

Jordbundsundersøgelser i Tøndermarsken.

En metodisk redegørelse
med relation til den postglaciale udvikling.

Af N. Kingo Jacobsen.

Grundlæggende synspunkter for arbejdsprogrammet.

Jordbundsundersøgelserne i Tøndermarsken er gennemført inden for hele den unge marine forlands-serie, som med vanlig terminologi kaldes marsk, og som her i udvidet forstand omfatter alle de alluviale dannelser i modsætning til geesten (hedeslette- og bakkeoverfladen), der dels træffes nord og øst for det undersøgte område og dels som underlag for de gennemborede lagserier. Til udredning af områdets holocene udviklingshistorie er planlagt et boreprogram med tilsvarende nivellementer, således at man i grovere træk vil kunne skabe et billede af det landskab, som havet ved den følgende positive strandforskydning transgrederede og mere eller mindre direkte skabte i den nuværende form. De grundlæggende synspunkter for det lagte boreprogram har iøvrigt været følgende:

1. De øvre lag til en dybde af ca. 1 m kan forholdsvis let undersøges. Det er disse lag, der især spiller en rolle for plantevæksten og dermed for landbruget, hvorfor denne side af opgaven er planlagt og gennemført meget detaljeret.
2. Dette fintmaskede borennet suppleres med et grovere net af boringer gennemført til den underliggende geestoverflade. For de indre kogs vedkommende er disse lags tykkelse yderst varieret (fra 0—5 m), for de ydre kogs vedkommende ret konstant (7—9 m), jfr. medfølgende længdeprofil gennem Tøndermarsken, pl. I.
3. Et på syn og følelse bygget karakteriseringsgrundlag, der detaljeret beskriver hver boring, som opnoteres. I forbindelse hermed er udarbejdet et nomenklatur- og signatursystem baseret på

iagttagelser og indvundne erfaringer, således at det simplest muligt er i overensstemmelse med det genetiske grundsyn, der igen er støttet til års studier af de naturprocesser af tilsvarende art, der i dag foregår i udstrakt grad i det danske Vadehav.

Da „marsken“ er dannet under indflydelse af een siden stenalderen stadigt løbende positiv strandforskydning samt i et område underkastet indflydelse af tidevandsbølger, finder man overalt et skifte mellem aflejringer af forskellig slags afsat lagvis. Der er dels tale om tørvedannelser, dels sand- og klægaflejringer. Disse kan forekomme enten som rene faciesdannelser eller i alle tænkelige overgangstyper. Endvidere forekommer de alle dels som ferskvands- og dels som brakvands- eller saltvandsfacies. Umiddelbart set et broget og forvirret billede, men når dette gennem et detaljeret undersøgelsesarbejde nøje kortlægges, såvel type- som niveaumæssigt, fremkommer til slut et ret overskueligt billede, der i sig selv fortæller visse træk af dette landskabs historie.

Det er ikke hensigten med denne artikel at gøre det endelige resultat op af undersøgelserne i Tøndermarsken, men kun at beskrive den anvendte metode og gøre rede for, hvilke sider af denne sag det har været muligt at tage op i denne omgang, samt pege på de veje, man naturligt vil fortsætte af. Ved de foretagne borer er nedennævnte system anvendt til klassificering af de jordartdannende elementer. Ved siden heraf er der tale om dels de kemiske og dels de fysiske forhold i jordbunden, der alle er yderst vigtige og i høj grad bør støttes af detaljerede analyser. Den her anvendte skønsmæssige metode er ifølge sagens natur næsten udelukkende bygget på de fysiske forhold. Ved beskrivelsen af de i marken opmålte eller borede profiler, der senere helst skal kunne anskueliggøres umiddelbart, har det været nødvendigt i en vis udstrækning at kombinere iagttagelse med tolkning, da der ofte er tale om blanding af materialer, hvor en detaljeret beskrivelse af et enkelt profil vil være praktisk uoverkommelig, jfr. eksempel fra Ballummarsken, pl. II. I de på samme planche givne eksempler på en profilmæssig og flademæssig fremstilling af de borede og beskrevne profiler er der forsøgt med at adskille grundmaterialer ved hovedfarver (geest-sand rødt, tørvedannelser blå, gytjer grønne, klæg brunt og marint sand gult), og at lade nuancerne her indenfor modsvare blandinger repræsenterende et genetisk synspunkt. En nøje bearbejdelse efter disse retningslinier senere suppleret gennem detaljerede analyser af de forskellige „typer“ bør kunne give et resultat, der i flere hen-

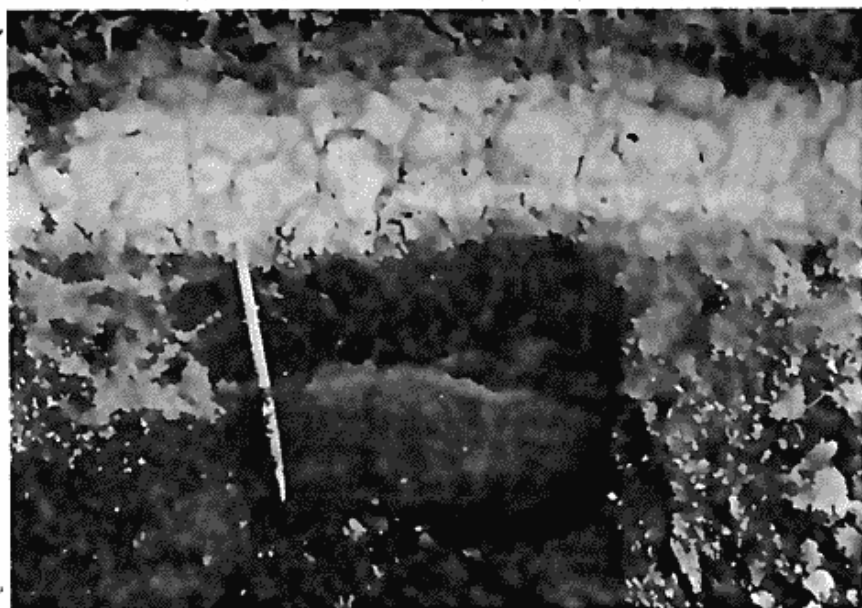


Fig. 1. Profil svarende til eksempel 1. i fig. 5. Klægen er lys på grund af udtørring. Tørvelagene nedenunder repræsenterer T_1 og T_2 , adskilt af en lys klægstribe. T_3 ses i bunden af profilet.

Fig. 1. Peat-bassin superposed by clay, corresponds to example 1. fig. 5.

seender kan give svar på spørgsmål såvel af videnskabelig som af praktisk rækkevidde: marskens geologiske historie, opdyrkning, dræning og eventuelle bebyggelse; til sidstnævnte spørgsmål må naturligvis knyttes sideløbende undersøgelser af kulturgeografisk og økonomisk art.

Jordbundsprofilet: karakteristik, systematik og udbredelse.

Profilstudier i moderne forstand af jordbunden er siden slutningen af forrige århundrede udviklet både i Rusland og i Amerika, hvor man siden da er gået i gang med udbredte karteringer. I Vesteuropa er karteringen efter principper følgende det amerikanske system især udviklet i Holland, først gennemført af dr. W. A. J. Oosting (A. J. Zuur, 1950) og senere under og efter 2. verdenskrig fortsat og yderligere sat i system af professor C. H. Edelman. I Belgien har man under ledelse af professor R. Tavernier siden 1948 udført en systematisk undersøgelse af hele landet. Grundprincippet er fremstillingen af kort, hvoraf jordbundsbeskaffenheden fremgår, således som den i tidens løb er udformet af naturens kræfter og under indflydelse af menneskets virksomhed. De simpleste jordbundskort er kort, der angiver variationerne inden for hver enkelt egenskab, enten af kemisk art (forskelle i pH, P, K, Na o. s. v.) eller

af fysisk art (granulære sammensætning, humusindhold m. m.). De moderne kort er af anden type, da de bygger på studiet af variationerne i opbygningen af jordbundsprofilen. Sin praktiske betydning får karteringen endvidere gennem den nøje sammenhæng, der består mellem planternes udvikling og opbygningen af profilen, idet der her er tale om en gensidig virkning. Studerer man således et profil lidt nøjere, f. eks. til ca. 1 m's dybde, ser man, at jorden i forskellige dybder har forskelligartede egenskaber. Nogle steder skifter materialet karakter, f. eks. klæg på sand eller klæg på tørv og sand, og at dette er af betydning for plantevæksten, kan ses af rodnettets udvikling. Findes således klæg på groft sand, vil man se, at planterødderne undviger det tørre sand; ligger omvendt en let jord på en undergrund af svær klæg, så trænger rødder heller ikke ned, da de dybere lag er vandlidende og derfor iltfattige. Underlejres klægen af podzoleret sand (f. eks. i flyvesandsrygge), bliver den vandlidende. Består undergrunden derimod af sur tørv eller „svovl-klæg“, ser man ligeledes, hvordan rødderne skyr den dårlige undergrund. Disse ting, der er afgørende for plantevæksten, må være retningsgivende for profilstudiet. Lige så vigtige som bratte overgange i materialets art er ændringer i jordens struktur, d. v. s. den form, størrelse og beliggenhed, som jordaggregaterne har, og hvori grundbestanddelene er sammenføjede. Dårlig struktur har alle de vandfyldte aflejringer, der i fugtig tilstand er nærmest flydende, og som ved tørring bliver stenhårde. Mindre god struktur har den stive, fede klæg, der ved tørring slår revner og opdeles i prisme-pilleformede aggregater, der er ret store og hårde. Denne struktur er dog antagelig, og først når den ødelægges ved uhensigtsmæssig behandling, opstår vanskelighederne. God struktur har ingen skarpe aggregater, men nærmest ubestemte afrundede former; herimellem findes naturligvis alle tænkelige overgange, der ligeledes er afgørende for udviklingen af planternes rodnet. Foruden materialets art og jordens struktur er vandhusholdningen af afgørende betydning, idet et af de vigtigste kendetegn på et godt profil er en gunstig balance mellem vand og luft i jorden. Den sæsonagtigt svingende grundvandstand kan have til følge, at jorden om foråret er for fugtig, om efteråret for tør. Svingninger i grundvandstanden i jorden kan studeres ved hjælp af „gleyfænomenet“ (udskillelse af jernforbindelser), der præcist angiver de dybder, hvor de reducerende forhold sætter ind, netop det niveau, som planterødderne ikke kan ånde i om foråret.

Med udviklingen af jordbundskemien og den udbredte anvendelse



Fig. 2. Lo-system i tørvebassin af type som fig. 1. Loen er i slutfasen udfyldt af klæg.

Fig. 2. Old creek-system in a peat-basin superposed by clay.

af kunstgødning har jordbundsundersøgelserne udviklet sig næsten fuldstændigt i kemisk retning med det formål at lære den kemiske jordbundstilstand at kende først og fremmest i forbindelse med plantenæringsstofferne. Dette ekstremt kemiske standpunkt er på grund af sin ensidighed ikke fyldestgørende, idet som nævnt andre kvalitetsforskelle afhængige af jordens fysiske forhold er af afgørende betydning. Disse egenskaber afhænger som anført af jordarternes sammensætning, tilstedeværelsen af springvise ændringer (lagdannelser o. lign.), strukturforhold, tørhedsgrad m. m. Jordbundskarteringen bør derfor ikke alene klassificere jorden efter kvalitetsforskelle, men grundet på studiet af profilet endvidere pege på de faktorer, der er årsagen til mange jordes mindre gode kvalitet. Hertil kræves endvidere en regional indsigt, der nødvendiggør en kartografisk fremstilling af profilvariationerne, med andre ord, en gruppering af profilerne efter visse vigtige hovedtræk, idet man



Fig. 3. Højtliggende flyvesandsryg med podzolering overlejret af 30—50 cm klæg. Klægen er ret fed, gennemsat af tørkesprækker og opdelt i prismeformede aggregater. Umiddelbart herunder ses et mørkegråt humuslag (A_0), blegsand (A_1) samt tørve- og jernahl (B) med karakteristiske skorstensdannelser.

Fig. 3. Geest-ridge of blown sand podzolised and superposed by clay.

ved en detaljeret undersøgelse vil finde, at alle profiler er forskellige. *Jordbundsundersøgelse*ernes vigtigste formål er således studiet samt den kartografiske fremstilling af de væsentlige forskelle i jorden beregnet for hele jordbundsprofilet.

Det amerikanske klassificeringssystem inddeler profilerne i typer (soil types), der igen samles i serier (soil series), provinser (soil provinces) og til slut i grupper (great soil groups). Af disse kategorier er kun de to førstnævnte af betydning i denne forbindelse, idet de sidstnævnte omfatter egenskaber, der kun udviser variationer inden for større landområder. Som eksempel på jordbundsgrupper kan nævnes podzoljorde, chernozem, laterit o. s. v., altså en inddeling, der er grundet på forvittringsomstændigheder, og som hovedsagelig stemmer overens med de klimatiske regioner på jorden. Jordbundsprovinserne omfatter så nogenlunde de forskellige geomorfologiske hovedtyper som f. eks. marsken. Denne undersøgelse er således et forsøg på ved et detaljeret studie af et lille område inden for en jordbundsprovins (Tøndermarsken) at kortlægge typernes og seriernes udbredelse her indenfor.

En jordbundstype omfatter jorde, der i alle væsentlige egenskaber stemmer overens med hinanden, medens jordbundsserien sammenfatter de profiltyper, der har en eller flere meget vigtige egenskaber fælles. Det er dog ikke tilfældigt, hvilke egenskaber der er tale om,

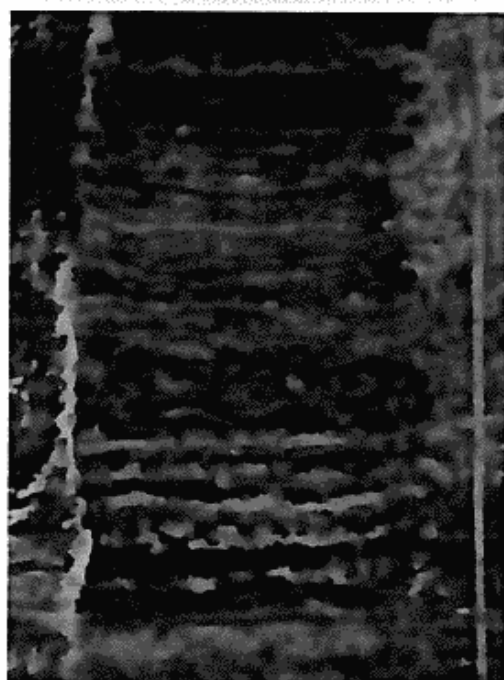


Fig. 4. Forlandsklæg med alternerende sand- og klæglag, nederst afsat i ret brede bånd, øverst i smalle striber.

Fig. 4. Typical foreland-clay consisting of alternating layers of sand and clay.

idet seriens typer er grupperet på genetisk og morfologisk basis. Som det fremgår af figurerne 7 og 8,*) finder man i marsken meget ofte variationer i jordbundstype selv inden for 10—20 m. For en forståelse af problemstillingen er det derfor nødvendigt inden for serien at udvælge prøvsteder, der gennembores meget detaljeret. Figurerne 7 og 8 viser to marker inden for hver sin serie, hvor borer er foretaget for hver 10. m i linier med en afstand af henholdsvis 30 m (fig. 7) og 20 m (fig. 8), og som i fig. 7 afslører fem typer og i fig. 8 otte typer. Ved den kartografiske fremstilling må der naturligvis være en nøje sammenhæng mellem kortets skala og borenets tæthed. Målestokken for de to jordbundskort, der illustrerer forholdene i de nævnte tilfælde, er således 1:1.000. Det er naturligvis ikke i praksis overkommeligt at dække større flader med så tæt et boret og heller ikke nødvendigt for kortlægning af hovedtrækkene i typernes udbredelse. Som det fremgår af prøvstedet X, 1—11 på pl. II, kan ret detaljerede kort fremstilles ved en bore-tæthed på ca. 10 pr. hektar. Den hertil svarende kortskala er 1:5.000, og dette forhold er valgt ved de fortsatte borer, der dækker området vest for Møgeltønder.

*) Planche III bagest i bogen.

Som det fremgår af ovennævnte, kan man fremstille jordbunds-kort af forskellig kvalitet afhængig af, til hvilket formål de omtalte kort udarbejdes, forudsat at man i forvejen kender de i vedkom-mende provins forekommende jordbundstyper. Man kan således, foruden de to nævnte eksempler repræsenteret ved figurerne 7 og 8 (markerne II, 16 og IV, 41 på pl. II) som een type, og X, 1—11 (pl. II) som en anden, også fremstille kort over seriernes udbredelse. Disse oversigtskort kan passende fremstilles i skalaen 1:20.000, svarende til ca. 1 boring pr. hektar. Det er dog vigtigt at under-strege, at man ikke, som man umiddelbart skulle tro, kan starte med at fremstille disse oversigtskort, når man påbegynder arbejdet inden for en ny jordbundsprovins. Grunden er den simple, at man ved en detailleret gennemarbejdning af enkelte prøvemarker gør sig variationerne klar og lærer typernes udformning og betydning at kende. Uden dette samt en vis genetisk og morfologisk indsigt kan man naturligvis ikke vide, hvilken vægt man i det stormaskede net kan tillægge de enkelte profiler, man opmåler. Har man imidlertid først ved bearbejdelsen af nogle typiske marker med et tæt borenat sat sig ind i områdets profilvariationer, kan oversigtskortene med stort held fremstilles.

Beskrivelse af den anvendte metode.

Ved overfladeboringen er anvendt et håndbor af belgisk type, nederst en proptrækkeragtig snegl (5 cm), der ender i et kammer med skæreflade (20 cm) fæstnet på et 1 m langt skaft med 25 cm's inddelinger. Ved linieboringer til fast sandbund (geestoverflade) er fra en dybde af 1,25 m anvendt et tysk halvcylinderbor (diameter ca. 2 cm). Borepunkterne er skridtet ind med kontrol til endegrøfter og derpå indkonstrueret på kortet 1:5.000. Af hensyn til regi-streringen er marsken inddelt i distrikter angivet ved romertal, fænerne ved arabertal og den enkelte boring ved et bogstav, f. eks. II, 37 c. Linieboringer har fortsat nummerering med arabertal. Li-nien er endvidere nummereret med P efterfulgt af romertal, f. eks. P VIII, 487. Materialebestemmelsen er foretaget på stedet skøns-mæssigt og opnoteret i kvadrerede markbøger efter princip som følgende eksempler i figur 5: 1. Tørvebassin overlejret af et ca. 45 cm tykt klægdække. Tørven repræsenterer tre typer. Mellem T_2 og T_3 findes en tynd klæghorisont. Klægdækket repræsenterer konsistens- og strukturmæssigt tre typer adskilt af mørktfarvede hånd, endvidere ses en sandstribe i 30 cm's dybde (jfr. p. 136). 2. Bassin af marin gytje overlejret af et ca. 85 cm tykt klægdække, hvoraf

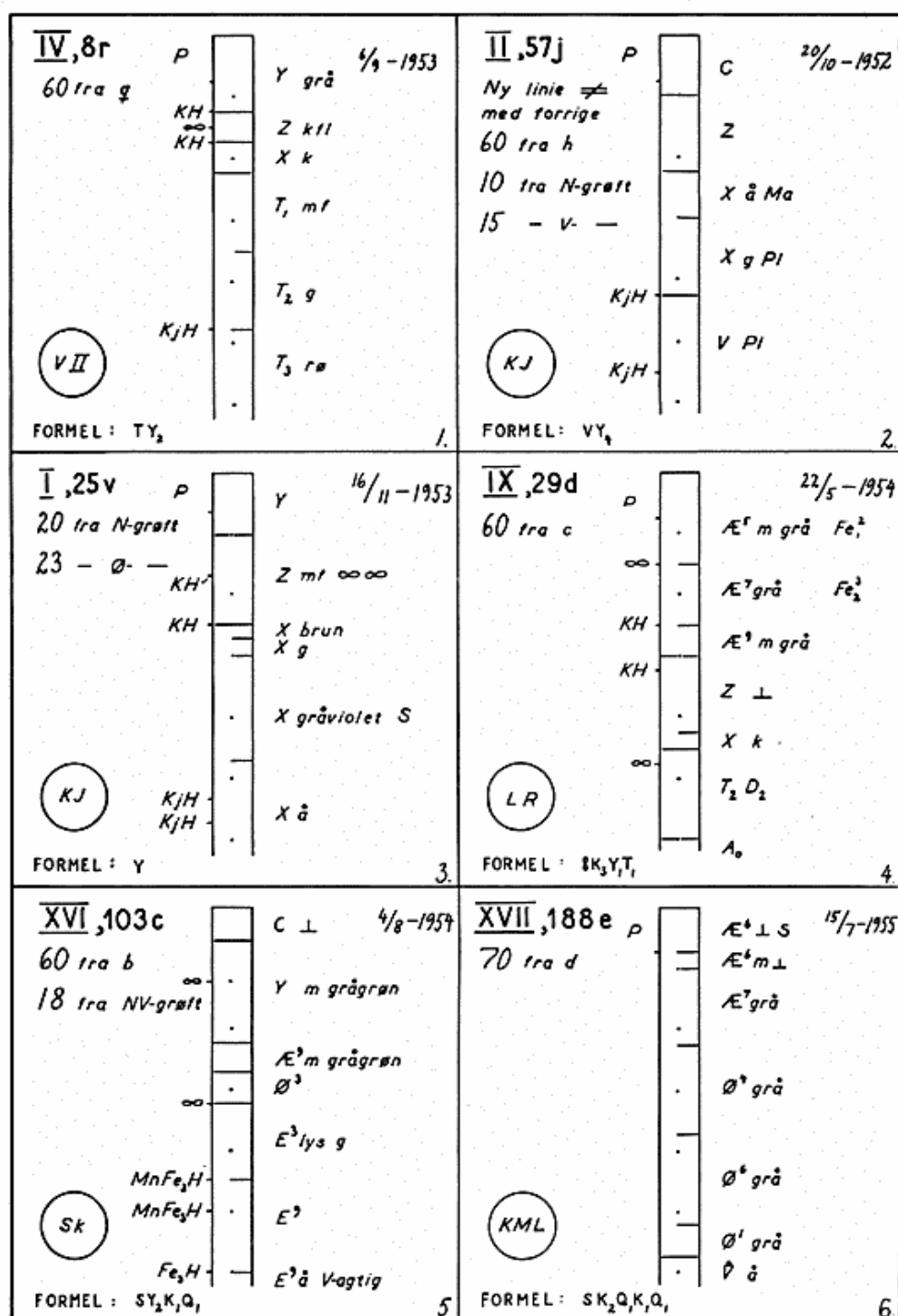


Fig. 5. Eksempler på målebogsføring repræsenterende seks forskellige jordbundstyper (jfr. p. 113).

Fig. 5. Examples of field records chosen from six genetically different soil-types (cfr. p. 138).

de øverste 20 cm er gytjeholdig overfladeklæg. 3. Klægprofil, består af tre typer klæg, i bunden en fed gråblå klæg overlejret af gråviolet svovlklæg, øverst klæg af forlandstype (med sandstriber). 4. Podzoleret flyvesandsryg med et ca. 30 cm tykt tørvelag overlejret af 30 cm laguneklæg og 60 cm forlandsklæg. 5. Højtliggende vade (sand, højdisperst) overlejret af 20 cm forlandsklæg, 40 cm fed klæg og øverst 20 cm gytjeholdigt overfladeklæg. 6. Typisk profil fra de ydre kog med aflejringer af forlandsklæg (ca. 115 cm) på gråblåt vadesand. Forlandsklågen udviser to gange skifte mellem magre og fede aflejringer.

Foruden oplysninger om boringens nummer, beliggenhed og dato samt borerens initialer opnoteres eventuelle morfologiske træk som: skrænt, lavning, lo m. m. Ved påbegyndelsen af hver ny fenne noteres oplysninger om markens karakter og anvendelse (naturlig plantevækst, afgrøde, husdyrhold, dræning, vandstand i begrænsende grøfter o. lign.). På højre side af boresøjlen beskrives boringens materialer (klæg, klister, tørv, sand o. s. v.) med nærmere angivelse af fysiske karakteristika som farve, kornstørrelse, mængdeforhold i blandinger m. m. På venstre side opnoteres alt refererende til horisonter, overgange, striber og bånd, d. v. s. alle lag under 5 cm's tykkelse. Af praktiske grunde er der udformet et forkortelsessystem, der er en hjælp ved nedskrivningen, og som senere muliggør en lettelse ved bearbejdelsen af boringerne, da det ved anvendelse af disse tegn i forbindelse med indekstal til angivelse af lagtykkelser og blandingsforhold er muligt at udtrykke profilet ved en ret simpel formel. Nederst til venstre er for hvert af de seks eksempler i fig. 5 angivet den til profilet svarende formel. Forrest uden yderligere angivelse opføres bundlaget: tørv (1), gytje (2), klæg (3), podzoleret flyvesand (4) og marint vadesand (5 og 6). De følgende symboler angiver lagdelingen fra overfladen og nedefter med indekstal svarende til tykkelsen i decimeter. Ved udskrivningen af formlerne ses bort fra detaljer i profilet. Disse formler kan senere indføres på kladdekort, og på basis heraf kan så de endelige jordbundskort fremstilles, jfr. eksemplerne pl. II. For en nærmere forståelse og vurdering af metoden skal i det følgende gives en gennemgang af materialerne med vedføjelse af anvendte forkortelser, som naturligvis kan vælges frit, og som ved nye opgaver vel bør indrettes efter de af *J. Troels-Smith* (1955) opstillede retningslinier. De anvendte forkortelser er ligeledes medtaget af *Kjeld Rasmussen* ved analyse af enkelte af hovedmaterialerne, jfr. efterfølgende artikel i dette bind af *Geografisk Tidsskrift*, pp. 147—170.

I. Kornstørrelser og materialer.

A. Hovedmaterialer.

1. Sand.

⊙ Sand i almindelighed.

Ved forekomsten af sten ændres ringen til et trekantstegn. I denne gruppe indgår således geestoverfladen omfattende morænesand og -grus, den oprindelige hedesletteoverflade, flyvesandsrygge samt bæksande. Til adskillelse af disse typer, særlig i modsætning til det nedennævnte marine sand, tjener farver og kornstørrelser samt tilstedeværelsen af podzolprofiler. Sidstnævnte beskrives på vanlig vis med adskillelse af en A-, B- og C-horisont; A-horisonten opdelt i A₀ og A₁, B-horisonten i B₁ og B₂. I denne forbindelse skal blot nævnes forskellen på ahlens sand, hvor sandskornene alle har et brunt-gulligt overtræk, og mørkt-farvet sand, hvor de enkelte sandskorn har bibeholdt deres naturlige farve. Foran sandtegnet anføres et af følgende store bogstaver: L, G, MK, MF og F til angivelse af kornstørrelser, henholdsvis grus, grovkornet sand, mellemkornet sand, mellemfint sand og fint sand.

▽ Marint sand, vadesand.

Samme forkortelser for kornstørrelser som ovenfor.

E Vadesand, mellemfint — fintkornet, højdisperst på grund af stort Na-jonindhold, jfr. Kjeld Rasmussen (1956, p. 147).

2. Klæg.

Y Normal overfladeklæg, brun, god struktur.

Z Klæg af bassin-type, lokal betegnelse „bind-klæg“, grå — gråbrun, mindre god struktur.

X Klister, uden struktur, ofte Na-holdig klæg.

* Grovklister, uden struktur, ofte Na-holdig klæg af „mellerstype“.

C Gytjeholdig overfladeklæg, træffes i vandlidende områder, dårlig struktur.

3. Gytjer.

V Marint prægede gytjer (ofte med Ostracod-skaller), blålige.

W Fersk-brakvandsprægede gytjer, grønne — olivengrønne.

4. Tørv.

T? Tørv, ubestemmelig.

T₁ Phragmitestørv, grå — gråsort.

T₂ Phragmitestørv med trærodde (Betula og Alnus), gråbrun — brun.

- T₃ Tørv domineret af *Alnus* med *Menyanthes*-frø og *Phragmites*, rødbrun.
- T₄ „Lo-tørv“ (*Carex*, *Sparganium*, m. fl.), ofte sort, svovlbrintelugtende.
- D Tørvebetegnelsen efterfølges af et D₀—D₃ som angivelse for dekomponeringsgraden efter en 4-delt skala, en simplificering af de humositetsgrader, v. *Post* opstillede i 1926.

B. Diverse indlejrede materialer.

1. Kemiske udfældninger.

Jar Jernsulfatforbindelsen jarosit o. a., smørcremfarvet.

Sv Svovljernsforbindelser, rent gule — lysegule, optræder næsten udelukkende i klisteraflejringer (X) af gråviolet farve med et vist indhold af planterester, især *Phragmites*.

Fe Svovljernsforbindelser i konkretionsform, normalt rød — gulbrune, i enkelte tilfælde gulgrønne. 5-delt skala 0—4 efter konkretionernes hårdhed og størrelse.

Mn Manganforbindelser, mørktfarvede.

2. Planteindhold.

Pl Planterester.

T Tørveagtige planterester.

M *Menyanthes*-frø.

Ph *Phragmites*.

Øvrige plantenavne skrives fuldt ud.

3. Dyreindhold.

Sk Skaller, der ikke kan bestemmes. Bestemmelige skaller af *Ostracoder*, *Hydrobia*, *Litorina*, *Cardium*, *Mytilus* o. a. skrives fuldt ud.

C. Blandinger af materialer, mængdeangivelser.

1. Forlandsklægen, der som type dominerer den vestlige del af Tøndermarsken, er ikke en homogen serie, men består af skiftende lag sand og klæg, repræsenterende de højvander, der har afsat materialet i den daværende strandeng. Nærmere redegørelse for denne varvige series dannelsesproces i nutiden er givet af *Niels Nielsen* (1935, 1938) og *Børge Jakobsen* (1954). Fig. 4 viser profil af denne type fra Ballumarsken. Det fremgår heraf klart, at det ikke er muligt detaillere at beskrive hvert lag, hvorfor serien er taget som helhed og betegnet Æ eller Ø, alt efter om

den tilstedeværende klæg henholdsvis er af typerne Y eller X. Med indekstal 1—9 angives den skønnede mængde klæg efter en 10-delt skala, f. eks.

Æ³ marint sand med ca. 30 % klæg (Y) i lagdelt serie.

Ø⁷ marint sand med ca. 70 % klæg (X) i lagdelt serie.

2. Nær geestranden, hvor ren, ofte svær klæg overlejrer hedslettesand eller morænesand og -grus, består bundlaget ofte af en blanding af de to materialer, og der er i reglen ikke tale om nogen lagdeling i dette tilfælde. Sådanne blandinger er betegnet Å og H efter tilsvarende retningslinier for klægens type og blandingsforhold som under 1:

Å⁸ geestsand med ca. 80 % klæg (Y), opblandet.

H⁴ geestsand med ca. 40 % klæg (X), opblandet.

3. F Ved dybdeboringer i den vestlige del af Højer-Møgel-tønder Kog træffes fra ca. 2—6 m under overfladen varvige serier af klæg, tørv, gytje og sand, der, når ingen af lagene når en tykkelse af 5 cm, er noteret under eet og betegnet med F.

4. Blandinger af tørv og klæg er meget almindelige i den indre del af Tøndermarsken. Det dominerende materiale angives først, efterfulgt af det andet materiale med indekstal 1—4 modsvarende ca. 10—40 % skønsmæssigt vurderet.

T₁X³ Phragmitestørv med ca. 30 % klæg (X).

II. Farver.

Farveangivelser er ret vigtige og bør altid efterfølge materialebeskrivelsen. Foruden de fleste almindelige farvenavne (eventuelt sammensat af to farver), hvortil er anvendt forkortelser med små bogstaver, er følgende karakteristiske navne brugt: koksfarvet, blækfarvet, blæksort, karryfarvet, granatfarvet, lateritfarvet, okkerfarvet, olivenfarvet og vivianitfarvet. En del af farveangivelserne refererer ikke udelukkende til farven, men også i nogen grad til konsistensen, f. eks. koksfarvet kontra blæksort. Farveangivelsen er endvidere ofte suppleret med forstavelsen lys eller mørk; mf efter en farve angiver mørkfarvning, uafhængig af grundfarven. Endelig kan en farve forekomme pletvis eller som flammer i en anden.

III. Konsistens, struktur o. lign.

Disse egenskaber, der allerede er omalt, er i høj grad afhængig, såvel af de elementer, der danner jordlaget, som af den øjeblikkelige tilstandsform, idet iltning, udtørring, jonbytningsprocesser o. s. v. i høj grad vil ændre billedet. Her har skønsmetoden et fortrin ved på stedet at beskrive det levende profil, særlig hvor man kan støtte sig til en grovere laboratorieteknik, der kan udføres i marken. Vanskeligheden består dog altid i, at dette hemmer den hurtige og dermed over store flader overkommelige bearbejdning, der som nævnt er nødvendig af hensyn til en kartografisk behandling.

Ved hjælp af dette under I—III omtalte system er det muligt at beskrive ethvert i marsken forekommende profil, selv om man ikke i den øjeblikkelige situation er i stand til at bestemme placeringen af de enkelte lag i profilet efter oprindelse. Af den senere bearbejdning vil denne placering fremgå, når herunder medtages nødvendige analyser, datering, bestemmelse af niveauforhold m. m. *Som grundlag for klassificering af jordlagene er det nødvendigt at anvende et genetisk syn, d. v. s. at tage hensyn både til materialernes art og til deres oprindelse, ikke mindst de milieuer, hvori de er afsat, da alt dette er afgørende for den samlede sum af egenskaber.* Jordbundskortene, der fremstiller resultaterne af profilstudier efter ovenstående metode, skal således ikke blot registrere de øjeblikkelige tilstande i jorden, men samtidig angive de muligheder, som vedkommende typer indebærer med en hensigtsmæssig behandling.

Type-eksempler på jordbundskort.

Som eksempler på den rige variation i jordbundstyper, der findes i marsken, er på pl. II gengivet 3 prøvemarker samt et profil. Prøvemarkerne er alle beliggende i Tøndermarsken (jfr. fig. 6) og repræsenterer dels en geestryg-type (II, 16), dels en bassin-type på tørv (IV, 41) og dels en flodmarsk-type (X, 1—11). Profilet med eksempler fra Ballummarsken viser endelig den forlandsprægede type, der i Tøndermarsken er repræsenteret i alle de ydre kog, samt i den vestligste del af de indre kog (jfr. p. 132).

Prøvemarken II, 16 er gennemboret i linier med en indbyrdes afstand af ca. 30 m og med en afstand af 10 m mellem boringerne på linien. Profilerne er gengivet på fig. 7, der klart registrerer de ret store variationer ud over marken. På pl. II er disse forhold gengivet kurvemæssigt med farver repræsenterende hver sin jord-

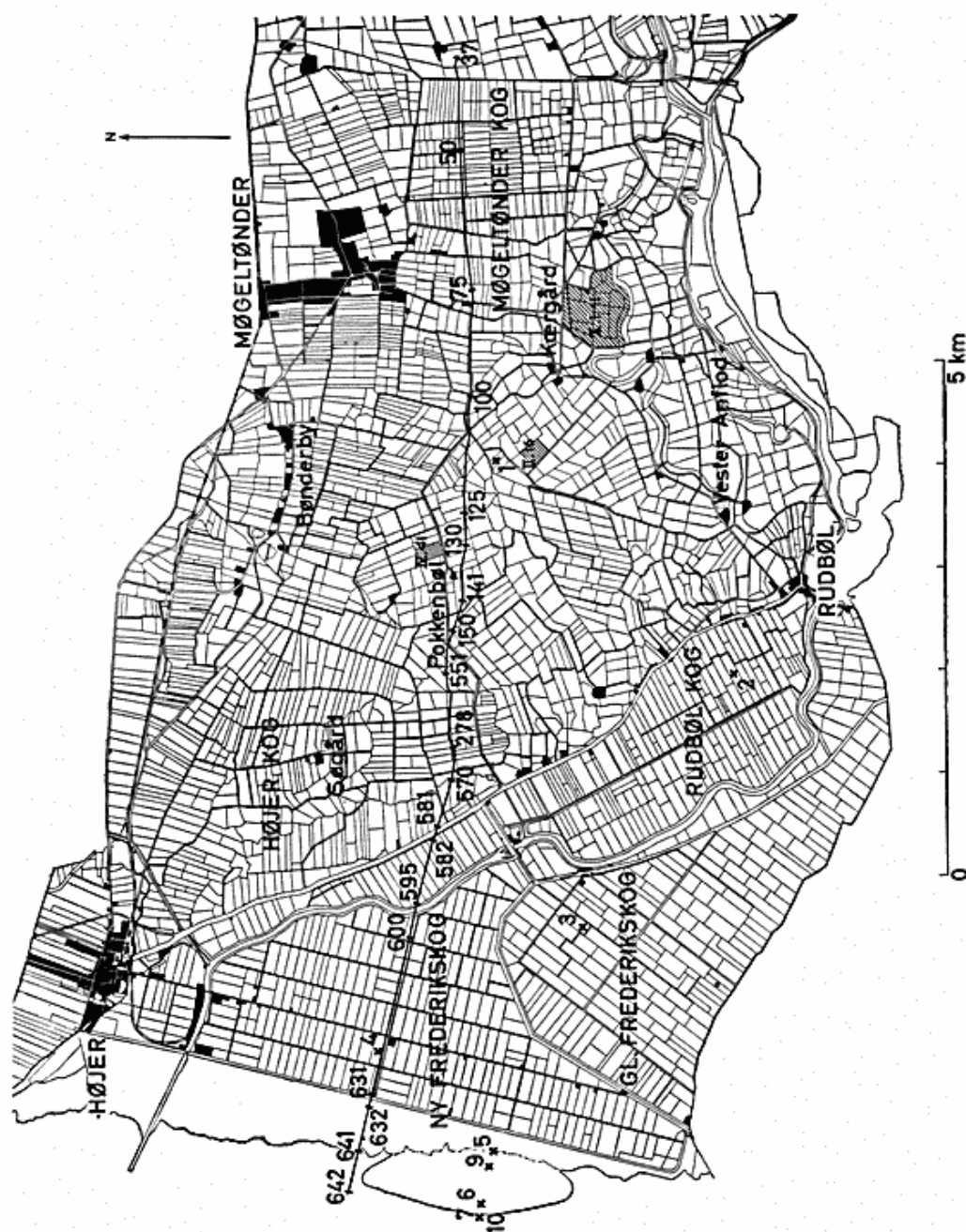


Fig. 6. Oversigtskort over den vestlige del af Tøndermarsken. Indtegnet ses profil-linien (pl. I), prøvemarkerne II 16, IV 41 og X 1-11 (pl. II og III) samt beliggen-heden af udtagne prøver analyseret og beskrevet af Kjeld Rasmussen, krydsene nr. 1-7, 9-10 (jfr. p. 147).

Fig. 6. Map of the western part of the salt-marsh area of Tønder to indicate the position of: the profile (pl. I), the test fields (pl. II, III), and soil samples analysed by Kjeld Rasmussen, nrs. 1-7, 9-10 (cfr. p. 147).

bundstype regnet efter hele profilet til 1,25 m's dybde og tildels illustreret ved de indtegnede boresøjler i randen af figuren. Man får her et nærmest plastisk billede af den urolige geestoverflade bestående af podzoleret flyvesand med bassiner udfyldt af tørv og øverst generelt overlejret af klæg; typen svarer til området omkring borerne nr. 92—105 på pl. I.

Prøvemarken IV, 41 er gennemboret i linier med en indbyrdes afstand af ca. 20 m og med en afstand af 10 m mellem borerne på linien. Profilerne er gengivet på fig. 8. Foruden de ret store variationer i hovedmaterialerne ses inden for tørven den ret regelmæssige lagdeling af T_1 , T_2 og T_3 . Prøvemarken repræsenterer et af de indre bassiner med en dybde af 3—4 m under terrain. Ovenpå geesten træffes her overalt en rødbrun tørv med trærester (*Alnus*, *Corylus*) og frø af *Menyanthes*. På foranledning af *Sigurd Hansen* er der udtaget prøver af denne tørv til pollenanalyse, og *H. Krogh* har efter et foreløbigt skøn anslået alderen til ca. 2.000—2.500 f. Chr. Denne tørvetype afbrydes pludseligt af en 1—2 cm tyk klægstribe og overlejres derefter af en ny ferskvandstørv bestående af *Phragmites* med rødder og grene af bl. a. *Betula*. Denne tørv går endelig jævnt over i en *Phragmitestørv* af grå-gråsort farve og overlejres øverst af klæg afsat i 2 lag adskilt af en mørkfarvet klægstribe. Klægen er overalt af bassin-type, men i den øverste del findes dog, over store strækninger, en sandstribe i ca. 30 cm's dybde. Foruden tørvebassinet med et klægdække af forskellig tykkelse forefindes i den sydlige del af marken en geest-ø med typer svarende til mark II, 16. Endelig er tørvebassinet gennemskåret af render udfyldt af gytjer og overlejret af klæg. Markens beliggenhed svarer til området omkring borerne nr. 121—128 på pl. I.

I prøvefeltet X, 1—11 er borerne udført i et kvadratnet med en indbyrdes afstand på 50 m. Placeringen af feltet fremgår af fig. 6, og senere borer har vist, at man her befinder sig på overgangen mellem 3 hovedtyper, der alle kan registreres på kortet pl. II. Mod nordøst ses et tørvebassin dækket af ret tykke klægslag (blå typer), mod syd en gammel tidevandsrende, der i sin slutfase har ført brakt til fersk vand (grøn type), og som langs sin rand viser sandede levédannelser (røde typer), bag hvilke man finder et brakt-til ferskvandspræget klæg-gytjebassin (olivengrønne typer). Endelig ses mod nordvest et af sand og klæg præget område (brune og gule typer), der repræsenterer en af klæg overlejret strandvoldsdannelse, der har aflukket et nord for liggende tragtformet bassin nu opfyldt af finsand til smørklæg-lignende aflejringer. Marker af

type som dette prøvelfelt findes kun syd for Dyrhus-Rudbøl vejen, der ikke gennemskæres af profilet på pl. I.

Det typiske for den forlandsprægede marsk er en stadig vekslende lagdeling af sand og klæg, der gør sig gældende både vertikalt og horisontalt; som type er valgt et profil fra Ballummarsken, der i udsnit ses på fig. 4. Det fremgår heraf klart, at det er umuligt at gøre rede for alle de enkelte lag, hvorfor de under metoden omtalte blandingsformler $\bar{A}$ og $\bar{O}$ er anvendte (p. 118). Selv disse er imidlertid for detaillerede for en skitse-mæssig fremstillingsform som på pl. II, hvor en yderligere sammenstilling af lagene har været nødvendig. Profilet er udvalgt på tværs af et tidligere klintsystem, der her er usædvanlig skarpt udviklet. I de øverste 2 m af den høje klint findes kun stærkt sandede lagdannelser adskilt af brune horisonter, der ligner klæglag, men som i reglen afslører sig som sandede humuslag. Et klintsystem af omfang som nærværende har det taget lang tid at udforme. Schütte (1939) angiver 109 år for dannelser af en tilsvarende klint.

Facies-begrebet i relation til de morfologiske træk.

Som tidligere nævnt er kendskabet til områdets geologiske historie en nødvendig forudsætning for en forståelse af de enkelte lags oprindelse, placeringen i det genetiske system, der igen modsvarer kendskab til, hvilke facies aflejringerne repræsenterer. *Facies-begrebet omfatter nemlig alle de egenskaber, et sediment indebærer, nedfældet gennem dets dannelse i en vis fysisk-biologisk skabt region af større eller mindre udstrækning, idet såvel petrografiske, økologiske som lejringsmæssige forhold m. m. bestemmes heraf.* Samtidig indgår heri en forståelse af, at de afgørende træk i opbygningen af et profil er knyttet til springvise eller lige så hyppigt gradvise overgange fra eet formdannelseskomples til et andet, der har betydet ændrede aflejringsbetingelser for sedimenterne: ferskvands-, brakvands- eller saltvandsaflejringer, afsat nær ved eller fjernt fra kysten, afsat på grundt eller dybt vand, afsat på vade, i en strandeng eller som strandvoldsdannelser, afsat af normalt tidevand eller af stormfloder, afsat i en beskyttet bugt eller på høj, fast sandvade o. s. v. (jfr. sedimentationen på vaden udfor Ny Frederikskog og på vaden syd for Rømdæmningen, Kjeld Rasmussen, p. 153). Det er i denne sammenhæng endvidere af betydning at kende de niveaumæssige forhold for hver aflejrings, dels det niveau, lagene nu findes i, og dels niveauforholdene for tilsvarende processer i dag i tidevandsområdet. Dette kan nemlig i forbindelse med

aldersbestemmelser af de enkelte lag besvare spørgsmål både om den positive strandforskydnings størrelse og om dens tempo. Endvidere er det af betydning at kende de enkelte lags tykkelse samt — ikke mindst for organogene aflejringer — det tempo, hvori de er afsat, af hensyn til den senere udvikling ved en kultivering af disse områder. Her tænkes f. eks. på tørvelagenes udbredelse, tykkelse og konsistens samt de virkninger, som f. eks. en dræning af sådanne områder får, ligesom det heller ikke er ligegyldige spørgsmål i forbindelse med vejbygning og placering af ejendomme. Med henblik på alle de her nævnte faktorer har det været nødvendigt at supplere de foranomtalte overfladeboringer med et linienet af boringer, gennemført til den faste geestoverflade. Før et enkelt eksempel herpå (Pl. I) gennemgås, skal dog først opregnes de faktorer, der er af betydning for sedimentationen, og som sammen med forskellige andre forhold af hydrografisk, klimatisk eller jordbundsmæssig art skaber yderst varierende betingelser og dermed en lang række af faciesdannelser.

De morfologiske træk i dag i tidevandsområdet vest for Tønder kan opregnes som følger:

Den inddigede marsk omfatter en række koge inddigede i perioden 1450—1861, niveauforhold svingende fra negative koter til ca. + 2,40 m DNN.

Forlandet. Uinddiget marsk med landplantevækst, niveauforhold ca. + 1,2 m til ca. + 1,8 m DNN (Børge Jakobsen), er ved nedenævnte stejlskrænt (20—30 cm høj) adskilt fra den foranliggende vade.

Forlandskanten. Stejlskrænt mellem marsk og vade, svarer til middelhøjvandslinien, ca. + 0,95 m DNN.

Vaden; stor, mod vest svagt skrånende sandflade, der ved normale højvander overskylles frem til forlandskanten, ved lavvande (to gange i døgnet) er vaden tør til middellavvandslinien (vaderanden) ca. + 0,85 m DNN.

Øerne: Sild. Tertiærknude med klitområder, på østsiden marsk. *Rømø.* Klit-marskø. *Jordsand.* Hallig, d.v.s. uinddiget marskø, der kan overskylles ved stormfloder, sekundær mindre klitdannelse. *Højsande.* Et karakteristisk træk i det nordlige danske Vadehav, niveauforhold ca. + 3 m DNN, overskylles kun ved ekstraordinært store højvander, mellemstadium mellem hav og land. Nærmeste *Kore Sand* mellem Rømø og Mandø.

Dyb, render, løb og prieler. Mellem Sild og Rømø, *Lister Dyb*, herigennem strømmer tidevandet, der forsyner vadeområdet mellem

Hindenburg Dæmningen og Rømedæmningen to gange i døgnet. Den videre fordeling af flodbølgen foregår gennem render, løb og prieler for til sidst generelt at brede sig over vaden.

Det område, som under rolige forhold daglig overskylles af højvanderne, strækker sig således fra ebberand til forlandskant med en tidevandsforskel for dette område på gennemsnitlig 1,80 m.

Under indflydelse af vind fra de vestlige hjørner, der jo er fremherskende ved de vanlige cyklonpassager, hæves den middelværdi, tidevandsbølgen svinger om, en hel del, således at man ca. 10 gange om året — regnet efter antal højvander — får hele forlandet overskyllet. Mellem disse to yderværdier, ca. 700 højvander for den højereliggende vade og ca. 10 for den højeste del af forlandsmarsken, betinges den sedimentation i strandengen, der er beskrevet af Niels Nielsen og Børge Jakobsen, og som resulterer i dannelsen af en forlandsmarsk med variationer som fremstillet på planche II (Ballummarsken). Sedimentationen i dag i en række facies foregår således inden for en niveaumæssig skala af kun ca. 5 m (fra ebberanden ca. $\div$ 1 m til højeste vandstand under stormfloder ca. + 4 m). De morfologiske typer i dette område forefindes bortset fra klit og render inden for et niveaumæssigt udsving af kun 3—4 m. Nyere undersøgelser i vadeområderne har godtgjort, at flod- og ebbestrømmene ikke følger de samme veje; den vigtigste sedimentationsfaktor er flodstrømmen, der „under sit løb op ad bakke“ taber kraft, medens ebbestrømmen ifølge sin natur er eroderende.

Den her givne omtale af de morfologiske typer i området er naturligvis ganske summarisk. Dette vil i denne forbindelse især fremgå ved en betragtning af den inddigede marsk, der omfatter en række typer af forskellig oprindelse, dannet tildels under indvirkning af ovennævnte sedimentationsfaktorer under indflydelse af den virkning, opblandingen af ferskvandet fra Vidåen, Sejersbækken og Lindskov Møllestrøm har haft for dannelsen af områder med forskellig saltholdighed. Samtidig må dette ansues i forbindelse med revle- og barredannelser af forskellig alder og beliggenhed, der har betinget dannelsen af bassiner, enten helt lukkede eller i mere eller mindre åben forbindelse med havet. Før disse ting nærmere diskuteres, skal det kort resumeres, at man under den langsomt skridende positive strandforskydning har haft en sideløbende sedimentation, der i store træk har holdt trit med „sænkningen“, og som i digebygningens tid endog har ført til landvinding. De omtalte faciestyper har eksisteret zonemæssigt i kredsformet anordning vest for geesten; i forskellige perioder forskudt mod vest eller øst afhængig

af tidevands- og strømforhold, klimatiske forhold (vind og nedbør), morfologiske træk m. m. Radiært virkende faktorer af stor betydning har dog også eksisteret, f. eks. de nævnte åer og bække, hvis lejer må have svinget en del, samt de tidevandsrender i marskområdet (lo-systemer), som har fungeret i de enkelte faser af dannelsesprocessen (jfr. Børge Jakobsen, 1953 og N. Kingo Jacobsen, 1953). Af faciesstudierne fremgår det endvidere, at der i tidens løb er tale om to virkende systemer: 1) Rolige perioder med ligevægts-tilstand, hvor de enkelte facies dannes og harmonisk klinger over i hinanden, et forhold, der klart fremgår af den gradvise blanding af materialer, som findes overalt. 2) Ekstraordinære stormfloders kraftige og kortvarige indgreb, der skaber nye betingelser, som hele systemet dog hurtigt indstilles efter. En ny rolig vækstperiode efter de nu skabte forhold tager da sin begyndelse.

Oversigt over faktorer med indflydelse på forskydninger af kystliniens forløb.

Især fra tysk og hollandsk side foreligger der en righoldig litteratur om marskens dannelse, koncentreret om diskussioner vedrørende hævn timer og sænkninger i Postglac ialtiden. Dette er ganske naturligt, ikke mindst med henblik på de konsekvenser, udviklingen indebærer for landvindingsprojekter samt beskyttelsesforanstaltninger over for de inddigede områder set i relation til de i digebygningens historie ret hyppige katastrofer, hvoraf årstal som 1362, 1634 og 1825 eller for Hollands vedkommende 1421 og 1953 står som advarende påmindelser om de virkende kræfters utrolige styrke. Her skal blot henvises til 6 afhandlinger, hvor yderligere literatur angives, og som hver for sig repræsenterer hovedsynspunkter inden for denne forskning: *Schüttele* (1939), *Dienemann & Scharf* (1931), *H.-L. Heck* (1937), *E. Dittmer* (1938, 1948) og *J. Bennema* (1954).

Til belysning af de forløbne ændringer i forholdet mellem hav og land gennem Postglac ialtiden, specielt disse ændringers natur og størrelse langs den sydvestjyske kyst, skal ganske kort opridses de faktorer, der kan have spillet en rolle. Da det drejer sig om et ret komplekst forhold, kan man nå til vidt forskellige tolkninger alt efter hvilken vægt, de enkelte faktorer tillægges:

I. Landoverfladen.

1. Endogene faktorer.

- a. Geosynklinaldannelse som følge af epirogenetiske bevægelser. Nordsøen er da at betragte som et sænkingsområde, hvori

kraftig sedimentation er foregået siden begyndelsen af Tertiærtiden.

- b. Isostatiske, d. v. s. gradvise, vertikale bevægelser som følge af trykforandringer i jordoverfladen kompenseret gennem relative masseforskydninger på grænsefladen mellem Sial og Sima. Smeltningen af den skandinaviske indlandsis har således bevirket en hævnings, der for de centrale områder beløber sig til ca. 300 m. Isostasi vil endvidere fremme epirogenetiske bevægelser gennem den belastning, sedimentation i et sænkingsfelt betyder.
- c. Tektoniske bevægelser, herunder især springvise blokbevægelser indbefattet salthorste, der ofte forekommer i lineagtige strøg. Der skabes således mulighed for en helt forskellig udvikling af ret lokal udbredelse. H.-L. Heck (1937) anser f. eks. Halligområdet som prædestineret til sænkning gennem ældre tektonik og Eiderstedt af samme årsag for et hævningsfelt.

2. Eksogene faktorer.

- a. Forvitring og udludning samt omsætning af organogene aflejringer.
- b. Skrumpningsprocesser, d. v. s. volumenforringelser ved afvanding og derpå følgende sammenpresning. Dette fænomen er studeret på Skallingen (nydannet forlandsmarsk) for perioden 1932—52 (Niels Nielsen & Børge Jakobsen, upubl.); endvidere er det en logisk følge af dræningsprojekter udført i områder af type som prøvefeltet IV, 41 på pl. II, hvor virkningen i forbindelse med omsætning af den drænede tørv efterhånden vil accelerere sig selv. Foruden kunstig afvanding skal endelig nævnes den teoretiske mulighed af naturlig dræning, der enten foregår gennem landhævning, ad klimatisk vej eller lokalt gennem en ændring af et områdes vandløbssystem.
- c. Jordlagenes ret store bevægelighed ved lokalt optrædende øget belastning. Dette forhold har især spillet en rolle ved værft-, dige- og vejbygning og må i høj grad tages i betragtning ved vejanlæg og opførelse af nye bygninger i marsken. Også ad naturlig vej kan belastningen øges, f. eks. ved dannelsen af strandvolde eller klinter. Jordlagenes store mobilitet skyldes især vandfyldningen samt for klæg- og sandlagenes vedkommende den særlige struktur, Na-jordene har (jfr. Kjeld Rasmussen p. 150).

II. Havspejlet.

- a. Man må regne med en betydelig stigning af havspejlet efter Istiden som følge af de store vandmængder, der blev frigivet under afsmeltningen. *Ahlmann* (1953) opregner denne størrelse til ca. 100 m, samt angiver en yderligere stigning på 90 m, hvis de resterende ismasser på Jorden smeltede. En sådan yderligere afsmeltning vil dog fremkalde isostatiske modbevægelser, der vil modificere den beregnede stigning til ca. 60 m over det nuværende vandspejlsniveau. Disse tal viser de eustatiske bevægelseres store betydning særlig i relation til de ret store svingninger i gletscherbestanden på Jorden, som glaciologerne gennem målinger i nyere tid har konstateret. Herved kommer problemet klimasvingninger i forreste række ved en bedømmelse af udviklingen i de sidste 2—3.000 år med hensyn til forekommende transgressions- og regressionsfaser. *J. Bennema* (1954) har behandlet disse forhold og fundet en periodicitet i de eustatiske svingninger med intervaller på ca. 525 år modsvaret af klimasvingninger. *J. Bakker* (1954) har på grundlag af morfologiske og sedimentologiske undersøgelser i NV.-Friesland (Holland) for tiden 500 f. Chr. til 1500 e. Chr. ligeledes fundet en periodisk svingning af havspejlet med intervaller på ca. 500 år.
- b. Foruden nedisning kan en mindskning af oceanernes vandmængder forårsages af forvittringsprocesser eller fyldning af lavtliggende områder. En øgning af oceanernes vandmængder kan foruden klimatisk betingede svingninger i Jordens gletscherbestand også skyldes tapning af søer gennem erosion eller tilskud af juvenilt vand fra Jordens indre.
- c. En vigtig teoretisk faktor for havspejlets niveau er endelig verdenshavens bundrelief; ændringer heri kan bevirke både positive og negative forskydninger. *Ph. H. Kuenen* (1954) har behandlet disse problemer og konkluderer, at svingninger i havspejlets niveau i Postglacialtiden forårsaget af de under b) og c) opregnede faktorer er uden væsentlig betydning.

III. Faktorer med indflydelse på havets virkninger.

1. Hydrografiske faktorer.

- a. Ændringer af tidevandets størrelse, enten ved forskydning af centret for den sydlige Nordsø's amfidromi, der under de nu gældende forhold ligger ca. 150 km vest for Blåvands Huk, eller ved ændringer af middelvandstanden. *A. Lundbak* angiver så-

ledes for Esbjerg en forøgelse af middelhøjvandet med ca. 12 % i perioden 1890—1940. Inden for samme periode (1860—1936) har *B. Gutenberg* (1941) fundet en generel havspejlsstigning (forøgelse af middelvandstanden) på ca. 10 cm.

- b. Ændringer af tidevandsstrømmenes retninger; et komplekst forhold bl. a. omfattende flodstrømmen, ebbestrømmen og de i det danske Vadehav nordgående reststrømme. Hænger iøvrigt nøje sammen med de topografiske forhold i tidevandsområdet.
2. Topografiske forhold. Beliggenhed af dyb og render samt dannelsen af højsande, øer, strandvolde og revler er som nævnt afgørende for tidevandets virkninger, førstnævnte virker fremmende, sidstnævnte hindrende for flodbølgen. Det skal dog i denne forbindelse nævnes, at erosion og sedimentation går hånd i hånd langs en tidevandskyst. Lokale bevægelser, f. eks. erosion på et forland kan derfor ikke umiddelbart tages som tegn på „sænkning“, da de nedbrydende kræfter i høj grad er virkende på en kyst under opbygning (jfr. Børge Jakobsen, 1954).
3. Klimatiske forhold. Fordelingen af høj- og lavtryk samt cyklonpassager med deraf følgende storme fra de vestlige hjørner. Særlig samspillet mellem vinddrejningen SV. til NV. under cyklonpassagerne samt cyklonernes optræden i familier, i forbindelse med at flodbølgen rammer det danske Vadehav fra sydvest med en mod nordvest rettet ebbestrøm, kan accelerere stormflodsvirkningen (jfr. iøvrigt A. Lundbak, 1955). I denne forbindelse skal endvidere nævnes den stuvningsvirkning, digebygningen har forårsaget, en virkning, der i det væsentlige kun kommer til at spille en rolle under de ekstraordinære højvander og stormfloder.

Ovennævnte faktorer må for en bedømmelse af deres kvalitet deles i to grupper efter deres virkemuligheder:

1. de faktorer, der bestemmer hovedtrækkene i den mere langsigtende udvikling, og som har medført bl. a. en forskellig udvikling af grundtyper langs den jyske vestkyst: I, 1 (endogene faktorer: epirogenetiske, isostatisk og tektoniske bevægelser af jordoverfladen) samt II, a (de eustatiske bevægelser forårsaget af variationer i Jordens samlede ismasser).
2. de faktorer, der lokalt har udformet de forskellige typer indenfor f. eks. det sydvestjyske tidevandsområde: I, 2 (exogene faktorer) og III (øvrige virkende kræfter).

De vigtigste træk i udviklingen efter Istiden i Nordvesteuropa er den omtalte hævnning af den skandinavisk-finske blok og dannelsen af det sydlige Nordsø-bassin. Danmark er placeret midt mellem disse to områder med vidt forskellig udvikling, der har medført stærkt skiftende kystkonturer inden for de sidste 8—10.000 år. Hævningen mod nord er isostatisk betinget; for Nordsøens vedkommende er den eustatiske stigning sikkert det vigtigste træk, der er enighed om. W. Dechend (1954) hævder endvidere forekomsten af epirogenetiske sænkingsbevægelser af størrelsesordenen 2,3 til 3,2 cm pr. århundrede siden sidste Interglacialtid. F. A. Vening Meinesz (1954) har foretaget beregninger over sænkningen i Holland som følge af isostatisk modbevægelser til hævnningen af den fennoskandiske blok; disse betragtninger modsiges af Ph. H. Kuenen (1954) under henvisning til undersøgelser af R. F. Flint (1947) fra det nordamerikanske søområde, der ikke giver anledning til at antage isostatisk betingede sænkninger i randområderne til tidligere nedisninger. Begrænser man i det foreliggende tilfælde betragtningerne til at omfatte de sidste 4—5.000 år, kan man forsøgsvis indskrænke de for den generelle udvikling virkende faktorer til eustatiske virkninger som følge af afsmeltningen samt en fastlæggelse af grænse-linien for den isostatisk hævnning i Skandinavien. Forekomsten af epirogenetiske sænkninger må betragtes som mulige, hvorimod man må anse den af H.-L. Heck (1937) fremsatte teori om blok-bevægelser, der rammer prædestinerede sækningsfelter, for modbevist af E. Dittmer (1948).

Som omtalt af Sigurd Hansen (1955), har vandstandsmålinger udført af Meteorologisk Institut i Esbjerg Havn siden 1889 registreret en positiv strandforskydning på ca. 1 mm pr. år, så nogenlunde svarende til den omtalte af Gutenberg fundne værdi for den eustatiske vandspejlsstigning. Det vil altså sige, at man her befinder sig på ydergrænsen for det fennoskandiske hævningsområde, der af Sigurd Hansen angives til at forløbe fra Esbjerg-egnen over Ærø og ud gennem Fehmarn Bælt. J. Egedal (1946) angiver grænselinien til at forløbe fra Bulbjerg over Fornæs til Humlebæk, den linie langs hvilken den fennoskandiske, isostatisk hævnning og den generelle eustatiske havspejlsstigning netop holder hinanden i skak.

Tøndermarskens alluviale aflejringer belyst gennem et øst-vestligt længdesnit.

Begrundelsen for at fremsætte ovenstående redegørelse over faktorer, der indvirker på kystliniens forløb, er det på pl. I gengivne

profil. Profilet er et længdesnit gennem Tøndermarsken (jfr. fig. 6) fra geestranden ved Gørresmark vest for Tønder til ca. 500 m ud på vaden vest for forlandskanten på den midterste del af Ny Frederikskogs forland, gennemskærende de alluviale dannelser og indtegnet med reelle koter i forhold til DNN med en overhøjning på 100. En mere fuldgyltig tyding af detalier i dette profil vil forhåbentlig blive mulig i løbet af kort tid, som resultat af et analyse- og kortlægningsarbejde, der netop nu er i gang, hvorfor der her kun ganske kort skal peges på enkelte mere generelle træk. *Geestoverfladens morfologi* synes domineret af to vidt forskellige typer adskilt af en ca. $1\frac{1}{2}$ m høj skrænt mellem boringerne nr. 273 og 559. Øst herfor ses et rigt kuperet flyvesandsterræn med rygge, øer og bassiner, vest for skrænten derimod en jævnt skrånende slette, gennemskåret af een stor og flere mindre render. Toppen af skrænten er beliggende i kote -2 m DNN, foden derimod i $-3,6$ m DNN. I boring nr. 642 på vaden har geestoverfladen kote $-7,1$ DNN, hvilket giver et fald på 3,5 m fordelt over 4,8 km eller ca. $\frac{3}{4}$ m pr. km. I flyvesandsterrænet øst for skrænten rager geesten op over marsken i området umiddelbart syd for Møgeltønder (Kogshusene) ved boringerne nr. 74—78 og når her en højde af $+2$ m DNN. De typiske træk i dette område er iøvrigt bassiner med koter på omkring -1 m til -2 m DNN samt rygge eller øer beliggende omkring 0 m DNN. Det mest iøjnefaldende træk i *den nutidige overflades morfologi* er foruden geestranden og den omtalte geestryg syd for Møgeltønder den høje beliggenhed af forlandet og Ny Frederikskog (vest for Vidåen), der ligger 1 til $\frac{3}{4}$ m over de indre kog med koter i det væsentlige varierende fra $+1,4$ m til $+1,8$ m DNN. I modsætning hertil har overfladen af bassinerne i de indre kog gennemsnitskoter på $+0,6$ m DNN, flyvesandsryggene ca. $+1$ m DNN. Den vestlige del af Højer-Møgeltønder Kog mellem diget af 1556 og geestøen, hvorpå gården Pokkenbøl er beliggende (boring nr. 133), er karakteriseret ved en meget ujævn overflade, hvis vigtigste træk er to lavtliggende områder, et vest for geestøen med centrum omkring boring nr. 154 og et med centrum omkring boring nr. 279, begge med koter på ca. $+0,3$ m til $+0,4$ m DNN. Mellem disse områder findes et relativt højt parti omkring boringerne nr. 552 til 273 beliggende lige over og lidt øst for den før omtalte geestskrænt med koter på ca. $+0,8$ m DNN. Umiddelbart øst for diget af 1556 findes ligeledes et for de indre kog højtliggende parti med koter omkring $+1$ m DNN, samme højde som den østlige del af Ny Frederikskog har (mellem Vidåen og diget af 1556). Det vil være rimeligt her

at bemærke, at de skildrede niveauforhold i det af profilet ramte område af Tøndermarsken så nogenlunde er repræsentative for hele området, men også kun i visse hovedtræk. Således er snittet gennem de indre bassiner ikke helt typisk, de centrale dele vil her være beliggende omkring kote 0 m DNN, ret store områder i den sydlige del mod Vidåen vil endog have negative koter. For Ny Frederikskogs vedkommende er snittet, hvad niveauforholdene angår, heller ikke helt typisk, idet reglen vil være, at man skærer to å tre klintsystemer (jfr. pl. II, Ballummarsken) med variationer i niveauforholdene fra + 1,2 m til + 2,3 m DNN.

Ser man på *lagfølgen af de alluviale dannelser*, træder i første række følgende tre typer frem: De indre bassinområder øst for Pokkenbøl (nr. 133), de forlandsprægede områder vest for diget af 1556 og overgangsområdet herimellem, der uden tvivl er et felt med mange variationer, og i de store træk delt op i to områder øst og vest for geestskrænten. Materialerne er gengivet ved farver valgt efter principper, der så vidt muligt kan jävnføres med de på den følgende planche anvendte. Geesten er således rød, klægen brun, tørvn blå, gytjerne grønne og marint sand gult. Blandingsformerne K og Q (forlandsmarsk) er gulbrune med nuancer svarende til det dominerende materiale; det samme gælder Å og H (blandinger af geestsand og klæg). Endelig er til F (varvige afsætninger af klæg, tørv, gytjer og sand) valgt en blågrønlig farve.

I denne sammenhæng skal endvidere påpeges, at de på profilet anskueliggjorte lagfølger på ingen måde honorerer de krav, der er stillet i den metodiske redegørelse, f. eks. med hensyn til facies og genetisk placering. Dette fremgår allerede klart af tørvelagenes forskellige alder og eventuelle oprindelse og vil naturligvis også gælde alle de andre lag. Således dækker den gule farve (marint sand) dels over de marine vadfacies i rolig udvikling, som er registreret i boring nr. 642, dels over strandvoldsdannelserne i boringerne nr. 576—580 og endelig over klintsystemernes lokale strandvolde (nr. 630—631 eller nr. 641), der genetisk set er vidt forskellige fra de krumodelignende ovrrer. Farverne repræsenterer således kun materialegrupper uden hensyntagen til stratigrafisk eller genetisk værdi.

Det er karakteristisk for *de indre bassiner*, at de i det væsentlige er opfyldt af tørv og overlejret af et klægdække af varierende tykkelse. I det østligste bassin er klægen således kun ca. 30—40 cm tyk, i bassinet vest for Kogshusene (nr. 74—78) normalt ca. 70 cm, enkelte steder dog mere f. eks. i boringerne nr. 119—121, hvor en

af bassinets afløbsrender er fyldt og med klæg (jfr. fig. 2). Det fremgår endvidere tydeligt af profilet, at der siden klægens pålejring er sket ret store sætninger i tørvebassinerne; sammenligninger med geestøerne giver værdier af størrelsesordenen $\frac{1}{2}$ m.

De alluviale dannelser i *det forlandsprægede område* vest for diget af 1556 består i det væsentlige af tre sæt dannelser: tørv-gytjer, sand-finsand og øverst forlandsmarsk. Umiddelbart oven på geestoverfladen træffes som nævnt tørv og gytjer, der kun mangler, hvor de er eroderet bort af render og løb (boringer nr. 614 og 632). I den vestligste del har disse lag en mægtighed af ca. 1,3 m, øst for den store rende (nr. 614) ca. 2 m og under diget af 1556 ca. 3 m. I den vestligste del er disse organogene aflejringer dækket af et ca. 7 m mægtigt sandlag, der aftager mod øst, og som i visse områder indeholder ikke ubetydelige mængder af mere finkornede materialer (hvide felter med indtegnede profiler langs borelinierne). Øst for den store rende aftager de sandede aflejringer således i mægtighed fra ca. 5 m i boring nr. 606 til ca. 2 m i boring nr. 587 og ca. 1 m i boring nr. 580 umiddelbart øst for diget af 1556. I boring nr. 577 registreres denne serie for sidste gang som en tunge kun ca. $\frac{1}{2}$ m tyk. Det ser ud til, at der i store træk kan skelnes mellem to faser inden for denne serie, hvilket tydeligst fremgår af feltet øst for den store rende (nr. 614), hvor hver af disse faser klinger af med en sandtunge. Den første eller nederste fase slutter således mellem boringerne nr. 587 og 583, og den øverste tunge ud øst for boring nr. 577.

Den øverste lagserie er den nutidige forlandsmarsk, i det væsentlige dannet i perioden 1700 til 1860 (A. G. Rewentlow, 1863). Den består af skiftende klægede og sandede aflejringer af type som vist på fig. 4 samt pl. II, Ballummarsken. Marskaflejringerne tykkelse er mindst på forlandet (ca. $\frac{1}{2}$ m), i Ny Frederikskog varierende fra ca. $\frac{3}{4}$ til ca. $1\frac{1}{4}$ m. Overgangen mellem marsk og vade er i området øst for Vidåen beliggende ca. i kote 0 m DNN, vest for Vidåen i to à tre systemer med svingninger mellem + 0,20 m og + 0,70 m DNN, på forlandet ligger variationen mellem ca. + 0,60 m og + 0,90 m DNN.

Området mellem Pokkenbøl (nr. 133) og diget af 1556 er karakteristisk som *overgangstype* mellem det bassin- og det forlandsprægede område både ved forekomsten af to typer af overfladeklæg og gennem de alluviale dannelsers art og mægtighed. Vedrørende sidstnævnte forhold kan området som tidligere nævnt naturligt deles i et østligt højereliggende parti, der ligner de indre bassiner,

og et vestligt område opfyldt af varvige serier, gytjer og tørv. Overfladen er for hele området typisk ved nederst at bestå af ren klæg — som i de indre bassiner — overlejret af marsk af forlandstype. Øst for diget af 1556 findes et bredt sandbælte, der sandsynligvis er at opfatte som en strandvoldsdannelse (jfr. ovret i Ribemarsken, A. Jessen, 1916), der strækker sig mod syd fra Højer. Der er dog også andre muligheder, således må det i overfladen øst for diget være muligt at registrere virkninger af digebrud m. m. fra stormflodsperioden i slutningen af 1500- og begyndelsen af 1600-tallet, hvor store dele af Højer-Rudbøl diget blev skyllet bort. Et karakteristisk træk for dette overgangsområde er endelig de nedre klægaflejrings store mægtighed (ofte godt en meter) i området omkring den tidligere nævnte geestskrænt (mellem boringerne nr. 279 og 156).

Træk af det sydlige Nordsøbassins postglaciale historie.

Det er som nævnt vanskeligt på nuværende tidspunkt på grundlag af kun eet profil gennem Tøndermarsken at drage endelige slutninger vedrørende den postglaciale udvikling, ikke mindst fordi man endnu mangler aldersbestemmelser af de forskellige tørvelag, analyser til bestemmelse af faciesforhold samt kendskab til den regionale udbredelse af de forskellige typer. Visse hovedtræk kan dog ridges op og gisninger forsøgsvis fremsættes. I Fastlandstiden ca. 6.000 år f. Chr. har den sydlige Nordsø ligget tør; Kanalen eksisterede endnu ikke. Derefter sætter den positive strandforskydning ind, der til vore dage betyder en relativ sænkning på 18—20 m. Efterhånden som havet steg, må man regne med en forsumpning af den foran liggende hedeslette som følge af opstuvningen af ferskvand. Havets fremtrængen er således overalt sket henover en geestoverflade dækket af tørvelag, men i en række tilfælde må man naturligvis regne med, at havet kan have eroderet tørven væk. F. eks. kan basaltørven i mellemzonen mellem diget af 1556 og den tidligere omtalte geestskrænt (nr. 273—559) teoretisk være af yngre dato end bundtørven i de indre bassiner, hvis man antager en regression („hævning“) efter havets fremtrængen til den nævnte skrænt; under dannelsen af denne er den oprindelige basaltørv i så tilfælde eroderet bort. Når man praktisk taget i hele det foreliggende profil finder en basaltørv, vil det dog være rimeligt i første omgang at regne med en aftagende aldersfølge fra tørven under Ny Frederikskog via tørven i bassinerne til de små tørvefyldte lavninger i geestøernes overflade, men sikker kan man som nævnt ikke være. Kun

hvis en aldersbestemmelse af tørvelagene viser en jævnt fremadskridende udvikling, kan man regne med at stå overfor kun een transgression siden Fastlandstiden, en transgression, der naturligvis kan være foregået med vekslende hastighed. Således kan de under III (p. 127) omtalte faktorer fremkalde sekundære virkninger, der kan tydes som hævnings; f. eks. vil den fremadskridende „sænkning“, der foregår så langsomt, at den følges op af sedimentationen, betyde, at større flader med varieret topografi inddrages hvorved der skabes muligheder for dannelsen af lokale landprægede facies, der så først senere generelt bliver dækket af havet.

Da man i det foreliggende profil ikke finder lagfølger, som ikke kan tydes ud fra een fremadskridende transgression, især ikke hvis man regner med ovennævnte modifikation i transgressionens rytme samt i faciesudviklingen, vil det på nuværende tidspunkt være rimeligt at pege på denne løsning som den enkleste og sandsynligste og så iøvrigt afvente yderligere dateringer af f. eks. tørvelagene, som ovenfor beskrevet. E. Dittmer (1948) og J. Bennema (1954) har begge hævdet dette synspunkt; sidstnævnte antager for tiden efter år 2.000 f. Chr. et periodisk skift mellem transgressions- og regressionsfaser med en periodicitet på ca. 525 år forårsaget af klimasvingninger. Som resultat har J. Bennema for Hollands kystområder fremstillet en kurve over både den relative og den virkelige stigning af havspejlet siden begyndelsen af Atlanticum (ca. 6.000 år f. Chr.). Den relative stigning, der svarer til „sænkningen“, beløber sig til ialt ca. 18 m og foregår i aftagende tempo, jfr. følgende tal uddraget af hans kurve fig. 1 (1954 a):

Periode.	Rel. havspejlsstigning.			Sænkning.
6.000—4.000 f. Chr.	÷ 18	m til ÷ 9	m middelvandstand.	9 m
4.000—2.000 f. —	÷ 9	m - ÷ 4	m —	5 m
2.000 f. Chr.—år 0	÷ 4	m - ÷ 1½	m —	1½ m
år 0—1954	÷ 1½	m - 0	m —	1½ m

Denne kurve svarer i hovedtrækkene til de af V. M. Mikkelsen (1949) fremførte synspunkter for Øst-Danmark. På grund af de tidligere nævnte forhold er det dog vanskeligt at jævnføre Litorina-sænkningen med udviklingen i tidevandsområdet syd for Blåvands Huk, og det vil være rimeligt i første omgang at støtte sig til tyske, hollandske og engelske undersøgelser over udviklingen i Nordsøbassinet. Når forholdene i de danske marskområder i hovedtrækkene er kendte, vil en jævnføring med Litorina-transgressionen i Øst-Danmark langt sikrere kunne gennemføres.

Som tidligere nævnt findes der en rig litteratur om Nordsømar-

skens dannelse især koncentreret om spørgsmålet vedr. „sænkningen“s størrelse, hastighed og periodicitet, samt om den evt. er blevet afbrudt af mellemliggende hævningsperioder. H. Schütte hævder således tilstedeværelsen af fire sækningsperioder (I fra 9.000 til 7.000 f. Chr., II fra 6.000 til 4.000 f. Chr., III fra 3.000 til 1.000 f. Chr. og IV fra år 0 frem til i dag) og tre hævningsperioder (I fra 7.000 til 6.000 f. Chr., II fra 4.000 til 3.000 f. Chr. og III fra 1.000 f. Chr. til år 0). H. Godwin opererer ligeledes med tre hævningsperioder (I fra 3.000 til 2.300 f. Chr., II fra 1.800 til 900 f. Chr. og III fra 100 f. Chr. til 700 e. Chr.) samt fire sækningsperioder, hvoraf II med maksimum ca. 1.800 f. Chr. og III med maksimum ca. 100 f. Chr.; begge har nået et højere niveau end middelhøjvandstanden i dag (henholdsvis $\frac{1}{2}$ m og $1\frac{1}{2}$ m); endelig regner T. Nilsson kun med een hævningsperiode fra ca. 2.000 til 1.000 f. Chr.

Opgør man således stillingen i dag, står to synspunkter overfor hinanden, i det væsentlige koncentreret om tilstedeværelsen af en hævningsperiode ca. 2.000 f. Chr. Kraftigst modstand mod de af Dittmer og Bennema hævdede synspunkter kommer fra botanisk side, idet man over store strækninger i den sydlige Nordsømarsk finder følgende profil: Geest — basistørv — ældre klæg — yngre tørv — yngre klæg. Dette profil forklares simplest ved en regression til dannelsen af den yngre tørv. Bennema vil forklare tilstedeværelsen af den yngre tørv ved en aftagen af havets indflydelse gennem opståelse af beskyttende tanger eller strandvolde, der så senere atter gennembrydes. Ph. H. Kuenen fremfører Dalys synspunkter vedrørende et tidligere højt havspejlsniveau (2—8 m over det nuværende), der skulle have eksisteret for ca. 4.000 år siden og være faldet sammen med et klimatisk optimum, dateret til 2—3.000 f. Chr. Dalys teori er grundet på studiet af hævdede terrasser og støttes af Ph. H. Kuenen ud fra studiet af koralrevne i Stillehavet, der kræver et tidligere højere havspejlsniveau for at forklare den atollagtige opbygning af revne. J. Bennema forklarer koralrevne som opståede af en isostatisk betinget hævning af kontinenter og øer, som reaktion mod den øgede belastning, havspejlets stigning udover på oceanets bund. J. Bakker (1954) advarer imod Dalys teori om de hævdede kystlinier og anfører flodterrasser i Surinam på henholdsvis 2 m, 4 m og 6 m over middelhøjvandslinien som værende af højst forskellig alder og oprindelse.

Uden at tage stilling til denne diskussion, vil det være interessant at se, hvilken konsekvens anvendelsen af Bennema's kurve vil få på herværende profil. De laveste dele af geesten (boring nr. 642)

har kote $\div 7$ m, d. v. s. at Tønder-området skulle have haft sin kystlinie på dette sted ca. 3.500 f. Chr. Den foran omtalte geestskrænt, hvis fod er beliggende i kote $\div 3,60$ DNN svarende til ca. $\div 3,90$ NAP, skulle derefter være nået af havet ca. år 2.000 f. Chr. Da man må regne med, at forsumpningen af de indre bassiner svarer til et kystlinieforløb langs denne skrænt, må der siges at være god overensstemmelse mellem størrelsesordenen af disse angivelser og den på p. 121 omtalte skønsmæssige aldersbestemmelse af H. Krogh. Den endelige konsekvens af disse synspunkter er derfor, at den øvre klæg i de indre bassiner er af ret ny dato, sandsynligvis afsat i historisk tid; den tidligere omtalte større sandstribe i klægen (p. 113) kunne da f. eks. stamme fra stormfloden 1362. Umiddelbart synes en sådan forklaring ikke uantagelig, kun er tørvelagenes tilstedeværelse i området mellem diget af 1556 og geestskrænten uforklarlig, hvis det skal være den oprindelige basistørv, der er tilstede, og det samtidig skal være havet, der har udformet den omtalte skrænt. Forudsætter man imidlertid en hævningsperiode umiddelbart efter skræntens dannelse, selv blot af størrelsesorden $1\frac{1}{2}$ m (T. Nilsson, 1948), synes det nærværende profil i højere grad forståeligt; men det er et spørgsmål, som kun aldersbestemmelsen af tørvelagene kan besvare.

SUMMARY

Soil Investigations in the Salt-Marsh Area at Tønder.

Method and Interpretation.

The programme.

Soil investigations in the salt-marsh area at Tønder have been carried out since 1952 partly by Skalling-Laboratoriet and partly by De Danske Vade- og Marskundersøgelser. The programme comprises a net of borings to a depth of 1,25 m at each 50 m and a system of borings in lines going down to the geest, i. e. the old surface of the outwash plains from the Würm glaciation or the old morainic isles from the Riss. The materials found are described on the spot, which means that the description is based mainly on physical properties of the soil, and that it has been necessary to some extent to combine observation and interpretation, as a great number of the soils are a mixture of materials, either formed in a regular way, as seen in the alternating clay and sand layers of the foreland-type (pl. II, Ballummarsken), or formed in facies of varying physical and chemical properties.

The soil profile.

Character, system, and distribution. Modern soil maps are based on variations in the soil profile as developed in the course of time partly by nature and partly by man. The most important characteristics are: 1) The composition of the forming elements of the soil, 2) the presence of sudden changes in the kinds of materials, 3) the structure of the soil and 4) the water-capability of the soil, i. e. the balance between air and water in the pore spaces of the soil. As a consequence of the progress in agricultural chemistry and the general use of artificial manure, too much importance has been attached to the chemical properties of the soil; the most important objects for soil-investigations nowadays will be the physical properties and biological conditions — calculated for the whole profile — and the distribution of the variations. For this purpose a system of soil profiles is necessary to record the value of the single profile. The American system of classification: great soil groups — soil provinces — soil series — and soil types has been used; the area investigated (Tøndermarsken) is part of the soil province salt-marshes, in which the distribution of soil types and soil series is mapped.

The figures 7 and 8*) are showing two fields, each of which represents a soil series. The borings are made on lines; 10 m between borings, 30 m, respectively 20 m, between lines. Fig. 7 (= II, 16 at pl. II) records five soil types, fig. 8 (= IV, 41 at pl. II) records eight soil types. Of course, a natural proportion between the density of the borings and the scale of the map is necessary. In the two examples mentioned above the scale 1:1.000 has been used; the normal borings in this investigation of Tøndermarsken have a density of about 10 borings per ha. corresponding to a map scale of 1:5.000. If the density of the borings is one per ha. it will be natural to use a map scale of 1:20.000.

*) Pl. III at the back of the volume.

Description of the method used.

To classify the strata of soils, a genetical point of view has to be adopted, i. e. the kind of the materials as well as their origin have to be taken into consideration, especially the milieu in which they have been deposited, because all these factors are decisive for the total characteristic.

A system has been worked out to describe the soil profiles with special regard to: I: materials and granular sizes (pp. 116—118), II: colours (p. 118) and III: consistency, structure etc. (p. 119). In connection with analyses, datings and levellings etc., the genetical placing will follow. Six examples from the field records on genetically different soil types are shown in fig. 5: 1) peat basin superposed by clay, 2) basin of marine gytja superposed by clay, 3) clay profile, three types of clay: at the bottom bluish-grey, heavy clay superposed by sulphur-clay and at the top clay of the foreland-type, 4) ridge of blown sand (podzolised) superposed by peat and two types of clay, 5) tidal flat, high and sandy, with sodium ions, superposed by three types of clay, 6) typical foreland-clay superposing bluish-grey tidal-flat sand, the clay consisting of twice alternating layers of heavy and light deposits.

Type samples of soil maps.

Three test fields and a profile are given in pl. II, showing the rich variation of soil types in the Danish salt-marshes. The test fields are all situated in Tøndermarsken (cfr. fig. 6), partly representing a geest-ridge type (II, 16), partly a peat-basin (IV, 41) and partly a river-salt-marsh (X, 1—11). The profile from Ballummarsken finally indicates the foreland-type, which in Tøndermarsken is represented in all the outer polders as well as in the western part of the inner polders (cfr. p. 143).

The great variations of the test field (II, 16) are clearly demonstrated in the above-mentioned figure 7 and pl. II. These conditions are given in colours each representing a soil type. Each soil type is demonstrated by a soil column along the edge of the figure. This procures a plastic impression of the hilly geest surface consisting of podzolised blown sand with peat basins and superposed by clay. The type corresponds to the surroundings of the borings, nos. 92—105 in pl. I.

The profiles from the test field (IV, 41) are shown in fig. 8. Besides the great variations in the principal materials, a rather regular stratification of three peat types is shown. The test field is representing one of the inner basins to a depth of 3—4 m below earth-surface. The soil types are seen in colours in pl. II. On top of the geest surface a reddish-brown peat with wood fragments (*Alnus*, *Corylus* and seeds of *Menyanthes*) is deposited. At the request of Sigurd Hansen, pollen samples of this peat layer have been taken, and H. Krogh has, provisionally, estimated the age at about 2000—2500 B.C. This peat deposit is suddenly cut off by a 1—2 cm thick clay layer and afterwards superposed by a new freshwater peat-layer consisting of *Phragmites* with roots and branches of *Betula*. Finally, this peat leads gently into a *Phragmites* peat of grey or blackish colour superposed by clay deposits in two layers separated by a dark

coloured stripe. The clay is of the basin type, but in the upper part a sand layer is found about 30 cm below the surface. Besides the peat basin with a clay cover of varying depth, a geest isle with soil types like those of the field (II, 16) is found in the southern part. Finally, the peat basin is cut through by creeks filled with gytja and superposed by clay. The position of the test field corresponds to the area around the borings nos. 121—128, pl. I.

In the test area X, 1—11 borings have been made in a square system of 50 m. The position is seen in fig. 6, and later borings have shown that the area is situated in the transition zone between three soil series, all recorded in the map pl. II. In the north-eastern part is a peat-basin covered with rather thick clay layers (bluish types). To the south runs an old tidal creek, which in the final stage has transported brackish water to fresh water (green type). Along the border of the creek sandy levées appear (reddish types), behind which is found a brackish to freshwater basin of clay and gytja (olive-greenish types). Finally, towards the north-west is found an area of sand and clay (brown and yellow types) representing a beach ridge formation, which has enclosed a northern funnel-shaped basin filled with fine-grained sand, silt and buttery-clay deposits, all of which is superposed by clay. These types are only found south of the road Dyrhus-Rudbøl, a region which is not represented in the profile pl. I.

Characteristic of salt-marsh formations of the foreland-type is a constant alternation of sand and clay. A profile from Ballummarsken has been chosen as a type; sections are seen in fig. 4. It is evident that it is impossible to make a registration of each layer; therefore summarizing descriptions have been used (Æ and Ø , p. 118). Even these summaries are too detailed for an outline as given on the figure in pl. II; for this reason a further grouping has been necessary. The profile has been chosen across a former cliff (Børge Jakobsen 1954), in this particular case exceptionally well developed. In the uppermost two metres of the high cliff only very sandy layers are found, separated by thin, brown layers resembling clay, but as a rule consisting of sandy humus. A cliff system of this type takes a long time to develop. H. Schütte (1939) asserts that the formation of a similar system has required 109 years.

Relations between facies and morphology.

As stated it is necessary to know the position of the individual layers in the genetic system, i. e. to determine the facies represented by each layer, considering that the petrographical and ecological conditions and the nature of the sedimentation etc. are determined by this. Further, it is necessary to determine the position of the layers, their level, age and extension, as well as the rate at which they have been deposited.

The present physiography of the tidal area west of Tønder can be summarized as follows:

The polder area comprises a series of "kog"s (polders), which have been diked-in during the period 1450—1861; the levels vary from below

zero to about + 2,40 m DNN (Danish Normal Nul = Danish Ordnance Datum).

The foreland: Undiked salt-marshes, the levels vary from about + 1,2 m to about + 1,8 m DNN (Børge Jakobsen); separated from the high tidal flats by an erosion cliff (20—30 cm high).

The foreland border: Erosion cliff between salt-marsh and tidal flat corresponds to mean high tide level, about + 0,95 m DNN.

The tidal flat: Large plain of sand which at low tide is dry down to the mean low tide level, about $\div$ 0,85 m DNN.

The isles: Sild: Central tertiary nucleus with regions of dunes, salt-marsh on the east side. *Rømø:* Dunes and salt-marsh.

Jordsand: Hallig, i. e. undiked salt-marsh island which may be flooded; small formation of dunes of secondary importance.

High-sands: A characteristic feature in the northern Danish wadden-sea. Levels about + 3 m DNN; is only flooded by extraordinarily high tides; *Kore Sand* between Rømø and Mandø.

Deeps, channels and gullies (priels): Between Sild and Rømø, *Lister Dyb*, through which the tide floods the wadden-sea-area between the Hindenburg dam and the Rømø dam twice a day. The rising tide is thereafter distributed by means of channels and gullies, and finally it spreads over the tidal flats.

The tidal range of this area is about 1,80 m. By the influence of westerly winds the mean water level is raised considerably for short periods; this means that the whole foreland is flooded about 10 times a year in relation to the number of high tides. Between these extreme values, about 700 floodings for the highest part of the tidal flat and about 10 for the highest part of the foreland, the conditions exist for the sedimentation in the salt-marsh. This has been described by Niels Nielsen and Børge Jakobsen, cfr. pl. II (Ballummarsken). The range of levels for the sedimentation is only about 5 m, from the low-tide edge about $\div$ 1 m to the highest water-level during floods about + 4 m DNN. Apart from dunes and channels the morphological types in this region are found at levels which only differ 3—4 m.

The slowly progressing "subsidence" has in general been compensated by sedimentation. This has in the old salt-marsh area resulted in the formation of series of facies influenced partly by the above mentioned sedimentation factors, partly by the effects of varying salinity caused by the influence of fresh water from the rivers Vidaa, Sejersbæk and Lindskov Møllestrøm, and partly by the formation of sand bars of different age and location. These have created basins, either quite closed or more or less in open connection with the sea. The types of facies mentioned have existed west of the geest in zones circularly arranged, in various periods displaced towards the west or towards the east. However, factors with inductive effect and of great importance have also been present, for instance, the already-mentioned rivers and the tidal creeks of the salt-marshes. It further appears that in the course of time two systems have been active: 1) Quiet periods with a state of equilibrium during which the individual facies were formed and gradually passed into each other. 2) Powerful and short interventions by

extraordinarily high storm floods which created new conditions in which, however, the whole system rapidly adapted itself.

Factors influencing the position of the coast-line can be divided into two groups: I) The main features of the long-term development: epeirogenesis, isostasy, tectonics, and eustasy. II) The formation of the locally different features, for instance, in the tidal area of Southwest-Jutland: A) exogenous factors such as weathering, dissolution, and decomposition of organogenic deposits; shrinkage and dislocations and B) factors influencing the sea-level.

1) *Hydrographic factors.*

- a) Alterations of the tidal range (displacement of the centre of the amphidromy, or alterations of the mean water-level).
- b) Alterations of the directions of the tide.

2) *Topographic conditions.*

3) *Climatic conditions.*

The most important characteristics of the development after the Ice Age in North-West Europe were the rising of the Fenno-Scandian block and the formation of the southern North-Sea basin. The position of Denmark halfway between these two areas has resulted in strongly changing contours of the coast-line during the last 8—10.000 years. The elevation to the north is due to isostasy; as far as the North-Sea is concerned the eustatic movements are the most important feature. The possible existence of epeirogenetic subsidence must be considered, whereas the theory on block movements affecting areas predestined for sinking (H. L. Heck, 1937) is refuted by E. Dittmer (1948).

The Danish Meteorologic Institute has since 1889 in Esbjerg registered a relative rise of the sea-level of about 1 mm per year, which fairly corresponds to the value found by Gutenberg. This means that here we are at the outer limit of the Fenno-Scandian rising block which, according to Sigurd Hansen (1955), stretches from the Esbjerg region through Ærø and further on through the Fehmarn Belt. According to J. Egedal (1946) the boundary line should stretch from Bulbjerg via Fornæs to Humlebæk; this is exactly the line along which the Fenno-Scandian, isostatic rising and the general eustatically conditioned sinking keep each other in balance.

The alluvial deposits of the salt-marsh area at Tønder.

The profile (pl. I) is a longitudinal section through the polder-area at Tønder (cfr. fig. 6), intersecting the alluvial deposits and constructed at real levels (DNN) with an exaggeration of 100. Attention is drawn to a few general features: *the morphology of the geest surface* seems to be dominated by two different types of landscape, separated by a cliff about 1½ m high situated between the borings nos. 273 and 559. East of this cliff is seen an undulating blown-sand surface, whereas to the west of it is a gently sloping outwash-plain intersected by one big and several small water courses. The top of the cliff is situated at

the level of $\div 2$ m DNN, the foot at a level of $\div 3,6$ m DNN. In the boring no. 642 in the wadden, the geest surface is situated at a level of $\div 7,1$ m DNN; this gives a decline of 3,5 m, distributed over a distance of 4,8 km or about $\frac{3}{4}$ m per km. In the blown-sand terrain east of the cliff, the geest rises above the salt-marsh in the area immediately south of Møgeltønder (Kogshusene) at the borings nos. 74—78 and here reaches a height of $+ 2$ m DNN. Otherwise the characteristics of this region are basins with levels of about $\div 1$ m to $\div 2$ m DNN and ridges or isles situated at a level of about 0 m DNN. The most striking features in the morphology of the present surface are, besides the geest-border and the afore-mentioned geest-ridge south of Møgeltønder, the high situation of the foreland and Ny Frederikskog, west of the Vidaa, which lies at 1 to $\frac{3}{4}$ m above the inner kogs with levels essentially varying from $+ 1,4$ m to $+ 1,8$ m DNN. Contrary to this, the surface of the basins in the inner kogs has an average level of $+ 0,6$ m DNN; the blown-sand ridges are situated at levels of about $+ 1$ m DNN. The western parts of the Højer-Møgeltønder Kog between the dike of 1556 and the geest-isle, on which the farm Pokkenbøl is situated (boring no. 133), are characterized by a more uneven surface, which include two most important low-lying regions centred around the borings nos. 154 and 279, both with levels of about $+ 0,3$ m DNN. Between these regions there is a relatively high-lying area around the borings nos. 552 to 273, situated just above and a little east of the geest-cliff mentioned above, with levels of about $+ 0,8$ m DNN. Immediately east of the dike of 1556 is also found an area dominating the inner kogs, with levels at about $+ 1$ m DNN, the same level as that of the eastern part of Ny Frederikskog (between the Vidaa and the dike of 1556). The level conditions described are fairly representative of the whole polder-area, but only as far as certain main features are concerned. For instance, the section through the inner basins is not quite typical; in reality the central parts are here situated at a level of 0 m DNN; rather big areas in the southern part facing the Vidaa even have negative levels. For Ny Frederikskog the section is not quite representative either, as far as the level conditions are concerned, the rule being that the profile cuts through two or three cliff systems (cfr. pl. II, Ballummarsken) with variations in the level conditions from $+ 1,2$ m to $+ 2,3$ m DNN.

With regard to the stratification of the alluvial formations the following three types exist: The inner basins east of Pokkenbøl (no. 133), the areas with a foreland character west of the dike of 1556, and the transition region between these areas which can be divided into two regions east and west of the geest-cliff. As to the materials, it must be pointed out that the stratification outlined in the profile does not in any way meet the demands which have been laid down in the method described concerning facies and genetical position. This is evident from the different ages and origin of the peat layers and, of course, also applies to all the other layers. For instance, the yellow colour (marine sand) covers partly the marine wadden facies in quiet periods, which have been registered in boring no. 642, partly the formations of the curved spit complex in the borings nos. 576—580 and, finally, the local beach ridges of the cliff-systems (nos. 630—631 or no. 641).

The inner basins are filled with peat and superposed by a clay cover of varying thickness. Since the deposition of the clay rather big shrinkage has taken place; when comparing with the geest-isles one arrives at values of the order of $\frac{1}{2}$ m.

West of the dike of 1556 one meets three sets of formations: peat-gytja, sand-silt, and on top, clay of the foreland type. Immediately on top of the geest surface, peats and gytjas are found which are only absent where they have been eroded by channels (the borings nos. 614 and 632). In the westernmost part these layers have a thickness of about 1,3 m, east of the big channel (no. 614) about 2 m, and below the dike of 1556 about 3 m. In the westernmost part, these organogenic deposits are covered by a sand-layer about 7 m thick decreasing towards the east, and containing in certain areas rather large quantities of more fine-grained materials (white areas). Thus, east of the big channel, the thickness of the sandy deposits decreases from about 5 m in boring no. 606 to about 1 m in boring no. 580 immediately east of the dike of 1556. In the boring no. 577 this series is registered for the last time with a thickness of about $\frac{1}{2}$ m. It seems reasonable to distinguish between two phases within this series; the first or lowest phase peters out between the borings nos. 587 and 583, while the uppermost phase ends east of the boring no. 577.

On top, the existing foreland clay was mainly developed in the period 1700—1860 (A. G. Reventlow, 1863). The thickness of the salt-marsh deposits is least in the foreland (about $\frac{1}{2}$ m), at Ny Frederikskog varying from about $\frac{3}{4}$ to about $1\frac{1}{4}$ m. In the region east of the Vidaa the boundary-line between salt-marsh and tidal flat sand is situated at a level of 0 m DNN, rising to the west of the Vidaa in two or three systems with variations between + 0,20 m and + 0,70 m DNN; in the foreland the variation is between about + 0,60 m and + 0,90 m DNN.

The area between Pokkenbøl (no. 133) and the dike of 1556 is representative as a transition-type between the regions characterized by basins or foreland, respectively due to the presence of two types of surface clay and the nature and thickness of the alluvial formations. In the latter respect, as already mentioned, the area in question can naturally be divided into an eastern part, situated at a higher level and resembling the inner basins, and a western part filled with alternating series of gytjas and peat. The surface of the whole area is consisting in the bottom of pure clay, as in the inner basins, and superposed by clay of the foreland type. East of the dike of 1556 is found a broad sand belt which should probably be considered as a beach ridge stretching to the south from Højer (cfr. beach ridges in a recurved spit complex in the Ribemarsk, A. Jessen, 1916). However, other possibilities exist; thus it should be possible in the surface east of the dike to register the effects caused by breaches of dikes etc. from the storm-surge period at the end of the sixteenth century and the beginning of the seventeenth, when big parts of the Højer-Rudbøl dike were washed away. Finally a characteristic feature in this transition region is the great thickness of the bottom deposits of clay (often more than one metre) in the area surrounding the previously-mentioned geest cliff (between the borings nos. 279 and 156).

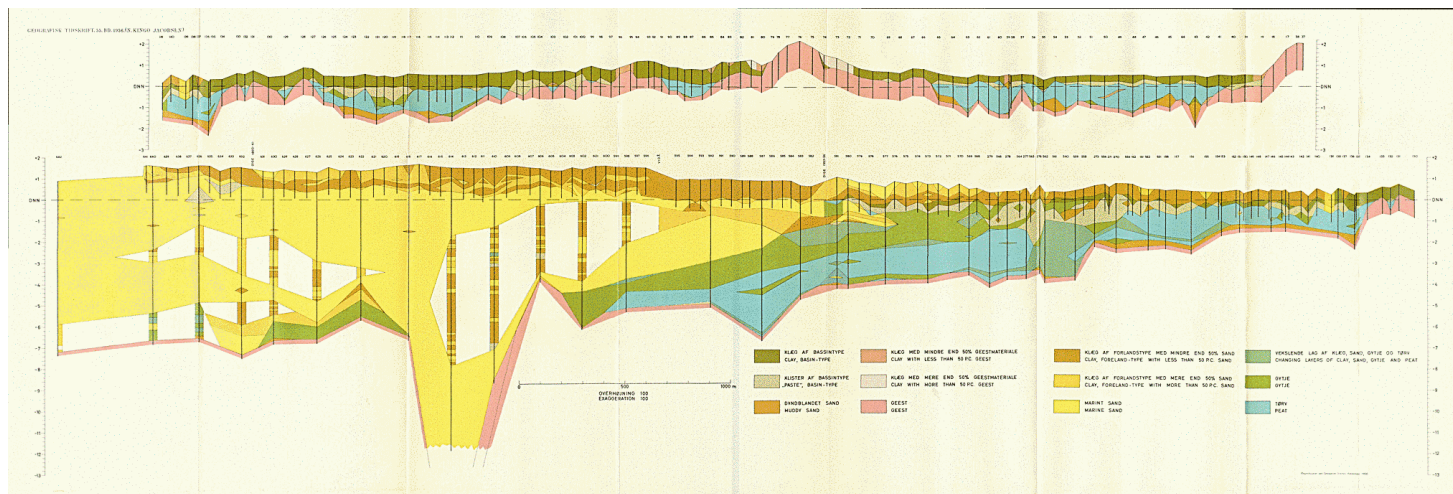
Relations to the post-glacial history of the southern North-Sea basin.

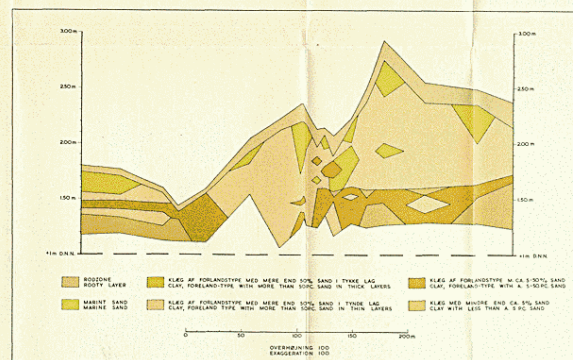
It is difficult at present to draw final conclusions with regard to the post-glacial development, as datings of the peat-layers, analyses determining the facies and distribution of the different soil types are still lacking. In the Atlanticum about 6.000 B.C., the southern part of the North-Sea has been dry; the Channel did not exist. Afterwards a transgression of 18—20 m has taken place. In the course of time, as the sea-level rose, the adjacent outwash plains have assumed a swampy character as a result of the accumulation of fresh water. Thus everywhere the sea has advanced across a geest surface covered by a peat-layer; however, in a number of cases it must of course be taken into account that the sea may have eroded the peat.

For instance, the basis-peat in the intermediary zone between the dike of 1556 and the previously mentioned geest cliff (nos. 273—559) may in theory be of a more recent date than the basis-peat in the inner basins, supposing a regression after the advancing of the sea to the cliff; if so, during the formation of the latter the original basis-peat has been eroded.

To-day the discussion about relative sea-level changes since Atlanticum is mainly concentrated on the presence of a regression period about 2.000 B.C. The evidence for reasoning a regression is the younger peat — layer from the profile: geest — basis peat — old sea clay — younger peat — recent clay, which is found in the salt-marshes around the southern part of the North-Sea. Bennema explains the presence of this peat by a decrease of the influence of the sea caused by the formation of protecting bars.

Without entering this discussion, it will be interesting to see what will be the consequences of applying Bennema's diagram concerning the true rise of sea-level since the beginning of Atlanticum on the present profile. The lowest parts of the geest (boring no. 642) is situated at $\div 7$ m DNN; this means that the Tønder region has had its coastline at this level around 3.500 B.C. The geest-cliff mentioned above should consequently have been reached by the sea about 2.000 B.C. As the peat-layers of the inner basins correspond to a coast-line along this cliff, there seems to be good accordance to the dating estimated by H. Krogh. As a final consequence of this, the upper clay of the inner basins is of a rather recent date, probably deposited in historical time; the previously-mentioned stripe of sand in the clay might then for instance originate from the storm surge of 1362. On a cursory inspection such an explanation seems probable; however, the presence of the peat-layers in the area between the dike of 1556 and the geest-cliff is inexplicable if it is a question of the original basis-peat, and if, at the same time, the sea is supposed to have formed the cliff. If, however, a regression period is presumed immediately after the formation of the cliff, even only of a size of $1\frac{1}{2}$ m (T. Nilsson, 1948), it seems easier to explain the present profile; however, these are questions which can only be answered by the dating of the peat-layers.





LITERATUR

- Ahlmann, H. W:son (1953): Glacier variations and climatic fluctuations. Am. Geogr. Soc. Bowman Memorial Lectures, Series 3. New York.
- Bakker, J. P. (1954): Relative sea-level changes in Northwest Friesland (Netherlands) since prehistoric times. Geol. en Mijnbouw, N.S. 16, pp. 232—246.
- Bennema, J. (1954): Holocene movements of land and sea-level in the coastal area of the Netherlands. Geol. en Mijnbouw, N.S. 16, pp. 254—264.
- Bennema, J. (1954): Bodem- en Zeespiegelbewegingen in het Nederlandse kustgebied. Boor en Spade VII, pp. 1—96. Utrecht.
- Daly, R. A. (1934): The changing world of the Ice Age. New Haven.
- Dechend, W. (1954): Eustatische und tektonische Probleme des Quartärs im südlichen Nordseeraum. Geol. en Mijnbouw, N.S. 16, pp. 195—200.
- Dienemann, W. & Scharf, W. (1932): Zur Frage der neuzeitlichen „Küstensenkung“ an der deutschen Nordseeküste. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst. 1931:52, pp. 317—390. Berlin.
- Dittmer, E. (1938): Schichtenaufbau und Entwicklungsgeschichte des dithmarscher Alluviums. Westküste 1:2, pp. 105—150. Heide.
- Dittmer, E. (1948): Die Küstensenkung an der schleswig-holsteinischen Westküste. Forsch. und Fortschr. 24:17/18, pp. 215—217.
- Edelman, C. H. (1948): De bodemkartering in Nederland. Boor en Spade I, pp. 78—144. Utrecht.
- Egedal, J. (1946): On the variations of the normal height of the sea-level round the Danish coast. Det danske Meteor. Inst., Aarbog 1945, pp. 1—11. København.
- Florschütz, F. (1954): Palaeobotanical evidence for quaternary land- and sea-level changes in the Netherlands. Geol. en Mijnbouw, N.S. 16, pp. 223—225.
- Godwin, H. (1945): Coastal peat beds of the North Sea region, as indices of land- and sea-level changes. The New Phytologist 44, pp. 29—69. London.
- Gutenberg, B. (1941): Changes in sea-level, post-glacial uplift, and the mobility of the earth's interior. Bull. Geol. Soc. Am. 52, pp. 721—772.
- Hansen, Sigurd (1955): Erklæring om vurdering udfra geologiske synspunkter af risikomomentet ved en bebyggelse af marsken. Betænkning angående mulighederne for sikring af bebyggelse i marsken i Tønder og Ribe amter. Betænkning nr. 130, bilag 4. København.
- Heck, H.-L. (1937): Die nordfriesische neuzeitliche Küstensenkung als Folge diluvialer Senkung. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst. 1936:57, pp. 48—84. Berlin.
- Jacobsen, N. Kingo (1953): Mandø. En klit-marskø i Vadehavet. Geografisk Tidsskrift 52, pp. 134—146. København. Medd. fra Skall.-Lab. XIV. København.
- Jakobsen, Borge (1953): Landskabsudviklingen i Skallingmarsken. (Development of the Salt Marsh Area on the Peninsula Skallingen). Geografisk Tidsskrift 52, pp. 147—158. København. Medd. fra Skall.-Lab. XIV. København.

- Jakobsen, Borge* (1954): The Tidal Area in South-Western Jutland and the Process of the Salt Marsh Formation. *Geografisk Tidsskrift* 53, pp. 49—61. København.
- Jessen, A.* (1916): Marsken ved Ribe. *Danmarks Geol. Unders.* II:27. København.
- Kuenen, Ph. H.* (1954): Eustatic changes of sea-level. *Geol. en Mijnbouw*, N.S. 16, pp. 148—155.
- Lundbak, Asger* (1955): The North Sea Storm Surge of February 1, 1953. Its Origin and Development. *Geografisk Tidsskrift* 54, pp. 8—23. København.
- Mikkelsen, V. M.* (1949): Præsto Fjord. The development of the post-glacial vegetation and a contribution to the history of the Baltic Sea. *Dansk Bot. Arkiv* 13:5. København.
- Nielsen, Niels* (1935): Eine Methode zur exakten Sedimentationsmessung. *Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Biol. Medd.* XII. København. Medd. fra Skall.-Lab. I. København.
- Nielsen, Niels* (1938): Nogle Bemærkninger om Marskdannelsen i det danske Vadehav. *Geografisk Tidsskrift* 41, pp. 123—138. København. Medd. fra Skall.-Lab. VI. København.
- Nilsson, T.* (1948): Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südkandinaviens. *Lunds Univ. Årsskrift*, N.F. 44. Lund.
- Nordmann, V.* (1943): Tønder-Egnens Geologi. „Tønder gennem Tiderne“. *Historisk Samfund for Sønderjylland*.
- Rewentlow, Arthur, Greve* (1863): Om Marskdannelsen paa Vestkysten. København.
- Schülte, Heinrich* (1939): Sinkendes Land an der Nordsee? *Schriften des Deutschen Naturkundevereins*, N.F. 9. Öhringen.
- Tavernier, R.* (1949): Bodemkartering. *Natuurwet. Tijdschr.* 31, pp. 71—75. Gent.
- Troels-Smith, J.* (1955): Karakterisering af løse jordarter. *Danmarks Geol. Unders.* IV, 3:10. København.
- Vening Meinesz, F. A.* (1954): Crustal warping in the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, N.S. 16, pp. 207.
- Zuur, A. J.* (1950): Soil Survey and Soil Mapping in the Netherlands. *Soil Science in the Netherlands, Indonesia and Suriname*, pp. 31—39.
-

