

Die quartärgeologische Analyse der Landschaftsformen der dänischen Inselwelt und Jütlands.

(Eiszeitstudien in Dänemark.)

Von

Gustav Götzing, Wien.

Dänemark ist heute eines der wenigen Länder von Europa, das sich zu einer überaus klaren und, wie es scheint, ziemlich erschöpfenden Synthese der eiszeitlichen Verhältnisse durchgerungen hat. Wir verdanken dies der zielbewußten und exakten Forscherarbeit einer nur ganz kleinen Anzahl von dänischen äußerst tüchtigen Geologen, die nach verschiedenen Richtungen spezialistisch eingestellt sind und sich daher so prächtig ergänzen.

Danmarks Geologiske Undersøgelse, die geologische Landesanstalt Dänemarks, hat unter der glänzenden Führung ihres Direktors Dr. Victor Madsen 1928 ein abschließendes Bild ihrer Forschungen geliefert, als sie aus Anlaß des 40jährigen Bestandes eine Internationale Geologenversammlung in Kopenhagen veranstaltete. Im Juni und Juli, vor, während und nach dieser internationalen Geologenversammlung fanden große wissenschaftliche Exkursionen durch das ganze dänische Staatsgebiet (mit Ausnahme der Färöer) statt; dabei wurden die Ergebnisse 40jähriger Forschungen den zahlreichen Teilnehmern vorgelegt. Es war eigentlich ein internationaler Geologenkongreß außerhalb der Organisation der offiziellen internationalen Geologenkongresse. Waren doch von Europa mit Ausnahme von Italien und der Balkanstaaten sämtliche Staaten vertreten, ein Zeichen dafür, wie hoch international die Leistungen der dänischen geologischen Landesanstalt gewertet werden.

Die Gelegenheit, diesen Kongreß zu besuchen und an einigen größeren Exkursionen durch die Ländergebiete teilzunehmen, verdanke ich vor allem einer überaus liebenswürdigen persönlichen Einladung von Seite des Direktors der dänischen geologischen Landesanstalt Dr. Madsen, und ich möchte nicht versäumen, ihm sowie den dänischen Fachkollegen, die so treffliche und liebe Führer im Lande waren, den wärmsten Dank auszusprechen.¹⁾

Es war mir damit ermöglicht, als Vertreter der geologischen Bundesanstalt nach Kopenhagen zu reisen, die dänische geologische Landesanstalt im Namen der österreichischen zu beglückwünschen und als einziger Österreicher die große Nachexkursion durch fast ganz Dänemark mitzumachen.

¹⁾ Desgleichen sei für die freundliche Beistellung verschiedener instruktiver Photographien (Tafeln) bestens gedankt.

Beim Kongreß selbst wurde eine Reihe von sehr wertvollen Publikationen den Teilnehmern überreicht; ich nenne nur die wichtigsten:

V. Nordmann, *La Position stratigraphique des Dépôts d'Eem.* (Danmarks geologiske Undersögelse, II. Reihe Nr. 47);

Knud Jessen und V. Milthers, *Stratigraphical and paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest Germany* (dto., II. Reihe Nr. 48);

Axel Jessen, *Lönstrup Klint.* (dto., II. Reihe Nr. 49).

Eine vor allem willkommene und prächtige Überraschung war das von V. Nordmann redigierte und von V. Madsen herausgegebene Buch: *Übersicht über die Geologie von Dänemark*²⁾ (dto., V. Reihe Nr. 4) nebst den Spezialführern für die Exkursionen, welche nun gleichfalls in einem Band zusammengefaßt sind (dto., V. Reihe Nr. 5).

Die beiden letzteren Werke erschienen übrigens zugleich in vier verschiedenen Sprachen: dänisch, deutsch, französisch und englisch.

Wie F. Machatschek in seiner Studie über „Dänemarks Boden und Oberfläche“³⁾ sagt, ist in keinem Lande der Erde die Geologie so sehr Eiszeitforschung wie in Dänemark; denn die Quartärbildungen haben den weitaus überwiegenden, ja fast ausschließlichen Anteil an der Zusammensetzung des Landes. Ich begrüßte die Möglichkeit, im dänischen Quartär Beobachtungen und Studien anzustellen, um so mehr, als ich mir wichtige Anregungen und Vergleiche zu meinen bisherigen Quartärstudien und Quartärkartierungen erhoffte, die vor dem Kriege durch sieben Jahre — zum Teil noch während meiner Assistentenzeit am geographischen Institut der Universität Wien — das nordische Diluvium in West- und Ostschlesien, in Nordmähren und seit dem Kriege insbesondere den diluvialen Salzach- und Traungletscher im salzburgisch-oberösterreichischen Alpenvorland betrafen.

Zu meinen seinerzeitigen Studien über die erratischen Gesteinstypen des nordischen Diluviums meines Arbeitsgebietes am Sudeten- und Karpathenrand — ich habe eine allerdings noch unpublizierte Sammlung von zirka 300 Typen — war es mir sehr willkommen, in Dänemark die nordischen, und zwar die norwegischen und baltischen Gesteinstypen kennenzulernen. Es war mir damit schon jetzt ermöglicht, einige Identifizierungen meiner mährisch-schlesischen Erratika mit den baltisch-dänischen vorzunehmen.

Hier sollen mit meinen eigenen Beobachtungen nur einige Hauptzüge der Ergebnisse über die Eiszeitforschung in Dänemark gebracht werden, deren ich bei der großen Nachexkursion inne wurde und welche in mehreren dänischen Monographien sowie in den Exkursionsführern niedergelegt sind. Als Autoren nenne ich von den Mitgliedern der dänischen Anstalt: V. Madsen, Axel Jessen, V. Milthers, V. Nordmann, den Molluskenspezialisten, Knud Jessen, den Moorforscher und Pflanzengeographen, H. Ödum, Frau Ellen Louise Mertz und den Chemiker Andersen, sowie V. Hintze (Museumsinspektor). Dazu kommen die Professoren O. B. Böggild, Mineraloge, J. P. Ravn, Paläontologe.

²⁾ Im folgenden abgekürzt: *Geol. Dan.*

³⁾ *Geogr. Zeitschr.* 1906, S. 361 bis 378.

Nachdem ich vom dänischen Archipel auf der Hinreise nach Kopenhagen Laaland und Falster etwas kennengelernt hatte, ging nach einer kleinen Ex-

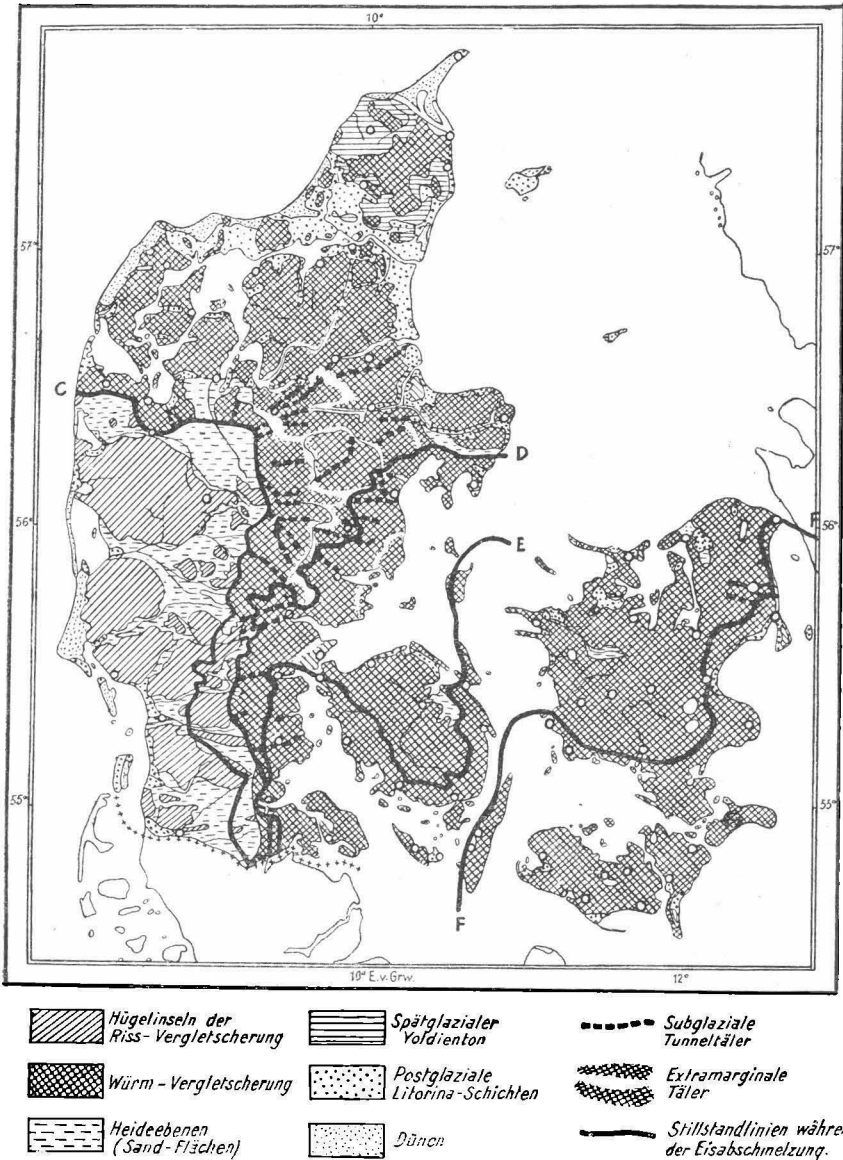


Abb. 23. Quartärkarte von Dänemark. Eisstillstandlagen C, D, E, F (Daniglazial) (nach Dan. Geol. Und., V. Reihe, Nr. 4, Taf. II).

kursion nach NW-Seeland die große Nachexkursion nach dem übrigen Seeland, übersetzte den Großen Belt von Korsör nach Nyborg, durchmaß Fyn (Fünen), setzte von Svendborg nach Langeland, kehrte nach Fyn zurück, überschritt

den Kleinen Belt bei Fredericia, die dänischen Inseln verlassend, und durchquerte auf mehrfachen Zickzackrouten Jütland über den Limfjord und die Insel Mors, bis die Exkursion an der Nordspitze Jütlands, bzw. Vendsyssels, am Kap Skagen angesichts der Vereinigung der Nord- und Ostsee ein Ende fand.

Um die Quartärablagerungen der geologischen Reihenfolge besprechen zu können, beginnen wir unsere Beobachtungen in Jütland. (Vgl. im folgenden Abb. 23.)

Die hervorstechendste Linie, eine geologische und bodenkundliche Grenze bildend, ist hier die jütische Endmoräne. Sie streicht mit frischen Formen von der W-Küste von Jütland ungefähr von S von Bovbjerg nach E bis Dollerup, SW von Viborg, und zieht dann NS bis zur dänisch-deutschen Grenze. Der ersterwähnte Teil der Moränen ist am Saum des großen Gletschers, der von Norwegen kam, abgelagert worden, wogegen der zweite Teil am Saum des baltischen Teiles des Inlandeises gebildet wurde. Damals war das Eis noch im großen das im allgemeinen von NE kommende Inlandeis, während bei den späteren Ständen (vgl. unten) bereits die Auflösung in den baltischen Eisstrom erfolgte; er kam, den Boden der Ostsee einnehmend, von E und floß später sogar von SO, ja von SSO her. Dies beweisen auch S-SO gerichtete Gletscherschrammen auf dem kalkigen Untergrund im östlichen Seeland, so bei Kopenhagen, Køge, Stevns Klint.

Weiter nach SW, außerhalb dieser jütischen Hauptmoräne, war das Eis während der letzten Eiszeit nicht mehr gekommen. Große Schuttkegel, „Sandr“-Flächen wurden vom Eisrand her aufgeschüttet, z. B. der große Karup Schuttkegel. Diese Schuttkegel dachen sich gegen W mit geringem Gefälle zum Meere ab. Sie stellen die großen, monotonen, fast tischebenen, durch Ortsteinbildung beeinträchtigten Heideflächen Jütlands dar, vom ganzen dänischen Land die unwirtlichsten Flächen.

Die Sandrkegel werden gegen S und W von Inselbergen überragt, welche aus abgeflachten Altmoränen bestehen (Abb. 23). Das Verhältnis zwischen den Alt- und Jungmoränen ist hier ein ähnliches wie im Alpenvorland. Die Altmoränen wurden abgetragen (nach der Auffassung der dänischen Geologen besonders durch Solifluktion während der letzten Eiszeit), teilweise zerstört und umschüttet von den Sandrflüssen der letzten Eiszeit. (Im Bereich dieser Altmoränen liegen, wie wir sehen werden, interglaziale Seeablagerungen.)

Der jütische Moränenzug der letzten Eiszeit zeigt morphologisch das Aussehen der End-, bzw. Randmoränenlandschaft, wenngleich langgestreckte Moränenwälle und lange Talungen zwischen letzteren seltener sind (Bild 1 auf Tafel XXII). Besonders herrscht das Landschaftsbild der „kleinkuppigen Moränenlandschaft“ mit kleinen Trichtern und Wannen vor, die häufig vertorft sind. Manche Partien der Randmoränenlandschaft sind offenbar um Toteismassen abgelagert worden, an deren Stelle sich Niederungen und große Mulden gebildet haben, zwischen höheren Moränenumwallungen. Der Typus des Geschiebelehmes in der Randmoräne ist nicht sehr häufig. Nicht selten beobachtet man — bei der morphologischen Form der Endmoränenhügel — feingeschichtete horizontale Sande (z. B. bei Skinderhede), also ganz eisnahe Ausschwemmungen der Grundmoränen.

Die Endmoränenlandschaft tritt zur Grundmoränenlandschaft in

Ostjütland in Gegensatz: hier sind flache, breitere, niedrigere Moränenrücken ohne schärfere Moränenkuppen zu sehen.

Es sind also ähnliche Verhältnisse wie bei den alpinen Zungenbecken vorhanden, nur ist in Dänemark alles ins Großzügige übertragen. Von den Endmoränen erfolgt ein allmählicher Abfall über die Grundmoränenlandschaft nach dem Hauptzungenbecken, bzw. nach den Teilbecken hin.

Die End- und Grundmoränenkuppenscheitel sind sehr oft in Dänemark mit den bekannten Hüengräbern besetzt, künstlichen Erdhügeln, die in der Regel eine Grabkammer aus den ältesten und frühen Besiedlungszeiten enthalten. Manchmal sind solche Grabhügel, die sich durch steile, grasbedeckte Böschungen deutlich gegen die weniger geneigten Ackerflächen absetzen, sehr dicht aneinander geschart, z. B. bei Mögelberg (Bild 2 auf Tafel XXII).

In die Grundmoränenlandschaft sind aber Täler von großer Längenerstreckung (Bild 1 auf Tafel XXIII) tief eingesenkt, die Rinnencharakter haben, häufig aber auch Schwellen von Moränen und Kies aufweisen, so daß sich in den einzelnen Teilbecken langgestreckte Seen erhalten haben. Das sind die „Rinnenseen“ Dänemarks, die namentlich in der Gegend von Silkeborg und Skanderberg sehr zahlreich erscheinen und im Verein mit den von Buchenwäldern bedeckten Moränenhügeln wohl die reizvollsten Teile Dänemarks ausmachen. Die Haupttrinentäler verlaufen mehr oder weniger senkrecht zum alten Eisrand (Abb. 23).

Sie sind das Werk der Erosion der subglazialen Schmelzwässer, die in Tunnels im Eise flossen und, entsprechend dem Druck des Schmelzwassers von O bzw. NO her, imstande waren, sogar bergauf zu fließen.

Wie wir an mehreren Stellen sehen konnten, besteht ein Zusammenhang der subglazialen Tunneltäler mit den Åsar, den Kieshaufen, die von den subglazialen Schmelzwässern aufgeschüttet wurden. Die Åsar und Tunneltäler treten am Außenrand des großen eiszeitlichen Gletschers aus der Gegend des ehemaligen Gletschertores heraus und hier erkannten wir den Zusammenhang mit der Spitze des Sandrkegels. In ganz großartiger Weise ist in Dänemark die Verknüpfung der extraglazialen Schuttkegel beim Gletschertor mit den subglazialen Tunneltälern, welche die Grund- und Endmoränen durchbrechen, zu sehen.

Das Eis zog sich vom Stand C (Abb. 23) — wie die dänischen Geologen die jütische Endmoräne nennen — zurück und stieß dann in dem ostjütischen Moränenvorstoß zum Stand D wieder vor. In dieser ostjütischen Endmoränenlandschaft liegt die größte Erhebung Dänemarks, der Ejler Bavnehøj (172 m Höhe), nördlich von Horsens. Vor dem Gletscherrand des ostjütischen Standes bildete sich die Sandr-Ebene Lösning (südwestlich von Horsens).

Insbesondere in N-Jütland haben die Rückzugsmoränen der Zeit nach C eine weite Verbreitung. Entsprechend dem Rückzug gegen NE haben hier die Rückzugsmoränen NW-SE-Erstreckung, wie schon aus den genaueren topographischen Karten zu entnehmen ist. Viele von diesen „Rückzugsmoränen“ nach C haben aber gestauchte Sand- und Tonstrukturen, wie wir wiederholt sahen. Sie bestehen aus Sand und Ton, in Tümpeln vor dem Eis abgelagert, worauf das Eis wieder etwas vorstieß und die Sande und Tone stauchte und steil aufpreßte (z. B. bei Tolne Bakker im nördlichen Vendsyssel). Das sich im allgemeinen zurückziehende Eis machte kleine Vorstöße.

Die Moräne *D*, welche in Ostjütland auf der Grundmoräne *C* liegt, ist eine andere und jüngere. An vielen Stellen sieht man, wie auf der breiten welligen abgeflachten Grundmoränenlandschaft von *C* die kleinkuppige jüngere Moränenlandschaft *D* aufsitzt. Die Moräne *D* des ostjütischen Vorstoßes ist schon vollends vom baltischen Gletscher abgelagert; sie ist die feuersteinreichste der baltischen Moränen.

Daß die Moränen *C* und *D* verschieden sind, haben auch die Moränensteinzählungen der dänischen Geologen gelehrt, über deren Methode V. Madsen ausführlich ⁴⁾ schreibt. Der wichtige Steinzählungskoeffizient wird ermittelt nach dem Verhältnis der Zahl der Feuersteine zur Zahl der Eruptiv- + Kristallinschiefergesteine. Es hat sich nämlich gezeigt, daß die Moräne derselben Gegend annähernd denselben Steinzählungskoeffizient hat; hingegen haben zeitlich verschiedene Moränen voneinander stark abweichende Steinzählungskoeffizienten (z. B. die Moräne *C* 0,7 bis 0,8, die Moräne *D* 1,2 bis 1,4).

Zwischen *C* und *D* trat eine kleine Klimaverbesserung ein, worauf erst der Vorstoß von *D* erfolgte, wie ein Fund von Milthers NW von Vejle (Smidstrup Mark) beweist: unter der Moräne *D* liegt hier Torfgytje, welche wieder über der Moräne *C* lagert. Die Torfgytje enthält in den Randzonen gegen die Moränen arktische Pflanzen: *Betula nana*, *Dryas octopetala*, aber in der Mitte etwas mehr wärmeliebende Pflanzen, wie *Pinus silvestris*, *Juniperus*, also eine subarktische Flora.

Der Vereisung *C* folgte also eine Klimaverbesserung, wie sie auch für die „Alleröd“-Oszillation bezeichnend ist, die wir nach dem noch jüngeren Moränenstande *F* kennenlernen werden.

Daß der Stand *D* jünger ist als *C*, zeigt auch das häufige Nichtaneinanderpassen der subglazialen Tunneltäler: der etwas kleinere Gletscher des Standes *D* hatte anders verlaufende subglaziale Tunneltäler als der größere Gletscher vom Stand *C*. (Vgl. Abb. 23.) Man könnte vielleicht die Moränen *C* und *D* als Alt- und Jungwürm bezeichnen, für welche Unterscheidung ich auch im Salzachgletschergebiet manche Anhaltspunkte gewonnen habe.

Der Moränenwallzug *D* dacht sich gegen E—SE nach dem Zungenbecken des SW-Kattegat ab; Teile des Zungenbeckens sind der Horsens- und Vejle-Fjord, von wo auch einige subglaziale Tunneltäler ihren Ausgang nehmen.

Beim weiteren Rückzug zerfiel der baltische Gletscher an seinem Ende in zwei Lappen, welche an der Stelle des heutigen Kleinen und Großen Belt einen Stillstand verraten (Abb. 23). Ein solcher Endmoränenzug umschlingt den Kleinen Belt, bildet in Fyn die sogenannten Fünen Alpen, die im Frøbjerg Bavnehøj eine Höhe von 131 m erreichen, beschreibt hier einen nach N offenen Bogen, setzt sich dann auf der E-Seite von Fyn fort und zieht nordwärts über die Insel Samsø. Die Dänen nennen diesen Stand den Beltvorstoß = Moräne *E* (Abb. 23). An der W-Seite des Kleinen Belt schob sich der Gletscher des Standes *E* über die Grundmoränen des Standes *D* und nahm daraus Geschiebe auf.

Im Bereich der Moränenlandschaft des östlichen Fyn besuchten wir den größten erratischen Block von Dänemark bei Hesselager, „Damestene“ genannt (Bild 2 auf Tafel XXIII). Er ist ein rötlicher schwedischer Granit, gerundet und mit Gletscherschrammen überzogen. Von SW aus gesehen, ragt er nur wenig auf, dagegen ist er

⁴⁾ Geol. Dan., S. 94 u. S. 129.

auf der NE-Seite aus der Umgebung über 9 m tief ausgegraben worden. Die Abgrabung geht schon auf den Befehl des Königs Christian VIII. um das Jahr 1840 zurück. Die Riesendimensionen des Blockes gehen daraus hervor, daß, trotzdem er noch nicht an seinem Boden freigelegt ist, der Umfang an der breitesten Stelle 46 m mißt. Natürlich ist der Block heute als geologisches Naturdenkmal geschützt.

Aus der Zeit einer Klimaschwankung nach dem Rückzug des Gletschers aus dem südlichen Fyn stammt der spätglaziale Stenstrup-See, dessen Ablagerungen die Bedeutung der „Alleröd-Schwankung“ sehr gut aufzeigen. Die Umgebung von Stenstrup mit ihren Ziegeleien in den spätglazialen Tonen läßt uns nach den Untersuchungen von V. Nordmann die Ablagerung und Klimageschichte nach dem Abschmelzen des Eises hier genau entnehmen: Zuerst war die Gegend Schauplatz eines vom Eis angestauten Eissees mit Ablagerungen von Eisseeton, der in ziemlich gleichmäßigen Abständen feine Sandlagen enthält, die den sommerlichen Abschmelzungszeiten entsprechen („Varven“), so daß die Varven fast als Jahresringe zu werten sind. Die Tone enthalten eine arktische Flora (*Dryas octopetala*, *Salix polaris*); im Hangenden aber stellen sich Seegyrtjen und Seekalke ein mit einer schon subarktischen Flora (großblättrige Birke, *Betula alba*) und etwas thermophiler Molluskenfauna. Das Hangende bilden wieder graue Seetone mit arktischer Flora (*Salix polaris*, *Dryas octopetala*); sie stammen aus der Zeit einer neuerlichen Klimaverschlechterung.

Die „Alleröd-Oszillation“ läßt sich auch auf Seeland, wie auf Schonen gut beobachten. Auf Seeland findet sich über der Moräne *E* Ton mit arktischen und subarktischen Pflanzen, darüber aber Gytje mit Birke, Kiefern und etwas wärmeliebenden Süßwassermollusken, mit Biber- und Bärenresten, was auf eine Klimaverbesserung schließen läßt. Darüber liegt wieder Dryaston (aus der Zeit der neuerlichen Klimaverschlechterung).

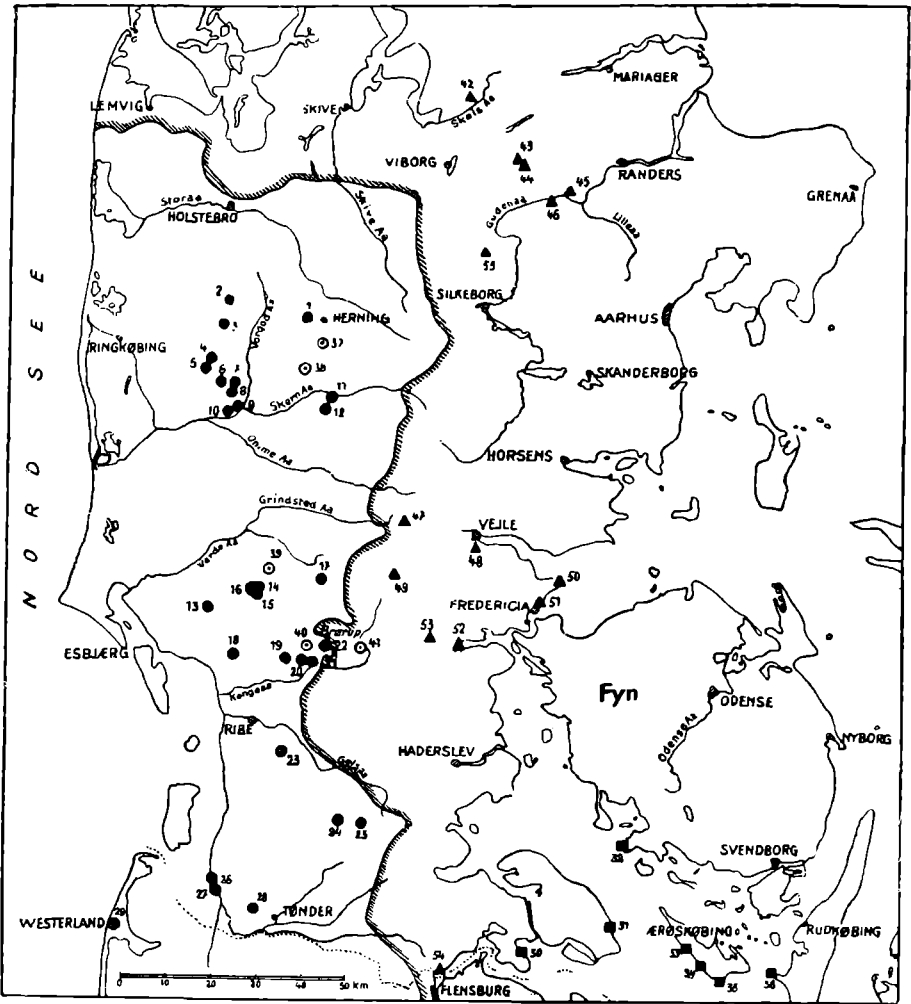
Vor dem gänzlichen Schwinden des Eises aus Dänemarks Inselwelt war das südöstliche und östliche Seeland noch Schauplatz eines Gletschervorstoßes, der durch Moränen angezeigt ist. Es ist der Stand *F* (Abb. 23). Vom südwestlichen Seeland ziehen die Moränen nach der Insel Sprogö im Großen Belt und erscheinen wieder mit SSW-Richtung auf Langeland, das sie ganz durchziehen. Der Vorstoß wird hier durch prächtige Vorstoßmoränen angezeigt (Bild 1 auf Tafel XXIV). Die Dänen nennen diesen Stand den Langelandvorstoß. Von Süd- und Ost-Seeland laufen die Moränen über den Öresund nach Schonen.

Es ist dies der Stand, womit de Geer bereits das Gothiglazial (bis zur Ablagerung der mittelschwedischen Moränen) beginnen läßt, während die bisherigen Stände *C* bis *F* als Daniglazial zusammengefaßt werden. Das Finiglazial endlich ist dann bekanntlich die jüngste Rückzugphase des spätglazialen baltischen Gletschers bis zur Teilung desselben in zwei Teile in Ost-Jämtland, worauf das Postglazial beginnt.

Nach dem Rückzug des Gletschers *F* war der Boden Dänemarks im großen und ganzen gebildet. Die Hügelländer hatten fast die Gestalt der heutigen. Nur die Verteilung von Land und Meer war eine andere; sie veränderte sich in der spät- und postglazialen Zeit.

Wir sehen demnach, wie sich in Dänemark die Moränen *C*, *D*, *E*, *F* wie

große Schuppen übereinander legen; aber in den Zwischenzeiten gab es gelegentlich ein wärmeres Klima, als es während der Vorstoßzeiten der Fall war.



- Ablagerungen des letzten Interglazials (Brörup- u. Herning Typus), N^o 1-29
- Süßwasserschichten in Verbindung mit den Marinen Eem-Schichten (letztes Interglazial) N^o 30-36.
- Ablagerungen der vorletzten Interglazialzeit, N^o 37-41
- ▲ Ablagerungen der letzten Interglazialzeit, (wahrscheinlich) bedeckt von Jungmoränen, N^o 42-55.

Abb. 24. Karte von 55 Interglazial-Lokalitäten in Jütland und auf Fyn (nach Knud Jessen und V. Milthers, Dan. Geol. Und., II. Reihe, Nr. 48, Atlas, Taf. I).

Außer der Gliederung des jüngsten Glazial und der Spätglazialmoränen haben sich die dänischen Geologen besondere Verdienste um die Gliederung der Interglazialablagerungen erworben, die auf dänischem Boden teils als Seeablagerungen, teils als Meeresablagerungen auftreten (Abb. 24).

Im mittleren und südlichen Jütland sind die interglazialen Seeablagerungen im Bereich der Altmoränen, also außerhalb der Grenzen der letzten Vereisung, in ausgezeichneter Weise von Knud Jessen und V. Milthers studiert und an vielen Lokalitäten nachgewiesen worden.⁵⁾ Als einen besonderen Typus lernten wir die Interglazialablagerungen in den Ziegeleien nahe der Stadt Herning kennen, wo auch durch neue für die internationale Geologenversammlung gemachte Abgrabungen die Verhältnisse sehr anschaulich sind. Es handelt sich um die Folge von verschiedenen Verlandungsschichten eines interglazialen, hier zirka 300 m breiten Sees, der hier, wie sonst häufig, zwischen Mulden der die „Inselhügel“ bildenden Altmoränen zur Entwicklung gelangt ist.

Im folgenden wird die Schichtfolge nach den obigen Untersuchungen etwas gekürzt wiedergegeben:

Über Moränen und varvigen Bändertonen der liegenden Altmoränen folgt zunächst Ton mit noch arktischer Flora (*Dryas octopetala*, *Betula nana* und arktischen Moosen), dann aber braune Seegyrtje mit thermophiler Flora, wobei *Trapa natans*, *Dulichium spathaceum*, *Brasenia purpurea* (heute ausgestorben) die Hauptvertreter sind. Darauf lagert im Profil wieder grauer Ton, die sogenannte Zwischenschicht, mit nochmals subarktischer Flora (*Betula nana*, *Empetrum nigrum*), die nach oben hin neuerdings einer braunen Seegyrtje mit gleicher thermophiler Flora (*Trapa natans*, *Brasenia*, *Dulichium spathaceum*, *Ilex aquifolium*, *Quercus robur*, *Picea excelsa*) Platz macht.

Diese warme Schicht wird von Ton mit arktischer Flora (*Betula nana*) überlagert, worauf eine Schuttschicht mit wirrer Lagerung der Geschiebe, mit Stauchungen, ganz nach Art des von Th. Fuchs beschriebenen „Verschobenen Terrains“,⁶⁾ also „Gekriech“ im weitesten Sinne folgt. Diese Schuttschicht wird mit Recht als das Ergebnis des arktischen Bodenfließens von den Nachbarhügeln der Altmoränen während der letzten Eiszeit aufgefaßt. Unter der Mitwirkung des polaren Klimas fand eine starke periglaziale Verwitterung und Abtragung durch Bodenfließen selbst auf ganz flachen Neigungen statt, so daß von den erwähnten Inselbergen ganz flachgeneigte Gekriechhalden und Gekriechfächer sich in die zentralen Teile der verlandenden Seen vorschoben. Indem diese Gekriechhalden ganz allmählich gegen die alten Seeufer hin, gegen ihre Ursprungshügel, ansteigen, wurden kleine abflußlose Becken erzeugt, deren innerste tiefste Partien zugleich Anhaltspunkte dafür geben, daß hier die interglazialen Seen zuletzt verlandeten, bzw. am tiefsten waren. Mit großem Scharfblick haben daher die dänischen Geologen gerade an solchen zentralen Stellen, die auch auf den vorzüglichen topographischen Karten kenntlich sind, Bohrungen angesetzt und in der Tat daselbst die mächtigsten und am meisten vollständigen interglazialen Profile genau aufnehmen können.

⁵⁾ Stratigraphical and paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest-Germany, 1928, Danmarks geol. Undersøgelse, II. Reihe, Nr. 48.

⁶⁾ Über eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Jahrb. Geol. R.A. 1872, S. 309. Vgl. auch Götzinger, Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Pencks Geogr. Abh. IX/1, 1907, S. 77.

Der vorzügliche Pflanzenkenner Knud Jessen hat in den Gytjen mit den thermophilen Floren mit besonderer Sorgfalt die kleinsten Pflanzenreste, auch Pollen bestimmt. Daß Pflanzenformen, wie *Dulichium*, *Brasenia*, *Trapa* besonders beweisend für den Eintritt wärmeren Klimas sind, hat für Norddeutschland ausführlich besonders Stoller gezeigt.

Der „Herningtypus“ des Interglazials ist also durch das Auftreten einer kalten Zwischenschicht zwischen zwei warmen Gytjenhorizonten charakterisiert, hingegen ist an anderen Lokalitäten Mittel- und Südjtülands nach den Untersuchungen der beiden erwähnten Autoren die kalte Zwischenschicht nicht immer vorhanden und ein einheitlicher warmer Horizont entwickelt („Bröruptypus“). (Über die Verbreitung dieses Interglazials vgl. Abb. 24, Nr. 1—29.)

Die vollständigere Serie des Herningtypus aber zeigt, daß während des letzten Interglazials (wärmer als heute) eine Klimaverschlechterung eingetreten ist, indem während derselben die polare Waldgrenze in Jütland gelegen sein mochte. Es handelt sich aber bei dieser Zwischenschicht nicht etwa um eine eiszeitliche Ablagerung, das Eis lag damals nach der dänischen Auffassung wohl noch in Skandinavien, ohne Jütland zu berühren.

Knud Jessen gibt demnach folgende Floren- und Klimaentwicklung⁷⁾ während der Riß-Würm-Interglazialzeit (etwas vereinfacht):

Würm-Eiszeit					
Subarktische Flora					
Übergangszone	Nadelwaldzone, <i>Pinus silvestris</i> , <i>Picea excelsa</i>				
Oberer temperierte Flora	Laubwald				
Zwischenschicht = subarktische Flora					
Untere temperierte Flora	<table> <tbody> <tr> <td rowspan="3">}</td> <td>Nadelwald: <i>Pinus silv.</i>, <i>Picea exca.</i> (<i>Brasenia</i> selten)</td> </tr> <tr> <td>Laubwald, Eichenmischwald; Wärmeoptimum, Eem-Senkung (vgl. spät.)</td> </tr> <tr> <td>Nadelwald: <i>Pinus silv.</i>, etwas <i>Picea</i> (Laubb. selten)</td> </tr> </tbody> </table>	}	Nadelwald: <i>Pinus silv.</i> , <i>Picea exca.</i> (<i>Brasenia</i> selten)	Laubwald, Eichenmischwald; Wärmeoptimum, Eem-Senkung (vgl. spät.)	Nadelwald: <i>Pinus silv.</i> , etwas <i>Picea</i> (Laubb. selten)
}	Nadelwald: <i>Pinus silv.</i> , <i>Picea exca.</i> (<i>Brasenia</i> selten)				
	Laubwald, Eichenmischwald; Wärmeoptimum, Eem-Senkung (vgl. spät.)				
	Nadelwald: <i>Pinus silv.</i> , etwas <i>Picea</i> (Laubb. selten)				
Subarktische Flora					
Arktische Flora					
Riß-Eiszeit	} Abschmelzung des Riß-Gletschers				

Die interglazialen Profile innerhalb der Altmoränen außer dem Bereiche der letzten Vereisung sind die vollständigsten. Weniger gilt dies nach dem bisherigen Stand der Erforschung für das Interglazial, das im Bereich der Moränen der jüngsten Vereisung durch Bohrungen unter den Würm-Moränen erkundet wurde, speziell im nördlichen Jütland, wo es marin ist. (Vgl. Abb. 24, Nr. 42—55.)

Die staatliche Bohrung von Skaerumhede, 10 km westlich von Frederikshavn ergab:

57 m Mächtigkeit Jungmoränen,

123 m Mächtigkeit marine Tonschichten,

deren von Nordmann untersuchte Molluskenfaunen lassen den Übergang aus einer arktischen Fauna (sogenannter „älterer Yoldienton“ des Eismeer) in eine boreale und schließlich mehr temperierte Fauna erkennen. Die gleiche Schicht- und Klimafolge wurde in der Nähe von Skaerumhede noch durch weitere Bohrungen bestätigt (sogenannte Skaerumhedeserie des Interglazials). Sie stellt jedoch nur den Aus-

⁷⁾ Dan. Geol., S. 114.

klang der oberen temperierten Zone in die letzte Eiszeit dar (vgl. Herningprofil), ist also bei weitem nicht so vollständig, wie das Interglazial von Herning.

Eine andere, gleichfalls marine, interglaziale Schichtfolge ist durch die Eem-Schichten repräsentiert, die man auch schon von Norddeutschland, Schleswig und Holland kennt.⁸⁾ Die Eem-Schichten sind durch eine wärme-liebende Molluskenfauna, insbesondere *Mytilus*, *Cyprina*, charakterisiert. Der allmähliche faunistische Übergang aus den Warmmeerschichten in die Eis-meerschichten, wie sie der „ältere Yoldienton“ bezeichnet, ist hier nicht so klar zur Beobachtung gelangt.

Das marine Interglazial der Eem-Schichten ist auf der Insel Langeland und Ärö besonders schön zu studieren, also auch im Bereich der letzten Vereisung (vgl. Abb. 24, Nr. 30—36), und zwar in den hochgepreßten Schollen der älteren Diluvialschichtglieder. Es kommen aber auch, wahrscheinlich nicht anstehend, Eem-Tonschollen als Trümmer in den Belt-Vorstoß-Moränen am westlichen Rande des Kl. Belt vor.

Den vorzüglichsten Aufschluß der Ablagerung der Eem-Schichten vermittelt das großartige Steilufer des 25 m hohen Ristinge Klint, das von V. Madsen eine vorzügliche Bearbeitung erfahren hat (Abb. 25, Bild 2 auf Tafel XXIV und XXV).

Hier ist eine Folge von Quartärablagerungen in zahlreiche, gegen SE sehende Schuppenpakete in immer gleicher Wiederholung aufgerichtet und aneinander geschoben, ohne Zweifel eine Folge der gewaltigen von SE kommenden Eis-pressung des baltischen Gletschers. (Wir werden die gleiche Erscheinung insbesondere am Lönstrup Klint und ähnlich beim Trelde Klint [vgl. unten], finden.)

An den meist deutlichen Schuppenflächen — auf Tafel XXV durch eine Linie bezeichnet (vgl. auch Abb. 25) — tritt zunächst die basale Schicht der ganzen Schichtfolge auf: der sehr fette Ton (mit Gleitflächen), der offenbar durch Aufarbeitung des präquartären Untergrundes, des eozänen plastischen Tones entstand. Er ist die Grundmoräne der vorletzten Vereisung (Moräne B). Nach einer Zwischenlagerung von Süßwassersand mit *Unio* und *Anodonta* folgen darauf die marinen Eem-Schichten: *Cyprinen*- und *Mytilus*-Tone, mit *Tapes senescens*. (Auf Tafel XXV die feingeschichteten Ablagerungen rechts von der Schuppungsfläche.) Die Überlagerung bilden weiße fluvioglaziale Sande (die an der Basis noch die marine Fauna enthalten) und Moränen mit ausschließlich baltischen Geschieben. Da diese Moränen einen Steinzählungskoeffizienten von 0,68 haben, gehören sie zu den Moränen C. Auch diese Moränen sind noch von fluvioglazialen Sanden und von Moräne überdeckt (bei einem Steinzählungs-koeffizienten von 1,20 entspricht letztere Moräne dem ostjütischen Vorstoß = D) (auf Tafel XXV rechts oben).

⁸⁾ Die marinen Bildungen des vorletzten Interglazials (vgl. die Verbreitung auf Abb. 24, Nr. 37—41) bestehen in „älteren Yoldientonen“, z. B. bei Esbjerg, die noch von älteren Moränen (Mindel) unterlagert sind (Dan. Geol., S. 93), am Røgle Klint bei Strib auf Fyn aus Tellinton, der zwischen M- und R- und W-Moränen lagert (Dan. Geol., S. 94/95); daß es sich um M-, R- und W-Moränen handelt, ergibt sich aus den Steinzählungskoeffizienten. Auf Indre Bjergum Bank, W von Ribe, ist durch Bohrungen das ältere Interglazial (MR) im Liegenden von R-Moränen mit hangenden Eem-Schichten festgestellt worden (Dan. Geol., S. 98/99), ein auch für die Einstellung der Eem-Schichten ins letzte Interglazial wichtiger Punkt.

Wir haben demnach — fast in jedem der einzelnen Schuppenpakete — die Schichtfolge von Moräne *B* zur Moräne *C* und *D* und darin zwischen *B* und *C* die interglazialen Schichten erhalten.

Die Fauna der Eem-Schichten im Ristinge Klint ähnelt sehr den Eem-Schichten von Deutschland (W-Schleswig) und Holland. Sie zeigt, daß das Interglazial während des Wärmeoptimums durch ein warmes Meer charakterisiert ist. Es entsprechen die Eem-Schichten in unserer obigen Zusammenstellung (S. 190) (nach dem Herningprofil) der unteren temperierten Zone.

Während demnach in Mitteljütland im letzten Interglazial Festland war und hier zwischen den Altmoränen die Verlandung der Seen eingeleitet wurde, ist auf Langeland und Ärö ein warmes Meer in Verbindung mit dem Eem-Meer Hollands gewesen.

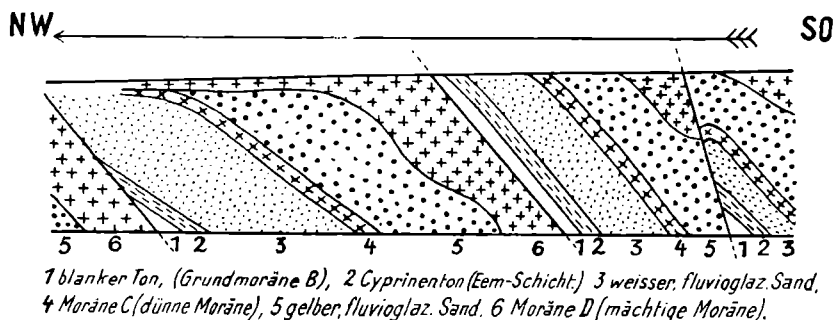


Abb. 25. Schuppungsprofil im Ristinge Klint (überhöht). Überschiebungslinien außerhalb des Querschnittes punktiert (nach Dan. Geol. Und., V. Reihe, Nr. 5, C, S. 16).

Im Ristinge Klint sind die erwähnten Schichten in zirka 25 Schuppenpakete zusammengestaut. Dabei bildete offenbar der den Überschiebungsflächen zunächst liegende fette Ton, der Grundmorärenton, das Schmiermittel für die Zusammenstauung. Die Überschiebungsflächen fallen alle ungefähr in SE-Richtung ein; ihr Neigungswinkel schwankt zwischen 26 und 70 Grad.

Nach den Moränenidentifizierungen ist noch die Moräne *D* geschuppt (ostjütischer Vorstoß); es ist daher wahrscheinlich, daß die Stauungen im Ristinge Klint von einem Gletscherstand *E* erzeugt worden sind, in dessen zugehörigen Grundmoränen noch Ristinge Klint liegt.

Daß die Schuppungen durch Eisdruck erzeugt sind, scheinen mir die Schleppungen der beiden Moränen *C* und *D* (die in der Abb. 25 in der linksseitigen Schuppe sichtbar sind) zu beweisen. Wir werden vom Lönstrup Klint ähnliche Schleppungen kennenlernen.

In der ganz rechtseitigen Schuppe ist die dünne Moräne *C* deutlich hakenartig infolge Aufpressung vor der Überschiebungslinie geschleppt.

Morphologisch ist von Interesse, daß beim steten Wechsel von Sand und Ton am Klintgehänge in der Folge der späteren und heutigen Abtragung eine Rippenbildung sich derart entwickelt hat, daß die kompakten Tonschichten vorspringen, wogegen die lockeren Sandschichten Nischen („Falds“) bilden (vgl. Bild 2 auf Tafel XXIV).

Bevor ich die noch großartigen glazialen Schuppungserscheinungen vom Lönstrup Klint beschreibe, seien unsere Beobachtungen vom 28 m hohen Trelde

Klint erwähnt. Dieser 1 km lange Klint liegt auf der N-Seite des Landvorsprunges Trelde Naes zwischen der engsten Stelle des Kleinen Belt und dem Vejle Fjord. Hier ist (Abb. 26) eine Schichtfolge von interglazialen Diatomeen-Seekalken, Süßwasserfeinsand und fluvioglazialen, durch Aufarbeitung von Tertiärton dunkelgefärbten Sanden auch gestaucht, bzw. in gewissen Zwischenräumen, ähnlich wie bei Schuppungsflächen, zu Stauchungsschwänzen ausgezogen. Es fallen jedoch hier diese Schwänze in der Richtung gegen W ein, während sie nach dem Schema des Ristinge Klint nach der anderen Richtung einfallen sollten. Es ist also eine Inversschiebung eingetreten; es wäre übrigens möglich, daß die von E nach W gerichtete pressende Bewegung vor einem Hindernis, vielleicht einem Sockel festen Gebirges, zu einem Bewegungswirbel in entgegengesetzter Richtung gezwungen wurde.

Am Lönstrup Klint, dem 12 km langen, bis 60 m hohen Steilufer der Nordsee, im NW der Landschaft Vendsyssel,

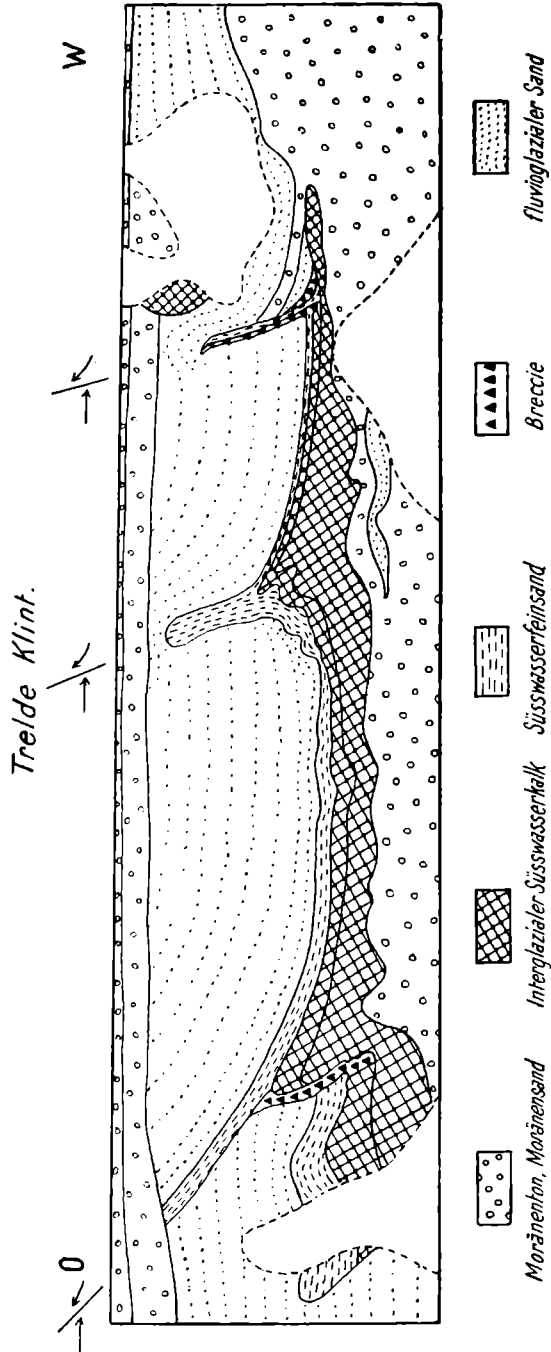


Abb. 26. Stauchungsprofil vom Trelde Klint. Die Eisbewegung kam von Osten, Inversschiebung (nach Dan. Geol. Und., V. Reihe, Nr. 5, C, S. 22).

dem nördlichsten Jütland, ist am schönsten von allen dänischen Klinten die Schuppung der diluvialen Schichtglieder zu beobachten; sie erfolgte wiederum derart, daß die Schuppen gegen NE einfallen, aus welcher Richtung das Eis kam, die Schuppung mit Grundmoränensand überdeckend, während erst im mittleren Jütland der schon beschriebene W—E-Zug der jütischen Endmoräne aufgeschüttet wurde.⁹⁾

Steigt man beim Ort Lönstrup durch die (erst infolge eines einzigen Wolkenbruches am 11. August 1877 geschaffene) zirka 6 bis 10 m tiefe Erosionsschlucht zum Klint hinunter, so liegen die gut aufgeschlossenen Quartärtone und Sande zunächst noch ungestört: an der Basis erscheinen fluvioglaziale Tone, ohne Geschiebe, vielleicht in Schmelzwassertümpeln von dem Eise abgelagert, darüber eisnahe fluvioglaziale Sande mit etwas Moränensand, bedeckt — im Gegensatz zum Profil weiter südlich — von mächtigen spätglazialen Saxicavasanden

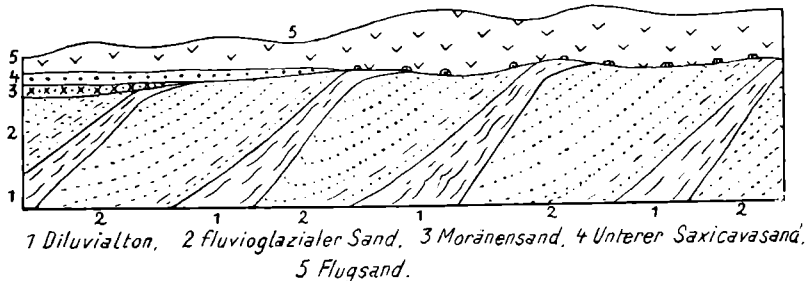


Abb. 27. Schuppungsprofil im Lönstrup Klint (links N, rechts S) (nach Axel Jessen, bzw. Dan. Geol. Und., V. Reihe, Nr. 5, C, S. 45).

(vgl. unten) und etwas Yoldienton und schließlich von Flugsand. Stellenweise findet sich in oder unter dem blauen Ton der letzten Eiszeit der sogenannte „ältere Yoldienton“ vom Ende der letzten Interglazialzeit.

Wandert man längs des Steilufers am Strand bequem weiter — nur an einer Stelle ist eine oft recht schlüpfrige Überkletterung der gerutschten Tonböschung notwendig — so gelangt man in die Zone der starken Schuppung der eben erwähnten Serie von Schichten. Der Klint bildet hier ein prächtiges Querprofil durch das hier einsetzende Hügelland des Rubjergs, das im E noch erhalten ist, während es im W der steten Abrasion seitens der fast immer vom W-Sturm bewegten Nordsee zum Opfer gefallen ist.

Die Abb. 27 zeigt schematisch die Erscheinungen der glazialen Schuppung. Ähnlich wie im Ristinge Klint bildet der basale fette Ton — der hier gelegentlich Schollen und Fetzen des liegenden interglazialen Tones enthält — Schuppungskeile im hangenden Sand. Die Überschiebungsflächen liegen stets im Ton, die hangenden geschichteten Sande sind häufig an den Überschiebungsflächen geschleppt und aufgekrepelt.

⁹⁾ Eine glänzende Detailuntersuchung dieses Klintes hat Axel Jessen vorgenommen: Danmarks Geol. Undersøgelse, II. Raekke, Nr. 49, und seiner Arbeit eine prächtige Profiltafel beigegeben, auf deren sehr wertvolle Einzelheiten leider hier nicht eingegangen werden kann.



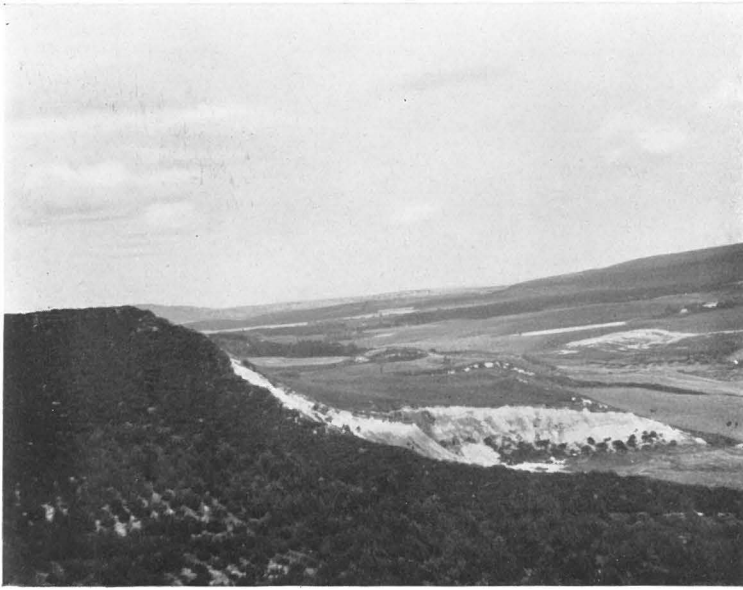
phot. Götzing.

Bild 1. Endmoränenlandschaft bei Skinderhede nahe Hjallerup, Nordjütland.



phot. Götzing.

Bild 2. Zahlreiche Hünengräber bei Mögelberg (Jütland).



phot. Götzing.

Bild 1. Das subglaziale Tunneltal des Salten Aa; in der Bildmitte der Tertiärsockel aufgeschlossen.



phot. Götzing.

Bild 2. Der größte erratische Block Dänemarks, „Damestene“ (Granit), bei Hesselager auf Fyn, mit den Teilnehmern der Internationalen Geologenversammlung 1928.



phot. Göttinger.

Bild 1. Gestauchte fluvioglaziale Kies- und Tonschichten, Vorstoßmoränen, mit Verwitterungstaschen, bei Humble auf Langeland.



phot. Göttinger.

Bild 2. Ristinge Klint auf Langeland. Die Vorsprünge von den Eem-Tonschichten gebildet; am Strand ausgewaschene erratische Blöcke der Hangendmoränen.



phot. Dan. Geol. Undersögelse.
Schluppungsprofil am Ristinge Klint (Schluppungsfläche durch eine Linie bezeichnet). Feintone fein geschichtet nahe der Schluppungsfläche, darüber Sande und Moränen.

Diskordant darüber schneidet etwas Moränensand ab, wohl abgelagert von dem Gletscher, der die Dislokationen schuf und der das Ausgehende der Ton-Schuppungskeile in der Richtung gegen SW schleppte, was mir, neben den anderwärts bekannten Schuppungserscheinungen und dem generellen Einfallen der Schuppen nach NE, als Beweis für die glaziale Entstehung der ganzen Phänomene erscheint (Abb. 27).

Auf dem Schuppungsprofil diskordant lagern horizontal die spätglazialen Saxicavasande und die jüngeren Yoldientone, deren Decke wiederum aus Flugsand, oft in mächtigen Dünen, besteht. Die Dislokationen fanden also vor Ablagerung der spätglazialen Saxicavasande und nach Ablagerung der fluvioglazialen Sande (letzte Eiszeit) statt, die wohl als fluvioglaziale Ablagerungen vor dem immer weiter gegen S rückenden Eis aufzufassen sind. Der gegen S, gegen den Stand C, vorstoßende Gletscher schuf die Dislokationen, nur etwas Moränensande über das Schuppungsprofil breitend. Infolge der Schuppung wiederholen sich immer wieder die gleichen Schichtfolgen, wobei die Schuppen meist nach NE fallen.

Innerhalb der einzelnen Schuppenpakete lassen sich in den dislozierten Schichten die schönsten Studien über Detailtektonik anstellen. Da gibt es Schuppenkeile, Auswalgungen, Falten, Faltenüberschiebungen, Inversfaltung, Fältelung, Schleppungen usw. Das Profil bildet geradezu ein Modell des alpinen Decken- und Schuppenbaues (Tafel XXVI).

Durch die Schuppung und Zusammenstauung ist ein ursprünglich wenig mächtiger Komplex von Quartärbildungen hier in die Höhe, zu einem 4 bis 5 km breiten „Gebirge“ gestaut worden.

Infolge des steten Wechsels von tonigen und sandigen Schichten und der ähnlichen Steilböschung (Tafel XXVI) bildet der Klint den Schauplatz gewaltiger Abtragung und Zerstörung durch Wasser und Wind. Kleine Rinnen, Talschluchten sind überall eingeschnitten, auf die Strandebene bauen sich Schuttkegel, vielfach ineinandergeschachtelt, hinaus, Rutschungen, Schlammströme, Schwemmhalden, Sandhalden infolge des Herabrieselns sind an den Flanken mehrfach entfaltet. Quellen erscheinen häufig an der Grenze von Ton und Sand, von welchen aus die kleinen Gerinne ihre Erosion beginnen. Neben der Wassererosion spielt im Sand die Ausblasung durch Wind eine große Rolle; dann entstehen Nischen, Ausblasungslöcher, Furchen, Sandschliffe, Sandwehen. Das sandige Material des Klintes wird vom fast nie aussetzenden W-Wind über die Wände hinauf auf die Hochfläche getragen und östlich des Klintes in Dünen abgesetzt, wie solche noch später erörtert werden sollen.

Im südlichen Teil des Klintes, nach Passierung des Querschnittes durch das erwähnte Hügelland von Rubjerg, hört in der Richtung gegen das Fischerdorf Lökken die starke Dislokation der Schichten auf; über den Quartärschichten, welche tiefer tauchen, kommen die spätglazialen Saxicavasande und Yoldientone, die im Schuppungsprofil als Hangendes fast fehlten, nunmehr in größerer Mächtigkeit zur Entwicklung.

Bei Nørre Lyngby vollzieht sich ein Übergang von den spätglazialen Ablagerungen in die postglazialen; letztere führen hier Feuersteinartefakte, auch ein bearbeitetes Renntiergeweih wurde gefunden.

Mußten schon diese Schuppungsstrukturen, die im größten Gegensatz zu den abgeflachten, eintönigen Moränenhügeln der Landoberfläche stehen, auf die Wirkung des Eisdruckes zurückgeführt werden, so gilt dies in gleicher Weise auch für die nicht minder großartigen Beispiele tiefgehender Stauchungen, namentlich im Bereich der wenig widerstandsfähigen, leichten, eozänen Diatomeenerdetone der sogenannten Molerformation auf der Insel Mors im Limfjord und in deren Umgebung.

Karte des „Moler“-Gebietes in Nordwest-Jütland. 1:500.000.

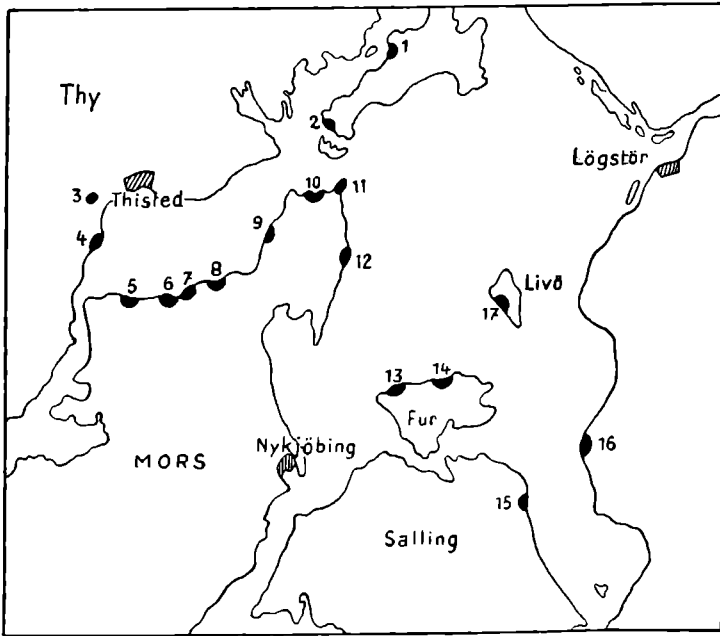


Abb. 28. Moler-Verbreitung in NW-Jütland: 1: Vesløs, 2: S. Arup, 3: Tilsted, 4: Silstrup, 5: Svalklit, 6: Gullerup, 7: Hanklit, 8: Salgjer Høj, 9: Skjaerbaek Klint, 10: Skarrehage, 11: Feggeklit, 12: Ejerslev, 13: Fur Knude Klint, 14: Fur Stolle Klint und Ost Klint, 15: Junget, 16: Ertebølle, 17: Livø (nach Böggild).

Auf Mors und einigen kleineren Inseln sowie auf der Halbinsel Salling und auf Thy finden sich, besonders in den Klinten aufgeschlossen (vgl. Abb. 28), im Quartär scheinbare Auf- und Durchragungen von Schollen der Molerformation: so nennen die Dänen die feingeschichteten, tonigen Diatomeenerde-Ablagerungen des Eozäns, die marin sind. Gewisse Komplexe davon enthalten zwischen den einzelnen Schichten zirka 180 vulkanische Aschenschichten von wechselnder, im allgemeinen geringer Mächtigkeit eingebettet.

Sie sind in den oberen Schichten dunkel, basaltisch, in den tieferen hell, andesitisch oder liparitisch und tun dar, daß während des Eozäns Aschen von Vulkanen (wahrscheinlich des Skagerrakgebietes) in die Sedimentierungsbecken der Diatomeenerden fielen.

Diese Aschenschichten, welche von N. V. Ussing¹⁰⁾ und von O. B. Böggild¹¹⁾ genau untersucht worden sind, ermöglichen eine Gliederung der Molerformation (es wurde eine positive und negative Numerierung der Aschenschichten gemacht), wie es auch durch Vergleichung der Mächtigkeiten, Abstände und Beschaffenheiten der Aschenschichten gelang, Profile verschiedener Lokalitäten miteinander in Einklang zu bringen.

Wir studierten zunächst die prachtvollen Moleraufschlüsse von Ejerslev, an der NE-Seite von Mors (mit den positiven Aschenschichten). Die Schichten sind intensiv gefaltet und weisen auch Schuppungsflächen auf, die nach E einfallen. Besonders bei Verfolgung der sogenannten + 19 Aschenschicht sieht man in zusammenhängender Weise starke Verdrückungen und Schiebungen als Wirkungen des Eisdruckes von E her. Unter der gefalteten Molerscholle beobachtete ich steil aufgedrehten und gegen E fallenden Moränenlehm und Fluvioglazialsand.

Nicht minder weisen die starken Stauchungen in den Brüchen von Skarrehage auf einen Druck von E her. Die Überlagerung bilden hier etwas Geschiebelehm mit erratischen Blöcken oder Moränenschotter. Die sehr schönen Aufschlüsse an der W-Seite sind ein wunderbares Modell von Fältelungen (vgl. Tafel XXVII). Die Molerscholle von Skarrehage hat, ähnlich wie die von Ejerslev, etwa 1 km Länge und $\frac{1}{2}$ km Breite.

Noch großartiger sind die Faltungen von Hanklit an dem meerwärts sehenden Steilufer: die Molerschichten (mit der positiven Serie) sind zu einer nach SW überschlagenen und dorthin ausgezogenen Falte verdrückt (Tafel XXVIII). Wiederum weisen also die Faltungen auf einen von NE her wirksamen Druck hin, der mit der Eisbewegungsrichtung zusammenfällt. Fluvioglazial kommt sowohl im Hangenden wie im Liegenden dieser Molerscholle vor. Sie wurde über das Quartär selbst geschoben und verfaltet. Der gleich darunter lagernde Eozänton war der Schiebung der einzelnen Molerschollen sehr förderlich. Aber auch das stratigraphisch Hangende der Molerformation, mächtige rote und graue plastische alttertiäre Tone gaben zu Gleitbahnen bei Eisschiebungen Anlaß.

Die Molerformation ist Sitz einer wichtigen dänischen Industrie. Die Molererde dient zur Erzeugung leichter Ziegelsteine (Platten) von hohem Wärmeisolierungsvermögen.¹²⁾ Am besten geeignet sind solche Molererden, welche 10% Tonerde und 5% Eisenoxyd, bei geringem Kalkgehalt (wenige Prozente) haben. Die durch Mahlung, Erhitzung und Trocknung gewonnenen Molersteine besitzen nur ein spezifisches Gewicht von 0,8, ein Isoliervermögen von 0,18 und eine Bruchfestigkeit von 100 kg pro Quadratcentimeter, hochporöse Steinfabrikate bei einem spezifischen Gewicht von bloß 0,4, ein Isoliervermögen von 0,07 und eine Bruchfestigkeit von 30 kg pro Quadratcentimeter.

Zu den im Lönstrup Klint stark dislozierten quartären Schichten stehen die ungestört lagernden spätglazialen Meeresablagerungen (Yoldientone und Saxicavasande) in besonders auffälligem Gegensatz. Sie sind vor allem in

¹⁰⁾ In: Dänemark, Handbuch d. reg. Geol., Bd. I, Abt. 2, H. 1, 1910.

¹¹⁾ Den vulkanske Aske i Moleret samt en Oversigt over Danmarks aeldre Tertiaer bjaergarter. Dan. Geol. Unders., II. Reihe, Nr. 33.

¹²⁾ Vgl. darüber: Hannover, Om Molersten. Danmarks Naturvidenskabelige Samfund, Abh. Nr. 14, Kopenhagen 1927. Verlag Gad.

N-Jütland (vgl. Abb. 23), zum Teil auch in Fyn und auf der Insel Seeland entwickelt.

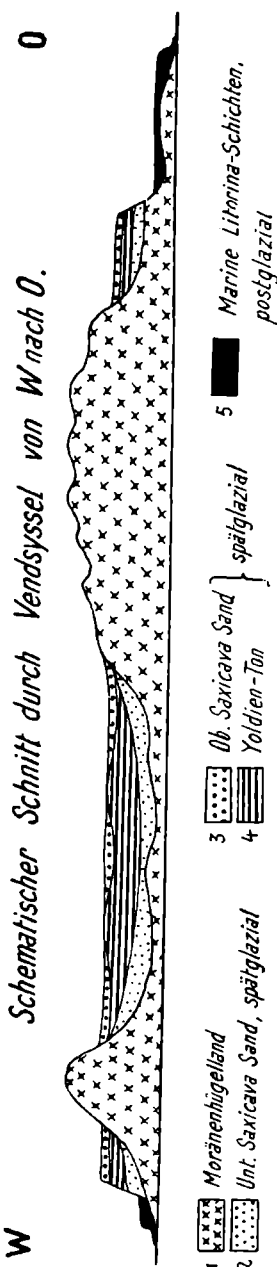


Abb. 29. Ein- und Anlagerung der spät- und postglazialen marinen Schichten im Verhältnis zu den Glazialbildungen in Vendsyssel (nach Dan. Geol. Und., V. Reihe, Nr. 5, C, S. 40).

Nach dem gänzlichen Schwinden des Eises aus Dänemark sanken die besagten Teile mit ihren Niederungen unter das Meer, das noch Eismeercharakter hatte und eine arktische Fauna aufwies (Yoldiazeit). In die damaligen Talungen zwischen den Moränenzügen (im westlichen Vendsyssel z. B. die Höhen: Rubjerg, Börglum, Vennebjerg, Hjörning u. a.) trat dieses Meer ein, ansehnliche Sedimente bildend, die Talungen versandend und verschlammend (Abb. 29).

Bei Beginn der Untertauchung des Landes wurden zunächst marine Sande mit einer armen, aber individuenreichen Fauna aufgeschüttet, deren Leitmuschel *Saxicava arctica* ist.

Bei Fortdauer des Senkungsvorganges breitete sich über sie der Eismerton mit *Yoldia (Portlandia) arctica* aus, der sogenannte jüngere Yoldienton. Sonstige bezeichnende Muscheln sind: *Leda pernula*, *Tellina Torelli*.¹³⁾

Bei Aufhören der Senkung und Beginn einer Hebung wurden über die Yoldientone stellenweise wiederum Sande (obere Saxicavasande) abgelagert. Sie zeigen bereits eine boreo-arktische Molluskenfauna, indem die Temperatur zu steigen beginnt.

Nach Absatz der oberen Saxicavasande tritt noch eine kleine Senkung in N-Jütland ein: Flachwasserschichten mit *Zirphaea crispata*, *Tellina baltica*, mit einer schon borealen Fauna also, werden abgelagert (*Zirphaeaschichten*).

Die nunmehr gänzlich eintretende Hebung des erwähnten Gebietes brachte die eben gebildeten marinen Sedimente aus dem Meer an die Oberfläche. Gemäß der Ebenförmigkeit der Ablagerungen und der starken Sedimentfüllung in den erwähnten Talungen und Buchten bilden die marinen Schichten heute fast horizontale „Platten“, die mit den kuppigen

Endmoränenzügen, besonders in Vendsyssel, morphologisch stark kontrastieren.

¹³⁾ Auch Knochen des Grönlandwals wurden gefunden. Im Yoldienton kommen häufig Steine vor, die nur mit Treibeis gebracht worden sein konnten.

Es seien von solchen Platten die Sindal-, Hjörning- und Voergaardflächen genannt (vgl. auch Abb. 23, N-Jütland).

Indem die große Hebung ganz Dänemark erfaßte, das Meer abgedrängt wurde und im E nur der Ancylussee als Rest der Ostsee bestand (Ancyluszeit), bildete Dänemark eine größere und höhere Landmasse als gegen-

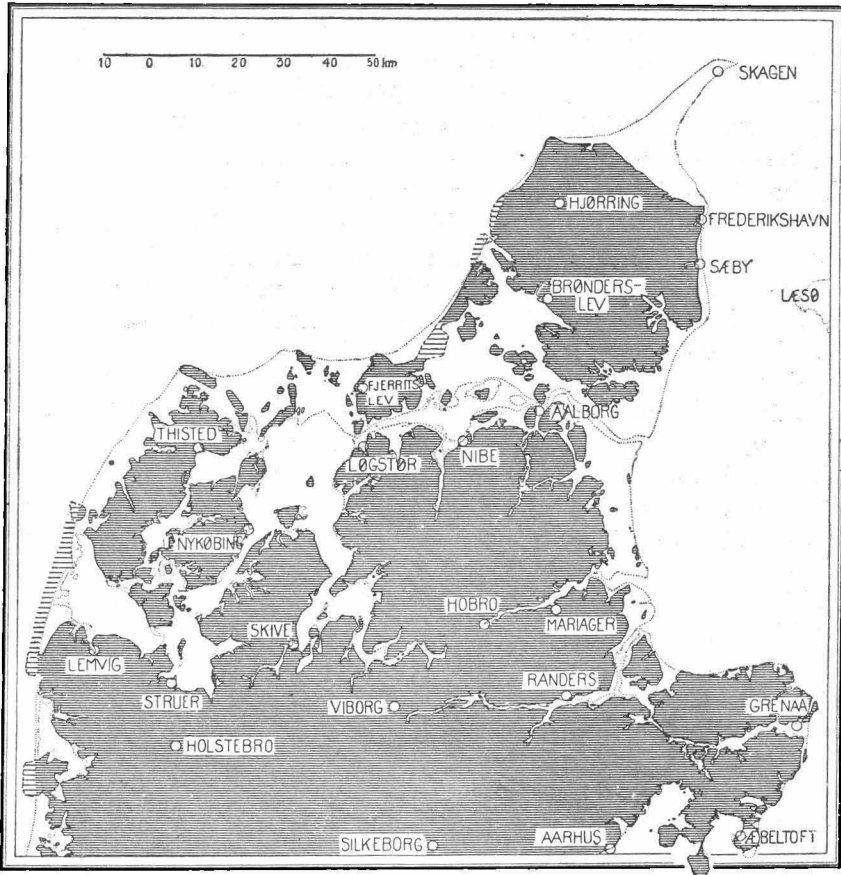


Abb. 30. N-Jütland zur Zeit des maximalen Eindringens des Litorina-(Tapes)-meeres (Maximum der Litorina-Senkung). Die weitschraffierten Flächen an der W-Küste sind später verschwundene Landstrecken; heutige Küstenlinie punktiert (nach Dan. Geol. 1928, S. 140).

wärtig. Täler schnitten in das sich hebende und mit Wald bedeckende Land ein; in dieser Zeit z. B. entstanden auch der Große Belt und ein Teil des Limfjordes als Talrinnen, die in der folgenden Senkungszeit vom Meer eingenommen wurden.

Aus dem Ende der Spätglazialzeit, vom Schluß der Ancyluszeit, stammen die ältesten menschlichen Wohnplätze Dänemarks (Maglemose- oder Mullerupkultur der epipaläolithischen Steinzeit). Ältere, interglaziale Spuren des Menschen hat man in Dänemark nicht nachgewiesen, trotzdem im letzten Interglazial, wie wir sahen, große Teile Mitteljütlands Land waren und für den Menschen zur Bewohnung geeignet gewesen sein mochten.

Am Ende der Spätglazialzeit senkte sich das zertalte Land wiederum und tiefgelegene Täler und Niederungen wurden in zahlreichen Buchten und Sunden vom Meer bedeckt (Litorinameer); es hinterließ als Absätze Sande und Tone mit der charakteristischen noch wärmeren Fauna: *Litorina litorea*, *Tapes aureus*, *Ostrea edulis*, *Pecten varius* u. a.

Neuerdings kommt es damit zu einer Verschüttung verschiedener Buchten durch marine Sedimente. Die Wirkungen dieses Meeres sind überall durch schön entwickelte Kliffbildungen (Litorinakliff) klargelegt; sie sehen sehr frisch aus und sind steiler als die in größeren Meereshöhen gelegenen älteren Kliffbildungen aus der Yoldiazeit, die schon eine stärkere Abtragung erfahren haben, besonders wohl in der Ancyluszeit (vgl. Abb. 29).

Während der Litorinasenkung waren namentlich weite Teile von NW-Jütland ein reich gegliedertes Inselgebiet mit vielen Sunden (vgl. Abb. 30).

So trat die Nordsee durch mehrere Sunde (mit kleinen Inseln) zwischen dem Hügelland von Fjerritslev und dem Hügelland von Thisted mit der großen Weitung des Limfjordes, östlich von Mors, in offene Verbindung, brachte salzreicherer Wasser in diesen Fjord, worauf nach Nordmann die reiche und dickschalige Fauna der groben Kiesstrandwälle des Litorinameeres hinweist. Hingegen sind die Litorinafaunen in den Buchten und Sunden zwischen Fjerritslev und Brønderslev, ebenso wie zwischen Thistedinsel und Lemwigplateau sehr arm und dünnchalig, so daß mehr ruhige, mit dem Meer nicht in offener Verbindung stehende Buchten und Lagunen angenommen werden können. Daraus wurde weiters die Folgerung der Anwesenheit von damaligen Landrücken gezogen, welche seither, besonders infolge mariner Abrasion, verschwunden sind. So haben Nordmanns¹⁴⁾ wichtige tiergeographische Forschungen auch für paläogeographische Rekonstruktionen wichtige Anhaltspunkte gegeben.

Auch auf Fyn drang das Litorinameer vor, im Gebiet von Bogense, um den Odensefjord und bei Kerteminde, so daß die heutige Halbinsel Hindsholm eine Insel war.

Auf Seeland ist besonders an der Nordküste das Litorinameer landeinwärts gedrungen, so um den Isefjord mit seinen Verzweigungen und um den Roskildefjord. Der östlich davon gelegene Arresø war damals das Innere einer Bucht des Kattegat.

Indem aber nachher die große postglaziale Hebung einsetzte, wurden die Kliffs mit den Strandlinien, den Strandablagerungen und marinen Anschwemmungen über das Meer gehoben, so daß die geologische und morphologische Wirkungsweise des Litorinameeres ausgezeichnet studiert werden kann. Axel Jessen hat eine liebevolle und lebendige Analyse dieser Formen und Ablagerungen in Vendsyssel vorgenommen.¹⁵⁾

Durch die dem Litorinameer folgende Hebung wurden also wiederum die marinen Anschwemmungen zu Landformen; auch sie bilden jetzt ziemlich ebene Platten und Terrassen, wenn auch von geringerer Ausdehnung im Vergleich zu den Platten des jüngeren Yoldiameeres.

¹⁴⁾ Dan. Geol., S. 139 bis 141.

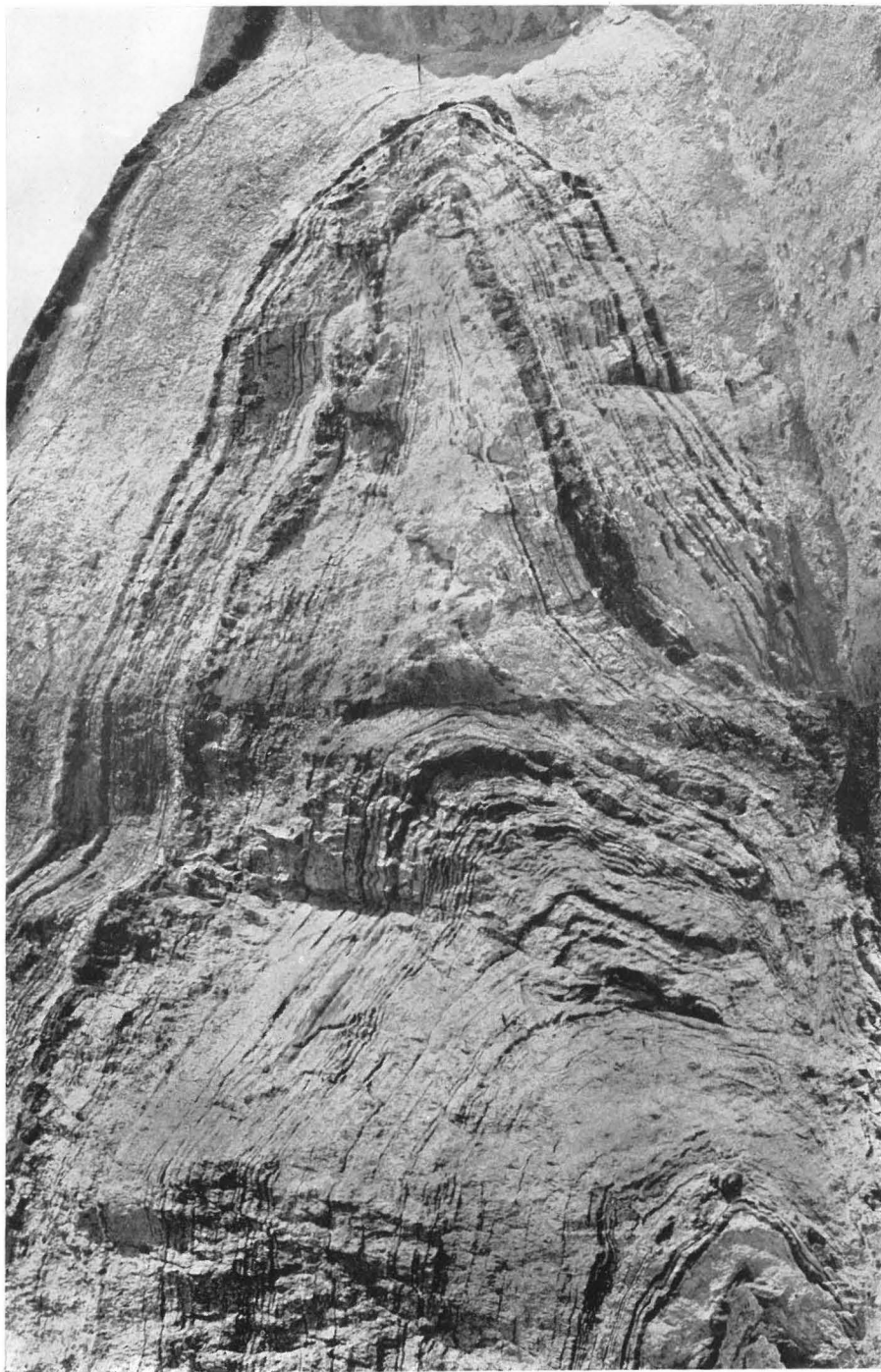
¹⁵⁾ Karte in Geol. Dan., S. 140.



Lönstrup Klint (mittlerer Teil) mit Schluppungsprofil. Zwischen den Tonsehichtköpfen sind die Sandschichten stärker abgetragen.
phot. Dan. Geol. Undersögelsec.



Schiefe Falten in der „Molerformation“ in der Grube von Skarrehage auf der Insel Mors; darüber diskordant fluvio-glaziale Schotter.
phot. Dan. Geol. Undersögelse.



phot. Dan. Geol. Undersögelse.
Faltungen in der „Molerformation“ (mit eingeschalteten dunklen vulkanischen Aschenschichten) am Steilufer von Hanklit auf Mors; Falte gegen SW überschlagen.



phot. Götzing.

Bild 1. Die große Sanddüne von Raabjerg, vorn die bewegliche, rückwärts die bewachsene, ältere Düne.



phot. Götzing.

Bild 2. Sanddünen auf der Ostseite des Bulbjerg (N-Jütland).



phot. Götzing.

Bild 1. Kreidekalk-Klint des Bulbjerg an der Nordsee (Bryozoenkalk des Danien).



phot. Götzing.

Bild 2. Der Klippenfeiler Skarreklit in der Nordsee gegenüber dem Bulbjerg (Bild 1); wenig gestörter Kreidekalkrest.

Durch die Hebung namentlich in N-Jütland wurden mehrere während der Litorinazeit bestandene Inseln landfest (z. B. Fjerritslev).

Die mächtigen und ausgedehnten Austernanhäufungen des Litorinameeres, die z. B. im Lammefjord abgegraben und als Futterkalk für Geflügel verwendet werden, kamen durch die Hebung an die Oberfläche. An mehreren Orten zeigen sich in diesen Ablagerungen die Küchenabfälle (Kökkenmöddinger) des steinzeitlichen

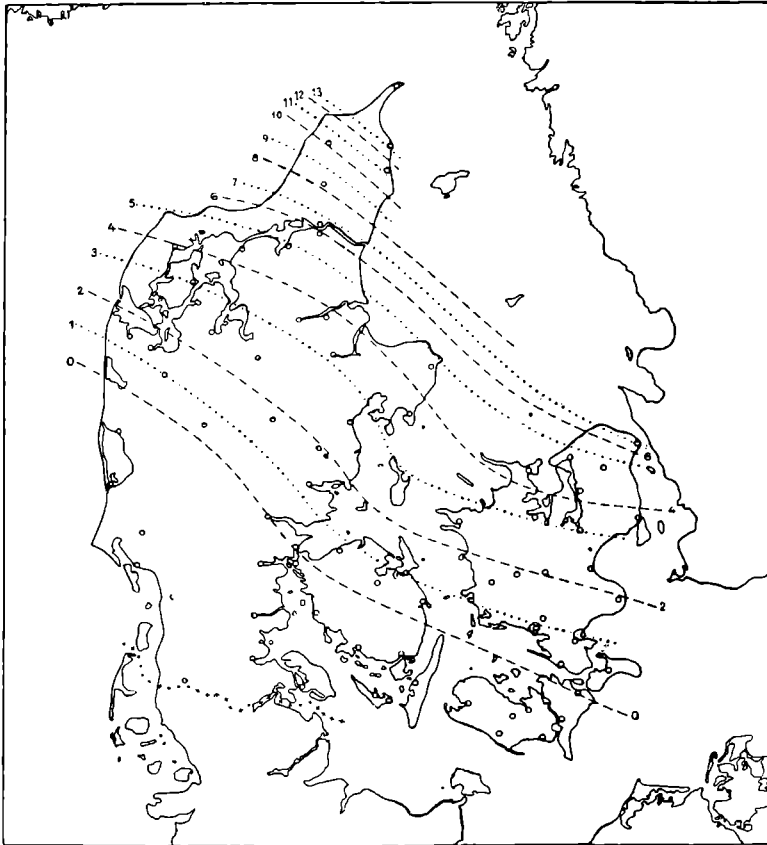


Abb. 31. Isobasen (in 1 m-Linien) der postglazialen Landhebung nach dem Maximum der Litorina-(Tapes)-senkung in NE-Dänemark (nach Dan. Geol. 1928, S. 185).

Menschen, der die reiche Meeresfauna, vor allem die Austern genoß. Diese sog. Ertebølle-Kultur der Kökkenmöddinger fällt also in den älteren Abschnitt der Litorinazeit, während die neolithische Steinzeit und Bronzezeit in den Schluß der Litorinazeit gestellt wird.

Die neuerliche Untersuchung der Art der postglazialen Hebung verdanken wir der sorgfältigen Arbeit von Ellen Louise Mertz. Verfolgt man die Höhenlagen der Brandungskehlen zwischen den Kliffs und den Terrassen, bzw. die Höhenlagen der zur Zeit des Maximums der Litorinasenkung am meisten landeinwärts gelegenen Strandwälle, so nimmt man wahr, daß die Höhen dieser Marken gegen NE hin zunehmen. Auf Djursland beträgt die Hebung 4 m, 3 m auf der Insel

Mors, im Limfjord bei Aalborg 6 m, bei Hjörning bereits 10 m, bei Frederikshavn schon 13 m. Ähnlich nimmt auch in Seeland, wo im südlichsten Teil die Hebung 1 m mißt, der Hebungsbetrag gegen N zu; er beläuft sich bei Kopenhagen auf 4 m, bei Helsingör auf 6 m. (Vgl. Abb. 31.)

Eine Linie, von Ringköbing an der W-Seite von Jütland über Fredericia gegen SE zum Grönsund (zwischen Möen und Falster) gezogen, bezeichnet gerade die Grenze der beiden entgegengesetzt schwingenden Landesteile von Dänemark: nordöstlich davon ist das Gebiet postglazialer Hebung, dessen Betrag nordöstlich immer weiter zunimmt, während südwestlich von dieser Linie postglaziales Senkungsgebiet ist: nirgends sind hier Ablagerungen der Litorinazeit über dem Meeresniveau beobachtet worden, sie sind vielmehr in Meerestiefen versenkt worden, die noch größer sind als jene, in welchen sie abgelagert wurden.

Die von NW nach SE laufende Achse verläuft ziemlich parallel den zahlreichen NW—SE gerichteten älteren tektonischen Störungen (Verwerfungen), längs welcher die Schollen des dänischen Felssockels an dem alten Horst von Fennoskandia abgesunken sind.

Die allmähliche Hebung, besonders NE-Jütlands, seit dem äußersten Stand des Litorinameeres wirkte sich morphologisch durch Bildung immer jüngerer und tiefer gelegener Strandwälle des sich allmählich zurückziehenden Litorinameeresstrandes aus, die ein System langgezogener niederer Rücken, besonders in Vendsyssel, zeigen. (Vergleiche die schöne Karte von Axel Jessen aus der Gegend zwischen Frederikshavn und Skagen.)¹⁶⁾ So ist die Skagen-„Platte“ entstanden, die nordöstlichste Partie von Jütland.

Stellt das nördliche Dänemark ein glänzendes Beispiel postglazialer Hebung und Landgewinnes aus dem Meere dar, so wird diesem andererseits wieder durch die Landverluste infolge der Meeresbrandung vom Westmeer her entgegengearbeitet, woran die heutigen Nordseesteilufer, z. B. Lönstrup Klint, eindringlich gemahnen.

Die in der Postglazialzeit gebildeten und gehobenen Landoberflächen sind, wie auch sonstige meernahe Teile Jütlands, häufig von Sanddünen überzogen, die einen morphologisch sehr charakteristischen Zug in die Landschaft bringen.

Das Material der Dünen wird vom W-Wind herbeigebracht und bewegt. Von den Sandflächen der Flachufer von Jütlands W-Küste stammt der meiste Dünen sand. Langgestreckte Stranddünen ziehen in mehreren parallelen Linien den Küstensaum entlang. Doch wird auch viel Sand an den Steilufern (Klinten) aufbereitet, wo sie sandig sind, wie wir z. B. sehr schön am Lönstrup Klint sahen und zu spüren bekamen, indem der fluvioglaziale Sand sogar über den hohen Steilabfall aufwärts getragen und am Land östlich abgesetzt wird.

Südwestlich von Skagen, bei Raabjerg lernten wir die größte Sanddüne Dänemarks kennen (Bild 1 auf Tafel XXIX). Sie überragt ihre Umgebung um zirka 22 m und besitzt selbst eine absolute Höhe von zirka 40 m. Sie ist eine „weiße“, noch unbewachsene, in Bewegung befindliche Düne, indem der an der W(Luv)-Seite weggeblasene Sand im E (Lee) stetig niedergesetzt wird. Ihre Dimensionen in

¹⁶⁾ D. Geol. Und., I. Reihe, Nr. 3, 1899.

N—S-Erstreckung betragen 1 km, in W—E-Richtung etwa 0,6 km. Sie wandert 8 m im Jahre. Die Dünenoberfläche weist verschiedene, von Ripplemarken überzogene Barchanformen auf, die ihre Steilseite gegen E kehren¹⁷⁾ (bei flacher W-Seite).

Sonst sind die meisten Dünen in Dänemark, besonders diejenigen, die in langgestreckten Zügen schon mehr landeinwärts gewandert sind, „graue“ Dünen; Grashalme, Flechten und Moose haben sie besetzt und dadurch festgehalten. Diese grauen Dünen besitzen oft ein sehr höckeriges, steilkuppiges Relief, das sich darauf zurückführen läßt, daß an der Luvseite durch Ausblasung von Löchern Lücken in die Vegetationsdecke gerissen werden, die, wenn sie einmal größere Dimensionen erreicht haben, zur Auseinanderschneidung und Zerstörung der grauen Dünen führen können. In den ersten Stadien dieser Entwicklung bilden sich Dünenhügel, welche die Konkavseite gegen die herrschende Windrichtung kehren (umgekehrte Barchane); bei Fortdauer dieser Wirkungen kann eine solche Sicheldüne in zwei Lappenreste der früheren grauen Düne, die in der Windrichtung gestreckt sind, aufgelöst werden.

Die nordöstlichste Platte Vendsyssels ist von Dünenzügen besetzt, deren Höcker im scharfen Gegensatz zu den gehobenen Strandebenen stehen, die stellenweise von den Dünen ganz überwuchert erscheinen.

Kleinere Binnenlanddünen finden sich wohl gleichfalls, namentlich auf den sandigen Heideflächen; doch sind sie im Vergleich zu den meeresnahen Dünen unansehnlich.

Durch die wandernden oder einst gewanderten Dünen werden frühere Landoberflächen verschüttet, während durch das Abwandern der Dünen andere Landoberflächen wieder freigelegt worden sind; vom Bulbjerg, wo eine Dünenlandschaft (Bild 2 auf Tafel XXIX) dem Kreidekalkklint im W aufsitzt (Bild 1 auf Tafel XXX), gegen E wandernd, sahen wir größere Flächen wieder bloßgelegt, die vom Steinzeitmenschen besiedelt gewesen waren, dessen Artefakte wir reichlich sammeln konnten.

Auf Abwehung von Kies- und Schotterablagerungen, bzw. Moränen sind die aus größeren Steinen allein bestehenden „Steinpflaster“ zurückzuführen, die aus den groben Ablagerungen übrig bleiben, während der Sand daraus ausgeblasen wird.

Solche Steine zeigen dann Sandschliff und Dreikanterformen.

In den meisten Flugsandgebieten Dänemarks wird die *Pinus montana* zur Verbesserung des Bodens für die spätere Kultur von *Picea* angepflanzt.

Die Dünen Dänemarks sind die jüngsten geologischen Bildungen der Landoberfläche; nach den historischen Angaben begann die Flugsandplage stark erst im 16. Jahrhundert, nachdem die Wälder gerodet worden waren.

※

Nachdem wir die Folge der quartären, spät- und postglazialen Ablagerungen und Formen bis zu den Flugsandbildungen der historischen Zeit erörtert haben, seien nur mehr anhangsweise die Gesteine des vorquartären Gebirgssockels

¹⁷⁾ Indem der Triebssand an der Steilseite abrieselt, entstehen, wie wir im kleinen beobachtet haben, karrenähnliche Rinnenformen, ansetzend an der obersten steilen Kante im Lee.

in ihren eventuellen morphologischen Erscheinungen auf Grund einiger unserer Beobachtungen besprochen.

Der Gebirgssockel unter den Quartärbildungen, wo er überhaupt sichtbar wird, ist von Tertiär oder Kreide gebildet, wobei dem Tertiär, als dem unmittelbaren Sockelgestein des Quartärs, eine größere Verbreitung als der Kreide zukommt, die oberflächlich nur kleinere Teile von N-Jütland, den E von Fyn, Teile von Laaland, Falster, Møen und E-Seeland einnimmt. Die Kreide macht allerdings ganz vorherrschend den Tiefensockel von Dänemark aus.

Der Eiszeit ging eine pliozäne Landperiode voraus. Wir sahen in der Umgebung von Vejle, bei Grejsdal, pliozänen Kies und Geschiebe von silurischen Gesteinen, welche von damaligen Flüssen aus dem Ostseegebiet hierher gebracht wurden, wie W. Wolff beschrieben hat.¹⁸⁾ Solche Spuren pliozäner Flußablagerungen sind natürlich selten zu beobachten, da die weit verbreitete Quartärdecke wenig Einblick in die Unterlage gestattet; überdies hat auch das vorrückende Eis besonders früherer Eiszeiten (Alteiszeit) eine Abhobelung des Tertiärs verursacht.

Das sonstige Tertiär, Alttertiär und Miozän — von der schon erwähnten eozänen Molerformation abgesehen — ist in Dänemark meist als mariner Ton und limnischer (zum Teil mariner) Glimmersand entwickelt. Insbesondere Tone verschiedener stratigraphischer Horizonte (Eozän bis Miozän) haben eine große Verbreitung außerhalb der erwähnten Kreidegebiete; sie wurden unter dem Quartär durch Bohrungen verschiedentlich nachgewiesen, wogegen sie nur an wenigen Stellen zutage treten. Aufgearbeitete Tertiärtonne findet man häufig in den Moränen und Sanden, die dann dunkle Farbe haben (Trelde Klint); tertiäre Tone von hoher Plastizität waren, wie schon erwähnt, der Schuppung und Schiebung der glazialen und interglazialen Ablagerungen sehr förderlich. An Tagesausbissen, in Klinten, verursachen die Tone häufig Rutschungen, wie wir am Lundgaards Klint auf Fyn sahen.

Verschiedene mergelige Tone und Mergel, die bis 70% Kalziumkarbonat enthalten, werden als Düngemittel verwendet, so im östlichen Jütland von Randers bis Vejle, wie auch natürlich für Ziegel- und Zementerzeugung. Übrigens erfahren auch die diluvialen Mergel eine ähnliche Verwertung. Es sei hier angemerkt, daß die wissenschaftlich-technische Untersuchung der dänischen Tone für verschiedene praktische Zwecke im Rahmen der Arbeiten der dänischen geologischen Landesanstalt geradezu vorbildlich durchgeführt wird.

Vom Sockel der Kreide Jütlands lernten wir das Danien, also die oberste Kreide, an der durch ihre isolierte Lage mitten im Moränengebiet bemerkenswerten Lokalität Mönsted kennen. Es handelt sich um eine das Tertiär und Quartär durchragende Inselkuppe, die wahrscheinlich einen Horst bildet. (Ein ähnlich isoliertes Vorkommen gibt es zwischen Struer und Holstebro im westlichen Jütland.) An einer scharfen horizontalen Fläche wird bei Mönsted der Danienkalk von den fluvioglazialen Sanden abgeschnitten. Die von Feuersteinlagen durchsetzte Bleichkreide weist sehr starke Faltungen und Stauchungen auf, deren glaziale Natur hier nicht ersichtlich ist.

¹⁸⁾ Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins. Hamburg 1919.

An der Landoberfläche erscheinen weitere Danienkalkvorkommen auf der Insel Mors, so in größerer Ausdehnung bei Nyköbing, ferner in der Landschaft Thy, wo sie von Thisted zur Westküste ziehen. Im schönen Aufschluß bei Thisted bemerkten wir den Bryozoenkalk des Danien von starken Störungen und Faltungen ergriffen, die vielleicht glazialer Entstehung sind. Um so bemerkenswerter ist die vollständige Horizontalität der Kreidekalke bei Kjølby Gaard, nahe Hunstrup, wo gerade die Auflagerung des Danienkalkes auf das Senon gut zu beobachten war.

Von der Senonkreide, der weißen Schreibkreide, die (außer Teilen von Laaland, Falster, Møen und dem südlichsten Seeland) den Untergrund von ganz N-Jütland, namentlich nördlich des Limfjordes, bildet, besuchten wir die prächtigen Aufschlüsse bei Aalborg, wo im Kreidebruch der „Aalborg Portlandzementfabrik“ (Rørdal) mit Riesenbaggern hochwertiges Material gewonnen wird.

Eine isolierte Scholle von Danien im übrigen Senongebiet studierten wir schließlich am Bulbjerg im W der Landschaft Hanherred. Wellig geschichteter, sonst ungestört lagernder feuersteinführender Bryozoenkalk setzt den zirka 40 m hohen Klint (Bild 1 auf Tafel XXX) zusammen, während, wie erwähnt, die Ostflanke des Bulbjerg von mächtigen Sanddünen überzogen ist (Bild 2 auf Tafel XXIX). Dem Klint gegenüber aber ragt aus der Nordsee der einsame Klippenpfeiler Skarreklit auf (Bild 2 auf Tafel XXX), der letzte Überrest einer einst viel größeren Kreidetafel, welche die stetig anbrausende, von Westwellen bewegte Nordsee schon zerstört hat. In der hier ostwärts anschließenden „Jammerbucht“ ist das Meer entlang der ganzen dänischen Westküste am weitesten gegen Ost vorgedrungen und hier entfaltet sich, wie der Name schließen läßt und zahlreiche Seerettungsstationen dartun, die Gewalt der Nordsee-Skagerrakstürme und -wellen besonders unheilvoll.
