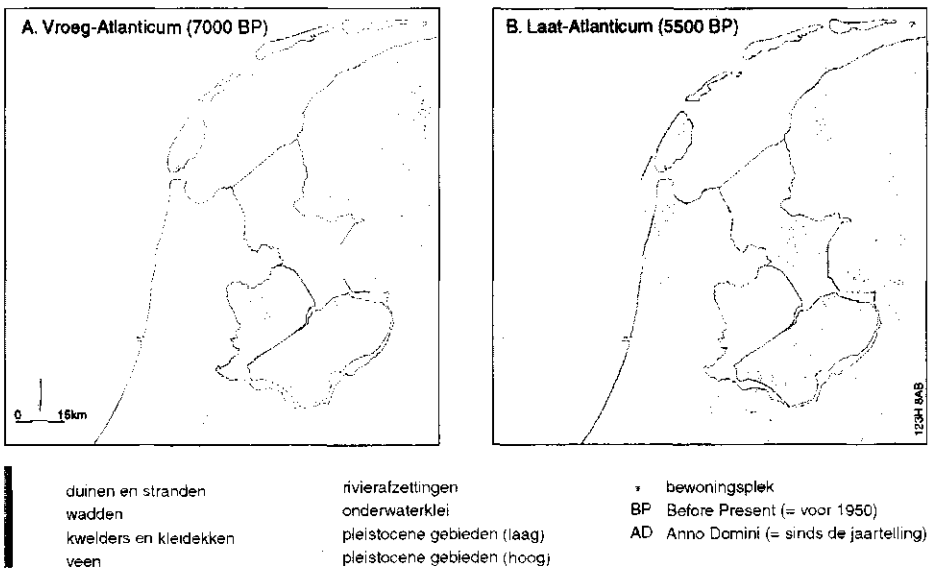


Fig. 8 a) Paleogeografische reconstructie van het IJsselmeergebied in het Vroeg-Atlanticum (ca 7000 BP). Bron: Lenselink, 1996. b) Paleogeografische reconstructie van het IJsselmeergebied in het Laat-Atlanticum (ca. 5500 BP). Bron: Lenselink, 1996

We weten ook niet zeker of de stroomgeul die bij de opgraving is aangetroffen inderdaad een riviergeul is van de Eem. Zonder nader booronderzoek in de omgeving van de site kunnen hierover geen uitspraken worden gedaan. De geul heeft voor een riviergeul een relatief geringe diepte (enkele meters) en breedte (30-35 m). Het zou ook een oude beekloop kunnen zijn die door een dalvormige laagte stroomde en zich in het dekzand heeft ingeslepen. In de huidige Gelderse Vallei komt een dergelijke situatie veelvuldig voor. We zien hier een reeks min of meer parallel lopende dekzandlaagten die worden begrensd door dekzandhoogten en dekzandruggen (Ten Cate, 1969; Spek et al., 1996, 26-40). Een andere mogelijkheid is dat het om een getijdengeul gaat die is gevormd bij een inbraak door de zee.

Recent onderzoek heeft duidelijk gemaakt dat de opgegraven geul geen op zichzelf staande rivier- of beekloop is, maar deel uitmaakt van een groter laaggelegen gebied dat zich ten oosten van het opgravingsterrein uitstrekt (mond. meded. B.C. Ridderhof, 1997). Bij een verkennend booronderzoek in het najaar van 1996 bleek namelijk dat er aan de oostzijde van de geul geen zandige oever lag. Dit zou kunnen betekenen dat de opgegraven dekzandrug aan de rand van een lager gebied heeft gelegen of aan de oever van een meer. Een probleem vormt echter de eroderende invloed van latere zee-inbraken. Wellicht is er wel een oostelijke oever geweest, maar is deze opgeruimd door de zee. Voor een goed beeld is een gedetailleerd stratigrafisch onderzoek van de aangetroffen geul en van de afzettingen in de omgeving nodig. De paleo-ecologische stratigrafie van de opgegraven geul wordt momenteel onderzocht door W. Gotjé (BIAX *Consult*).

Na de ijstijden van het Pleistoceen brak ongeveer 10 000 jaar geleden de warmere periode van het Holoceen aan. Door de afsmelting van de ijskappen steeg de zeespiegel en kwam ook de grondwaterspiegel in het achterland omhoog (Jelgersma, 1961; Van de Plassche, 1982; Gotjé, 1993). Als gevolg hiervan begon in de lagere delen van het dekzandlandschap van Zuidelijk Flevoland veen te groeien (fig. 6: Basisveen). In het westen van dit gebied dateert dit basisveen (rietzeggeveen) al uit het Preboreaal en Boreaal (Havinga, 1963). Deze ontwikkeling versnelde zich in de loop van het Atlanticum toen grote delen van het dekzandlandschap onder het veen verdwenen.

Een ander gevolg van de zeespiegelrijzing was dat de zee dieper in het binnenland kon indringen. In het Eemgebied sleet het zeewater diepe getijdegeulen uit die soms de oudere vroegholocene geulen volgden, soms ook nieuw werden gevormd. Het landschap veranderde daardoor in de loop van het Atlanticum van een dekzandlandschap in een zoetwatergetijdengebied. Doordat de zee op grote schaal zavel en klei afzette (fig. 5 en 6: Oude Getijde Afzettingen), nam de mariene invloed in Zuidelijk Flevoland steeds meer toe (fig. 8b). Of dit daadwerkelijk tot de vorming van een wadden- en kwelderlandschap heeft geleid, wordt tegenwoordig door geologen betwijfeld (Beets et al., 1994). De situatie zoals weergegeven in de fig. 8a en 8b, gebaseerd op reconstructies van Zagwijn, kunnen dus een enigszins verouderd beeld geven. Er zijn op dit moment echter nog geen nieuwe kartografische reconstructies beschikbaar.

Het gebied van de opgraving Hoge Vaart maakte rond 6000 BP naar alle waarschijnlijkheid deel uit van een zoetwatergetijdensysteem dat niet direkt, maar wel indirect

beïnvloed werd door de zee. Direkte invloed van de zee valt mogelijk alleen in de opvulling van de aangetroffen geul te verwachten. Buiten de geul bestond het landschap nog uit hooggelegen dekzandruggen en laaggelegen waterpartijen en veenmoerassen. De waterstanden in dit landschap hebben naar alle waarschijnlijkheid sterk gefluctueerd, onder invloed van het getij en door seizoensinvloeden. Het veen in de laagten van het dekzandgebied groeide op veel plaatsen echter gestaag door. Rond 5500 BP waren de waterstanden in het gebied dermate hoog dat zelfs in de hoogste delen van het dekzandlandschap sprake was van een permanent natte situatie. De in dit rapport beschreven dekzandrug raakte rond deze tijd met rietveen overdekt.

De latere afzettingen in dit gebied waren voor ons onderzoek van ondergeschikt belang. Het gaat achtereenvolgens om detritus- en gyttja-lagen in het zoete Flevomeer, humeuze klei- en zandlagen in het brakke Almere en de afzetting van lichte kleien door de zoute Zuiderzee (Lenselink & Koopstra, 1994) (fig. 5 en 6).

2.3 Geologische opbouw van de onderzochte dekzandrug

2.3.1 Algemeen

In de bovenste twee meter van de onderzochte dekzandrug bij de Hoge Vaart waren twee, duidelijk verschillende, dekzandafzettingen zichtbaar (fig. 9). Onderin de profielwanden en profielkuilen zagen we een blauw- tot groengrijze, sterk gelaagde afzetting die bestond uit zeer fijn, sterk lemig zand. De bovenste 1-1,5 m van de dekzandrug bestond uit geelwit, matig fijn, leemarm zand zonder sedimentaire gelaagdheid. Op grond van hun kenmerken rekenen we deze afzettingen tot respectievelijk het Oud en het Jong Dekzand van de Formatie van Twente. Hieronder bespreken we beide afzettingen meer gedetailleerd, hierbij geholpen door de heer G.H.J. Ruegg van de Rijks Geologische Dienst. Naburige locaties waar de stratigrafie van het dekzand is beschreven zijn Nijkerk (Ente, 1969) en Blaricum (Ruegg, 1983; 1995).

2.3.2 Het Oud Dekzand

Textuur en stratigrafie
De top van het Oud Dekzand ligt binnen de opgraving op 7,40-7,70 m - NAP. Ten opzichte van het oude maaiveld (top van de dekzandrug) ligt de bovenkant van het Oud Dekzand op een diepte van 90-150 cm. Een textuuranalyse van een mengmonster uit de bovenste 10 cm van het Oud Dekzand laat zien dat de zandmediaan (M50) tussen de 110 en 120 µm lag en het leemgehalte rond de 20 % (fig. 10). Het gaat dus om zeer fijn, sterk lemig zand. Naar beneden toe neemt het leemgehalte van het Oud-Dekzandpakket volgens onze veldwaarnemingen licht af.

Fig. 9 Profielwand van de dekzandrug in het noordelijk deel van het opgravingsterrein (trench 7). Onderaan zien we een groengrijze, gelaagde afzetting van Oud Dekzand II. Daarboven ligt een geelwitte, ongelaagde afzetting van Jong Dekzand

Bekijken we het Oud Dekzand in detail, dan blijkt het een sterk laminaire structuur te bezitten. Grijsgekleurde, sterk lemige laagjes wisselen af met geelwitte, leemarme zandlaagjes. Tezamen zorgen ze voor een karakteristieke 'spekkoek'-gelaagdheid. De laagjes lopen vrijwel overal parallel, wat op een rustig milieu ten tijde van de vorming wijst.

De sedimentaire gelaagdheid is vooral in het noorden en westen van de opgravingsput duidelijk aanwezig. Slechts op enkele plaatsen zijn in het Holoceen boomwortels in het Oud Dekzand doorgedrongen. Opvallend is de minder duidelijke gelaagdheid van het Oude Dekzand op de hogere delen van de dekzandrug, dus meer naar het zuiden en oosten. Vermoedelijk is de oorspronkelijke sedimentaire structuur hier in een later stadium doorbroken door (boom)wortels en bodemfauna. We leiden hieruit af dat de hogere delen van de rug een diepere doorworteling en bioturbatie hebben gekend dan de lagere delen. Aan de bovenzijde van het Oud-Dekzandpakket komen voorts graafgangen van kevers voor, die we hieronder afzonderlijk bespreken.

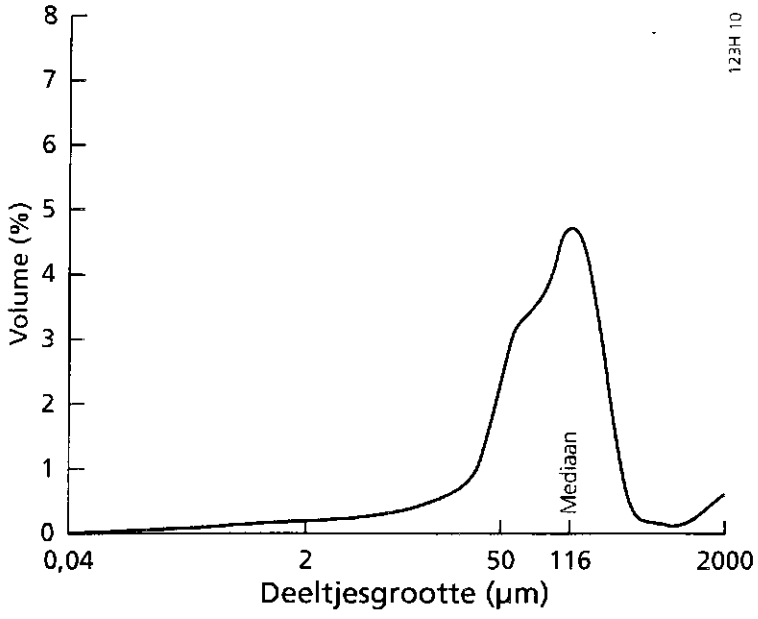


Fig. 10 Korrelgrootteverdeling van een monster uit de top van het Oud Dekzand (werkput 10, spoor 18). De grafiek maakt duidelijk dat het zeer fijn, sterk lemig zand betreft. De zandmediaan (M50) bedraagt 116 µm

Het ontstaan van de sedimentaire microgelaagdheid in het Oud Dekzand hangt vermoedelijk samen met een afwisseling aan het sedimentatieoppervlak van natte en droge omstandigheden ten tijde van de permafrost. Onder droge omstandigheden konden zand- en leemdeeltjes zich gemakkelijk over het oppervlak verplaatsen. De laagjes die hierbij ontstonden bevatten dus vrij veel zand. Daarentegen kon zand onder natte omstandigheden (ontdooien toplaag permafrost) veel minder gemakkelijk over het oppervlak salteren; het bleef 'plakken'. In dit natte milieu konden wel zwevende leemdeeltjes uit de lucht worden gevangen. Zo ontstonden lemige laagjes. Door afwisseling van droge en natte perioden ontstond dus op den duur een karakteristieke opeenvolging van zandige en lemige laagjes van verschillende dikte. Mogelijk weerspiegelt zich in deze patronen zelfs een seizoensinvloed (Ruegg, 1981; 1983; Schwan, 1986; 1988).

Nergens konden we in het Oud Dekzand het kenmerkende grindlaagje van de Laag van Beuningen (*desert pavement*) onderscheiden. Deze grindjes vormen op veel plaatsen in Nederland de grens tussen het Oud Dekzand I en het Oud Dekzand II. Mogelijk ligt deze laag dieper dan de door ons onderzochte bovenste meter van het Oud Dekzandpakket. Ook is het mogelijk dat er geen grind ter plekke aanwezig was. Kryoturbate structuren zijn in de top van het Oud Dekzand vrijwel afwezig. Slechts op enkele plaatsen lijkt de bovenste 1 á 2 dm licht kryoturbaat verstoord. Het ontbreken van grindjes aan de top van het Oud Dekzand en de afwezigheid van vorstwiggen en diepe kryoturbate structuren (kenmerk van Oud Dekzand I) leidt tot de conclusie dat we hier met Oud Dekzand II te maken hebben en waarschijnlijk niet

met Oud Dekzand I. De afzetting dateert dus waarschijnlijk van het einde van het Pleniglaciaal (Midden-Weichselien).

De textuurverandering van het lemige Oud Dekzand naar het leemarme Jong Dekzand vindt niet ineens plaats, maar sprongsgewijs. Naar boven toe wordt het zand dus sprongsgewijs grover. In de onderste 1 á 2 dm van het Jong-Dekzandpakket komen af en toe nog grijskleurige, lemige laagjes voor. Waarschijnlijk verdween de permafrost aan het einde van het Pleniglaciaal niet ineens, maar was er een overgangsperiode met wisselende omstandigheden.

Kevergangen in de top van het Oude Dekzand

Op verschillende plaatsen kon worden waargenomen dat de natuurlijke gelaagdheid van de top van het Oude Dekzand was onderbroken door cylindervormige structuren. In dwarsdoorsnede blijken deze structuren een diameter van 12-15 mm te hebben, dus ongeveer de grootte van een kwartje (fig. 11a).

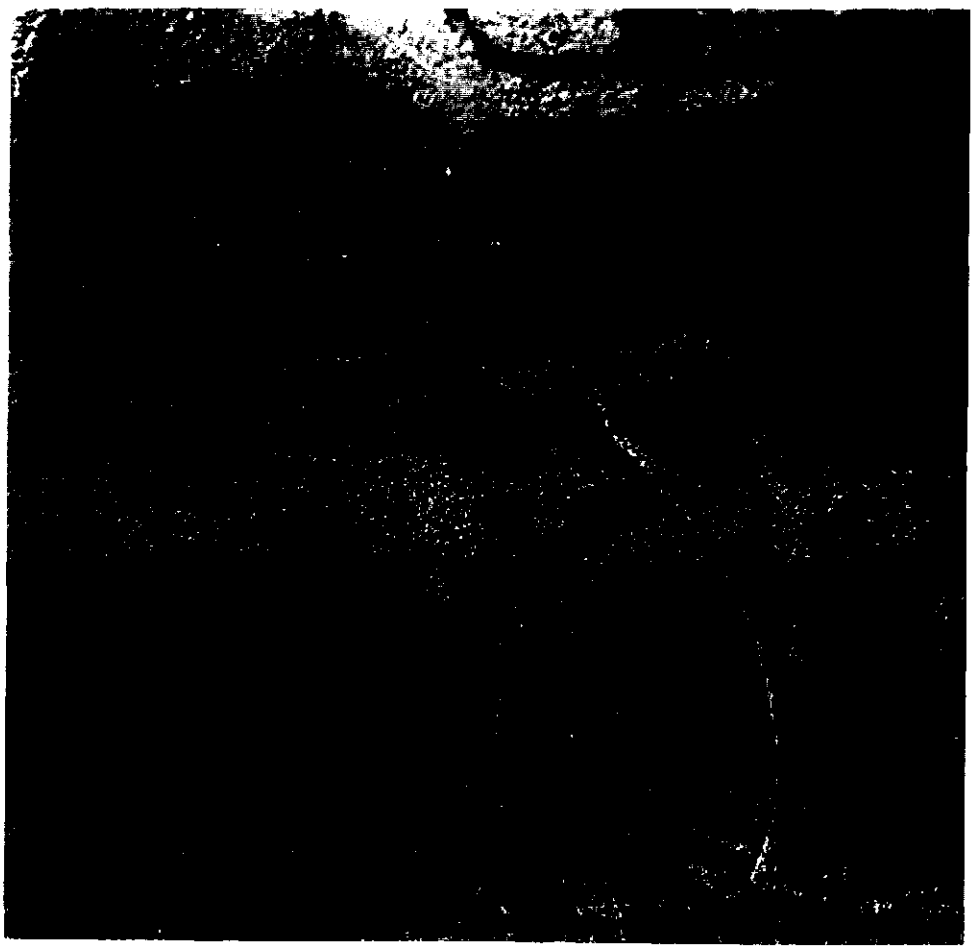


Fig. 11a Cirkelvormige dwarsdoorsneden van pleistocene kevergangen in de top van het Oude Dekzand (noordwand trench 7, werkput 432). De gangen hebben een diameter van 12-15 mm en dateren vermoedelijk uit het Bølling-interstadiaal van de late Weichsel-ijstijd (13 000-12 000 BP)

Fig. 11b Lengtedoorsnede van een ingestorte graafgang van mestkevers in de top van het Oude Dekzand (noordwand trench 7, werkput 432). De lengte van de gang bedraagt ca. 12 cm

In lengtedoorsnede zien we gangen van 10-15 cm lengte (fig. 11b). Vrijwel zeker hebben we hier te maken met gangen van mestkevers of anderssoortige bladsprietkevers. Deze worden wel vaker aangetroffen in lagen die in interstadiale perioden of in het Vroeg-Holoceen aan de oppervlakte lagen (De Bakker & Edelman-Vlam, 1976, 34-37; Brussaard & Runia, 1984; Brussaard, 1985).

In dit geval gaat het mogelijk om kevers die tijdens het Bølling-interstadiaal aan het oppervlak van het Oud Dekzand hebben rondgescharreld. Het Bølling-interstadiaal (13 000-12 000 BP) was een relatief warme periode aan het begin van het Laat-Weichselien. De toendravegetatie maakte gedurende korte tijd plaats voor een parklandschap en gemengde bossen van berk en den. We moeten echter ook niet uitsluiten dat de kevers afkomstig zijn van een hoger loopvlak en zich vele decimeters diep hebben ingegraven zoals ook op andere plaatsen is waargenomen. In dat geval kunnen de gangen uit het Allerød-interstadiaal, het Preboreaal of het Boreaal stammen.

2.3.3 Het Jong Dekzand

Stratigrafie
Het Jong Dekzand heeft ter plekke van de dekzandrug van de Hoge Vaart een dikte van 90-150 cm. De top van het Jong Dekzand ligtop het hoogste deel van de rug rond de 6 m - NAP. Het zand is onderin geelwit van kleur, bovenin is de kleur veel bruiner als gevolg van bodemvorming.

Uit de textuuranalysen van de Landbouw Universiteit blijkt dat het Jong Dekzand bij de Hoge Vaart wat grover is dan het Oud Dekzand (fig. 12). De curve van de korrelgrootteverdeling heeft een scherpe top, wat aangeeft dat het zand vrij homogeen van samenstelling is. De mediaan van de korrelgrootte ligt rond de 200 µm. Het Jong Dekzand bevat vrij weinig leem. Het leemgehalte bedraagt ongeveer 7 %. Samenvattend kunnen we het Jong Dekzand dus als matig fijn, leemarm zand karakteriseren. Evenals het Oud Dekzand is ook het Jong Dekzand ter plekke van de opgraving volledig eolisch gevormd. Structuren en patronen door toedoen van stromend water zijn nergens aangetroffen.

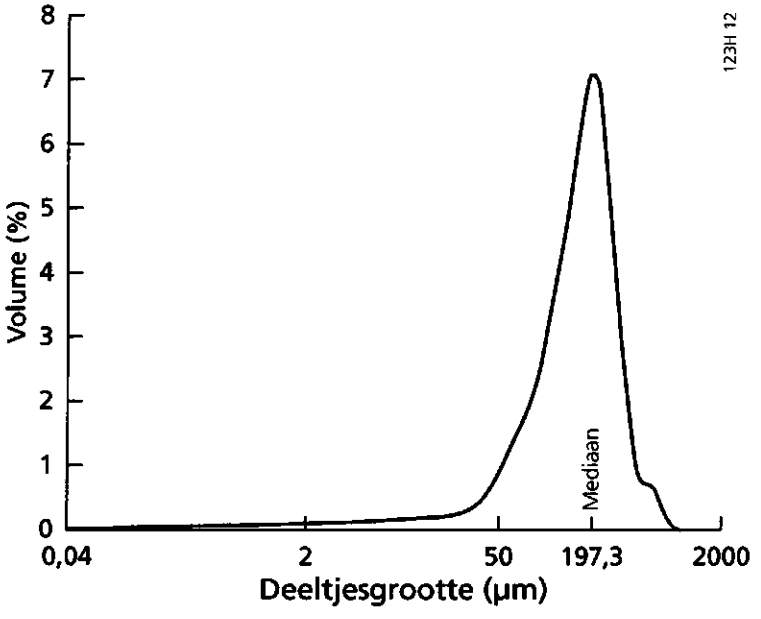


Fig. 12 Korrelgrootteverdeling van een monster uit het Jonge Dekzand (werkput 10, spoor 14). De grafiek maakt duidelijk dat het om leemarm, matig fijn zand gaat. De zandmediaan (M50) bedraagt 197 µm

Het is niet duidelijk of we te maken hebben met Jong Dekzand I, met Jong Dekzand II of met een combinatie van beide afzettingen. Vooralsnog ontbreekt namelijk een duidelijke Laag van Usselo (Allerød-laag) die de grens zou kunnen aangeven tussen Jong Dekzand I en II. Wanneer de grijsgroene lagen waarover hieronder gesproken

wordt tot het Allerød-interstadiaal zou blijken te behoren, dan hebben we bij de Hoge Vaart met beide afzettingen van doen: een Jong Dekzand I-pakket van 50-100 cm en een Jong Dekzand II-pakket van 40-100 cm.

Het onderste deel van het Jong Dekzand is in het laaggelegen westelijke en noordelijke deel van de opgraving duidelijk parallel gelamineerd. Klaarblijkelijk bereikten wortels en bodemfauna deze diepte nooit vanwege het hoge grondwater. Dichter bij de geul, dat wil zeggen op het hogere deel van de dekzandrug, is de laminaire sedimentaire structuur grotendeels verdwenen, een teken dat beworteling en bodemfauna hier veel dieper in het profiel zijn doorgedrongen. Het grondwater zat hier namelijk veel dieper.

Leeminschakelingen in het Jong Dekzand

Op verschillende plaatsen waren groengrijze lemige inschakelingen in het Jong Dekzand zichtbaar. Door de archeologen van de opgraving zijn deze inschakelingen aangeduid als spoor 19. Het gaat om een vrij dunne (5-10 cm) lenzen van sterk lemig (25-30%) zand met een karakteristieke turquoise kleur (fig. 13). In de meeste gevallen gaat het om 10-20 cm brede, lensvormige inschakelingen in het Jong Dekzand. Alleen in de zuidwand van werkput 10 (langs damwand) namen we over enkele meters een ononderbroken dunne leemlaag waar met een zeer onregelmatig verlopende golvende boven- en ondergrens. Op andere plaatsen ontbreekt de laag echter weer volledig en hebben we te maken met een aaneengesloten leemarm dekzandpakket.

De groengrijze leemlagen bevinden zich in het midden van het Jong Dekzand-pakket, meestal op een diepte van 40 tot 80 cm. Op de hoogste delen van de rug liggen de leemlagen 80-100 cm beneden maaiveld. Naar beneden toe gaat de leemlaag soms over in een dunne groene zandlaag. Net als in de top van het Oud Dekzand II komen ook in de groengrijze leemlagen graafgangen van kevers voor. Vergelijkbare leemlagen zijn ook in het zuiden van Oostelijk Flevoland aangetroffen (Ente et al., 1986, 38).

De genese van de leemlagen is onduidelijk. Het lensvormige karakter en de talrijke onderbrekingen doen denken aan verspoeling in een geaccidenteerd microreliëf, dat wil zeggen op een afzetting door water. De aanwezigheid van graafgangen van kevers lijkt erop te wijzen dat deze lagen in een interstadiaal een tijd aan het oppervlak hebben gelegen. Omdat we met inschakelingen in het midden van het Jong Dekzand-pakket te maken hebben, is het niet onmogelijk dat we hier te doen hebben met een afzetting uit het Allerød-interstadiaal. Deze hypothese zal echter door nader palynologisch onderzoek moeten worden getoetst.

Verspoeld dekzand in de geulopvulling

Bij een eerste beschouwing van enkele dwarsprofielen van de opgegraven geul was te zien, dat in een bepaalde periode dekzand vanaf de hogere gedeelten van de dekzandrug de geul is ingespoeld en ingegleden. Hierbij werd een grijze laag dekzand van enige decimeters dikte afgezet die uitwigt over de onderliggende gyttja- en detrituslagen. De zandlaag bevatte vondstmateriaal uit het Vroeg-Neolithicum.

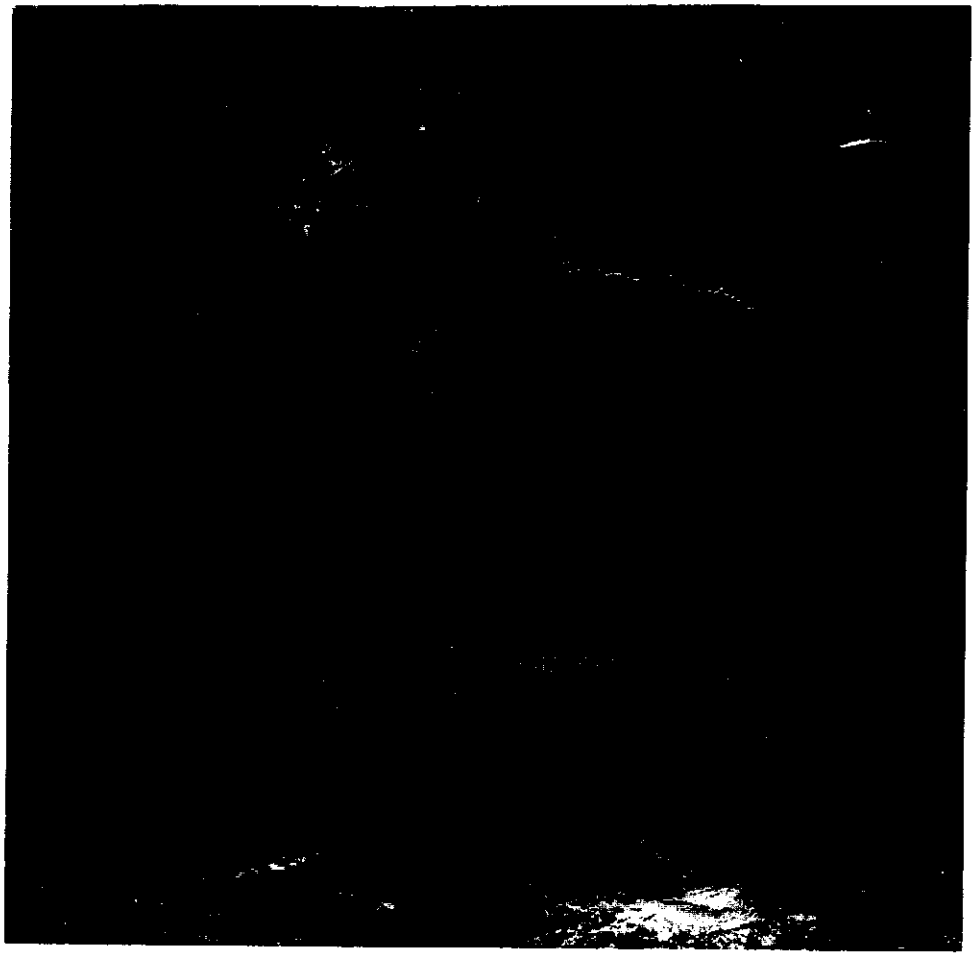


Fig. 13 Groengrijze leeminschakelingen in het Jonge Dekzand (werkput 9, noordwand). De uitstulpingen aan de onderzijde van de laag (uiterst rechts en links) zijn waarschijnlijk veroorzaakt door graafactiviteiten van mestkevers

Uit een bodemchemisch onderzoek van deze laag in de trenches 7 en 10 is gebleken dat de chemische samenstelling van deze verspoelde zandlaag sterk overeenkomt met die van de toplaag van de dekzandrug (mond. meded. B.H. Jansen, 1996). We moeten dus rekening houden met een zekere afvlakking (*abrasie*) van de oostflank van de dekzandrug. Deze heeft plaatsgevonden tijdens of kort na de vroegneolithische bewoning, dus in het midden van het Atlanticum.

Ook op andere plaatsen in de Flevopolders is abrasie van het dekzand vastgesteld. In de omgeving van Biddinghuizen (Oostelijk Flevoland) bedroeg de afvlakking enkele decimeters tot een halve meter. Bij de pleistocene opduiking De Knar wordt gedacht aan enkele decimeters (Ente et al., 1986, 41-43).

Bij de onderzochte dekzandrug bij de Hoge Vaart kunnen vrij grote verschillen in de intensiteit van het abrasieproces worden waargenomen. Op het hogere, zuidelijke deel van de rug zijn vele tientallen gave oppervlaktehaarden uit het Vroeg-Neolithicum aangetroffen. Dit wijst op een geringe verstoring. In het noordelijke gedeelte van de rug, dat wat lager ligt, lijkt de afvlakking sterker te zijn geweest net

als op de helling van dekzandrug naar geul (westelijke oever). Dit kan worden afgeleid uit de grotere dikte van verspoelde zandlagen op de flanken van de rug. Het gaat hier echter om voorlopige conclusies. De exacte intensiteit en chronologie van het abrasieproces kan alleen met gedetailleerd stratigrafisch onderzoek worden vastgesteld. In het vervolgonderzoek dat DLO-Staring Centrum en BIAX *Consult* in de winter 1996/'97 uitvoeren zal dit thema nadere aandacht krijgen. In de hoofdstukken 6 en 7 van dit rapport zijn enkele voorlopige resultaten verwerkt.

2.4 Conclusies

De belangrijkste conclusies van het geologisch onderzoek zijn:

1. De dekzandrug bij de Hoge Vaart bevat twee dekzandafzettingen. De bovenste 1-1,5 m van de rug bestaat uit een grotendeels ongelaagd, matig fijnzandig, leemarm Jong Dekzand (10 000-12 000 BP). Daaronder ligt een sterk gelaagde, zeer fijnzandige, sterk lemige afzetting van Oud Dekzand II (Pleniglaciaal).
2. In de top van het Oud Dekzand II komen talrijke graafgangen van kevers voor. Deze graafgangen stammen waarschijnlijk uit het Bølling-interstadiaal (12 000-13 000 BP).
3. In het midden van het Jong Dekzand pakket komen groengrijze leeminschakelingen voor die eveneens sterk zijn beïnvloed door graafactiviteiten van kevers. De inschakelingen zijn waarschijnlijk door inspoeling ontstaan en dateren mogelijk uit het Allerød-interstadiaal (11 800-11 000 BP).
4. De opvulling van de opgegraven geul bevat een verspoelde laag dekzand waarvan het materiaal afkomstig is van de top van de aangrenzende dekzandrug. De verspoeling dateert van tijdens en na de vroegneolithische bewoning op de rug (Midden-Atlanticum).

3 Bodem

3.1 Inleiding

De ontsluitingen die in voorjaar en zomer van 1996 zichtbaar waren op het opgravingsterrein 'Hoge Vaart' toonden een rijke variatie aan bodemprofielen en bodemkundige verschijnselen. Onze opdracht was om te achterhalen hoe en wanneer deze profielen en verschijnselen precies zijn ontstaan. Om dit doel te bereiken hebben we in het veld een uitgebreide studie verricht van de bodemprofielen in de zandrug (par. 3.2 *Profielstudie in het veld*). Daarna hebben we getracht om de profielen in een breder typologisch verband te plaatsen en ze te vergelijken met de bodems in de huidige dekzandgebieden (par. 3.3 *Typologie en referenties*). Tenslotte kozen we binnen het opgravingsterrein twee profielen uit voor nadere studie (par. 3.4 *Detailonderzoek*).

3.2 Profielstudie in het veld

3.2.1 Algemene profielopbouw

De bodemprofielen in de top van de dekzandrug van de Hoge Vaart vertonen in grote lijnen de volgende profielopbouw (fig. 14): Bovenop het zandprofiel ligt een laag rietveen of rietzeggeveen (1C-horizont, spoor 1). Direct daaronder, dus in de top van het zandprofiel, komt een dunne laag verspoeld en vervormd dekzand voor (2C-horizont, spoor 2-3) die op veel plaatsen zeer heterogeen van samenstelling is. Onder deze verspoelde laag ligt een natuurlijk bodemprofiel dat grotendeels in Jong Dekzand is gevormd. Van boven naar onder onderscheiden we een lichtgrijze 3E-horizont (spoor 4), een donkerbruin gekleurde 3B-horizont (spoor 12) en een lichtbruine overgangslaag (3BC-horizont, spoor 13) naar het geelwitte moedermateriaal (3C1-horizont, spoor 14). Hieronder ligt een groengrijze leeminschakeling in het Jong Dekzand (3C2-horizont, spoor 19), een grijswitte laag gereduceerd Jong Dekzand (3C3-horizont) en tenslotte een groengrijze sterk lemige laag Oud Dekzand (4C-horizont).

In de paragrafen hieronder bespreken we de kenmerken van het veen, de verspoelde laag en van de diverse horizonten van het bodemprofiel. Het Oud en Jong Dekzand is al in hoofdstuk 2 behandeld.

De horizontcodering die we in dit rapport gebruiken is een zeer eenvoudige. Om praktische redenen wijkt onze codering namelijk af van het meer gedetailleerde systeem dat binnen de Nederlandse bodemkartering gewoonlijk gebruikt wordt (Ten Cate et al., 1995). Fossiele bodems zoals die bij de Hoge Vaart zijn namelijk ongeschikt om met de gangbare coderingen te typeren. Hoewel Bos en Sevink ruim twintig jaar geleden reeds een voorstel hebben gedaan voor een nieuwe codering van horizonten in paleosols, heeft een dergelijk systeem in latere bodemkundige publikaties geen ingang gevonden (Bos & Sevink, 1975).

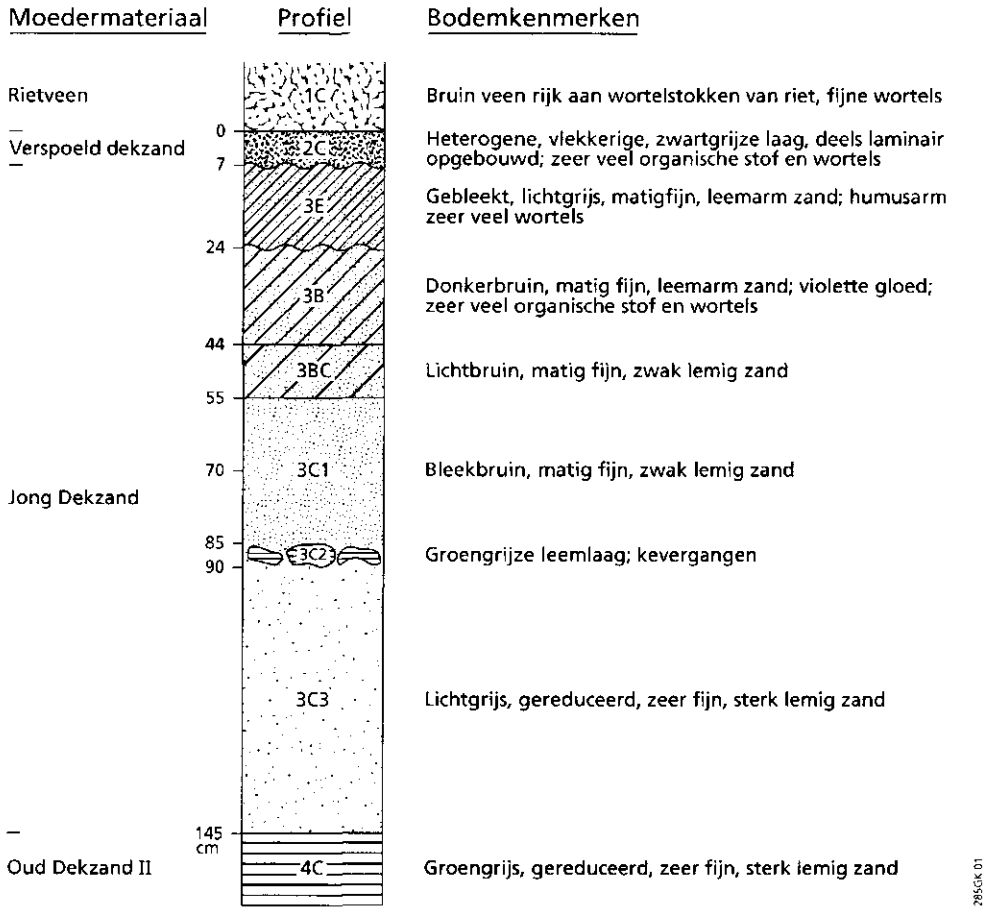


Fig. 14 Geschematiseerde profielopbouw van de bestudeerde bodems in de top van de dekzandrug. Voor een nadere omschrijving van de horizonten wordt verwezen naar de tekst

De door ons gebruikte horizontcode bestaat uit drie delen:

- Het cijfer aan het begin geeft het geologische moedermateriaal aan. Het bovenste moedermateriaal (hier: rietveen) krijgt het cijfer 1, de daaronder liggende materialen krijgen de cijfers 2 t/m 4 (2 = verspoeld dekzand; 3 = Jong Dekzand; 4 = Oud Dekzand).
- De daaropvolgende hoofdletter geeft de hoofdhorizont aan (bv. E-horizont, B-horizont, C-horizont). Overgangslagen tussen hoofdhorizonten krijgen een combinatie van hoofdletters (bv. BC-horizont). Een E-horizont heette vroeger een A2-horizont.
- Het cijfer achteraan, hier alleen aanwezig bij de 3C-horizont, geeft een nadere onderverdeling aan van de hoofdhorizont (bv. 3C1-horizont, 3C2-horizont).

Met opzet hebben we ervoor gekozen om geen code toe te kennen voor de profielkenmerken en bodemkundige processen die in de laag weerspiegeld zijn (bv. Bhs voor een B-horizont die door inspoeling van humus en sesquioxiden is ontstaan). De meeste horizonten zijn namelijk zeer heterogeen van samenstelling. Ze zijn ontstaan door een opeenvolging van normale bodemvormende processen. Omdat deze

processen na elkaar in hetzelfde bodemprofiel optraden, ontstaat een grote variatie van bodemkenmerken in één profiel. Het leek ons daarom minder juist om in de profielbeschrijving het accent te leggen op de huidige kenmerken, terwijl we weten dat deze slechts eindstadia zijn van een lange reeks ontwikkelingen. Ook een combinatie van alle aanwezige kenmerken in één code zou verwarrend zijn. Daarom kozen we voor het geheel weglaten van een lettercode achter de hoofdhorizont. De veldkenmerken van de diverse horizonten moeten dus uit de profielbeschrijvingen en uit de onderstaande paragrafen worden gehaald. Bovendien hebben de profielen ook vele eigenschappen die alleen op microschaal kunnen worden waargenomen. Deze eigenschappen worden besproken in hoofdstuk 6 van dit rapport (Micromorfologie).

3.2.2 De 1C-horizont (spoor 1)

De minerale bodems in de dekzandrug zijn bedekt met een enkele decimeters dikke laag rietveen, die enkele decimeters hoger overgaat in rietzeggeveen. We hebben deze laag de 1C-horizont genoemd. De archeologen noemen deze laag spoor 1. In vers aangesneden vorm is het veen bruin van kleur (Munsell Colour: 7.5 YR 3/2). Door oxidatie van het grensvlak aan de lucht verandert deze bruine kleur al na enkele minuten in bruinzwart tot zwart.

Het veen zelf heeft een platerige structuur door de opeenstapeling van grote aantallen rizomen van riet (*Phragmites australis*). Daarnaast komen ook stengeldelen en bladeren van riet en zeggesoorten voor, als mede een groot aantal fijne, lichtbruin gekleurde wortels. Aan de onderkant bevat het veen relatief veel wit gekleurd zand. Deze witte zandkorrels komen voor tot ongeveer 20 cm boven het contactvlak tussen zand en veen.

Het contactvlak tussen zand en veen kan in uitgedroogde toestand gemakkelijk worden bepaald. De platerige structuur van het veen zorgt namelijk voor een duidelijk breukvlak. We konden hierdoor de basis van het veen zeer nauwkeurig bemonsteren voor ^{14}C-datering. Aan de flanken van de dekzandrug gaat het rietveen niet direct over in het zand, maar komt een dun zwartgekleurd gyttja-laagje voor van 0,5-1,0 cm dikte. Nog weer lager, onderaan de dekzandrug, zijn zelfs dikke onderwater-afzettingen ontstaan tussen de natuurlijke zandondergrond en het rietveen. Deze zijn tijdens een vervolgonderzoek in de winter 1996/'97 meer in detail bekeken. Ze worden daarom hier niet verder behandeld.

Plaatselijk namen we aan de basis van het veen ook het zwartglanzende mineraal *doppleriet* waar, vooral op oude boomwortels en boomstammen die in het grensvlak van veen en zand lagen. Doppleriet ($C_{24}H_{22}CaO_{12}$) is een zwart, geleiachtig, colloïdaal veenmineraal. Het is humus die in nat en zuur milieu dispers is geworden en bij ontwatering van het veen omlaag is gespoeld. De opgeloste humus slaat onder bepaalde omstandigheden neer als dunne, zwarte coatings, bijvoorbeeld op hout, en in de vorm van dunne bandjes op de overgang van veen naar zand.

Binnen het opgravingsterrein namen we overigens ook nog twee andere veenmineralen waar, namelijk *vivianiet* en *sideriet*. Vivianiet ($Fe_3(PO_4)^2.8H_2O$) is colloïdaal ijzer(II)-fosfaat dat in zuurstofarme omstandigheden wit of lichtgrijs is, maar bij droging aan de lucht een zeer karakteristieke helderblauwe kleur krijgt. Sideriet ($FeCO_3$) is colloïdaal ijzer(II)carbonaat dat in het veld herkenbaar is als een witgekleurde, papperige, kaasachtige substantie. Beide mineralen komen vooral voor op de flank van de opgegraven geul en in de geulopvulling zelf. Ze zijn ontstaan doordat gereduceerd tweewaardig ijzer (Fe^{2+}) uit de dekzandrug uitspoelde en in de lagere delen van het landschap een verbinding vormde met fosfaat respectievelijk calcium. Vivianiet en sideriet vertoonden in de geulopvulling duidelijke concentraties op het contactvlak van rietveen en rietklei.

3.2.3 De 2C-horizont (spoor 2 en 3)

Direct onder het rietveen ligt een donkergrijze, zeer humeuze zandlaag van 6-10 cm dikte. Deze laag maakt op het blote oog een zeer heterogene, vlekkerige indruk (fig. 15). Hoewel donkergrijze en zwarte kleuren overheersen, worden deze op veel plaatsen afgewisseld door lichtgrijze of witte vlekken. In het veld hadden we de indruk dat de bodemmatrix uit lichtgrijs tot wit zand bestond en dat de zwarte en donkergrijze kleuren vooral worden veroorzaakt door de enorme hoeveelheid (verteerde) wortels en wortelstokken die zich in deze laag bevindt. We zagen zowel grote aantallen zeer fijne wortels als ook talrijke wortelstokken van riet. De wortels en wortelstokken verkeren in allerlei stadia van omzetting, wat voor een enorme aanrijking van de hoeveelheid organische stof in deze laag zorgt. Voor de archeologen is de grote hoeveelheid organisch materiaal aanleiding om deze laag als zandig veen (spoor 2 en 3) te bestempelen. Zelf hebben we deze laag als zeer humeus zand gekarakteriseerd.

In archeologisch opzicht is de 2C-horizont van groot belang, omdat de tientallen vroegneolithische oppervlaktehaarden die bij de opgraving zijn aangetroffen zich vooral in deze laag bevinden. De laag is zeer rijk aan archeologische vondsten en stond daarom tijdens de opgraving als 'de vondstenlaag' bekend. Het spreekt voor zich dat een goede bodemkundige interpretatie van de samenstelling en genese van deze laag een belangrijke rol kan spelen bij de interpretatie van de archeologische sporen en vondsten.

Deze interpretatie is echter minder gemakkelijk dan we aanvankelijk dachten. Bij onze eerste veldbezoeken verkeerden we in de veronderstelling dat de donkergrijze laag aan de top van het zandprofiel moest worden geduid als de A-horizont van een podzolbodem. De laag was weliswaar sterk verstoord door menselijke activiteiten en door beworteling maar was in aanleg toch zeker een humushorizont van een oude podzol, zo dachten we. De profielen lieten immers de overbekende opeenvolging van zwartgrijze A-horizont, grijswitte E-horizont en donkerbruine B-horizont zien. Bovendien had onze voorganger Havinga de toplaag van de door hem bestudeerde zandgronden onder het veen eveneens als A1-horizont van een hydromorfe podzol betiteld (Havinga, 1962).

Fig. 15 Detailopname van de 2C-horizont (spoor 2) in de noordwand van werkput 210. De laag heeft hier een zeer heterogene opbouw door een gecombineerd effect van verspoeling, hellingbeweging, beworteling en bioturbatie

In de loop van ons onderzoek rezen er echter twijfels over de juistheid van een dergelijke interpretatie. Reeds tijdens het veldwerk zagen we op vele plaatsen in de opgraving een merkwaardige microgelaagdheid in de 2C-horizont. Zeer dunne zwarte humeuze laagjes wisselden daarbij af met zeer dunne witte zandlaagjes. Dergelijke structuren behoren volgens sedimentologen eerder bij onderwaterafzettingen dan bij een bodemprofiel dat onder droge omstandigheden is ontstaan. Het vreemde was verder dat deze microstructuren op veel plaatsen werden afgedekt door de zwartgrijze humeuze zandlaag die we tot dan toe als min of meer ongestoorde Ah-horizont van een podzol betitelden. Bovendien zagen we op de afhelling van de dekzandrug op meerdere plaatsen smalle geultjes in de 2C-horizont die waren opgevuld met wit spoelzand of met de zojuist genoemde laminaire structuren (fig. 16 en 17). Ook deze geultjes waren aan de bovenzijde regelmatig afgedekt door de donkergrijze 'A'-horizont waarvan we dachten dat deze nog min of meer *in situ* lag.

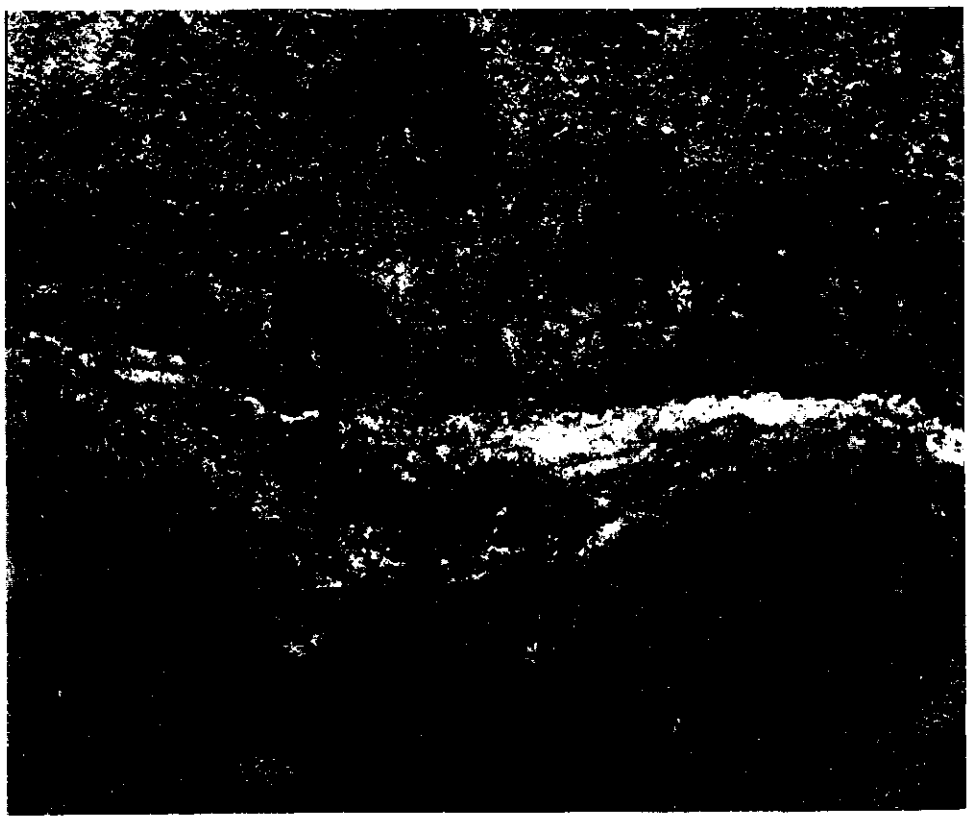


Fig. 16 Dwarsdoorsnede van een klein geultje in de top van de 2C-horizont (spoor 2) in de noordwand van werkput 12. Het geultje is opgevuld met een laminaire onderwaterafzetting (spoor 21)

Pas tijdens het micromorfologisch onderzoek werd ons duidelijk dat we hier niet met een ongestoorde Ah-horizont te maken hebben, maar met een laag die vervormd, verspoeld en verschoven is in de periode dat het grondwater aan en boven het maaiveld kwam te staan. In de hoofdstukken 6 en 7 zullen we nader op deze zaken ingaan.

Uit het bovenstaande wordt duidelijk dat veldwerk alleen niet voldoende is om een laag betrouwbaar te kunnen interpreteren. Aanvullend detailonderzoek kan tot geheel andere conclusies leiden dan een macromorfologisch onderzoek in het veld waarbij veelal wordt uitgegaan van analogieën met goed onderzochte bodemprofielen elders.

Bij een nadere bestudering van het werk van Havinga bleek overigens dat ook hij twijfels had over de genese van de door hem onderscheiden A-horizonten van podzolprofielen in de Noordoostpolder en de Flevopolders. De grote dikte die deze laag op bepaalde plaatsen had en de diverse verspoelingsverschijnselen in de A-horizonten wekten ook bij hem de vraag op in hoeverre het hier daadwerkelijk om een humushorizont van een podzol ging (Havinga, 1962, 14-20). Dergelijke kleine opmerkingen vallen pas op wanneer men eerst zelf met dergelijke problemen te kampen heeft.

Fig. 17 Dwarsdoorsnede van twee kleine geultjes in de top van de 2C-horizont (spoor 2) in het noorden van de opgraving (zuidwand werkput 449). De onderkant van de geultjes is opgevuld met wit spoelzand (spoor 21). Daarboven zien we een laminaire onderwaterafzetting (spoor 45)

3.2.4 De 3E-horizont (spoor 4)

Het meest opvallende onderdeel van de zandprofielen bij de Hoge Vaart is zonder twijfel de wit afstekende E-horizont direct onder de donkergrijze toplaag. Deze sterk gebleekte laag is op de meeste plaatsen tussen de 15 en 20 cm dik. Wanneer we deze dikte vergelijken met de E-horizonten van hydromorfe zandgronden in onze huidige dekzandlandschappen, dan is deze niet exceptioneel, maar wel dikker dan gemiddeld. Dergelijke dikten vinden we tegenwoordig vooral op plaatsen met hoge grondwaterstanden en een sterke fluctuatie van het grondwater (grondwatertrap III). Dit is onder meer het geval op goed ontwaterde beekdalflanken en de hellingen van dekzandruggen. De profielontwikkeling is op deze plaatsen meer uitgesproken omdat deze niet alleen door verticaal inzijgingswater wordt bepaald, maar ook door zijdelings bewegend (lateraal) grondwater. De dikke E-horizonten in de dekzandrug bij de Hoge Vaart zijn mogelijk door soortgelijke processen bepaald. De zeer nabije ligging van een enkele meters diepe stroomgeul zorgde voor een goede drainage van de

dekzandrug en daarmee voor een sterke fluctuatie van de grondwaterspiegel en een relatief sterke laterale grondwaterstroming. Op grotere afstand van de geul zal de grondwaterbeweging sterker gebufferd zijn en de fluctuatie van het grondwater geringer. We verwachten daar een minder sterke uitloging van het profiel en dus een dunnere E-horizont. De E-horizont neemt in dikte af wanneer we onderaan de dekzandrug komen en verdwijnt uiteindelijk zelfs geheel.

Soms bereikt de E-horizont binnen het opgravingsterrein zelfs dikten van 30-40 cm. Dit betreft echter altijd plekken waar vroeger een boom heeft gestaan. Bovendien zien we op die plekken vaak ook dat de E-horizont aan de onderzijde uitstulpingen vertoont in de onderliggende bruine B-horizont. Dit hangt samen met vroegere boomwortels op die plek. De ondergrens van de E-horizont is overigens bijna overal sterk golvend.

Hoewel de E-horizont wit afsteekt, is de kleur in werkelijkheid lichtgrijs, soms met een violette gloed (Munsell Colour 5 YR 5,5/2). Van dichtbij is goed te zien dat de kleur van de E-horizont niet homogeen is, maar een vlekkerig patroon vertoont. Lichtgrijze en donkergrijze delen wisselen elkaar af, al naar gelang de bleking van het zand en de aanwezige hoeveelheid organische stof. De E-horizont bevat veel, vooral verticaal verlopende, grovere en fijnere wortels.

Hoewel de zandkorrels in deze laag voor het merendeel wit van kleur zijn, zagen we met het blote oog toch ook veel korrels die wel een bruine kleur hadden. Bovendien zagen we ook kleine roestvlekjes in deze horizont.

3.2.5 De 3B-horizont (spoor 12)

De lichtgekleurde E-horizont gaat op de meeste plaatsen in de dekzandrug via een golvende, vaak scherpe grens over in een donkergekleurde horizont die we in ons onderzoek de B-horizont hebben genoemd. Belangrijkste criterium voor het onderscheiden van deze horizont is het verschil in kleur, dat naar alle waarschijnlijkheid vooral veroorzaakt wordt door verschillen in organischestofgehalte met de bovenliggende E-horizont en de onderliggende BC- en C-horizonten.

Van alle horizonten die in de ontsluitingen bij de Hoge Vaart aanwezig waren, vertoont de B-horizont de grootste variatie in dikte, kleur en samenstelling. Bovendien is deze horizont op veel plaatsen ook vrij zwak ontwikkeld, wat bij het veldwerk niet alleen tot afgrenzingsproblemen leidde, maar ook tot discussies over de precieze ontstaanswijze van deze laag. Bij de bespreking van het micromorfologische onderzoek gaan we nader op dit onderwerp in (hoofdstuk 6). Hier noteren we alleen enkele veldwaarnemingen en soms ook een mogelijke verklaring voor een bepaalde eigenschap.

De kleur van de B-horizont varieert van roodbruin via donkerbruine tot grijsbruin. Roodbruine kleuren (5YR3/4 à 4/4) kwamen we slechts op enkele plaatsen in de hoogste delen van de dekzandrug tegen. Het merendeel van de profielkuilen en

sleuven bevat een B-horizont met een vuile, donkergrijsbruine kleur (5YR3/1 - 4/1). De B is hier bovendien heterogener van samenstelling. Binnen één profiel zagen we dus verschillende kleurschakeringen. De zwarte vlekken die in veel profielen zichtbaar waren, leken vooral verband te houden met voormalige en actuele wortels. Plaatselijk namen we ook kleine, zwarte concreties waar. Vermoedelijk gaat het hier om mangaanoxide (MnO_2). Regelmatig zagen we ook kleine roestvlekken (ijzeroxiden) in de B-horizont, met name in de lagere delen van de dekzandrug, dat wil zeggen in het noordelijke en westelijke deel.

Op veel plaatsen vertoont de B-horizont een karakteristieke violette gloed. Dit verschijnsel, dat in fossiele natte bodems wel vaker wordt waargenomen, hangt vermoedelijk samen met de aanwezigheid van humaten die vaak gereduceerde ijzerionen bevatten, d.w.z. met Fe^{2+} (Buurman, 1985). Het is een kenmerk van natte, gereduceerde omstandigheden. In droge bodems komen violette kleuren niet of nauwelijks voor. In Belgische podzolgronden is waargenomen dat violette B-horizonten meer onder bosvegetaties dan onder heidevegetaties voorkomen (Scheys et al., 1954).

Het organischestofgehalte van de B-horizont varieerde volgens onze schattingen van ca. 5 tot ca. 10%. De organische stof is waarschijnlijk vooral amorfe humus, gezien het smerende, vuile karakter van het materiaal wanneer we het uitsmeren op de hand. Mogelijk is deze ten dele afkomstig uit de vele aanwezige oude wortelkanalen.

3.2.6 De 3BC-horizont (spoor 13)

Tussen de vuile grijze en bruine kleuren van de ondergrond schemerde plaatselijk nog de laatste restanten van een voormalige geelbruine laag door. Het gaat hier om een laag die zich tussen de hierboven beschreven donkerbruine B-horizont en het gele of geelwitte Jonge Dekzand van de C-horizont bevindt. We hebben deze geelbruine gedeelten tot de BC-horizont gerekend. De geelbruine kleur (10YR 4/4 - 5/6) maakt dat deze BC-horizont een sterke gelijkenis vertoont met de B- en BC-horizonten van bruine bosgronden in onze huidige dekzandlandschappen. In het huidige systeem van bodemclassificatie behoren deze gronden tot de vorstvaaggronden dan wel de moderpodzolgronden.

De zandkorrels worden in dergelijke horizonten omhuld door bruingekleurde huidjes van ijzer(hydr)oxiden en organische stof. De geelbruine BC-horizonten bij de Hoge Vaart hebben we in het veld geïnterpreteerd als de ondergrond van een diep ontwikkelde bruine bosgrond die zich in de dekzandrug moet hebben gevormd toen het grondwater nog laag stond.

Op de meeste plaatsen is de overgang van de donkergrijsbruine B-horizont naar de geelwitte C-horizont niet geelbruin, maar vuil grijsbruin. De overgang is op de meeste plaatsen zeer geleidelijk en strekt zich over enkele decimeters uit. Ook in deze laag komen vele zwartgekleurde wortels en wortelresten voor, zij het wat minder frequent dan in de bovenliggende lagen.

Het meest interessante verschijnsel in de BC-horizonten is het voorkomen van verschillende typen humus fibers (archeologie: spoor 17). Dit zijn dunne, bruinzwarte bandjes die zijn ontstaan door inspoeling van organische stof. Het gaat om meestal om amorfe organische stof uit de bovengrond die onder natte, zure omstandigheden in oplossing is gegaan en met het grondwater naar beneden is gespoeld. Op plaatsen in de ondergrond waar een duidelijke textuursprong (verandering in korrelgrootte) aanwezig was of op de overgang van nat naar droog (vochtfront), kon een deel van de opgeloste organische stof worden afgezet. Na verloop van tijd ontstonden zo smalle bandjes van organische stof.

In de profielwanden van de opgraving Hoge Vaart zagen we twee soorten fibers. In de eerste plaats komt op bepaalde plaatsen in de BC-horizont een zeer fijn netwerk van zeer dunne fibers voor (fig. 18). In het profiel lijkt het alsof het om een tweedimensionaal netwerk gaat, maar in werkelijkheid betreft het een fijn vertakt driedimensionaal netwerk. De fibers lopen in allerlei richtingen, hebben vele vertakkingen en vormen op vele plaatsen onderlinge verbindingen. De mazen van dit netwerk hebben een afgeplatte vorm. Ze zijn 1-3 cm breed en 0,5-1,5 cm lang. We kennen dergelijke netwerkstructuren ook van de ondergrond van veldpodzol- en gooreerdgronden in de huidige zandlandschappen.

Fig. 18 Netwerk van fijne fibers van organische materiaal in Jong Dekzand (werkput 51)

Hoewel de meerderheid van de fibers in deze netwerken in horizontale richting loopt, zijn er ook vele fibers met een verticale oriëntatie. Horizontale fibers wijzen op een voornamelijk verticale grondwaterbeweging. Verticale fibers geven aan dat er ook een belangrijke grondwaterstroming in zijwaartse richting moet zijn geweest. Dat

verticale fibers bij de Hoge Vaart veel voorkomen, is niet erg verwonderlijk. De dekzandrug ligt immers direct naast een enkele meters diepe stroomgeul. In dergelijke flanksituaties is een sterke zijwaartse grondwaterbeweging normaal.

Het tweede type fibers dat we bij de opgraving zagen komt vooral voor in een zone onder de met houtskool gevulde schachthaarden en kuilen uit het Mesolithicum en Vroeg-Neolithicum (fig. 19). Het zijn veel dikkere en vettere fibers dan het hiervoor genoemde type. Ze komen vooral voor op een diepte van 50-70 cm en hebben een kronkelend verloop, waarbij horizontale richtingen overheersen. Vermoedelijk zijn ze ontstaan door uitspoeling van organische stof uit de haardkuilen. De fibers zullen dus jonger zijn dan de kuilen. We leiden hieruit af dat er na het ontstaan van de kuilen een fase moet zijn geweest waarin de bovengrond dermate verzuurd en verarmd was dat vrij grote hoeveelheden organische stof in oplossing gingen en naar de ondergrond werden verplaatst. Omdat fibers niet kunnen ontstaan in een permanent gereduceerde zone, kunnen we uit de diepte van de fibers (50-70 cm) afleiden dat de grondwaterstand in het najaar dieper dan 70 cm is geweest.

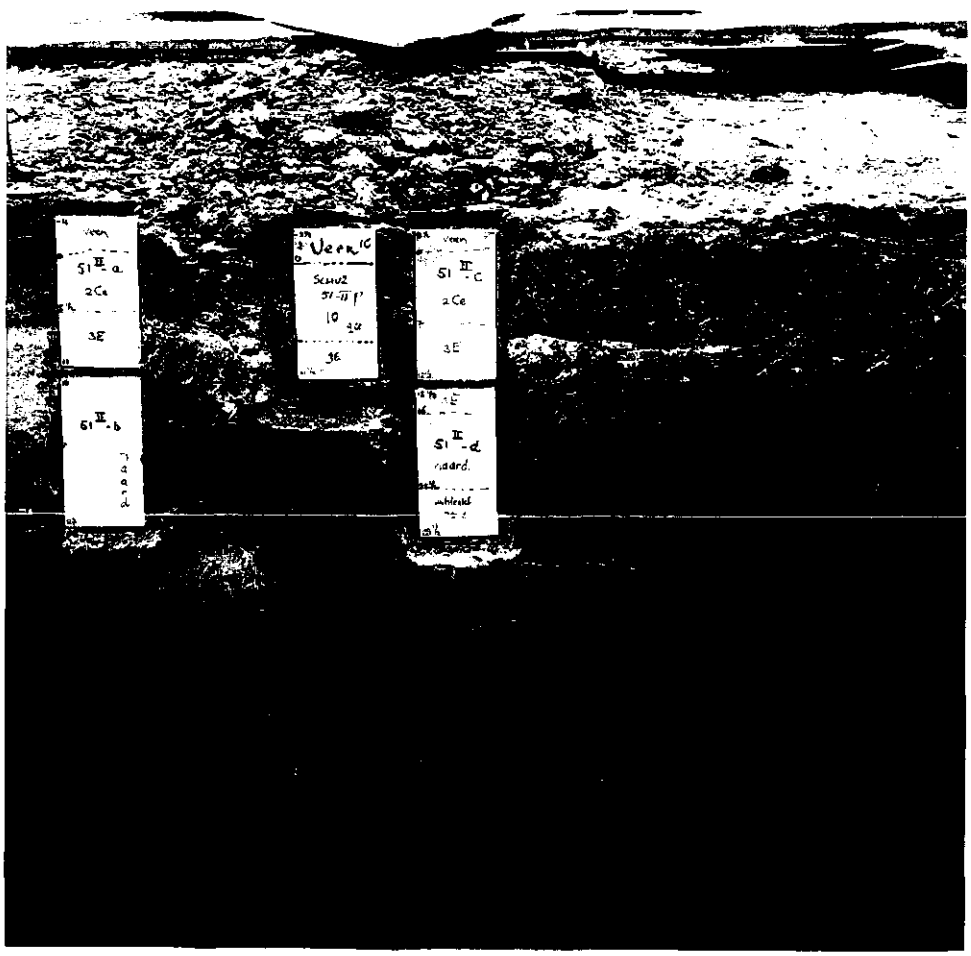


Fig. 19 Fibers van organisch materiaal onder een schachthaard van vermoedelijk mesolithische ouderdom (werkput 51)

3.2.7 De 3C- en 4C-horizont (spoor 14, 18, 19 en 20)

De laag die niet of nauwelijks is beïnvloed door bodemvorming noemen we de C-horizont. Het gaat dus om min of meer onaangetast moedermateriaal, in dit geval Oud en Jong Dekzand. Bij ons onderzoek hebben we het Jong Dekzand de horizontcode 3C gegeven en het Oud Dekzand de code 4C. Binnen de 3C-horizont hebben we een onderverdeling in tweeën of drieën gemaakt wanneer het moedermateriaal niet uniform was (3C1, 3C2, 3C3). Op veel plaatsen waren bijvoorbeeld groengrijze leemlenzen te zien in het doorgaans geelwitte, leemarme dekzand. De stratigrafische en texturele eigenschappen van de 3C- en 4C-horizont zijn reeds besproken in hoofdstuk 2 (Geologie).

De 3C-horizont verandert van boven naar beneden geleidelijk aan van een blonde, geelwitte kleur naar een grijswitte kleur. Deze kleurverandering weerspiegelt normaal gesproken de overgang van een zuurstofrijk, oxiderend milieu naar een zuurstofarm, reducerend milieu. In de gele lagen komt ijzer voornamelijk in geoxideerde vorm voor. Het bevindt zich in ijzerhoudende humaten, maar ook in minerale vorm zoals in *goethiet* (α-FeOOH). De laag die volledig grijs is heeft gedurende lange tijd permanent onder de grondwaterspiegel gelegen. Hierdoor lossen organische huidjes rond zandkorrels geleidelijk op en zal het aanwezige driewaardige ijzer reduceren tot tweewaardig ijzer dat vervolgens grotendeels uitspoelt. De bodem gaat dan steeds meer de kleur van het minerale moedermateriaal, in dit geval grijswit kwarts aannemen. Is het zand geheel of gedeeltelijk geel of lichtbruin, dan weten we dat deze laag in ieder geval periodiek of permanent boven de grondwaterspiegel heeft gelegen.

De 4C-horizont vertoont plaatselijk zeer krachtige blauwgroene kleuren (fig. 20). Deze kleuren ontstaan eveneens door reductie van driewaardig ijzer onder natte omstandigheden. Door het hogere leemgehalte van deze horizont komen hier meer ijzerhoudende kleimineralen voor, die bij reductie een groene kleur kunnen geven. Waarschijnlijk bevat deze laag ook hydroxideverbindingen van tweewaardig ijzer. Ook deze ijzerverbindingen kunnen voor een intensieve blauwgroene kleur zorgen (Schachtschabel *et al.*, 1989, 219).

De enige verstoring die de C-horizonten hebben ondergaan betreft de activiteiten van wortels en bodemdieren. Bij de afzetting van het Jong Dekzand in het Laat-Glaciaal ontstond een duidelijke sedimentaire gelaagdheid in het profiel. Deze gelaagdheid van de 3C-horizont is in de lagere randzones van de dekzandrug nog goed zichtbaar, wat betekent dat deze niet of weinig is aangetast door beworteling of bodemdieren. Klaarblijkelijk was deze laag gedurende het gehele Vroeg-Holoceen te nat (gereduceerde zone). Onder het hogere deel van de dekzandrug is de oorspronkelijke sedimentaire gelaagdheid van de 3C-horizont daarentegen vrijwel overal diepgaand verstoord. Deze zone moet dus gedurende langere tijd bewortelbaar zijn geweest. Relateren we dit aan de NAP-hoogten van deze lagen, dan zouden we hieruit een grove inschatting kunnen maken van de diepte van de permanent gereduceerde zone in de periode waarin beworteling en bodemfauna het meest actief waren (Vroeg- en Midden-Atlanticum). Deze zone, en dus de gemiddeld laagste grondwaterstand (GLG), zou dan rond de 7,5 m - NAP hebben gelegen, dat wil zeggen ongeveer 1,5 m onder de top van de dekzandrug.

Fig. 20 Detailopname van de overgang van Oud naar Jong Dekzand (trench 8, werkput 328). Het Oud Dekzand (spoor 18) is hier blauwgroen van kleur, het Jong Dekzand (spoor 14) bleekgrijs

3.2.8 Sporen van voormalige bomen

De plaats waar in het verleden een grote boom heeft gestaan blijft vaak nog lange tijd goed zichtbaar in het profiel. Niet alleen doordat oude wortelkanalen nog lang zichtbaar blijven, maar ook doordat de bodem op de plaats waar vroeger een boom stond vaak kenmerkende 'badkuipachtige' verdiepingen van de grijswitte E-horizont laat zien. Deze zijn meestal zo'n 1-1,5 m breed en enkele decimeters diep. De bodem is dus op de plek van een vroegere boom dieper uitgeloogd.

Deze versterkte uitloging vond zowel tijdens als na het bestaan van de boom plaats. Tijdens het bestaan van de boom stroomde bij regenbuien een groot deel van het regenwater langs de stam naar de ondergrond (Eng: *preferential stem flow*). Het inzijgende regenwater was dus niet regelmatig over de bosbodem verdeeld, maar vertoonde een duidelijke concentratie direct rond de boomstammen. Dit leidde op den duur tot een intensievere uitspoeling op die plaatsen en tot een badkuipachtige (*cup shaped*) uitdieping van de E-horizont (Dimbleby & Gill, 1955). Na het afsterven en vergaan van de boom zal deze uitdieping nog lange tijd door zijn gegaan, omdat de bodem op de plek van de voormalige boom zeer los was.

Het laatstgenoemde proces werd nog versterkt wanneer er door windworp een diep boomgat ontstond. Wanneer de wind een oude boom omblies werd een deel van het wortelgestel van de boom, vaak met honderden kilo's aangehechte grond, uit de grond

gerukt. Hierbij ontstond in het terrein een kuil van enkele meters breed en enkele decimeters diep. De omvang en vorm van de kuil hing af van de grootte van de boom, de boomsoort en het wortelpatroon van de boom (Peterken, 1996, 88). Bij diepwortelende eiken en lindes is de kuil vaak halfrond van vorm en meer dan een halve meter diep. Bij ondiep wortelende boomsoorten zoals berk en den of bij eiken die door hoog grondwater oppervlakkig wortelen zijn de kuilen vaak schotelvormig en niet dieper dan enkele decimeters. Na het ontstaan van het boomgat duurt het vaak jaren voordat het weer geheel is opgevuld. Tegenwoordig duurt het ongeveer twintig jaar voordat een boomgat weer geheel is opgevuld met zand, althans in droge toestand. Onder natte omstandigheden zal de opvulling aanmerkelijk sneller verlopen door inspoeling van zand en inzakking van de kuilwanden.

Binnen het opgravingsterrein Hoge Vaart kwamen zowel halfronde als schotelvormige boomvallen voor. De halfronde kuilen zijn hoogstwaarschijnlijk ouder dan de schotelvormige kuilen. Ze zijn onder droge omstandigheden opgevuld. De bijbehorende boomstronken en boomwortels zijn reeds volledig verteerd en bovendien is in het zand waarmee de kuilen zijn opgevuld al weer een zekere profielontwikkeling te zien. De schotelvormige kuilen behoren tot de laatste generatie bomen die tot kort voor de definitieve verdrinking van het landschap op de dekzandrug heeft gestaan. In en naast deze kuilen liggen namelijk nog vele onverteerde boomwortels en boomstammen, en bovendien zien we dat de kuilopvulling nog een ongestoorde laminaire structuur heeft (fig. 21). Vrijwel zeker is deze laminaire vulling onder water ontstaan. Wanneer een boom scheefzakte of omviel ontstond een boomgat dat direct met water werd gevuld. De kleine poelen die zo ontstonden werden laagje voor laagje opgevuld. We troffen dit laatste type vooral aan in de noordelijke helft van de opgraving, dus op het lagere deel van de dekzandrug.

Het verschil in vorm tussen het halfronde en schotelvormige type boomgat is waarschijnlijk niet zozeer terug te voeren op een verschil in boomsoort, maar veel eerder op een verschil in bewortelingspatroon. In de periode dat grondwater nog niet zo hoog stond, konden de bomen nog diep wortelen. De boomkuilen zijn als gevolg hiervan ook dieper dan die van de jongste generatie bomen. Deze waren door de hoge grondwaterstand gedwongen om oppervlakkig te wortelen. Bij windworp ontstonden dan zeer oppervlakkige, schotelvormige kuilen.

Soms kan aan de vorm van de kuil nog worden opgemaakt vanuit welke richting de wind waaide die de boom deed omvallen. Aan de kant van de wind is de grens van de kuil vaak duidelijker zichtbaar en loopt de kuilwand geleidelijker op dan aan de andere zijde. Bij de Hoge Vaart kregen we op basis van enkele waarnemingen de indruk dat de overheersende windrichting zuid of zuidwest is geweest. Voor een definitief antwoord is echter nader onderzoek van de opgravingstekeningen nodig.

Boomgaten kunnen een belangrijke invloed hebben op de ontwikkeling van het bodemprofiel en het pollenprofiel. De natuurlijke bodemopbouw wordt plaatselijk sterk verstoord en het materiaal van de diverse horizonten kan intensief worden gemengd. Dit heeft uiteraard belangrijke consequenties voor het pollenprofiel van een bosbodem en voor de nutriëntentoestand. Gezien de vele boomgaten in de opgraving Hoge Vaart moeten we op vele plaatsen met een vermenging en verstoring van de oorspronkelijke bodemopbouw rekening houden.

Fig. 21 Schotelvormig boomgat dat laminair is opgevuld met ingespoeld en ingestoven dekzand. Verder zijn op de foto drie dwarsdoorsneden te zien van voormalige boomwortelkanalen die na vertering van de wortels zijn opgevuld met ingespoeld zand dat tevoren of nadien sterk is verbleekt. De foto is genomen in de westwand van trench 7

De aanwezigheid van een boomgat zorgde verder ook voor een extra toevoer van oppervlaktewater en daarmee voor een preferente waterbeweging naar de ondergrond. Dit kan lokaal een versterkte uitloging van de bodem tot gevolg hebben, evenals de hierboven genoemde uitloging door *preferential stem flow*. De uitloging wordt nog verder versterkt wanneer het boomgat is dichtgespoeld met (zure) humus uit de strooisellaag van de bosbodem. Met name het strooisel en de humus van eik kan zeer zuur zijn, waardoor de bodem in een versneld tempo kan verzuren (Dimbleby & Gill, 1955).

3.2.9 Effecten van beworteling

Boomwortels en boomwortelkanalen

De natuurlijke bodemopbouw is in de bestudeerde dekzandrug op talrijke plaatsen sterk beïnvloed door boomwortels. De invloed van deze wortels is tweeledig. Ten eerste doorsnijden ze de bodemlagen en bodemkundige verschijnselen van eerder datum, wat problemen kan opleveren bij de interpretatie van de profielen. Ten tweede hebben de boomwortels tijdens en na hun bestaan de bodemvorming ter plekke sterk beïnvloed.

Op het opgravingsterrein zijn op een aantal plaatsen complete boomwortelpruiken blootgelegd die nog min of meer ongestoord in de dekzandrug aanwezig waren. Vaak ging het om wortels van de eik (*Quercus*). De meeste wortels bevonden zich in het Jong Dekzand, d.w.z. in de bovenste anderhalve meter van het profiel. Er waren echter ook wortels die vele decimeters diep het Oud Dekzand waren binnengedrongen. Omdat boomwortels van eik niet kunnen groeien in permanent natte omstandigheden, moet de top van het Oud Dekzand dus in vroeger tijd periodiek beneden het grondwater hebben gelegen.

De meeste boomwortels waren aan de bovenzijde op zekere diepte afgerot. Voor zover we konden waarnemen, rotten de wortels die tot eenzelfde boom behoren vaak op ongeveer dezelfde diepte af. Rotting van hout treedt normaliter op wanneer er zowel lucht als water ter plekke aanwezig is. In permanent droge en permanent natte omstandigheden treedt daarentegen geen rotting op. Uit het feit dat het voor ons zichtbare deel van de wortels nooit is weggerot, maken we op dat deze wortels op zeker moment permanent onder het grondwater terecht zijn gekomen, waardoor er geen zuurstof meer beschikbaar was en de wortel dus geconserveerd werd. Wanneer we voor verschillende bomen de rottingsdiepte relateren aan de ^{14}C-leeftijd van de wortels of stronk, dan krijgen we wellicht een beeld van de stijging van het grondwater (zie ook hoofdstuk 4).

In de profielwanden van de opgraving konden we op vele plaatsen voormalige boomwortelkanalen herkennen. De kanalen waar de wortels kort voor de fossilisatie waren omgezet tot organische stof manifesteerden zich als zwarte, zeer humeuze banen in een lichtergekleurde matrix. Wanneer de wortels al langer geleden waren verteerd zien we steeds grijzer wordende kanalen, vooral in de bovenste halve meter van het profiel. Na verloop van tijd kunnen diepe grijze tongen ontstaan in de bruine ondergrond. De verklaring voor dit verschijnsel ligt in de preferente stroming van water door deze voormalige wortelkanalen. Ter plekke van oude wortelkanalen is de bodem losser gepakt dan in de omringende grond. De grond is op deze plaatsen dus veel beter doorlatend voor bodemwater. Regenwater dat van de oppervlakte de bodem inzakt zal bij voorkeur door deze oude wortelkanalen stromen ('preferente stroombanen'). Dit zorgt voor een versnelde uitloging van het bodemmateriaal in deze oude wortelkanalen en daarmee voor een lichtere kleur van deze kanalen ten opzichte van het vaster gepakte materiaal erbuiten. Soms zien we aan de rand van deze uitgeloogde grijze kanalen een dunne, bruine band van ingespoelde humus. Feitelijk zien we hier een soort micropodzol. Overigens zijn op een aantal plaatsen

op het opgravingsterrein ook boomwortelkanalen gevonden die opgevuld zijn met spierwit zand. Dit verschijnsel wordt besproken en verklaard in hoofdstuk 6 en 7.

Fig. 22 De bodemprofielen in de onderzochte dekzandrug bevatten zeer veel fijne wortels. Deze worden goed zichtbaar wanneer een deel van de profielwand met een handspuit wordt schoongespoten. De foto is gemaakt in de noordwand van werkput 11. Foto: D.G. van Smeerdijk

Fijne wortels en organische stof
De bodemprofielen in de dekzandrug van de Hoge Vaart bevatten niet alleen de al of niet verteerde resten van boomwortels, maar ook een immense hoeveelheid fijnere wortels. Een kleine test met behulp van een handspuit toonde aan dat het profiel in de bovenste meter zeer dicht beworteld is (fig. 22). Het dichte netwerk dat hierbij zichtbaar werd lijkt in hoofdzaak de restanten van boomwortels te zijn. Verder lopen vanuit het veen lange, verticale 'riet'-wortels tot grote diepte het zand in.

Behalve het grote aantal fijne wortels valt ook de grote hoeveelheid organische stof in de bodemprofielen op. In de bovenste meter van het zand komen in alle horizonten talrijke donkere vlekken voor die vrijwel zeker organische stof betreffen. Op veel plaatsen kunnen we met het blote oog waarnemen dat veel organische stof zich concentreert in voormalige wortelkanalen. Dit levert een netwerk van fijne humeuze bandjes op. Mogelijk is er ook organische stof naar beneden verplaatst door inspoeling, maar dit is met het blote oog moeilijker aan te tonen. Wel zien we een zekere concentratie van organische stof in de B-horizont die daardoor een donkerder kleur heeft gekregen en een laagsgewijze concentratie van organische stof op de textuursprong tussen het leemarme Jong Dekzand en het sterk lemige Oud Dekzand. Het micromorfologische onderzoek (hoofdstuk 6) moet aantonen of het hier om ingespoeld materiaal gaat of om een concentratie van organische stof die in situ is ontstaan.

3.3 Bodemtypologie en referenties

3.3.1 Bodemtypologie

Vertrekpunt van het onderzoek
Toen we in het voorjaar van 1996 voor het eerst het opgravingsterrein bezochten en een eerste blik wierpen op de ontsluitingen in de dekzandrug, deden de profielen ons aanvankelijk sterk denken aan de podzolgronden in onze huidige dekzandlandschappen. De bodems vertoonden immers de voor podzolgronden gebruikelijke profielopbouw: een zwartgrijze, sterk humeuze toplaag (Ah-horizont), een lichtgrijze uitspoelingslaag (E-horizont) en een donkerbruine inspoelingslaag (B-horizont) die geleidelijk aan overgaat in het blonde dekzand (C-horizont). Bovendien vertonen ze allerlei kenmerken die horen bij een bodem die in een nat milieu is ontstaan. De horizontgrenzen zijn vaag. De bovengrond bevat een hoog gehalte aan amorfe humus. De profielen hebben een vlekkerig karakter door de afwisseling van oxidatie- en reductieverschijnselen. Er is een dikke, sterk gebleekte E-horizont en een relatief dunne B-horizont die aan de onderkant geleidelijk overgaat in de C-horizont en de B-horizont heeft vaak een violette gloed. Bij een standaardbodemkartering zou het bodemprofiel in de dekzandrug ongetwijfeld als leemarme veldpodzolgrond (Hn21) zijn geclassificeerd en gekarteerd (Eng: *gleyic podzol*). Ook onze voorganger in het onderzoek A.J. Havinga beschouwde de zandprofielen die hij aan het begin van de jaren '60 onder het veen van de Noordoostpolder en de Flevopolders aantrof als hydromorfe podzolen (Havinga, 1962, 14-20). Alles wees er dus op dat we bij de

Hoge Vaart te maken hadden met veldpodzolen die tot op zekere hoogte vergelijkbaar zijn met de veldpodzolen in onze huidige dekzandlandschappen.

Verandering van inzicht tijdens het onderzoek

Toen we de profielen echter wat beter gingen bekijken en de eerste resultaten van het micromorfologisch onderzoek beschikbaar kwamen, werd al snel duidelijk dat de term 'veldpodzol' slechts zeer ten dele de lading dekte. De fossiele zandbodems bij de Hoge Vaart wijken op een aantal punten duidelijk af van actuele veldpodzolen. De profielontwikkeling is minder uitgesproken, de horizonten zijn vager ontwikkeld en vrijwel elke horizont is veel heterogener van samenstelling. De donkere bovengrond blijkt bij nadere studie geen gehomogeniseerde humeuze A-horizont te zijn, maar een uiterst heterogene, vervormde en gedeeltelijk verspoelde laag die op veel plaatsen zelfs een zekere microgelaagdheid laat zien. Ook de E-horizont is veel heterogener en vlekkeriger dan die van een reguliere veldpodzol in onze huidige dekzandlandschappen. Op bepaalde plaatsen is deze laag bovendien niet grijswit van kleur, maar schemeren ook de lichtbruine kleuren van de diepere ondergrond door. De sterkste afwijking van het normale beeld vertoont echter de B-horizont. Deze is op veel plaatsen uitermate vaag en op sommige plaatsen zelfs niet duidelijk te onderscheiden van de ondergrond. De karakteristieke bruinrode, donkerbruine of zwartbruine kleuren van reguliere veldpodzol B-horizonten zijn slechts op enkele plaatsen zichtbaar. Op de andere plaatsen overheersen warmbruine kleuren die eerder in de richting van een bruine bosgrond dan in de richting van een veldpodzol wijzen. Een laatste afwijking van het normale beeld vormen de regelmatig aanwezige roestvlekken zeer hoog in het bodemprofiel (E- en B-horizont). Deze wijzen op gleyvorming, een proces dat op deze diepte niet geheel in overeenstemming te brengen is met de vorming van een podzol.

We kwamen dan ook al snel tot de conclusie dat de profielen bij de Hoge Vaart zeer heterogeen zijn en vele kenmerken bevatten die niet met podzolering kunnen worden verklaard. Het gaat om kenmerken die op geheel anderssoortige vormingsomstandigheden wijzen. Naast hydromorfe ('natte') kenmerken bevatten de profielen ook xeromorfe ('droge') kenmerken en naast 'arme' kenmerken komen ook kenmerken voor die horen bij relatief voedselrijke omstandigheden. Klaarblijkelijk heeft de snelle stijging van het grondwater ter plekke tot een zeer ongewone combinatie van bodemkenmerken geleid. Bovendien was de nieuwe bodemvorming vaak nog niet geheel afgerond op het moment dat de volgende fase al weer aanbrak. Het eindresultaat was een heterogeen, weinig uitgesproken bodemprofiel. We hebben op de Hoge Vaart dus met zeer dynamische, polygenetische bodemprofielen te maken die in de loop van hun bestaan meerdere ontwikkelingsfasen hebben doorgemaakt en daarna zijn gefossiliseerd. Elk van deze ontwikkelingsfasen heeft zijn sporen in het profiel nagelaten. In hoofdstuk 6 en 7 wordt hier nader op ingegaan.

Hiermee wordt ook duidelijk waarom het zo moeilijk is om de bodemprofielen bij de Hoge Vaart van een éénduidige naam te voorzien. De gangbare systemen van bodemclassificatie gaan namelijk uit van ideaaltypen en van min of meer gestandaardiseerde theorieën over de vorming van deze ideaaltypische bodems. Deze benadering is weinig zinvol bij de door ons bestudeerde polygenetische

bodemprofielen. Het is daarom niet verstandig om de Hoge Vaart-profielen te voorzien van één simpel etiket. Dit zou slechts één van de vele stadia in de bodemvorming uitdrukken. Het is juister om aan te geven dat het bodemprofiel elementen van meerdere fasen bevat.

3.3.2 Referenties

Fossiele referenties
In de eerste helft van het Holoceen zijn in Noordwest-Europa tienduizenden hectaren dekzandgronden met veen overgroeid. In de meeste gevallen ging het om de vorming van voedselarm veen. Hierbij ontstonden uitgestrekte hoogveenmoerassen. Duizenden jaren later, bij de verveningen in de afgelopen paar eeuwen, kwamen de verdronken dekzandgronden weer vanonder het veen te voorschijn. Een situatie die enigszins vergelijkbaar is met de dekzandgronden bij de Hoge Vaart die eveneens na duizenden jaren weer zijn komen bloot te liggen.

De dekzandgronden in de veenkoloniën kunnen echter slechts ten dele als referentie dienen voor de door ons bestudeerde bodems. Wanneer het gaat om de bodemvorming in de periode dat het grondwater zich nog ver onder het maaiveld bevond, dan kunnen we beide situaties goed met elkaar vergelijken. Bekijken we echter de bodemvorming ten tijde van de stijging van het grondwater en het verdrinken van het landschap, dan zijn er belangrijke verschillen. In de veenkoloniën hebben we vrijwel steeds met zeer voedselarme omstandigheden te maken. De aanwezige voedingsstoffen komen voor een groot deel uit het dekzandpakket zelf. De aanvoer van nutriënten via het oppervlaktewater is alleen in de direkte omgeving van beken van betekenis. Bij de Hoge Vaart hebben we daarentegen te maken met een dekzandgebied in de onmiddellijke nabijheid van een riviertje, dat bovendien een direkte verbinding heeft met zee. Het grondwater en oppervlaktewater was daardoor aanzienlijk voedselrijker dan in de veenkoloniën, en zorgde ten tijde van de vernatting voor een anderssoortige bodemontwikkeling niet alleen in de zandbodems, maar ook bij de veengroei. Het veen dat het dekzand overgroeide was dan ook geen mesotroof zeggeveen of oligotroof veenmosveen, maar eutroof rietveen.

Het lijkt daarom beter om de bodems van de Hoge Vaart te vergelijken met bodems die in een vergelijkbaar milieu zijn afgezet. Dergelijke bodems zijn echter tot op heden maar weinig onderzocht. De enige onderzoeker die zich diepgaand met dit onderwerp heeft beziggehouden is de Wageningse palynoloog A.J. Havinga. In zijn dissertatie bespreekt hij zes bodemprofielen uit de Noordoostpolder en Oostelijk Flevoland die tot op zekere hoogte vergelijkbaar zijn met de bodems bij de Hoge Vaart (Havinga, 1962). Tot op zekere hoogte, want wanneer we de bodemopbouw en polleninhoud van de genoemde profielen wat beter bestuderen, dan blijkt dat géén van deze profielen op een dekzandrug is genomen. Het gaat steeds om bodems die zich in een dekzandlaagte, een dekzandvlakte of in een dekzandflank bevonden. Hierdoor ontbreken op de meeste plaatsen de bodemkundige kenmerken van een droge bruine bosgrond en de palynologische kenmerken van een gemengd loofbos met linde en eik.

Uit de pollendiagrammen blijkt dat in de door Havinga onderzochte zandbodems in Oostelijk Flevoland lange tijd een boreale vegetatie van den (*Pinus*), varens (*Filicinae*) en wolfsklauw (*Lycopodium clavatum*) overheerste en dat deze pollenzone steeds vrij scherp overgaat in een atlantische moerasbosfase met voornamelijk els (*Alnus*) en berk (*Betula*). De profielen Flevoland-I, -II en -III liggen vermoedelijk dus lager en natter dan de door ons bestudeerde bodems en zijn vermoedelijk ook eerder met veen bedekt. Bovendien moeten deze profielen wat verder van rivier- en beeklopen hebben gelegen. Ze worden namelijk in het Atlanticum voornamelijk bedekt met mesotroof zeggeveen dat plaatselijk ook wollegras (*Eriophorum*) bevat. Het bodemprofiel van Flevoland-II (dikke E, vage B) lijkt overigens nog het meest op onze studieprofielen. Interessant is vooral het voorkomen van laminaire structuren in de vermeende 'A-horizont' van dit profiel (Havinga, 1962, 21). De profielen Flevoland-I en -III wijken duidelijk af van de door ons bestudeerde profielen.

Een betere referentie bieden de profielen die Havinga in de Noordoostpolder onderzocht. Deze profielen, waarvan de top op ca. 2,5 m + NAP ligt, hebben gedurende langere tijd hoog boven het grondwater gelegen, gezien de grotere diepte van het bodemprofiel en de hoge percentages die het gemengde eikenbos (*Quercetum mixtum*) in de pollenspectra van het zandprofiel bereikt. De profielen zijn volgens Havinga pas in het Subboreaal door veen overgroeid. Interessant in profiel Noordoostpolder-I is het voorkomen van een niet minder dan 38 cm dikke, zwartgrijze, humeuze laag aan de top van het podzolprofiel. Deze laag bevat bovendien tussen 17 en 20 cm diepte een laag wit (spoel)zand. Hoewel Havinga deze laag als een A-horizont van de podzol benoemt, houdt hij de mogelijkheid open dat het hier om een laag gaat die niet bij de podzol behoort, maar bij de vernatting is ontstaan (Havinga, 1962, 14).

Actuele referenties

De bodemprofielen van de opgraving A27-Hoge Vaart weerspiegelen naar alle waarschijnlijkheid de overgang van een droge, rijkere zandbodem naar een natte, armere zandgrond. Het is interessant om deze overgang in de tijd te vergelijken met de ruimtelijke overgang tussen de soortgelijke bodemtypen in de huidige zandlandschappen. Ook daar komen immers overgangen voor van rijke en droge gronden naar arme en natte gronden. Wellicht kunnen de ecologische en bodemkundige omstandigheden op deze overgangen ons iets leren over de bodem- en landschapsontwikkeling van Zuidelijk Flevoland.

In onze huidige zandlandschappen komen op de flanken van sommige beekdalen profielen voor die sterk lijken op de profielen van de Hoge Vaart. Het gaat om de zone van beekdalgronden die zich tussen de veldpodzolgronden en de beekeerdgronden bevindt, met name op plaatsen waar het moedermateriaal niet te arm is. Hier komen bodems voor met zeer uitgesproken E-horizonten. Deze dikke en vaak zeer witgekleurde lagen komen vooral voor in hellingsituaties. Ze zijn sterk uitgeloogd door een gecombineerd effect van een sterke fluctuatie van het grondwater enerzijds, en een sterke zijdelingse ('laterale') waterbeweging anderzijds.

In de jaren '50 - de begintijd van de bodemkartering in Nederland - beschouwden de medewerkers van de Stichting voor Bodemkartering dit bodemtype wel als afzonderlijke eenheid. Ze gaven deze gronden een vrij complexe naam, *namelijk madezandgronden met een schierzandlaag op bosondergrond* (De Roo & Harmsen, 1954: code Zmb). Hiermee gaven de toenmalige veldkarteerders aan dat het om natte zandgronden ging (*made* = hooiland) met een grijswitte loodzandlaag ('schierzand') die wat betreft hun ondergrond een sterke gelijkenis vertoonden met de bruine gronden onder loofbos op de hogere gronden. Net als de profielen op de Hoge Vaart vertonen deze profielen een combinatie van hydromorfe kenmerken, uitlogingsverschijnselen en kenmerken behorende tot een rijke bruine bosgrond. Bij de Hoge Vaart gaat het om een combinatie die ontstond door variatie van bodemvormende omstandigheden in de tijd, bij de madezandgronden met bosondergrond gaat het eerder om een opeenvolging in de ruimte.

Een andere term uit het oude bodemkundige jargon is de benaming *schiere eik* . Met deze term verwezen de vroegere bodemkarteerders naar een zeer specifiek bodemtype met een zwarte bovengrond, een dikke sterk gebleekte tussenlaag en een bruin(grijze) ondergrond. De 'schiere eik'-profielen liggen doorgaans in hellingssituaties of op de plaatsen waar kleine dekzandkoppen en -ruggen boven het venige beekdal uitsteken. Deze gronden zijn enerzijds niet zo nat dat er veen of gleyverschijnselen konden ontstaan, anderzijds ook weer niet zo droog dat zich een goede podzol kon ontwikkelen. Wel zorgde een intensieve laterale grondwaterstroming hellingafwaarts voor een intensieve verbleking van de bovengrond. De ondergrond is meestal grijsbruin van kleur en loopt geleidelijk over in een grijsgekleurde, gereduceerde ondergrond. De 'schiere eik'-profielen zijn dus ware overgangsprofielen met zeer heterogene kenmerken. Het normale grondwaterpeil in het voorjaar bij deze gronden is 10-40 cm beneden maaiveld. In de zomer zakt het grondwater enkele decimeters dieper weg.

De bovengenoemde profielen, die in de jaren '50 nog afzonderlijk werden gekarteerd, passen slecht in de tegenwoordige gebruikte classificatiesystemen. Hierin wordt immers vooral van ideaaltypen uitgegaan met kwantitatieve, vastomschreven grenzen. Het is dan ook niet verwonderlijk dat de 'madezandgronden met bosondergrond' en de 'schiere eiken' het niet hebben gered toen in 1966 een nieuw morfometrisch - en minder genetisch - systeem van bodemclassificatie werd ingevoerd (De Bakker & Schelling, 1966). Ze vallen tegenwoordig binnen de brede categorie van gooreerdgronden en veldpodzolgronden.

Opmerkelijk is dat de vroegere karteerders dergelijke profielen niet als *podzol* betitelden. Deze term reserveerden ze voor de veel duidelijker ontwikkelde profielen onder de (voormalige) heidevelden. Ook deze benadering spreekt ons aan. Bij de uitwerking van het micromorfologisch onderzoek (hoofdstuk 6) zullen we namelijk zien dat podzolering niet de (hoofd)oorzaak was van de profielopbouw in de dekzandrug bij de Hoge Vaart. Andere oorzaken zoals verbleking door reductie van ijzer en het oplossen van humaten waren waarschijnlijk belangrijker dan podzolering.

In ecologisch opzicht zijn de 'madezandgronden met schierzandlaag op bosondergrond' en de 'schiere eik'-profielen eveneens duidelijke overgangsprofielen. Het

milieu is hier niet zo permanent nat en venig dat er een Elzenbroekbos (*Carici elongatae-Alnetum*) voorkomt, ook weer niet zo droog en arm dat er een Eiken-Berkenbos (*Betulo-Quercetum*) groeit, maar ook niet zo droog en rijk dat het Eiken-Beukenbos (*Fago-quercetum*) er goed kan groeien. We zitten hier in een moeilijk te definiëren overgangszone die door de bosecoloog Van der Werf het Elzen-Eikenbos (*Lysimachio-Quercetum*) wordt genoemd (Van der Werf, 1991, 100-106). Dit is een bos waarin de boomlaag wordt gedomineerd door zomereik, els en zachte berk. In de struiklaag zijn sporkehout, esp en wilde lijsterbes algemeen. Soms komen ook rijkere soorten als vogelkers, meidoorn en hazelaar voor. In de ondergroei zijn hennegras, moeraszegge en grote wederik karakteristiek, maar komen, afhankelijk van de exacte bodemkundige omstandigheden, ook vele andere soorten voor (Van der Werf, 1991, 104).

Het zou interessant zijn om het huidige bosecosysteem van de Elzen-Eikenbossen te vergelijken met de resultaten van het paleo-ecologisch onderzoek bij de Hoge Vaart om zo de milieuomstandigheden in het verleden beter te kunnen doorgronden. Uiteraard moeten we hierbij de nodige voorzichtigheid betrachten, omdat factoren als het klimaat in de tussentijd sterk kunnen zijn gewijzigd. Vooralsnog beschouwen we de 'madezandgronden met schierzandlaag op bosondergrond' en de 'schiere eikprofielen' in onze dekzandlandschappen echter als een nuttige actuele referentie voor ons onderzoek evenals het door Van der Werf onderscheiden Elzen-Eikenbos.

3.4 Detailstudie

3.4.1 Keuze van de profielen

Tijdens het veldwerk hebben we twee bodemprofielen uit de top van de dekzandrug uitgekozen voor nader onderzoek (fig. 23). De keuze werd enerzijds bepaald door de min of meer gave natuurlijke bodemopbouw ter plekke, anderzijds door het practische argument dat we ons bij de selectie dienden te beperken tot de ontsluitingen die in maart 1996 op het opgravingsterrein bloot lagen.

De twee profielen kregen de namen *Profiel I* en *Profiel II*. Profiel I (fig. 24) ligt in de noordwand van werkput 51, binnen het gebied waar een concentratie van vroeg-neolithische oppervlaktehaarden voorkomt. Profiel II (fig. 25) ligt vlak bij de zuidelijke damwand van de opgraving, in de noordwand van werkput 10. Deze locatie bevindt zich direct buiten de archeologische vondstconcentratie. Bij de onderstaande profielbeschrijvingen is om praktische redenen het 0-niveau (diepte 0 cm) gelegd bij de overgang van veen (1C-horizont) naar zand (2C-horizont).

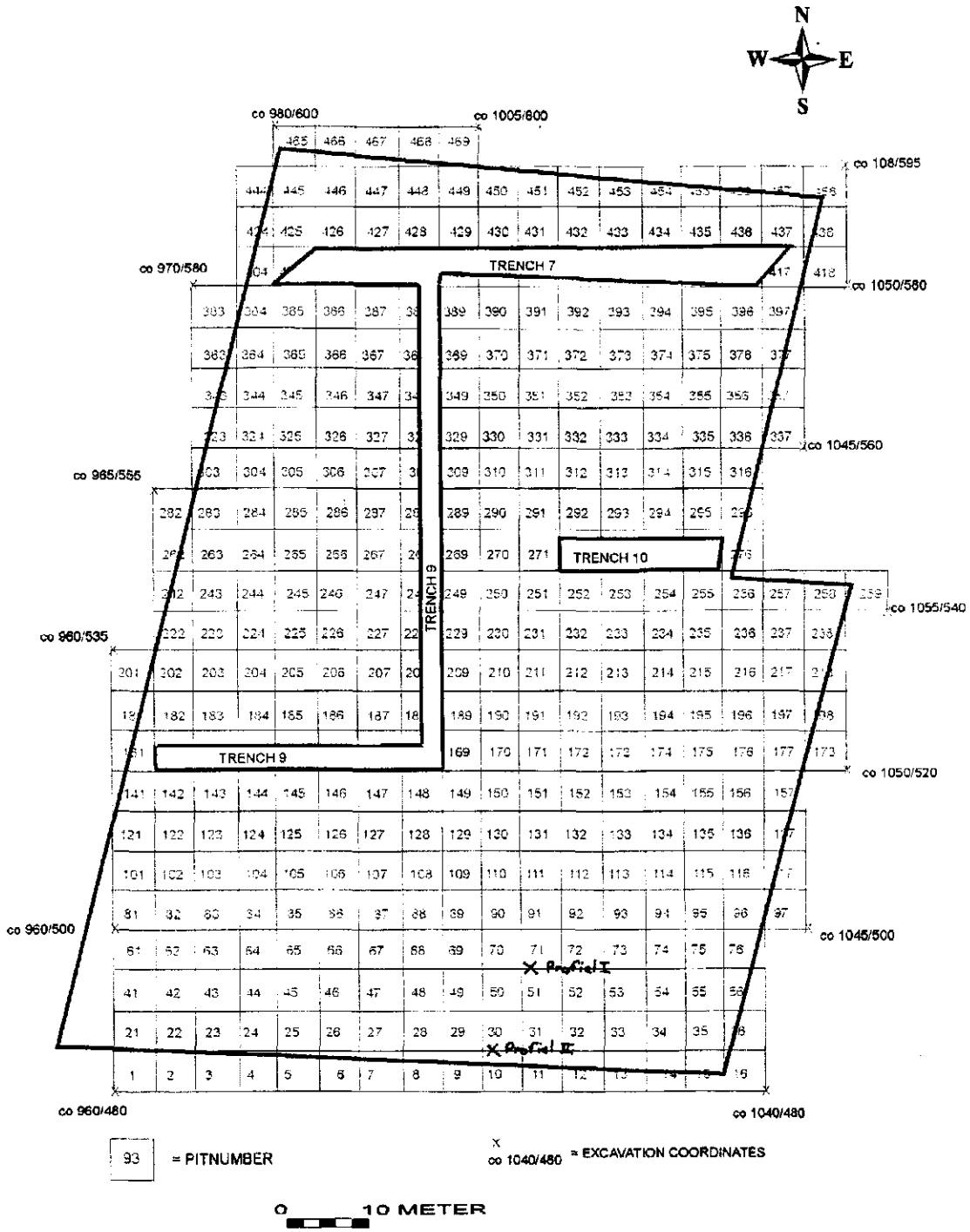


Fig.23 Overzicht van de werkputten en trenches van de archeologische opgraving 'A27-Hoge Vaart'. Tevens zijn de hoogtelijnen van het pleistocene oppervlak aangegeven. De hoogste delen van de dekzandrug liggen in het zuidoostelijke deel van het terrein. De door DLO-Staring Centrum en BIAX Consult onderzochte bodemprofielen liggen aan de zuidkant van de opgraving. Profiel I ligt in de noordwand van werkput 51, profiel II in de noordwand van werkput 10. Tekening: B.C. Ridderhof

Fig. 24 Foto van profiel I (noordwand werkput 51). Het rode deel van de peilstok is 50 cm lang

3.4.2 Beschrijving van de profielen

Profiel I (noordwand werkput 51)

(0 cm = 5,94 m - NAP)

- 0 cm	1C (spoor 1)	Rietveen; bruinzwart; onderin veel amorf materiaal (ruwe humus); grens met 2C-horizont scherp
0- 8 cm	2C (spoor 2/3)	Verspoeld en/of vervormd Jong Dekzand; heterogene opbouw; bovenste centimeters opveel plaatsen sedimentair gelaagd: afwisseling van zeer dunne witte zandlaagjes en zwarte humeuze laagjes; daaronder ontbreekt deze gelaagdheid meestal: heterogeen patroon van donkergrijs en lichtgrijs tot witte vlekken; zeer veel onverteerde en (gedeeltelijk) verteerde wortels; zand is matig fijn (M50 150-210 µm), zwak lemig (ca. 10% leem) en heeft een kleur die varieert van zeer lichtgrijs (10YR 7/1) tot wit (10YR8/1); het humeuze materiaal is zwart (10YR2/0) tot zwartgrijs (10YR2/1); scherp, golvend grensvlak met onderliggende 3E-horizont
8- 22 cm	3E (spoor 4)	Sterk gebleekte horizont; matig fijn, zwak lemig dekzand; ca. 10% leem; M50 150-210 µm; humusarm; lichtgrijze kleur (10YR7/1); plaatselijk

		ook bruinere kleuren; zeer veel fijne wortels met horizontale en verticale wortelkanalen; overgang naar 3B-horizont vrij scherp; ondergrens golvend
22- 36 cm	3B (spoor 12)	Donkergekleurde laag, rijk aan organische stof; matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand; ca. 12% leem; M50 150-210 µm; matig humeus; roodbruin met violette gloed (7,5YR3/2); veel donkergekleurde wortels van verschillende diameter; boven- en ondergrens sterk golvend; plaatselijk diepe intrusies van grijs E-materiaal (oude wortelkanalen); overgang naar 3B/3BC-horizont geleidelijk
36- 50 cm	3B/3BC (spr 12/13)	Overgangslaag; matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand; ca. 12% leem; M50 150-210 µm; zeer geleidelijke overgang van roodbruine B-horizont (7,5YR3/2) naar geelbruine (10YR5/4) BC-horizont; deze overgang wordt veelvuldig onderbroken door gebleekte, vuilgrijze (10YR5,5/2) vlekken van verschillende vorm en afmeting; waar deze lagen vermengd zijn ontstaat een vuil bruingrijze kleur (10YR4/2); veel donkergekleurde wortels van verschillende diameter; overgang naar BC-horizont is geleidelijk
50- 58 cm	3BC (spoor 13)	Matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand ; ca. 12% leem ; M50 150-210 µm; humusarm; geelbruine kleur (10YR5/4); plaatselijk ook grijze vlekken (10YR5,5/2); enkele humeuze fibers; vrij veel fijne wortels; overgang naar C-horizont geleidelijk; ondergrens golvend
58- 87 cm	3C1 (spoor 14)	Matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand; ca. 12% leem; M50 150-210 µm; bleekbruine kleur (10YR 6/3); grotendeels gereduceerd; plaatselijk fibers van ingespoeld organisch materiaal; veel fijne, donkergekleurde wortels; overgang naar 3C2-horizont scherp; ondergrens golvend
87- 94 cm	3C2 (spoor 19)	Groengrijze leemlaag ; onderdeel van Jong Dekzand ; matig fijn, sterk lemig dekzand; ca. 30% leem; groen- tot blauwgrijze kleur (10Y5/1); grotendeels gereduceerd; plaatselijk roestvlekken; dikte onregelmatig; golvende boven- en ondergrens; aan bovenrand meestal licht aangerijkt met organische stof (donkerder kleur); aan onderzijde sporen van kevergangen ('vingers'); overgang naar 3C3-horizont scherp; ondergrens golvend
94- cm	3C3 (spoor 20)	Matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand; ca. 12% leem; M50 150-210 µm; zeer bleke kleur (10YR7/3); sterk gereduceerd; plaatselijk kleine fibers van ingespoeld humeus materiaal

Profiel II (noordwand werkput 10)

(0 cm = 5,81 m - NAP)

- 0 cm	1C (spoor 1)	Rietveen; bruinzwart; onderin veel amorf materiaal; ondergrens scherp
0- 7 cm	2C (spoor 2/3)	Verspoeld en vervormd Jong Dekzand; heterogene opbouw; bovenzijde op veel plaatsen sedimentair gelaagd: afwisseling van zeer dunne witte zandlaagjes en zwarte humeuze laagjes; onderzijde meestal niet sedimentair gelaagd: heterogeen patroon van donkergrijze en zeer lichtgrijze vlekken; zeer veel onverteerde en (gedeeltelijk) verteerde wortels; zand is matig fijn (M50 150-210 µm), zwak lemig (ca. 12% leem) en wit van kleur; veen is amorf en zwart van kleur (10YR2/0); mengkleur is donkergrijs (5YR 3/1); plaatselijk ook lichtgrijze vlekken; zeer scherp golvend grensvlak met 3E-horizont
7- 24 cm	3E (spoor 4)	Sterk gebleekte horizont; matig fijn, zwak lemig dekzand; ca. 12% leem; M50 150-210 µm; humusarm; violetgrijze kleur (5YR5,5/2); veel grove en fijne wortels met horizontale en verticale wortelkanalen; overgang naar 3B-horizont vrij scherp; ondergrens golvend

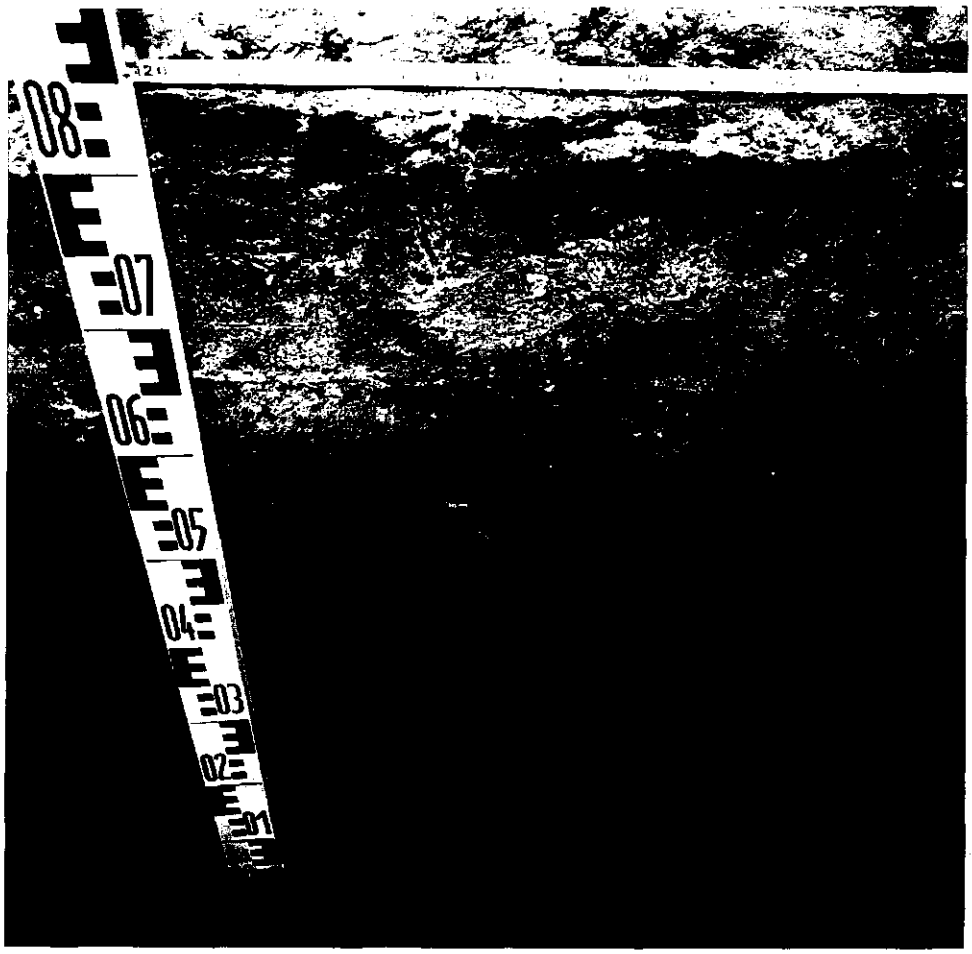


Fig. 25 Foto van profiel II (noordwand werkput 10). De getallen op de peilstok links zijn aangegeven in decimeters

24- 44 cm	3B (spoor 12)	Donkergekleurde laag, rijk aan organische stof; matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand; 12% leem; M50 150-210 µm; matig humeus; roodbruine kleur met violette gloed (2,5YR3/2); veel donkergekleurde wortels van verschillende diameter; boven- en ondergrens sterk golvend; plaatselijk diepe intrusies van grijs 3E-materiaal (oude wortelkanalen); overgang naar 3BC-horizont is geleidelijk
44- 55 cm	3BC (spoor 13)	Matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand ; ca. 12% leem ; M50 150-210 µm; humusarm; humusarm; donker grijsbruine kleur (10YR4/3); vrij veel fijne wortels; overgang naar 3C1-horizont geleidelijk; ondergrens golvend
55- 85 cm	3C1 (spoor 14)	Matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand; ca. 12% leem; M50 150-210 µm; bleekbruine kleur (10YR 6/3); grotendeels gereduceerd; wortelkanalen geoxideerd; netwerk van fibers met ingespoeld organisch materiaal; veel fijne, donkergekleurde wortels; overgang naar 3C2-horizont scherp; ondergrens golvend
85- 90 cm	3C2 (spoor 19)	Groengrijze lemige laag; onderdeel van Jong Dekzand; matig fijn, sterk lemig dekzand; ca. 30% leem; groen- tot blauwgrijze kleur (10Y4/1); grotendeels gereduceerd; plaatselijk roestvlekken; voorkomen en dikte onregelmatig; golvende boven- en ondergrens; aan bovenrand meestal licht aangerijkt met organische stof (donkerder kleur); talrijke

		verstoringen door kevergangen ('vingers') en wortelgangen; overgang naar 3C3-horizont scherp; ondergrens golvend
90-145 cm	3C3 (spoor 20)	Matig fijn, zwak lemig Jong Dekzand; ca. 12% leem; M50150-210 µm; zeer bleke kleur; (10YR6/3); volledig gereduceerd
145-	4C (spoor 18)	Zeer fijn, sterk lemig Oud Dekzand II; ca. 20% leem; M50 120-130 µm; groengrijze tot blauwgrijze kleur; volledig gereduceerd

3.4.3 Fotografische documentatie

Voordat de monstername plaatsvond zijn de bestudeerde bodemprofielen fotografisch vastgelegd door medewerkers van het Centrum voor Fotografie en Beeldverwerking van DLO-Staring Centrum. Zij gebruikten daarvoor een Hasselblad-camera waarmee kleurenfoto's op Verticolor S-film (formaat negatief: 6 x 6 cm^2) en kleurendia's op EPP-film (formaat: 6 x 6 cm^2) zijn gemaakt. Daarnaast zijn van elk object kleurendia's (formaat 24 x 18 mm^2) gemaakt met behulp van een Nikon-spiegelreflexcamera. Een deel van de gemaakte foto's is als illustratie in dit rapport opgenomen. Aan de opdrachtgever en aan de bibliotheek van DLO-Staring Centrum zijn rapporten met originele foto's verstrekt. In de overige rapporten zijn kleurkopieën van de originele foto's opgenomen.

3.4.4 Analyse van de textuur

Methode van onderzoek

Uit beide studieprofielen zijn vier monsters geselecteerd voor een textuuranalyse. De vier monsters zijn afkomstig van de 2C-, 3E-, 3C1- en 4C-horizont. De analyses zijn uitgevoerd in het laboratorium van de Vakgroep Bodemkunde en Geologie van de Landbouw Universiteit te Wageningen. In plaats van de traditionele zeefmethode past men hier sinds kort een meer geavanceerde analysemethode toe. Het gaat om een analyse van de korrelgrootteverdeling met laser apparatuur. Deze methode is gebaseerd op de weerkaatsing (*reflection*), breking (*refraction*) en afbuiging (*diffraction*) van laserstralen door bodemdeeltjes van verschillende grootte. Het apparaat dat hiervoor is gebruikt is de 'Coulter LS 230 particle size distribution analyser' van het bedrijf Coulter Electronics Ltd uit Luton (Groot-Brittannië).

De methode werkt in het kort als volgt: Een geschoond bodemmonster wordt in een waterige suspensie door het meetapparaat gepompt. Daar wordt het monster beschenen door een laserstraal van een bekende kracht en golflengte. Het licht van deze laserstraal wordt voor een deel weerkaatst (*reflection*), voor een deel gebroken (*refraction*) en voor een deel afgebogen (*diffraction*). De hoek waaronder dit gebeurt en de verhouding tussen terugkaatsing, afbuiging en verstrooiing is voor elke deeltjesgrootte verschillend. Het verstrooide licht wordt vervolgens door een dubbele Fourier-lens gericht op een serie van detectoren. De meetgegevens worden doorgezonden naar de computer en met behulp van een rekenmodel omgezet in een korrel-

grootteverdeling. De output bestaat uit een database met textuurklassen en een textuurdiagram.

De lasermethode betekent een aanzienlijke verbetering ten opzichte van de traditionele zeef- en bezinkingsmethode. De klassieke methode leverde doorgaans een indeling in 10-12 fracties op. De lasermethode onderscheidt niet minder dan 116 fracties, wat een veel gedetailleerder beeld oplevert van de korrelgrootteverdeling, vooral in het gebied beneden de 2 µm (kleifractie). Dit opent nieuwe wegen in het onderzoek naar de genese van fijn getextureerde bodems en sedimenten. Bovendien zijn voor de lasermethode monsters van 0,50-1 g voldoende voor een betrouwbare analyse, terwijl voor de klassieke methode monsters van 20-50 g nodig zijn. Een derde voordeel is de snelheid van de lasermethode. Waar met de klassieke zeefmethode door een analist ongeveer twintig monsters per week konden worden geanalyseerd, kan met de lasermethode dezelfde hoeveelheid in ongeveer twee uur worden doorgemeten.

Voor de textuurbepaling van de bodems bij de Hoge Vaart hebben we van beide studieprofielen (profiel I en II) vier horizonten bemonsterd. Het gaat om de 2C-horizont (verspoelde toplaag), de 3E-horizont (gebleekte laag), de 3C1-horizont (Jong Dekzand) en de 4C-horizont (Oud Dekzand). De monsters zijn vóór de meting eerst voorbehandeld met waterstofperoxide om de organische stof te verwijderen. Vervolgens kregen de monsters een ultrasonische voorbehandeling van vijf minuten om een optimale verdeling van de suspensie te verkrijgen. Aan de suspensie is verder steeds 10 cc natrium-pyrofosfaat toegevoegd. Bij de meting zelf is een laserstraal met een sterkte van 5 mW en een golflengte van 750 nm gebruikt. Het gebruikte rekenmodel bevatte de volgende gegevens:

1. een brekingsindex voor de vloeistof van 1,332;
2. een brekingsindex voor de vaste fase (voornamelijk kwarts) van 1,560;
3. absorptiefactoren van 0,08-0,18, afhankelijk van de betreffende golflengte.

De data zijn verwerkt in een Symphony-spreadsheet en in een ASCII-bestand. De resultaten van de textuuranalyse zijn zowel in tabelvorm weergegeven (tabel 1) als in textuurdiagrammen (fig. 26 en 27).

Resultaten en discussie

Hieronder zijn puntsgewijs de belangrijkste uitkomsten van het textuuronderzoek weergegeven:

1. In hoofdstuk 2 (Geologie) gaven we al aan dat de dekzandrug bij de Hoge Vaart twee verschillende dekzandafzettingen bevat: Jong Dekzand en Oud Dekzand. Het Jong Dekzand (tabel 1, nrs. 2 en 6) heeft blijkens onze textuurbepaling een zandmediaan van rond de 200 µm te hebben en een leemgehalte van ca. 7 %. In bodemkundige termen: matig fijn, leemarm zand. Op bepaalde diepten is de zandfractie wat fijner (tabel 1, nr. 3).
2. Het Oud Dekzand (tabel 1, nr. 8) heeft een zandmediaan van 116 µm en een leemgehalte van ruim 20 %. In bodemkundige termen gesproken gaat het dus om zeer fijn, sterk lemig dekzand.
3. Vergeleken met de andere dekzanden in Nederland is de lemigheid van de bestudeerde zandrug zeer gering. Het Jong Dekzand bij de Hoge Vaart moet dan ook als een zeer arm substraat worden beschouwd.

4. Het monster uit één van de lemige lenzen die zich in het midden van het Jong Dekzandpakket bevinden blijkt een mediaan van 156 µm te hebben en een leemgehalte van 17% (tabel 1, nr. 3). Het materiaal bevindt zich dus in het overgangsgebied tussen matig fijn en zeer fijn zand (grens 150 µm) en tussen zwak en sterk lemig zand (grens 17,5%) te bevinden.
5. De textuur van de 2C-horizont in de top van de dekzandrug (spoor 2, 'archeologische vondstenlaag') lijkt sterk op die van het Jong Dekzand in de onderliggende 3E-horizont. We leiden hieruit af dat deze laag van oorsprong Jong Dekzand moet zijn.
6. Het zeer lage kleipercentage van de 2C-horizont (tabel 1, nrs. 1 en 5) maakt het niet aannemelijk dat de site in de periode van de vorming van deze horizont is overstroomd door slibrijk water. Deze overstromingen dateren vrijwel zeker van later datum.

Tabel 1 Zandmediaan en korrelgrootteverdeling van acht bodemmonsters uit de studieprofielen I en II. De monsters zijn uitgesplitst naar korrelgrootteklasse: klei (< 2 µm), silt (2-50 µm) en zand (> 50 µm). Het leempercentage is de som van de klei- en siltfractie

Monster-nummer	Pro-fiel	Hori-zont	Moedermateriaal	Mediaan (M50, µm)	klei %	silt %	zand %	leem %
1	I	2C	verspoeld dekzand	197	1,6	7,5	90,9	9,1
2	I	3E	Jong Dekzand	204	1,3	5,8	92,9	7,1
3	I	3C1	Jong Dekzand	157	1,5	6,0	92,6	7,4
4	I	3C3	overgang Jong Dekzand/ Oud Dekzand	174	2,5	11,6	85,8	14,2
5	II	2C	verspoeld dekzand	191	2,1	9,5	88,4	11,6
6	II	3E	Jong Dekzand	197	1,2	5,8	92,9	7,1
7	II	3C3	leemlens in Jong Dekzand	144	2,6	13,4	83,0	17,0
8	II	4C	Oud Dekzand	116	2,9	17,7	79,4	20,6

3.4.5 Bodemchemische typering van de profielen

Inleiding

De bodemchemische aspecten van de opgraving Hoge Vaart vormen een afzonderlijk onderwerp van studie. Te zijner tijd zal van de hand van dr. B.H. Jansen (BOWAGEMI bv. Driebergen) een onderzoeksrapport verschijnen waarin de bodemchemische processen en ruimtelijke variatie in detail worden besproken. Het leek ons raadzaam om onze studieprofielen op dezelfde wijze te analyseren als de andere lagen en sporen van de opgraving. Daarom werd aangesloten bij de methodiek zoals die door Jansen wordt gehanteerd. Het gaat daarbij om een ICPAES-analyse van 31 verschillende elementen.

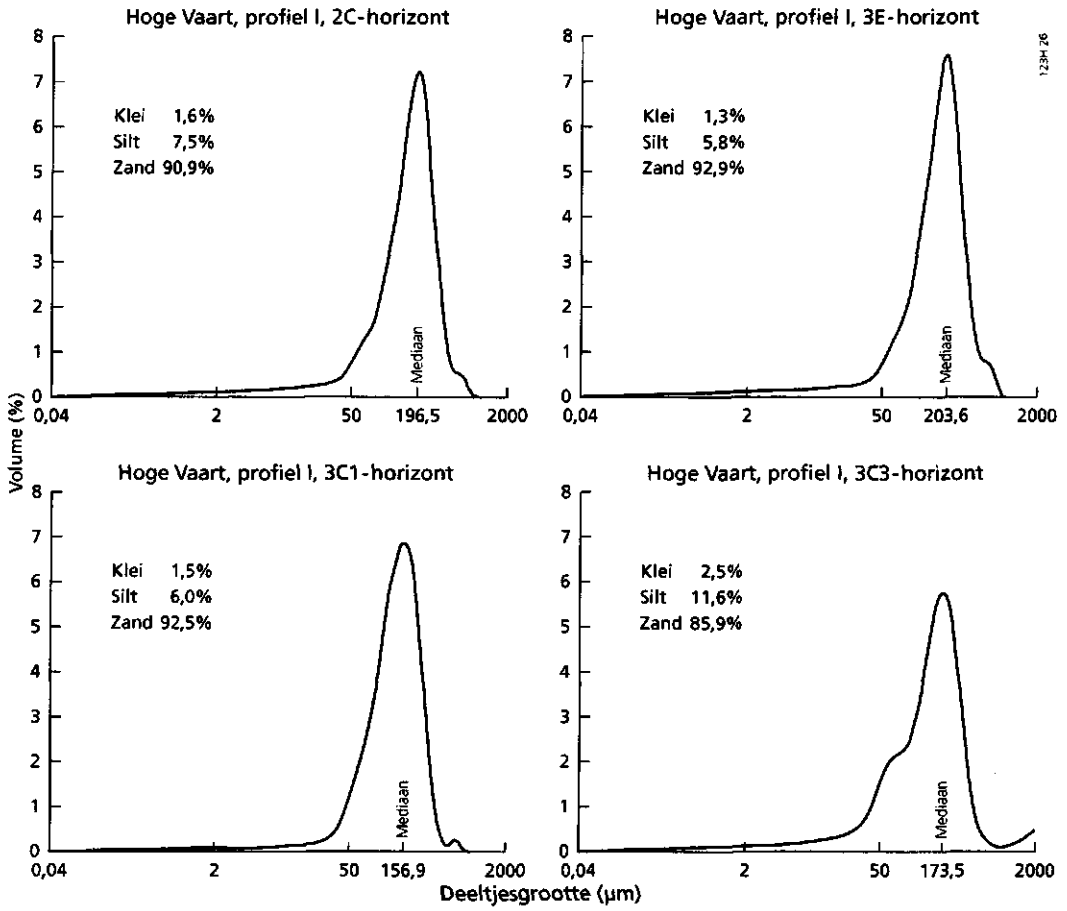


Fig. 26 Korrelgrootteverdeling van de minerale fractie van vier bodemhorizonten van profiel I (werkput 51). Van elk monster is een onderverdeling in klei (deeltjes kleiner dan 2 µm), silt (2-50 µm) en zand (> 50 µm) gegeven. Op de horizontale as is ook de zandmediaan (M50) aangegeven

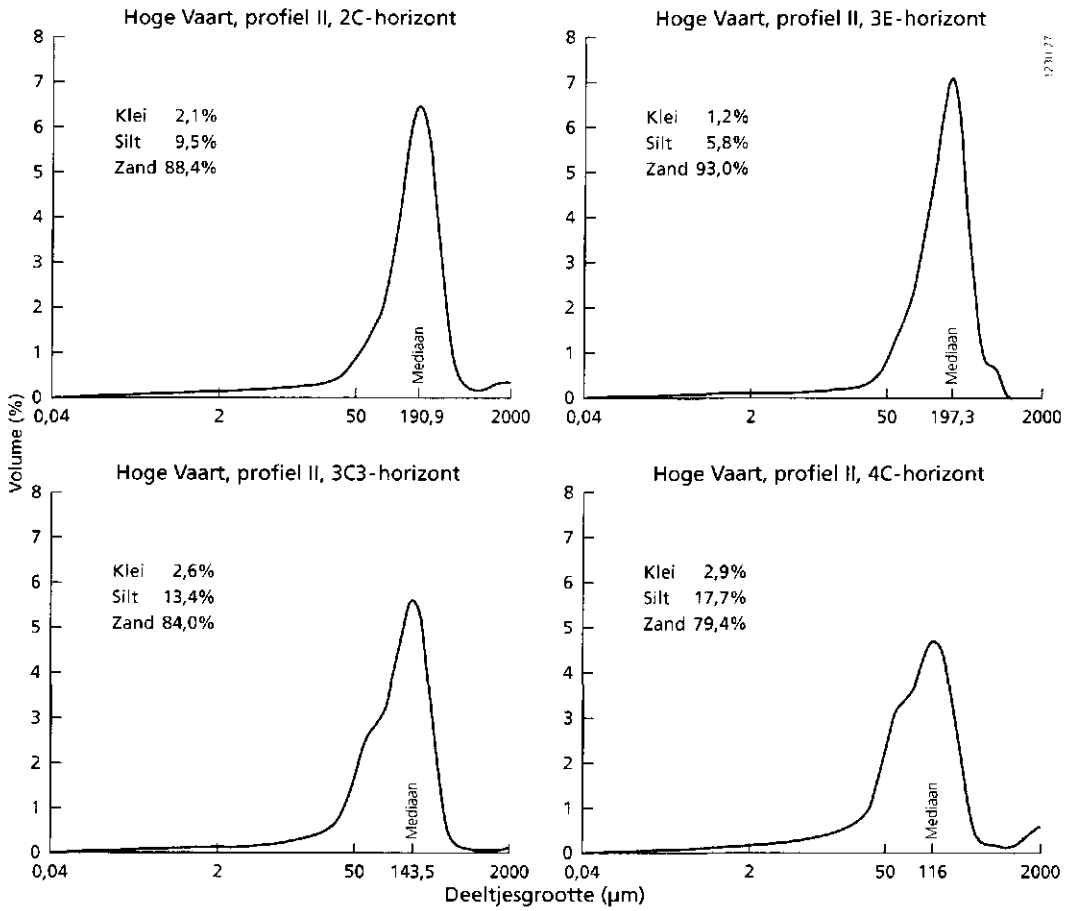


Fig. 27 Korrelgrootteverdeling van de minerale fractie van vier bodemhorizonten van profiel II (werkput 10). Van elk monster is een onderverdeling in klei (deeltjes kleiner dan 2 µm), silt (2-50 µm) en zand (> 50 µm) gegeven. Op de horizontale as is ook de zandmediaan (M50) aangegeven

Methode van onderzoek

Op 12 en 13 maart 1996 zijn van de profielen I en II monsters genomen ten behoeve van bodemchemische analyses. De bemonsterde horizonten en diepten zijn aangegeven in de tabellen 2 en 3. De rietveenmonsters zijn genomen aan de basis van het veenpakket. De monstername kon hier zeer nauwkeurig plaatsvinden doordat het veen op deze diepte een platerige structuur heeft en de scheiding tussen veen en zand hier duidelijk zichtbaar is. Bij de zandmonsters is gekozen voor mengmonsters. Een gedetailleerde monstername is hier weinig zinvol, omdat de meeste horizonten zeer heterogeen van samenstelling zijn. Het is vrijwel onmogelijk om de verschillende componenten van elkaar te scheiden. Van elk monster zijn enkele grammen naar BOWAGEMI in Driebergen gezonden. De monsters zijn daar gedroogd bij 110 °C en vervolgens in een wolfraamcarbide maalvat van een schijventrilmolen gemalen. De monsters zijn hierbij gecontamineerd met kobalt (Co) en wolfraam (W). De mate van contaminatie hangt onder meer af van de resistentie van het betreffende monster. Na het malen is een aliquot van ongeveer 0,5 g naar een laboratorium in de Verenigde Staten gezonden ten behoeve van verdere analyse. Na destructie in een geconcentreerde oplossing van HF, HNO_3 en $HClO_4$ zijn de monsters geanalyseerd met behulp van *Induced Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICPAES-analyse). Bij deze analyse worden de monsters in een vlam van 5000-6000 °C gebracht. Daardoor raken atomen in een hogere energietoestand ('aangeslagen toestand'). De energie die bij terugval naar de oorspronkelijke toestand vrijkomt heeft voor elk element en elk energieniveau een specifieke golflengte. De spectraallijnen die hierbij ontstaan zijn geanalyseerd met een spectrofotometer waaruit vervolgens de samenstelling van de monsters kon worden berekend. De zware destructiemethode die bij de analyse is toegepast, resulteert in een totaalanalyse van de diverse elementen, dat wil zeggen dat men de som van de minerale en de organische fractie meet.

In totaal zijn van elk monster 31 verschillende elementen geanalyseerd. Elementen die veel voorkomen worden hoofdelementen genoemd, elementen die in zeer geringe hoeveelheden voorkomen noemen we sporenelementen. Als hoofdelementen worden gezien: natrium (Na), kalium (K), calcium (Ca), magnesium (Mg), ijzer (Fe), aluminium (Al), titaan (Ti) en fosfor (P). De geanalyseerde sporenelementen zijn beryllium (Be), scandium (Sc), vanadium (V), chroom (Cr), mangaan (Mn), nikkel (Ni), koper (Cu), zink (Zn), strontium (Sr), yttrium (Y), zirkoon (Zr), molybdeen (Mo), zilver (Ag), barium (Ba), lantaan (La), lood (Pb), cobalt (Co), wolfraam (W), arseen (As), cadmium (Cd), tin (Sn), antimoon (Sb) en bismuth (Bi).

Resultaten en discussie

De uitkomsten van de bodemchemische bepalingen aan de door ons bestudeerde profielen zijn weergegeven in de tabellen 2 en 3. Deze uitkomsten zullen in dit rapport niet in detail worden besproken. Hiervoor wordt verwezen naar het rapport dat in de zomer van 1997 van de hand van B.H. Jansen zal verschijnen. Een probleem is daarbij wel dat de gebruikte analysemethode voor *bodemkundige* toepassingen niet de meest geëigende is. Het destructieve karakter van de voorbehandeling met HF, HNO_3 en $HClO_4$ maakt het onmogelijk om onderscheid te maken tussen dat deel van de elementen dat zich in de organischestoffractie bevindt en het deel dat zich in de minerale fase bevindt.

Tabel 2 Chemische samenstelling van de horizonten van profiel I (werkput 51). Het gaat hier om zogenaamde 'totaal-bepalingen'. Bij A zijn de gehalten aan hoofdelementen weergegeven (gewichtspercentage), bij B de sporenelementen (mg/kg)

A Hoofdelementen (% gewicht)

Horizont	Monsterdiepte (cm)	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Ti	P
1C (veen)	-2- -1	0,42	1,01	0,79	0,28	1,23	3,10	0,15	0,03
1C (veen)	-1- 0	0,30	0,79	0,37	0,12	0,72	1,89	0,08	0,02
2Ceb	0- 6	0,33	0,71	0,25	0,05	0,46	1,34	0,07	0,01
3Eb	10- 19	0,32	0,71	0,18	0,03	0,20	1,17	0,06	0,00
3Bheb	22- 30	0,31	0,66	0,17	0,04	0,30	1,18	0,06	0,02
3BCewb	50- 58	0,34	0,75	0,17	0,05	0,29	1,34	0,06	0,02
3Cewb	70- 80	0,41	0,82	0,18	0,07	0,34	1,54	0,08	0,01
3Crb	100-105	0,42	0,81	0,17	0,08	0,41	1,62	0,09	0,01

B Sporenelementen (ppm, mg/kg)

Horizont	Monsterdiepte (cm)	Be	P	Sc	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Sr	Y	Zr	Mo	Ba	La	Pb
1C (veen)	-2- -1	1	305	5	48	40	245	19	6	35	73	9	45	2	185	14	5
1C (veen)	-1- 0	1	240	3	24	24	88	14	3	21	45	6	23	< 1	161	9	3
2Ceb	0- 6	< 1	101	2	11	15	64	10	2	9	40	3	38	< 1	167	7	< 2
3Eb	10- 19	< 1	33	2	5	11	48	8	2	6	37	3	34	< 1	170	6	< 2
3Bheb	22- 30	< 1	160	2	7	11	52	7	2	10	36	3	38	< 1	162	6	< 2
3BCewb	50- 58	< 1	188	2	7	8	52	7	4	9	38	3	37	< 1	175	6	< 2
3Cewb	70- 80	< 1	136	2	9	9	60	8	2	11	44	4	54	< 1	190	7	< 2
3Crb	100-105	< 1	70	2	10	14	66	7	2	10	44	4	50	< 1	198	8	< 2

Tabel 3 Chemische samenstelling van de horizonten van profiel II (werkput 10). Het gaat hier om zogenaamde 'totaal-bepalingen'. Bij A zijn de gehalten aan hoofdelementen weergegeven (gewichtspercentage), bij B de sporenelementen (mg/kg)

A Hoofdelementen (% gewicht)

Horizont	Monsterdiepte (cm)	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Ti	P
1C (veen)	-1- -½	0,34	0,70	0,61	0,29	0,84	2,02	0,09	0,03
1C (veen)	-½ 0	0,33	0,68	0,54	0,15	0,52	1,53	0,07	0,02
2Ceb	0- 5	0,32	0,68	0,17	0,04	0,25	1,19	0,06	0,00
3Eb	12- 22	0,34	0,73	0,13	0,03	0,18	1,22	0,07	0,00
3Bheb	30- 36	0,33	0,71	0,13	0,04	0,33	1,30	0,06	0,02
3BCewb	44- 55	0,35	0,74	0,13	0,05	0,33	1,40	0,07	0,02
3Cewb	65- 80	0,48	0,91	0,19	0,09	0,43	1,89	0,11	0,02

B Sporenelementen (ppm, mg/kg)

Horizont	Monsterdiepte (cm)	Be	P	Sc	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Sr	Y	Zr	Mo	Ba	La
1C (veen)	-1- -½	1	289	3	35	29	551	8	4	19	74	7	30	3	134	10
1C (veen)	-½- 0	1	192	2	19	22	320	7	3	11	59	5	35	< 1	147	8
2Ceb	0- 5	< 1	43	2	7	12	62	6	2	9	36	3	33	< 1	161	6
3Eb	12- 22	1	22	2	6	11	55	7	2	6	37	3	45	< 1	173	6
3Bheb	30- 36	< 1	214	2	7	14	53	6	2	9	36	3	40	< 1	177	6
3BCewb	44- 55	< 1	234	2	7	13	54	6	1	10	39	3	45	< 1	184	8
3Cewb	65- 80	< 1	205	3	11	18	69	8	2	11	50	4	70	< 1	215	9

Voor de reconstructie van bodemvormende processen is een dergelijke onderverdeling doorgaans wél gewenst. Voor bodemkundige toepassingen verdienen minder destructieve extractiemethoden dan ook de voorkeur. Het te gebruiken extractiemiddel hangt af van het precieze onderzoeksdoel en van het soort element dat men wil analyseren.

3.5 Conclusies

De belangrijkste conclusies van dit hoofdstuk zijn:

1. De aanvankelijke conclusie dat de zwartgrijze toplaag van het zandprofiel als de oorspronkelijke A-horizont van het bodemprofiel in de dekzandrug moest worden gezien, bleek bij nader inzicht niet te handhaven. De laag vertoont eigenschappen die wijzen op vervorming en verspoeling van bodemmateriaal.
2. De dikke E-horizonten van de bodemprofielen in de dekzandrug wijzen op een sterk fluctuerende grondwaterspiegel in het verleden. De variatie in dikte wijst op een sterke zijdelingse component in de grondwaterbeweging.
3. De B-horizonten van de profielen in de dekzandrug zijn vaag ontwikkeld en zeer heterogeen. Ze vertonen elementen van verschillende ontwikkelingsfasen en bodemvormende omstandigheden.
4. De BC-horizont in de dekzandrug vertoont op een aantal plaatsen kenmerken van een bruine bosgrond.
5. Uit de sedimentaire gelaagdheid van het Jong Dekzand kan worden afgeleid dat de najaarsgrondwaterstand in het Vroeg- en Midden-Atlanticum ongeveer op 7,5 m - NAP lag, dat wil zeggen ongeveer 1,5 m beneden de top van de dekzandrug.
6. De bodemprofielen bij de Hoge Vaart vertonen talrijke sporen en resten van voormalige bomen (boomwortels, wortelkanalen, boomgaten) uit verschillende perioden.
7. In de periode van de veengroei zijn wortels van riet zeer diep doorgedrongen in de dekzandrug.
8. Aan de basis van het rietveen komen de veenmineralen doppleriet (zwart), vivianiet (blauw) en sideriet (wit) voor.
9. In de huidige dekzandlandschappen komen op de flanken van beekdalen bodemprofielen voor die sterk lijken op die in de dekzandrug bij de Hoge Vaart. Ze komen voor op plaatsen met een sterk fluctuerende grondwaterspiegel en op plaatsen met een sterke zijwaartse stroming van het grondwater. De climaxvegetatie op deze bodem is het Elzen-Eikenbos (*Lysimachio-Quercetum*).
10. Uit textuuranalysen blijkt dat de 'archeologische vondstenlaag' (2C-horizont; spoor 2/3) uit Jong Dekzand bestaat dat niet of nauwelijks is aangerijkt met klei. Dit geeft aan dat de rug ten tijde van de vorming van de zandbodem niet door rivier- en/of zeewater is overspoeld.

4 C14-datering

4.1 Onderzoeksmethode

Het R.J. van der Graaff laboratorium van de Vakgroep Subatomaire Fysica van de Universiteit van Utrecht bepaalde de ^{14}C-leeftijd van acht monsters uit de twee door ons bestudeerde profielen. Het ging om vier monsters uit de basis van het veen, twee humeuze zandmonsters uit de B-horizont van de profielen I en II en om twee boomwortels van de eik (*Quercus* spec.) die in de ondergrond van profiel II zaten.

Bij de veenmonsters ging het bij beide profielen om twee monsters uit de onderste centimeters van het veen, direct boven elkaar genomen. De scheidslijn tussen zand en veen was bij de monstername gemakkelijk te bepalen vanwege de platerige structuur van het veen. Wel zagen we in de onderste centimeter van het veen een vrij grote hoeveelheid gebleekte zandkorrels en zwarte amorfe humus. Met name de laatste component kan voor een zekere contaminatie van het ^{14}C-monster in verouderende richting zorgen.

In het laboratorium zijn de veen- en wortelmonsters zoveel mogelijk geschoond van wortelresten, chemisch geprepareerd en vervolgens gedateerd met behulp van *Accelerator Mass Spectrometry* (AMS-datering). Bij deze methode wordt het monstermateriaal in een ionenbron omgezet tot geladen deeltjes. Deze ionen worden tot hoge snelheid gebracht met een deeltjesversneller, een Van de Graaff tandemversneller, waarin een versnelspanning tot 6 miljoen V wordt gebruikt. De deeltjes kunnen door de hoge snelheid worden geïdentificeerd en geteld. De gemeten opbrengsten van ^{14}C en ^{12}C worden gebruikt om de ouderdom te berekenen. Het rendement van deze methode is hoog, zodat weinig materiaal nodig is (slechts 1 mg koolstof).

Bij de organischestofmonsters uit de B-horizont is gekozen voor een gefractioneerde ^{14}C-datering. Met behulp van zure en alkalische extracties is de organische stof gescheiden in drie componenten (Scharpenseel, 1979; Schachtschabel et al., 1989; Van Mourik, 1988). Allereerst is een zure extractie uitgevoerd met behulp van 4% HCl. De stoffen die hierbij in oplossing gaan zijn voornamelijk eenvoudige humuszuren. We noemen deze fractie in de bodemkunde de *fulvozuren*. Vervolgens is een alkalische extractie uitgevoerd met een 0,1% NaOH-oplossing. Hierbij lost een fractie op die voornamelijk organische zuren met wat langere ketens bevat, de *huminezuren*. Wat resteert is een slecht oplosbaar *residu* van complexe organische moleculen met zeer lange ketens. Deze fractie wordt de *humine*fractie of *residu-fractie* genoemd.

Elk van deze fracties is gedateerd met behulp van de AMS-methode. De uitkomsten (in jaren BP) zijn met behulp van het calibratieprogramma Calib 3.03 (Stuiver & Reimer, 1993) omgezet naar kalenderjaren (tabel 4). Het is niet zo dat men van BP-dateringen 1950 jaar moet aftrekken om tot een datering in kalenderjaren te komen. In de verhouding tussen de diverse isotopen van koolstof zijn in de loop der eeuwen belangrijke schommelingen opgetreden die grote invloed hebben op de omrekening van de gemeten ^{14}C-waarden naar kalenderjaren. Hoe ouder het monster is, hoe grote de afwijking wordt tussen beide tijdschalen (Stuiver & Reimer, 1993).

Tabel 4 Resultaten van dertien ^{14}C-dateringen op het archeologisch opgravingsterrein 'A27-Hoge Vaart'. De calibratie van de dateringen vond plaats met behulp van het computerprogramma Calib 3.03 (Stuiver & Reimer, 1993)

Nr.	U-nummer	Profiel	Horizont	Materiaal	Diepte (cm - mv.)	Diepte (m - NAP)	Ongecalibreerde ^{14}C-datering (BP)	Gecalibreerde (1σ) ^{14}C-datering (BC)
1.	UtC-5049	I	1C	rietveen	-2- -1	5,92- 5,93	5600 ± 38	4464 - 4431 4429 - 4363
2.	UtC-5050	I	1C	rietveen	-1- 0	5,93- 5,94	5594 ± 45	4464 - 4359
3.	UtC-5051	I	3B	org. stof (residu)	25-28	6,19- 6,22	6664 ± 39	5585 - 5563 5551 - 5523
3.	UtC-5053	I	3B	org. stof (huminezuren)	25-28	6,19- 6,22	5541 ± 36	4451 - 4420 4396 - 4374 4369 - 4346
4.	UtC-5052	I	3B	org. stof (fulvozuren)	25-28	6,19- 6,22	5576 ± 41	4460 - 4355
5.	UtC-5054	I	3B	houtskool	25-28	6,19- 6,22	7352 ± 45	6187 - 6122 6087 - 6061
6.	UtC-5056	II	1C	rietveen	-1--½	5,80- 5,805	5533 ± 46	4451 - 4420 4397 - 4372 4370 - 4341
7.	UtC-5055	II	1C	rietveen	-½- 0	5,805- 5,81	5510 ± 60	4445 - 4424 4391 - 4387 4367 - 4330
8.	UtC-5057	II	3B	org. stof (residu)	30-36	6,11- 6,17	6260 ± 50	5260 - 5209 5166 - 5141 5091 - 5090
9.	UtC-5058	II	3B	org. stof (huminezuren)	30-36	6,11- 6,17	5797 ± 47	4722 - 4578
10.	UtC-5060	II	3B	org. stof (fulvozuren)	30-36	6,11- 6,17	5609 ± 41	4467 - 4438 4427 - 4365
11.	UtC-5059	II	3B	houtskool	30-36	6,11- 6,17	6119 ± 45	5191 - 5188 5070 - 4947
12.	UtC-5061	II	3BC	wortel *Quercus*	53	6,34	5856 ± 46	4785 - 4693
13.	UtC-5062	II	3C	wortel *Quercus*	66	6,47	5940 ± 70	4909 - 4769 4731 - 4730

4.2 Resultaten en discussie

4.2.1 Datering van de veengroei op de top van de dekzandrug

Het doel van de ^{14}C-analyse van monsters uit de basis van het veen was om inzicht te krijgen in het tijdstip waarop de dekzandrug met veen overdekt raakte. Bij profiel I (werkput 51) bleek dit rond 5600 BP het geval te zijn, bij profiel II (werkput 10) rond 5510 BP. Het verschil tussen beide dateringen kan worden verklaard uit een verschil in hoogteligging. De top van de dekzandrug ligt bij profiel II 13 cm hoger dan bij profiel I en is daardoor op een later tijdstip met veen overgroeid geraakt. Omdat profiel I midden in de vondstconcentratie van de opgraving ligt, op het hoogste stuk van de dekzandrug, kunnen we op grond van onze ^{14}C-datering stellen dat de site rond 5500 BP (gecalibreerde datering: ca. 4400 vóór Chr.) definitief onder het veen is verdwenen.

We zouden bovenstaande ^{14}C-dateringen en hoogtegegevens kunnen gebruiken om de stijging van de gemiddelde grondwaterstand vast te stellen in de periode waarin het dekzandlandschap definitief verdronk. Mogelijk bedroeg deze stijging dus ca. 13 cm in ca. 84 jaar, dat wil zeggen ongeveer 15 cm per eeuw. Uiteraard gaat het hier om een eerste indruk die gebaseerd is op veel te weinig gegevens. Er zijn meer gegevens nodig om tot een goed inzicht op dit punt te komen. Verderop in deze paragraaf gaan we nader op deze zaak in.

Opvallend is dat bij beide profielen het onderste veenmonster wat jonger is dan het bovenste monster. Mogelijk is het onderste monster gecontamineerd met jonger materiaal, bijvoorbeeld door ophoping van jongere wortels uit bovenliggende lagen op de overgang van veen naar zand. De verschillen zijn echter zeer klein (respectievelijk 6 en 20 jaar) en doen niets af aan bovenstaande conclusies. Wanneer we bovendien kijken naar het 1σ-betrouwbaarheidsinterval van de diverse dateringen, dan zien we dat de verschillen ook een methodische achtergrond kunnen hebben.

4.2.2 Datering van organische stof in de B-horizont

Algemeen

Tijdens het veldwerk zijn uit beide profielen monsters genomen van bodemmateriaal uit de B-horizont. De bedoeling hiervan was om een indruk te krijgen van de ouderdom van het bodemprofiel dat zich in de top van de dekzandrug heeft gevormd. Op grond van de profielkenmerken hadden we aan het begin van ons onderzoek het idee met een duidelijke podzolbodem van doen te hebben. Diverse onderzoekers hebben in het verleden voor verschillende gebieden in Europa aangetoond dat de datering van zulke podzolgronden weliswaar allerlei haken en ogen heeft, maar dat een ^{14}C-datering van de B-horizont het toch mogelijk maakt om een goede indruk te krijgen van de ouderdom van het podzolprofiel (Lüders, 1961; Perrin et al., 1964; Tamm & Holmen, 1967; Scharpenseel et al., 1968; Guillet & Robin, 1972; Righi

& Guillet, 1976; Buurman, 1984). Daarom werd besloten om binnen ons project ^{14}C-dateringen uit te voeren van de organische stof in de B-horizont.

Daarbij hanteert men onder meer het concept van de *Mean Residence Time (MRT).* Dit concept is gebaseerd op de stelling dat organische stof in de bodem vrijwel altijd het resultaat is van een zeer lang accumulatieproces. De organische stof van bijvoorbeeld een podzol-B-horizont wordt tijdens de vorming telkens weer aangevuld met nieuw organisch materiaal. Bovendien vindt in deze laag ook omzetting van organische stof plaats en mogelijk ook mobilisatie van opgeloste organische bestanddelen. Het gevolg is dat elk organischestofmonster uit een groot aantal fracties van verschillende leeftijd bestaat. De ^{14}C-leeftijd die gemeten wordt is waarschijnlijk gelijk aan het gewogen gemiddelde van al deze fracties en geeft dus een maat voor de gemiddelde verblijftijd (MRT) van het gemeten organische monster. Willen we een indruk krijgen van de werkelijke leeftijd van het profiel, dan zouden we dit gemiddelde met twee moeten vermenigvuldigen (Perrin et al., 1964; Guillet, 1972; Buurman, 1984). Helaas blijkt deze methode alleen bij humuspodzolen te werken. Bij bruine bosgronden is de mineralisatiesnelheid van de organische stof dermate groot dat de MRT geen duidelijke relatie vertoont met de werkelijke leeftijd van het profiel. Bovendien bevatten deze sterk verbruinde gronden talrijke bruine humushuidjes - vaak van zeer hoge ouderdom - die de ^{14}C-leeftijd sterk beïnvloeden.

Niet elke humusfractie heeft overigens dezelfde verblijftijd. Sommige fracties zijn zeer resistent voor oxidatie en uitspoeling, andere spoelen zeer gemakkelijk uit. De ^{14}C-leeftijd van het meest resistente monster zal het meest in de buurt komen van de werkelijke leeftijd van de bodemlaag. Daarentegen zal de fractie die gemakkelijk oplost in zuur water gemakkelijk uitspoelen, waardoor de ^{14}C-datering van deze fractie veel jonger uitvalt dan de werkelijke leeftijd van het profiel.

De fulvozuurfractie

Bij de ^{14}C-analyse van onze monsters is, na schoning van de zichtbare wortels, gebruik gemaakt van een fractionering van de organischestofmonsters (Schnitzer, 1978). Door middel van een zure extractie is een humusfractie geïsoleerd die in de bodemkunde bekend staat onder de naam *fulvozuren.* Deze fractie bestaat voornamelijk uit molecuulsoorten met vrij korte koolstofketens, een laag molecuulgewicht (500-5000) en veel carboxylgroepen (-COOH). Door deze eigenschappen zijn fulvozuren goed oplosbaar in zuur water en zullen dus snel uitspoelen. De fulvozuren die nog wel in het monster aanwezig zijn, zijn daar kort tevoren in terecht gekomen (anders zouden ze wel zijn uitgespoeld) en geven dus een goede indruk van de laatste fase van de bodemvorming ter plekke. Dit idee blijkt in onze profielen goed op te gaan. De fulvozuurfractie van profiel I heeft een ^{14}C-leeftijd van 5576 ± 41BP, die van profiel II had een leeftijd van 5609 ± 41 BP. Deze waarden komen zeer goed overeen met het begintijdstip van de veengroei ter plekke en daarmee de beëindiging van de bodemvorming in het zand (permanente waterverzadiging). De beide fulvozuurdateringen vormen dus een nadere ondersteuning voor de bovengenoemde dateringen van het begin van de veengroei. Wel moeten we bedenken dat rietplanten in de beginperiode van de veengroei het

zandprofiel intensief hebben doorworteld. Dit kan een verjongend effect op de ^{14}C-leeftijd van de fulvozuurfractie hebben gehad. De bovengenoemde dateringen geven dus een globale indruk van het einde van de bodemvorming en de beginperiode van de rietveengroei.

De residufractie

Een andere fractie die bij de extracties is geïsoleerd is de *humine*fractie, die meestal de residufractie wordt genoemd omdat deze overblijft na de eerste, zure extractie. Het gaat om een zeer resistente fractie met moleculen van hoog gewicht en zeer lange koolstofketens die uiterst traag mineraliseren. Deze fractie accumuleert dus tijdens de periode van bodemvorming. De ^{14}C-leeftijd van deze fractie is dus altijd ouder dan de fulvozuurfractie en de hierna te behandelen huminezuurfractie. Inderdaad zijn de beide residudateringen in onze profielen aanzienlijk ouder dan die van de andere twee fracties (profiel I 6664 ± 39 BP; profiel II 6260 ± 50 BP).

Wanneer deze accumulatie van huminen constant zou zijn in de tijd, zou de ^{14}C-leeftijd van deze fractie de gemiddelde verblijftijd van deze fractie aangeven. De werkelijke leeftijd van het profiel zou dan dus ongeveer tweemaal het gemiddelde zijn, wat tot leeftijden van respectievelijk ca. 1500 jaar (2 x (6260-5510)) en ca. 2100 jaar (2 x (6664-5600)) leidt. Ook deze schattingen zijn echter ongetwijfeld te laag. De organische stof in bruine bosgronden wordt namelijk in een veel hoger tempo omgezet dan in een podzol. De bovenstaande rekenregel (werkelijke leeftijd = 2 x ^{14}C-leeftijd) gaat daarom bij bruine bosgronden niet op, in tegenstelling tot de situatie bij podzolen (Guillet, 1972; Buurman, 1984).

In ons geval zitten we echter met nog twee problemen. Allereerst bevat de B-horizont van de door ons bestudeerde profielen zeer veel wortels. Ongetwijfeld zal een deel van deze wortels reeds zo sterk verteerd zijn geweest, dat deze bij schoning van het monster niet meer konden worden gescheiden van de rest van het monster. Bovendien bevat de B ook resistent organisch materiaal van een veel hogere ouderdom. In de hoofdstukken 6 en 7 zullen we zien dat rond de zandkorrels in de B-horizont bruine humushuidjes aanwezig zijn die vanaf het einde van het Pleistoceen zijn ontstaan. Deze huidjes zorgen dus voor een contaminatie van de datering in verouderende richting. Dit geldt uiteraard ook voor het aanwezige pollen in deze laag, maar deze hoeveelheid is in de B-horizont waarschijnlijk verwaarloosbaar klein.

Een tweede complicatie is het feit dat in de laatste paar eeuwen van de bodemvorming veel organisch materiaal uiteen is gevallen en getransporteerd als gevolg van natte tot zeer natte omstandigheden. We weten niet welk effect dit heeft gehad op de ^{14}C-leeftijd. Een derde complicatie is de - reeds gememoreerde - aanwezigheid van relatief jonge rietwortels in de profielen. Ook deze processen kunnen voor een contaminatie van de residufractie zorgen, vermoedelijk vooral in verjongende richting.

Door al deze complicaties wordt duidelijk dat de betekenis van de residudateringen vrij gering is wanneer we deze zouden willen gebruiken om de B-horizont te dateren.

Wel geven de relatief hoge ^{14}C-leeftijden aan dat de organische stof in de B-horizont ontstaan is gedurenden een periode van duizenden jaren.

De huminezuurfractie
De derde fractie die we onderscheiden is de fractie van de *huminezuren*. Deze fractie ligt qua eigenschappen tussen de beide eerder genoemde in (molecuulgewicht 5000-200 000). Ze zijn extraheerbaar in zowel loog als zuur. Inderdaad blijken de dateringen van deze fractie tussen die van de beide andere te liggen (profiel I 5541 ± 36 BP; profiel II 5797 ± 47 BP). Voor deze dateringen gelden dezelfde complicaties als voor de bovenstaande. De meervoudige bodemvorming (paleosolen) en de sterke veranderingen die het profiel onder natte omstandigheden heeft ondergaan, leiden tot de conclusie dat de ^{14}C-dateringen van de humine- en huminezuurfractie geen betrouwbare maat bieden voor de ouderdom van de bodemvorming ter plekke. Deze conclusie konden we helaas pas lopende het onderzoek trekken. Aanvankelijk dachten we bij de Hoge Vaart met humuspodzolgronden van doen te hebben. Deze kunnen tot op zekere hoogte wel met de ^{14}C-methode worden gedateerd, hoewel ook daar het effect van beworteling moeilijk in te schatten blijft (Guillet, 1972; Righi & Guillet, 1976). Bij de Hoge Vaartbodems hebben we daarentegen van doen met (vernatte) bruine bosgronden waarvan de organische stof vanwege de hoge omzettingssnelheid ongeschikt is voor ^{14}C-datering.

4.2.3 Datering van houtskoolfragmenten uit de B-horizont

In de bodemmonsters van de B-horizont van beide profielen bleken zeer kleine houtskoolfragmenten voor te komen die daar vermoedelijk door bioturbatie en langs oude wortelkanalen in terecht zijn gekomen. Uit beide monsters is één - niet nader gedetermineerd - houtskoolfragment gedateerd. In profiel I (monsterdiepte 25-28 cm) bleek het een leeftijd van 7352 ± 45 BP (Laat-Mesolithicum) te hebben. In profiel II (monsterdiepte 30-36 cm) had de houtskool een ^{14}C-leeftijd van 6119 ± 45 BP (overgang Laat-Mesolithicum naar Vroeg-Neolithicum). Interessant is de vraag of er een verband bestaat tussen deze houtskoolfragmenten in de ondergrond en de bewoningsgeschiedenis van de dekzandrug. Uiteraard kan houtskool ook door natuurlijke branden ontstaan.

4.2.4 Datering van boomwortels in de zandprofielen

Op twee plaatsen in profielwand II is een boomwortel bemonsterd voor ^{14}C-datering. Beide wortels hadden een doorsnede van ca. 2 cm en bleken afkomstig te zijn van eik (*Quercus* spec.). De wortels waren op de bemonsterde diepte nog vrij gaaf, maar direct erboven waren ze afgerot. De dateringen van de twee wortels ontliepen elkaar maar weinig en leverden een vrij jonge ^{14}C-leeftijd op (5856 ± 46 BP respectievelijk

5940 ± 70 BP). We concluderen hieruit dat op de dekzandrug van de Hoge Vaart nog tot kort voor de definitieve verdrinking van het landschap eiken hebben gestaan.

De dateringen van de wortels vallen binnen de vroegneolithische bewoningsfase. Ten tijde van de bewoning stonden dus op de dekzandrug zelf nog eiken. De vele boomwortels, omgevallen boomstammen en boomvallen op de opgraving ondersteunen deze aanwijzingen. Ook het palynologisch onderzoek gaf duidelijke aanwijzingen dat er tot kort voor de verdrinking vele eiken op de dekzandrug moeten hebben gestaan (hoofdstuk 5).

4.2.5 Relevantie voor de reconstructie van een lokale grondwatercurve

Eigen onderzoek
Hierboven gaven we reeds aan dat de vier ^{14}C-dateringen van de basis van het rietveen ijkpunten opleveren voor de curve van de lokale grondwaterstijging. In figuur 28 hebben we deze vier punten dan ook ingetekend.

Ook de ^{14}C-dateringen van de eikenwortels kunnen mogelijk worden gebruikt bij de reconstructie van de grondwatercurve. We nemen aan dat eikenwortels gewoonlijk niet onder de grondwaterspiegel groeien. Ten tijde van de groei van de wortels lag de permanent met water verzadigde zone dus dieper dan de diepte waarop we de wortels aantreffen. Uitgaande van de bemonsteringsdiepte en de ^{14}C-leeftijd van de twee bovengenoemde eikenwortels kunnen we dus stellen dat de permanent verzadigde zone, dat wil zeggen de gemiddeld laagste grondwaterstand, rond 5940 BP nog dieper dan 6,47 m - NAP lag en rond 5860 BP dieper dan 6,34 m - NAP (tabel 4). In figuur 28 hebben we deze worteldateringen met de corresponderende dieptes aangegeven. De verticale pijl geeft aan de grondwaterstand in die tijd beneden de aangegeven diepte moet hebben gelegen. Uit dit gegeven kunnen we afleiden hoe groot de grondwaterstijging minimaal moet zijn geweest. De lijn die de twee worteldateringen en de vier veendateringen met elkaar verbindt heeft een helling van ca. 15 cm per eeuw. Hieruit leiden we af dat de stijging van het grondwater in de periode 5950-5500 BP minimaal 15 cm per eeuw moet hebben bedragen. Hoe groot de grondwaterstijging exact was, valt met onze gegevens niet te zeggen.

Uiteraard zijn er vooralsnog nog veel te weinig gegevens voor een betrouwbare grondwatercurve. Wellicht dat bovenstaande gegevens en redeneringen kunnen meehelpen om een dergelijke curve in de nabije toekomst te maken. De bovengenoemde waarde van 15 cm/eeuw zou daarbij als voorlopige tussenstand en hypothese kunnen dienen. Deze waarde hebben we ook in hoofdstuk 7 van dit rapport aangehouden bij de datering van de diverse fasen in de bodemontwikkeling.

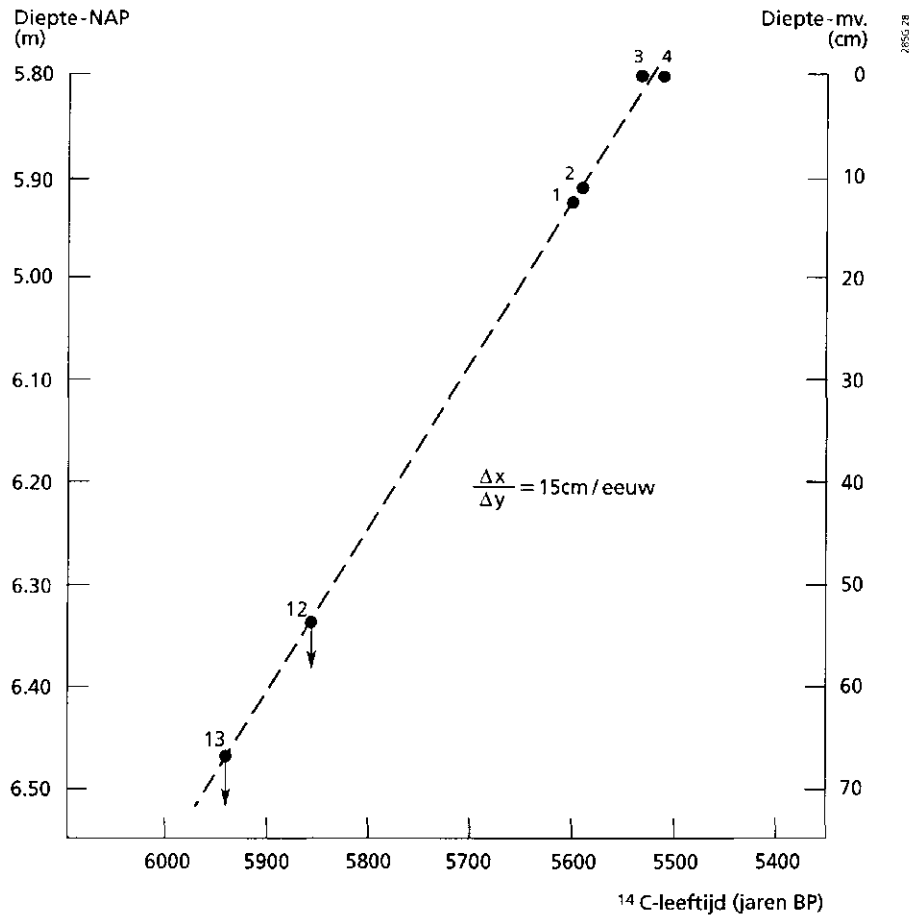


Fig. 28 Voorlopige grondwatercurve van de bestudeerde dekzandrug in de periode 6000-5500 BP. Op de horizontale as is de tijd weergegeven (jaren BP), op de verticale as de hoogte van het grondwaterpeil. De nummers bij de punten verwijzen naar de monsternummers van de in tabel 4 weergegeven C14-dateringen. De gereconstrueerde grondwatercurve (onderbroken lijn) heeft een hellingshoek van 15 cm/eeuw

Referenties

Het is interessant om de bovengenoemde waarden te vergelijken met gegevens van andere onderzoekers, namelijk met die van W. Gotjé in Schokland (Noordoostpolder) en die van D.G. van Smeerdijk in Zuidelijk Flevoland. Volgens Gotjé steeg het grondwater in de Noordoostpolder in de periode 6000-5000 BP van ca. 7 m tot ca. 5 m - NAP, een gemiddelde stijging van ongeveer 20 cm per eeuw (Gotjé, 1993, 80-86).

Van Smeerdijk publiceerde enkele jaren geleden enkele ^{14}C-dateringen van de basis van een eutrofe broekveenlaag op kavel Oz-43 in Zuidelijk Flevoland (Van Smeerdijk, 1989b). De dateringen bleken in de tweede helft van het Subboreaal te vallen. Een monster van diepte 2,72 m - NAP bleek daarbij een leeftijd te hebben van 3870 ± 70 BP (GrN-13034); een monster van 2,64 m - NAP had een datering van 3780 ± 50 BP (GrN-13034) en een monster van 2,50 m - NAP dateerde van 3570 ± 60 BP (GrN-13033). Hieruit

volgt een gemiddelde groeisnelheid van het veen op deze kavel van ca. 7 cm/eeuw. Dit is een aanmerkelijk lager cijfer dan de grondwaterstijging die we hierboven voor het Atlanticum berekenden, waarbij moet worden aangetekend dat veengroei en grondwaterstijging verschillende grootheden zijn die niet direct aan elkaar gelijk mogen worden geschakeld. De belangrijkste reden voor het lage cijfer zal zijn dat de curve van de zeespiegelrijzing en de daarvan afhankelijke grondwaterstijging in het achterland in het Subboreaal al sterk waren afgevlakt. Regionaal bepaalde factoren kunnen een aanvullende rol hebben gespeeld.

Relateren we de gegevens van de opgraving Hoge Vaart (kavel Kz48) aan die van kavel Oz43, dan zien we een hoogteverschil van 3,22 m en een leeftijdverschil van 1730 jaren BP. Met enige slagen om de arm kan hieruit een gemiddelde stijging van het regionale grondwater van 18,7 cm/eeuw worden afgeleid.

4.3 Conclusies

De belangrijkste conclusies van het ^{14}C-onderzoek zijn:

1. De top van de onderzochte dekzandrug bij de Hoge Vaart werd in de periode 5600-5500 BP overgroeid met rietveen.
2. De dateringen uit de basis van het rietveen wijzen op een gemiddelde grondwaterstijging van 15 cm/eeuw.
3. De dateringen van eikenwortels wijzen in combinatie met die van het rietveen op een minimale grondwaterstijging van 15 cm/eeuw.
4. De afrottingdiepte van boomwortels vertoont in theoretisch opzicht een duidelijke relatie met vroegere grondwaterstanden.
5. ^{14}C-dateringen van boomwortels kunnen alleen als ijkpunt voor grondwatercurves worden gebruikt wanneer men de leeftijd van de wortels weet op het moment dat deze afstierven. In de meeste gevallen zal dit onmogelijk zijn.
6. De ^{14}C-dateringen die zijn verricht aan diverse organischestoffracties uit de B-horizont leveren slechts een globaal beeld op van de ouderdom van de bodemprofielen in de dekzandrug. De verjongende invloed van geheel of gedeeltelijk omgezette wortels en wortelstokken uit de veenlaag op deze dateringen mag niet worden onderschat.
7. De dateringen van de zeer mobiele fulvozuurfractie van de organische stof weerspiegelen de eindfase van de bodemvorming in de dekzandrug. De ^{14}C-leeftijd van deze fractie (ca. 5600 BP) komt goed overeen met het begin van de veengroei ter plekke.
8. De hoge ^{14}C-leeftijd van de huminefractie van de B-horizont geeft aan dat deze horizont niet wordt gedomineerd door relatief recent ingespoelde humus door podzolering, maar veel meer het karakter heeft van een zeer oude B-horizont van een bruine bosgrond.
9. Houtskoolfragmenten uit de B-horizont bleken zowel uit het Laat-Mesolithicum als uit de overgang van het Laat-Mesolithicum naar het Vroeg-Neolithicum afkomstig te zijn.

10. Op grond van de ^{14}C-dateringen die zijn verricht aan boomwortels van de eik kan worden aangenomen dat op de dekzandrug in de periode van de vroegneolithische bewoning eiken hebben gegroeid.

5 Paleo-ecologie

5.1 Inleiding

De belangrijkste vragen bij ons onderzoek betroffen de ontstaansgeschiedenis van de bodemprofielen ter hoogte van het opgravingsterrein Hoge Vaart. Het paleo-ecologisch onderzoek waarvan hier verslag wordt gedaan, was beperkt van opzet en had ten doel informatie te verschaffen over de vegetatieontwikkeling op de dekzandrug. De gegevens uit deze analyse worden gebruikt ter ondersteuning van het bodemkundige en micromorfologische onderzoek. Het pollenanalytische onderzoek werd met name afgestemd op het micromorfologische onderzoek. De palynologische monstername werd daardoor gedicteerd door de zichtbare bodemhorizonten in de profielwand.

De laag waarin de meeste vondsten zijn aangetroffen is aan het begin van het onderzoek opgevat als een vermengde voormalige A-horizont, met daaronder een podzol in ontwikkeling. Bij de uiteindelijke bemonstering is rekening gehouden met de aanwezigheid van een bruine bosgrond ter plekke vóór het tijdstip van degradatie. Deze verschillende ontwikkelingen staan in direkte relatie met de vegetaties op de dekzandrug en zouden hun weerslag hebben op achtergebleven pollen in de bodem.

5.2 Onderzoeksmethode

5.2.1 Monstername

De monstername heeft plaatsgevonden op 13 en 30 maart 1996 in resp. de noordelijke profielwand van werkput 51 (profiel I) en in de noordelijke profielwand van werkput 10 (profiel II). De bemonstering is uitgevoerd met metalen bakjes die normaal gebruikt worden voor micromorfologisch onderzoek (15 x 8 x 5 cm^3), met een roestvrij stalen monstergootje (50 x 5 x 3 cm^3) en met een los monster; dit laatste voor het geval er in het gootje te weinig materiaal beschikbaar zou zijn.

In beide profielen zijn de basis van het veen (1C), de daaronder liggende 2C-horizont en het bovenste deel van de 3E-horizont bemonsterd. Daarnaast zijn monsters genomen uit de 3B-horizont en uit de overgang van de 3B- naar 3C-horizont. Een selectie van monsters is bewerkt voor verdere analyse. De monstergrootte varieert van 1 cm^3 (veen), 1,5, 2 tot 4 cm^3 (2C en 3E), waarbij de dikte altijd 1 cm bedraagt. Uit de diepere lagen is uit een bulkmonster van meerdere centimeters dik 50 cm^3 gebruikt. De grote zandige monsters zijn vooraf aan de bereiding zoveel mogelijk ontdaan van wortelresten.

5.2.2 Bereiding van de monsters

Om inzicht te verkrijgen in de concentratie van het stuifmeel in de bodem zijn aan een bekend volume van de monsters een aantal tabletten met een bekend aantal sporen (13911 per tablet) van een exoot *(Lycopodium)* toegevoegd. De monsters zijn vervolgens op de standaardwijze verwerkt (Erdtman, 1960), met als extra behandeling de scheiding op gewicht met behulp van een bromoform-ethanol-mengsel (soortelijke massa 2,0). Deze laatste methode is toegepast om het zand te verwijderen. Na het koken in loog is het materiaal gedecanteerd en nog enkele malen met gedemineraliseerd water nagewassen.Vervolgens is de hoeveelheid overgebleven zand geschat. De residu's zijn verwerkt tot preparaten voor microscopisch onderzoek.

De monsters uit profiel I (werkput 51) zijn alle geteld. Van de rijke monsters zijn op een beperkt aantal regels van het preparaat alle herkenbare microfossielen geteld en is de rest van het preparaat nagelopen op soorten die nog niet eerder waren waargenomen. De overige preparaten zijn geheel geteld. De resultaten van de tellingen van profiel I zijn weergegeven in een pollenpercentagediagram (bijlage 1a). Van de belangrijkste pollentypen zijn de absolute frequenties weergegeven in een pollenconcentratiediagram (bijlage 1b).

De monsters van profiel II (werkput 10) zijn alleen op het voorkomen van de diverse pollentypen onderzocht. Voor een meer gedetailleerde uitwerking waren geen middelen beschikbaar. De resultaten van deze analyse zijn weergegeven in tabel 5. In deze tabel zijn de aangetroffen plantesoorten ondergebracht in vegetatietypen waar ze min of meer karakteristiek voor zijn.

5.2.3 De diagrammen

Voor de berekening van de relatieve bijdragen van de verschillende pollentypen is een pollensom van bomen en struiken gebruikt. Deze varieert van 191 tot 769. In het eerste deel van het percentagediagram (bijlage 1a) is de pollensom van bomen en struiken uitgezet tegen de som van alle niet-boompollentypen. In het tweede deel van het diagram zijn de pollentypen over een vijftal groepen verdeeld. De groep 'bos van drogere gronden' omvat naast de bomen ook *Frangula alnus, Ilex aquifolium, Rhamnus catharticus, Hedera helix, Lonicera periclymenum, Viscum album, Anemone nemorosa, Geranium, Silene dioica* type en *Stellaria holostea*. In het derde deel van het diagram zijn de individuele curven uitgezet. De curve van de totale pollen/sporenconcentratie is gebaseerd op alle aangetroffen pollentypen, varensporen en sporen van veenmos. In het bijlage 1b zijn de absolute frequenties van de belangrijkste pollentypen weergegeven.

Tabel 5 Pollen en microfossielen in profiel II (noordwand werkput 10)

	Diepte in cm - NAP							
	579,5	583	592	609-614	615-619	621-626	628-632	632-636
Volume in ml	1	2	4	50	50	50	50	50
Horizont (veldinterpretatie)	veen	Ae	E	Bhs	Bhs	Bhs	B/C	B/C
Horizont (herinterpretatie)	1C	2C	3E	3B	3B	3B	3BC	3BC
Opaque	zv	w	w	zv	zv	zv	zv	zv
Corrosie	s/zs	s/zs	m	m	m/s	m	m/s	s
Pollenrijkdom	zv	zv	v	zw	zw	zw	zw	w
Bos (droge gronden)								
Picea	-	-	+	-	-	-	-	-
Pinus	++	++	+	+	-	-	-	-
Betula	++	++	+++	+	++	++	++	++
Corylus	++	++	++	+	+	+	+	++
Quercus	+++	++++	+++	+	+	+	-	+
Tilia	++	++	++	++	++	++	+++	++++
Ulmus	++	+	+	-	-	-	-	-
Fraxinus	+	±	-	-	-	-	-	-
Ilex aquifolia	-	-	±	-	-	-	-	-
Rhamnus catharticus	++	-	+	-	-	-	-	-
Hedera helix	+	±(5)	+(5)	-	-	-	-	-
Lonicera periclymenum	+	+(16)	±	-	-	+	-	-
Viscum album	+	+(24)	+(25)	-	-	-	-	+
Geranium	-	-	-	+	-	-	-	-
Stellaria holostea	-	±	+	+	-	-	-	-
Bos (nattere gronden)								
Alnus	++++	++++	++++	++	+	+	++	+++
Salix	+	+	+	-	-	-	-	-
Heide/hoogveen								
Myrica	+	-	-	-	-	-	-	-
Ericales	+	++	++	+	+	++	++	++
Sphagnum	+	+	+	+	+	-	+	+
Moeras/oevervegetaties								
Cyperaceae	++	+	+	-	-	-	-	-
Poaceae	++++	++	++	-	-	-	+	-
Sium latifolium type	±	-	-	-	-	-	-	-
Sparganium erectum type	++	+	±	-	-	-	-	-
Typha angustifolia	++	±	-	-	-	-	-	-
Typha latifolia	+	-	±	-	-	-	-	-
Calystegia sepium type	+	-	-	-	-	-	-	-
Filipendula	+	+	±	-	-	-	-	-
Galium type	+	±	±	-	-	-	-	-
Lathyrys palustris	±	-	-	-	-	-	-	-
Lotus	+	-	-	-	-	-	-	-
Lychnis flos-cuculi type	±	-	±	-	-	-	-	-
Lysimachia	+	-	±	-	-	-	-	-
Lythrum salicaria	+	-	-	-	-	-	-	-
Mentha type	+	-	-	-	-	-	-	-
Potentilla type	+	-	-	-	-	-	-	-
Thalictrum	±	-	±	-	-	-	-	-
Valeriana	+	±	-	-	-	-	-	-

	Diepte in cm - NAP							
	579,5	583	592	609-614	615-619	621-626	628-632	632-636
Vervolg								
Waterplanten								
Nuphar lutea type	+	-	-	-	-	-	-	-
Nymphaea alba type	+	-	-	-	-	-	-	-
Diverse kruiden								
Apiaceae	+	+	-	-	-	-	-	-
Artemisia	±	+	-	-	-	-	-	-
Asteraceae liguliflorae	+	±	+	-	-	-	-	+
Asteraceae tubiliflorae	+	+	+	-	-	-	-	-
Brassicaceae	+	-	±	-	-	-	-	-
Caryophyllaceae	+	±	+	-	-	-	-	-
Cerastium fontanum type	±	-	-	-	-	-	-	-
Chenopodiaceae	++	+	+	-	-	-	-	-
Cirsium type	±	-	-	-	-	-	-	+
Hydrocotyle vulgaris	++	+	-	-	-	-	-	-
Jasione montana	+	-	-	-	-	-	-	-
Plantago	+	-	-	-	-	-	-	-
Polygonum persicaria type	-	-	-	+	-	-	-	-
Rosaceae	-	+	-	-	-	-	-	-
Rumex acetosa group	+	-	-	-	-	-	-	-
Rumex acetosella	-	-	-	-	-	-	-	-
Rumex	+	-	+	-	-	+	-	+
Succisa pratensis	-	±	+	+	+	+	+	++
Trifolium type	±	-	-	-	-	-	-	-
Urtica dioica type	+	-	-	-	-	-	-	-
Varia	+	+	±	+	+	+	+	+
Varens								
Dryopteris	++	++	++	++++	++	++	+	+++
Lycopodium	-	±	-	+	+	+	+	+
Ophioglossum vulgatum	++	+	-	-	-	-	-	-
Osmunda regalis	-	-	-	-	-	+	-	-
Polypodium	++	++	++	+++	+++	++	+++	++
Pteridium aquilinum	+	+	+	-	-	-	-	+
Microfossielen								
Tilletia sphagni (T.27)	+	-	-	-	-	-	-	-
Type 55B	±	-	-	-	-	-	-	-
Botryococcus	+	-	-	-	-	-	-	-
Debarya	-	-	-	+	+	-	-	-
Diatomeeën fragmenten	+	-	-	-	-	-	-	-
Pediastrum	±	-	-	-	-	-	-	-
Zygnemataceae	-	-	±	-	-	-	-	-
Cymatiosphaera (T.16)	±	-	-	-	-	-	-	-
Type 128B	+	-	-	-	-	-	-	-
Type 179	-	-	-	+	+	-	+	+

w = weinig
zw = zeer weinig
v = veel
zv = zeer veel
(24) = totaal aantal pollenkorrels bij het doorkijken

m = matig gecorrodeerd
m/s = matig tot sterk
s = sterk gecorrodeerd
zs = zeer sterk

\- = niet waargenomen
± = 1 x waargenomen
\+ = 2-10
++ = 11-55
+++ = 51-100
++++ = > 100

5.3 Resultaten

5.3.1 Algemeen

Het accent van het onderzoek ligt op de bodemontwikkeling van de dekzandrug. Veiligheidshalve is steeds een monster uit het bovenliggende veen mee geanalyseerd om na te gaan of de pollenspectra uit het bodemprofiel beïnvloed zijn door de spectra uit het veen. De diepere monsters blijken zeer veel opaque plantenmateriaal te bevatten. Dit materiaal wijst op sterke afbraak onder invloed van bodemvormende processen (Lorente, 1986). In één en hetzelfde preparaat kunnen de pollenkorrels van een soort zowel (zeer) sterk aangetast als soms bijna gaaf zijn.

5.3.2 Beschrijving pollendiagram profiel I

Profiel I bevindt zich in de noordwand van werkput 51 van de opgraving. Bij de beschrijving wordt een volgorde van boven naar beneden aangehouden, dus beginnend in het veen en eindigend in de zandige ondergrond.

1C-horizont / spoor 1 / 2-0 cm + mv. / 5,96-5,94 m - NAP
Uit het veen is alleen het onderste monster geanalyseerd (5,94 m - NAP). Het boompollenspectrum wordt gedomineerd door *Alnus* en *Quercus*. Belangrijke andere boompollentypen zijn *Betula*, *Corylus* en *Pinus*. Bij het niet-boompollen zijn de elementen die wijzen op moerasvegetaties het sterkst vertegenwoordigd zoals Poaceae, Cyperaceae en *Typha angustifolia* aangevuld met *Sparganium erectum* type, *Typha latifolia*, *Calystegia sepium*, *Filipendula*, *Galium* type, *Lotus*, *Lythrum salicaria*, *Mentha* type, *Valeriana* en de varens *Dryopteris* en *Ophioglossum vulgatum*. Op beperkte schaal komen microfossielen voor die wijzen op open zoet water, zoals *Nymphaea alba* type, de algen *Botryococcus*, *Pediastrum*, *Tetraedron* en Type 128B. De aanwezigheid van diatomeeënfragmenten en *Cymatiosphaera* (Type 116) kan een lichte indicatie zijn van enige brakwaterinvloed (Pals et al., 1980).

2C-horizont / spoor 2-3 / 0-8 cm - mv. / 5,94- 6,02 m - NAP
Deze laag grenst direct aan de laag van spoor 1, maar het contactvlak (5,94 m - NAP) is scherp. De bovenliggende veenlaag laat bij uitdroging los. Het is niet duidelijk of hier sprake is van een hiaat. In deze en de daaronder liggende lagen komen tot minimaal 6,84 m - NAP zeer veel wortels voor. Een deel daarvan zijn lange verticaal verlopende monocotylenwortels, een ander deel bestaat uit min of meer in alle richtingen verlopende worteltjes. Deze laatste zijn zowel van monocotyen als van bomen afkomstig. Uit de laag zijn twee submonsters geanalyseerd (5,95 m en 6,01 m - NAP). De submonsters vertonen enerzijds grote overeenkomst doordat de belangrijkste pollentypen vertegenwoordigers zijn van bosvegetaties. Anderzijds zit daar juist ook het grote verschil. In het diepste monster domineert *Quercus* en zijn *Betula*, *Alnus*, *Tilia* en *Corylus* de belangrijkste andere boompollentypen, terwijl in

het bovenste monster *Alnus* het belangrijkste pollentype is. Andere verschillen komen tot uiting doordat in het diepste monster *Lonicera periclymenum, Hedera helix, Viscum album, Stellaria holostea* en *Silene dioica* type sterker vertegenwoordigd zijn dan in het bovenste submonster. In het bovenste submonster is het pollen van Poaceae, Cyperaceae, *Typha angustifolia, Calystegia sepium, Filipendula, Lythrum salicaria, Valeriana* en *Dryopteris* meer aanwezig.

3E-horizont / spoor 4 / 8-22 cm - mv. / 6,02-6,16 m - NAP
Van deze sterk gebleekte laag is één monster geanalyseerd (6,06 m - NAP). Het pollenspectrum lijkt sterk op dat van diepte 6,01 m - NAP.

3B-horizont / spoor 12 / 22-36 cm - mv. / 6,16-6,30 m - NAP
Uit deze laag is een bulkmonster (6,18-6,30 m - NAP) geanalyseerd. Ondanks de betrekkelijk lage pollenconcentratie zijn er voldoende pollenkorrels aangetroffen om deze laag te karakteriseren. De belangrijkste boompollentypen zijn *Alnus, Betula, Tilia, Corylus* en *Quercus*. Daarnaast komen er opvallend veel varensporen voor waarvan *Polypodium* veruit het sterkst vertegenwoordigd is. De andere zijn afkomstig van *Dryopteris*. Opvallend zijn de hoge percentages voor Ericales en *Succisa pratensis*.

3BC-horizont / spoor 13 / 50-52 cm - mv. / 6,44-6,52 m - NAP
Uit deze laag is eveneens een bulkmonster (6,455-6,535 m - NAP) geanalyseerd. Opvallend zijn hier de zeer hoge percentages voor *Tilia*-pollen. Daarnaast zijn *Alnus, Quercus, Corylus* en *Betula* de belangrijkste boompollentypen. *Dryopteris* is de belangrijkste vertegenwoordiger van de varens.

5.3.3 Beschrijving pollenspectra profiel II

Profiel II bevindt zich in de noordwand van werkput 10 van de opgraving, net buiten het gebied van de vondstverspreiding. Het profiel weerspiegelt mogelijk een min of meer ongestoorde bodem. Het monster uit het veen komt sterk overeen met dat uit profiel I (werkput 51), zij het dat het iets meer soorten bevat zoals *Rhamnus catharticus*. Het monster uit de 2C-horizont (spoor 3; 5,83 m - NAP) lijkt zeer veel op het monster van de daaronder liggende 3E-horizont (spoor 4; 5,92 m - NAP). Beide monsters hebben grote verwantschap met de monsters uit spoor 3 en 4 van profiel I (werkput 51). Dat de monsters uit spoor 4 zo sterk op die van spoor 3 lijken heeft te maken met de nogal moeilijk te herkennen overgang tussen deze twee lagen. Het lijkt de moeite waard om kleinere monsterafstanden te nemen door de tussen liggende monsters in de analyse op te nemen.

In profiel II is de overgang van de 3B-horizont (spoor 12) naar de 3 BC-horizont (spoor 13) niet erg duidelijk, in ieder geval is het een vage brede overgangszone.

Vandaar dat gekozen is de bulkmonsters wat smaller te nemen en aansluitend aan elkaar. Alle vijf de monsters hebben de hoge percentages voor *Tilia*, Ericales, *Succisa pratensis* en *Polypodium* gemeen. Op basis van deze karakteristieken zijn ze verwant aan het monster op 6,18-6,30 m diepte uit profiel I (werkput 51). Toch zijn er wel degelijk verschillen onderling en met de overeenkomstige monsters uit profiel I. Deze verschillen uiten zich met name in meer *Lycopodium*, hogere waarden voor *Tilia* en lagere waarden voor *Alnus* in profiel II.

Het pollenmonster op diepte 6,09-6,14 m onderscheidt zich nog door de zeer hoge percentages van *Dryopteris* sporen. Het pollen van *Betula* is opvallend klein in het monster van 6,09-6,14 m en in het monster 6,21-6,26 m. Interessant is het voorkomen van klontjes of tetraden van pollen in de diepere monsters, zoals in profiel II bij *Betula* (6,15-6,19 m), *Betula* (6,21-6,26 m), *Alnus* en *Tilia* (6,28-6,32 m), *Tilia* (6,33-6,36 m) en in profiel I bij *Alnus* (6,18-6,30 m).

5.4 Interpretatie

5.4.1 Algemeen

De belangrijkste onderzoeksvraag betrof het ontstaan van de bodemprofielen op deze opgraving en de relatie met de vegetatieontwikkeling op de dekzandrug. Hieronder zal eerst worden geprobeerd om de palynologische data te interpreteren zonder diep in te gaan op de bodemontwikkeling. In hoofdstuk 7 vindt vervolgens integratie van alle data plaats en zal een definitieve interpretatie van de ontstaansgeschiedenis van het bodemprofiel worden gegeven.

5.4.2 Pollen in bodems

Het voorkomen van microfossielen in eolische afzettingen is binnen de paleo-ecologie lang onderwerp van discussie geweest. Havinga (1962) geeft een goed overzicht van deze discussie. Pollenkorrels in bodems zijn voornamelijk ingebed in humus-complexen en kunnen daardoor niet vrij bewegen. Verplaatsing van pollenkorrels in de bodem is dan ook meestal gekoppeld aan het verplaatsen en of uiteenvallen van de humuscomplexen en vindt zeer langzaam plaats (ca. 0,5-2,3 cm/eeuw), meestal door percolatie van water (Munaut, 1967; Dimbleby, 1985). De verticale distributie van pollen in een zandbodem is verder sterk afhankelijk van de processen die in deze bodem plaatsvinden.

In zure gronden zoals podzolen, waar bodemmengende organismen zoals wormen niet voorkomen, ontstaat een karakteristiek verspreidingspatroon van pollenkorrels. Aan de oppervlakte accumuleert voortdurend nieuw pollen. Daardoor zijn de absolute frequenties vlak bij het oppervlak hoger dan in de diepere lagen van de bodem. Hoe langer het pollen in de bodem ligt, des te langer is het onderhevig aan afbraak-

processen door o.a. bacteriën en actinomyceten. Tevens neemt de diepte toe tot waar pollen getransporteerd kunnen worden.

In pH-neutrale gronden wordt het pollen door bodemdieren (wormen) in de bovenste laag opgenomen en kan door middel van een homogenisatieproces over grotere diepten verspreid worden. In een goed homogeen bosprofiel zal door de microflora een groot deel van het pollen worden afgebroken. Wanneer er geen bodemdegradatie optreedt zal er een vrij homogeen pollenprofiel ontstaan tot op grotere diepte. In dit soort gronden ontstaat dan geen pollendistributiepatroon, zoals in zure gronden wel het geval is. Bij afnemende homogenisatiediepte is het mogelijk een meer gedifferentieerd pollenprofiel te laten ontstaan (Havinga, 1962; 1974; Dimbleby, 1985). Daarnaast is er altijd de mogelijkheid dat pollen via wortelkanalen op grotere diepte in de bodem terecht kan komen. De oude pollenkorrels die nog in de bodem aanwezig zijn kunnen over een groot dieptebereik aangetroffen worden. In sommige gevallen komen zij in hogere frequenties voor in diepere lagen dan in de toplaag. Percentagecurven kunnen een vertekend beeld geven over het voorkomen van de oude pollentypen. Daarom is het van belang om ook absolute frequenties te bepalen.

Bij de interpretatie van pollenprofielen in (dek)zandgronden dient tevens rekening gehouden te worden met de effecten van selectieve corrosie. In een aantal gevallen kan met name *Quercus*-pollen door selectieve corrosie ondergerepresenteerd zijn (Havinga, 1962, 1984). *Tilia*-pollen is meestal overgerepresenteerd doordat dit pollen veel minder gevoelig is voor corrosie. Het pollen van *Alnus, Pinus, Tilia* en *Succisa pratensis* is ondanks een sterke aantasting vaak nog goed herkenbaar. Deze soorten kunnen daardoor wat overgerepresenteerd zijn. Dit geldt ook voor de sporen van *Polypodium* en *Dryopteris.*

In de door ons onderzochte profielen kan de laag direct onder het veen theoretisch het oude oppervlak vertegenwoordigen. De laag is echter nogal verstoord door o.a. menselijke activiteiten. De hoge pollenconcentraties nemen sterk af in het onderste deel van de 3E-horizont (spoor 4). Dat betekent dat de lagen daar boven nog dicht bij het oude oppervlak gelegen moeten hebben.

Het algemene beeld uit de spectra is een dominantie van bomen m.n. *Quercus, Tilia, Corylus Betula* en *Alnus*. Samen met het voorkomen van *Viscum album* en *Hedera helix* wijst dit op een bos uit het Atlanticum. Dit geldt voor zowel de onderkant van het veen als de daar onderliggende zandige afzettingen.

Hoge waarden voor het pollen van *Tilia* wijzen op lokale groei van deze boomsoort (Havinga, 1962). Keatinge (1982) heeft aangegeven dat hoge concentraties van *Tilia*-pollen voorkomen vlak rondom de stronk. Een extra aanwijzing voor de lokale aanwezigheid van *Tilia* zijn ook de vondsten van klontjes *Tilia*-pollen o.a. meer dan 30 in één klont op diepte 6,28-6,32 m van profiel II (werkput 10).

5.4.3 Het pollenconcentratiediagram van profiel I

Er zijn duidelijke verschillen waar te nemen in het distributiepatroon van de verschillende pollen- en sporentypen. Dit is het beste te zien in het concentratiediagram. Er is een groep van pollentypen die alleen voorkomt in het monster uit het veen: *Typha latifolia, Artemisia, Hydrocotyle vulgaris, Lotus, Lychnis flos-cuculi* type, *Lysimachia, Lythrum salicaria, Mentha* type, *Myrica, Rhamnus catharticus, Trifolium* type en *Valeriana*. Het zijn bijna allemaal soorten die in een latere fase van de verlanding een rol spelen. Zij hebben geen relatie met de ontwikkelingen op de dekzandrug.

Een tweede groep van pollentypen heeft de hoogste waarden in het veen, maar de soorten komen ook in de bovenste 12 cm van het daaronder liggende zand voor: Poaceae, Cyperaceae, *Typha angustifolia, Sparganium erectum* type en *Filipendula*. Met uitzondering van *Filipendula*, die meer bij de hierboven genoemde groep hoort, vertegenwoordigen deze pollentypen de fase met moerasvegetaties in open water. Ook zij hebben geen relatie met de ontwikkelingen op de dekzandrug.

Een derde groep pollentypen (Brassicaceae, Apiaceae, *Urtica dioica* type, *Calystegia sepium* type en Chenopodiaceae) komt ook nog wel in het veen voor, maar heeft zijn optimum in de 2C-horizont (spoor 2/3). Deze pollentypen vertegenwoordigen een ruderale vegetatie die op de dekzandrug heeft gestaan. In het veen komt nog flink wat zand voor, waarschijnlijk is een deel van het oppervlak van de zandrug door opwerveling hierin terecht gekomen.

Een vierde groep pollentypen (Asteraceae liguliflorae, Asteraceae tubiliflorae, *Dryopteris, Polypodium* en *Pinus)* heeft een verspreidingspatroon vergelijkbaar met dat van de hiervoor genoemde groep, maar zij komen al in de diepere lagen voor. De waarden van *Pinus* zijn wat laag voor een lokale aanwezigheid op de zandrug. De overige soorten vertegenwoordigen waarschijnlijk een deel van de ruderale vegetatie op de dekzandrug, maar kunnen behoren tot een oudere vegetatie. Dat zou betekenen dat de soorten uit groep 3 en 4 een indicatie kunnen zijn voor een meer open vegetatie en daarmee voor een aanwezigheid van de mens. Dit onderwerp vereist echter meer studie.

De soorten van de vijfde groep *(Hedera helix, Viscum album, Cerastium fontanum* type en *Jasione montana)* hebben een duidelijk optimum in de onderkant van de 2C-horizont (spoor 3). *Hedera* en *Viscum* zijn karakteristieke elementen van bossen uit het Atlanticum en wijzen op de aanwezigheid van bos op de dekzandrug.

De zesde groep *(Rumex acetosella* en *Lonicera periclymenum)* komt voornamelijk in de 3E-horizont (spoor 4) voor. Ook deze soorten zijn onderdeel van de vegetatie op de dekzandrug.

De zevende groep omvat de pollentypen van bomen, uitgezonderd *Pinus*. Zij hebben min of meer hetzelfde verspreidingspatroon, dat wil zeggen hoge frequenties in het onderste monster van de 2C-laag (spoor3) en lagere frequenties in het daarboven

liggende monster (spoor 2). De bomen zijn over het gehele profiel veruit de dominantste groep, zoals goed te zien is in het percentagediagram. Dat betekent dat de zandkop gedurende een lange tijd bedekt is geweest met een loofbos, met vnl. *Quercus* en *Tilia*. Daarnaast hebben ook *Betula*, *Corylus* en *Fraxinus* deel uit gemaakt van het bos. *Alnus* zal daarentegen meer op de nattere plaatsen gestaan hebben. Uit de resultaten blijkt dat voor een goede interpretatie het nodig is meer monsters uit de vondstenlaag en uit de 3E-horizont (spoor 4) te tellen.

De pollentypen uit de achtste groep (*Succisa pratensis*, *Polypodium* en Ericales) vertonen het meest afwijkende patroon, zij het op niet geheel dezelfde wijze. Zij vertonen tot in de 3B-horizont (spoor 12) niet alleen hoge frequenties maar ook hoge percentages.

Hoewel er onderling flinke verschillen zijn tussen de twee profielen en/of individuele monsters is het van belang rekening te houden met het lokale karakter van deze verschillen. Denk aan verschillen in ondergroei in bossen. Belangrijker is het om te letten op de overeenkomsten van monsters uit overeenkomstige horizonten.

5.4.4 Vergelijking met andere onderzoeksgegevens

De data van bodemprofielen uit Oostelijk Flevoland, zoals die door Havinga (1962) zijn gepresenteerd, zijn niet goed vergelijkbaar met de hier gepresenteerde data. De pollenspectra uit Havinga's zandbodems hebben hoge percentages voor *Pinus* en reflecteren vegetaties uit het Boreaal. Ze zijn daarmee te oud voor de situatie op de Hoge Vaart. De spectra uit het Boreaal bevatten ook aanzienlijk wat sporen van varens (Filicinae) en *Lycopodium*.

Gotjé (1995b) heeft verspreid over het opgravingsterrein een serie korte bodemprofielen bestudeerd. Vergelijking met zijn werk wordt enigszins bemoeilijkt doordat met name de informatie over de diepteligging van de monsters ontbreekt, en de indeling van de onderscheide lagen nogal onduidelijk is. Opvallend is het ontbreken van *Viscum album*, terwijl dit pollentype, karakteristiek voor pollenspectra van Atlanticum-ouderdom, vrij veel voorkomt in profiel II (werkput 10) en in mindere mate in profiel I (werkput 51).

5.5 Conclusies

1. In het Atlanticum was op de zandkop nog een vochtige, matig voedselrijke bodem aanwezig, waarop zich een bosvegetatie heeft ontwikkeld. Deze bosvegetatie werd gedomineerd door *Tilia* en *Quercus*. Daarnaast kwamen *Corylus* en *Betula* voor en ook veel *Hedera helix* en *Viscum album*. *Alnus* was het belangrijkste element uit de vegetatie van de nattere gronden.

2. Er zal in het begin nog een redelijke mate van homogenisatie van de bodem hebben plaatsgevonden waardoor het (boom)pollen tot op grotere diepte kon doordringen. In de loop der tijd is een verarming van de grond gaan optreden, waardoor een verandering in de bosvegetatie plaatsvond. Het aandeel van *Tilia* in het bos nam af, dat van *Quercus* sterk toe.
3. Verschillende processen zijn verantwoordelijk geweest voor het ontstaan van het nieuwe pollenprofiel. Er kwam steeds minder *Tilia*-pollen en steeds meer pollen van *Quercus* in de bodem terecht. Bij de verarming die optrad zal ook de homogenisatie afgenomen zijn. Dat verklaart waarom onderin het profiel nog relatief veel *Tilia*-pollen aanwezig is en bovenin veel pollen van *Quercus*. Er ontstaat een pollenprofiel met bovenin hoge pollenconcentraties die geleidelijk naar de diepte afnemen, doordat het pollen nu voornamelijk door middel van percolatie in de ondergrond doordringt.
4. Bij exploitatie van de zandkop door de mens moet een deel van het bos verdwenen zijn en ontstonden er open plekken in landschap. De reflectie daarvan in de pollenspectra is minimaal. We zien enige toename van het pollen van Poaceae, Chenopodiaceae, Brassicaceae e.d.
5. De toename van *Alnus* bovenin de 2C-horizont (spoor 2) heeft te maken met het uitbreiden van een vegetatie van elzenbroekbos in de directe omgeving van, of bovenop de dekzandrug. Dit als gevolg van een stijgende grondwaterstand.
6. Wat niet in dit schema past zijn de pollenspectra van Ericales, *Polypodium* en *Succisa pratensis*. Hoewel de drie soorten niet geheel dezelfde vegetaties vertegenwoordigen hebben ze gemeen dat ze alle meer in open vegetaties voorkomen. Het zijn waarschijnlijk vertegenwoordigers van vegetaties die voorafgingen aan de bosvegetatie op de zandrug. Met name *Polypodium*-sporen en *Succisa*-pollen zijn niet zo corrosiegevoelig en blijven lang in de bodem achter. In dit geval zou ook *Dryopteris* onderdeel van de oude vegetatie uitgemaakt kunnen hebben. Zij kunnen geen vertegenwoordigers zijn van de bovengenoemde open vegetaties, die door de mens zijn veroorzaakt. Hun distributiepatronen zijn sterk afwijkend van de veronderstelde indicatoren voor de menselijke activiteiten. Daarbij komt dat ze met name in de diepere lagen veel voorkomen. De tijd is te kort om ze vanuit de veronderstelde open plekken in het bos zo diep te laten doordringen in de bodem. De andere ruderale pollentypen komen ook niet zo diep voor. Wel kan een deel van de sporen afkomstig zijn van varens uit de ondergroei van het Atlanticum-bos op de dekzandrug.

6 Micromorfologie

6.1 Inleiding

Micromorfologisch onderzoek kan een belangrijke bijdrage leveren aan de oplossing van bodemgenetische vraagstukken. Analyse van slijpplaten onder de lichtmicroscoop brengt namelijk een groot aantal details aan het licht die bij veldbodemkundig onderzoek niet zichtbaar zijn. DLO-Staring Centrum past deze techniek daarom al meer dan veertig jaar toe bij haar bodemkundig onderzoek.

De verdronken dekzandgronden van Zuidelijk Flevoland stellen de micromorfoloog echter voor een moeilijke opgave. Ze bevatten namelijk een groot aantal kenmerken, behorend tot verschillende ontwikkelingsfasen. Deze kenmerken lopen in het profiel vaak sterk door elkaar heen en hebben elkaar in de loop der eeuwen ook sterk beïnvloed. In bodemkundige termen gesproken hebben we bij de Hoge Vaart te maken met meervoudige paleosols oftewel: verschillende, na elkaar ontwikkelde bodems. Voor algemene informatie over paleosols, zie Buurman (1985) en Wright (1986).

Een tweede punt was dat we bij ons onderzoek niet konden terugvallen op onderzoek aan soortgelijke bodems van eerdere onderzoekers. Er bestaan namelijk geen micromorfologische detailstudies van verdronken dekzandgronden. Des te belangrijker was daarom een goede samenwerking tussen de deelnemende disciplines in ons eigen project. Ook is zoveel mogelijk rekening gehouden met de bevindingen van andere specialisten op de opgraving Hoge Vaart.

De opbouw van dit hoofdstuk is als volgt:
- Paragraaf 6.2 (*Methode van Onderzoek*) geeft een beknopte beschrijving van de onderzochte bodemmonsters, de gevolgde methode en de gebruikte materialen.
- Paragraaf 6.3 (*Resultaten*) beschrijft de eigenschappen van de bodemhorizonten in de twee bestudeerde bodemprofielen. Behalve een beschrijving bevat deze paragraaf ook de resultaten van kwantitatieve lijntellingen van plantenresten, wortels, humushuidjes en schimmeldraden.
- Paragraaf 6.4 (*Bodemgenese*) behandelt de meest waarschijnlijke ontstaansgeschiedenis van de opeenvolgende bodems. We beschrijven hier het ontstaan van de beschreven horizonten en eigenschappen en de volgorde waarin deze genese plaatsvond. Onze interpretatie is vooral procesgericht, dus met de nadruk op het ontstaan, de afbraak en de overblijfselen van opeenvolgende paleosols.

6.2 Onderzoeksmethode

6.2.1 Bemonstering

De monstername voor het micromorfologische onderzoek vond plaats op 13 en 30 maart 1996. Hierbij zijn achtereenvolgens de noordelijke profielwand van werkput 51 (profiel I) en de noordelijke profielwand van werkput 10 (profiel II) bemonsterd. De bemonstering bestond uit het zorgvuldig in de wand drukken en insnijden van een serie dunne metalen monsterblikjes met verwijderbare deksels. De afmetingen van deze blikjes zijn 15 x 8 x 6 cm^3, een geschikte maat voor het maken van grote slijpplaten (15 x 8 cm^2). De blikjes met inhoud zijn vervolgens voorzichtig uit de wand gesneden. Zo konden nagenoeg ongestoorde bodemmonsters worden verkregen.

De twee profielen zijn niet continu bemonsterd, maar met enige onderbrekingen. Van Profiel I zijn het bovenste blik links en daaronder de twee verticaal georiënteerde blikken gebruikt voor het maken van de slijpplaten (fig. 29). De andere drie blikken zijn gebruikt voor pollenanalyse. Van profiel II is de inhoud van de verticale blikken, met de nummers IIa t/m IIe, bestudeerd (fig. 30). De codering van de horizonten op de blikjes wijkt overigens af van de codering zoals die in hoofdstuk 3 van dit rapport wordt gegeven. Tijdens het onderzoek veranderden onze inzichten op dit punt.

6.2.2 Preparatie van de monsters

In het laboratorium volgt gewoonlijk een ca. drie maanden durend droog-, impregnatie-, verhardings- en slijpproces. Hierbij worden de monsters met polyester hars verhard. Vervolgens kunnen van deze verharde monsters slijpplaten worden vervaardigd. Voor de 'Hoge Vaart'-monsters was echter een kortere verwerkingsperiode noodzakelijk, omdat de strenge winter de monstername had vertraagd. Deze versnelling werd vooral gevonden in een snellere uitharding van de met polyesterhars geïmpregeneerde monsters door middel van gammastraling (Bisdom et al., 1983). Dit vormt een verbetering van het proces voor het vervaardigen van grote slijpplaten dat door Jongerius & Heintzberger (1975) geïntroduceerd werd. Hierbij wordt het bodemmonster aan de lucht of in een stoof gedroogd en vervolgens geïmpregeneerd met door aceton verdunde polyesterhars. Geleidelijk wordt hierbij de verdampende aceton vervangen door pure polyester. Hierna volgt uitharding van het plastic dat zonder bestraling vele weken in beslag zou nemen. Hierdoor duurt de uitharding van het plastic niet weken, maar slechts een dag zonder waarneembare beschadiging van de bodemdeeltjes. Voor de impregnatie en het harden van de monsters was nu slechts zes weken, in plaats van drie maanden, nodig. Het vervaardigen van slijpplaten kon hierdoor veel eerder aanvangen.

Fig. 29 Profiel I met monsterblikjes voor paleo-ecologisch en micromorfologisch onderzoek

Nadat het plastic was uitgehard, zijn de bodemmonsters in ongeveer 1 cm dikke plakken gezaagd. Eén van deze plakken is geselecteerd voor het verdere slijpproces. Deze bodemplak werd aan beide zijden gevlakt. Vervolgens is één zijde van de gevlakte plak op een objectglas bevestigd met dezelfde soort polyesterhars. Daarna zaagden we het merendeel van de plak af, totdat een dikte van ongeveer 1 mm overbleef. Dit plakje werd vervolgens afgeslepen tot een dikte van slechts 25 µm en afgedekt met een dekglas. De slijpplaat was dan gereed voor lichtmicroscopie en beeldanalyse. Wanneer elektronenmicroscopie wordt toegepast, wordt zonder dekglas gewerkt. In ons geval maakten we uitsluitend gebruik van lichtmicroscopie, zodat we grote en afgedekte slijpplaten maakten.

Fig. 30 Profiel II met monsterblikjes voor paleo-ecologisch en micromorfologisch onderzoek

6.2.3 Analyse van de slijpplaten

De slijpplaten zijn zowel op kwalitatieve als kwantitatieve wijze onderzocht met behulp van een petrografische lichtmicroscoop. De vergroting die hierbij is gebruikt varieerde van 25x tot 300x, afhankelijk van het verschijnsel dat werd bestudeerd. Bij de kwalitatieve analyse gaat het niet alleen om het herkennen van micromorfologische verschijnselen, maar vooral ook om het achterhalen van de genese van deze verschijnselen. Een dergelijke analyse gebeurt niet volgens een standaardmethode, maar hangt sterk af van het doel van het onderzoek, de stand van de wetenschap en vooral ook van de expertise en ervaring van de onderzoeker.

Bij de kwantitatieve analyse ging het om de uitvoering van lijntellingen van allerlei verschijnselen in profiel I. De geanalyseerde lijnen liepen horizontaal, op ongeveer 1 cm afstand van elkaar. Zo zijn kwantitatieve gegevens over plantenresten, wortels, humushuidjes en schimmeldraden verkregen (tabel 6).

Tabel 6 Aantallen plantenresten, wortels, humushuidjes en schimmeldraden op verschillende diepten van bodemprofiel I (noordwand werkput 51). De cijfers zijn verkregen door de analyse van horizontale tellijnen op slijpplaten

Horizont	Diepte (cm)	Plantenresten	Wortels	Humushuidjes	Schimmeldraden
1C	-2- 0	34	1	-	8
spoor 1	-1- 0	39	-	-	8
2C	0- 1	126	4	37	5
spoor 2	1- 2	101	2	63	6
spoor 3	2- 3	120	7	59	6
	3- 4	106	2	51	5
	4- 5	124	7	73	15
	5- 6	128	5	72	8
	6- 7	94	4	91	9
	7- 8	91	10	128	31
3E	8- 9	111	12	116	70
spoor4	9-10	124	14	155	91
	10-12	109	19	119	82
	16-17	57	15	94	48
	17-18	43	27	162	86
	18-19	36	21	133	112
	19-20	36	23	122	81
	20-21	44	20	159	105
3B	21-22	42	22	194	124
spoor11	22-23	38	18	204	208
spoor12	23-24	55	16	251	229
	24-25	41	18	252	174
	25-26	85	10	265	91
	26-27	93	12	245	60
	27-28	72	14	209	111
	28-30	90	20	220	55
3Bh	44-45	37	21	223	102
3BC	45-46	44	20	216	124
spoor12	46-47	68	20	214	139
	47-48	34	13	248	135
	48-50	24	18	240	87
3BC	50-51	28	11	248	138
spoor13	51-52	28	12	237	176
	52-53	17	8	236	195
	53-54	25	13	240	162
	54-55	15	14	208	151
	55-56	18	14	236	165

De tellingen gebeurden om verschillen tussen bodemhorizonten en eventueel binnenin een bodemhorizont aan te tonen. Deze kwantitatieve benadering is niet op profiel II toegepast, omdat dit profiel een zeer sterke overeenkomst vertoonde met profiel I en de tellingen erg veel tijd vergen. Dit is ook de reden waarom de kenmerken van de bodemhorizonten in profiel I uitgebreid zijn beschreven en die van profiel II niet.

Indien noemenswaardige verschillen tussen de twee bodemprofielen optraden, zijn deze uiteraard wel apart vermeld.

6.3 Resultaten

6.3.1 Algemeen

De beschrijving van de micromorfologische verschijnselen in de onderzochte bodemprofielen is onderverdeeld naar bodemhorizont (voor de gebruikte codering, zie par. 3.4.2). Om de beschreven horizonten een optimale herkenbaarheid te geven, is boven elk kopje niet alleen de bodemkundige horizontcodering aangegeven, maar ook het archeologische spoornummer (codering B.C. Ridderhof), de diepteten opzichte van het maaiveld (cm - mv.) en de hoogte ten opzichte van NAP (m - NAP). We houden bij de beschrijving een volgorde van boven naar beneden aan. We beginnen in het veen (1C-horizont) en eindigen bij de C-horizont in de diepere zandondergrond. Het nulniveau (diepte 0 cm - mv.) is steeds het contactvlak tussen veen (1C-horizont) en zand (2C-horizont).

6.3.2 Beschrijving profiel I

1C-horizont / spoor 1 / 2-0 cm + mv. / 5,92-5,94 m - NAP
Met het blote oog zijn in het veen vooral zwart organisch materiaal en merendeels horizontaal tot subhorizontaal verlopende poriën zichtbaar. Met de lichtmicroscoop valt de aanwezigheid van veel *gipskristallen* (fig. 31) en *diatomeeën* (fig. 32) op. Langgerekte plantenresten verkeren in verschillende stadia van decompositie en zijn subhorizontaal en vaak enigszins golvend georiënteerd. Vergeleken met het onderliggende profiel zijn de organische resten minder ver afgebroken, ook al vertonen ze verschillende afbraakstadia. De laag bevat maar weinig goed herkenbare wortels. Er treedt ook veel compactie van plantenresten op. Hier en daar komen wat kleinere poriën in de gecompacteerde gedeelten van het veen voor. Langgerekte subhorizontale grotere poriën scheiden de gecompacteerde plantenresten van elkaar. Ook in de langgerekte poriën komen op verschillende plaatsen plantenfragmenten in diverse stadia van decompositie voor. Veelal geeft dit uiteindelijk aanleiding tot de vorming van amorf organisch materiaal met vooral bruine en zwarte kleuren en weinig herkenbare celstructuren. Ook treedt afbraak en nieuwvorming van mineralen op, zowel in de plantenresten zelf als in de aangrenzende poriën. Een laatste kenmerk dat we hier willen noemen zijn de vele schimmeldraden die aanwezig zijn.

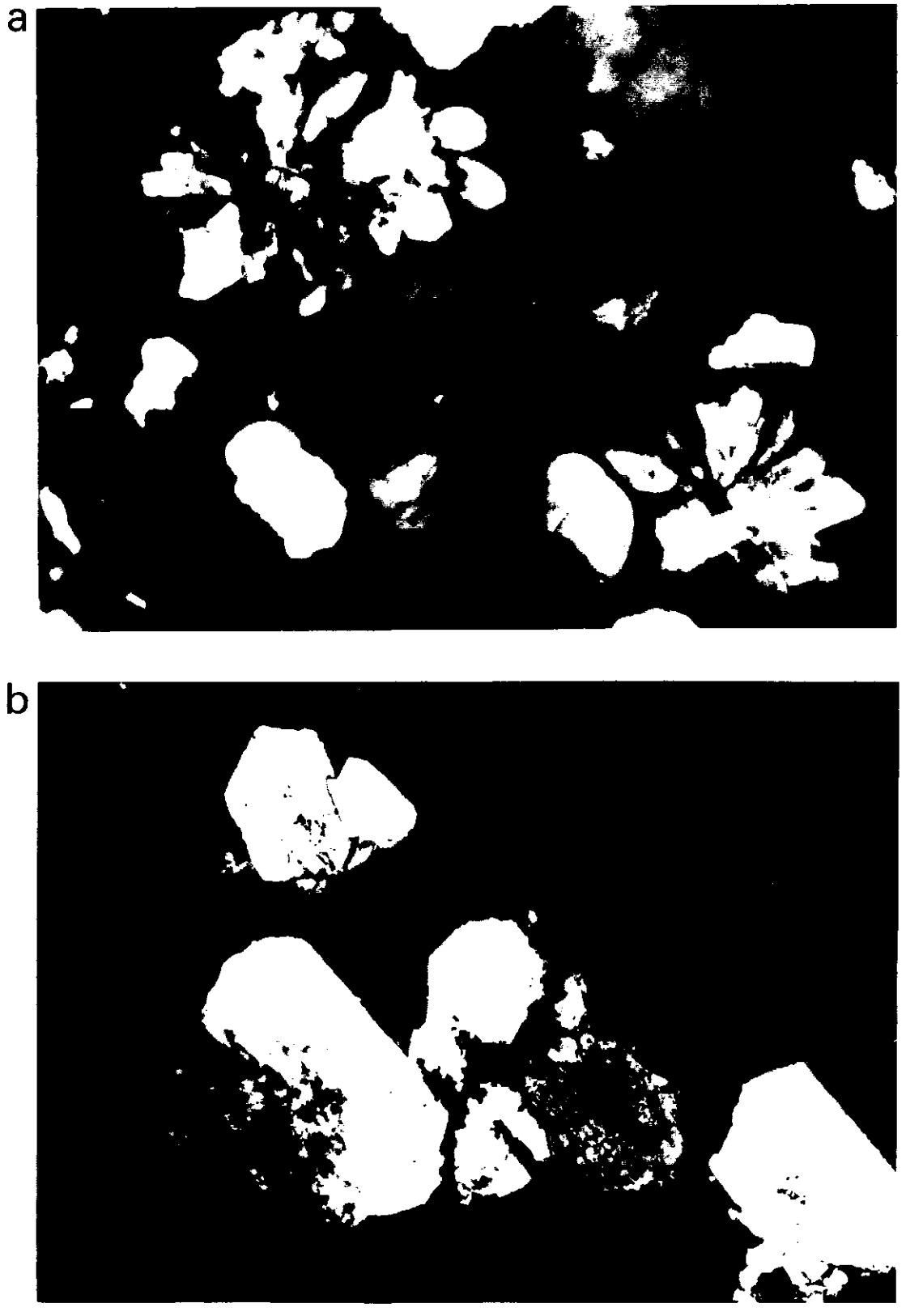


Fig. 31 Aan de onderkant van het rietveen (1C-horizont, spoor 1) en in de verspoelde toplaag van het zandprofiel (2C-horizont, spoor 2) komen zowel rozetten voor van witgrijze gipskristallen (boven, a) als van afzonderlijke gipsmineralen (onder, b). Ze zijn waarschijnlijk pas tijdens de opgraving gevormd toen pyriet uit de begraven bodems in contact kwam met de lucht a. gipsrozetten (vergroting 133x); b. gipsmineralen (vergroting 267x)

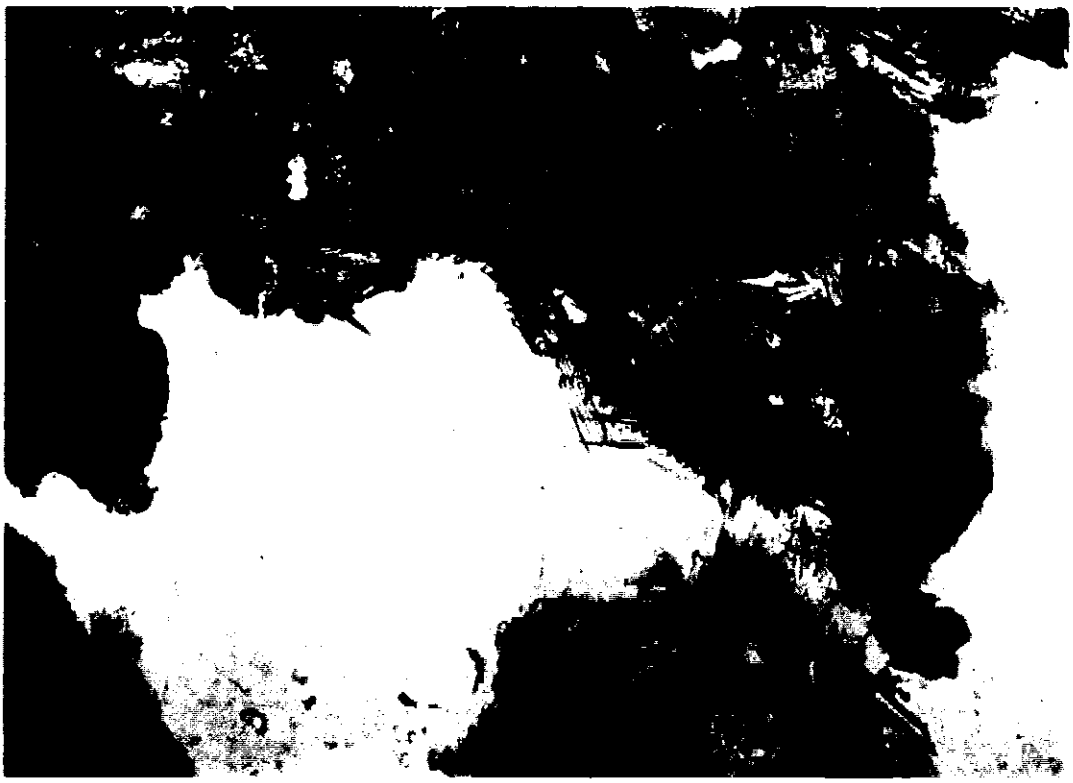


Fig. 32 Kleine, gestructureerde, doorzichtige diatomeeën in en aan de rand van veenbrokjes uit de basis van de 1C-horizont (spoor 1). Vergroting: 267x

2C-horizont / spoor 2 / diepte 0-2 cm - mv. / 5,94-5,96 - NAP

De zwarting van de bodemhorizont door organisch materiaal neemt tussen 0 en 2 cm diepte duidelijk af. Er komen naar beneden toe steeds meer lichtgekleurde mineralen voor. Enkele 1-2 mm dikke zwarte *organische bandjes* lopen over vrijwel de hele breedte van de slijpplaat (fig. 33a t/m c). Ook is een aantal minder continue, dunnere organische bandjes aanwezig.

Terwijl in het bovengelegen veen vooral gips voorkomt en weinig primaire mineralen, neemt tussen 0 en 2 cm diepte vooral het aandeel van de *primaire mineralen* (kwarts, veldspaat en gesteentefragmenten) toe. Ook zijn nog veel gipsrosetten (fig. 31a) en gipsmineralen (fig. 31b)

In de bovenste 1-1,5 cm wordt het aandeel van de minerale deeltjes naar beneden toe groter. Er zijn echter nog geen dunne minerale laagjes zichtbaar. Tientallen zeer dunne subhorizontale, enigszins golvende zwartbruine organische laagjes bevatten wel een groter aantal zandkorrels. Tussen 1-1,5 cm en 2 cm diepte, zijn wel afzonderlijke dunne organische en minerale laagjes en lenzen te zien. In de organische laagjes zijn weinig mineralen aanwezig. Op deze diepte (onderin spoor 2) is het totale aandeel van de mineralen groter geworden dan dat van organische stof.

Op verschillende plaatsen zijn de organische fragmenten niet langer langgerekt en subhorizontaal georiënteerd, maar vormen ze vaak losse niet-langgerekte fragmentjes tussen zandkorrels. Op een diepte van ongeveer 2 cm, hier en daar onderbroken door verticale breukjes, verloopt een subhorizontale schotelvormige (bolling naar beneden) en dunne 1-2 mm dikke organische laag met ingebedde mineralen. Dit organische laagje is het laatste vrijwel continue slijpplaatbrede organisch-minerale laagje. Dieper in het bodemprofiel ontbreken dergelijke laagjes.

Het hierboven geschetste beeld komt overeen met een overgang van gesedimenteerde organisch-minerale laagjes (spoor 2) naar jonger veen (spoor 1) met weinig primaire mineralen. Over het algemeen hebben zwart gekleurde organische fragmenten zonder herkenbare celstructuren de overhand op 0-2 cm diepte (spoor 2), maar komen op verschillende plaatsen ook sterk omgezette langgerekte bruine plantenfragmenten voor. In deze plantenresten (spoor 2) treden echter in veel geringere mate nieuwvormingen op dan in de jongere veenlaag (spoor 1).

Wanneer in deze laag dierlijke activiteit zou zijn opgetreden, zou dit te zien zijn aan het het voorkomen van excrementen, vraat aan plantenresten en de aanwezigheid van graafgangen. Duidelijke excrementen zijn echter niet aangetroffen. Ook konden we geen vraat aan plantenresten constateren. Meestal vallen de organische fragmenten uiteen met scherpe hoeken, zonder beetkenmerken. Ook het fijnste organische materiaal duidt op uiteenvallen zonder inmenging van bodemdieren. Verticale en subverticale onderbrekingen van de vooral horizontaal en subhorizontaal georiënteerde laagjes (spoor 2) komen op een aantal plaatsen voor. Echter, vooral zonder de voor dierlijke activiteit karakteristieke opvullingen en oriëntaties van mineralen en organische deeltjes. Slechts op één plaats is een ongeveer 1 mm brede gang aangetroffen met mogelijk enige dierlijke activiteit.

In deze horizont zijn wel enkele wortelkanalen aanwezig, met enkele goed herkenbare wortels. De wortels verkeren in verschillende stadia van decompositie. Op plantenresten komen soms enkele schimmeldraden voor. Ook zagen we een paar ronde zwarte sclerotia.

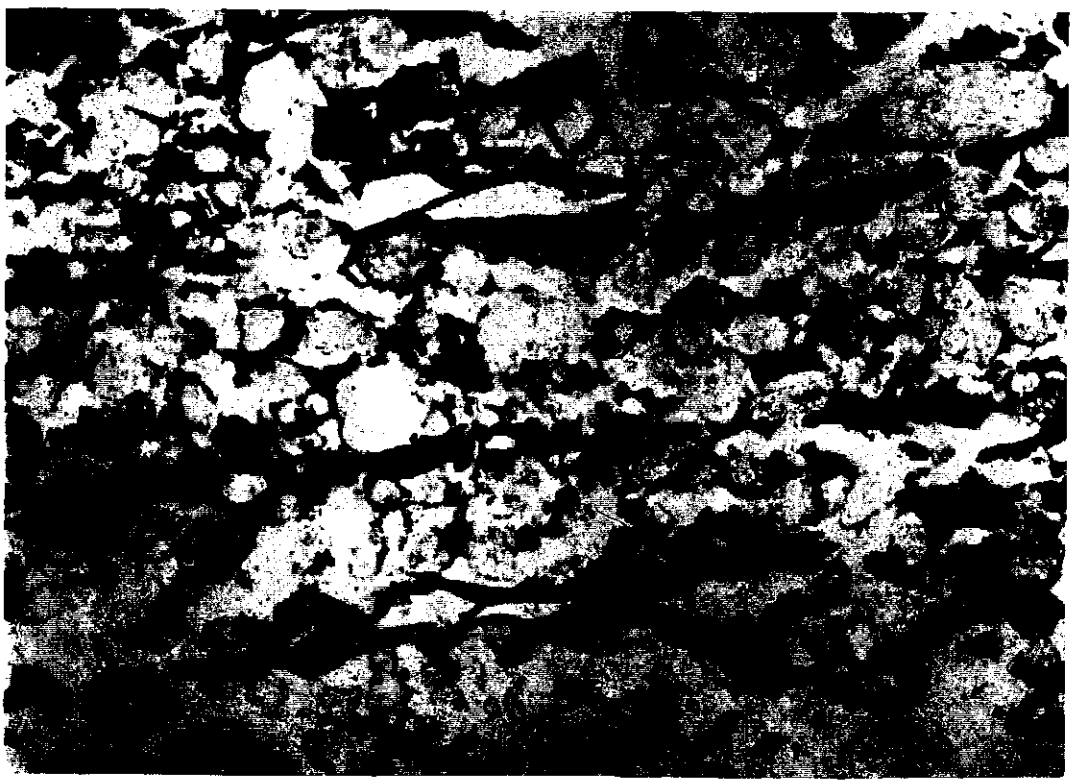
2C-horizont / spoor 3 / 2-8 cm - mv. / 5,96-6,02 m - NAP

In het veld leek de ondergrens van de 2C-horizont ongeveer op 8 cm diepte te liggen (profielbeschrijving par. 3.4.2). In de onderzochte slijpplaat blijkt deze ondergrens echter te golven van 6,5 tot 8,5 cm. In de onderstaande beschrijving worden deze laatste diepten aangehouden.

Op een diepte van 2-4 cm beneden maaiveld blijft de kleuring van de bodem een afwisseling van zwart en wit. Het witte, minerale deel neemt echter naar beneden toe. Van continue subhorizontale gelaagdheid door organische en minerale bandjes is geen sprake meer. Wel zijn iets golvende, minder dan 0,5 mm dikke, bandjes aanwezig van maximaal 3 cm lengte. Voorts komen enkele wortelresten voor, die minder dan 0,5 cm dik zijn.

a

b



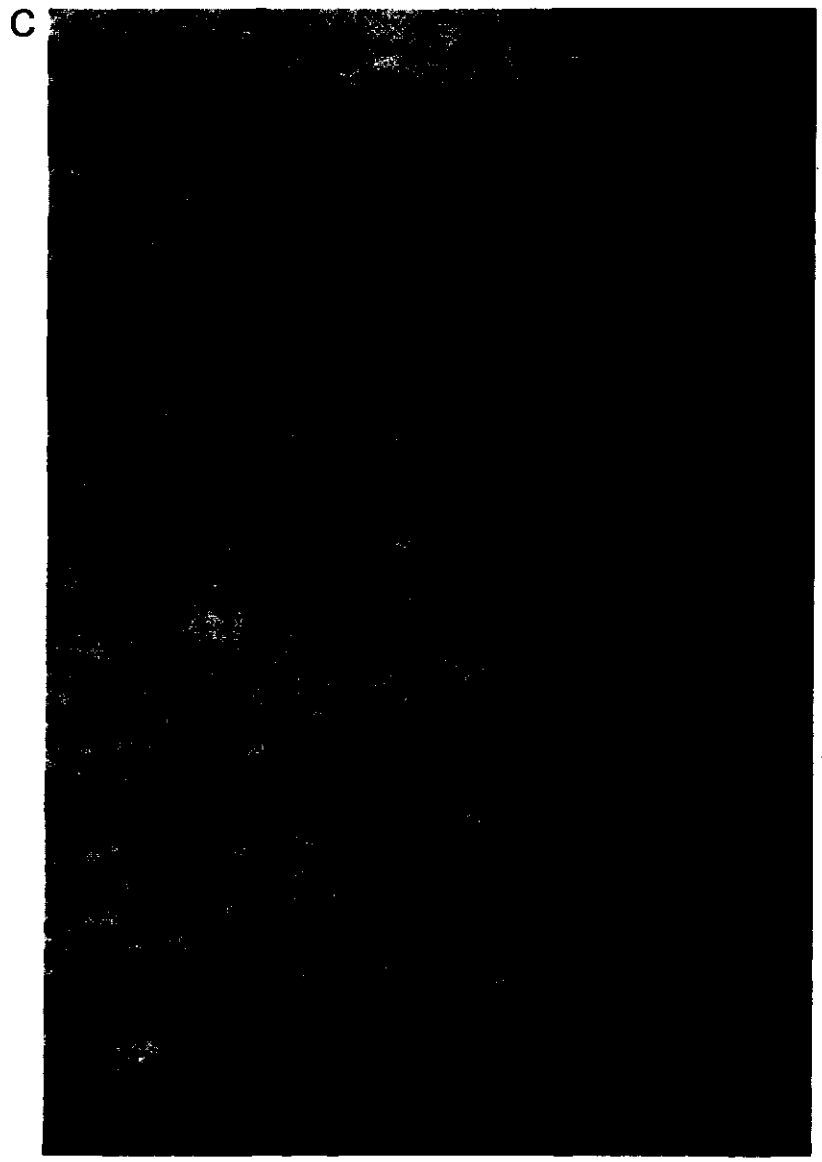


Fig. 33 Afwisselende laagjes van plantenresten (donker) en zandkorrels (licht) in het bovenste deel van de 2C-horizont (spoor 2), net onder het veenpakket. De laagjes veranderen vaak binnen een traject van een centimeter aanzienlijk van vorm, zowel horizontaal als verticaal. De drie opnamen (linksboven, a; linksonder, b; boven, c) zijn afgedrukt met een vergroting van 133x

Op een diepte van 4 tot 6,5-8,5 cm is de kleur van de bodem wat lichter en zijn maar enkele ongeveer 1 cm lange bandjes aangetroffen. Ook hier zijn weer enkele dikkere wortelresten aanwezig.

Bij de opgraving is gebleken dat de 2C-horizont veel artefacten bevat. Deze laag is dus belangrijk voor het archeologisch onderzoek. Bovendien bevat de laag veel moeilijk te doorgronden bodemkenmerken. Dit rechtvaardigt een extra gedetailleerd onderzoek. We hebben daarom een tweedeling aangebracht in de 2C-horizont (spoor 3). De eerste sublaag loopt van 2-4 cm, de tweede van 4-6,5 à 8,5 cm.

In de laag van 2-4 cm neemt het minerale deel naar beneden toe ten opzichte van het organische deel. Toch zijn nog veel plantenresten aanwezig. Van langgerektere horizontale en subhorizontale gelaagdheid is nauwelijks meer sprake. De enige uitzondering vormt de gelaagdheid onder een schotelvormige, vrijwel continue, organischminerale laag op ongeveer 2 cm diepte. De mineralen kennen geen duidelijke oriëntatie. Omdat op een diepte van 2 cm een duidelijke overgang in de oriëntatie van mineralen en organische stof is geconstateerd, wordt deze overgang in detail bekeken.

De continuïteit van de horizontale gelaagdheid wordt op 2 cm diepte duidelijk onderbroken. Langgerekte, ononderbroken zwartbruine subhorizontale plantenresten, zoals deze boven een diepte van 2 cm voorkomen, ontbreken op de diepte van 2-3 cm. Wat wel voorkomt, zijn langerekte vaak subhorizontale *wortelfragmenten* die meer dan een millimeter dik kunnen zijn. Deze wortels verkeren in verschillende stadia van decompositie. Vaak is een groter gedeelte van de binnenkant van de wortels leeg. Op enkele plaatsen in de slijpplaat zijn subhorizontale wortelresten verbonden met tot enkele millimeters dikke verticale wortels. Een aantal van de verticaal verlopende dikkere wortels worden op een diepte van 2 cm scherp afgesneden door het onderste subhorizontale schotelvormige organische laagje. Het wortelkanaal loopt dus dood op dit organische laagje. Andere, gedeeltelijk met mineralen gevulde gangetjes stoppen eveneens in hetzelfde organische laagje. Soms treden onderbrekingen in het organische laagje, boven deze gangetjes, op. Ondieper dan 2 cm is echter geen continuiteit van de gangetjes geconstateerd. Ook gangetjes worden op 2 cm diepte scherp afgesneden.

Deze waarnemingen geven aan dat, in het gedeelte waarin deze slijpplaat genomen werd, wortels op 2 tot 3 cm diepte niet verbonden kunnen worden met het jongere veenpakket. De wortels vertegenwoordigen daarom een oudere vegetatie; ouder dan de hierboven voorkomende subhorizontale organischminerale laagjes.

Boven 2 cm diepte hebben we te doen met een *zwartbruine ruwe humus* zonder duidelijke sporen van dierlijke activiteit en met vaak langerekte plantenfragmenten (fig. 34a en b). Van 2 tot 4 cm diepte blijft ruwe zwartbruine humus aanwezig, die veel lijkt op de jongere humus uit de schotelvormige organische laagjes. Deze oudere ruwe humus is over het algemeen meer gefragmenteerd en wat verder omgezet.

Hoewel men in deze laag dierlijke activiteit zou verwachten, bestaan hiervoor geen duidelijke aanwijzingen. Wel zijn enkele geheel of gedeeltelijk met mineralen opgevulde gangen aanwezig. In deze gangen en ook niet daarbuiten komen geen goed herkenbare excrementen voor. Het is niet duidelijk of we hier met oude wortelgangen te maken hebben of met dierlijke gangen. Behalve deze gangen van onduidelijke herkomst, zijn er ook veel gangen aangetroffen met wortelresten. Daarom interpreteren we het merendeel van de gangen die op 2-4 cm diepte voorkomen als wortelkanaal.

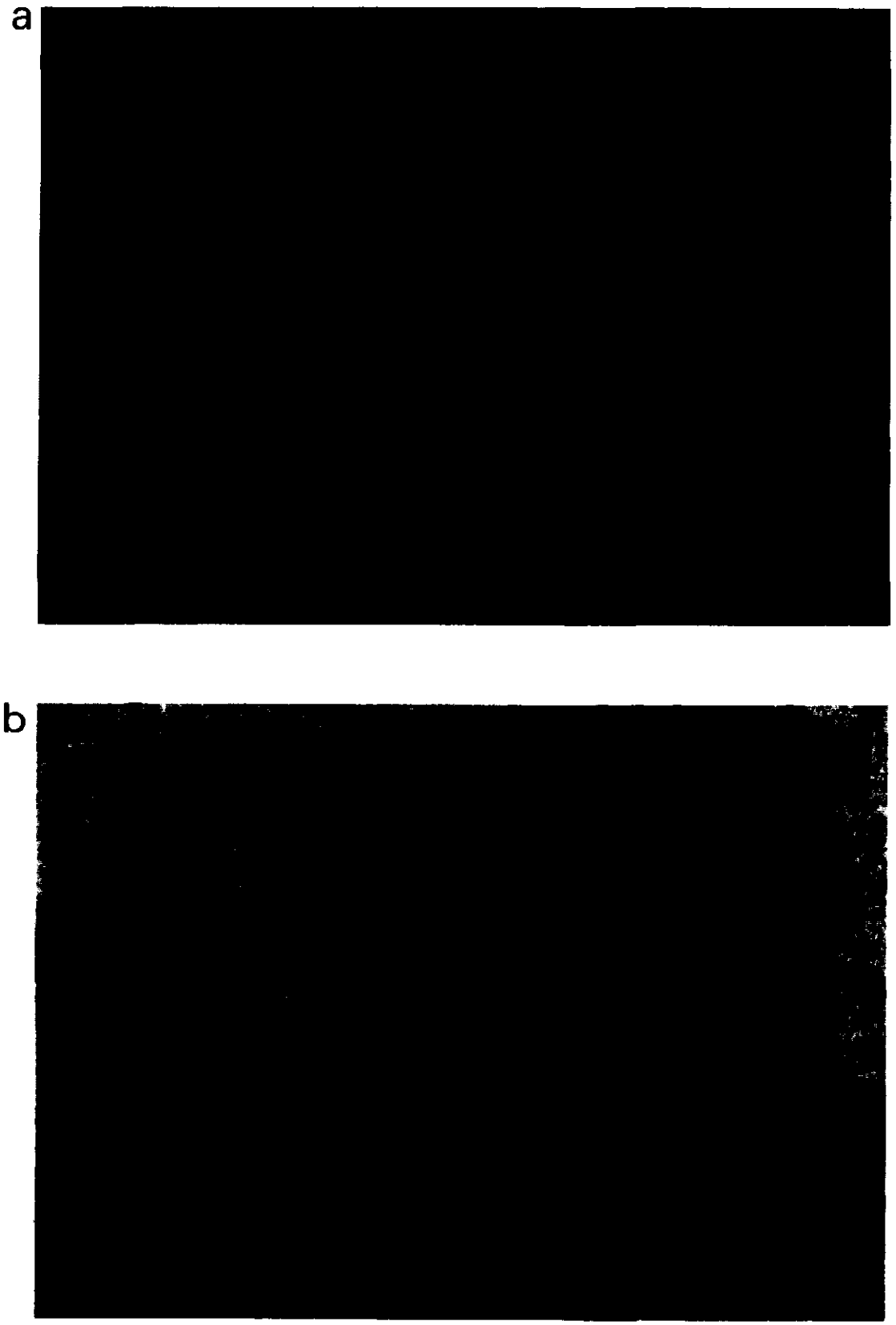


Fig. 34 Zwarte, amorfe, ruwe humus in het onderste gedeelte van de 2C-horizont (spoor 3). Op het oppervlak van de zandkorrels zijn zowel dunnere als dikkere huidjes waar te nemen (boven, a; onder, b). Vergroting: 133x

In de eerste sublaag (2-4 cm) zijn voorts nog een aantal gipsmineralen aanwezig, echter minder dan in de bovenliggende lagen. In het veen (spoor 1) zijn 11 tot 28 en in de organischminerale laagjes van de 2C-horizont (spoor 2) 18 tot 22 gipskristallen en rosetten aangetroffen (tabel 6).

In het door ons bestudeerde gedeelte van sublaag 1 (bovengedeelte spoor 3) zaten nog maar 2 tot 4 gipsmineralen. Beneden een diepte van 4 cm is gips nog maar sporadisch aanwezig.

Opvallend in de tweede sublaag van de 2C-horizont (4 tot 6,5 à 8,5 cm) is de afname met de diepte van grotere bruinzwarte organische fragmenten. Daarnaast valt op dat er meer zwart tot zwartbruin gekleurde humushuidjes op de zandkorrels voorkomen. Toch komen op verschillende plekken in de slijpplaat nog gebiedjes met vrij veel organische fragmenten voor; dit naast verschillende grotere wortelresten (soms langer dan 1 cm en tot 0,5 cm breed) die in aantal overeenkomen met die van een diepte van 2 tot 4 cm (tabel 6). De grotere omzettende wortelresten komen zowel zonder als met mineralen voor. In een enkele wortelrest is gips gevonden. Op een andere plaats namen we enkele *pyriet-framboïden* waar. Verder is pyriet, ook met opvallend licht bekeken, niet of nauwelijks in de slijpplaten aanwezig.

De kenmerken van de ruwe humusfragmenten komen ongeveer overeen met die op 2-4 cm diepte. De enige afwijking is de kleinere omvang van de organische fragmenten. Hierdoor vallen de paar grote (houts)koolresten op deze diepte meer op. De meeste zwarte organische fragmenten houden echter verband met omzettende wortels en zwartkleuring (melanisme).

Het grensvlak tussen de 2C- en 3E-horizont (6,5-8,5 cm - mv)

De grens tussen de 2C- en de 3E-horizont is in het veld bepaald op basis van kleurverschillen. De 2C-horizont (spoor 3) heeft meer zwartbruin gekleurde deeltjes dan de sterk gebleekte 3E-horizont (spoor 4). De grens bleek in ons profiel tussen de 6,5 en 8,5 cm diepte te liggen. Met de microscoop bekeken blijkt deze grens tussen twee bodemhorizonten inderdaad te bestaan, maar deze is niet messcherp. Dit blijkt ook uit de resultaten van het kwantitatieve onderzoek (tabel 6). Vergelijken we de resultaten van de horizontale tellijnen op 7, 8 en 9 cm diepte, dan is het belangrijk om te weten dat de lijn op 7 cm vooral de onderkant van de 2C-horizont (spoor 3) doorsnijdt. De tellijn op 8 cm diepte ligt grotendeels in de 3E-horizont (spoor 4) en de lijn op 9 cm ligt volledig in de 3E-horizont. Op 7 cm diepte zijn 94 plantenresten (inclusief herkenbare wortelfragmenten) geteld; op 8 cm diepte 91 en op 9 cm diepte 111 plantenresten. Er bestaan dus kleine verschillen. Op 6 en 10 cm diepte zijn de aantallen nog groter, respectievelijk 128 en 124 plantenfragmenten. De grens tussen de 2C- en de 3E-horizont zou aan de hand van dit kenmerk op een diepte tussen 8 en 9 cm kunnen worden gelegd.

Op basis van herkenbare wortelfragmenten treedt de grens tussen 7 en 8 cm diepte op. Het aantal wortelfragmenten neemt daar toe van 4 naar 10. Boven deze grens is het aantal maximaal 7, terwijl op 11 cm diepte het aantal boven de 10 ligt (tabel

6). Bij de humushuidjes (op het oppervlak van de zandkorrels) treedt het duidelijkste verschil in aantallen op. De grens ligt hier tussen 7 en 8 cm diepte. Er komen 91 humushuidjes op een diepte van 7 cm en 128 op een diepte van 8 cm voor. Uit bovengenoemde gegevens blijkt, dat de meest waarschijlijke grens tussen de 2C- en 3E-horizont tussen de 7 en 8 cm diepte ligt. Dit komt overeen met het merendeel van de lengte van de getrokken grenslijn.

Om meer over het grensvlak te weten te komen, is gekeken naar het verloop van wortels en gangen. Met de microscoop valt op dat vrijwel direct onder de grens tussen de 2C en 3E veel subhorizontale wortels voorkomen: een soort wortelmat. Slechts hier en daar zijn korte stukjes verticale wortel aanwezig die hoofdzakelijk dood lijken te lopen op het grensvlak en in het overgangsgebied. Boven dit overgangsvlak zijn ook horizontale wortels aanwezig, maar minder en met meer min of meer verticale wortelconnecties. Deze subverticale wortels kunnen enkele millimeters lang zijn en lopen ook merendeels dood in het grensvlak.

Gangen die duidelijk het grensvlak doorkruisen zijn nauwelijks aanwezig in de twee onderzochte bodemprofielen. Noch poriën, noch mineraal- en organische oriëntaties, zetten zich duidelijk continu voort door het grensgebied. Wel moet de met het blote oog getrokken grenslijn hier en daar iets opgeschoven worden om zich aan te passen aan doodlopende gangstructuren. Omdat in het veld duidelijk geconstateerd kan worden dat wortelpruiken, of veel wortels, vanuit het veen tot onder de 3C1-horizont (spoor 14) in het bodemprofiel kunnen doordringen, moet het grensvlak doorlatend zijn geweest voor rietwortels. Omdat een slijpplaat een zeer dunne doorsnede van de bodem is en wortels kronkelen, bewegen wortels en wortelkanalen zich in en uit het slijpvlak. Dit verhoogt de moeilijkheid om de continuïteit van wortels en de kanalen in slijpplaten vast te stellen. Onder zulke omstandigheden is voorzichtigheid geboden, zelfs als er sprake is van wat grotere aantallen wortels in het grensvlak. Daarom is het belangrijk om een scherp grensvlak te hebben waardoor oudere wortels en wortelkanalen duidelijk worden afgesneden. Dit gebeurt wel door de laagjes op 2 cm diepte (bovenin de 2C-horizont, onderaan spoor 2), maar is minder duidelijk op de grens tussen de 2C-horizont (spoor 3) en de 3E-horizont (spoor 4).

Een kenmerk dat tot nu toe niet ter sprake kwam, is de *compactie* ten weerszijden van het grensvlak, d.w.z. op een diepte van 6,5-8,5 cm. Deze kan met de microscoop worden bekeken zoals wij hebben gedaan, maar ook met hieraan gekoppelde beeld-analyseapparatuur. Deze apparatuur zou nauwkeurige cijfers kunnen geven van de holten of poriën in de grond, maar ook van vaste bodembestanddelen en is daarom een instrument waarmee compactie goed kan worden gemeten. Helaas was het binnen ons onderzoek budgettair en organisatorisch niet mogelijk om deze technieken toe te passen.

Lichtmicroscopische observaties geven aan dat de compactie van zandkorrels in de gebleekte 3E-horizont groter is dan in de 2C-horizont. In de 3E is buiten de wortelkanalen de pakking van mineralen en organische fragmenten dichter. Boven het grensvlak treden weliswaar ook gebiedjes met een dichtere pakking op, maar een losse pakking overheerst hier toch. De situatie is anders in veel wortelkanalen. In

deze kanalen is vaak veel ruimte aanwezig omdat ze vaak slechts gedeeltelijk met wortelresten en mineralen zijn opgevuld. Toch kan op basis van compactie en pakking geen messcherpe grens worden getrokken tussen de 2C- en de 3E-horizont.

Een andere manier om het grensvlak vast te stellen is door te kijken naar het verschil in huidjes op de zandkorrels. In de 2C-horizont is veel ruwe zwarte humus in de huidjes aanwezig, terwijl in de onderliggende 3E-horizont veel meer dunne, papperige, colloïdale bruine huidjes voorkomen. Ook deze benadering levert echter geen messcherp grensvlak op. Een complicerende factor is, dat zowel onder als boven het grensvlak veel omzettende wortelfragmenten aanwezig zijn. Tijdens de omzetting hiervan treedt vaak zwartkleuring (melanisme) op. Fijnere zwarte en zwartbruine wortelresten kunnen zich aan de zandkorrels hechten en tot in de 3C-horizont huidjes vormen die sterk overeenkomen met de zwarte tot zwartbruine humushuidjes uit de 2C-horizont. Het zijn waarschijnlijk vooral de jongere, diep in het bodemprofiel doordringende rietwortels die deze zwarte tot zwartbruine huidjes veroorzaken. In de ondergrond zijn overigens de oudere, bruine humushuidjes meestal goed te onderscheiden van de bovengenoemde zwarte en zwartbruine huidjes. Soms is het onderscheid echter moeilijker. Als rietwortels sterk zijn omgezet, kunnen zij voor een gedeelte ook bruinig kleuren. Om zeker te zijn, zou een en ander moeten worden getest met behulp van een elektronenmicroscoop, er van uitgaande dat plantenresten van verschillende oorsprong ook verschillen in chemische samenstelling.

Bovenzijde 3E-horizont / spoor 4 / 6,5 à 8,5-12 cm - mv. / 6,02-6,06 - NAP
Via een sterk golvend en onregelmatig oppervlak gaat de donker gekleurde 2C-horizont (spoor 3) over in de veel lichter gekleurde 3E-horizont (spoor 4). Met de lichtmicroscoop waren rond de zandkorrels *bruine huidjes* te zien van amorf, papperig en colloïdaal, zeer fijn materiaal. Veel van deze huidjes zijn erg dun en verlopen niet continu op het oppervlak van de zandkorrels. Het beeld komt overeen met huidjes die in verschillende stadia van oplossing verkeren. Ook hebben veel mineralen nauwelijks of geen bruin huidje.

Naast dit type bruine huiden is ook een groter aantal meer *zwarte en zwartbruine huidjes* aanwezig. Deze komen vaak in de omgeving van wortels voor en zijn vooral uit wortelresten gevormd. In de horizont komen ook veel grote wortelfragmenten voor. Deze zijn niet alleen met de microscoop, maar ook met het blote oog zichtbaar.

Opvallend is in deze horizont het voorkomen van vele *schimmeldraden*. Ze zijn meestal lichtbruin en komen vooral voor op het oppervlak van zandkorrels (tabel 6). Ze volgen het oppervlak van een zandkorrel of hechten zich slechts gedeeltelijk aan dit oppervlak om zich voort te zetten in een aangrenzende porie of holte. De schimmeldraden voeden zich waarschijnlijk met organisch materiaal uit de humushuidjes. Zij vormen dan een onderdeel van het afbraakmechanisme van de bruine humushuidjes die in een eerder stadium op zandkorrels zijn gevormd. Hetzelfde type schimmeldraden kwam ook voor in omzettende wortelfragmenten. Overigens komen de draden niet alleen in de 3E-horizont voor, maar ook in andere bodemhorizonten (tabel 6). Al deze draden lijken veel op elkaar. De ouderdom van de schimmeldraden

is niet helemaal duidelijk. Waarschijnlijk zijn zij vooral gedurende de vernatting en verarming van de bodem ontstaan. Schimmels kunnen echter ook in drogere gronden met omzettend organisch materiaal voorkomen. Net als in de lagen er boven zijn ook in de 3E *sclerotia* aanwezig, meestal in kleine aantallen. Sclerotia zijn ronde zwarte schimmellichamen die lange perioden kunnen overleven.

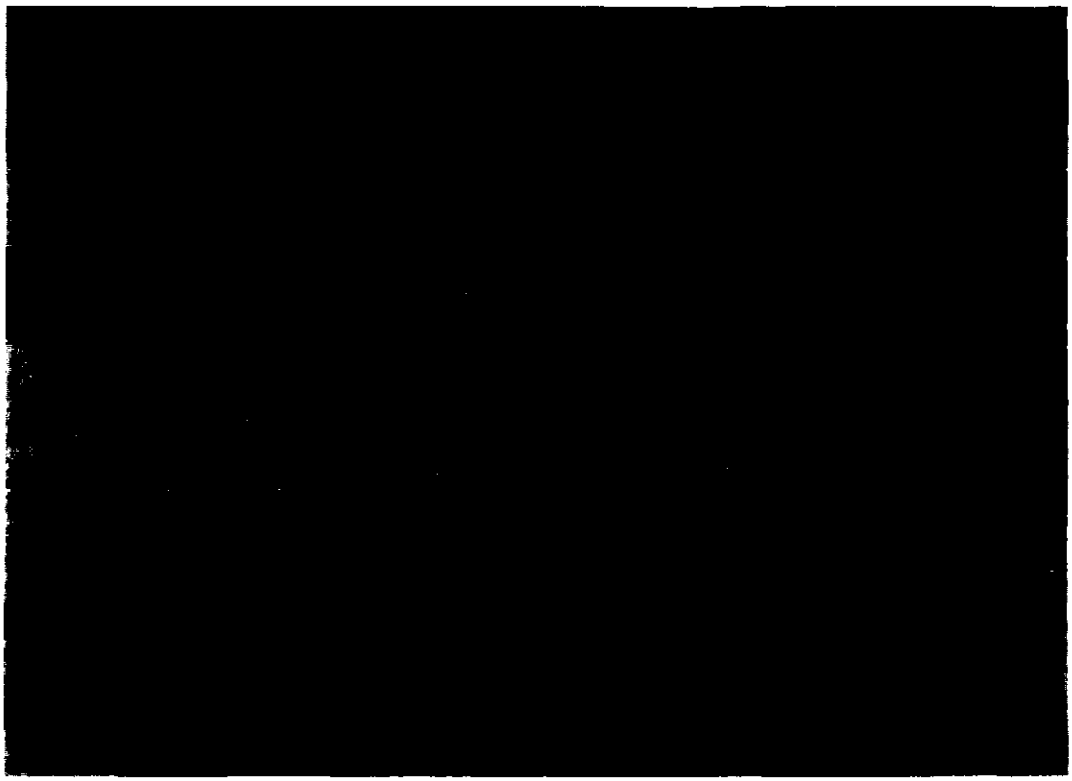
Zowel de mineralen als de organische fragmenten die tussen deze mineralen zitten zijn dichter gepakt dan die in de bovenliggende lagen. Voorts zijn in de 3E-laag meer gangen zichtbaar. Net als in de bovengenoemde lagen zijn ook hier geen duidelijke excrementen en graafgangen waargenomen. De meeste gangen zijn daarom geïnterpreteerd als opgevulde wortelkanalen. Op veel plaatsen komen oriëntaties van mineralen voor die maar enkele zandkorrels breed en een paar milimeter lang zijn. Grotere poriën komen vooral voor in de verticaal en horizontaal verlopende grote wortelkanalen. Deze wortelkanalen herbergen ook wortelfragmenten in diverse stadia van verwering of humificatie (fig. 35a). Zwartkleuring (*melanisme*) van delen van wortelresten komt vaak voor (fig. 35b).

Onderzijde 3E-horizont / spoor 4 / 16-21 cm - mv. / 6,10-6,15 m - NAP
De opbouw van het onderste deel van de 3E-horizont lijkt sterk op die van het hierboven beschreven bovenste deel. Aantal en uiterlijk van de afbrekende bruine huidjes zijn nauwelijks veranderd (tabel 6). Wel is het aantal plantenresten verminderd en zijn meer duidelijk herkenbare wortelfragmenten geteld. De zwartkleuring van omzettende organische fragmenten gaat ook in beide horizonten van deze slijpplaat door, maar op een kleinere schaal.

3B-horizont / spoor 12 / 21-30 cm - mv. / 6,15-6,24 m - NAP
De zandkorrels in de 3B-horizont hebben het zelfde soort humushuidje als die in de 3E-horizont (fig. 36). De huidjes zijn alleen minder ver afgebroken, beslaan een groter oppervlak van de zandkorrels, zijn vaak dikker en komen in grotere aantallen voor (tabel 6). Ook deze huidjes verkeren in een stadium van afbraak, alleen minder vergaand dan in de gebleekte 3E-horizont (spoor 4). In de 3B-laag konden we ook *geen accumulatie van getransporteerd organisch materiaal* waarnemen uit de periode ná de vorming van de bruine huidjes. We hebben beide studieprofielen op dit kenmerk onderzocht. De 3B-horizont, die in het veld een karakteristieke roodbruin met violette gloed heeft, bevat ook veel gebleekte plekken, van hetzelfde soort als in de 3E-horizont (spoor 4).

Het aantal plantenresten neemt in de 3B naar beneden toe, van 41-55 stuks op een diepte van 21-25 cm naar 72-90 stuks op een diepte van 25-30 cm. Ook het aantal herkenbare wortelresten daalt (tabel 6). Vooral op een diepte van 22-24 cm zijn veel schimmeldraden (fig. 37) aanwezig: 208-229 stuks in onze slijpplaat. Duidelijke sporen van dierlijke activiteit ontbreken in de huidige toestand van deze laag.

a



b

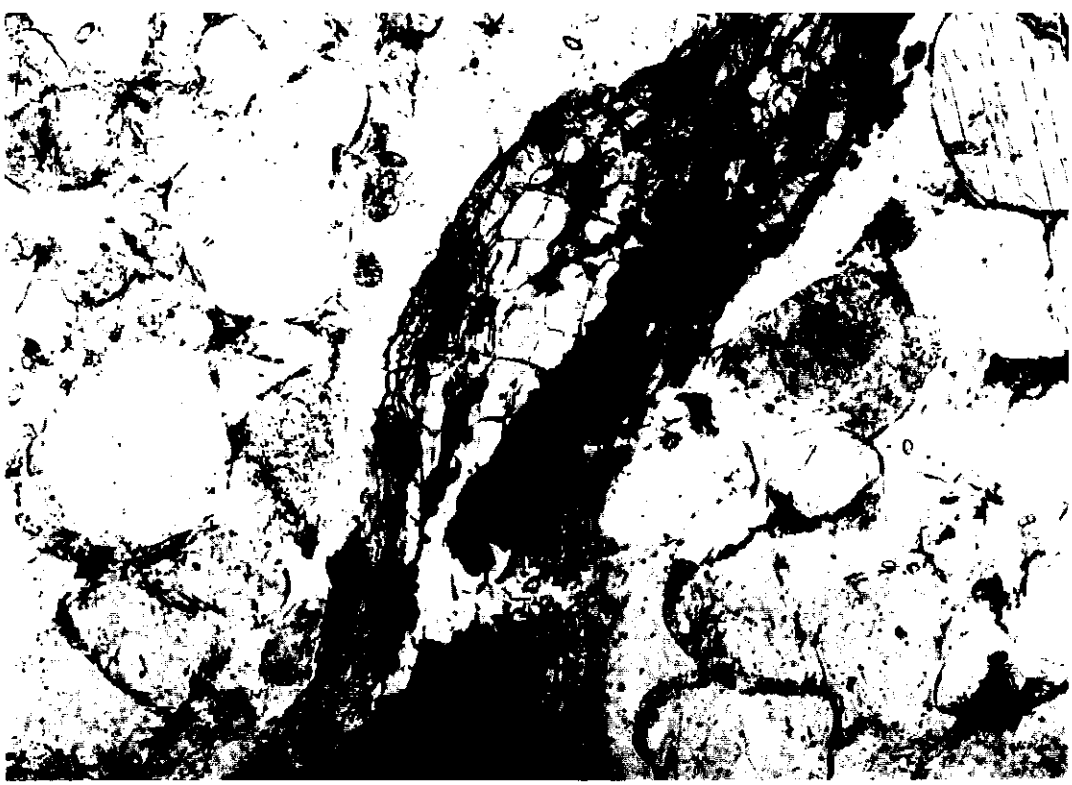


Fig. 35 a (boven) Bruine organische stof van een wortelfragment in de Bw-horizont van de bruine bosgrond. Vergroting 133x; b (onder). Wortelfragment dat zwarte, afbrekende organische stof insluit. Vergroting 133x

Fig. 36 Dunne, bruine humushuidjes rond zandkorrels. De foto toont de geweekte en enigszins gebleekte resten van huidjes die oorspronkelijk dikker en bruiner waren. Deze huidjes vormden zich gedurende een periode van duizenden jaren in de ondergrond van loofbossen. Vergroting: 133x

Op 25-26 cm diepte is een accumulatie van *zwart as-achtig materiaal* aangetroffen. Dit organische materiaal is waarschijnlijk niet te verklaren door melanisme. Het ligt vlak bij één van de grotere met het blote oog zichtbare zwarte fragmenten. Deze grotere organische fragmenten komen vooral buiten wortelkanalen voor. Ze zijn geheel of grotendeels zwart van kleur en vertonen een cellulaire structuur. Te oordelen naar hun positie, structuur en grootte behoren ze niet tot het oorspronkelijke natuurlijke bodemprofiel. Waarschijnlijk zijn het verkoolde resten. Misschien zijn ze via grotere, lege wortelkanalen naar beneden getransporteerd.

Overgang 3B- naar 3BC-horizont / spoor 12-13 / 44-50 cm - mv. / 6,38-6,44 - NAP
De lijntellingen geven aan dat het aantal plantenresten in dit traject verder afneemt en dat het aantal duidelijk herkenbare wortels (fig. 36) vooral in het bovengedeelte van de bodemhorizont toeneemt (tabel 6). Net als in de 3B-horizont ligt ook hier het aantal humushuidjes boven de tweehonderd per tellijn. Schimmeldraden zijn in dit traject minder talrijk dan in de onderliggende 3BC-horizont (spoor 13).

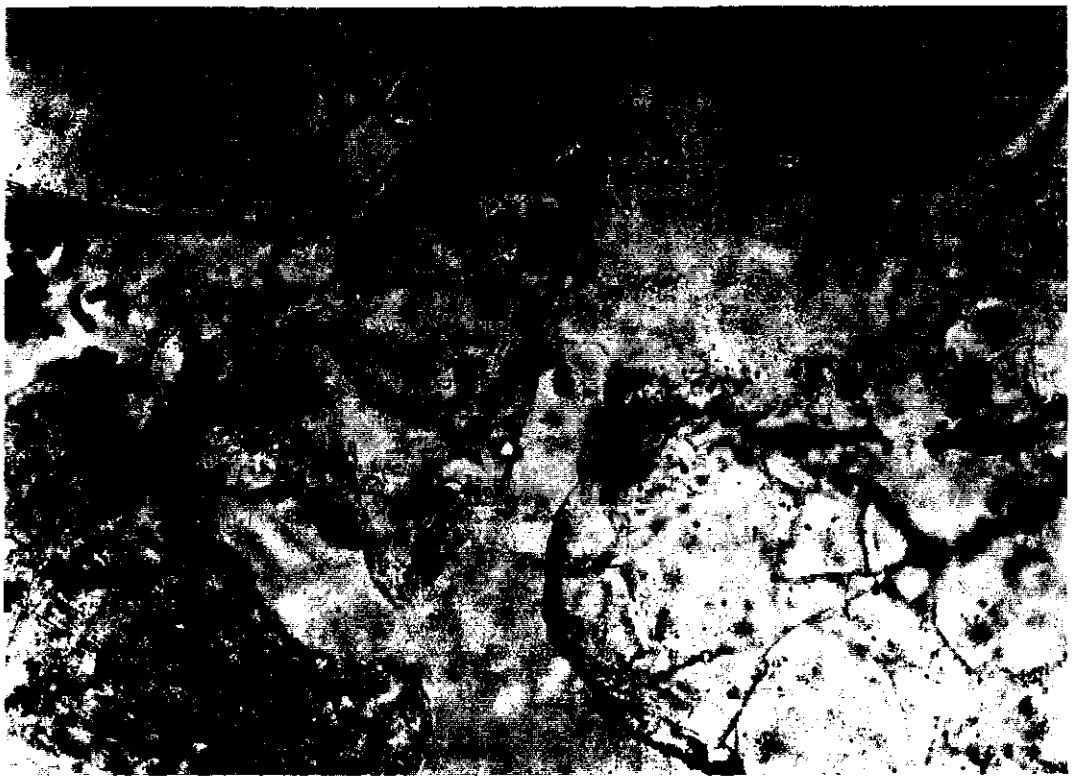


Fig. 37 Op veel plaatsen zijn in de bestudeerde profielen kleine schimmeldraadjes aanwezig, vooral op het oppervlak van de zandkorrels of in de holten tussen deze korrels. De schimmels consumeren organische stof die afkomstig is uit oude bruine humushuidjes, maar ook uit jongere wortelresten. Vergroting: 267x

3BC-horizont / spoor 13 / 50-56 cm - mv. / 6,44-6,50 - NAP

Het aantal plantenresten neemt in deze bodemhorizont nog verder af met de diepte. Het aantal wortels komt ongeveer overeen met het onderste gedeelte van de 3B (spoor 12). Het aantal humushuidjes blijft meer dan tweehonderd per horizontale tellijn. De toename van het aantal schimmeldraden (fig. 37) heeft waarschijnlijk te maken met een intensieve afbraak van bruine humushuidjes in deze laag. Waarschijnlijk komt dit omdat de 3BC bij het stijgen van het grondwater al snel in permanent natte omstandigheden is geraakt.

6.3.3 Beschrijving profiel II

We hebben er voor gekozen om de slijpplaten van profiel II niet uitgebreid te beschrijven, omdat de kenmerken van de verschillende horizonten sterk overeen komen met die van profiel I. We bespreken daarom hier alleen de kenmerken van profiel II die duidelijk afwijken van profiel I.

Eén van de belangrijkste verschillen is de afwezigheid van een duidelijke gelaagdheid in het bovengedeelte van de 2C-horizont (spoor 2). In profiel II komt meer zandig

veen voor met een minder gelaagde structuur. In het overgangsgebied tussen spoor 2 en spoor 3 komen meer onregelmatige structuren voor. Deze zetten zich voort tot onderin de 2C-horizont. De 2C heeft in profiel II een veel onregelmatigere en steiler verlopende grenslaag dan profiel I. In profiel II is de laag dan ook nog wat gecompliceerder van opbouw. Waarschijnlijk heeft deze laag in sterkere mate te maken gehad met kleinschalige hellingbewegingen.

In de 3E-horizont (spoor 4) van profiel II treedt een tot enkele centimeters brede, verticaal verlopende band van spoelzandachtig materiaal op. Deze structuur is van oorsprong een groot, oud wortelkanaal waarin nog erg veel wortelfragmenten in verschillende stadia van decompositie aanwezig zijn. Het kanaal bevat verder ook mineraal materiaal dat ongeveer dezelfde graad van compactie heeft als de omringende 3E-horizont. De opvulling van het kanaal met mineraal en los organisch materiaal, is onregelmatig. Verder komt de 3E-horizont van profiel II overeen met die van profiel I.

Profiel II is bemonsterd tot een diepte van 75 cm. De 3BC-horizont (spoor 13) gaf weinig nieuwe informatie. In de 3C1-horizont (spoor 14) zijn de bruine huidjes nog verder afgebroken dan in de 3BC. Dit gebeurde eveneens onder zeer natte omstandigheden. Ook komen in deze laag enkele smalle langgerekte verticale wortelkanalen met wortelresten voor. Het zijn waarschijnlijk jonge rietwortels uit het veen (1C-horizont, spoor 1) die tot deze diepte het bodemprofiel penetreerden en soms zelfs nog verder gaan.

6.4 Bodemgenese

6.4.1 Algemeen

In deze paragraaf wordt beschreven welke processen verantwoordelijk zijn voor de micromorfologische bodemkenmerken die we hiervoor bespraken. We proberen hierbij zoveel mogelijk een chronologische volgorde aan te houden. Omdat de oudste verschijnselen vooral in de onderste delen van de profielen zichtbaar zijn, beginnen we met deze lagen. Geleidelijk aan werken we naar het oppervlak toe.

6.4.2 Verbruining

Het oudste bodemkenmerk dat we aantroffen waren bruine organische huidjes op het oppervlak van zandkorrels in het minerale deel van de profielen. Deze humushuidjes verkeren in verschillende stadia van omzetting en komen voor in de 3C-, de 3BC-, de 3B- en de 3E-horizont. Dit distributiepatroon wijst op een diep ontwikkelde bruine bosgrond in een vroeger stadium. Vrijwel zeker hebben de huidjes een ontstaansgeschiedenis achter de rug van enkele duizenden jaren. Ze behoorden tot de diep ontwikkelde B- en BC-horizont van een bruine bosgrond die zich na het

Pleistoceen in de dekzandrug ontwikkeld heeft. Het bodemvormende proces waarbij deze huidjes zijn gevormd, staat in de bodemkunde bekend als *verbruining*. Een nadere omschrijving van dit proces wordt gegeven in paragraaf 7.2.4. De bruine huidjes bevatten nauwelijks kleimineralen maar hier en daar wel wat fijne restjes van primaire (uit het oorspronkelijke gesteente afkomstige) mineralen zoals kwarts, sericiet (mica) en veldspaat.

6.4.3 Degradatie van de bruine bosgrond

Algemeen

Op zeker moment kwam aan de vorming van de bruine bosgrond een einde. Vanaf dit moment was er niet langer sprake van de opbouw van een bodemprofiel, maar van een degradatieproces. Hoofdoorzaak van deze ontwikkeling was een vernatting van de bodem door stijgend grondwater. De vernatting maakte een einde aan de verbruining, zorgde voor een intense bleking van de voormalige bruine Bw-horizont en zorgde tenslotte ook voor een sterke aantasting van de Ah-horizont van het voormalige bosprofiel.

Intensiteit van de verbleking

De stijging van het grondwater zorgde voor een sterke vernatting van de bruine bosgrond. Deze bleking trad in het gehele zandprofiel op, maar was in de 3E-horizont meer intens dan in de 3B- en 3BC-horizonten. Het is moeilijk om op basis van het micromorfologische onderzoek aan te geven wanneer dit proces precies begon, wanneer het zijn hoogtepunt bereikte en hoe lang de bleking na het begin van de veengroei nog door is gegaan. Een belangrijk gegeven is in dit verband wel, dat veel van de organische resten van de bruine bosgrond nog geheel of gedeeltelijk en in meer of minder omgezette toestand bestaan; vooral in de ondergrond (spoor 12-14). De bruine humushuidjes in de 3BC-horizont en in de onderkant van de 3B-horizont hebben tijdens de stijging van het grondwater wel enigszins te lijden hebben gehad, maar de afbraak was klaarblijkelijk niet zo langdurig en intens dat deze huidjes volledig zijn afgebroken. De sterkste aantasting (verbleking) van de huidjes vond plaats aan de bovenzijde van de voormalige bruine bosgrond. De bleking is dus een proces dat bovenin het profiel veel sterker is dan onderin het profiel. We zien in het huidige profiel een sterk gebleekte laag in de top van het profiel (3E-horizont) en een afname van de bleking naar beneden toe (3B-3BC-3C-horizont). De (gedeeltelijke) oplossing van de bruine huidjes van een bruine bosgrond vergt een zuur en nat milieu. Een dergelijk milieu zal in de top van het profiel pas in de eindfase van de vernatting zijn opgetreden. Het hoogtepunt van deze degradatie lag vermoedelijk in de periode van de vorming van de 2C-horizont en tijdens de beginperiode van de veengroei.

Podzolering geen hoofdoorzaak van de profielopbouw van de Hoge Vaart-bodems
Het is in onze ogen onwaarschijnlijk dat de intense verbleking van de bovengrond in de bodems van de Hoge Vaart in hoofdzaak veroorzaakt is door podzolering. Hiervoor hebben we meerdere argumenten. Het eerste argument wordt gevormd door de aanwezigheid van ruwe humus in de 2C-horizont (spoor 2-3). Dit humustype behoort bij nattere gronden en is niet of weinig door bodemdieren aangetast. De humus van podzolen laat gewoonlijk veel meer sporen van dierlijke activiteit zien omdat deze bodems vooral in droge en vochtige zandgronden ontstaan (inzijgings-profielen). Een tweede argument is dat de B-horizont niet de karakteristieke verschijnselen toont van ingespoelde humus zoals we die van de inspoelingshorizont van podzolen kennen. Een derde argument ligt in de vele bruine huidjes die nog tot in de 3E-horizont van het bodemprofiel aanwezig zijn. Deze geven aan dat de bodem tot kort voor de fossilisatie van het profiel nog moet hebben bestaan uit een bruine bosgrond. Dit laat geen ruimte voor een langdurige en intensieve podzolering.

De micromorfologische waarnemingen wijzen dus niet in de richting van een langdurige, intensieve podzolering. De zandbodem bij de Hoge Vaart is in onze ogen dan ook geen podzol. Dat in het veld aanvankelijk wel voor dit bodemtype werd gekozen, is goed te begrijpen. Verbleking van de bovengrond door podzolering is immers de bekendste vorm van de formatie van een uitspoelingshorizont in een dekzandgrond. Bovendien ging ook onze voorganger - en enige referent - Havinga bij zijn onderzoek in Flevoland en de Noordoostpolder uit van een podzolbodem (Havinga, 1962).

Het is uiteraard mogelijk dat we vroegere sporen van podzolering niet hebben waargenomen omdat ze zijn uitgewist door latere bodemvormende processen. Deze sporen moeten dan echter weinig intens zijn geweest. Wanneer er toch op enige schaal podzolering zou zijn opgetreden, dan kan dit op twee momenten en op twee manieren zijn gebeurd. De eerste maal zou een lichte podzolering kunnen hebben plaatsgevonden in de periode dat er nog sprake was van een bruine bosgrond onder loofbos. Enige uitloging zou kunnen zijn opgetreden wanneer in dit loofbos open plekken zouden zijn ontstaan. Dergelijke open plekken waren waarschijnlijk kleinschalig en groeiden na enige tijd weer dicht. Vermoedelijk is deze vorm van podzolering dus weinig intens geweest.

De tweede maal dat de omstandigheden voor podzolering gunstig kunnen zijn geweest, was in de periode dat het grondwater begon te stijgen en de tot dan toe droge Bw-horizont van het bruine bosprofiel bereikte. Omdat deze stijging zeer snel is gegaan, zal deze periode echter maar kort hebben geduurd. Het podzoleringsproces kreeg dus nauwelijks kans. Dit volgt niet alleen uit onze ^{14}C-dateringen, maar ook uit de drie bovengenoemde waarnemingen (geen, of zeer weinig biologische activiteit, geen ingespoelde humus, nog veel bruine huidjes). Veel logischer is het om uit gaan van een verbleking onder grotendeels natte omstandigheden. Kortom: het is een te eenvoudige voorstelling van zaken om de profielontwikkeling bij de Hoge Vaart alleen te beschrijven in termen van podzolering. Dit proces kan weliswaar zijn opgetreden, maar het speelde bij de bodemvorming zeker geen hoofdrol.

De kleuring van dekzand onder de 2C-horizont (spoor 2-3)
Het dekzand had oorspronkelijk, dat wil zeggen direct na de sedimentatie, een andere kleur dan de kleur die nu in het veld wordt waargenomen. De oorspronkelijke zanden vertoonden veel minder harde kleuren. De overheersende kleuren waren grijs en wit. De hardere kleuren (bruin, roodbruin, geelbruin, bleekbruin, violet, roodgeel en geel) zijn door bodemvorming tot stand gekomen.

Heel belangrijk was in dit verband de invloed van het organische materiaal in de vroegere bruine bosgrond. Het gaat hier met name om drie groepen van organisch materiaal: humushuidjes op zandkorrels, organische aggregaatjes tussen zandkorrels en wortelfragmenten. Van deze drie zijn de humushuidjes het meest belangrijk, vanwege hun zeer grote aantal en de sterke spreiding over de vroegere Bw-horizont. De rijke kleurvariaties en kleurnuances die we op verschillende diepten van het bodemprofiel waarnemen, zijn vooral een gevolg van de morfologie en de ontwikkelingsgeschiedenis van deze humushuidjes en van processen die later zijn opgetreden.

De oorspronkelijke bruine humushuidjes die voorkwamen in de Bw-horizont van de bruine bosgrond konden een zandkorrel geheel of gedeeltelijk bedekken. Het waren meestal 10 tot 20 µm dikke, of zelfs nog wat dikkere, huidjes. Ieder organisch huidje bestond uit omzettende fijne plantenfragmenten en organisch amorf materiaal met weinig kleimineralen. Wel worden hier en daar wat zeer kleine primaire mineralen zoals kwarts en sericiet (mica), die ook tot de kleifractie behoren, aangetroffen.

Tijdens de latere vernatting en verbleking is de humus in deze oorspronkelijk bruine huidjes aangetast. De humus veranderde van een amorfe toestand (met of zonder fijne plantenresten) in een papperige, colloïdale, amorfe toestand met minder omzettende plantenfragmenten. Deze nieuwe toestand en het feit dat de dikte van de huidjes in verschillende mate afnam, veroorzaakten het merendeel van de kleurveranderingen in het profiel. In plaats van warme bruine, bruingele en gele kleuren ontstonden nu geheel nieuwe kleurschakeringen. De grijze kleur van de 3E-horizont en van delen van de 3B- en 3BC-horizont geven aan dat veel humushuidjes zijn opgelost en dat de witte (kwarts)kleur van de zandkorrels zelf dominant is geworden. Roodbruin, enigszins paars, lichtbruin, roodgeel en geel zijn kleurvariaties die hier vooral verklaard worden via dikteverschillen en omzettingsvariaties van de oorspronkelijk vooral bruine humushuidjes. Intensere kleuring gaat in de bestudeerde profielen meestal gepaard met dikkere humushuidjes, grotere aantallen van met huidjes bedekte zandkorrels en met minder aangetaste organische huidjes. In hoeverre kleurvariaties in humushuidjes gekoppeld zijn aan meetbare veranderingen in chemische samenstelling zou met de elektronenmicroscoop vastgesteld kunnen worden.

Het ontbreken van sporen van dierlijke activiteit
De bruine bosgronden die tegenwoordig aan het oppervlak liggen bevatten gewoonlijk talrijke sporen van dierlijke activiteit, zoals graafgangen en dierlijke excrementen. In de Hoge Vaart-profielen zijn dierlijke excrementen echter nergens in een duidelijke vorm aanwezig. Ze moeten dus tijdens het vernattingsproces uit elkaar zijn gevallen. Graafgangen komen in deze profielen waarschijnlijk wel voor, maar ook hiervan ontbreken nu goed herkenbare voorbeelden die op karakteristieke distributies van mineralen en organisch materiaal berusten. In deze situatie is het vaak moeilijk om dierlijke gangen van wortelkanalen zonder herkenbare wortelresten betrouwbaar van elkaar te scheiden. Bovendien heeft de vernatting van de bodem ook een destabiliserend effect gehad op de gangen- en wortelstelsels. We komen hier verderop in deze paragraaf nog op terug.

6.4.4 Het ontstaan van de 2C-horizont (spoor 2-3)

Algemeen
Net als bij de ondergrond bleek ook de reconstructie van de ontstaansgeschiedenis van de toplaag veel ingewikkelder dan in eerste instantie werd gedacht. Aanvankelijk hadden we de indruk dat de zwartgrijze humeuze laag aan de top van het zandprofiel de Ah-horizont van een oude bodem vertegenwoordigde. Bij het micromorfologisch onderzoek van de beide studieprofielen bleek dit echter niet het geval te zijn. In werkelijkheid gaat het om een verspoelde en vervormde laag die onder steeds nattere omstandigheden, ten dele zelfs onder of door water, is ontstaan. De 2C-horizont vormt dus in genetisch opzicht geen geheel met de onderliggende 3E-horizont. Vermoedelijk heeft het stijgende grondwater op een bepaald moment het maaiveld bereikt en daar de oorspronkelijke Ah-horizont van de bruine bosgrond sterk aangetast. Plaatselijk vond ook enige erosie en hellingbeweging plaats.

De bovengenoemde aantastingen waren zelfs zodanig, dat er nu geen of nauwelijks meer kenmerken van een vroeger Ah-horizont te vinden zijn. Tussen de 2C-horizont en de 3E-horizont ligt dus een hiaat. Ook de top van de vroegere Bw-horizont van de bruine bosgrond kan zijn aangetast. Dit is echter niet meer te achterhalen.

Hieronder bespreken we de genese van de 2C-horizont, voor zover we deze konden volgen in de enkele, nu beschikbare slijpplaten. Het gaat om een eerste analyse, die later zal worden aangevuld met gegevens en inzichten die zullen worden opgedaan bij het vervolgonderzoek van de 2C-horizont dat DLO-Staring Centrum en BIAX *Consult* uitvoeren in de winter van 1996/'97.

De ontstaanswijze van het onregelmatige grensvlak tussen de 2C- en 3E-horizont
Tijdens het veldwerk zagen we in beide studieprofielen dat de onderzijde van de 2C-horizont (spoor 3) een sterk golvend verloop had en ook onregelmatig van uiterlijk was. Ook op microscopische schaal blijkt dit grensvlak een erg onregelmatig verloop te hebben. Over korte afstand en in onregelmatige patronen stijgt en daalt de grenslijn tussen de 2C- en 3E-horizont. Het bodemmateriaal waarin deze onregelmatigheid aanwezig is bestaat uit zand met bruine humushuidjes, afkomstig van de Bw-horizont van de oude bruine bosgrond.

Dat een dergelijk onregelmatig grensvlak ook na erosieve werking nog kan bestaan, kan niet worden verklaard uit de hechte verkitting tussen individuele zandkorrels door bruine humushuidjes. Daarvoor is de bindende werking van de huidjes te gering. Wanneer er rivierwater of uittredend grondwater over het oppervlak van de dekzandrug heen gestroomd heeft, dan zouden zandkorrels zich al gauw uit de bosgrond hebben losgewerkt. Dit zou dan geresulteerd hebben in de vorming van een relatief vlakgelegen grensvlak in plaats van een onregelmatig grensvlak. Uit het feit dat dit niet het geval is leiden we af dat er ofwel geen sterke waterstromen zijn geweest, ofwel dat deze geen grip hebben kunnen krijgen op het oppervlak van de dekzandrug.

Welke elementen kunnen voor een binding van het aanwezige zand hebben gezorgd? En hoe ontstond dan precies het golvende, onregelmatige grensvlak? De oplossing moet naar ons idee worden gezocht in de wortelstelsels die ten tijde van de vernatting in het profiel aanwezig waren. De plantenwortels die op dat moment de toplaag van het zand in groten getale doorwoekerden hebben een volledige erosie van deze laag op de meeste plaatsen kunnen voorkomen. Alleen op de flanken van de dekzandrug spoelde soms een complete bovengrond weg. Bovenop de rug, onder meer bij de door ons onderzochte profielen, had het uittredende water niet voldoende kracht om de band tussen wortels en zandkorrels volledig te verbreken. Het onregelmatige grensvlak berust daarom voor een belangrijk gedeelte op de aanwezigheid van wortels ter plekke. In onze slijpplaten blijken deze wortels gedeeltelijk nog te bestaan, gedeeltelijk ook verteerd of verdwenen te zijn. We vermoeden dus dat er nog vrij veel vegetatie op de rug voorkwam tijdens het onderlopen van de dekzandrug.

Eigenschappen en genese van de 2C-horizont (spoor 2 en 3)
Van onder naar boven is in de 2C-horizont van de studieprofielen een toename van de invloed van water te zien. Onder in spoor 3 (het onderste deel van de spoellaag) is nog veel zand en organische stof aanwezig. Verder naar boven wordt het aandeel van het zand minder, de hoeveelheid plantenresten groter en het organische materiaal steeds veniger. Een ander belangrijk punt is, dat het type humus van de spoelzandlaag geheel anders is dan de humus van de bruine bosgrond. Het is een ruwe zwarte tot zwartbruine humus die merendeels uiteenvalt in hoekige fragmentjes. Er zijn in de 2C-horizont weliswaar ook humushuidjes aanwezig, maar deze bestaan vooral uit een combinatie van zeer fijne en wat grovere zwarte en zwartbruine plantenresten die waarschijnlijk door melanisme zijn gekleurd.

In de plantenresten van de spoelzandlaag zijn geen duidelijke sporen van dierlijke activiteit aangetroffen. Op een enkele plaats komt misschien een onduidelijk herkenbaar excrement voor. Ook ontbreken goed herkenbare vraatsporen aan plantenfragmenten. Klaarblijkelijk was het milieu ten tijde van het ontstaan van de 2C-horizont gedurende grote delen van het jaar zo door- en doornat, dat dierlijke activiteit in de toplaag niet of nauwelijks voorkwam. Misschien waren er toch nog enkele dierlijke gangen aanwezig, maar deze zijn in hun huidige staat zeer moeilijk van wortelgangen te onderscheiden. Hoe hoger we in de 2C-horizont komen, dus in de richting van spoor 2, hoe sterker het inunderende water heeft gezorgd voor het uiteenvallen en verdwijnen van eventueel aanwezige dierlijke kenmerken.

Een laatste verschijnsel dat we hier willen vermelden vormt de laminaire structuur die we plaatselijk in de 2C-horizont (spoor 2) zien. Deze bestaat uit een afwisseling van dunne laagjes van hoofdzakelijk organische inhoud en dunne laagjes van hoofdzakelijk mineralen. Deze gelaagdheid is vermoedelijk in ondiep water ontstaan, in milieus met wisselende stroomsnelheden. In ons slijpplaatmonster zijn de laagjes afgezet in een smal ondiep geultje met een breedte van 7 cm en een dikte van 2 cm. Bovenin dit geultje zijn steeds minder zandkorrels aanwezig en wordt veenvorming belangrijker. Direct boven het geultje begint het rietveen (spoor 1).

Het landschap ten tijde van de vorming van de 2C-horizont

In de periode dat de 2C-horizont (spoor 2 en 3) is gevormd, moet het grondwater jaarlijks gedurende langere tijd aan of boven het maaiveld hebben gestaan. De aanwezigheid van zwarte tot zwartbruine humus en de afwezigheid van dierlijke activiteit in deze toplaag wijst op een hoofdzakelijk nat tot zeer nat milieu, waarin bodemdieren niet of nauwelijks konden bestaan. Bovendien zijn in de profielen plaatselijk laminaire structuren zichtbaar die gevormd zijn in ondiep water. Uit het feit dat in deze perioden nog net geen veen werd gevormd, leiden we af dat het milieu niet permanent nat was. Het terrein moet gedurende zekere perioden ook droog hebben gestaan. Dit blijkt ook uit de aanleg van veel oppervlaktehaarden in deze laag. Een dergelijke aanleg is onwaarschijnlijk in een permanent kletsnat milieu. Toch zal de droge periode (zeer) kort zijn geweest, gezien het (vrijwel) volledig ontbreken van sporen van dierlijke activiteit.

In de onderzochte bodemprofielen vond een relatief geleidelijke overgang van moerassige omstandigheden (spoor 3 en spoor 2) naar veenvorming (spoor 1) plaats. De overgang naar veen gebeurde vooral in de periode van het geultje (profiel I, in spoor 2) en het zandige veen zonder geultje (profiel II, spoor 2). Toch komt bovenin spoor 3 ook al op veel plaatsen veenachtige ruwe humus voor.

Wit zand in de 2C-horizont

Tijdens veldwerk viel op dat de spoelzandlaag plaatselijk spierwit zand bevat. Dit witte zand kan in allerlei vormen optreden: laagjes, lensjes, onregelmatige structuren, maar ook als afzonderlijke zandkorrels, in en nabij wortels, of in holten. Nu het bodemkundige beeld en het ontstaan van de twee onderzochte profielen duidelijker is geworden, kan een betere inschatting van het ontstaan van deze hagelwitte zandkorrels gegeven worden. De eerste stap begint met een onregelmatige erosievlak (tussen spoor 4 en spoor 3) dat ontstaat als de Ah-horizont van de bruine bosgrond, en misschien een gedeelte van de Bw-horizont, verdwijnt. Het geërodeerde bodemmateriaal komt in een moerasachtige omgeving terecht, waarin organische fragmentjes en zandkorrels van elkaar gescheiden worden. Omdat op dit moment geen organisch materiaal van de bruine bosgrond meer in de spoelzandlaag (spoor 3) te vinden is, ook niet in de vorm van bruine humushuidjes op zandkorrels, moet het oude organische materiaal van de bruine bosgrond opgelost, afgeweekt, afgevoerd en verdwenen zijn. Het oude zand uit de bruine bosgrond is nu relatief schoon geworden maar niet spierwit. Om tot een hagelwitte kleur van de zandkorrels te komen moet nog extra bleking zijn opgetreden; meer bleking dan in de gebleekte E-horizont (spoor 4) voorkomt. In recente zandbodems is te zien dat rond eikenwortels vaak hagelwit zand voorkomt. De verklaring hiervoor is ons onbekend; wellicht dat bepaalde looizuren die bij het verteren van eikenwortels vrijkomen voor een versnelde afbraak van organische stof zorgen. Wellicht dat een dergelijk proces ook bij de Hoge Vaart is opgetreden. Op veel plaatsen kwamen wit zand en eikenwortels namelijk in combinatie met elkaar voor.

Pakking en hellingbeweging

Reeds met het blote oog valt op dat de 2C-horizont een nogal chaotische opbouw heeft. Microscopisch is te zien dat onderin deze laag veel meer zandkorrels voorkomen dan bovenin. Bovenin is dus meer organisch materiaal aanwezig. Behalve in het geultje (profiel I, in spoor 2) komt nergens een doorlopende, min of meer horizontale gelaagdheid voor. Ook valt op dat mineralen op een aantal plaatsen nogal ver van elkaar liggen. Meestal liggen ze samen met organische stof in poreuze eenheidjes. Deze open pakking (spoor 3) komt wel in de 2C-horizont voor, maar veel minder of nauwelijks in de onderliggende gebleekte bruine bosgrond (spoor 4 etc.). Deze heeft namelijk een veel dichtere pakking. We zien verder ook vele wortels en wortelgangen. Een deel van de complexiteit van de opbouw van de 2C-horizont is op deze wijze wel te verklaren, maar voor het geheel is deze uitleg onvoldoende.

Een belangrijk element in de discussie is de grenslaag tussen de 2C-horizont (spoor 3) en de 3E-horizont (spoor 4). Deze is onregelmatig en varieert sterk in hoogteligging. Klaarblijkelijk was er in de moerassige fase een onregelmatig microreliëf. Dit betekent dat het materiaal dat in een later stadium op de grenslaag werd gedeponeerd zich aan een hellend vlak moest aanpassen. Dit leverde een onregelmatige opbouw van de onderzijde van de 2C-horizont op (spoor 3). Maar ook hoger in deze laag komen chaotische structuren voor. De meest voor de hand liggende verklaring hiervoor is dat er hellingafwaartse bewegingen van de bodemmassa zijn geweest. De omstandigheden hiervoor waren gunstig: een licht aflopend hellend oppervlak

van de dekzandrug naar de geul en periodiek natte omstandigheden die tot instabiliteit van de toplaag leidden. Met hellingbeweging, waarschijnlijk vooral kleinschalig en over korte afstand, kunnen de meer complexere structuren in de spoelzandlaag beter verklaard en begrepen worden. Zo konden allerlei combinatiestructuren van organisch en mineraal materiaal langs een helling ontstaan, maar eveneens sterk uiteenlopende onregelmatige structuren van alleen zand of organisch materiaal. Normaal zet een hellingbeweging in door een schok. Of de beweging van mensen dit proces versterkt heeft of niet, is niet bekend.

6.4.5 Veengroei

In onze slijpplaten waren alleen de onderste centimeters van het dikke veenpakket aanwezig. In deze centimeters zijn de plantenresten vaak subhorizontaal georiënteerd. Van onder naar boven worden deze resten ook steeds langer. Het aantal zandkorrels wordt naar boven toe steeds kleiner. Wel worden voor het eerst in het bestudeerde bodemprofiel veel diatomeeën aangetroffen. Gips ($CaSO_4.2H_2O$) komt het meeste voor in het rietveen (spoor 1) en in de bovenste 2 cm van de 2C-horizont (spoor 2) met aantallen tussen de 11 en 28. Van 2 tot 5 cm diepte (spoor 3) neemt het gips sterk in aantal af, namelijk tot 4 en minder. Daarna treedt gips nog maar sporadisch in de 2Ceb-horizont (spoor 3) op, als enkelvoudig kristal of in de vorm van rosetten. Het gips is waarschijnlijk niet in de oorspronkelijke bodem ontstaan, maar tijdens de drooglegging van het bodemprofiel ten tijde van de opgraving. Dit door oxidatie van pyriet (FeS_2) en een gelijktijdige beschikbaarheid van carbonaten in het bodemprofiel (Van Gaans, 1989; Ritsema et al., 1992). In het veen zelf komt, volgens microscopie met opvallend licht, weinig pyriet voor. Enkele pyrietframboïden zijn wel hier en daar in het bodemprofiel aangetroffen maar over het algemeen weinig; ook bijna niet in connectie met wortels.

6.4.6 Beworteling

Hoewel veel wortels en wortelgangen in de slijpplaten zijn bestudeerd, is een goed onderbouwde uiteenrafeling van de verschillende soorten wortels niet goed mogelijk zonder gebruikmaking van extra technieken zoals chemische analyse met een elektronenmicroscoop en ^{14}C-dateringen. Door het kronkelen van wortels en de uiterst dunne doorsnede van een slijpplaat bewegen wortels zich meestal in en uit het slijpvlak. Dit maakt het vaak moeilijk om de continuiteit van wortels in slijpplaten te bepalen. In de profielen zijn behalve de jongste rietwortels uit het rietveen - die tot diep (spoor 14 en dieper) in het bodemprofiel doordringen - ook oudere wortelresten aanwezig. Vermoedelijk zijn ze afkomstig van de loofbossen die de bruine bosgrond vormden en van de daarop volgende moerasvegetatie.

Resten van wortelsystemen zijn overal in de twee bodemprofielen aangetroffen. Een concentratie van wortels is waarneembaar onderin de 2C-horizont (spoor 3) en

bovenin de 3E-horizont (spoor 4). Deze hebben soms de vorm van een wortelmat of een wortelsysteem. De grenslaag tussen spoor 3 en 4 is niet messcherp en zeer onregelmatig. De (wortel)gangen passeerden het grensvlak in de slijpplaten niet. Echter, pas bij een messcherp grensvlak - zoals aan de onderkant van het geultje (grens spoor 2 en spoor 3 in de spoelzandlaag van profiel I) - is men verzekerd van een echte discontinuiteit van wortels en wortelgangen en eveneens van hun relatieve ouderdom.

Aan de onderkant van de 3E-horizont (spoor 4) treedt een overgang (spoor 11) naar het paarsig of roodbruine zand van de 3B-horizont (spoor 12) op. In deze overgangslaag is wel een hogere concentratie van wortels aangetroffen, maar verticale wortelgangen continueren vaak tot buiten spoor 11. Ook in dieper gesitueerde grensvlakken (tussen de sporen 12, 13 en 14) doorkruisen wortelgangen deze vlakken.

In het vervolgonderzoek zullen - indien de tijd dit toelaat - met behulp van de elektronenmicroscoop metingen worden verricht om de chemische samenstelling van wortelresten te bepalen. Dan is het mogelijk om vast te stellen of en welke chemische verschillen er bestaan tussen verschillende wortelresten. Dezelfde procedure kunnen humushuidjes ondergaan. Daarna kan de chemische samenstelling van wortelresten en humushuidjes vergeleken worden en wordt duidelijk welke soort relatie tussen de twee bodemeenheden bestaat. Dan kunnen, op een meer betrouwbare basis dan we nu gewerkt hebben, de wortelresten uit het rietmoeras worden gescheiden van de wortelresten van de daaraan voorafgaande vegetaties.

6.5 Conclusies

Het micromorfologische onderzoek leverde de volgende hoofdlijnen en conclusies op:

1. De eerste fase van de bodemvorming in de onderzochte dekzandrug was het ontstaan van een diep ontwikkelde bruine bosgrond (spoor 14, 13, 12, 11, 4). De vorming van deze bodem heeft waarschijnlijk enkele duizenden jaren geduurd en komt tot uitdrukking in bruine organische huidjes op de oppervlakte van zandkorrels in de 3E, 3B, 3BC en 3C-horizont (spoor 4, 11, 12, 13, 14).
2. Mogelijk vond onder vrij kortstondig bestaande en steeds wisselende open plekken in het loofbos enige podzolering van de bruine bosgrond in de dekzandrug plaats. Deze podzolering was echter weinig intensief en is niet de hoofdoorzaak van de dikke, sterk gebleekte 3E-horizont (spoor 4). De profielen in de dekzandrug zijn dan ook geen podzolen.
3. De sterke verbleking die in de 3E-horizont, maar ook in de daaronder liggende 3B-, 3BC en 3C-horizont zichtbaar is, vond onder natte tot zeer natte omstandigheden plaats. Het is een relatief laat proces dat plaatsvond kort voor en tijdens de verdrinking van de bodems in de dekzandrug. Onder de toenmalige natte en zure omstandigheden werden de bruine huidjes van de voormalige bruine bosgrond sterk aangetast, waarbij een papperige, colloïdale, amorfe humus

ontstond. De meest intense verbleking heeft plaatsgevonden in de top van de bruine bosgrond.

4. Toen het stijgende grondwater het maaiveld naderde, vond in de top van de bruine bosgrond erosie en vervorming door hellingbeweging plaats. Hierbij werd de Ah-horizont sterk aangetast en mogelijk ook een gedeelte van de Bw-horizont. Op en rond de dekzandrug moet in deze tijd een begin van moerasvorming plaats hebben gevonden. In een deel van het jaar lag het terrein echter nog droog.
5. Toen de moerasvorming zich uitbreidde, ontstond een min of meer permanent natte situatie. In deze periode stond het terrein lange tijd per jaar onder water. De dierlijke activiteit was in deze periode (uiterst) gering. In deze periode vond een intensivering en verdieping van de bleking van de oudere, bruin gekleurde bodem plaats. Plaatselijk trad ook verspoeling van zand op, waarbij kleine geultjes werden gevormd. Deze werden opgevuld door een onderwaterafzetting (afwisselend dunne minerale en veenachtige laagjes). Plaatselijk werd zand spierwit gekleurd, mogelijk onder invloed van eikenwortels.
6. Het laatste stadium in de bodemvorming was de vorming van veen. Het moerasbos veranderde hierbij in een rietmoeras. In de beginfase van de rietveenontwikkeling was er mogelijk enige invloed van brak of zout water. De aanwezigheid van diatomeeën, pyriet en calcium vormen hiervoor aanwijzingen. Ook in de beginperiode van de veenvorming zal in het zandprofiel nog verbleking hebben plaatsgevonden. Deze reikte tot de 3BC en 3C-horizont (spoor 13 en 14). Hellingbewegingen in de 2C-horizont waren aan het begin van de veenvorming nog steeds mogelijk, maar namen op den duur sterk af. Wortels van riet penetreerden tot zeer diep in het onderliggende zandprofiel.
7. Toen de bodemprofielen bij de opgraving 'Hoge Vaart' werden drooggelegd, ontstonden aan de bovenzijde van het profiel (spoor 1-2) gipskristallen.

7 Synthese

7.1 Inleiding

De resultaten van het geologisch-bodemkundige onderzoek, het ^{14}C-onderzoek, de paleo-ecologische analyse en het micromorfologische onderzoek maken het mogelijk om de landschapsontwikkeling in het Mesolithicum en Vroeg-Neolithicum te reconstrueren. In dit hoofdstuk presenteren we een voorlopige reconstructie op basis van de gegevens die in de nazomer van 1996 beschikbaar waren. Ongetwijfeld zal het beeld in de navolgende periode nog nader kunnen worden aangevuld, gepreciseerd en gedateerd. We behandelen hieronder de ontwikkeling die bodem en landschap doormaakten in het Holoceen tot aan het tijdstip waarop de dekzandrug langs de Eem met veen overgroeid raakte (ca. 5500 BP). We onderscheiden daarbij vijf ontwikkelingsstadia (fase I t/m V). Een schematisch overzicht van de hieronder beschreven bodemkundige en landschappelijke processen vindt u in bijlage 2 van dit rapport.

Omdat dit rapport in de eerste plaats bedoeld is voor archeologen, en bodemkunde voor de meeste archeologen geen dagelijkse kost is, hebben we ervoor gekozen om de processen vrij uitgebreid te behandelen. Behalve eigen onderzoek hebben we daarbij ook algemene inzichten uit de bodemkunde en ecologie gebruikt. De tekst van dit hoofdstuk is daardoor vrij lang geworden. We hopen dat dit euvel enigszins wordt gecompenseerd door de ruimere context die op deze wijze wordt geboden.

7.2 Fase I: ontstaan van een bosecosysteem tijdens het Preboreaal, Boreaal en Vroeg-Atlanticum

7.2.1 Overzicht

Aan het eind van het Weichselien stonden de belangrijkste terreinvormen in het dekzandlandschap langs de Eem min of meer vast. Al snel na de afzetting van het dekzand raakte het gebied begroeid en kwamen de eerste bodemvormende processen op gang. Deze ontwikkelingen raakten in een stroomversnelling bij het aanbreken van het Holoceen. Het klimaat verbeterde, een open kruidenvegetatie veranderde geleidelijk in een zwaar loofbos en de maagdelijke, bleekgrijze zandbodem ontwikkelde zich langzaam maar zeker tot een diepdoorwortelde, bruingekleurde bosbodem. Hoe een en ander in zijn werk ging en welke sporen deze ontwikkelingen in de huidige bodem hebben nagelaten, wordt in deze paragraaf uit de doeken gedaan.

De ontwikkelingen die in deze paragraaf zijn beschreven, konden niet van een scherpe datering worden voorzien. Hiervoor ontbreekt het ons aan goed dateringsmateriaal. Op grond van algemene inzichten uit de paleo-ecologie en bodemgenese en op basis van de latere ontwikkelingen bij de Hoge Vaart die we beter konden dateren, gaan

we bij fase I uit van een datering in het Vroeg-Holoceen, dat wil zeggen in het Preboreaal, Boreaal en de eerste helft van het Atlanticum (10 000-6500 BP). Deze datering kan in de toekomst door aanvullend paleo-ecologisch en ^{14}C-onderzoek worden gepreciseerd.

7.2.2 Het landschap

Uit paleogeografische reconstructies van de Rijks Geologische Dienst en van Rijkswaterstaat blijkt dat de omgeving van de Hoge Vaart in het Vroeg-Atlanticum (ca. 7000 BP) nog deel uitmaakte van een uitgestrekt dekzandlandschap. Dit landschap sloot direct aan bij de hogere gronden van het Gooi en de Veluwe (Zagwijn, 1986; Lenselink, 1996). De veen- en mariene zone lag in deze tijd nog vele kilometers noordelijker, op geruime afstand van de onderzochte dekzandrug. In het dekzandlandschap zelf zal de veengroei tot die tijd zeer beperkt zijn geweest. De vorming van Boreaal veen is in deze streek zeker niet onmogelijk, maar zal toch van beperkte omvang zijn geweest (Havinga, 1962; Ente et al., 1986, 46). Alleen in verlandende stroomgeulen en op plaatsen met een intensieve kwel vanaf de hogere gronden zal mogelijk sprake zijn geweest van enige veengroei. De mesolithische mens kon de bestudeerde dekzandrug van de Hoge Vaart in het Vroeg-Atlanticum vanuit het zuiden nog over land bereiken. Om vanaf de hogere gronden de Eemvallei te bereiken dienden de jagers een geaccidenteerd dekzandgebied te doorkruisen. Dit gebied was in die tijd begroeid met uitgestrekte loofbossen. Een andere mogelijkheid was een tocht over water via de Eem of één van de Noord-Veluwse beken.

7.2.3 De vegetatie

Uitgaande van de algemene vegetatiegeschiedenis van het Laat-Glaciaal, nemen we aan dat het maagdelijke dekzandlandschap dat aan het einde van de Jonge Dryasperiode in Zuidelijk Flevoland aan de oppervlakte lag, al snel begroeid is geraakt. In het Laat-Glaciaal ging het nog om een open vegetatie met veel kruiden, maar toen de temperatuur rond 10 000 BP ging stijgen en het Preboreaal (Holoceen) aanving, veranderde de boomarme kruidenvegetatie langzaam maar zeker in een bosvegetatie met dennen (*Pinus*) en berken (*Betula*) (Zagwijn, 1986; Leinders et al., 1992). In het begin van het Boreaal (ca. 9000 BP) arriveerde de eerste thermofiele boomsoort in Nederland: de hazelaar (*Corylus*). Hoewel de hazelaar zich in de loop van het Boreaal sterk kon uitbreiden, werd deze relatief lichtminnende soort aan het einde van deze periode en in het begin van het Atlanticum sterk teruggedrongen door linde (*Tilia*), eik (*Quercus*) en iep (*Ulmus*), later ook door els (*Alnus*) en es (*Fraxinus*).

In de omgeving van de dekzandrug langs de Eem waren linde, eik en els de belangrijkste boomsoorten tijdens het Atlanticum. Hierbij valt vooral het hoge aandeel van de linde op. Bij het palynologisch onderzoek bleek dat in de diepere ondergrond

(3BC-horizont, spoor 13) van de bestudeerde bodems hoge pollenpercentages van linde (*Tilia*) voorkomen. Plaatselijk komen zelfs klontjes lindepollen in de ondergrond voor: een teken dat de boom daadwerkelijk op de dekzandrug heeft gestaan. De pollenspectra uit de 3BC-horizont leiden dan ook tot de volgende twee conclusies: (1) de dekzandrug langs de Eem is in de eerste helft van het Atlanticum langdurig bedekt geweest met loofbos; (2) de dominante boomsoorten in dit loofbos waren linde en eik.

Opvallend is vooral de nadrukkelijke aanwezigheid van de linde. De linde arriveerde rond 7500 BP (6500 v. Chr.) in onze streken en had in het Atlanticum een duidelijk optimum. Op talrijke plaatsen in Nederland en België zijn grote hoeveelheden lindepollen aangetroffen van Atlanticum-ouderdom. Opvallend hierbij is dat de linde niet alleen op löss-, klei- en lemige zandgronden veel voorkwam, maar ook op leemarme en zwaklemige dekzanden (Sevink et al., 1970; Janssen, 1974; Verbruggen, 1984). Tegenwoordig komt de linde op deze arme substraten maar weinig voor (Van der Werf, 1991, 114). We nemen daarom aan dat de bodem van de dekzandrug in het Atlanticum vrij rijk moet zijn geweest.

Het pollen van de els (*Alnus*) dat in de BC-horizont wordt aangetroffen is vrijwel zeker afkomstig van de lagere gronden in de (wijdere) omgeving van de dekzandrug. Dit geldt ook voor het pollen van wilg (*Salix*), iep (*Ulmus*) en veenmos (*Sphagnum*).

Behalve van linde en els komt in de bosondergrond van de bestudeerde dekzandrug ook pollen voor van eik (*Quercus*), hazelaar (*Corylus avellana*), berk (*Betula*), maretak (*Viscum album*), klimop (*Hedera helix*), bosanemoon (*Anemone nemorosa*) en diverse varensoorten (*Dryopteris, Polypodium, Pteridium aquilinum*) voor. Welke van deze soorten nu precies in het linden-eikenbos hebben gestaan is nog niet geheel duidelijk. Loofbossen waarin linde domineert zijn in de regel zeer schaduwrijk. De ondergroei zal in deze bossen dan ook aanvankelijk vrij gering zijn geweest. Alleen bij het omvallen van bomen door storm, ziekten en kleinschalige ingrepen door de mens ontstonden tijdelijk kleine openingen in het schaduwrijke bos, waardoor soorten uit de struik- en kruidlaag een belangrijker rol konden gaan spelen. Het is echter de vraag of in de lindebossenuit het Vroege of Midden-Atlanticum reeds substantiële hoeveelheden hazelaar (*Corylus*), berk (*Betula*) en varens voorkwamen. In een vrijwel gesloten eiken-lindenbos is gewoonlijk weinig plaats voor deze meer lichtminnende soorten die we eerder in wat opener bossen kunnen verwachten. Op droge substraten staan berk en adelaarsvaren bovendien meestal op wat armere, zuurdere gronden dan linde. Vermoedelijk horen deze soorten dus niet bij het primaire loofbos, maar bij het secundaire bos dat ontstond bij verstoring van de oorspronkelijke bosvegetatie (zie par. 7.4).

Het is uiteraard ook mogelijk dat er pollen uit vroegere perioden (Preboreaal, Boreaal) in de bodem bewaard is gebleven. Bij het pollen van bijvoorbeeld *Betula, Pinus, Corylus, Ericales, Succisa pratensis, Polypodium, Dryopteris* en *Lycopodium* zou een zekere bijmenging van oud pollen kunnen zijn opgetreden. Deze soorten kwamen namelijk ook vóór het Atlanticum al voor. In de pollenspectra die Havinga tot het Boreaal rekende waren deze soorten nadrukkelijk aanwezig (Havinga, 1962).

Voor de maretak en de klimop is een Atlanticum-ouderdom wel waarschijnlijk. In de palynologie gelden deze soorten als typische indicatoren voor de loofbossen van het Atlanticum. De maretak (*Viscum album*) is een karakteristieke dwergheester die groeit op stammen en takken van bomen en struiken. Ook tegenwoordig komt deze soort nog vaak op lindebomen voor en niet of nauwelijks op eik (Weeda et al., 1985-94, 2, 180). Net als de maretak kan ook de klimop zeer goed gedijen in lindebossen (Rackham, 1980, 248).

7.2.4 De bodem

Overzicht
Direct na de afzetting van het dekzand in het Laat-Glaciaal begon zich in de dekzandrug langs de Eem een bodem te vormen. Hieronder beschrijven we de belangrijkste bodemvormende processen: (1) vorming van een humusprofiel; (2) biologische homogenisatie; (3) ontkalking; (4) verbruining. Ook gaan we in op de gevolgen die de bodemontwikkeling had voor de nutriëntenhuishouding.

Vorming van een humusprofiel
De open kruidenvegetatie waarmee het Jonge Dekzand in de loop van de Jonge Dryas-periode (11 000-10 000 BP) begroeid raakte, zorgde voor een eerste aanrijking van de nog maagdelijke en lichtgekleurde zandbodem. Uitgaande van de algemene bodemkundige ontwikkeling op dergelijke substraten zullen de afbraakproducten van deze vegetatie voor het ontstaan van een dunne, oppervlakkige strooisellaag hebben gezorgd (Schachtschabel et al., 1989). Omdat de vertering in deze beginperiode nog vrij slecht was, hoopte het materiaal zich op en vormde een strooisellaag van ruwe humus (O-horizont). Na verloop van tijd nam de activiteit van de bodemfauna toe en werd de humus van de strooisellaag beter verteerd en gemengd met de bovengrond. Bodemdieren en plantenwortels zorgden voor een doorbreking van de oorspronkelijke gelaagdheid van het zand en voor een zekere menging van de bovengrond. Geleidelijk aan vormde zich onder de strooisellaag een zwarte Ah-horizont die in de beginperiode nog direct boven een lichtgekleurde dekzandondergrond lag (ondiep O-Ah-C profiel).

Deze ontwikkelingen versterkten zich toen in de loop van het Holoceen het klimaat verbeterde en het landschap steeds verder met bos bedekt raakte. De aanvoer van strooisel werd groter, de omzettingssnelheid hoger en de biologische menging intensiever en diepgaander. Als resultante van strooiselaanvoer en strooiselafbraak ontwikkelde zich aan de top van de zandbodem een gedifferentieerd humusprofiel.

We konden helaas niet meer nagaan hoe het humusprofiel van de Hoge Vaart-bodems er in het Vroeg-Holoceen hebben uitgezien. Het slijpplaatonderzoek toonde namelijk aan dat van de oorspronkelijke oppervlakkige humuslaag waarschijnlijk niets meer over is.

Biologische homogenisatie

De overgang van een lage kruidenvegetatie naar een zwaar ontwikkeld loofbos had belangrijke gevolgen voor de biologische menging van de bodem. Deze menging, vaak biologische homogenisatie genoemd, nam in de loop der eeuwen sterk toe. Onder de kruidenvegetaties van het koude Laat-Glaciaal zal deze homogenisatie nog zeer oppervlakkig zijn geweest. Toen bij het aanbreken van het Holoceen het klimaat geleidelijk aan verbeterde en de open kruidenvegetatie werd vervangen door bomen, resulteerde dit in een diepere en meer intensieve homogenisatie van het bodemprofiel door boomwortels, plantenwortels en bodemdieren. De beworteling doorbrak de dichte pakking van het dekzand en zorgde voor een goede doorluchting van de diepere bodemlagen. De bodemfauna volgde doorgaans de beworteling. Vertering van afgestorven wortels leverde namelijk een verhoogde bioactiviteit in en rond oude wortelkanalen op. Dit leverde een aanrijking op van geheel of gedeeltelijk omgezette organische stof in de ondergrond, wat gunstige voorwaarden schiep voor nieuwe wortels. Ook de bodemfauna zal voor een zekere homogenisatie van de bodem hebben gezorgd, zeker wanneer hierbij ook regenwormen waren betrokken. Geleidelijk aan ontstond op deze wijze een goed doorwortelde, intensief gemengde, losgepakte bodem met een hoge omzettingssnelheid van organische stof.

Ontkalking

Een ander bodemvormend proces dat na afzetting in het dekzand plaatshad, was een ontkalking van de bovengrond. In de huidige situatie bevatten de Nederlandse dekzanden niet of nauwelijks kalk ($CaCO_3$). Alleen op plaatsen waar kwelwater uit de diepere ondergrond naar boven komt vinden we in het dekzandlandschap kalkrijke bovengronden. Op de hogere gronden zijn de dekzanden gewoonlijk kalkloos. De vraag is of dit altijd zo is geweest. Veel geologen en bodemkundigen nemen aan dat de dekzanden ten tijde van afzetting (Pleniglaciaal en Laat-Glaciaal) deels kalkhoudend moeten zijn geweest. Uit mineralogisch onderzoek is gebleken dat de samenstelling van de dekzanden vaak een sterke gelijkenis vertoont met die van de geologische afzettingen in de ondergrond. Het materiaal waaruit de dekzanden werden afgezet is waarschijnlijk voor een belangrijk deel van lokale herkomst. Waar kalkhoudende mariene of fluviatiele sedimenten aan het oppervlak lagen kon dus ook kalkhoudend dekzand ontstaan, een situatie die vergelijkbaar is met de afzetting van kalkrijke duinen langs onze hedendaagse kust. Een aardig detail is in dit verband ook het voorkomen in het Laat-Glaciaal van het plantje *Dryas octopetala*. Dit plantje, dat zijn naam heeft gegeven aan de beide tijdvakken waarin het Jong Dekzand werd afgezet (Oude en Jonge Dryas-periode) is een kalkminnende soort.

Wanneer het dekzand inderdaad voor een deel kalkrijk is afgezet, moeten we voor de beginperiode rekening houden met een relatief hoge pH van de bodem (ongeveer 7) en een goede bezetting van de organischestoffractie met basische kationen, zoals Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} en K^{+}. Reeds in het Laat-Glaciaal kwam een proces van ontkalking op gang dat zich in het Holoceen voortzette totdat de kalk geheel was opgebruikt. De ontkalking gebeurde door natuurlijke bodemverzuringsprocessen. Deze processen behandelen we in paragraaf 7.4.4 meer gedetailleerd.

Het inzijgende, licht zure regenwater zorgde in de loop der tijd voor oplossing en uitspoeling van basen naar de diepere ondergrond en daarmee voor een daling van de pH en een afnemende basenbezetting aan het organisch complex in de bovengrond. In paragraaf 7.4.4 zullen we nader op het proces van bodemverzuring ingaan.

Het gevolg van dit ontkalkingsproces in de bovengrond was dat de grens tussen kalkhoudend en kalkloos dekzand in de loop van het Holoceen steeds dieper wegzakte.

Dit zal belangrijke gevolgen hebben gehad voor de vegetatie op deze dekzanden. Wellicht heeft het dekzandlandschap oorspronkelijk een meer kalkminnende vegetatie gekend. Deze vegetatie veranderde door de ontkalking van de bovengrond en het opraken van andere zuurbindende stoffen langzamerhand in een meer 'zure' vegetatie. De aanwezigheid van een zwaar loofbos zal deze verandering echter sterk hebben gebufferd. In een goed ontwikkeld bosecosysteem liggen de meeste basen vast in de natuurlijke kringloop van de bosvegetatie, de beworteling en de strooisellaag. In een dergelijk systeem spoelen slechts weinig basen uit, waardoor de pH van de bovengrond slechts zeer langzaam zal dalen en de basenbezetting van de organische stof vrij goed op peil blijft. Dit goed gebufferde ecosysteem kan voor een langdurig naijleffect zorgen van de voormalige kalkhoudende omstandigheden in de bodem. Wellicht ligt hierin één van de belangrijkste verklaringen voor de oorsprong van de uitgestrekte lindebossen op de Noordwest-Europese dekzanden. Wellicht kon de linde zich goed vestigen in deze gebieden door de aanvankelijke aanwezigheid van een meer kalkhoudend sediment en kon het lindebos zich handhaven door de goede buffering van het bosecosysteem en de stabiliteit van de nutriëntenkringloop.

Overigens konden we in de bodemprofielen op de Hoge Vaart nergens kalkhoudend dekzand aantonen. Een groot aantal tests met behulp van geconcentreerd zoutzuur (HCl) leverden alle een negatief resultaat. Dit is niet verwonderlijk. De enorme hoeveelheid zuur water dat in de periode vóór en tijdens de moeras- en veenvorming door de profielen heeft gestroomd zal nagenoeg alle kalk hebben opgelost en afgevoerd. Alleen in de organische fractie van de diverse bodemlagen bleven nog enkele sterk gebonden Ca-ionen over.

Verbruining van de bodem

De ontkalking van de bovengrond maakte de weg vrij voor een ander belangrijk bodemvormend proces: *verbruining*. Dit proces verloopt alleen goed onder wat zuurdere omstandigheden, dus bij een pH lager dan 7 (Schachtschabel et al., 1989, 371-372). Het witgrijze dekzand dat in het Laat-Glaciaal was afgezet bevatte behalve een grote hoeveelheid kwarts (siliciumoxide) ook een kleine hoeveelheid andersoortige mineralen, zoals veldspaten, glimmers, mica's, chloriet en een aantal zware mineralen (Maarleveld, 1968; Breeuwsma, 1987). Een deel van deze mineralen werd in de navolgende periode afgebroken, onder meer door herhaaldelijke afwisseling van vorst en dooi en door allerlei vormen van chemische verwering. Bij dit verweringsproces - dat tot op een diepte van vele decimeters kon plaatsvinden - ontstonden uit de primaire mineralen allerlei afbraakproducten.

Voor ons verhaal is vooral de verwering van ijzer- en aluminiumhoudende silicaten van belang waarbij als afbraakproduct onder andere bruingekleurde ijzer- en aluminiumverbindingen (voornamelijk oxiden en hydroxiden) ontstonden.

Een tweede proces - vermoedelijk nog belangrijker dan het eerste - was de omzetting van plantenwortels in het bodemprofiel. Hierbij kwam een veelheid aan organische verbindingen in de bodem terecht, waaronder ook zeer resistente humusverbindingen. In een proces dat honderden, zo niet duizenden jaren in beslag nam, zette een deel van deze verbindingen zich in de vorm van bruine humushuidjes af op de zandkorrels. Deze huidjes bestaan in meerderheid uit zeer resistente humaten die niet alleen allerlei lange koolstofketens bevatten, maar ook talrijke andere elementen zoals ijzer, aluminium, calcium, kalium, magnesium, fosfor en zwavel.

De vorming van de bruine humushuidjes en het ontstaan van ijzer(hydr)oxiden door mineraalverwering leidden in de loop der eeuwen tezamen tot een karakteristieke *verbruining* van het bodemprofiel. Deze verbruining zal in de bovengrond al zijn begonnen onder de toendravegetaties in het Laat-Glaciaal. De meest intense verbruining vond dicht onder het oppervlak en langs wortelkanalen plaats. Hier waren de fysische en chemische omstandigheden voor verbruining namelijk optimaal en was een overvloedige hoeveelheid organisch materiaal aanwezig. In de loop der tijd kon de verbruining tot vele decimeters diep reiken. Diepgaande, intensieve verbruining zal echter pas zijn opgetreden in de loop van het Holoceen, en dan vooral in de periode dat er uitgestrekte loofbossen op de dekzanden stonden (Boreaal, Atlanticum). Het lichtgekleurde dekzand veranderde geleidelijk in een diepbruin gekleurd bosprofiel.

Beworteling en dierlijke activiteit maakten het van oorsprong zeer dicht gepakte dekzandpakket steeds losser en luchtiger, waardoor de verbruining tot steeds grotere diepte optrad. Onder de donker gekleurde strooisellaag (O-horizont) en humushorizont (Ah-horizont) ontstond een bruine laag van enkele decimeters dikte. Het bovenste, meest bruine deel van deze laag noemen we in de bodemkunde meestal de Bw-horizont. Verder naar beneden verandert de kleur geleidelijk via geelbruin (BCw-horizont) naar geelwit (C-horizont). Het zeer ondiepe initiële bodemprofiel (Ah-C profiel) uit de vorige fase ontwikkelde zich in de loop van het Boreaal en Atlanticum dus tot een diepe bruine bosgrond (Ah-Bw-BCw-C profiel).

De naam *bruine bosgrond* die we in dit rapport veelvuldig gebruiken is een vrij ouderwetse term die de genese nochtans zeer goed aangeeft. In het huidige Nederlandse systeem van bodemclassificatie behoort dit type zandgronden tot de *vorstvaaggronden* (code: Zb21 en Zb23). Wanneer in de loop der tijd ook enige uitspoeling van aluminium is opgetreden, worden deze gronden tot de *moderpodzol-gronden* gerekend (De Bakker & Schelling, 1966). Bij de classificatie van de Nederlandse bodemprofielen speelt overigens de genese een ondergeschikte rol. Het gebruik van de letter w (*weathering*) voor het aangeven van verbruinde horizonten in vorstvaaggronden en moderpodzolen negeert ten onrechte de rol van de organische stof bij de verbruining.

In de profielen van de Hoge Vaart konden we de resultaten van het verbruiningsproces waarnemen tot op een diepte van ca. 90 cm. Vermoedelijk is dit ook het diepste niveau dat de verbruining in het Atlanticum heeft bereikt. Direct onder deze laag is het dekzand namelijk nog zeer dicht gepakt en is de sedimentaire gelaagdheid nog vrijwel volledig intact gebleven. Alleen enkele dikke boomwortels zijn soms tot deze diepere lagen doorgedrongen.

Nutriëntentoestand

Hoe moeten we ons de voedingstoestand van de bodem voorstellen tijdens het Vroege Atlanticum? Vermoedelijk als een nagenoeg gesloten kringloop. We zagen hierboven al dat de vegetatie van de dekzandrug in deze periode werd gedomineerd door een gesloten bosvegetatie met veel linde. Uit modern bosecologisch onderzoek blijkt dat de basenverzadiging van het humusprofiel onder zulke vegetaties in de regel vrij hoog is. Dat wil zeggen dat de bodem nog niet is verzuurd en dat de organische stof nog relatief veel Ca- en Mg-ionen bevat (Sioen et al., 1991). We kunnen daarom aannemen dat de pH van de bovengrond van de dekzandrug in het Vroege Atlanticum rond de 7 zal hebben gelegen.

Ook is bekend dat onder lindebossen een snelle omzetting van het strooisel plaatsvindt. De nutriënten die hierbij vrijkomen worden voor het overgrote deel gerecycled, dat wil zeggen dat ze onmiddellijk weer worden opgenomen in het bosecosysteem. Dit gebeurt of wel door vastlegging in het humusprofiel of wel door opslag in de bovengrondse vegetatie of de ondergrondse beworteling (De Waal, 1996; Bisdom et al., 1996). De beworteling zorgde ervoor dat voedingsstoffen uit het bodemvocht weer snel in het systeem werden opgenomen. Op deze wijze voltrekt zich een min of meer gesloten kringloop van voedingsstoffen. De uitspoeling van nutriënten naar de ondergrond wordt hierdoor sterk vertraagd. In bijlage 2 hebben we de kringloop daarom gekarakteriseerd met een cirkel en de geringe uitspoeling door een klein pijltje naar beneden.

7.2.5 De waterhuishouding

De dekzandrug bij de Hoge Vaart ligt direct naast een voormalige stroomgeul van een rivier of beek. De nabije aanwezigheid van deze geul zorgde voor een goede drainage van de bodemprofielen in de dekzandrug. De grondwaterstanden zullen dientengevolge ook een nauwe samenhang hebben vertoond met de waterstand in de geul. De basis van de geul ligt overigens tussen de 9 en 10 m - NAP, de top van de dekzandrug op ca. 6 m - NAP. Voor een goede inschatting van de grondwaterstanden is een nauwgezet geologisch en paleo-ecologisch onderzoek nodig van de geulopvulling en de veenafzettingen in de omgeving. Met behulp van een serie gerichte ^{14}C-dateringen kan dan vervolgens een grondwaterstandcurve worden opgesteld (Gotjé, 1993). Omdat deze curve in de nazomer van 1996 nog niet beschikbaar was, geven we hieronder een viertal overwegingen die mee kunnen helpen om het probleem op te lossen.

1. De hoogte van de zeespiegel lag omstreeks 7000 BP op 12 á 13 m - NAP-hoogte (Van de Plassche, 1982). Hieruit mag echter niet worden afgeleid dat ook de gemiddelde grondwaterstand in de Hoge Vaart rond deze diepte zal hebben gelegen. De site bevond zich in deze tijd vrij ver landinwaarts op vele kilometers afstand van de zee. Hierdoor is het mogelijk dat de waterbeweging in het getijdensysteem van de zee een minder sterke correlatie vertoont met de waterstanden in de Eem en de fluctuaties van het grondwater in het dekzandlandschap (Gotjé, 1993). Gezien het verhang van de rivier de Eem en de wetenschap dat de bovenkant van het grondwater landinwaarts een sterke helling kan vertonen, moeten we met hogere grondwaterstanden rekening houden.
2. In het Vroege Atlanticum was in het gebied van de Hoge Vaart nog geen sprake van een sterke invloed van de zee. De aangetroffen stroomgeul zal voornamelijk water uit het achterland hebben afgevoerd. Er van uitgaande dat dit achterland in die tijd nog voor een groot deel bedekt was met loofbos, kunnen we uitgaan van een sterk gebufferde afvoer van het oppervlaktewater. Piekafvoeren zullen minder vaak zijn voorgekomen dan in later tijd; bovendien zullen de pieken minder hoog zijn geweest. Weliswaar zal het riviertje in de winter en het voorjaar hogere waterstanden hebben gehad dan 's zomers, de peilverschillen zullen echter aanzienlijk lager zijn geweest dan in later tijd toen de bossen in het achterland door de mens werden aangetast en bovendien de zee een steeds grotere rol ging spelen in het gedrag van de Eem.
3. De bodemprofielen in de dekzandrug op de Hoge Vaart geven aan dat in het Atlanticum nog zeer lang sprake is geweest van bodemvorming onder droge omstandigheden. De twee profielen die we onderzocht hebben in de top van de dekzandrug vertoonden tot een diepte van ca. 90 cm nog sporen van intensieve verbruining. Beneden de 90 cm kwam alleen grijsgekleurd sterk gereduceerd zand voor. Dit betekent dat de bovenste 90 cm van de dekzandrug gedurende een lange periode grote delen van het jaar boven het grondwater moet hebben gelegen. We vermoeden daarom dat de grondwaterstand tijdens grote delen van het Atlanticum in het voorjaar minimaal op 90 cm diepte (6,80 m - NAP) heeft gelegen.
4. Reeds eerder beschreven we dat het Jong Dekzand in de rug tot ongeveer 1,5 m diepte is verstoord door wortels en mogelijk ook door bodemdieren (par. 3.2.7). Daaronder is de laminaire structuur van het dekzand nog intact gebleven. We leiden hieruit af dat de top van de gereduceerde, permanent natte en daardoor onbewortelbare zone in de hoogtijdagen van het Atlanticum-bos rond de 1,5 m - mv., dat wil zeggen op ca. 7,5 m - NAP heeft gelegen. Combinatie van [3] en [4] leidt tot de hypothese dat de grondwaterspiegel in de periode vóór de vernatting gedurende langere tijd gefluctueerd heeft tussen ca. 0,90 m - mv. (voorjaar) en ca. 1,50 m - mv. (najaar).

7.3 Fase II: lichte degradatie van het bosecosysteem tijdens het Atlanticum

7.3.1 Overzicht

De dekzandrug bij de Hoge Vaart was tot ver in het Atlanticum onderdeel van een stabiel natuurlijk ecosysteem. De nutriëntenkringloop, bodem en vegetatie waren nagenoeg met elkaar in evenwicht. De rijke bosvegetatie en de diep ontwikkelde bruine bosgrond eronder bleven eeuwenlang vrijwel ongestoord. Pas in de loop van het Atlanticum trad een zekere degradatie van het systeem op, waarbij de bovengrond verzuurde, het bos een meer open stuctuur kreeg en de linde als dominante boomsoort werd vervangen door de eik. Deze degradatieverschijnselen vormen samen de tweede fase in de ontwikkeling van bodem en landschap bij de Hoge Vaart (bijlage 1). Hoe een en ander in zijn werk ging en welke oorzaken deze degradatie kan hebben gehad, wordt hieronder beschreven.

7.3.2 Het landschap

Aan het begin van het Atlanticum lag ten noorden van het huidige Flevoland een lagune, die door geologen wordt aangeduid als de Velsen-lagune omdat deze in contact staat met het zeegat dat in die tijd ter hoogte van Velzen lag. We weten nog niet precies hoe deze lagune zich in de loop der eeuwen heeft ontwikkeld, omdat hiernaar geen specifiek onderzoek is verricht. Vrijwel zeker ging het om een estuarium met getijdengeulen. Verder landinwaarts kreeg het landschap steeds sterker het karakter van een zoetwatergetijdengebied (Beets et al., 1994). De invloed van het getij moet nog tot vrij ver landinwaarts te merken zijn geweest, vergelijkbaar met de invloed die het getij van de Noordzee lange tijd heeft gehad op het perimariene gebied van West-Nederland. Hoewel het om een zoetwatersysteem ging, zullen de waterstanden van de Eem en ander open water in toenemende mate beïnvloed zijn door het getij.

Wanneer een riviersysteem contact maakt met een getijdesysteem kan in bepaalde gevallen een sterke stuwing van water optreden, in een enkel geval ook intrusie van brak water. Dergelijke effecten zullen in het Midden-Atlanticum in ons studiegebied nog niet erg sterk zijn geweest, in het Laat-Atlanticum echter wel. In de loop van het Atlanticum steeg de zeespiegel immers aanzienlijk. Aan het begin van het Atlanticum (ca. 8000 BP) lag de zeespiegel nog op ongeveer 20 m - NAP, aan het einde van deze periode (ca. 5000 BP) op ongeveer 5 m - NAP (Jelgersma, 1961; Van de Plassche, 1982). Deze sterke stijging heeft het landschap van Zuidelijk Flevoland ongetwijfeld sterk beïnvloed. Hoewel het gebied nog lange tijd een zoetwaterkarakter bleef behouden, kwam het wel onder steeds sterkere invloed van het getij te staan. Misschien mogen we het landschap van Zuidelijk Flevoland in het Laat-Atlanticum tot op zekere hoogte vergelijken met de zoetwatergetijdendelta van de historische Biesbosch (Zonneveld, 1960). De (grond)waterstanden in een dergelijk systeem fluctueren doorgaans zeer sterk, door een gecombineerd effect van getij en seizoen.

In ons studiegebied bereikte het grondwater in fase II echter nog niet de hogere delen van de dekzandrug, wel de lagere gronden in de omgeving. Hier zal op grote schaal onderwaterafzettingen zijn gevormd en veen zijn gegroeid. Op deze laatste verschijnselen komen we hierna nog uitgebreid terug in de beschrijving van de fasen III t/m V. In deze paragraaf concentreren we ons vooral op de ontwikkeling van vegetatie en bodem van de dekzandrug zelf, die zoals gezegd nog onder goeddeels droge omstandigheden heeft plaatsgevonden.

7.3.3 De vegetatie

Veranderingen in de bosvegetatie
De bosvegetatie op de dekzandrug werd in het Atlanticum aanvankelijk gedomineerd door linde (*Tilia*) en eik (*Quercus*). In de pollenspectra van de BC-horizont neemt de linde ca. 40% van het boompollen in, de eik ca. 10%. Dit weerspiegelt niet de werkelijke verhoudingen in het toenmalige bos. Het pollen van linde is veel resistenter voor corrosie dan het pollen van eik (par. 5.4.2). De verhouding tussen linde en eik zal dus in werkelijkheid anders zijn geweest dan de verhouding in het diagram. We spreken daarom van een linden-eikenbos.

In de loop van het Atlanticum verschoof de samenstelling van de boomlaag in de richting van de eik. De pollenspectra van de door ons bestudeerde B- en E-horizont laten een teruggang zien van de linde en een toename van eik. Plaatselijk kwam in het bos ook hulst (*Ilex aquifolia*) voor. Het gemengde eiken-lindenbos maakte geleidelijk aan plaats voor een wat opener bostype met een boomlaag waarin eik domineerde. Mogelijk waren er ook open plekken in het bos. Ze vormden de standplaats van grassen en kruiden.

In meer algemene termen gesproken, zien we in de diagrammen een trend van primair, schaduwrijk bos naar secundair, meer open bos. Bovendien zien we een verandering van een relatief voedselrijk milieu (linde, hazelaar) naar wat meer voedselarme, zure omstandigheden (eik, berk, hulst, mogelijk ook varens en heide). Uit bosecologisch onderzoek is bekend dat de linde alleen goed gedijt op standplaatsen met een goede humuskwaliteit, dat wil zeggen op standplaatsen met een relatief hoge basenverzadiging en een vrij hoge pH (Weeda et al., 1985-1994; Maes, 1990; Sioen et al., 1991; De Waal, 1996). Linde stelt dus hogere eisen aan de bodem dan eik.

Behalve de verandering in soortensamenstelling is er nog een andere aanwijzing voor bodemverzuring en verarming in de loop van het Atlanticum: de duidelijke zonering van het pollenprofiel. Zo'n zonering wijst op een vermindering van de biologische homogenisatiediepte in de loop der tijd. In een rijk ontwikkeld bosecosysteem is de bioactiviteit hoger dan in een voedselarm systeem. Hierdoor wordt het pollen in de bodem ook tot grotere diepte door bodemdieren en plantenwortels gehomogeniseerd. Wanneer vegetatie en bodem verarmen, dan neemt de bioactiviteit af en daarmee ook de homogenisatiediepte. De diepere ondergrond - in dit geval in de BC-horizont -

wordt door de bodemdieren niet of nauwelijks meer bereikt en het pollen in deze laag wordt grotendeels gefossiliseerd. Alleen via grotere wortelkanalen (boomwortels) kan soms nog wat pollen diep in het profiel terechtkomen. Het diepste pollenspectrum (BC) markeert dus de rijkste fase, de ondiepere spectra vormen een mengsel van de oude, rijkere situatie en de nieuwe, meer arme situatie.

Overgangen van lindenbos naar eikenbos zijn geen onbekend fenomeen in de landschapsgeschiedenis van Noordwest-Europa. Het verschijnsel is door paleo-ecologen vaker waargenomen op arme substraten, onder meer op zand- en morene-gronden in België, Duitsland, Denemarken, Zweden en Nederland (Berglund, 1966; Iversen, 1973; Smith, 1970; Simmons et al., 1981; Verbruggen, 1984; Andersen, 1988; Kalis & Meurers-Balke, 1988; Van Smeerdijk, 1989a; Lagerås, 1996a; 1996b). Vrijwel steeds gaat het om ontwikkelingen in de tweede helft van het Atlanticum en de eerste helft van het Subboreaal. Veel onderzoekers koppelen deze verandering van de vegetatie aan een degradatie van de bodem. In de meeste gevallen wordt echter niet duidelijk wat nu precies de oorzaak was van deze veranderingen en hoe de koppeling tussen bodemkundige en vegetatiekundige veranderingen precies verliep. Ging het om een louter natuurlijk proces van bodemverzuring en vegetatieverandering of hielp de mens een handje mee? Hieronder gaan we nader op deze vragen in.

De invloed van de mens

De bovengenoemde vegetatiekundige en bodemkundige veranderingen bij de Hoge Vaart kunnen deels door de mens in gang zijn gezet. Het is echter moeilijk om deze antropogene invloed goed in te schatten omdat hiervoor vooralsnog niet voldoende gegevens beschikbaar zijn. Wel kunnen we een aantal gedachten en hypothesen opschrijven die later kunnen worden getoetst op hun waarheidsgehalte en juistheid.

In het Mesolithicum en Vroeg-Neolithicum zal de invloed van de mens op het immense natuurlandschap over het algemeen vrij gering zijn geweest. De vraag is of dit algemene beeld ook voor alle afzonderlijke landschappen en plekken opgaat. Plaatselijk kunnen namelijk in het Mesolithicum wel degelijk duidelijke aantastingen van het milieu zijn opgetreden. De dekzandrug bij de Hoge Vaart lag in een ecologisch rijk gevarieerd landschap en had een voor jagers zeer gunstige ligging aan open water. Het grote aantal antropogene sporen en vondsten in de rug geeft aan dat de prehistorische jagers deze kwaliteiten op hun waarde wisten te schatten en de rug op gezette tijden hebben gebruikt als pleisterplaats. Omdat de rug relatief klein was, kan van een zekere concentratie van menselijke activiteit op en rond de rug gesproken worden. Het gebruik van de natuurlijke hulpbronnen op de dekzandrug en haar direkte omgeving zal wat intensiever zijn geweest dan in de rest van het landschap. Het landschap als geheel mag slechts weinig door de mens beïnvloed zijn, het landschap van de dekzandrug en haar direkte omgeving kunnen echter wel degelijk op bepaalde momenten door de mens zijn aangetast. Voor de aanleg van jachtkampen moest ruimte worden gemaakt in het dichte bos. Hierbij moesten ingrepen in de natuurlijke bosvegetatie plaatsvinden. Ook de grote hoeveelheden houtskool die in de tientallen haarden en kuilen zijn aangetroffen, geven aan dat bomen veelvuldig zijn gebruikt als brandstof. De jagers zullen dus het linden-eikenbos

op en rond de dekzandrug van tijd tot tijd hebben aangetast. Hoe deze aantasting precies verliep, valt niet met zekerheid te zeggen.

De achteruitgang van de linde kan behalve door direkte aantasting ook indirect hebben plaatsgevonden. Uit Engels onderzoek is bekend, dat linde zeer veel te lijden heeft van begrazing (Rackham, 1980, 242). Wanneer een bos met linde regelmatig door vee wordt begraasd, dan verjongt linde zich niet of nauwelijks. De dunne, sappige bladeren en twijgen van nieuwe linden worden door het vee sterker afgevreten dan de drogere en zuurdere bladeren en twijgen van de eik. Langdurige begrazing zal dus op den duur tot een achteruitgang van de linde en een relatieve vooruitgang van de eik leiden. Het is onduidelijk of we hier een verband mogen zien met de vele botten van varkens die in de vroegneolithische haarden van de site zijn aangetroffen. Vooralsnog sluiten we een dergelijk verband echter niet uit.

Of de bovengenoemde aantastingen en gebruiksvormen in het Mesolithicum en Vroeg-Neolithicum ook daadwerkelijk hebben plaatsgevonden, kan pas worden ingeschat na een meer definitieve uitwerking van de aangetroffen archeologische vondsten en sporen. Belangrijk zijn in dit verband de dateringen van de tientallen schacht- en oppervlaktehaarden en de determinatie van hout en houtskoolresten. Voor een betrouwbaar beeld zijn daarnaast ook één of meer doorlopende pollendiagrammen nodig van de holocene afzettingen in de direkte omgeving van de site. Dergelijke referentiediagrammen zijn onmisbaar voor een nadere datering en detaillering van de invloed die de mens heeft gehad op de ontwikkeling van landschap en bodem. Op het moment dat dit rapport werd geschreven (najaar 1996) waren dergelijke gegevens nog niet beschikbaar.

7.3.4 De bodem

Inleiding

Wanneer we de bodemkundige achtergronden van de bovengenoemde vegetatie-veranderingen willen onderzoeken, dan dienen we processen als *bodemverzuring* en *podzolering* in de beschouwing te betrekken. Voor een goed begrip is het nodig om beide processen eerst in hoofdlijnen te bespreken. Daarna gaan we na onder welke voorwaarden bodemverzuring en podzolering optreedt en bekijken we in hoeverre bij de Hoge Vaart aan deze voorwaarden is voldaan. Speciale aandacht gaat uit naar de vraag of bodemverzuring en podzolering hier kunnen worden verklaard door louter natuurlijke factoren en processen, of dat de mens hier een rol in moet hebben gespeeld. Bij het schrijven van de passages over bodemverzuring is gebruik gemaakt van publikaties van Limbrey (1978), De Vries & Breeuwsma (1984;1986;1987), Schachtschabel et al. (1989) en De Vries, 1994).

Natuurlijke bodemverzuring

In gebieden met een neerslagoverschot zoals Nederland, is bodemverzuring een natuurlijk verschijnsel. Algemeen geldt dat de bodem alleen verzuurt wanneer in een

ecosysteem de kringloop van elementen niet gesloten is. In een gesloten systeem zijn zuurproducerende en zuurconsumerende processen normaliter met elkaar in evenwicht. In een open systeem treedt daarentegen een nettoverlies aan elementen op, een verlies dat in veel gevallen wordt gecompenseerd door een productie van zure H^+-ionen. Omdat geen enkel ecosysteem volledig gesloten is, zien we dat in onze streken zelfs onder zeer natuurlijke omstandigheden toch een zekere verzuring van het milieu optreedt. Dit komt vooral doordat de koolstofkringloop van nature niet gesloten is. Wanneer bij niet al te lage pH kooldioxidegas (CO_2) uit de atmosfeer via bodemporiën of via wortels in contact komt met het bodemvocht, dan kan bij een nettoneerslagoverschot een *dissociatie van CO_2* optreden volgens de bekende reactie: $CO_2 + H_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+$. Door contact van lucht en water treedt dus een zekere productie van zuur op. We zagen hierboven al dat deze vorm van verzuring de belangrijkste verantwoordelijke is voor de ontkalking van de bovengrond van oorspronkelijk kalkrijk afgezette sedimenten.

Een tweede proces waarbij op natuurlijke wijze zuur kan worden gevormd is de zuurproductie in de natuurlijke nutriëntenkringloop van de bodem. Het gaat hierbij om een reeks van zuurproducerende en zuurconsumerende processen die op deze plaats niet nader zullen worden besproken. Het totale effect van de nutriëntenkringloop op de bodemverzuring hangt af van de hoeveelheid en de soort van de door de vegetatie opgenomen nutriënten. Indien een plant meer kationen opneemt dan er door mineralisatie worden geproduceerd dan kan een verzuring van de bodem optreden. Dit is onder meer het geval in jonge bossen of onder bosvegetaties die herhaaldelijk worden aangetast door de mens. In bodems waar de strooiselafbraak en mineralisatie van organische stof sterk geremd is, bijvoorbeeld door kalkarme of natte omstandigheden, hopen zich vaak grote hoeveelheden organische zuren op die door afsplitsing van H^+ voor een substantiële verzuring van de bodem kunnen zorgen. Hoewel de bovengenoemde processen in natuurlijke bodems voor een belangrijke productie van zuur kunnen zorgen, wil dat niet direct zeggen dat daarbij de pH van de bodem onmiddellijk daalt. Behalve zuurproducerende processen zijn er namelijk ook veel zuurconsumerende processen zoals mineralisatie van kationen en allerlei reductieprocessen. De verhouding tussen beide groepen processen hangt van de specifieke omstandigheden af.

Verder zijn er ook bestanddelen van de bodem die als buffer dienen voor het geproduceerde zuur en er voor zorgen dat zuurproductie niet direct tot daling van de pH leidt. Bij het laatste kunnen we onder meer denken aan kalk ($CaCO_3$) dat in kalkhoudende bodems lange tijd het zuur kan neutralizeren. Pas wanneer alle kalk is opgebruikt, kan de pH gaan dalen. Reactie: $CaCO_3 + 2H^+ \rightarrow Ca^{2+} + CO_2 + H_2O$.

Verder speelt ook de verweringssnelheid van mineralen een belangrijke rol. De input van zure H^+-ionen heeft nauwelijks invloed op bodem en vegetatie zolang deze input lager is dan de kalkverweringssnelheid en/of de verweringssnelheid van de overige mineralen. Een daling van de bodem-pH treedt daarentegen op wanneer de bodem kalkloos is geworden en bovendien de jaarlijkse input van zuur hoger is dan de verweringssnelheid van de overige mineralen.

De invloed van het moedermateriaal

Behalve het kalkgehalte is voor de neutralizatie van zuur dus ook het proces van mineraalverwering van belang. De H^+-productie in de bodem kan namelijk gecompenseerd worden door verwering van mineralen, een proces waarbij H^+ wordt geconsumeerd. Een voorbeeld is de verwering van kaliveldspaten: $KAlSi_3O_8 + H^+ + 7H_2O \rightarrow K^+ + Al(OH)_3 + 3H_4SiO_4$. De belangrijkste kationen die hierbij een rol spelen zijn de zogenaamde basische kationen (Ca, Mg, Na, K) die ontstaan zijn bij de verwering van silicaten uit de minerale fractie en die in de bovengrond voor een deel worden vastgelegd in de organische stof waardoor ze onderdeel worden van de nutriëntenkringloop. Onder bepaalde omstandigheden kunnen vrijgekomen kationen in het grondwater terechtkomen en uitspoelen naar de diepere ondergrond.

Of de neutralisatie van H^+ door basische kationen op lange termijn daadwerkelijk tot een daling van de bodem-pH leidt, hangt sterk af van de hoeveelheid basen in de organische fractie, de hoeveelheid ijzer- en aluminium(hydr)oxiden en de hoeveelheid verweerbare silicaten die de bodem bevat (Schachtschabel *et al.*, 1989, 116-118). In rijkere moedermaterialen is de hoeveelheid verweerbare silicaten met vrijkomende, bufferende kationen aanzienlijk hoger dan in arme materialen. Rijke moedermaterialen hebben daarom een sterker zuurbindend vermogen dan arme substraten. Een löss- of kleigrond zal onder normale omstandigheden dus minder snel verzuren dan een zandgrond.

Wanneer we ons beperken tot de dekzanden, dan hangt de hoeveelheid verweerbare fijnere silicaten sterk samen met het leemgehalte. Met het leemgehalte bedoelen we de fractie bodemdeeltjes kleiner dan 50 µm. In deze fractie komen, vergeleken met de zandfractie (> 50 µm) die vooral uit kwarts en in mindere mate uit veldspaten bestaat, relatief veel kleimineralen voor. Bovendien heeft deze fijne leemfractie een veel groter specifiek oppervlak waardoor buffering gemakkelijker plaatsvindt. Wanneer het dekzand een hoog leemgehalte heeft, dan kan de zuurproductie van de bovengrond daarom grotendeels geneutraliseerd worden. Deze bodems zullen daarom normaliter geen pH-daling van de bovengrond te zien geven. In leemarme bodems is de hoeveelheid bufferende mineralen veel kleiner. De zuurproductie overschrijdt hier daarom vaak het zuurbindend vermogen van de bodem. Leemarme gronden zullen daarom sneller verzuren dan lemige dekzanden. De vegetatie van leemarme gronden zal dientengevolge ook eerder plantensoorten van een zure standplaats gaan bevatten.

De invloed van de mens

Hierboven is steeds gesproken over processen die op volledig natuurlijke wijze plaatsvinden. Bodemverzuring - en ook het hieronder te bespreken proces van podzolering - kan op zeer arme substraten optreden zonder inmenging van de mens. Desondanks kan de mens wel degelijk een belangrijke rol hebben gespeeld in de verzuring van bodem en vegetatie. Laten we bij wijze van voorbeeld uitgaan van een (lichte) aantasting van het bos door de mens, bijvoorbeeld omdat deze open plekken creëerde voor de aanleg van een jachtkamp of bomen oogstte voor gebruik als brandhout. Dergelijke activiteiten betekenen altijd een verstoring van de

natuurlijke kringloop van elementen op de plek van de aantasting. Via twee verschillende processen leidt dit tot een versterkte verzuring van de bodem.

Ten eerste worden bij het verwijderen van het bos alle voedingsstoffen die in de vegetatie opgesloten zitten verwijderd uit de kringloop van het bosecosysteem op de kapplek. Hoewel de meeste van deze voedingsstoffen bij het verbranden van het hout weer opnieuw in de bodem terechtkomen, liggen deze voedingsstoffen doorgaans sterk geconcentreerd in haardkuilen. Hierdoor treedt op andere plaatsen een nettoverlies van kationen op. Dit verlies wordt in de nutriëntenkringloop voornamelijk gecompenseerd door extra productie van zure H^+-ionen. Afvoer van vegetatie leidt dus tot verzuring van de bodem.

Het tweede effect van het verwijderen van bomen is dat er een verstoring is van de kringloop van elementen en daarmee van de balans tussen opname en mineralisatie van deze elementen. De mineralisatie van organische stof krijgt (tijdelijk) de overhand over de opname. Dit leidt tot het vrijkomen van basische kationen die kunnen uitspoelen naar de diepere ondergrond. Dit verlies wordt in de nutriëntenkringloop gecompenseerd door de productie van zure H^+-ionen. Verwijdering van de vegetatie heeft dus in de regel een verarmend en verzurend effect op de bovengrond.

Behalve de beide verzurende effecten is er ook nog een hydrologisch effect van het verwijderen van de bosvegetatie. Dit is de toename van de hoeveelheid inzijgend water op de open plekken. Een zware bosvegetatie verdampt een groot deel van het water dat jaarlijks door regenval wordt aangevoerd. De netto inzijging is hier dus geringer dan in een meer open vegetatie waar de verdamping aanmerkelijk lager is. Het openen van het bos heeft dus een versterkte inzijging van water naar de ondergrond tot gevolg en daardoor ook een versterkte uitspoeling van voedingsstoffen naar de ondergrond.

De invloed van het klimaat

Verzuring van bodems is alleen mogelijk in een klimaat waar de neerslag de jaarlijkse verdamping overtreft. Een hoger neerslagoverschot leidt in de regel tot een snellere natuurlijke bodemverzuring. In ons huidige klimaat spoelt in Nederland jaarlijks ongeveer 200 mm bodemvocht door de bodem naar beneden. De belangrijkste neerwaartse stroom speelt zich in het winterhalfjaar af. Hoe groot het neerslagoverschot in de verschillende perioden van het Atlanticum precies was, weten we niet. Over het algemeen wordt aangenomen dat dit niet zeer sterk verschilde van het neerslagoverschot in onze tijd (Zagwijn, 1986). Paleo-ecologisch onderzoek in andere delen van ons land wijst wel op een zekere vernatting van het klimaat in de periode 7400-6500 BP, dat wil zeggen aan het einde van het Vroeg-Atlanticum (Casparie, 1972; Van Geel et al., 1981; Dupont, 1985; Bohncke, 1991). Op talrijke plaatsen blijkt in deze periode een versterkte veengroei te zijn opgetreden. Met de nodige voorzichtigheid zouden we ook voor het gebied van Zuidelijk Flevoland kunnen aannemen dat het neerslagoverschot in deze periode wat hoger is geweest dan in de voorafgaande periode. Dit kan een steentje hebben bijgedragen aan de bodemverzuring in de

dekzandrug bij de Hoge Vaart, maar zal zeker geen oorzaak zijn van vergaande degradatie van het profiel.

Podzolering

Bij doorgaande bodemverzuring en overschrijding van het zuurbindend vermogen kan een bodemvormend proces op gang komen dat in de bodemkunde bekend staat als *podzolering*. Omdat dit proces in de zandbodems van de Hoge Vaart-bodems slechts een ondergeschikte rol heeft gespeeld, bespreken we het hieronder in verkorte vorm.

Bij de afbraak van strooisel in de top van een bodemprofiel ontstaan zowel humusketens met een zeer complexe structuur als eenvoudige organische zuren. Hoe zuurder het milieu wordt, hoe meer eenvoudige organische zuren er bij de afbraak vrijkomen. Deze zuren (onder meer) vertonen in de bodem een vrij agressief gedrag en spelen een belangrijke rol bij de verwering van primaire mineralen. Ze maken uit deze mineralen allerlei kationen los die vervolgens voor een groot deel uitspoelen naar de diepere ondergrond. Vrijkomende aluminium- en ijzer(III)-ionen worden daarentegen meestal vastgelegd in organische complexen. Deze complexen zijn aanvankelijk nog niet geheel verzadigd met ijzer en aluminium en daardoor goed oplosbaar in water. Ze worden daarom met het bodemvocht omlaag getransporteerd. Op hun weg nemen deze onverzadigde complexen nog allerlei nieuwe ijzer- en aluminium-ionen op, tot het moment dat ze geheel verzadigd zijn en in de ondergrond neerslaan. Na verloop van tijd ontstaat in de ondergrond een bruin tot zwartgekleurde inspoelingshorizont (B-horizont) waar organische stof, ijzer en aluminium zich ophopen. In de laag daarboven ontstaat geleidelijk een laag die zeer arm is aan de organische stof, ijzer, aluminium en andere verweerbare mineralen. Wat overblijft zijn vooral witgekleurde kwartskorrels. Dit leidt tot de witte of lichtgrijze laag die we E-horizont noemen (voorheen de A2-horizont). Op den duur ontstaat zo het karakteristieke podzolprofiel met een humeuze bovengrond (A-horizont), een gebleekte uitspoelingslaag daaronder (E-horizont) en daaronder weer een bruin- tot zwartgekleurde inspoelingshorizont (B-horizont).

Podzolering treedt met name op bij een neergaande waterbeweging in het profiel, dus wanneer er een netto neerslagoverschot is dat naar de ondergrond kan wegvloeien. Dit kan in droge toestand plaatsvinden, maar geschiedt veel sneller in profielen die een gedeelte van het jaar onder invloed van het grondwater staan. De verzuring is onder vochtige tot natte omstandigheden veel sterker, aluminium en vooral ook ijzer zijn veel mobieler. Dit leidt tot een versnelde en diepere uitloging van het profiel. De E-horizonten nemen bij vernatting in dikte toe, de B-horizont krijgt aan de onderzijde een zeer vaag verloop naar de ondergrond. De grenzen tussen de diverse horizonten worden ook minder scherp. Wanneer het grondwater echter zo hoog komt dat het vrijwel permanent aan het maaiveld staat, of zeer dicht daaronder, dan ontstaat een situatie waarin de afwisseling van oxidatie en reductie de hoofdrol in de bodemvorming gaan overnemen van het podzoleringsproces.

Bodemverzuring bij de Hoge Vaart

Na al deze informatie over de processen en factoren die bij bodemverzuring en podzolering een rol spelen, dienen we vervolgens na te gaan in hoeverre deze processen en factoren ook bij de Hoge Vaart van belang zijn geweest. We gaan hierbij uit van de bodemkenmerken die we tijdens het veldwerk en bij het micromorfologisch onderzoek hebben waargenomen. Daarnaast gebruiken we de bovengenoemde proceskennis, omdat hiermee kan worden nagegaan in welke mate aan de randvoorwaarden voor verzuring en podzolering is voldaan.

Het Jonge Dekzand dat bij de Hoge Vaart aan het oppervlak ligt is zeer arm aan leem (ca. 7%). Hiervoor zagen we al dat een substraat dat zo arm is aan leem in de regel zeer weinig verweerbare mineralen bevat waardoor de basenbezetting van de organischestoffractie gering is. Een dergelijk substraat is uitermate kwetsbaar voor bodemverzuring. Aanvankelijk zal de verzuring zijn opgevangen door de hoeveelheid kalk ($CaCO_3$) die na de sedimentatie in het dekzand aanwezig was. Deze hoeveelheid kalk zal echter in de loop van het Holoceen geleidelijk aan zijn opgebruikt. Uit onderzoek van De Vries kan worden afgeleid dat de ontkalkingssnelheid ca. 2 jaar per procent kalk per cm profiel bedraagt (De Vries, 1994). Bij een zandprofiel van 1,50 m diepte dat 8% kalk bevat, zal het dus 2 x 150 x 8 = 2400 jaar duren alvorens het profiel volledig ontkalkt is. Helaas weten we niet hoeveel kalk het dekzand oorspronkelijk heeft bevat. Nemen we een kalkgehalte van 5 à 10% als uitgangspunt, dan volgt hieruit dat de ontkalking van het Jong Dekzand-pakket (1,50 m dik) 1500-3000 jaar heeft geduurd. We vermoeden dat de ontkalking van de Hoge Vaart-bodems een proces van hooguit enkele duizenden jaren is geweest en zich vooral in het Laat-Glaciaal en de eerste millennia van het Holoceen heeft afgespeeld (Preboreaal, Boreaal, begin Atlanticum).

Een deel van de calciumionen die bij de ontkalking vrijkwamen, kwam terecht in de bosvegetatie na opname door de wortels. Een deel werd gebonden aan de organische stof in de bovengrond en een ander deel spoelde uit naar het grondwater. Het is dus niet zo dat bij ontkalking alle calciumionen voor de vegetatie verloren ging. In tegendeel, het overgrote deel werd opgeslagen in de vegetatie, strooisel- en humuslaag en ging deel uitmaken van de grotendeels gesloten elementenkringloop van het bosecosysteem. Deze opslag vormde nog lange tijd de buffer tegen verzuring van de bovengrond. De doorgaande natuurlijke bodemverzuring kon in een dergelijk systeem nog zeer lang door deze opslag worden gecompenseerd. De lek in een dergelijk systeem - uitspoeling naar het grondwater - is waarschijnlijk zeer gering, het gaatje in de emmer is uiterst klein.

Desondanks zal de emmer op langere termijn ooit leeg raken. Er komt een moment dat de bodem de natuurlijke bodemverzuring niet langer kan bufferen. Dit geldt zeker voor een leemarme dekzandgrond. Tegenwoordig bevatten alle dekzanden met een leemgehalte beneden de 10 à 12% een humuspodzol. Ze zijn dus in alle gevallen gepodzoleerd, ongeacht de vegetatie die er op heeft gestaan (Spek, 1993). Zelfs onder loofbos en zonder toedoen van de mens zullen dergelijke leemarme bodems op zeker moment gaan degraderen tot een humuspodzol. Het moment waarop dit gebeurde lag echter niet in het Atlanticum, maar in het Subboreaal. Uit bodemonderzoek onder

grafheuvels is gebleken dat de podzolering in droge, leemarme substraten pas in de loop van de Bronstijd is aangevangen. Neolithische grafheuvels liggen altijd op bruine bosgronden, grafheuvels uit de Midden-Bronstijd liggen deels op humuspodzolen en zijn ook vaak opgebouwd uit plaggen van humuspodzolen (Van Giffen, 1941; Waterbolk, 1964; Modderman, 1975; Runia & Buurman, 1987). Dit geeft aan dat de leemarme, droge dekzandbodem in het Mesolithicum en Neolithicum nog niet zodanig zijn verzuurd dat daling van de bodem-pH en podzolering is opgetreden. Het is daarom onwaarschijnlijk dat natuurlijke bodemverzuring bij de Hoge Vaart de enige reden is voor de verzuring van de vegetatie. Vrijwel zeker speelden ook andere factoren een rol: de mens en het water.

Zoals we hierboven hebben uitgelegd, neemt de bodemverzuring sterk toe wanneer door toedoen van de mens het gesloten bos van tijd tot tijd plaatsmaakt voor een meer open bosvegetatie of een bosvegetatie met open plekken. Uit de archeologische sporen en uit het pollenonderzoek blijkt dat de bossen bij de Hoge Vaart zonder twijfel van tijd tot tijd te lijden hebben gehad van menselijke activiteiten. De aantasting van het bos leidde tot een versnelde afvoer en uitspoeling van nutriënten uit het bosecosysteem. In de eertijds gesloten kringlopen trad nu regelmatig een duidelijk lek op. Weliswaar zal het natuurlijke bos zich vaak na de bezoeken door de mens hersteld hebben, maar dit neemt niet weg dat er iedere keer aanzienlijke verliezen optraden die op den duur tot een snellere uitputting van de voorraad nutriënten leidde.

Op het moment dat de hoeveelheid basen in vegetatie en bovengrond opraakten, werden de zandbodems bij de Hoge Vaart voor de neutralisatie van het zuur afhankelijk van de hoeveelheid basen die bij de verwering van mineralen vrijkwamen. Zoals gezegd is deze hoeveelheid in leemarme gronden zeer gering. Uit kwantitatieve gegevens die bij recent verzuringsonderzoek van DLO-Staring Centrum beschikbaar zijn gekomen leiden we af dat de hoeveelheid basen die jaarlijks beschikbaar komen in zandgronden ongeveer 0,1-0,4 kmol/ ha per jaar bedraagt. Dit is beduidend lager dan de verzuring in deze gronden. De verzuring door organische anionen bedraagt alleen al zo'n 0,5 kmol/ha per jaar. De emmer liep bij de Hoge Vaart dan ook snel leeg. De bodemverzuring kon niet langer worden opgevangen door ontkalking en verwering van mineralen en dus begon de pH van de bodem te dalen. Deze pH-daling leidde na verloop van tijd tot de afname van de linde en de toename van eik op de dekzandrug.

Geen intensieve podzolering bij de Hoge Vaart

Hoewel er in het Midden-Atlanticum onmiskenbaar verzuring van bodem en vegetatie is opgetreden bij de Hoge Vaart, is het echter niet tot een grootscheepse en intensieve podzolering gekomen. Hiervoor bestaan geen bodemkundige aanwijzingen. Hoewel we tijdens het veldwerk op grond van de macromorfologische profielkenmerken de indruk hadden met een duidelijk ontwikkelde humuspodzol van doen te hebben, bleek bij het micromorfologische onderzoek dat dit niet of slechts ten dele het geval was. De analyse van de slijpplaten maakte namelijk duidelijk dat nog tot bovenin de beide profielen talrijke bruine humushuidjes aanwezig waren, een teken dat de uitloging

nog niet in een ver gevorderd stadium was. In dat geval zouden deze huidjes immers tot vrij grote diepte zijn verdwenen. De donkerder kleur van de B-horizont blijkt in de door ons bestudeerde profielen vooral te worden veroorzaakt door de dikkere, minder aangetaste humushuidjes rond de zandkorrels en in veel mindere mate door verschijnselen die op latere inspoeling van humus duiden. Ook de ^{14}C-dateringen van de organische stof in de B-horizont wijzen niet in de richting van een recente inspoeling met jonge organische stof (hoofdstuk 4). We concluderen dan ook dat de profielen in de bestudeerde dekzandrug nog veel meer de kenmerken dragen van een vernatte bruine bosgrond dan van een natte humuspodzol. Deze bruine bosgrond was, gezien de vegetatieontwikkeling weliswaar verzuurd, maar deze verzuring was nog te kortstondig en te weinig intensief om tot intensieve podzolering te kunnen leiden.

Op basis van onze gegevens is het vrijwel onmogelijk om in de bodems van de Hoge Vaart de invloed van het grondwater op betrouwbare wijze te scheiden van de invloed van de mens. Beide zullen de bodemverzuring hebben versneld, maar in welke verhouding dit geschiedde is nog onduidelijk. Wellicht dat het palynologische onderzoek dat in de komende maanden wordt uitgevoerd aan andere profielen en secties van de Hoge Vaart ons hierover nader uitsluitsel kan geven. Kernvraag is in dit verband: is er al sprake van een teruggang van de linde en een opkomst van zure, arme plantensoorten vóórdat het grondwater in de bovenste halve meter van de dekzandrug komt? Of spelen al deze ontwikkelingen zich gelijktijdig af? In het eerste geval moet aan de door ons onderscheiden fase II een substantiële rol worden toegekend ('verzuring onder droge omstandigheden'). In het tweede geval zullen de door ons onderscheiden fasen II en III grotendeels in elkaar kunnen worden geschoven. Vooralsnog lijkt het tot dusverre verrichte palynologisch onderzoek (Gotjé, 1995b; alsmede hoofdstuk 5 van dit rapport) op afzonderlijke fasen te wijzen. De aanwezigheid van sporen van adelaarsvaren (*Pteridium aquilinum*) in de bovengrond vormt een aanwijzing dat de verzuring reeds vóór de grondwaterinvloed optrad. Deze soort groeit namelijk niet of nauwelijks op grondwaterprofielen (Poel, 1961; Watt, 1976).

Nutriëntenhuishouding

Hierboven is reeds uitgebreid uiteengezet hoe de nutriëntenkringloop in de dekzandrug beïnvloed werd door de activiteiten van de mens. Er trad een duidelijk verlies aan voedingsstoffen op. De gesloten kringloop van fase I veranderde daardoor in een meer open kringloop in fase II. In het schema van het bijlage 2 hebben we dit gekarakteriseerd door een open cirkel die de kringloop van voedingsstoffen in het eikenbos weerspiegelt en een duidelijke pijl naar beneden die de uitspoeling van voedingsstoffen uit het systeem aangeeft.

Datering

Uit het feit dat de bodem in de dekzandrug wel verzuurd was, maar niet gepodzoleerd, leiden we af dat de verzuring een relatief jong verschijnsel moet zijn geweest, dat wil zeggen dat de verzuring vrij kort vóór de definitieve verdrinking van de dekzandrug op het punt moet zijn aangeland waarop het zuurbindend vermogen definitief werd overschreden. De door ons onderscheiden fase II heeft dan

ook hooguit enkele eeuwen geduurd. Uitgaande van een sterke vernatting van het landschap tussen 6000 en 5500 BP (par. 7.4 en 7.5) zal fase II kort daarvoor hebben plaatsgevonden. In het bijlage 2 hebben we daarom een voorlopige datering van < 6000 BP aangegeven. Een nauwkeuriger datering is vooralsnog niet mogelijk. Wellicht dat de analyse van de antropogene sporen en aanvullend palynologisch onderzoek voor een scherpere datering kan zorgen.

7.4 Fase III: Sterke bodemdegradatie door stijgend grondwater

7.4.1 Overzicht

Gedurende enkele duizenden jaren vond de ontwikkeling van bodem en vegetatie onder grotendeels droge omstandigheden plaats. Dit veranderde echter aan het einde van het Atlanticum. De al maar stijgende zeespiegel - en daaraan gekoppeld de grondwaterspiegel in het achterland - ging op zeker moment ook de bodem en vegetatie van de dekzandrug beïnvloeden. Wanneer onze veronderstelling juist is dat het grondwater in de laatste eeuwen vóór 5500 BP gemiddeld met ongeveer 15 cm per eeuw steeg, dan zal het moment waarop het grondwater in de rug echt invloed begon te krijgen rond 6000 BP hebben gelegen. In de eeuwen daarna veranderde de droge bodems in de rug in ras tempo in natte zandgronden. Het oplossen van humushuidjes rond de zandkorrels en de reductie en uitspoeling van ijzer zorgden voor een intensieve bleking van de bruine bosgronden en voor uitspoeling van onder meer ijzer en fosfaat. Ook de vegetatie van de dekzandrug veranderde in deze eeuwen sterk. Door het stijgen van het grondwater veranderde het droge loofbos in de loop van enkele honderden jaren in een nat moerasbos.

De steeds natter wordende omstandigheden verhinderden de mens overigens niet om zich op de rug te vestigen. In tegendeel, het grote aantal vroegneolithische oppervlaktehaarden en kuilen uit de periode 6100-5700 BP maken duidelijk dat de rug vrij intensief werd gebruikt. Hoe de bovengenoemde vernatting precies gestalte kreeg, welke bodemvormende processen erbij betrokken waren en hoe grondwater, bodem, vegetatie en mens met elkaar samenhingen, vormt het onderwerp van de onderstaande paragrafen.

7.4.2 Het landschap

Tot ver in het Atlanticum lag de onderzochte dekzandrug in een relatief droog zandlandschap. In de rug zelf reikte het grondwater nooit hoger dan ca. 90 cm beneden maaiveld. In de zomer zakte het grondwater weg tot ca. 1,5 m diepte. Vermoedelijk waren deze grondwaterstanden gekoppeld aan het waterpeil in de aangrenzende geul. Dit waterpeil werd aanvankelijk vooral bepaald door het riviersysteem van de Eem, dat wil zeggen door de afvoer van water uit het achterland. De lager gelegen zandgronden in de omgeving zullen wel onder invloed van het

grondwater hebben gestaan; in de allerlaagste delen van het landschap groeide al vanaf het Boreaal veen (Ente et al., 1986; Winkels & Boekee, 1996).

Aan deze situatie kwam een einde toen de al maar rijzende zeespiegel in de loop van het Atlanticum de omgeving van de Hoge Vaart sterk ging beïnvloeden. Het gebied nam in deze periode steeds meer het karakter aan van een zoetwatergetijden-gebied. Het dekzandlandschap maakte plaats voor een landschap van moerassen en waterpartijen. Alleen de hoogste zandgronden staken nog boven het water uit. Het is dan ook niet verwonderlijk dat in de pollendiagrammen een sterke toename te zien is van elzenbroekbossen en moerasvegetaties (Havinga, 1962).

De stijging van het grondwater liet ook de bestudeerde dekzandrug niet ongemoeid. Rond 6000 à 5900 BP reikte het grondwater tot zo hoog in het profiel dat van een duidelijke beïnvloeding van de bodemvorming kan worden gesproken. Weliswaar zorgde de aangrenzende geul voor een goede afvoer, maar ook in deze geul zullen de waterpeilen steeds hoger hebben gereikt. Bovendien moet niet worden uitgesloten dat de geul zich in deze periode geleidelijk aan uitbreidde tot een veel grotere waterpartij. Recent booronderzoek door B.C. Ridderhof c.s. maakte duidelijk dat zich in het Laat-Atlanticum ten oosten van de rug een uitgestrekte waterpartij heeft bevonden. De exacte ouderdom van deze waterpartij is echter op dit moment nog onbekend.

Voor een goed beeld van het landschap in fase III is het belangrijk om te beseffen dat zowel het grondwaterpeil als het waterpeil van meren en moerassen in deze periode sterk hebben gefluctueerd. Enerzijds door de invloed van het getij, anderzijds ook door seizoensinvloeden.

7.4.3 De vegetatie

Wanneer we de pollenspectra van de ondergrond (3BC- en 3B-horizont) vergelijken met die daarboven (3E- en onderzijde 2C-horizont) dan zien we een duidelijke trend van een droge bosvegetatie naar een vochtige tot natte vegetatie. In het bos op de dekzandrug nam het aandeel van de linde sterk af, een voortzetting van de hierboven beschreven trend. De linde houdt niet van verzuurde bodems en natte voeten. De vrijgekomen plaatsen zullen voor het merendeel zijn opgevuld met eik, berk en af en toe hulst. Deze boomsoorten kunnen op nattere standplaatsen groeien dan de linde. Zomereik (*Quercus robur*) en Zachte berk (*Betula pubescens*) komen dan ook zeer frequent voor op natte zandgronden in onze huidige dekzandlandschappen (Van der Werf, 1991).

Het zeer hoge percentage *Quercus*-pollen (ca. 40%) in de 3E en 2C geeft aan dat de eik zeer frequent voorkwam. Het is bekend dat dit pollentype zeer gevoelig is voor corrosie. Komt het in zulke hoge percentages voor als we hier waarnemen, dan betekent dit vrijwel zeker dat er tijdens de vernatting nog zeer veel eiken moeten hebben gestaan. Omdat de omgeving in de periode 6000-5700 BP in toenemende

mate gedomineerd zal zijn geweest door veengronden en open water - plaatsen waar de eik niet of nauwelijks groeit - zal het *Quercus*-pollen vooral afkomstig zijn van eiken die op de dekzandrug zelf stonden.

Dit wordt ondersteund door de vele eikenstammen die tijdens de opgraving zijn aangetroffen en door de vele eikenwortels in de zandprofielen. De stammen en wortels in en op het hogere deel van de dekzandrug zullen voor een groot deel uit de laatste paar eeuwen vóór de definitieve verdrinking van de dekzandrug (5600-5500 BP) dateren. Waren ze ouder, dan zouden ze in veel sterkere mate zijn verteerd in de toenmalige droge tot vochtige bodems. De twee ^{14}C-dateringen die we van eikenwortels verrichtten wijzen inderdaad op een datering in de laatste eeuwen vóór de verdrinking. Ze bleken op 5940 BP respectievelijk 5856 BP uit te komen (par. 4.2.4). Uiteraard is de ^{14}C-leeftijd van de wortels en stammen sterk afhankelijk van de stijging van het grondwater en dus van de NAP-hoogte. De eiken op de lagere delen van de dekzandrug zijn eerder bereikt door het grondwater en dus eerder afgestorven. Diep liggende wortelstelsels, die al in een zeer vroeg stadium door grondwater zijn omgeven, kunnen bovendien veel ouder zijn dan de bovengenoemde, relatief ondiep liggende wortels.

Op grond van het palynologisch onderzoek, de veldwaarnemingen en onze ^{14}C-dateringen kunnen we dus aannemen dat de jachtkampen van de vroegneolithische jagers vrijwel zeker omringd waren door eikenbos. Wellicht dat op basis van de verspreiding van de gevonden boomstammen nog een indruk kan worden gekregen van de ligging van de precieze standplaats van deze bossen. Bij ons veldwerk hadden we de indruk dat de meeste eiken op de noordelijke en westelijke flank van de dekzandrug stonden.

De ondergroei van dit bos was vrij beperkt van omvang en werd bepaald door plantensoorten van oude, zwak zure bossen. Het pollenonderzoek van de top van de 3E-horizont leverde de volgende bosplanten op: klimop (*Hedera helix*), kamperfoelie (*Lonicera periclymenum*), bosanemoon (*Anemone nemorosa*), koekoeksbloem (*Silene dioica* type), grootbloemige muur (*Stellaria holostea*), adelaarsvaren (*Pteridium aquilinum*), koningsvaren (*Osmunda regnalis*), eikvaren (*Polypodium*) en enkele anderssoortige varens (*Dryopteris*). Ten opzichte van de bossen van vroegere perioden zien we duidelijke achteruitgang van hazelaar (*Corylus*). Evenals bij de linde zal de terugloop van hazelaar zijn veroorzaakt door bodemverzuring en de daaruit resulterende verarming van de bodem. Deze chemische factor is belangrijker dan de fysische factor van de grondwaterstijging zelf. Hazelaar kan immers goed tegen natte voeten: de soort komt veel voor op wat rijkere beekdalbodems.

De pollenspectra van de 3E en de onderzijde van de 2C bevatten veel meer ruderaalplanten dan de spectra daaronder. Voorbeelden zijn: hoornbloem (*Cerastium fontanum* type), schapenzuring (*Rumex acetosella*), andere zuringsoorten (*Rumex acetosa* groep), zandblauwtje (*Jasione montana*), brandnetel (*Urtica dioica* type), bijvoet (*Artemisia*) en vertegenwoordigers van de families van de Brassicaceae, Apiaceae, Asteraceae liguliflorae, Asteraceae tubiliflorae en Chenopodiaceae. Dit rijke palet van ruderale soorten weerspiegelt waarschijnlijk de aanwezigheid van de

mens. Dit spoort goed met de antropogene vondsten en sporen die tot dusverre bij de opgraving zijn aangetroffen. Deze dateren - voor zover we nu weten - in meerderheid uit de periode 6100-5700 BP. Ze komen dus in grote lijnen overeen met de door ons onderscheiden fase III. De genoemde plantensoorten groeien over het algemeen slecht onder hoogopgaand geboomte. We kunnen daarom aannemen dat in het eikenbos op de dekzandrug open plekken voorkwamen. Misschien niet continu, maar wel voldoende vaak om een aanzienlijke bloei van ruderale planten mogelijk te hebben gemaakt. Waarschijnlijk lagen de jachtkampen van de vroegneolithische jagers op kleine, kruidenrijke open plekken, omringd door hoogopgaand eikenbos.

Rond de dekzandrug groeide ondertussen het veen gestaag door. De grote hoeveelheden els (*Alnus*) in de pollenspectra geven aan dat in de direkte omgeving van de rug aanzienlijke hoeveelheden elzenbroekbos moeten hebben gestaan. Ook op de oever van de geul stonden hebben vermoedelijk kleine concentraties van elzen- en wilgebosjes gestaan. Op de natte zandgronden in de omgeving - en mogelijk ook op de dekzandrug zelf - zullen ook veel berken hebben gestaan. Het opkomen van allerlei moerasplanten in de spectra geeft aan dat in de lagere delen van het landschap vrijwel permanent water kwam te staan.

7.4.4 De bodem

Stijgend grondwater

De bodemvorming stond in de periode 6000-5700 BP volledig in het teken van een sterke stijging van de grondwaterspiegel en van de steeds hogere frequentie van de grondwaterfluctuaties. De gemiddelde grondwaterstand in de dekzandrug steeg in een periode van drie eeuwen bijna een halve meter, wat tot aanzienlijke veranderingen van het bodemprofiel in de dekzandrug leidde. Hadden we het in de vorige fasen nog over een relatief droog milieu op de dekzandrug, vanaf fase III kunnen we van een duidelijke vernatting spreken. Op grond van de in paragraaf 4.2.5 gereconstrueerde stijging van het grondwater met ongeveer 15 cm per eeuw, nemen we aan dat rond 6000 BP de gemiddelde grondwaterstand in het najaar (GLG)op ongeveer 75 cm diepte lag. Driehonderd jaar later lag de GLG op ca. 30 cm beneden maaiveld. Wanneer we daarbij bedenken dat het grondwater in de winter en het voorjaar vele decimeters hoger zal hebben gestaan, dan kunnen we met recht concluderen dat in deze periode het milieu van de dekzandrug veranderde van een vochtig naar een nat milieu. Rond 5700 BP zal de top van de rug zelfs periodiek ónder water hebben gestaan.

Het grondwater: van een seizoensregime naar een getijdenregime

Omdat de dekzandrug direct naast een open waterpartij lag, zullen wisselingen in het waterpeil van deze waterpartij direkte gevolgen hebben gehad voor het gedrag van het grondwater in de rug. Lange tijd werd het waterpeil vooral beïnvloed door de afvoer van oppervlaktewater vanuit het achterland, in casu van het stroomstelsel van de Eem en de Noordveluwse beken. In grote lijnen zal deze afvoer vooral een

seizoensinvloed te zien hebben gegeven. Hoge afvoeren in het winterhalfjaar, lagere afvoeren in het zomerhalfjaar. Ook het grondwaterpeil in de rug zal aan een dergelijk seizoensregime bloot hebben gestaan. In de loop van winter en voorjaar steeg het grondwaterpeil, in de loop van zomer en najaar trad een daling op. Over het algemeen kan men zeggen dat er in hydrologisch opzicht sprake was van een laag-dynamisch systeem, wat bovendien nog sterk gebufferd werd door de uitgestrekte bosmassieven die zich tot ver in het Atlanticum nog hadden kunnen handhaven in het achterland.

In het Laat-Atlanticum kwam aan dit seizoensgebonden regime langzaam maar zeker een eind. De voortgaande stijging van de zeespiegel leidde er toe dat Zuidelijk Flevoland steeds meer het karakter kreeg van een hoogdynamisch zoetwater-getijdengebied. Met andere woorden: het waterpeil in de geulen en meren rond de bestudeerde dekzandrug kwam in de loop der eeuwen onder steeds sterkere invloed van het getij te staan. Dit leidde tot sterkere en meer frequente schommelingen van het waterpeil en als gevolg daarvan ook tot een sterkere en meer frequentere fluctuatie van het grondwater in de dekzandrug. Waar tevoren het grondwater slechts éénmaal per jaar daalde en steeg, traden deze dalingen en stijgingen nu in een veel hogere frequentie op. Hoe hoger de zeespiegel rees, hoe sterker de invloed van het getij, hoe sterker ook de amplitude van het grondwater. Kortom: een aanzienlijke vergroting van de hydrologische dynamiek. Uiteraard had dit grote gevolgen voor de bodemvorming.

Bodemvormende processen

Wanneer het grondwater tot hoog in een bodemprofiel stijgt, dan wordt deze factor een allesoverheersende bij de bodemvorming. De vernatting overschaduwt alle andere factoren. Wanneer deze vernatting bovendien gepaard gaat aan een sterkere en frequentere fluctuatie van de grondwaterspiegel en een sterke laterale afvoer, dan kunnen in korte tijd ingrijpende veranderingen in het bodemprofiel optreden. Dit is ook bij de Hoge Vaart het geval geweest. In enkele eeuwen tijd trad een sterke verzuring van de bodem op, verslechterde de afbraak van het bosstrooisel aanmerkelijk en ging de eertijds zo bruine bodem sterk verbleken. Ook vond in deze eeuwen een sterke uitspoeling van ijzer, fosfaat en andere elementen plaats. Over de verzuring hadden we het reeds in de vorige paragraaf. Hieronder gaan we nader in op de veranderingen in de organische stof en op de processen die tot verbleking van de bovengrond hebben geleid.

Verslechtering van de strooiselafbraak

In de vorige paragraaf zagen we dat het gecombineerde effect van natuurlijke bodemverzuring, menselijke activiteit en stijging van de grondwaterspiegel in de bodems van de Hoge Vaart tot een aanzienlijke verzuring van de bovengrond leidden. Hoewel (nog) geen intensieve podzolering optrad, was er wel een aanmerkelijke daling van de pH en een aanzienlijk verlies aan basische kationen. Al deze factoren waren bijzonder ongunstig voor de bodemfauna van de bruine bosgronden. De activiteit van deze bodemfauna liep dan ook in de loop der eeuwen sterk terug. De regenwormen van fase I waren reeds lang verdwenen, de enchytraeen en artropoden

van fase II kregen het steeds moeilijker. De omzetting van het eikenblad en andere strooiseltypen werd langzamerhand steeds meer overgenomen door schimmels. Bij het micromorfologisch onderzoek zagen we in de Hoge Vaart-bodems dan ook zeer veel schimmeldraden (*hyphae*) en niet of nauwelijks sporen van bodemdieren. Een gevolg van de afname van het bodemleven was dat het profiel minder intensief werd doorwoeld door bodemdieren. Stuifmeelkorrels konden daardoor niet zo gemakkelijk tot diepere lagen doordringen dan eerder het geval was. Alleen via grotere, doorgaande wortelkanalen kon het pollen nog tot wat grotere diepte doordringen. Verder heeft de verslechterde afbraak vrijwel zeker tot een dikkere strooisellaag op de dekzandrug geleid. We konden deze strooisellaag echter niet meer terugvinden, omdat deze door latere processen volledig was opgeruimd of zodanig veranderd dat deze niet meer te herkennen valt.

Aantasting van bruine humushuidjes

Een tweede gevolg van de stijging van het grondwater was dat de bruine humushuidjes die vele eeuwen lang rond de zandkorrels van de bruine bosbodem hadden gezeten sterk werden aangetast. De humaten waaruit deze huidjes bestonden zijn onder droge omstandigheden zeer stabiel. In natte toestand vallen ze echter geleidelijk uiteen. Bij ons micromorfologische onderzoek bleek dat de bruine huidjes in de droge bruine bosgrond meestal tussen de 10 en 20 µm dik waren en de zandkorrels geheel of gedeeltelijk bedekten. Toen de bodem vernatte, werden de huidjes vanaf de buitenkant afgebroken en veranderden ze geheel of gedeeltelijk in een papperige, colloïdale, amorfe massa. De bruine huidjes werden hierbij steeds dunner. Op den duur konden ze zelfs geheel verdwijnen. Wanneer dit op grote schaal gebeurde, verdwenen de warme, bruine kleuren van de oorspronkelijk huidjes en gingen de witte kleuren van de resterende kwartskorrels steeds meer overheersen. Dit gaf op den duur een verbleking van het bodemprofiel te zien.

Er was in de bestudeerde profielen een duidelijk verschil in intensiteit van de verbleking tussen de bovengrond en de ondergrond. Hoewel de humushuidjes in alle horizonten waren aangetast, was de aantasting in de bovengrond (3E-horizont) veel sterker dan die in de ondergrond (3B, 3BC, 3C). We leiden hieruit af dat de aantasting van de humushuidjes niet enkel een gevolg is van de fysieke aanwezigheid van grondwater en van de duur daarvan. De ondergrond werd immers al in een veel eerder stadium door het grondwater bereikt dan de bovengrond. En toch is de bovengrond veel sterker verbleekt. Welke factoren kunnen hierbij een rol hebben gespeeld? We denken vooral aan de steeds sterkere en frequentere *afwisseling van droge en natte omstandigheden* in deze bovengrond. Deze zullen aantasting van de huidjes aanmerkelijk hebben versneld. De wisselingen tussen nat en droog zorgden voor snelle en sterke schommelingen tussen zuurstofarme en zuurstofrijke omstandigheden (variatie in redoxpotentiaal). In de volgende paragraaf zullen we zien dat een dergelijke variatie allerlei chemische processen in de bodem in gang kan zetten, vooral in bodems met een lage pH. Deze reacties beïnvloedden bovendien op hun beurt weer de pH, waardoor deze in de bovengrond zeer sterk kon variëren. Deze frequente, sterke wisselingen van het chemische en fysische bodemmilieu zullen

de hoofdoorzaak zijn van de versnelde afbraak van de humushuidjes in de bovengrond.

Een bijkomende factor was de *sterke laterale grondwaterbeweging* in de top van de rug. Elementen die bij de afbraak van de humushuidjes vrijkwamen, konden hierdoor snel verdwijnen uit het systeem. Dit kan tot verschuivingen van allerlei chemische evenwichten hebben geleid en daarmee voor een versnelde afbraak van de huidjes. In hoeverre bepaalde microben een rol hebben gespeeld bij de afbraak van de humushuidjes, weten we niet; we moeten echter met deze factor terdege rekening houden.

Uit het vlekkerige karakter van de 3E-, 3B- en 3BC-horizont leiden we af dat de afbraak van de humushuidjes ook binnen één horizont kon variëren. Vaak zien we in en rond wortelkanalen een wat sterkere bleking van het zand. De pakking van het zand was daar wat minder groot zodat hier een sterkere doorstroming met water kon optreden (preferente stroombanen) en in droge toestand ook een betere en snellere doorluchting kon plaatsvinden. Dit zorgde voor een relatief sterke en frequente afwisseling van milieuomstandigheden ter plekke wat de afbraak van de humushuidjes bevorderd heeft.

De aantasting van de humushuidjes vond overigens niet alleen plaats tijdens de door ons onderscheiden fase III. Het proces begon wel in deze periode, maar zal in de eeuwen daarna zonder twijfel zijn doorgegaan, vermoedelijk zelfs intensiever dan in de eerste eeuwen van de vernatting. Wanneer de afbraak van de huidjes precies is gestopt, weten we niet. Vermoedelijk gebeurde dit in de periode dat het water permanent boven en de afwisseling tussen droge en natte omstandigheden voorbij was. Dit tijdstip zal niet al te ver na het overgroeien van de rug met veen (5500 BP) hebben gelegen (zie par. 4.2).

Reductie van ijzer en mangaan

Een derde gevolg van de grondwaterstijging op de bodemvorming was het optreden van allerlei redoxprocessen. De sterke stijging van de gemiddelde grondwaterstand zorgde in de bodem van de Hoge Vaart steeds vaker en langduriger voor verzadiging van de bodem met water. Hierdoor neemt de doorluchting (*aëratie*) van de grond af en kan de hoeveelheid zuurstof in de bodem tijdelijk sterk dalen. In de bodemkunde wordt deze daling van de zuurstofspanning uitgedrukt in een getal, de *redoxpotentiaal* (Eh). Hoe beter doorlucht een bodem is, hoe oxiderender het milieu, hoe hoger de redoxpotentiaal. Hoe natter een bodem, hoe reducerender het milieu en hoe lager de redoxpotentiaal. Bij snel fluctuerende grondwaterstanden kan de redoxpotentiaal in korte tijd sterk veranderen. Vooral in de bovengrond zijn deze wisselingen vaak zeer sterk.

Een frequente en sterke afwisseling tussen oxiderende (hoge Eh) en reducerende (lage Eh) omstandigheden heeft grote gevolgen voor het gedrag van elementen in zandbodems, vooral voor ijzer en mangaan (Duchaufour, 1982; Schachtschabel et al., 1989; Van Breemen *et al.*, 1992). Bij hoge grondwaterstanden ontstaat een sterk

reducerend milieu (lage Eh) dat in ontkalkte zandgronden bovendien vaak nog vrij zuur is. Dit schept gunstige voorwaarden voor de omzetting van driewaardig ijzer in tweewaardig ijzer.

In de bruine bosgronden bij de Hoge Vaart zal een groot deel van het ijzer in organische verbindingen zijn vastgelegd, vooral in de bruine huidjes rond de zandkorrels. Een klein deel zal ook in minerale vorm aanwezig zijn geweest, dat wil zeggen in de vorm van ijzeroxiden en -hydroxiden. In goed geaëreerde omstandigheden zal het daarbij vooral gaan om goethiet (α-FeOOH).

Hierboven zagen we dat de bruine huidjes rond de zandkorrels door de afwisseling van natte en droge omstandigheden sterk werden aangetast. Hierbij kwamen niet alleen organische producten vrij, maar ook de elementen die in deze huidjes waren opgeslagen.

Eén van deze elementen was ijzer. In natte, zure omstandigheden (lage Eh, lage pH) wordt dit driewaardige ijzer gereduceerd tot tweewaardige ijzerionen (Fe^{2+}) die goed oplosbaar zijn in water. Bovendien gaat onder deze omstandigheden ook de aanwezige ijzeroxiden en -hydroxiden in oplossing. Ook in dat geval wordt driewaardig ijzer omgezet in goed oplosbaar tweewaardig ijzer. Soortgelijke omzettingen vinden plaats bij mangaan. Vier- en driewaardig mangaan (organisch gebonden, of in mineralen zoals bijvoorbeeld pyrolusiet β-MnO_2) wordt daarbij omgezet in goed oplosbare Mn^{2+}-ionen.

Bovengenoemde reducties vinden alleen plaats bij zeer lage Eh's, dat wil zeggen onder omstandigheden waarbij nauwelijks zuurstof in de bodem aanwezig is. Daarnaast zijn voor een verloop van de reactie sterke reducerende stoffen nodig. In bodems als die van de Hoge Vaart gaat het vooral om bepaalde soorten organische zuren (aromatische polycarbonzuren) die ontstaan bij de afbraak van organische stof. Is aan beide voorwaarden voldaan, dan is de reductie van ijzer en mangaan onder laboratoriumomstandigheden nog steeds een langzaam verlopend proces. In de bodem verloopt het proces echter veel sneller. Dit komt door de aanwezigheid van bepaalde micro-organismen die onder anaërobe omstandigheden de bovengenoemde reacties sterk bevorderen (*katalyseren*). Zelf profiteren deze micro-organismen van de energie die bij de reactie vrij komt. Resumerend kunnen we dus stellen dat voor de reductie van ijzer en mangaan voldaan moet zijn aan de volgende randvoorwaarden:

1. de bodem moet periodiek of permanent verzadigd zijn met water waardoor een gebrek aan zuurstof ontstaat (lage redoxpotentiaal);
2. er moeten anaërobe heterotrofe micro-organismen in de bodem aanwezig zijn die de omzetting van driewaardig ijzer in tweewaardig ijzer kunnen katalyseren;
3. de bodem moet organische stof bevatten die als energiebron kan dienen voor de omzetting van ijzer door bovengenoemde micro-organismen.

De steeds sterkere en frequentere afwisseling in het Laat-Atlanticum tussen zuurstofrijke en zuurstofarme omstandigheden had in de bovengrond niet alleen een sterke wisseling van de redoxpotentiaal (Eh) tot gevolg, maar leidde ook tot sterke schommelingen in de zuurgraad (pH). Wanneer in de bovengrond op grote schaal

oxidatiereacties optreden, dan leidt dit in de regel tot een grote zuurproductie. Oxidatiereacties in waterig milieu zijn namelijk vrijwel steeds zuurproducerende reacties (toename H^+). Omgekeerd wordt in sterk reducerend milieu vaak veel zuur geconsumeerd (afname H^+). Bij frequente wisselingen tussen nat en droog kan dus een frequente en sterke wisseling tussen zure en minder zure omstandigheden optreden. Dit kan in de bovengrond tot een versnelde afbraak van bepaalde stoffen leiden, bijvoorbeeld die van bruine humushuidjes of van de weinige aanwezige kleimineralen. Omdat er bovendien een sterke laterale grondwatercomponent aanwezig was, konden afbraakproducten gemakkelijk uit het systeem worden afgevoerd. Dit leidde in relatief korte tijd tot een sterke degradatie van de bovengrond. In het bijlage 2 hebben we de uitspoeling van nutriënten met het grondwater aangegeven met twee dikke zijwaartse pijlen (laterale uitspoeling) en enkele naar beneden gerichte pijlen (verticale uitspoeling). De kringloop van het oude bosecosysteem werd doorbroken, er vond een aanzienlijke verlies aan nutriënten plaats.

Uitspoeling van ijzer en fosfaat

De Fe^{2+}-ionen die bij het bovengenoemde reductieproces ontstonden zijn goed oplosbaar in water en konden daardoor eenvoudig met het grondwater uitspoelen. De bovengrond van de dekzandrug werd hierdoor steeds armer aan ijzer. Dit blijkt ook uit onze bodemchemische analyses. Het ijzergehalte is in de 3E- en 3B-horizont aanzienlijk lager dan in de ondergrond. Van een volledige ontijzering was echter geen sprake. Lang niet alle ijzerhoudende humushuidjes waren immers afgebroken. Wel waren de huidjes afgenomen in dikte en aantal. Bovendien zagen we plaatselijk in de Hoge Vaart-profielen nog kleine oranje roestvlekken die eveneens op de aanwezigheid van ijzer wijzen. Verder namen wij zelf - en ook de archeologen - regelmatig kleine, zwarte concreties van mangaanoxide waar.

De Fe^{2+}-ionen zullen vooral in laterale richting zijn uitgespoeld. De ondergrond was immers vrijwel permanent verzadigd met water. Bovendien lag de dekzandrug direct naast een diepe stroomgeul, wat gunstige voorwaarden schiep voor zijdelingse afvoer. Op de plaatsen waar het grondwater weer in contact kwam met zuurstof, in de uittredingszone onderaan de flank van de dekzandrug, oxideerden de tweewaardige ijzerionen tot driewaardige ijzerverbindingen. Vaak waren dit ijzeroxiden en -hydroxiden. Daarnaast sloeg ook veel ijzerfosfaat neer. Dit fosfaat bevond zich oorspronkelijk voor het grootste deel in de bovengrond van de dekzandrug. Het was daar terechtgekomen door de mens die hier allerlei organische afval (bot, slachtmateriaal, zaden, fecaliën etc.) achterliet. In droge toestand (oxiderend milieu; hoge Eh) mineraliseert dit organisch gebonden fosfaat vrij snel. Het fosfaat wordt daarbij ofwel gebonden in organische vorm (humus, bruine huidjes etc.) of in minerale vorm als ligande van de aanwezige ijzer(hydr)oxiden. Onder invloed van het grondwater werden zowel de humushuidjes als de ijzerhydroxiden afgebroken, waarbij fosfaat in opgeloste vorm ontstond (PO_4^{3-} of HPO_4^{2-}). Dit kon gemakkelijk uitspoelen met het grondwater. Het kwam terecht in de lagere delen van het landschap en sloeg daar in oxiderend milieu vaak samen met ijzer neer. Hierbij ontstond een neerslag (precipitaat) van vrijwel puur ijzerfosfaat ($Fe_3(PO_4)_2$). Dit leidde tot verhoogde ijzer- en fosfaatgehalten aan de flanken van de dekzandrug. Zelf namen we in de rietklei

van de geulopvulling op vele plaatsen de kenmerkende kleur van *vivianiet* ($Fe_3(PO_4)_2.8H_2O$) waar, de kristallijne vorm van ijzerfosfaat.

Fosfaat is een belangrijke indicator voor de intensiteit van menselijke bewoning. De relatief gemakkelijke uitspoeling van fosfaat onder gereduceerde omstandigheden maakt het vrijwel onmogelijk om te reconstrueren hoe hoog de fosfaatgehalten in natte zandgronden als die bij de Hoge Vaart zijn geweest. Bovendien kan de toplaag later nog zijn aangerijkt met fosfaat dat met overstromingswater is aangevoerd. Huidige fosfaatconcentraties in de top van de dekzandrug kunnen dus niet zonder meer worden vertaald naar de concentraties ten tijde van de bewoning. Wel kunnen wellicht trends worden onderscheiden die de menselijke invloed tot op zekere hoogte nog kunnen reconstrueren.

7.5 Fase IV:Veranderingen in de bovengrond door periodieke inundatie

7.5.1 Overzicht

De doorgaande stijging van het grondwater, die in de vorige fase tot een vergaande degradatie van de oude bosbodem geleid had, reikte rond 5700 BP zó hoog dat ook de top van de zandrug onder sterke invloed van het water kwam te staan. Steeds vaker en steeds langduriger steeg het waterpeil ook tot boven het maaiveld. De dekzandrug stond dan langdurig blank. In dit kletsnatte milieu was de bovengrond vrijwel permanent verzadigd met water waardoor deze op veel plaatsen ging afschuiven en verspoelen. De eiken op de dekzandrug, die zich onder vochtige omstandigheden nog lange tijd hadden kunnen handhaven, hielden het in dit drasse landschap niet langer uit en maakten plaats voor elzen en allerlei moerasplanten.

De omgeving van de dekzandrug stond in deze tijd grotendeels onder water. Behalve broekbossen kwamen hier ook grote plassen en meren voor. Tezamen maakten deze deel uit van een zich steeds verder uitebreidend zoetwatergetijdensysteem. Op de flanken van de dekzandrug werden sterk gelamineerde onderwaterafzettingen gevormd, een teken dat hier periodiek ondiep open water voorkwam. Wat meer naar beneden vond op grote schaal veenvorming plaats. Rond 5500 BP was het water zo hoog gestegen dat ook de top van de dekzandrug permanent onder water stond en ook hier veen ontstond.

7.5.2 Het landschap

Nadat de bodems in de dekzandrug enkele eeuwen lang het karakter van een grondwaterprofiel hadden gedragen, reikte het water omstreeks 5700 BP zo hoog dat zelfs de top van de dekzandrug af en toe onder water verdween. Dit aspect vormt het belangrijkste onderscheid tussen de door ons onderscheiden fasen III en IV.

Wie rond 5700 BP een bezoek aan het gebied bracht, zag een volledig geïnundeerd landschap met grote vlakten van open water, omzoomd door rietmoerassen en anderssoortige verlandingsvegetaties. Op wat vastere grond kwamen wilgenstruwelen (hoge dynamiek) en elzenbroekbossen (lage dynamiek) voor. Alleen op de allerhoogste zandkoppen handhaafden zich nog kleine groepjes eiken. Deze stonden echter steeds vaker met de voeten in het water. Ze zullen er daarom over het algemeen niet al te best uit hebben gezien. Vele bomen stierven af en vielen om. Op het opgravingsterrein waren hiervan vele voorbeelden te zien. Eén van de omgevallen eiken is dendrochronologisch gedateerd op 4725 vóór Chr.

De inundatie van de dekzandrug zal aanvankelijk slechts periodiek en dan slechts gedurende korte perioden zijn voorgekomen. In de loop van het voorjaar stak de rug weer boven het water uit en verdween pas vele maanden later weer onder water. In deze periode was het ook nog goed mogelijk om in de zomer op de rug een kamp op te slaan en een vuurtje te stoken. Het grondwater zat slechts enkele decimeters diep, zodat een haardkuil snel zou vollopen. In een oppervlakkig aangelegde haard kon echter nog goed worden gestookt.

In de twee eeuwen die volgden werd de situatie al maar natter. Het waterpeil bleef stijgen, de inundaties werden steeds frequenter en langduriger. Geleidelijk aan ontstond een landschap waarin geen droog plekje meer te vinden was. De laatste eiken stierven; moeras- en open watervegetaties breidden zich sterk uit. Rond 5500 BP verdween de dekzandrug voorgoed onder de waterspiegel. Het landschap veranderde in een uitgestrekt rietmoeras, afgewisseld door open water.

7.5.3 De vegetatie

Stervend eikenbos

De loofbossen op de dekzandrug stonden tot ver in het Atlanticum op een droog tot vochtig bodemprofiel. Eik en linde waren in deze tijd de belangrijkste boomsoorten. Door bodemverzuring, menselijk ingrijpen en stijging van de grondwater nam in het Laat-Atlanticum het aandeel van de linde sterk af en werd de eik de overheersende boomsoort. Op vochtige bodems kan de eik namelijk nog zeer goed groeien. De boom wortelt dan wel wat oppervlakkiger, maar kan het – zelfs bij zeer ondiep grondwater – nog lang uithouden.

Toen het grondwater in de eeuwen vanaf ca. 6000 BP zo hoog reikte dat de bodems in de dekzandrug sterk hydromorfe vormen begonnen aan te nemen, legden de laatst overgebleven linden definitief het loodje en bleven de eiken over. Hier en daar vestigde zich op de rug zelfs al een els. Toen het grondwater tot de top van het dekzandprofiel reikte, kwam er een moment waarop zelfs de eik het niet meer uithield. Vermoedelijk lag dit moment ergens rond 5600 BP. In het pollendiagram zien we een sterke terugval van de eik in de top van de 2C-horizont (bijlage 1a). Bovendien zagen we op vele plaatsen binnen het opgravingsterrein omgevallen eiken. De aanwezigheid van vele, nog vrij gave stammen en wortelstelsels, geeft aan dat

een deel van deze eiken pas in een zeer laat stadium is dood gegaan, dat wil zeggen kort vóór de definitieve verdrinking van de dekzandrug (5600-5500 BP). De omgevallen boomstammen kwamen in een kletsnat milieu terecht en verteerden daardoor slecht. Ook zagen we dat de kuilen die bij het omvallen van de eiken ontstonden in veel gevallen sterk laminair zijn opgevuld (fig. 21). Ook dit wijst op een datering in een zeer laat stadium, toen het landschap al lange tijd onder water stond. Uiteraard begon de afsterving van het bos op de flanken van de rug wat eerder dan op de hogere delen. De eiken die in het meest noordelijke deel van de opgraving zijn aangetroffen, zijn dus vermoedelijk wat ouder dan die op de hogere delen van de rug.

Het is vooralsnog onduidelijk of zich na het afsterven van het eikenbos op de dekzandrug een volgroeid elzenbroekbos heeft gevormd. Bij de overgang van droog naar vochtig bos verwachten we normaalgesproken een toename van de els. De pollenspectra van de 2C-horizont geven geen aanleiding om een dergelijke ontwikkeling niet ook voor de onderzochte dekzandrug aan te nemen. Tegelijkertijd met de sterke afname van eik zien we in deze spectra namelijk een sterke toename van els. Toch hadden we in het veld niet de indruk dat er op de top van de dekzandrug veel elzenstobben voorkwamen. Ook zagen we op de top van de rug nergens bosveen. De zandbodem gaat vrijwel overal via een verspoelde toplaag (2C) direct over in een laag rietveen (1C), zonder tussenlaag van bosveen. Alleen op de lagere flanken van de dekzandrug zagen we plaatselijk in een relatief smalle zone wat bosveen met elzenhout, waarbij overigens niet duidelijk was hoe oud dit veen precies is. Ook hadden we de indruk dat de vroegneolithische oppervlaktehaarden niet intensief door boomwortels waren verstoord, een extra aanwijzing dat deze plekken na de menselijke occupatie niet langdurig door broekbos zijn overwoekerd.

We vermoeden dat het grondwater zó snel gestegen is, dat het eikenbos in relatief zeer korte tijd is overgegaan in een moeras- en openwatervegetatie, zonder een duidelijke tussenfase van elzenbroekbos. Nader paleo-ecologisch onderzoek, onder meer van bij de opgraving aangetroffen boomstammen en houtresten, zal deze hypothese nader kunnen onderbouwen dan wel verwerpen.

Broekbossen en verlandingsvegetaties

De lagere gronden in de omgeving van de dekzandrug waren al vele eeuwen eerder door het grondwater bereikt dan de rug zelf. Elzenbroekbossen kwamen dan ook al eeuwenlang voor in de omgeving van de dekzandrug. Zelfs de oudste pollenspectra van de Hoge Vaart-bodems, die uit de 3BC- en 3B-horizont, bevatten al aanzienlijke percentages *Alnus*. Toen in de loop van het Atlanticum het grondwater steeds hoger steeg kwam een steeds groter deel van het zandgebied onder invloed van het grondwater te staan. De broekbossen konden zich hierdoor sterk uitbreiden. Ze 'kropen' als het ware omhoog richting de hogere delen van het landschap. Rond 5700 BP moet het elzenbroekbos de rug zeer dicht genaderd zijn, getuige het zeer hoge percentage *Alnus*-pollen in de top van de 2C-horizont. Verder zien we in deze spectra ook andere boom- en struiksoorten van broekbossen opduiken zoals wilg (*Salix*), es (*Fraxinus*), sporkehout (*Frangula alnus*) en wegedoorn (*Rhamnus catharticus*).

Tenslotte zien we in de top van de 2C-horizont een sterke toename van de soorten van moerasvegetaties in open water: Cyperaceae, grassen (Poaceae, vermoedelijk vooral riet), egelskop (*Sparganium erectum* type) en kleine lisdodde (*Typha angustifolia*). Daarnaast komen ook andere moerasplanten voor: grote lisdodde (*Typha latifolia*), haagwinde (*Calystegia sepium* type), moerasspirea (*Filipendula*), ruit (*Thalictrum*), valeriaan (*Valeriana*) en addertong (*Ophioglossum vulgatum*). Deze soorten kunnen zowel uit de direkte omgeving afkomstig zijn als van de rug zelf. Op de flanken van de dekzandrug troffen we namelijk talrijke onderwaterafzettingen aan die wijzen op ondiep open water dat van tijd tot tijd droogvalt. Tegen het einde van fase IV zullen de bovengenoemde verlandingssoorten ook de top van de dekzandrug zijn voorgekomen. Uit het micromorfologisch onderzoek bleek dat de top van de rug een relatief dichte beworteling kende in de eindfase. Het ging hierbij zowel om rizomen van riet als om fijnere wortels. De laatste categorie kan zeer wel van de bovengenoemde moerasplanten afkomstig zijn.

7.5.4 De bodem

Van grondwater naar oppervlaktewater

In de voorgaande fasen lagen de bodems in de top van de dekzandrug gedurende het gehele jaar, dan wel gedurende een periode van het jaar, buiten de invloedssfeer van het grondwater. Na 5700 BP reikte het grondwater echter zo hoog, dat ook de bodems in de top van de rug onder direkte invloed kwamen te staan van het zoetwatergetijdensysteem. De bodems raakten grote delen van het jaar volledig verzadigd met water en stonden ook zeer frequent en langdurig volledig onder water. De bodemvorming werd dus in toenemende mate beïnvloed door oppervlaktewater en niet alleen meer door grondwater. Het extreem hoge waterpeil zorgde voor een zekere fossilisatie van de bodemkenmerken in de ondergrond van het zandprofiel. De belangrijkste bodemkundige veranderingen vonden echter plaats aan de top van het profiel. De frequente inundaties zorgden voor een sterke afname van de biologische activiteit in de bovengrond, voor verspoelingen en hellingbewegingen van de toplaag en tot de vorming van onderwaterafzettingen op de flanken en top van de dekzandrug. Hieronder bespreken we deze bodemvormende processen meer gedetailleerd.

Sterke afname van de biologische activiteit

Aanvankelijk hadden we het idee dat de zwartgrijze, sterk humeuze toplaag (2C) van het zandprofiel moest worden geïnterpreteerd als de A-horizont van een fossiele podzolbodem. In de loop van het onderzoek kwamen we er achter dat het bodemprofiel in de rug geen echte podzol was. Bovendien toonde het micromorfologische onderzoek aan dat de zwartgrijze toplaag niet de originele bovengrond was van de bosbodem uit het Atlanticum. Uit de analyse van de slijpplaten bleek dat de 2C-horizont op talrijke punten afwijkt van een normale A-horizont.

Eén van deze punten was het type organische stof dat in de 2C-horizont voorkomt. Dit is geheel anders dan het type dat in de bruine bosondergrond voorkomt. Het type humus dat in de 2C voorkomt is een zwartbruin tot zwart gekleurde ruwe humus, die voor een groot deel uiteen is gevallen in allerlei hoekige fragmentjes. De laag wordt bovendien naar boven toe steeds veniger. De aanwezige plantenresten vertonen nergens duidelijke sporen van dierlijke activiteit. Ook zagen we nergens vraatsporen aan plantenfragmenten. Dit wijkt zeer sterk af van de humeuze bovengrond van een normaal zandprofiel. Hierin zijn juist zeer veel sporen van dierlijke activiteit waar te nemen. De conclusie luidt dan ook dat in de bovengrond van de dekzandrug in de laatste paar eeuwen vóór de definitieve verdrinking niet of nauwelijks sprake is geweest van dierlijke activiteit. Het milieu was klaarblijkelijk te nat voor bodemdieren.

Dit gegeven leidt tot een belangrijke conclusie over het milieu van de dekzandrug in de periode 5700-5500 BP. Uit modern bosecologisch onderzoek weten we dat zelfs in bodems die slechts enkele maanden per jaar droogvallen al een aanzienlijke biologische activiteit optreedt. Uit het feit dat dit bij de onderzochte dekzandrug niet het geval is, kan worden afgeleid dat de rug in deze periode slechts gedurende een zeer korte periode van het jaar boven het water moet hebben uitgestoken. Wanneer er in de periode 5700-5500 BP nog jagers in deze omgeving verbleven, dan konden deze alleen gedurende enkele weken in de nazomer op de dekzandrug terecht. De rest van het jaar stond de rug blank.

Een tweede conclusie die we kunnen trekken, is dat de archeologische sporen uit de laatste fase van de bewoning (5800-5700 BP) niet of nauwelijks verstoord zullen zijn door bodemdieren. Deze afwezigheid van intensieve bioturbatie vormt vermoedelijk één van de belangrijkste verklaringen voor de opmerkelijke gaafheid van de meeste oppervlaktehaarden.

Erosieverschijnselen op de flanken van de dekzandrug

De toplaag van het zandprofiel vertoont met name op de oostelijke en noordelijke afhelling van de dekzandrug duidelijke kenmerken van verspoeling. Op de oostelijke flank bestaat er een relatief groot hoogteverschil tussen de top van de dekzandrug en de aangrenzende geul. Het is niet verwonderlijk dat hier de meest duidelijke verspoelingsverschijnselen te zien zijn. Op diverse plaatsen van deze oever zagen we lichtgekleurde, schoongewassen lagen spoelzand op de overgang van zand naar veen. Ook in de geulopvulling zagen we, zowel in trench 7 als in trench 10, lichtgekleurde, sterk verspoelde dekzandlagen. Ze lagen daar ingeklemd tussen een bruinzwart gekleurde gyttjalaag (onder) en een eveneens bruinzwarte laag detritus. Vrijwel zeker is deze lichtgekleurde zandlaag ontstaan door inspoeling van zand vanaf de aangrenzende dekzandrug. De laag sloot namelijk stratigrafisch direct aan bij de bovenzijde van het zandprofiel in de rug. Bovendien bevatten ze volgens de opgravers diverse artefacten uit het Mesolithicum en Vroeg-Neolithicum die eveneens een correlatie veronderstellen tussen de verspoelde zandlagen in de geul en de top van de dekzandrug.

Behalve de erosieverschijnselen op de oostflank van de rug, zagen we ook op de andere flanken van de dekzandrug op kleine schaal verspoelingsverschijnselen, vooral op de noordflank. Het ging hierbij om wit gekleurd zand in kleine geultjes in de top van de 2C-horizont.

Een exacte datering van de spoelzandlagen in de geulopvulling ontbreekt vooralsnog. Op dit punt hopen we in ons volgende onderzoeksrapport uitsluitsel te geven. De aanwezigheid van vroegneolithische artefacten geeft aan dat de verspoeling van tijdens of na de vroegneolithische bewoning dateert. Verder weten we dat de top van de dekzandrug rond 5500 BP bedekt was met rietveen, wat een *terminus ante quem* voor de verspoeling oplevert. De geringe dikte van de spoelzandlagen in de geul (10-20 cm) en de afwezigheid van gyttjalaagjes binnen dit pakket wijzen op een verspoeling in relatief korte tijd. We vermoeden dat dit proces zich vooral tussen 5700 en 5500 BP heeft afgespeeld. De ^{14}C-dateringen die we in 1997 willen uitvoeren aan materiaal uit de onderliggende gyttjalaag en de bovenliggende detrituslaag, zullen deze hypothese moeten bevestigen dan wel verwerpen.

De vermoedelijke oorzaak voor de bovengenoemde verspoelingen was volgens ons geen uittredend grondwater dat over de flank van de rug de geul instroomde. Het grondwaterpeil in de dekzandrug vertoonde immers een sterke samenhang met het peil van het aangrenzende oppervlaktewater. Wanneer het oppervlaktewater steeg of daalde, paste het grondwater zich zeer snel aan. Er waren dus geen grote peilverschillen. Wel kan de erosie van de dekzandflanken tijdelijk wat hoger zijn geweest bij plotselinge peilverlagingen of -verhogingen in de geul. In dat geval ontstond tijdelijk een wat sterkere waterstroming over het oppervlak van de dekzandrug, waarbij de flanken wat vaker en sterker zullen zijn beïnvloed dan de top. Hierbij zal zand uit de toplaag zijn losgewerveld en elders bezonken zijn. Dit zal - door de invloed van de zwaartekracht - een netto transport van zand in benedenwaartse richting hebben opgeleverd.

Op de oostflank zal natuurlijke afslag door stromend water of door golven een belangrijke aanvullende rol hebben gespeeld. In eerste instantie dachten we hierbij aan de erosieve werking van rivierwater van de Eem. De dekzandrug lag immers aan een buitenbocht van deze geul. Na het recente booronderzoek van Ridderhof c.s. moet eerder worden gedacht aan de golfslag van een grotere waterpartij.

De intensiteit van de natuurlijke afslag was afhankelijk van de begroeiing op de oever. Waar een dichte begroeiing voorkwam, was de erosie in de regel zeer gering. De erosie zal vooral zijn opgetreden op plaatsen waar de oever uit zandige, open plekken bestond. De verspreiding van artefacten en dierlijke resten in de geul maakt wellicht duidelijk of er een verband bestaat tussen het voorkomen van de verspoelingen en de activiteiten van mens en dier. Op een zandige oever verwachten we een hogere activiteit van mensen en dieren dan op een rivieroever die dicht begroeid is met broekbos of moerasplanten.

Geen sterke verspoeling van de top van de dekzandrug

Hoewel er op de flanken van de dekzandrug plaatselijk enige erosie is opgetreden, bleven grote delen van de rug van verspoeling gevrijwaard. Grote delen van de dekzandrug zijn volgens ons niet verspoeld, maar alleen licht vervormd of verschoven. Bij het micromorfologisch onderzoek bleek dat het grensvlak tussen de 3E- en de 2C-horizont een zeer onregelmatig, sterk golvend karakter heeft. Dit wijst niet op een sterke afvlakking van het reliëf door stromend water. Ook de pollenconcentraties wezen niet op een sterke erosie van de top van de oude bosbodem. De afvlakking van de top van de dekzandrug bedroeg eerder centimeters dan decimeters. Dit blijkt ook uit de gave oppervlaktehaarden die de archeologen op veel plaatsen in de 2C-horizont hebben aangetroffen. Deze wijzen niet op een intensieve erosie van de toplaag ná het ontstaan van de haarden.

We leiden hieruit af dat het oppervlaktewater geen greep heeft kunnen krijgen op de toplaag van de dekzandrug. De hechting in deze laag was klaarblijkelijk groter dan de erosieve kracht van het water. De verklaring voor dit verschijnsel kan in twee richtingen worden gezocht. Allereerst kan de erosieve kracht van het water op de wat vlakkere gedeelten van de dekzandrug te gering zijn geweest. Vermoedelijk ging het in de periode 5700-5500 BP in hoofdzaak om zeer langzaam stromend of stilstaand water. Weliswaar trad een frequente verticale schommeling van het grondwaterpeil op door de invloed van het getij, maar deze heeft klaarblijkelijk niet tot sterke stroming van water over de rug geleid. Een tweede verklaring kan de sterke hechting van de toplaag van de dekzandrug zijn. We vermoeden dat hierbij de vegetatie een belangrijke rol heeft gespeeld. Bij het micromorfologisch onderzoek en bij profielstudies in het veld bleek dat de toplaag van de dekzandrug in de eindfase zeer dicht doorworteld was, onder meer met rizomen van riet, maar ook met allerlei fijne wortels. Dit wijst op een dichte begroeiing met moerasplanten in de periode rond 5500 BP. De wortels van deze planten hielden het zand van de toplaag op de meeste plaatsen goed bij elkaar, waardoor hier geen intensieve verspoeling kon optreden. Alleen op open plekken en in hellingssituaties konden plaatselijk kleinschalige verspoelingen ontstaan en kon het microreliëf van de dekzandrug enigszins worden afgevlakt. Uit het feit dat in de top van de dekzandrug vele gave oppervlaktehaarden zijn aangetroffen, leiden we af dat ook op deze plaatsen een intensieve doorworteling van de toplaag moet hebben bestaan. Deze hielden de grondsporen goeddeels op hun plaats.

Kleinschalige vervormingen en hellingbewegingen van de toplaag

Hoewel de toplaag dus niet aan intensieve erosie onderhevig is geweest, konden we bij het micromorfologische onderzoek van deze laag wél vaststellen dat deze laag toch vrij instabiel moet zijn geweest. De veranderingen in deze laag vonden echter overwegend op zeer kleine schaal plaats, maar dan wel zeer talrijk. In- en uittredende grondwater, tussen de moerasplanten doorsijpelend oppervlaktewater én de zeer dichte beworteling zorgden voor talrijke, kleinschalige verstoringen en vervormingen van de oorspronkelijke bodemstructuur, ondermeer door *loading*. Al deze kleine veranderingen samen zorgden voor een duidelijke metamorfose in de top van de oude bos-

bodem. De 2C-horizont wijkt in micromorfologisch opzicht dan ook op allerlei punten sterk af van de onderliggende horizonten van de oude bosbodem (hoofdstuk 6).

Toch kan de chaotische opbouw en de golvende structuur van de 2C-horizont niet alleen worden verklaard met de activiteiten van water en wortels. Naar alle waarschijnlijkheid speelden ook loading en kleinschalige hellingbewegingen een rol. Op plekken met een wat minder dichte beworteling kan een met water verzadigde bodemmassa zelfs onder een zeer geringe helling in beweging komen en over korte of langere afstand gaan verschuiven. Dergelijke hellingbewegingen staan in de geologie bekend als *mass movement*. Hoewel ze vooral bekend zijn van een wat hoger schaalniveau, zullen de hellingbeweginkjes bij de Hoge Vaart voornamelijk kleinschalig zijn geweest en over vrij korte afstand hebben plaatsgevonden. Dit geldt met name voor de hoger gelegen delen van de dekzandrug. Normaal zet een hellingbeweging in met een schok. Of mensen en dieren hierbij een rol hebben gespeeld, bijvoorbeeld door betreding van de met water verzadigde toplaag, kon door ons niet worden vastgesteld. We vermoeden dat het merendeel van de hellingbewegingen dateert uit de periode dat de mens niet langer op de dekzandrug vertoefde.

Onderwaterafzettingen

Tijdens ons veldwerk in de zomer van 1996 zagen we op de noord- en westflank van de dekzandrug op vele plaatsen fijn gelaagde onderwaterafzettingen (spoor 45) tussen de zandbodem van de rug en het daarboven liggende pakket rietveen. Het ging om afzettingen van ca. 5 tot ca. 30 cm dikte, die een zeer karakteristieke afwisseling vertoonden van zeer dunne, donkergekleurde organische laagjes en eveneens zeer dunne, wit of lichtgrijs gekleurde minerale laagjes. Vrijwel zeker zijn deze afzettingen in een vrij rustig milieu op de bodem van ondiepe waterplassen ontstaan. In perioden van rust vormde zich op de bodem van de plas een dun organisch laagje. Wanneer er wat meer stroming was, werd een meer zandig laagje gevormd.

De meeste van de bovengenoemde fijn gelaagde structuren hadden een golvend, vrij regelmatig verloop. Plaatselijk gingen deze pakketten echter over in veel warreliger structuren met veel sterkere golvingen van de diverse laagjes en ook vele verstoringen daarvan. Deze warrelige patronen zijn niet door water ontstaan, maar door de wind. Ze maken duidelijk dat de flanken van de dekzandrug af en toe moeten zijn drooggevallen waardoor de wind vat kon krijgen op het zandige oppervlak.

Op de top van de dekzandrug komen de bovengenoemde onderwaterafzettingen veel minder frequent voor. Ze zijn er wel, maar dan zeer plaatselijk en ook op zeer kleine schaal. We concluderen hieruit dat de lagere gedeelten van het opgravingsterrein een andere volgorde van bodemvormende processen hebben doorgemaakt dan de top van de dekzandrug. In de lagere gedeelten van het terrein heeft gedurende langere tijd een afwisseling van inundatie en droogvallen bestaan. Deze gedeelten stonden ieder jaar gedurende langere tijd onder water waarbij de bovengenoemde onderwaterafzettingen konden ontstaan. Van tijd tot tijd vielen ze echter ook droog, wat niet alleen te zien is aan de windafzettingen die plaatselijk voorkomen, maar ook aan het feit dat er lange tijd geen veen is ontstaan. Indien het terrein permanent onder water zou hebben gestaan, zou al in een veel eerder

stadium veen zijn gevormd. In hoeverre ook de getijdenbeweging invloed heeft gehad op de vorming van de onderwaterafzettingen is moeilijk te zeggen. Wellicht moeten we de microlaagjes in de onderwaterafzettingen niet zozeer zien als een seizoensverschijnsel, maar meer als een getijdeafhankelijk verschijnsel.

De top van de dekzandrug werd uiteraard pas in een veel later stadium geïnundeerd dan de laagten rond de dekzandrug. Uit de afwezigheid van duidelijke pakketten van onderwaterafzettingen leiden we af dat de overgang van een vochtig dekzandmilieu naar een permanent nat veenmilieu hier vrij snel is verlopen. Er heeft zich op deze plaatsen niet lange tijd een afwisseling van open water en drooglegging voorgedaan zoals in de lagere gedeelten van het terrein wel het geval was.

We vermoeden daarom dat de onderwaterafzettingen op de flanken van de dekzandrug zich voor een groot deel zullen hebben gevormd vóór de door ons onderscheiden fase IV, dat wil zeggen vóór ca. 5700 BP. De fijngelaagde microafzettingen die plaatselijk in de top van de rug voorkomen behoren daarentegen wél tot fase IV.

De kans is groot dat de onderwaterafzettingen op de flanken van de dekzandrug voor een belangrijk deel dateren uit de periode dat de rug bewoond was (6100-5700 BP). Een nader micromorfologisch en palynologisch onderzoek van deze lagen kan wellicht nieuwe gegevens opleveren over het landschap in deze periode. DLO-Staring Centrum en BIAX *Consult* zullen een dergelijk onderzoek uitvoeren in 1997. Bovendien zullen we bij dit onderzoek proberen na te gaan op welke wijze de bovengenoemde bodemvormende processen de antropogene sporen in de dekzandrug hebben beïnvloed.

Laminair opgevulde, schotelvormige boomgaten

De stijging van het grondwater tot in de top van het bodemprofiel en de talrijke inundaties leidden rond 5700 BP tot een milieu waarin de eik het niet langer kon uithouden. Wanneer deze boom langdurig met de voeten in het water komt te staan, dan sterft deze af. Op het opgravingsterrein zagen we dan ook talrijke afgestorven eiken liggen. De boomgaten die deze eiken bij hun val achterlieten, waren meestal schotelvormig. Ze waren dus ondiep en vrij breed. We leiden hieruit af dat de eiken in de eindfase een zeer oppervlakkige beworteling hadden.

Interessant was verder het feit dat de vulling van deze schotelvormige boomgaten een sterk laminaire structuur had (fig. 21). Dit wijst op afzetting onder water, identiek aan de hierboven behandelde laminaire structuren op de flanken van de dekzandrug. We kennen deze situatie ook uit de huidige elzenbroekbossen. In zeer natte omstandigheden wortelen bomen vaak zeer oppervlakkig wat ze gevoelig maakt voor storm. In een nat bos zien we daarom vaak vele scheefstaande en omgevallen bomen. Bij het scheefzakken komt een deel van het wortelgestel van de boom omhoog. Op de plaats waar eerst een wortelkluit zat, ontstaat dan een holte. Deze holte loopt bij de geldende zeer hoge grondwaterstanden direct vol met water. Direct naast de stam ontstaat zo een kleine waterpoel die groter wordt naarmate de boom verder scheefzakt en uiteindelijk zelfs omvalt. In de navolgende jaren wordt deze waterpoel geleidelijk aan opgevuld. In rustige periode vormde zich op de bodem organisch materiaal

(gyttja), in wat dynamischer tijden zoals bij overstromingen, kwam ook veel zand op de bodem van de poel terecht. Door afwisseling van rust en dynamiek ontstonden geleidelijk aan de laminaire opvullingen die we bij de opgraving waarnamen. Plaatselijk speelde ook de wind een rol getuige de warrelige zandlenzen die plaatselijk te zien waren. De sterke amplitude van het grondwater maakte dat de top van de dekzandrug op gezette tijden droog viel, waardoor de wind vat kon krijgen op het zand. Hierdoor konden in de boomkuilen plaatselijk ook windafzettingen ontstaan.

Vorming van wit zand in voormalige wortelkanalen en boomgaten

Op het opgravingsterrein zijn vele boomstammen en boomwortels aangetroffen, in allerlei stadia van verrotting. Interessant waren vooral de eikenstammen en -wortels waarvan de schors en het kernhout nog grotendeels aanwezig zijn en waarvan het zachtere spinthout is verteerd. De ruimtes die openvielen na het verteren van het hout vloeiden in het kletsnatte milieu vol met spoelzand. Dit spoelzand kreeg na verloop van tijd een bijna sneeuwwitte kleur (fig. 38 en 39).

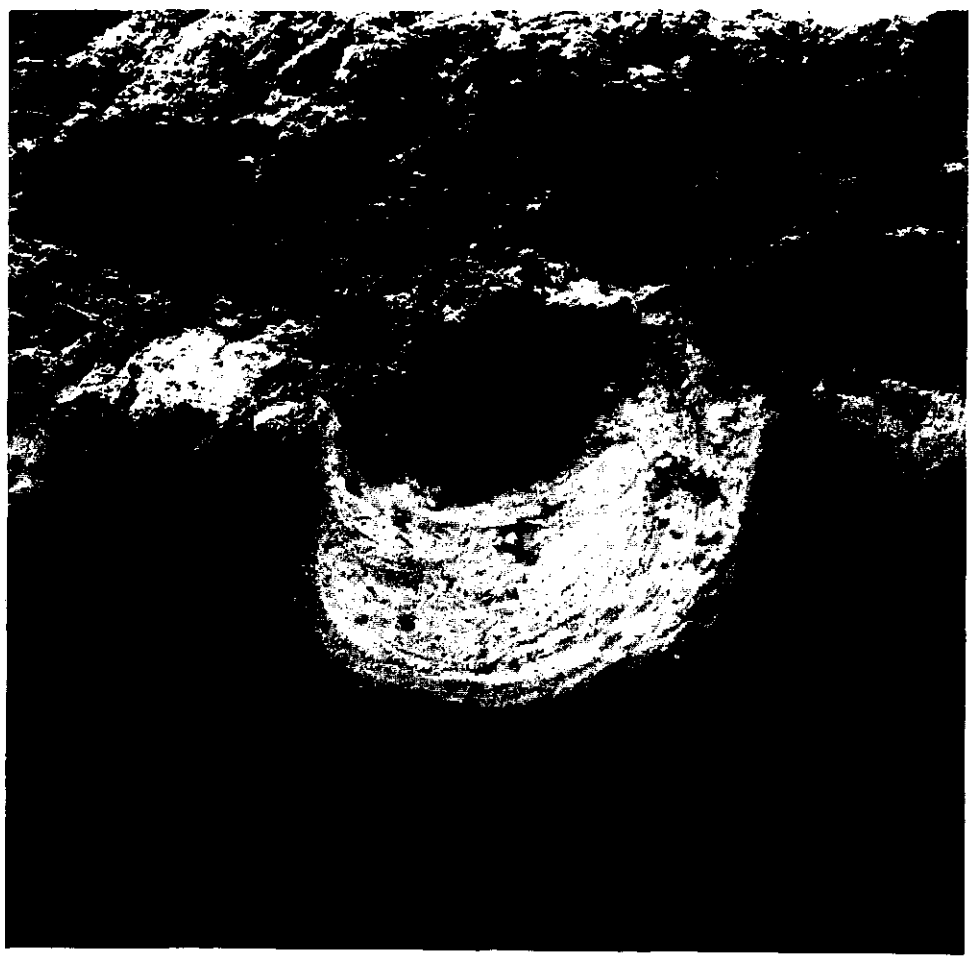


Fig. 38 Verteerde boomstam die dicht is gespoeld met zand dat vervolgens is verbleekt. Het harde kernhout van de stam is niet verteerd en tekent zich zwart af

Fig. 39 Verrotte boomstam die later is opgevuld met spoelzand dat vervolgens is verbleekt. Let op het jaarringenpatroon van de stam en van de twee dunne zijtakken

De verklaring voor dit opmerkelijke verschijnsel moet gezocht worden in de intensievere aantasting van humushuidjes en de snelle reductie van ijzer ter plekke. Bij wegrotting van de boomwortels en boomstammen spoelden de vrijgekomen holtes in nat milieu zeer snel dicht met het omringende zand. Dit zand bevatte aanvankelijk nog meer of minder bruine humushuidjes, mogelijk ook nog met wat ijzer, zowel in vrije vorm als in de vorm van ijzerhoudende huidjes rond de zandkorrels. Al naar gelang de horizont van waaruit het afkomstig was, zal het geel, bruin, grijsbruin of zwart van kleur zijn geweest. Dit ijzerhoudende zand ging in de omgeving van rottend hout versneld ontijzeren. Bij de verrotting van hout wordt namelijk zeer veel zuurstof gebruikt. Wanneer de aanvoer van zuurstof door periodieke of permanente vernatting geblokkeerd is, kunnen rond het rottende hout zeer zuurstofarme omstandigheden ontstaan (zeer lage Eh). Bovendien ontstonden bij de verrotting organische zuren die de pH verlaagden. Een derde factor was de enorme concentratie van micro-organismen die zich in en rond rottend hout bevond. Deze combinatie van omstandigheden (zeer lage Eh, lage pH en hoge concentratie van micro-organismen) leidde tot een versnelde afbraak van de humushuidjes rond de zandkorrels en tot een zeer snelle

reductie van driewaardig ijzer tot tweewaardig ijzer. Ook de weinig kleimineralen in het dekzand werden versneld afgebroken. Het tweewaardige ijzer spoelde in het losse zand van oude wortelkanalen (preferente stroombanen) en oude boomgaten (snelle wisseling van nat en droog) gemakkelijk uit. Na afbraak en afvoer van de organische stof bleef uiteindelijk de meest resistente fractie van het zand over: de kwartsfractie. Deze is in zuivere vorm spierwit en dit is de kleur die we bij de opgraving aantroffen in en rond rottend hout.

Interessant is het feit dat in de opgevulde stammen en wortels vaak nog een soort van jaarringenstructuur te zien is. De voorjaarsringen (grote houtvaten, losse structuur) verteerden klaarblijkelijk eerder dan de meer compacte, kleincellige najaarsringen. De ruimte die bij de vertering van de voorjaarsringen ontstond, werd dus eerder opgevuld met spoelzand dat dus ook eerder verbleekte. De vertering van de meer compacte najaarsringen startte later, de opvulling en bleking dus ook. Hierdoor ontstond een afwisseling van sterk gebleekt zand te plekke van de voormalige voorjaarsringen en nog niet geheel verteerd hout en nog niet geheel verbleekt spoelzand ter plekke van de voormalige najaarsringen. Deze situatie werd gefossiliseerd toen het grondwater zo hoog steeg dat de toplaag permanent verzadigd raakte en de rotting - die immers afhankelijk is van zuurstof - stopte. Verspreid over de opgraving konden we vele gefossiliseerde tussenstadia van bovengenoemd proces waarnemen. Soms was de gehele stam verteerd, opgevuld en verbleekt; soms was alleen het spinthout aangetast en schors en kernhout niet, soms lagen er nog volledige, onverteerde stammen.

De bovenstaande verklaring voor het ontstaan van het spierwitte zand is een voorlopige. In het voorjaar van 1997 zal dit verschijnsel nader worden bestudeerd met behulp van slijpplaten.

7.6 Fase V: Veengroei als gevolg van permanente inundatie

7.6.1 Algemeen

Rond 5500 BP verdween de dekzandrug definitief onder water. Vanaf die tijd bestond het landschap uit een afwisseling van rietmoerassen, moerasbos en open water. Het zandprofiel van de dekzandrug werd in deze periode overgroeid met rietveen, in een wat later stadium met rietzeggeveen. Het eutrofe karakter van dit veen maakt duidelijk dat het water in die tijd voedselrijk moet zijn geweest.

7.6.2 Het landschap

Rond 5500 BP maakte de onderzochte dekzandrug niet langer deel uit van een zandlandschap. De aanwezigheid van rietveen op het hoogste punt van de rug maakt duidelijk dat we in deze tijd met een veen- en moeraslandschap te maken hebben. Het landschap was permanent geïnundeerd, wat goede mogelijkheden schiep voor veenvorming. In het noorden was de zee tot zeer dicht genaderd (fig. 8b). We betwijfelen of er in ons studiegebied rond 5500 BP reeds sprake was van inbraken door de zee. De basis van het rietveen bevat namelijk weinig of geen klei. Voorts zagen in de geulopvulling van trench 7 en 10 dat er een vrij dikke detrituslaag voorkwam tussen de verspoelde dekzandlaag van fase IV (5700-5500 BP) en de slappe Calaisklei (spoor 32). Het is in onze ogen niet ondenkbaar dat de afzetting van de klei pas geruime tijd ná 5500 BP begonnen is. Vooralsnog is dus onzeker of we de genoemde kleilaag tot de Calais-II dan wel tot de Calais-III afzettingen moeten rekenen. Deze vragen kan alleen met gedegen paleo-ecologisch onderzoek en ^{14}C-dateringen worden beantwoord.

7.6.3 De vegetatie

Ten opzichte van de onderliggende spectra neemt in de pollenspectra van de veenlaag het aandeel van de bomen af. Zelfs de els (*Alnus*) maakte in deze periode geleidelijk aan plaats voor meer open verlandingsvegetaties. Gezien het grote aantal wortelstokken, stengels en bladeren van riet in het veen was riet in deze tijd zeer markant aanwezig.

Het hoge percentage Poaceae in de pollenspectra van de rietveenlaag (1C-horizont) zal dan ook voor een belangrijk deel op de aanwezigheid van riet berusten. Evenals de monsters uit de top van de 2C-horizont bevatten de pollenmonsters van de veenlaag meerdere soorten van verlandingsvegetaties in open water zoals cypergrassen (*Cyperaceae*), kleine lisdodde (*Typha angustifolia*) en egelskop (*Sparganium erectum* type). Daarnaast komen ook een aantal nieuwe soorten voor, die wijzen op wat latere fasen in de verlanding. Voorbeelden zijn: grote lisdodde (*Typha latifolia*), *Artemisia*, waternavel (*Hydrocotyle vulgaris*), rolklaver (*Lotus*), koekoeksbloem (*Lychnis flos-cuculi* type), wederik (*Lysimachia*), grote kattestaart (*Lythrum salicaria*), munt (*Mentha*), ruit (*Thalictrum*), gagel (*Myrica*), moerasspirea (*Filipendula*), wegedoorn (*Rhamnus catharticus*), klaver (*Trifolium* type), valeriaan (*Valeriana*) en addertong (*Ophioglossum vulgatum*).

Een derde groep van pollen en microfossielen in de spectra van de 2C-horizont zijn afkomstig van soorten van zoet open water. Het gaat om waterlelie (*Nymphaea alba* type) en algen als *Botryococcus, Pediastrum, Tetraëdron en Type 128B.*

We kunnen dan ook concluderen dat de dekzandrug en haar direkte omgeving vanaf 5500 BP volledig onder water stonden. De begroeiing werd vanaf die tijd gedomineerd door een moerasvegetatie in allerlei stadia van verlanding. De

soortensamenstelling wijst zeer sterk in de richting van zoet water. Of er in de eerste eeuwen na 5500 BP al sprake was van overstromingen met brak water is onzeker. Hiervoor dienen de diatomeeën in de veenlaag te worden onderzocht. De aanwezigheid van *Cymatiospherae* (Type 116) zou een aanwijzing kunnen zijn voor (tijdelijke) licht brakke omstandigheden.

7.6.4 De bodem

Veengroei

De basis van de veenlaag op de dekzandrug bestaat voornamelijk uit rietveen. Wat meer naar boven neemt het aandeel van zeggen toe. Rietveen is een veentype dat onder water ontstaat. De top van de dekzandrug was in ten tijde van de vorming van het veen dus definitief onder de waterspiegel verdwenen. Voor de groei van riet moet het water niet meer dan 2 m diep zijn. Riet heeft holle wortelstokken en kan daardoor in zuurstofarm milieu goed wortelen. Door ophoping van wortelstokken, bladeren en stengeldelen kan in relatief korte tijd een dikke laag rietveen worden gevormd. Indien de waterdiepte minder dan 0,5 m wordt kunnen zich ook zeggesoorten vestigen waardoor rietzeggeveen of zelfs zeggerietveen kan ontstaan.

Eutrofiëring en pH-stijging

Uit het feit dat op de site eutroof veen is gevormd, maken we op dat het oppervlaktewater relatief voedselrijk moet zijn geweest. Ten opzichte van de zure, arme omstandigheden van fase III vond dus in de loop van fase IV en V een duidelijke eutrofiëring plaats. Veel elementen zullen in deze tijd zijn aangerijkt door het oppervlaktewater. Ook de pH van de bodem zal in deze perioden zijn verhoogd. Een snelle analyse in het veld met behulp van pH-papiertjes leerde dat de pH van de 2C- en 1C-horizont meestal tussen de 5,9 en 6,2 lag. Dit is duidelijk hoger dan de pH die we normaliter in de top van een zure bruine bosgrond aantreffen.

De hoge elementgehalten die we bij onze chemische analyses in de 1C-horizont waarnamen (tabellen 2 en 3), zullen dan ook voor een belangrijk deel afkomstig zijn uit het oppervlaktewater. Uiteraard moeten we ook rekening houden met enige adsorptie van elementen uit de top van het zandprofiel, maar dit kan de hoge elementgehalten van de veenlaag maar gedeeltelijk verklaren. Bovendien zijn in beide studieprofielen de elementgehalten in de onderste centimeter rietveen lager dan in de daarboven liggende centimeter (tabellen 2 en 3). Dit wijst niet op een overheersende rol van adsorptie vanuit dieper liggende lagen. We vermoeden dan ook dat de hoge elementgehalten vooral op het conto van overstromingswater moet worden geschreven. Onderzoek door andere specialisten zal moeten uitwijzen of het hier ging om zoet water uit het achterland, brak water uit het kustgebied of om een combinatie van beide. De aanwezigheid van pyriet (FeS_2) wijst eveneens op rijke omstandigheden. Bij de opgraving kwam dit pyriet bloot te staan aan de lucht waardoor het, in aanwezigheid van Ca-ionen, kon oxideren tot gipskristallen ($CaSO_4.2H_2O$). Uit het feit dat het veen onderin nog vrij veel zand bevat, leiden we af dat

het milieu ter plekke aanvankelijk nog vrij onrustig moet zijn geweest. Zand kon daardoor vanuit de zandondergrond opwervelen en in het zich vormende veen terecht komen.

7.7 Overzicht

De vele ontwikkelingen die landschap, bodem en vegetatie door de eeuwen heen doormaakten zijn hierboven uitgebreid beschreven. In het bijlage 2 is een overzicht van al deze ontwikkelingen weergegeven. Het schema moet worden gezien als een voorlopige tussenstand van onze kennis van de landschapsontwikkeling, niet als een definitief eindbeeld. Nieuw onderzoek kan voor andere dateringen en op onderdelen wellicht ook tot een andere volgorde van de genoemde processen leiden.

Zelf hopen we in 1997 de toplaag van de zandrug nog wat beter te analyseren om zo de voor de archeologie zo relevante landschapsontwikkeling in de fasen III en IV nog wat beter in kaart te krijgen. Bovendien hopen we daarbij een beter inzicht te krijgen in de exacte bodemkundige ligging van de aangetroffen haarden en in de formatieprocessen die tot de uiteindelijk aangetroffen antropogene sporen geleid hebben.

Van groot belang zijn ook de resultaten van de onderzoekers uit andere disciplines. Ook deze kunnen ons beeld corrigeren, nuanceren of aanvullen. Van zeer groot belang is naar onze mening de opstelling van een betrouwbare grondwatercurve en de vervaardiging van enkele doorlopende paleo-ecologische referentieprofielen. Beide zijn onmisbaar voor een goede ijking van de processen en ontwikkelingsfasen die we in het bijlage 2 hebben onderscheiden.

Literatuur

Andersen, S.T., 1988. Retrospective studies of man-induced changes in Danish forests by means of pollen analysis from bogs and soils. In: F. Salbitano (ed.) *Human influence on forest ecosystems development in Europe.* Pitagora Editrice. Bologna. p.13-20.

Bakker, H. de & A.W. Edelman-Vlam, 1976. *De Nederlandse bodem in kleur.* Stichting voor Bodemkartering en Pudoc. Wageningen.

Bakker, H. de & J. Schelling, 1989. *Systeem van bodemclassificatie voor Nederland. De hogere niveaus.* Pudoc. Wageningen.

Beets, D.J., A.J.F. van der Spek & L. van der Valk, 1994. *Holocene ontwikkeling van de Nederlandse kust.* Rapport Project Kustgenese. Rijks Geologische Dienst. Haarlem.

Berglund, B.E., 1966. Late-Quaternary vegetation in eastern Blekinge, south-eastern Sweden. A pollen-analytical study. Part II: Post-Glacial time. *Opera Botanica* 12, 2: 1-190.

Bisdom, E.B.A., A. Boekestein, P. Curmi, P. Lagas, A.C. Letsch, J.P.G. Loch, R. Nauta and C.B. Wells, 1983. Submicroscopy and chemistry of heavy-metal-contaminated precipitates from column experiments simulating conditions in a soil beneath a landfill. *Geoderma* 30: 1-20.

Bisdom, E.B.A., O.H. Boersma, D. Schoonderbeek, J.D. Schreiber & J.F.Th. Schoute, 1996. Micromorfologische technieken en humusprofielkenmerken. In: R.H. Kemmers (ed.) *De dynamiek van strooisellagen.* Rapport 438, DLO-Staring Centrum. Wageningen. p. 41-66.

Bohncke, S.J.P., 1991. *Paleo-ecological changes in the Netherlands during the last 13,000 years.* Proefschrift Vrije Universiteit. Amsterdam.

Bos, R.H.G. & J. Sevink, 1975. Introduction of gradational and pedomorphic features in description of soils. A discussion of the soil horizon concept with special reference to paleosols. *Journal of Soil Science* 26: 223-233.

Breemen, N. van, P. Buurman & R. Brinkman, 1992. *Processes in soils.* Department of Soil Science and Geology. Agricultural University. Wageningen. 202 pp.

Breeuwsma, A., 1987. De mineralogische samenstelling van de Nederlandse zand- en kleigronden. In: W.P. Locher & H. De Bakker (red.) *Bodemkunde van Nederland.* Deel 1: 95-99. Malmberg. Den Bosch.

Breeuwsma, A. & W. de Vries, 1984. *Gevolgen van de zure regen voor de bodem. Deel 2: Aandeel in de bodemverzuring in Nederland.* Rapport 1787, Stichting voor Bodemkartering. Wageningen.

Brussaard, L., 1985. *A pedobiological study of the dung beetle Typhaeus typhoeus.* Proefschrift Landbouw Hogeschool. Wageningen.

Brussaard, L. & L.T. Runia, 1984. Recent and ancient traces of scarab beetle activity in sandy soils of the Netherlands. *Geoderma* 34: 229-250.

Buurman, P. (ed.), 1984. *Podzols - Temperate regions.* Benchmark Papers in Soil Science, Volume 3. Hutchinson and Ross. Stroudsburg, USA.

Buurman, P., 1985. *Paleosols. Syllabus bij het caputcollege.* Uitgave Vakgroep Bodemkunde en Geologie, Landbouw Hogeschool Wageningen.

Casparie, W.A., 1972. Bog development in southeastern Drenthe (The Netherlands). *Vegetatio* 25, 1-4: 1-271.

Cate, J.A.M. ten, 1969. Valley, coversand, ridge. A new morphological element in the Guelders Valley. *Biuletyn Peryglacjalny* 20: 345-354. Lódz.

Cate, J.A.M. ten, A.F van Holst, H. Kleijer & J. Stolp, 1995. *Handleiding bodemgeografisch onderzoek.* Vijf delen. Technisch Document 19, DLO-Staring Centrum. Wageningen.

Dimbleby, G.W., 1985. *The palynology of archaeological sites.* Academic Press, London.

Dimbleby, G.W. & J.M. Gill, 1955. The occurence of podzols under deciduous woodland in the New Forest. *Forestry* 28: 95-106.

Duchaufour, P., 1982. *Pedology. Pedogenis and classification.* English edition. George Allen & Unwin. London/Boston/Sydney.

Dupont, L.M., 1985. *Temperature and rainfall variation in a raised bog ecosystem. A paleo-ecological and isotope-geological study.* Proefschrift. Universiteit van Amsterdam.

Ente, P.H.J., 1969. Over de aard van het Pleistoceen in diepere ontsluitingen in Oostelijk en Zuidelijk Flevoland. *Flevoberichten* 74: 10-14. Rijksdienst IJsselmeer Polders. Zwolle.

Ente, P.J., J. Koning & R. Koopstra, 1986. *De bodem van Oostelijk Flevoland.* Flevobericht nr. 258. Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders. Lelystad.

Erdtman, G., 1960. The acetolysis method. *Svensk. Bot. Tidskr.* 54: 561-564.

Exaltus, R., 1993. *Archeologisch onderzoek in het tracé van Rijksweg A27 (Zuidelijk Flevoland).* RAAP-rapport 83, Stichting RAAP. Amsterdam.

Gaans, P.F.M. van, 1989. WATEQX - a reconstructed, generalized, and extended FORTRAN 77 computer code and database format for the WATEQ aqueous chemical model for element speciation and mineral saturation, for use on personal computers or mainframes. *Comp. Geosci.* 15(6): 843-888.

Gans, W. de, 1991. Kwartairgeologie van West-Nederland. *Grondboor en Hamer* 5/6: 103-114.

Geel, B. van, S.J.P. Bohncke & H. Dee, 1981. A palao-ecological study of an upper Late-Glacial and Holocene sequence from 'De Borchert', The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology* 31, 359-448.

Giffen, A.E. van, 1941. De tijd van vorming van heidepodsolprofielen aan de hand van archeologische waarnemingen. In: *Besprekingen over het heidepodsolprofiel.* Koninklijke Nederlandsche Heidemij. Arnhem. p.12-23.

Gotjé, W., 1993. *De Holocene laagveenontwikkeling in de randzone van de Nederlandse kustvlakte (Noordoostpolder).* Proefschrift Vrije Universiteit. Amsterdam.

Gotjé, W., 1995a. De oever van de voormalige rivier de Eem op de archeologische vindplaats "Hoge Vaart". Het booronderzoek. *Rapport Stichting RAAP*, derde concept.

Gotjé, W., 1995b. Pollen, sporen en parasieten in enkele boorraaien op de vindplaats 'Hoge Vaart'. *Rapport Stichting RAAP,* derde concept.

Guillet, B.1972. Datation des sols par le ^{14}C naturel. II. Application à la détermination et à la signification des âges d'horizons Bh et Bs de podzols vosgiens. *Bulletin d'École Nationale Superieure d'Agronomie Nancy* 14: 123-131.

Guillet, B. & A.M. Robin, 1972. Interprétation de datations par le ^{14}C d'horizons Bh de deux podzols humo-ferrigineux, l'un formé sous callune, l'autre sous chênaie-hêtraie. *C.R. Académie Scientifique Paris* 274D: 2859-2861.

Havinga, A.J., 1962. *Een palynologisch onderzoek van in dekzand ontwikkelde bodemprofielen.* Proefschrift, Landbouw Hogeschool. Wageningen.

Havinga, A.J., 1974. Problems in the interpretation of the pollen diagrams of mineral soils. *Geologie en Mijnbouw* 53: 449-453.

Havinga , A.J., 1984. A 20-year experimental investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores in various soil types. *Pollen et Spores* 26, 3/4: 541-558.

Heidemij Advies, 1993. *Atlas Pleistoceen zand in Zuidelijk Flevoland. Rivierduinen, dekzandruggen en verspoeld pleistocene zandlagen in de secties Gz, Kz, Lz en Nz van Zuidelijk Flevoland.* Rapport 635, Heidemij Advies en Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat. Lelystad.

Hogestijn, J.W.H., 1989. *Jaarverslag 1988 van de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek.* Amersfoort.

Hogestijn, J.W.H., 1990. *Jaarverslag 1989 van de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek.* Amersfoort.

Hogestijn, J.W.H., 1991. Archeologische Kroniek van Flevoland. In: *Cultuurhistorisch Jaarboek voor Flevoland.* Lelystad.

Iversen, J., 1949. The influence of prehistoric man on vegetation. *Danmarks Geologiske Untersøgelse, Række* IV, 3, 6: 1-25. Kopenhagen.

Iversen, J., 1973. The development of Denmark's nature since the last glacial. *Danmarks Geologiske Undersøgelse* V Række, 7: 1-125.

Janssen, C.R., 1974. *Verkenningen in de palynologie.* Oosthoek, Scheltema & Holkema. Utrecht.

Jelgersma, S., 1961. *Holocene sea-level changes in the Netherlands.* Proefschrift, Rijks Universiteit Leiden. Leiden.

Jenny, H., 1941. *Factors of soil formation. A system of quantitative pedology.* McGraw-Hill. New York.

Jongerius A. & G. Heintzberger, 1975. *Methods in soil micromorphology. A technique for the preparation of large thin sections.* Soil Survey Papers, No. 10. Netherlands Soil Survey Institute. Wageningen, The Netherlands.

Kalis, A.J. & J. Meurers-Balke, 1988. Wirkungen neolithischer Wirtschaftsweisen in Pollendiagrammen. *Archäologische Informationen* 11: 39-53.

Keatinge, T.H., 1982. Influence of stemflow on the representation of pollen of *Tilia* in soils. *Grana* 21: 171-174.

Koopstra, R., G. Lenselink & U. Menke, 1993. *Geologische en bodemkundige Atlas van het IJsselmeer.* Rijkswaterstaat, Direktie Flevoland. Lelystad.

Lagerås, P., 1996a. Farming and forest dynamics in an agriculturally marginal area of southern Sweden, 5000 BC to present: a palynological study of Lake Avegöl in the Småland Uplands. *The Holocene* 6, 3: 301-314.

Lagerås, P., 1996b. Long-term history of landuse and vegetation at Femtingagölen - a small lake in the Småland Uplands, southern Sweden. *Vegetation History and Archaeobotany* 199, 5: 215-228.

Leinders, J.J.M., H.J.A. Berendsen, M.W. van den Berg, C. Van den Ende, R. Felix, M.M. Fischer, G.P. Gonggrijp, L.W. van den Hoek, D. Jansen, J.H.F. Kerp et al., 1992. *Geologie rondom ijstijden.* Drie delen. Open Universiteit. Heerlen.

Lenselink, G., 1996. Fysische grondslagen van het bodemarchief: Bewoningsgeschiedenis. In: *Westelijk van de Knardijk. Inrichting en ontwikkeling van zuidelijk Flevoland 1968-1996*: 57-64. Uitgave Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat - Directie IJsselmeergebied. Ministerie van Verkeer en Waterstaat. Den Haag.

Lenselink, G. & R. Koopstra, 1994. Ontwikkelingen in het Zuiderzeegebied; over Meer Flevo via de Almere lagune tot de Zuiderzee. In: M. Rappol & C.M. Soonius (red.) *In de bodem van Noord-Holland.* Lingua Terra. Amsterdam.

Limbrey, S., 1978. Changes in quality and distribution of the soils in lowland Britain. In: S. Limbrey & J.G. Evans (eds.) *The effect of man on the landscape: the Lowland Zone*. Research Report 21, Council for British Archaeology. London. p. 21-26.

Lorente, M.A., 1986. Palynology and palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. *Dissertationes Botanicae* 99.

Lüders, R., 1964. Stark entwickelte Podsole unter Eichen-Birkenwald bei Voltlage im westlichen Niedersachsen und die Frage nach ihrem Alter. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde* 107: 215-222.

Maarleveld, G.C., 1968. Voorlopige resultaten van dekzandonderzoek met de plakbandmethode. *Boor en Spade* 16: 38-65.

Maes, B., 1990. De lindesoorten van Nederland. *Gorteria* 16: 61-81.

Modderman, P.J.R., 1975. Bodemvorming in grafheuvels. *Analecta Praehistorica Leidensia* 8: 11-21. Leiden.

Mourik, J.M. van, 1988. *Landschap in beweging. Ontwikkeling en bewoning van een stuifzandgebied in de Kempen.* Nederlandse Geografische Studies 74. Utrecht.

Munaut, A.V., 1967. Recherches palaeo-ecologiques en Basse et Moyenne Belgique. *Acta geographica Lovaniensia* 6: 1-191.

Pals, J.P., B.van Geel & A. Delfos, 1980. Paleo-ecological studies in the Klokkeweel bog near Hoogkarspel (Province of Noord-Holland). *Review of Palaeobotany and Palynology* 30: 371- 418.

Perrin, R.M.S., E.H. Willis & C.A.H. Hodge, 1964. Dating of humus podzols by residual radiocarbon activity. *Nature* 202, 4928, 164-166.

Peterken, G.F., 1996. *Natural woodland. Ecology and conservation in northern temperate regions*. Cambridge University Press. Cambridge.

Plassche, O. van der, 1982. Sea-level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene. Proefschrift, Vrije Universiteit. Amsterdam. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 36-1. Haarlem.

Poel, L.W., 1961. Soil aeration as the limiting factor in the growth of *Pteridium aquilinum* L. Kuhn. *Journal of Ecology* 49: 107-111.

Rackham, O., 1980. *Ancient woodland. Its history, vegetation and uses in England.* Edward Arnold. London.

Righi, D. & B. Guillet, 1976. Datations par le carbone-14 naturel de la matière organique d'horizons spodiques de podzols des Landes de Médoc (France). *Soil organic matter Studies*. International Atomic Energy Agency, Vienna. Volume 2: 187-192.

Ritsema, C.J., J.E. Groenenberg & E.B.A. Bisdom, 1992. The transformation of potential into actual acid sulphate soils studied in column experiments. *Geoderma* 55: 259-271.

Roo, H.C. de & H. Harmsen, 1954. Een bodemkartering van een deel van de gemeente Borger. Rapport nr. 351, Stichting voor Bodemkartering. Wageningen.

Ruegg, G.H.J., 1981. Sedimentary features and grainsize of glacio-fluvial and periglacial pleistocene deposits in The Netherlands and adjacent parts of Western Germany. *Verhandlungen der naturwissenschaftlicher Verein Hamburg* 24: 133-154.

Ruegg, G.H.J., 1983. Periglacial eolian evenly laminated sandy deposits in the Late Pleistocene of Northwest Europe. A facies unrecorded in modern sedimentological handbooks. In: M.E. Brookfield & T.S. Ahlbrand (eds): *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier. Amsterdam. p. 455-482.

Ruegg, G.H.J., 1995. Kwartaire wordingsgeschiedenis van, en ontsluitingen in het Gooi. *Grondboor en Hamer* 3/4: 1-8.

Runia, L.T. & P. Buurman, 1987. The so-called 'Sekundärpodsolierung' in burial mounds: chemical data from Dutch barrows. *Journal of Archaeological Science* 14: 97-105.

Schachtschabel, P., H.-P. Blume, G. Brümmer, K.-H. Hartge & U. Schwertmann, 1989. *Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde*. 12. Auflage. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.

Scharpenseel, H.W., 1979. Soil fraction dating. In: R. Berger & H.E. Suess (eds) *Radiocarbon dating. Proceedings of the Ninth International Conference, Los Angeles and La Lolla 1976.* University of California Press. Berkeley-Los Angeles-London. p. 277-283.

Scharpenseel, H.W., M.A. Tamers & F. Pietig, 1968. Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde* 119: 34-52.

Scheys, G., R. Dudal & L. Bayens, 1954. Une interprétation de la morphologie de podzols humo-ferriques. *Transactions of the Fifth International Congress on Soil Science* 4: 274-281. Leopoldville.

Schnitzer, M., 1978. Humic substances. Chemistry and reactions. In: M. Schnitzer & S.U. Khan (eds.) *Soil organic matter.* Elsevier. Amsterdam. p.1-64.

Schwan, J.C.G., 1986. The origin horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. *Sedimentary Geology* 49: 73-108.

Schwan, J.C.G., 1988. *Sedimentology of coversands in Northwestern Europe. A study on Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in England, the Netherlands and the Federal Republic of Germany.* Thesis, Vrije Universiteit. Amsterdam.

Sevink, J., O.K. Hulshof, H.J. Mücher & S.B. Kroonenberg, 1970. Age and development of some fossil podsols in the Dinkel Valley (East-Netherlands). *Publikaties van het Fysisch-Geografisch Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam* 16: 133-148.

Simmons, I.G., G.W. Dimbleby & C. Grigson, 1981. The Mesolithic. In: I.G. Simmons & M.J. Tooley (eds) *The environment in British prehistory.* Duckworth. London. p. 82-124.

Sioen, G., J. Neirynck, D. Maddelein & B. Muys, 1991. *Site classification in a mixed hard-wood forest (Hallerbos, Belgium) with a homogeneous ground vegetation dominated by Hyacinthus non-scripta (L.).* Laboratory of Forestry, University of Ghent.

Smeerdijk, D.G. van, 1989a. Alder carr, growth and drowning in the IJsselmeer region, an aspect of the Dutch coastal development. *Acta Botanica Neerlandica* 38, 4, 477-491.

Smeerdijk, D.G. van, 1989b. A paleo-ecological and chemical study of a peat profile from the Assendelver Polder (The Netherlands). *Review of Palaeobotany and Palynology* 58, 231-288.

Smith, A.G., 1970. The influence of Mesolithic and Neolithic man on British vegetation. In: D. Walker & R.G. West (eds) *Studies in the vegetational history of the Brithish Isles*. Cambridge University Press. Cambridge. p. 81-96.

Spek, Th., 1993. Milieudynamiek en locatiekeuze op het Drents Plateau (3400 v. Chr - 1850 na Chr.). Een model getoetst in het natuurgebied De Strubben/Kniphorstbos bij Anloo. In: H. Elerie (red.) *Landschapsgeschiedenis van De Strubben/Kniphorstbos. Archeologische en historisch-ecologische studies van een natuurgebied op de Hondsrug*.
Van Dijk & Foorthuis. Groningen. p. 171-236.

Spek, Th., F.D. Zeiler & E. Raap, 1996. *Van de Hunnepe tot de zee. Geschiedenis van het Waterschap Salland*. IJsselakademie. Kampen.

Stuiver, M & P.J. Reimer, 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.

Tamm, C.O. & H. Holmen, 1967. Some remarks on organic matter turn-over in Swedish podzol profiles. *Meddr. Norske Skogsfors. Ves.* 23: 67-88.

Verbruggen, C., 1984. Aspects des compositions et changements characteristique de l'évolution botanique holocene en Flandre. *Revue de Paléobiologie*, Volume Special 1984: 231-234.

Vlierman, K., 1985. *Neolithische en middeleeuwse vondsten op de kavels Oz35 en Oz36 in Zuidelijk Flevoland*. Uitgave Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders. Lelystad.

Vries, W. de, 1994. *Soil response to acid deposition at different regional scales. Field and laboratory data, critical loads and model predictions*. Proefschrift Landbouw Universiteit, Wageningen.

Vries, W. de & A. Breeuwsma, 1984. De invloed van natuurlijke zuurbronnen, afvoer van biomassa en zure regen op de verzuring van Nederlandse bosgronden. *Nederlands Bosbouwtijdschrift* 57, 4: 111-117.

Vries, W. de & A. Breeuwsma, 1986. Relative importance of natural and anthropogenic proton sources in soils in the Netherlands. *Water, Air and Soil Pollution* 28: 173-184.

Vries, W. de & A. Breeuwsma, 1987. The relation between soil acidification and element cycling. *Water, Air and Soil Pollution* 35: 293-310.

Waal, R.W. de, 1996. De dynamiek van strooisellagen in bosecosystemen op de overgang van kalkrijk naar kalkarm. In: R. Kemmers (ed.) *De dynamiek van strooisellagen. Voordrachten tijdens de themamiddag georganiseerd door DLO-Staring Centrum, Wageningen, 6 oktober 1995*. Rapport 438, DLO-Staring Centrum. Wageningen.

Waterbolk, H.T., 1964. Podsolierungserscheinungen bei Grabhügeln. *Palaeohistoria* 10, 87-101.

Watt, A.S., 1976. The ecological status of bracken (*Pteridium aquilinum* L.). *Botanical Journal of the Linnean Society* 73: 217-239.

Weeda, E.J., R.Westra, Ch. Westra & T. Westra, 1985-1994. *Nederlandse Oecologische flora. Wilde planten en hun relaties.* IVN. Amsterdam.Vijf delen.

Werf, S. van der, 1991. *Natuurbeheer in Nederland, deel 5. Bosgemeenschappen.* Pudoc. Wageningen.

Winkels, H.J. & J. Boekee, 1996. Fysische grondslagen van het bodemarchief: Geologie en bodem. In: *Westelijk van de Knardijk. Inrichting en ontwikkeling van zuidelijk Flevoland 1968-1996*: 47-56. Directoraat-Generaal Rijkswaterstaat, Directie IJsselmeergebied. Ministerie van Verkeer en Waterstaat. Den Haag.

Wright, V.P. (ed.), 1986. *Paleosols. Their recognition and interpretation.* Blackwell Scientific Publications. Oxford-London-Edinburgh,.

Zagwijn, W.H., 1986. *Nederland in het Holoceen.* Geologie in Nederland, deel 1. Rijks Geologische Dienst. Haarlem.

Zonneveld, I.S., 1960. *De Brabantse Biesbosch: een studie van bodem en vegetatie in een zoetwatergetijdendelta.* Proefschrift, Landbouw Hogeschool. Wageningen. Drie delen.