

Danmarks geologiske Undersøgelse

V. Række. Nr. 5 (t.)

---

---

FÜHRER  
FÜR DIE EXKURSIONEN  
IN DÄNEMARK

1928



Danmarks geologiske Undersøgelse.

V. Række. Nr. 5.

---

---

Führer  
für die  
Exkursionen in Dänemark  
der Internationalen Geologen-Versammlung  
zu Kopenhagen 1928.

Herausgegeben von  
Victor Madsen.



København.  
I Kommission hos C. A. Reitzel's Forlag.  
1928.

Danmarks geologiske Undersøgelse.

---

---

*Die Internationale  
Geologen-Versammlung  
zu Kopenhagen 1928.*

Exkursion A.

FÜHRER  
FÜR DIE EXKURSIONEN IN DÄNEMARK  
—•••—  
BORNHOLM

KÖBENHAVN  
NIELSEN & LYDICHE (AXEL SIMMELKJÆR)

1928

## **Exkursionen vor der Tagung.**

### **Exkursion A.**

#### **Bornholm.**

**17.—20. Juni 1928.**

Leiter der Exkursion: die Herren O. B. BØGGILD<sup>1)</sup>, CHR. POULSEN und Frl. K. CALLISEN.

#### **Litteratur:**

Übersicht über Die Geologie von Dänemark. Herausgegeben von VICTOR MADSEN. Danmarks geologiske Undersøgelse. V. Række. Nr. 4, S. 15—52. V. MILTHERS: Bornholms Geologi. D. G. U. V. Række. Nr. 1. 1916. K. A. GRÖNWALL og V. MILTHERS: Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark (1:100 000). Kortbladet Bornholm. Résumé en français: Notice explicative de la feuille (géologique) de Bornholm. D. G. U. I. Række. Nr. 13. 1916.

---

#### **Sonntag, d. 17. Juni.**

Abreise von Kopenhagen (Havnegade) mit dem Dampfer 2300 nach Rønne auf Bornholm.

#### **Montag, d. 18. Juni.**

Ankunft in Rønne ca. 7. Von Rønne nach »Nilars Kirche« (alte Rundkirche, in der ersten Hälfte des 13. Jahrhunderts zur Verteidigung erbaut) und nach Aakirkeby.

---

<sup>1)</sup> Verfasser des Führers für die Exkursion A.

Vom Aakirkeby zu Fuss an den Læsaa. Etwas südlich von Aakirkeby kommt man zu einem Abhang, wo sich

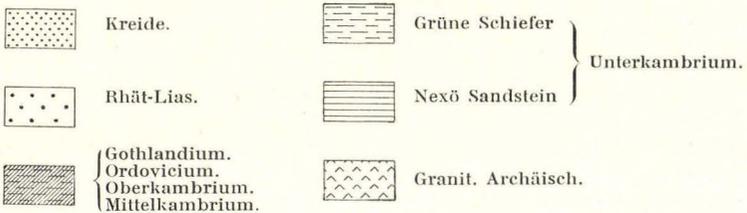
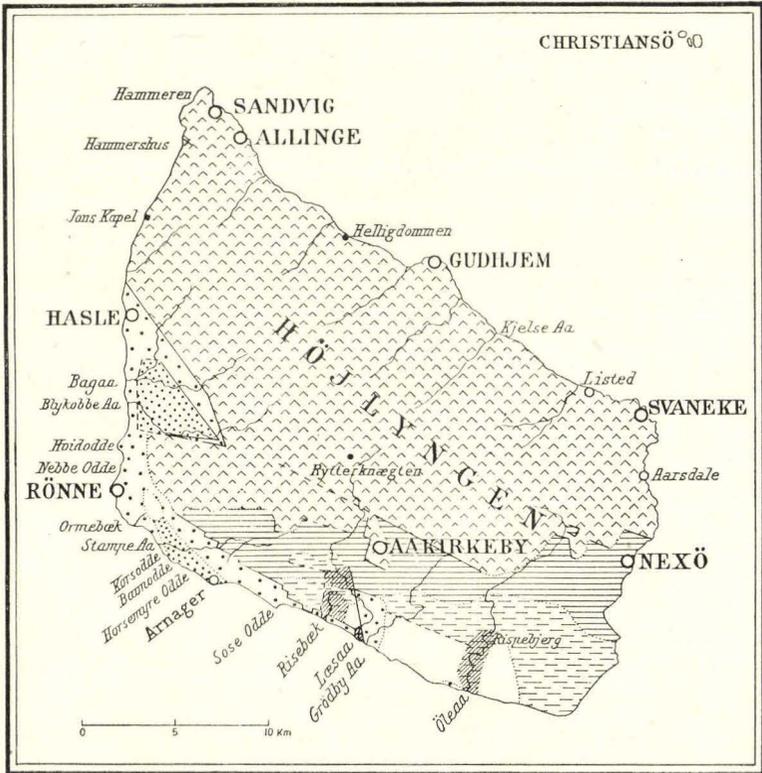


Fig. 1. Geologische Karte von Bornholm. (GRÖNWALL UND MILTHERS).

der Granit, der hier zu der gewöhnlichen gestreiften Art gehört, ziemlich steil über die davorliegende Ebene erhebt, deren Untergrund von Nexö Sandstein gebildet wird. Der

Granit ist vom Sandstein durch Verwerfungen getrennt. Es finden sich hier zwei, die einen spitzen Winkel mit einander bilden (vergl. Fig. 2 und 3); zwischen ihnen liegt ein terrassenförmiges Plateau, das aus arkosenartigem Sandstein besteht.

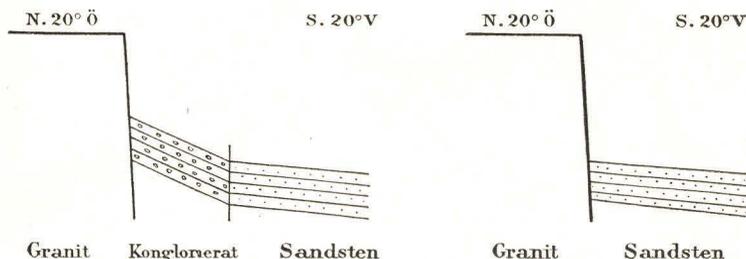


Fig. 2. Schematische Profile durch den Abhang südlich von Aakirkeby. (GRÖNWALL UND MILTHERS).

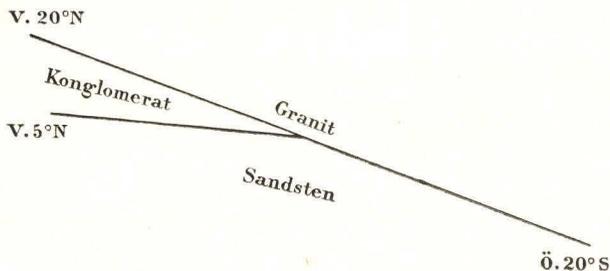


Fig. 3. Planzeichnung über die Verteilung der Gesteine im Terrain. Der Abhang südlich von Aakirkeby. Granit = archaischer Granit. Konglomerat = Unterkambrisches Konglomerat. Sandsten = Unterkambrischer Nexö Sandstein. (GRÖNWALL UND MILTHERS).

Die niedrigere Ebene wird von den oberen, quarzitären Schichten gebildet. Die Bänke sind durch Schieferschichten von einander getrennt. Etwas weiter nach Westen kommt man zu einem Bruch in einem ähnlichen Sandstein mit zahlreichen kegelförmigen Figuren.

Bei Vejrmöllegaard am Læsaa begegnet man den Grünen Schiefen (Übersicht über Die Geologie von Dänemark S. 27), die hier Versteinerungen von *Hyolithes* enthalten. Von hier aus geht man nach Süden am Bach entlang zu einem niedrigen Hang aus Grünen Schiefen mit Sandsteinbänken.

Bei Kalby sieht man den Rispebjerg Sandstein und über ihm die Paradoxides-Schichten, die aus Unterem Alaun-

schiefer bestehen, und über diesem Anthra-  
konit, Andrarumkalk und  
Oberem Alaun-  
schiefer. Danach  
kommt man an  
einen niedrigen  
Abhang, an des-  
sen Fuss man

Alaunschiefer  
mit *Olenus* sieht,  
und darauf an  
das in der  
Übersicht über  
Die Geologie von  
Dänemark S. 32  
erwähnten Pro-  
fil mit Alaun-  
schiefer, mit den  
Orusia-, Euryca-  
re- und Peltura-  
Zonen und mit

Anthrakonit-  
Konkretionen.  
Nach Süden hin  
ist der Alaun-  
schiefer durch  
eine Verwerfung  
vom Orthoceren-  
Kalk getrennt.  
Etwas weiter  
südlich davon  
kommt man, bei  
Vasagaard, zu  
einem hohen

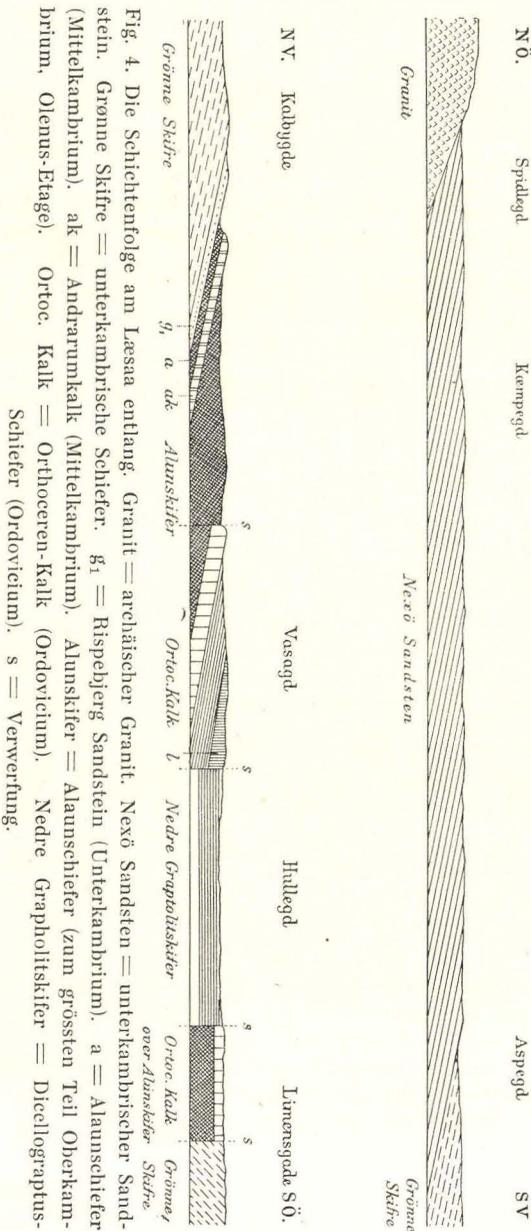


Fig. 4. Die Schichtenfolge am Laesaa entlang. Granit = archaischer Granit. Nexö Sandsten = unterkambrischer Sand-  
stein. Grønne Skifte = unterkambrische Schiefer. g<sub>1</sub> = Rispebjerg Sandstein (Unterkambrium). a = Alaunschiefer  
(Mittelkambrium), ak = Andrarumkalk (Mittelkambrium). Alaukschiefer = Alaunschiefer (zum grössten Teil Oberkam-  
brium, Olenus-Etage). Ortoc. Kalk = Orthoceren-Kalk (Ordovicium). Nedre Graptolitskifer = Dicellograptus-  
Schiefer (Ordovicium). s = Verwerfung.

Hang im *Dicellograptus*-Schiefer (Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 33), in dem sich zahlreiche Graptolithen aus den Familien der *Diplo-*, *Climaco-*, *Dicello-* und *Dicranograptus*, sowie *Discina Portlocki* finden. Etwas südlich von Vasagaard liegt ein niedriger Abhang mit *Trinucleus*-Schiefer. Weiter nach Süden trifft man bei Limensgade einen al-



NNO Fig. 5. Schichtenfolge am Risebæk entlang. SSW  
 a = Alaunschiefer (*Dictyograptus*-Schiefer, Ordovicium). o = Orthoceren-Kalk (Ordovicium). gr = *Dicellograptus*-Schiefer (Ordovicium). j = Rhät-Lias Bildungen. s = Verwerfung.

ten Bruch im *Dictyograptus*-Schiefer und darüber Orthoceren-Kalk.

Im **Risebæk** (vergl. Fig. 5) sieht man am weitesten nach Norden im Bachgrund *Dictyograptus*-Schiefer und darüber einen grossen Bruch im Orthoceren-Kalk mit gut ausgebildeten Glazialschrammen und einzelnen Versteinerungen (*Megalaspis* u. a.); darüber liegt *Dicellograptus*-Schiefer, der nach Süden zu, nahe am Strande, durch eine Verwerfung abgeschlossen; wird südlich von ihr sieht man Rhät-Lias Ablagerungen (loser, weisser Sandstein und bunte, abruttschende Tonarten).

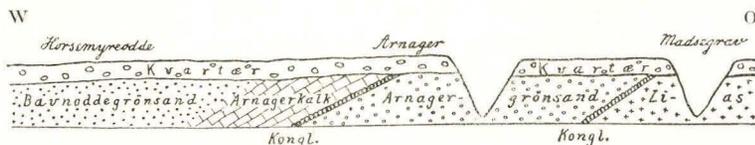


Fig. 6. Profil der Steilküste bei Arnager.

Bavnoddegrönsand = Senon. Arnagerkalk = Turon. Arnagergrönsand = Cenoman. Kongl. = Bodenkonglomerat. (J. P. J. RAVN).

Mit Automobilen fährt man nach **Arnager**, wo man bei Madsegrav (vergl. Fig. 6) cenomanen Sand mit Phosphoritknollen sieht, der diskordant auf Rhät-Lias Sand und Ton liegt (Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 49).

Etwas im Westen von Arnager sieht man in einem Abhang turonen Arnagerkalk mit zahlreichen Kieselspongien, *Inoceramus*, *Scaphites* u. a.

Bei **Bavnodde** sieht man untersenonen Grünsand mit *Actinocamax westphalicus*.

Bei Klippegaard sieht man Rønne Granit mit zahlreichen Pegmatitgängen, bei **Tornegaard** Kaolin (Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 21), gleichfalls mit Pegmatitgängen; gelegentlich erkennt man auch umgewandelte Diabasgänge.

### Dienstag, d. 19. Juni.

Von Rønne nach **Almindingen**, wo der Grund von Streifigem Granit gebildet wird, der nicht von Quartär bedeckt ist; die Oberflächenformen sind im wesentlichen der Wirkung des Eises zuzuschreiben. Mächtige Spaltentäler, namentlich im Süden (Ekkodalen).

Bei **Listed** sieht man Svaneke Granit, der teilweise stark zerbröckelt und von einem mächtigen Diabasgang durchsetzt ist (31 m), an dem man den Gegensatz von dichter Struktur an den Grenzen und körniger in der Mitte sieht. Sowohl der Granit als der Diabas wird von Sandsteingängen durchsetzt (ca. 1 dm).

Bei **Aarsdale** liegt stark zerbröckelter Granit mit den charakteristischen, runden Formen und zahlreichen Pegmatitgängen.

In dem Steinbruch der Paradisbakker sieht man den geflammten Paradisbakke Granit (Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 16), in dem sich vereinzelt, dünne Sandsteingänge (ca. 1 cm) finden. Auf dem Wege über die Paradisbakker sieht man denselben Granit, darin mächtige Pegmatitgänge; der Granit ist von zahlreichen, tektonischen Spaltentälern durchsetzt, von denen die grösste Anzahl parallel verläuft, die Richtung ist durchgehends NO—SW, nur einzelne verlaufen rechtwinklig dazu.

Im Frederiks Steinbruch, nördlich von **Nexö**, sieht man die mittlere Abteilung des hier rotgrauen Nexö Sandstein mit kaolinhaltigem Bindemittel; Kreuzschichtung und Wellenschlagslinien kommen vor.

Zwischen dem Steinbruch und Nexö sieht man mehrere parallel zueinander verlaufende Strandwälle, die von dem spätglazialen baltischen Eissees abgelagert worden sind.

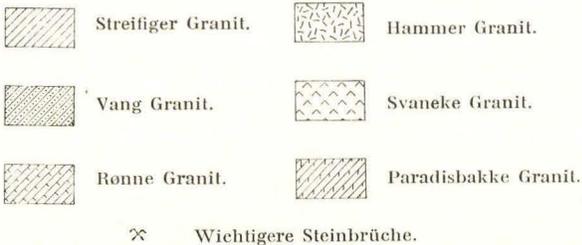
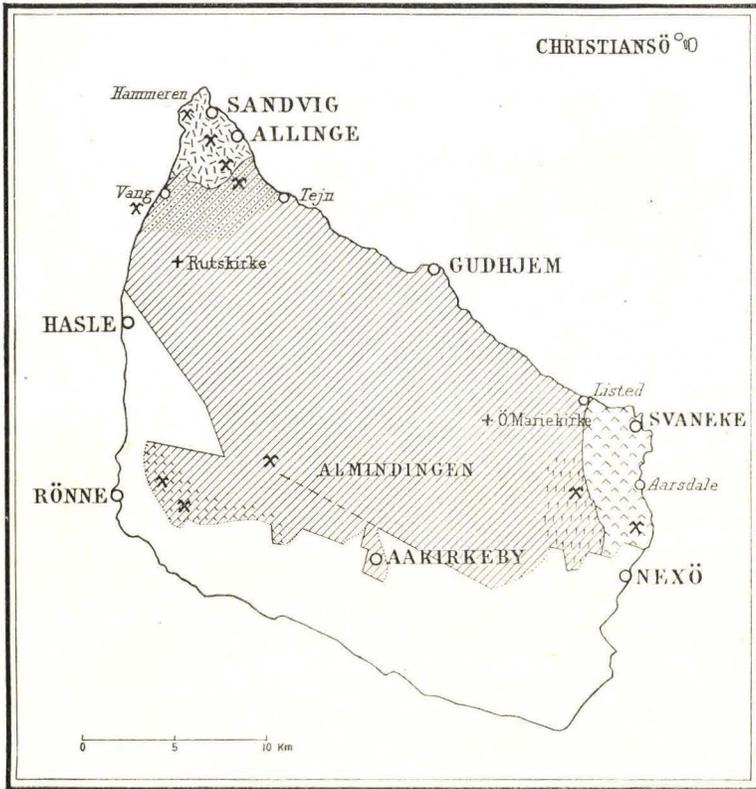


Fig. 7. Die Verbreitung der verschiedenen Granitvarietäten auf Bornholm.

Bei Munkegaard, in der Nähe der Mündung des Öleaa stösst man auf *Dicellograptus*-Schiefer (Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 33), der zum *Gothlandium* gehört und reich an Versteinerungen ist (*Monograptus priodon*, *Retiolites Geinitzianus*, seltener *Cyrtograptus Lapworthi*, *Orthoceras* und Stacheln eines *Ceratiocaris*). Weiter nördlich

sieht man am Bach Rastrites-Schiefer mit ziemlich zahlreichen Kalksteinbändern und zahlreichen Fossilien (*Monograptus triangulatus* u. a.).

Weiter im Norden sieht man Ablagerungen der Olenus-Etage (Oberkambrium), besonders Anthrakonit mit zahlreichen *Orusia lenticularis* und Alaunschiefer mit *Agnostus pisiformis*. Etwas weiter nach Norden sieht man im Bachgrund den Exsulans-Kalk (Unterste Zone der Paradoxides-Etage) und über diesem in einem alten Bruch unteren Alaunschiefer, Anthrakonit, Andrarumkalk und oberen Alaunschiefer.

### Mittwoch, d. 20. Juni.

Von Rønne über das Graniterrain nach Salene bei Gudhjem. Von Salene am Strande entlang zu »Helligdommen« (Heiligtum) bei Rø, wobei man unterwegs verschiedene Küstenformationen beobachtet; eine Küstenebene mit einem Abhang nach innen, der gebildet worden ist, als das Land niedriger lag, während an anderen Stellen die Felsen weit ins Meer hinausgehen, das sehr abwechslungsreiche Formen ausmodelliert hat, die jedoch im wesentlichen von den Spaltungsrichtungen im Granit bedingt sind. Der Granit ist hier überall Streifiger Granit. Eine weit fortgeschrittene Modellierung sieht man in den »Helligdomsklipperne«, wo die zahlreichen Spalten, in denen sich oft Diabasgänge finden, tiefe Einschnitte hervorgebracht haben. Unter den Einzelformen müssen hier besonders die Lyseklippe und die tief ausgehöhlten Grotten »Tørre Ovn« und »Sorte Gryde« (Trockner Ofen und Schwarzer Topf) erwähnt werden. Etwas weiter nach Norden liegt Dynddalen, ein sehr breites und tiefes Spaltental mit lotrechter Nordseite (Amtmandssten).

Der Hammer und der Hammershusfelsen zeigen vom Eise ausgearbeitete Oberflächen mit prachtvollen Glazialschrammen. Im Steinbruch des Hammers sieht man den Hammer Granit (Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 18); Diabasgänge treten auf. Der Strand unter Hammershus ist sehr kräftig ausmodelliert mit den »Vaade

Ovn« und »Tørre Ovn«, den »Løvehoveder« u. a. (Nasser und Trockener Ofen, Löwenköpfe u. a.).

Bei Vang sieht man den Vang Granit mit zahlreichen Pegmatit- und Aplit-Gängen; in der hier liegenden Werkstätte werden auch andere bornholmische Gesteine bearbeitet.

»Jons Kapel« ist aus einem Strandfelsen gebildet, der sich frei aus dem Strandkies erhebt und von einer Höhle durchbrochen wird. Innerhalb der Klippe befindet sich eine tiefe Kluft mit senkrechten Wänden, in welcher ein Diabasgang liegt.

Der Ziegeleigraben bei Bagaa (Hasle Klinker- og Chamottefabriker) enthält Liaston, der entweder feuerfest (Chamotteton) oder halbfeuerfest ist und einen grossen Schmelzintervall besitzt (Klinkerton). Die Schichten sind deutlich geneigt (ca. 20° nach Süden). Die Schichtenstellung wird durch das Vorkommen von einzelnen schwarzen Schichten, die entweder aus Ton oder aus dünnen Kohlschichten bestehen, hervorgehoben. Der Ton enthält Schwefelkieskonkretionen und einzelne grössere Toneisensteinkonkretionen, in denen guterhaltene Pflanzenversteinerungen gefunden werden können (meistens Farne).

Zurück nach Rønne, wo um 23 Uhr der Dampfer nach Kopenhagen abgeht.

---

Danmarks geologiske Undersøgelse.

---

---

*Die Internationale  
Geologen-Versammlung  
zu Kopenhagen 1928.*

*Exkursion B.*

# FÜHRER

FÜR DIE EXKURSIONEN IN DÄNEMARK



## SÜD-SJÆLLAND DIE INSEL MÖEN

KÖBENHAVN  
NIELSEN & LYDICHE (AXEL SIMMELKJÆR)

1928

## Exkursion B.

### Süd-Sjælland. Die Insel Møen.

21.—24. Juni 1928.

Donnerstag, d. 21. Juni.

Leiter: J. P. J. RAVN<sup>1)</sup>, H. ØDUM und A. ROSENKRANTZ.

Von Kopenhagen durch die ostseeländische Moränenflächenlandschaft über Köge nach Rødvig, an der Südküste der Halbinsel Stevns (Vergl. die Karte Fig. 1).

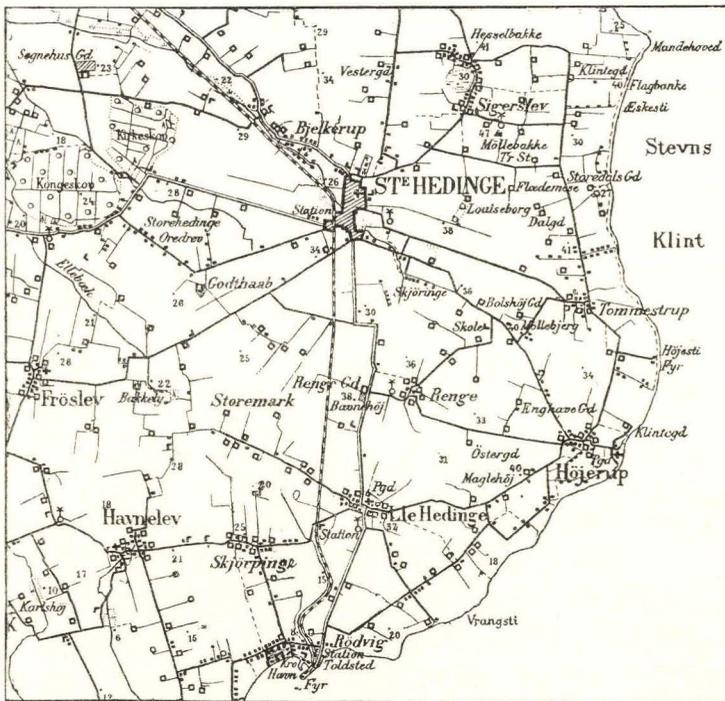


Fig. 1. Karte über einen Teil von Stevns Klint (Steilufer). Rødvig liegt am weitesten nach Süden. (Masstab: ca. 1:100 000).

<sup>1)</sup> Verfasser des Führers für diesen Tag.

Die Oberflächenform der Halbinsel, eine Moränenfläche, die sich schwach nach Osten hin bis etwa 50 m ü. d. M. hebt, spiegelt direkt den regelmässigen Aufbau des präquartären Untergrundes ab, wie er sich uns in der ca. 15 km langen, senkrechten Steilküste zeigt, mit der die Halbinsel nach Osten zu endet.

Von Rödvig geht man am Strande entlang bis zu dem südlichen Ende von **Stevns Klint**, das hier die Richtung



Fig. 2. Stevns Klint mit der Kirche von Højerup.

Am weitesten rechts erkennt man Bryozoenkalk (Danium) (= Limsten) über Schreibkreide (Senon) (= Skrivekridt), dazwischen den Cyclaster-Kalk.

West-Ost hat. Die erste präquartäre Bildung, die man sieht, ist die Schreibkreide (oberste Mucronatenkreide, Zone mit *Scaphites constrictus*), und kurz danach hat man das für den grössten Teil des Steilufers charakteristische Profil vor sich (Vergl. die nebenstehenden Fig. 2—4, ferner Übersicht über Die Geologie von Dänemark<sup>1)</sup> S. 61): zuunterst Schreibkreide mit Schichten von grossen Feuersteinknollen und ausserdem plattenförmiger Feuerstein, der in Rissen ausgeschieden worden ist; über der Schreibkreide folgen Schichten, die in der »Übersicht über Die Geologie von Dänemark« zum Danium gerechnet werden, nämlich eine

<sup>1)</sup> Danmarks geologiske Undersøgelse. V. Række. Nr. 4. 1928.

dünne in flachen Becken liegende Schicht, der Fischton. Dieser Ton ist sehr kalkhaltig und enthält oft kleine, abgerundete Schreibkreidebrocken; nach oben zu geht diese Schicht ohne Grenze in den Cyclaster-Kalk über, einen bröckligen Kalkstein, der, ähnlich wie die Schreibkreide zwischen den Fischton-Becken, erhärtet ist; über diesem Härthorizont liegt der Bryozoenkalk (»Limsten«, »Kridtsten«) mit seinen welligen Schichten von zusammenhängendem Feuerstein; zu allerobst liegt dann in dem Steilufer Moränenton

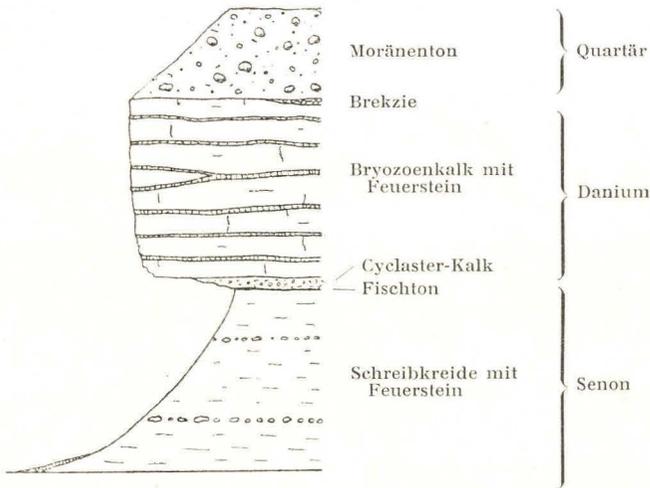


Fig. 3. Querschnitt durch Stevns Klint, winkelrecht auf der Küstenlinie (Nach Ussing).

ton. An der Grenze zwischen dem Bryozoenkalk und dem Moränenton sieht man hie und da eine bis zu 1 m mächtige Brekzie, die aus Bryozoenkalk-Brocken gebildet ist.

Nach der Untersuchung des Steilufers geht man zum Wege zurück, worauf man am Rande der Steilküste entlang durch die flache Moränenlandschaft zur **Höjerup Kirche** fährt. Hier liegen auf dem Strande die bei dem Berggrutsch d. 16. März 1928 herabgefallenen Massen von Kalkstein und Moränenton und die Trümmer vom Chore der alten Kirche, der mit heruntergerissen wurde. Von hier aus geht man am Strand entlang zum Leuchtturm von Stevns, wo das Steilufer seine grösste Höhe erreicht (41 m). Das Profil auf dieser Strecke ist das gewöhnliche, doch liegt hier

die Grenze zwischen dem Senon und dem Danium etwas höher, und die Mächtigkeit des Fischtons und die Ausdehnung der Fischton-Becken ist etwas geringer als bei Rödvig.

Von dem Stevns-Leuchtturm fährt man über Store Hedinge zu Faxe Bakke, wo der grösste Kalkbruch Däne-

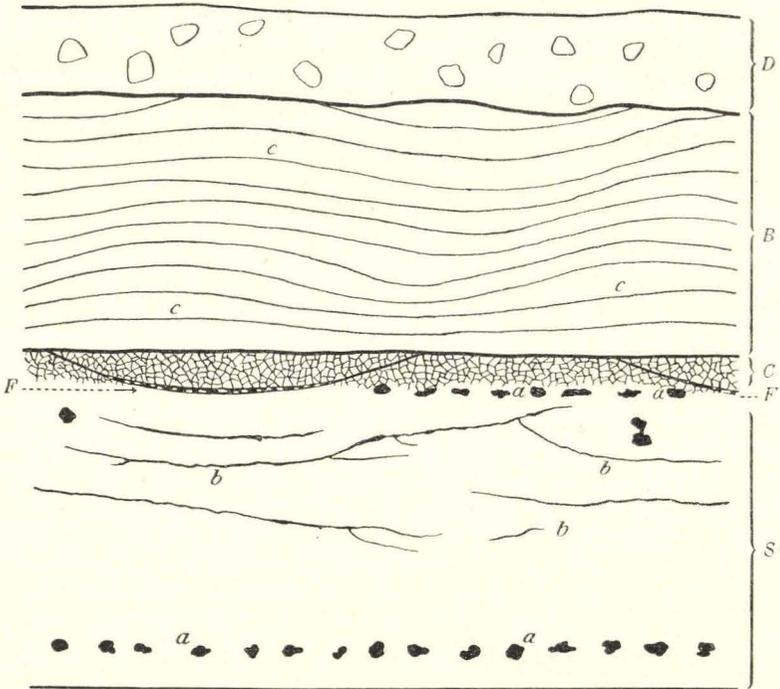


Fig. 4. Schematisches Profil von Stevns Klint.

S = Schreibkreide. F = Fischton. C = Härtungshorizont (zwischen den Fischtonbogen gehärtete Schreibkreide, über dem Fischton Cyclaster-Kalk). B = Bryozoenkalk. D = Moränenton. a = Feuersteinknollenschichten. b = Plattenfeuerstein, in Rissen ausgeschieden. c = Schichten von zusammenhängendem Feuerstein.

marks liegt. Von dem höchsten Punkt des Hügels (76 m) aus hat man eine sehr weite Aussicht, man kann u. a. Möens Klint erblicken. Im Kalkbruch findet man teils Bryozoenkalk, teils Korallenkalk, doch wechseln beide Gesteine ziemlich stark, besonders in Festigkeit. Beide bestehen fast ausschliesslich aus Tierschalen und dazwischenliegendem Kalkschlamm, jedoch sind die Ara-

gonitschalen immer aufgelöst; nur an ein paar Stellen im Kalkbruche findet man anscheinend erhaltene Aragonitschalen, die aber in Wirklichkeit metamorphosiert sind; der Aragonit der Schalen ist durch Kalkspat ersetzt worden, und die innere Struktur ist vollständig verloren gegangen; dagegen kann die Skulptur besonders gut erhalten sein. Was die Lagerungsverhältnisse und die wichtigsten Versteinerungen anbetrifft, wird auf die »Ü. ü. Die Geologie von Dänemark« S. 65 verwiesen. Hier muss nur hinzugefügt werden, dass oft prachtvolle Glazialschrammen zu sehen sind, wenn die Oberfläche des Kalks von dem hangenden Moränenton befreit wird; die Richtung der Schrammen ist sehr verschieden, doch ist die Hauptrichtung OSO—WNW; einige Schrammen haben die Richtungen SO—NW, SSO—NNW oder NO—SW.

Nach dem Besuch des Kalkbruches bei Faxø fährt man nach SO nach Faxø Ladeplads, wo man übernachtet.

### **Führer für die Exkursion auf der Insel Møen vom 22. bis 24. Juni 1928.**

Leiter: V. HINTZE.<sup>1)</sup>

#### **Freitag, d. 22. Juni.**

Um 10 Uhr morgens Abfahrt in Automobilen von Faxø, nachdem man wieder Gelegenheit gehabt hat, unter der Führung des Herrn RAVN einen neuen Besuch in den Gruben abzulegen. Auf der Hauptlandstrasse südwärts, am Præstø Fjord entlang, durch das Städtchen Præstø bis nach Kallehave, wo gefrühstückt wird. Geologisch gesehen bietet dieser Teil der Tour nichts von besonderem Interesse, während hingegen der Weg selbst, besonders längs des Præstø Fjordes, sehr schön ist und uns übrigens durch eine charakteristische, fruchtbare südseeländische Landschaft führt.

Nach dem Frühstück um 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Uhr Aufbruch von Kallehave, wo man Seeland verlässt und über das schmale Fahrwasser Ulfund nach Koster auf der Insel Møen

<sup>1)</sup> Verfasser des Führers von Møen.

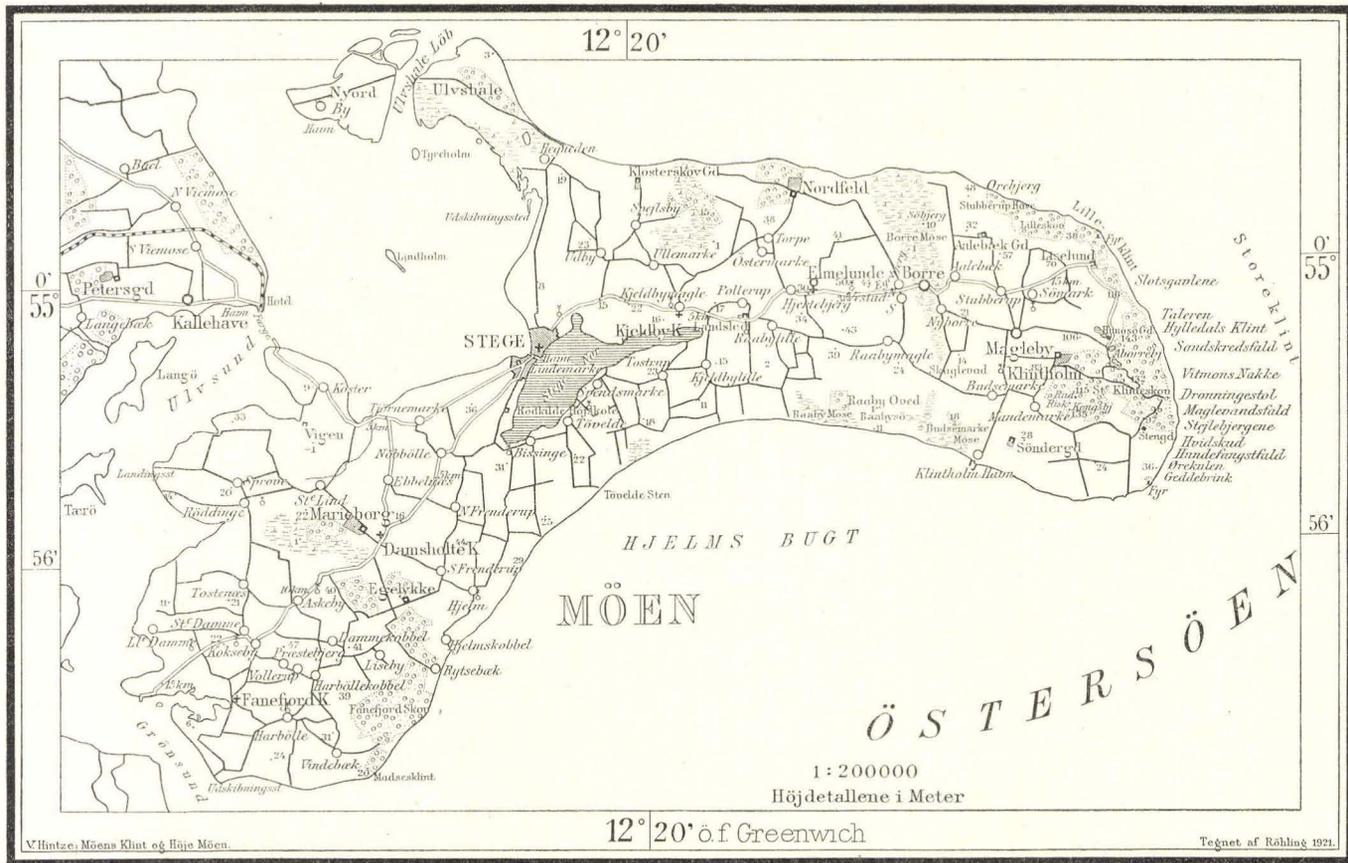


Fig. 5. Topographische Karte über Møen.

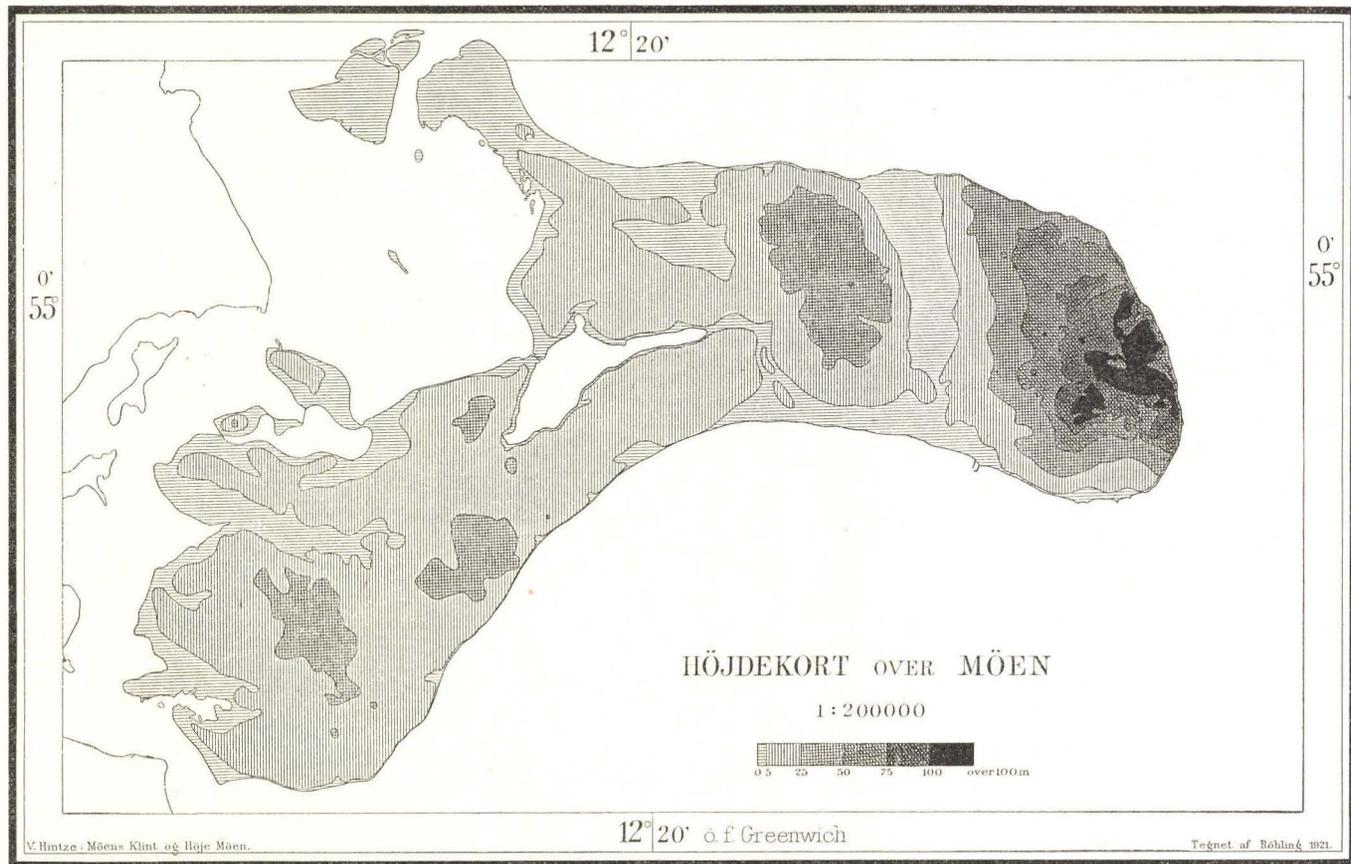


Fig. 6. Höhenkarte über Møn.

übersetzt. Von hieraus geht es weiter durch eine recht ebenmässige und flache Landschaft nach Stege, Møens einziger Stadt (2300 Einwohner). Den Hafen der Stadt bildet der äussere Teil des »Stege Nor« (Stege Haff), ein langgestrecktes Fahrwasser, das sicher früher einmal die Insel Møen in zwei Teile geteilt hat (Karten Fig. 5—6).

Bei der östlichen Ausfahrt aus der Stadt Stege passiert man das schöne alte »Mølleport« (Mühlentor), den letzten Rest der Befestigungen, die früher die Stadt umgeben haben. Mit ständiger Aussicht auf das »Stege Nor« führt der Weg nun durch eine verhältnismässig ebene, nur schwach gewellte, fruchtbare Geschiebeton-Landschaft in der Richtung nach »Møens Klint« (Møens Steilufer) zu. Vorbei an der Kjeldby Kirche (romanischer Ziegelsteinbau, mit interessanten Kalkmalereien) setzt der Weg ungefähr in derselben Weise fort, bis er sich gegen die hochgelegene Elmelunde Kirche (frühe Gothik), welche in ihrer leuchtenden Weisse als Seezeichen dient, stark anhebt.

Die Kirche selbst liegt in einer Höhe von 30 m ü. M. Etwas weiter aber, gegen Osten zu, steigt das Terrain bis zu 50 m Höhe an. Von hieraus bietet sich ein prachtvoller Ausblick über die grosse Borre-Niederung hinweg bis nach »Hohe Møen« (Fig. 7), wo einige der dichtbewaldeten Höhen ihre Silhouetten scharf gegen den Himmel abzeichnen, und in kurzer Zeit kommt man auf dem langsam abfallenden Wege hinunter in das Dorf Borre, das zum grössten Teil auf dem flachen Gelände erbaut ist, das sich knapp 1 m über dem Meere erhebt.

Nur die Borre-Kirche (spät-romanisch), die auf einem kleinen Geschiebeton-Holm liegt, welcher kaum 2 m ü. M. erreicht, erhebt sich über das umliegende Moor- und Wiesengebiet. Im Mittelalter lag an dieser Stelle eine Stadt (1510 von den Lübeckern niedergebrannt), welche von Norden her, wo sich jetzt fruchtbare Wiesen breiten, von der See aus erreicht werden konnte. Eine Vermutung, dass sich an dieser Stelle ein Sund quer durch die ganze Insel gestreckt habe, hat sich als unzutreffend erwiesen, selbst wenn sich auch nach Süden zu bedeutende Wasserstrecken befunden haben.

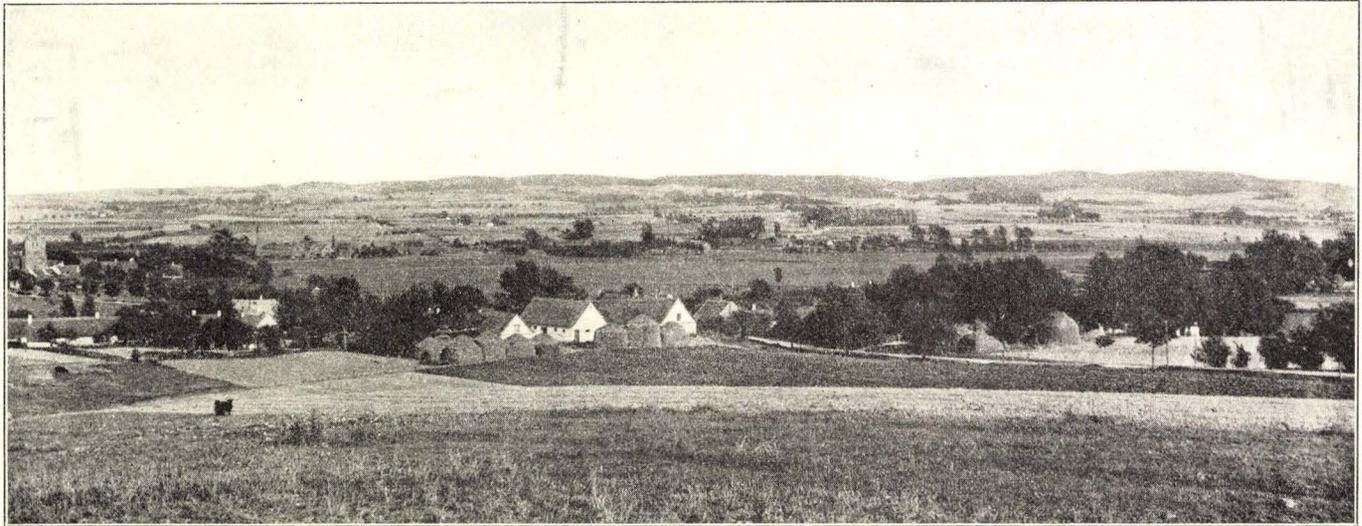


Fig. 7. Aussicht vom Höhepunkt westlich von der Borre-Niederung und quer über diese hinweg bis nach Hohe Møen. Ganz rechts auf dem Bilde die grossen Höhenzüge des Klintwaldes, dessen Kämme sich zum Teil scharf gegen den Himmel abzeichnen.

Der Weg führt quer über den früheren Borre-Fjord, von dessen anderem Ufer er sich bald zu immer grösseren Höhen anhebt, sodass man in Magleby (frühromanische Kirche), nach einer recht gleichmässigen Steigung, Höhen von etwas über 50 m erreicht hat. Doch von hieraus, weiter nach Osten zu, in der Richtung nach Møens Klint, welche diesen Teil von Møen, »Hohe Møen«, umranden, führt die Landstrasse bis nach dem Hunosøgaard (dem Standort der Exkursion) über Höhen von mehr als 100 m. Die Fortsetzung des Weges durch den angrenzenden Wald erreicht noch grössere Höhen, während die Hügelkämme im Walde, »Aborrebjerg«, ganz bis zu 143 m ansteigen.

Während das Gelände westlich von der Borre-Niederung eine ausgeprägte Geschiebeton-Landschaft ist, ändert es auf der Strecke von der Borre-Niederung bis Magleby etwas seinen Charakter, indem es zuweilen sandiger wird, doch behält es im Grossen und Ganzen den beschriebenen Charakter noch bei. Aber bei Magleby ändert sich das Bild. Erst zeigen sich, gegen das Dorf zu, grössere, mehr gewellte Formen. Doch bald danach werden die Hügelzüge schon schärfer ausgeprägt, mit dazwischenliegenden tieferen Tälern, die in der Regel mit Seen oder Mooren ausgefüllt sind. Die früher erwähnte gleichmässige Fruchtbarkeit wird auch von sehr wechselnden Verhältnissen abgelöst, indem jetzt mageres, armes Erdreich Seite an Seite mit dem fettesten und fruchtbarsten Boden liegen kann, und die Schreibkreide, welche den Untergrund von ganz Møen bildet, — sonst aber nur erheblich tiefer liegt, — kommt hier an manchen Stellen in den kleinen Gruben, die rundum in den Hügelabhängen auftreten, zum Vorschein. (Zuweilen könnte man glauben, die anstehende Kreide in den Wegen zu finden, aber diese ist nur als Wegebesserungsmaterial aufgeschüttet worden).

Dieser Unterschied in der Terraingestaltung westlich und östlich vor der Borre-Niederung hängt damit zusammen, dass auf dem westlichen Teil der Insel die Oberfläche aus den ursprünglichen Eiszeitablagerungen besteht, die im Grossen und Ganzen noch so daliegen, wie das Eis sie

hinterlassen hat, während sie auf dem östlichen Teil (Hohe Møen) an den meisten Stellen zwar noch vorhanden sind, jedoch nicht mehr in unveränderter Lage. Denn, wie diese Exkursion nach Hohe Møen beweisen soll, ist dieses ganze Gebiet in spät- und postglazialer Zeit starken Umwälzungen ausgesetzt gewesen.

Ehe wir die Dinge näher in Augenschein nehmen, müssen wir uns wohl noch eingehender damit beschäftigen, wie die Verhältnisse gelegen haben, ehe die grossen Umwälzungen stattfanden, die das jetzige Hohe Møen schufen.

Die Kreideablagerungen bestehen hier ausschliesslich aus Schreibkreide (mit *Belemnitella mucronata*), und die Kreidesedimentation hielt hier sogar schon auf, bevor die Beendigung der Schreibkreide-Serie — so wie wir sie an anderen Stellen finden — abgeschlossen war. In dem jetzigen Hohe Møen-Gebiet findet man keinerlei Spuren von Danium oder Tertiär, und die Verhältnisse zeigen, dass es auch niemals Gegenstand von Abrasionen gewesen ist. Denn betrachtet man die Grenze zwischen der Schreibkreide, die durch die ausgeschiedenen Feuersteinschichten markiert wird, und dem darauf ruhenden unteren Geschiebeton wird man sehen, dass die Feuersteinschichten überall mit der Kreideoberfläche konform liegen. Nirgends hat der untere Geschiebeton, der direkt auf der Schreibkreide ruht, diese angegriffen, sodass also an dieser Stelle keine jüngeren Ablagerungen vorhanden gewesen sein können.

Dies wird dadurch bewiesen, dass der untere Geschiebeton nichts von den Bestandteilen der Schreibkreide-Ablagerungen in sich aufgenommen hat, weder die Schreibkreide selbst noch den Feuerstein, welcher darin unter allen Umständen bewahrt worden sein würde. Dieser eigentümliche Umstand, nämlich, dass der untere Geschiebeton, der direkt auf der Schreibkreide ruht, praktisch gesprochen frei von jeglichen Bestandteilen solcher Ablagerungen ist, lässt sich nur durch die Vermutung erklären, dass die untere Moränen-Ablagerung, jedenfalls zu Anfang, nicht von einem festen Inlandeis abgesetzt worden ist, sondern von schwimmendem Eis, worunter man sich jedoch keine Eisberge, sondern eine zusammenhängende Eisdecke vor-

stellen muss. Die Richtigkeit dieser Vermutung erweist sich dadurch, dass man durchweg zwischen der Schreibkreide und dem unteren Geschiebeton eine Kies- und Steinschicht findet, die von der Unterseite des schwimmenden Eises abgefallen ist, und nirgends kann man sehen, dass das Eis irgendeine Erosion ausgeübt hätte, da die Feuersteinschichten in der obersten Schreibkreideschicht an keiner Stelle gebrochen sind. Dieser Umstand deutet zugleich darauf hin, dass die Oberfläche der Schreibkreide beim Beginn der Eiszeit sehr ebenmässig gewesen sein muss.

Über dem so ausserordentlich feuersteinarmen unteren Geschiebeton (der in jeder Beziehung mit dem auf Rügen befindlichen übereinstimmt) finden wir interglaziale Kies-, Sand- und Ton-Ablagerungen (gleichfalls denjenigen auf Rügen und in Ostpreussen entsprechend) und zum Teil mit einem Versteinerungsinhalt, der auf eine Verbindung zwischen diesen und den Eem-Ablagerungen auf Langeland und Alsen-Sundeved schliessen lässt. Der grösste Teil der Serie ist marin, doch weist der Unterschied der Ablagerungen auf recht bedeutende Niveau-Aenderungen während dieser Zeit hin. Das Vorhandensein einer einzelnen interglazialen Moor-Ablagerung lässt sogar darauf schliessen, dass dort eine Zeitlang trockenes Land gewesen ist. Die ganze Serie ist mit dem unteren Geschiebeton und der Kreideschicht konform gelagert.

Die Interglazial-Schichten werden im Grossen und Ganzen von dem oberen Geschiebeton überlagert, welcher weit sandiger ist als der untere und im Gegensatz zu diesem sich durch einen viel grösseren Feuersteingehalt auszeichnet. In seinen oberen Partien ist er stellenweise durch glaziofluviatile Ablagerungen ersetzt.

Auch der obere Geschiebeton stimmt im Charakter mit dem Rügener überein, aber dieser letztere ist im scharfen Gegensatz zu dem Møenschen auf allen darunterliegenden Schichten diskordant gelagert. Dagegen wurde der obere Geschiebeton auf Rügen — nach der Auffassung aller Fachleute der neueren Zeit — während der intraglazialen Zeit dislociert.

Die stark dislocierte und hoch aufgetürmte Schreibkreide auf Rügen bot während der Ablagerung des oberen Geschiebetons dem Inlandseis starke Angriffspunkte. Die Folge war, dass mächtige Kreideschollen in den Geschiebeton eingelagert wurden, und diese Kreideschollen, die im hohem Grade die Verhältnisse auf Rügen charakterisieren, wurden unter dem Vorrücken des Eises von den Rügenger Genden nach Møen mitgeführt. Aber die Kreide bröckelte selbstverständlich fort, und nur der Feuerstein, welcher den oberen Geschiebeton charakterisiert, blieb in grossen Mengen zurück.

Aus dem bereits Gesagten wird man entnehmen, dass der jüngste Geschiebeton auf Rügen die Oberfläche bildet. Auf Møen aber, wo er konkordant mit den darunterliegenden quartären Schichten abgelagert wurde, bildete er zu Anfang auch die Oberfläche, sodass das spätere Møensche Hochland beim Schluss der Eiszeit ein von sämtlichen quartären Schichten bedecktes ebenes Kreideplateau war.

Zu diesem Zeitpunkt lag die Oberfläche des Landes oberhalb des Meeres, was uns Moorlöcher im oberen Geschiebeton beweisen. Bald danach begannen indessen die Umwälzungen, welche das jetzige Hohe Møen mit seinen Höhen und Schluchten gestalteten, auf welchem sich, wie wir feststellen werden, nirgends eine zusammenhängende Geschiebetondecke (wie auf Rügen) befindet.

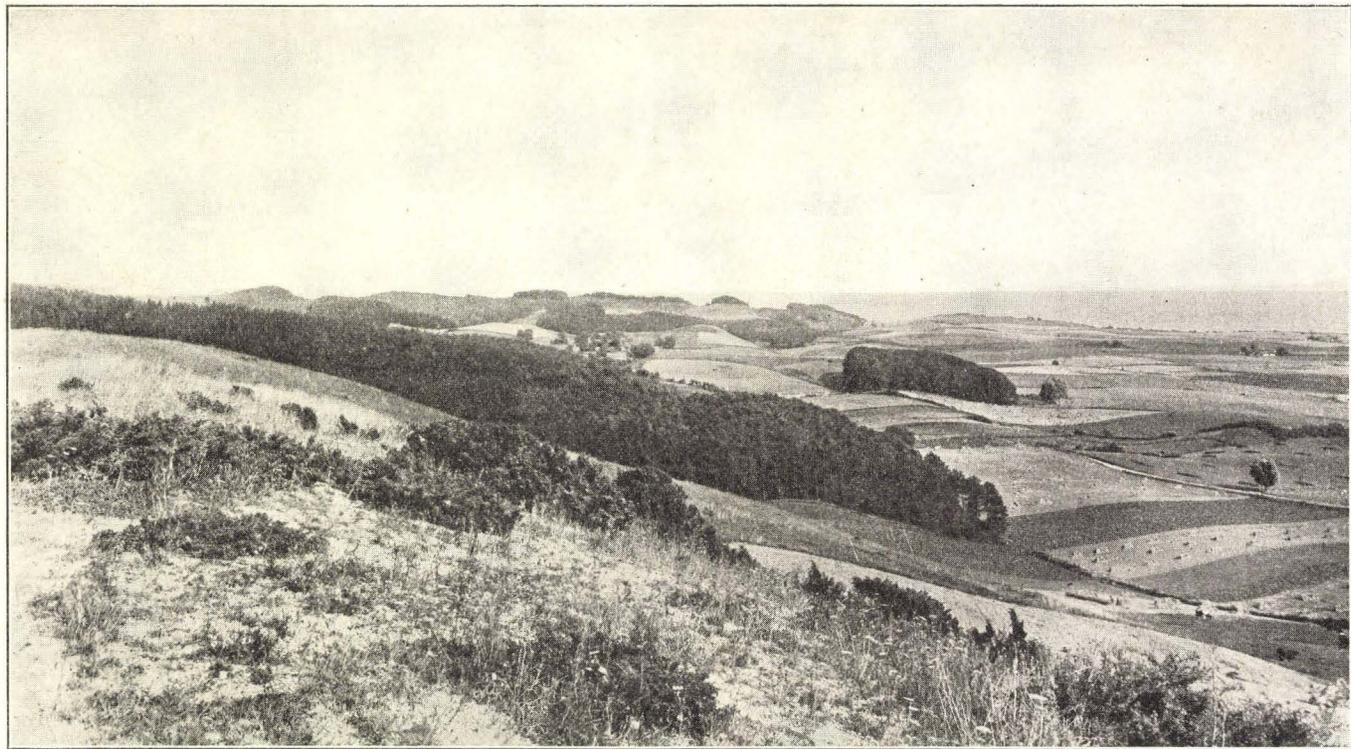
An dieser Stelle müssen wir uns darauf beschränken zu erwähnen, dass die grosse zusammenhängende Ebene und geschiebeteon-bedeckte Kreidefläche durch Erdkrustendruck in kleinere Schollen zerstückelt wurde, die untereinander verschoben wurden, sodass die eine Scholle sich über die andere schichtete. Das frühere flache Land veränderte sich dadurch von einem Tiefland zu einem stark hügeligen Hochland, wo man nur in der Randzone ebene, tiefliegende Partien finden kann, welche wohl sehr gut die früheren Höhenverhältnisse darstellen könnten.

---

Bei der Beschreibung des Weges, welchen die Exkursion einschlagen wird, wurde erwähnt, dass wir in gerader Richtung von Magleby aus unser Standquartier Hunosøgaard erreichen würden. Wir verfolgen diesen Weg jedoch nicht, sondern biegen bei der Magleby-Kirche scharf in südlicher Richtung ab und fahren auf schwach gewellter Strasse durch das Dorf Mandemarke südlich um den Klintwald herum, dessen Höhen sich linkerhand erheben. Rechts sehen wir weit hinaus über ein niedriger liegendes, zu Beginn recht hügeliges Terrain, das sanft gegen die Ostsee abfällt, die wir im Hintergrunde erblicken. Südlich von dem Kreidehügel »Høvdbleg« verlassen wir die Wagen und ersteigen den 120 m hohen Kreidehügel, der nach Süden zu recht steil abfällt. Am Fusse des »Høvdbleg« sehen wir zum ersten Male in einer kleinen Kreidegrube die Schreibkreide.

Scheinbar ist auch der Høvdbleg-Gipfel reine Schreibkreide. Eine nähere Untersuchung ergibt jedoch, dass die Kreide etwas mit quartärem Material vermischt ist, sodass dort Wacholder (*Juniperus communis*) gedeihen kann. Wie der Name »Høvdbleg« (der weisse Hügel im Waldesrand) schon sagt, ist dieser Hügel früher mit Wald bestanden gewesen, und dies bezeugen uns ebenfalls die zahlreich umherliegenden leeren Schalen von *Helix nemoralis*, der nur in Wald und Kratt gedeiht.

Die Aussicht von »Høvdbleg« ist prachtvoll. Wir sehen sie auf Fig. 8, welche gleichzeitig illustriert, wie das flache und tiefliegende Land in ein stark bewegtes Hochland übergeht, welches aus übereinandergeschobenen Kreideschollen besteht. Das flache Land sieht man gegen Süden, das hohe gegen Osten zu, wo die Kreidefelsen »Hohe Møen« nach dem Meere zu abschliessen. Die Silhouetten der einzelnen Felszacken lassen ahnen, dass man hier Uebereinanderschichtungen der einzelnen Schollen vor sich hat. Die tiefen Einschnitte zwischen den einzelnen Felsen, die wir als die bei den Dislocationen steil gestellten quartären Decken über der Kreide erkennen, die sogenannten »Fald« (Fälle, Schluchten) lassen sich von der Küste aus in den gleichen Richtungen eine Strecke in das Land hinein verfolgen.



10

Fig. 8. Aussicht vom Hovdbleg über das südlich liegende flache Land und bis nach den südlichen Kreideklinten, deren Konturen auf dem linken Teil des Bildes zu sehen sind.

Man wird erkennen, was auch aus der Reliefkarte<sup>1)</sup> hervorgeht, dass die Richtung des »Høvdbleg« eine andere ist als die der Küstklinten an dieser Stelle. So gehören die Küstklinte an dieser Stelle zu einer bestimmten primären Scholle; die Høvdbleg-Partie zu einer anderen. Zwischen diesen läuft eine »primäre Bruchlinie«, welche die Schollen trennt und im Grossen und Ganzen dem Wege folgt, der sich vom »Bødkerose« (Böttchermoor) südwärts, östlich von »Busene Have«, hinzieht.

Wir haben bereits gesagt, dass die ursprüngliche, ausgedehnte Kreideschicht mit diluvialen Ablagerungen bedeckt war. Man sollte deshalb eigentlich erwarten, dass Südseite und Spitze des »Høvdbleg«, auf welchem wir uns noch befinden, von solchen Ablagerungen bedeckt sein müssten. Dies ist aber nicht der Fall, und man könnte deshalb vermuten, dass die Annahme, das Kreideplateau sei ursprünglich gleichartig und ebenmässig mit Geschiebeton bedeckt gewesen, verkehrt sei. Vielmehr könnte man sich vorstellen, dass die Kreide vollständig nackt dagelegen habe, als die Umwälzungen stattfanden, und dass die diluvialen Schichten, die, nach der Vegetation zu vermuten, unterhalb des »Høvdbleg« und über dem flachen Lande vorhanden sein müssen, erst nach den Dislokationen abgelagert worden seien. In einer Mutmassung, dass der »Høvdbleg« und das übrige hohe Land wie ein Nunatak durch das Eis aufgeragt hatten, würde man anscheinend eine vollwertige Erklärung dafür erhalten, dass die moränen Schichten auf dem Gipfel des »Høvdbleg« fehlen. Wenn wir aber allmählich das Terrain und die Klinte näher kennen lernen, werden wir feststellen, dass die Dislokationen nicht, — wie man aus der Vermutung des aufragenden Nunatak hätte schliessen müssen —, interglazialen sondern postglazialen Alters sind.

Geht man etwas auf dem »Høvdbleg«, und besonders auf seiner Nordseite, wo er über die anderen Kreideschollen hinweggeschoben ist, umher, so wird man bald davon überzeugt, dass über dieses formenreiche Terrain (wo sich

<sup>1)</sup> Wird den Teilnehmern der Exkursion ausgehändigt.

nicht nur ausgeprägte Talsenkungen befinden, sondern wo sich diese stellenweise sogar zu grossen Kesseln vertiefen, deren Boden bis zu 39 m unter dem Høvdbleg-Gipfel liegen kann) niemals Eis hinweggegangen sein kann. Hier sind die Gruben stets trocken, obgleich sie Zufluss von allen Seiten erhalten. Dies ist ein allgemein verbreitetes Phänomen, das sich nicht nur auf diesen kleinen Teil von Hohe Møen beschränkt. Im Gegensatz zu dem gewöhnlichen dänischen Gebrauch des Wortes »Hule« (Höhle) versteht man darunter in der Möenschen Mundart eine Senkung im Terrain, also eher dem Worte »Hul« (Loch) entsprechend, und hiermit ist auch das Wort »slumre« (wörtlich: schlummern) verknüpft, das hier aber nichts mit Schlafen zu tun hat, sondern besagen will, dass das Loch Wasser in sich schlürft (Möensche Mundart: »slumre«). Wie aus der Karte ersichtlich, kommt dieser Name innerhalb des Klintgebietes wiederholt vor.

Gemeinhin werden diese trockenen Senkungen »Jordfaldshuller« (Erdsturzlöcher) genannt, weil man sich ihre Entstehung durch ein Unterhöhlen und das darauf folgende Einstürzen des kalkhaltigen Untergrundes erklärt hat. Wie wir feststellen werden, ist diese Deutung falsch, da diese Löcher entweder dadurch entstanden sind, dass die Schollen, welche verschiedene Bewegungsrichtungen gehabt haben, zusammengeprallt sind, ohne überall dicht zusammenschliessen zu können, oder auch dadurch, dass von der Aussenkante der sich vorwärtsschiebenden Scholle, — die, wie es sich uns noch wiederholt zeigen wird, mit einem Hobeisen verglichen werden kann, — ein Stück abgestürzt ist, wodurch sich an dieser Stelle, zwischen den sonst dicht zusammenschliessenden Schollen, eine offene Verbindung nach der Tiefe gebildet hat, durch welche das Wasser spurlos verschwinden kann, um an anderen Stellen in Quellen wieder hervorzutreten<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> In diesem Zusammenhang sei bemerkt, dass Hohe Møen infolge seines Aufbaues aus grösstenteils überkant gestellten Schollen mit den vielen Erdsturzlöchern in dem Grade drainiert ist, dass das Oberflächenwasser ungefähr dort verschwindet, wo es niederfällt, ohne einen Wasserlauf zu bilden.

Hiermit verlassen wir den Gipfel des »Høvdbleg«, um draussen bei den Küstklinten zu versuchen, die Mutmassung, dass der hohe, nackte Fels ein Nunatak sei, entweder bestätigt oder entkräftet zu sehen. Es ist an diesem Tage nicht beabsichtigt, die Küstklinte von der Seeseite aus zu untersuchen — was am nächsten Tage geschehen soll —, sondern nur ihre Oberfläche am Klintrande entlang zu studieren, wozu sich bei den südlichsten, »Søndre-« und »Nordre Hundefangsklint«, gute Gelegenheit bietet.

Dieses setzt jedoch voraus, dass man sie von der Seeseite aus etwas kennt. Wir müssen uns diese Kenntnisse daher bis auf weiteres aus Abbildungen dieser Klinte verschaffen. Fig. 9 zeigt uns eine Reihe der südlichen Klinten, die alle vom Südquadranten überschoben sind und einer auf dem anderen ruhen, oder richtiger auf der diluvialen Decke des nördlicheren Klints, die wie ein abfallender dunkler Streifen zwischen den Kreideklinte sichtbar ist, wo sie teilweise die Zwischenräume zwischen diesen Klinten ausfüllt und den sogenannten »Fald« bildet.

Wo das Diluvium der »Fald«s nicht in mehr oder weniger hohem Grade durch die Überschiebungen des südlichen Klints abgeschliffen worden ist, besteht es zu unterst aus unterem Geschiebeton, worüber eine Interglazialschicht liegt, und zu oberst aus oberem Geschiebeton, auf welchem die Überschiebung vor sich gegangen ist. Sofern sich kein nach den Dislokationen abgelagerter diskordanter Geschiebeton über dem Terrain aufweisen lässt, muss der Zeitpunkt für die Umwälzungen demzufolge in die postglaziale Zeit verlegt werden, wofür wir eine endgültige Bestätigung in den Mooren erhalten.

Wir gehen jetzt an die Betrachtung des südlichsten Klints, des »Søndre Hundefangsklint«, Fig. 10—11. Wir stehen jetzt auf seinem Gipfel und konstatieren, dass er, von der Küste aus gesehen, links auf der Abbildung, Fig. 10, mit Geschiebeton bedeckt ist. Gleichzeitig aber sehen wir, dass die diluviale Schicht gegen den Gipfel zu dünner wird, um nördlich von diesem gänzlich zu verschwinden, Fig. 11, da an dieser Stelle nicht nur das Diluvium, sondern auch ein Teil der obersten Kreideschicht verschwunden ist. Dies kann man

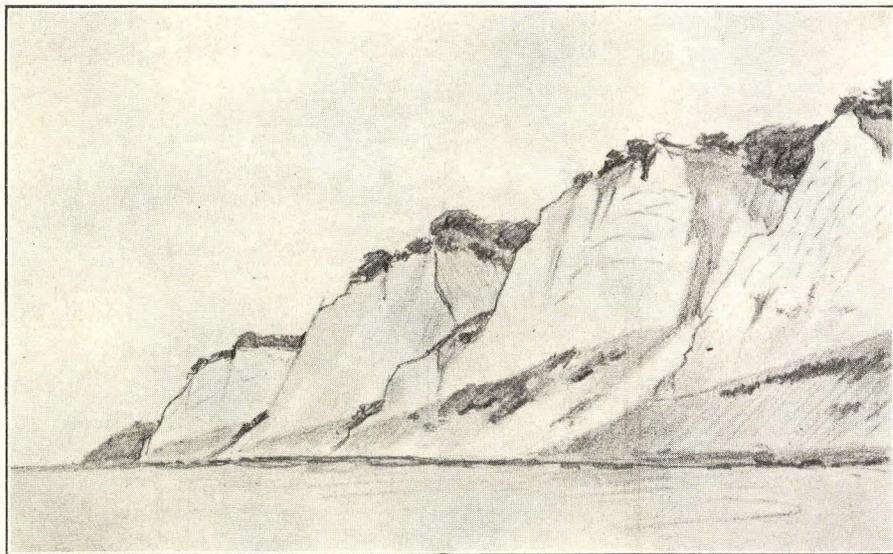


Fig. 9. Partie mit einigen den südlichen Kreideklinte, die sich vom »Søndre Hundefangsklint« im Süden — am weitesten links auf dem Bilde — bis zum »Store Stejlebjerg« — am rechten Rande des Bildes — erstreckt. Alle diese Klinte sind von Süden her übergeschoben, sodass sie ständig auf dem Diluvium des nördlicheren Klints, das auf der Zeichnung durch dunkle, schräggestellte Streifen zwischen den Kreideklinten kenntlich wird, ruhen.

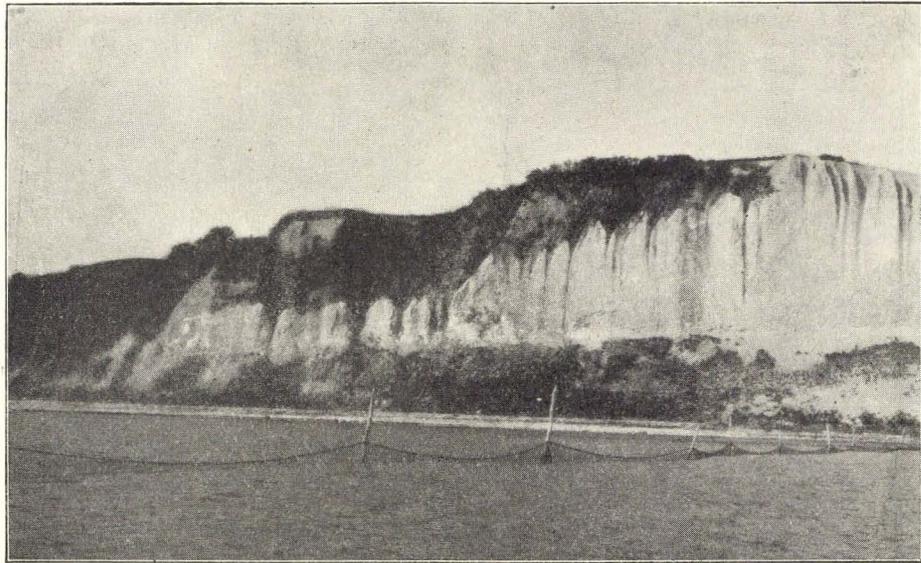


Fig. 10. Die südlichste Partie des »Søndre Hundefangklint«, wo sich, ganz links auf dem Bilde, das Diluvium ganz bis zum Strand hinunter erstreckt, während es mit abnehmender Stärke die Kreide im übrigen Teil des Klints bedeckt. Ganz rechts sieht man die nackte Kreide ohne Deckschicht.

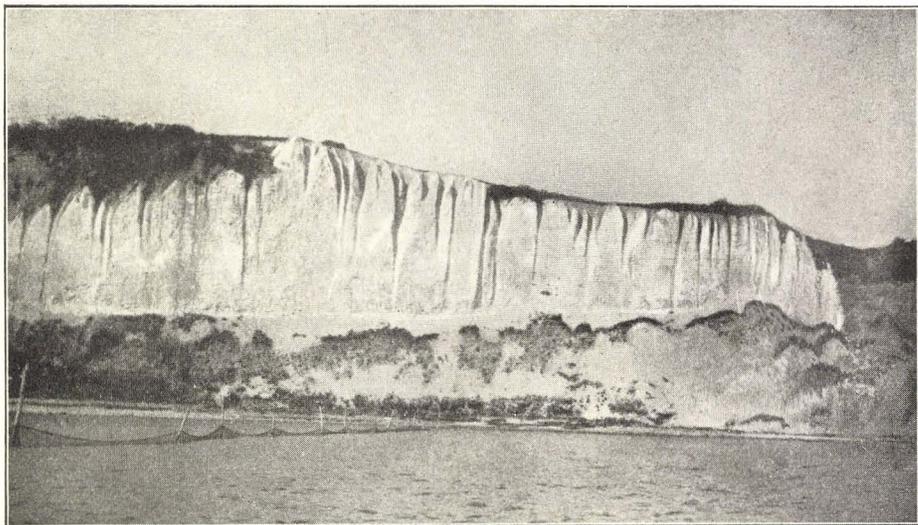


Fig. 11. Der nördliche Teil des »Søndre Hundefangklint«, mit dünner werdendem Quartär auf der linken Seite des Bildes und stark abradierter Kreide auf der rechten Seite, wodurch sich die Oberfläche allmählich nach Norden zu geneigt hat, während sich der Klint sonst nach Süden zu neigt. Fig. 10 und 11 greifen teilweise ineinander über.

jedoch nur aussen am Klintrand selbst verfolgen. Auf die Ursache hierfür werden wir bald zurückkommen.

Ähnliche Verhältnisse finden sich auch bei dem nächsten, nördlicher gelegenen Klint, dem »Nordre Hundefangsklint«, Fig. 12, wo zwar diluviale Decken auf dem Gipfel und am Nordende fehlen, am Südende jedoch vorhanden sind, wo sie, dem südlichen Hang des gewölbten Klints folgend, sich bis zur Küste senken und so den »Hundefangsfald« bilden, Fig. 13. Aber im obersten Teil des »Fald« sehen wir, dass sich quer über seine verschiedenen diluvialen Schichten — beide Geschiebetonarten mit dazwischenliegendem Interglazial — fremde Elemente erstrecken, u. a. Kreidekies, welcher sich von der jetzt nackten Kreideoberfläche des Klints über den Fald hinzieht. So sieht man links oben in Fig. 13 einen weissen Kreidestreifen, der jedoch jetzt, einige Jahre nach Aufnahme des Bildes, vermutlich durch andere ersetzt sein wird.

Die beiden hier besprochenen Klinte (und ebenso die folgenden) zeigen somit dasselbe Phänomen wie der Høvdbleg, nämlich, dass die vorderste Partie der Schollen abradiert ist. Und nachdem man so die Verhältnisse bei den Küstklinten kennen gelernt hat, muss der Gedanke an einen Nunatak aufgegeben werden. Die Ursache für die Abrasion ist eine ganz andere und sehr eigentümliche, wie wir jetzt hören werden.

Wie bereits gesagt, ist das ganze Hohe Møen-Gebiet ursprünglich ein ebenes, ausgedehntes, mit Geschiebeton bedecktes Kreideplateau gewesen, das in Schollen zerrissen worden ist, die sich dann übereinander geschoben haben. Doch die Verhältnisse liegen so, dass die Unterfläche des einen Klints — d. h. also tiefliegende Schichten in der Schreibeckreide — auf der moränalen Schicht des nördlichen Nachbarklints ruht. Damit diese Lage hat zustande kommen können, muss eine Hebung des südlichen Klints erfolgt sein, entsprechend der Dicke von Kreideschollen + Diluvium, was ungefähr 80 m heissen will. Da vulkanische Kräfte bei den Dislocationen nicht mitgewirkt haben, lässt sich dies nur dadurch erklären, dass das vorderste Ende des südlichen Klints erst durch den oberen Teil des nördlichen Klints, besonders dessen diluviale Partien, ge-

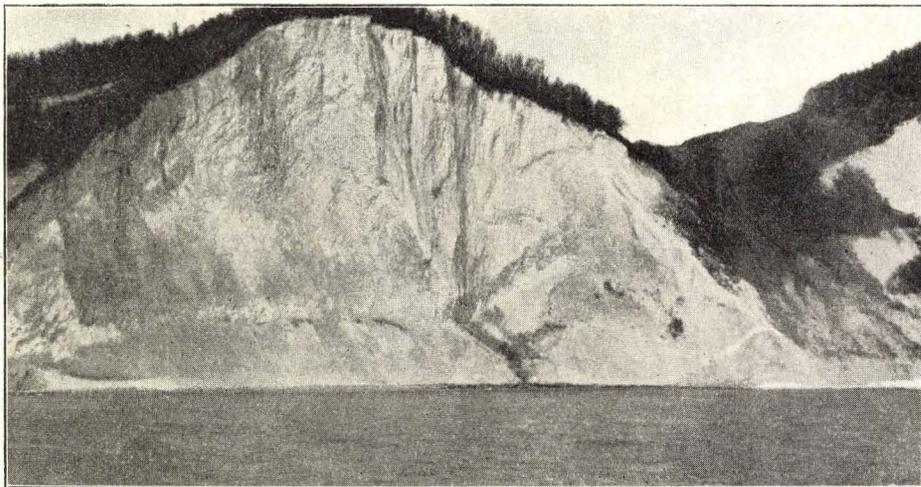


Fig. 12. Die stark gewölbte Kreideschicht des »Nordre Hundefangsklint«, die ohne quartäre Deckschicht an die Oberfläche tritt. Die quartäre Deckschicht sieht man dagegen im südlichen Teil des Klints (am linken Rande des Bildes), wo sie sich über die schrägabfallende Klintseite erstreckt und hier den »Hundefangsfald« bildet. Am Gipfel des Klints sieht man einigen offenen Spalten, die bei der Aufwölbung des Klints entstanden sind. Diese sind ganz leer, was sich Mitte Maj d. J. u. a. dadurch erwies, dass zahlreiche Dohlen (*corvus monedula*) darin ihre Nester bauten. Der Klint erinnerte damals vollständig an einen Vogelfelsen.

presst worden ist, ehe er über ihn hinausgeschoben werden konnte. Aber hierdurch ist das vordere Ende des Klints abradiert und das Material über die dahinterliegenden, mehr oder weniger stark mit geschiebetonbedeckten Partien zurückgeführt worden.

Dasselbe ist, wie bereits besprochen, beim »Hundefangsfald« geschehen, wo man die oben dargelegten Vorgänge leicht verfolgen kann, während jedoch die Verhältnisse bei der entsprechenden Partie des »Søndre Hundefangsklint« schwer nachzuprüfen sind. Der »Nordre Hundefangsklint« zeigt gleichzeitig, dass diese Abrasion nicht vorgegangen sein kann, nachdem die Klinte ihre jetzigen Stellungen und Formen bekommen haben, wie man zugleich auch vergebens nach einer Kraft sucht, welche die Abrasion vorgenommen haben könnte. Denn der Gedanke an Eisabhobelungen ist ausgeschlossen, da nur das nördliche Ende des Klints abgeschliffen ist und ständig von dem nördlich liegenden höheren Klint, innerhalb des Gebietes, das von Süden übergeschoben ist, geschützt wird.

Innerhalb der Gebiete, die hier von Norden her übergeschoben sind, ist das Umgekehrte der Fall. (Siehe Fig. 14). Hier sind die Südenden kahl, und auch hier liegen sie in Lee vor einer eventuellen Eisabhobelung, welche hier derjenigen bei den südlichen Klinten hätte entgegengesetzt sein müssen. Völlig klar wird aber die Frage dadurch entschieden, dass die Kreidemassen im Gipfel des Bogens des »Nordre Hundefangsklint« geborsten sind, sodass keilförmige Risse tief in die Kreide hineingehen (Fig. 12). Und von der See aus kann man sich davon überzeugen, dass diese Risse leer und nicht mit fremdem Material ausgefüllt sind und also erst nach der Abrasion entstanden sein müssen.

Nun bleibt noch zu erläutern, warum man die unbedeckte, nackte Kreide nur dicht beim Klintrand beobachten kann. Die Konsistenz des bei der Abrasion zum Vorschein gekommenen, gemischten und zusammenkneten Materials ist sehr lose, wovon wir uns u. a. über dem »Hundefangsfald« überzeugen können, wo dieses weiter

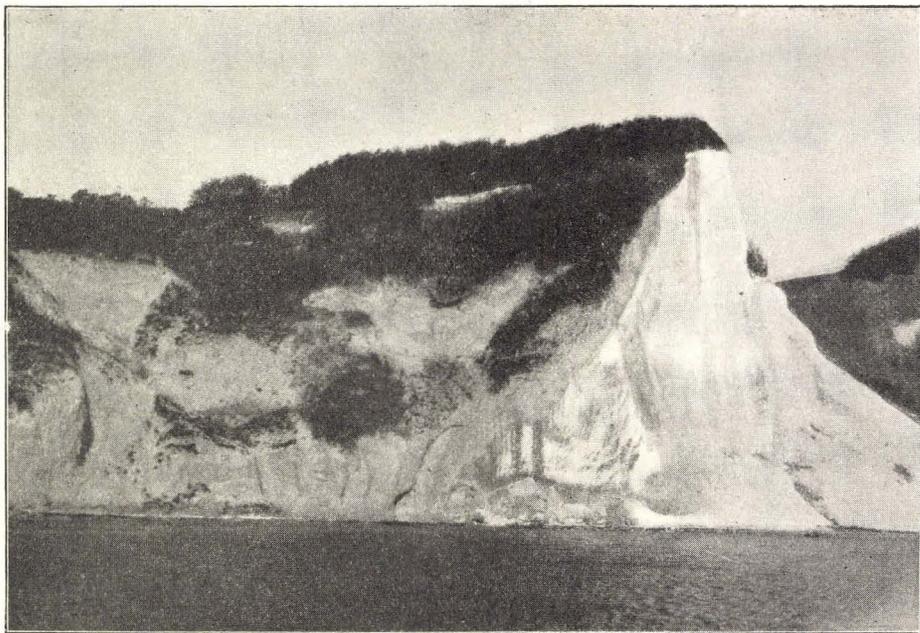


Fig. 13. Der »Hundefangsfald«, 1925 aufgenommen. Zu oberst im Fald sah man damals den in der Mitte des Bildes kenntlichen weissen Streifen, der aus Kreidekies (der von den nördlich davorliegenden Partien abgehobelt war) bestand. Jetzt, 1928, sind in dem Fald grosse Abstürzungen vor sich gegangen, sodass das Diluvium zum grossen Teil abgerutscht ist und eine hohe, senkrechte Wand im oberen Teil des Fald blossgelegt hat, die ausschliesslich aus abradiertem Material von den nördlichen Klinten besteht.

über den Klint hin den Charakter von Löss hat. Unmittelbar am Klintrand wirken die Stürme am kräftigsten, und bei starken Stürmen in trockenen Perioden wird die Erde von hier weit über das Land hinweggefegt, wo das Erdtreiben zu Zeiten für die Landwirtschaft sehr störend werden kann.

---

Nach der genaueren Betrachtung der südlichen Klinte gehen wir von hieraus zu Fuss nach Norden zu am Klintrande entlang weiter, ständig auf die regelmässigen Höhenrücken und Täler, die wir hier passieren, genau achtgebend. Nachdem wir in den Klintwald hineingekommen sind, besuchen wir einige der von den Touristen meistgesuchten Punkte (»Graaryg« = »Graurücken« mit senkrecht gestellten Geschiebtonresten auf der Südseite, »Tragten« = »Trichter« mit schrägen Erosionsschollen; die »Sommerspirpartie« mit eigentümlichen, arabeskenartigen Figuren auf der Südseite unter der Spitze. Diese senkrechte Wand ist alte, ursprünglich wagerechte Kreideoberfläche, von welcher der Geschiebton zum grössten Teil abgebröckelt ist, wobei die Erosionsspuren von kleinen Bächen unter dem Inlandeis wie Arabesken sichtbar geworden sind).

Dann weiter durch das charakteristische Tal »Nellerenden«, welches die Fortsetzung des »Fald« im Klint ist und zwischen hohen Hügelrücken bis zum »Stengaard« verläuft, von wo aus wir entweder zu Fuss oder per Wagen nach dem Standquartier Hunosögaard gelangen. Der Weg vom Stengaard bis zum Restaurant im Walde folgt einer primären Bruchlinie. Im übrigen sieht man unterwegs typische Erdsturzlöcher, und die Verhältnisse bestätigen überall, dass die Terrainbildungen nur mit der Milderung, welche die Lufterosion bewirkt, noch ihre ursprüngliche Form behalten haben, ohne dass jemals eine Eisdecke den Versuch gemacht hätte, sie zu vernichten.

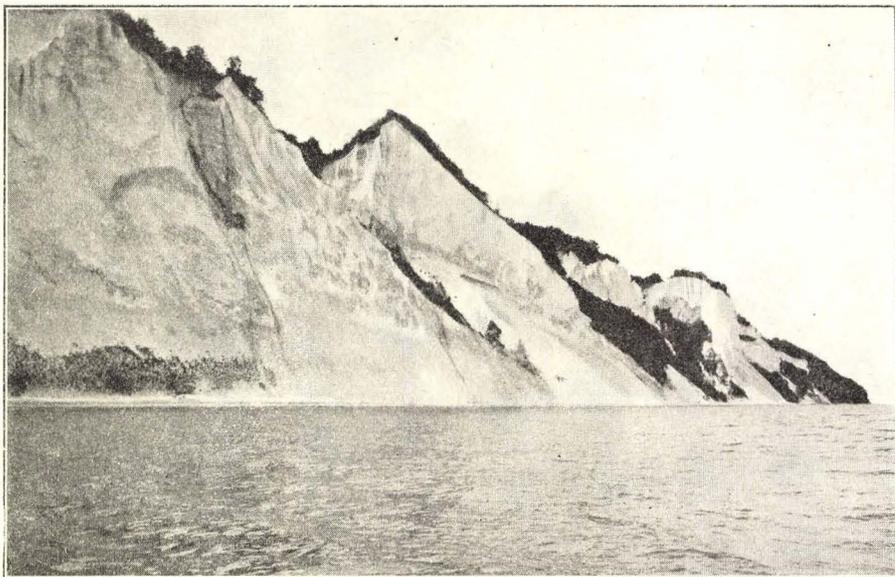


Fig. 14. Ganz links auf dem Bilde sieht man »Forchhammers Pynt«, der das Nordende das »Dronningestol« bildet, und danach die nördlich hiervon liegenden Klinte, die alle — im Gegensatz zu dem, was Bild Fig. 9 zeigt — von Norden her übergeschoben sind, während der Punkt des Zusammenstosses zwischen den beiden Überschiebungsrichtungen beim »Maglevandsfald« liegt. Auf der Exkursion wird man dies deutlich sehen, da hier erst kürzlich (während dem Druckens des Führers) grosse Umwälzungen stattgefunden haben.

## Sonnabend, den 23. Juni.

Leiter: V. HINTZE.

Nach dem Frühstück fahren wir um 8 Uhr vom Hunosøgaard auf demselben Weg weiter, auf dem wir am vorigen Abend angekommen sind; aber jetzt geht es weiter bis zum Leuchtturm dicht an der Südostspitze der Insel. Hier verlassen wir die Wagen und gehen am Rande der ebenen und verhältnismässig niedrigen Küste (ca. 20 m) nordwärts nach »Ørekulen«, wo wir bequemen Abstieg zum Strand haben, der hier recht breit und steinig ist. »Ørekulen« bildet die Grenze zwischen »Geddebrink« und »Søndre Hundefangsklint«. Ersterer besteht oberhalb des Meeresspiegels ausschliesslich aus diluvialen Schichten, die mit Grasvegetation bestanden sind. In dem anderen kommt die Kreide beim Strandufer unmittelbar nördlich von Ørekulen zum Vorschein und steigt mit ihrer quartären Decke schnell bis zu 57 m an. Aber wie schon im Führer des vorigen Tages erwähnt, ist das Nordende des Klints in dem Grade abradirt, dass sogar die Kreide teilweise entfernt ist. Soweit der Klint vom Quartär bedeckt ist, haben wir beobachten können, dass die Feuersteinschichten, welche die Schichten- teilung der Kreide markieren, als dunkle Streifen konform mit der Kreideoberfläche und der Unterseite des Quartärs lagen. Jedoch in dem abradirten Stück sehen wir die obere Feuersteinschicht mehr und mehr verschwinden — ein Beweis dafür, dass die stärkste Abrasion am Nordende des Klints stattgefunden hat.

Während die Kreide in dem oberen Teil des Klints in senkrechten Wänden erscheint, geht sie am Fusse des Klints in eine abfallende Fläche, anscheinend einen Talus über. Der Taluskies ist jedoch nur eine verhältnismässige dünne — wenn auch zuweilen meterdicke — Schicht, welche eine durch Verwitterung und Zurück-Rücken entstandene schräge Fläche aus fester Kreide bedeckt. Diese nennen wir »Schrägfläche«. Wenn sie mehr oder weniger von einem mit nahrungshaltigen Stoffen gemischten Kreidekies bedeckt ist, kann etwas Vegetation darauf gedeihen. Am stärksten ist dieses am Nordende der Fall, aber wenn wir näher

nachschen, werden wir finden, dass sich anstehender Geschiebeton in der Fläche befindet, die sich in gleichmässiger Steigung über die Küstlinie erhebt, und auf deren Oberseite die Kreidemassen des Klints ruhen.

Hier stehen wir also der Überschiebungsfläche zwischen den Kreidemassen des »Søndre Hundefangsklint« und der Quartärdecke des nördlich hiervon liegenden Klints gegenüber, und wir können unmittelbar verfolgen, wie der Ton mit denjenigen Tonmassen in Verbindung steht, welche nördlich vor der Endwand der Kreide die Schlucht (Fald) zwischen dieser letzteren und dem »Nordre Hundefangsklint« ausfüllen. Der Fald selbst, »Hundefangfald«, wird von sämtlichen quartären Formationen ausgefüllt, die wir auf Hohe Møen antreffen.

Am nördlichsten, nahe bei dem nördlichen Klint, finden wir den unteren Geschiebeton, der durch einen beinahe gänzlichen Mangel an Feuerstein, sowie eine graublaue Farbe und stark lehmigen Charakter gekennzeichnet ist. Südlich hiervon findet man marinen, versteinierungshaltigen Sand und dünne Tonschichten, welche nach und nach in mächtige Ablagerungen von steinfreiem Ton übergehen, der in der Farbe in hohem Grad an den graublauen unteren Geschiebeton erinnert. Im Anschluss hieran stossen wir südlich auf den oberen Geschiebeton, der etwas sandig ist und einen ausserordentlich grossen Feuersteingehalt hat.

Man kann verfolgen, wie dieser obere Geschiebeton sich unter den Kreidemassen des südlichen Klints fortsetzt, ein deutlicher Beweis dafür, dass diese Kreidemassen sich über den oberen Geschiebeton hinweggeschoben haben. Die Kreide ruht jedoch nicht auf der ursprünglichen Oberfläche dieses oberen Geschiebetons. Erstens ist die Kreidescholle bei der Ueberschiebung auf ihrer Unterseite teilweise abgeschliffen worden, am stärksten am vorderen Ende, welches den längsten Weg auf dem harten Untergrunde zurückgelegt hat (dieses zeigt sich dadurch, dass die Feuersteinschichten hier nicht der übrigen Schichtung folgen, sondern gegen das Vorderende des Klintes zu geneigt sind). Zweitens ist in entsprechender Weise der darunterliegende Geschiebeton so abgeschliffen worden, dass die Kreide verhältnismässig

tief darin eingedrungen ist. So sehen wir vor der Nordwand des Klints die Tonmassen erheblich höher liegen als unter dem Kreidekling selbst. Aber sie sind nur zum geringen Teil unveränderter oberer Geschiebeton und bestehen grösstenteils aus Umgestaltungen desselben.

Es ist leicht verständlich, dass in dem Augenblick, wo ein Abschleifen zwischen zwei Schollen infolge des Vorrückens der einen über die andere erfolgt, das auf die Weise gelockerte Material wie ein Wall vor der in Bewegung befindlichen Scholle hergeschoben wird. Je länger der Weg ist, den die Überschiebung gemacht hat, desto grösser muss der Geröllhaufen sein, denn das lose Material kann nur an den Seiten der Schollen ausweichen. In diesem Zusammenhang kann man die sich überschiebende Scholle als einem Hobel betrachten, das über die Unterlage weggeht. Um im Bilde zu bleiben, ist es deshalb am natürlichsten, das hierdurch entstehende lose Material »Späne« zu nennen, eine Bezeichnung, welche ebenso gut durch das Wort »tektonische Moräne« hätte erstattet werden können, eine Benennung, die absichtlich vermieden worden ist, um in keinerlei Weise den Gedanken auf Eiswirkungen hinzuleiten. Aber wie ein Hobeisen durch die Arbeit Scharten bekommt, so auch die hobelnde Kreidescholle.

Etwas Ähnliches haben wir schon bei den Erdsturzlöchern beim »Høvdbleg« angedeutet, nämlich, dass diese solchen Scharten im Rande der Schollen zuzuschreiben sind. Selbstverständlich muss dann die Scholle von ihrer Arbeit stark angegriffen worden sein.

Am Nordende der Kreidewand des »Søndre Hundefangskling« sehen wir einige kleine Kreidepilaster stehen (worauf die Feuersteinschichten eine ganz andere Richtung haben als in der Hauptmasse des Klints selbst), welche von der Kreidewand durch einen kleineren Zwischenraum getrennt sind. Diese Kreideblöcke sind von der Kante des Hobeisens abgesprengte Teile, und wäre die Scholle noch etwas weiter vorgerückt, so wären sie umgestossen, zertrümmert und zermalmt und mit dem übrigen Späne-Material vermengt worden, dessen hohen Feuersteinprozentsatz

welcher höher ist als beim oberen Geschiebeton, man sich somit leicht erklären kann.

Es kann in vielen Fällen schwierig sein, sofort zu entscheiden, ob man oberen Geschiebeton oder Späne vor sich hat. Auf der Stelle, wo wir uns augenblicklich befinden, ist jedoch gute Gelegenheit, den Unterschied festzustellen, indem wir die Verhältniszahlen zwischen Feuerstein und Eruptivgesteinen bestimmen. Es ergibt sich dabei für den unter der Kreidemasse liegenden, ungestörten oberen Geschiebeton 1,4, während man unmittelbar draussen vor der Kreidewand 2,55 bekommt. Bedenkt man die Art und Weise, wie die Späne entstanden sind, wird es klar, dass diese aus einer Mischung allen Materials bestehen können und sich im allgemeinen dadurch charakterisieren, dass sie grosse Mengen von Kreidebrocken enthalten.

Diese Späne lassen sich in der Regel an den Stellen, wo man sie nicht direkt bemerken kann, leicht mit Hilfe des Meterbohrers nachweisen. Im Klintprofil selbst lassen sie sich mit Leichtigkeit erkennen. Wenn man aber bedenkt, dass das Klintprofil nur ein zufälliger Schnitt durch die Höhenzüge ist, aus welchen Hohe Møen besteht, muss es einem klar werden, dass die Späne nicht allein auf die Klinte beschränkt sein können, sondern ebenso gut innen im Lande zu finden sein müssen.

Wir sahen, dass die Späne am vordersten Ende des übergeschobenen Klints aufgehäuft sind und die Nachweisung der Späne mit Hilfe des Meterbohrers am Fusse der Höhenzüge innen im Lande gibt uns deshalb ein Mittel in die Hand, die Bewegungsrichtungen derselben zu bestimmen, so wie sie auch auf der Reliefkarte über einen Teil von Hohe Møen wiedergegeben sind.

---

Der Strand unterhalb von Møens Klint ist mit den Jahren schmaler und schmaler geworden und kann sogar stellenweise vollständig fehlen. Bei Hochwasser oder östlichem Wind kann man deshalb grössere Strecken gar nicht passieren, und sollte dieses Pech bei der Exkursion eintreten, so müssen wir denselben Weg wieder zurückgehen,

den wir gekommen sind und die Klinte an den Stellen studieren, an die man herankommen kann.

Hoffentlich wird es uns möglich sein, aussen um den »Nordre Hundefangsklint« herumzugehen, um dessen schöngebogene Kreide- und Feuersteinmassen zu betrachten und zu beobachten, dass dieser Klint, ebenso wie der vorige, auf quartären Bildungen ruht. In dem Fald nördlich vor demselben, »Frøerstuefald«, sieht man mächtige Zusammenschiebungen von ausserordentlich lockerem Material, das zum grössten Teil aus Kreide besteht (also der Spänehaufen des Klints) und gegen den nächstfolgenden Klint »Hvidskud« geschoben ist. In diesem Klint sind mehrere sekundäre Überschiebungen innerhalb der Kreidemassen selbst zu unterscheiden, die durch den Druck des Nachbarklints entstanden sind.

Hoffentlich glückt es uns, im Boot hinauszukommen, sodass man von der See aus Gelegenheit hat, das grosszügige, fast senkrechte Profil des »Stejlefalds« zu sehen, vor welchem der Strand vollständig fehlt. Das Profil besteht aus Kreide, unterem Geschiebeton, interglazialen Ton und Sand, sowie oberem Geschiebeton, worüber die Kreidemassen des südlichen Klints hinausgeschoben sind. Ganz zu oberst des Klintgipfels sieht man sehr steinige Partien, Späne, die grösstenteils aus glaziofluvialen Material bestehen, das stellenweise durch die oberste Schicht des oberen Geschiebetones ersetzt ist.

Es geht weiter im Boot an den nördlicher liegenden Klinten vorbei, deren Eigentümlichkeiten sich sehr schön von der See aus zeigen. Besonders bemerkenswert ist die »Sommerspir-Partie«, wo die Feuersteinschichten in dem unteren Teil des Klints senkrecht stehen, während der »Sommerspir« selbst, ein freistehender Kreidekegel, — der Rest einer überschobenen Kreidepartie, — die Feuersteinschichten in horizontaler Stellung zeigt. Draussen vor dem »Maglevandsfald« versuchen wir, auf den schmalen Strand zu gelangen. Man steht hier am Nordende des südlichen Klintgebietes, — mit welchem wir uns bis jetzt allein beschäftigt haben —, wo sämtliche Klinte von Süden her aufgeschoben sind (Fig. 9). Hier werden wir zum ersten

Male Überschiebungen von der entgegengesetzten Richtung her, also von Norden her (Fig. 14), gegenübergestellt, und unmittelbar bei der Strandkante sehen wir den Zusammenstoß der beiden entgegengesetzten Systeme. Die Überschiebungen von Norden kann man unter dem hochgelegenen Boden des Maglevands-Tales bis unter das mächtige, 128 m hohe Kreidemassiv »Dronningestolen« verfolgen.

»Dronningestolen« ist jedoch kein Massiv im eigentlichen Verstand, da er sich aus übereinandergeschichteten Kreideschollen aufbaut, die alle von Norden her übereinandergeschoben sind, also der Bewegungsrichtung der südlichen Klinte entgegengesetzt. Von der See aus kann man den Eindruck bekommen, dass sich über die verschiedenen Schollen der Dronningestol-Partie ein diskordanter Geschiebeton erstreckt. Hätten wir Gelegenheit, dieses näher zu untersuchen, würde es sich zeigen, dass die deckende Schicht wohl stellenweise aus Geschiebeton bestehen kann, wo dieser den Abschluss einer übergeschobenen Kreidescholle bildet, aber dass die Decke, welche sich über sämtliche Schollen erstreckt, äolischer Natur ist und aus Material besteht, das durch den starken Druck des Windes auf die senkrechte Klintwand an dieser empor und über sie hinweggeführt worden ist. Es ist infolgedessen zum grossen Teil Humuserde, Lehm und Sand, mit zahlreichen kleinen scharfkantigen Kreidestücken vermischt, die sich durch ihre Form von den abgerundeten Kreidestückchen der Späne unterscheiden.

Wie aus der Karte ersichtlich, gehören alle folgenden Klinte zu einem System von Norden, doch mit einigen Abweichungen in der Richtung. Auf dieser Strecke sollte man auf die breiten, quartärgefüllten Falds achten, die sich zwischen den einzelnen Kreidepartien hinstrecken, und die nun mittlerweile durch Abrutsche kahl geworden sind, während sie früher eine üppige Buchenvegetation trugen.

Beim »Sandskredsfald« verschwindet die Kreide, und die Strecke nördlich hiervon bis zum »Nylundsnakke« besteht teils aus nackten Sand- und Tonpartien, teils aus bewaldeten Abhängen. Ohne dass es bis jetzt mit voller Sicherheit hätte nachgewiesen werden können, darf man

wohl sagen, dass die Kreide sich hier nicht der Aufmerksamkeit entzieht, indem sie etwa unter dem Meerespiegel läge. Die Quartärschichten, die wir hier sehen, ruhen wahrscheinlich auf einer von Osten her hoch aufgeschobenen Kreidescholle, welche also zu einem dritten System gehört, mit dem wir bis jetzt noch nicht Bekanntschaft gemacht haben.

Beim »Nylandsnakke« und den »Hyldedalsklinten« wird die Kreide wieder bis zu bedeutenden Höhen sichtbar, einem System zugehörig, das von Südosten stammt. Unmittelbar hieran anschliessend kommen wir zu den schönen »Taler-Klinten«, welche aus Schollen bestehen, die von Syden her aufgeschichtet sind, jedoch mit anderen Richtungen als den uns bisher bekannten. Bei der Jydelejeschlucht, vor welcher nördlich die imponierenden Kreidemassen des »Slotsgavle« aufragen, gehen wir an Land und setzen unseren Weg durch die Schlucht hindurch über den Gipfel des Klints weiter fort, und zwischen den schönen Höhenpartien, über deren Ueberschiebungsrichtungen die Karte die nötigen Aufklärungen gibt, gelangen wir durch die Jydelejepartie nach dem Hunosøgaard, wo uns nun das Frühstück erwartet.

---

Ein festes Programm für den Nachmittag lässt sich im voraus schwer bestimmen, da es in hohem Grade davon abhängig sein wird, wie sich das Programm des Vormittages hat durchführen lassen. Es kann deshalb vielleicht beschlossen werden, entweder durch das Jydeleje zum Strande zu gehen, um die Profile der nördlichen Klinte kennen zu lernen, oder auch ein Stück der Klintstrecke oben am Rande entlangzugehen und danach den Weg durch den Wald einzuschlagen, sodass man Gelegenheit bekommen kann, sich selbst von der Übereinstimmung zwischen den Bruch- und Richtungslinien des Terrains mit denen der Reliefkarte durch eigenen Augenschein zu überzeugen. Gleicherweise wird uns Möglichkeit gegeben sein, die Späneaufhäufungen längs der Vorderwände der Höhenzüge zu beobachten. Auch die Abschleifungen der Schollen-

oberflächen an ihrem vordersten Rande, wobei an der einen Seite der Felsen die nackte Kreide zum Vorschein kommen kann, während auf der anderen Seite eine dicke Decke der Eiszeitschicht ruht, werden wir sehen.

Die Behandlung, der die Höhenkämme während der Zeit der Überschiebungen ausgesetzt gewesen sind, hat auch noch andere Spuren auf ihrer Oberfläche hinterlassen. Die Abschleifungen haben bewirkt, dass nur äusserst wenige oder gar keine grösseren Steine auf der Vorderseite der Höhen zu finden sind, während sie hingegen auf der Hinterseite in sehr grossen Mengen vorhanden sein können, wo sie unverrückbar im Geschiebeton eingekittet sind. Am zahlreichsten findet man die grossen Blöcke jedoch in den Spänen am Fusse der Höhenkämme, aber nur an wenigen Stellen sind sie noch im vollen Ausmasse bewahrt, da sie zum grössten Teil für die Steineinbegungen des Waldes oder als Bausteine verwendet worden sind.

Ringsum im Gelände wird man Gelegenheit haben, grössere oder kleinere Erdsturzlöcher zu sehen, deren Entstehung wir schon früher beschrieben haben. Diese runden oder langgestreckten tiefen Senkungen, welche sich bis hinab in die zwischen den Schollen liegenden quartären Schichten erstrecken (darunter ein Teil Kies- und Sandschichten), bieten besonders gute Bedingungen, dass die Löcher vollständig trocken bleiben können, selbst wenn sie auch sehr grosse Gebiete entwässern, wie es z. B. beim Erdsturzloch »Kælderen« (der Keller) der Fall ist. Wie schon gesagt, ist das Versickern des Wassers in den Schluchten zwischen den Kämmen überall leicht möglich, und das ist der Grund, dass Hohe Møen trotz seines sehr stark bewegten Terrains nicht einen einzigen natürlichen Wasserlauf hat, ausser wo ein solcher von Quellen genährt wird.

Die Erdsturzlöcher sind meistens eng mit Bruchlinien verbunden und sind ausser durch »Hobeleisenscharten« auch an Kreuzungen zwischen Bruchlinien entstanden, und diese letzteren Löcher sind daher auch in der Regel bedeutend grösser als die vorhergenannten. Als Beispiel hierfür kann auf die »Vildmandssti-Hule« hingewiesen werden.

Sind die Löcher gleichzeitig sehr tief, sodass dort leichte Verbindung mit dem Untergrund ist, können sie als Indikatoren für bevorstehende Perioden mit regnerischem und schlechtem Wetter wirken, indem sie bei starkem und schnellem Barometerfall — der sich noch nicht zu den tieferen Erdschichten hat verpflanzen können — solche Mengen von besonders feuchter Luft ausstossen können, dass diese zuweilen wie mächtige Rauchsäulen über dem Walde aufsteigen. Dieses Phänomen ist besonders stark in dem Teil des Waldes zu beobachten, der »Bjergene« (die Berge) genannt wird und ist hier auf das grosse Erdsturzloch »Køkkenet« (die Küche) zurückzuführen, ohne dass man es doch ganz sicher hätte feststellen können. In der Bevölkerung sagt man: »es raucht in den Bergen«, und man betrachtet dies als ein Wetterzeichen.

Zuweilen können die offenen Verbindungen mit dem Untergrunde verstopft werden. In solchen Fälle bildet sich in dem Erdsturzloch, solange die Verstopfung andauert, ein See. Dies kann selbst in trockenen Perioden geschehen und kann auch in nassen Perioden wieder aufhören, wie es z. B. mit dem »Staklesee« beim Jydeleje der Fall ist. Hält die Verstopfung des Sees an, so kann sich der See zu einem Moor umbilden, und von solchen sind ringsum viele zu finden. Diese Moore, deren Bassins erst durch die Dislocationen gebildet worden sind, bergen selbstverständlich nur Überreste der Pflanzen, die zur Zeit der Umwälzungen — oder auch später — auf den betreffenden Stellen wuchsen. Die Verhältnisse im Klintprofil haben uns gezeigt, dass die Überschiebungen jünger sind als die Ablagerungen der letzten Moräne, aber eine genauere Angabe des Zeitpunktes hat sich auf diesem Wege nicht ermöglichen lassen. Hierzu bieten uns nun die Moore Gelegenheit, indem wir feststellen, dass die ältesten Schichten darin aus der Zeit des Fichten- und Eichenmischwaldes (spätboreale und frühatlantische Zeit) stammen. Jedoch eine Sicherheit dafür, dass die Umwälzungen nicht älter sind, bekommen wir hierdurch nicht, da die Verhältnisse so gewesen sein können, dass die Moorbildung erst lange nach der Beendigung der Erdumwälzungen begonnen hat.

Ausser diesem Moortypus finden wir noch einen zweiten, der schon vor der Zeit der Klintumwälzungen vorhanden gewesen ist, und die hierzu gehörigen Moorlöcher mussten mit ihrer Torfschicht an der Überschiebungen der Schollen teilnehmen. Der Moorspezialist Dr. KNUD JESSEN hat liebenswürdigerweise die Untersuchung einer grossen Anzahl Moore vorgenommen und durch Bohrungen bewiesen, dass der Inhalt bestimmter Moore dieses zweiten Typus bis in die Spätglazialzeit hinabreicht. Indem man die Bohrprofile quer über solche Moore legte, erwies es sich, dass die Moore zu oberst aus normal-abgelagerten, unveränderten Torfbildungen aus der Zeit des Fichten- und Eichenmischwaldes bestanden, aber dass man hierunter schräggestellte spätglaziale Schichten fand, deren Lagerungsverhältnisse zeigten, dass sie zu der Zeit abgelagert worden sein müssen, wo das Møen-Gebiet ein ebenes Kreideplateau war, und dass sie erst später aus ihren normalen Stellungen herausgebracht worden sind. KNUD JESSEN meint deshalb aussagen zu können, dass die Bewegungen — die vielleicht mit der Klintenbildung in Verbindung zu bringen sind — auf dieser Grundlage in die Spätglazialzeit versetzt werden können.

Zu KNUD JESSENS Aussage kann hinzugefügt werden, dass die Verhältnisse im Klintprofil, wo man sieht, dass die Kreideschollen über den oberen Geschiebeton geschoben sind, beweisen, dass die Dislocationen nicht von glazialen Alter sein können. Das tatsächliche Verhältnis der Ablagerungen in den postglazialen Mooren zeigt, dass die Umwälzungen älter sein müssen als die älteste Schicht (Fichtenwaldzeit) der Moore, sodass der Zeitpunkt für die Dislocationen im Møenschen Hochland hiernach in die Spätglazialzeit verlegt werden muss.

Dieses Resultat steht im scharfen Gegensatz zu dem, was ich früher aus dem Klintprofil konstatieren zu können glaubte, wo ich an verschiedenen Stellen Gelegenheit hatte, mächtige Buchenstämme nachzuweisen, die unter Kreideschollen begraben waren, welche unter keinen Umständen auf spätere Abstürze zurückgeführt werden können, sondern übergeschohene oder gefaltete Partien sind, die in später Eichenmischwald-Zeit die schlanken, schön gewachsenen

Stämme begraben haben und sie durch die Feuchtigkeit der Erde vollständig bis zur Jetztzeit bewahrt haben. Diese Beobachtungen haben sich als richtig erwiesen, da man an mehreren Stellen im Klintwalde — »Øster Vandsvalebanke« und »Fattigbanke« — hat feststellen können, dass weit spätere Erdkrustenbewegungen stattgefunden haben. Besonders auf der ersteren Stelle sind die Verhältnisse ausserordentlich deutlich. Bei der Überschiebung des Kammes von Norden her hatten sich an seinem Südende mächtige Spänebildungen aufgehäuft, die hauptsächlich aus Kreide bestehen. Sowohl über der festen Kreide wie über den Spänen haben sich später mächtige Humusschichten abgelagert, deren Formung sich erst durch lange Zeiträume hindurch von der Spätglazialzeit her (aus der die Späne stammen) gebildet haben muss. Eine spätere Untersuchung an dieser Stelle ergab indessen, dass ausser diesen älteren Spänen sich auch noch weit jüngere vorfinden, die aus einer Bewegung in so später Zeit stammen, dass sie über die Humusschicht — deren spärlicher Fossilinhalt auf die Laubwaldzeit weist — hingeschoben sind. Es ergibt sich also hieraus klar, dass ausser den älteren und gewaltsamen Überschiebungen in der Spätglazialzeit noch weit spätere, jedoch weniger kräftige Überschiebungen stattgefunden haben.

Bei den Dislocationen wurde das flache Terrain zu dem ausserordentlich stark formierten Gelände umgewandelt, das wir jetzt mit seinen hohen Kämmen und tiefen Schluchten kennen, nur dass diese damals weit schärfer ausgeprägt standen als jetzt, da Wind und Wetter sie im Laufe der Zeiten abgerundet haben. Ringsum in diesem eigentümlichen Gelände zerstreut finden wir innen im Walde zahlreiche Hünengräber, die alle, soweit eine Untersuchung stattgefunden hat, sich als zum Bronze- oder Eisenalter gehörig gezeigt haben. Steinaltergräber sind hier nicht aufzuweisen, sodass hieraus zu schliessen ist, dass jüngere Steinaltermenschen hier nicht gelebt haben, ein Umstand, der natürlich mit dem schwer zugänglichen Gelände in Verbindung gebracht werden kann, und gewiss auch zugleich mit dem Aberglauben, der sich an diese grossen Naturumwälzungen geknüpft haben muss.

Im Umkreis des Hohe Möen-Gebietes finden wir dagegen Gräber sowohl aus dem Steinalter, wie aus dem Bronze- und Eisenalter in enger Vermischung. Als stark vorgeschobenen Posten vor den übrigen Steinalterhügeln finden wir dicht östlich vor »Sømarke« und auf dem Südlande, dicht beim »Bandhøjgaard« schöne Steingrabhügel, die beide auf den letzten Ausläufern des stark formierten Geländes liegen, wo die Steinaltermenschen sich leicht haben bewegen können.

Nach dem Mittagessen auf dem Hunosøgaard sollte man zu einem hochgelegenen Punkte gehen, welcher einen guten Ausblick über das Land bietet, um von dortaus die sicher sehr zahlreichen Sonnwendfeuer zu sehen, die an diesem Abend im ganzen Lande angezündet sein werden.

### Sonntag, d. 24. Juni.

Leiter: V. HINTZE<sup>1)</sup> und KNUD JESSEN.<sup>2)</sup>

Der Vormittag vor der Abreise vom Hunosøgaard wird nach den Wünschen der einzelnen Teilnehmer verbracht werden können. Man könnte z. B. Fossilien in der Kreide sammeln, die Terrainbildungen an den verschiedenen Stellen näher studieren oder auch sich mehr der Ästhetik der Kreide Steilufer widmen.

Nach dem Frühstück Abreise mit Automobilen über Koster, Kallehave und Vordingborg nach Sværdborg.

Im Sværdborg Moor<sup>3)</sup> hat das Nationalmuseum eine ausgedehnte epipaläolithische Kulturschicht ausgraben lassen, die neben den gleichaltrigen Kulturschichten im Maglemose bei Mullerup, nördlich von Slagelse und im Holme-

<sup>1)</sup> Leiter für Möen.

<sup>2)</sup> Leiter für Sværdborg.

<sup>3)</sup> K. FRIIS JOHANSEN avec la collaboration de KNUD JESSEN et de HERLUF WINGE: Une station du plus ancien âge de la pierre dans la tourbière de Sværdborg. Mém. de la Soc. Roy. des Antiqu. du Nord. 1918—1919. Copenhague.

gaards-Moor, nördlich von Næstved die wichtigste Fundstelle der ältesten Besiedelung Dänemarks durch eine Jäger- und Fischerbevölkerung darstellt.

Diese Mullerup- oder Maglemose Kultur wird im Gegensatz zur Campignien-Kultur der Kökkenmöddinger durch die grosse Anzahl von Knochen- und Hirschgeweihgeräten charakterisiert (Harpunen und Äxte), während die Feuersteingeräte seltener sind, wenn auch die Mikrolith-Technik hoch entwickelt ist. Keramik ist hier unbekannt, und der Hund ist das einzige Haustier.

Der Wohnplatz liegt einige hundert Meter von der südöstlichen Seite des Sværdborg-Moors entfernt. Das Profil der Schichten in diesem Moore war an dieser Stelle wie folgt:

- A. 0—0.15 m. Dammerde.
- B. 0.15—0.62 m. Dunkelbrauner Erlenwaldtorf. Stämme, Zweige, Wurzeln und andere Reste von *Alnus glutinosa* waren überwiegend. Zuunterst in der Schicht kamen verstreute Reste von *Phragmites communis* vor.
- C. 0.62—0.75 m. Dunkelbrauner, stark humifizierter Caricetum-Torf, in dem reichliche Reste von *Cladium mariscus* und *Phragmites communis* und Samen von *Coronaria flos cuculi* auftraten. In diesem Horizont wurde die Kulturschicht gefunden.
- D. 0.75—0.78 m. Hellgraue Schnecken-gytje. Zahlreiche Schalen von *Bithynia tentaculata*, *Valvata cristata*, *Planorbis stroemi* und von *Planorbis corneus*, welches der bisher älteste Fund dieser in Skandinavien südlichen Art ist. Ferner Zweige von *Pinus silvestris* u. a.
- E. 0.78—0.81 m. Bräunlich-grüne elastische Gytje mit Früchten von Wasserpflanzen, u. a. von *Najas marina*, der bisher älteste Fund dieser thermophilen Art in Dänemark.  
Stellenweise kann die Schnecken-gytje die braune Gytje unterlagern.
- F. Glazifluvialer Sand mit grossen Steinen.

Dieses Profil zeigt, das wir uns in der Randzone eines früheren Sees befinden, dessen tiefsten Teile sich im Westen, Norden und Nordosten des Wohnplatzes befunden haben. Der Wohnplatz selber ist in einem flachen, sumpfarartigen Gebiete angelegt worden, das sich zungenförmig nach NW in den See hinein erstreckt haben muss. Wie erwähnt ist die Kulturschicht in der Schicht C gefunden worden, im Caricetum-Torf, dessen Zusammensetzung zeigt, dass der Wohnplatz im Winter von den Hochwassern des Sees überschwemmt worden sind. Die Kulturschicht ist hier wie im Holmegaard-Moor durch Sommer-Wohnplätze entstanden.

Was die geologische Zeitbestimmung des Wohnplatzes angeht, so ist der Gehalt der Kulturschicht an Pflanzenresten entscheidend. Holz und Holzkohle aus 44 Meter-Feldern verteilten sich wie folgt: *Pinus* kam in 32 Feldern, *Corylus* in 6, *Alnus* in 4, *Betula* in 3, *Ulmus* in 2 Feldern vor und unbestimmbare Reste, sicher aber von *Alnus*, kamen in 4 Feldern vor. Dass *Pinus silvestris* den Hauptbestandteil des Hochwaldes bildete, der die umliegenden Hügel bedeckte, ergibt sich aus den Pollen-Spektra der Kulturschicht:

Analysierte Proben aus:	Nr.	<i>Salix</i>	<i>Betula</i>	<i>Pinus</i>	<i>Alnus</i>	<i>Quercus</i> <i>Ulmus</i> <i>Tilia</i>			<i>Corylus</i>	<i>Quercus</i> <i>Ulmus</i> <i>Tilia</i> : <i>Pinus</i>		
						+	+	+		+	+	+
Mitte der Kulturschicht..	1	1	31	44	14	11		22				0.26
Unterste Zone der Kulturschicht .....	2	1	56	39	1	3		9				0.10

Solche »Mullerup-Spektra«, in denen die Proportion Eichenmischwald Werte hat, die zwischen 0,1 und 0,5 Kiefern liegen, sind auch in den übrigen seeländischen Mullerup-Kulturschichten nachgewiesen worden. Durch die Pollenanalysen ist es also möglich den Mullerup-Horizont auch durch andere ost-seeländische Moore zu ziehen. Sie zeigen, dass die Mullerup-Schichten älter sind als die submarinen Moore im Öresund, also auch älter als die Bildung des

Öresundes; und sie macht es wahrscheinlich, dass die bis zu einer Tiefe von 40 m in der Ostsee liegenden Waldstrecken mit Kiefernstubben ungefähr mit den Mullerup-Schichten gleichzeitig sind.

Die epipaläolithischen Kulturschichten der Mullerup-Zeit stammen also aus der Festlandszeit, oder, wenn im Verhältnis zu den Waldzeiten bestimmt, aus dem letzten Teil der Kiefernperiode, als die Arten der Eichenmischwaldzeit anfangen einzuwandern.

Die zahlreichen Knochen, die in der Kulturschicht gefunden worden sind, stammen von Auerochsen, Kronhirsch, Reh, Wildschwein und vielen anderen Arten. Auch die Sumpfschildkröte (*Emys orbicularis*) kommt vor. Die Anwesenheit dieses Tieres und von *Planorbis corneus* und *Najas marina* macht es wahrscheinlich, dass die Sommertemperatur damals in Dänemark mindestens so hoch lag wie heute.

Von Sværdborg mit Automobilen direkt nach Kopenhagen.

---

Danmarks geologiske Undersøgelse.

---

---

*Die Internationale  
Geologen-Versammlung  
zu Kopenhagen 1928.*

*Exkursion C.*

# FÜHRER

FÜR DIE EXKURSIONEN IN DÄNEMARK



NORDWEST-SJÆLLAND,  
FYN, LANGELAND UND JYLLAND

KÖBENHAVN

NIELSEN & LYDICHE (AXEL SIMMELKJÆR)

1928

## **Die Exkursion nach der Tagung.**

### **Exkursion C.**

### **Nordwest-Sjælland, Fyn, Langeland und Jylland.**

**29. Juni—9. Juli 1928.**

**Freitag d. 29. Juni.**

Leiter: V. MILTHERS.

Von Kopenhagen über Roskilde und Holbæk nach  
**Odsherred.**

Die grossen Randmoränenbogen, die die Seitenfjorde des Isefjords im Westen umkränzen, bezeichnen eine Aufenthaltlinie des Inlandeisrandes aus der Zeit, als dieser sich aus dem nordwestlichen Teil von Sjælland zurückzog. Das Inlandeis, das von Osten her kam, hat von der Zentraldepression des Isefjords her Zungen in alle Verzweigungen des Fjords nach Westen vorgeschoben: Nyköbing Bugt, Sidingefjord, Lammefjord und die anstossende flache Ebene südlich vom Lammefjord. Jede von diesen kleineren Zentraldepressionen wird von einem koupierten Höhenzug mit einem davorliegenden Gürtel von Randmoränenhügeln umkränzt (Vergl. Fig. 1 und die Karte<sup>1</sup>). Vor diesen liegen mehr oder weniger gut entwickelte Sandflächen (Heideebenen).

---

<sup>1</sup>) Generalstabskarte von Dänemark in 1:160 000 (Farbendruck mit Höhenkurven) Blatt 19 (wird den Teilnehmern der Exkursion ausgehändigt). Vergl. auch D. G. U. I. Række. Nr. 8: K. RØRDAM og V. MILTHERS: Beskrivelse til de geologiske Kortblade Sejrø, Nykjøbing, Kalundborg og Holbæk. Avec résumé en français: Notices explicatives des feuilles (géologiques) de Sejrø, Nykjøbing, Kalundborg et Holbæk. 1900.



Fig. 1.

Isohypsenkarte von Nordwest-Sjælland.  
(Maßstab ca. 1 : 350 000).

Während des fortgesetzten Abschmelzens des Inland-eises von der Moränenebene südlich vom Lammefjord, entstand eine eigentümliche Form von gegipfelten Hügeln mit steilgestellten Sand- und Kiesschichten, die von dem Moränton der Moränenebene überdeckt wurden.

In der Festlandsabteilung der Postglazialzeit, als das ganze Gebiet über dem Meeresspiegel lag, entstanden Torf-ablagerungen sowohl in dem heutigen Meeresgebiet an der Küste entlang, als auch in den tiefsten Teilen des nun trockengelegten Lammefjords. Die Landhebung der Festlandszeit wurde in der Litorinazeit von einer Senkung zu grösseren Tiefen, als das heutige Niveau des Landes abgelöst. Hierdurch entstanden die jetzigen Seitenfjorde des Isefjord und des Kattegat, und ausserdem wurde das Gebiet des Odsherred in der Hauptsache auf die obengenannten Moränenbogen und Höhenzüge eingeschränkt, wenn man von einigen kleineren Inseln und Holmen im nördlichsten Teil dieses Gebietes absieht. Nach Süden zu stand die zerklüftete Halbinsel mit dem grösseren Landgebiet nur durch einen ganz schmalen »Drag« (Zug) im Westen vom Lammefjord in Verbindung (östlich von Dragsholm).

Von Holbæk an folgt die Route — über die Halbinsel zwischen Holbæk Fjord und **Lammefjord** — der Grenze zwischen dem hügeligen Gelände auf Tudse Næs (Landzunge) und der Moränenebene, die südlich von dem trocken-gelegten Lammefjord liegt, und wir passieren diesen Fjord auf dem Damm, der bei den Trockenlegungsarbeiten gegen den Isefjord angelegt wurde.

Nachdem wir einen Teil der Grundmoränenlandschaft durchfahren haben, die zwischen den beiden Zentraldepressionen — Lammefjord und Sidingefjord — liegt, kommen wir südlich von Sneglerup zu der interlobaten Moräne der entsprechenden Eisloben, die man 3—4 km nach NW hin verfolgen kan; weiter nach NW zu verfolgt man über Stenbjerg nach **Höve** den Hügelzug des Moränenbogens, der die Grenze zwischen der Zentraldepression: Lammefjord und der vor dem Moränenbogen liegenden, vom Meer überfluteten Heideebene in der Sejrø Bugt (Bucht) bildet.

Von Maglehøj,  $1\frac{1}{2}$  km östlich von Höve, und von Esterhøj bei Höve hat man eine instruktive Aussicht über den Moränenbogen und die umgebende Landschaft.

Von Höve nach Asnæs kommt man wieder durch die Grundmoränenlandschaft zur Zentraldepression hinunter.

Von Asnæs nach Faarevejle passiert man den trockengelegten Lammefjord mit Lokalitäten von Schalenablagerungen aus der Litorina-(Tapes-) Senkungszeit mit *Ostrea*, *Tapes*, *Cardium*, *Mytilus*, *Litorina* u. a.

Von Faarevejle fahren wir zum **Vejrhøj** (121 m), von wo aus man einen Überblick über die südlichsten Teile des Moränenbogens und über die davor liegenden Randmoränenwälle »Bjergene« hat. Von hier aus gewinnt man auch einen Überblick über den westlichen, bruchstückartigen Moränenbogen, zu welchem Ordrup Næs und Nexelø gehören.

Von Vejrhøj geht es weiter nach SO über die Moränenebene südlich vom Lammefjord. Im Osten vom Gut Dragsholm kommt man an dem schmalen »Drag« vorüber, der in der Litorinazeit die Odsherred-Halbinsel mit dem südlicheren Lande verbunden hat. Etwas weiter nach Süden passiert man den Einlauf eines der innersten, trockengelegten Wieks des Lammefjords, Svinningevejle, der wie der Lammefjord selber reich an Molluskenschalen aus der Litorinazeit ist.

Im Gelände zwischen Kundby und Stifts Bjergby passiert man eine grosse Anzahl der obengenannten gipfeligen Hügel mit den aufrechtstehenden Sand- und Kiesschichten. Die Kiesschichten sind von Moränenton bedeckt. Mit verschiedenen von den Hügeln, die zwischen Kundby und Bjergby liegen, sind crag-and-tail Phänomene mit der Längsrichtung NO—SW verbunden, und ein einzelner Hügel, Drusebjerg, im Osten von Svinninge Gaard, hat Drumlin-Form mit Längsrichtung O—W.

Westlich von Jyderup kommt man durch eine hügelige Moränenlandschaft, die die Fortsetzung der Hügelbogen nördlich vom Lammefjord bildet und an dessen Westseite schön ausgebildete Randmoränen bei Davrup und **Bjergsted** liegen. Die Randmoräne erstreckt sich sowohl nach NW auf Allehave zu, als auch nach SO, an Holm-

strup und Bromölle vorüber und weiter nach Osten, nördlich um das grossen Moor Aamose herum; die westlichen Teile dieses Moores passiert man später am Tage auf dem Wege von Jyderup nach Slagelse und Korsör<sup>1)</sup>. Kurz vor Korsör sieht man einige Kames, die während des langelandschen Vorstosses, oder wie DE GEER es nennt, während des gothiglazialen Stadiums, gebildet wurden.

In Korsör begeben sich die Teilnehmer der Exkursion auf die Dampfähre, die sie über den Grossen Belt nach Nyborg führt.

Der Grosse Belt wurde erst während der Litorinasenkung, vor ca. 7000 Jahren gebildet. Vor dieser Zeit war er ein Talstrich, durch den in seiner tiefen Rinne ein Fluss floss, der einer der Abflüsse des damaligen Ancylus-Sees im Becken der Ostsee war. Das südliche Dänemark lag damals etwa 40 m höher als heute. In der tiefen Rinne des grossen Belts kommen Vertiefungen vor. Die Fähre passiert etwa in der Mitte zwischen Korsör und Sprogö eine von diesen Vertiefungen, die ca. 58 m tief ist.

Die Insel Sprogö, die man von der Fähre aus sieht, ist ein Querhügel in der langelandschen Eisrandlinie, die bei Sprogö nach Süden abbiegt, um dann über die Insel Vresen und die Gründe südlich von dieser die Westküste von Langeland zu erreichen. (Vergl. Übersicht über Die Geologie von Dänemark<sup>2)</sup> S. 127 und Tafel II).

Die Fähre geht dicht am Südende der Knudshoved-Halbinsel vorbei und geht dann mit NW-Kurs durch den Nyborg Fjord nach Nyborg.

Die Halbinsel Knudshoved, die den Nyborg Fjord nach Osten hin begrenzt, besteht an der Ostküste entlang aus einem System von Strandwällen aus der Litorinazeit; ihre Maximalhöhe beträgt 3,2 m. Hinter den Strandwällen liegen niedrige Strandebenen. Die Anschwemmungen wurden von einigen Moränenton-Inseln gestützt, von denen die südlichste, Knudshoved, den östlichsten Vorsprung der Halbinsel bildet.

<sup>1)</sup> Wenn die Zeit es erlaubt, wird einen kurzen Halt in Ruds Vedby gemacht um den dortigen Ziegeleigraben (mit Eisseeton und Dryaston mit Allerödgytje) zu besichtigen.

<sup>2)</sup> Danmarks geologiske Undersøgelse. V. Række. Nr. 4. 1928.

Von Knudshoved aus erstreckt sich an der Südküste der Halbinsel entlang ein niedriger Strandwall, der die südwestliche Ecke der Halbinsel bildet, indem er in nördlicher Richtung umbiegt, wodurch eine kleine Bucht — Slipshavn — entsteht. In der Westküste des Nyborg Fjord befindet sich der Holckenhavn Fjord.

Übernachtung in Nyborg.

### Sonnabend, d. 30. Juni.

Leiter: VICTOR MADSEN und V. NORDMANN.

Die Landstrasse von Nyborg nach Kerteminde führt über eine Moränenfläche; man kommt an verschiedenen Querhügeln<sup>1)</sup> vorüber, von denen der grösste der Skalkbjerg ist, der 380 m lang, 300 m breit ist und sich 44 m über den Meeresspiegel und 20 m über das Terrain erhebt.

Nachdem der Bach Kavslund Aa passiert ist, geht die Landstrasse dicht an der Küste entlang weiter. Man macht Halt bei **Lundsgaard Klint** (Steilufer), den man gewöhnlich schlechtweg »Klinten« nennt. In diesem Klint kommt die mittlere Abteilung des Selandiums, der mittelpaleozäne Kertemindeton, auf eine Strecke von einem Kilometer zum Vorschein, und zwar 650 m NO von dem nordöstlichen Gehege des Storskov bis 350 m SO von diesem Gehege. Er hebt sich bis zu einer Höhe von 10,7 m über den Meeresspiegel und wird von ca. 12 m Moränenton überlagert. An einigen Stellen wird der Moränenton von Kertemindeton durch Schichten von glaziofluvialen Sand oder Kies geschieden.

Der Kertemindeton (Vergl. Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 75) ist ein fast sandfreier, grauer Ton mit einem Kalkgehalt von ca. 50 %. Er enthält untergeordnete hornsteinartige Schichten, u. a. im unteren Teil des Steilufers bei Lundsgaard. Sehr oft trifft man Foraminiferenschalen, Spongiennadeln und Diatomeen; alle diese Schalen sind in Schwefelkies verwandelt. Grössere Verstein-

<sup>1)</sup> Siehe D. G. U. I. Række. Nr. 9. VICTOR MADSEN: Beskrivelse til det geologiske Kortblad Nyborg. Avec résumé en français: Notice explicative de la feuille (géologique) de Nyborg. 1902.

erungen sind selten; die wichtigsten sind *Lima testis* GRÖNW. (= *L. Geinitzi* v. HAG.) und *Pecten sericeus*. In Kertemindeton bei Rugaard in Jylland hat man auch *Discohelix Pingelii* und *Fusus cimbricus* gefunden. Die Versteinerungen findet man am leichtesten in Strandsteinen aus den hornsteinartigen Schichten.

Von Lundsgaard Klint weiter nach Kerteminde. Gerade vor der Stadt kommt man über »Fedet«, das aus Strandwällen besteht, die eine Höhe von ca. 2 m erreichen, wonach man den Kerteminde Fjord auf einer Brücke passiert.

Von Kerteminde weiter nach Odense. Die Oberfläche wird hier von Moränenton gebildet, aber bald zeigen uns die Terrainformen, dass wir uns an einer Aufenthaltlinie des Eisrandes befinden (in dieser Gegend die Grenze für den Belt-Vorstoss). Man unterbricht die Fahrt und besteigt den, wegen seiner Aussicht berühmten, 58 m hohen Loddenhøj, von wo aus man einen guten Überblick über die Terrainformen hat. Die Aufenthaltlinie tritt deutlich hervor, sie umschliesst das **Kertinge Nor**, das seine Zentraldepression ausfüllt. Bei Munkebo macht man einen kurzen Aufenthalt, um die Spuren eines Gletschertores zu besehen. In ihm liegt ein kleiner feeding-esker, als dessen Fortsetzung eine von dem Gletscherfluss abgelagerte kleine Heideebene sich bis zu dem etwa 251 ha grossen Virö-Eindämmung erstreckt, die vor 1874 einen Teil des Odense Fjords ausmachte.

Etwas vor Gelsaa kommt man auf die grösste Heideebene von Fyn, die während des Belt-Vorstosses vor dem Eisrand gebildet wurde; sie hat eine Breite von ca. 5 km und erstreckt sich nach Westen bis zum Odense Aa. Die Heideebene wurde im wesentlichen von dem Schmelzwasser gebildet, das vom Eisrand zwischen Brabæk Mose (Moor) und Urupdam ausströmte, wo man ein feeding-esker findet, den ca. 1½ km langen, nun fast weggegrabenen Urup Os. — Die Zeit erlaubt uns nicht ihn zu besuchen —. Die Heideebene nimmt hier zwischen Davinde, Vejrup Gaard, Birkinde, Bremer Skov und Røjrup ein gesamtes Areal von ca. 16 km<sup>2</sup> ein. Von diesem Gebiet aus erstreckt sich die Heideebene nach NW zum Odense Fjord in Form

von mehreren langen, schmalen Sandzügen, die zwischen langen schmalen Moräntentrüben liegen. In der Nähe des Odense Fjords vereinigen die Sandzüge sich wieder, wo die Exkursion sie passiert. Als diese Gegend vor etwa 30 Jahren kartiert wurde, waren Teile dieser Heideebenen noch unkultiviert und mit Heidekraut bewachsen.

2 km N von Aasum verlassen wir die Heideebene und kommen auf eine Moränenfläche. Zwischen Marslev und Langeskov passiert man das erwähnte, nun wieder vereinigte Gebiet der Heideebene, wonach man wieder über eine Moränenfläche nach Nyborg fährt.

Nach dem Frühstück fahren wir nach Süden über ein ebenes Moräntenterrain nach Hesselager. Hier macht man Aufenthalt, um den grössten erratischen Block Dänemarks „**Damestenen**“ zu besichtigen. Er besteht aus hellem, rötlichgrauen Granit. Kommt man von Südwesten her an ihn heran, sieht er nicht recht ansehnlich aus, da er sich nur etwa  $1\frac{1}{2}$  m über das Terrain erhebt; von der entgegengesetzten Seite her bekommt man dagegen den Eindruck seiner erstaunlichen Grösse, da er die eine Seite einer bedeutenden Ausgrabung bildet, die auf Befehl König CHRISTIANS VIII etwa 1840 vorgenommen wurde. Die Ausgrabung geht bis etwas über die breiteste Ausdehnung des Steines hinunter; der tiefste Punkt des Steines ist nicht freigelegt worden. Der Höhenunterschied zwischen der tiefsten Stelle der Ausgrabung und der höchsten Stelle des Steines beträgt 9,8 m. Der Umfang an der breitesten Stelle beträgt 45,8 m. Der Stein liegt in Moränton. Der oberste Teil hat die Form eines Rundhöckers mit deutlich ausgebildeter Stoss- und Leeseite. Besonders auf der nord-nordöstlichen Seite bemerkt man Glazialschrammen.

Die Richtung dieser Schrammen auf dem Rücken des Steines ist S  $83^{\circ}$  O—S  $44^{\circ}$  O, im Mittelwert S  $63^{\circ}$  O.

Von Hesselager fährt man weiter über ebenes Moräntongelände, bis man an den ehemals vom Eise aufgestauten See bei Stenstrup gelangt.

Die Gegend um **Stenstrup**, etwa 11 km NW von Svendborg, bildet eine schwach wellige Ebene, deren grösste Aus-

dehnung von Westen nach Osten ca. 7 km beträgt, und von Norden nach Süden ca. 5 km. Die Ebene ist nach Süden, Osten und Nordosten zu von hohen Hügeln begrenzt, die aus Moränenton oder (in untergeordneter Menge) aus glaziofluvialen Sand oder Kies bestehen. Die »Paspunkte« zwischen diesen Hügeln liegen etwa 80—82 m über dem Meeresspiegel, während die Meereshöhe der Ebene selber etwas variiert, indem der grössere östliche Teil (O von einer Linie, die im Grossen und Ganzen von Rödme über Lerbjerg nach Norden zum Gutshof Løjtved verläuft) 57 bis 72 m ü. d. M. liegt, während der weit kleinere westliche Teil sich nur 53 bis 61 m ü. d. M. erhebt. Nach NW und W zu fällt das Gelände zum Hundstrup Aa und den Nebengewässern des Flusses Odense Aa hinab, und da der steinfreie, im Grossen und Ganzen wagrecht geschichtete Ton, der den bei weitem überwiegenden Teil der Bodenart der Ebene ausmacht, sich als spätglazialer Süsswasserton ausweist, wird es sofort deutlich, dass das Seebassin, auf dessen Grunde der Ton abgesetzt worden ist, heute keine natürliche Begrenzung nach W und NW zu hat. Da eine solche Abgrenzung notwendigerweise vorhanden gewesen sein muss, wenn der See überhaupt entstehen sollte und der Ton abgesetzt werden konnte, und da die Annahme von später wieder verschwundenen Ton- und Sandhügeln ausgeschlossen ist, kann nur der Rand des Inlandeises (der zu einer bestimmten Zeit vielleicht von einem »toten Gletscher« repräsentiert gewesen sein kann) diese Begrenzung gebildet haben. Der See ist mit anderen Worten ein vom Eise aufgestauter See gewesen.

In verschiedenen von den Profilen, die in den Jahren 1900—03, als die geologische Aufnahme dieser Gegend stattfand, in den Ziegelgräben des östlichen Teils dieser Ebene sichtbar waren, fanden sich dünne, bis zu 0,4 m mächtige Schichten bald aus Gytje (die in der Beschreibung »Klæg«-schichten genannt sind), bald aus hellem, weisslichen »sehr kalkhaltigen Ablagerungen«. Die Schichten bildeten flache, nach unten zu gebogene Bogen, die zu den Enden hin viel dünner wurden, — eine Form, die bewies, dass diese Schichten in flachen Bassins gebildet sein mussten. So-

wohl unter als über diesen Schichten beobachtete man den gewöhnlichen, grauen (oder durch Oxydierung rötlichen oder gelblichen), geschichteten, steinfreien Süßwasserton. Während die Tonschichten, die am tiefsten lagen, und in denen die Gliederung in »Warwe« am schönsten ausgebildet war, keine Fossilien enthielten, fand man sowohl in den Gytje- und Kalkschichten, wie in den dicht darunter oder darüber liegenden Tonschichten und dünnen Sandschichten mehr oder weniger häufige Reste von Land- und Süßwasserpflanzen und Schalen von Süßwassermollusken, die oft gut erhalten waren und von denen die Muscheln geschlossene Schalen hatten; aber während die Tonschichten, sowohl unter als über den Gytjeschichten, eine ausgesprochene arktische Flora enthielten (repräsentiert durch *Salix polaris* und *reticulata*, *Dryas octopetala* und viele andere), fehlten solche hocharktischen Pflanzen völlig in den Gytje- und Kalkschichten, die dagegen ein subarktisches Element enthielten, dessen wichtigster Repräsentant die grossblättrigen Birken waren, die in den Fossilisten unter dem Kollektivnamen *Betula alba* aufgeführt sind. Zwischen den Tierresten der Gytje- und Kalkschichten und denjenigen der Tonschichten war da keine so ausgeprägte Unterschied, doch enthielten die Gytje- und Kalkschichten die am meisten thermophilen Formen. Aus dieser Tatsache ergibt sich, dass während der Bildung dieser Schichtenserie eine Klimaschwankung von kälteren zu wärmeren und wieder zurück zu kühleren Temperaturverhältnissen stattgefunden hat.

Ganz entsprechende Verhältnisse wurden 1922 am Hörup Aa entlang, im westlichen Teil der Ebene (siehe die Karte Fig. 2), festgestellt. Diese Gytje- und kalkhaltigen Schichten mit Resten von thermophilen Pflanzen und Tieren müssen im Grossen und Ganzen mit den anderen Schichten ähnlicher Beschaffenheit gleichzeitig sein, die an mehreren Stellen in Dänemark, Holstein und Schonen nachgewiesen worden sind und während der spätglazialen Klima-Oszillation, die man die Alleröd-Oszillation nennt, gebildet sein. (Vergl. Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 130 und 143).

Die Entwicklung des vom Eise aufgestauten Sees hat sich wie folgt vollzogen. Als das Inlandeis am Ende der



Fig. 2. Karte des westlichen Teiles des ehemaligen Stenstrup-Sees.  
 ×××× Seegrenze. ····· Stagnationslinie während des Zurückschmelzens  
 des Eises nach Westen zu. Äquidistance = 2 m.

letzten Eiszeit von dem südlichen Fyn fortschmolz und die hohen Hügel im Osten und Süden von Stenstrup eisfrei wurden, bildete sich zwischen diesen und der zurückschmelzenden Eiszunge, die das Tiefland nach NW zu bedeckte, ein vom Eis aufgestauter See, auf dessen Boden warwiger, fossilfreier Ton abgelagert wurde. Bei seinem Zurückrücken nach NW und W zu hat der Rand der Eiszunge aller Wahrscheinlichkeit nach sich an der oben erwähnten Linie aufgehhalten, die von Rödme über Lerbjerg, Stenstrup (Dorf) bis N von Hundtofte verläuft und teils die Grenze zwischen dem höherliegenden, östlichen und dem niedrigeren, westlichen Teil des alten Seebodens markiert, teils durch eine Reihe von spätglazialen Sandpartien bezeichnet wird, die auf Süßwasserton ruhen. — Nach und nach räumte das Eis auch den niedrig liegenden westlichen Teil, auf dessen Boden gleichfalls warwiger Ton abgesetzt wurde, und da das Wasser schliesslich, nach dem das Eis abgeschmolzen war, freien Ablauf bekam, blieben auf der Oberfläche des Seebodens kleinere Wasseransammlungen stehen, in denen sich ein immer reicher werdendes Tierleben von immer mehr thermophilen Mollusken entwickelte und in denen Gytje- und sehr kalkhaltige Schichten abgelagert wurden.

Eine Verschlechterung des Klimas und eine Abnahme der Temperatur brachte es mit sich, dass die subarktische Vegetation, die sich in der Umgebung der Bassins eingefunden hatte, und deren Reste sich in den Gytjeschichten finden, die sie teilweise bedingten, wieder verschwand und der wieder einwandernden arktischen Pflanzengesellschaft Platz machte, die später während der wiederum steigenden Temperatur der vordringenden postglazialen Flora weichen musste. Während dieser wechselnden Temperaturverhältnisse wurden über den Gytjeschichten bis zu 2,4 m dicke Serien von dünnen Sand- und Tonschichten abgelagert, die aus dem ausgewaschenen Material von den Umgebungen der kleinen Seen gebildet wurden.

Erst spät in der postglazialen Zeit trockneten endlich diese Wasseransammlungen aus.

Von der Station Stenstrup geht man nach der Ziegelei Egebjerg, wo man in dem Profil des neuen Ziegelgrabens, der im Grunde des alten angelegt worden ist, zuoberst eine Schicht Allerödgytje und darunter Unteren Dryaston und Eisseeton sieht; der Obere Dryaston, der den Grund im alten Graben gebildet hat, und der auf der Gytjeschicht ruhte, ist fast vollständig weggegraben. Von da aus geht man zur Ziegelei Juelsbjerg, wo man in der Südostecke des Grabens zwischen Oberem und Unterem Dryastone Allerödgytje und unter ihm sehr kalkhaltige Tonschichten sieht, und dann zum Ziegelgraben des »Stenstrup nye Teglværk«, wo man den eigentlichen Eisseeton mit Sand- und Tonschichten im Grunde fast unmittelbar über der darunterliegenden Moräne sieht.

Von da wandert man dann nach dem Hügel Lerbjerg, nahe an der oben erwähnten Grenzlinie zwischen dem höher- und dem tieferliegenden Teil des Seebodens. Vom Gipfel aus hat man einen guten Überblick über den ehemaligen glazialen See und dessen Umgebungen. Bei dem Dorfe Rødme steigt man wieder in die Autos und fährt erst nach Osten an dem alten Seeufer entlang bis zur Odense—Svendborg Landstrasse, worauf man nach Süden nach Svendborg abbiegt. Wenn die Zeit es erlaubt, wird in der Nähe von der Station Kirkeby ein Profil in spätglazialen Seesand studiert.

Weiter nach **Svendborg**, wo die Exkursion übernachtet.

### **Sonntag, d. 1. Juli.**

Leiter: VICTOR MADSEN und V. NORDMANN.

Von Svendborg mit dem Dampfer nach **Rudköbing** auf Langeland. Von hier fährt man nach Süden nach dem Dorf Humble durch eine eigentümliche Landschaft, das durch rundkupplige, mehr oder weniger isolierte Hügel, charakterisiert ist. Wo in diesen Hügeln Kiesgruben sind, sieht man, dass der Hügelkern aus aufrechten Schichten von glaziofluvialen Sand und Kies besteht, die je steiler stehen, desto näher man der Mitte des Hügels kommt; die

mittelsten sind so gut wie senkrecht. Diese Hügel, die einen Gürtel durch ganz Langeland bilden, sind ein Eisrandphänomen das mit der Grenze des langelandschen Vorstosses des letzten Inlandeises während der Abschmelzungszeit in Verbindung gebracht werden muss. (Vergl. Ü. ü. Die Geologie von Dänemark, Linie F auf der Karte Tafel II).

In Humble dreht man nach Westen ab und erreicht bei Ristinge den Fuss der schwachgewölbten, oben flachen Ristinge Bank, deren Begrenzung nach Süden hin von der bekannten 25 m hohen Steilufer **Ristinge Klint** gebildet wird. Man bemerkt in diesem Steilufer dasselbe Phänomen, das man in verschiedenen dänischen Steilufern be-

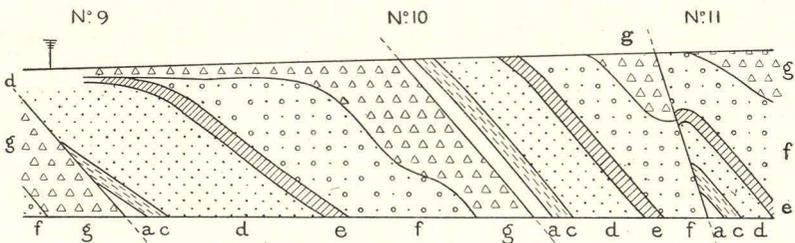


Fig. 3. Schematisches Profil vom Ristinge Klint zwischen den Lokalitäten Nr. 9 und Nr. 11. Die Höhe ist im Verhältnis zur Länge übertrieben. Die Überschiebungen sind durch gestrichelte Linien über und unter der Zeichnung angedeutet.

obachten kann (Möens Klint, Røgle Klint und Lönstrup Klint), nämlich einen Komplex von übereinandergeschobenen Schollen (Fig. 3). In Ristinge Klint bestehen alle Schollen aus quartären Bodenarten, die im Grossen und Ganzen in derselben Richtungen übereinander geschoben sind, sodass das Streichen durchschnittlich N 53° O ist und die Neigung 47° gegen O 53° S (das Maximum des Streichen beträgt N 75° O und das Minimum N 39° O; die Maximalneigung beträgt 70°, die Minimalneigung 26°), und die zusammenschiebende Kraft, ob sie nun von dem Druck des Inlandeises oder tektonischen Störungen im weitesten Sinne herührt, muss demnach etwa aus Südosten gewirkt haben.

Die normale Schichtenfolge der ursprünglich wagerecht abgelagerten Schichten ist wie folgt (siehe Fig. 4):

- a. Die älteste bekannte Schicht ist ein ausserordentlich fetter, steinfreier Ton ohne Fossilien; er wird wegen seiner blanken Gleitflächen der »blanke Ton« genannt. Der Ton ist bald blaugrau, bald rot und erinnert sehr an den eozänen Plastischen Ton, der wahrscheinlich auch das Hauptmaterial geliefert hat. Der »blanke Ton« unterscheidet sich jedoch von dem tertiären Ton durch seine mechanische Zusammensetzung

und enthält z. B. fast überhaupt keine sekundär ausgeschiedenen Mineralien. Man muss ihn deshalb als eine quartäre Bildung auffassen. Über ihm folgt:

- b. Geschichteter Sand und Kies mit gerollten kleinen Steinen, Feuersteinen und nordischen Eruptiven. Est ist eine Süßwasserablagerung mit Schalen von *Bythinia*, *Valvata*, *Pisidium*, *Unio* und *Anodonta*.

Der Sand wird bedeckt von:

- c. den marinen Eem-Ablagerungen (Cyprinenton), die wiederum in drei, durch allmähliche Übergänge mit einander verbundenen, Horizonte geteilt werden können nämlich:
1. (zuunterst) Brackwasserschlamm mit Schalen von *Syndesmya (Lutricularia) ovata* und dünnchaligen *Cardium edule*, *Mytilus edulis* und *Hydrobia ulvae*.
  2. Der *Mytilus*-Horizont, der tonhaltiger ist und eine Flachwasserfauna enthält, die u. a. kleinere Exemplare von *Tapes senescens (Tapes aureus var. eemiensis)* enthält; an verschiedenen Stellen bemerkt man ein paar auffällige Schalenschichten dieser Art.

---

g. Moränenton (»die mächtige Moräne«, Moräne D).

---

f. gelber glaziofluvialer Sand mit Pflanzenresten.

---

e. Moränenton (»die dünne Moräne«, Moräne C).

---

d. weisser, glaziofluvialer Sand.

---

c. Eem-Ablagerungen (»Cyprinenton«).

---

b. Süßwassersand.

---

a. steinfreier Ton ohne Fossilien (der »blanke Ton«).

---

Fig. 4. Schema über die ursprüngliche Schichtenfolge der Ablagerungen in dem Ristinge Klint.

3. Der *Cyprina*-Horizont, der aus ziemlich reinem Ton besteht und eine Fauna enthält, die aus tieferem Wasser stammt und grosse Exemplare von *Tapes senescens*, *Cyprina islandica*, *Cardium echinatum*, *Ostrea*, grosse *Corbula gibba* und andere führt.

Über dieser marinen Serie folgt:

- d. weisser, glaziofluvialer Sand; da dieser in seinem unteren Teil an einzelnen Stellen marine Schalen der Fauna der Eem-Schichten enthält, ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass dieser untere Teil des weissen Sandes in Wirklichkeit marin ist und dem Tapes-Sande über dem Cyprinenton bei Stensigmosse (Broager) und dem fossilführenden Sand über dem Eemton in West-Slesvig entspricht.

Über dem weissen Sande folgt:

- e. eine ca. 1 m dicke Bank aus Moränenton, in der ausschliesslich baltische Geschiebe gefunden worden sind. Der Steinzählungskoeffizient beträgt 0,68 bei einem mittleren Fehler von 0,064 weshalb sie zur Moräne C gerechnet wird, der ältesten Moräne der letzten Glazialzeit (Vergl. Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 119 und 129).

Diese Moräne wird bedeckt von:

- f. einer recht ansehnlichen Ablagerung von gelbem, glaziofluvialem Sand, in dem man da und dort Reste von Pflanzen auf sekundärem Lager gefunden hat.

Diese Sandablagerung wird bedeckt von:

- g. einer Ablagerung von Moränenton, ziemlich ansehnlicher Mächtigkeit; in dieser Moräne hat man ausser baltischen Geschieben auch einzelne norwegische gefunden. Der Steinzählungskoeffizient beträgt 1,20 mit einem mittleren Fehler von 0,119, weshalb die Moräne mit dem ostjütländischen Vorstoss in Verbindung gebracht worden ist (Moräne D), der während der Abschmelzungszeit des letzten Inlandeises stattfand. (Vergl. Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 123 und 129).

Diese ganze, ursprünglich wagerecht liegende Schichtenserie ist, wie oben erwähnt, später in verschiedene (mindestens 25) Stücke zerbrochen worden, die derartig über-

einander geschoben worden sind, dass jede einzelne Scholle in der Regel die ganze Schichtenserie in der ursprünglichen Schichtenfolge enthält. Der blanke Ton hat sozusagen das Schmiermaterial gebildet. Bei der Bewegung ist das eine Ende keilförmig zugeschliffen worden, und die Überschiebung ist in der Regel so radikal gewesen, dass mehrere oder wenigere von den unteren Abteilungen nach der Reihe auf der Oberfläche der »mächtigen Moräne« in der darauf folgenden (d. h. der westlich von der vorhergehenden liegenden) Scholle ruhen. Als eine Lokalität, die auf besonders instruktive Weise die Mechanik der Überschiebung zeigt, muss die Lokalität Nr. 11 hervorgehoben werden (Vergl. Fig. 5).

Die Überschiebung ist hier nicht vollständig gewesen, indem nur die »dünne Moräne« (e) und der darüber liegende gelbe Sand (f) auf die »mächtige Moräne« geschoben worden sind, während die älteren Bildungen nicht hoch genug gekommen sind. Man sieht ebenfalls »Schleppen« der Schichtenenden der dünnen Moräne (e) und des weissen Sandes (d) zwischen den älteren Bildungen (c, b und a) und dem gelben Sande (f) innerhalb der folgenden, westlich anschliessenden Scholle.

An verschiedenen anderen Stellen sieht man solche »Schleppen« des weissen Sandes in der Dislokationsgrenze zwischen der »mächtigen Moräne« und dem »blanken Ton« liegen.

Als das Meer viel später den Ristinge Klint schuf, wurden die Tonablagerungen im geringeren Grade fortgespült, wodurch sie vorspringende Partien, »Nasen«, bilden, während von dem Sande weit grössere Mengen fortgespült wurden, so dass sich zwischen den »Nasen« grosse Nischen gebildet haben, die »Fald« genannt werden.

Die marinen Ablagerungen im Ristinge Klint enthalten eine völlig entsprechende Fauna, wenn sie auch kaum so artenreich ist, wie die Eem-Ablagerungen in West-Slesvig und Holland. Als besonders charakteristisch für diese Bildungen muss eine bestimmte kleine Gesellschaft von Mollusken genannt werden, die im Gegensatz zu der Molluskenfauna aller anderen quartären marinen Ablagerungen steht:

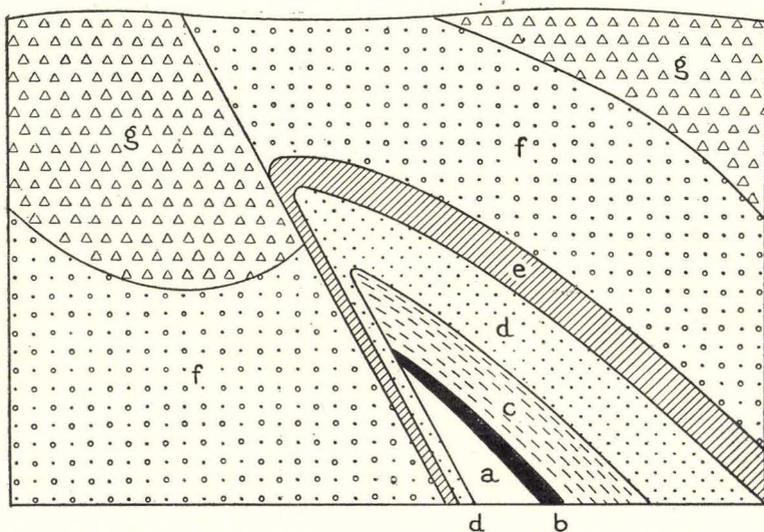


Fig. 5. Schematische Darstellung der Überschiebung an der Lokalität Nr. 11 im Ristinge Klint.

a = steinfreier Ton (der »blanke Ton«). b = Süßwassersand. e = Eem-Ablagerungen. d = weisser glaziofluvialer Sand. e = »die dünne Moräne«. f = gelber glaziofluvialer Sand. g = »die mächtige Moräne«.

*Tapes senescens*, *Lucina divaricata*, *Gastrana fragilis*, *Syn-desmya ovata* und *Haminea navicula*; hieran schliessen sich seltene Formen wie *Mytilaster lineatus* und *Mytilaster cfr. minimus* und viele andere. Die Ablagerungen in Holland und West-Slesvig werden zur zweiten (letzten) Interglazialzeit gerechnet, und die Ablagerungen in Ristinge Klint müssen deshalb zur selben Zeit gerechnet werden. Die Lagerungsverhältnisse sprechen nicht dagegen, und als weitere Bekräftigung kann auf das Verhältnis aufmerksam gemacht werden, dass man nirgends in dem baltischen Gebiet zwei oder mehrere auf primärem Lagerstätte ruhende, marine Ablagerungen übereinander gefunden hat, die eine ausgesprochene Eem-Fauna enthalten.

Zurück nach Rudköbing und mit dem Dampfer nach Svendborg, von wo man weiter nach Odense fährt, wo man übernachtet.

## Montag, d. 2. Juli.

Leiter: VICTOR MADSEN und V. NORDMANN.

Von Odense nach dem Kleinen Belt und mit Fähre nach Snoghøj, von wo nach Fredericia und weiter nach Norden über die besonders ebene Moränenfläche, die langsam und gleichmässig zum Vejle Fjord ansteigt. Erst dicht an der Küste ist das Plateau durch spät- und postglaziale Erosion zerklüftet. Man fährt beim Trelde Dorf über den Plateaurand hinunter und von da nach Osten zum **Trelde Klint** durch das kroupierte Gelände, das sowohl die Seiten des Tunneltals Vejle Fjord, als fast alle anderen Tunneltäler charakterisiert.

Das Profil des 1 km langen und bis zu 28 m hohen Steilufer Trelde Klint zeigt quartäre Ablagerungen verschiedener Art. Zum grössten Teile besteht die Schichtenserie aus glazigenen Bodenarten: Moränensand, Moränenton, glaziofluvialen Sand und Ton. Der Moränensand, der vorherrscht, tritt in Bänken von verschiedener Farbe auf, grau, braun oder schwarz, mit wechselndem Gehalt an schwarzem, tertiärem Material. Auch der glaziofluviale Ton, der nur von untergeordneter Bedeutung ist, besteht fast ausschliesslich aus tertiärem Material, dunklen, glimmerreichen Tonarten.

Im westlichsten Teil des Profils tritt stellenweise diatomeenreicher Süsswasserkalk und Süsswasserton zwischen den glazigenen Bildungen auf. Jedoch sind alle Schichten stark gestört, und da die Bodenarten ausserdem recht häufig wechseln, kann man keine bestimmte Regel für das Auftreten der Seeablagerungen zwischen den Moränenbildungen aufstellen; im Grossen und Ganzen ist jedoch ihr Platz zwischen den untersten Schichten des Profils.

Am deutlichsten treten diese interglazialen Seeablagerungen in dem in Fig. 6 abgebildeten Profil dicht am Westende des Steilufers in Erscheinung. Hier sieht man zuunterst im Steilufer grauen Moränenton mit »Schmier« von dunklerem Ton, von steinfreiem Ton und von Sand; darauf ruhen 2—5 m Süsswasserkalk, der nach oben zu



gen Süßwasserablagerungen haben nur in geringem Grad an der Überschiebung teilgenommen.

Von dem Trelde Klint fährt man wieder nach dem Dorfe Trelde zurück und weiter nach Westen, wo man zwischen Egeskov und Hölsgaarde Krug den Rands Fjord passiert, der das nördliche Ende des eigentümlichen Elbo Tales bildet. Dieses ist ein Tunneltal, das in südwestlicher Richtung zum innersten Teil des Kolding Fjord verläuft. Die Mündung des Rands Fjord ist von marinem Alluvium ausgefüllt, das draussen an der Küste von kleinen Flugsandgebieten bedeckt wird. Man fährt nach N weiter über das marine Alluvium nach **Hvidbjerg**, einer ca. 30 m hohen, flachen Bank aus (oligozänem?) weissem Glimmersand, die sowohl nach Süden als nach Norden hin von einem recht dünnen Moränentondecke überlagert ist. In der mittleren Partie der Bank liegt der Sand an der Oberfläche; nur hier und da sieht man schwache Reste der verschwundenen Moränendecke. Der Sand in dem obersten Teil der Bank ist sicher von Schmelzwasserflüssen umgelagert worden und muss deshalb am ehesten als glaziofluvialer Sand aus tertiärem Material aufgefasst werden.

Der nördliche Teil vom Fusse des Hvidbjergs wird von (oligozänem?) Glimmerton gebildet. Das durch den Sand herabsickernde Wasser wird von dem Ton zurückgehalten und läuft an dessen Oberfläche entlang zum Steilufer, wo es eine Reihe von Quellen bildet, die eine üppige Vegetation am Strande verursachen.

Von Hvidbjerg fährt man weiter nach NW und N nach Brejning Hoved, von wo ein Dampfer die Exkursion nach Vejle bringt. Auf der Tour durch den Fjord hinein hat man Gelegenheit den durch Erosion stark zerklüfteten Plateaurand zu beiden Seiten des Tunneltals zu sehen. Verschiedene von den »falschen« Hügeln und weiter vorspringenden Punkten haben besondere Namen erhalten; der bekannteste Punkt ist der »Munkebjerg« (Mönchsberg) auf der Südseite des Fjords (93 m).

Am Abend geht es von Vejle weiter nach **Horsens**, wo man übernachtet.

## Dienstag, d. 3. Juli.

Leiter: V. MILTHERS.

Von Horsens an der Südseite des Hansted Aa-Tal entlang, welches eine nordwestliche Erweiterung der Zentraldepression ist, deren zentralen Teil vom Horsens Fjord eingenommen wird (Vergl. Fig. 7).

Zwischen der Tamdrup Kirche und **Nim**<sup>1)</sup> passiert man den Hügelzug, der die entsprechende Randmoränenlandschaft bildet; die höchsten Punkte sind Bavnehøj bei der Mühle bei Tamdrup (105 m), Bavnehøj Ost von Nim und der Mögelbjerg NO von Underup (109 m). Von diesen und anderen Hügeln hat man Aussicht sowohl nach Osten über die Zentraldepression wie nach Westen über die extramarginalen Schmelzwasserflächen und die spätglazialen Flussrinnen, die im Anschluss an die Stagnation des Eisrandes an dieser Stelle entstanden.

Diese extramarginale Landschaft ist südlich von Nim gut zu beobachten. Am **Gudena**, westlich von Nim und Underup überschreitet man die der Stagnation entsprechende spätglaziale Talebene, die namentlich westlich vom Gudena-Tal sehr schön entwickelt ist und deutlich von dem westlich davon liegenden glazialen Plateau durch eine scharf markierte Erosionsböschung abgegrenzt wird. Das betreffende glaziale Plateau passiert man auf der Strecke weiter nach Nordwesten zum Tal des **Salten Aa** hin.

Das Tal des Salten Aa ist ein kombiniertes subglaziales und spätglaziales Tal mit einem postglazialen Wasserlauf. In einigen Teilen dieses Tales tritt sein subglazialer Langseecharakter, an anderen der spätglaziale Terrassencharakter deutlich hervor. Ca. 2 km westlich von der Landstrasse sieht man auf der Nordseite des Tales ein schönes Naturprofil in miozänen Schichten von Glimmerton, Glimmersand und einer dünnen Schicht Braunkohle.

Auf dem Wege, der weiter nach Norden nach Silke-

---

<sup>1)</sup> Siehe D. G. U. II. Række. Nr. 19. POUL HARDER: En østjydsk Israndslinje og dens Indflydelse paa Vandløbene. With an English summary of the Contents: An ice-edge line in East Jutland and its influence on the water-courses. 1908.

borg führt, passiert man mehrere subglaziale Täler, die in miozäne Schichten hineingeschnitten sind. Solche Schichten kommen bei Virklund zum Vorschein.

Von Silkeborg und weiter westlich nach Funder folgt man einem kombinierten subglazialen und postglazialen Tal. Bei Funder gelangt man in die Hügellandschaft, die das äusserste Eisgebiet aus der letzten Glazialzeit bezeichnet,

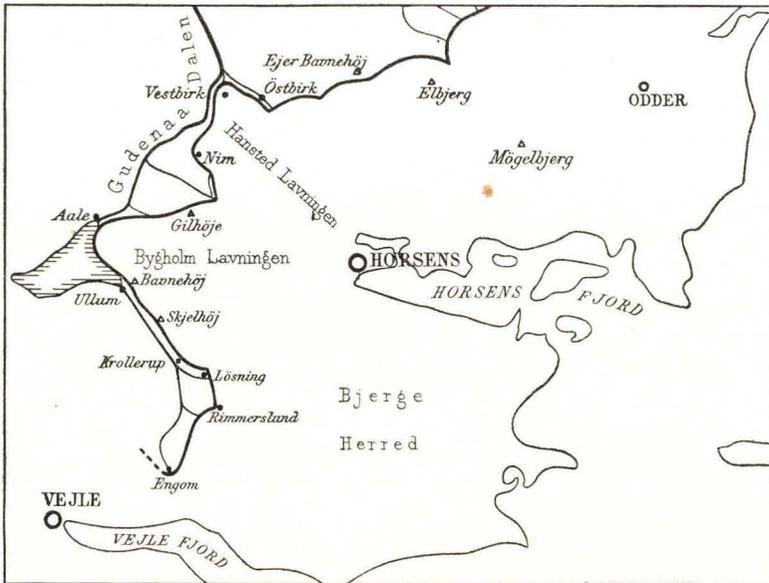


Fig. 7. Übersichtskarte über die Eisrandlinie und die Schmelzwasserflüsse in der Gegend von Horsens. 1 : 500 000. (HARDER).

und nachdem man ein spätglaziales Tal passiert hat, das die Fortsetzung des subglazialen Silkeborg-Funder Tal bildet, kommt man bei Paarup in die ältere glaziale Landschaft<sup>1)</sup> hinein, deren Oberflächenformen namentlich von der periglazialen Denudation in der letzten Glazialzeit geprägt worden sind.

Vom Paarup Krug aus geht die Tour nach Norden über Engesvang und zurück über Bording nach Ikast, um eine Übersicht über das Grenzgebiet der letzten Glaziation

<sup>1)</sup> Siehe die Karte: Mergelaflejringerne i Hammerum Herred (Die Mergelschichten der Hammerum Harde) D. G. U. III. Række. Nr. 13. 1916.

und die damit verbundenen Heideebenen und jüngeren spätglazialen Terrassen zu gewinnen.

Von Ikast aus macht man einen Abstecher nach Süden nach Isenvad, um die typisch ausgebildete Hügelsinsel, **Isenbjerg**, zu sehen, die in geringer Ausdehnung, aber in bedeutender Höhe, über die umliegende flache Heideebene emporragt.

Von Ikast bis **Herning** führt der Weg ausschliesslich über altglaziales Gelände (die Hügelsinsel Skovbjerg).

In Herning übernachtet die Exkursion.

### Mittwoch, d. 4. Juli.

Leiter: V. MILTHERS, KNUD JESSEN und H. ØDUM.

Abfahrt nach der Ziegelei bei **Herning**, wo man die interglazialen Seeablagerungen studiert<sup>1)</sup>.

Das Profil, das demonstriert wird (Vergl. Fig. 8), befindet sich in dem südlichen Teil der Ablagerungen des interglazialen Sees, der sich ca. 900 m nach Norden hin erstreckt. Die grösste Breite des Sees betrug ca. 300 m. Die Abbildung illustriert die Schichtenfolge, die in diesem südlichen Teil des Seegebietes nachgewiesen werden kann, während die vollständige Schichtenserie in der folgenden Profilbeschreibung angegeben ist:

- A. Ackerkrume.
- B. Sand, teilweise Flugsand, bis zu ca. 1 m.
- C. Spät- und postglaziale Seeablagerungen.
- D. Steiniger Sand, arktische Fliesserde, bis zu 3,2 m.
- E. Steinfreier Sand, bis zu 1,5 m.
- F. Steinfreier Ton (bis zu 0,7 m) mit *Betula nana*.
- G. Braune, mehr oder weniger sandhaltige Gytje (bis zu 2,1 m). Thermophile Flora (*Trapa natans*, *Brasenia purpurea*, *Dulichium spathaceum*, *Acer campestre*,

<sup>1)</sup> Vergl. Ü. ü. Die Geologie von Dänemark, S. 113 und D. G. U. II. Række. Nr. 48: KNUD JESSEN und V. MILTHERS: Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. 1928. Plate VIII dieser Arbeit wird den Teilnehmern der Exkursion ausgehändigt.

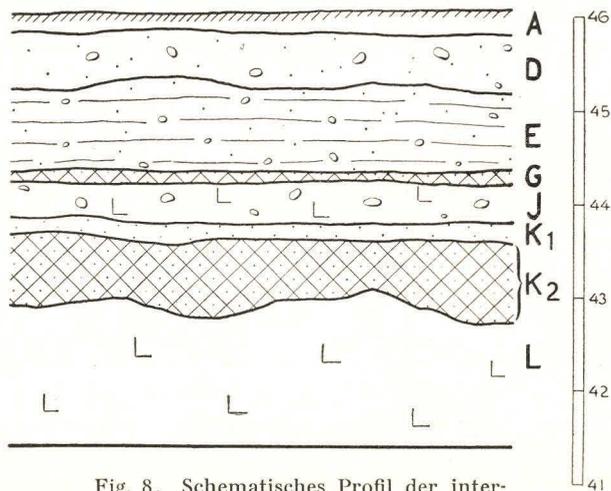


Fig. 8. Schematisches Profil der interglazialen Seeablagerungen im Ziegelgraben bei Herning 1914. Der Massstab gibt die Meereshöhen in Metern an. Vergleiche im übrigen den Text.

*Carpinus betulus*, *Ilex aquifolium*, *Tilia platyphylla*, *Quercus robur*, *Picea excelsa* u. a.).

- H. Sand (bis zu 3 m) mit einer subarktischen Flora wie in J.
- J. Steinfreier, grauer Ton (bis zu 7,4 m), der zuoberst dünne Sandschichten mit Pflanzendetrit enthält. In den Randfacies der Schicht finden sich verstreute kleine Steine. Subarktische Flora mit *Betula nana*, *Empetrum nigrum*, *Salix* cfr. *phylicifolia*, *Selaginella selaginoides*, *Myriophyllum alterniflorum* u. a. ausser einigen Moosarten.
- K<sub>1</sub>. Heller Sand (bis zu 0,75 m), Verwitterungszone von K<sub>2</sub>.
- K<sub>2</sub>. Braune Gytje mit Randfacies von sandreicher Gytje oder mit Gytje vermischten Sande (bis zu 3,2 m). Thermophile Flora, ganz wie in der Schicht G. (*Trapa*, *Brasenia*, *Dulichium* u. s. w.).
- L. Grauer, geschichteter Ton (bis zu 2,5 m). Arktische Flora mit *Betula nana*, *Salix herbacea*, *S. reticulata* und arktischen Moosen.
- M. Sand mit Moosen, bis zu 0,5 m.
- N. Glazialer Ton, warwig, ohne Fossilien.
- O. Moränenton.

Das interglaziale Seebassin ist im Moränton ausgebildet, der in den Umgebungen des Sees zutage tritt. Die liegende Moräne wurde während der letzten Vereisung West-Jyllands abgelagert, d. h. er stammt aus der zweit-letzten Eiszeit. Die letzte nordische Glaziation reichte nicht über Herning hinaus. Es existieren keine Moränenablagerungen über den dortigen interglazialen Seeablagerungen, doch wurden sie während des Klimax der letzten Glaziation von Fliesserde bedeckt, die infolge der Einwirkung des arktischen Klimas von dem umgebenden, höher liegenden Terrain über das Bassin floss. Die Seeablagerungen selber stammen aus der letzten Interglazialzeit.

Auch die zahlreichen mit dem Herning-See gleichzeitigen interglazialen Moore, die in Jylland westlich von der äussersten Grenze der letzten Eisdecke nachgewiesen worden sind — zuerst bei Brörup, später an zahlreichen anderen Stellen (die Bröruper Moore) — wurden von der Fliesserde bedeckt. Es ist typisch für solche Seen und Moore, dass ihre Bassins noch im Gelände als flache ablauflose Vertiefungen erscheinen. Man muss diese als orographische Reliktformen der koupierten interglazialen Terrainformen auffassen, die durch die periglaziale Denudation eingeebnet worden sind. Auch über dem interglazialen See bei Herning befinden sich ein paar solche ablauflose Gebiete.

Das Herningprofil ist durch die beiden Gytje-Horizonte mit den thermophilen Pflanzenarten und den zwischen diesen liegenden subarktischen Zwischenschichten aus Ton und Sand bemerkenswert (H und J). Entsprechende Profile sind in einigen interglazialen Süsswasserablagerungen in Jylland nachgewiesen worden, und sie zeigen alle, dass in der letzten Interglazialzeit eine kräftige Klimaoszillation stattgefunden hat. Die Sommerwärme war, während die beiden Gytjeschichten abgelagert wurden, ohne Zweifel in Dänemark damals etwas höher als heute, — und die polare Waldgrenze lag in Jylland, während die Zwischenschichten abgelagert wurden. Der gleichzeitig mit der Bildung der Zwischenschichten stattfindende Vorstoss des Inlandeises reichte nicht so weit wie die letzte Eisdecke, denn an keiner Stelle hat man Spuren von arktischer

Fliesserde aus der Zeit der Zwischenschichten nachweisen können.

Von Herning nach **Skjelhøje** passiert man die ausgedehnte, flache Heideebene (Karup Hedeslette), die bei Karup von den jüngeren spätglazialen Terrassen und dem postglazialen Tal am Skive Aa entlang unterbrochen wird.

Bei Skjelhøje<sup>1)</sup> kommt man an die Grenze zwischen der Heideebene und der jungglazialen, koupierten Landschaft, die im Osten davon liegt. Südlich von Skjelhøje kommt ein tief eingeschnittenes Tal mit dem Hald See ganz bis an den Ostrand der Heideebene heran. Nördlich von der Heideebene zwischen Skjelhøje und Finderup liegt das koupierte jungglaziale Gelände beträchtlich niedriger als die davor liegende Heideebene; dieses zeigt, dass die Heideebene während sie von dem subglazialen Schmelzwasserstrom von Osten her abgelagert wurde, sich gegen Norden an eine Decke von totem Eise lehnte. Die Heideebene wird hier von spätglazialen, terrassenförmigen Tälern durchschnitten, die das Schlussstadium der Wirksamkeit des Schmelzwassers an dieser Stelle bezeichnen.

Von Skjelhøje geht die Exkursion nach Westen über den nördlichsten Teil der Karup Heideebene und erreicht im Süden von Davbjerg die jüngere glaziale Landschaft im Norden der Heideebene.

Bei **Mönsted** besucht man den grossen Bruch der »Dejdske Kalkværker«, der 1400 m NW von der Kirche entfernt liegt. Der Bruch ist sehr gross, mit 12—14 m hohen Profilen in dem Kalk, der von einigen m glaziofluvialen Sand überlagert wird. Ausser in diesem grossen, offenen Bruch ist der Kalk gleichfalls in ausgedehnten Stollen, »Kover«, zugänglich, die sich am Grunde des Bruches öffnen. Der Kalk ist Blegekreide und färbt ab, fühlt sich sandig an, ist heller oder dunkler gräulichweiss und hat gelegentlich einen rötlichen Schimmer. Der Feuerstein ist grau und

<sup>1)</sup> Vergl. die Karte: Viborg Egnens Mergellag og deres geologiske Omgivelser. (Die Mergelschichten der Gegend von Viborg und deren geologischen Umgebungen). D. G. U. III. Række Nr. 9. 1913.

tritt teils in schwebenden Blöcken im Kalk auf, teils in Schichten und dickeren Bänken, die weissen, flachen Kalkpartien umschliessen. Die Schichtenstellungen sind sehr verwickelt, indem die Schichten in verschiedenen Richtungen fallen, und häufig Faltungen und Sprünge auftreten. Diskordanzen zwischen den Feuersteinschichten sind gleichfalls sichtbar. Der Kalk ist sehr arm an Versteinerungen; er gehört zum jüngeren Danium, Zone D (Vergl. das Schema S. 35 und Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 66).

Von Mönsted via Skive durch Salling nach Glyngöre, von hier aus mit der Fähre nach **Nyköbing auf Mors**, wo man übernachtet.

### Donnerstag, d. 5. Juli.

Leiter: O. B. BÖGGILD.

Von Nyköbing nach dem nördlichen Mors zu den Lokalitäten des »Moler« (eozäner Diatomeenkiesel, mit Schichten von vulkanischer Asche, der in dislozierten Schollen in den Quartärablagerungen liegt; Vergl. Fig. 9 und Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 76).

Erst besucht man die beiden grossen Molerbrüche **Ejerslev** und **Skarrehage** (evtl. nur einen von diesen beiden). Bei Ejerslev (Vergl. Fig. 10) befindet sich gegen den Strand hin ein Abhang mit den oberen Moler-Schichten, in denen die schwarzen Aschenschichten dicht übereinander liegen<sup>1)</sup> (»die positive Serie«). In dem Bruch sieht man ein Querprofil mit den unteren Molerschichten und vereinzelt Aschenschichten der »negativen Serie«. Der Bruch von Skarrehage enthält teils Molerschichten der unteren Serie und teils verschiedengefärbte Moler-Schichten ohne vulkanische Asche, deren Platz in der Reihe unbekannt ist.

<sup>1)</sup> Siehe: D. G. U. II. Række. Nr. 33. O. B. BÖGGILD: Den vulkanske Aske i Moleret . . . . . Avec Résumé en français. Les cendres volcanique du Moler (terre éocène á diatomées) avec un aperçu des roches tertiaires les plus anciennes du Danemark. 1918.

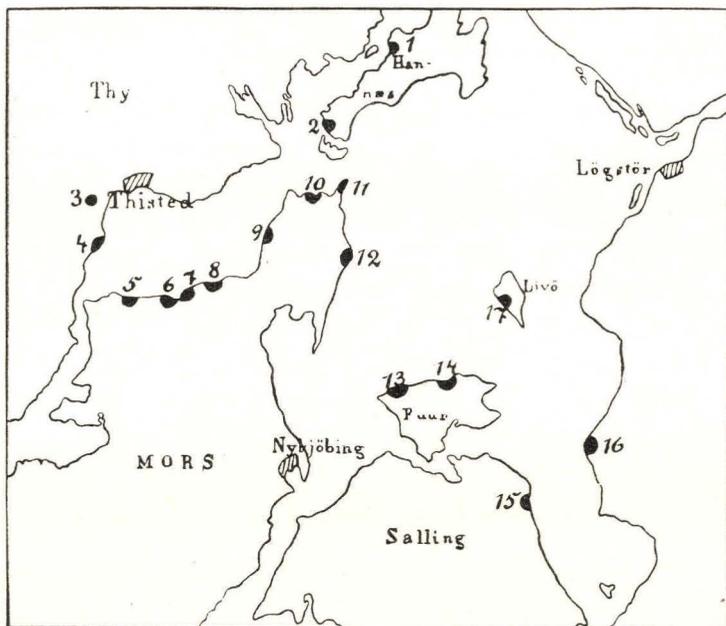


Fig. 9. Karte des »Moler«-Gebietes in Nordwest-Jylland. 1: 500 000.  
 1: Vesløs. 2: S. Arup. 3: Thisted. 4: Silstrup. 5: Svalklit. 6: Gullerup.  
 7: Hanklit. 8: Salgjer Høj. 9: Skjærbæk Klint. 10: Skarrehage.  
 11: Feggeklit. 12: Ejerslev. 13: Fur Knude-Klint. 14: Fur Stolle-Klint  
 und Ostklint. 15: Junget. 16: Ertebölle. 17: Livö.

Darauf weiter zu dem recht ansehnlichen Steilufer **Hanklit**, der vor 1910 folgende Schichtenserie zeigte:

- Flugsand.
- Glazifluvialer Kies.
- Moler.
- Moränenton.
- Glazifluvialer Sand.
- Glazifluvialer Kies.
- Paleozäner Ton.

Danach fand ein grosser Absturz statt, wodurch die Schichten unter dem Moler von den herabstürzenden Massen verdeckt wurden, während der Moler selber auf diese Weise eine hohe, senkrechte Böschung mit einer schönen Schichtenfaltung bildete.

Fig. 11 zeigt ein Stück der positiven, oberen Schichtenreihe mit den auffälligsten, dicksten Schichten, die eingetragen sind. Von oben an sieht man: Nr. 129 (4,5 cm), die oberste dicke Schicht; 118 (13 cm) und 114 (14 cm) sind beide wegen einer eigentümlichen diskordanten Schichten- teilung bemerkenswert. Die Schichten 102 (8 cm) und 101 (12 cm) bilden eine zusammenhängende Zementsteinbank, welche die auffälligste Schicht in dem ganzen Steilufer ist. 90 ist eine Doppelschicht (1,5 + 6,5 cm); deutlich sind ferner die Schichten 79 (12 cm), 62 (7 cm) und 51 (8,5 cm)

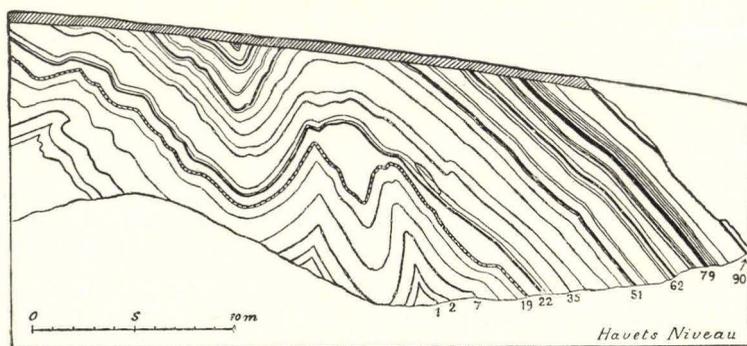


Fig. 10. Partie des Egerslev Klint mit Aschenschichten der »positiven Serie«.

Die dünnen Schichten 27—30 sind an verschiedenen Stellen zu Zementsteinknollen zusammengekittet, von denen man eine in der Figur erkennt. Schicht 22 ist 6 cm dick. Zuerst erblickt man Schicht 19 (18 cm), die mächtigste von allen; sie ist grau und besitzt andesitische Konsistenz. Links, ausserhalb des Bildes, setzt sich die Schichtenreihe nach unten zu fort in der negativen Serie, die man bis zu der hellen, andesitischen Schicht ÷ 17 (4 cm) verfolgen kann. Unter den dünneren, nicht so auffälligen Schichten müssen einige hervorgehoben werden, die eigentümlich sind: Nr. 30 ist eine Doppelschicht (0.5 + 1.2 cm), ebenso 18 (1 + 2 cm), 16 (2 + 1 cm) und 14 (0.5 + 2 cm). 13 (1 cm) ist andesitisch wie 19, während sonst alle Schichten in der oberen Serie basaltisch sind.

Die untere Serie enthält nur vereinzelte Aschenschichten, deren Zusammensetzung weit mehr variiert als in der oberen Serie; die Schichten werden hier von oben an mit negativen Zahlen nummeriert. Die obersten 10 Schichten sind sehr dünn und schwer zu finden, aber dann kommen 3 basaltische, recht auffällige Schichten, Nr.  $\div$  11 (3 cm),  $\div$  12 (5 cm) und  $\div$  13 (6 cm), wonach wieder einige ganz unbedeutende Schichten über der früher erwähnten Schicht  $\div$  17 folgen.

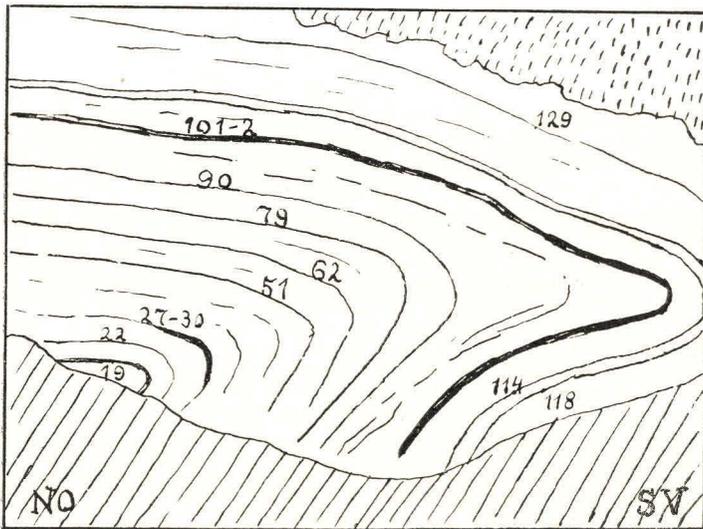


Fig. 11. Profil im Hanklit mit Moler- und Aschenschichten (nummeriert) der »positiven Serie«, die in einer grossen Falte liegen.

Mit dem Boot nach Thisted; unterwegs kommt man dicht an **Silstrup Klint** vorüber, in dem die Moler- und Aschenschichten ein flaches Antiklinal bilden (Vergl. Fig. 12). Die Aschenschichten sind im wesentlichen dieselben wie die im Hanklit, mit denselben Mächtigkeiten; die Lage der auffälligeren Schichten ersieht man aus der Figur. Der wesentlichste Unterschied zwischen den beiden Lokalitäten besteht darin, dass die dünnen Aschenschichten 27—30 hier in eine sammenhängende Zementsteinbank eingelagert sind, die das auffälligste Element im Steilufer bildet; nur

die obersten von den negativen Schichten sind hier zu sehen.

Übernachtung in **Thisted**.

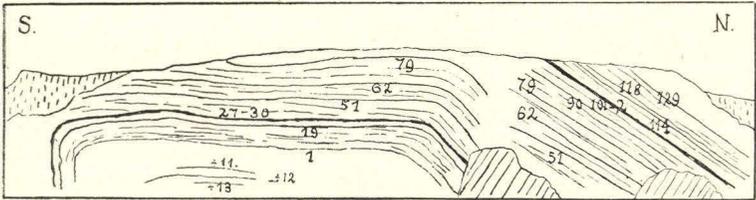


Fig. 12. Profil in dem Silstrup Klint, südlich von Thisted. Moler und vulkanische Asche in einem Antiklinal aufgefaltet.

### Freitag, d. 6. Juli.

Leiter: H. ØDUM, V. NORDMANN und AXEL JESSEN.

Am Morgen zu dem grossen Bruch in der zum Danium gehörigen Blegekride am südöstlichen Rande von **Thisted**, dicht bei der Schweineschächtereie. Der Graben ist sehr gross; der Kalk variiert etwas in seiner Beschaffenheit. In dem oberen nördlichen Teil des Grabens ist er Blegekride, die gelegentlich eine geringe Menge Bryozoen enthalten kann, während der Bryozoengehalt an anderen Stellen (und das fast in der Regel) so gross ist, dass man dieses Gestein als Bryozoenkalk bezeichnen muss. Er ist unregelmässig erhärtet und bildet teilweise einen allmählichen Übergang in weissem Feuerstein, während andere Partien weicher sind, und in den Hohlräumen der benachbarten Feuersteinschichten treten loses Kalkpulver auf. In dem südlichen Teil des Grabens befindet sich Blegekride, die durchgehends ausserordentlich wenig Bryozoen enthält; nur in vereinzelt Schichten dicht am Grunde kommen Streifen von bryozoenreichen Partien im Kalk vor. Dieser enthält viele graue »Ophiomorphen«. Die tektonischen Verhältnisse sind sehr kompliziert; die Kalkschichten sind Störungen ausgesetzt gewesen, und in der Westwand sieht man sowohl einen scharfen Sattel, als eine 2,75 m breite Verwerfungszone.

Die Kalkablagerungen, die man in Jylland besichtigen kann, verteilen sich wie folgt:

Danium.....	{	Zone D. Mönsted (4. Juli)
	{	Zone C. Thisted
	{	Zone B. Bulbjerg
	{	Zone A. } Kjölby Gaard
Senon.....	{	..... } Aalborg
	{	.....

Die Lokalität bei Thisted gehört also zum jüngeren Danium (Zone C).

Nach **Kjölby Gaard** bei der Station Hunstrup, wo sich ein Graben in dem alten Steilufer aus der Litorina-(Tapes-) Zeit befindet, in dem Danium Senon überlagert (Vergl. Fig. 13). Zuunterst findet sich ca. 9 m Schreibkreide, die eine typische senone Fauna enthält. Man sieht nur wenig Feuerstein. Darüber folgt 9 cm Ton. Die Grenze gegen die darunter liegende Schreibkreide ist scharf, aber nicht glatt, teils wellig, teils etwas rissig und zerklüftet, so dass der Ton kleine Ausläufer in die Kreide hineinsendet. Der Kalk ist sehr reich an Ton und scheint keinen Quarzsand zu enthalten. Andererseits ist er voll von Schreibkreidegeröllen; diese variieren sehr stark in der Grösse, von den kleinsten zu solchen, die die Grösse eines Hühnereis haben. Die Oberfläche dieser Gerölle ist mehr oder weniger rau; sie sind oft scharfkantig und scheinen nicht besonders gerollt worden zu sein. Ausser Geröllen aus der Schreibkreide enthält diese Schicht eine Anzahl von Schreibkreidefossilien, die auf sekundärem Lager liegen.

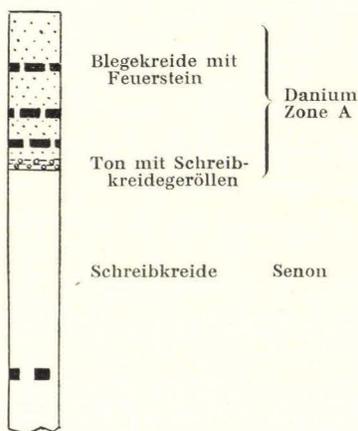
Über dem Ton folgt 1,25 m Blegekreide. Die Tonmenge der Konglomeratschicht nimmt nach oben zu ab, und gleichzeitig verschwinden die Schreibkreidegerölle. Das Gestein wird eine homogene Blegekreide und wird fester und härter. Er ist ausserordentlich arm an Fossilien. Was Hohlräume anbetrifft, so kommt eine Anzahl von ockerfarbigen, schmalen Löchern vor, welche offenbar von Spongien herrühren; schöne Löcher, die durch Spongienadeln entstanden sind, sind häufig. Ferner finden sich hier drei Feuersteinbänder.

Die Blegekreide und sein Grundkonglomerat ist die älteste Schicht des Daniums und gehört der Zone A an, die

mit dem Cyclaster-Kalk und der Tonschicht im Stevns Klint zusammen gehört.

Bei der Hunstrup Kirche besieht man einen Strandwall aus der Litorina-(Tapes-)Zeit. Der westliche Teil des Limfjords war in dieser Zeit nach Westen zu durch eine »Zange« vom Meer abgesperrt (Agger-Tangen). In kurzen Perioden konnte das Meer diese Zange durchbrechen, doch schloss sich diese immer bald wieder.

In der Jetztzeit wird diese



### *Kjölbj Gaard*

Fig. 13. Schema der Grenze zwischen Senon und Danium bei Kjölbj Gaard.

künstlich durch einen Kanal offengehalten (Thyborön-Kanal). Dagegen war der Limfjord nach Norden hin gegen das Skagerrak zwischen Thisted und Fjerritslev offen. Dieser Teil des Landes war während der Litorina-Senkung in eine Menge von Inseln aufgelöst, die zum Teil aus dem harten Kalkstein des Daniums bestanden. Diese früheren Inseln (Hansthalm, Hjärdemaal, Lild, Bulbjerg, Klim u. a.) liegen noch heute mit steilen Küstenböschungen da.

Während der Landhebung baute das Meer Kiesbänke von Insel zu Insel, oft wurden fächerförmige Strandwallsysteme gebildet, während sich das Land allmählich hob und wuchs. Das Meer arbeitete an der Zerstörung der vorspringenden Landzungen, der Küstenstrom und der starke Materialtransport an der Küste entlang füllte Buchten zwischen diesen festen Punkten aus und strebte danach, eine möglichst ausgeglichene, gradlinige Küste zu schaffen. In der Jetztzeit besteht die Küste aus einer Reihe von flachen Bogen zwischen den aus widerstandsfähigeren Stein- und

Bodenarten bestehenden Vorbergen: von Hanstholm nach Lild, von Lild zum Bulbjerg, vom Bulbjerg nach Svinclöv u. s. w.

Die in diesen Gegenden vorkommenden Strandwälle stammen teils aus dem Maximum der Litorina-Senkung, teils aus der darauffolgenden Landhebung. Nicht nur das Alter der Strandwälle, sondern auch ihre Lage entweder am offenen Meer oder in geschütztem Fahrwasser hat Einfluss auf ihre Höhe. Während der Rücken des Strandwalls bei der Kirche von Hunstrup nur 4,7 m über dem Meere liegt, liegt 3—4 km NW davon ein weit grösserer Strandwall, dessen höchsten Partien 7,8 m über dem Meere liegen. Ferner bemerkt man ein deutliches Zunehmen der Höhe der Strandwälle über dem Meere, wenn man sich von Westen nach Osten oder nach Nordosten bewegt. Wenn man die Höhe berücksichtigt, bis zu der das Meer in der Jetztzeit Strandsteine auf unbeschützte Küsten aufwerfen kann, kann die Landhebung in diesen Gegenden bei Nyköbing auf 3 m veranschlagt werden, beim Nordende von Mors bei Skarrehage auf  $3\frac{1}{2}$ —4 m, bei Hanstholm auf  $4\frac{1}{2}$  m, am Bulbjerg auf  $5\frac{1}{2}$  m, bei Aabybro auf  $6\frac{1}{2}$  m, bei Lökken auf etwa  $8\frac{1}{2}$  m und bei Frederikshavn auf 13 m. Ein Fund bei Vust, südlich vom Bulbjerg, zeigt, dass die Landhebung bis in die Bronzealter hinein dauerte.

In den Sunden zwischen den früheren Inseln lebte eine reiche *Ostrea-Tapes-Fauna*, die sich nun in den gehobenen Sand- und Tonschichten befindet. Einzelne von diesen Sunden wurden nur teilweise ausgefüllt, so dass sie nun als Wieks des Limfjords in Erscheinung treten. Im letzten halben Jahrhundert hat man — doch mit geringem Erfolge — versucht, einige von diesen kleinen Fjorden trocken-zulegen. — Vereinzelt, kleinere Kökkenmöddinger, u. a. bei Österild und auf Hannæs zeugen davon, dass diese Scheren im Steinalter bewohnt gewesen sind (Ertebölle-Kultur).

Von Österild und Lild fährt man nach dem **Bulbjerg**, wo Bryozoenkalk (Danium) den ca. 40 m hohen Klint bildet, der zur Nordsee abfällt. Die isolierte Klippe »Skarreklit« steht als Zeuge der Angriffe des Meeres auf die Küsten zurück.

In geologischer Beziehung ähnelt der Bryozoenkalk des Bulbjergs vollständig dem in Stevns Klint; er ist ziemlich reich an Versteinerungen und gehört zur Zone B. Die Feuersteinschichten, die oft sehr massiv sind, liegen stellenweise sehr dicht, stellenweise weit von einander entfernt, so dass der Kalk dicke, feuersteinfreie Schichten bildet. Die Feuersteinschichten liegen in grossen Bogen und bilden ein System von diskordant zusammenstossende Bänken, so dass die Kalkschichten in ihrer Dicke wechseln und sich verkeilen.

Flugsand tritt sowohl im Westen als im Osten vom Bulbjerg auf und zwar in grossen, deutlichen Parabeldünen<sup>1)</sup>. Oben auf dem Bulbjerg befindet sich ein unregelmässiges Dünenterrain, wo spätere Winderosion stellenweise wieder die alte Oberfläche blossgelegt hat, die als kleine Steinstrrecken zwischen den Dünen in Erscheinung tritt. Auf diesen Stellen kann man Geräte sowohl aus dem Steinalter als aus der Bronzezeit finden.

Bei Fjerritslev kommt man auf das glaziale Hochland, passiert SW von Svenstrup ein extramarginales Schmelzwassertal (in dem sich nun kein Wasserlauf mehr befindet) und ein paar N—S liegende Hügelrücken (Eisrandbildungen), zwischen denen sich frühere Sunde mit einer reichen Tapes-Fauna, Austernbänke und einige kleinere Kökkenmöddinger befinden. Bei Bratskov fährt man wieder in die niedrig gelegene postglaziale Ebene, über welche man weiter nach Nørre Sundby und Aalborg fährt.

Der östliche Teil des Limfjords war in der Litorina-Zeit ein Sund, der von Løgstør nach Osten zum Kattegat ging, aber nicht mit dem Skagerrak in Verbindung stand. Zwar breitete sich der Limfjord nach Norden zu über weite Gebiete von Vendsyssel aus: über des Tiefland zwischen Bratskov und Aabybro, Store Vildmose u. s. w., und reichte als ein schmaler Fjord nach Norden zu bis Lökken, aber sowohl hier, als im SW davon, war der Fjord gegen den Skagerrak zu durch Zangen und glaziale Hügelzüge abgesperrt. Die Fauna in den gehobenen Schichten ist eine

<sup>1)</sup> Vergl. Ü. ü. Die Geologie von Dänemark S. 150.

typische Limfjordsfauna und ist von der Fauna im westlichen Limfjord und im Skagerrak verschieden.

In dem Ziegelgraben bei Lindholm, unweit Nørre Sundby, findet sich geschichteter, spätglazialer Ton ohne Mollusken. In den Böschungen des Hügel bei Nørre Sundby sieht man Spuren von sowohl spätglazialer als postglazialer marinen Erosion. Von dem Gipfel des Hügels hat man eine gute Aussicht über die Landschaft.

Durch **Aalborg** nach Osten zu den Kreidegraben bei Aalborg Portland-Cement-Fabrik (Rørdal). Weisse Schreibkreide, Senon, beinahe ohne Feuerstein.

Von Aalborg an Hammer Bakker vorüber, über »Jydske Aas« und durch Sæby nach **Frederikshavn**.

### **Sonnabend, d. 7. Juli.**

Leiter: AXEL JESSEN.

In Fig. 14 sieht man einen theoretischen Schnitt durch Vendsyssel, der die drei Terrainformen zeigt: das glaziale Hügelland, die spätglazialen Plateaus (der Boden des früheren Eismeer) und — der Küste am nächsten — das postglaziale ebene Land, das aus marinen Schichten der Litorina-Zeit gebildet ist.

In Vendsyssel sind Ablagerungen aus den beiden letzten Glazialzeiten und aus der letzten Interglazialzeit bekannt<sup>1)</sup>.

Die Schichtenfolge der glazialen Schichten ist:

Morämenton und Moränensand.

Glaziofluvialer Ton, Sand und Kies.

Interglazialer, mariner Ton, zuoberst arktisch,  
darunter boreal.

Glaziofluvialer Sand und Morämenton.

Schreibkreide (Senon).

<sup>1)</sup> Vergl. D. G. U. V. Række. Nr. 2. AXEL JESSEN: Vendsyssels Geologi. 1918. (Dänisch).

Die Oberfläche der Schreibkreide liegt 20—30 m ü. d. M. gegen SW und W bei Aalborg und Svinkløv und fällt dann gegen NO, so dass sie bei Frederikshavn bei  $\div$  177 m angetroffen ist. In der darüber liegenden Moräne hat man bei der Bohrung bei Skærumhede<sup>1)</sup> baltische Geschiebe gefunden. Von der interglazialen Schichtenserie, die bei Skærumhede eine Mächtigkeit von 123 m hat, kommt nur die oberste, arktische Zone (Portlandia arctica-Ton, älterer Yoldienton) an die Oberfläche. Der boreale Teil (der grösste Teil) ist nur durch diese Bohrung bekannt, wo er als Ton auftritt, der dunkel und weich ist und eine sehr reiche Molluskenfauna enthält. Die glaziofluvialen Ablagerungen, Ton, Sand und Kies, bilden eine mächtige Schichtenserie, eine direkte Fortsetzung der interglazialen Schichtenserie, und zwar so, dass der Ton überwiegend in den unteren Schichten, der Sand und der Kies dagegen in den oberen auftritt. Der glaziofluviale Sand bildet die Hauptmasse des hügeligen Landes, das im östlichen Vendsyssel ein grosses, zusammenhängendes Hochland bildet; im westlichen Vendsyssel tritt es als Hügel von geringer Ausdehnung auf, die wie »Inseln« aus dem alten Eismeergrunde emporragen (z. B. Børglum, Rubjerg, Vennebjerg, Hjörning u. a.). Die Schichtenstellung des Diluvium ist häufig sehr unregelmässig, besonders in den koupierten Gegenden, die teils kleinere Vorstösse des Eises, teils Aufent-

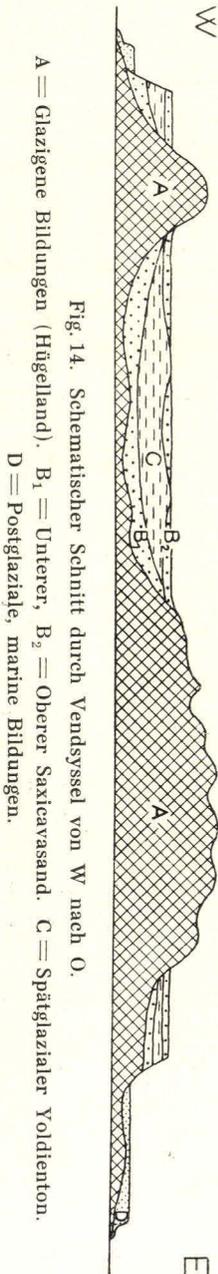


Fig. 14. Schematischer Schnitt durch Vendsyssel von W nach O.

A = Glazigene Bildungen (Hügelland). B<sub>1</sub> = Unterer, B<sub>2</sub> = Oberer Saxicavasand. C = Spätglazialer Yoldienton. D = Postglaziale, marine Bildungen.

□

<sup>1)</sup> Vergl. Ü. ü. Die Geologie von Dänemark. S. 109.

haltslinien des Eisrandes während des Abschmelzens re-präsentieren.

Die über den glaziofluvialen Schichten liegende Moränenablagerung (aus der letzten Glazialzeit) besteht im südlichen Vendsyssel aus normalem Moränenton, im nördlichen Vendsyssel aus Moränensand oder steinigem Sand ohne Schichtung; oft bemerkt man nur Bestreuung von grossen Steinen.

Die spätglazialen, marinen Schichten zeugen von einer Senkung und einer darauffolgenden Hebung des Landes, die Schichtenfolge ist wie folgt:

Oberer Saxicavasand.

Yoldienton.

Unterer Saxicavasand.

Diese Eismeerbildungen füllen die Niederungen zwischen den höheren Hügelpartien aus und bilden Plateaus, deren Oberflächen nach NO zu 30—33 m über dem Meere liegen und nach S und SW zu niedriger werden. Im östlichen Vendsyssel, um Voer Gaard herum und bei Sæby bilden die Schichten bassinförmige Ausfüllungen in älteren Zentraldepressionen. Die Schichten sind ungestört und horizontal. Die Täler in diesen Plateaus haben ein anderes Gepräge als die Täler in dem Hügelland: sie sind jünger und haben scharfbegrenzte, steile Seiten und sind oft erst in dem Augenblick zu sehen, wo man direkt am Rande steht. Unterer Saxicavasand, der bei Grabungen und in Steilufern beobachtet worden ist, enthält eine arme Fauna, die aber reich an Individuen ist. Der Yoldienton ist im südlichen Vendsyssel fossilfrei; im nördlichen Vendsyssel enthält er eine arktische Fauna, die gegen Norden zu am reichsten ist, wo das Meerwasser freieren Zutritt hatte und das Eis während der Sedimentation des Tones in grösserer Entfernung lag. Der obere Saxicavasand bildet eine Decke über dem Yoldienton und ist in der Regel fossilfrei.

Die postglazialen Bildungen sind folgende:

Flugsand.

Obere Süsswasserschichten (Torf u. s. w.).

Mariner Schlamm, Ton, Sand und Kies.

Untere Süsswasserschichten (Torf).

Zirphäaschicht.

Der Zirphäasand, der auf dem Übergang von der spätglazialen zur postglazialen Zeit gebildet wurde, ist eine Küstenbildung, die während einer kurzen Landsenkungsperiode abgelagert wurde. Diese Schicht kommt nur im nördlichen Vendsyssel vor. Die unteren Süßwasserschichten stammen aus der Festlandszeit (Ancylus-Zeit, Borealzeit), als das Land in einem höheren Niveau als heute lag.

Die marinen Schichten wurden während einer Landsenkung und der darauffolgenden Hebung abgelagert (Litorina-Zeit oder Tapes-Zeit, atlantische und subboreale Zeit). Gegen NO bei Frederikshavn findet man Strandbildungen bis zu 15 m über dem Meere, Fjordbildungen (Schlamm und Ton) bis 12<sup>1</sup>/<sub>2</sub> m ü. d. M. Wie auf Seite 37 erwähnt, nimmt die Grösse der Landhebung von hier nach SW zu ab. Die oberen Süßwasserschichten wurden in den subborealen und subatlantischen Zeiten gebildet, der Flugsand endlich zum grössten Teil in den historischen Zeit.

Von **Frederikshavn** fährt man nach Westen über ein in spätglazialer Zeit stark abradiertes Gelände, darauf auf das kleine spätglaziale Plateau südlich von der Station **Kvissel** (Yoldienton), und weiter über die stark koupierte Hügelkette, **Tolne Bakker**, die bei einem N—S verlaufende Eisrand gebildet worden ist. Von hier hat man Aussicht nach Westen über das spätglaziale Plateau, die sogenannte **Sindal-Fläche**. In dem Ziegelgraben an der Station **Sindal** sieht man Yoldienton mit arktischer Fauna. Man fährt nach Süden weiter über **Vraa** und **Try** durch das glaziale Hügelland zu dem bassinförmigen, spätglazialen Plateau, der **Voergaard-Fläche**, einer Zentraldepression, die in spätglazialer Zeit teilweise von Yoldienton und Saxicavasand ausgefüllt, darauf in der Festlandszeit von den Wasserläufen gefurcht wurde, die von allen Seiten zum Hauptstrom, **Voers Aa**, herabliessen. Während der Litorina-Senkung drang das Meer in Form von kleinen Fjorden in diese Täler ein. Marines Alluvium hat man durch Bohrungen weit ins Land hinein verfolgt.

Gegen SW und W sieht man den bogenförmigen Hügelzug „**Jydske Aas**“, der eine Höhe von 100—136 m ü. d. M. erreicht.

Im südwestlichen Vendsyssel haben die Eisrandlinien die Richtung SO—NW. Während des Zurückweichens stand der Rand des Inlandeises von Dronninglund in nördlicher Richtung bis nach Sindal und lief als ein neuer Bogen nach NW nach Hirshals. Nachdem diese letzte, von NO kommende Eiszunge abgeschmolzen war, hatte der Eisrand nördliche Richtung von den Tolne-Hügeln während er gleichzeitig gegen Süden immer noch bis Dronninglund reichte. Hierdurch wurde dieser südliche Teil des Eisrandes, »Jydske Aas«, so ausserordentlich stark ausgebildet und die Voergaard-Depression so stark ausgeprägt. Der Moränenbogen hat auf der Strecke, wo er typisch ist, eine Länge von 25 km, eine Breite von 2—3 km und erhebt sich 80—100 m über die Voergaard-Fläche. Teils auf der inneren Seite, besonders aber auf der äusseren, westlichen Seite kommen kleinere, scharf ausgeformte Randmoränen vor, u. a. bei Skinderhede, wo man auf dem Wege nach Hjallerup Halt macht.

Man fährt weiter nach SW nach Hjallerup, nach Osten nach Dronninglund Storskov (Hochwald) von wo aus man das Land überblicken kann. Über die Voergaard-Fläche fährt man dann weiter nach Osten zu den Albæk Bakker, einer jüngeren Moränenlinie. Das Südende dieser Hügel liegt als eine steile, spätglaziale Küstenböschung da, vor der man eine Terrasse aus spätglazialem Strandkies und auf niedrigerem Niveau das postglaziale, ebene Land am Voers Aa sehen kann. Von hier geht es weiter nach **Sæby**. Von Sæby nach **Frederikshavn** fährt man an einer hohen Küstenböschung aus der Zeit des Litorinameeres entlang.

### **Sonntag, d. 8. Juli.**

Leiter: AXEL JESSEN.

Von **Frederikshavn** fährt man nach Westen an Sindal vorbei über das spätglaziale Plateau, die Hjörning-Fläche, mit einzelnen Hügelpartien (Hjörning, Vennebjerg, Rubjerg) nach Lönstrup. Die Kluft bei Lönstrup wurde zum grössten Teil von einem einzigen Wolkenbruch am 11. August 1877 gebildet.

Lönstrup Klint, das 12 km lange, bis zu 60 m hohe Steilufer zwischen den Fischerdörfern Lökken und Lönstrup, zeigt teils einen Schnitt durch ein Hügelland, den Rubjerg, von dem nur die östliche Hälfte erhalten ist, teils einen Schnitt durch die Plateaus südlich und nördlich davon.

A. In dem nördlichen Teil des Steilufers (Schnitt durch das im Norden von dem Hügelland liegende Plateau) hat man folgende Schichtenfolge:

Flugsand.

Yoldienton.

Unterer Saxicavasand.

Moränensand.

Glaziofluvialer Sand, mit Moränensandbänken.

Glaziofluvialer Ton.

Der Yoldienton ist schwach entwickelt und enthält stellenweise Schalen von *Saxicava arctica*. Der untere Saxicavasand hat eine Mächtigkeit von bis zu 20 m und enthält in seinem oberen Teil zahlreiche Schalen von *Saxicava arctica* in senkrechter Stellung in dem tonigen Sand. Der unterste Teil des Saxicavasandes kann unregelmässig geschichtet sein und enthält kleine Steine und Schalen, die in allen Richtungen liegen. Die Grenze gegen den Moränensand ist schwer anzugeben. Der Moränensand liegt in Bänken und ist ein toniger Sand mit vielen kleinen und einzelnen grösseren Steinen. Er kann als Übergang zum darüberliegenden Saxicavasand und dem darunter liegenden glaziofluvialen Sand geschichtet sein. Der glaziofluviale Sand kann Kies und Moränensandbänke enthalten. Er ist in enger Verbindung mit dem vorrückenden Eisrand abgelagert worden. Der glaziofluviale Ton ruht direkt auf dem jüngsten Glied (*Portlandia arctica*-Ton, älterer Yoldienton) der interglazialen, marinen Schichtenserie, die jedoch nur an einzelnen Stellen am Fuss des Steilufers erscheint und in der Regel in Form von losgerissenen Schollen auftritt. Der glaziofluviale Ton ist in diesem Teil des Steilufers sehr dicht und gleichartig; sein oberster Teil ist vom Inlandeis beeinflusst worden, und zur Kirche in Maarup hin sieht man eine Auseinanderzerrung des Tons, eine Beeinflussung, deren Intensität nach Süden hin zunimmt.

B. In dem zentralen Teil des Steilufers (ein Schnitt durch das Hügelland) fehlen die spätglazialen Schichten. Auch der Moränensand verschwindet und an seine Stelle tritt eine Bestreuung mit kleinen und grösseren Steinen auf der alten Hügeloberfläche, die später von Flugsand überdeckt worden ist. Im Profil sieht man nur glaziofluviale Schichten: Ton, Sand und Kies, mit einer Schichtenstellung, die in Fig. 15 schematisch angegeben ist. Hier sieht man fortwährend dieselbe Schichtenserie wiederholt: glaziofluviale Ton (»Diluvialton«), darunter wechselnde Schichten von glaziofluvialen Sand und glaziofluvialen Ton und darunter »Diluvialton«, dann wieder glaziofluvialer Sand u. s. w. Während man konkordante Auflagerung von den untersten,

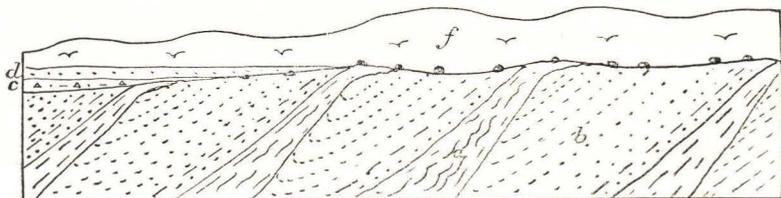


Fig. 15. Schematisches Profil durch den dislozierten Teil des Lönstrup Klint (der nördliche Teil des Rubjerg-Hügellandes).

a = »Diluvialton«, b = Glaziofluvialer Sand. c = Moränensand.  
d = Unterer Saxicavasand. f = Flugsand.

dicken Tonschichten durch die Schichten nach oben zu bis zum reinen glaziofluvialen Sand findet, ist da eine scharfe Diskordanz zwischen diesen Sandschichten und denen des darüber (nördlich davon) liegenden »Diluvialtons«. An der Grenzfläche entlang sind die Sandschichten oft an der Tonschicht entlang nach oben gebogen, sind also bei der Bewegung des Tons über den Sand nach oben mitgeschleppt worden.

Hier befinden sich also eine Reihe von gleichartigen Schichtenserien, die aus ihrem ursprünglichen Lager herausgebrochen und darauf übereinander geschoben worden sind, so dass sie nun wie Fischschuppen mit NNO-Fall daliegen. Die Neigung der Schichten kann in den verschiedenen Schichtenserien sehr verschieden sein, von sehr flach-

liegenden bis zu fast vertikal gestellten Schichten variieren. Es ist eine Regel, dass die Überschiebungsflächen (die Unterseiten der Tonschichten) steiler sind als die Schichten selber. An vielen Stellen sieht man, dass die untersten Schichten keilförmig sind, d. h., am Fuss des Steilufers sehr mächtig sind, um sich dann nach oben zuzuspitzen. Man hat diese Erscheinung als eine Folge der Friktion an der Unterschicht bei der Überschiebung angesehen, aber die Verhältnisse liegen wohl vielmehr so, dass die ursprüngliche Bruchfläche schräg verlief oder gebogen war.

Dass sich das Inlandeis über den Hügel hin bewegt hat, nachdem die Schichten ihre jetzige Stellung eingenommen hatten, ergibt sich daraus, dass man den Moränensand ein Stück nach Süden über die schräggestellten Schichtenserien verfolgen kann, und aus der Steinbestreuung der Oberfläche. Ferner sieht man, wie die obersten Enden der Schichten umgebogen und nach Süden, in der Bewegungsrichtung des Eises, ausgezerrt sein können.

In den grossen Tonschollen sieht man häufig lokale Faltungen, die infolge der Zusammenpressung in der Richtung der Schichten entstanden sind; aber, abgesehen von einer einzelnen unnormalen Schichtenstellung in den Ton- und Sandschichten im Norden von Stortorn, ist der Hauptindruck der einer ungewöhnlichen Regelmässigkeit; grössere Faltungen kommen in diesem Steilufer nicht vor. Durch die Überschiebungen kann so viel von den Sandschichten entfernt sein, dass die grossen Tonschichten am Fusse des Steilufers zusammenkommen und oben nur durch eine keilförmige Sandpartie von einander geschieden sind. Am anderen Stellen kann fast aller Sand fortgeführt sein, oder in Form von »Schmier« in den grossen, zusammengeschobenen Tonpartien vorkommen.

Der »Diluvialton« kann deutlich geschichtet sein, und in einigen Fällen können dieselben Ton- und Sandschichten in verschiedenen, nebeneinander vorkommenden Schichtenserien identifiziert werden. Der glaziofluviale Sand hat die gewöhnliche glaziofluviale Struktur (diskordante Parallelstruktur); an der Oberfläche von tonigen Sandschichten hat man Wellenfurchen (ripple marks) beobachtet. Die Oberfläche

der dicken Tonschicht ist häufig vom Wasser abgeschliffen und von einer Schicht Flusskies und Geröllen aus Ton bedeckt. Der glaziofluviale Sand kann, besonders in den unteren Schichten, gerollte Holzstücke, Zweige, Früchte, andere Pflanzenreste und Bernstein enthalten.

Die Südgrenze dieser zentralen Partie (in dessen südlichsten Teil die Schichten fast horizontal liegen) wird von einer steilen nach Süden hin geneigten Fläche gebildet, die wahrscheinlich eine Verwerfung ist, und im Süden davon sind die Schichten um ca. 20 m gesenkt. Die dadurch gebildete Senkung ist von Moränensand und spät-glazialen Schichten ausgefüllt; nur im Fuss des Steilufers sieht man »Diluvialton« und glaziofluvialer Sand als oberste Enden von tiefliegenden, schwach schräggestellten Tonschollen mit zwischen ihnen liegenden Sandpartien. Etwas weiter nach Süden reichen die Schichten wieder höher in das Steilufer hinauf, um danach in horizontale, ungebrochene Lage überzugehen, bei denen der glaziale Einfluss auf die Faltung der obersten Schichten eingeschränkt ist.

C. Der südliche Teil des Klint (ein Schnitt durch das Plateau südlich von dem Hügelland) ist ungefähr wie das Plateau im Norden gebaut, jedoch tritt der untere Saxicavasand erst weit im Süden im Steilufer auf, wogegen der obere Saxicavasand allgemein auftritt und sehr mächtig ist. Im Bassin bei Stensnæs sieht man zuunterst glaziofluviale Schichten, darüber ein Wechseln von dünnen glaziofluvialen Sand- und Moränensandschichten, die den Übergang zu dem typischen Moränensand bilden. Über diesem sieht man dunklen, sehr fetten Ton, Yoldienton, der von dem oberen Saxicavasand bedeckt wird. Auf einer langen Strecke in Süden davon liegt »Diluvialton« und glaziofluvialer Sand in horizontalen, ungestörten Schichten. Das Bassin bei der Tvonnet Rende ist von schalenführendem Yoldienton ausgefüllt, der vom oberen Saxicavasand bedeckt ist. In einem Bassin, das etwa 200 m nach Süden, dicht im Norden von dem Dorf Nörre Lyngby liegt, sieht man ebenfalls zuunterst Yoldienton, darüber Saxicavasand (der hier Schalen von *Saxicava arctica* enthält) und darüber Süßwasserschichten: Ton und Sand, mit einer reichen

Flora und Fauna (*Salix polaris*, *Salix reticulata*, *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Potamogeton*, *Spermophilus rufescens*, *Rangifer tarandus*, *Castor fiber*, *Lagopus mutus* u. a.). Auch einen Pfeilspitze aus Feuerstein, die möglicherweise mit dem Renntier gleichzeitig sein kann, ist hier gefunden worden. Am Strande hat man früher ein bearbeitetes Renntiergeweih gefunden. Diese interessante Schicht gehört dem Übergang von der spätglazialen zur postglazialen Zeit an. Im Süden davon besteht das Steilufer aus schalenführendem Yoldienton, der im Süden von dem Dorf Nörre Lyngby von oberem Saxicavasand bedeckt ist. Noch weiter nach Süden besteht das Steilufer hauptsächlich aus Moränen-sand und glaziofluvialen Schichten.

Von Nörre Lyngby fährt man über das Hjörning-Plateau nach Frederikshavn zurück.

### Montag, d. 9. Juli.

Leiter: AXEL JESSEN.

Während des Maximums der Litorina-Senkung ging Vendsyssels Nordküste von Frederikshavn nach NW bis Tversted. Das grosse Tiefland »Skagens Odde« ist nach dieser Zeit durch die gemeinsame Arbeit von Landhebung und Sand- und Kiestransport des Küstenstroms entstanden. Ein Stützpunkt war eine grosse Tonbank nördlich von Raabjerg. Nachdem diese Bank durch Kies- und Sandriffe mit dem Festland verbunden worden war, wurde nach und nach ein Strandwall vor dem anderen gebildet, so dass das Land sowohl in der Breite, als auch ins Meer hinaus nach NO wuchs. Später schnitt der Strom wieder an einem Teil der Westküste, u. a. bei den Kandestederne Land fort, während an der Ostküste südlich von Skagen immer mehr Land angespült wurde. In unserer Zeit wächst das Land immer noch an der Nordküste, nördlich von Skagen, während eine Abschneidung von Land auf der Südseite zwischen der Stadt Skagen und dem Feuerturm Skagens begonnen hat. In der Zeit von 1787 bis 1888 hat am Nordstrand (westlich vom Badehotel) ein Zuwachs

an Land stattgefunden, der sich auf 300—500 m beläuft; 1787 lag die äusserste Spitze des Landes, »Grenen«, 900 m südlicher als 1888.

Von **Frederikshavn** fährt man nach Norden über flaches Land, d. h. eine Abrasionsfläche in Portlandica arctica-Ton (älterer Yoldienton), der von einer Schicht grosser Steine bedeckt ist, über denen dann die Litorinaablagerungen folgen. Nach Westen zu sieht man eine Rimmelandschaft: ein System von schmalen Sandrücken (»Rimmer«), die durch Niederungen von einander getrennt sind, die wiederum von Torf ausgefüllt sind (»Dopper«). Die »Rimmer« sind ursprünglich schmale Sandstrandwälle gewesen, die später durch angespülten Seetang, Vegetation und Flugsand erhöht worden sind. Sie gehen von einem Knotenpunkt östlich vom Gaardbosö aus und breiten sich fächerförmig von hier nach Süden und Südosten hin aus bis nach Frederikshavn. Diese Rimmelandschaft hat eine Länge von ca. 10 km und eine Breite von 3—4 km.

Bei der Station **Hulsig** dreht man nach Westen zu den **Kandestederne** ab. In dem Steilufer sieht man isolierte Dünenpartien, in denen sich eine Schicht »Martørv« befindet, d. i. ein durch das Gewicht des Flugsandes komprimierter Torf. Darunter liegen horizontale Schichten von Strandsand und Strandkies. Die Dünenpartien werden durch Steinstrecken von einander getrennt, die etwas niedriger als die Torfschichten liegen. Dieses Terrain ist durch Winderosion entstanden. Die Torfschichten kann man in Form von schmalen Streifen bis ins Land hinein verfolgen; es sind alte »Dopper«. Die Steinstrecken sind die zwischen den Doppfern liegenden »Rimmer«, die ursprünglich über die Torfschichten hinausragten, aber später fortgeweht wurden, wonach die Winderosion unbehindert bis in den Strandkies vordringen konnte, bis die zurückgebliebenen Steine eine genügend dichte und schützende Decke bildeten. Wie dieses ganze Tiefland (abgesehen von dem Flugsand) am höchsten gegen das alte Land hin liegt und nach NO, nach draussen zu, immer niedriger wird, liegt

auch die Oberfläche der Steinstrecken am höchsten gegen SW, am niedrigsten nach Skagen zu.

Danach geht man nach **Raabjerg Mile**, einer unbewachsenen Düne, die ursprünglich (vor 30—40 Jahren) Barkan-Form hatte, aber nun nach und nach immer länger und breiter mit unbestimmteren Grenzen wird. Die höchste Stelle der Düne lag früher 41 m ü. d. M., 20—22 m über der umgebenden Ebene, und sie wanderte durchschnittlich 8 m im Jahre.

Auf dem Wege von Kandestederne nach Skagen passiert man mehrere bedeutende Dünenreihen, von WSW nach ONO laufend, die parallele Zweige von Parabeldünen sind.

Übernachtung in **Skagen**, wo die Exkursion zu Ende ist.

---

Danmarks geologiske Undersøgelse.

---

---

*Die Internationale  
Geologen-Versammlung  
zu Kopenhagen 1928.*

Exkursion D.

FÜHRER  
FÜR DIE EXKURSIONEN IN DÄNEMARK  
—•—  
NORDOST-SJÆLLAND

KÖBENHAVN  
NIELSEN & LYDICHE (AXEL SIMMELKJÆR)

1928

## Die Exkursion während der Tagung.

### Exkursion D.

#### Nordost-Sjælland.

Donnerstag, d. 28. Juni 1928.

#### Der Kökkenmödding bei »Bilidt«.

Leiter: V. NORDMANN.

Am östlichen Ufer des Roskilde Fjord, etwas nördlich von Frederikssund, bei dem alten Fährgasthof »Bilidt« liegen die Überreste eines bedeutenden »Kökkenmödding«. In den Jahren um 1840 nahm JAPETUS STEENSTRUP hier einige vorläufige Untersuchungen vor und teilte folgendes Profil davon mit:<sup>1)</sup>

1. zuoberst 0.15—0.50 m sandige Erde mit Schalenfragmenten.
2. eine ca. 2 m mächtige Schicht, deren obere Hälfte hauptsächlich aus Schalen von *Ostrea*, *Cardium*, *Mytilus*, *Litorina* u. a. m. bestand, unordentlich zusammengehäuft und mit roh zugehauenen Feuerstein-Geräten vermischt, während die untere Hälfte ausser Weichtierschalen eine Menge abgerundete kleine Steine von 0.05 bis 0.08 m Durchmesser enthielt.
3. ca. 2 m Strandsand und Kies, fast ohne Spur von Tierresten.

Später untersuchte das »Lejre Komitee«<sup>2)</sup> zu wiederholten Malen den Ort, wodurch bewiesen wurde, dass die 3—3.5 m über dem höchsten Meereswasserstand liegende Schicht von Muschelschalen ein »Kökkenmödding« war, in

<sup>1)</sup> Oversigt kgl. Danske Vid. Selsk. Forhandl. 1848.

<sup>2)</sup> Ibidem. 1851.

welchem man Feuerherde und Kohlen- und Aschen-Schichten fand. Die Lokalität, die also zu den klassischen Örtlichkeiten gehört, von denen die Kenntnis eines der ältesten Abschnitte der Bevölkerungsgeschichte Dänemarks — und des ganzen Nordens — herrührt, ist zu wiederholten Malen von Naturforschern besucht, nichtdestoweniger aber niemals genauer beschrieben worden. Sie ist in der Literatur nur wenige Male besprochen worden, teils in den Berichten des »Lejre Kommittees«, teils von RÖRDAM (Danm. geol. Unders. II. R. Nr. 2 pg. 90 und 117), der hervorhebt, dass der Kökkenmödding auf gehobenem Meeresgrund (Salzwasseralluvium) ruht, was ebenfalls bei mehreren anderen Kökkenmöddingern (Havelse, Sölager u. a.) der Fall ist, woraus er schliesst, dass die »Kökkenmöddingperiode« mit dem letzten Abschnitt der »marinen Periode« (Litorinazeit)<sup>1)</sup> zusammenfällt. Endlich ist »Bilidt« kürzlich von SARAUEW (Meddelelser fra Dansk geol. Foren. Bd. 3, p. 234) besprochen worden. Das Material sowohl aus dem Kökkenmödding als auch aus den darunterliegenden Strandbildungen ist über ein halbes Jahrhundert lang als Wegfüllung und Mergel verwendet, und grössere und kleinere Kiesgruben sind beständig in dem Haufen geöffnet worden. Das Resultat ist, dass nur ein unbedeutender Rest von dem ursprünglichen Strandwall und Kökkenmödding übrig ist.

Die jetzige Kiesgrube ist ca. 3000 □ m gross und zeigt verschiedene mehr oder weniger gute Profile, von denen dasjenige in der westlichen Hälfte der Nordwand am interessantesten ist. Die Oberkante hat ihren höchsten Punkt ca. 5 m über dem mittleren Wasserstand, und von hier sinkt sie zu beiden Seiten, sehr schnell und stark nach der Fjordseite hin. An der höchsten Stelle war folgende Schichtenserie zu sehen: 1) 0.55 m Kökkenmödding; 2) 0.15 m feiner Sand und Kies und einzelne Schalen; 3) 0.20 m Schalenschicht (umgelagerter Kökkenmödding); 4) 0.5 m feiner Sand mit einzelnen Steinen, sehr wenigen Schalen oder kleinen Schalenhaufen, sowie verstreut lie-

<sup>1)</sup> Spätere Untersuchungen haben gezeigt, dass die Litorina Periode erst in der Bronzezeit, oder wohl eher in der Beginning der Eisenalter, als abgeschlossen angesehen werden muss.

genden kleinen Stücken Holzkohle; 5) 0.20 m dünne Schalenschichten mit feinem Sand wechselnd; 6) 0.30 m feiner Sand mit verstreuten Schalen; 7) 0,40 m Kies mit Schalen; darunter fand sich beim Graben an der Basis des Profils 8) 1 m feiner Sand mit verstreuten Steinen und einzelnen grösseren Schalenschichten; 9) 0.20 m rostfarbiger Kies mit einzelnen Schalen; 10) Moränenton, in welchem 0.30 m gegraben und 0.5 m gebohrt wurde, ohne dass die Schicht durchsunken wurde. (Beim Graben an anderen Stellen scheint man jedoch bedeutend tiefer gekommen zu sein, ohne auf Mergel zu stossen, statt dessen traf man anscheinend auf feinen [glacio-fluvialen] Sand). In Schicht 8 und 9 findet sich eine recht reiche Fauna, bestehend aus *Ostrea edulis* (die in wirklichen Austernschichten vorkommt, und deren Schalen eine Grösse von 110 mm erreichen), *Mytilus edulis* (ca. 60 mm), *Cardium edule* (45 mm), *C. exiguum* (11 mm), *Montacuta bidentata*, *Tapes aureus* (31 mm), *T. pullastra* (43 mm), *T. decussatus* (ca. 55 mm), *Scrobicularia piperata* (41 mm), *Tellina ballica* (20 mm), *Litorina litorea* (ca. 30 mm), *L. obtusata* (sehr gross und dickschalig), *L. rudis* mit *var. tenebrosa*, *Rissoa membranacea*, *R. inconspicua*, *Onoba striata*, *Hydrobia ulvae*, *Nassa reticulata* (25 mm), *Bittium reticulatum*, *Odostomia rissoides*, *Utriculus truncatulus*, *Chiton marginatus*?)<sup>1)</sup>. — Die kleinen Schalenschichten in den oberen Partien des Profils enthalten mehr oder weniger von diesen Formen. In der »Kökkenmödding«-Schicht selbst sind die essbaren Arten *Ostrea*, *Cardium*, *Mytilus* und *Litorina litorea* selbstverständlich die vorherrschenden, doch kommen auch so gut wie alle anderen genannten Arten darin vor, selbst die kleinen Formen, wenn auch natürlich mehr oder weniger selten. Ausserdem ist in der Kökkenmödding-Schicht ein Schalenstück von *Mya truncata* (ein Junges) gefunden. Die Kökkenmödding-Schicht unterscheidet sich

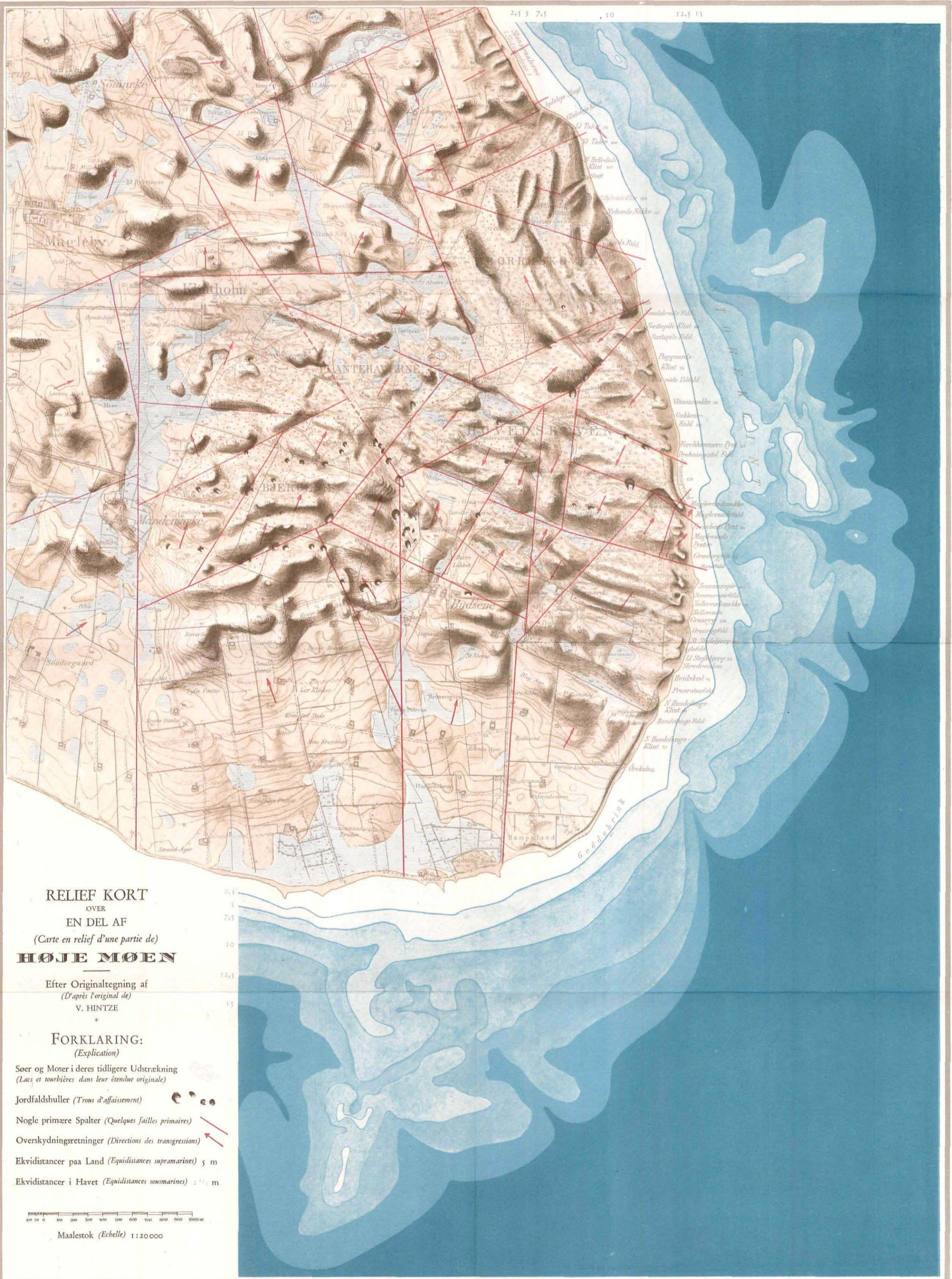
<sup>1)</sup> Zum Vergleich mag angeführt werden, dass die rezente Molluskenfauna des Roskilde Fjords folgende Arten umfasst: *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Tellina ballica*, *Scrobicularia piperata*, *Mya arenaria* (nach der Litorinazeit eingewandert), *Litorina litorea*, *L. tenebrosa*, *Rissoa membranacea*, *R. inconspicua*, *Hydrobia ulvae*, *Bittium reticulatum* und *Neritina fluviatilis*.

also nicht durch den Arteninhalt, sondern durch das Verhältnis zwischen der Häufigkeit der verschiedenen Arten und durch den ganzen Charakter der Schalenschicht (die zerdrückten, zersplitterten, durch Feuer angeschwärzten und unordentlich zusammengehäuften Schalen), von den natürlichen Schalenschichten tiefer unten. Im Kökkenmödding bei »Bilid« sind Säugetier- oder Vogelknochen nicht mit Sicherheit nachgewiesen, dagegen sind dort roh zugehauene Feuerstein-Gegenstände, Feuerstätten, Kohlen- und Aschen-Schichten gefunden worden. Kleine Reste von Kohlen finden sich sogar noch tief unten im Strandsand, in Schicht 4. — Die übrigen Profile in der Kiesgrube zeigen keinen Schnitt durch den Kökkenmödding, sondern nur durch schön in Schichten geteilten Strandsand und Kies; dieser letztere spielt hier eine bedeutend grössere Rolle als in dem zuerst beschriebenen Profil. In diesen Profilen sieht man ausgedehnte Schichten von *Ostrea* und *Mytilus* vermischt mit den anderen genannten Arten; auch hier kann man unten Kohlenstückchen und Feuerstein-Geräte unter den Strandkies-Schichten finden. In mehreren Profilen der Ostwand, deren Oberkante (Erdoberfläche) 2.6 und 2.8 m über dem mittleren Wasserstand im Fjorde liegt, sieht man eigentümliche, bald erdfarbige, bald hellere, schräg gestellte Schichten, die aus feinem Kies und zahlreichen Schalenresten bestehen. Die »Korngrösse« kann verschieden sein, ist aber für jede einzelne Schicht immer dieselbe. Diese Schichten, die Ausfüllungen in Gruben oder Vertiefungen in den oberen Schichten des Strandwalles bilden, stammen aus den alten Kiesgruben und bestehen aus dem beim Sieben des Kieses weggeworfenen Material.

Es zeigt sich also, dass der Kökkenmödding bei »Bilid« auf einem in der Litorina-(Tapes-)Zeit gebildeten Strandwall ruht, der, von einem kleinen ca. 9 m hohen Diluvialsand-Hügel (der in dieser Periode eine kleine Insel in dem damals bedeutend breiteren Roskilde Fjord bildete) ausgehend, sich gegen Süden ungefähr bis zu der jetzigen Landstrasse zwischen Frederikssund und Jägerspris erstreckt

hat. Gegen Osten war der Strandwall durch einen Sund von der grossen Insel getrennt, auf deren Südende ein Teil der Stadt Frederikssund liegt. Der Meeresgrund in diesem Sund ist durch die darauffolgende Hebung mit einem jetzt kultivierten und bestellten Torfmoor bedeckt worden. Die Schicht 3 unterscheidet sich von dem Kökkenmödding nur dadurch, dass ihr Material etwas sortiert ist, durch den Wellenschlag auf der Krone des Walles geordnet, und da diese letztere nahe der Litorinagrenze liegt (RÖRDAM berechnet den damaligen mittleren Wasserstand auf 3.5 m höher als den jetzigen), muss Schicht 3 ungefähr zur Zeit des Maximums der Litorinasenkung gebildet sein, aber die in den tieferen Schichten gefundenen Kohlenreste im Verein mit den im Strandkies gefundenen Feuerstein-Geräte deuten darauf, dass die Gegend bereits vor diesem Maximum bewohnt gewesen ist.

---



RELIEF KORT  
 OVER  
 EN DEL AF  
*(Carte en relief d'une partie de)*  
**HØJE MØEN**  
 Efter Originaltegning af  
*(D'après l'original de)*  
 V. HINTZE

**FORKLARING:**  
*(Explication)*

Søer og Moser i deres tidligere Udstrækning  
*(Lacs et tourbières dans leur étendue originale)*

Jordfaldshuller *(Trous d'affaissement)*

Nogle primære Spalter *(Quelques failles primaires)*

Overskydningsretninger *(Directions des transgressions)*

Ekvidistancer paa Land *(Equidistances supramarines)* 5 m

Ekvidistancer i Havet *(Equidistances sousmarines)* 2 1/2 m

Maalestok (Echelle) 1:20000

