



Das Hochmoor von Südost-Drente

<https://hdl.handle.net/1874/302719>

4-qu. 192. 1931. (quarto-poste.)

DAS HOCHMOOR
VON SÜDOST-DRENTE

J. VISSCHER

BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT

٢٨

DAS HOCHMOOR VON SÜDOST-DRENTE

ACADEMISCH PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE WIS- EN NATUURKUNDE
AAN DE RIJKS-UNIVERSITEIT TE UTRECHT,
OP GEZAG VAN DEN RECTOR-MAGNIFICUS
JHR. DR. B. C. DE SAVORNIN LOHMAN, HOOG-
LEERAAR IN DE FACULTEIT DER RECHTS-
GELEERDHEID VOLGENS BESLUIT VAN DEN
SENAAT DER UNIVERSITEIT TEGEN DE BE-
DENKINGEN VAN DE FACULTEIT DER WIS-
EN NATUURKUNDE IN HET OPENBAAR TE
VERDEDIGEN OP MAANDAG 20 APRIL 1931

DES NAMIDDAGS TE 4 UUR

DOOR

JAN VISSCHER

GEBOREN TE NIEUW-AMSTERDAM

N.V. A. OOSTHOEK'S UITGEVERS-MAATSCHAPPIJ — UTRECHT, 1931.

BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT.

AAN MIJN OUDERS.

AAN MIJN AANSTAANDE VROUW.

Nu deze dissertatie gereed is gekomen, biedt zich tevens een gelegenheid aan mijn hartelijke en oprechte dank te betuigen aan allen, die mij in mijn studietijd hebben geleid en gesteund. In de eerste plaats ben ik U, Hooggeachte Professor OESTREICH zeer veel dank verschuldigd voor de bezielende leiding bij mijn studie in de physische Geografie en voor de welwillende en daadwerkelijke bijstand, die U mij steeds gedurende mijn studietijd en bij het tot stand komen van dit proefschrift hebt verleend. Ik zal U daarvoor steeds erkentelijk blijven.

U, Hooggeachte Professor VAN VUREN, dank ik voor het onderricht in de sociale Geografie.

Uw colleges, Hooggeachte Professor VAN EVERDINGEN, hebben bij mij een blijvende belangstelling gewekt voor de Klimatologie en Meteorologie. Steeds heb ik het als een voorrecht en eer beschouwd, dat ik een tijdlang onder uw persoonlijke leiding op het Meteorologisch Instituut te de Bilt heb mogen werkzaam zijn.

U, Hooggeachte Professor MULLER, breng ik mijn dank voor het onderwijs in de Geodesie en Karthografie.

Jegens U, Hooggeachte Professor KOHLBRUGGE, spreek ik mijn dank uit voor het bezielende onderricht in de Volkenkunde.

U, Hooggeachte Dr. JACOBA HOL, zal ik steeds dankbaar blijven voor de raadgevingen en hulp, die U bij mijn studie en onder allerlei omstandigheden hebt verschaft.

Ook U, Hooggeachte Professor RUTTEN, die mij hebt ingewijd in de Geologie, geldt mijn oprechte dank. Aan uw colleges en excursies zal ik steeds met waardeering en genoegen terugdenken.

U, Hooggeachte Professor PULLE, breng ik mijn dank voor de botanische vorming, die mij bij mijn veenonderzoek van zoo'n groot nut was.

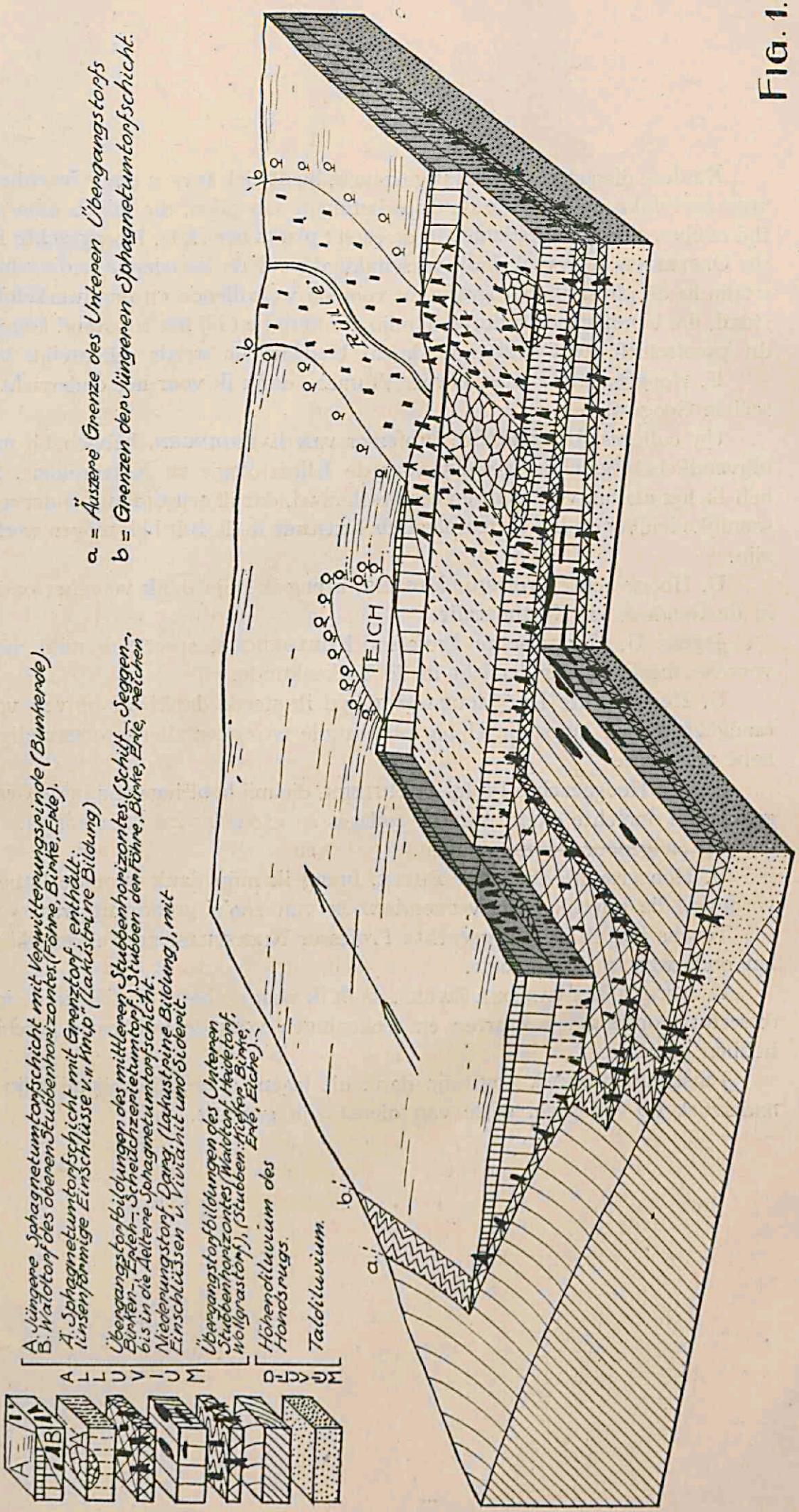
Tevens ben ik U, Hooggeachte Professor NIERSTRASZ zeer erkentelijk voor het onderwijs in de Zoölogie.

U, zeer geachte VAN DER ZWEEP, dank ik voor de bereidwilligheid de in deze dissertatie opgenomen kaarten en tekeningen voor de publicatie geschikt te hebben gemaakt.

Tenslotte spreek ik nog mijn dank uit jegens allen, die mij bij mijn veld-onderzoek op eenigerlei wijze van dienst zijn geweest.

FIG. 1.

**SCHEMATISCHES BLOCKDIAGRAMM ZU
ENTWICKLUNG UND AUFBAU DES SO DRENTISCHEN HOCHMOORS"**



I. EINLEITUNG.

Das in vorliegender Arbeit behandelte Gebiet war bis heute noch niemals Gegenstand eingehenden Studiums.

In der Literatur liegen über dieses Gebiet denn auch nur einige beiläufige Mitteilungen vor, von denen die von A. BORGMAN (3), J. LORIÉ (Nr. 17) und J. VAN BAREN (Nr. 3, 4, 5) wohl die wichtigsten sind.

Für die stiefmütterliche Behandlung, auch in wissenschaftlicher Hinsicht, dieses doch so interessanten Hochmoorgebietes wird wohl hauptsächlich die frühere Unzugänglichkeit verantwortlich zu machen sein. Auch die schlechten Verkehrsverbindungen, die peripherische Lage, hinsichtlich der Universitätsstädte mögen dazu beigetragen haben. Erfreulich aber ist es, dass sich in letzter Zeit, sowohl von geographischer, geologischer wie von botanischer Seite, ein stets stärker werdendes Interesse für dieses Gebiet bemerkbar macht. Als in dieser Gegend gebürtig und aufgewachsen machte es mir eine grosse Freude, als ich denn auch von Herrn Prof. Dr. K. OESTREICH beauftragt wurde, meine Heimat näher zu untersuchen.

Ausserdem wurde 1924 vom Rector und Senat der Utrechtschen Universität für die Fakultät der Naturwissenschaften eine Preisarbeit ausgeschrieben, in der folgendes gefragt wurde:

1. „Op grond van een kritisch overzicht der literatuur een opstelling te maken van die post-diluviale Nederlandse venen welke voor een hernieuwd onderzoek in aanmerking komen.“

2. „Van één of van enkele dezer venen en wel van die, welke het meeste resultaat beloven in de richting van post-diluviale klimaatveranderingen en van post-diluviale bodembewegingen, een volledig profiel te onderzoeken.“

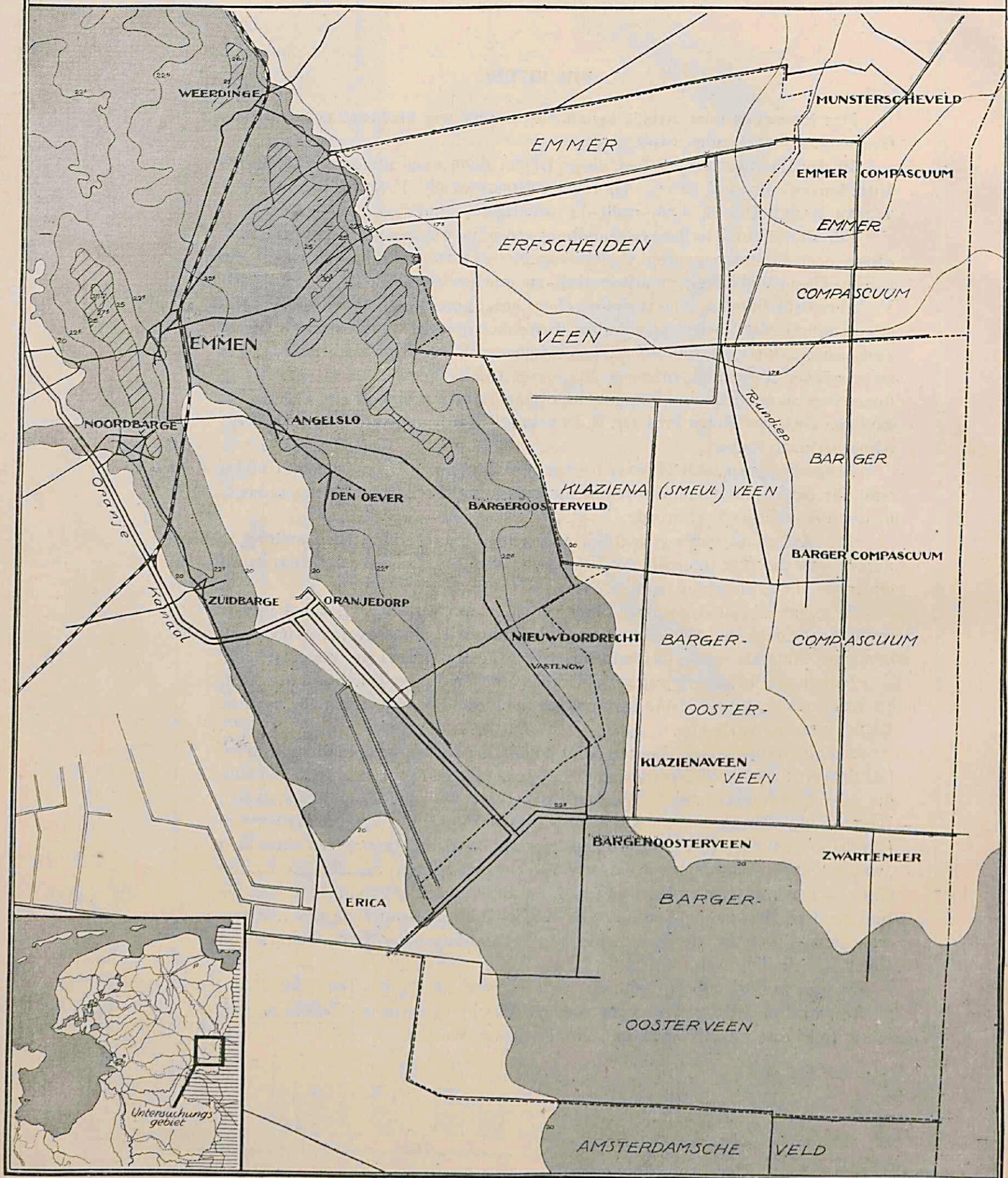
Soweit mir bekannt, wurden aber diese beiden Fragen nicht beantwortet. In vorliegender Arbeit meine ich zugleich auch die Beantwortung der zweiten Frage versucht zu haben.

Als Kartenmaterial dienten die holländischen topographischen Karten (Masstab 1: 25000), die preussischen Mestischblätter (Masstab 1: 25000) und die „Waterschapskaarten“ (Wasserdistriktskarten) von Barger-Oosterveen, Barger-Compascuum (beide im Masstab 1: 20000) und Emmer-Erf-scheidenveen (Masstab 1: 10000). Die „waterschapskaarten“ sind im Auftrag der einzelnen „waterschappen“ (autonomen Wasserverwaltungsdistrikten) angefertigte Karten eines solchen „waterschap“s, meist im Masstab von 1: 20.000 und 1: 10.000. Sie sind nicht im Buchhandel käuflich. Die Möglichkeit der Benutzung der „Waterschapskaart“ von Emmer-Erf-scheidenveen, verdanke ich der Freundlichkeit von Herrn R. Schuiling.

Wo in vorliegender Arbeit die Rede ist von „zentraler Teil“ des Hochmoores, wird damit das Hochmoor gemeint, das im eigentlichen Tale liegt, zwischen Reichsgrenze im Osten und Hondsrug im Westen.

Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit nächster Umgebung

Maszstab 1:75 000



Für die Glazialdecke des Hondsrugs wird auch die Bezeichnung „Höhendiluvium“ gebraucht, während die Sande des groszen, östlich davon gelegenen Tales als Talsande¹⁾ oder Taldiluvium bezeichnet werden. Der Begriff Schicht deckt sich mit der Waltherschen Definition.

Das Untersuchungsgebiet umfaszt den südöstlichen Teil der holländischen Provinz Drente.²⁾ Die nördliche Grenze unseres Gebietes wird ungefähr gebildet durch eine Linie von Weerdinge in östlicher Richtung bis zur Landesgrenze. Die östliche Grenze bildet die Landesgrenze selbst, während die Südgrenze durch die Nordgrenze der Gemeinde Schoonebeek bestimmt ist. Die westliche Grenze schlieszlich wird ungefähr durch die Linie Weerdinge-Emmen-Zuid-Barge-Erica, welche südöstlich in der Richtung von Nieuw-Schoonebeek weiter verläuft, angegeben.

Das Untersuchungsgebiet liegt also im Ganzen in der Gemeinde Emmen. Der Höhenzug des Hondsrugs und das den Hondsrug östlich begrenzende und im Süden sogar überdeckende Hochmoor sind die zwei morphologischen Elemente, welche das Gebiet beherrschen.

Das Untersuchungsgebiet wird verteilt in mehrere „waterschappen“, von denen die folgenden am eingehendsten untersucht wurden: Emmer-Erf-scheidenveen, Klazienaveen-Noord oder Smeulveen, Barger-Compascuum, Barger-Oosterveen. Das Hochmoor vom „waterschap“ Emmer-Compascuum war leider schon grössten-teils abgegraben worden. Nur im äuszersten Süden waren vom ehemaligen Hochmoor noch einige Stücke vorhanden. Im Amsterdamscheveld war wohl der obere Teil, der Jüngere Sphagnetumtorf, für die Torfstreubereitung abgegraben worden, Auf-schlüsse aber, welche bis zum Untergrunde hinabreichten, waren kaum zu beobachten. Doch konnte festgestellt werden, dasz auch im Amsterdamscheveld das Hochmoor die gleiche Schichtenfolge zeigt, als im übrigen, nördlich davon gelegenen Teil.

Auch im südlichen Teil des Barger-Oosterveens lieszen sich nur wenige Torfkuhlen auffinden. Nur in der Nähe von Bauernhöfen traf ich bisweilen Moorauf-schlüsse an, welche aber fast nie bis zum Untergrunde hinabreichten. Auch von dem westlich des Hondsrugs sich ausdehnenden Barger-Westerveen sind nur noch einige winzige Reste übrig geblieben.

Als Hondsrug bezeichnet man den steileren, SSO—NNW verlaufenden Ost-rand des sogenannten „drentischen Plateaus“, welcher im Norden unter die Klei-marschen der Provinz Groningen, im Süden unter das Hochmoor untertaucht. Seine grösste Höhe erreicht er im südlichen Teil, östlich von Emmen an der Strasze von Emmen nach Roswinkel, wo seine Oberfläche sogar in 30 m Meereshöhe liegt. Von diesem höchsten Punkt am steilen Ostrand kann man die ganze östlich davon gelegene Hochmoorfläche übersehen. Deutlicher als im Hochmoor selbst, erscheint uns hier das gewaltige Hochmoor, das sich zwischen Hondsrug im Westen und Ems im Osten ausdehnt, als Talausfüllung. Bei klarem Himmel erblickt man in weiter Ferne den Ostrand, der durch die westlich der Ems ver-

¹⁾ Siehe IV. S. 29.

²⁾ Vergl. die dieser Arbeit beigegebene Uebersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit nächster Umgebung, S. 8.

laufenden, mit Wald bestandenen Erhebungen gebildet wird. Die in weiter Ferne dunkel erscheinende Baumlinie zeichnet sich am Horizonte denn auch scharf gegen den blauen Himmel ab.

Die Grenze zwischen Hochmoor und Hondsrug ist nirgends haarscharf. Ueberall dringt das Hochmoor mit kleineren oder grösseren Loben in die niederen Teile des Hondsrug hinein, sodass auf der Karte der Hochmoorrond wie eine mächtige Säge erscheint. Weil im Anfang das Hochmoor vom Rande aus abgetorft wurde, ist heute nicht stets mehr der ursprüngliche Rand vorhanden.

Ueberall sind denn auch auf den topographischen Karten im Randgebiet des Hochmoores, sowohl im benachbarten deutschen wie im holländischen Teil, eine grosse Anzahl von Torfkuhlen verzeichnet.

Die Oberfläche des Hochmoores stellt eine im ganzen fast ebene, nach Norden hin abfallende Fläche dar. Nur wo im Untergrunde grössere Erhebungen und Einsenkungen vorkommen, zeigt auch die Oberfläche, sei es auch weniger stark, eben solche Oberflächenformen. Ursprünglich mag auch dieses Hochmoor die für Hochmoore typische Wölbung besessen haben, heute aber zeigt es infolge der starken Entwässerung, die eine starke Einsenkung des Moorkörpers zufolge hatte, nicht mehr die gewölbte Form. Heute zeigt das Hochmoor auch im grossen und ganzen die Form des seinen Körper fassenden Untergrundes, nämlich die Form des grossen Emstales.

Das Hochmoor liegt heute an den Rändern am höchsten, am höchsten also dort, wo es den Hondsrug bedeckt. Das erscheint recht deutlich, wenn man die Höhenlinienführung der Hochmooroberfläche mit der des Untergrundes vergleicht. Die geringste Höhe besitzt das Hochmoor allerdings gerade unter dem Ostabhang des Hondsrgs., von wo es nach Osten hin allmählich wieder ansteigt.

Das Tal der Runde, einer ehemaligen Hochmoorrülle, trat stellenweise noch recht deutlich in die Erscheinung, ebensowie die muldenartige Einsenkung des Zwarte Meer, in dem die Runde ihren Ursprung nahm.

Der Hondsrug, welcher bei Emmen wohl die grösste Breite und Höhe hat, verteilt sich südlich von Emmen in zwei flache, rückenförmige Erhebungen, sog. „tangen“¹⁾, nämlich eine westliche, auf der die Dörfer Westenesch, Noord-Barge, Zuid-Barge und Erica liegen, und eine östliche, auf der Nieuw-Dordrecht liegt. In südöstlicher Richtung schlieszen sich diese Erhebungen allmählig wieder zusammen, sodass südlich von Klazienaveen nur noch eine Erhebung vorliegt.

Von dort biegt der Hondsrug in östlicher Richtung um bis zur Landesgrenze. Der Verlauf der Höhenlinien auf den deutschen topographischen Karten macht es sehr wahrscheinlich, dass der Hondsrug, wenn auch mit Unterbrechungen, sich den Sanderhebungen westlich der Ems anschlieszt. Diese Erhebungen sind westlich von Grosz-Fullen ebenfalls mit Glazial bedeckt.

Der Hondsrug bildet also in unserm Gebiet die Wasserscheide zwischen Ruiten A und Ems einerseits und Schoonebeekerdiep, einem Nebenflüsschen der Vechte, anderseits. Weil der Hondsrug schon südlich von Nieuw-Dordrecht und Zuid-Barge unter das Hochmoor untertaucht, liegt somit ein grosser Teil des

¹⁾ tang = Zange(Geestzunge) = rückenförmige flache Sanderhebung im Hochmoor.

Hochmoores auf dieser Wasserscheide. Die Meinung, dasz Hochmoore sich mit Vorliebe auf den Wasserscheiden bilden würden, lehne ich aber für dieses Gebiet völlig ab. Hier begann die Hochmoorbildung in den Niederungen. Der Hondsrug wurde seitwärts vom Hochmoore transgrediert.

Die natürliche Entwässerung des Hochmoores erfolgte anfänglich nur in nördlicher Richtung durch die Runde. Später aber, als der Hochmoorkörper auch die Wasserscheide des Hondsrugs überschritten hatte, erfolgte die Entwässerung des Hochmoores auch in südlicher Richtung nach dem Schoonebeekerdiep hin durch Wester-oder Bargerbeek und Ellenbeek. Zuletzt, als das Hochmoor eine Höhe erreicht hatte, welche den niedrigsten Teilen des Höhenzuges westlich der Ems gleich kam, fand die Entwässerung auch in östlicher Richtung nach der Ems hin statt.¹⁾ Der westliche Ausläufer des Hondsrugs, der nordwestlich von Emmen sogar eine Meereshöhe von 28 m aufweist, wird im Westen durch den Oranjekanal begrenzt. Oestlich dieser Erhebung dehnte sich früher das „Barger Meer“ aus, welches die tiefe, geschlossene Mulde zwischen den beiden in süd-östlicher Richtung verlaufenden Ausläufern ausfüllte. Der Weiler „Den Oever“, am Westabhang des östlichen Rückens, mag früher wohl am Ostufer des Sees gelegen haben. Darauf weist jedenfalls der Name des Weilers hin.

Südlich von Oranjedorp verschmälert sich die Einsenkung zwischen den beiden Erhebungen stark, bis sie sich schließlich in südlicher Richtung an einander schlieszen. Dieser schmal V förmige südliche Teil der Mulde wurde im ganzen mit Hochmoor ausgefüllt. In der Längsrichtung dieser Einsenkung verläuft auch streckenweise der südliche Teil des Oranjekanals.

Auf dem westlichen Ausläufer liegen die „Escher“²⁾, welche wegen der lehmigen Böden die fruchtbarsten Teile des Hondsrugs darstellen. Diese wurden denn auch für den Ackerbau in Anspruch genommen.

Die Escher sind: Schimmer Esch, Emmer Esch, Noord-Barger Esch; weiter nördlich, westlich von Weerdinge, liegt noch der Weerdinger Esch.

Die obengenannten Bodenerhebungen wurden nicht mehr von den alluvialen Moorbildungen bedeckt. Fast überall tritt auf diesen Rücken das Glazial, als Geschiebesand oder -lehm, an die Oberfläche. Südlich von Seupiesveen zwischen Nieuw-Dordrecht und Oranjedorp wurde ungefähr 3 m mächtiger Geschiebelehm

¹⁾ SALFELD (Nr. 20 XV, 34) erwähnt 13 kleine Wasserzüge, welche von Westen her der Ems zufließen und die meistens in dem Bourtanger Moor ihren Ursprung haben, z. B. die Fullener Beeke, Märsbach. SALFELD (Nr. 20, 35) hebt aus einer Arbeit von Oppermann „Uebersicht der Abwässerungs-Verhältnisse“ hervor, dasz die kleinen Moorbäche im Moore selbst in vielfach gekrümmtem Laufe und engen, mit Moorschlamm gefüllten Betten fliessen.

²⁾ Wie WILDVANG (Nr. 32, 38.) mitteilt, ist „der Ausdruck alt und auch in anderen Gegenden gebräuchlich; er bedeutet so viel als Bauland. Escher ist eine im Plattdeutschen gebräuchliche Pluralbildung von Esch, vergl. Kolk-Kolker.“

Auf S. 17 bemerkt er: „Escher ist eine marine Bodenart, die sich besonders durch den groszen Reichtum an Kalk und Sand charakterisiert und deshalb zum Ackerbau sehr geeignet ist.“

In unserm Gebiet bedeutet Escher auch so viel als Ackerland; ist aber nicht eine marine Bodenart, sondern eine glaziale (Grundmoräne). Escher ist Ackerland, das höher liegt als die nächste Umgebung. Im Holländischen bedeutet „Enk“ dasselbe wie „Esch.“ Der lehmige Boden eignet sich sehr gut zum Ackerbau.

angetroffen, welcher seinerseits wieder von Decksanden³⁾ überlagert war. Dieser Geschiebelehm war auf eine Länge von etwa 500 m zu verfolgen.

Oestlich von Emmen treten Flugsandanhäufungen auf, welche die Grundmoräne verhüllen. Das Gebiet der Emmer Dennen war ung. 50 Jahre her noch eine öde Sandwüste. Reste dieser Flugsandanhäufungen liegen heute noch östlich und nordöstlich der Emmer Dennen, z.B. der Emmer Zand. M.E. sind diese Sande als Auswehungssande der stark verwitterten Grundmoräne zu betrachten.

³⁾ Siehe III, S. 21.

II.

DAS PRÄGLAZIAL IM UNTERSUCHUNGSGEBIETE UND DESSEN UMGEBUNG.

Die diluvialen Bildungen über dem Miozän werden im folgenden nach hiesiger Gewohnheit als Präglazial bezeichnet. In den Bohrungen in Overijssel und Drente wird als Liegendes unter dem Pleistozän Eozän oder Miozän angegeben. Die im folgenden auf ihre morphologische Bedeutung hin untersuchten Bohrungen sind die von STEENHUIS (Nr. 26) und VAN BAREN (Nr. 5) mitgeteilten.

Auf den tertiären Bildungen lagerten sich fluviatile Sedimente ab. In Klazienaveen wurden in einer Tiefe von 11.90 — 25.40 m — AP¹⁾ Sande angebohrt, in denen Lydit vorkam. Am Ostabhang des Hondsrugs, östlich der Emmer Dennen, an der Strasze nach Emmer-Compascuum, finden sich Sandgruben, deren Wände eine schöne Wechsellagerung von Sand- und Kiesbänken zeigen. Die Schotter bestehen hauptsächlich aus Milchquarz, schwarzem Lydit, Sandstein, Quarzit und Feuersteinen. An einigen Stellen konnte in diesen Flussablagerungen Kreuzschichtung festgestellt werden. Diese Sande sind vom Glazial überlagert (Siehe Abb. 1).

Auch im benachbarten deutschen Gebiet z. B. bei Haren, am Bocker Berg bei Wesuwe, steht, wie TIETZE (Nr. 29, 138) mitteilt, das Präglazial in Form von Quarzsanden und Quarzkiesen an, stets bedeckt vom Glazial.

Auch in den Bohrungen bei und in Coevorden, weiter südwestlich vom Untersuchungsgebiet (Nr. 26, 62), wurden fluviatile Ablagerungen angetroffen. Die Korngrösze dieser Sandablagerungen nimmt von oben nach unten stetig zu. Es konnten hier eine obere feinkörnige und eine untere grobkörnige Sandablagerung unterschieden werden. Die untere Grenze des feinen Sandes liegt dort ungefähr 8.25—19.25 m unter der Tagesoberfläche. Mit zunehmender Tiefe treten in den grob- und ungleichkörnigen Sanden stets mehr Kiese auf. Auch in Nieuw-Amsterdam wurde diese grobkörnige, Gerölle enthaltende Sandablagerung angetroffen. TIETZE (Nr. 29, 137, 138) erwähnt für das mittlere Emsgebiet, dasz das Korn nach oben stets feiner wird.²⁾ Im Hümmeling (Nr. 29, 138) ergab die Werlter Bohrung, dasz bei den präglazialen Schichten die Korngrösze ebenfalls im groszen Ganzen von unten nach oben hin abnimmt.

STEEGHUIS (Nr. 26, 63) vermutet, dass die Tiefenlage dieser gröberen Sande im allgemeinen von Süden nach Norden allmählig zunimmt, wenn auch das Gefälle in dieser Richtung gering ist.

Dasz die untere Grenze nach Norden stets herabsinkt, geht z.B. deutlich aus folgenden Ziffern hervor:

Die untere Grenze des feinen Sandes liegt bei:

¹⁾ AP = Amsterdamer Pegel (holl. Amsterdamsch Peil). z.B. 10 m + AP bedeutet 10 m über dem mittleren Flutstand des früher mit dem Meere in offener Verbindung stehenden IJ-wassers bei Amsterdam.

²⁾ Aus der Gegend von Altenberge. Hier wurden die Sande bis zu 60 m herab immer gröber.

Coevorden	in ung.	8.00	m — AP
Dalen	in ung.	12.00	m — AP
Nieuw-Amsterdam	in ung.	25.00	m — AP

In diesen Sanden kommen gelegentlich linsenförmige Lehm- und Tonlager vor, deren Tiefenlage sehr verschieden sein kann, z.B.

	Tiefe in m — AP
bei Nieuw-Amsterdam	— 10.00 bis — 22.00
Emmen	— 3.25 „ — 3.75
Weerdinge	— 14.25 „ — 16.00
Klazienaveen	— 6.65 „ — 11.90
Erica	— 6.65 „ — 10.90

Zu diesen Tonablagerungen gehören auch die in Holland als „potklei“ bezeichneten Tonbänke.

Auch nach TIETZE (Nr. 27, 138) finden sich diesen Sanden öfters Tonbänke eingelagert.

Neben diesen fluviatilen Ablagerungen konnten sich nördlich des Untersuchungsgebietes noch marine Sedimente ablagern, wie aus drei Bohrprofilen bei „de Groeve“ (Gem. Zuidlaren) hervorgeht. (Nr. 26, 60, 65).¹⁾ Hier wurden marine Ablagerungen angetroffen in 15.00—29.00 m, in 20.00—21.10 m und in 21.00—23.00 m unter der Tagesoberfläche.

Nach STEENHUIS (Nr. 26, 65) wurden diese marinen Sedimente dort in einer Schlenke abgelagert, worauf die gröszere Mächtigkeit der oberen feinen Sande hinweisen würde. Auch organogene Reste wurden in diesen Sanden angetroffen, z.B. bei Dalen²⁾ in 26.40 bis 27.— m (Nr. 26, 44) in grauem Sand; bei Weerdinge als Holzreste (Nr. 26, 49) in 38.25 — 40.00 m unter der Tagesoberfläche.³⁾ In einigen Fällen kamen diese vor neben Braunkohelpartikelchen.

In der Bohrung bei Zuid-Barge wurde in 25.70—40.00 m (Nr. 26, 64) unter der Tagesoberfläche eine organogene Bildung festgestellt, welche zusammengesetzt war aus Pflanzenresten mit feinem Sand.

Bei Gasselternijeveen wurde in 39 m unter der Tagesoberfläche (5.89 m + NAP)⁴⁾ (Nr. 26, 51) eine 15 cm mächtige Torfschicht durchteuft.

Auch in den Ton- (potklei) ablagerungen wurden Pflanzenreste festgestellt. Die Pflanzenreste können indessen sowohl allochthonen als autochthonen Ursprungs sein.

Betreffs des mittleren Emsgebietes äusert TIETZE (Nr. 29, 135) sich in folgender Weise: „Schlieszlich mögen gröszere Gebiete ganz trocken gelegen haben, sodasz sich Torflager bilden konnten mit einer von der heutigen kaum abweichenden Flora.“

Auch die grau-braunen Sande, welche in mehreren Bohrungen angetroffen wurden und die als alte Bleichsand- und Ortsteinbildungen aufgefaszt werden

¹⁾ Schwarzer geschichteter Torf in 21.10—21.25 m.

²⁾ Torfstückchen.

³⁾ Grundmasse ein faulbrauner Lehm mit vielen Sandkörnern und wenig Kies.

⁴⁾ NAP. = Genauer Amsterdamer Pegel. (holl. Nauwkeurig oder herzien Amsterdamsch Peil.

können, würden dafür sprechen, dasz gröszere Gebiete über dem Meeresspiegel lagen.

Dasz sich während der Ablagerung dieser Sande auch schon glaziale Einflüsse geltend machten, sei es auch von sehr geringer Bedeutung, beweisen die Funde von nordischen Geschieben inmitten dieser Ablagerungen. In einer Bohrung bei Coevorden wurde zwischen 24.75 bis 27.75 m unter der Tagesoberfläche Granit angetroffen (Nr. 26, 36). Auch bei Dalen wurde zwischen 29.50 und 36.00 m unter der Tagesoberfläche ein einziges Stückchen Granit festgestellt (Nr. 26, 42); in Gasselternijeveen zwischen 16.00 bis 18.50 m (Nr. 26, 51) und von 52—61 m (Nr. 26, 52) unter der Tagesoberfläche neben weiszgrauem Quarz, Lydit, rotem Sandstein ein kleines abgerundetes Granitchen.

Auch in dem „Potklei“ wurden die nordischen Gesteinsfragmente verzeichnet.

Als Beimengung führt der Sand öfters auch Braunkohlteilchen, z.B. bei Coevorden in 41.75—44.00 m (Nr. 26, 38), bei Gasselte (Nr. 26, 53, 54) in 33.00—60.10 m unter der Tagesoberfläche. Auch in den „potklei“ schichten kommen diese vor, z.B. in Klazienaveen im unteren Teil des „potklei“ (Nr. 5, 617).

Vermutlich entstammen diese Braunkohlteilchen tertiären Braunkohlengebieten und wurden durch die Flüsse abgelagert.

Im Hümmeling führt der Sand ebenfalls Braunkohle. (Nr. 29, 138).

Nach den Bohrergebnissen bei Klazienaveen und Erica besteht auch im Untersuchungsgebiet das Präglazial aus einer oberen Zone mit feinkörnigen Sanden, in der stellenweise Lehm und Tonschichten vorkommen, und einer unteren Zone aus groben, Kies führenden Sanden.

Von Nieuw-Amsterdam in östlicher Richtung liegt die untere Grenze der feinen Sandzone ungefähr in derselben Tiefe.

in Nieuw-Amsterdam	in ung.	25.00	m	—	AP
in Erica	in ung.	21.50	m	—	AP
in Klazienaveen	in ung.	25.00	m	—	AP.

Obgleich Emmen nördlicher liegt, kommen dort die grobkörnigen Sande schon in rund 2.00 m + AP vor,¹⁾ also in weit geringerer Tiefe als bei Nieuw-Amsterdam, Erica, Klazienaveen. Auch am Ostabhang des Hondsrugs bei Emmen liegen grobkörnige und kiesführende Sande nahe der Tagesoberfläche, direkt überlagert von Geschiebesand. In Weerdinge (Nr. 26, 50) wurde schon in 3.75 m unter der Tagesoberfläche, also in ung. 21.75 m + AP, eine 1 m mächtige grobkörnige Sandschicht angetroffen, welche auch direkt vom Geschiebelehm überlagert wurde. Diese grobkörnigen und Kies führenden Sande bei Weerdinge und Emmen werden wohl, insofern sie vom Glazial bedeckt sind, ein und derselben Ablagerung angehören. Bei Zuid-Barge auf dem Hondsrug wurden gar keine grobkörnigen und kiesführenden Sande angebohrt. Auch bei Weerdinge wurden in 40 m Tiefe noch keine groben Sande verzeichnet. Der Hondsrug zeigt somit Abweichungen, welche wahrscheinlich zu Bodenbewegungen in Beziehung stehen. Weiter bleibt zu beachten, dasz in einem und dem selben Horizont auch Fazieswechsel auftreten kann.

¹⁾ (Nr. 26, 48). 22,75 m unter der Tagesoberfläche.

Anhang: Der Pottklei.

1. Der Pottklei oder Lauenburger Ton.

Der Pottklei (holländisch „potklei“ oder „zwarte klei“) wird in der Literatur auch als Hvitatton, schwarzer Ton oder als Lauenburger Ton bezeichnet. Im feuchten Zustand ist er meist grau- bis tiefschwarz. Je fetter die Tone, um so dunkler ist in der Regel auch die Farbe. Man nimmt allgemein an, dasz die Schwarzfärbung durch fein verteilten Braunkohlenstoff verursacht wird. Bei Verwitterung wird die Farbe heller, erhält der Ton eine graue bis bläulichgraue Farbe. Er wird gekennzeichnet durch eine grosse Wasserkapazität (Nr. 5, 624) und ist oft sehr zähe. Öfters enthält er Kalk und Pflanzenreste. Der Kalk wird bei der Verwitterung ausgelaugt. Der Ton kann auch in einer sandigen Fazies auftreten.

2. Ueber die Mächtigkeit dieser Tonablagerungen.

Die Mächtigkeit dieser Tonablagerungen ist recht verschieden. Im Untersuchungsgebiet beträgt sie ung. 5.00 m.

Erwähnenswert möchten noch einige Pottkleimächtigkeiten sein.

Im Reiderland wurde nach WILDVANG (Nr. 33, 35) in Bunde dieser Ton erst mit 80 m durchteuft, im Hamburger Gebiet würde er sogar Mächtigkeiten von 140 m aufweisen, wie bei Nienstedten. Nach BLAUPOT TEN CATE (Nr. 33, 37) soll er in der Provinz Groningen bei Holwerde mit 25 m, bei Oostwolde mit 129.28 m, bei Winschoten mit 10.— m und 10.80 m, bei Farnsum mit 41.— m, bei Tjams-weer mit 75.50 m Stärke angetroffen sein. Nach VAN BAREN (Nr. 5, 621) hat dieser Ton in der Provinz Groningen unter der Stadt Groningen 36.— m, unter Appingedam 35 m, unter Hellum 35.— m, unter de Wilp (bei Marum) 59.— m, unter Winneweer (südöstlich von Appingedam) eine Mächtigkeit von 157.— m; in der Provinz Drente in Meppel kam eine Pottkleischicht¹⁾ von 2.30 m vor, (Nr. 26, 66) in Assen solche von 25.60 m, 6.90 m, 0.70 m und 62.— m (Nr. 5, 617). Auch in Friesland wies der Ton recht verschiedene Mächtigkeiten auf. Wie VAN BAREN (Nr. 5, 617) mitteilt, beträgt in Friesland die Mächtigkeit des Tones in 50 % der bis heute beschriebenen Fälle höchstens 10.— m. Bei IJsbrechtrum beträgt sie 66.— m, bei Sexbierum 68.— m (Nr. 5, 619). Die grösste Mächtigkeit hatte er bei Dronrijp nämlich 86. — m (Nr. 5, 617). BLAUPOT TEN CATE, SCHUCHT und WILDVANG vertreten die Ansicht, dasz der schwarze Ton, dort wo er am tiefsten liegt auch die grösste Mächtigkeit aufweist.

3. Bildung und Ablagerung des Tones.

Das Vorkommen des schwarzen Tones in Linsen, also in rinnenartigen Einsenkungen, kann darauf hinweisen, dasz der Ton abgesetzt wurde in strömendem Wasser, in Seen, Lachen u.s.w. VAN BAREN (Nr. 5, 624) spricht denn auch

¹⁾ Nach van CAPPELLE musz dieser Ton als Pottklei aufgefaszt werden. Dieser Ton liegt in 14.— bis 16.50 m unter der Tagesoberfläche.

von einer limnischen, fluvio-lakustrinen oder fluvio-lagunären Bildung. Nach WILDVANG (Nr. 33, 36, 37, 38) erfolgte die Ablagerung des schwarzen Tones in einem tiefen See von sehr unregelmäziger Bodengestaltung, aus dem stellenweise Inseln emporragten. Der See habe seinerzeit den nördlichen Teil der Provinz Hannover sowie die nordöstliche Ecke der Niederlande bis über Groningen hinaus bedeckt und nicht in Verbindung mit der Nordsee gestanden. Die determinierten Pflanzenreste, z.B. im Tone von Altenberge, welche sich als Reste von *Alnus*, *Betula* und *Pinus* erwiesen, sprechen in der Tat für die Annahme, dasz der Pottklei nicht als ein marines Sediment anzusehen ist. WATERSCHOOT VAN DER GRACHT betrachtet den Pottklei als einen Absatz aus den Gletscherströmen, als Ablagerungen von Grundmoränenschlamm.¹⁾

WILDVANG (Nr. 33, 37) äuszert sich hinsichtlich dieser Frage in folgender Weise:

„Ob nun die Tones, durch Abflüsse aus dem Festlande oder durch die dem Eissaume entquellenden Schmelzwasser in den Tiefsee hineingeschwemmt wurden, lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen.“ Das Fehlen jeglicher Versteinerung würde auch nach ihm für eine fluvioglaziale Ablagerung sprechen. Die Tatsache, dasz auch der Pottklei nordischen Gesteinsgrus führt, (z.B. in Pottkleiproben von Groningen und Winschoten; in dem Tone von Altenberge wurden Granit, Feuerstein und Feldspat festgestellt) kann, wie VAN BAREN (Nr. 5, 624), mitteilt und ich pflichte ihm bei, durch die Annahme erklärt werden, dasz während der Bildung dieses Tones entweder in weiter Entfernung ein Inlandeis lag, oder dasz die Glazialspuren sekundär in diesen Ton gelangten, indem die Flüsse schon vorher abgesetzten Glazialsedimenten ihr glaziales Material verdankten. M.E. aber war der Glazialeinfluss während der Pottkleibildung keineswegs stärker als in der Zeit, in der die ihn unterteufenden Sande abgesetzt wurden. Dasz auch südliche Gesteinsreste in diesem Ton vorkommen, beweisen die Lydite und Sandsteine in einer Probe des Winschoter Tones. (Nr. 5, 623).

4. Ueber das Alter des Tones.

Obgleich über das geologische Alter dieses Tones wenig bekannt ist, betrachtet man allgemein diese Tones als quartäre Ablagerungen, weil sie zwischen anderen quartären Ablagerungen vorkommen. Hinsichtlich der Frage, ob die Tonvorkommen alle in der selben Zeit entstanden sind, antworten MOLENGRAAFF und WATERSCHOOT VAN DER GRACHT²⁾, „dasz der Pottklei keineswegs ein gleichaltriges Gebilde ist.“ Dafür würde die Tatsache sprechen können, dasz öfters zwei oder mehrere Pottkleischichten, durch andere Absätze getrennt, übereinander liegen; bei Workum (Friesland) z.B. liegen die Pottkleischichten

1. in 14.00—14.50 m
2. in 16.50—18.00 m
3. in 25.25—28.00 m unter der Tagesoberfläche. (Nr. 26, 112).

¹⁾ Mitgeteilt in Nr. 26, 16).

²⁾ Mitgeteilt in Nr. 26, 16).

Die zwischen ihnen liegenden Schichten bestehen hier aus feinem Sand. Auch in verschiedenen anderen Bohrungen wurden dergleichen Wahrnehmungen gemacht. Wenn aber Tone in nächster Umgebung überall dieselbe Tiefenlage und Mächtigkeit aufweisen, ist man m. E. berechtigt anzunehmen, dasz ein gleichaltriges Gebilde vorliegt. Eine solche Aufeinanderfolge wie im obigen Beispiel möchte ich auf Fazieswechsel zurückführen, ebenso wie die örtlichen Torfvorkommen. SCHUCHT gelangte zu der Annahme, dasz der schwarze Ton (Lauenburger Ton) als durchgehender Horizont über dem nordhannoverschen Diluvium liegt, und dasz die Tonschicht eine durchgehende Leitschicht¹⁾ im nordhannoverschen Diluvium sei. Auch TIETZE hält es s. E. für erwiesen, dasz dieser Tonhorizont sich zur Gliederung und Altersbestimmung des Diluviums ganz besonders eignet. (Nr. 29, 144). In diesem Fall würde dieser Ton als das Produkt einer Zwischen-eiszeit aufgefaszt werden können. In Hannover liegt über dem schwarzen Ton die Meeresablagerung einer Interglazialzeit. (Nr. 33, 58). Das dortige Gebiet war damals also vom Eise befreit. Uebrigens sind die Befunde noch zu unbestimmt als dasz wir den Ton mit Sicherheit als eine Zwischeneiszeitablagerung betrachten könnten. Das reiderländische Diluvium ist, wie WILDVANG (Nr. 33, 57) mitteilt: „durch zwei von Sanden und schwarzen Tonen getrennte Grundmoränen ausgezeichnet, die vermutlich auch zwei verschiedenen Vereisungen zuzuschreiben sind.“

5. Pottkleivorkommen im Untersuchungsgebiet und Umgebung.

In der Literatur werden im Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung einzelne Pottkleivorkommen erwähnt. LORIÉ (Nr. 17, 71) erwähnt einen hellen blauen Ton bei Altenberge, südöstlich von Ter-Apel, welcher bisweilen an der Oberfläche liegt, autochthone Natur ist und bedeckt wird von 2 dm mächtigem Geschiebesand. Auch VAN BAREN (Nr. 5, 623) teilt diesen Fundort mit und gibt dazu noch das Ergebnis der dort niedergebrachten Bohrung.

Im oberen Teil wurden Waldtorfstücke und Zähne (vermutlich eines Pferdes) festgestellt. Der Ton ist kalklos, und enthält Glimmer, Muskovit, Quarz, Braunkohlteilchen, Spuren von Schwefeleisen und Eisenoxyd. Das Liegende stellt ein feiner Sand dar mit Glimmer und Braunkohlparkelchen. Nach unten geht dieser feine Sand über in fluviatile Sande mit Kiesen (auch Granit, Feuerstein und Feldspat). Zuunterst liegen glaukonitische Sande. Nach Lage und Habitus betrachtet van Baren diesen Ton als Pottklei (Lauenburger Ton).

Nach Mestischblatt 1585 liegt Altenberge und Umgebung in rund 15.00 m über Normalnull. Die obere Kante des Tones liegt somit auch in derselben Höhenlage.

Das zweite Vorkommen wurde bei Klazienaveen festgestellt, das dritte bei Erica. Auch bei Emmen wurde ein schwarzgrauer, fetter Ton²⁾, vermutlich Pottklei, angebohrt.

In Nieuw-Amsterdam wurde in ung. 10.00 bis 22.00 m — AP eine Tonschicht durchteuft, welche wahrscheinlich Pottklei darstellt. Auch bei dem

¹⁾ Mitgeteilt in Nr. 33, 36.

²⁾ Dieser Ton liegt in 22.25—25.75 m unter der Tagesoberfläche. (Nr. 26, 48, 49).

Hasseberg auf der Grenze zwischen Groningen und Deutschland kommt Pottklei vor. Der Hasseberg liegt ung. in 14.60 m + AP. An der Westseite dieses Hügels wurde ebenfalls 1—2 m Geschiebelehm angetroffen, unterlagert von feinem Sand. Dieser feine Sand würde wieder die Pottkleischicht überlagern. Im Nachstehenden folgen die Bohrprofile van Klazienaveen (I) und Erica (II).

I.

Tiefe in Metern + oder — AP	Zusammensetzung der durchbohrten Schichten.
+ 19.00 bis + 16.40	Torf.
+ 16.40 „ + 14.75	Sand; oben mit Torfresten, unten mit nordischen Geschieben. <i>Geschiebelehm.</i>
+ 14.75 „ + 14.00	Torf oder Sand mit Torfresten.
+ 14.00 „ — 6.60	<i>Pottklei.</i>
— 6.60 „ — 11.90	Sand; im unteren Teil mit südlichen Gesteinen (Lydit).
— 11.90 „ — 25.40	Grobkörniger Sand mit sowohl nordischen als südlichen Gesteinen.
— 25.40 „ — 33.50	Sand mit Holzfragmenten.
— 33.50 „ — 51.20	

Die Pottkleischicht liegt also in 6.60 bis 11.90 m — AP. Der Geschiebelehm in 14.75 bis 14.00 m + AP.

Bemerkung:

Das Bohrprofil von Klazienaveen wird in VAN BAREN's „Bodem van Nederland“ auf den Seiten 566, 594 und 617 mitgeteilt. Als Ausgangspunkt wurde aber 20 cm + AP angenommen. In Wirklichkeit liegt Klazienaveen in weit gröszerer Höhe, nämlich ung. 19 m + AP. Im Obenstehenden liegt denn auch das verbesserte Profil vor.

II. Diese Bohrung wurde niedergebracht südlich des „Verlengde Hoogeveensche Vaart“ (Vaart = Kanal) im Barger-Westerveen. ¹⁾

Tiefe in Metern + oder — AP.	Zusammensetzung der durchbohrten Schichten.
+ 16.00 bis + 0.30	Lehmiger feiner Sand übergehend in etwas minder feinen Sand.
— 0.30 „ — 5.65	Feiner Sand mit Torfstückchen.
— 5.65 „ — 10.90	<i>Pottklei.</i>
— 10.90 „ — 21.50	Feinkörniger Sand.
— 21.50 „ — 23.50	Grobkörniger Sand.
— 23.50 „ — 32.00	Sande mit Kiesen.

Die Pottkleischicht liegt hier also in 5.65 bis 10.90 m — AP.

Aus diesen beiden Bohrungen geht hervor, dassz die Pottkleischichten von

¹⁾ Mitgeteilt von Herrn H. Visscher Tzn. Coevorden.

Erica und Klazienaveen ung. dieselbe Mächtigkeit besitzen. Der Pottklei von Erica scheint eine grosse horizontale Verbreitung zu haben. Hinsichtlich der Tiefenlage ist es recht wahrscheinlich, dasz diese beiden Pottkleivorkommen mit einander zusammenhängen und gleichaltrig sind; der Abstand zwischen beiden Dörfern beträgt nur ungefähr 6 km.

Ausserdem wurde von mir zwischen Klazienaveen und Erica bei Oranjedorp Pottklei festgestellt.

STEENHUIS (Nr. 26, 117) betrachtet sogar die Pottkleivorkommen von Drachten, Drachtstercompagnie, Oudega, Oostermeer, Bergum, Veenwouden und Giekerk in Friesland als eine zusammenhängende Ablagerung. Der Abstand von einander dieser Dörfer ist aber viel grösser.

Auch betreffs des Hangenden dieses Tones, welches in beiden Fällen von einem Sand mit Torfstückchen dargestellt wird, und hinsichtlich des Liegenden, das aus Sanden besteht, welche nach unten stets grobkörniger werden und Kiese führen, herrscht Uebereinstimmung.

Der Pottklei von Klazienaveen (Nr. 5, 617) ist im oberen Teil ein schwarzer Ton mit blättriger Struktur, nach unten wird er zuerst grau und dann dunkelbraun und enthält Holzfragmente. Zuunterst ist er grau und weich. An der Unterkante treten weisse Kalkstückchen auf. Das Liegende enthält Braunkohleteilchen. Der Pottklei von Erica wurde nicht näher beschrieben.

Die Oberfläche des Tones liegt bei Klazienaveen 0.95 m tiefer als bei Erica. Dieser Höhenunterschied ist aber von keiner Bedeutung.

Wie bereits erwähnt, wurde auch bei Oranjedorp Pottklei festgestellt. Bei Gelegenheit einer Vertiefung des Oranjekanals wurden schwarzgraue, fette und zähe Tonstücke nach oben gebracht, welche von mir als Pottkleistücke bestimmt wurden. Die Stücke kamen aus dem tiefsten Teil des Kanals. Die Wasseroberfläche des Kanals liegt in 16.93 m + AP. Die Tiefe des Kanals beträgt rund 2.00 m. Die Oberfläche dieses Tones liegt somit ung. in 15.00 + AP, also in weit grösserer Höhe als bei Klazienaveen und Erica.

In ung. Südwest-Nordost-Richtung liegt also die Oberkante dieses Tones (in m + AP):

bei Erica; — 5.65	bei Oranjedorp; + 15.00	bei Klazienaveen; — 6.60	bei Altenberge (Dl); + 14.50
----------------------	----------------------------	-----------------------------	---------------------------------

Wenn diese Vorkommen mit einander in Zusammenhang stehen und gleichaltrig sind, so kann hieraus hervorgehen, dasz die Tone bei Oranjedorp und Altenberge durch Stauung in gröszere Höhe gerieten, dasz also bei Oranjedorp und Altenberge eine Antiklinale, bei Erica und Klazienaveen eine Synklinale der Pottkleischicht vorliegt.

In situ konnte ich bei Oranjedorp nicht feststellen, ob der Pottklei unmittelbar vom Glazial überdeckt wurde. Dasz der Geschiebelehm (Sand) auch hier vorhanden ist, beweist aber das glaziale Material, welches in groszen Massen überall entlang dem Kanal angehäuft liegt. Sehr wahrscheinlich wird der Pottklei hier vom Glazial bedeckt. Auch entlang dem Verlengde Hoogeveen-

schevaart zwischen Erica und Klazienaveen wurde bei der letzten Kanalverbreiterung der Geschiebelehm überall angetroffen. Auch entlang diesem Kanal liegen grosze Haufen Geschiebelehm mit zahlreichen Geschieben. Der Sandweg rechtsseitig des Kanals ist sehr lehmig. Das Glazial ist also im Untergrunde des südöstlichen Auslängers des Hondsrugs überall vorhanden. Wenn hier also eine Faltung vorliegt, so ist m.E. die Annahme gerechtfertigt, dassz die Pottkleischicht während des Diluviums unter Einflusz des Eindruckes gefaltet wurde; wird doch der Pottklei wahrscheinlich vom Glazial überlagert.

Im Reiderland wird, wie WILDVANG (Nr. 33, 40) mitteilt, der Kern des Diluviums gleichfalls von Pottklei gebildet, dessen Oberkante auch auf eng begrenztem Raume Höhenunterschiede aufweist. In Friesland z.B. kommen Höhenlagen zwischen 0 und 70 m — AP vor. (Nr. 5, 619). Hinsichtlich der im Reiderland festgestellten Höhenunterschiede äuszert sich WILDVANG in folgender Weise: „Es ist nun wohl offenbar, dassz derartige Höhenunterschiede auf so eng begrenzten Räumen nicht etwa durch Einpressung oder eine örtliche Senkung erfolgt sein können. Vielmehr handelt es sich in diesen Fällen um einen gewaltigen Aufstau, eine Faltung, wobei als treibende Kraft nur das Eis in Betracht kommen kann.“ (Nr. 33, 40).

III. DIE GLAZIALSEDIMENTE IN BEZIEHUNG ZU DEN PRÄGLAZIALEN OBERFLÄCHENFORMEN.

Im Untersuchungsgebiet wurden die Glazialabsätze, welche auch hier durch das Auftreten von nordischen Geschieben gekennzeichnet sind, unverkennbar festgestellt. Meist ist die Grundmoräne als Geschiebelehm oder -sand erhalten, daneben aber tritt sie auch in mergeliger Fazies auf. Die Sande, welche unter der Grundmoräne liegen, werden im folgenden als Vorschüttungssande oder Untere Sande, die über ihr liegenden als Decksande oder Obere Sande bezeichnet, eine Gliederung, wie sie ja auch TIETZE (Nr. 29) für das Mittlere Emsgebiet durchführte. Die Vorschüttungssande stellen also Ablagerungen aus dem Schmelzwasser dar und wurden abgelagert, bevor das Inlandeis unser Gebiet erreichte. Die Decksande möchte ich als Verwitterungs- und Aufbereitungsprodukt der Grundmoräne auffassen.

Die Grundmoräne ist im Untersuchungsgebiet nicht als eine geschlossene Grundmoränededecke vorhanden, sodasz stellenweise die Unteren Sande an die Tagesoberfläche treten. Oefters wurde die Grundmoräne nur in einzelnen Fetzen festgestellt, und fast überall war sie von Decksanden überlagert, welche häufig nachträglich wieder vom Winde angegriffen und zu Dünen umgestaltet worden waren.

Die Grundmoräne wurde im Untersuchungsgebiet nur auf dem Hondsrug und dessen südöstlich gerichtetem, unter dem Hochmoor verlaufenden Ausläufer festgestellt, und zwar meistens von den Decksanden verhüllt. An einigen Stellen bildet sie die undurchlässige Unterlage des Hochmoores.

Im angrenzenden deutschen Gebiet ragen aus der Talsandfläche noch

einige Erhebungen empor, welche mit Glazial bedeckt sind. Bei Altenberge z.B. liegt nordischer Sand, in dem recht grosze Geschiebe vorkommen, der Rest des völlig zerstörten Glazials (Nr. 29, 137). Auch bei Grosz-Fullen, Tuntel, Neu-Veerssen, Wesuwe, Lindloh, Rütenbrock und Schwarzenberg, also westlich der Ems, wurden noch Reste der Grundmoräne festgestellt (Nr. 17. Siehe Tafel I). Weiter nördlich an der Grenze zwischen der holländischen Provinz Groningen und Hannover, am Westabhang des Hassebergs — der Hasseberg stellt eine Sandinsel inmitten des Hochmoores dar — wurde eine 1—2 m mächtige Grundmoräne festgestellt, in der Granite, Gneise und Qualzite vor kamen (Nr. 17, 93).

Aus mehreren in und bei Coevorden vorgenommenen Bohrungen (Nr. 26, 35, 36) hat sich ergeben, dasz unter der sandigen Grundmoräne fluvio-glaziale Sande liegen. Neben nordischen Geschieben enthielten sie besonders im oberen Teil auch Bröckchen von Geschiebelehm. In drei der fünf niedergebrachten Bohrungen wurden grobkörnige, in den übrigen feinkörnige Sande angebohrt. In beiden Fällen kennzeichnete sich der Sand durch ein wenig gerundetes Korn. Auch bei Emmen und Weerdinge wurde als Liegendes der Grundmoräne Sand mit Geschiebelehmresten festgestellt. Das wenig gerundete Korn und das Vorkommen dieser Geschiebelehmbröckchen beweisen, dasz während der Ablagerung dieser fluviatilen Sande auch glaziale Einflüsse schon eine bedeutende Rolle spielten.

Die Unteren Sande zeichnen sich stellenweise durch reichlichen Gehalt an Milchquarz und Lydit aus. Ehe noch das Inlandeis unser Gebiet erreicht hatte, wurden schon die vorhandenen Hohlräume der Oberfläche mit Schmelzwasserabsätzen ausgefüllt, die darin anfänglich die feineren Tonteilchen absetzten. Als sich aber das Inlandeis stets mehr und mehr näherte, wurde infolge Zunahme der Wassertragkraft stets mehr gröberes Material abgelagert. Aus meinen Wahrnehmungen ging denn auch hervor, dasz im Geschiebelehm der Gehalt an groszen Geschieben im allgemeinen von unten nach oben zunimmt. Auch andere Untersucher kamen zum gleichen Ergebnis.

In einem Profil westlich von Nieuw-Dordrecht, also im Hondsrug, kamen die groszen Geschiebe besonders im oberen Teil des Geschiebelehms vor.

Als schlieszlich das Inlandeis abschmolz, blieben die noch vorhandenen Geschiebe als Rückstand übrig. Durch die Schmelzwasser wurden später dazwischen wieder die feineren Tonteilchen abgesetzt.

Die Geschiebelehmdecke ist im Untersuchungsgebiet und Umgebung am besten stets auf den Höhen und Hohenzügen und deren Abhängen erhalten geblieben. Zur gleichen Schlussfolgerung kam auch TIETZE (Nr. 29, 151) für das Mittelemsgebiet, wo die stark zerstörten eiszeitlichen Ablagerungen auch fast ausschlieszlich auf den Hohenzügen festgestellt wurden. In den niederen Teilen fehlen sie manchmal.

In Coevorden liegen die oberen Grenzen des Geschiebelehms zwischen 3.75 m und 7.75 m über AP (Nr. 26, 62). In der Umgebung dieser Stadt, die selbst auf einer schwachen Erhebung liegt, wurde nun an verschiedenen tiefer gelegenen Stellen die Glazialdecke nicht mehr festgestellt, wie z.B. in der Nähe von Dalen, De Scheere, Steenwijsmoer, De Haar (Nr. 26, 32—45).

Für das Fehlen der Geschiebelehmdecke ist nach STEENHUIS (Nr. 26, 62, 122) die Erosion der postglazialen Bäche verantwortlich.

Auf Vossebelt, einer Sandhöhe nordwestlich von Coevorden, wurde von mir (früher auch schon von LORIÉ (Nr. 7), wieder Geschiebelehm festgestellt, dessen Mächtigkeit leider nicht festgestellt werden konnte. Die ihn überlagernden gelben und feinkörnigen Sande sind völlig steinfrei und zu Dünen angehäuft. Die Mächtigkeit dieser Sande beträgt ungefähr 2—3 m. Diese Sande entstammen vermutlich dem westlich gelegenen Gebiet. Wie nämlich aus der topografischen Karte hervorgeht, liegt westlich von Vossebelt ein Moor, in einer muldenförmigen Einsenkung, die sehr wahrscheinlich das Ausweihungsgebiet dieser Sande darstellt.

Bei Erica liegt, in ung. 16 m Meereshöhe auf dem westlichen Ausläufer des Hondsruhs, der Geschiebelehm an der Oberfläche. Im Hondsrug zwischen Erica und Klazienaveen kommt gleichfalls überall in geringer Tiefe Geschiebelehm und -sand vor. Dieser Geschiebelehm aber wird auch hier fast stets von einem gelben feinkörnigen Decksand überlagert.

Die Oberfläche dieser Sande zeigt wieder dünenartige Charakterzüge. Das Ausweihungsgebiet dieser Sande liegt auch hier sehr wahrscheinlich westlich des Hondsruhs, worauf schon die Tatsache hinweist, dass bei Erica der Geschiebelehm an die Oberfläche tritt.

Der von hier fortgewehte Sand bildet somit die Unterlage des Hochmoores, das hier den Hondsrug im ganzen überdeckt. Bei Emmen liegt in ung. 17.5 m Meereshöhe ein nur 0.25 m mächtiger Geschiebelehm. Bei Weerdinge in ung. 23.50 m wurde er in einer Mächtigkeit von 2.25 m festgestellt. Beim Vergleich der Höhenlagen des Geschiebelehms ergibt sich, dass dessen obere und untere Grenzen ungefähr parallel mit der heutigen Oberfläche verlaufen.

Wenn nun tatsächlich die Glazialdecke in den niederen Teilen durch die postglaziale Erosion abgetragen worden ist, so liegt es nahe anzunehmen, dass die präglaziale Landschaftsform mit der heutigen im wesentlichen eine starke Übereinstimmung zeigte. Auch SCHUCHT (Nr. 29, 193) glaubt für den Hümmling eine präglaziale Erosionslandschaft annehmen zu müssen; die heutige Oberfläche spiegelt das Bild der Oberflächengestalt zur Präglazialzeit wider. Auch für Drente halte ich die Höhen für Erosionsreste.

Weiter werden die langgestreckten Erhebungen in der Nähe von Dalen, welche heute die Wasserscheide zwischen Drostendiep und Loodiep bilden, als Erosionsreste der Grundmoräne aufgefasczt. Ueber die Höhenlage der Grundmoräne des Hondsruhs äusserten sich noch JONKER und DUBOIS. Nach JONKER (Nr. 14, 149, 150) würde der Geschiebelehm in der Mehrzahl der Fälle auf die höheren Teile, nach DUBOIS dagegen zwischen Buinen und Emmen besonders auf die niederen Teile (Ränder) des Hondsruhs beschränkt sein.

Auf Grund meiner Beobachtungen im südlichen Teil des Hondsruhs (südlich von Emmen) ist die Grundmoräne überall in einiger Tiefe vorhanden. Auf den höchsten Teilen ist sie wohl am schlechtesten erhalten geblieben; öfters legt nur eine Steinbestreuung oder geringmächtige Geschiebesandecke von der früher hier vorhandenen Grundmoräne Zeugnis ab. Auf den höchsten Erhe-

bungen können die präglazialen Sande sogar durch sie hindurchschimmern. In den flachen muldenartigen Einsenkungen aber, wie z.B. in der Einsenkung zwischen den beiden südlichen Ausläufern des Hondsrugs, ist der Geschiebelehm stets gut erhalten. Fast stets aber wird er auch hier wieder von Decksanden überlagert.

Wie auch TIETZE (Nr. 29, 193) berichtet, findet sich die Grundmoräne also vorzugsweise dort erhalten, wo sie besonders vor der Zerstörung geschützt war, als Ausfüllung der älteren Hohlformen.

An den Abhängen, sowohl am West- als Ostabhang, liegt die Grundmoräne öfters an der Oberfläche. Randwärts nimmt die Mächtigkeit stets ab und geht die Grundmoräne anscheinend in die Talsande der älteren Talsandfläche der Ems über.

Ich stellte weiters am Ostabhang des Hondsrugs fest, dasz neben der Abnahme der Mächtigkeit die Grundmoräne randwärts auch stets sandiger wird, während auch der Gehalt an groszen Geschieben stark zunimmt.

Westlich von Nieuw-Dordrecht wurde z.B. ein ungefähr 3 m mächtiger reiner Geschiebelehm verzeichnet, während etwas südöstlich davon am Fusze des Ostabhangs des Hondsrugs die Grundmoräne nur als ein 0.80 m mächtiger Geschiebesand vorhanden war. Als Ursache dafür kommt die Abspülung und Auswaschung in Betracht, die natürlich am steilen Ostabhang bedeutend stärker war als auf den fast ebenen Höhenzügen selbst. Bei Vastenow ruhen die groszen Geschiebe mit ihren Unterkanten in den hellen feinkörnigen Untersten Sanden. (Abb. 6). Der grosse Geschiebereichtum am Ostabhang des Hondsrugs war sogar Ursache davon, dasz der projektierte Kanal, welcher parallel dem Scholtenkanal verlaufen sollte, nicht im ganzen gegraben werden konnte.

Von den zahlreichen nordischen Geschieben wurden in unserm Gebiet erst einzelne determiniert (Nr. 5. Tabelle 525—531). In Nieuw-Amsterdam wurde Präkambrischer Sandstein (Herkunft unsicher), Kreidekalk (Danien), Saltholmkalk aus dem Südwestbaltikum, Olandsrapakivi, Olandsgranit, Olandsquarzporphyr, Elftalporphyr von Dalarne, Laurvikitporphyr (Rhombenporphyr aus Südnorwegen), Helleforsdiabas aus Södermannland, festgestellt, in Emmen z.B. präkambrischer roter Sandstein von unsicherer Herkunft und Unter-Silurische Gesteine aus dem Mittel- oder Ostbaltikum. In Klazienaveen wurden ebenfalls präkambrischer roter Sandstein, daneben Quarzite, Pegmatite, Granite, Kalksteine, Silex in groszen Anzahl angetroffen.

Wichtig ist nun die Frage, ob die Grundmoräne, welche noch am Ostfusze des Hondsrugs verzeichnet wurde, auch unter die Talsande weiter verläuft.

TIETZE (Nr. 29, 148) vertritt die Ansicht, dasz die Grundmoräne sich tatsächlich in der Tiefe unter die Talsande hinabzieht. Er beobachtete nämlich, dasz in dem fast 9 m tiefen Einschnitt des Ems-Vechte-Kanals die Grundmoräne auf die Länge eines Kilometers angeschnitten wurde.

In unserm Gebiet fehlen leider Bohraufschlüsse, die dies bestätigen können. Auch ragen hier nirgends ältere Diluvialkuppen durch die Talsandfläche hindurch wie im Mittelemsgebiet. Zur Zeit der Ausbildung des groszen Emstalsystems war das Land, wie auch TIETZE angibt, völlig eisfrei. Zweifelsohne wurde die

präexistierende Talsohle denn auch mit einer Grundmoräne ausgekleidet.

Zum besseren Verständnis der Vorgänge vor, während und nach der Eisbedeckung, entwarf ich zwei schematischen Blockdiagramme. Das Blockdiagramm Fig. 2 mag die *präglaziale* Oberfläche unseres Gebietes darstellen.

DIE GLAZIALABLÄGERUNGEN IN BEZIEHUNG ZU DEN
PRÄGLAZIALEN OBERFLÄCHEFORMEN

FIG. 2.

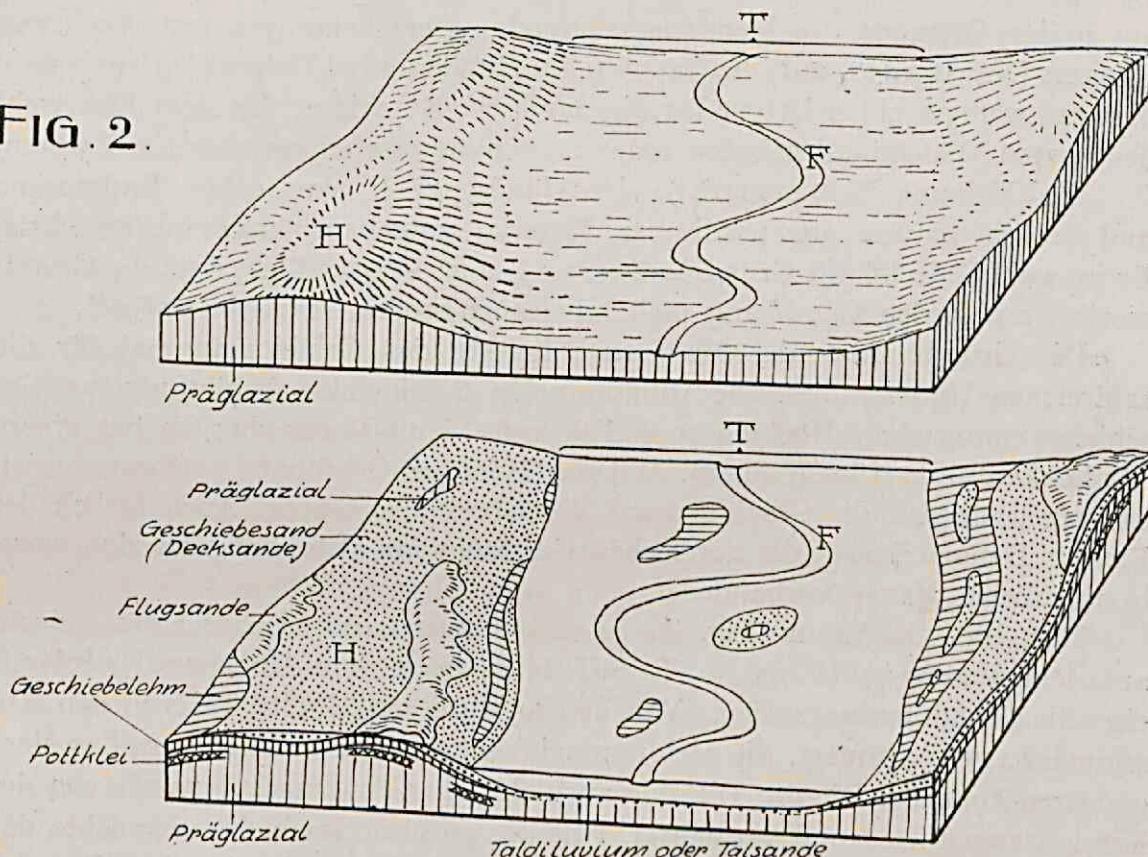


FIG. 2a.

Die Erhebung H stellt den Hondsrug dar, T das präglaziale Tal des Flusses F. Dieser Flusß, der sich sehr wahrscheinlich schon damals mit groszen Mäandern durch das Tal schlängelte, mündete nördlich unseres Gebietes in das Meer aus. Dann kam die Eisbedeckung. Der Flusß wurde stets mehr gegen den Hondsrug zurückgedrängt. Weil sich der Eiskörper schon über den Südrand der Nord- und Ostsee vorgeschoben hatte, konnte das Schmelzwasser nicht mehr nach Norden entweichen; dem Schmelzwasser stellte sich die Eisbarre hindernd in den Weg. Die Schmelzwasser muszten demzufolge in einer der Richtung der heutigen Nordseeflüsse entgegengesetzten Richtung irgendwo einen Ausweg nach dem Meere finden. Nachdem der Eiskörper das ganze Tal ausgefüllt hatte, überstieg er auch den Hondsrug. Die Schmelzwasser ergossen sich nun vermutlich durch das Urstromtal der Vechte in westlicher Richtung in das Meer.

Es ist leicht zu begreifen, dasz der Eiskörper auf den ihm entgegengesetzten

östlichen Steilrand des Hondsrugs einen gewaltigen Druck ausübt. Dieser mag sich darin geäusert haben, dasz da, wo in einiger Tiefe des Hondsrugs die weichen Pottkleiablagerungen vorkamen, Faltungen stattfanden, sodasz es denn auch nicht ausgeschlossen ist, dasz die flach gewölbten Höhenzüge des Hondsrugs in unserm Gebiet einen Pottkleikern besitzen.

Uebrigens wurden in unserm Gebiet von mir keine Faltungserscheinungen verzeichnet. Wohl aber stellte ich, z.B. östlich von Emmen in einer Sandgrube am steilen Ostrand des Hondsrugs, Stauchungerscheinungen fest. Auch VAN CALKER (Nr. 10, 258, 261) beobachtete im Hondsrug bei Helpman (Groningen), dasz auf wenig accidentiertem Terrain durch ein Geschiebe, das dem Eise wohl den ersten Widerstand geboten habe, Stauchungerscheinungen erzeugt waren.

Die Meinung BIELEFELD's¹⁾, der Hondsrug sei eine echte Endmoräne und sei im ganzen aus nordischen Material aufgebaut, erscheint unrichtig. Er ist wohl bedeckt mit Grundmoräne, und es ist verständlich, dasz die Grundmoräne am steilen Ostabhang mehr als sonst grosze Geschiebe enthält.

Die Grundmoräne des Hondsrugs lieferte das Gesteinsmaterial für die zahlreichen Hünengräber. Die Abbildung Nr. 6 zeigt eine Anhäufung von Geschieben unter dem Hochmoore östlich von Nieuw-Dordrecht; sie hat grosze Ähnlichkeit mit Hünengräbern. Wo das Moor am Ostabhang entfernt worden ist, ragen überall die Geschiebe aus der Oberfläche empor. Auch östlich der Emmer Dennen²⁾ sind die nordischen Geschiebe am Ostabhang des Hondsrugs in reichlicher Menge vorhanden.

Der Blockdiagramm Fig. 2a zeigt die *postglaziale* Landschaft: sowohl auf dem Hondsrug H als im Tale T blieb nach dem Rückzug des Inlandeises die Grundmoräne zurück. Von neuem wurde das breite Tal von den Abschmelzwässern benutzt, die sich nunmehr in nördlicher Richtung in das Meer ergieszen konnten. Die die Talsohle auskleidende Grundmoräne wurde von der Erosion angegriffen und vernichtet. Nur die groszen Geschiebe vermochte das Wasser nicht mehr zu verfrachten; sie blieben als Rückstand der Grundmoräne zurück. Darauf weist schon die Tatsache hin, dasz beim Graben der Kanäle aus 2—3 m Tiefe in der Talsandfläche wohl manchmal Geschiebe an die Oberfläche gefördert werden, dasz aber nie der Geschiebelehm angetroffen wurde.

Für die postglaziale Abtragung sprechen auch der sandige Charakter, die geringe Mächtigkeit der Grundmoräne am Ostfuss des Hondsrugs, deren Gehalt an Geschieben recht auffällig ist, und die Abwechslung von Geschiebelehm und Talsand auf eng begrenzten Räumen am Ostrand des Hondsrugs.

Ein deutlicher Absatz des Taldiluviums gegen das Glazial besteht nicht, sodasz ein Untertauchen der Grundmoräne unter die Talsandfläche nicht beobachtet wurde. Ich neige zu der Annahme, dasz die Grundmoräne der Talsohle durch die Erosion wieder zerstört würde. Stellenweise aber kann die Grundmoräne, z.B. wo sie in einer vor der Erosion geschützten Lage vorkommt, noch recht gut erhalten sein.

¹⁾ Aus F. SCHUCHT und O. TIETZE. Das Diluvium an der Ems und in Ost-Friesland. Z. D. G. G. 1907. S. 215—123.

²⁾ Emmer Kiefern.

Auch im Untersuchungsgebiet kann ein grauer und ein roter (braunrot bis gelb-rot) Geschiebelehm unterschieden werden. Der rote Geschiebelehm tritt aber stets nur in kleinen Linsen inmitten des grauen Geschiebelehms auf. Als Liegendes des grauen fand ich aber den roten nirgends. Der obere Teil des Geschiebelehms ist zu Geschiebelehmort umgebildet.

1. Anhang: Die Frage der Ein- oder Zweimaligen Eisbedeckung.

Allgemein wurde hier angenommen, das Inlandeis habe nur einmal unser Gebiet bedeckt. Die Decksande, die in Holland als: „keizand“ bezeichnet werden, wurden allgemein als Verwitterungs- oder Aufbereitungsprodukt der Grundmoräne aufgefaszt, bis in 1910 VAN BAREN (Nr. 5, 548, 601) den „keizand“ für eine selbständige Bildung, das Produkt einer zweiten Eisbedeckung, erklärte. Der ihn unterlagernde Geschiebelehm würde einen Absatz aus der Zeit der ersten Eisbedeckung darstellen. Als Gründe für die Selbständigkeit des „keizand“ führt er morphologische und geochemische Gründe an; der „keizand“ habe glaziale Akkumulationsformen aufgebaut und sei durch den Verwitterungsgrad von dem liegenden roten Geschiebelehm stark verschieden. Daneben würden auch die mineralische Zusammensetzung des „keizand“, das Fehlen von Geschiebelehmresten, die diskordante Lage auf dem Geschiebelehm sowie das Vorkommen von nordischen Geschieben an der Basis für die geologische Selbständigkeit sprechen.

Im Untersuchungsgebiet wird auch der Geschiebelehm durchweg vom „keizand“ bedeckt. Dass auch diese Sande vom Winde hin und her getrieben werden und stellenweise zu Dünen angehäuft wurden, wurde bereits erwähnt. Bei Emmen wurde sogar ein Hünengrab angetroffen, das von glazialen Flugsanden überdeckt worden war. Wo ich im Hondsrug Aufschlüsse auffand, beobachtete ich stets, dass der Geschiebesand nach unten allmählig in den Geschiebelehm übergeht, indem der Geschiebesand stets lehmiger wird. Auch kommen im Geschiebesand, wie ich am Ostrand des Hondsrugs, u.a. bei Emmen und Klazienaveen, feststellte, Geschiebelehmreste vor.

Der obere Teil des Geschiebesandes kennzeichnete sich an manchen Stellen durch einen hohen Gehalt an Geschieben. Dieser Geschiebereichtum im oberen Teil bildet den Rückstand des vom Winde bereits abgetragenen Sandes. Schließlich kann in dieser Weise der Geschiebelehm nur noch von Geschieben, welche sich durch Windschliff kennzeichnen, bedeckt sein. Wenn diese Geschiebe später eventuell wieder von glazialen Flugsanden bedeckt werden, so hat es den Anschein, als ob zwischen Geschiebelehm und „keizand“ eine Schicht eingeschaltet liegt, welche zwei verschiedene Absätze von einander trennt. In Wirklichkeit aber ist dies nicht der Fall. Verwittert nun auch die ganze Geschiebelehmdecke und werden die Sande durch die Abspülung, Auswaschung oder vom Winde fortgetragen, so stellt nur noch eine Steinbestreuung den Rest der früher vorhanden Grundmoräne dar.

Das Vorkommen einer solchen Windschliffzone, welche stets nur lokal zwischen Geschiebelehm und „keizand“ vorzukommen scheint, braucht noch keineswegs auf eine zweimalige Eisbedeckung hinzuweisen.

Wie bekannt, wird der Hondsrug stellenweise wie bei Emmen von Sanddünen bedeckt. Auffällig ist, dasz die diluvialen Erhebungen so häufig von Flugsandanhäufungen überdeckt sind. Wann diese Dünenbildung begann, konnte nicht ermittelt werden.

Die Umgestaltung der Tal- und Decksande begann wohl gleichzeitig. Während aber die Talsande¹⁾ schon bald vom Moor überlagert wurden, dauerte die Dünenbildung auf dem Hondsrug jedenfalls noch bis in geschichtliche Zeit.

Was das Alter des Südostdrentischen Glazials betrifft, so pflichte ich denjenigen bei, die das Glazial, in unserm Gebiet also sowohl den Geschiebesand (keizand oder blokzand) oder Decksand als auch den Geschiebelehm (keileem) als Produkt der zweiten oder Hauptvereisung betrachten.

IV. DER HOCHMOORUNTERGRUND.

In der Literatur liegen hinsichtlich des Mooruntergrundes im Untersuchungsgebiet nur einige beiläufige Bemerkungen vor. LORIÉ (Nr. 17, 90) z.B. stellte bei Ter-Apel fest, dasz dort der Mooruntergrund aus feinen Sanden bestand, in denen vereinzelt kleine Granitstückchen vorkamen. Entlang dem Süd-Nordkanal beobachtete er die gleichen feinen Sande. Auf Grund dieser Beobachtungen zog er den Schluss, dasz unter dem Hochmoore überall die gleichen feinen Sande vorkommen. Auch BORGMAN (Nr. 8, 79) verzeichnete beim Oranjekanal eine sandige, wellig verlaufende Unterlage des Hochmoores. Die deutschen Moorforscher GRISEBACH und OPPERMANN sprechen im benachbarten deutschen Teil von einer Sandbasis des Hochmoores.

Aus meinen Untersuchungen geht tatsächlich hervor, dasz der Hochmooruntergrund vorwiegend aus feinen Sanden besteht, dasz er aber im Hondsruggebiet manchmal aus Geschiebesand und -lehm besteht, welche stets kleinere und gröszere Geschiebe enthalten. Im Gebiet zwischen dem linken Emsufer im Osten und dem Hondsrug im Westen stellt der Mooruntergrund aber eine im Ganzen fast ebene Sandfläche dar, deren Sande sich kennzeichnen durch ein regelmäsziges, schön gerundetes Korn.

Alljährlich werden im Untersuchungsgebiet zahlreiche neue Kanäle geegraben. Der ausgegrabene Sand wird zu Anfangstets in groszen Haufen neben dem Kanal angehäuft, sodasz es mir stets möglich war diesen Sand näher zu betrachten. Weil nun die Kanäle eine Tiefe von ungefähr 2 m haben, stammt dieser Sand somit aus den obersten 0—3 m des Untergrundes. Auch die Wände dieser neugegrabenen Kanäle, soweit sie noch nicht mit Wasser ausgefüllt worden waren, stellten sehr schöne Längsprofile des Hochmooruntergrundes dar. Niemals aber zeigten diese Sande eine Schichtung. Sie sind eisenhaltig; ihre Farbe ist denn auch durchweg hell-gelb bis hell-braun. Kiese enthalten sie nicht, nur in der Umgebung des Hondsrgs lieszen sich wohl kleine Granitfragmente im Sande auffinden.

Natürlicherweise wird der Grundwasserspiegel im Untersuchungsgebiet

¹⁾ Siche IV. S. 29.

durch den Wasserstand in den zahlreichen Kanäle künstlich beeinfluszt. Der Grundwasserspiegel liegt durchweg zwischen 0—1.50 m unter der Sandoberfläche. Diese ungleiche Höhe des Grundwasserspiegels ist eine Folge der welligen Form des Untergrundes. Auch der Pegel des Kanalwassers ist verschieden. Die Ortsteinschicht, welche fast überall verzeichnet wurde, bedingt den starken Eisengehalt des Kanalwassers. Besonders dort, wo der Kanalwasserspiegel tiefer liegt als die Ortsteinschicht, ist das Wasser durch den hohen Eisengehalt stark rot-braun gefärbt. In diesem Fall findet in der Ortsteinschicht ein Eisentransport nach den Wänden des Kanals statt, wo das Eisen dann vom Wasser kolloidal aufgenommen wird. Gegenstände, welche im Wasser treiben, wie z.B. Torfstücke, sind dann stets von einer Eisenhülle überzogen. Wo der Kanalwasserspiegel aber höher liegt als die Ortsteinschicht, zeigt das Wasser nur die für Moorwasser so typische Braunfärbung.

Die ganze, sich zwischen Hondsrug und Hümmeling ausdehnende Talsandfläche, welche grösstenteils vom Hochmoor bedeckt wurde, wird als eine ältere Talterrasse der rezenten Ems betrachtet (Nr. 29, 161). In diese grosse Talterrasse sind das heutige Emstal und die Unterläufe der Nebenflüsse schon wieder mit einer neuen Terrasse eingeschnitten. So z.B. zeigt auch der Unterlauf der Hase, welche bei Meppen in die Ems ausmündet, diese Terrasse recht deutlich. Nach TIETZE (Nr. 29, 161, 162) nimmt die Oberfläche der Talsandfläche im Mittelemsgebiet die Gestalt zweier sich kreuzender Täler ein; das eine Tal hat ostwestliche Richtung, senkt sich nach W zur Zuiderzee und wird heute von Quakenbrück aus bis Meppen von der Hase, oberhalb Quakenbrück von einem von 0 kommenden Nebenfluss der Hase, westlich der Ems von der Vechte durchflossen, die sich in die Zuiderzee ergieszt. „Der andere Tallauf ist nordsüdlich gerichtet und wird von der Ems, z.T. von der Vechte durchflossen. Die Uferränder dieser alten Täler sind äusserst unregelmässig.“

Zwischen Hondsrug und Hümmeling hat die Talsandfläche eine geringe Breite. Nach Norden hin erweitert sich diese ältere Talterrasse wieder trichterförmig und fällt ziemlich gleichmässig zur Nordsee hin ab. Nach TIETZE (Nr. 29, 168, 169) hat die Ems von der Emsquelle bis Rheine ein durchschnittliches Gefälle von 5.50 m auf 10 km. Von Rheine bis zur Marsch würde das Gefälle etwa 5 m auf 10 km betragen.

Westlicher, entlang dem Süd-Nordkanal zeigt die ältere Terrasse aber ein geringeres Gefälle; denn bei der vierten Schleusze im Süd-Nordkanal liegt die Oberfläche der Talterrasse in 16.75 m Meereshöhe, unterhalb der siebenten Schleusze in 11.05 m, was einem Gefälle von 5.70 m auf rund 30 km entspricht, also 1.90 m auf 10 km.

Die ältere Haseterrasse fällt nach TIETZE (Nr. 29, 169) von Quakenbrück bis Meppen, wo sie in die ältere Emsterrasse übergeht, von 25 auf 16 m Meereshöhe, d.h. auf 40 km 9 m, was einem Gefälle von 1.00 m auf 10 km entspräche. Die Fortsetzung dieses Tales über die Ems hinaus nach W bis zur Landesgrenze zeigt nach ihm ein Gefälle von 1.00 m auf 10 km, das bis zur Zuiderzee noch weiter abnimmt. Die Vechte, welche dieses Tal durchflieszt, würde nach TIETZE auf

deutschem Gebiete noch etwa 2 m in die ältere Talebene eingesenkt sein. Die heutige Ems hat ein geringeres Gefälle. In nördlicher Richtung gehen die beiden Terrassen wieder in einander über. Die neue Terrasse liegt bei Rheine z.B. 9 m, bei Lingen ungefähr 5 m, bei Meppen nur noch $2\frac{1}{2}$ m tiefer als die ältere. Wie TIETZE mitteilt, beginnt die Einsenkung der rezenten Hasetales erst in etwa 10 km unterhalb Quakenbrück (Nr. 29, 166).

Nach TIETZE (Nr. 29, 169) hat die Ems sich tiefer in die Talsandebene eingeschnitten als die Vechte. Die neue Erosion der Ems wird mit den Senkungen im Mündungsgebiet der Ems in Beziehung gebracht, die nach TIETZE (Nr. 29, 166) wahrscheinlich zur Zeit der Ancylusperiode, also in der Birken—Kiefernzeit, stattfanden. Auch die Tatsache, dasz die O-W gerichtete Talsandfläche nicht nur nach W, sondern auch nach Norden eine deutliche Neigung zeigt, spricht für eine Senkung im Küstengebiet der Nordsee (Nr. 29, 167). Die Hase strömt denn auch am Nordrande dieser O-W Talsandfläche.

„Es hat den Anschein als ob der Flusz gegen den Nordrand des Tales gedrängt sei.“ Die Ablagerung der Talsande begann mit dem Abschlusz der mittleren Glazialzeit, also mit der zweiten oder Hauptvereisung.

Auf der geologischen Karte der Niederlande von STARING wurde diese ältere Talterrasse als Sanddiluvium bezeichnet. In unserm Gebiet gehört der Hochmooruntergrund östlich des Hondsrugs zum grössten Teil der groszen alten Talterrasse der Ems an. Auch hier hat sie eine Neigung in nördlicher Richtung. Daneben aber zeigt sie auch eine Neigung in W-Richtung. Am tiefsten liegt sie somit entlang dem Ostabhang des Hondsrugs. Diese Talsandfläche ist aber keineswegs eine volkommen tischebene Fläche. Naturgemäß weist diese Fläche mehr oder weniger grosze Höhenunterschiede auf. Die Kleinformen dieser älteren Talsandterrasse zeigen eine starke Uebereinstimmung mit denen unsrer heutigen Heidefelder.¹⁾ In regelloser Anordnung treten Erhebungen und Einsenkungen nebeneinander auf. BORGMAN (Nr. 8, 79) stellte auch schon im Untersuchungsgebiet den welligen Charakter des Mooruntergrundes fest. Die Höhenunterschiede aber sind stets nur gering. Die Bodenerhebungen besitzen durchweg einen Durchmesser von 1—75 m. Die Höhen dieser Erhebungen liegen meistens zwischen 0.40 und 2.— m. Die Einsenkungen zeigen im allgemeinen einen gröszeren Durchmesser als die Erhebungen.

Die Oberflächengestaltung geht übrigens recht deutlich aus der beigegebenen Höhenlinienkarte hervor. Die Grundformen dieser Erhebungen und Einsenkungen sind durchweg rund bis oval. Spuren einer stärkeren Erosion durch das strömende Wasser wurden nicht aufgefunden. Am steilen Ostabhang mag das Wasser umgestaltend gewirkt haben, auf der groszen Talsandfläche aber war keinesfalls die Erosion die Ursache der vorhandenen Höhenunterschiede. Vielmehr entstanden sie hier unter Einflusz des Windes. Die Einsenkungen entstanden infolge von Auswehungen, die Erhebungen durch Anhäufung von Flugsanden.

TIETZE glaubt auch, dasz die gewaltigen Sandflächen von Anfang an Anlass zu Dünenbildungen gegeben haben.

¹⁾ Auch BORGMAN (Nr. 8, 80) kam zum Ergebnis, dasz sich entlang dem Verlengde Hoogeveensche Vaart vor der Hochmoorbildung ein Heidefeld ausgedehnt hat.

LORIÉ (Nr. 17, 75) spricht ebenfalls von alten Dünen, welche sich gebildet haben würden, bevor das Hochmoor sich zu entwickeln begann. Später wurden der Abspülung zufolge diese Höhenunterschiede stets mehr ausgeglichen, bis schließlich die Sande der Talsandfläche von einer Vegetation festgelegt wurden.

1. Verwitterung des Hochmooruntergrundes.

a. Der Bleichsand¹⁾

Unter der mehr oder minder mächtigen Torf- oder Humusdecke finden sich im Untersuchungsgebiet fast ausnahmslos humose Sande, welche gekennzeichnet sind durch eine graue (blaszgrau — aschengrau — schwarzgrau), bleiartige Farbe, die als Bleichsande bezeichnet werden. Diese unter dem Moore überall vorkommende Sandschicht wird wohl in der selben Weise entstanden sein, als die Bleichsandschicht, welche sich stets unter der Heidehumusschicht der sandigen Heidefelder zu bilden pflegt. Dieser Bleichsand besteht aus verwitterten Mineralien; die löslichen Bestandteile sind verschwunden.

Das Wesen des Bleichsandes deutet darauf hin, dass er eine verwitterte Schicht des Sandes darstellt. Als Erklärung für die Entstehung mag folgendes gelten:

Das der Humusschicht entstammende Sickerwasser, in dem schon ein Teil der bei der Vertorfung entstandenen „Humusstoffe“ kolloidal aufgenommen wurde, dringt in die Unterlage ein, löst dort die leicht löslichen Bestandteile auf und führt sie in gröszere Tiefe hinab. Besonders das Eisen der eisenhaltigen Silikate wird wohl am schnellsten „ausgewaschen“. Nicht nur die Talsande, sondern auch die Glazialsedimente wie der Geschiebelehm, -sand und -mergel erlitten eine derartige Umwandlung im oberen Teil, so weit das Hochmoor sie bedeckt, sodass neben dem Bleichsand noch ein Bleichgeschiebelehm, -mergel und -sand unterschieden werden kann. Sogar die zahlreichen granitischen Geschiebe zeigten, nachdem der Torf entfernt wurde, eine typische bleiche Farbe. Die Korngrösze des Sandes stimmt überein mit der des ihn unterlagernden Sandes. Die Körner sind schön abgerundet und haben eine trübe, weisse Farbe. Die Mächtigkeit dieser Bleichsandschicht bewegt sich zwischen 5 und 30 cm. Nach oben wird der Humusgehalt stets gröszer. Nur ein paar Profile wiesen einen fast schwarzen Bleichsand auf. Die Bleichsande werden oben überlagert von den Torfbildungen des Unteren Stubbenhorizontes²⁾, in die er allmälig übergeht. Die Grenze ist dadurch stets unscharf.

Die Torfbildungen des Unteren Stubbenhorizontes sind oft so stark mit Sandkörnern vermischt, dass sie als Brennstoff nicht verwendet werden können. Ein aus dieser Grenzpartie gegrabener Trockentorf zeigt oft eine festere, minder sandige obere und eine stark sandige untere Hälfte. Beim Aufheben eines solchen

¹⁾ Deutsch: Noch andere, öfters in de Literatur gebräuchliche Namen sind Bleicherde, Bleisand. Russisch: Podsol. Holländisch: schierzand, bleekzand, grijs zand, loodzand. BORGMAN spricht von einer „grijsgrauwe laag“. (Nr. 8, 102).

²⁾ Siehe V.

Trockentorfes bleibt oft die untere Hälfte zurück. Beim Graben sorgt man so viel wie möglich dafür, diese sandige Torfschicht nicht zu verarbeiten, indem man die 1—2 dm mächtige untere Torfschicht zurück lässt. Wegen der welligen Sandoberfläche aber kommt sie bisweilen doch heraus. Die untere Grenze des Bleichsandes ist stets schärfer und wird gebildet von der obere Kante der Ortsteinschicht.

Wie TIETZE (Nr. 29, 174) mitteilt, soll der von Dopheide- und Wollgrastorf überlagerte Sand beim Aufholen der Probe hell sein und erst nachträglich an der Luft schwarz werden, infolge der Zersetzung der in ihm erhaltenen organischen Verbindungen, die unter Ausscheidung von Humus zerfallen, während in dem mit Besenheidetorf überdeckten Sand diese Zersetzung bereits vom Beginn der Moorentwicklung an vor sich gegangen sein würde, weil der damals ausgeschiedene Humus austrocknete und dadurch die Fähigkeit verloren hat sich im Wasser wieder zu lösen, sodass der Sand dann ein oder mehr Dezimeter tief schwarz gefärbt sein kann.

Im Untersuchungsgebiet habe ich einen derartigen Farbenwechsel nicht wahrgenommen. Wohl erscheinen uns die Bleichsande im trocknen Zustand stets heller als in der feuchten natürlichen Lage. Durch die Austrocknung treten die Sandkörner in den Vordergrund, während die Humusteile sich zusammenziehen, sodass die Gesamtfarbe dadurch etwas heller wird. Uebrigens ist der feuchte Sand auch stets dunkler als der trockne. Nach O. TAMM bildet sich eine 1—2 cm mächtige Bleichsandschicht in 100 Jahren. Weil hier die mittlere Mächtigkeit ungefähr 20 cm beträgt, so wären für die Bildung dieser Schicht 1000—2000 Jahre erforderlich gewesen.

Nicht nur unter dem Hochmoortorf, sondern auch am Rande des Hochmoores treten diese Sande auf, wo sie von einer geringmächtigen Humusdecke überlagert sind. An der Strasze von Klazienaveen nach Nieuw-Schoonebeek findet sich eine inselförmige Durchragung des Untergrundes inmitten des Hochmoores. Der Sandaufschluss zeigte auch hier recht deutlich die obere Bleichsandschicht, welche von einer Besenheidehumusschicht von wenigen cm bedeckt war. Die Sandstubben reichen stets bis an die Oberfläche oder in die Ortsteinschicht hinein.

b. Der Ortstein.¹⁾

Das Sickerwasser, das aus dem Bleichsande die mineralischen Stoffe, wie Eisen, Aluminium, und die Humusstoffe kolloidal aufnimmt, setzt diese Auslaugungsprodukte samt den Humusstoffen, welche es schon in der Humusschicht kolloidal aufnahm, in einiger Tiefe wieder im Sande ab, sodass schieszlich durch stetige Anhäufung eine mehr oder minder harte Schicht entsteht, welche in der Literatur als Ortsteinschicht angedeutet wird. Diese Ortsteinschicht verrät sich im Profil durch die rot-braune bis schwarz-braune Farbe, welche durch den Eisen- und

¹⁾ Holländisch: oer, zandoer, oerbank, koffiebank (koffie = Kaffee), humuszandsteenbank. BORGMAN (Nr. 8, 106) spricht von „de bruine laag“ = „die braune Schicht.“



Abb. 1. Aufnahme östlich von Emmen. 1. Die präglazialen geschichteten und Kiese führenden Sande. 2. Geschiebesand. Zu S. 13.



Abb. 2. Sandinsel inmitten des Hochmoores an der Strasze von Nieuw-Dordrecht nach Nieuw-Schoonebeek. Zu S. 33.



Abb. 3. Sonderprofil derselben Sandinsel. 1. Feinkörnige ungeschichtete gelbe Sande. 2. die Ortsteinschicht (dunkel). 3. die Bleichsandschicht (hell). 4. Wollgrastorfschicht. 5. aufgewehter Sand mit Heidebestand. Zu S. 33.

Humusgehalt hervorgerufen wird. Oben wird sie überlagert von der Bleichsand-schicht, mit der sie in diesem Gebiet stets auftritt.

Die Grenze zwischen Bleichsand und Ortstein ist stets ziemlich scharf. Der Ortstein wird unterlagert von meist gelben, feinkörnigen Sanden, welche in 2—3 m Tiefe allmählig in hell-weisze Sande übergehen. Auch diese Gelbfärbung wird verursacht durch das Eisen. Unter dem Hochmoor ist die Ortsteinschicht fast überall vorhanden, und kann dort, wo sie stark entwickelt ist, eine für Wasser undurchlässige Schicht bilden.

Der Mächtigkeitsbetrag der Ortsteinschicht bewegt sich zwischen 10 und 50 cm. Sie hat nicht stets dieselbe Höhenlage und liegt nicht stets horizontal. Der Verlauf der Ortsteinschicht richtet sich nach dem Oberflächenverlauf. Wo die Oberfläche des Untergrundes eine Wölbung aufweist, zeigt auch die Ortsteinschicht dieselbe Aufwölbung und umgekehrt. Beim Graben eines neuen Kanals ist man öfters in der Lage diesen welligen Verlauf zu beobachten. Im allgemeinen ist die Ortsteinschicht unter den höchsten Erhebungen am schwächsten entwickelt, indem sie daselbst eine geringere Mächtigkeit, losere Struktur und hellere Farbe aufweist. Die Härte ist im allgemeinen gering, sodasz der Sand leicht zu verarbeiten ist. In den tieferen Einsenkungen ist der Ortstein fester, härter und hat dann eine fast schwarze Farbe. Die Härte kann so beträchtlich sein, dasz er mittels der Axt entfernt werden musz. Auch die Mächtigkeit ist unter den Einsenkungen der Oberfläche am grössten. Nicht nur die Sande, sondern auch der Geschiebelehm, -mergel oder -sand zeigen eine Ortsteinschicht. BORGMAN (Nr. 8, 107) erwähnt bei der Oranjeschleuse im Oranjekanal braunen Ortstein mit Kiesführung. Diese Kiese werden wohl nordische Geschiebe der glazialen Ablagerungen gewesen sein, welche hier überall anzutreffen sind. Nicht nur unter dem Hochmoore, sondern auch am Rande des Hochmoores, bildet die Ortsteinschicht stets das Liegende des Bleichsandes. Im Ortstein kommen neben den Gesteinen vereinzelt auch noch röhrenartige schwarze Gebilde vor mit einem Diameter von 3—6 mm. Bei näherer Betrachtung sind dies hohle Pflanzenteile, welche mit Dopplerit ausgefüllt worden sind.

Die Abbildungen 2, 3 und 4, zeigen Aufschlüsse in einer Sandinsel inmitten des Hochmoores an der Strasze von Klazienaveen nach Nieuw-Schoonebeek.

Die 20 cm mächtige Ortsteinschicht geht nach unten in gelbfarbige Sande über, welche damals bis zu 2 m Tiefe sichtbar waren. Darüber liegt ein seitwärts auskeilender Heide- und Wollgrastorf (Abb. 4), welcher in der Mitte eine Mächtigkeit von 50 cm aufwies.

Diese Torfschicht war wieder vom Flugsand (kein künstlich darüber hin geschütteter Sand!) überweht, der seinerseits wieder von einer geringmächtigen Humusdecke überlagert war. Der Flugsand ist mit *Calluna vulgaris* bestanden. Auch der Flugsand zeigte schon wieder einen Anklang von Bleichsandbildung. Aus diesem Profil geht deutlich hervor, dasz die beiden Schichten schon gebildet waren, bevor das Hochmoor diese Erhebung des Unter-

grundes erreichte. Seitwärts dieses Torflagers bilden die Bleichsand- und Ortsteinschicht die obersten Schichten. Auch ausserhalb dieses Gebietes am Wege von Schöningsdorf nach Grosz-Fullen in der Nähe der schwarzen Kuhlen, also am Rande des Hochmoores, wurden diese beiden Schichten angetroffen.

Ich entnahm diesem Gebiete zwei Profile, das eine im Uebergangsmoor und das andere in der Nähe des Hochmoorrandes. Im ersten Profil überlagerte eine 75 cm mächtige Uebergangstorfschicht den Bleichsand, welcher seinerseits unterlagert wurde von einem braun-schwarzen Ortstein, der nach unten in gelbe Sande überging. Im zweiten Profil wurden diese beiden Neubildungen von einer sehr geringmächtigen Heidehumusdecke (3 cm) überlagert. Die beiden Schichten waren auch hier in gleicher Mächtigkeit ausgebildet wie im ersten Aufschluss. In beiden Fällen stand der Grundwasserspiegel 60 cm unter der unteren Grenze der Ortsteinschicht.

Diese und noch andere Beobachtungen am Rande dieses Hochmoorgebietes haben mich davon überzeugt, dasz die Ortstein- und Bleichsandschicht schon entstanden waren, bevor das Hochmoor sich entwickelte. Entlang der Ems konnten in die Flugsandanhäufungen diese Schichten sich nicht bilden, weil sie infolge des niedrigen Grundwasserspiegels (es senkt sich der Grundwasserspiegel zum Emstal) eine geringe Festigkeit hatten und leicht vom Winde angegriffen werden konnten.

In der Dünenlandschaft bei Soest (Prov. Utrecht) wurde stellenweise die Bleichsandschicht vom Winde angegriffen und abgetragen, sodasz oft die härtere rotbraune Ortsteinschicht als widerstandskräftige Schicht die Oberfläche bildet. Die gleiche Erscheinung konnte ich in unserm Gebiet nördlich von Nieuw-Schoonebeek nachweisen. Nur in ein paar Profilen war statt dieser Bleichsand- und Ortsteinschicht eine lehmige Sandschicht (10—15 cm) ausgebildet, welche sich wahrscheinlich absetzte in der Zeit, als im übrigen Gebiet die Oberfläche verwitterte.

V. DAS HOCHMOOR.¹⁾

a. Die Wichtigsten Torfarten.

Die wichtigsten im Untersuchungsgebiet vorkommenden Schichtenbildenden Torfarten sollen jetzt Gegenstand einer Besprechung sein.

1. Der Jüngere Sphagnetumtorf.²⁾

Diese jüngste Torfschicht des Hochmoores wurde hauptsächlich von den verschiedenen ausgeprägt oligotrophen Sphagnenarten (Weichwasservegetation)

¹⁾ Deutsch: Hochmoor (Ueberwassermoar). Holl.: hoogveen oder grootveen.

²⁾ Andere öfters in der Literatur verwendete Namen für diese Schicht sind:

Deutsch: Jüngerer Sphagnetumtorf, Jüngerer Sphagnentorf, Jüngerer Bleichmoostorf, Jüngerer Moostorf, Jüngerer Hochmoortorf; vor der Weberschen Einteilung z.B. bei Grisebach weiszgrauer Moostorf, Moostorf.

Holländisch: grauwveen, jong(er) mosveen, jong(er) veenmosveen. Alt ist: bruinveen, witveen.

aufgebaut, aber auch höhere Pflanzenbestände beteiligten sich an deren Aufbau. Besonders treten neben den Sphagnen *Calluna vulgaris*, *Erica tetralix*, *Eriophorum vaginatum*, *E. angustifolium*, *Scirpus caespitosus* u.a. als hochmoorbildende Pflanzen auf. Die Reste dieser Pflanzen sind meistens makroskopisch leicht zu erkennen.

Der Eriophoretumtorf z.B. besteht aus den Faserschöpfen dieser Pflanzen und wird in Holland mit den Lokalnamen „*lok*“, „*vlok*“, „*vlokke*“, „*lor*“ oder „*tas*“ angedeutet. Den Torfgräbern bietet er Schwierigkeiten beim Torfstechen, weil dieser „*lok*“ („Bullenfleisch“) recht schwer zu durchstechen ist.

Die faul-weisze bis hellbraune Farbe dieser Schicht verdankt sie natürlich den gleichfarbigen Sphagnen. Der reine Sphagnetumtorf hat stets eine helle Farbe.

Der Ericaletum-, Callunetum- sowie Eriophoretumtorf besitzen eine dunklere Farbe. Sind diese Torfarten in dem Jüngeren Sphagnetumtorf vorhanden, so erhält die ganze Schicht dadurch eine dunkleres Aussehen. Fossile Heidebulten und Wollgrasnestern treten öfters in die Erscheinung, indem sie im Jüngeren Sphagnetumtorfe meist linsenförmige schwarze Partien bilden, die man eigentlich als fremde „Einschlüsse“ im Jüngeren Sphagnetumtorf betrachten kann.

Die Farbenabweichlung, also eine Folge der Faziesabweichlung, verleiht der gesammten Schicht öfters einen grauen Teint, worauf denn auch der Holländische Name „*graauwveen*“, d.h. grauer Torf, beruht. Nach der Zusammensetzung unterscheidet man in diesem Gebiet zwei Torfarten, nämlich: „*bolsterturf*“ und „*grauwe turf*“. Die erste Art ist ein reiner Sphagnetumtorf, die zweite besitzt daneben die oben genannten Pflanzenreste. Beide Arten werden in der Torfstreu-Industrie verwendet; der „*bolster*“ aber wird durchaus bevorzugt, weil er den besten Torfstreu liefert.

Während der Bildungszeit dieser Schicht bestanden im Allgemeinen für die Sphagnen günstige Lebensbedingungen. Doch stellt sich heraus, dasz zeitweilig und stellenweise andere Faktoren die Sphagnenentwicklung auch ungünstig beeinfluszt haben. Wo wir den reinen Sphagnetumtorf erblicken, war wohl das Optimum der Lebensbedingungen vorhanden und, wie von vornherein zu erwarten, ist hier auch die Mächtigkeit der Schicht am grössten.

Die Dichte ist umso geringer, je nach dem weniger fremde Pflanzenreste beigemengt sind, obgleich natürlich auch die verschiedenen Sphagnenarten selber schon eine Verschiedenheit der Dichte verursachen können.

Der Ericaletum-Callunetumtorf z.B. hat eine viel gröszere Dichte. Von allen erwähnten Torfarten hat wohl der Jüngere Sphagnetumtorf das geringste spezifische Gewicht. Fast jede Torfart schrumpft beim Trocknen ein. Die Einschrumpfung dieser Torfart beträgt hier höchstens 15 %. Die Lautleitung des Jüngeren Sphagnetumtorfes ist schlecht. Die Verfertigung der laudämpfenden Torfplatten aus dieser Schicht beweist dies genügend. Auch die Wärme wird vom Mooroden schlecht geleitet und also nur langsam aufgenommen, was wohl zum grössten Teil die Folge des groszen Wasserreichtums sein wird, weil schon die Verdunstung natürlich beträchtliche Wärmemengen für sich fordert. Infolge der schlechten Bodenerwärmung müssen auch die Kulturpflanzen wie Kartoffeln

u.a. später ausgepflanzt werden als auf dem benachbarten mineralischen Boden. Aussaat und Ernte finden daher später statt als auf dem Sandboden. Das Bodeneis, dasz sich in strengen Wintern bildet, entsteht und verschwindet nur langsam und hat an feuchten Stellen den Charakter des gewöhnlichen Eises. Bei dem Auftauen des Hochmoorbodens ist eine allgemeine Vernässung der Mooroberfläche die Folge, was für den Verkehr sehr hinderlich werden kann. Im Frühjahr z.B. tragen die meistens schon an sich leichten Moorpferde Holzschuhe und wird um den Räder Stroh gewickelt, damit nicht Pferd und Wagen im Moor wegsinken. Im Sommer ist dies nicht nötig, wenn wenigstens nicht zu viel Regen fällt.

Diese Torfschicht besitzt ferner ein groszes Absorptionsvermögen. Bis zu 95 % Wasser können aufgenommen werden.¹⁾ Auch im trocknen Zustand nimmt sie bei Wiederbelebung wieder Wasser auf. Wird ein Stück in der Hand zusammengebaut, so entweicht das Wasser in reichlicher Menge zwischen den Fingern hindurch. Bei Druckentlastung aber wird das Wasser auch wieder aufgenommen. Bei diesem Versuch bemerkt man auch die grosse Elastizität der betreffenden Torfschicht, denn sobald der Druck aufgehoben wird, hat der Torf den Bestreben die ursprüngliche Lage wieder ein zu nehmen. Auch im trocknen Zustand bleibt noch eine bedeutende Spannkraft übrig.

Die oberste 20- bis 30 cm mächtige, verwitterte, stärker humifizierte Schicht ist dunkelbraun bis schwarz gefärbt. Beim Graben fällt sie aus einander. Diese Schollerde, Torferde, oder Bunkerde (holländisch: „bonkaarde“) ist reichlich durchsetzt mit den Wurzeln der heutigen Hochmoorvegetation. Bemerkenswert ist, dasz die Pflanzenwurzeln nur so tief in den Boden eindringen, als die Mächtigkeit der Verwitterungsrinde beträgt. Zu beachten ist weiter, dasz natürlich der Mensch die oberste Schicht verändert hat, indem grosse Gebiete für den Ackerbau in Anspruch genommen wurden. Das in Holland entstandene Moorbrennen ist bekannt genug. Früher war dieses Hochmoorgebiet auf weite Strecken mit Buchweizenfeldern bedeckt.

Die Jüngere Sphagnetumtorfschicht liegt diskordant über der Älteren und hat die Einsenkungen in dem Ältern Sphagnetumtorf gleichmäßig aufgepolstert. Am Rande des Hochmoores konnte an einigen Stellen eine Transgression des Jüngeren Sphagnetumtorfes über die Untere Uebergangstorfschicht festgestellt werden. Das Uebergreifen betrug jedoch höchstens nur 100 m.

VAN BAREN (Nr. 5, 943) erwähnt die chemische Analyse einer Probe dieses Torfes aus Klazienaveen. Die Aschenanalyse ergab:

an Kieselsäure	39,52 %.
„ Eisenoxyd	19,44 %.
„ Magnesia	14,32 %.
„ Kalziumoxyd	12,03 %.
„ Aluminiumoxyd	5,82 %.
„ Natriumoxyd	3,38 %.
„ Schwefelsäureanhydrid und Chlor	2,36 %.

¹⁾ Der Wassergehalt einer Probe aus Klazienaveen betrug, wie VAN BAREN mitteilt 83,53 %. (Nr. 5, 943.)

an Kaliumoxyd	1,75 %.
„ Phosphorsäureanhydrid	0,70 %.
„ Titansäure	0,35 %.
„ Manganoxydul	0,33 %.

Der Aschengehalt des Trockenstoffes betrug 3,61 %.

2. Der Grenztorf.¹⁾

Von WEBER wurde die untere Grenze des Jüngeren Sphagnetumtorfes samt dem benachbarten Teil des Liegenden, des Älteren Sphagnetumtorfes, als Grenzhorizont bezeichnet. Diese untere Grenze des Jüngeren Sphagnetumtorfes verläuft in unserm Gebiet meistens wellenartig und ist stets scharf vom Liegenden abgesetzt. Die Oberkante des Älteren Sphagnetumtorfes ist im allgemeinen, wie WEBER (Nr. 5, 900) mitteilt: „gekennzeichnet durch eine reichliche Einlagerung dichter und großer Schöpfe von *Eriophorum vaginatum*, zu denen sich mehr oder minder reichlich auch Heidesträucher, gelegentlich auch Birken und Föhren beigesellen.“

Nach WEBER kann man häufig von einer besonderen Torfschicht sprechen, die aber nach unten gewöhnlich nicht scharf abgesetzt ist.

Im Untersuchungsgebiet war im allgemeinen eine deutliche Grenztorschicht nicht zu erkennen. Nur an einigen Profilen war sie wirklich als eine an beiden Seiten scharf abgegrenzte Schicht entwickelt, die denn auch besonders aus Wollgras- oder Heidetorf bestand. An älteren Torfwänden sieht man recht häufig, dass der obere Teil des Älteren Sphagnetumtorfes stärker zerklüftet ist als der untere. Die Zerklüftung einer Torfschicht beim Eintrocknen ist um so stärker, je weiter der Verwitterungsvorgang fortgeschritten ist. Erscheint uns der obere Teil des Älteren Sphagnetumtorfes also stark zerklüftet, so kann diese Erscheinung darauf hinweisen, dass hier die Verwitterung stärker gewesen ist. Doch soll man nicht zu schnell diese Schlussfolgerung ziehen, denn in den meisten Torfwänden ist der untere Teil noch feucht, wenn die obere Partie schon völlig ausgetrocknet ist, sodass im oberen Teil Trockenrisse vorkommen können, während diese im unteren wegen der Wasserführung fehlen. Nur die sehr alten überjährigen Torfwände sind bisweilen gleichmäßig von oben nach unten ausgetrocknet. Nur in diesem Fall ist man berechtigt auf Grund des Zerklüftungsgrades den Verwitterungsgrad festzustellen.

Wo ich im Felde aber solche alten Torfwände entdeckte, stellte sich stets heraus, dass in dieser Hinsicht kein Unterschied bestand zwischen dem oberen und dem unteren Teil. Auch die Zerklüftungsart war in diesen Fällen über die ganze Schichtmächtigkeit dieselbe.

Wo aber eine alte stark verwitterte Torfwand vorlag, in der der Grenztorf ein Eriophoretumtorf war, da war die Grenztorschicht wirklich schön entwickelt.

¹⁾ Deutsch: Grenztorschicht.

Holländisch: grensveen, grensveenlaag, grenshorizon (van WEBER,) lok- vlok- oder tas-veen, scherpveen. Dieser letzte Ausdruck wird auch zur Bezeichnung der Älteren Sphagnetumtorschicht im Ganzen gebraucht.

Der Eriophoretumtorf nämlich bietet der Verwitterung einen gröszeren Widerstand, als z.B. der Heidetorf.

Wie bei einer Schichtenfolge von abwechselnden härteren und weicheren Gesteine die härteren der Verwitterung einen gröszeren Widerstand entgegensetzen, wodurch die härteren Schichten herausgearbeitet werden und dadurch Stufen bilden können, so ist auch der Eriophoretumtorf ein echter Stufenbildner.

Wo aber ein reiner Heidetorf vorliegt als Grenztorschicht, ist das Umkehrte, also eine Aushöhlung die Folge der Verwitterung.

Der Eriophoretumtorf bildet aber nie eine durchlaufende Schicht; er tritt nur stellenweise auf. Auch die Einschrumpfung dieser Torfart ist äusserst gering. Technisch wurde der Eriophoretumtorf während der Kriegszeit für Gewebe und Pferdedecken verwertet.

Der Heidetorf hat im feuchten sowohl als im trocknen Zustand stets eine schwarze Farbe. Die beiden zuletzt genannten Torfarten sind zur Torfstreubereitung unbrauchbar.

Auch der aus diesem Horizont gegrabene Torf heiszt „scherpe turf“ oder „fabrieksturf.“

Der getrocknete Torf des Grenzhorizontes zeigt denn auch keine sichtbaren Unterschiede gegenüber dem der Älteren Sphagnetumtorfschicht.

3. Der Ältere Sphagnetumtorf.¹⁾

Diese dunkel- bis schwarzbraun gefärbte Torschicht wurde in der Hauptsache aus denselben Sphagnenarten zusammengesetzt, die auch die Jüngere Sphagnetumtorfschicht zusammenstellten.

Daneben treten als wichtige moorbildenden Pflanzen *Calluna vulgaris*, *Erica tetralix*, *Eriophorum vaginatum* und *E. angustifolium* u.a. auf. Bei Nieuw-Dordrecht z.B. bestand er aus *Sphagnum recurvum*, *Vaccinium oxycoccus*, *Andromeda polifolia*, *Scirpus caespitosus* und *Eriophorum vaginatum*. (Nr. 5, 949).

Der Heide- und Wollgrasreichtum ist hier durchaus gröszer als im Jüngeren Sphagnetumtorf. Oft werden von den Torfarbeitern ganz grosse Haufen Wollgrastorf, sogenannter „lok“ in den Torfstichen angehäuft, welche Torfart bei der Arbeit häufig in solch groszen Massen angetroffen wird, dasz sie die Torfgräberei fast unmöglich macht. Kommt dieser „lok“ reichlich vor, so müssen diese Wollgrasnester entfernt werden.

Beim Torfgraben kann man sehen wie fast bei jedem Torf, der gegraben wird auch der „lok“ vom Arbeiter hinterwärts geworfen wird, denn dieser beschädigt

¹⁾ Deutsch: Älterer Sphagnumtorf, Älterer Sphagnetorf, Älterer Bleichmoostorf, Älterer Hochmoortorf, Älterer Moostorf. Vor der Weberschen Einteilung wurde diese Schicht als Heidetorf angedeutet, z.B. von Grisebach, weil er meinte, dasz sich aus den Sphagnen kein amorpher schwarzer Torf bilden könne.

Holländisch: oud(er) veenmosveen, oud(er) mosveen, zwartveen, blauwveen; BORGMAN (Nr. 8) hielt auch diese Schicht für einen Heidetorf. Dieser Autor versuchte eine symbolische Andeutung der einzelnen Schichten z.B. H = Heidetorf, und gab die quantitative Zusammensetzung an mittels Indizes, z.B. H.60 W. 30 V.10 = 60 % Heide, 30 % Wollgras, 10 % Torfmoos.

meist die Form des Torfes. Eine kleine Menge aber wirkt günstig, weil dadurch das Aufspalten des Torfes verhindert wird.

Der Aeltere Sphagnetumtorf liefert den sogenannten Fabrikstorf (Holl. auch fabrieksturf oder scherpe turf = scharfer Torf), welcher einen hohen Brennwert hat und wie der Name schon andeutet hauptsächlich in den Fabriken als Brennstoff gebraucht wird.

Den Namen „scharfer Torf“ verdankt er der reichlichen Hineinmischung von Heidestengeln. Beim Eintrocknen nämlich schrumpfen die Heidestengelchen weniger ein als die Hauptmasse, in der sie vorkommen, sodass diese aus dem trocknen Torf an allen Seiten als winzige Spitzen hervorragen, welche dadurch dem Torfe den scharfen Charakter verleihen.

Die Farbe ist im natürlichen Zustand schwarzbraun. Unter Zutritt der Luft aber sieht diese Torfschicht bald schwarz aus.

In feuchten natürlichen Zustand lässt der Torf sich leicht kneten; Wasser tritt bei diesem Versuch nicht oder sehr wenig aus. Der Wassergehalt kann dennoch 85 % betragen.¹⁾

Aufsaugungsfähigkeit besitzt der Aeltere Sphagnetumtorf praktisch nicht. Ist der Torf einmal trocken, so nimmt er kein Wasser mehr auf. Das spezifische Gewicht beträgt ungefähr 0,5—0,9. Er besitzt eine grösere Härte und spaltet beim Trocknen meist horizontal auf. Bei Zerreibung eines Trockentorfs entsteht ein schwarzes Pulver, sog. Mulf (Holl.: „molm“). Zur Bereitung von Torfstreu ist er durchaus unbrauchbar. Elastizität besitzt diese Torfart auch nicht mehr.

Die Wollgras- und Heidereste sind mit dem bloszen Auge leicht zu erkennen, die Sphagnenreste aber nicht mehr. Nur einmal fand ich an einer wasserreichen Stelle gut erhaltene Sphagnenreste.

Die Volumenverminderung beim Eintrocknen ist bedeutend gröszer als beim Jüngeren Sphagnetumtorf, denn die Längenabnahme eines trocken gewordenen Torfes beträgt ung. 1/3—1/4 der ursprünglichen Länge. Von den ältern Autoren wurde diese Schicht wegen der schwarzen Farbe und des Vorkommens zahlreicher Heidereste als Heidetorf bezeichnet. Erst WEBER bestimmte diese Torfschicht als einen älteren stark humifizierten Sphagnetumtorf im Gegensatz zu dem jüngeren Sphagnetumtorf. Die Mächtigkeiten dieser Torfschicht erkennt man deutlich aus den beigegebenen Profilen. Die Aeltere Sphagnetumtorfschicht hat in diesem Gebiet grösere Mächtigkeit als die Jüngere.

Neben den genannten Torfarten tritt in dieser Schicht auch der von den Arbeitern sogenannten Lebertorf auf, welcher aber als Brennstoff vollkommen wertlos ist und beim Trockenwerden die ursprünglichen Ausmasze beibehält.

Im Torfhaufen kann man ihn wegen seiner leberbraunen bis grauen Farbe und wegen seiner Grösze sofort herausfinden. Diese Torfart hat aber niemals eine grosse horizontale und vertikale Verbreitung.

Die obere, 35—65 cm mächtige Partie wird meistens als eine besondere, die sogenannte Grenztorfschicht, bezeichnet.

¹⁾ Nach van BAREN war der Wassergehalt einer Probe aus Klazienaveen nur 24,6 % (Nr. 5, 943).

Dieser Name wurde später von WEBER verändert in Grenzhorizont.

Nach VAN BAREN (Nr. 5, 943) wies die chemische Aschenanalyse einer Torfprobe aus Klazienaveen die folgende Zusammensetzung auf:

Schwefelsäureanhydrid und Chlor	30,92 %.
Kalziumoxyd	17,50 %.
Eisenoxyd	9,13 %.
Kieselsäure	8,21 %.
Alluminiumoxyd	3,79 %.
Natriumoxyd	3,36 %.
Kaliumoxyd	1,60 %.
Titansäure	0,39 %.

Der Aschengehalt des Trockenstoffes dieser Probe betrug 1,21 %.

4. Allgemeines über die Uebergangstorfsschichten.

Diese Schichten vermitteln, wie der Name andeutet, einen Uebergang, so wohl in vertikaler als in horizontaler Richtung. Nicht nur bilden sie einen Uebergang zwischen den einzelnen Torfschichten, sondern auch zwischen diesen und dem mineralischen Untergrund.

Nach der Zusammensetzung unterscheidet man wieder mehrere Uebergangstorfarten. In ein und derselben Schicht schon kann man öfters wieder, sowohl in vertikaler als in horizontaler Richtung, nach der Zusammensetzung verschiedene Uebergangstorfarten unterscheiden. Die Heide- und Wollgrasarten, die heute nicht mehr vorkommende Scheuchzeria palustris, die Birken oder die Föhren z.B. können Uebergangstorfsschichten bilden. Auch besteht ein Uebergangstorf häufig aus einer Mischung mehrerer Pflanzen, wie z.B. der Betuleto-Pinetumtorf.

Der telmatische Scheuchzerietum-Uebergangstorf füllt öfters die Einsenkungen im semiterrestrischen Uebergangswaldtorfe wieder auf und vermittelt dadurch den Uebergang zu dem terrestrischen Aeltern Sphagnetumtorf.

5. Der Waldturf.¹⁾

Diese Torfart, die im Untersuchungsgebiet allgemein vorkommt, bildet nicht stets eine durchlaufende Schicht.

Wo der Waldturf aber im Hochmoor vertreten ist, erkennt man ihn sofort, denn er wird gekennzeichnet durch das mehr oder minder häufige Auftreten von Holzresten, dem Kienholz (Holl. kienhout) oder den Stubben (Holl. stobben). Der letzte Name ist in diesem Gebiet wohl am meisten gebräuchlich. Besonders die Reste der Birke, Föhre und Erle sind charakteristisch für diesen Torf, aber auch

¹⁾ Deutsch: Waldturf. Man unterscheidet noch: Rüllenwaldturf, Bruchwaldturf, Bruch-turf; gelegentlich auch einen Blätterturf, wenn er aus Baumblättern besteht.

Holländisch: woudveen, boschveen, stobbenveen. Bruchwaldmoor = holländisch: broeklandsveen.



Abb. 4. Sonderprofil von Abb. 2. Siehe Erklärung von Abb. 3. Die Wollgras-torfschicht tritt deutlich in die Erscheinung. Zu S. 33.



Abb. 5. Aufnahme westlich des Oranjekanals. Kiefern-stubben des Unteren Stubbenhorizontes.



Abb. 6. Aufnahme südöstlich von Nieuw-Dordrecht (Vastenow). Ansammlung von groszen nordischen Ge-schieben unter dem Hochmoor. 1. Hochmooruntergrund (Geschiebesand). 2. das Hochmoor.

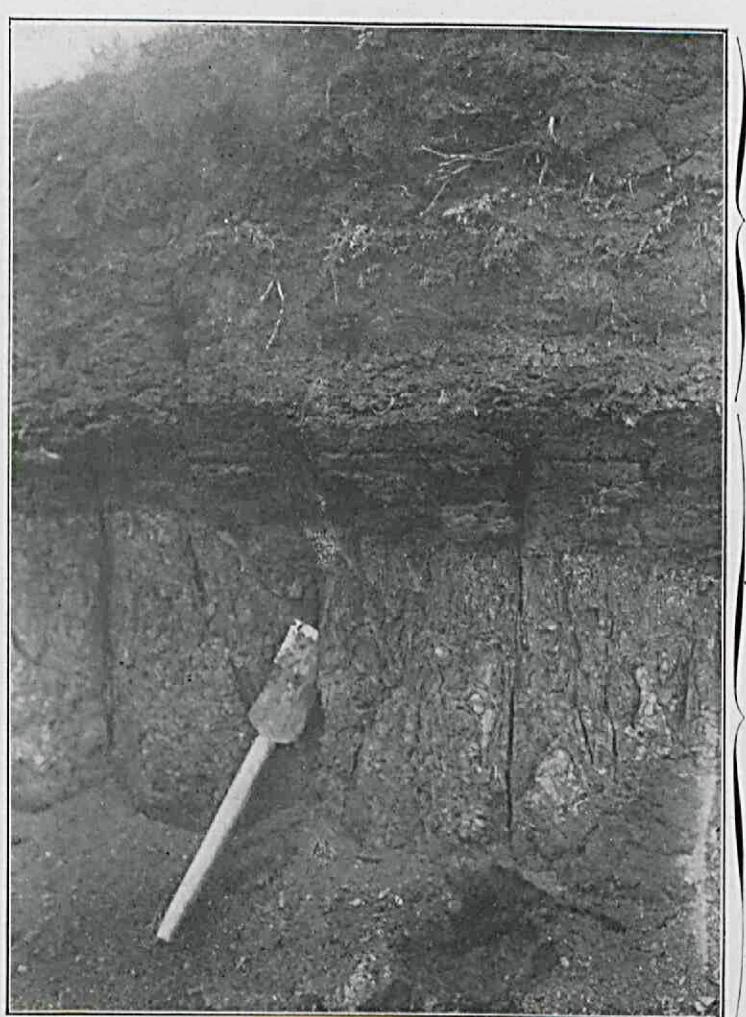


Abb. 7. Aufnahme in Klazienaveen-Noord, westlich der Runde. 1. Niederungstorf mit Sideritlager. 2. Heide-Waldtorf. Trockenspalten deutlich sichtbar. Zu. S. 49.

andere Pflanzen, wie die Heide-arten, Carex- und Schilfgräser, Farne, wurden öfters in ihm nachgewiesen. Ein reiner Waldturf tritt fast nie auf.

Das Kienholz ist bereits makroskopisch stets leicht zu bestimmen. Von der Birke blieb wohl stets die weisse Rinde am besten bewahrt. Sie verschwindet nicht während des Vertorfungsvorganges. Aber auch die Stämme, mit oder ohne Wurzel, und die Blätter sind meistens recht gut erhalten. Aus den Blättern der Birke had sich gelegentlich sogar ein „Blätterturf“ bilden können. Im Vergleich mit dem Föhren- oder Kiefernkieholz haben im allgemeinen die Birken- und Erlenstubben die kleinsten Masze.

Die Reste der Kiefern sind reichlicher vertreten als die der Birken und Erlen. Die Schuppen der Kiefernrinde findet man an der Stubbe besonders da, wo Wurzel und Stamm in einander übergehen. Natürlich kommen auch Kieferzapfen vor.

Das Kienholz lässt sich im frischen Zustand leicht zerschneiden, wobei die Holzstruktur dann häufig recht schön wahrzunehmen ist. Im trocknen Zustand wird es aber hart und wird von den Bäckern wohl als Brennstoff gebraucht. Auf dem Felde liegen die ausgegrabenen Stubben meist regellos umher, oder sind zu groszen Haufen ausgelesen worden. Die Farbe des frischen Kienholzes ist meistens rot oder rötlich braun. Die ganze Waldturfsschicht kann, wenn das rote Kienholz massenhaft auftritt, beim Durchschneiden im ganzen eine rötliche Farbe zeigen.

Der Waldturf im allgemeinen hat keine bestimmte kennzeichnende Farbe. Je reiner der Waldturf ist, umso schwärzer sieht meistens die Grundmasse aus, in der die Holzstücke eingeschlossen liegen.

Auch die physikalischen Merkmale sind wegen der wechselnden Zusammensetzung nicht stets dieselben. Bei Entwässerung sinkt der Waldturf nur wenig ein. Der getrocknete Torf bildet öfters einen, wegen der Holzführung oder losen Struktur nur geringwertigen Brennstoff und wird z.B. beim Feueranmachen gebraucht.

Insofern der Waldturf im Hochmoorprofil in verschiedener Höhenlage auftritt, können die Unterschiede zwischen den einzelnen Waldturfsschichten auch teilweise auf die Ungleichaltrigkeit zurückgeführt werden. Im Untersuchungsgebiet nämlich sind im Hochmoorprofil drei Horizonte anzugeben, worin der Waldturf als eine deutliche Torfschicht vertreten sein kann. In jedem dieser Horizonte aber können wiederum auch andere Torfarten die Stelle des Waldturfs einnehmen. Weil die Stubbenführung für den Waldturf charakteristisch ist, können demnach im Hochmoorprofil auch drei „Stubbenhorizonte“ unterschieden werden. Diese drei Waldturfhorizonte (örtlich: Schichten) können ausnahmsweise sogar alle in einem und demselben Profil übereinander liegen. Nach der Höhenlage sind demnach zu unterscheiden:

- | | |
|------------------------------|------------------------------|
| I. Ein Unterer ¹⁾ | Waldturf-(Stubben) horizont |
| II. „ Mittlerer | Waldturf-(Stubben) horizont |
| III. „ Oberer | Waldturf-(Stubben) horizont. |

¹⁾ Auch Trockentorfschicht genannt.

I. In dem Unteren Horizont kann der Waldtorf örtlich als eine ziemlich mächtige Torfschicht entwickelt sein, in der das Kienholz der Kiefer und Birke dann öfters massenhaft auftritt. Im natürlichen frischen Zustande ist er meist fettig und wasserreich; beim Trocknen aber wird er bröcklig.

Auf weite Strecken kann Heide- und Wollgrastorf die Stelle des Waldtorfes einnehmen. Der Heidetorf stellt ebenfalls eine schmierige, fettige, geringmächtige Torfschicht dar, in der die Heidestengelchen stets gut erhalten sind. Der Wollgrastorf ist ebenfalls ohne Mühe zu erkennen und hat meist eine gröszere Mächtigkeit als der Heidetorf.

Die hier sogenannte „smeerlaag“, „veensliblaag“ oder „gliede“, die wahrscheinlich eine z.T. allochthone, z.T. autochthone Bildung darstellt¹⁾, ist eine mehr oder minder fettige Substanz, die besonders in kleinen Einsenkungen des Untergrundes vorkommt. Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich 3 cm.

Die Torfbildungen des Unteren Stubbenhorizontes (Trockentorf) gehen nach unten allmählig in den Bleichsand über, sodasz die untere Grenze meist nicht scharf ist. Auch in dem erwähnten Heide- und Wollgrastorf treten die Stubben manchmal auf, sodasz das Vorkommen des Kienholzes eine allgemeine Erscheinung ist. Die Stubben stehen im mineralischen Untergrund oder liegen ihm sofort auf. Die Kiefernstubben, die auch die grössten Ausmasze haben, sind am zahlreichsten und stehen immer im Untergrunde, das Birkenkienholz, mit nur kleinen Dimensionen, liegt meist dem Untergrund auf. Die Kiefernstämmen hatten öfters einen Durchschnitt von 50 cm und zeigten häufig Brandspuren.

Wie aus den Profilen ersichtlich ist, können die Torfbildungen dieses Horizontes oben abgedeckt werden vom Niederungstorf, von den Torfbildungen des Mittleren Waldtorf-(Stubben)-horizontes, vom Aelteren Sphagnetumturf und damit gleichaltrigen Torfarten und schlieszlich auch vom Jüngeren Sphagnetumturf.

Oft reichen die im Untergrunde stehenden Stubben (Sandstubben) bis weit in dem Aelteren Sphagnetumturf hinein. Wo die Mächtigkeit des Hochmoors gering ist, können sie sogar bis in die untere Partie der Jüngeren Sphagnetumtorschicht reichen.

Vorzugsweise soll dieser Horizont als „Unterer Stubbenhorizont“ angeführt werden.

II. Als „Mittlerer Stubbenhorizont“ stellt der Waldtorf den semiterrestriischen Uebergangswaldtorf des „normalen Profils“ von WEBER dar.

In der holländischen Literatur wird diese Schicht, welche den Uebergang vermittelt zwischen Niederungstorf und Aelterem Sphagnetumturf, stratigraphisch als „woudveen“ (nicht als „dosterd“) bezeichnet.

Nach der Zusammensetzung waren es besonders die Föhren, Birken und Erlen und andere Pflanzen, wie Seggen- und Heidearten u.a. die sie aufbauen. Die Föhrenstubben, die am zahlreichsten vertreten sind, treten örtlich massenhaft auf und bilden dann auf weite Strecken einen Pinetumturf. Diese Schicht wird aber gekennzeichnet durch einen ziemlich starken Fazieswechsel.

¹⁾ Auch van BAREN (Nr. 5, 909) betrachtet die sog. „smeerlaag“ als eine zum Teil autochthone, zum Teil allochthone Bildung.

Die Bezeichnungen: Birken-Schilftorf, Schilf-Birkentorf, Erlen-Birken-Schilftorf, Birkentorf, Seggentorf u.a. für eine und dieselbe Schicht zeigen schon, dasz die Elemente, die sie aufbauen, stark wechseln können.

Auch unsere besonders aus Seggen-, Schilf- und Birkenresten aufgebauten Schichten werden stratigraphisch als Uebergangswaldtorschicht bezeichnet. Als Torfart aber weichen sie stark von dem Pinetum- oder Betuleto-Pinetumtorf ab. Der Schilf-Seggentorf mit einer Hineinmischung vom Birken-, Erlen- oder Föhrenkienholz wird hier „haverstroo“ (Strohdarg) genannt, und wird besonders für das Anmachen des Feuers gebraucht. Beim Aufspalten zeigt diese Torfart deutlich die horizontale Ablagerung der Pflanzenreste. Besonders die Blättchen der Birke und die Samen von Menyanthes trifoliata treten öfters beim Brechen eines Torfs recht schön in die Erscheinung. Der Wassergehalt ist gering, und für Wasser ist diese Torfschicht undurchdringbar. Beim Trocknen schrumpft er nur wenig ein.

Das Liegende dieses Uebergangstorfes ist im allgemeinen der Niederungstorf. Im südlichen Teil dieses Gebietes (in Klazienaveen-Zuid und Barger-Oosterveen) liegt er unmittelbar auf den Torfbildungen des Unteren Stubbenhorizontes, oder ist nur durch eine geringmächtige Niederungstorschicht (darglaag) davon getrennt.

Die Stubben, deren Stämme alle in fast gleicher Höhe zugespitzt sind, und deren horizontales Wurzelsystem sich manchmal durch die Brettwurzel charakterisiert, reichen stets bis in den Älteren Sphagnetumtorf hinein. Die Stammteile der Föhrenstubben zeigen oft eine typische Krümmung (Krüppelföhre).

III. Dieser jüngste, in dem oberen Horizont lokal auftretende Waldtorf (holl.: dosterd) ist nach der Zusammensetzung dem des Mittleren und des Unteren Horizontes ähnlich. Die Humifizierung aber ist kaum merkbar, sodass die ihn aufbauenden Pflanzenreste makroskopisch leicht zu bestimmen sind. Die Struktur ist lose, die Dichte gering; beim Graben fällt er oft gleich auseinander und als Brennstoff hat er denn auch fast keinen Wert. Das Kienholz tritt reichlich auf und hat sehr wechselnde Ausmasse im Gegensatz zum Waldtorf des Mittleren Horizontes. Auch diese Stubben zeigten öfters die Brettwurzel recht schön. Die untere Grenze stimmt überein mit der oberen des Älteren Sphagnetumtorfs. In diesem Gebiet kommt auch im Grenzhorizonte ein einzelnes Mal eine Stubbe vor. Die obere Seite dieser Schicht kann sogar bis an die Oberfläche des Hochmoores reichen. Die ganze Schicht kann also die Stelle des Jüngeren Sphagnetumtorfs einnehmen, und hat in diesem Fall dieselbe Mächtigkeit als dieser. Auch kann er oben wieder von einer geringmächtigen Jüngeren Sphagnetumtorschicht überlagert werden.

Dieser Waldtorf bildet im allgemeinen das Hangende der früheren, während der Hochmoorentwicklung entstandenen Hochmoorteiche oder Rüllenbäche. Diese Waldtorschicht entstand also in gleicher Weise wie die Mittlere; denn in beiden Fällen stellt das Liegende eine im ruhigen Wasser entstandene Torfart dar.

Die diesen Waldtorf unterlagernde Torfart ist im natürlichen frischen Zu-

stand ein fettiger, auf der Schnittfläche glänzender, tief schwarzer, stark verwitterter Torf. Beim Trocknen wird er sehr hart, indem er sich stark zusammenzieht. (Siehe Fig. 1).

Die Dichte muss oft gröszer als die des Wassers sein, denn er sinkt sofort in die Tiefe. Der Torf ist limnischer Natur und stellt einen sedimentären Detritustorf dar.

Der Teil einer trocknen Torfwand, der von dieser Torfart eingenommen wird, sieht sehr stark zerklüftet aus. Wo das Hangende dieser Torfschicht entfernt wurde, sodass die Oberfläche dieses Torfes zu Tage trat, waren infolge der Austrocknung recht schöne Netze von Trockenrissen (ähnlich wie im ausgetrockneten Schlamm Boden) entstanden. Die Austrocknung kann in beträchtliche Tiefe hinabreichen, sodass endlich sechs- oder fünfseitige Torfsäulen entstehen konnten. Die Risse sind manchmal 5—10 cm breit und die Seiten der Felder erreichen manchmal eine Länge von mehr als 1 m. Besonders im früheren „Zwarte Meer“-Gebiet treten diese im Querschnitt linsenförmigen Einschlüsse häufig auf. Diese Torfart wird hier mit dem Namen „knip“ bezeichnet und liefert einen wertvollen, ausgezeichneten Brenntorf, der beim Trocknen aber stets zersplittert. In unserm Gebiet wird diese Torfart meist mit allen anderen Torfarten gleichzeitig und zwar maschinal verarbeitet, sodass der hier auf dem Felde in runden Haufen angesammelte Torf einen Mischtorf, den sog. „machinale turf“ (z.B. Wursttorf) darstellt. Vor der Sonneneinwirkung schützt man den Torf, indem man den Torfhaufen mit Torferde abdeckt. Sein Vorkommen ist stets gebunden an die tieferen Einstellungen des Älteren Sphagnetumtorfes. Bisweilen reicht er so tief hinab, dass er nur noch durch eine geringmächtige Ältere Sphagnetumtorfschicht von den Torfbildungen des Mittleren Waldtorfhorizontes, welcher im „Zwarte Meer“-Gebiet eine besonders aus Schilf und Seggen aufgebaute Torfart darstellt, getrennt wird.

6. *Der Niederungstorf.*¹⁾

Die in unserm Gebiet als „darglaag“ bekannte Torfschicht, welche eine recht allgemeine Verbreitung hat, stellt eine Niederungstorfschicht dar, welche besonders im nördlichen Teil dieses Gebietes, in Klazienaveen-Noord, in Emmer-Compascuum, und Emmer-Erf-scheidenveen, eine grosse Mächtigkeit (bis zu 1.80 m) erreichen kann, aber weiter südlich, wie im Barger-Oosterveen, durch eine nur 1—2 dm mächtige Torfschicht vertreten ist oder sogar fehlen kann. Die Mächtigkeit nimmt also von N nach S ab, und wohl in dem Maße als die Höhe des mineralischen Untergrundes in diese Richtung zunimmt. Wo der Untergrund am höchsten liegt, fehlt diese Torfschicht. Sie ist also gebunden an die tieferen Einstellungen der Talsandfläche.

¹⁾ *Niederungstorf:*

Deutsch: Darg (Baggertorf), Flachmoortorf, Sumpftorf.

Holl.: darg, derrie, glide.

Statt Niederungsmaar werden auch die Namen: Flachmoor — Niedermoor — Sumpfmoor (Holl. moerasveen = verlandendes Niederungsmaar) verwendet.

Holl.: laagveen oder binnenvaan. (Das letzte Wort wird wenig gebraucht.)

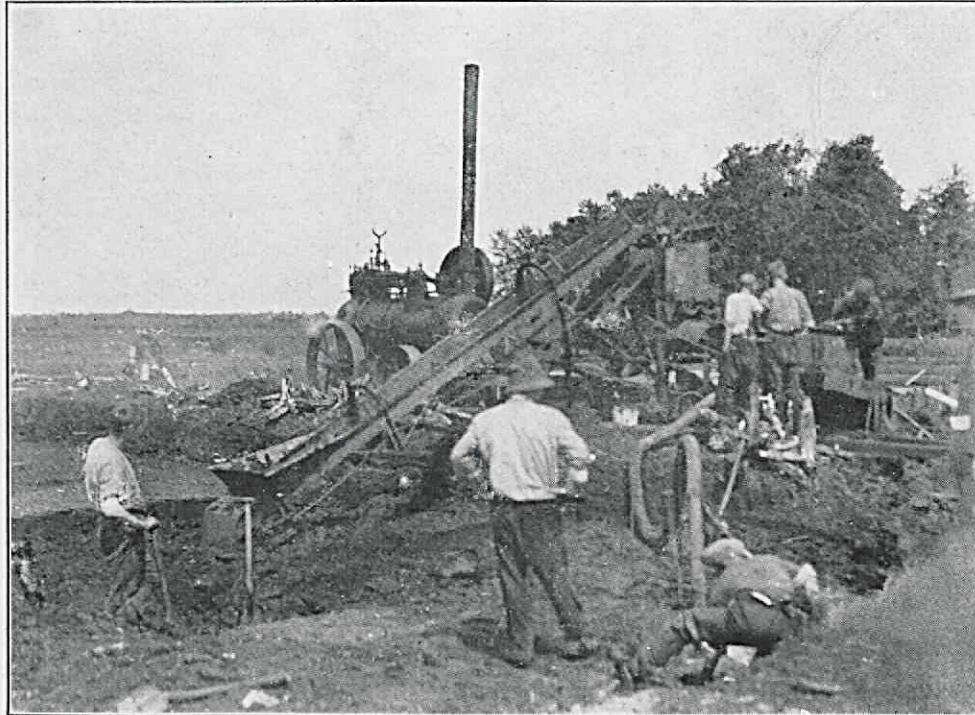


Abb. 8. Aufnahme in Amsterdamscheveld. Siehe S. 45.

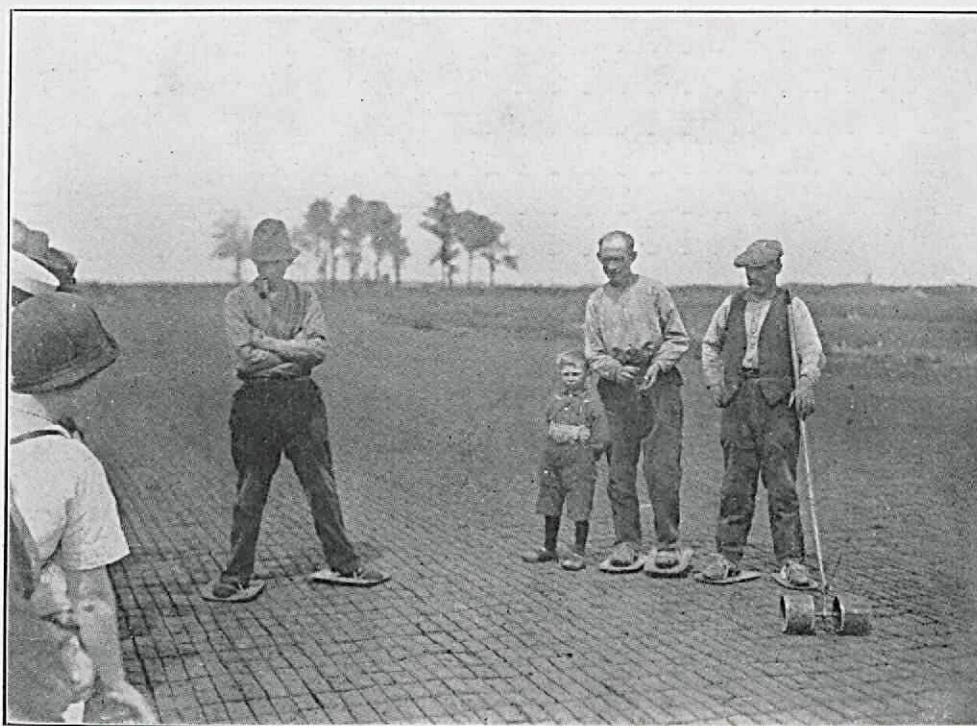


Abb. 9. Aufnahme in Amsterdamscheveld. Siehe S. 45.



Abb. 10. Aufnahme in Amsterdamscheveld. Siehe S. 45.

Dasz dieser Torf in nährstoffreichem Wasser entstand, also eine lakustrine Bildung ist, beweisen die eutrophen Pflanzenarten (Hartwasservegetation), die ihn zusammensetzen, wie z.B. *Phragmites communis*, *Menyanthes trifoliata*, *Sium latifolium* und Gräser. Besonders das Schilf und die Sauergräser haben die Verlandung beendigt. Wie bekannt spielt auch heute das Schilf bei der Verlandung eines Flachmoores die grösste Rolle. Die physikalischen Merkmale sind verschieden. Im frischen Zustand hat er eine fahl-braune Farbe, welche bald dunkler wird, wenn die Luft zutritt. Im trocknen Zustand hat er eine etwas dunklere, fahl-braune bis schwarze Farbe. Das Vorkommen der Sideroze¹⁾ (witte klien), welche in dieser Schicht recht allgemein ist, verleiht ihm auf weite Strecken eine rötliche Farbe. Die bläulichen Flecken inmitten der Sideroze verraten die Anwesenheit des Vivianits. Wo die Mächtigkeit der Schicht am grössten ist, hat der Torf auch die grösste Dichte. Auch die Kontraktion beim Eintrocknen wird um so gröszer, je mächtiger die Schicht entwickelt ist. Aus dem „Darg“ wird der Baggertorf (holl.: „baggerturf“ oder „baggerblokken“) erzeugt, der einen Torf von hohen Brennwert darstellt.

Der „Darg“ wird infolge Zermahlens und Wasserhinzuführung als eine breiige Masse auf dem Felde ausgebreitet und dem Trocknen ausgesetzt. Während des Trocknungsvorgangs finden dann die verschiedenen zur Erlangung der Baggertorfs notwendigen Bearbeitungen statt, wie das Treten, Zerschneiden, Aufstapeln, Umlegen. Nachdem der Baggertorf trocken geworden ist, wird er in runden, mittels Eisendrähten zusammengehaltenen Torfhaufen angesammelt (holl.: vuren = ansammeln). Diese Torfhaufen werden nachher mit Torferde zugedeckt; denn unter Einwirkung der Sonnenstrahlung zerbröckelt er leicht. Unterlässt man diese Bearbeitung, so kann der Baggertorf als Handelsprodukt seinen Wert verlieren. Oft wird aber der Niederungstorf gleichzeitig mit den Torfarten der anderen Schichten vermischt und maschinell verknüpft und gepresst. Der auf letzteren Weise erzeugte Torf wird mit dem Name „Presstorf“ (holl.: persturf oder „machinale turf“ (maschineller Torf) angedeutet, und hat einen hohen Wert als Brennstof.

Wo die Qualität des Torfes einer ganzen Schichtenfolge zu schlecht ist für eine rentierende Gräberei, hat man meist noch einen guten Erfolg mit der maschinellen Verarbeitung. Die maschinelle Presstorbereitung wird denn auch stets mehr und mehr angewendet.

Beim Graben des Torfes entweicht Schwefelwasserstoff, welcher sich durch den Geruch bemerkbar macht. Bei chemischer Analyse würde er sicherlich auch einen reichen Gehalt an Schwefelsäure aufweisen. Der Aschengehalt ist beträchtlich. Als wichtiges Torfmineral tritt neben den obengenannten Eisenverbindungen noch der Dopplerit auf. Der obere Teil, der hauptsächlich aus Schilf und Seggen aufgebaut ist und stratigraphisch schon zum Uebergangswaldtorf gehört ist, oft durch schwärzere Farbe gekennzeichnet, welche durch mehr oder minder groszen Gehalt an Dopplerit verursacht wird. Die oberen 2—5 cm würde man gelegentlich sogar als eine besondere, doppleritische Schicht bezeichnen können.

An einer frischen Torfwand treten manchmal nach einiger Zeit Gleitscheinungen auf. Die obere Seite der Niederungstorfsschicht nämlich fungiert oft als Gleitfläche für die darüber liegende Torfmasse, welche dann seitlich ausweicht und im ausgetorften Torfstich herunterrutscht, indem in 2—3 m Entfernung parallel der fast senkrechten oder staffelförmig abgestochenen Torf-

¹⁾ VAN BEMMELEN (Nr. 6) gebraucht statt Siderit das Wort Sideroze.

wand Risse und Spalten entstehen, die sich weit nach unten bis zur Oberfläche der Dargschicht fortsetzen und nachher teilweise mit Wasser aufgefüllt werden.

Man verhindert diese für die Torfgräberei schädlichen Abrutschungen so viel wie möglich, indem man neben der Torfgrube in einer Breite von 3—4 m (der Breite der Torfgrube) und oft in einer Tiefe von $\frac{1}{2}$ —1 m die Bunkerde samt einem Teil der Jüngeren Sphagnetumtorfschicht entfernt und diese Torfmasse in den abgetorften Torfstich herunterbunkt, sodass einerseits der Druck vermindert wird, andererseits die Torfwand eine Stütze erlangt. Mit dieser Bunkerde deckt man die ganze Torfwand mit Sorgfalt zu, weil dadurch die Torfwand vor dem Gefrieren geschützt wird; denn eine in feuchtem Zustande gefrorene Torfwand liefert später einen fast wertlosen Brenntorf.

Wie van BAREN (Nr. 5, 943) mitteilt, hat die Asche einer Probe des Birken-Schlifftorfs aus Klazienaveen die folgende chemische Zusammensetzung:

Eisenoxyd	32,18 %.
Kalziumoxyd	15,84 %.
Schwefelsäureanhيدrid	14,93 %.
Kieselsäure	13,39 %.
Magnesia	12,25 %.
Natriumoxyd	4,05 %.
Phosphorsäureanhيدrid	3,37 %.
Kaliumoxyd	2,15 %.
Aluminiumoxyd	1,84 %.

Der Wassergehalt dieser Probe soll 84,65 betragen. Ausnahmsweise mag diese Torfart solch einen hohen Wassergehalt aufweisen, im allgemeinen aber hat sie nur einen sehr geringen Wassergehalt. Der Aschengehalt des Trockenstoffes dieser Probe betrug 1,39 %.

b. Die Torfmineralein.

1 *Der Dopplerit.*

Nach DOPPLER (1849) wurde dieses Mineral Dopplerit genannt.

In frischem, also feuchtem Zustand stellt es eine schwarze, glänzende, undurchsichtige, gallertartige, stark elastische (nicht, wie BORGMAN mitteilt, zähe), wasserhaltige Humussubstanz dar. Beim Trocknen zieht er sich stark zusammen, verliert den Glanz und zerbröckelt mit muscheligen Bruch in harten Stücken.

Die chemische Zusammensetzung einer aus Klazienaveen stammenden Doppleritprobe wird von J. VAN BAREN in seinem „Bodem van Nederland“ (Seite 947—948) mitgeteilt: (frei übersetzt).

„Der Dopplerit „löste“ sich in verdünntem Ammoniak und benahm sich wie eine Humuslösung. Das Lackmus wurde deutlich rot gefärbt. Er enthielt weiter Stickstoff und Schwefel. Bei Erhitzung brannte er nicht, schmolz nicht, sondern glomm, indem eine ockerfarbige Asche zurückblieb.“

(Derselbe Versuch wurde von mir ausgeführt und die Erfolg war derselbe).

„Die Asche bestand zur Hälfte aus Ca-Verbindungen, Sulfat, Silikat, Phosphat, und brauste mit Säuren nicht auf, was hinwies auf wenig oder kein Ca-Humat. In kleinen Mengen

kommen K- und Na-Verbindungen und Fe_2O_3 vor". Nach v. BAREN war dieser Dopplerit: „ein sehr wasserreiches kolloidales humussaures Gemenge, worin Ca in wechselnden Mengen adsorptiv gebunden vorkam. Das spezifische Gewicht betrug bei 20° in einem mit Wasserdampf gesättigten Raum (übereinstimmend mit dem natürlichen Zustand) 1,333.“ Der Dopplerit ist also schwerer als Wasser und sinkt. „Im Vakuum verlor er 69,25 % Wasser bei 18°, und nahm in gesättigtem Wasserdampf von 18° wieder 12 % Wasser auf, und betrug sich also als Kolloid.“

Der mit Dopplerit durchsetzte Torf wird wegen der grossen Ähnlichkeit von Dopplerit und Pech auch wohl Pechtorf genannt. Mehrere Autoren erwähnten schon die Doppleritvorkommen in diesem Gebiet. BORGMAN (Nr. 8, 93) fand solche z.B. bei Nieuweroord. Nach ihm kommt der Dopplerit an der Oberfläche harzärmer Stubben (Birkenstubben) vor und wohl meist an den Stämmen, nicht an den Wurzeln der Stubben. Er behauptete, dasz dieses Mineral in der Cambiumschicht entstand.

VAN BAREN (Nr. 5, 946) beobachtete den Dopplerit nicht nur an der Oberfläche, sondern auch im Kernholz der harzreichen Pinusstubben (Helenaveen). Nach diesem Autor kommt in Ostniederland der Dopplerit am häufigsten vor in der Birken-Schilftorschicht, sowohl in den Birken als im Schilf, und seltener in Spalten. Nach der Höhenlage sind nach VAN BAREN die Doppleritvorkommen gebunden an die untere Schicht des Hochmoorprofils.

Im Untersuchungsgebiet kam der Dopplerit sowohl an der Oberfläche als im Kernholz der Stubben vor; vielfältig aber auch in Spalten oder sonstige Hohlräumen. Ob der Harzreichtum des Kienholzes bei der Bildung des Dopplerits eine wesentliche Rolle spielte, ist recht zweifelhaft. Dasz der Dopplerit (nach BORGMAN) nur an den Stämmen der Stubben vorkäme, stimmt nicht mit der Wirklichkeit, obgleich der Dopplerit an den Wurzeln wohl seltener vorkam.¹⁾ Auch im Birken-Schilftorf und damit übereinstimmenden Torfarten kommt der Dopplerit mannigfach vor, besonders in der oberen, 2—5 cm mächtigen Schicht. Diese doppleritische Schicht kann man im Hochmoorprofil oft weit verfolgen. Eine durchlaufende Schicht ist sie aber nicht. Offenbar liegt der Dopplerit in Wechsellegerung mit den Pflanzenresten. Beim Aufspalten eines doppleritischen Torfes sieht man oft die doppleritische Veränderung der Pflanzenreste. Die ursprünglich hohlen Stammteile des Schilfs z.B. sind nachträglich oft im ganzen mit Dopplerit ausgefüllt worden. Der Dopplerit kann denn auch als Versteinerungsmaterial aufgefaszt werden. In den Hohlräumen, welche teilweise schon zur Zeit der Torfbildung, teils aber auch später infolge Austrocknung des Torfbodens entstanden sind, tritt der Dopplerit am reichlichsten auf. Unter den während der Torfbildung umgestürzten Bäumen, in den Nischen zwischen den sich horizontal ausbreitenden Wurzeln, im Kienholz und an der Oberfläche der Stämme blieben öfters Hohlräume zurück, welche sich erst später mit Dopplerit ausfüllten. Die oft handbreiten Trockenspalten sind nicht immer im ganzen mit Dopplerit ausgefüllt worden. Bei einer genaueren Beobachtung stellt sich denn auch heraus, dasz diese Spalten seitwärts allmählig vom Dopplerit eingeengt wurden, dasz also eine Sekretion, ein Absatz aus einer wässrigen sich auf der

¹⁾ Auch VAN BAREN (Nr. 5, 946) erwähnt, dasz die Meinung Borgmans unrichtig ist.

Spalte bewegenden „Lösung“ vorliegt. Auch kann die Ausfüllung teilweise durch eine Einschwemmung der „Lösung“ von oben erfolgt sein. In den Trockenspalten aber zeigt der Dopplerit eine etwas knollenartige Oberfläche. Im Schilftorf oder Seggentorf aber kam der Dopplerit am leichtesten in den Schichtfugen zum Absatz und füllte dann auch gleichzeitig die hohlen Stengelchen der Pflanzenreste aus. Wo aber im Schilf- oder Seggentorf Stubben vorkommen, setzte sich der Dopplerit an die Oberfläche der Stubben und in die Zwischenräumen des Stubbengerüstes ab.

Als Erklärung für die Geringmächtigkeit dieser lokal vorkommenden doppleritischen Schicht mag wohl die gröszere Undurchlässigkeit des Schilf- oder Seggentorfs gelten, sodasz die „Lösung“ nicht tiefer einzudringen vermochte als 5 cm, denn wo in diesem Torf Stubben vorliegen und demzufolge der Torf eine losere Struktur besitzt, beschränkt sich das Vorkommen des Dopplerits nicht nur auf den oberen, sondern kann dann auch im unteren Teil der Schicht vorkommen, weil eben hier der „Lösung“ der geringste Widerstand geboten wurde und sie dadurch tiefer eindringen konnte. Was die Höhenlage im Profil betrifft, so kommt der Dopplerit im unteren Teil der Aelteren Sphagnetumtorfschicht, in der stratigraphischen Uebergangswaldtorfschicht, in der Niederungstorfschicht und unteren Uebergangstorfschicht vor, also im unteren Teil des Hochmoorprofils und nicht nur in der untersten Schicht desselben. Am reichlichsten tritt er aber in dem Mittleren Stubbenhorizont auf. In der Unteren Uebergangstorfschicht wurde der Dopplerit nur an oder in den Sandstubben vorgefunden, was sich dadurch erklären lässt, dasz die Sandstubben oft weit in den Aelteren Sphagnetumtorf hineinreichen, sodasz die doppleritische „Lösung“ entlang der Oberfläche der Stämme in die unteren Horizonte gelangen konnte und der Dopplerit sich schlieszlich an den Stämmen absetzen muszte. In der Dargschicht tritt der Dopplerit als Spaltenausfüllung auf oder füllt die hohlen Stammteile des Schilfs aus. Sowohl im Grenzhorizont als im Jüngeren Sphagnetumtorf wurde nie eine Spur des Dopplerits verzeichnet.

Eine doppleritische „Lösung“ mag in jeder Torfschicht entstehen können, doch spricht m.E. manches dafür, dasz die doppleritische Lösung grösztenteils dem stärker verwitterten Aelteren Sphagnetumtorfe entstammen musz.

Der Dopplerit darf als ein Mineral gelten, welches sich, unter Einfluss einer eingetretenen Eintrocknung und Verwitterung des Hochmoorbodens, aus einem mit Humusstoffen gesättigten Wasser schlieszlich in Spalten oder Hohlräumen absetzte. Die Holzart und der Harzreichtum hat bei der Doppleritbildung keine Rolle gespielt.

2. Siderit (*Weiszeisenerz*).

Die eigenthümliche Substanz, die im Untersuchungsgebiet im Gegensatz zum „blauwe klien“ oder „blauwe kluun“ (klien = kluun = Torf; also blauer Torf = Aelterer Sphagnetumtorf) als „witte klien“ (kluun) bezeichnet wird, ist keine Torfart, sondern stellt nach VAN BEMMELLEN (Nr. 6, 6), der einige aus diesem Gebiet stammende Proben chemisch untersuchte, zu 90 % eine amorphe

gallertartige Sideroze (Sidéros = Eisen) dar mit nur wenigen Prozenten an kohlensaurem Kalk, welche sich absetzte an ein Skelett humifizierter Pflanzenstoffe und-fasern. Nach BORGMAN (Nr. 8, 108) besteht die Sideroze zu 90 % aus Eisenoxyduloxyd¹⁾; nach VAN BAREN (Nr. 5, 944) ist der „witte klien“ ein kolloidales Eisenkarbonat. Im frischen Zustand zeigt der „witte klien“ eine faulweisze bis graue Farbe und einen fettig speckigen Habitus. An der Luft aber erhält er infolge Zersetzung in Eisenoxyd eine rotbraune oder feuerrote Farbe und lose Struktur. Im trocknen Zustand zeigt denn auch diese Eisenverbindung der Farbe nach eine starke Uebereinstimmung mit der roten Asche eisenhaltigen Torfes, sodasz sie von den Bewohnern wohl als „Asche“ angedeutet wird, während auch der Name „oer“ wohl Verwendung findet. Im Torfstich verrät sich der „witte klien“ sofort durch die rote Farbe. Von einigen Forschern wurden in diesem Gebiet schon einige Funde erwähnt, von Emmer-Compascuum, Ter-Apel, und entlang der Runde in Barger-Compascuum, während BORGMAN (Nr. 8, 108) behauptete, der Siderit sei kennzeichnend für das Hochmoor in der Nähe der Runde. Hinsichtlich der Höhenlage im Hochmoorprofil vermutete VAN BEMMELEN, (Nr. 6, 16) dasz die Sideroze typisch sei für die Dargschicht. Tatsächlich kommt in unserm Gebiet besonders im nördlichen Teil, im Smeulveen und im Emmer-Erfsheidenveen der Siderit fast überall in groszer Menge im Niederungstorf vor. Am reichlichsten aber tritt der Siderit wohl in der Umgebung der Runde auf, wo er den Niederungstorf bisweilen im ganzen von unten nach oben durchsetzt. Vornehmlich findet sich der Siderit aber im oberen Teil des Niederungstorfes. Es versteht sich, dasz der Grundwasserstrom im Hochmoore sich nach der Runde richtete, dasz somit in der Nähe der Runde das Wasser auch den grössten Gehalt an mineralischen Stoffen besasz. M.E. entstanden die Sideritlager infolge Austrocknung des damaligen Niederungsmaores. Es ist klar, dasz in der Nähe der Runde, dem tiefsten Teil des Niederungsmaores, die Wasseransammelungen sich am längsten behaupten konnten. Als schlieszlich auch die letzten Wasserlachen in der Nähe der Runde und auch die Runde selbst austrocknete, muszten die im Moorwasser vorhandenen mineralischen Stoffe abgesetzt werden. Die Ablagerungsart des Siderits, — er kommt nämlich in linsenförmigen Lagern im Niederungstorfe vor — und das Auftreten des Siderits besonders im oberen Teil des Niederungsstorfes weisen darauf hin, dasz in den Sideritnestern Produkte einer Trockenzeit vorliegen. (Siehe Abb. 7).

3. Der Vivianit.

Im frischen, feuchten, kolloidalen Zustand ist diese Eisenverbindung mit dem bloszen Auge nicht von dem Siderit zu unterscheiden. Bei der Zersetzung aber verliert sie bald ihre natürliche weiszgraue Farbe und nimmt dann eine graublaue oder hellblaue Farbe an. Im kristallinischen Zustand wird sie Vivianit

¹⁾ BORGMAN (Nr. 8, 108) teilt folgendes mit: „Zoowel in als op de hoogvenen komt oer voor. De oerlagen en oernesten, welke in de hoogvenen voorkomen, zijn zeer brokkelig en met gaatjes doorboord. Ze hebben of een hoogroode kleur, die 't meest overeenkomt met gruis van gebakken rode steen of een bruine kleur. Aan de binnenwanden der gaatjes is de kleur meest paarsch“.

genannt, während sie in der Literatur auch mit den Namen „Blaue Erde“, „Blaue Eisenerde“, oder „blauwsel“ angedeutet wird. Nach der chemischen Zusammensetzung ist der Vivianit ein Eisenphosphat und kann auch wegen des Phosphorgehalts als Düngemittel ausgenützt werden, wenn er wenigstens in grösseren Mengen auftritt. In unserm Gebiet aber ist im Vergleich mit Siderit der Vivianit recht selten.

Im allgemeinen tritt dieses Mineral inmitten des Siderits auf, aber gelegentlich auch für sich allein. VAN BEMMELEN (Nr. 6, 6) untersuchte eine aus diesem Gebiet stammende, nicht in natürlicher Lage vorgefundene Vivianitprobe; es ergab sich, dass die ganze Masse zu 40 % aus Pflanzenresten, wie Stengelchen und Würzelchen, bestand. Nach diesem Autor sollte der Darg auch für dieses Mineral das Muttergestein sein, was auch tatsächlich der Fall ist.

4. Das Eisenoxyd.

Dieses Mineral kommt im Torfe nur in kolloidaler Lösung vor und verrät sich durch die rotbraune Farbe der Asche mancher Torfarten. Am reichlichsten tritt es im Niederungstorfe auf. Eine Birken-Schilftorfprobe von Klazienaveen enthielt 32,18 % Eisenoxyd. (Nr. 5, 943). Nach einer von VAN BEMMELEN (Nr. 6, 7) ausgeführten Analyse einer Probe vom Niederungstorf, der die Sideritnester umschloss, enthielt der Niederungstorf 1,8 % an Eisenoxyd, oder die Hälfte von den 3 % betragenden mineralen Bestandteilen.

5. Raseneisenerzmulm und Wiesenkalk.

Diese Bildungen sind im Untersuchungsgebiet nicht festgestellt worden. Im Niederungstorfe des Talbettes der Norderbecke bei Rühlertwist, kommen wie TIEDE (Nr. 29, 177, 178) mitteilt, hoch über dem Niveau des Untergrundes, ansehnliche Lager vor, welche auf rein vegetativem Wege in den oberen Teil des Niederungstorfes gelangten.

Eine von R. WACHE (Nr. 29, 178) ausgeführten Analyse des Wiesenkaltes bei Rühlertwist ergab:

Kohlensäure	25,56 % (entspräche 58,01 % Kohlensaurem Kalk)
Humus	19,05 %.
Eisenoxyd	2,10 %.
Phosphorsäure	0,01 %.

6. Andere Moormineralien und Mooreinschlüsse.

Eisensilikat, Schwefeleisen, Schwefelsaurer Kalk und Eisenocker (Gelberde) wurden nicht verzeichnet. Als Gase sind: der Schwefelwasserstoff, der besonders im unteren Teil des Hochmoores sich beim Graben durch den Geruch bemerkbar macht, und das brennbare Sumpfgas (holl.: brongas), welches besonders den alten mit Wasser und Moder ausgefüllten Torfgruben entweicht, zu erwähnen. Als Mooreinschlüsse konnten noch menschliche Kulturreste, Tierreste, Harz der Pinusstubben und Sandkörner festgestellt werden.

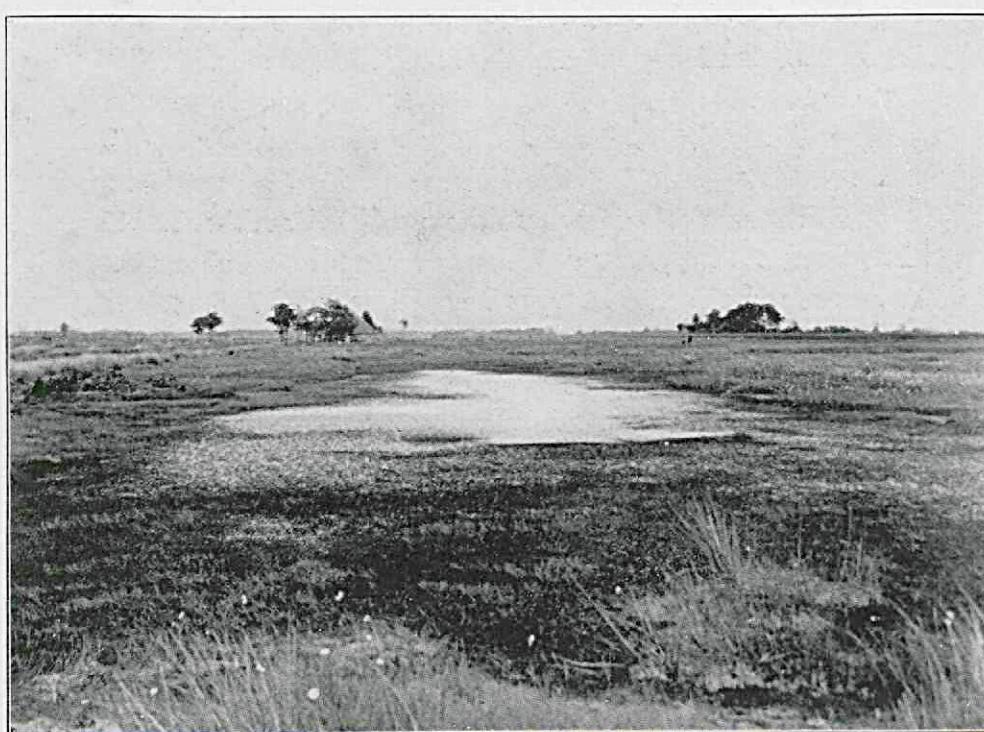


Abb. 11. Aufnahme nordwestlich von Coevorden. Am Rande des Hochmoores. Links das flache südwestliche, rechts das steilere nordöstliche Ufer.

c. Entwicklung und Aufbau des Südostdrentischen Hochmoores.

Der Mooruntergrund besteht in diesem Gebiet aus Talsanden und dem Höhen-diluvium des Hondsruhs.

Nachdem die Talsandfläche sich der Ueberflutung durch das Wasser entzogen hatte, wurde die ursprünglich wohl tischeme Fläche, infolge Austrocknung des Bodens besonders unter Einflussz des Windes, allmählig in ein mehr hügelartiges Gelände umgestaltet.

In dem nun folgenden Zeitraum aber erfolgte eine allgemeine Bodenver-nässung, sodasz das ganze Gebiet allmählig von einer Vegetation überzogen und testgelegt wurde. Unter Einflussz der Verwitterung und Vegetation bildete sich nun die Verwitterungsrinde, welche wir als Bleichsand- und Ortsteinschicht fast stets im Liegenden des Moors antreffen. Die jetzt unter dem Hochmoor nachgewiesenen flachen Niederungen bestanden schon, bevor das Hochmoor sich entwickelte.

Im W und SW überlagert das Hochmoor das Höhendiluvium des Honds-rugs (rug = Rücken) welcher gegen die Talsande eine ziemlich scharfe Grenze bildet.

Der Hondsrug fällt im allgemeinen ziemlich steil zu den Talsanden ab und wurde im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes im ganzen vom Hoch-moor überschritten.

Bei Beginn der Alluvialzeit lag unser Gebiet über dem Meeresspiegel. Die unter dem Einflussz des Windes und der Erosion geschaffenen Oberflächenformen, welche sich wohl am besten vergleichen lassen mit denen der heutigen Sandheide-felder, wurden allmählig von einer Vegetation überdeckt, die auch ihrerseits stark übereinstimmte mit der der rezenten Sandgebiete.

Aus den Ueberresten der Pflanzen, welche in der Basisschicht des Hoch-moores und teilweise auch im unterlagernden Sande wahrgenommen wurden, lässt sich die damalige Vegetation leicht rekonstruieren. Auf den flachen Boden-erhebungen, den kleineren flach gewölbten Hügelchen siedelte sich *Calluna vulgaris* (Besenheide) an, zu der sich Moose und andere niederen Pflanzen ge-sellten, während in den niederen, feuchten und flachen Teilen vorzugsweise *Erica tetralix* (Dopheide) auftrat.

Bei der fortschreitenden Vernässung aber traf auch das Wollgras ein, das die feuchtsten Teilen bevorzugte.

Die Abbildung (Nr. 11) zeigt deutlich, dasz das Wollgras mit Vorliebe die feuchtsten Stellen einnimmt. Gleichzeitig aber mit diesen Pflanzen wanderten auch Baume ein, deren Ueberreste wir als Sandstubben wieder finden.

Die Sandstubben erwiesen sich stets als Ueberreste der Kiefer, Birke, seltener der Eiche und Erle. BORGMAN (Nr. 8, 137) erwähnt in der Basisschicht des Hoch-moores bei der Oranjeschleuse Reste von Pappelblättern, während er im ehema-ligen Barger-Westerveen Schalen der Haselnuss vorfand.

Das Vorkommen der Sandstubben ist in diesem Gebiet eine allgemeine

Erscheinung. Besonders dort, wo das Hochmoor das Höhendiluvium des Hondsrugs überlagert, kommen die Sandstubben am zahlreichsten vor. Bevor die Vermoorung dieses Gebietes eintrat, hat sich entlang dem Ostrand des Hondsrugs eine richtige Waldvegetation entwickeln können, in der die Kiefer (*Pinus silvestris*) als führender Baum auftrat, zu dem sich, aber spärlicher Birke, Eiche und Erle gesellten.

Auch auf der Talsandfläche entwickelten sich stellenweise mehr oder minder dichte Waldbestände.

Ein einheitlicher, die Talsandfläche im ganzen überziehender Wald ist nicht vorhanden gewesen. Vielmehr wäre die einstmalige Vegetation der Talsandfläche zu vergleichen mit einer ausgedehnten Heidefläche, auf der stellenweise einzelne Baumgruppen auftraten, welche abwechselten mit vielen einzelstehenden Bäumen. Auch die Sandstubben der Talsandoberfläche erwiesen sich fast stets als Reste von Kiefern und Birken. Die grössten Ausmasze zeigten immer die Sandstubben im Randgebiet des Hochmoores. Stämme mit einem Durchmesser von 50 cm in ihrem unteren Teil waren nicht selten, während Stammlängen von mehr als 12 m häufig auftraten. Auch die Richtung, nach welcher diese Baumstämme umstürzten, konnte manchmal festgestellt werden. Entwurzelte Baumstümpfe aber fand ich nie. Das Kiefern- und Eichenkienholz ist stets gut erhalten, und leistet oft als Baumaterial (z.B. für Ställe) noch gute Dienste. Das Birkenholz hat stets kleinere Ausmasze (Durchm. 3—20 cm).

Auf der Talsandfläche fanden sich im allgemeinen Sandstubben von kleinerem Ausmasze als im Randgebiete des Hochmoores. Obgleich auch hier noch Stubben vorkamen mit einem Durchmesser von 25—30 cm, hatten die meisten einen Durchmesser von 5—25 cm.

Das Vorkommen von humosen Sanden auf der Grenze zwischen Bleichsand- und Unterer Trockentorfschicht beweist, dass sich erst allmählig eine geschlossene Pflanzendecke entwickelte. Auch der in der Unterer Trockentorfschicht nach oben abnehmende Sandkörnergehalt beweist, dass stellenweise pflanzenleere Areale vorhanden waren, und dasz der Wind seinen Einfluss auf die Sandoberfläche nur allmählig einbüszte. Es ist ja selbstverständlich, dass die trockneren Teile, welche dem Winde länger ausgesetzt blieben als die feuchteren, auch erst später von einer Vegetation überzogen wurden.

Das dem Hondsrug entstammende Abspülungswasser führte auszer Sand auch feinen Schlamm mit, welcher nachträglich in den tieferen Teilen der Talsandfläche wieder abgesetzt wurde. Dieser Absatz tritt jetzt als eine lehmig-sandige, geringmächtige (8—15 cm) Schicht in die Erscheinung. Die kleinen, nicht abgerundeten Gesteinfragmente sind granitischer Natur und beweisen, dass das Material, aus dem diese nur lokal auftretende Schicht aufgebaut wurde, grösstenteils dem Höhendiluvium entstammen musz.

Infolge der stetig zunehmenden Vermoorung der Abhänge des Hondsrugs stellte sich schlieszlich die Abspülung ein, sodasz auch die Oberfläche dieser lehmigen Schicht von einer Vegetation bedeckt wurde.

Die Tatsache, dasz sich in diesen Profilen keine Bleichsand- und Ortsteinschicht erkennen lassen, deutet darauf hin, dasz diese lehmige Schicht gebildet

wurde in der Zeit, während deren an anderen Stellen die Oberflächenschichten verwitterten.

Hinsichtlich des Vorkommens von Pflanzenresten in dieser Schicht, welche teilweise eine doppleritische Natur besitzen, liegt es auf der Hand anzunehmen, dasz auch diese vom Wasser mitgebracht, und zurückgelassen worden sind. Allerwegen wurden auch in den kleineren Einsenkungen der Talsandoberfläche, in den Dellen, vom Winde und Wasser Pflanzenreste angehäuft.

Diese grösztenteils allochthonen Bildungen erscheinen heute im Profil als die sog. „smeerlaag“ oder „veensliblaag“¹⁾ (übersetzt etwa: Schmierschicht oder Torfschlammsschicht). Mikroskopisch stellte sich heraus, dasz die Hauptmasse bestand aus winzigen Pflanzenresten, welche mehr oder minder mit stets gut abgerundeten gebleichten Sandkörnern vermischt waren.

Das Ansiedeln der Pflanzenbestände auf der ursprünglichen, dürren und beweglichen Sandoberfläche beweist, dasz eine allmähliche Bodenvernässung statt fand, die einerseits durch das stetige Ansteigen des Grundwasserspiegels, andererseits aber auch durch die Humusdecke selbst verursacht wurde.

Auch LORIÉ (Nr. 3, 8) meinte auf Grund seiner Beobachtungen in diesem Gebiet: „Après cette période de sécheresse (die Zeit, in der die Talsande vom Winde umgearbeitet wurden) une autre, plus humide, aurait causé la formation des hautes tourbières.“

Die zunehmende Bodenvernässung hatte zwar im Anfang einen günstigen Einfluss auf die Entwicklung der damaligen Landvegetation, führte aber schliesslich zu ihrer völligen Vernichtung.

Je nach der Art der Pflanzen, welche damals die Sandoberfläche bedeckten, entwickelte sich ein Heidetorf, Waldtorf, u.s.w. (vergleiche Kapitel V, S. 34).

Der Fazieswechsel der Unteren Torfschicht des Hochmoores ist denn auch grösztenteils auf die damalige Grundwasserstände zurückzuführen.

Als die erste und allgemeine Ursache für die Vermoorung dieses Gebietes, betrachte ich das Ansteigen des Grundwasserspiegels.

Auch LORIÉ (17, 125) betrachtete „une nappe souterraine élevée, coincidant presque avec la surface du sol“ als directe Ursache der Hochmoorbildung. Dieser Teil des Bourtanger Hochmoores ist also im Sinne von VAN BAREN (der die niederländischen autochthonen Moore in lakustrine, fluviatile und phreatische Moore unterschied ein phreatisches Moor, d.h. ein Moor, das entstand auf einem Boden, der dauernd vom Grundwasser feucht gehalten wurde (Nr. 5, 873).

Auch die nördlich dieses Gebietes sich ausdehnenden Hochmoore von Weerdinge und Gasselternijeveen wurden von VAN BAREN (Nr. 5, 897) als Grundwassermoore bezeichnet.

Als Ursache für die Erhöhung des Grundwasserspiegels können die Verschlechterung der Wasserabfuhr oder die Zunahme des Niederschlages angesehen werden.

Nach der Definition: „Ein Moor ist ein Gelände, das mit einer reinen Humusschicht von mindestens 20 cm Mächtigkeit bedeckt ist — wie die in der Preus-

¹⁾ Der Name „veensliblaag“ kommt zuerst in v. BAREN's „Bodem van Nederland“ vor.

szischen Geologischen Landesanstalt übliche Definition lautet — kann die damalige Landschaft noch nicht im Ganzen als Moor bezeichnet werden, weil in manchen Fällen die Schichtmächtigkeit der Unteren Uebergangstorforschicht (Trockentorf) nur ein paar cm beträgt. Es ist denn auch für die bis hierhin geschilderte Landschaft der Ausdruck: „anmooriges Gelände“ zu bevorzugen.

Die Tatsache, dasz dieser Uebergangstorf in den tieferen Teilen der Sandoberfläche, also im nördlichen Teil unseres Gebietes, von einer Niederungstorforschicht, dem Darg, überlagert wird, beweist, dasz dieses Gebiet versumpfte, vom Wasser überschwemmt wurde, in dem sich gleichzeitig auch Sumpf- und Schilfgewächse, kurz gesagt: Niederungsmaorpflanzen entwickelten.

Im südlichen Teil unsers Gebietes bildeten sich gleichzeitig, infolge der Verschlechterung der Wasserabfuhr in den vom Winde geschafftenen Hohlformen, kleine Lachen oder Seen, welche keinen Zusammenhang mit dem groszen, ununterbrochen überschwemmten Gebiet im nördlichen Teil hatten.

Auch in diesen kleinen Lachen, welche in verschiedener Höhenlage vorkommen können, bildete sich eine Niederungstorforschicht, welche, wie ich in einigen Fällen feststellen konnte, seitwärts in eine Wollgrastorforschicht überging.

Es ist selbstverständlich, dasz die Schichtmächtigkeit des Unteren Stubbenhorizontes im allgemeinen mit dem Ansteigen des Untergrundes zunimmt, dasz also die grössten Schichtmächtigkeiten der Unteren Uebergangstorforschicht im Randgebiete des Hochmoores verzeichnet wurden, weil diese Randteile erst nachträglich oder gar nicht vom Niederungstorse transgrediert wurden.

Dasz die Ausmasze der Sandstubben im Randgebiete des Hochmoores im allgemeinen gröszer sind als die der Stubben in den niederen Teilen der Talsandfläche, lässt sich in derselben Weise erklären, denn auch hier stand den Bäumen eine längere Wachstumzeit zur Verfügung als auf der Talsandfläche.

Infolge des stets ansteigenden Grundwassers gerieten die Baumwurzeln allmählig in den Bereich des Grundwassers und wurden die Lebensbedingungen für sie stets ungünstiger. Die Bäume fingen an zu kränkeln, verdorrrten und brachen schlieslich unter dem Druck des Windes zusammen. Die Tatsache, dasz mehrfach Baumstümpfe Spuren des Brennens zeigten, beweist dasz die Bäume und das Unterholz gelegentlich dem Brände zum Opfer fielen. Es ist verständlich, dasz die Kiefer, die auf dem trocknen Sandboden der führende Baum war, allmählig von der anspruchsloseren Birke, welche im Gegensatz zur Kiefer auch eine dauernde Nässe gut verträgt, verdrängt wurde. Im Profil illustriert sich dies dadurch, dasz die Kiefernstubben stets im Sande wurzeln, während das Birkenkienholz fast stets dem Sande auflagert. Nur ausnahmsweise fand ich Birkenstubben, welche dann auch immer recht kleine Ausmasze hatten, im Sande.

Diese Tatsache beweist, dass die Birke sich erst später auf einer schon anwesenden Humusschicht ansiedelte. Auch dort, wo sich anfänglich eine Heidevegetation ausbreitete, aus welcher eine Heidehumusschicht hervorging, siedelte sich später die Birke an, sodasz im Profil als Untere Hochmoorschicht auch gelegentlich ein Heide-Birkentorf auftreten kann.

Auch in dem Unteren Uebergangstorfhorizont wurde der Heidetorf oft

wieder von einem Wollgrastorf überlagert; eine Schichtenfolge, welche auch wieder die Zunahme der Bodenfeuchtigkeit deutlich illustriert.

Im überschwemmten Gebiet entwickelte sich eine Sumpf- und Wasser-vegetation. Wie bei einem rezenten Niederungsmoor bestand die Ufervegetation besonders aus Schilf- und Seggengräsern, welche sich aus der Anwesenheit einer Schilf-Seggen-torfschicht im Hochmoorprofil ergibt.

Die Ufervegetation breitete sich hier nicht nur zentripetal, sondern infolge der stets fortschreitenden Transgression auch zentrifugal aus. Wie bei einem rezenten Niederungsmoor konnte erwartet werden, dasz auch hier besonders die Schilf-Seggen-Birkenvegetation die Verlandung des ganzen einstmaligen Niederungsmoors beendigt haben würde.

Durch meine Untersuchungen aber stellte sich heraus, dasz die Schilf-Seggen-torfschicht (und Varietäten) sich auf die Randzone des ehemaligen Niederungsmoors beschränkt, dasz im zentralen Teil desselben eine Pinetumtorfschicht (Kiefer) an ihre Stelle tritt.

Diese Torfschichten wurden beide stratigraphisch zur Waldtorfschicht gerechnet. Die Schilf-Seggentorfschicht nämlich enthält besonders im oberen Teil fast stets eine grosze Anzahl von Birkenstubben und eine geringere Anzahl von Kiefernstubben (Bruchwaldturf).

Nach innen zu wird diese Schilf-Seggen-Birkentorfschicht stets geringmächtiger und geht schlieszlich in die Pinetumtorfschicht über.

Nach auszen nimmt ihre Mächtigkeit auch stets ab und transgrediert sie über die Torfbildungen des Unteren Stubbenhorizontes, so dasz es gelegentlich, wenn nämlich die untere Uebergangstorfschicht sehr geringmächtig ist, den Anschein hat, als ob die Schilf-Seggen-Birkentorfschicht direkt über dem Sande liegt. Stets aber liegt unter diesem Torf eine Trockentorfschicht von mindestens ein paar cm Mächtigkeit. In manchen Fällen z.B. bildet eine nur 2—5 cm mächtige „smeerlaag“ die Unterlage.

Am Rande des einstmaligen Niederungsmoores liegen also die beiden Uebergangstorfschichten, die des Unteren- und des Mittleren Stubbenhorizontes übereinander, während sie innenwärts von einer Niederungstorfschicht getrennt werden. (Vergl. das Blockdiagr. Fig. 1). Die Niederungstorfschicht bildet also in diesem Gebiet nicht die untere Schicht des Hochmoores.

Auch die Moorprofile, welche VAN BAREN in seinem „Bodem van Nederland“ (Seite 908, 909, 910, Nr. IX, X, XI, XII, XIII) veröffentlichte, wurden dem Randgebiete des ehemaligen Niederungsmoores entnommen. In drei Fällen (Profile XI, XII, XIII) wurde je eine 5, 3 und 7 cm mächtige „veenslib“-schicht als Unterlage des Schilftorfs verzeichnet.

Aus mehreren Profilen erwies sich, dasz die untere Grenze der Dargschicht nicht immer scharf von den Torfbildungen des Unteren Stubbenhorizontes abgesetzt war. Besonders, wenn das Liegende einen Waldturf darstellte, war auch der untere Teil der Niederungstorfschicht gekennzeichnet durch Baumreste, die nach unten stark in Anzahl zunahmen.

Hieraus geht hervor, dasz die Pflanzenformationen des Niederungsmoors mit denen des Landes einen harten Kampf ums Dasein führten, in dem die

ersteren schlieszlich den Sieg davon trugen. Sowohl das vertikale als das horizontale Profil zeigt uns also die stets zunehmende Vernässung dieses Gebietes.

Nachdem im Randgebiete die Ufer- und Halblandvegetation eine durchschnittlich 40 Zentimeter mächtige Torfschicht erzeugt hatten, war der inneren Teil noch grösztenteils ein echtes Sumpfgebiet.

Wie ich bereits erwähnte wurde im inneren Teil nicht eine Schilf-Seggen-Birkentorfschicht als letztes Glied der Niederungstorfschicht verzeichnet, sondern eine Pinetumtorfschicht, die manchmal auch Heidereste und Siderit enthielt. Das Fehlen der Schilf-Seggen-Birkentorfschicht weist darauf hin, dass der normale Entwicklungsgang einigermaßen gestört wurde.

In der Niederungstorfschicht weisen sowohl die Doppleritvorkommen als auch die Trockenspalten, in welchen sich auch manchmal der Dopplerit auffinden liesz, auf eine Periode hin, in der die Dargschicht allmählig austrocknete; auch sprechen dafür die zahlreichen, meist linsenförmigen Sideritlager oder- nester, welche vielfach im oberen Teil der Niederungstorfschicht angetroffen wurden.

Es ist selbstverständlich, dassz infolge der Eintrocknung des damaligen Torfbodens sich keine natürliche Verlandungstorfschicht mehr entwickeln konnte. Nur in den tieferen Einsenkungen der damaligen Oberfläche konnten sich noch eine zeitlang Wasseransammlungen behaupten, die aber auch, infolge der fortschreitenden Eintrocknung, später allmählig verschwanden.

Als Zeuge von diesen Moorlachen ist die Torfschicht anzusehen, welche hie und da den Uebergang zwischen der Niederungstorf- und der Waldtorfschicht vermittelt. Als Torfart hat sie eine starke Aehnlichkeit mit dem Torf der Hochmoorteiche (Detritustorf); denn auch dieser Torf hat eine schwarze Farbe, ein hohes spez. Gewicht und zerbröckelt leicht beim Eintrocknen. Die Mächtigkeit dieser lokal vorkommenden Torfschicht beträgt 5—30 cm. In dieser Schicht waren Pflanzenreste makroskopisch nicht mehr zu erkennen.

Während sich also auf den höher gelegenen Teilen bereits ein Waldtorf entwickelte, setzte sich in den niederen Teilen des sich eintrocknenden Niederungsmoors noch eine andere, teilweise auch allochthone Torfschicht ab, welche aber nachträglich auch wieder vom Waldtorf überdeckt werden konnte.

Diese zwischenlagernde Torfschicht gehört demnach noch der eigentlichen Niederungstorfschicht an.

Das Fehlen der Schilf- Seggen-Birkentorfschicht im inneren Teil dieses Gebietes lässt sich also in folgender Weise erklären:

Im Randgebiete des sich beständig ausbreitenden Niederungsmoors konnte sich, als noch der ganze innere Teil ein echtes Sumpfgebiet darstellte, bereits eine Verlandungsschicht (Schilf- Seggen-Birkentorfschicht) bilden.

Als nun das Niederungsmoor infolge des Herabsinkens des Grundwasserspiegels allmählig eintrocknete, konnte sich die Schilf-Seggenvegetation, des Wassermangels wegen, nicht mehr in zentripetaler Richtung ausbreiten, sodasz, nachdem der Boden eine gewisse Trockenheit und Festigkeit erhalten hatte, sich sofort auf dem Niederungsmoor eine semiterrestrische Vegetation entwickeln konnte. Diese schon vorwiegend unter Einflusz des atmosphärischen Niederschlages

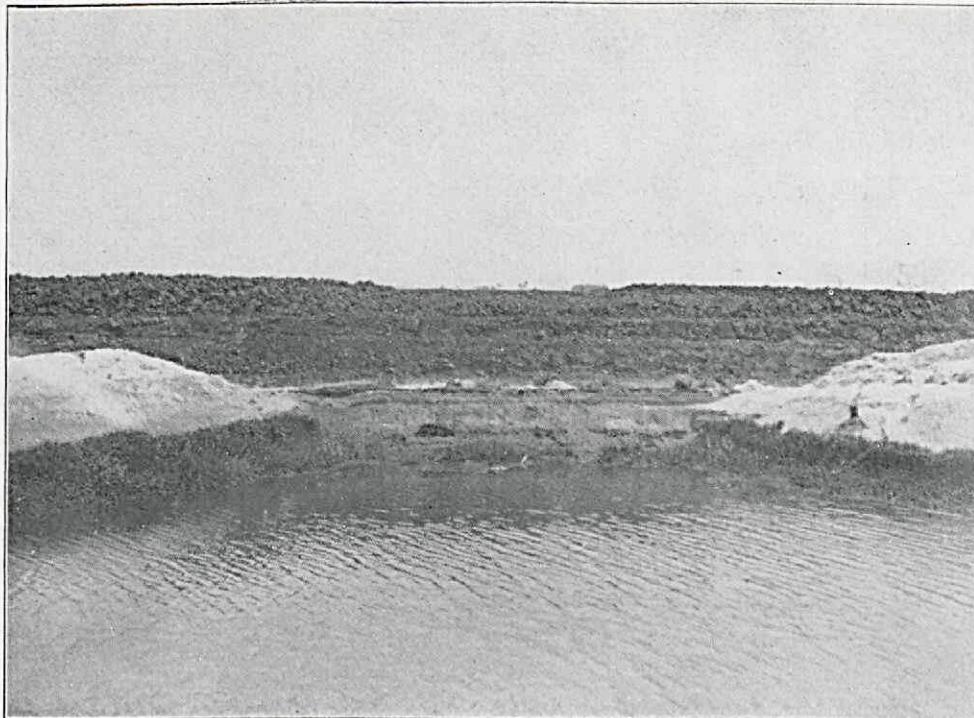


Abb. 12. Aufnahme im Amsterdamscheveld. Durchschnitt durch das Hochmoor (dunkel) und dessen Untergrund (hell). Die weissen Sandhaufen stammen aus dem Kanal im Vordergrund.

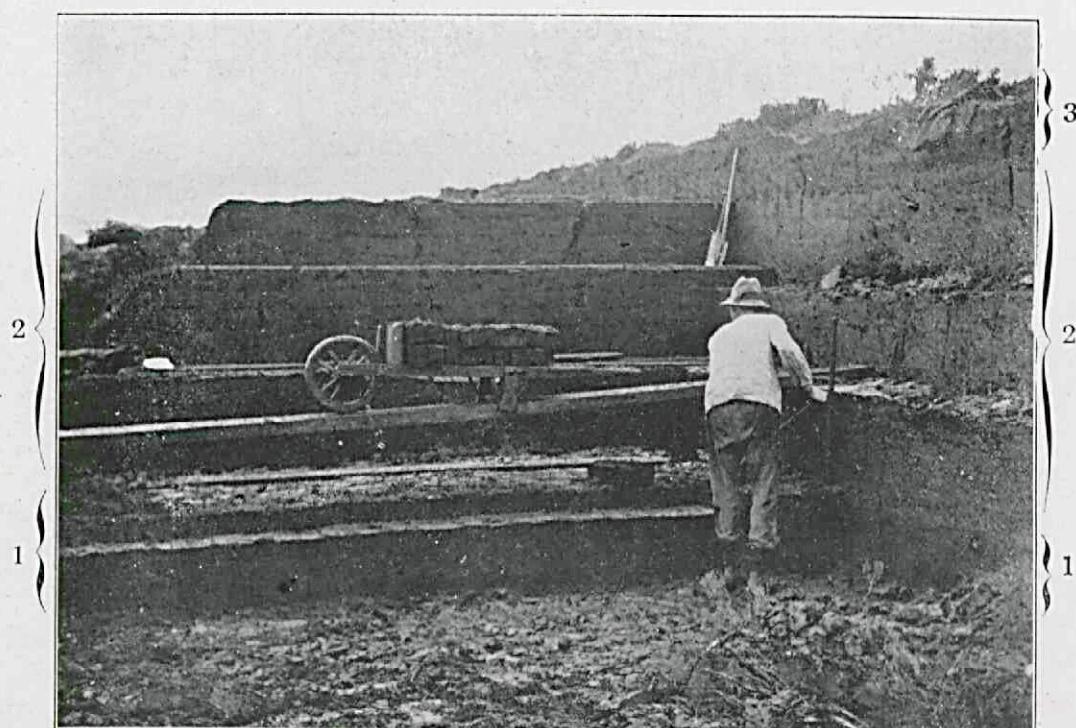


Abb. 13. Aufnahme in Klazienaveen. Eine Torfkuhle. 1. die Seggen-Schilf-torfschicht. 2. die Aeltere Sphagnetumtorfschicht (mit Grenztorf). 3. die Jüngere Sphagnetumtorfschicht mit Heidebestand.



Abb. 14. Aufnahme in Klazienaveen. Rechts die Hochmoorwand. 1. die Aeltere Sphagnetumtorfschicht; 2. die Jüngere Sphagnetumtorfschicht. Im Vordergrund das Trocknen des Torfes in sog. „ringen“.

stehende Vegetation baute eine Torfschicht auf, welche im Normalprofil von WEBER als Uebergangswaldtorf bezeichnet wird. Neben den Stubben enthält sie manche anderen Pflanzen, wie Heidearten, Wollgras, Vaccinium, u.s.w.

Sie wurde also aufgebaut von Pflanzen, die auch heute auf einem teilweise entwässerten Hochmoor vorzukommen pflegen.

Von Bäumen siedelte sich wohl zunächst die Birke an, bald gefolgt von der Kiefer. Im Gegensatz zu den Kienholzresten der Birke, welche sich fast stets auf die Uebergangstorfschicht selbst beschränken, reichen die Stämmchen der Kiefernstubben durchgehends bis in die sie überlagernde Aeltere Sphagnetum-torfschicht hinein.

Wo im Torfstich z.B. die Aeltere Sphagnumtorfschicht bereits abgegraben worden war, sodasz die obere Kante der Uebergangswaldtorfschicht über eine groszen Strecke hin die Oberfläche darstellte, war öfters ein richtiger Stubbenwald von groszer Dichte vorhanden.

Die Abstände der Stämme untereinander betrugten manchmal nur 1 m.

Die Wurzeln standen dann in der Uebergangstorfschicht, während die oft typisch sichelförmig gekrümmten Stämmchen 30—65 cm über die Oberfläche emporragten. Die Birkenstubben sind nur selten als Baumstümpfe (also als Stämme mit Wurzeln) erhalten geblieben. Meist lassen sich die Birkenreste nur als zerbrochene Stämme, Aeste und Wurzeln auffinden. Die Kiefernstubben hingegen werden stets als Baumstümpfe aufgefunden.

Das Kiefernholz bot der Vertorfung einen kräfterigen Widerstand als das Birkenholz. Die Bäume, welche gekennzeichnet waren durch die Krüppelform, das sich horizontal ausbreitende Wurzelsystem mit Brettwurzeln, fristeten bei dem geringen Gehalt an Nährstoffen, den der Boden enthielt, nur ein kümmерliches Dasein. Der Diameter der Stämme betrug durchschnittlich 5 cm. Sowohl Bäume mit einem Durchmesser von 2 cm als mit einem von 10 cm kamen nebeneinander vor. Die Länge des erhaltenen unteren Stammteiles betrug durchschnittlich 75 cm.

Es liesz sich aber nicht stets eine Stubben führende Uebergangstorfschicht feststellen. In mehreren Profilen nämlich war die Niederungstorfschicht direkt von der Aelteren Sphagnetumtorfschicht überlagert. Es fehlte hier also auch die Schicht des Uebergangswaldtorfes.

Statt einer Waldtorfschicht kann stellenweise auch eine Heide- oder Wollgrastorfschicht die Niederungstorfschicht überlagern. Recht scharf tritt die Grenze zwischen Aelterer Sphagnetumtorf- und Niederungstorfschicht in die Erscheinung, wenn der obere Teil des Niederungstorfes von einem rotbraunen Sideritlager eingenommen wurde.

Diese Uebergangstorfschicht ist also nicht stets im Profil vorhanden. Die obere Grenze der Niederungstorfschicht wird aber auch dort, wo sie von der Aelteren Sphagnetumtorfschicht überlagert wird, oft wenigstens durch vereinzelt stehenden Baumstümpfe angedeutet (Mittlerer Stubbenhorizont!), ist aber auch ohne diese Baumstümpfe, wegen der Ungleichartigkeit dieser Schichten, stets gut wahr zu nehmen. Die Mächtigkeit dieser Uebergangstorfschicht beträgt durchschnittlich 40 cm, ist übrigens stark veränderlich.

Mit der Ablagerung dieser Uebergangstorfschichten war im groszen und

ganzen die Verlandung des Niederungsmaars beendigt. Die Oberfläche dieses Uebergangsmoors zeigte aber noch zahllose kleine Einsenkungen und Aufwölbungen, welche zwar einerseits hervorgerufen wurden durch die verschiedenen Pflanzenbestände, indem diese eine verschiedenmächtige Torfschicht erzeugten, andererseits aber auch in Beziehung standen zu dem Oberflächenverlauf des Mooruntergrundes; denn im Profil zeigt die Uebergangstorfschicht stets denselben welligen Verlauf wie der Mooruntergrund. Es ist verständlich, dasz in regenreichen Perioden diese Einsenkungen mit Wasser ausgefüllt werden konnten. Die Tatsache, dasz in einigen Profilen eine Art Niederungstorf den Uebergangswaldtorf überlagerte, beweist, dasz in diesen Einsenkungen des Uebergangsmoors auch dauernde Wasseransammlungen vorkamen, welche aber später wieder verlandeten.

Auch in unserm Gebiet wurde diese aus mesotrophen Pflanzen aufgebaute Uebergangstorfschicht, allmählig von der oligotrophen Sphagnenvegetation überdeckt, die den Aufbau der mächtigen Aelteren Sphagnetumtorfschicht bewerkstelligte, welche nunmehr im Untersuchungsgebiet fast allgemein im Profil wahrzunehmen ist.

Die Sphagnen, welche sich mit groszer Schnelligkeit voll Wasser saugen können und sogar das 20 fache ihres eigenen Gewichts festzuhalten vermögen, verzweigen sich derart, dasz sie schlieszlich in Polsterform zusammenstehen. Die Moospolster, welche ich in diesem Gebiet noch auffand, in einigen alten ausgetorften Torfstichen und in einigen halb zugewachsenen Entwässerungsgräben der Hochmooroberfläche, breiten sich alljährig sowohl horizontal als vertikal aus und bilden dann die sogenannten Moosbulten (Holl.: belten, bulten).

Mit diesen Namen werden auch die Heidebulten angedeutet.

„Die tiefer liegenden älteren Teile der Pflanzen sterben in diesem Polster allmählig ab; die Nässe, die ihnen von den lebenden oberen Teilen ständig zugeleitet wird, schützt sie vor Verwesung und ist die Ursache davon, dasz sie sich in Torf verwandeln. So entsteht ein kleiner, mit einer dichten lebenden Moosdecke begrünter Torfhügel, von dem das nicht festgehaltene Regenwasser abflieszt und den Boden in der Umgebung dauernd versumpft, ohne ihm bei seiner Armut an Pflanzennährstoffen solche in erheblicher Menge zuzuführen; vielmehr laugt es die noch vorhandenen aus dem Boden aus und führt sie fort. Daher kommt es, dasz die noch lebenden Waldbäume in der Umgebung eines Hochmoores, teils aus Nahrungsmangel, teils infolge der Versumpfung absterben.“ (Weber)¹⁾

Die Moosbulten überdeckten allmählig das Uebergangsmoor und überwucherten schlieszlich die Vegetation des Uebergangsmoores, welche dem oligotrophen Sphagnetum unterliegen muszte. Ein solcher Vorgang liesz sich 1925 ausserhalb dieses Gebietes noch beobachten im sogenannten „Steenwijksmoer“, südwestlich von Coevorden an der Strasze nach „De Krim“, wo sich Moosbulten

¹⁾ Mitgeteilt von D. WILDVANG (Nr. 33, 78) aus C. WEBER; Ueber die Moore. Jahresbericht der Männer vom Morgenstern, Heft III, Verlag von GEORG SCHIPPER, Bremerhaven

auf einem schon teilweise in Bruchwaldmoor umgewandelten Schilfmoor entwickelten.

Infolge des sich stets ausbreitenden Sphagnetums wurde der Boden stets feuchter und die Lebensbedingungen für die Sphagnen stets günstiger. Die einzelnen sich stets zentrifugal ausbreitenden und vertikal emporwachsenden Moospolster wuchsen zusammen und bildeten wieder gröszere Einheiten, welche als Mooshügel bezeichnet werden können, die ebenfalls auch wieder zentrifugal auswuchsen und gleichzeitig an Höhe zunahmen, während im Inneren der Vertorfungsvorgang, sei es auch recht langsam, stets weiter fortschritt.

Auf dem Uebergangsmoor entwickelten sich in dieser Weise mehrere Mooshügel, welche sich mehr und mehr einander näherten, später sich vereinigten und schlieszlich eine einheitliche, mehr oder minder wellenförmige Torfschicht erzeugten, welche nunmehr das Uebergangsmoor überdeckte.

Es ist leicht einzusehen, dasz sich dort, wo mehrere Mooshügel sich einander näherten und sich vereinigten, eine Art Mulde entstand, in der sich das überflüssige Wasser, das von diesen Mooshügeln nicht festgehalten werden konnte, ansammelte.

In dieser Weise sind wohl meistens, während der Bildung der Aelteren Sphagnetumtorfschicht, die Hochmoorteiche entstanden, welche in den meisten Fällen später wieder verlandeten und nachträglich wieder von einem Sphagnetum überzogen wurden. Im Profil konnten solche Hochmoorteiche stets gut festgestellt werden, besonders wenn sie mit einem Muddetorf ausgefüllt worden waren. Durchgängig aber waren es nur seichte Lachen. Als Verlandungspflanzen traten, neben den in und auf dem Wasser wachsenden Sphagnen, Scheuchzeria palustris, und Scirpus caespitosus, auf.

Der zähe filzige Scheuchzerietumtorf hat eine helle Farbe und hat in dem Auszseren eine starke Aehnlichkeit mit dem Phragmitetumtorf.

Diese telmatischen Verlandungstorfsschichten treten im Profil in verschiedener Höhenlage auf; sie haben niemals eine grosze horizontale Verbreitung. In dem mittleren Teil dieser Schichten betrug die Mächtigkeit durchschnittlich 30 cm. Diese Torfschichten wurden auch in den oben genannten Profilen von VAN BAREN verzeichnet. In meinen Profilen sind diese lokalen Torfschichten fast stets weggelassen worden.

Neben den Sphagnen aber beteiligten sich auch die Heide- und Wollgrasarten an ihrem Aufbau; fast in jedem Profil wurden Reste dieser Pflanzen verzeichnet. Die Sphagnen besaszen also während dieses Zeitraums nicht überall die Alleinherrschaft.

Fossile Heidebulten, welche sich im Profil auch stets durch ihre schwärzeren Farbe und Zerklüftung verraten — die Folgen einer stärkeren Verwitterung — wurden öfters von mir festgestellt. Auch richten sich die Trocken-spalten oft nach der Oberfläche der einstmaligen Heidebulten. Recht schön entwickelte Heidebulten zeigte oft der obere Teil dieser Schicht. Am ersten und am schnellsten bildete sich diese Sphagnetumtorfschicht wohl auf den niederen feuchten Partien des Uebergangsmoores des zentralen Teiles.

Bei der stetigen horizontalen Ausbreitung aber transgredierte sie schlieszlich

auch im Randgebiet über die Torfbildungen des Unteren Stubbenhorizontes. Im Randgebiet des einstmaligen Niederungsmaars starben die damals noch aufrecht stehenden Bäume, infolge der stets zunehmenden Vernässung und infolge Nahrungsmangels, ab; sie muszten wie die anderen Pflanzenbestände des Uebergangsmoores dem Sphagnetum unterliegen. Die Torfbildungen des Unteren Stubbenhorizontes wurden hier also direkt überlagert von der Aeltern Sphagnetumtorfschicht.

Im zentralen Teil gingen die Bäumchen des Uebergangsmoores schon früher in derselben Weise zu Grunde.

Wo nun die beiden Uebergangstorfschichten Stubben führen und einander überlagern, oder nur von einer geringmächtigen Niederungstorfschicht getrennt werden, können also die oberen Stammteile der Stubben sowohl der Mittleren wie der Unteren Uebergangstorfschicht bis in die Aeltere Sphagnetumtorfschicht hineinreichen (vergl. Blockdiagr. Fig. 1).

Die grössten Schichtmächtigkeiten wurden stets im inneren Teil des Hochmoores verzeichnet, und zwar wohl über den tiefsten Einsenkungen der Talsandfläche; seitwärts dem Höhendiluvium zu, wo sich auch der Untergrund allmählig erhebt, wurden stets geringere Mächtigkeiten festgestellt. Diese Aeltere Sphagnetumtorfschicht keilt also seitwärts aus und wohl um so schneller, je rascher der Untergrund ansteigt.

Wo die Aeltere Sphagnetumtorfschicht das Höhendiluvium überschritten hat, wie im SW unseres Gebietes, wurden die grössten Mächtigkeiten auch stets dort verzeichnet, wo die Sandoberfläche eine Einsenkung aufwies, während sie auf den Erhebungen des Untergrundes sogar fehlen konnte, wie z.B. auf der Sandinsel an der Strasze von Klazienaveen nach Nieuw-Schoonebeek. Auch diese Aeltere Sphagnetumtorfschicht glich also die Höhenunterschiede allmählig aus.

Im allgemeinen enthält die Aeltere Sphagnetumtorfschicht um so weniger Beimischungen von anderen Pflanzenresten, je mächtiger sie entwickelt ist. Im zentralen Teil findet sich denn auch eine reinerer Sphagnetumtorfschicht vor als im Randteil.

Die gröszeren Mächtigkeiten im inneren Teil verdankt sie besonders zwei Umständen: erstens dem Vorhandensein günstiger Lebensverhältnisse, zweitens dem längeren Zeitraum, der im innern Teil dem Sphagnumwuchs zur Verfügung stand.

Die Schicht kann in ihrem heutigen entwässerten Zustand noch eine Mächtigkeit von 2 m erreichen (inclusive Grenztorfhorizont).

Wie bekannt wurde die obere Grenze der Aelteren Sphagnetumtorfschicht samt der benachbarten Partie des Liegenden von WEBER als Grenzhorizont bezeichnet, welcher gekennzeichnet wird durch eine reichliche Einlagerung von Wollgras- und Heideresten, also Resten einer Vegetation, die auch heute auf einem entwässerten Hochmoor vorkommt. Er erkannte denn auch den Grenzhorizont als eine selbständige Bildung während einer Trockenperiode.

Auch im Untersuchungsgebiet habe ich feststellen können, dass in dieser Schicht nach oben der Gehalt an Heide- und Wollgrasresten zunahm.

Der für den Sphagnumwuchs so günstigen Periode folgte also eine, in der das Sphagnetum allmählig zu Grunde ging. Der Boden trocknete aus und wurde von einer Wollgras- und Heidevegetation überdeckt, aus deren Resten je nachdem ein Wollgras- oder Heidetorf aufgebaut wurde. Es ist verständlich, dasz zuerst die Erhebungen und erst später die Einsenkungen trocken gelegt wurden. Im Profil verriet sich dies oft durch die verschiedenen Torfarten. Besonders dort, wo die obere Kante der Schicht einen welligen Verlauf hatte, bestanden im allgemeinen die Erhebungen aus einem Heidetorf, während in den Einsenkungen mehr der Wollgrastorf vorherrschte.

Wie bekannt ist, gibt auch die Heide Anlass zur Bultenbildung. Recht schöne Heidebulten ließen sich z.B. noch 1928 auf deutscher Seite beobachten, in der Nähe von Grosz-Füllen am östlichen Rande des Grosz-Fullener Moores.

Die Entstehung dieser kugelförmigen, riesigen Heidebulten erklärte ich mir durch die Annahme, dasz sich im Laufe der Zeit zwischen den Heidesträuchern ein feiner, vom Winde mitgeführter Torfmulm, abgelagert hatte; denn neben den Heidesträuchern bestand die Hauptmasse dieser Heidebulten aus einem feinen schwarzen Torfmulm¹⁾ während in der Umgebung die Sandoberfläche mit einer stark verwitterten mulmigen Torfschicht bedeckt war, welche an einigen Stellen so weit abgetragen worden war, dasz sogar der Sand zu Tage trat.

Weil nun in manchen Profilen die Oberfläche des Grenzhorizontes auf weite Strecken durch das Vorkommen von groszen, oft bis 1 m sich erhebenden Heidebulten gekennzeichnet wurde, liegt es nahe anzunehmen, dasz auch diese einmal unter dem Einfluss einer gröszeren Trockenheit des damaligen Torfbodens entstanden.

Obgleich die Unterkante des Grenzhorizontes in den meisten Fällen nicht scharf vom Aelteren Sphagnetumtorf abgesetzt war, konnte ich doch an einigen sehr alten Torfwänden eine deutliche, an beiden Seiten scharf abgesetzte Grenztorfschicht verzeichnen, welche entweder aus einem Heide- oder einem Wollgrastorf bestand.

Eine solche Sukzession konnte z.B. dort entstehen, wo das Sphagnetum bereits während der Bildungszeit der Aelteren Sphagnetumtorfschicht recht ungünstige Lebensbedingungen vorfand, sodasz die Sphagnenvegetation schon sofort beim Anfang der Austrocknung zu Grunde gehen muszte. In diesen Fällen zeigte denn auch die Aeltere Sphagnetumtorfschicht einen recht groszen Gehalt an Heide und Wollgras.

An anderen Stellen wurde die Oberfläche der Aelteren Sphagnetumtorfschicht von einer meistens nur 3—10 cm mächtigen stark verwitterten, schwarzen Torfschicht überlagert, welche beim Eintrocknen stark einschrumpfte und zerbröckelte.

Im Randgebiet des ehemaligen Hochmoorsees „Zwarde Meer“ tritt als

¹⁾ Holl.: „mul“ oder „molm“.

BORGMAN (Nr. 8, 51) erwähnt grosse Mulmflächen bei Soeste, zwischen Sagter-Ems oder Marka und der Vehne, und im Amt Sulingen, in Hannover.

Hangendes der in den ehemaligen Hochmoorteichen abgelagerten Torfmudde eine Waldtorfschicht (dosterd) auf, welche einerseits durch natürliche Sukzession erklärt werden kann, deren Bildung aber andererseits auch durch die Austrocknung während der Grenzhorizontperiode günstig beeinfluszt wurde.

Auch von VAN BAREN (Nr. 5, 908) wurde westlich und nördlich vom ehemaligen „Zwarte Meer“ als Hangendes der Älteren Sphagnetumtorfschicht und als Liegendes der Jüngeren Sphagnetumtorfschicht eine Torfschicht verzeichnet, in der neben den Wollgras- und Heideresten auch Birkenreste vorkamen, und er bemerkte dazu: (übersetzt) „hier enthielt die Grenzschicht von WEBER Holzreste.“

Auf jeden Fall gehört diese Schicht teilweise (nicht stets mehr der obere Teil) zur Grenztorfschicht.

Auch in der Schichtenfolge des Uebergangsmoores spiegelte sich natürlich diese Austrocknung ab.

Während sich nämlich, mehr vom Rande entfernt, die Ältere Sphagnetumtorfschicht bilden konnte, wurde gleichzeitig im Uebergangsmoor, also im Randgebiet des damaligen Hochmoores, öfters infolge stetig zunehmender Vernässung eine Wollgrastorfschicht erzeugt, sodass diese Schichten also stratigraphisch dieselben sind. Wo nun im Uebergangsmoor diese Wollgrasschicht wieder von einer Heidetorfschicht überlagert wurde, spricht dies m.E. dafür, dass nach der Ablagerung der Wollgrastorfschicht eine trocknere Periode folgte, in der die Heidetorfschicht aufgebaut wurde.

Auch diese Heidetorfschicht wurde öfters wieder von der Jüngeren Sphagnetumtorfschicht überlagert, sodass sie stratigraphisch durchaus dem Grenzhorizont zuzurechnen ist.

Nach WEBER „wird die Zeit, während deren der Grenztorfhorizont der Hochmoore entstand, bestimmt erstens durch einen Zeitpunkt, an welchem der Jüngere Bleichmoostorf zu entstehen begann, und zweitens durch die Zeit, welche der Ältere Bleichmoostorf brauchte damit die Moose vollständig desorganisiert wurden.“ (schriftl. Mitteilung von WEBER an VAN BAREN 20 Mei 1923. Nr. 5, 590).

Die Oberfläche des damaligen Hochmoores charakterisierte sich also durch unregelmäßige wellige Formen, von denen die gröszeren in Beziehung standen zu denen des mineralischen Untergrundes (Einsenkung des Torfbodens unter Einfluss der Austrocknung während der Grenzhorizontperiode), die kleineren aber durch die Vegetation, durch Wasser- und Windwirkung hervorgerufen wurden.

Nach WEBER bezeichnet der Grenzhorizont eine Denudationsfläche des Älteren Sphagnetumtorfes (Nr. 5, 951).

Der Grenztorf wurde in diesem Gebiet allgemein überlagert von der Jüngeren Sphagnetumtorfschicht.

Dies beweist, dass die Austrocknungsperiode abgelöst wurde von einer feuchteren, in der die Sphagnen wieder dieselben günstigen Wachstumsfaktoren vorhanden als zur Zeit der Älteren Sphagnetumtorfbildung.

Auf der stark verwitterten, eingesunkenen und undurchlässig gewordenen Grenztorfoberfläche sammelte sich, infolge der nun stattfindenden Bodenverwässerung, in den Einsenkungen Wasser an. Allgemein bildete sich in diesen

Einsenkungen eine Torfschicht, welche besonders aus treibenden Sphagnen zusammengesetzt wurde, während als Verlandungspflanze auch häufig wieder *Scheuchzeria palustris* auftrat.

Die von diesen Sphagnen aufgebauten Schichten, welche eine durchschnittliche Mächtigkeit von 20 cm erreichen, kennzeichnen sich durch ihre hellere Farbe, gröszere Dichte und besonders durch ihre feine Schichtung. Von einem gegrabenen Torf kann man öfters die einzelnen Schichten wie Papierblätter abziehen. Diese Schichten beschränken sich somit stets auf die niederen Teile, zeigen einen etwas welligen Verlauf und keilen dort, wo sich die Oberfläche des Grenztorfes erhebt, wieder aus. Im Durchschnitt sind sie denn auch mehr oder minder linsenförmig. Der aus diesen Sphagnen aufgebaute Torf wird von den Arbeitern allgemein als „splinter“, der *Scheuchzerietumturf* wegen der starken Uebereinstimmung mit dem Schilf-Seggentorf¹⁾ oft als „Strohdarg“ bezeichnet.

Diese lokal auftretenden telmatischen Torfschichten wurden nach und nach von den sich zentrifugal ausbreitenden Sphagneta, welche sich schon gleichzeitig am Rande dieser Einsenkungen entwickelten, überwuchert.

Auch die Entwicklung dieser Sphagnetumtorfschicht ging wieder in derselben Weise vor sich wie die der Älteren Sphagnetumtorfschicht, erreichte aber nicht dieselbe Mächtigkeit, denn die durchschnittliche Mächtigkeit der Älteren beträgt 1.50 m, die der Jüngeren Sphagnetumtorfschicht 1 m. Auch diese Torfschicht enthält mehr oder weniger Beimischungen von Heide- und Wollgrasresten.

Stellenweise bildeten sich Hochmoorteiche aus, welche seitdem entweder auf natürliche Weise verlandeten, wobei oft wiederum *Scheuchzeria palustris* als Verlandungspflanze fungierte, oder aber auch sich bis noch vor kurzem handhabten, infolge der heutigen Entwässerung aber bald trocken gelegt wurden, und nunmehr nur noch als etwas feuchtere und niedrigere Stellen auf der Hochmooroberfläche angedeutet sind.

Auch diese Jüngere Sphagnetumtorfschicht überschritt bisweilen randwärts die Torfbildungen des Uebergangsmoores, sodasz gelegentlich die oberen Stammteile der Stubben der Unterer Uebergangstorfschicht noch in diese Schicht hineinreichten. Wegen der stärkeren Abgrabung im Randgebiet war dies nur in einzelnen Fällen festzustellen.

Die Ältere Sphagnetumtorfschicht (inclusive Grenztorf) wurde nicht mehr im ganzen von der Jüngeren Sphagnetumtorfschicht überlagert. Entlang der Runde und im Gebiet des ehemaligen Zwarte Meer trat öfters ein Waldturf an ihre Stelle (siehe das Blockdiagramm Fig. 1).

Unter dem Einflusz der Moorbrandkultur und der Entwässerung senkte sich der Grundwasserspiegel stark, sodasz auch die ursprüngliche Schichtmächtigkeit, infolge des Einsinkens, stark abnahm. Durch die Entwässerung wurde die Sphagnumdecke der Oberfläche vernichtet; an ihre Stelle trat die sekundäre Heidevegetation. Die obere, bis 30 cm mächtige Schicht wurde schon wieder verwittert. (Torferde, Schollerde, Mulm).

¹⁾ Der Schilf-Seggentorf wird im Untersuchungsgebiet von den Arbeitern „haverstroo“ (= Strohdarg) genannt.

Auch die Gesamtmächtigkeit dieser Schichten nahm stark ab; was wohl recht deutlich durch die untenstehende Tabelle illustriert wird.

Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser 10 Profile betrug also 1886 rund 4,04 m, 1928 2,69 m.

Der durchschnittliche Betrag der Einsenkung infolge der Entwässerung war während 42 Jahren 1,34 m, pro Jahr ungefähr 3 cm. Die grössten Mächtigkeiten, welche 1886 nach dieser Tabelle noch vorkamen, betrugen ung. 5 m. Die grössten Mächtigkeiten betrugen 1886 noch $5\frac{1}{2}$ m. BORGMAN stellte 1890 im Barger-Oosterveen Mächtigkeiten von $2\frac{1}{4}$ —4 m fest. Bei der Messung für den Süd-Nordkanal, ausserhalb dieses Gebietes, wurden sogar Mächtigkeiten von 7,50 m bis 8,40 m verzeichnet. Auch auf der Karte von O. TIETZE (Nr. 29) (Das Bourtanger Moor, süd-östlicher Teil „Die Mächtigkeit des Hochmoortorfs“), wurden 1902 östlich und westlich vom Süd-Nordkanal im Grosz-Fullener, und Klein-Fullener Moor, noch Mächtigkeiten von 6—6,50 m verzeichnet.

TABELLE DER ABNAHME DER HOCHMOORTORFMAECHTIGKEIT INFOLGE ENTWAESSE-
RUNG IM BARGER-OOSTERVEEN.

Höhe des Hochmoores in bestimmten Punkten in m ± A.P. (1886).	Höhe des mineralischen Untergrundes in m ± A.P. (1886)	Schichtmächtigkeit 1886 (in m)	Schichtmächtigkeit 1928. (in m)	Einsenkungsbe-trag des Hochmoores (in m).
+ 22,90	+ 20,60	2,30	1,55	0,75
+ 22,16	+ 18,46	3,70	1,65	2,05
+ 21,20	+ 16,92	4,28	3,10	1,18
+ 20,61	+ 16,31	4,30	2,50	1,80
+ 19,96	+ 16,63	3,33	2,70	0,63
+ 19,73	+ 15,20	4,53	3,00	1,53
+ 19,71	+ 14,73	4,98	3,30	1,68
+ 21,32	+ 17,40	3,92	2,90	1,02
+ 20,05	+ 15,20	4,85	3,00	1,85
+ 20,55	+ 16,44	4,10	3,20	0,90

d. Die Runde.¹⁾

Der oberflächliche Wasserüberschuss des nördlichen Teiles dieses Hochmoorgebietes wurde grösztenteils von der Runde, die eine natürliche Rülle²⁾ darstellte, abgeführt.

Die Runde nahm ihren Ursprung in dem Zwarte Meer, strömte in nördlicher

¹⁾ Runde bedeutet rund. Das U wird als zwischen e und u liegend, ausgesprochen. Andere gebräuchliche Namen sind: Rundiep und Run.

²⁾ (Hoch)moorbach.

Holl.: veenbeek (beek = Bach); veenstroompje (stroompje = Flüsschen); sijper (Lokalname).

Richtung durch das Moor und erreichte östlich von Roswinkel den Sandboden, setzt sich als Ruiten A¹⁾ und Westerwoldsche A weiter nördlich fort und mündet als Westerwoldsche A bei Nieuw Statenzijl in den Dollart aus, in dem sie als Schanser Tief²⁾ unterseeisch weiter verläuft. Die Ruiten A beginnt heute am ehemaligen Rande des Hochmoores, östlich von Roswinkel, wird bis Wedde an beiden Seiten von Sandstreifen begleitet und betritt bei Wedde als Westerwoldsche A den Marschboden. Auf diesen schmalen Geeststreifen liegen die ältesten Ansiedlungen, wie Ter-Apel, Sellingen, Vlachtwedde u.s.w.

Die Runde strömte somit als Oberlauf im Moorbody, die Ruiten A als Mittellauf im Sandboden, die Westerwoldsche A als Unterlauf dieses Flüsschen im Marschboden. Südlich von Wedde bei Wessinghuizen nimmt die Ruiten A zur Linken die Mussel A³⁾ auf, die früher die Rülle Valtherdiep (diep = Tief) als Oberlauf hatte, welche ihren Ursprung in den Weerdinge Landen nahm, nordöstlich von Weerdinge. In die Mussel A mündete zur Linken bei Onstwedde das Pagadiep aus, das östlich vom Stadskanaal im Veenhuizerveen (veen = Moor) ihren Ursprung hatte. Zur Rechten führte noch das Oosterholtsdiep Wasser zu. In der Nähe von Wedde, wo sich heute diese Flüsschen vereinigen, also am Südrande des Dollartmarschbodens lag einmal die Erosionsbasis der Ruiten A. Diese Erosionsbasis erhielt die Ruiten A gegen Ende des Mittelalters nach dem gewaltigen Einbruch des Dollarts. Vor diesem Einbruch dehnte sich die Alluviallandschaft viel weiter nördlich aus.

Die damalige Westerwoldsche A hatte somit auch ihre Ausmündung viel weiter nördlich, was auch deutlich aus den alten Dollartkarten hervorgeht. Die Nordseeküste dieser ehemaligen Alluviallandschaft wurde vermutlich gebildet durch den Diluvialbogen der Watteninseln. Vermutlich schon vor dem Eintritt der Dollartkatastrophe (vergl. Nr. 32) sank diese Alluviallandschaft unter den Meeresspiegel hinab. Es bildeten sich gröszere und kleinere Seen, Teiche und Tümpel, welche später verlandeten. Schilfmoore und Bruchwaldmoore bedeckten die niederen Teile dieses Gebietes, auf den höheren Teilen konnte sich eine Waldvegetation entwickeln.

Anfangs war der diluviale Schutzwall im stande den Angriffen der Nordsee zu widerstehen, nach und nach aber wurde er zerstückelt, bis er schlieszlich zusammenbrach. Die Nordsee brach ein und die Flutwelle drang nach Süden über die Westerwoldsche A vor bis nördlich von Wedde. Die Moorbildungen wurden überdeckt von den Dollartablagerungen. Dazs sich die Dollartfluten auch weiter landeinwärts bemerkbar machten, beweist die Tatsache, dasz das Kloster Ter-Apel an der Ruiten A in den Jahren 1277 und 1289 von diesen Fluten betroffen wurde (Nr. 24, 14). (Man ist verschiedener Meinung über das Jahr, in dem der erste Einbruch erfolgte. BARTELS z.B. ist die Ansicht, dasz die Dollartbildung 1377 begann, andere verlegen den Beginn in das Jahr 1277). (Nr. 33, 167). Alle Versuche dem Dollart eine Grenze zu setzen waren vergebens. Ein Durchbruch folgte dem anderen und nur der höhere Diluvialboden, die Geest,

¹⁾ A (a) = Flüsschen.

²⁾ Schanser Tief ist auf den holl. Karten Buiten A.

³⁾ Das U von Mussel wird als zwischen e und u liegend ausgesprochen

vermochte die weitere Ausbreitung des Dollarts zu verhindern. Erst um die Mitte des 16 ten Jahrhunderts gelang es den Dollart mittels eines Deichs im ganzen zu umfassen. Nach dieser Zeit begann auch die Wiederverlandung des Dollartbusens, welche noch heute fortdauert. Seitdem rückte auch die Mündung der Westerwoldsche A wieder in nördlicher Richtung vor bis Nieuw-Statenzijl.

Der Mittellauf, die Ruiten A, wird beiderseits begleitet von einem schmalen Sandsaum, auf dem sich stellenweise Flugsandanhäufungen, Dünen, bildeten. Von Vlachtwedde bis Wedde verläuft sie im Niederungsmoor.

Die Mussel A strömt in geringerer Meereshöhe als die Ruiten A, hatte somit stets ein geringeres Gefälle und Stromgeschwindigkeit, sodass ihr Tal im ganzen mit Moor ausgefüllt wurde. Das Niederungsmaar im Mussel A-Tal entstand also infolge einer Wasseraufstauung. Der untere Teil dieses Nebenflüsschen wird beiderseits bis an den Stadskanaal vom Niederungsmaar umsäumt. Südwestlich von diesem Kanal wurden ihre Ufer vom Hochmoor gebildet.

Das Tal und Talbett der Runde konnte ich 1928 noch an einigen Stellen beobachten.¹⁾ Nach Berichten von alten Einwohnern von Barger-Compascuum führte die Runde besonders im Winter viel Wasser und wurde das Tal öfters überschwemmt. In strengen Wintern konnte man früher vom Echtenskanal über die gefrorene Runde bis nach Sellingen (Provinz Groningen) Schlittschuhe laufen. 1893 wurde die Runde ihres Ursprungsees Zwarde Meer beraubt. Der Oberlauf führte nun das Seewasser sofort in den Echtenskanal. Auch an anderen Stellen wurde die Runde von Kanälen durchschnitten oder die Kanäle näherten sich der Runde sehr dicht. Nach und nach verlor sie dadurch als Abfuhrküste ihre Bedeutung. Seit 1877 wurde das Rundewasser in den Stadskanal geleitet. Ofters wuchs die Runde zu und musste dann wieder aufs neue vertieft werden. Nicht stets wurde das Bett selber vertieft, z.B. so von Roswinkel wurde in ungefähr 100—250 m NW von der Runde in einer Länge von rund $2\frac{1}{4}$ km, als neuer Abfuhrweg des Wassers, die Nieuwe Runde (nieuw = neu) gegraben. Der alte Flusslauf hiesz seitdem Oude Runde (oude = alt).

Die Runde erhielt durch die Regulierung den Charakter eines mehr oder weniger geraden Grabens (Rundiep). Durch die starke Entwässerung wurde schließlich die Runde völlig trocken gelegt. Das trocken gelegte Rüllenbett wurde öfters von Radfahrern als Fahrweg benutzt. In Barger-Compascuum vertiefte man 1928 aufs neue, wahrscheinlich auch zum letzten Mal, die Runde bis zum mineralischen Untergrunde hinab.

Entlang der Runde siedelten sich die ersten Moorkolonisten an, die aus dem benachbarten deutschen Moorgebiet von Rütenbrock, Lindloh, Schwartenberg, Altharen u.s.w. auf holländischen Gebiet stets weiter nach Süden bis südlich von dem Zwarde Meer vordrangen. Aus den Inschriften der Gräberkreuze des Hochmoorfriedhofs von Barger-Compascuum z.B. geht hervor, dass die ersten Bewohner fast ausnahmslos in den obengenannten Dörfern ihre Heimat hatten. Das Grasland diente dem Moorvieh als Wiese und war oft Ursache vieler Streitigkeiten. Der stärker verwitterte fruchtbare und festere Moorboden entlang

¹⁾ Eine schöne Abbildung dieses trockengelegten Rundebettes gibt Nr. 24, 32.

der Runde gab Anlass zu kümmerlichem Ackerbau (Moorbrennen — Buchweizen).

Die über die Oberfläche emporragenden Baumstümpfe beweisen, dass die Ufer der ehemaligen Rülle bewaldet waren. (Siehe auch das Blockdiagramm Fig. 1). Noch heute kommen in dem Rundegebiet die meisten Bäume vor.

e. Die Entwicklung der Runde.

Der mineralische Untergrund unter dem heutigen Rundebett besteht aus feinen Talsanden. Die Abwesenheit von Flusablagerungen, wie Geröll und Ton, das Fehlen eines im Sande eingeschnittenen Bachbettes und Tales, somit die Anwesenheit der Ortstein- und Bleichsandschicht und von Sandstubben beweisen, dass die Ruiten A vor der Moorbildung noch nicht so weit südlich vorgerückt war als heute.

Die Niederungstorforschicht, welche hier überall aufgefunden wurde, setzte sich also nicht in einem vom Bach geschaffenen Tälchen ab. Mit der Transgression des Niederungstorfes, welche in südlicher Richtung erfolgte, verlegte sich aber auch der Ursprung der Runde nach Süden. Die Runde entwickelte sich also erst während der Bildung der Niederungstorforschicht. In dem Maße als sich, infolge der stets fortschreitenden Transgression, die Niederungstorforschicht

SCHEMATISCHER QUERSCHNITT DURCH
DEN MITTLEREN TEIL DER RUNDE

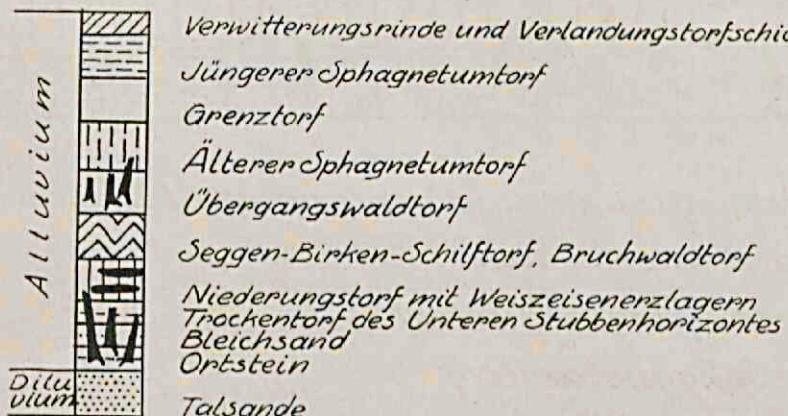
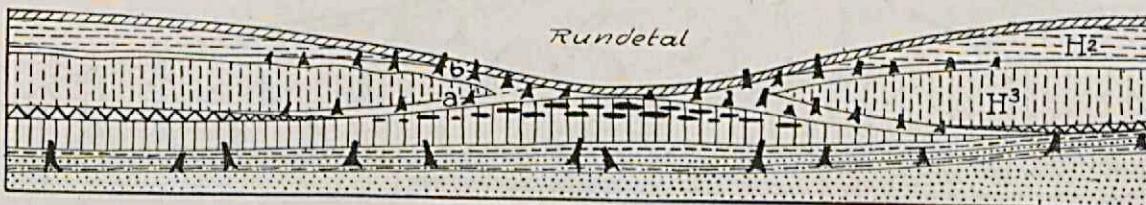


FIG. 3.

¹⁾ Schöne Abbildungen solcher Teichwälder in Nr. 9, Taf. X, XI.

Profil E-C.

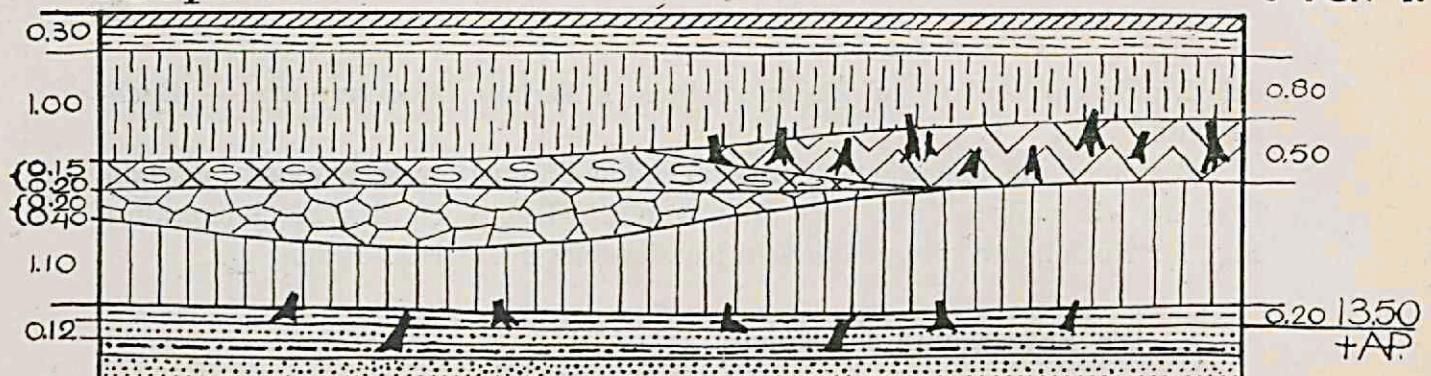


FIG.4.

Profil: 81.

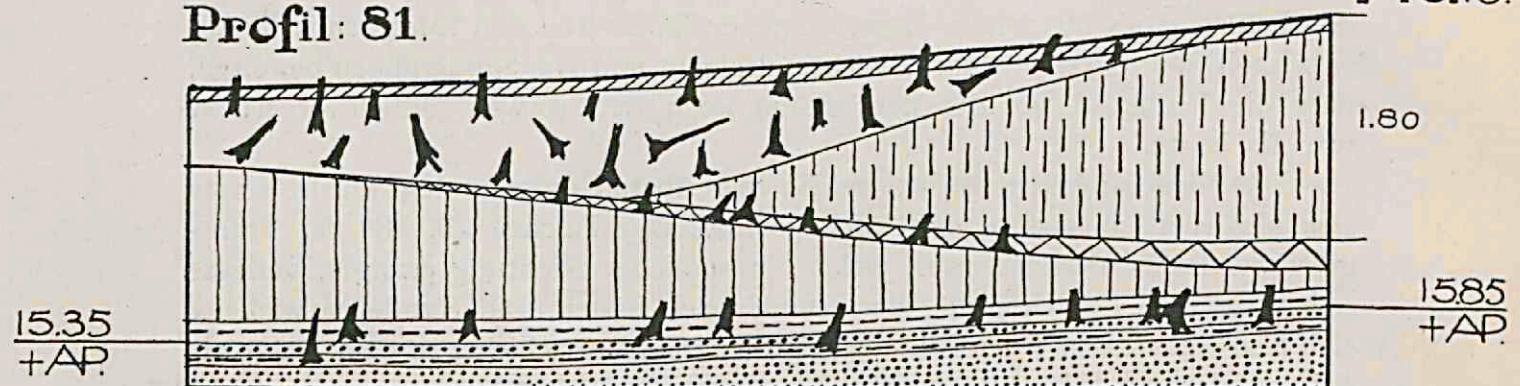


FIG.5.

Profil: SM. 7.

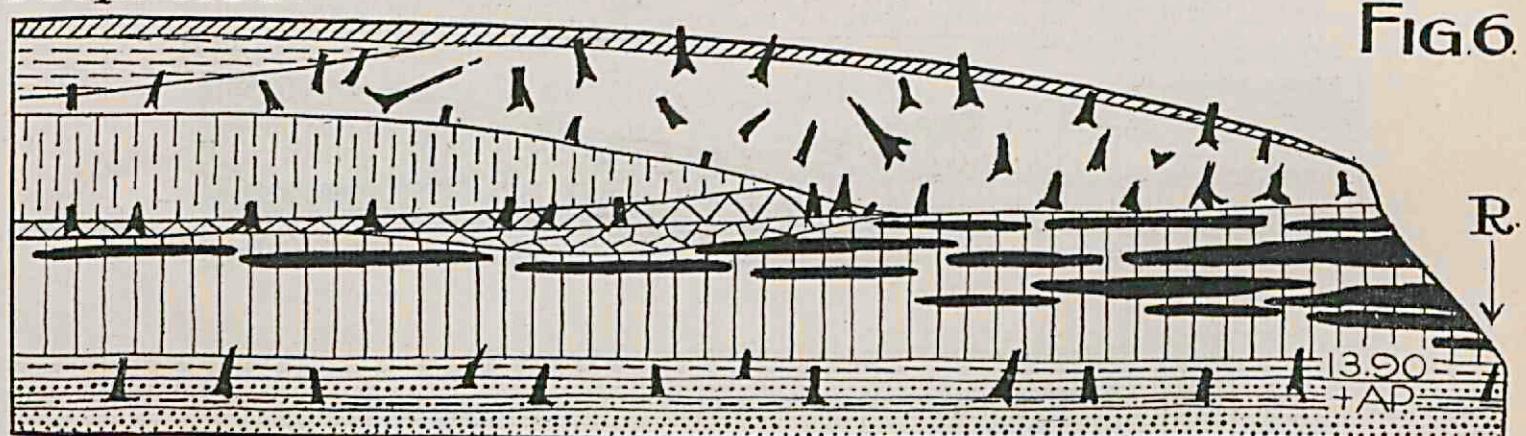


FIG.6.



Verwitterungsrinde und Verlandungstorfsschicht
 Verlandungstorfsschicht
 Jüngerer Sphagnetumturf
 Älterer Sphagnetumturf
 Übergangswaldturf
 Scheuchzerietumturf / Verlandungstorf /
 Muddetorf / Detritus /
 Niederungstorf mit Weiszeisenerzlagern
 Trockentorf des Unteren Stubbenhorizontes
 Bleichsand
 Ortstein
 Talsande.

erhöhte, stieg auch das Rundetalbett empor. Der Bach wurde somit nicht von einem Brunnen sondern vom Moorwasser gespeist.

An der Hand eines schematischen Querschnittes, durch den mittleren Teil des Rundetales (Fig. 3), ist die weitere Entwicklung der Runde und der Hochmoorschichtenfolge beiderseits der Runde leicht zu erklären.

Die Transgression des Niederungstorfes kam schließlich zum Stillstand. Aus dem Niederungsmoor entwickelte sich das Bruchwaldmoor. Am Rüllenufer aber wurde die Zusammensetzung der Pflanzenwelt durch das ständig strömende mineralreichere Moorwasser beeinträchtigt. Am Rundeuf er entwickelte sich schon eine echte Waldvegetation, während in gröszerer seitlicher Entfernung von der Rülle noch das Bruchwaldmoor in der Entwicklung begriffen war. Der damalige Rüllenvorwald bestand besonders aus Kiefern, weniger aus Birken und Erlen, Heidesträuchern, eine Zusammensetzung, welche stark übereinstimmt mit der des Teichwaldes rings um die heutigen Hochmoorteiche. Diese Vegetation erzeugte den Rüllenvorwaldturf (*a*).

Gleichzeitig aber scheint sich auch der Grundwasserspiegel gesenkt zu haben, infolge einer allgemeinen Entwässerung, sodass der Niederungstorf Boden allmählig austrocknete, die Runde stets wasserärmer wurde, und der Rüllenvorwaldturf stellenweise sogar das Rüllennbett überschreiten konnte.

Hierauf weisen auch die Weiszeisenerzlager (Eisenoxydulkarbonat - Gel) hin, welche besonders in der Umgebung des Rundetales reichlich auftreten. M.E. weisen diese Lager, welche meist einen linsenförmigen Querschnitt aufweisen, die letzten Wasseransammlungen im damaligen Niederungsmoor an. Dass sich diese Wasseransammlungen eben im Gebiet der Runde am längsten behaupteten, ist ja selbstverständlich.

Weil die Ausfällung des Weiszeisenerzes unter Luftabschluss vor sich ging (bei Hinzutreten des Luftsauerstoffs oxydiert es recht schnell), ist die Annahme gerechtfertigt, dass diese Lager in überwachsenen Wasseransammlungen, sog. „Wasserkissen“ ausgefällt wurden.“

Auch in der Literatur werden solche überwachsenen Wasseransammlungen „Wasserkissen“ genannt. (z.B. Nr. 9, 68, 117f., 119). Infolge der zunehmenden Austrocknung verschwand das Wasser und gelangten die im Wasser anwesenden Mineralien zum Absatz. Das Weiszeisenerz setzte sich um und in Pflanzenteilen oder in deren Zwischenräumen ab.

Nun aber begann das Sphagnetumwachstum. Das ursprüngliche, infolge der Austrocknung etwas eingesunkene Rüllennbett wurde aufs neue vom Wasser, das seitlich von dem herannahenden Hochmoor (H_3) abrieselte, als Abfuhrinne benutzt. Das Uebergangsmoor (Waldmoor) konnte sich in der Nähe der Rülle während der Bildungszeit des Älteren Sphagnetumturfes handhaben, während sich im Rundebett noch gleichzeitig Niederungstorf bildete. Die grösste Schichtmächtigkeit des Niederungstorfes findet sich also unter dem Rundebett. Je näher sich die Moosmoore (H_3) näherten, umso schärfer wurde auch das Tal ausgeprägt. Nach dem Eintritt der Grenztorfperiode wurde das Wachstum dieser Moosmoore eingestellt. Während die Oberfläche des zentralen Teiles dieser Moosmoore von einer Heide- und Wollgrasvegetation überzogen wurde, entwickelte

sich am Randhang (in diesem Fall auch Rülenhang) eine Waldvegetation, welche schlieszlich auch die ausgetrocknete Rülle überdeckte. Diese Waldvegetation erzeugte den Waldtorf (*b*) (Waldtorf des Oberen Stubbenhorizontes). Nun aber folgte die feuchtere Periode, in der sich die Jüngere Sphagnetumtorfschicht (*H₂*) bildete. In gleicher Weise wie zur Bildungszeit des Älteren Sphagnetumtorfes, wurde auch jetzt wieder das alte Rundebett vom Wasser als Abflusznrinne benutzt. Das Rundebett selbst aber war seit dem Absatz des Niederungstorfes beträchtlich erhöht, besonders im Oberlauf. Der Rand des Jüngeren Sphagnetumtorfes weicht in nördlicher Richtung stets weiter von der Rülle zurück. Es ist selbstverständlich, dass auch die Mächtigkeit des Jüngeren Sphagnetumtorfes in der Richtung der Rülle allmählig abnimmt. Es bildete sich besonders unter Einfluss der Entwässerung ein Schwingrasen¹⁾, der aber später auch wieder durch dieselbe Ursache vernichtet wurde, verwitterte und durch das Moorbrennen völlig umgewandelt wurde. Heute stellt diese Verlandungstorschicht eine mulmige zum Mullwehen Anlass gebende Torfart dar. Im Rundebett selbst kamen 1928 noch kümmerliche Sphagnenpolster vor. Beiderseits der Runde zeugen die über der Oberfläche emporragenden Baumstümpfe von dem unter der Verwitterungsdecke vorhandenen Waldtorf.

f. Die Entwicklung des „Zwarte Meer“.²⁾

Das Gebiet, in dem sich dieser ehemalige Hochmoorsee³⁾ ausdehnte, wird auf der holländischen topographischen Karte (1: 25.000, Blätter 243 u. 260 von 1902) mit dem typischen Namen „Modo Urum Modo Sudum“ angedeutet. Auf diesen Karten sind die Uferänder des ehemaligen Sees noch recht deutlich zu erkennen. Gemessen von Uferrand zu Uferrand besaß der See die grösste Länge in SSW — NNO Richtung, die grösste Breite in W-O Richtung. Vor 1902 ergab sich als grösste Länge ungefähr 1315 m, als grösste Breite ung. 1250 m. Der in 1902 noch vorhandene See besaß als grösste Länge 525 m, als grösste Breite 375 m. Nach der Karte des Deutschen Reiches (1 : 100.000, Nr. 256, Blatt Lingen von 1898) war die Länge und Breite des eigentlichen Sees noch ung. 1000 und 800 m.

Nach diesen Karten zeigt der See also zwischen 1898—1902 eine sehr starke Oberflächenverkleinerung. Diese Verkleinerung hatte keine natürliche, sondern eine künstliche Ursache. Im Jahre 1893 nämlich wurde ung. 200 m nördlich an diesem See vorbei die „Echtensvaart“ (vaart = Kanal) bis an die holländisch-hannoversche Grenze durchgezogen. Das Wasser dieses Hochmoorsees wurde vor 1893 von zwei Rülenbächen abgeführt, nämlich von der Runde in nördlicher,

¹⁾ Eine Abbildung eines Schwingrasens z. B. in Nr. 9, Taf. 11.

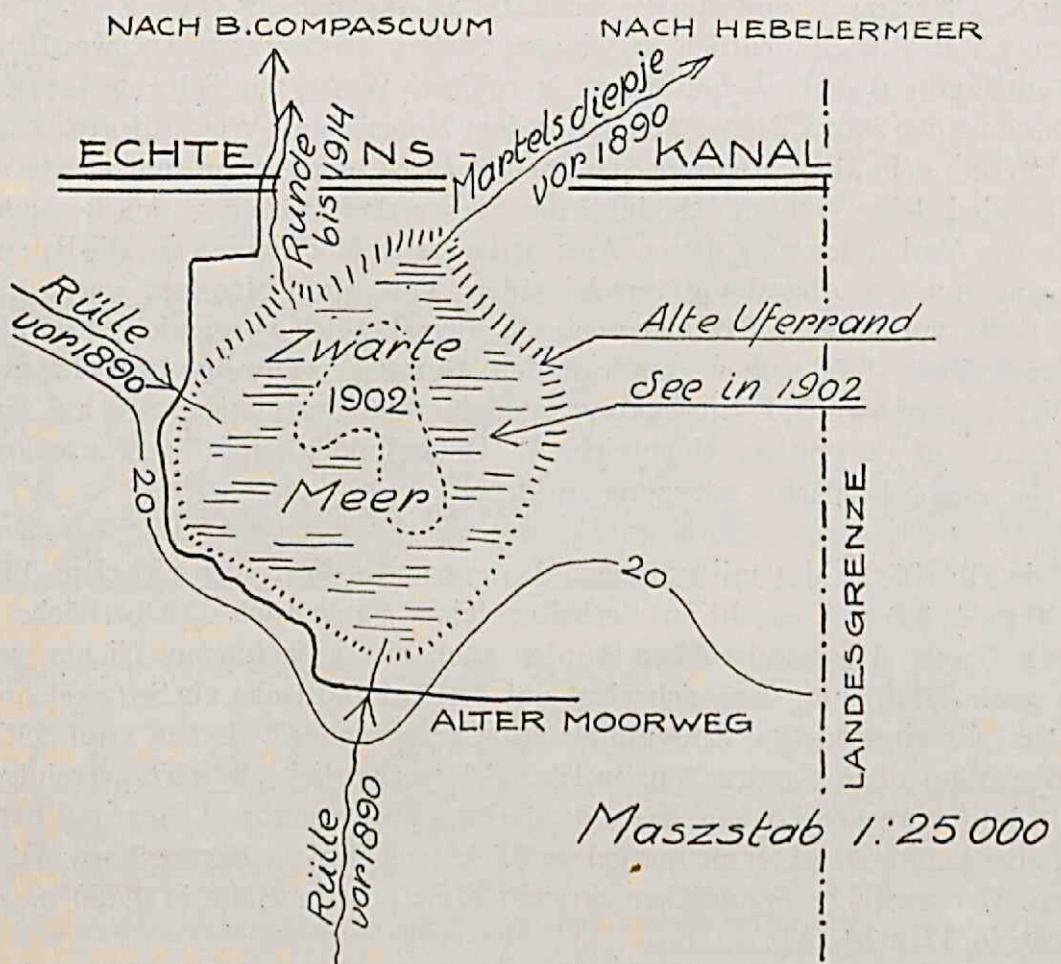
²⁾ Uebersetzt etwa: Schwarzer See, nach dem schwarz-braunen Moorwasser.

³⁾ Hochmoorteich-tümpel, Moorange, Blänke. (Abbildungen von Blänken in Nr. 9, Taf. X, XI.

Holländisch: hoogveenplas (plas = seichte Wasseransammlung), hoogveenmeer (meer = See), meerstral (Lokalname im Untersuchungsgebiet), veenpoel (poel; spr. pul = Tümpel, teilweise mit Torfschlamm ausgefüllt).

von „het Martelsdiepje“ in nordöstlicher Richtung.¹⁾ Von dem zuletzt genannten Bach ist heute im Felde nichts mehr wahrzunehmen. 1890 aber bestand er noch und vermittelte, wie BORGMAN (Nr. 8, 149) mitteilt, die Verbindung zwischen Zwarter Meer und Hebelermeer. Der Hochmoorsee Hebelermeer stand seinerseits wieder mittels des Märsbachs oder Meerschloots in Verbindung mit der Ems, in die dieser Bach bei Haren ausmündete. Auf jeden Fall war dieser Märsbach wie SALFELD mitteilt (Nr. 20, 35), eine natürliche Hochmoorrülle, und es liegt nahe anzunehmen, dasz auch „het Martelsdiepje“ ursprünglich einen natürlichen Moorbach darstellte.

1893 wurden diese beiden Rüllen vom Echtenskanal durschnitten, sodasz sie ihrer Oberläufe beraubt wurden. Das Seewasser flosz nun in den Kanal ab.



SKIZZE VON „ZWARTE MEER“ UND UMGEBUNG

FIG. 7.

¹⁾ Nach BORGMAN Nr. 8, 149. Vielleicht stellte das Martelsdiepje die Verlängerung des Meerschloots oder Märsbachs dar; denn Salfeld (Nr. 20, 34) berichtet, dasz der Märsbach oder Meerschlot das Wasser vom Hebelermeer und dem Zwartem Meer in einem etwa 15 km langen Laufe der Ems zuführt.

Der See wurde durch eine, nur 200 m breite Torfmauer von diesem Kanal getrennt. Im Jahre 1898 konnte diese Torfmauer dem Druck des Seewassers nicht mehr widerstehen, und gab nach, sodasz der See ausbrach. Dieser Moor ausbruch hatte somit keine natürliche Ursache. (Wie bekannt, können solche Moorausbrüche auch stattfinden, wenn das Höhenwachstum eines Hochmoores seine Grenze erreicht hat.)

Ausser diesen Abfuhr rüllen besasz nach BORGMAN (Nr. 8, 149) dieser See noch zwei Zufuhr rüllen; die eine soll aus dem NW, die andere aus dem S. Wasser zugeführt haben. 1890 waren nur noch die Talbetten wahrzunehmen; 1928 aber war keine Spur dieser Rüllen mehr vorhanden.¹⁾

Unter Einfluss der vorherrschenden SW Winde wurde infolge Wellenschlags das nördliche Ufer steiler, und stärker zerklüftet als das südliche. Diese Zerklüftung konnte ich 1928 noch deutlich an einigen Stellen beobachten. Am westlichen Ufer entstand auf dem verhältnismäzig ruhigen Wasser ein Schwingrasen von durchschnittlich 300 m Breite, der später dem Moorvieh als Wiese diente.

Entlang dem alten Moorweg, der nach Barger-Compascuum führte, und der hier parallel dem West- und Südufer des Sees verlief, siedelten sich besonders wegen des Vorhandenseins dieser Wiesen, die ersten Moorbauern an. Die Bauernhöfe sind mit der Abgrabung verschwunden. Vom alten Moorweg waren aber noch Reste vorhanden. 1912 war noch ein kleiner Teich vorhanden; 1915 aber war auch dieser Teich schon verschwunden. Nunmehr zeigt eine im Felde noch deutlich wahrzunehmende Einsenkung das Gebiet des einstmaligen Sees an. Auch durch die auf der Skizze eingezeichnete Höhenlinie kommt diese Einsenkung der Hochmooroberfläche gut zum Ausdruck.

Die Oberfläche des mineralischen Untergrundes liegt hier zwischen 14.65 und 16 m + AP und besteht aus denselben feinen Sanden wie die Oberfläche im übrigen Gebiet. Die Sandstubben wurden auch hier aufgefunden. Nichts weist denn auch darauf hin, dasz sich einst auf der Talsandfläche ein See ausdehnte.

Nur die rinnenartige Einsenkung des Untergrundes zwischen zwei SSO—NNW verlaufenden Sandrücken, welche sich vermutlich südwärts vereinigen, würde dafür sprechen können, dasz hier die Runde einmal ihren Ursprung hatte. M.E. aber konnte diese Rinne nur gelegentlich nach starken Regengüssen Wasser führen. Der westliche Sandrücken erreicht seine grösste Höhe in 17.50 m, der östliche in 17 m + AP.

Auch hier entwickelte sich das Moor im Anfang in derselben Weise wie im übrigen Gebiet, denn auf dem Unteren Uebergangstorf (Trockentorf) liegt auch hier der Schilf- Seggen- (Birken)torf, dessen obere 2—5 cm öfters Dopplerit enthalten. Dieser Hochmoorsee ging also nicht aus einem in der Talsandfläche vorhandenen See hervor.

¹⁾ Auf der „Kaart van de Provinciën Groningen en Drenthe, vervaardigd naar de Topografische en Militaire Kaart van het Ministerie van Oorlog en naar Schetsen der Gemeenten van P. H. WITKAMP, uitgave van HENRI BOGAERTS en J. SMULDERS & Co, 's-Hage, 1866“, sind auch die nordwestliche und südliche Zufuhr rüllen eingezeichnet; das „Martelsdiepje“ aber nicht, wohl aber der Märsbach, abwärts dem Hebelermeer nach der Ems zu.

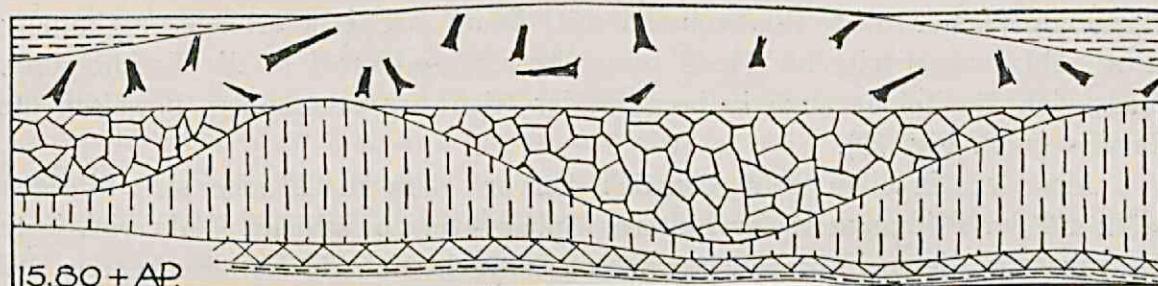
Durch Kombination mehrerer von mir beobachteter Profile, welche ich später im Felde noch auf Ihre Allgemeingültigkeit kontrollierte, ergaben sich die folgenden Längenprofile. Fig. 8, 9, 10.

Ein einheitlicher Hochmoorsee war während der Bildungszeit der Älteren Sphagnetumtorfschicht noch keineswegs vorhanden. Der Boden dieser Hochmoorteiche, sogar des tiefsten, bestand stets aus dem Älteren Sphagnetumtorf.

Nachdem die Einsenkung im Untergrunde mit Schilftorf ausgefüllt worden war, sank diese Ausfüllungsschicht infolge Austrocknung ein, sodass die Ober-

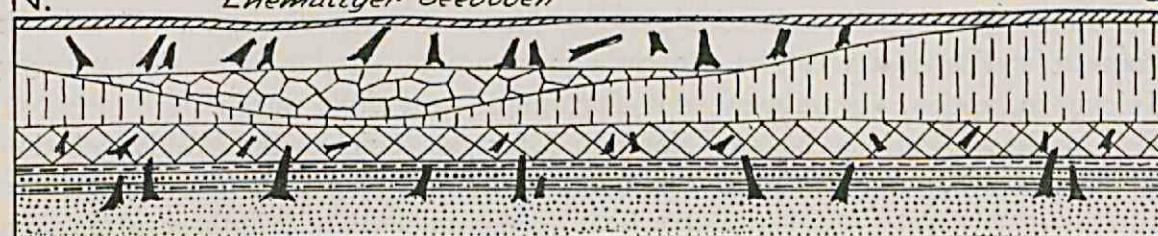
BARGER-OOSTERVEEN Profil: 37.

FIG. 8.



BARGER-OOSTERVEEN Profil: 39.
N. Ehemaliger Seeboden

FIG. 9.
S.



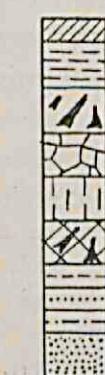
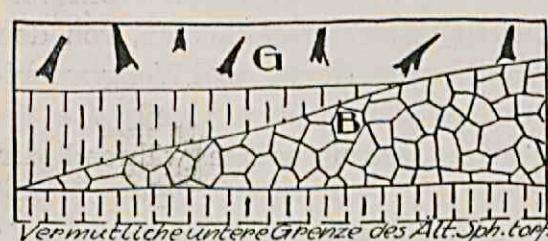
BARGER-OOSTERVEEN Profil 40

PROFILE

FIG:10

DES
„ZWARTE MEER“-
GEBIETES

LÄNGENMASZSTAB 1 cm. = 10 m.
HÖHENMASZSTAB 1 mm. = 0.10 m.



- Verlandungstorfschicht
- Jüngerer Sphagnetumtorf
- Waldtorf
- Muddetorf der ehemaligen Hochmoorteiche
- Älterer Sphagnetumtorf
- Mittlerer Übergangstorf (Schilf-Seggen-Birkentorf)
- Unterer Übergangstorf
- Bleischsand
- Ortstein
- Talsande

fläche ungefähr die Oberflächenformen des Untergrundes erhielt. Auf der damaligen Schilftorfoberfläche bildeten sich, infolge der zunehmenden Bodenvernässung Mooshügel. Gleichzeitig aber vermoorten auch die Sandrücken stets mehr und mehr. Das überflüssige Wasser floss an den Abhängen in die Niederung hinab und versumpfte hier die Oberfläche dauernd. Die niedrigsten Teile zwischen den Mooshügeln füllten sich mit Wasser an, sodass zwischen den Mooshügeln Hochmoorteiche entstanden. Wo dies der Fall war, konnten sich die Mooshügel infolge des Wassers nicht mehr horizontal ausbreiten. Das horizontale Wachstum wurde eingestellt, das vertikale aber nicht. In dem Maße als sich die Torfhügel erhöhten, stieg auch der Wasserspiegel der Teiche. Das an den Torfhügeln hinab fließende Wasser brachte Pflanzenreste mit, die im Teiche zur Ablagerung kamen; diese Ablagerung tritt im Profil nunmehr als Muddetorf in die Erscheinung. Dass sich die Teiche auch in horizontaler Richtung verschoben, beweisen die Profile (z. B. Fig. 10).

Aus den Profilen geht deutlich hervor, dass die Teiche sich bildeten während der Bildungszeit der Älteren Sphagnetumtorfschicht.¹⁾ Als wichtigste Ursache für die horizontale Verschiebung betrachte ich die vorherrschenden SW Winde. Manche Teiche blieben während des Zeitraums der Bildung des Älteren Sphagnetumtorfs bestehen, andere wurden aber auch wieder im ganzen von dieser Sphagnetumtorfschicht überlagert.

Beim Eintreten der Trockenperiode, die im Grenzhorizont zum Ausdruck kommt, stellte dieses Gebiet ein Sphagnetummoor dar, in dem sich manche Teiche vordrangen, die teilweise mit Torfmudde ausgefüllt waren.

In dieser Periode begann sich am Ufer der Teiche eine Waldvegetation zu entwickeln, in der wiederum besonders Birke und Kiefer als führende Bäume auftraten. Die Teiche selbst verlandeten, sodass sich diese Waldvegetation vom Rande her über die ehemaligen Teiche ausbreitete; denn diese trockneten allmählig aus, und der Boden verwitterte und sank ein.

Aus den Resten dieser Vegetation bildete sich die nunmehr im Profil vorhandene Waldtorfschicht. Gleichzeitig entwickelte sich nach auszen, von den Rändern dieser Teiche aus, auf den Mooshügeln eine Heide- und Wollgrastorfschicht.

Aus den obigen Ausführungen geht hervor, dass unser See während der Grenzhorizontperiode nicht mehr bestand.

In dem nun folgenden Zeitalter der Bildung des Jüngeren Sphagnetumtorfs wurde dieses tiefer liegende Gebiet überschwemmt und bildete sich der Hochmoorsee. Der schnellen Entwässerung zufolge wurde nur eine geringmächtige Verlandungstorfschicht erzeugt. Diese Schicht besteht aus einem mulmigen, mit Gräserresten durchsetzten Torf.

¹⁾ GRISSEBACH schreibt: „Die sogenannten Meere des Bourtanger Moores sind Seen von trichterförmiger, in die unterliegende Geest hinabreichender Grundfläche die keine Vegetation enthalten und niemals von Torf ausgefüllt werden“ (mitgeteilt in Nr. 20, 37). SALFELD aber bemerkte mit Recht dazu: „Das jetzt ausgetrocknete Hebelermeer und das schwarze Meer am oberen Ende von Papenburg enthalten jedoch nach meinen Beobachtungen ziemlich mächtige Lagen von schwarzem Torf“ (*Älterer Sphagnetumtorf*).

Darüber liegt an einigen Stellen eine 2 cm mächtige Sphagnetumtorfschicht, ein Beweis, dasz später noch einmal für Sphagnumwuchs günstige Bedingungen auftraten.

In der gleichen Weise mögen auch die auf deutscher Seite liegenden gröszeren Seen, die sog. Meere und Kölke, entstanden sein, wie das Hebelermeer zwischen Georgsdorf und Adorf „die drei Kölke“, östlich von diesen „die Sieben Kölke“, bei Heseper Twist „das schwarze Wasser“, u.s.w.

Die Mitteilung auf S. 37, Nr. 20, dasz in einem dieser Kölke bei 25 m Tiefe wohl Moor, aber noch kein Sanduntergrund angetroffen wurde, halte ich für unrichtig.

Grisebach der die Seen in ihrer Urform angetroffen hat, schreibt darüber (Nr. 20, 37, 38): „sie sind bis an den Rand voll Wasser und liegen auf der höchsten Wölbung des Moores. Ihre Ufer sind vermöge des seitlich eindringenden Wassers so durchweicht, dasz man sich nur bis auf einen gewissen Abstand nähern kann, ohne in den Schlamm einzusinken. Allein weiter dringt ihr Wasser auch seitwärts nicht ein, und es findet daher durchaus kein Abfluss durch die Torfschichten nach auszen statt. Ebenso verliert aber auch der Uferschlamm niemals so vollständig seine Kohäsion, dass die Meere dadurch von den Seiten zusammengedrängt und verkleinert würden, gleichsam als wären Torfschlamm und Wasser zwei unmischbare Flüssigkeiten. Auch wächst der Torf nicht in die Meere hinein, weil sie keine Wasserpflanzen in sich aufkommen lassen. Mit anderen Wassermassen, von denen sie seitwärts nur durch Torfschichten getrennt sind, gleichen sie ihr Niveau nicht aus.“

VI. HEBUNGEN UND SENKUNGEN IN BEZIEHUNG ZU DEN MOORABLAGERUNGEN.

Im allgemeinen sind Hebungen und Senkungen in Moorgebieten nur schwer und selten festzustellen.

Die Tatsache aber, dasz das von mir untersuchte Gebiet in nur \pm 60 km Entfernung von der heutigen Nordsee- (Dollart)küste liegt, rechtfertigt schon an sich die Vermutung, dasz auch dieses Gebiet von der allgemeinen, seit dem Beginn der Alluvialzeit stattgehabten Bodensenkung, die an der Nordseeküste nachgewiesen worden ist, betroffen wurde.

Nach den Ergebnissen zahlreicher Forschungen beträgt die Senkung während der Alluvialzeit an der deutschen Nordseeküste rund 20 m.

SCHUCHT (mitgeteilt in Nr. 32, 34) z.B. berechnet den Senkungsbetrag auf \pm 20 m. Auch WILDVANG (Nr. 32, 33) hat auf Grund einer gröszeren Anzahl von Tiefbohrungen die Ueberzeugung gewinnen können, dasz der Senkungsbetrag des diluvialen Untergrundes in Ost-Friesland vom Rande der Geest bis zur Küste, also in der Richtung Ost-West, stetig zunimmt.

Die gewaltigen Eichenstämme¹⁾ welche sich in 20 m Tiefe vor dem heutigen

²⁾ WILDVANG (Nr. 33, 118) spricht von gewaltigen Baumbeständen welche sich damals auf dem diluvialen Grunde entfalteten.

Mündungsgebiet der Nordseeflüsse auffinden lieszen (Nr. 29, 184) und im Diluvium stehen, beweisen, dasz diese Bäume sich damals ungehindert entfalten konnten, dasz sich dort ein Festland ausdehnte, welches die damalige Küste der Nordsee bis über Borkum hinaus zurückdrängte.

Nach TIETZE (Nr. 29, 166) begann die Erosion der Ems wahrscheinlich schon zur Zeit der Aucylus-Periode (Birken-Kiefern-Zeit), welche eingeleitet wurde durch Senkungen im Mündungsgebiet der Flüsse, da offenbar durch solche ihr Lauf abgekürzt und dadurch beschleunigt worden ist, und bemerkt auch noch dazu, dasz dem Anschein nach sich diese Senkung weit ins Innere des Kontinents hinein „fühlbar“ gemacht hat.

Dafür würden die Torfvorkommen im Alluvialgebiet der heutigen Ems sprechen; z.B. bei Lingen, 80 km vom Meere entfernt, wurden Torflager festgestellt, welche nur noch 3—4 m über dem Meeresspiegel liegen; bei Quakenbrück kam ein Torflager vor in 9 m unter Normalnull (Nr. 29, 184). „Ferner spricht sich die nachträgliche Senkung, die der Talboden erfahren hat, vielleicht auch darin aus, dasz in den ost-westlich verlaufenden Tälern der Talboden eine deutliche Neigung nach Norden zeigt. So fällt im alten Hasetal der Boden vom Nordabhang des Baccumer Höhenzuges (oberer Uferrand des rezenten Tales) um etwa 12 m in nördlicher Richtung. Es hat den Anschein, als ob der Fluss gegen den Nordrand des Tales gedrängt sei. Aehnlich liegt der Fall bei dem nächst südlichen Quertal, durch das der Nordhang des Schafberges entwässert wird. Es ist nicht unwahrscheinlich, dasz auch hier eine schwache, auf tektonische Bewegungen zurückzuführende Neigung der Erdrinde nach Norden die eigentliche Ursache der Erscheinung gewesen ist“ (Nr. 29, 167).

Diese Senkung aber ist keineswegs eine ständige, ununterbrochene gewesen.

Im Reiderland setzt sich, wie Wildvang mitteilt (Nr. 33, 119), der Boden aus vier übereinanderliegenden Schichten zusammen:

„Zuunterst lagert eine ziemliche starke, von eingewurzelten Baumstümpfen durchsetzte Moorschicht, die wir als ein Erzeugnis der Vegetation und zwar als eine Festlandsbildung anzusehen haben.“

Darauf folgt eine teils von humosen Bestandteilen mehr oder weniger stark durchsetzte, teils reine Tonschicht, die nur im Wasser abgelagert worden sein kann.

Ueber dieser liegt ein durchweg aus den Ueberresten des gemeinen Schilfrohrs aufgebautes Moor und endlich oben wieder eine reine Tonschicht. Die Uebergänge von der einen Schicht zur anderen vollziehen sich allmählig.“

Er kommt hinsichtlich des Reiderlandes darum zu der folgenden Verteilung des Alluviums: (Nr. 33, 120)

1. die erste oder die ältere Festlandsperiode,
2. die erste oder die ältere Ueberflutungsperiode,
3. die zweite oder die jüngere Festlandsperiode,
4. die zweite oder die jüngere Ueberflutungsperiode.

Wie bereits erwähnt wurde, sind die das Moor unterlagernden Sande dem Winde ausgesetzt gewesen. Aus meinen Untersuchungen ging hervor, dasz neben Auswehungsmulden auch Flugsandanhäufungen vorkamen, welche Dünencharakter aufwiesen.

Bevor die Hochmoorbildung einsetzte, wurden diese dünenartigen Gebilde wieder abgeflacht und von einer Vegetation festgelegt.

Auch LORIÉ (Nr. 17, 69) gelangte auf Grund seiner geologischen Wahrnehmungen im Bourtanger Hochmoor zu der Ansicht, „que la plus grande partie des sables fins, qui s' élèvent au-dessus de la surface de ces tourbières, ne sont que des dunes très anciennes, qui ont été plus ou moins nivélées.“

Auch in anderen benachbarten Gebieten wurden solche alten Flugsandanhäufungen festgestellt. SCHUCHT (Nr. 22, 208, 209, 210, 214) z.B. erwähnt, dasz in der Hunte - Leda - Niederung, zwischen Ems und Weser, Flugsandanhäufungen unter dem Moore vorkommen, dasz die Talsandflächen an vielen Stellen infolge von Auswehungen, Erosion, Anhäufungen von Flugsanden mehr oder weniger grosse Höhenunterschiede aufweisen, welche sich auch in gleicher Weise bei solchen glazialen Tälern finden, die nicht von Mooren bedeckt sind. Er kommt zur Schlussfolgerung, dasz der Beginn der Postglazialzeit u.a. gekennzeichnet wurde durch Flugsandanhäufungen.

LORIÉ (Nr. 17, 75 u. 99) nimmt an, dasz diese Flugsande vermutlich in einer trockneren Periode entstanden. „Peut-être ont-ils pris naissance dans une période de sécheresse, précédant la formation de la haute tourbière. Nous ne voyons d'autre alternative pour les expliquer que de supposer une période de sécheresse après la fonte de la glace quaternaire, pendant laquelle les tempêtes ont fait subir à la surface de ces déserts de sable des modifications sensibles.“ „En tout cas, ils sont plus anciens que la haute tourbière.“

Jedenfalls musz sich nach der Ablagerung dieser Sande der Grundwasserspiegel bedeutend gesenkt haben, sonst wären diese Flugsandanhäufungen nicht entstanden. Diese Senkung des Grundwasserspiegels kann sowohl durch eine negative Bodenbewegung als durch ein trockneres Klima verursacht worden sein, während es weiterhin möglich bleibt, dasz eine Hebung statt fand in einer niederschlagsärmeren Periode, sodasz die Senkung unter Einfluss beider Ursachen erfolgte.

Es leuchtet ein, dasz die Vorgänge im Reiderland in irgend welcher Weise in Einklang zu bringen sein müssen mit denen im Untersuchungsgebiet (Fig. 11).

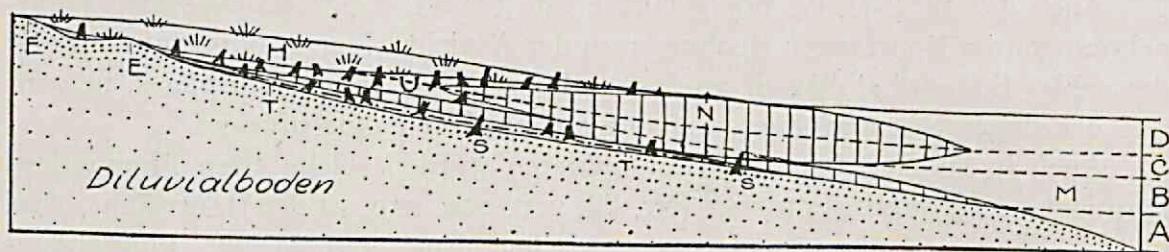
Während im Alluvium im Reiderland durch die positiven und negativen Bodenbewegungen Meer und Festland mit einander abwechselten, blieb das Untersuchungsgebiet stets Festland, denn nach Süden steigt der Diluvialboden stets an, sodasz der südliche Teil niemals vom Meere überflutet wurde.

Die Wildvangsche Vierteilung für das Alluvium des Reiderlandes lässt sich also für unseres Gebiet nicht direkt verwenden.

Doch musz das Hinterland durch die abwechselnden Transgressionen und Regressionen des Meeres merkbar beeinfluszt worden sein, denn bei einer Transgression musz sich der Grundwasserspiegel erhöht haben, während er sich bei einer Regression wieder senken muszte. Es ist leicht einzusehen, dasz bei der Transgression gröszere Gebiete des Hinterlandes versumpfen muszten, während diese bei der Regression wieder austrockneten, indem sich der Grundwasserspiegel senkte.

Nach der Ablagerung der diluvialen Sande begann im Reiderland infolge

DAS S O DRENTISCHE HOCHMOOR IN BEZIEHUNG
ZU DEN POSITIVEN UND NEGATIVEN BODENBEWEGUNGEN.



- A Erste Festlandsperiode
 - B Erste Überflutungsperiode
 - C Zweite Festlandsperiode
 - D Zweite Überflutungsperiode
 - E Sandanhäufungen
 - T Trockentorfbildungen (Unterer Stubbenhorizont)
 - S Sandstubben
 - U Übergangstorf (Mittlerer Stubbenhorizont)
 - N Niederungsmoor
 - M Marschablagerungen
 - H Hochmoor
- } Nach Wildvang

FIG. 11.

einer Hebung des Landes die erste Festlandsperiode. Im Untersuchungsgebiet wurden die Sande vom Winde umgelagert. Es bildeten sich hier Flugsandanhäufungen. In der Nähe der Küste bildeten sich in den Niederungen des diluvialen Sandes Niederungsmoore, während die höheren Teilen von einer Festlandvegetation überzogen wurden. Dann kam die Hebung zum Stillstand und eine allmäßliche Senkung machte sich bemerkbar.

Das Meer transgredierte im Reiderland über die Niederungsmoore hinweg. Gleichzeitig versumpfte das Hinterland stets mehr und mehr, sodass die Niederungsmoore stets weiter nach Süden vordrangen. Die Waldbestände und Trockentorfbildungen der niedere Teile des Hinterlandes wurden vom Niederungsmoor überdeckt. Auch im Untersuchungsgebiet wurde der nördliche Teil von dieser Niederungstorftransgression betroffen.

Während der ersten Ueberflutungsperiode des Reiderlandes wurde also im Untersuchungsgebiet die Niederungstorfsschicht gebildet. Die Trockentorfbildungen bildeten sich vermutlich in der Uebergangszeit zwischen der ersten Hebeungs- und ersten Senkungsperiode, oder im Anfang der ersten Ueberflutungsperiode.

Nach und nach aber kam auch diese Senkung zum Stillstand. Eine neue Regression des Meeres setzte infolge einer Hebung ein. Im Reiderland hatte die zweite Festlandsperiode begonnen.

Die Niederungsmoore im Küstengebiet rückten wieder in nördlicher Richtung vor und überdeckten dort die Tonablagerungen der ersten Ueberflutungsperiode.

Im Untersuchungsgebiet machte sich diese Hebung durch eine allgemeine Austrocknung bemerkbar. Das Wachstum des Niederungsmoores wurde eingestellt und nacheinander entwickelten sich das Bruchwaldmoor und Uebergangswaldmoor.

Dann kam auch diese Hebung zum Stillstand, und es erfolgte wiederum eine Senkung (die zweite Ueberflutungsperiode des Reiderlandes).

Die Niederungsmoore im Küstengebiet wurden aufs neue wieder von den Tonablagerungen überdeckt. Wegen des Ansteigens des Grundwasserspiegels versumpfte wiederum das Hinterland, sodasz die Niederungsmoore wieder in südlicher Richtung vorrückten.

Im Untersuchungsgebiet entwickelten sich gleichzeitig die Moosmoore. Fig. 11 stellt einen schematischen Schnitt dar vom Untersuchungsgebiet bis zur Küste.

VII. DIE ENTWICKLUNG DES SUEDOSTDRENTISCHEN HOCH-MOORS IM RAHMEN DER NACHEISZEITLICHEN KLIMAENTWICKLUNG.

Wie bekannt ist in neuester Zeit durch die pollenanalytische Forschung die postglaziale Chronologie auf eine festere Basis gestellt worden und zwar gerade durch das Studium der Moore. Es ist daher von Interesse zu sehen, ob und wie die Entwicklung des hier untersuchten südostdrentischen Hochmoors mit der Entwicklung des nacheiszeitlichen Klimas übereinstimmt.

Wie sich aus den Ergebnissen der pollenanalytischen Untersuchungen, wie sie uns u.a. von GAMS, NORDHAGEN und VON BüLOW mitgeteilt werden (Nr. 12, 139), herausgestellt hat, war im Diluvium (Glazial), während der grössten Ausbreitung des Inlandeises, der grösste Teil des Mitteleuropäischen Zwischeneisgebietes waldfrei (Nr. 12, 177).

Indem sich aber das Inlandeis stets mehr und mehr zurückzog, wurde auch das Klima für das Pflanzenwachstum stets günstiger.

Auf die Glazialzeit folgte nun das subarktische, kontinentale Präboreal (nach von BüLOW Spät-diluvial). (Nr. 9, 213).

Nach GAMS (Nr. 12, 177) steht so viel fest, dass auch nach dem Abschmelzen der letzt-eiszeitlichen Gletscher viele Jahrtausende hindurch ein wesentlich kontinentaleres Klima geherrscht hat, in dem Torfbildungen nicht entstehen konnten (jedenfalls gehören sie zu den grössten Seltenheiten!). Dagegen haben sich äolische Ablagerungen von sicher postglazialem Alter weit verbreiten können. Nach von BüLOW (Nr. 9, 209) würden die lichte Pflanzendecke und die Temperaturunterschiede die äolische Ablagerung begünstigt haben. Im Spät-Diluvial wanderte die Birke ein; gegen Ende des Präboreals wurden die Birkenwälder von den Föhrenwäldern abgelöst, welche den grössten Teil Europas bedeckten. Dann setzte die postglaziale Wärmezeit ein (Postglazial nach v. BüLOW), in der GAMS drei Abschnitte unterscheidet (Nr. 12, 179, 180 und Nr. 9, 211).

(Eingeklammert sind die Bezeichnungen von von BüLOW).

1°. Boreale Zeit (Früh- oder Alt-Postglazial) warm-trocken, etwa 6900—5500 v. Chr.

2°. Atlantische Zeit (Mittel-Postglazial) warm-feucht, etwa 5500—3000 v. Chr.

3°. Subboreale Zeit (Spät- oder Jung-Postglazial) warm-trocken, etwa 3000—900 (-500) v. Chr.

Während des Postglazials breiteten sich die wärmeliebenden Bäume rasch aus (Eiche). Auch die Buche hatte schon in atlantischer Zeit das ganze Norddeutsche Flachland bis zu ihrer heutigen Grenze erobert.

Gegen Ende des subborealen Zeitabschnittes setzt eine Zunahme der Feuchtigkeit und Abnahme der Temperatur ein. Die nun folgende feuchte und kühle Zeit wird als Subatlantische Zeit (nach von Bülow (Nr. 9, 213) als Alluvium) bezeichnet.

Wie GAMS (Nr. 12, 181) mitteilt, hat die Temperaturabnahme sicherlich schon in der Subborealen Zeit begonnen und ist ebenso wie das Feuchterwerden nicht auf einmal, sondern etappenweise erfolgt.

Von holländischen Autoren hat sich auf Grund von Mooruntersuchungen zuerst J. LORIÉ (Nr. 17, 99—102 und Nr. 3, 30) zur Frage der postglazialen Klimaänderungen geäussert.

Er beobachtete südöstlich Ter-Apel (etwas nördlich des von mir untersuchten Gebietes) Stubbenschichten in verschiedenen Höhenlagen des Hochmoores.¹⁾ Nach ihm bedeutet jede Stubbenschicht eine Trockenzeit. Auf Grund dieser Deutung zieht er den Schluss, dasz Aufbau und Genese der holländischen Moore mit denen der norwegischen und dänischen Moore übereinstimme. Die Blytsche Hypothese kann also nach ihm auch der Untersuchung unserer Moore zugrunde gelegt werden.

Jedoch war es erst J. VAN BAREN (Nr. 3), der sich in Holland zuerst eingehend mit der Frage des postglazialen Klimaänderungen beschäftigt hat. Zuerst wurde festgestellt, dasz die groszen niederländischen Hochmoore dieselbe Schichtenfolge zeigen wie die angrenzenden nordwestdeutschen Hochmoore. Seine Ergebnisse hinsichtlich der nacheiszeitlichen Klimaänderung und Florentwicklung decken sich denn auch zum grössten Teil mit denen, welche WEBER für Norddeutschland erhielt. Nach VAN BAREN (Nr. 5, 970, 971) waren jedoch Pflanzen der Dryasperiode in Holland nicht festgestellt. Er meint aber, dasz das Vorkommen dieser Flora nicht ausgeschlossen ist. In der Tat ist seitem durch Florschütz²⁾ im Blekkinkveen bij Winterswijk in 40 m + NAP die Dryasflora aufgefunden. Weiter glaubt VAN BAREN (Nr. 5, 973), dasz in Holland nicht eine Birkenperiode und eine Kiefernperiode zu unterscheiden sind, dasz diese beiden sog. Perioden vielmehr als eine einzige Birken-Kiefernperiode aufzufassen seien. STARING hatte nämlich die Ansicht vertreten, dasz die Kiefer die älteste Waldbildnerin sei, dasz ihr die Eiche, die Birke und schlieszlich die Erle folgte (Nr. 3, 31).

Nach VAN BAREN (Nr. 3, 30) hat es sich aber ergeben, „dasz die Birken-Kiefernperiode die älteste Waldperiode in den Niederlanden darstellt.“

¹⁾ „Nous avons ensuite observé au sud de Ter-Apel des troncs d'arbres enracinés, dans la tourbe même, mais à différents niveaux, ce qui nous a fait croire à l'interruption (répétée peut-être) de la croissance régulière de la tourbe par des périodes de sécheresse“.

²⁾ F. Florschütz. Eene vindplaats van de Dryasflora in Nederland Kon. Ak. v. Wet. Versl. gew. verg. Afd. Natuurk. XXXVI 117—119 (1927).

In der nun folgenden Eichenperiode, in der die Eiche mit der Erle die herrschenden Bäume wurden, bildete sich derjenige Teil des Hochmoores, welcher unterhalb des Grenztorfes liegt (Nr. 3, 30).

Dann folgte die Buchenperiode.

Wie sich aus meinen Untersuchungen ergab, wurden die das Hochmoor unterlagernden Sande vom Winde umgelagert. Auch LORIÉ (Nr. 17, 99) kam im Untersuchungsgebiet zu dem gleichen Ergebnis. SCHUCHT (Nr. 22, 214) glaubt ebenfalls, dasz im Urstromtal zwischen Unterweser und Unterems unter dem Moore Flugsandanhäufungen vorliegen. Er zieht denn auch den Schluss, dasz der Beginn der Postglazialzeit auch durch Flugsandanhäufungen gekennzeichnet wurde. Es ist also recht wahrscheinlich, dasz bevor die Hochmoorbildung einsetzte, ein Klima herrschte, in dem sich keine oder nur lichte Vegetation entwickeln konnte. Torfbildungen konnten damals noch nicht entstehen, wohl aber äolische Ablagerungen.

Das Klima war während des Abschmelzens des Inlandeises kalt und trocken. Es hat den Anschein als ob die licht stehende Vegetation und grosse Temperaturunterschiede die äolischen Ablagerungen begünstigten.

Diese Periode, in der die Sande vom Winde hin und her getrieben wurden und stellenweise zu Dünen angehäuft wurden, möchte ich ins Praeboreal verlegen. Diese Dünenbildungen wären demnach von Spät-Diluvialem Alter. Im Untersuchungsgebiet wurden aber noch keine Dryasablagerungen festgestellt. Nach STOLLER (Nr. 30, 13) reichen diese Dryasablagerungen nicht südwärts über den Gürtel der Hauptendmoränen der letzten Vergletscherung hinaus. Er meint, dasz in den südlicher gelegenen Teilen Nordwestdeutschlands damals eine Steppenperiode mit starker Dünenbildung herrschte, womit dann das Fehlen der Dryasflora erklärt sein soll. Fehlen im Untersuchungsgebiet tatsächlich die Dryasablagerungen, so wurden die Sande also auch noch während der Dryasperiode vom Winde umgelagert. Das Gebiet lag über dem Meeresspiegel. Der Grundwasserspiegel erreichte nirgends die Oberfläche.

Während der Dryasperiode herrschte, wie STOLLER (Nr. 30, 13) angibt, in Norddeutschland eine Juli-Temperatur von ca. 6° C, und zur Samenreife war eine Vegetationszeit von 4—5 Monaten mit einer Temperatur von mindestens 3° C nötig. Nach KRAUSE (Nr. 30, 8) war in Norddeutschland auch die früheste Postglazialzeit kühl und trocken.

Während der Dryasperiode herrschte somit kein arktisches Klima, wohl aber ein Klima, das dem arktischen ähnlich war. Allmählig besserte sich nun das Klima, indem es feuchter und etwas wärmer wurde.

Diedürren Sande wurden von einer Vegetationsdecke überzogen und festgelegt, während sie vom Regenwasser abgeflacht wurden.

Auch der Grundwasserspiegel stieg allmählig an. Auf den Sanden konnten sich nun auch Bäume ansiedeln.

In Skandinavien und in Dänemark nimmt man allgemein an, dasz der Dryasperiode zuerst die Birkenperiode und erst später die Kiefernperiode folgte. Für Holland stimmen die Ergebnisse von VAN BAREN darin mit denen von STÖLLER

für Norddeutschland überein, dasz der älteste Wald sich auch hier zusammensetzte aus Birke und Kiefer, ohne dasz sich eine Birkenzone von einer Kiefernzone unterscheiden liesz; nach VAN BAREN stellt, wie schon früher mitgeteilt wurde, die Birken- Kiefernperiode die älteste Waldperiode in den Niederlanden dar (Siehe auch Nr. 1, 23, (xxxv)).

Auch für Finland berichtet LINDBERG (Nr. 16, 192), dasz dort Birke und Kiefer gleichzeitig einwanderten.

Tatsächlich gehörten auch die meisten Sandstubben, welche ich auffand, den Kiefern und Birken an. Daneben aber wurzelten auch manchmal Eichenstubben im Mooruntergrunde.

Nun ergab es sich aber, dassz die Sandstubben der Kiefern fast ausnahmslos im Sande, die der Birken fast stets in der Trockentorfschicht wurzelten, die direkt über dem Sand liegt.

Die Kiefernstubben gehören somit stratigraphisch noch dem Sande an, während die Birke sich dem Anscheine nach erst nachträglich ansiedelte, nachdem sich die Trockentorfschicht gebildet hatte.

Aus diesem Grunde würde man denn auch von einer unteren Kiefernzone und einer oberen Birkenzone sprechen können. STARING vertrat in der Tat die Ansicht, dasz in Niederland die Kiefer der älteste Baum war, dasz ihr die Eiche, die Birke und schlieszlich die Erle folgte (auch mitgeteilt in Nr. 3, 31).

Berücksichtigt man also nur die stratigraphische Lage der Stubben, so kommt man tatsächlich zu einer solchen Aufeinanderfolge der Baumarten, denn ebensowie die Kiefer wurzelt auch die Eiche hier stets im Untergrunde. Die groszen Eichenstämme liegen meist sofort auf dem Mooruntergrunde.

M.E. aber braucht diese Aufeinanderfolge, welche VAN BAREN (Nr. 3, 31) für unrichtig hält, noch nicht mit der allgemein geltenden Auffassung, dasz zuerst die Birke, dann die Kiefer und später die Eiche einwanderte in Widerspruch zu stehen; wie sich nämlich herausgestellt hat, kommen die Eichenstubben am häufigsten, ja fast ausnahmslos, auf den höheren Teilen vor, nämlich am Ostabhang des Hondsrugs, also dort wo öfters der Geschiebelehm und -sand die Oberfläche des Mooruntergrundes bildet. Hier nur konnte die Eiche, welche höhere Ansprüche als Birke und Kiefer stellt, gut gedeihen, weil dieser lehmige Boden weit fruchtbarer und feuchter war als die dürren Sande weiter ostwärts im Tale, wo sich stets nur die Kiefernstubben vorfanden. Auch BORGMAN (Nr. 8, 88), der stets sehr gute Beobachtungen gemacht hat, erwähnt vom Hochmoor von Westerlee, das sich in einer Mulde gebildet hat, dasz an den Rändern auf den höchsten Teilen Eichen- und Kiefernstubben, in den niedrigen Teilen Birken- und Erlenstubben aufgefunden wurden.

Auch bei Nieuweroord (Nr. 8, 95) wurden Eichenstubben im Untergrunde festgestellt ebensowie im Untergrunde des Hochmoores von Fochteloo.¹⁾

Auch im letztgenannten Hochmoor bestand der Untergrund aus Geschiebesand und -lehm. Auf dem später stark anmoorig werdenden Boden fanden schlieszlich auch Birke und Erle gute Standorte.

¹⁾ Nieuwe Rotterdamsche Courant. Wetenschappelijke Berichten 17 October 1890.

Etwas befremdlich mag anfänglich doch die Tatsache erscheinen, dasz sich schon neben den Kiefern und Birken auch die Eichen vorfinden, weil für diesen Baum eine höhere Temperatur erforderlich ist als für die Birke und Kiefer.

Wie ich schon erwähnte, kommen die Eichenstubben besonders am Ostabhang des Hondsrugs vor, also in der Randzone des heutigen Hochmoores, was auch dadurch zu erklären ist, dasz das Randgebiet erst nachträglich von dem sich zentrifugal ausbreitenden Hochmoor transgrediert wurde, worauf auch die Tatsache hinweist, dasz die Auszmasze der Sandstubben dem Rande zu stets gröszer werden, eine Folge davon, dasz diesen Bäumen in der Randzone eine längere Wachstumszeit zur Verfügung stand als denen im inneren Teil. Noch während der Niederungstorftransgression konnten sich dort Bäume ansiedeln.

Im Randgebiet des Niederungsmaars siedelten sich damals z.B. noch Kiefer, Birke und Eiche an. Die Eiche scheint somit im Untersuchungsgebiet wohl später als die Kiefer und Birke, aber doch recht frühzeitig eingewandert zu sein, weil die Eichenstämme und -stubben fast stets noch von einem, sei es auch geringmächtigen Uebergangstorf, der meistens einen Birken- oder Seggen-Birgentorf darstellte, überdeckt worden sind. Auffällig aber ist, dasz wenn sie an der Basis des Aelteren Sphagnetumtorfes angetroffen wurden, der Untergrund aus Geschiebelehm und -sand bestand. An anderen Stellen im inneren Teil des Hochmoores, wo der Aeltere Sphagnetumturf direkt den Sand, welcher also auch damals noch die Oberfläche bildete, überlagerte, fand ich niemals eine Eichenstube.

Der trockene, dürre Sandboden bot der Eiche dort keine günstigen Lebensbedingungen, wohl aber der Kiefer. M.E. wanderte denn auch die Eiche schon während der Transgression des Niederungstorfes ein, wobei sie die fruchtbarsten Teile bevorzugte.

Wie VAN BAREN (Nr. 3, 27) berichtet, hat auch die mikroskopische Untersuchung von Torfmudden aus der Gegend von Havelte ergeben, dasz lange vor der Eiche, Birke und Kiefer die alleinherrschenden Waldbäume waren.

Jedenfalls waren die Birken und Kiefern die ersten Bäume, welche im Untersuchungsgebiet auftraten. Diese Periode möchte ich denn auch mit STOLLER und VAN BAREN als Birken- Kiefernperiode bezeichnen.

Nach STOLLER (Nr. 30, 13, 14) war in Norddeutschland für den Beginn der Birken- Kiefernperiode eine mittlere Temperatur von mindestens 8° C in den Monaten Mai bis September erforderlich, während ein feuchtes, anfangs kühles Klima herrschte.

Für das Untersuchungsgebiet glaube ich, dasz die obere Temperaturgrenze etwas höher angesetzt werden musz, schon weil die Eiche so frühzeitig auftritt. Auch VAN BAREN (Nr. 3, 30) vertritt die Ansicht, dasz das Klima während dieser Periode wärmer und feuchter war, als man gewöhnlich annimmt.

Auch LINDBERG (Nr. 16, 192, 193) berichtet für Finland, dasz gegen Schlussz der Kiefern-Birkenzeit die klimatischen Verhältnisse offenbar besonders günstige waren.

Alles weist weiter darauf hin, dasz diese Periode eine verhältnismäzig kurze Dauer hatte, besonders wenn man auch die Durchmesser der Baumstämme berücksichtigt, welche nur selten mehr als 50 cm betragen.

Die Tatsache, dasz die Birkenstubben in höherer Lage auftreten als die der Kiefern, würde höchstens noch auf einem Kälterückfall hinweisen können, wie er z.B. für den Beginn der Birken- Kiefernperiode in Dänemark durch Hartz nachgewiesen worden ist. In Norddeutschland aber würden sich nach STOLLER (Nr. 30, 14) dafür keine Anhaltspunkte ergeben.

Während dieser Birken- Kiefernperiode hob sich der Grundwasserspiegel, sodasz das Untersuchungsgebiet stets mehr und mehr versumpfte. Die Bäume kränkelten und wurden zum Absterben gebracht.

Im Untersuchungsgebiet zeigten die Sandstubben manchmal Spuren des Brennens, woraus hervorgeht, dasz auch Waldbrände vorkamen.

TANFILJEF (Nr. 27, 174) hat in Russland beobachtet, dasz Waldbrände Versumpfungen zufolge haben können, auch wenn das sich hebende Grundwasser die Oberfläche nicht erreicht. Dasz Waldbrände aber zu einer solch starken Versumpfung führen konnte, wie im Untersuchungsgebiete, halte ich für ausgeschlossen, erstens weil kein geschlossener dichter Wald vorhanden war, zweitens weil, wie aus meinen Beobachtungen hervorgeht, die Brände stets lokal begrenzt waren.

Dasz der damalige Birken-Kiefernwald selber die Versumpfung herbei geführt haben würde, ist m.E. recht unwahrscheinlich.

Im Untersuchungsgebiet gingen die Bäume hauptsächlich durch den sich hebenden Grundwasserspiegel zu Grunde.

Wie in Schweden allgemein angenommen wird, folgten die Birken und Kiefern unmittelbar dem zurückweichenden Eisrand.

Geologisch wird diese Periode von VON BüLOW (Nr. 9, 213) als Spät-diluvial bezeichnet (Praeboreal).

Während der Transgression des Niederungstorfes konnte sich die Birke und seltener auch die Föhre noch stellenweise auf dem Sumpfmoor ansiedeln, was durch die Funde der Stübbchen dieser Bäume in verschiedener Höhenlage im Niederungstorf bewiesen wird.

Nicht aber die Eiche. Dieser Baum trat nur noch im Randgebiet des damaligen Niederungsmoores auf. Die frühzeitige Einwanderung der Eiche, welche eine beträchtliche Sommerwärme fordert und heute das Wachstumsoptimum in südlicheren Gegenden hat, belehrt uns schon, dasz gegen Ende der Birken-Kiefernzeit die klimatischen Verhältnisse für die wärmefordernden Bäume sehr günstige waren.

Für den Beginn der Eichenperiode nimmt STOLLER (Nr. 30, 13, 14) denn auch für Norddeutschland in den Monaten Mai bis September (Vegetationszeit) eine mittlere Temperatur von 12°—13° C an, welche Temperatur gegen Ende der Eichenperiode bis 17° C anstieg. Für Schweden berichtet GUNNAR ANDERSSON ebenfalls, dasz „At the end of the late-Glacial period the warmth increased of a long stretch, so that the temperature of Scandinavia became not only as favourable as now, but even considerably warmer“ (Nr. 2, 281, 282).

Auch VAN BAREN (Nr. 1, 24, (xxxvi) berichtet, dasz hier das Klima nach der Birken-Kiefernzeit wärmer wurde.

Mit der Einwanderung der Eiche beginnt somit recht wahrscheinlich auch in unserm Gebiet die postglaziale Wärmezeit. Der Beginn dieser Zeit, das Boreal, kennzeichnete sich durch ein trocknes, warmes (kontinentales) Klima. Während dieser Zeit kam die Niederungstorftransgression, infolge eines Herabsinkens des Grundwasserstandes, zum Stillstand. Das Niederungsmaar trocknete aus. Statt des Niederungstorfes bildete sich nunmehr der Bruchwald- und Uebergangswaldturf. WEBER glaubt das Zustandekommen dieser Torfschicht auch ohne Klimaänderung dadurch erklären zu können, dasz er sie als eine Schicht in der natürlichen Sukzession der Hochmoorbildungen betrachtet.

Seit dem Milderwerden des Klimas nach der letzten Eiszeit bis zur Bildung des Älteren Sphagnetumtorfes lassen sich nach WEBER keine Andeutungen eines Klimawechsels erkennen (Nr. 30, 11).

Für die Tatsache aber, dasz die Niederungstorftransgression zum Stillstand kam, musz eine allgemeine Ursache vorhanden gewesen sein. M.E. kann als Ursache dafür das Herabsinken des Grundwasserstandes verantwortlich gemacht werden. Darauf weisen auch die zahlreichen Sideritlager, die Doppleritvorkommen und Trockenspalten hin. Ich glaube annehmen zu können, dasz in unserem Gebiet auf die Versumpfungsperiode eine Austrocknungsperiode folgte. Diese Austrocknungsperiode deckt sich somit mit dem Boreal. Die Stubben dieses Mittleren Stubbenhorizontes lieszen sich fast ausschlieszlich als Föhren- und Birkenstubben erkennen. Eine Eichestubbe wurde nie verzeichnet.

SERNANDER (Nr. 25, 219) hält es für wahrscheinlich, dasz schon in Borealer Zeit die edlen Laubbäume ihre heutigen nördlichen Grenzen erreicht hatten. Geologisch wird diese Zeit nach von Bülow (Nr. 9, 213) als Früh- oder Altpostglazial bezeichnet.

Allgemein ist man zum Ergebnis gelangt, dasz in der nun folgenden Periode, in der Atlantischen Zeit, das Klima sich charakterisierte durch eine gleichmäszige Feuchtigkeit, welche die Bildung des Sphagnetumtorfes stark begünstigte. Nach BLYTT-SERNANDER würde während des Atlantikums sogar ein maritimes, also feucht warmes Klima geherrscht haben (Nr. 13, Vergleichstabelle u.s.w. neben S. 308).

Infolge stärkeren Niederschlages wird sich auch dadurch der Grundwasserspiegel wieder beträchtlich gehoben haben. Wie in den westdeutschen Hochmooren lässt sich auch in unserem Gebiet ein älterer stark zersetzer und ein jüngerer wenig zersetzer Sphagnetumturf unterscheiden. Die Ältere Sphagnetumtorschicht wurde überall festgestellt. Sie überlagert entweder die Trocken-torfbildungen an der Basis des Hochmoores oder bedeckt unmittelbar die Torfbildungen des Mittleren Stubbenhorizontes. Die zugespitzten Stämme der Kiefern, welche bis weit in den Älteren Sphagnetumturf hineinreichen, beweisen, dasz die Sphagnen diese Bäume zum Absterben brachten. Der Ältere Sphagnetumturf entstand in der Atlantischen Zeit, welche von Bülow (Nr. 9—213) geologisch als Mittel-Postglazial bezeichnet. Archaeologisch dauerte diese Zeit von ungefähr 5500 bis 3000 v. Chr.

Auf die Atlantische Zeit folgte dann die Subboreale Zeit. Zwischen dem Älteren und dem Jüngeren Sphagnetumturf besteht stets eine scharfe Grenze.

Diese Grenze samt einem Teil des Liegenden wurde zuerst von WEBER als Grenzhorizont bezeichnet.

Dieser Grenzhorizont kennzeichnet sich durch Torfarten, welche eine weit geringere klimatische Feuchtigkeit voraussetzen als der Sphagnetumturf. In unserm Gebiet sind es besonders Heide-, Wollgras- und Waldturf, welche im Grenzhorizonte auftreten.

Nach WEBER entstanden denn auch diese Torfarten in einer trocknen Periode. WEBER und STOLLER (Nr. 1, 21, (xxxiii)) betonen beide, dasz der Grenzhorizont in den Norddeutschen Mooren sehr augenfällig ist.

Auch WAHNSCHAFFE (Nr. 30, 21) meint zwischen der Bildung des Älteren und des Jüngeren Sphagnetumtorfes eine Trockenperiode annehmen zu müssen, in der der Grenzturf entstand, und auch in unserm Gebiet besteht zwischen den beiden Sphagnetumtorfschichten stets eine scharfe Grenze.

Im Randteil des Hochmoores stellt der Grenzhorizont manchmal eine beiderseits scharf abgesetzte Heide- oder Wollgrastorfschicht dar; im inneren Teil dagegen ist wohl stets die obere Grenze scharf ausgeprägt, nicht aber die untere. Vielmehr wurde hier die Sphagnetumvegetation erst allmählig von der Wollgras- und Heidevegetation verdrängt.

VAN BAREN (Nr. 3, 28) berichtet, dasz überall in den groszen Hochmooren die Ältere Sphagnetumtorfschicht von einem zähen schwer schneidbaren Turf überlagert wird, der hauptsächlich aus den Resten von Calluna und Eriophorum hervorgegangen ist, welche auch er als eine Torfbildung einer Trockenzeit auffaszt.

Wie bekannt glaubt WEBER den stärkeren Zersetungsgrad des Älteren Sphagnetumtorfes sekundär erklären zu können. Für unser Gebiet vertrete ich aber die Ansicht, dasz die stärkere Zersetzung des Älteren Sphagnetumtorfes teilweise auch primär vor sich gegangen ist, d.h. infolge eines langsameren Wachstums der Sphagnen wurde schon zur Zeit seiner Bildung dieser Ältere Sphagnetumturf stärker humifiziert als der Jüngere. Dafür spricht m.E. auch der gröszer Heide- und Wollgrasgehalt des Älteren Sphagnetumtorfes im Vergleich mit dem des Jüngeren. Weiter weist auch der allmähliche Uebergang von Sphagnum- in Heide- oder Wollgrastorf darauf hin. Während der Zeit des Grenzhorizontes wurde nachträglich, also sekundär, der obere Teil der älteren Sphagnetumtorfschicht verwittert.

In der Nähe der Hochmoorrüle, die Runde, tritt durchweg ein Waldturf als Grenzturf auf (Rüllenwaldturf). Auch dieser Waldturf ist beiderseits meistens scharf abgesetzt (Oberer Stubbenhorizont).

Ueber das Subboreale Alter des Grenzhorizontes besteht heute kein Zweifel mehr. Auch in unserm Gebiet wurde die gleichmäzig feuchte Zeit der Sphagnetumtorfbildung unterbrochen durch die wärmere Trockenperiode des Grenzhorizontes oder Subborealen Periode.

Infolge der Trockenheit kam auch wieder der Grundwasserspiegel in gröszerer Tiefe zu liegen.

Die Sub-Borealzeit kennzeichnete sich allerwegen durch eine Austrocknung der Moore. Geologisch wird sie von VON BüLOW (Nr. 9, 213) als Jung- (Spät) Post-

glazial bezeichnet. Archaeologisch ist sie in etwa 3000—900 (—500) v. Chr. anzusetzen.

Diese Periode bedeutet zugleich das Ende der Eichenperiode. Die Buche, welche in Norddeutschland und Dänemark schon vereinzelt in der Atlantischen Zeit auftritt, wird dort in der Borealen Periode der herrschende Baum. Auch die Spuren der Fichte finden sich nach VAN BAREN (Nr. 3, 30) schon in den oberen Schichten des Bleichmoostorfes, reichlich aber in dem Wollgrastorfe, während sie wiederum in dem Jüngeren Sphagnetumtorfe spärlich zu finden ist. Scharf getrennt von der Eichenperiode folgte nun nach VAN BAREN (Nr. 5, 973), die Buchenperiode. Die Buche würde in Holland besonders im unteren Teil des Jüngeren Sphagnetumtorfes auftreten. Die Subatlantische Zeit beginnt nach SERNANDER (Nr. 25, 246 und Nr. 13, 303) mit einer plötzlichen Klimaverschlechterung, welche ein rasches Ansteigen des Grundwassers und Wachsen der Moore zufolge hatte.

Nach BLYTT-SERNANDER (Siehe Nr. 13, Vergleichstabelle u.s.w. neben S. 308) kennzeichnete sich diese Zeit durch ein feuchtes, anfangs kaltes Klima. Während dieser Zeit bildete sich die Jüngere Sphagnetumtorfschicht. Die scharfe Grenze zwischen dem Älteren und Jüngeren Sphagnetumtorf beweist, dass auch in unserm Gebiet plötzlich eine Zeit eintrat, welche sich durch gröszere Niederschläge kennzeichnete.

Auf der Denudationsfläche des Älteren Sphagnetumtorfes begann erneut Sphagnumwuchs, welcher bis in historische Zeit fortdauerte. Noch heute trifft man in abgetorften Kuhlen und Gräben Sphagnumkissen an. In der Neuzeit verwitterte die obere Schicht des Jüngeren Sphagnetumtorfes bis ung. 0.30 m, was einerseits vielleicht auf eine Zunahme der Wärme und Abnahme der Niederschläge zurückzuführen ist, andererseits aber auch durch die Entwässerung befördert worden ist. Das Subatlantikum wird von VON BüLOW (Nr. 9, 213) als Alluvium, die historische Zeit und Gegenwart als Jung-Alluvium bezeichnet.

VIII. AUSZUG AUS DEN PROFILEN.

Dasz ich im Untersuchungsgebiet so zahlreiche Wahrnehmungen hinsichtlich des Aufbaus des Hochmoores und des Untergrundes anstellen konnte, verdanke ich der Tatsache, dasz dort heute die Torfgräberei noch im vollen Gange ist. Die zahlreichen Torfkuhlen mit ihren meistens senkrecht abgestochenen Torfwänden und die zahlreichen neu gegrabenen Kanäle erlaubten mir stets, einen Blick ins Innere des Hochmoores und seines Untergrundes zu werfen.

Aus den rund 500 Wahrnehmungen, welche von mir aufgezeichnet wurden, machte ich nachstehenden Auszug, wobei die auch im Texte erwähnten Profile berücksichtigt worden sind. Die Torfwände der Torfkuhlen stellten, besonders wo sie bis auf den Untergrund hinab ausgegraben wurden, stets schöne Längsdurchschnitte durch das Hochmoor dar.

Wo in der Torfkuhle noch eine geringmächtige Torfmasse den Untergrund überlagerte, gelang es mir meistens doch noch, unter Zuhilfenahme eines speziell dafür verfertigten Spatens den Untergrund aufzudecken. Ofters konnte ich die Torfwände ununterbrochen bis zu 1000 m Länge verfolgen, wie z.B. im Emmer-Erf-scheidenveen, wo der Mittlere Stubbenhorizont in 1000 m Länge beobachtet werden konnte. Auch das Vorkommen von Sandstubben konnte ich öfters in derselben Weise auf grösze Strecken verfolgen. Im folgenden Auszug sind die Profile mit Nummern versehen, die auch auf der morphologischen Karte eingetragen wurden, sodass jedes Profil auch topographisch festgelegt wurde. Ich möchte weiter noch darauf hinweisen, dasz die Profile stets Längsdurchschnitte durch das Hochmoor darstellen mit Längen von 10—1000 m. Jedes Profil gibt somit ein allgemeines Bild vom Aufbau des Moores in der nächsten Umgebung des mit der betr. Nummer versehenen Punktes. Dadurch konnten auch nicht, wie bei Bohrprofilen, die Nummern durch einen Punkt auf der Karte festgelegt werden. Die Mächtigkeitszahlen der Torfschichten sind denn auch stets Mittelwerte (ausgedrückt in Metern).

1. Zeichenerklärung für die Stratigraphie.

J = Jüngerer Sphagnetumtorf. G = Grenztorf (nur angegeben, wenn er beiderseits vom Hangenden und Liegenden scharf abgesetzt war). A = Älterer Sphagnetumtorf. U = Übergangstorfsarten (Mittlerer Stubbenhorizont). N = Niederungstorf (Flachmoortorf). T = Trocken-torf bildungen (Unterer Stubbenhorizont). B = Bleichsand (Bleisand), Geschiebelehnmort. O = Ortstein (-sand), Humussandsteinbank. S = Diluvialboden (B und O bilden fast ausnahmslos den oberen Teil des S).

2. Andere Abkürzungen und Zeichen.

H = Heidereste, sowohl Calluna vulgaris als Erica tetralix. H-torf = Heidetorf. W = Wollgrasreste (Eriophorumarten). W-torf = Wollgrastorf. HW = Heide und Wollgras kommen nebeneinander vor. r HW = reichlich mit Heide- und Wollgrasresten durchsetzt. w HW = nur wenig Heide- und Wollgrasreste enthaltend. Sph = Sphagnum. Sph-torf = Sphagnetumtorf. Sch.t. = Scheuchzerietumtorf. Be = Betula (Birke). Bet-torf = Betuletumtorf. Pin = Pinus (-arten). Pin-torf = Pinetumtorf. Qu = Quercus (Eiche). Diam. = Durchmesser. Hö = Meereshöhe in Metern über AP (Amsterdamer Pegel). NN = Normalnull. | scharf abgegrenzt, z. B. J | A bedeutet der Jüngere Sphagnetumtorf ist scharf von dem Älteren Sphagnetumtorf abgesetzt. § die Grenze zwischen den verschiedenen Torfsarten verläuft wellenartig, ist aber scharf. + bedeutet, dasz die Torfsarten nicht scharf zu trennen sind, z. B. U + N bedeutet, dasz zwischen U und N keine scharfe Grenze besteht. Die Zahlen alle in Metern, die Zentimeter nach oben und unten stets auf 5 oder 10 abgerundet. Nur wenn geringe Mächtigkeiten vorlagen, wurden die Mächtigkeiten genau in cm gegeben.

3. Profile der „Waterschappen“ Barger-Oosterveen und Barger-Compascuum.

1. Auf einer Erhöhung des Sanduntergrundes. In der Nähe keilt das Hochmoor gegen den Sandhügel aus.

$J = 0.50$ m; mit r HW; stark zersetzt. $A = 0.20$ m; Wollgrastorf. $U = 0.10$ m; Heidetorf. $T = 0.20$ m; Wollgrastorf. Statt des eigentlichen Schilf- Seggen- Birkentorfes bildete sich hier also ein H- und W-torf. Die unteren 0.04 m teilweise Torfschlamm, fettig glänzend; teilweise auch Waldturf (Pin-stubben). $B = 0.20$ m; hell-grau. $O = 0.15$ m; rot-braun, übergehend in S, hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 20.10$ m.

2. $J \pm 0.50$ m; mit HW. $A = 0.90$ m; mit r HW. $T = 0.10$ m; W-torf, teilweise Waldturf (Pin-stubben). $B = 0.14$ m; hell-grau. $O = 0.22$ m; rot-braun, übergehend in S, hell-gelb, feinkörnig ungeschichtet. $Hö = 20.40$ m.

3. $J = 1.30$ m; mit HW, davon Verwitterungsrinde 0.30 m. $A \pm 1.35$ m; im oberen Teil r HW. $U + N = 0.35$ m; Birken- Schilf- Seggentorf. Die oberen 0.03 m doppleritisch. $T =$ Waldturf (Pin-stubben). $B = 0.15-0.20$ m. $O = 0.40$ m; dunkel rot-braun, allmählig übergehend in S, hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 17.10$ m. Die im Sande wurzelnden Pin-stubben, mit Diam. 0.10-0.12 m, zeigen Spuren des Brennens.

4. $J \pm 0.50-0.90$ m; davon Verwitterungsrinde 0.25 m. $G \pm 0.05-0.12$ m. $A \pm 1.50$ m; mit r HW. $U + N = 0.25$ m; Schilf- Seggentorf. Birkentorf (Be-stübbchen). Die oberen 0.02 m doppleritisch. $T = 0.04$ m; teilweise Torfschlamm, teilweise Waldturf mit Be- und Pin-stubben. $B = 0.12$ m; verwitterter Geschiebesand. $O = 0.22$ m; verwitterter Geschiebesand. rot-braun. S = Geschiebesand mit zahlreichen kleinen nordischen Geschieben. $Hö = 18.15$ m.

5. $J \pm 0.80$ m; davon Verwitterungsrinde 0.25 m. $G \pm 0.20-0.35$ m; Heide-Wollgrastorf. $A \pm 1.50$ m; mit r HW. $U = 0.20$ m; Bruchwaldturf mit Pin- und Be-stubben, welche bis in A hineinreichen. $N = 0.50$ m. $T = 0.12$ m; Waldturf mit zahlreichen Pin-stubben mit Diam. 0.08-0.14 m. B, O und S = nicht verzeichnet. $Hö = 18.65$ m. Der Sanduntergrund zeigt eine Einsenkung.

6. $J \pm 0.60-0.80$ m. $G \pm 0.05-0.08$ m; ein stark verwitterter, tief schwarzer Torf, der beim Eintrocknen stark einschrumpft. Pflanzenreste makroskopisch unverkennbar (Detritustorf). $A \pm 1.40$ m; mit r HW. $U + N = 0.30$ m; Schilf- Birken- Seggentorf. Die Be- und Pin-stübbchen besonders im oberen Teil und mit Dopplerit durchsetzt. $T =$ Waldturf (Be-, Pin-stubben). $B = 0.08$ m; verwitterter Geschiebesand, schwarz-grau. $O = 0.12$ m; verwitterter Geschiebesand, braun-gelb mit zahlreichen kleinen Geschieben. Im Untergrunde zahlreiche Pin-stubben, alle mit Spuren des Brennens. Diam. 0.05-0.15 m. $Hö = 18.30$ m.

7. $J \pm 1.10$ m; mit HW. $G \pm 0.05-0.10$ m; wie bei 6. $A \pm 1.50$; mit r HW. $U + N = 0.15-0.25$ m; Birken- Schilf- Seggentorf. Die oberen 0.02-0.03 m öfters doppleritisch. $T =$ Wald-Heidetorf mit Pin-stubben. $B = 0.10$ m; grau-schwarz. $O = 0.22$ m; rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig. $Hö = 17.50$ m. Die im Sande wurzelnden Pin-stubben mit Diam. 0.04 bis 0.08 m, reichen bis A hinein.

8. $J \pm 0.30-0.80$ m; mit r HW. $A \pm 1.10$ m; mit r HW, die obere Kante stark wellig. $U + N = 0.30$ m; Birken- Schilf- Seggentorf mit zahlreichen kleinen Be-stübbchen. $T = 0.03$ m; Torfschlamm, fettig glänzend in frischem Zustand, beim Eintrocknen stark zerbröckelnd, enthält stellenweise Pin-stübbchen. $B = 0.08$ m; verwitterter Geschiebesand, grau schwarz. $O = 0.14$ m; verwitterter Geschiebesand, rot-gelb. S = 0.80 m; Geschiebesand, stellenweise lehmig. B, O und S enthalten grosse Geschiebe. Ein Quarzit von 92 × 88 × 78 cm mit Gletscherschliffen. Nach unten scharf abgegrenzt von einem hell weissen, feinkörnigen Sande (fluv. Dil.). $Hö = 18.90$ m.

9. $J| = 0.20-0.30$ m; stark humifiziert. $G| = 0.05-0.20$ m; Heidetorf, stark zersetzt. $A| = 1.50$ m; mit r HW, schwarz, stark zersetzt. $U + N = 0.22$ m; Birken- Schilf- Seggentorf mit zahlreichen kleinen Be-stübbchen. $T = 0.02-0.08$ m; Torfschlamm und Waldtorf (Be- und Pin-stubben). $B = 0.14$ m; verwitterter Geschiebesand. $O = 0.25$ m; verwitterter Geschiebesand, rot-braun nach unten übergehend in $S =$ Geschiebesand, stellenweise Geschiebelehm, grau-gelb. Sowohl B , O als S mit zahlreichen granitischen Geschieben. $Hö = 20.00$ m. Im Untergrunde Pin-stubben. Ein Qu-stubbe mit Diam. 0.23 m und Länge von mehr als 8 m in W-O-Lage. Die im Sande stehenden Pin-stubben reichen bis 0.25 m in A hinein. Die liegenden Stämme sind völlig vom N und U überwachsen worden.

10. $J| = 1.20$ m; mit r HW, davon Verwitterungsrinde 0.20 m. $G| = 0.08-0.12$ m; Heidetorf, stark zersetzt, schwarz. $A = 1.20$ m; W-H-Sph-torf. $U = 0.07$ m; Heidetorf. N fehlt, $T = 0.10$ m; die oberen 0.05 m ein W-torf (stratigraphisch übereinstimmend mit N). Die unteren 0.05 als Torfschlamm mit Pin-stübbchen mit Spuren des Brennens. $B = 0.12$ m; grau-schwarz, humos. $O = 0.28$ m; dunkel rot-braun, nach unten übergehend in S , hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 19.80$ m.

11. $J \ddot{s} = 1.20$ m; mit HW. $A = 1.50$ m; mit r HW. $U + N = 0.08$ m; Bruchwaldtorf (Be-torf), davon die untere 0.12 m als Schilf- Seggentorf entwickelt. $T = 0.05-0.10$ m; Waldtorf (Be- Pin-torf). $B = 0.10$ m; verwitterter Geschiebelehm, stark sandig. $O = 0.10$ m; verwitterter Geschiebelehm, rot-braun, sandig (Geschiebelehmort). $S =$ bis zu 0.80 m sichtbar; Geschiebelehm, oben etwas sandig, nach unten in reinen Geschiebelehm übergehend, grau-gelb, zähe mit zahlreichen Geschieben. Ausmasze z.B. $0.92 \times 0.90 \times 0.76$ m. $Hö = 17.85$ m. Ein 15 m langer Eichenstamm auf dem Bleichsande im ganzen vom Schilf- Seggentorf überwachsen. Diam. dieses Stammes 0.26 m; ein anderer Eichenstamm von 20 m Länge und mit Diam. von 0.28 m in SW-NO-Lage. Daneben im Sande wurzelnd, zahlreiche, aber kleinere Pin-stubben und weniger Be-stubben. Ein Be-stamm mit Diam. 0.12 m in einer Länge von 4.20 m sichtbar.

12. $J \ddot{s} = 1.10$ m; mit HW. Der untere 0.20 m als Scheuchzerietumtorf (linsenförmig). $A = 1.45$ m; mit r HW. $U + N = 0.10$ m; Bruchwaldtorf (Be-torf) mit Dopplerit an den Be-stübbchen, die unteren 0.45 m als Schilf- Seggentorf entwickelt. $T =$ Wald- H-W-torf, enthält Sandkörner. $B = 0.08$ m; grau-schwarz. $O = 0.23$ m; rot-braun mit Wurzelteilen. $S =$ hell-gelb, oben mit kleinen nordischen Gesteinsfragmenten (Diam. 0.01-0.02 m). $Hö = 16.00$ m. Im Sande Pin-stubben, welche bis 0.20 m in A hineinreichen. Diam. der Pin-stubben 0.15-0.25 m mit Neigung nach Osten.

13. J und A = fehlen. $U + N = 0.80$ m; Schilf- Seggen- Birkentorf mit zahlreichen Be-stubben. Die oberen 0.04 m stark doppleritisch, Menyanthes-Samen enthaltend. Der $U + N$ bietet der Verwitterung einen stärker Widerstand als die ihn unterlagernden Sande. $T = 0.03$ m; geht allmählig in einen lehmigen Sand über. B und O = fehlen; statt B und O ein lehmiger Sand von 0.12 m. $Hö = 15.20$ m.

14. J und A = abgegraben. $U + N = 0.20$ m; Schilf- Seggen- Birkentorf. $T = 0.15$ m; Waldtorf (Be, Pin). $B = 0.20$ m; grau-schwarz, lehmig, verwitterter Geschiebelehm, enthält nordische Geschiebe. $O = 0.50$ m; braun-rot, enthält nordische Geschiebe, Geschiebelehmort. $S = 0.60$ m; sichtbar, hell weisz, feinkörnig. $Hö = 17.50$ m. Der B und O gekennzeichnet durch zahlreiche granitische Geschiebe, gebleicht, Ausmasze $0.90 \times 0.80 \times 0.80$; $0.72 \times 0.60 \times 0.60$; $0.40 \times 0.25 \times 0.25$ (in m). Dazu zahlreiche kleinere Geschiebe. Dieser Geschiebelehm überlagert hier sofort das fluviatile Diluvium. Die Pin-stubben recht zahlreich mit Diam. 0.10 bis 0.30 m; horizontales Wurzelsystem; an den Stämmen öfters Dopplerit. Einzelne Pin-stämme ung. 3 m sichtbar. Umsturzrichtung SW-NO und S-N. Diese Stämme liegen öfters sehr dicht nebeneinander.

15. $J| = 0.80$ m; vermutlich ung. 0.60 m davon abgegraben mit r HW. $A| = 1.30$ m

mit r HW. $U = 0.40$ m; Schilf- Seggen- Birkentorf. Die Be-stubben besonders im oberen Teil. Die oberen 0.02 m doppleritisch. $T =$ Waldtorf (Pin- und Be-stubben). $B = 0.20$ m; teilweise ein reiner verwitterter Sand, teilweise ein verwitterter Geschiebelehm mit zahlreichen granitischen gebleichten Geschieben. $O = 0.80$ m; braun-schwarz, hart; stellenweise Ortsand, stellenweise Ortgeschiebelehm, enthält im letzten Fall zahlreiche Geschiebe; daneben vereinzelt Milchquarz des fluviatilen Diluviums. S hell-weisz, feinkörnig (fluviatiles Diluvium). $Hö = 17.40$ m. Im Sande resp. Geschiebelehm (-sand) wurzeln Pin-stämme mit Diam. 0.25 m bis 0.35 m in gegenseitigen Abständen von 1—4 m; konisch zugespitzt, reichen nicht bis A hinein; horizontales Wurzelsystem; daneben zahlreiche horizontal liegende Pin-stämme. Ein Stamm bis 8 m zu verfolgen; Umsturzrichtung dieses Stammes NW—SO. In der ausgetorften Torfkuhle erneuter Sph. wuchs.

16. $J| = 0.40$ m; stark verwittert nur noch als Bunkerde vorhanden. $G| = 0.35$ m; ein beiderseits scharf abgegrenzter reiner Heidetorf. $A = 1.20$ m; Die oberen 0.60 m mit r HW, die unteren 0.60 m mit w H und r W. (Mooswollgrastorf). $U =$ W-torf, teilweise Sch-torf. N fehlt. $T = 0.50$ m; Waldtorf, Be-, Pin-stubben zahlreich, beim Eintrocknen stark einschrumpfend; in natürlichem Zustand schwarz-rot, beim Durchschneiden fettig glänzend, lässt sich wie Butter kneten. Die Kienholzstücke in frischem Zustand rot, leicht zu zerschneiden, in trocknem Zustand hart. $B = 0.15$ m; verwitterter Geschiebelehm. $O = 0.30$ m. Sowohl B als O mit zahlreichen Geschieben. $S =$ Der Geschiebelehm zu 1 m Tiefe noch zu verzeichnen mit zahlreichen Geschieben. $Hö = 18.50$ m. Im Untergrunde zahlreiche Pin-, Be-stubben, einzelne Qu-stämme; ein Qu-stamm mit Diam. 0.25 m; umgestürzt in NW—SO-Richtung. Auch 3 Pin-stämme in NW—SO-Lage.

17. $J| = 0.50$ m; mit abwechselnden Linsen H- und W-torf (gebändert), Verwitterungsringe 0.25 m. $G| = 0.35$ m; reiner H-torf, beiderseits scharf abgegrenzt. $A = 0.50$ m; fast reiner HW-torf; zuunterst reiner W-torf. $U = 0.10$ m; H-torf, stark verwittert, schwarz strukturlos. N fehlt. $T = 0.12$ m; Birkentorf, beim Austrocknen stark einschrumpfend und zerbröckelnd, mit zahlreichen Be-stubben, schwarz. $B = 0.08$ m; verwitterter Geschiebelehm, sandig. $O = 0.40$ m; verwitterter Geschiebelehm, sandig schwarz-braun, mit doppleritisch veränderten Pflanzenresten (Geschiebelehm-mort). $S = 1.00$ m sichtbar; Geschiebelehm im oberen Teil, etwas sandig, grau, mit groszen Geschieben mit ± 1 —m Diameter. Dazu zahlreiche kleinere Geschiebe mit Ausmaszen z.B. $0.32 \times 0.12 \times 0.10$; $0.05 \times 0.06 \times 0.03$ m. Im Geschiebelehm wurzeln Be- und Pin-stubben, welche bis in A hineinreichen. $Hö = 18.90$ m.

18. J und A = fehlen. $U + N + T = 0.10$ m; Waldtorf (Be-torf) und H.torf. $B = 0.15$ m; sandiger Geschiebelehm, grau-schwarz. $O = 0.30$ m; rot-braun, sandiger Geschiebelehm. (Geschiebelehm-mort). $S = 2.00$ m; Geschiebelehm, oben grau, unten mit roten Flecken, enthält grosse nordische Geschiebe, Diam. z.B. 0.80 m, 0.50 m, 0.40 m. $Hö = ?$

19. J = fehlt. $G| = 0.30$ m; H-torf. $A| = 0.75$ m; HW torf. $U = 0.12$ m; Seggen-Birken-torf. N fehlt. $T = 0.15$ m; Pin-torf. Grosze Pin-stubben wurzeln im Mooruntergrunde $B = 0.20$ m; grau-schwarz; verwitterter sandiger Geschiebelehm. $O = 0.32$ m; rot-braun, verwitterter sandiger Geschiebelehm. $S = 0.50$ m sichtbar; Geschiebelehm mit grösseren granitischen Geschieben, Ausmasze: z.B. $0.72 \times 0.42 \times 0.30$ m. $Hö = 20.15$ m.

20. $J| = 0.30$ m; mit 3 H-torfhorizontalen von 0.02 bis 0.04 m. $A = 1.20$ m mit r HW. $U + N + T =$ Waldtorf mit zahlreichen Pin- und Be-stubben. Die Pin-stubben stehen vorwiegend im Untergrunde. B vorhanden, hell-grau. O und S nicht verzeichnet. $Hö = 16.95$ m.

21. Durchschnitt durch das Hochmoor in N—S-Richtung parallel dem Scholtens-kanaal ung. 250 m westlich desselben. $J| = 1.20$ m; mit HW. $A| = 1.40$ m; mit r HW. $U + N = 0.40$ m. $T = 0.08$ m; Wald-torf (Be- Pin-torf). $B = 0.15$ m. $O = 0.28$ m; dunkel-braun. S = hell-gelb, feinkörnig. $Hö = 14.90$ m. Im welligen Untergrunde (Höhenunterschiede

von \pm 1.— m) stehen massenhaft Pin-stämme; daneben recht zahlreich Be-stubben, welche aber nicht im Sande stehen; 2 grosse Pin-stämme in NNW—SSW und SW-NO-Lage.

22. $J| = 1.00$ m; mit HW. $A = 1.60$ m; mit r HW. U und N = fehlen. $T = 0.05$ m; H-torf. B vorhanden. O und S nicht verzeichnet. $Hö = 15.25$ m.

23. $J = 0.80$ m; Mächtigkeit abnehmend in der Richtung der Runde. $G = 0.40$ m; Waldtorf (Rüllenwaldtorf gebildet zur Zeit des Grenztorfes). $A| = 0.50$ m; ohne HW, stark zersetzt. U = fehlt. A wird sofort unterlagert von N mit Schnürchen und Linsen von Siderit (Weiszeisenerz), besonders im oberen Teil; daneben auch Vivianit, aber selten. $T = 0.10$ m; Waldtorf. B und O nicht verzeichnet. S , der Untergrund zeigte eine sandige, stellenweise etwas lehmige Oberfläche. $Hö = 14.30$ m.

24. $J| = 1.20$ m; selten H und W. $A| = 1.80$ m; mit r HW. $U + N = 0.35$ m; Schilf-Seggen- Birkentorf, kein Dopplerit. $T = 0.05$ m; Waldtorf mit Sandkörnern. $B = 0.12$ m; nach unten heller werdend. O vorhanden, lose, braunrote Farbe. S vorhanden. $Hö = 14.75$ m. Im Sande 5 Pin-stubben, Diam. 0.15—0.20 m; gegenseitiger Abstand wechselnd zwischen 1—8 m; Stämme konisch zugespitzt; 1 liegender Stamm mit Diam. 0.22 m und Umsturzrichtung SW—NO. In ausgetorften Kuhlen erneute Moorbildung, eingeleitet durch Sph., Eriophorum und Scirpus. Eine Pin-stubbe wurde von neuem von Sph. überwuchert.

25. $J|$ = teilweise abgegraben, noch 0.30 m vorhanden. $A| = 1.50$ m; mit r HW. $U + N = 0.50$ m; Birken- Schilf- Seggentorf, nach oben übergehend in einen 0.10 m mächtigen Uebergangswaldtorf mit Pin- und Be-stubben. Diam. der Pin-stubben 0.05 m, konisch zugespitzt, horizontales Wurzelsystem, reichen bis in A hinein, Krüppelform. Einzelne zeigten deutliche Spuren des Brennens. T , B und O wurden nicht verzeichnet, vermutlich vorhanden. S vorhanden. $Hö = 14.30$ m.

26. $J \ddagger$ = durchschnittlich 1.00 m; wechselnde Mächtigkeiten, infolge des stark welligen Verlaufs der oberen Kante des A. $A| = 1.50$ m; mit HW. $U + N = 0.25$ m; Schilf- Seggentorf. $T = 0.03$ m. B vorhanden. O nicht verzeichnet. S vorhanden, hell-gelb, feinkörnig. $Hö = 15.25$ m. Der Untergrund hügelig.

27. J fehlt. $A = 0.60$ m; stark zersetzt, enthält kein HW. $U + N = 0.75$ m. $T = 0.06$ m; Waldtorf, zerbröckelt beim Trocknen. $B = 0.20$ m. O vermutlich vorhanden. S vorhanden. $Hö = 15.00$ m.

28. J fehlt. $A = 1.50$ m; der obere Teil enthält Stubben, Waldtorf u. H-torf stratigraphisch = Grenztorf; die untere Grenze wurde nicht verzeichnet. $U = 0.30$ m; Bruchwald-Uebergangswaldtorf. Beim Trocknen zerbröckelt diese Torfart stark. $N = 0.30$ m. $T = 0.05$ m; Birkentorf, enthält Sandkörner. B hell-grau. O ? S vorhanden. $Hö = 15.30$ m.

29. $J| = 0.80$ m; davon Verwitterungsrinde 0.30 m, auskeilend in der Richtung der Runde; geht allmählig über in eine stark zersetzte, schwarze, zum Mullwehen Anlasz gebende Torfart. $A| = 1.20$ m; mit HW; im oberen Teil r HW (Grenztorf). $U + N = 0.60$ m; enthält oben Be-stubben. $T = 0.04$ m; fettig, beim Trocknen stark einschrumpfend, zerbröckelnd. $B = 0.48$ m; grau. O vorhanden. $Hö = 15.20$ m.

30. $J| = 0.80$ m. $A = 1.20$ m mit HW. $U = ?$ N = vorhanden, Mächtigkeit nicht festzustellen. $T = 0.08$ m; Waldtorf. Die Be-stubben mit Diam. von 0.08 m—0.20 m. $B = 0.13$ m. $O = 0.18$ m. S vorhanden. $Hö = 15.50$ m. Im Untergrunde wurzelten Pin-stubben. Liegender Pin-stamm, mit Diam. von 0.10 m in WNW—OSO-Lage. Die Aeste dieses Stammes wiesen in östliche Richtung.

31. $J| = 1.25$ m; mit HW. $A| = 1.60$ m mit HW, besonders im oberen Teil. $U = 0.45$ m; Schilf-Birken-Seggentorf. Die oberen 0.05 m doppleritisch, bilden eine scharfe Grenze mit dem A; stellenweise kommen auch Pin-stubben vor, welche in A hineinreichen (Anklang an Uebergangswaldtorf). An diesen Pin-stubben Dopplerit (0.02 m). Die getrockneten Stubben, welche in der Umgebung zerstreut lagen, stellenweise überdeckt mit Dopplerit. $T = 0.04$ m; fettig-glänzend. $B = 0.12$ m; grau-schwarz. $O = 0.15$ m. S gelb, feinkörnig, Eisenschnürchen. $Hö = 15.00$ m. Im Untergrunde Pin-stubben. Lage eines Pin-stammes NW—SO. Stamm 3 m zu verfolgen.

32. $J| = 1.00$ m; mit abwechselnden H-torflinsen von 0.03—0.05 m. $A = 1.75$ m; obere Partie fast reiner H- und W-torf (Grenztorf), nach unten aber keine scharfe Abgrenzung. $U = 0.40$ m; Schilf-Seggentorf. $T = 0.04$ m; fettig, glänzend, beim Trocknen stark einschrumpfend. $B = 0.14$ m; faul-schwarz. $O = 0.16$ m; rotbraun, locker. S gelb, feinkörnig. $Hö = 15.30$ m; im Untergrunde eine Pin-stubbe mit Diam. 0.15 m, reichte bis in A hinein.

33. $J| = 1$ m; mit HW. $A = 1.75$ m; mit r HW. $U+N = 0.20$ m; Birken-Schilf-Seggentorf, dessen oberer Teil (0.02—0.05 m) stark mit Dopplerit durchsetzt ist. $T = 0.02—0.05$ m; fettig glänzend, enthält Sandkörner. B nach unten heller werdend durch Abnahme der Humusbestandteile. $O = ?$ S feinkörnig, gelb. $Hö = 15.75$ m.

34. $J| = 0.80$ m; mit HW-linsen. $A = 1.50$ m; mit r HW. $U+N = 0.40$ m; Schilf-Seggen-Birkentorf, besonders im oberen Teil (Be-stubben). Die oberen 0.03 m doppleritisch verändert. $T = 0.05$ m; Heidetorf mit Sandkörnern. $B = 0.12$ m; hell-grau. $O = 0.30$ m; rot-braun, locker. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 15.30$ m.

35. $J| = 1.35$ m; ohne HW, gelb. $A = 1.60$ m; mit HW. $U+N = 0.25$ m; Schilf-Seggen-Birkentorf. Die Be-stubben besonders im oberen Teil. Die oberen 0.02 m doppleritisch. $T = 0.06$ m; HW-torf. $B = 0.08$ m; hell-grau. $O = 0.25$ m; rot-braun. $Hö = 16.60$ m.

36. $J\ddot{s} = 1.25$ m; mit r HW. $A| = 1.85$ m; mit HW, die oberen 0.30—0.60 m mit r HW (Grenztorf); die obere Kante stark wellig. $U+N = 0.05$ m; Seggentorf mit Be-stubben. T = Wald- H-torf (mit Pin-stubben). $B = 0.13$ m; hell-grau. $O = 0.28$ m; rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 16.40$ m. Die im Untergrunde stehenden Stubben mit Diam. von 0.05—0.14 m.

37. Fig. 8.

38. $J\ddot{s} = 0.35$ m; stark verwittert, mulmig; stellt keinen Sph-torf dar, sondern einen Verlandungstorf. $A\ddot{s}$ = Der obere Teil (1.30 m) repräsentiert durch einen Blänenmuddetorf, tief schwarz; beim Durchschnitt fettig, glänzend, Pflanzenreste makroskopisch unverkennbar (Detritus). Beim Austrocknen stark einschrumpfend (Trockenspalten). Die unteren 0.60 m ein H-W-Moostorf, tief schwarz. $U+N$ = Birken-Seggen-Schilftorf; die Be-stubben besonders im oberen Teil. $T = 0.05$ m; Be-H-torf mit Sandkörnern. $B = 0.12$ m; hell-grau. $O = 0.32$ m; hell rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 15.47$ m.

39. Fig. 9.

40. $J = 0.30$ m; Verlandungstorf, lose Struktur, mulmig. $G+A = 1.05$ m; die oberen 0.55 m stellen einen Waldtorf dar (Be-stubben) und sind als Grenztorf zu bezeichnen; die unteren 0.50 m sind als Blänenmuddetorf entwickelt. $U+N = 0.50$ m; Seggen- Schilftorf, vereinzelt treten darin Be-reste auf. $T = 0.06$ m; Torfschlamm, fettig glänzend, enthält Sandkörner. $B = 0.16$ m; hell-grau. $O = 0.22$ m; rot-braun, locker. S hell-gelb. Im Sande stellenweise Pin-stämmchen. $Hö = 15.50$ m.

41. $J\ddot{s} = 0.60$ m; mit HW. $A = 1.75$ m; mit r HW, besonders im oberen Teil (Grenz-

torf). **U** und **N** = fehlen. **T** = 0.06 m; Wald- H-torf, (Pin- und Be-stubben). **B** = 0.08 m; hell-grau. **O** = 0.22 m; rot-braun. In den tieferen Teilen hart, in den höheren Teilen des Untergrundes locker, allmählig übergehend in **S** hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. **Hö** = 16.75 m. Im Sande Sandstubben (Be-, Pin-stubben) in Abständen von 2 bis 30 m. Die Oberfläche des Untergrundes hügelig.

42. $J \xi = 1.00$ m; mit HW. $A \xi = 1.50$ m; mit r HW, besonders im oberen Teil; im unteren Teil Dopplerit als Spaltenausfüllung. **U + N** = stellenweise als Birken- Schilf- Seggentorf in Mächtigkeiten von 0.05 bis 0.15 m in den tieferen gelegenen Teilen des Sanduntergrundes vorhanden. Die oberen 0.03 m doppleratisch. Auf den Erhöhungen fehlen sie. **T** = 0.03—0.10 m; wo ihn der Birken- Schilf- Seggentorf überlagert, meist als ein 0.03 bis 0.05 m mächtiger Torfschlamm vorhanden; wo dieser fehlt, ein Wald- HW-torf von 0.05 bis 0.10 m mit zahlreichen Be- und Pin-stubben. **B** = 0.30 m; grau-schwarz. **O** = 0.25 m; dunkel braun-rot, hart, mit Pflanzenteilen. **S** hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. **Hö** = 15.80 m. Pin- und seltener auch Be-stubben; im Untergrunde Stämme, alle gegen O geneigt; zeigen alle Spuren des Brennens; die konisch zugespitzten Stämme reichen bis 0.40 m in A hinein. Diam. der Stämme von 0.05—0.30 m.

43. $J \xi = 0.10$ —2.00 m; diese Mächtigkeitsunterschiede sind eine Folge des stark welligen Verlaufes der oberen Kante des A. Die grössten Mächtigkeiten in den Schlenken, die geringsten über den Bulten des A. **A** = 0.90—1.70 m; im oberen Teil mit H-bulten (Grenztorf) und r W. **U** und **N** = fehlen. **T** = 0.08 m; Wald- HW-torf (Be-stübbchen). **B** = 0.15 m; hell-grau. **O** = 0.10 m; rot-braun. **S** hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. **Hö** = 16.20 m.

44. $J | = 0.95$ m; mit HW. $A \xi = 1.40$ m; mit r HW. **U + N** = 0.15 m; Schilf- Seggentorf. **T** = 0.12 m; WH-torf mit Sandkörnern. **B** = 0.15 m; grau-schwarz. **O** = 0.40 m; rot-braun; hart. **S** = bis zu 1.— m sichtbar, hell-gelb, nach unten stets heller werdend, feinkörnig, ungeschichtet. **Hö** = 16.50 m.

45. $J | = 1.50$ m; mit w HW. **A** = 1.70 m; mit r HW. **U** und **N** = fehlen. **T** = 0.05 m; Torfschlamm mit H. **B** = 0.06 m; tief schwarz. **O** = 0.25 m; braun, hart. **S** = bis zu 0.40 m sichtbar, gelb, mit braunen Eisenschnürchen. **Hö** = 16.45 m.

46. $J + G = 1.50$ m; Waldturf (dosterd) mit r HW, Pin-, Be-stubben; dieser Waldturf in N-S-Richtung in einer Länge von ung. 400 m zu verfolgen; die oberen 0.20—0.35 m stärker verwittert (Verlandungstorf). **A** = 0.50—1.50 m; mit r HW; stellenweise treten Linsen von Blänkenmuddetorf (knip) (0.50—1.00 m) auf, der beim Austrocknen stark zerbröckelt. **U + N** = 0.20 m; Schilf-Seggen-Birkentorf mit zahlreichen Be-stübbchen; die oberen 0.02—0.03 m sind dopplerithaltig. **T**, **B**, **O** und **S** = nicht verzeichnet. **Hö** = 15.40 m.

47. $J + G = 0.50$ m; Waldturf (dosterd) mit r HW, Be-, Pin-stubben. **A** = 1.80 m; im oberen Teil ein 0.30—1.20 m mächtiger Blänkenmuddetorf; die untere Kante hat einen stark welligen Verlauf. Der den Blänkenmuddetorf unterlagernde Sph-torf enthält HW. **U + N** = 0.20—0.40 m; der Seggen-Schilftorf enthält in den oberen 0.03—0.05 m Dopplerit. **T**, **B**, **O** und **S** nicht verzeichnet. **Hö** = 14.60 m.

48. $J \xi = 0.90$ m; mit HW. **A** = 1.30 m; mit r HW. **U + N** = 0.05 m; Schilf- Birken-Seggentorf. **T** = 0.13 m; Wald- HW-torf mit zahlreichen Be-stübbchen. **B** = 0.07 m; verwitterter, aber stark lehmiger Geschiebesand. **O** = 0.12 m; stark lehmiger Geschiebesand. **S** = bis zu 0.40 m sichtbar; Geschiebelehm mit zahlreichen kleinen granitischen Geschieben. **Hö** = 16.25 m.

49. $J + G = 1.50$ m; Sph-Be-H-Pin-torf, Waldturf des Oberen Stubbenhorizontes (dosterd), lose Struktur, wenig vertorft, mit groszen Be- und Pin-stubben. $A | = 0.50$ m;

In südlicher Richtung nimmt A schnell an Mächtigkeit zu, enthält r HW. $U + N = 0.20 - 0.30$ m; Schilf- Seggen-torf mit einzelnen Be-stübbchen. Die oberen 0.02 bis 0.04 m enthalten Dopplerit. $T = 0.05$ m; Torfschlamm. $B = 0.08$ m; hell-grau. $O = 0.25$ m; rot-braun, locker. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 15.50$ m. Im Sanduntergrunde stehen vereinzelt Pin-stubben.

50. $J \parallel = 1.20$ m; mit HW. Die unteren 0.10—0.20 m Sch-torf. $A = 1.50$ m; mit r HW im oberen Teil (Grenztorf). U und N = fehlen. $T = 0.08$ m; H W-Waldtorf. $B = 0.13$ m; grau-schwarz. $O = 0.29$ m; rot-braun. S hell-gelb. $Hö = 16.00$ m.

51. $J \xi = 1.10$ m; mit HW. $A = 1.80$ m; oben mit r HW. U und N = fehlen. $T = 0.05$ m; W-torf. $B = 0.13$ m; grau-schwarz. $O = 0.15 - 0.20$ m; rot-braun, locker mit doppleritisch veränderten Wurzelteilen. $S = 0.30$ m sichtbar; gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 17.00$ m. Im Untergrunde stellenweise Pin-stämme, welche bis in A hineinreichen.

52. J = fehlt. $G \parallel = 1.80$ m; reiner Sph-torf ohne HW, hell-gelb. $A \parallel = 1.55$ m; mit HW besonders im oberen Teil. $U + N$ sind, wo der Sanduntergrund etwas niedriger ist, als Birken-, Seggen- Schilftorf in Mächtigkeiten von 0.05 bis 0.12 m vorhanden. Auf den höheren Teilen der Sanduntergrundes vermittelte sofort $T = 0.05 - 0.10$ m (Be- HW-torf) den Uebergang zu A. $B = 0.08$ m; verwitterter Geschiebesand mit zahlreichen granitischen Geschieben, grau-schwarz. $O = 0.30$ m; rot-braun, verwitterter Geschiebesand mit zahlreichen Geschieben. S Geschiebesand. Die Geschiebe mit Ausmaszen von $0.62 \times 0.30 \times 0.27$ m. Der Sanduntergrund zeigt hier eine starke Aufwölbung. $Hö = 17.05$ m. Im Sande sind Pin-stämme selten.

53. $J \parallel = 0.90$ m; mit HW; die unteren 0.10 m Sch-torf. $A = 1.40$ m; mit r HW. U und N = fehlen. $T = Waldtorf$ und W -turf (Be-, Pin-stubben). $B = 0.15$ m; besonders im oberen Teil reich an Humus, nach unten heller werdend. $O = 0.32$ m; braun-schwarz, hart. S wellige Oberfläche; im Untergrunde zahlreiche Pin-stubben, in 2.00—6.00 m Abstand untereinander; 1 Stamm von $3\frac{1}{2}$ m Länge auf dem Sande mit Diam. 0.08 m in NW—SO-Lage. Diam. der übrigen Stämme von 0.05 bis 0.25 m. Im oberen Teil des Sandes Geschiebegrus mit Diam. von 0.05 m, besonders im B und O. $Hö = 17.00$ m.

54. $J \xi = 0.60$ m; mit r HW, Mächtigkeit stark wechselnd (0.30 bis 0.90 m.) $A = 1.70$ m; mit r HW. U und N = fehlen. $T = Waldtorf$ (Be- Pin-torf). $B = 0.14$ m; hell-grau. $O = 0.32$ m; rot-braun, locker. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet, nach unten stets heller werdend. Die Oberfläche des Sanduntergrundes stark wellig. Höhenunterschiede ± 0.75 m. $Hö = 16.90$ m.

55. N-S Durchschnitt, westlich vom Oosterdiep. $J \xi = 0.95$ m; mit r HW. $A = 1.00$ m; die obere Kante stark wellig. (Höhenunterschiede ± 0.80 m), mit r HW. $U = 0.04 - 0.10$ m; Schilf- Seggen- Birken- Wollgrastorf. $U = 0.60$ m; mit einzelnen Be-stübbchen. $T = 0.08$ m; Wald-H-torf. Die Pin-stubben stehen im Untergrunde, die Be-stubben nicht. $B = 0.15$ m; hell grau. $O = 0.20$ m; rot-braun. $S =$ hell-gelb, nach unten noch heller werdend. $Hö = 15.30$ m. In den Torfkuhlen erneuter Sph. wuchs. Die Moose überwuchern die Torfstücke, welche in den Kuhlen zerstreut liegen.

56. Hierzu das Blockdiagramm Fig. 12. Das Blockdiagramm, das genau den natürlichen Verhältnissen nachgebildet wurde, stellt einen Teil des Ufers einer ehemaligen Hochmoorblänke dar. J Im östlichen Teil tritt J als Sphagnetumtorf auf, welcher dort den G überlagert und gegen W allmählig auskeilt, im westlichen Teil als Waldtorf. Der Waldtorf sowohl als der Jüngere Sphagnetumtorf ist oben bis zu 0.20 m verwittert. Nach O und N tritt stets mehr H als Beimischung auf. G echter Grenztorf, als an beiden Seiten scharf abgesetzte Schicht nur im O des Blockdiagrammes. $A = 0.80 - 1.80$ m; mit r HW.

Profil 56.

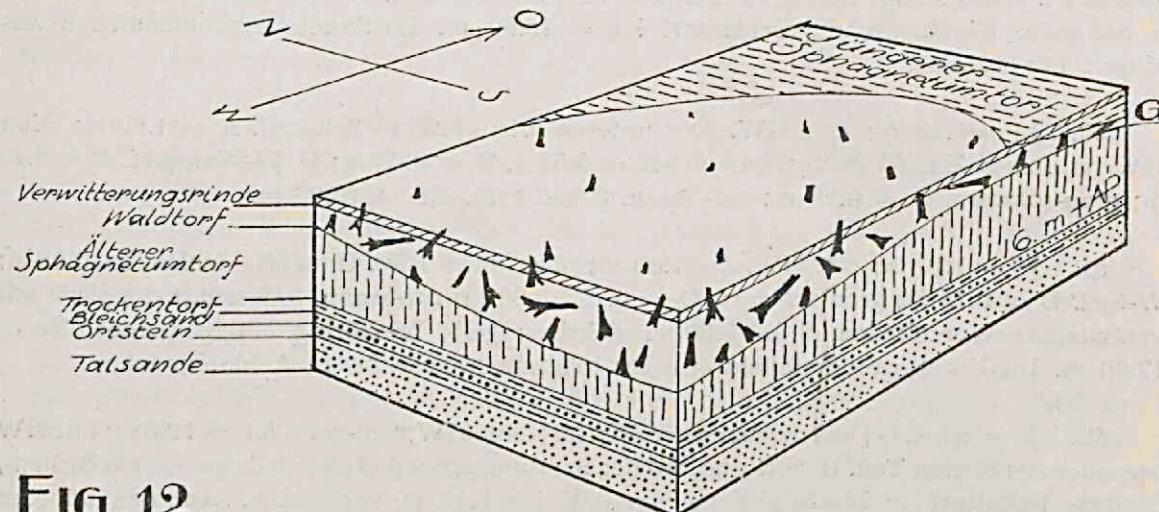


FIG. 12.

U und **N** fehlen. **B** = 0.12 m; hell-grau. **O** = 0.25—0.30 m rot braun. **S** gelb, feinkörnig. **Hö** = 16.00 m.

57. **J** = 0.25 m; Verlandungstorf stark verwittert, nach O in Sph.-turf übergehend. **G** = 0.15 m; H-torf. **A** = 0.80 m; mit r HW, wellige obere Kante. **U** = Waldtorf, teilweise Schilf-Seggentorf. **N** = Mächtigkeit nicht verzeichnet. **T**, **B**, **O** und **S** nicht verzeichnet. **Hö** = 15.20 m.

58. **J** = 1.20 m; mit w HW. **A** = 1.20 m; mit r HW, besonders im oberen Teil. **U** und **N** = fehlen. **T** = 0.06 m; Waldtorf mit Be-stübbchen und W, enthält Sandkörner. **B** = 0.15 m; grau-schwarz. **O** = 0.25 m; rot-braun. **S** bis zu \pm 1.— m sichtbar; hell-gelb, ungeschichtet. **Hö** = 16.35 m. Im welligen Untergrunde Pin-stubben.

59. **J** = 1.20 m; mit HW. **A** = 1.30 m; mit r HW. **U** = 0.10 m; HW-torf. **N** = fehlt. **T** = 0.05 m; Waldtorf (Pin- Be-stubben), stark zerbröckelnd; daneben H-torf. **B** = 0.25 m. **O** = 0.40 m. **S** vorhanden. **Hö** = \pm 15.70 m. Der Untergrund stark wellig; Höhenunterschiede bis 1.— m.

60. **J** = 0.80 m; mit Linsen von H und W; diese Heideschichten durchschnittlich 0.04 m. **A** = 1.50 m; mit r HW, stark wellige Oberkante. **U** und **N** = fehlen. **T** = 0.03 m; mit Sandkörnern. **B** = 0.20 m; grau-schwarz. **O** = 0.28 m; rot-braun mit Pflanzenwurzeln. **Hö** = 16.55 m.

61. **J** = 0.70—0.90 m; mit HW. **A** = 1.45 m; mit r HW, besonders im oberen Teil. **U** und **N** = fehlen. **T** = Waldtorf (Be-torf); nur kleine Be-stübbchen. **B** = 0.12 m; hell-grau. **O** = 0.32 m; rot-braun. **Hö** = ung. 15.40 m. Der Sand enthält im oberen Teil nordischen Geschiebegrus mit Diam. von 0.01—0.04 m, unten hell-weisz.

62. **J** = 0.80 m; hell-braun (reiner Sph-torf) ohne HW. **A** = 1.50 m; mit r HW. **U** und **N** = fehlen. **T** = 0.05 m; fettig glänzend, stellenweise W-torf, mit Sandkörnern. **B** = 0.12 m; dunkel-grau. **O** = 0.23 m; rot-braun. **S** hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. **Hö** = 16.20 m.

63. **J** = 0.90 m; mit HW. **A** = 1.55 m; mit r HW. **U** und **N** = fehlen. **T** = Waldtorf (Be-torf) mit Sandkörnern. **B** = 0.12 m; humusreich, schwarz. **O** = 0.20—0.25 m. **S** hell-

gelb. Hö = 16.05 m. Der Sanduntergrund hat eine wellige Oberfläche; Höhenunterschiede ± 0.75 m.

64. J = 0.50 m; Verlandungstorf, lose Struktur, mulmig, fahl-braun. 0.60 m; Wald-H-torf, Be-stubben. A | = davon 0.60 m als Blänenmuddetorf und 0.20 m als H-W-Sph-torf. U + N Schilf- Seggen- Birkentorf mit Be-stübbchen, besonders im oberen Teil. T = 0.02—0.08 m; Torf-schlamm und Waldtorf (Be- Pin-torf). B = 0.12 m; hell-grau. O = 0.32 m; rot-braun. S = 0.90 m sichtbar; hell-gelb. Hö = ung. 15.50 m. Der Sanduntergrund zeigt Höhenunterschiede von 0.50—0.75 m. Die Pin-stämme stehen im Untergrunde.

65. J § = 1.10 m; mit HW. A § = 1.60 m; mit r HW. U + N = 0.20 m; Seggen- Schilftorf. T = 0.04 m. B = 0.15 m; hell-grau. O = 0.30 m; hell rot-braun, locker. S = 1.00 m sichtbar; hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. Hö = 16.05.

66. J | = 1.20 m; davon Verwitterungsrinde 0.35 m. A = 1.60 m; mit r HW. U und N fehlen. T = 0.08 m; mit Sandkörnern. B = 0.12 m. O = 0.30 m; hart, fast schwarz. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. Hö = 15.80 m.

67. J + G = 1.30 m; oben Verlandungstorf 0.20 m, darunter Wald- H-torf mit zahlreichen groszen Be-stubben; Pin-stubben selten. A § = 0.40 m; H-W- Sph-torf. U + N = 0.30 m; Schilf- Seggen- Birkentorf (mit kleinen Be-stubben); die oberen 0.04 m doppleritisch. T = 0.06 m; Waldtorf (Be-, Pin-stubben) mit Sandkörnern. B = 0.12 m; grau-schwarz. O = 0.28 m; rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. Hö = 15.40 m.

68. J | = 1.00 m; mit HW, davon Verwitterungsrinde 0.30 m. A = 1.60 m; mit r HW, besonders im oberen Teil; 0.35—0.65 m (Grenztorf). U und N fehlen. T = 0.04—0.08 m; H-torf. B = 0.16 m. O = 0.28 m; nach unten übergehend in S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. Hö = 16.00 m.

69. J | = 0.90—1.10 m; mit HW. A = 1.10 m; mit r HW. U = 0.08 m; Bruchwaldtorf (Be-stübbchen). N = nicht verzeichnet, vermutlich vorhanden. T = Waldtorf (Be-, Pin-stubben). Die Pin-stubben zahlreich, mächtige Stämme. B = 0.15 m. O = 0.30 m. S hell-gelb, mit nordischen Kiesen von 0.005 bis 0.015 m Korngrösze. Hö = ung. 15.50 m.

70. J § = 0.90 m; mit HW. G = 0.20—0.35 m; HW-torf, stark zersetzt, schwarz. A = 1.25 m; mit r HW. U und N fehlen. T = 0.08 m; W-torf und Waldtorf (Pin-stubben). B = 0.14 m; grau-schwarz. O = 0.30 m; rot-braun, locker, allmählig übergehend in S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. Hö = 15.05 m. Im Sande Pin-stubben mit Diam. von 0.06—0.08 m, bis in A hineinreichend.

71. J | = 1.20 m; mit HW. G | = 0.20—0.40 m; HW-torf. A = 1.30 m. U und N fehlen T = 0.03—0.08 m; teilweise Torfschlamm, teilweise Waldtorf (Pin-stubben). B = 0.13 m; hell-grau. O = 0.35 m; nach unten allmählig übergehend in S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. Hö = 15.40 m. Im Sande stehen stellenweise Pin-stubben, die aufrecht stehenden Stubben zeigen eine Neigung nach O. Ein Pin-stubbe mit Diam. von 0.10 m reichte bis 0.32 m in A hinein.

72. J § = 1.20 m; mit w HW. G | = 0.65 m; H-torf, schön entwickelte Heidebulten. Beim Anfang des Wachstums des J wurden die zwischenliegenden, mit Wasser ausgefüllten Schlenken zuerst mit Torfdetritus teilweise ausgefüllt, danach vollendeten die Sphagnen die Verlandung. Diese geringmächtige (0.08 m), linsenförmige Torfart hat tief schwarze Farbe, zerbröckelt stark beim Austrocknen. A = 1.00 m; mit r HW. U und N = fehlen. T = 0.05 m; Torfschlamm, fettig glänzend, beim Eintrocknen stark zerbröckelnd, enthält Sandkörner. B = 0.25 m; tief schwarz (humos), im oberen Teil etwas heller. O = 0.20 m; schwarz, im

oberen Teil bis zu 0.10 m, nach unten allmählig heller werdend (rot-braun). **S** = bis 1.00 m sichtbar; mit Eisenschnürchen, braun-gelb. **Hö** = 16.00 m.

73. **J** ξ = 1.20 m; mit HW. **A** = 1.60 m; mit r HW. **U** und **N** = fehlen. **T** = 0.04—0.07 m; teilweise Torfschlamm, Waldtorf und H-torf. **B** = 0.12 m; hell-grau. **O** = 0.30 m; rot-braun, locker, allmählig übergehend in **S** = bis zu 0.50 m sichtbar; hell-gelb, feinkörnig. **Hö** = 15.15 m. Im Sande zahlreiche Pin-stubben mit Diam. von 0.08 bis 0.10 m, in Abständen von 1.00 bis 5.00 m. Auf dem Sande lange Pin-stämme mit Diam. von 0.10 bis 0.26 m. Ein Pin-stamm mit einer Länge von mehr als 12 m. Zwei Pin-stämme gekreuzt übereinander in SW—NO und SO—NW-Lage. Be-stubben selten.

74. **J** ξ = 0.90 m; mit HW. **A** = 1.60 m; im oberen Teil mit r HW. **U** und **N** = fehlen. **T** = 0.05—0.08 m; Torfschlamm, die grössten Mächtigkeiten in den niedriger gelegenen Teilen des Sanduntergrundes. **B** = 0.20 m; schwarz (humos). **O** = 0.15—0.30 m; wo der Sanduntergrund am höchsten liegt, weist er die geringste Mächtigkeit und Härte auf, in den niederen Teilen die grösste Mächtigkeit und Härte. Im oberen Teil etwas dunkler rot-braun als im unteren Teil, geht allmählig über in **S** = 0.70 m sichtbar; hell gelb, feinkörnig, ungeschichtet. **Hö** = ?

75. **J** ξ = 1.00 m; mit w HW. **A** = 1.60 m; mit r HW, besonders im oberen Teil. **U** und **N** fehlen. **T** = 0.05—0.08 m; Torfschlamm, beim Austrocknen stark zerbröckelnd. **B** = 0.13 m; schwarz, humos. **O** = 0.20—0.25 m; bisweilen 0.60 m in den niedriger gelegenen Teilen des Sanduntergrundes. Die O-schicht hat einen welligen Verlauf. **S** = bis zu 0.50 m sichtbar; hell rot-braun bis gelb, feinkörnig, ungeschichtet. **Hö** = ung. 15.00.

76. **J** ξ = 1.05 m; mit w HW. **A** = 1.50 m; mit r HW, besonders im oberen Teil. **U** + **N** = stellenweise als Schilf- Seggen- Birkentorf in den niederen Teilen des Untergrundes bis zu 0.10 m mächtig vorhanden; auf den höheren Teilen fehlen sie. **T** = 0.03—0.08 m; teilweise Torfschlamm, teils Wald- H-torf (Pin-, Be-stubben). **B** = 0.12 m; schwarz, humos. **O** = 0.30 m; rot-braun bis schwarz, nach unten allmählig übergehend in. **S** = bis zu 0.30 m sichtbar; oben bräun-rot, nach unten stets heller werdend. **Hö** = 14.60 m. Im Sanduntergrunde zahlreiche Pin-stubben mit Diam. von 0.05—0.15 m.

77. **J** ξ = 0.70 m; mit HW. **G** = 0.70 m; HW-torf. **A** = 1.10 m; mit r HW. **U** = 0.20 m; Bruchwaldtorf (Be-stubben), weniger Pin-stubben mit Dopplerit. **N** = 0.30 m; sog. Darg. **T** = 0.08 m; Wald- H-torf (Be-, Pin-stubben). **B** = 0.13 m; hell-grau. **O** = 0.25 m; rot-braun. **S** hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. **Hö** = 14.10 m. Der Untergrund wellig. Im Sande zahlreiche Pin-stubben.

78. **J** ξ = 0.50 m. **G** + **A** = 1.05 m; die oberen 0.50 m reiner H-torf, übergehend in 0.10—0.15 m Waldtorf, welcher wieder unterlagert wird von Sph-torf von 0.40 m Mächtigkeit. **U** = 0.50 m; Uebergangswaldtorf und Bruchwaldtorf mit im oberen Teil Dopplerit. **N** = 0.80—1.00 m; mit zahlreichen Trockenspalten, welche teilweise ausgefüllt sind mit Dopplerit. **T** = Waldtorf (Be-, Pin-stubben). **B** + **O** = lehmig, sandig, mit Pflanzenresten und stark verwitterten nordischen Gesteinsfragmenten. **S** hell-gelb mit nordischen Ge steinsgrus. **Hö** = ung. 13.50 m. Auf dem Untergrunde 4 grosze Pin-stämme mit Diam. von 0.15—0.20 m.

79. **J**, **G** und **A** = 0.70 m; Waldtorf mit Pin- und Be-Stubben mit Diam. von 0.02—0.25 m und Brennspuren. Die oberen 0.30 m stark verwittert. In östlicher Richtung geht dieser Waldtorf allmählig über in **J** = Sphagnumturf. **G** = H-torf. **A** = Sphagnetumturf. **U** = Uebergangs- und Bruchwaldtorf, Pin- und Be-stubben. **N** = 1.70 m; mit zahlreichen Sideritnestern; in und neben dem Siderit auch Vivianit. **T** = 0.10 m; Waldtorf (Pin-, Be-stubben). **B** + **O** = 0.05—0.10 m; lehmiger Sand. **S** hell-braun, feinkörnig. **Hö** = ung. 13.50 m.

80. $J \xi = 1.20$ m; $G = 0.40$ m; HW-torf. $A = 1.60$ m; mit r HW. $U + N = 0.30$ m; Birken-Schilf-Seggentorf, die oberen 0.03 m doppleritisch; enthält Sideritlinsen. $T = 0.05$ m; Waldtorf (Be-stubben, unmittelbar auf dem Sande liegend). $B = 0.12$ m; hell-grau. $O = 0.30$ m; rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. Der Untergrund weist gröszere Höhenunterschiede auf, von 0.50 bis 1.— m. $Hö = 14.—$ m.

81. Hierzu Fig. 5. J = fehlt. $A = 1.80$ m im östlichen Teil des Längenprofils; im westlichen Teil liegt statt des Sphagnetumtorfs ein Waldtorf mit r H, welcher nach O gegen A auskeilt. Die Oberfläche beider Torfarten stark verwittert (Verwitterungs-rinde) $U =$ Im westlichen Teil keine deutliche Uebergangstorfschicht zu erkennen. Nach O aber unter dem A als 0.10—0.25 m mächtiger Uebergangswaldtorf und Schilf-Seggen-Birkentorf vorhanden. $N = 1.—$ m; im Westen des Profils, nach O wird er stets gering-mächtiger und keilt gegen den Untergrund aus. $T = 0.10$ m; Waldtorf (Be-Pin-torf). $B = 0.15$ m; grau-schwarz. $O = 0.22$ m; rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig. $Hö = 15.35—15.85$ m.

82. J = fehlt. $G = 0.30$ m; Wald-H-torf (dosterd), nach O allmählig übergehend in einen HW-torf. $A = 1.00$ m; stark zersetzt mit r HW. $U = 0.10$ m; Schilf-Seggen-Birkentorf. $N = 0.80$ m; mit Siderit im oberen Teil. $T = 0.08$ m; Waldtorf (Be-, Pin-stubben) B vorhanden. O und S nicht verzeichnet. $Hö = ?$ Die im Sande stehenden Pin-stubben mit Diam. von 0.05—0.12 m. Nach Osten wird G wieder überlagert von dem Jüngeren Sphagnetumtorf. Der Niederungstorf keilt nach O allmählig gegen den Sanduntergrund aus. Nach W, also in der Richtung der Runde, geht A allmählig über in den Waldtorf (Pin-Be-torf). Auch U geht nach Westen über in einen Uebergangswaldtorf.

83. In der Nähe (westlich) der Runde. Das Tal der Runde deutlich zu erkennen. $J + G + A = 0.80$ m; Sph-torf fehlt, Rüllenwald-H-torf, dessen oberen 0.25 m stark verwittert wurden. Die Be- und Pin-stubben ragen über der Oberfläche empor. $U = 0.30$ m; Pin-Be-torf. $N = 1.00$ m; mit Linsen von Siderit, besonders im oberen Teil. $T = 0.05$ m; Waldtorf (Be-torf) mit Sandkörnern. $B = 0.09$ m; hell-grau. $O = 0.08$ m; hell rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 14.40$ m.

4. Profile des „Waterschap“ Emmer-Compascuum.

E-C. 1. $J \parallel = 0.50$ m; stark verwittert. $G \parallel = 0.30—0.40$ m; H-torf. $A = 1.20$ m; mit rHW. $U = 0.20$ m; Uebergangswaldtorf und Bruchwaldtorf. $N = 0.90$ m; mit Siderit- und Vivianitvorkommen. $T = 0.10$ m; Torfschlamm und Waldtorf mit Be-, Pin-stubben. $B + O = 0.12$ m; gelb-rötlicher lehmiger Sand mit kleinem, stark verwittertem nordischem Geschiebegrund mit Diam. von 0.004 bis 0.075 m. S gelb, rötlich. $Hö = ?$ Auf dem Untergrunde eine Pin-stubbe mit Diam. von 0.08 m in S-N-Lage.

E-C. 2. Hierzu Fig. 4. $J = 0.30—0.50$ m; mit Verwitterungsrinde. $A = 1.00$ m; mit r HW; $U = 0.15—0.50$ m; teilweise Sch-torf, teilweise Bruchwald- und Uebergangswaldtorf. $N = 1.20$ m; im westlichen Teil des Profiles liegt auf dem Niederungstorf ein Blänken- oder Rüllenmuddetorf von 0.20—0.40 m, welcher überlagert wird von Verlandungstorf. $T = 0.20$ m; Waldtorf (Pin-, Be-stubben). $B + O = 0.12$ m; stellenweise repräsentiert durch einen lehmigen Sand. S hell-gelb, feinkörnig. Im Untergrunde wurzeln zahlreiche grosze Pin-stubben mit Diam. von durchschnittlich 0.35 m. $Hö = \pm 13.50$ m;

5. Profile des „Waterschap“ Smeulveen (Klazienaveen-Noord).

SM. 1. $J \xi = 1.30$ m; mit w HW. $G \xi = 0.70$ m; HW-torf. $A = 1.20$ m; mit r HW. $U =$ Bruchwaldtorf mit Dopplerit (0.03—0.05 m); besonders an den Be-stübbchen Dopplerit. Die Pin-stübbchen, mit Diam. von 0.05—0.15 m, reichen bis 0.35 m in A hinein. $N = 0.40$

m; nach unten übergehend in T. = 0.04—0.08 m; teilweise Torfschlamm, teilweise Wald-H-torf. B, O und S nicht verzeichnet. Hö = ung. 15.00 m.

SM. 2. J \ddot{s} = 1.— m; mit w HW. A = 1.30 m; mit w HW. U = 0.30 m; Uebergangswaldtorf, zahlreiche Pin-stübbchen in gegenseitigen Abständen von 1—2 m; Diam. der Pin-stubben von 0.05—0.20 m, reichen bis 0.35 m in A hinein mit Neigung nach NO, O und SO. Be-stübbchen klein und stets nur spärlich vorhanden. N = 0.80 m sichtbar. T, B, O und S = nicht verzeichnet. Hö = ung. 14.50 m.

SM. 3. J | = 1.60 m; reiner Sph. torf. A = 1.20 m; mit w HW. U = 0.08—0.12 m; Bruchwaldtorf; Dopplerit an den Stubben. N = 0.50—1.00 m. T = 0.05 m; Waldtorf (Pin-stubben). B + O = 0.12 m; lehmig-sandige Schicht mit doppleritisch veränderten Pflanzen-teilen und nordischen Gesteinsfragmenten. S etwas gelb, feinkörnig. Hö = 14.50 m.

SM. 4. J | = 1.00 m; mit HW. A = 1.20 m; mit r HW. U = 0.30 m; davon die unteren 0.15 m als Uebergangs- und die oberen 0.15 m als Bruchwaldtorf. Die Pin-stubben des Uebergangswaldtorfes reichen bis in A hinein. N = 1.20 m. T = 0.08 m; Waldtorf (Be-stubben). B + O = 0.08—0.10 m; lehmiger Sand. S gelb-braun, feinkörnig. Hö = 13.90 m.

SM. 5. J \ddot{s} = 0.85 m. A = 1.20—1.30 m. U = 0.25 m; Uebergangswaldtorf nach unten übergehend in Bruchwaldtorf; Pin-, Be-Stubben mit Diam. 0.01—0.20 m reichen bis in A hinein; enthält Dopplerit. N = 1.20 m; mit Linsen von Siderit mit Vivianit. In frischem Zu-stand gelb-weisz, wird aber an der Luft bald rot-gelb. In Trockenspalten Dopplerit. T = Wald-torf (Pin- und seltener Be-stubben). B + O = 0.05—0.12 m; lehmig, sandig, mit doppleritisch veränderten Pflanzenresten und Grus von nordischen Geschieben. S hell-gelb. Hö = 13.80. Im Untergrunde Pin-stubben, welche bis in den Bruchwaldtorf hineinreichen.

SM. 6. J \ddot{s} = 0.80 m; in westlicher Richtung schnell auskeilend gegen den Sanduntergrund; Die oberen 0.30 m stark verwittert. G \ddot{s} = 0.10—0.12 m; reiner H-torf, lose Struktur, schwarz. A = 0.60 m. U + N = 0.20—0.30 m; Schilf-Seggentorf. T = 0.15 m; Waldtorf (Pin-, Be-stubben) B = 0.12 m; verwitterter Geschiebesand. O = 0.17 m; verwitterter Geschiebesand. S Geschiebesand. Sowohl B, O als S enthalten zahlreiche nordische Geschiebe. Die im Untergrunde stehenden Pin-stubben reichen bis A hinein und haben durchweg einen Diam. von 0.05—0.30 m. Hö = 14.00 m.

SM. 7. Hierzu Fig. 6. J = Im Westen des Profils noch vorhanden, transgrediert nach O über den Waldtorf hinweg und keilt aus. Der obere Teil des Waldtorfes gehört noch dem J an. Die oberen 0.10—0.25 m stark verwittert. Die Verwitterungsrinde des Waldtorfes gibt Anlass zum Mullwehen, ist tief schwarz, zieht sich stark zusammen beim Eintrocknen. (Trockenspalten, 6 seitige Säulen). G: Im w. Teil eine deutliche Grenztorfschicht vorhanden, welche nach W und O immer unschärfer wird. A = 1.00 m; im w. Teil des Profils gegen O auskeilend und vom Waldtorf überlagert, mit r HW. U = 0.20 m; Uebergangswaldtorf mit zahlreichen Be-, Pin-stubben. Die Pin-stubben reichen stets in A hinein. N = von W nach O von 1.00—1.40 m ansteigend, enthält zahlreiche Sideritlager, besonders im oberen Teil. Auch Vivianit kommt vielfach vor. Der obere Teil des Niederungstorfes stellenweise eingenommen von einem Rüllenmuddetorf. T = 0.10—0.14 m; Waldtorf (Be-torf). B = 0.12—0.15 m; hell-grau, stellenweise etwas lehmig. O = 0.25—0.30 m; rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig. Hö = ± 13.90 m; rechts der Runde nach O wieder etwas ansteigend. R bedeutet das gegrabene (vertiefte) Rundebett. Längenmasstab: 1 cm = 10 m, Höhenmasstab: 1 mm = 1 m. Bemerkung: Der obere Waldtorf besteht vorwiegend aus Pin-stubben, dazu treten vereinzelt Be-stubben auf. Auch enthält er H in groszen Mengen. Die Pin-stubben zeigen fast alle einen gekrümmten Stamm und horizontales Wurzelsystem.

SM. 8. J \ddot{s} = 0.80 m. A = 1.20 m. U = 0.12 m; als Uebergangswaldtorf mit zahlreichen Pin-stubben mit horizontalem Wurzelsystem, und bis 0.45 m in A hineinreichend; daneben

rHW; die unteren 0.05 m als Bruchwaldtorg (Be-stübbchen). $N = 0.80$ m; mit Siderit und Vivianit. $T = 0.15$ m; Waldtorg mit zahlreichen Be-stübbchen. $B+O = 0.12$ m; lehmiger Sand mit kleinen stark verwitterten Geschieben. $S =$ bis zu 1.50 m sichtbar; gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö =$ ung. 13.50 m.

SM. 9. $J \ddot{s} = 0.70$ m; mit HW, davon Verwitterungsrinde 0.30 m. $A = 1.30$ m. $U = 0.10$ m; Uebergangswaldtorg mit zahlreichen Pin-stubben. $N = 1.20$ m; Uebergangswaldtorg mit zahlreichen Pin-stubben. $N = 1.20$ m; mit Siderit und Vivianit in Nestern. $T = 0.20$ m; Waldtorg (Pin-, Qu-, Be-stubben). $B+O = 0.05$ m; lehmiger Sand. S hell-gelb, feinkörnig. $Hö = 1350$ m. Auf dem Untergrunde zahlreiche vielfach übereinander liegende Stämme. Ein Qu-stamm mit einer Länge von 15.— m und Diam. 0.35 m in SW—NO-Lage. Die übrigen Stämme mit Diam. von 0.15—0.25 m in S—N; SW—NO; NW—SO und WNW—OSO-Lage. Auf 50 m Länge und 10 m Breite 15 solche langen Stämme; daneben zahlreiche kleinere Stämme.

6. Profile des „Waterschap“ Emmer-Erf-scheidenveen.

E-E. 1. $J \ddot{s} = 1.20$ m; nach O hin in Mächtigkeit abnehmend. Die oberen 0.15 m verwittert. $A = 1.20$ m; nach O hin in Mächtigkeit abnehmend, mit rHW. $U = 0.18$ m; Uebergangswaldtorg; die Pin-stubben mit Diam. von 0.05—0.10 m bis in A hineinreichend. $N = 1.35$ m; oben mit zahlreichen Sideritlinsen, daneben kommt Vivianit vor. Der obere Teil des N stark ausgetrocknet mit zahlreichen Trockenspalten. An den Wänden dieser Spalten Dopplerit. $T = 0.04$ m; Waldtorg (Be-stubben). $B+O = 0.12$ m; lehmiger Sand mit nordischem Geschiebegrus und Pflanzenresten. S hell-gelb. $Hö = 12.75$ m.

E-E. 2. $J \ddot{s} = 1.20$ m; mit w HW. $A = 1.25$ m; mit HW. $U = 0.20$ m als Uebergangswaldtorg mit zahlreichen Pin-stubben mit Diam. von 0.05—0.25 m, reichen bis 0.40 m in A hinein und haben horizontales Wurzelsystem; die unteren 0.25 m als Bruchwaldtorg. $N = 1.25$ m; mit spärlichen Be-stübbchen und Sideritnestern im oberen Teil. $T = 0.08$ m; Waldtorg (Be-stübbchen). B, O und S nicht verzeichnet. $Hö = 12.50$ m.

E-E. 3. $J \ddot{s} = 0.50—0.60$ m; mit HW, oberer Teil stark verwittert. $G = 0.30—0.50$ m; fast reiner HW-torf. $A = 1.00$ m; mit r HW. $U = 0.15$ m; Uebergangswaldtorg mit zahlreichen Pin-stubben bis in A hineinreichend. $N = 1.05$ m; mit Siderit in Linsen, und Trocken-spalten mit Dopplerit. $T = 0.15$ m; Waldtorg, beim Austrocknen stark einschrumpfend und zerbröckelnd, mit Be-stübbchen. $B+O = 0.10$ m; lehmiger Sand mit kleinen nordischen Geschieben; undurchlässig. S hell-gelb. $Hö = 13.00$ m. Auf dem Untergrunde zahlreiche Pin- und Qu-stämme, davon 4 Stämme auf 2 bis 6 m Länge zu verfolgen mit Diam. von 0.15—0.30 m.

E-E. 4. $J \ddot{s} = 0.80$ m; $A = 1.20$ m; mit HW. $U = 0.20—0.25$ m; Uebergangswaldtorg. $N = 1.60$ m; mit Siderit und Vivianit im oberen Teil. $T = 0.08$ m; Waldtorg (Be-stübbchen). $B = 0.08$ m; hell-grau. $O = 0.20$ m; rot-braun. S hell-gelb, feinkörnig, ungeschichtet. $Hö = 12.80$ m.

E-E. 5. $J \ddot{|} = 0.20—0.30$ m; stark verwittert mit HW. $A = 0.60—0.80$ m; mit r HW. $U = 0.40$ m; Uebergangswaldtorg, mit zahlreichen Pin-stubben mit Diam. bis 0.30 m. $N = 0.60—0.80$ m. $T = 0.15$ m; Waldtorg (Pin-, Be-stubben). $B+O = 0.08$ m; lehmiger Sand, mit doppleritisch veränderten Pflanzenteilen. S hell-gelb, ohne Gesteinsgrus. $Hö = 13.30$ m.

E-E. 6. Hierzu Fig. 13. $J \ddot{|} = 0.20—0.25$ m; stark verwittert (V = Verwitterungsrinde). $A = \pm 0.70$ m; mit rHW. $U = 0.10$ m als Sch-torf, 0.40 m als Uebergangswaldtorg. Zwischen dem Sch-torf und Uebergangstorf liegt ein Blänenmuddetorf (M). Auch in dem Uebergangswaldtorg kommen Sideritlager vor. $N = 1.20—1.30$ m; mit zahlreichen linsenförmigen Sideritlagern, welche nach oben eine scharfe Grenze gegen den Uebergangswaldtorg

E-E.6

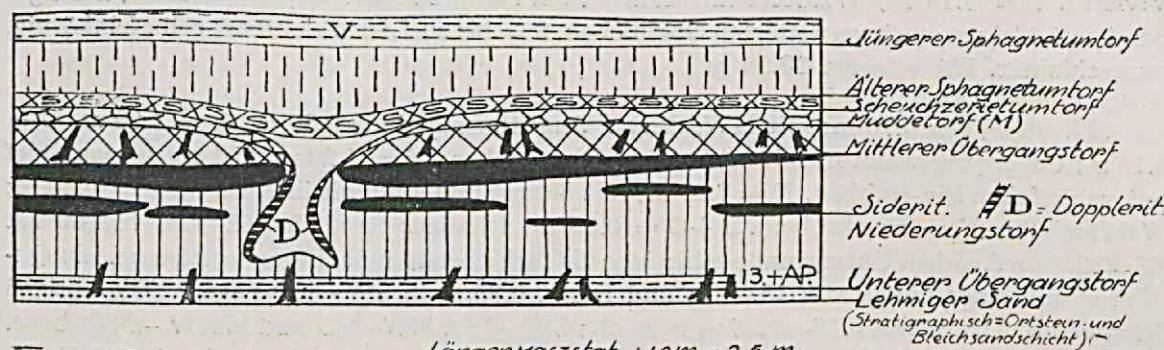


FIG. 13.

bilden. Auch nach unten Auftreten von Sideritlagern. Der Niederungstorf mit zahlreichen senkrecht verlaufenden Trockenspalten, an deren Wänden sich Dopplerit abgesetzt hat (D). T = 0.10 m; Waldtorf (Be-stubben), einzelne Pin-stubben. B + O = 0.10 m; repräsentiert durch einen lehmigen Sand. Hö = 13.00 m.

E-E. 7. J § = 0.50 m; stark verwittert mit rHW. G § = 0.20 m; H- Waldtorf. A = 0.25 m; mit r HW, tief schwarz. U = 0.30 m; Uebergangswaldtorf; die Pin-stämme reichen bis in J hinein; daneben einzelne Be-stübbchen. N = 1.70 m; davon die oberen 0.20—0.30 m als Muddetorf von groszer Dichte, beim Eintrocknen stark einschrumpfend und zerbröckelnd. Vorkommen linsenförmig. Sideritlinsen mit grössten Mächtigkeiten von 0.35 m. Im oberen Teil zahlreiche Sideritlinsen, daneben Vivianit; zahlreiche vertikal gerichtete Trockenspalten zeigend. T = Waldtorf (Be-, Pin-stubben). B + O lehmiger Sand. S nicht verzeichnet. Hö = 12.90 m.

E-E. 8. J § 1.00 m; davon Verwitterungsrinde 0.20 m. A = 1.00 m; mit HW. U = 0.10—0.30 m; Uebergangswaldtorf mit Pin- und seltener auch Be-stübbchen; die Pin-stübbchen zeigen Brennspuren. N = 1.20 m; mit Siderit-und Vivianitvorkommen; enthält Trockenspalten mit Dopplerit. T = 0.10 m; Waldtorf (Be-stübbchen). B = 0.12 m; mit Kiesen mit Diam von 0.025 bis 0.005 m. O = 0.25 m; rot-braun mit Kiesen (siehe B). S mit Kiesen (siehe B). Hö = 12.05 m.

E-E. 9. J § = 0.60 m; mit rHW. A = 1.00 m; mit rHW. U = die oberen 0.15 m als Uebergangswaldtorf, die unteren 0.40 m als Bruchwaldtorf. T Waldtorf (Pin- Be-, stubben). B, O und S nicht verzeichnet. Hö = 12.50 m.

E-E. 10. J § = 1.50 m; ohne HW, gelb-braun-A = 0.80—0.90 m; mit w HW. U = 0.10—0.25 m; Uebergangswaldtorf mit zahlreichen, konisch zugespitzten, bis 0.35 m in A hineinreichenden Pin-stubben. N = ung. 1.00 m. T, B, O und S = nicht verzeichnet. Hö = 11.95 m.

E-E. 11. J | = 1.00 m. A = 0.80 m. U = fehlt. A bildet eine scharfe Grenze mit N = 1.30 m. T = Waldtorf (Be-stubben). B, O und S nicht verzeichnet. Hö = 11.85 m.

E-E. 12. J § = 1.00 m; davon Verwitterungsrinde 0.20 m. A = 0.80 m; mit w HW. U = 0.20—0.25 m; Uebergangswaldtorf, beim Austrocknen stark zerbröckelnd. N = 1.70 m; mit Sideritnestern. T = 0.15 m; Waldtorf (Be-stubben). B, O, und S = nicht verzeichnet. Hö = 11.95 m.

E-E. 13. J | = 0.80—1.00 m; mit HW. A = 1.00 m; mit w HW. U = 0.40 m; Uebergangswaldtorf mit zahlreichen Pin-stubben bis in A hineinreichend. N = 0.80—0.90 m; stellen-

weise mit einzelnen Be-stübbchen; im oberen Teil Siderit. **T**, **B**, **O** und **S** = nicht verzeichnet.
Hö = 13.00 m.

E-E. 14. $J_1 = 1.20$ m; mit HW. **A** = 1.10 m; mit w HW. **U** = 0.03 m; mit vereinzelten Pin-stübbchen. **N** = 1.20 m; mit vereinzelten Be-stübbchen. Im oberen Teil Sideritlinsen, in denen Vivianit vorkommt. Die obere 0.02 m stellenweise doppleritisch. **T** = 0.10 m; Be-torf. **B** + **O** = lehmiger Sand. **S** nicht verzeichnet. **Hö** = 12,40 m.

E-E. 15. $J_2 = 0.70$ m; davon Verwitterungsrinde 0.20 m mit HW. **A** = 0.80 m; mit w HW. **U** = 0.20 m; Uebergangswaldtorf mit Pin-, Be-stubben (in einer Länge von 500 m zu verfolgen). **N** = 1.10 m; mit stellenweise Sideritlinsen und Vivianit. **T**, **B**, **O** und **S** nicht verzeichnet. **Hö** = 12.70 m.

E-E. 16. $J_3 = 1.40$ m; mit w HW. **A** = 0.70—1.10 m; mit w HW. **U** = 0.20 m; Uebergangswaldtorf mit Pin-, Be-stübbchen, bis in A hineinreichend. Stellenweise fehlt er, und bildet also A eine scharfe Grenze mit **N** = 1.00 m. **T** Waldtorf, Mächtigkeit nicht verzeichnet. **B**, **O** und **S** nicht verzeichnet. **Hö** = 11.85 m.

E-E. 17. $J_4 = 1.10$ m; davon Verwitterungsrinde 0.20 m. **A** = 1.20—1.40 m; mit w HW. **U** = 0.20—0.30 m; Uebergangswaldtorf. **N** = 1.05 m. **T**, **B**, **O** und **S** nicht verzeichnet. **Hö** = 11.35 m.

E-E. 18. $J_5 = 1.20$ m; mit w HW, davon Verwitterungsrinde 0.20 m. **A** = 1.20 m; mit w HW. **U** = 0.20 m; Uebergangswaldtorf. **N** = 0.95 m. **T**, **B**, **O** und **S** nicht verzeichnet. **Hö** = 11.00 m.

Manuskript abgeschlossen am 16 ten Februar 1931.

IX. LITERATURVERZEICHNIS.

Abkürzungen: J. Pr. G. L. = Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin.

Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Die Veränderungen des Klimas = Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Eine Sammlung von Berichten unter Mitwirkung von Fachgenossen in verschiedenen Ländern, herausgegeben von dem Exekutivkomitee des 11. internationalen Geologenkongresses. Stockholm 1910.

1. ANDERSSON, G., Das spätquartäre Klima. — Die Veränderungen des Klimas, S. XIII—LVI (1—44).
2. ANDERSSON, G., Swedisch climate in the late quaternary period. — Die Veränderungen des Klimas, S. 247—282.
3. VAN BAREN, J., Zur Frage nach der Entwicklung des postglazialen Klimas in den Niederlanden. — Die Veränderungen des Klimas, S. 25—31.
4. VAN BAREN, J., Die Hochmoore der Niederlande. — Die Ernährung der Pflanze, 9. Jahrgang, Staszfurt 1913.
5. VAN BAREN, J., De Bodem van Nederland. Bd. II. Het Kwartair, Amsterdam 1927.
6. VAN BEMMELEN, J. M., Over de Samenstelling, het Voorkomen en de Vorming van Sideroze (witte klien) en van Vivianiet in de onderste darglaag der hoogveenen van Zuidoost Drenthe. — Verhandelingen der Koninklijke Akademie van Wetenschappen, 1e Sectie, Deel III, Nr. 1, Amsterdam 1895.
7. BIELEFELD, R., Das Diluvium an der Ems und in Ost-Friesland. Erwiderung an die Herren O. TIETZE auf die „Kritischen Bemerkungen zu BIELEFELD's Geest Ostfrieslands“, Z. D. G. G., 1907, S. 281—289.
8. BORGMAN, A., De Hoogvenen van Nederland, Bijdrage tot de kennis der geologische ontwikkeling van Neerlands Hoogvenen. Proefschrift, Rijks Universiteit Groningen. Winsum 1890.
9. VON BüLOW, K., Handbuch der Moorkunde I. Allgemeine Moorgeologie. Berlin 1929.
10. VAN CALKER, F. J. P., Ueber glaziale Erscheinungen im Groninger Hondsrug. — Z. D. G. G., 1907, S. 258—261.
11. DUBOIS, EUG., De geologische samenstelling en de wijze van ontstaan van

- den Hondsrug in Drenthe. Kon. Akad. v. Wet. Versl. v. d. gew. Verg. v. Wis- en Nat. Afd. XI. 150—152. (Amsterdam 1902).
12. GAMS, H. und NORDHAGEN, R., Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mittel-Europa. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München. Bd. 14, S. 13—108 (1920).
 13. GAMS, H., Die Ergebnisse der pollenanalytischen Forschungen in Bezug auf die Geschichte der Vegetation und des Klimas von Europa. — Zeitschr. für Gletscherkunde, Bd. XV, S. 161—191 mit Bibliographie, Leipzig 1927.
 14. JONKER, H. G., Eenige opmerkingen over de geologische samenstelling en de wijze van ontstaan van den Hondsrug. V. Kon. Akad. v. Wet. Versl. v. d. gew. Verg. d. Wis- en Nat. Afd. XIV. 146—154 (1905).
 15. JONKER, H. G., De oorsprong van het glaciaal Diluvium in Nederland. Rede uitgesproken bij de aanvaarding van het ambt van buitengewoon hoogleeraar in de Paläontologie en Historische Geologie aan de Technische Hoogeschool te Delft, den 26 September 1907. Gedrukt bij J. WALTMAN Jr. Delft 1907.
 16. LINDBERG, H., Phytopaläontologische Beobachtungen als Belege für postglaziale Klimaschwankungen in Finnland. — Die Veränderungen des Klimas, S. 177—195.
 17. LORIÉ, J., Contributions à la Géologie des Pays-Bas. VI. Les hautes Tourbières au nord du Rhin. — Archives du musée TEYLER, Sér. 2., Vol. IV. S. 165—309. Haarlem 1895.
 18. LORIÉ, J., Iets over de hoogvenen in Drenthe. Nieuwe Drenthsche Volksalmanak voor 1895. S. 82—97, Assen 1894.
 19. NORDMANN, V., Post-glacial climatic changes in Denmark. — Die Veränderungen des Klimas, S. 313—329.
 20. A. SALFELD, Geographische Beschreibung der Moore des nordwestlichen Deutschlands und der Niederlande, Landwirtschaftliche Jahrbücher XII und XV, 1882—1886.
 21. SCHIERBEEK, A., De Studie der Venen. — Tijdschrift Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 1917. S. 505—545.
 22. SCHUCHT, F., Zur Frage der Urstromverbindung zwischen Unterweser und Unterems. J. Pr. G. L. f. 1912, Teil II, S. 201—214; Berlin 1914.
 23. SCHUILING, R., Nederland. Handboek der Aardrijkskunde. 5. Aufl. S. 48—91, Zwolle 1915.
 24. SCHUILING, R. en THIJSSE, JAC. P., Nederlandsche Landschappen XVII, Vervening te Emmer-Compascuum. P. NOORDHOFF, Groningen 1918.
 25. SERNANDER, R., Die schwedischen Torfmoore als Zeugen postglazialer Klimaschwankungen. — Die Veränderungen des Klimas, S. 197—247.
 26. STEENHUIS, J. F., Bijdrage tot de kennis van den diluviaal ondergrond van Drenthe en Friesland, Proefschrift Delft. 's Gravenhage 1916.
 27. TANFILJEF, G. I., Können Funde von fossilen oder subfossilen Pflanzen immer zur Rekonstruktion früherer Klima- und Vegetationsverhältnisse benutzt werden? — Die Veränderungen des Klimas, S. 169—175.

28. TIETZE, O., Ueber das Alter des Emstalsandes Z. D. G. G. 1907. Briefliche Mitteilung.
29. TIETZE, O., Zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Vergleichende Untersuchungen über die Entwicklung des alten Diluviums im Westen und Osten des Norddeutschen Flachlandes. J. Pr. G. L. für 1912. Bd. XXIII, Teil II, 1914, S. 108—200.
30. WAHNSCHAFFE, F., Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit in Deutschland. Zusammenfassender Bericht. — Die Veränderungen des Klimas. S. 3—22.
31. WEBER, C. A., Ueber die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstumal. Berlin 1912.
32. WILDVANG, D., Eine prähistorische Katastrophe an der deutschen Nordseeküste und ihr Einflusz auf die spätere Gestaltung der Alluviallandschaft zwischen der Ley und dem Dollart. Verlag W. Haynel, Emden und Borkum 1911.
33. WILDVANG, D., Das Reiderland. Eine geologische gemeinverständliche Abhandlung. Selbstverlag des Verfassers. Upleward (Ostfriesland) 1920.

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
I. EINLEITUNG	7
II. DAS PRÄGLAZIAL IM UNTERSUCHUNGSGEBIET UND DESSEN UMGEBUNG	13
Anhang: Der Pottklei	16
1. Der Pottklei oder Lauenburger Ton	16
2. Ueber die Mächtigkeit dieser Tonablagerungen	16
3. Bildung und Ablagerung des Tones	16
4. Ueber das Alter des Tones	17
5. Pottkleivorkommen im Untersuchungsgebiet und Umgebung	18
III. DIE GLAZIALSEDIMENTE IN BEZIEHUNG ZU DEN PRÄG- GLAZIALEN OBERFLÄCHENFORMEN	21
1. Anhang: Die Frage der ein oder zweimaligen Eisbedeckung	27
IV. DER HOCHMOORUNTERGRUND	28
1. Verwitterung des Hochmooruntergrundes	31
a. Bleichsand	31
b. Ortstein (-sand)	32
V. DAS HOCHMOOR	34
a. Die Wichtigsten Torfarten	34
1. Der Jüngere Sphagnetumturf	34
2. Der Grenztorf	37
3. Der Ältere Sphagnetumturf	38
4. Allgemeines über Übergangstorfsschichten	40
5. Der Waldturf	40
6. Der Niederungstorf	44
b. Die Torfminerale	46
1. Der Dopplerit	46
2. Der Siderit (Weiszeisenerz)	48
3. Der Vivianit	49
4. Das Eisenoxyd	50
5. Raseneisenerzmulm und Wiesenkalk	50
6. Andere Moorminerale und Mooreinschlüsse	50
c. Entwicklung und Aufbau des Sudostdrentischen Hochmoores	51
d. Die Runde	64
e. Die Entwicklung der Runde	67
f. Die Entwicklung des Zwarte Meer	70
VI. HEBUNGEN UND SENKUNGEN IN BEZIEHUNG ZU DEN MOORABLAGERUNGEN	75

	Seite
VII. DIE ENTWICKLUNG DES SÜDOSTDRENTISCHEN HOCH-MOORS IM RAHMEN DER NACHEISZEITLICHEN KLIMA-ENTWICKLUNG	79
VIII. AUSZUG AUS DEN PROFILEN	88
1. Zeichenerklärung für die Stratigraphie.	88
2. Andere Abkürzungen und Zeichen	88
3. Profile der „waterschappen“ Barger-Oosterveen und Barger-Compascuum	89
4. Profile des „waterschap“ Emmer-Compascuum	99
5. Profile des „waterschap“ Smeulveen (Klazienaveen-Noord)	99
6. Profile des „waterschap“ Emmer-Erfsciedenveen . . .	101
IX. LITERATURVERZEICHNIS	104

J.5372

STELLINGEN.

I.

„Von besonderer Bedeutung für die Bildung der Schmutzbänder auf den Gletschern erscheint die orographische und geologische Beschaffenheit ihrer Firnumrahmung.”

(F. NUSSBAUM. Ueber die Schmutzbänderung der Gletscher. Mitt. der naturforschenden Gesellschaft Bern, aus dem Jahre 1928. Verlag: PAUL HAUPT, Bern 1929).

II.

De conclusie, door Prof. Dr. F. A. VENING MEINESZ uit zijn diepzee-onderzoek van de Indische Archipel getrokken, dat de plooïng in de oppervlakte-laag een begeleidend verschijnsel zoude zijn van de groote, naar beneden gerichte plooïng (downfolding), wijkt af van de in de geologie en de geomorphologie meestal gehuldigde opvatting, dat de plooïng uitsluitend een diepteverschijnsel zoude zijn en de gebergtevorming een met de plooïng niet samenhangend verschijnsel van latere opheffing.

(F. A. VENING MEINESZ. Maritime Gravity Survey in the Netherlands East Indies; tentative interpretation of the provisional results. Kon. Akad. v. Wet. Proceedings Vol. XXXIII, No. 6, 1930).

III.

Het plan van aanleg eener veenkolonie wordt mede bepaald en dikwijs gewijzigd door de morfologie en samenstelling van de hoogveenondergrond.

IV.

Een „Rumpffläche” ontstaat tegelijk met het gebergte.

V.

Dat ook het voorkomen van noordelijke zwerfstenen aan de basis van het z.g. keizand en de discordante ligging van dit keizand op het keileem zouden pleiten voor de geologische zelfstandigheid van dit keizand, acht ik onwaarschijnlijk.

(J. VAN BAREN. Bodem van Ned. Dl. II, pag. 548, 1927).

VI.

De grenshorizon (VAN WEBER) betekent een chronologische onderbreking in de hoogveenvorming en kan als een denudatievlakte worden opgevat.

VII.

In Drenthe was en is thans nog de boerderij het middelpunt van het economische leven.

VIII.

Ook een pollenanalytisch onderzoek van het Z. O. Drentsche veen is gewenscht.

WEERDINGER ERFSCHEIDEN

VEEN

ROSWINKELER

VENEN

Weg von Emmen nach Roswinkel
ERFSCHEIDEN

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

0

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

</div

