

**Jan Lewiński.**

## **Dyluwjum Polski i Danji.**

(Uwagi z powodu Międzynarodowego Zjazdu w Kopenhadze w czerwcu i lipcu 1928).

### **Das Diluvium von Polen und Dänemark.**

(Bemerkungen anlässlich des Internationalen Geologen-Congresses in Kopenhagen im Juni und Juli 1928).

Państwowy Instytut Geologiczny w Kopenhadze, Danmarks Geologiske Undersøgelse, obchodził uroczyste w roku 1928 czterdziestolecie swego istnienia: z tego powodu odbył się w Kopenhadze Zjazd Międzynarodowy Geologów, połączony z wycieczkami po Danji. Sam zjazd trwał cztery dni, od 25 do 29 czerwca; przed zjazdem odbyły się dwie wycieczki czterodniowe, od 17 do 21 na Bornholm, od 21 do 24 do południowej Zelandji i na wyspę Møen, po zjeździe zaś, od 29 czerwca do 9 lipca, odbyła się długa wycieczka po północnej Zelandji, Fionji, środkowej i północnej Jutlandji; 9 lipca wycieczka się rozwiązała na najbardziej północnym cyplu Jutlandji, na przylądku Skagen. Wycieczki zjazdowe były doskonałe, nawet z komfortem zorganizowane, miejscowości zwiedzane były znakomicie wybrane, przede wszystkim zaś w miłej pamięci zachowali wszyscy uczestnicy wycieczek swych przewodników, geologów duńskich, którzy z niewyczerpaną cierpliwością i stałym humorem pokazywali, objaśniali, tłumaczyli wszystko, co było godne widzenia. Podziękę gorącą złożyć więc muszą uczestnicy wycieczek pp. Victorowi Madse-  
nowi, Victorowi Nordmannowi, Axelowi i Knudowi Jessen-  
om, Hintzemu i Böggildowi, a z młodszych kolegów  
pp. Ödumowi, Rosenkrantzowi i pani Mertz.

Dzięki dwutygodniowemu objazdowi Danji, a przejechano około 3.000 km, szczegółowej analizie licznych klasycznych przekrojów, przede wszystkim zaś dzięki stałemu obcowaniu z duń-

skimi kolegami, uczestnicy wycieczek mogli wyrobić sobie dość dokładny obraz całokształtu dyluwjum w Danji, poznać najważniejsze jego zagadnienia a zarazem metody, używane przez duńskich geologów.

Dyluwjum małego terytorjum Danji jest dobrze znane, bardzo szczegółowo i oddawna badane, nasuwa się więc mniemanie, że pewne przynajmniej zasadnicze zagadnienia zostały tam już rozwiązane i że rozwiązaniami temi posługiwać się będzie można przy badaniu dyluwjum Polski. Istotnie, niektóre nasze poglądy dotychczasowe muszą ulec rewizji w świetle wyników duńskiej glaciologii, ale obraz dyluwjum Polski w świetle tych badań nie tylko nie staje się bardziej zrozumiały, lecz przeciwnie, powstają nowe i jeszcze trudniejsze zagadnienia.

Zestawienie wyników badań duńskich z tem, co wiemy o dyluwjum w Polsce, nasunęło mi szereg uwag, któremi chciałbym się podzielić z geologami naszymi.

### I. Stratygrafia dyluwjum.

Ustalenie ogólnych podstaw chronologii dyluwjum stanowi nieodzowną konieczność. Niepodobna zdać sobie sprawy ze zjawisk okresu lodowcowego, niepodobna stworzyć ogólnej syntezy, dopóki nauka nie posiędzie podstawy do ustalania jednoczesności zjawisk, zachodzących w czasie dyluwjum w różnych terytorjach. Pokłady utworów glacialnych, moren czy zandrów, nigdy się do tego celu nie nadadzą, fauna i flora lądowa nie daje również dostatecznych podstaw. Nie możemy dotychczas stwierdzić, czy n. p. fauny z *Elephas antiquus* i *Elephas primigenius* powtarzały się dwukrotnie, czy też żyły raz tylko, flora w analogicznych warunkach klimatycznych występowała po kilkakroć ta sama; skutkiem tego żadne znalezisko fauny czy flory lądowej interglacialnej nie daje samo przez się możliwości ścisłego oznaczenia jego daty. Nawet słynna *Paludina diluviana* niewiadomo, czy jest istotnie ograniczona do starszego interglacjału, wydaje się to nawet wątpliwe. Fauny morskie arktyczne nie dają również żadnej podstawy do datowania utworów dyluwjalnych: w Danji trzykrotnie powtarza się fauna z *Yoldia arctica* w rozmaitych poziomach serji dyluwjalnej. Tem cenniejsza dla nauki jest jedyna fauna morska, która wydaje się mieć istotne stratygraficzne znaczenie, mianowicie fauna e m s k a. Jest to fauna słonego i dość

ciepłego morza, złożona głównie z form, żyjących obecnie w morzu Niemieckim, dużych i gruboskorupowych, co dowodzi znacznej słoności wody: zarazem zawiera ona elementy luzytańskie, formy, które żyją obecnie tylko na południowo-zachodnich brzegach Europy i w morzu Śródziemnym, a przede wszystkim niezującą dziś formę *Tapes senescens* Död., inaczej *Tapes eemiensis* Nordm., wielką gruboskorupową formę, zbliżającą się a może identyczną z *Tapes Dianae* Requien z czwartorzędu Korsyki i Hellespontu. Fauna ta, świadcząca o istnieniu morza ciepłego, szeroko połączonego na zachodzie z oceanem, o słonej wodzie, w różnych krajach znajduje się w różnych poziomach profilu dyluwjalnego. Jeżeli jest ona wszędzie jednoczesna, jeżeli raz jeden tylko występowała w Europie północnej, to profile te mogą być ze sobą zestawione i porównane, ale traci ona wszelkie znaczenie stratygraficzne, jeżeli powtarza się kilkakrotnie w czasie dyluwjum, powracając na dawne miejsca za każdym razem, gdy ustalą się sprzyjające warunki, tak samo jak powraca conajmniej trzykrotnie fauna arktyczna z *Yoldia*. Na tem ostatniem właśnie stanowisku stoi O. von Linstow<sup>1)</sup>. Opierając się na znanych profilach dyluwjalnych, w których fauna eemska występuje już to pod całą serją utworów glacialnych, to w jej środku, to ponad nią, twierdzi on, że „Danach ergibt sich, dass die Eemfauna im Präglacial, sowie durch das ganze Diluvium verbreitet ist, sofern ihre Ablagerung klimatisch möglich war, und keinen bestimmten stratigraphischen Horizont darstellt“.

Odmiennego był zdania Nordmann już w roku 1908<sup>2)</sup>; twierdził on już wówczas, że osady z *Tapes eemiensis* są wszędzie równoczesne, że osadziły się one w ciepłym, słonym morzu, które ciągnęło się od Holandji przez Szlezwig do Pomorza i Prus Wschodnich. Do tego zdania przyłączył się po pewnych wahaniach w roku 1918 Wolff<sup>3)</sup>, a w r. 1922 Limanowski<sup>4)</sup>, opierając na tem założeniu swą paralelizację utworów polskich z zachodniemi.

---

<sup>1)</sup> Linstow, O. von. Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abh. geol. L.—A. N. F. Hft. 37. 1922.

<sup>2)</sup> Madsen V., Nordmann V., Hartz N. Eemzonerne. Danm. Geol. Unders. II. Raekke, 17. 1908.

<sup>3)</sup> Wolff W. Ein neuer Fundpunkt der sogenannten Eemfauna in Nord-Friesland. Zts. d. d. geol. Ges. 70 B, p. 79—83. 1918.

<sup>4)</sup> Limanowski M. O znaczeniu iłó w wstęgowych (warwowych) Chełmna dla stratygrafji dyluwjum Polski. Spraw. P. I. G. I, p. 337—372. 1922.

Nordmann<sup>1)</sup> niezwłocznie zwalcza poglądy v. Linstowa, wykazując, że zupełnie niedostateczną podstawę do rozmaitego datowania utworów eemskich stanowi ich położenie w profilu dyluwjalnym, którego utwory glacialne nie mogą być ściśle datowane. W r. 1928 Nordmann<sup>2)</sup> powraca do tej sprawy, wysuwając nowe argumenta na korzyść jednolitości osadu eemskiego. Istotnie, powiada Nordmann, wraz z powrotem odpowiednich warunków klimatycznych powraca i analogiczna fauna: potrzykroć w Danji wraz z wysoko-arktycznym klimatem wraca fauna Yoldiowa, ale każda z nich nieco się różni od pozostałych, pewne gatunki nie powracają, inne pojawiają się na nowo. Tak samo gdy w okresach ciepłych powraca fauna umiarkowana, różni się ona nieco od poprzedniej. Jednolitość więc fauny eemskiej we wszystkich punktach jej występowania dowodzi jej jednoczesności. Jedyne dwukrotne powtórzenie się fauny eemskiej w jednym profilu i rozdzielenie obu jej pokładów przez utwory glacialne mogłoby udowodnić istnienia różnoczesnych, choć jednakowych faun eemskich, takiego profilu wszakże nie znamy. Dowodzenie Nordmanna jest zupełnie przekonujące: utwory eemskie są wszędzie jednoczesne, stanowią tedy istotnie podstawowy poziom stratygraficzny w dyluwjum, od którego zaczynać musimy datowanie utworów dyluwjalnych: ściśle tedy oznaczenie wieku utworów eemskich decyduje o chronologii dyluwjum.

Nordmann i geolodzy duńscy naogół uważali utwory eemskie za dość młode, odnosili je do ostatniego interglacjału, poprzedzającego ostatnie zlodowacenie, do młodszego dyluwjum odnosili je również Holendrzy i część geologów niemieckich (n. p. Wahnschaffe, Kayser), natomiast Maasi i Tornquist zaliczali je do preglacjału, opierając się na tem, że w Gniewkowie i Ostromecku „Nordseefauna“ leży wprost na trzeciorzędzie. Wprawdzie w obu tych miejscowościach jak również w Wierchosławicach profil dyluwjalny jest zupełnie niekompletny i nad utworami eemskimi leży tylko jedna morena, ale uznano ją za „untere Moräne“ i sprawa była załatwiona.

---

<sup>1)</sup> Nordmann V. Bemerkungen zu O. v. Linstow: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Jhrb. preuss. geol. L.—A. 1923, 43.

<sup>2)</sup> Nordmann V. La position stratigraphique des Dépôts d'Eem. Danm. Geol. Undersögelse, II Raekke, 47. 1928.

Wolff<sup>1)</sup> przenosi pomorską „Nordseefauna“, której nie chce jednak uważać za jednoczesną z holenderską, i duńską—eemską, jego zdaniem młodszą, do interglacjału przedostatniego, ponieważ w dyluwjum głębokiem Malborga, Tczewa i Gniewa niema ani śladu tej fauny, nie jest ona więc preglacjalna, natomiast jest ściśle związana z interglacjałem słodkowodnym z *Paludina diluviana*, uważaną za typową dla interglacjału przedostatniego.

W tym samym roku Gagel<sup>2)</sup> przypisuje ten sam wiek (IGI I) faunie eemskiej Pomorza i Prus Wschodnich, ale uważa ją za równoczesną z analogiczną fauną zachodnią. Stąd wysnuwa Gagel wniosek o wędrówce zlodowaceń, ponieważ pierwsze, leżące pod utworami eemskimi, sięgało aż do Holandji, drugie bezpośrednio na utworach eemskich, nie przekroczyło Allery i Wezery, ostatnie zaś sięgnęło tylko do Danji. Głównym argumentem Gagela jest występowanie fauny eemskiej w następnym interglacjale na złożu wtórnem, w piaskach, oddzielonych od utworów eemskich, leżących na złożu pierwotnem, przez typowe utwory glacialne (moreny): tak się rzecz ma w Sztumie, w Malborgu i w bliżej nieokreślonych wierceniach koło Belgardu na Pomorzu niemieckiem. Na poglądach i wywodach Gagela oparł się później Limanowski w cytowanej już pracy.

Tymczasem sprawa wieku utworów eemskich przechodziła dziwne koleje: w r. 1918 Wolff przyłączył się do poglądu Nordmanna, że eem należy do ostatniego interglacjału, natomiast nieco później sam Nordmann zmienił zdanie na podstawie niedostatecznych, jak się potem okazało, badań w północnym Szlezwigu, i przyłączył się do Gagela, odnosząc eem do przedostatniego zlodowacenia.

Wobec niepewnego wyniku badań z r. 1921, w r. 1924 i 1925 dokonał Nordmann w północnym Szlezwigu badań, które ostatecznie i definitywnie ustaliły wiek utworów eemskich.

Utwory eemskie w okolicy Töndern zaczynają się na niewielkiej głębokości, na stałym poziomie około 10—12 m p. p. m. Nad nimi leży piasek żwirkowaty, pokryty cienką warstwą młodej gliny morskiej i torfami marszu. Tu i ówdzie nad powierzchnią marszu wznoszą się drobne parometrowe wyniosłości, zło-

<sup>1)</sup> Wolff W. Die geologische Entwicklung Westpreussens. Schrift. d. Naturf. Ges. Danzig. N. F. 13. 1913.

<sup>2)</sup> Gagel C. Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Deutschlands. Geolog. Rundsch. 4. 1913.

zone już to z piasku ze żwirem już to nawet z moreny. Ponieważ cały obszar leży poza skrajną granicą ostatniego zlodowacenia, które tylko pokryło utwory starsze warstwą zandrowych piasków ze żwirem, przeto morena i piasek fluwjoglacjalny, stanowiące pagórki wśród piasków zandrowych, mogą pochodzić tylko z przedostatniego zlodowacenia. Stosunek tych utworów do eemu decyduje tedy o jego wieku.

Wiercenia w r. 1921 w okolicy Sr. Farup dało rezultaty wątpliwe, jednak Nordmann<sup>1)</sup>, Knut Jessen i Milthers<sup>2)</sup> sądzili, że prawdopodobnie utwory eemskie leżą pod niewątpliwymi utworami glacialnymi, a więc utworami przedostatniego zlodowacenia, i należą wobec tego do przedostatniego interglacjału. Wolff, który dopiero co przyjął dawniejszy pogląd Nordmanna, że eem należy do ostatniego interglacjału, dał się również pociągnąć i w r. 1923, ku triumfowi Gagela<sup>3)</sup>, zaliczył eem do przedostatniego interglacjału.

Danmarks Geologiske Undersøgelse nie zadowolilo się jednak temi wątpliwymi, choć tak łatwo uznanymi wynikami i w r. 1924 i 1925 wykonało w okolicy Töndern 10 wierceń, które definitywnie rozstrzygnęły sprawę: morena, ukazująca się na powierzchni w postaci pagórka, otoczonego piaskami zandrowymi, należy do przedostatniego zlodowacenia, leży nie na tych piaskach, lecz zapada pod nie: takie pagórki zowią duńczycy „pagórkami wyspowymi“. Bezpośrednio na morenie, a pod piaskami zandrowymi ostatniego zlodowacenia, około 10 m poniżej poziomu morza pojawiają się utwory eemskie, z początku bardzo cienkie, grubiejące stopniowo w miarę oddalania się od pagórka; pod niemi leży cienka warstwa piasków glacifluwjalnych, a pod niemi ciągle ta sama morena — oczywiście przedostatniego zlodowacenia, na co istnieją bezpośrednie dowody: pod tą moreną znaleziono znowu morskie utwory. W Vognsbøl utwory te mają u góry charakter umiarkowany, w głębi borealny. W Indre Bjergum Banke fauna

<sup>1)</sup> Nordmann V. Det marine Diluvium ved Vognsbøl. Danm. geol. Unders. IV række 14. 1922.

<sup>2)</sup> Nordmann V., Knud Jessen, Milthers, V. Quartärgeologische Beobachtungen auf Sylt. Meddel. Dansk. geol. Forening. 1923, VI, Nr. 15.

<sup>3)</sup> Wolff W. Ueber weitere Vorkommen der interglazialen Eemfauna im norddeutschen Küstengebiet. Zts. d. d. geol. Ges. 75. B. p. 177. 1923. — Gagel C. Bemerkungen zu dem Vortrag von W. Wolff über die Eemfauna. Tamże, p. 212. — Gagel C. Zur Eemfauna (nachträglicher Zusatz). Tamże p. 228.

jest północno-borealna, w Esbjergu u góry boreoarktyczna, u dołu zaś wysoko arktyczna z *Yoldia*. Ił z *Yoldia* leży wprost na jeszcze starszej morenie. Prawdopodobnie wymienione utwory należą do jednej serii, zaczynającej się utworami wysoko arktycznymi z *Yoldia* i stopniowo zmieniającymi się w miarę zmieniania się klimatu; osadziły się więc one w pierwszej połowie okresu interglacjalnego, starszego od tego, kiedy powstały utwory eemskie, a więc przedostatniego. W kilku punktach znaleziono osady interglacjalne lądowe z tego czasu, które obejmują dalszy ciąg zmian cyklu klimatycznego.

Dowód, że utwory eemskie należą do ostatniego interglacjału, że przedtem były conajmniej dwa glacjały, przedzielone pełnym cyklem interglacjalnym, reprezentowanym przez utwory morskie i lądowe, został przeprowadzony w pełni. Ma to niezmiernie doniosłe znaczenie dla chronologii dyluwjum w Polsce, nie ulega bowiem wątpliwości, że utwory eemskie na Pomorzu, o ile są in situ, leżą bardzo głęboko w serii dyluwjalnej, czego zresztą dowodzi również ich obecność na złożu wtórnym w najrozmaitszych wyższych poziomach.

O ile utwory eemskie należały do ostatniego interglacjału, to sprawa, jak ją przedstawił G a g e l (1913, l. c.) i L i m a n o w s k i (1922, l. c.), była względnie prosta: w Holandji jest tylko pierwsze zlodowacenie, na niem utwory eemskie; w Danji i w Niemczech środkowych pod eemem leży jedno zlodowacenie, na niem dwa; w Polsce pod eemem może na skrajnej północy leży strzęp pierwszego zlodowacenia, nad eemem dwa. Układ ten daje się doskonale wytłómaczyć przesuwaniem się ośrodka zlodowacenia: zlodowacenie najstarsze sięgało najdalej na zachód, na wschodzie było zupełnie słabe, ostatnie zlodowacenie przeciwnie — nie doszło wcale na zachód, lecz było najsilniejsze na wschodzie.

Skoro jednak utwory eemskie należą do ostatniego interglacjału, to wytwarzają się stosunki wręcz paradoksalne; pierwsze zlodowacenie istnieje tylko w Danji i w środkowych Niemczech, brak go zarówno na zachodzie jak i na wschodzie. (Choć geolodzy holenderscy radziby u siebie widzieli ślady dwóch zlodowaceń starszych od eemu, który zaliczają oddawna do ostatniego interglacjału; K e i l h a c k również mniema, że Holandja była dwukrotnie pokryta lodem, według zaś G r a h m a n n a istnienie tam dwóch zlodowaceń jest rzeczą pewną)<sup>1)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Molengraaf, Waterschoot v. d. Gracht. Die Niederlande.

Przedostatnie zlodowacenie, istotnie główne, sięga na zachodzie po Holandję, lecz w północnej Polsce pod utworami eemskimi istnieją tylko znikome ślady. Natomiast prawie cała masa potężnych utworów dyluwjalnych Pomorza jest młodsza od utworów eemskich, wszędzie w nich rozsianych na złożu wtórnym, a więc należy do ostatniego zlodowacenia. Sądząc więc z dyluwjum Pomorza, w Polsce byłoby tylko bardzo słabe zlodowacenie przedostatnie i potężne jedno ostatnie. O żadnej prawidłowości w przesuwaniu się ośrodków zlodowacenia niema w tym wypadku mowy.

Sprawa jednak komplikuje się jeszcze bardziej; jest przecież rzeczą zupełnie pewną, że w Polsce środkowej istnieją utwory dwóch zlodowaceń, przedzielone tu i ówdzie interglacją typowym, reprezentującym pełny cykl wahnięcia klimatycznego, istnieje fauna i flora interglacjalna. Polskę więc pokryło nie tylko zlodowacenie ostatnie, o którego granicy pomówimy później, lecz było również conajmniej przedostatnie i był między nimi wyraźny interglacjał. Nie mogło przedostatnie zlodowacenie dostać się do Polski, omijając Pomorze, było ono i tam, lecz zostało oczywiście w wysokiej mierze zniszczone i zachowało się jedynie w strzępach. Że utwory eemskie leżą w Gniewkowie, Ostromięcku czy Wierzchosławicach wprost na łąkach Poznańskich, przypisać to należy jedynie erozji i abrazji; toć i teraz na brzegach Möenu czy Rugji osady Bałtyku tworzą się wprost na kredzie, a przy Kerteminde — na paleocenie. Jedyna morena, pokrywająca utwory eemskie w tych miejscowościach — to morena ostatniego zlodowacenia. Ale sama erozja i abrazja nie wystarczyłyby, aby wytlómaczyć tak daleko idące zniszczenie starszych utworów lodowcowych na Pomorzu. Same utwory eemskie naprowadzają jednak na właściwą drogę, znajdujemy je przecież na złożu wtórnym w bardzo wielu punktach i w najrozmaitszych poziomach; widocznie na Pomorzu egzacerbacja lodowcowa była nadzwyczaj silna, powtarzała się wielokrotnie i sięgała nadzwyczaj głęboko; ona to wyruszyła z miejsca i rozniosła wszędzie strzępy eemu, ona zapewne zniszczyła moreny starszego czy starszych zlodowaceń, których po włączeniu w moreny młodsze rozpoznać przecie nie potrafimy; do sprawy

---

Handb. d. Reg. Geol. 1913. — Keilhack K. Die Glazialablagerungen d. mittleren Niederlande und ihre Beziehungen zum Diluvium der preussischen Rheinlande. Zts. d. d. G. G. 67. 1915. — Grahmann R. Ueber die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. Ber. Sächs. Ak. Wiss. LXXX. p. 134. 1928.



egzaracji jak również do sprawy starszych zlodowaceń powrócimy jeszcze później.

Nad utworami eemskimi leży na Pomorzu potężna i złożona serja utworów lodowcowych; istnieje po kilka ławic moreny, poprzedzielanych fluwjoglacjami; miejscami między morenami są prawdziwe utwory ekstraglacjalne, torfy, ziemie okrzemkowe i t. p.; masa utworów poeemskich Pomorza nie stanowi utworu jednolitego, lecz jest złożona i ma skomplikowaną historję. Aby spróbować ją wyjaśnić, musimy znowu wrócić do Danji.

Duńczycy moreny swoje oznaczyli kolejnymi literami alfabetu; morena *A*, najstarsza, leży pod łąkami Yoldiowemi z Esbjergu, morena *B* nad temi łąkami a pod utworami eemskimi, do ostatniego zaś zlodowacenia, młodszego od eemu, należą moreny *C*, *D*, *E* i *F*, odpowiadające odrębnym, dobrze zindywidualizowanym stadjom zlodowacenia. Między zlodowaceniami *C* i *D* znajduje się miejscami utwór, świadczący o istnieniu silnego wahnięcia klimatycznego, mianowicie interglacjał „typu Herning“. W utworach tych Knud *Jessen* wyróżnił i zademonstrował członkom wycieczki następujące kolejne następstwo flor:

1) Warstwa *a*, *b*: Flory zimne z okresu topnienia zlodowacenia *B* z florą naprzód arktyczną (*Dryas*, *Salix reticulata*, *herbacea*), potem subarktyczną (*Betula nana*, *Salix phylicifolia*).

2) Dolna flora umiarkowana: z początku klimat chłodny, potem powoli cieplejszy, o typie kontynentalnym (warstwy *c*, *d*, *e*). Z początku las szpilkowy, powoli przechodzący w mieszany. Warstwa *f* odpowiada transgresji eemskiej: optimum klimatyczne, klimat atlantycki, las dębowy. Warstwy *g* i *h*: podniesienie lądu, regresja, klimat kontynentalny: dąb powoli ustępuje; w warstwie *h* przeważa świerk. Warstwa *i*: dalsze ochłodzenie, zabagnienie, las sosnowy.

3) Warstwa *k*: ponownie pojawia się flora subarktyczna z *Betula nana*, *Salix phylicifolia*.

4) Warstwy *m* i *l*: zaznacza się ponowne ocieplenie, powraca las liściasty, potem ochłodzenie sprowadza przewagę sosny.

5) Warstwa *n*: ponownie występuje flora subarktyczna.

Warstwy odpowiadającej florze arktycznej, przed samem nasunięciem zlodowacenia *C* — brak.

W ten sposób między ostatniem a przedostatniem zlodowaceniem zaznacza się wyraźny okres znacznego oziębienia klimatu; gdyż flora subarktyczna dochodzi do zachodniej Jutlandji; odpo-

wiada to klimatowi późnoglacialnego czasu, gdy zlodowacenie cofnęło się już wprawdzie z lądu Europy, lecz trwało jeszcze w Skandynawji. Interglacjał ostatni nie był przeto okresem ciągłym, lecz przerywa go słaby okres lodowcowy, odpowiadający wyróżnionemu przez Soergela okresowi „Praewürm“.

Po epizodycznym oziębieniu w środku ostatniego interglacjału następuje nowa transgresja morza, tak, iż wtedy gdy w środkowej Jutlandji powstają warstwy, *m*, *l*, *n* interglacjału lądowego, Vendsyssel (północna Jutlandja) zostaje zalany przez morze, w którym powstaje potężna masa utworów, przewierconych w Skaerumhede. Zaczyna się ona iłami z *Turritella terebra* o faunie morza dość ciepłego, z fauną mieszaną, z elementami arktycznymi (16 gat.), lecz z przewagą borealnych (18 gat.) i luzytańskich (22 gat.); wyżej w poziomie *Abra nitida* gatunków luzytańskich niema wcale, borealnych mało, arktyczne przeważają; wreszcie serję kończą „starsze ily Yoldiowe“, drugie z kolei od dołu, z fauną arktyczną; wkłady piasku z obcą, borealną fauną są zapewne przez góry lodowe ze starszych utworów przybrzeżnych porwane i przyniesione. Morzu Yoldiowemu odpowiada w profilach interglacjału lądowego luka, brak bowiem utworów lądowych arktycznych.

Poprzedzone zanurzeniem północnej Jutlandji nadchodzi ostatnie zlodowacenie. Granica jego jest bardzo wyraźna i rzuca się odrazu w oczy; na południe od Limfjordu z zachodu na wschód, a potem od okolic Viborga wprost na południe, ciągnie się wyraźna, nawet ostra granica morfologiczna i petrograficzna. Na północ i na wschód od niej leży żyzna kraina, pokryta prawie wyłącznie świeżym marglem morenowym *C*, piasków bowiem jest bardzo mało. Kraina ta ma dość intensywną rzeźbę, ma wyniosłości dochodzące do 172 m. (Himmelbjerg, NW od Horsens, najwyższy szczyt Danji), i zupełnie młodociane formy krajobrazowe; wszędzie widzimy strome pagórki, bezodpływowe zagłębienia — ślady martwego lodu, doliny „tunelowe“, submarginalne, zajęte w części przez jeziora i fjordy; miejscami w łukowate szeregi układają się pagórki moreny czołowej. Jesteśmy w typowym terminalnym pasie młodego zlodowacenia. W północnej Jutlandji, na północ od Limfjordu formy są łagodniejsze, zatarła je bowiem nieco transgresja postglacialnego morza Yoldiowego i Litorinowego, których osady zapełniły zagłębienia naziomu.

Na zachód od powyższej granicy, zaznaczającej się zwykle stopniem terenowym, rozpościera się zupełnie odmienny smutny krajobraz słabo zaludnionej, obecnie jeszcze kolonizowanej Jutlandji

zachodniej. Nieurodzajne piaszczyste gleby wymagają wszędzie wapnowania, są bowiem znacznie odwapnione, krajobraz zaś jest tylko zlekka falisty; wystają zeń mniejsze i bardzo rozległe „pagórki wyspowe“, złożone z odwapnionej, spiaszczonej starej moreny; obfitują w niej głązy pochodzenia norweskiego, z których najbardziej rzucają się w oczy porfiry rombowe, nadzwyczaj rzadkie w obszarze świeżej moreny na wschodzie; (w Vendsyssel bywają one częstsze, o czym mowa niżej); dookoła tych pagórków rozpościera się równina porośniętych wrzosem piasków — zandru ostatniego zlodowacenia. Tu i ówdzie wykazali Duńczycy bezpośredni związek piasków zandrowych z dolinami tunelowymi pogórza moreny C. Między pagórkami znajdują się czasami płytkie bezodpływowe zagłębienia, a w nich pod cienką warstwą oryginalnych piasków z kamieniami znajdują się wspomniane wyżej utwory międzylodowcowe. Miano niegdyś te piaski, pokrywające interglacją, za piaski morenowe, ale Gripp w Niemczech<sup>1)</sup>, a Knud Jessen i Milthers w Danii udowodnili niezbicie, że są to produkty intensywnej soliflukcji z wyniosłości, otaczających pierwotne zagłębienia, w których osadzały się utwory interglacjalne. Okazuje się bowiem, że piaski z kamieniami zawierają kamienie prawie wyłącznie w górnej swej części, a wiemy, że przy soliflukcji następuje wzbogacenie w większe kamienie górnych warstw ziemi płynącej, u spodu zaś zbiera się materiał najdrobniejszy, najbardziej plastyczny, najłatwiej płynący. Następnie grubość utworów pokrywających często maleje ze wszystkich stron do środka zagłębienia, a ruch ustaje dalej, gdzie spadek staje się zbyt mały. Okazuje się tedy, że pokrycie utworów interglacjalnych przez piaski z kamieniami powstało w okresie ostatniego zlodowacenia, że wtedy, gdy lód sięgał linii C, granicy ostatniego zlodowacenia, to na jego przedpolu panował klimat wysokoarktyczny, ziemia była do znacznej głębokości przemarznięta, a tylko górna warstwa, nasycona wodą, tajała i płynęła w ciepłym okresie roku. Zjawiska soliflukcji tylko wtedy osiągają dostateczne natężenie, gdy nasycona wodą cienka warstwa powierzchniowa może spływać

---

<sup>1)</sup> Gripp K. Ueber die äusserste Grenze der letzten Vereisung Nordwestdeutschlands. Mitt. Geogr. Ges., Hamburg, 1924. — Gripp K. Ueber fossile Abtragungsformen im Diluvium Nordwestdeutschlands. Centrbl. f. Min. 1924. — Jessen Knud, Milthers V. Stratigraphical and Palaeontological Studies of Interglacial-Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. Danm. geol. Undersögelse, 1928, II Raekke, 46.

po powierzchni wiecznej marzłoci (Taele Duńczyków). Soliflukcja, wywołana przez kolejne zamrażanie cienkiej, nasyconej wodą warstwy, może się odbywać po powierzchni wiecznej marzłoci nawet na słabych spadkach, na jakich zwykle spływanie masy plastycznej nie byłoby możliwe.

Morena *C* w Jutlandji pochodzi z dwóch odrębnych płatów lodu lądowego; w Vendsyssel przeważają głązy norweskie i dalekarlijskie, lód przychodził wprost z północy i północnego wschodu i docierał na południe do granicy równoleżnikowej lodu lądowego na południe od Limfjordu; we wschodniej Jutlandji przeważają głązy pochodzenia bałtyckiego, tu dochodził wielki potok lodowy z południowego wschodu, niosąc głązy wschodnio-szwedzkie i bałtyckie.

Stwierdzenie, że na przedpolu lodu lądowego panowały warunki wysokoarktyczne, że istniała wieczna marzłota, że soliflukcja była intensywna, ma wielką dla nas doniosłość. Pozwala nam ono zrozumieć mechanizm niektórych „dyzlokacji“ dyluwjalnych, do czego później powrócimy, a w stosunku do badań w kraju skłonić nas powinno do mniej obfitego szafowania „morenami lokalnymi“, które mogą być tylko wynikami intensywnej soliflukcji; wyjaśnia nam ono zarazem, jakie czynniki wpływały przede wszystkim na „starzenie“ się form, pozostawionych przez starsze zlodowacenia. Zarazem, jeżeli na przedpolu lodu lądowego istniała wieczna marzłota, udowodniona przez soliflukcję, to bezpodstawne są wywody monoglacjalistów o istnieniu umiarkowanej flory przy samym czole lodu lądowego; w ten bowiem sposób usiłują tłómaczyć oni istnienie interglacjałów z umiarkowaną florą.

Niebawem wszakże lód wycofuje się z zajętego poprzednio terytorjum, a ponowny jego nawrót nie sięga już tak daleko na zachód, dochodząc tylko do linii *D*, na której powstaje nowy pas moren czołowych. Cofnięcie się jest większe na północy, cała północna Jutlandja uwalnia się od lodu, w środkowej Jutlandji i w Szlezewigu natomiast odstęp między czołem moreny stadjum *C* a morenami stadjum *D* staje się ku południowi coraz to mniejszy. Główna różnica polega na tem, że do Danji nie dochodzi już wcale potok lodowy z północy i z północowschodu, z Norwegji i Szwecji środkowej, poprzez Kattegat, natomiast zasięg potoku lodowego, płynącego ku zachodowi i północnemu zachodowi przez koryto Bałtyku zmniejsza się bardzo nieznacznie. Tu widzimy istotnie pewien objaw przesunięcia się ośrodka zlodowacenia ku wschodowi; potok lodowy, wypływający z mniejszego, norweskiego

ośrodka, cofa się bardzo znacznie, potok bałtycki zachowuje prawie, że poprzednie rozmiary. Odbija się to odrazu wybitnie na charakterze moreny *D* Duńczycy używają do scharakteryzowania składu moreny liczb, uzyskanych przez liczenie gładów następującą metodą: conajmniej 10 kg świeżej moreny po usunięciu wszystkich gładów, większych od jaja kurzego, przepłukuje się na sicie drucianem o kwadratowych oczkach 6 mm średnicy. Na sicie pozostają liczne kamyczki, które się waży, liczy i ustala stosunek liczby krzemieni do gładów krystalicznych (skały magmowe + metamorficzne). Otrzymany „wskaźnik gładowy“ (Steinzählungskoeffizient) odzwierciadla w pewnej mierze kierunek ruchu lodu, krzemienie bowiem są pochodzenia południowo-bałtyckiego, krystaliki — skandynawskiego; wobec tego „wskaźnik gładowy“ np. moreny *C* w północnej Jutlandji wynosi 0,82, w południowej — 0,88, moreny zaś *D* w Jutlandji 1,22, na Fionji — 1,29, na Samsö nawet 1,40. Wyrażna więc jest w morenie *D* znaczna przewaga krzemieni, stosownie do kierunku przepływu lodu ze wschodu, przez Bałtyk południowy. Geologowie duńscy nie są jednakże wszyscy zgodni co do wartości tej metody: jedni (np. M a d s e n, M i l t h e r s) uważają, że na podstawie jednakowego wskaźnika można identyfikować moreny nawet w bardzo odległych punktach, inni (N o r d m a n n) przypisują tej metodzie znaczenie lokalne, mniemając, że skład moreny może być stały na małych odległościach, lecz na wielkich przestrzeniach może się wahać znacznie. Do polskich moren metoda ta w formie pierwotnej zastosowaćby się nie dała, do nas bowiem wszystkie moreny dochodziły jedną drogą, nie może więc być tej wybitnej różnicy, jaka zachodzi między potokiem bałtyckim a skandynawskim, i ilość krzemieni nie może mieć decydującego znaczenia. Raczej możnaby uzyskać jakiś „wskaźnik“ z porównania stosunku wapieni paleozoicznych do krystalików, gdyż potoki finlandzkie, przepływające przez kraje nadbałtyckie, będą zapewne obfitsze w wapienie od potoku zachodnio-bałtyckiego. W każdym razie warto spróbować metody liczenia gładów i poszukać, czy jaki „wskaźnik“ wartościowy nie da się ustalić.

Stadium *D*, które osadziło drugą z kolei morenę ostatniego zlodowacenia, jest nawrotem, a nie stadium postojowem; mamy po temu dostateczne podstawy. Oto w Smidstrup, NW od Vejle, nad moreną *C*, a pod moreną *D* leży 0,8 m gytji i torfu z *Betula nana*, *Salix herbacea*, *Dryas octopetala* u dołu i u góry,

w środkowej zaś warstwie znaleziono: *Betula pubescens*, *Juniperus communis*, *Empetrum nigrum*, *Geum rivale*, *Potentilla palustris*, ekskrementy bobra i łosia. Po cofnięciu się więc lodu *C* a przed stadjum *D* nastąpiło wyraźne i dość znaczne wahnięcie klimatyczne, wysokoarktyczna flora dryasowa, podążająca za cofającym się lodem, została zastąpiona przez florę dość łagodnego klimatu, mniej więcej odpowiadającego klimatowi postglacjalnego wahnięcia Alleröd, którego osady z brzozą wielkolistną, sosną, niedźwiedziem i bobrem, również podesłane i pokryte przez utwory dryasowe, powstały wówczas, gdy lód cofnął się conajmniej do środkowej Szwecji. Zapewne równie daleko cofnął się lód po stadjum *C*, tak iż istotnie stadjum *D* jest nowym nawrotem lodu i wysokoarktycznego klimatu. Nie jest to jednak nowe zlodowacenie, lecz tylko stadjum ostatniego zlodowacenia, klimat bowiem w okresie między stadjami *C* i *D* był jeszcze o wiele chłodniejszy od obecnego i w Danji panował klimat subarktyczny, Utwory Smidstrupskie są tedy wielkim interstadjałem ostatniego zlodowacenia. (Interglacjalnemi nazywamy tylko te okresy, w których maximum klimatyczne dorównywało obecnemu klimatowi lub go przewyższało; wtedy tylko możemy uważać nawroty lodu za niezależne zlodowacenia). Istnienie interstadjału Smidstrupskiego jest niezmiernie ważne dla zrozumienia utworów lodowcowych Polski północnej; powrócimy do tej sprawy niebawem.

Jeszcze dwa stadja lodowcowe wyróżniają u siebie Duńczycy: *E* i *F*. W stadjum *E* lód cofa się sporo na północy, nie dochodzi on wcale do Jutlandji, wciska się tylko na północ cieśninami — Sundem i Beltami, i nie może zająć środka Fionji na zachodzie, natomiast w Szlezwigu dochodzi on prawie do tej samej linii, co stadjum *D*, potok więc bałtycki bardzo mało traci na rozmiarach w porównaniu z tem stadjum, tylko brak mu siły, aby posunąć się o kilkanaście kilometrów dalej na północ. Stadjum *F* wykazuje już generalne zmniejszenie się zasięgu lodu, który cofa się nietylko na swej północnej, ale i na zachodniej granicy, dochodząc jedynie do wschodniej i południowej Zelandji i do zachodnich brzegów Langelandu. Jak dalece te ostatnie stadja są niezależne, nie wiemy; moreny *D*, *E* i *F* są oddzielone zazwyczaj jedna od drugiej utworami fluwjoglacjalnemi, skład moreny zmienia się znacznie; morena *D* wyjątkowo obfitowała w krzemienie (wskaźnik 1,20 do 1,40), niszczyła więc kredę bałtycką nadzwyczaj intensywnie, morena *E* ma wskaźnik zmienny: 0,34 na Samsö,

na Fionji 0,88; wyorywanie kredy było o wiele słabsze, może jej mniej było odsłoniętej na dnie morza. Moreny stadjum *F* mają zazwyczaj wskaźnik bardzo niski — 0,29. Moreny *E* i *F* nie są prostymi stadjami recesywnymi, nie są to tylko czasowe zatrzymanie się cofającego się stale lodu; są to niewątpliwie nawroty lodu, osobne stadja jego istnienia. W czołowych partjach samodzielność każdego stadjum jest doskonale widoczna, nie wiemy wszakże, jak znaczne były odwróty lodu w okresach, dzielących te stadja; nagła jednak zmiana wskaźnika głazowego od moreny do moreny, wskazująca na istotne zmiany w kierunku ruchu i w składzie podłoża lodu w poszczególnych stadjach, przemawia za dość znaczną ich samodzielnością, a więc za dość znacznym odwrótem lodu pomiędzy poszczególnymi stadjami.

Po stadjum *F* lód opuszcza definitywnie Danję, co wcale jeszcze nie dowodzi, aby opuścił on Bałtyk, klimat bowiem nadal utrzymuje się wysokoarktyczny z florą dryasową, przerwany tylko oscylacją Allerödu.

Wszystkie te fakty dowodzą niezbicie, że ostatnie zlodowacenie (a zapewne i poprzednie) nie było jednolitym okresem, w ciągu którego odbyło się jednorazowe nasunięcie a potem również ciągły odwrót lodu, przerywany tylko mniej lub bardziej długimi postojami, lecz że jest to okres o skomplikowanej historii, w ciągu którego wielokrotnie lód się cofał, niekiedy bardzo znacznie, jak podczas powstania Smidstrupskiego interstadjału, kiedyindziej zaś niewiele, aby potem ponownie posunąć się naprzód, nigdy nie osiągając granicy pierwotnego zlodowacenia. Nie wiemy zresztą, czy i nasuwanie się lodu lądowego nie było skomplikowane, złożone ze stadjów coraz intensywniejszego zlodowacenia, poprzedzielanych mniej lub bardziej znacznymi odwrótami. Jednolite zlodowacenia rozpadają się na szeregi stadjów, poprzedzielanych mniejszemi i większemi oscylacjami; z pośród większych oscylacyj ostatniego zlodowacenia znamy już dwie — Smidstrupską i Allerödzką.

Oczywiście wszystkie te stadja i oscylacje, zależne od ogólnych wahań klimatycznych, zachodzić musiały również w ostatniem zlodowaceniu w Polsce. Istnienie ich może wytłomaczyć nam wiele zagadkowych problemów.

Według wszelkiego prawdopodobieństwa stadjum *C* w Danji, stanowiącemu maximum ostatniego zlodowacenia, scharakteryzowanego silnym rozwojem potoku norweskiego i środkowo-szwedz-

kiego, odpowiada maximum ostatniego zlodowacenia w Polsce. Dlaczego zlodowacenie to na zachodzie tak mało różni się od młodszych stadjów i tak mało wykracza poza ich granice, nie wiemy; Knud Jessen i Milthers (l. c. 1928) udowodnili, że w NW Niemczech nie dotarło ono do Łaby, że nie było go ani w Hamburgu ani w Lauenburgu, granica jego przeto przebiegała ze Szlezwigu i Holsztynu ku południowi lub południowemu wschodowi. Zdaje się, że główną przyczyną jest słaby rozwój zlodowacenia norweskiego i środkowo-szwedzkiego, które dały tylko słaby potok lodowy, dochodzący do północnej Jutlandji. Całe zlodowacenie ostatnie jest zlodowaceniem bałtyckim, z ośrodkiem gdzieś koło zatoki Botnickiej, wówczas gdy w przedostatnim równie potężny potok płynął ku południowi i południowemu zachodowi od Norwegji do Holandji i Niemiec zachodnich, spychając zarazem na wschód potok bałtycki, który przez to musiał dalej sięgać na południe. Gdzie tego przyczyna, czy w warunkach klimatycznych, czy w orograficznych, nie wiemy; może w ostatnim zlodowaceniu już dalej na wschód sięgał ciepły wpływ Atlantyku, może zachodnia Skandynawja leżała niżej, niż podczas przedostatniego zlodowacenia; osądzić tego nie potrafimy. Jeżeli jednak przypomnimy sobie, jakim wahaniom ulegały lądy w okresach międzylodowcowych, jak w ostatnim interglacjale z początku na południu wytworzyło się morze eemskie, gdy w północnej Danji był ląd, potem zaś południe się wynurzyło, na północy zaś powstało dość głębokie morze serji Skaerumhede, to samo nasuwa się przypuszczenie, że na zanik lub wzmożenie ośrodków zlodowacenia, na kierunek potoków lodowych, wpływać mogły ruchy epirogeniczne w obszarze samej Skandynawji i w jej otoczeniu. Teorja Enquist'a o przesuwaniu się ośrodków zlodowacenia czyni prawdopodobnem, że w ciągu jednego ciągłego zlodowacenia ośrodek jego stopniowo przesuwać się będzie za wiatrem, ale zupełnie nic niema do przesuwania się ośrodków różnych zlodowaceń. Tak czy owak, zlodowacenie ostatnie jest zlodowaceniem bałtyckim, związanem ściśle z tą rynną. Główny ośrodek leży na wschodzie Skandynawji, główną drogą ruchu lodu jest Bałtyk, po którym lód płynie na południe, do Polski i do wschodnich Niemiec, i na zachód do Danji. Wpływ ośrodka zachodniego, norweskiego, daje się odczuwać tylko w czasie stadjum głównego C i to bardzo słabo.

Wszystkie stadja zlodowacenia ostatniego, które długą okrężną



drogą przez południowy Bałtyk dotarły do Danji od wschodu i od południowego wschodu, musiały niewątpliwie dotrzeć również prostą drogą do południowego brzegu Bałtyku, do wybrzeży Pomorza i Prus wschodnich i zależnie od grubości lodu i warunków orograficznych posunąć się mniej lub bardziej daleko na południe, w głąb ziem polskich. Wszystko przemawia za tem, że maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia w Polsce odpowiada również maksymalnemu zasięgowi zlodowacenia na zachodzie — stadium C, pozostałym więc stadjom duńskim powinny odpowiadać inne, bardziej północne stadja ostatniego zlodowacenia w Polsce. Od ustalenia wszakże zasięgu ostatniego zlodowacenia u nas jesteśmy jednak bardzo dalecy.

Przyjął się powszechnie w Polsce pogląd zbliżony do starego obyczaju pruskiego Landesanstaltu: jeżeli istnieją dwie serje glacialne, przedzielone mniej lub bardziej niewątpliwym interglacją, to górna jest uważana za osad ostatniego zlodowacenia,  $L_4$ , dolna za zlodowacenie starsze  $L_3$ . Stąd wynikło, że uważamy całą Polskę północną i środkową za pokrytą osadami ostatniego zlodowacenia: linja, na południe od której występują osady tylko jednego zlodowacenia, stanowi południową granicę maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia. Otóż cały ten pogląd musimy podać w wątpliwość.

Rzeczywiście, istnieje w Polsce granica, do której można stwierdzić istnienie dwóch odrębnych zlodowaceń; granica ta istotnie oznacza kres jakiegoś zlodowacenia, ale niekoniecznie ostatniego, i nie jest wcale udowodnione, aby na północ od tej, granicy nie pojawiało się inne jeszcze młodsze zlodowacenie. Mojem zdaniem tak jest istotnie. Wspomnieliśmy już, że zachodnia granica ostatniego zlodowacenia w całej Danji jest bardzo wyraźna: w obszarze przez nie pokrytym morena jest zupełnie świeża, wszystkie formy naziomu są zupełnie młode i mają wyraźne cechy swego lodowcowego pochodzenia, w obszarze zaś, pokrytym tylko osadami poprzedniego zlodowacenia, formy glacialne są silnie zmodyfikowane przez czynniki subaeralne, przedewszystkiem złagodzone i zaokrąglone przez soliflukcję.

Najłatwiejszą do dostrzeżenia i najbardziej rzucającą się w oczy cechę obszaru ostatniego zlodowacenia stanowią doliny tunelowe, służące obecnie do odwodnienia lub też zawierające jeziora. Uderza w tym młodym krajobrazie mała stosunkowo ilość

oczek: istnieją wprawdzie małe bezodpływowe zagłębienia w zandrach i w obrębie dolin tunelowych, wytworzone przez zasypane piaskami bryły martwego lodu, ale na pogórzu morenowym oczek prawie wcale niema. Nie stanowią więc one cechy charakterystycznej krajobrazu ostatniego zlodowacenia i nie są dowodem jego zasięgu. Oczka obficie występują raczej w obszarach morenowych średniego wieku, starszych od ostatniego zlodowacenia lecz nie najstarszych, i być może są pochodzenia wtórnego. Tylko tak wyjaśnić możemy obecność małych oczek na terytorjach, gdzie wielkie jeziora oddawna zarosły. Na terytorjach najstarszych oczka z czasem znów giną.

Główną cechą charakterystyczną krajobrazu ostatniego zlodowacenia stanowi tedy ogólna młodość i wyrazistość form lodowcowych, doliny tunelowe i jeziora, i zasięg jego możemy identyfikować z zasięgiem rozprzestrzenienia tych cech charakterystycznych.

Poznali to już ci geologowie niemieccy, którzy pracują w północno-zachodnich Niemczech, w sąsiedztwie z Danją, i którzy połączyli moreny duńskie z morenami północno-zachodnich Niemiec w naturalne ciągi. Podstawę tych badań stworzył Gripp, zestawienie zaś ich wyników zawierają prace Woldstedta i Grahmanna<sup>1)</sup>. Woldstedt w pierwszej swej pracy prowadzi ciąg dalszy moreny C duńskiej przez południową krawędź obszaru morfologicznie młodego, z jeziorami i dolinami tunelowymi, na wschód od Elby, przez t. zw. „zewnętrzną morenę Bałtycką“ Szlezewigu, Holsztynu i Meklemburga, potem skręca na południe, obejmuje całą Brandenburgję i łączy tą krawędź na wschodzie z „południowo-poznańską“ fazą Geinitza. Na zachodzie od tej fazy oddziela się w południowym Meklemburgu pas wielkich moren,

---

<sup>1)</sup>. Gripp K. Ueber fossile Abtragungsformen im Diluvium NW Deutschlands. Ctrbl. f. Min. 1924. — Tenze. Ueber die äusserste Grenze der letzten Vereisung in NW Deutschland. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. 1924.

Woldstedt P. Die „Äussere“ und die „Innere“ Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. Ctrbl. f. Min. B. Nr. 2. 1925. — Tenze Die Gliederung des jüngeren Diluviums in Norddeutschland und seine Parallelisierung mit anderen Glazialgebieten. Tamże. 79. B. 1927.

Grahmann R. Ueber die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. Ber. Mathem-phys. Kl. Sächs. Akad. d. Wiss. LXXX. p. 134. 1928.

które biegną na wschód jako „Południowa morena czołowa Bałtycka“ przez Zechlin, krawędź wyżyny Barnimskiej do „środkowo-poznańskich“ moren Geinitza, na północ od Poznania i Warty. W okolicach Konina i Koła oba te ciągi, południowo- i środkowo-poznański, łączą się z sobą. Cały ten wielki ciąg moren łączy się bezpośrednio z moreną C w Danji i stąd Woldstedt nazywa odpowiadający jej okres „fazą jutlandzką“, wydzielając jeszcze podfazę brandenburską, gdy pomiędzy Elbą a kolanem Warty lód sięgał dalej na południe, i podfazę poznańską, gdy lód cofnął się na tym obszarze do linii następnej. Na zachodzie i na wschodzie podfaz tych wyróżnić nie można.

Skrajny zasięg fazy jutlandzkiej w Niemczech jest zarazem granicą młodego krajobrazu, granicą jezior i dolin tunelowych, zupełnie jak linja C w Danji. Słusznie więc prowadzi Woldstedt tą granicę dalej ku wschodowi w Polsce na południowej krawędzi młodego krajobrazu lodowcowego z jeziorami i dolinami tunelowymi: czy nakreślony przezeń przebieg „fazy Jutlandzkiej“ od Koła przez Płock na północ, a potem na północny wschód wzdłuż południowej granicy pojezierza jest w szczegółach słuszny, osądzić nie potrafię na podstawie istniejących materiałów, że zasada ogólna jest słuszna — można uważać za pewne.

Że taka granica morfologiczna istnieje, każdy przyznać musi, ale możnaby wątpić, czy jest to istotnie skrajny zasięg ostatniego zlodowacenia, czy też tylko jakaś wielka jego faza postojowa. Na tą kwestję warunki duńskie odpowiadają bez żadnej wątpliwości: na zachód od linii C niema śladów ostatniego zlodowacenia, są natomiast pokryte nie przez morenę, a przez utwory soliflukcyjne pełne interglacjały typu Herning i Brörup, jest wreszcie utwór eemski. W r. 1925 Woldstedt (l. c.) nie mógł jednak na to pytanie odpowiedzieć tak kategorycznie, istnieje bowiem na południe od poprzedniej granicy wyraźny ciąg morenowo-czołowy, określający granicę zasięgu jakiegoś zlodowacenia — „Flämingphase“ Wunderlicha — od środka Lüneburger Heide przez Fläming, wał graniczny Łużycki, Głogowskie Kocie Góry do Trzebnicy. Otóż Woldstedt na podstawie morfologicznej mógł powiedzieć, że utwory fazy flemińskiej są o wiele starsze od utworów fazy jutlandzkiej, nie wiedział wszakże, czy przedziela je interglacjał czy interstadjał, t. j. czy mają one być zaliczone do tegoż zlodowacenia ostatniego co utwory jutlandzkie, czy też do zlodowacenia poprzedniego. Stwierdzenie wieku utworów eemskich przez Nord-

manna i utworów interglacjalnych koło Hamburga i Lauenburga przez Knuda Jessena i Milthersa usuwają ostatecznie te wątpliwości: faza Flämingu należy do odrębnego, przedostatniego zlodowacenia. Do tego wniosku doszedł Woldstedt już w r. 1927 (l. c.) na podstawie morfologicznej, wymienione wyniki badań duńskich potwierdzają jego wywody z punktu widzenia stratygraficznego. W Polsce Woldstedt prowadzi granicę fazy Flämingu przez moreny kaliskie, łódzkie, grójeckie i dalej ku wschodowi. Zastrzega się on, że jest to granica pewnej fazy, lecz nie skrajny zasięg całego zlodowacenia. Zgadzam się z nim w tym względzie, za skrajną bowiem granicę tego przedostatniego w Polsce zlodowacenia musimy przyjąć skrajny zasięg dwóch moren, uważany dotychczas za granicę ostatniego zlodowacenia. Przedostatnie zlodowacenie sięgało tedy u nas do Częstochowy, nad Kamienną i do Puław.

Wyróżnić więc musimy w Polsce conajmniej trzy zlodowacenia: ostatnie było najmniejsze i sięgnęło tylko do Polski północnej; zasięg jego skrajny zaznaczają jeziora i doliny tunelowe; przedostatnie sięgnęło do wyżyn środkowo-polskich; najstarsze doszło do podnóża Karpat. Czy w tym największym zasięgu będziemy mogli wyróżnić dwie odrębne fazy, jak to się udało ostatnio w Niemczech południowych, zwłaszcza w Saksonji (Grahmann, Range)<sup>1)</sup> przyszłość pokaże.

Obserwacje Czarnockiego w Górach Świętokrzyskich, który pod moreną, zwaną L<sub>3</sub>, a więc zlodowacenia według mnie trzeciego od końca, znalazł rodzaj „moreny lokalnej“, zapewne soliflukcyjnego pochodzenia, jak również stwierdzone przezemnie<sup>2)</sup> istnienie pod tem zlodowaceniem osadów bez północnego materjału, pochodzących z okresów wzmożonego transportu i sedymentacji żwirów, okresów, spowodowanych zapewne przez klimat peryglacjalny, czynią prawdopodobnem istnienie jeszcze starszego zlodowacenia, czwartego od końca, które byłoby jednak znacznie

---

<sup>1)</sup> Grahmann R. Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. Abh. Math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wissen. 39. Nr. 4. 1925. — Range P. War Norddeutschland drei oder viermal vom Inlandeis bedeckt? Zts. d. d. geol. Ges. 78. 1926.

<sup>2)</sup> Czarnocki J. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. Pos. nauk. P. I. G. 17. 1927. — Lewiński J. Utwory preglacjalne i glacialne Piotrkowa i okolic. Spraw. Tow. Nauk. Warsz. XX, p. 49. 1928.

mniejsze od następnego, nie sięgałoby bowiem do Warszawy, dokąd sięgają sedymenty zwirowe „preglacialne“ bez elementów północnych, leżące wprost pod moreną trzeciego od końca zlodowacenia.

Grahmann (l. c. 1928), usiłując pogodzić fazy zlodowaceń niemieckich ze schematem wahań termicznych Milankowicza, podniósł ponownie sprawę wieku fazy Flämingu, zaliczając ją do IVb, a więc do drugiego stadium zlodowacenia ostatniego: jest to sprzeczne z wynikami stratygrafji, bowiem na fazie flemińskiej leży, jakżeśmy widzieli, interglacjał eemski, pełny interglacjał lądowy z wahnięciem środkowym typu Herning i serja Skaerumhede: między fazą Flämingu a następną fazą C leży cały pełny a nawet dwudzielny interglacjał. Zresztą w schemacie Grahmanna, gdzie faza jutlandzka jest przesunięta do IVc, brakowałoby w schemacie wahań promieniowania dla następnych zmian klimatycznych. Z wszelkimi zastrzeżeniami co do wartości schematu Milankowicza, historję ostatniego zlodowacenia można zestawzić w sposób następujący: IV $\alpha$  — arktyczny okres w interglacjale typu Herning, IVa — faza C, duża przerwa między IVa i IVb interstadjał Smidstrupski, IVb — faza D i E, IVc — faza F.

Przyjmuję więc, że maximum ostatniego zlodowacenia sięgnęło w Polsce niezbyt daleko poza granicę pojezierza, nieco dalej na zachodzie — niewiele poza Wartę — znacznie mniej na wschodzie. Maximum to odpowiada duńskiej fazie C, a ponieważ nie ulega wątpliwości, że faza langelandzka F również dotarła do Prus wschodnich i Pomorza, przeto na wąskim pasie między skrajną granicą zlodowacenia ostatniego a brzegiem Bałtyku nagromadziły się w kolosalnej ilości osady czołowe trzech faz zlodowacenia, z których każda stanowi nawrot lodu po mniejszem lub większem jego cofnięciu. Jeden z tych nawrotów, jak wiemy, był poprzedzony przez znaczne cofnięcie się lodu, mianowicie faza D, przed którą powstał interstadjał Smidstrupski, świadczący o odwróceniu lodu do Szwecji. Istnienie tego właśnie nawrotu, poprzedzonego większym interstadjałem, podczas którego Bałtyk był wolny od lodu, a Wisła musiała odpływać na północ, wyjaśnia niemożliwe inaczej do zrozumienia istnienie „moreny dolinowej“ w dolinie Wisły pod Włocławkiem i Płockiem<sup>1)</sup>, Warunki wy-

---

<sup>1)</sup> Lencewicz St. O wieku środkowego Powiśla. Pos. Nauk. P. I. G. 1922 Nr. 3. — Tenże. Dyluwjum i morfologja środkowego Powiśla. Prace P. I. G. II. 2. 1927. — Lewiński J. Czwartorzędowe ruchy tektoniczne i „mo-

stępowania tej moreny wymagają przecież koniecznie, aby po osadzeniu się utworów morenowych na wyżynach brzegów doliny nastąpił okres erozji, kiedy została wymyta dolina Wisły i kiedy została z niej usunięta morena, osadzona przedtem: morena dolinowa leży przecież wprost na piaskach, zawiera drobne, przez wodę otoczone głązy, i niema w dolinie Wisły śladu grubej moreny, pokrywającej brzegi doliny. Obecnie sprawa jest jasna: po osiągnięciu swego maximum w fazie C ostatnie zlodowacenie w czasie Smidstrupskiego interstadjału cofnęło się poza Bałtyk, Wisła odświeżyła swoją dolinę, przemyła i usunęła z niej osady stadjum C; przy ponownym nawrocie faza D posunęła się znacznie mniej na południe na wyżynie, zatrzymując się gdzieś na północy, może w okolicy Toruń-Rypin, w wymytej zaś dolinie jezior lodowcowy posunął się aż po Płock. W ten sposób historia doliny Wisły wydaje się być bez porównania bardziej skomplikowana niż przywykliśmy to uważać dotychczas: od południa aż do okolic Płocka dolina ta jest wymyta w terytorjum, niepokrytem przez ostatnie zlodowacenie i pewne rysy charakterystyczne tego obszaru mogą być od ostatniego zlodowacenia starsze i pochodzą z ostatniego interglacjału. Podczas maximum stadjum C odpływ wód, zatamowany na północ, a w pewnym krótkim czasie i na zachód wywołuje powstanie innych form; po stadjum C w interstadjale następuje przywrócenie odpływu na północ, odnawia się dolina Wisły do poziomu tarasu, na który wkracza jezior lodowcowy Płocki w czasie nawrotu lodu w stadjum D, i wytwarzają się nowe formy erozyjne. Wisła znowu musiała być zatamowana, znowu spiętrzona, i znowu powstawać musiały nowe osady i nowe kierunki odpływu, słabo zapewne wyrażone wobec krótkiego trwania zlodowacenia dolinowego. Sądzę, że „transgresje“ zlodowacenia na gotowe formy dolinowe, obserwowane zwłaszcza w Suwalszczyźnie, należy odnieść również do maximum stadjum D, równocześnie z moreną dolinową Wisły. Moreny czołowe głównego postoju tego stadjum muszą leżeć oczywiście nieco dalej na północ, między nimi zaś i brzegiem morza muszą się znajdować osady zasięgów maksymalnych i stadjów postojowych dalszych faz E i F.

---

rena dolinowa“ w okolicach Włocławka. Pos. Nauk. P. I. G. 1924, Nr. 7. — Tenże. Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa“ w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Spraw. P. I. G. 1924. II.

Nic dziwnego tedy, że wobec stłoczenia na wąskim pasie pojezierza Prusko-Pomorskiego utworów czołowych trzech stadiów zlodowacenia, wytworzył się tam chaos form, w których bardzo trudno się zorientować, że powstały ogromne grubości utworów dyluwjalnych, że przemieszanie i przerobienie utworów starszych osiągnęło stopień wręcz niebывały, skutkiem czego stratygrafia stała się prawie nierozwiązalna. Po wielekroć w jednym profilu powtarzają się pokłady moreny, poprzedzielane utworami warstwowanemi, kry utworów trzeciorzędowych i międzylodowcowych, np. eemskich, znajdują się na złożu wtórnem we wszystkich możliwych poziomach, nawet na samej powierzchni: wszystko to dowodzi, że w obszarze pojezierza, w strefie czołowej kilku kolejnych stadiów, przerabianie starszego materiału odbywało się na wielką skalę, że każde stadjum wykonywało ogromną pracę egzaracyjną, sięgając do wielkiej głębokości, wrywało stamtąd olbrzymie pakiety sedymentu i dźwigało je do góry, na szczyty swych moren. Na pierwszy rzut oka takie zespolenie na jednym i tym samym obszarze potężnej działalności niszczącej, egzaracyjnej, i twórczej, sedymentacyjnej, dokonywanych przez jeden i ten sam czynnik, wydaje się mało prawdopodobnem, przywykliśmy bowiem do tego, mając do czynienia z różnemi innemi czynnikami geologicznemi, że obszary denudacji i sedymentacji są mniej lub bardziej wyraźnie terytorjalnie odgraniczone, chcielibyśmy więc coś podobnego znaleźć i w działalności lodu lądowego. W rzeczywistości jednak okazuje się, że obszar czołowy lodu lądowego jest jednocześnie obszarem działalności niszczącej i twórczej, sedymentacji i egzaracji, o czem pomówimy jeszcze poniżej. Ta właściwość lodu lądowego jest jedną z przyczyn niezmiernej trudności zrozumienia jego pracy.

Poruszamy tu trudną i przykrą sprawę nomenklatury utworów dyluwjalnych, przesunięcie bowiem wieku zlodowacenia środkowo-polskiego uniemożliwia używanie wygodnej i eleganckiej nomenklatury,  $L_4$ ,  $L_3$ , wprowadzonej przez *Limanowskiego*, ściśle związanej w ogólnem pojęciu z pewną koncepcją stratygraficzną. W europejskiej nomenklaturze dyluwjum panuje wielki chaos. W Niemczech wielu używa nomenklatury ciężkiej i nieładnej: „ostatnie“, „przedostatnie“, „trzecie od końca“ zlodowacenie, „ostatni“, „przedostatni“, okres międzylodowcowy: ma ona

jednak tą zaletę, że jest obojętna, dla każdego kraju może być niezależna i nie przesądza paralelizacji poszczególnych utworów. Za to trudno wprowadzić do tego schematu nowe podziały. Tak np. v a n W e r v e c k e <sup>1)</sup>, zwolennik czterech zlodowaceń w Niemczech, nazywa trzecie od końca „t. zw. pierwszym zlodowaceniem“ „sogenannte erste Eiszeit“, wstawiając przed niem „najstarsze zlodowacenie“, „älteste Eiszeit“, czwarte od końca.

Wszyscy pozatem w mowie potocznej używają terminów alpejskich, istotnie pomysłowo i logicznie zastosowanych przez Pencka i Brücknera: nazwy są wzięte od drobnych rzeczek alpejskich, z którymi nie wiążą się żadne określone wyobrażenia, i są ułożone w porządku alfabetycznym, od najstarszego Günzu poczynając, z przerwami, tak, aby stwierdzone nowe etapy zlodowacenia mogły być wstawiane między istniejące nazwy lub dołączane na początku czy na końcu. Wszyscy wiedzą, co znaczą te terminy, nie chcą ich wszakże używać dla oznaczenia osadów swego kraju, obawiając się błędnej paralelizacji.

Landesanstalt Pruski, który przedtem używał nomenklatury zlodowaceń: „pierwsze“, „drugie“ albo „przedostatnie“, „trzecie“ albo „najmłodsze“ zlodowacenie, ostatnio wprowadził nomenklaturę, wzorowaną na Penck-Brücknerowskiej: pierwsze zlodowacenie — Elsterskie, drugie — Saalskie, trzecie — Wiślańskie (Elster-, Saale-, Weichsel-Eiszeit). W o l d s t e d t (l. c. 1927) wprowadził między Saalskiem a Wiślańskim czwarte zlodowacenie, nadając mu nazwę Warciańskiego (Wartheeiszeit). Nazwy te są jednak o wiele gorsze od alpejskich: są one wzięte od nazw rzek wielkich, powszechnie znanych, z którymi i z których dorzeczami łączą się pewne określone wyobrażenia. Nie jest dobrze nazywać Wiślańskim to zlodowacenie, które ze wszystkich ogarnęło najmniejszą część dorzecza Wisły, Warciańskim zaś jedno z dwóch zlodowaceń, kończących się w dorzeczu tej rzeki. Sądzę, że wprowadzanie coraz to nowych terminów do nomenklatury dyluwjalnej nie jest niczem uzasadnione. Trudności paralelizacji zachodzą we wszystkich systemach, nie mówiąc o oddziałach lub piętrach, niemniej używamy stałej nomenklatury stratygraficznej i staramy się nadać jej uniwersalne znaczenie. Takie same stanowisko, sądzę, powinno być zajęte przez geologów w stosunku do dyluwjum, które przecież zasadniczo nie różni się od żadnej innej

---

<sup>1)</sup> W e r v e c k e v. L. Norddeutschland war wenigstens viermal vom Inlandeis bedeckt. Zts. d. d. geol. Ges. 79, B. 1927.



formacji, w której też mogą zachodzić wątpliwości co do zaliczenia utworu do tego lub innego piętra, mogą być i bywają tworzone nowe piętra, czy to wstawiane między już istniejące, czy też obejmujące pewne części innych pięter, bywają różnice zdań co do rozgraniczenia oddziałów i pięter, niemniej ogólna nomenklatura istnieje i ułatwia wzajemne porozumienie. Z tego powodu sądzę, że powinny być powszechnie przyjęte dla Europy nazwy Pencka-Brücknera: mniemam, że uniknie się wiele zamieszania a przysporzy wygody, nazywając ostatnie zlodowacenie Würmem, a przedostatnie Risseem, zamiast tworzenia coraz to nowych a bałamutnych nazw. Paralelizacja może być błędna, to będzie poprawiona, ale samo nadanie utworowi nazwy znanej i powszechnie zrozumiałej świadczy o poglądach i zapatrywaniach autora, któremu może wygodniej niekiedy ukryć się za nową nazwą, niż brać odpowiedzialność za próbę paralelizacji. Nowych więc nazw wprowadzać nie będę, lecz nadal ostatnie zlodowacenie Polski, Niemiec i Danji nazwę Würmem, przedostatnie Risseem, poprzednie Mindlem, a co do zasięgu i rozprzestrzenienia Günzu czekać będę lepszej przyszłości.

Nazwy, wprowadzone przez de Geera (Schwankungen der Sonnenstrahlung seit 18000 Jahren, Geol. Rundsch. XVIII. 1927) nie nadają się do ogólnego użytku, nie są bowiem dostatecznie ściśle określone. Daniglacja odpowiada stadjum C, natomiast Gotiglacja obejmuje stadja D, E i F. Na mapce de Geera zasięg Gotiglacjału przechodzi ze Szwecji do Danji na linii F, potem przeskakuje na linię E, wreszcie dalszy jego przebieg leży na linii D. Stąd pomiary warwowe w Danji nie dały żadnego rezultatu. Jedynie pojęcia Finiglacjału i Postglacjału są dla Skandynawji jednoznacznie określone.

## II. Dyzlokacje dyluwjalne.

Na wycieczce przedjazdowej mieli uczestnicy Zjazdu zaraz sposobność zobaczyć nadzwyczaj osobliwe zjawiska dyzlokacyjne na wyspie Möen. Są one tak niezwykle i skomplikowane, że wywołały zażarte dyskusje, które jednak nie zdołały wyjaśnić całkowicie sprawy, choć wysuwane były najrozmaitsze i najśmielsze pomysły.

Niewielka wyspa Möen ma łagodnie pagórkowaty krajobraz moreny dennej. Szerokie płaskie pagórki wznoszą się do 50 m nad poziomem morza, pomiędzy nimi zaś są depresje, schodzące nawet poniżej poziomu morza, jak Stege Nor, stanowiący jezioro a raczej głęboki fjord, i Borre Mose, zatoka dopiero w czasach historycznych zarośnięta marszem. Cały teren jest pokryty marglem morenowym, obfitym w krzemienie. Drobną wschodnią część wyspy ma niespodziewanie zupełnie odmienny charakter, stanowi ona bowiem wysoką kopułę, dochodzącą do 143 m n. p. m., od wschodu zakończoną stromym urwiskiem nadbrzeżnym, Möens Klint, morze bowiem zniszczyło już wschodnią połowę kopulastego nabrzmienia i niszczy je dalej, podmywając stromą falezę. Powierzchnia tej kopuły nie jest równa, lecz jest pocięta szeregiem suchych dolin, mniej więcej prostopadłych do wybrzeża, obciętych przez falezę i zawieszonych. Na dnie dolin znajdują się liczne suche lejki typu krasowego. Między dolinami wznoszą się wysokie wały, w których pod cienką powłoką moreny występuje kreda z czarnymi krzemieniami, ułożonemi w równoległe pasy. Na dnie dolin występuje również morena, która schodzi dość nisko w falezie, tak iż poszczególne garby kredowe są podzielane głębokimi zagłębieniami, wypełnionemi u dołu przez utwory lodowcowe, wyżej zaś stanowiące doliny. Te utwory lodowcowe są zazwyczaj przemieszane, ale można w nich rozpoznać różne partje składowe: górną morenę z krzemieniami, taką samą, jaka pokrywa powierzchnię kredowych wyniesień, utwory międzylodowcowe ze śladami fauny morskiej (eemskiej?) i dolną morenę bez krzemieni. Badając podnóże falez kredowych między wypełnionemi przez utwory lodowcowe zagłębieniami widzimy w wielu punktach, że górna część kredowej falezy leży na utworach lodowcowych, pod którymi występuje ponownie kreda. Sposób nalegania był przeważnie niezbyt dobrze widoczny, połączenie pomiędzy poszczególnymi masami moreny, pokrytymi przez kredę, nie było dostatecznie jasne i kilku geologów wypowiedziało hipotezę, że są to tylko jaskinie i lejki krasowe, wypełnione moreną. W jednym wszakże miejscu widać było następujący profil: nad plażą wznosi się kreda, ścięta skośną powierzchnią, która schodzi do plaży na południu, ku północy podnosi się zwolna z upadem około 15° na przestrzeni około 250 m; na kredzie leży 2—2,5 m szarej moreny bez krzemieni, z piaskami żwirowatemi warstwowanemi u dołu, nad nią ponownie ściana kredy, sięgająca do

100 m n. p. m., na kredzie znowu piaski warstwowane i warstwa moreny górnej z krzemieniami. W partji kredy, leżącej na morenie, sznury krzemieni leżą nienaruszone, równolegle do jej dolnej powierzchni, u czoła zaś całego bloku, przy zbliżeniu do dolinki opisanego poprzednio typu, sznury te podginają się ku górze. Dolinka, oddzielająca ten blok falesy od następnego, jest znowu zapełniona dyluwjum, w którym występują oba typy moreny i piaski. Ze zdjęć Hintze go, który w ciągu wielu lat badał Möens Klint, na którym odsłonięcia zmieniają się coraz w miarę postępów abrazji, każdy wał kredowy stanowi odrębny blok, i każdy jest nasunięty na utwory dyluwjalne. Cała wyniesiona część wyspy Möen ma taką właśnie strukturę, i tej właśnie strukturze zawdzięcza swoją wysokość. Na podstawie nieprzekonywujących mojem zdaniem argumentów, Hintze uważa te wypiętrzenia za tektoniczne, przypadające na późny glacjał, gdy Möen była już wolna od lodu. Ciśnienie „górotwórcze“ miało jego zdaniem iść z południa w południowej części profilu; z północy w północnej jego części i spotykać się gdzieś w środku. Wszakże opisany powyżej profil z wyraźnem nasunięciem ku północy znajduje się na samej północy zaburzonego profilu: i tam więc jeszcze są nasunięcia z południa. Nadmienić pozatem muszę rzecz bardzo ważną, że cały profil zaburzony ma około 3,5 km długości, po obu zaś końcach raptownie przechodzi w normalny, gdzie na kredzie leżą obie moreny, a cała falesa nie przekracza 20 m, dalej kreda niknie pod poziomem morza, a brzeg składa się tylko z normalnie leżących utworów dyluwjalnych. Cały więc obszar zaburzony stanowi bochen o około 3,5 km średnicy, wzniesiony w środku do 143 m n. p., przecięty prawie przez sam środek przez abrazję. Dokoła z trzech stron (czwarta w morzu) leżą utwory niezaburzone. Już to zupełnie izolowane występowanie równie potężnych zaburzeń czyni mało prawdopodobnem orogenezyczne ich pochodzenie, a porównanie z innymi dyzlokacjami, których geneza jest jaśniejsza, przekonało wszystkich, że są to zjawiska, wywołane przez ciśnienie lodu lądowego.

Następne dyzlokacje dyluwjalne zobaczyliśmy w Ristinge Klint na wyspie Langeland. Cała ta wąska a długa wysepka była pokryta przez lód lądowy stadjum F, którego morena o niskim wskaźniku 0'29 sięga do zachodniego brzegu wyspy i nawet nieco go przekracza w północnej części. Po środku zachodniego brzegu Langelandu istnieje mały półwysep Ristinge, u którego samej na-

sady przebiega granica moreny F, na samym półwyspie nie znalezionej. Półwysep Ristinge pomimo braku moreny powierzchniowej tworzy parometrowe nabrzmienie terenowe i jest najwyższy na samym brzegu morza, gdzie tworzy falezę do 25 m wysoką. Na północ i na południe od Ristinge brzegi Langelandu są niskie. W falezie Ristinge Klint odsłania się znaczny kompleks młododyluwjalnych utworów, zaczynający się cienką warstwą osobliwej plastycznej gliny bez kamieni, nieco przypominającej trzeciorzędową, lecz z pewnością już dyluwjalnej: wyżej leży piasek ze żwirem północnym i ze skamieninami słodkowodnymi, nad nim glina z fauną eemską, wyżej piaski fluwjoglacjalne, pokryte przez morenę „cienką“ o wskaźniku 0,68, odpowiadającą morenie C. Druga warstwa piasku warstwowanego oddziela tą morenę od moreny „grubej“ o wskaźniku 1,20, należącej do stadjum D. Nad tą moreną są tylko piaski wydmore.

Cała masa wymienionych utworów jest silnie zdyzlokowana, rozbita na łuski, nasunięte z południowego wschodu jedna na drugą. Upad łusek waha się od 26 do 70°, płaszczyzny nasunięcia mają kierunek NE 53. Najniższą warstwą w łuskach jest zawsze warstwa plastycznych glin, czoła łusek są niekiedy podwinięte. Łusek tych jest kilkanaście; ku północy i ku południowi, z końcem Klintu uławiczenie przechodzi w normalne. Ristinge Klint jest więc znowu bochenkowatym, zaznaczającym się w terenie jako wypukłość, ograniczonym wszechstronnie obszarem zdyzlokowanym, w którym utwory powierzchniowe w formie łusek zostały nasunięte jedna na drugą w kierunku z południowego wschodu; warstwa poruszona jest o wiele cieńsza niż na Möens Klint, ma 20—30 m grubości. Warstwa plastycznej gliny stanowi dolną powierzchnię ślizgową łusek nasuniętych, wzdłuż niej odbyło się odkłucie od głębszych, niestety nieznanymi utworów. Ristinge Klint nie rozwiązało jeszcze wątpliwości co do przyczyny, wywołującej tego rodzaju dyzlokacje: mechanizm nasunięcia nie był tu widoczny. Na Ristinge Klint morena D jest zdyzlokowana, zatem dyzlokacja jest młodsza od stadjum D i mogła być wytworzona tylko przez lód stadjum E lub F. Ponieważ jednak morena F nie pokrywa Klintu, granica stadjum F jest prowadzona na wschód od Klintu, u podnóża nabrzmienia, wywołanego przez dyzlokacje, i Ristinge Klint miałby leżeć poza granicą zlodowacenia F. Wątpić można, czy lód lądowy mógł działać na odległość i wywoływać dyzlokacje o kilometr czy o półtora przed

swojem czołem. Moreny E na Ristinge również nie widać, choć przekraczała go ona znacznie. Wobec tego wątpić jeszcze można było w Ristinge o lodowcowem pochodzeniu tamtejszych zaburzeń.

Dopiero Lönstrup Klint rozwiązał wszelkie wątpliwości.

Północno-zachodnia część Vendsyssel na południe od przyładka Hirshals przedstawia się jako rozległa płaszczyna, obniżająca się od 25—30 m na północnym wschodzie do 15—20 m n. p. m. na południowym zachodzie. Ponad poziom równiny wznoszą się zaokrąglone płaskie pagórki, dosięgające 68 m n. p. m., lub nieco niższe. Cała równina składa się z późnoglacialnych utworów morskich, z młodych iłów Yoldiowych i z piasków z *Saxicava arctica*, pagórki zaś są złożone z utworów lodowcowych, które toną dookoła pod utworami morskimi. Skagerrak abraduje silnie wybrzeże i wytworzył stromą ciągle cofającą się falezę, Lönstrup Klint, która na przestrzeni 12,8 km daje przepiękny przekrój przez równinę i przez jeden z pagórków wyspowych, złożonych z utworów dyluwjalnych, Rubjerg. Profil ten jest znakomicie, wzorowo opracowany przez Axela Jessena<sup>1)</sup>. Normalne następstwo warstw na równinie jest następujące: na powierzchni leżą poziomo utwory morza arktycznego późnoglacialnego, górne piaski z *Saxicava*, potem młodszy ił Yoldiowy, pod nim dolne piaski z *Saxicava*. Pod utworami morskimi leży piasek morenowy z głazami (morena denna ma tu skład bardzo piaszczysty), pod nim leżą piaski warstwowane fluwjoglacjalne, pod nimi znowu iły wstęgowe glacialne, leżące bezpośrednio na starszych iłach Yoldiowych, które stanowią najwyższą partję serji Skaerumhede, mającej do 120 m grubości. W tem kolejnem następstwie i kolejnem uławiceniu odsłaniają się utwory dyluwjalne w północnej części Klintu, niskiej, obcinającej równinę morską: miejscami utwory starsze podnoszą się nieco wyżej, brak na powierzchni osadu morskiego, na wielkich płatach nawet piasku morenowego, gdzieindziej zakłębieniu powierzchni iłów odpowiada obniżenie moreny i utwory morskie osiągają kilkunastometrową grubość. W odległości 200 m od północnego końca falezy pojawiają się pierwsze ślady zaburzeń: w pogniecione piaski warstwowane wciskają się od dołu kliny iłu wstęgowego, zwrócone ostrzem i. pochylone ku południowemu zacho-

---

<sup>1)</sup> Jessen, Axel. Lönstrup Klint. Danm. Geol. Undersög. II Raekke, 49, 1928.

dowi: w jądrze trzeciego z kolei klina widać pogniecione starsze ily Yoldiowe.

Dalej ku południowi intensywność zaburzeń szybko wzrasta: ily wstęgowe i piaski warstwowane stanowią szereg łusek, nasuniętych jedna na drugą, stromo zapadających ku NNE. Uwarstwienie iłów wstęgowych zachowało się wszędzie dobrze w pierwotnej postaci, powierzchnia iłów odgraniczająca je od piasków jest na ogół równoległa do uwarstwienia iłów, tak iż wewnątrz klinów iłowych żadnych zaburzeń nie ma, natomiast wewnątrz piasków są silne zaburzenia i ich warstewki są fantastycznie powyginane. Płaszczyzny nasunięcia są naogół zgodne z uwarstwieniem iłów i mają kierunek N72 W — S72 E: upad jest zmienny ku NNE: wynosi on w początkowej części profilu na północy 20 do 35°, wzrasta zaś do 60° a nawet wyjątkowo do 70° w środkowej części profilu, poczem znowu maleje do 20—40° na południowym końcu. Im bardziej stromo stoją nasunięte łuski, tem wyżej są one wyniesione, i skutkiem tego w środkowej najsilniej zaburzonej części faleza ma do 60 m wysokości. W jednym tylko punkcie, gdzie zaburzenia osięgają maximum, u podstawy łuski są wyciśnięte starsze ily Yoldiowe. Zarówno ogólny kierunek nasunięcia, stały bieg i kierunek upadu łusek, jak szczegóły mikrotektoniczne, dowodzą niezbicie, że ciśnienie szło od północnego-północnego wschodu: z tej właśnie strony posuwał się od Oslo lód lądowy fazy C. Górne końce wyniesionych łusek są równo ścięte, miejscami zagięte i powleczone na południe. Ciągłej powłoki morenowej brak, tylko miejscami zachował się na powierzchni szereg głazów.

Ku południowi upad łusek maleje, choć często struktura bywa bardzo zawikłana, są one mniej stromo i wysoko nasunięte, ogólna wysokość falezy się zmniejsza, wreszcie o 6400 m od północnego końca falezy opuszcza ona pagórek, ma normalną wysokość, pojawia się w niej ponownie normalne uławicenie: utwór morski z *Yoldia* i *Saxicava* na piasku morenowym, ten na fluwjoglacjale, w który jeszcze w dużych odstępach wciska się parę klinów ıłu wstęgowego: dalej ku południowi i te znikają, uławicenie jest zupełnie prawidłowe, istnieją tylko lekkie undulacje powierzchni moreny, skutkiem czego utwory morskie występują to w cieńszej to w grubszej warstwie, to zupełnie znikają. W zagłębieniach powierzchni leżą torfy i piaski słodkowodne okresu ancyclusowego. Wreszcie o 12,8 km od początku faleza się kończy,

w głąb lądu wchodzi kopalny fjord, do 12—15 m wypełniony osadami morza litorynowego.

Lönstrup Klint przedstawia zaburzenia lodowcowe w najczystszej formie: wiek ich może być jaknajściślej określony; zaburzeniom podległy łyły wstępowe i piaski fluwjoglacjalne, „Vorschüttungssande“ nasuwającego się lodu stadjum C, nie wzięła udziału w zaburzeniach morena denna tego lodu. Nasunięcia zostały wytworzone przez ciśnienie z NNE, skąd przyszedł lód lądowy: zaburzenia objęły cienką powierzchniową część utworów, maksymalna bowiem grubość nasuniętych łusek wynosi około 40 m. Zaburzenia są ściśle terytorjalnie ograniczone do obszaru morfologicznie zaznaczonego jako pagórek, Rubjerg, w otaczającej pagórek równinie warstwowanie jest poziome, zjawisko więc jest lokalne, ograniczone do niewielkiej mniej więcej kolistej przestrzeni (obecnie Rubjerg jest do połowy zabradowany, profil przechodzi przez jego środek).

Niepodobna w żadnym razie przypisać pochodzenia zaburzeń równie ograniczonych w kierunkach poziomych i pionowym, ogólnym przyczynom orogenetycznym, lecz przyczynie lokalnej o dość fantastycznym działaniu — ruchowi lodu lądowego. Zdaje się, że nie może tu być mowy o prostym parciu lodu na zaporę: ani zapory niema, utwory wypiętrzone bowiem nie leżały wyżej od otoczenia i nie były ograniczone od NNE ostrą krawędzią: przybierają one tu stopniowo normalne niezaburzone uławicenie. Gdyby zaburzenia były wywołane przez parcie z jednej strony na zaporę, maximum zaburzeń przypadłoby na miejsce działania ciśnienia, t. j. na północny koniec profilu; w rzeczywistości zaburzenia zaczynają się bardzo słabo, nabrzmiewają do maximum, potem dalej na południe znowu słabną. Nie parcie więc, lecz jak przypuszcza Axel Jessen, raczej ciśnienie lodu na podłoże łamałoby je na poszczególne kry, tarcie zaś lodu o podłoże przesuwaloby kry w kierunku ruchu i nasuwałoby je jedno na drugie. Przesuwająca się masa lodu ścięła wypiętrzone końce łusek, miejscami zagięła je i powlokła za sobą, i rzecz ważna, na wypiętrzeniu przez siebie samego spowodowanem lód nie zostawił swej moreny: nie sedymentował on tutaj, lecz ścinał.

Zwracałem już uwagę na to, że uwarstwienie łyłów wstępowych w nasuniętych łuskach jest nienaruszone: ważne jest również, że łuski są oderwane od podłoża, że wytworzyła się płaszczyna odkłucia w naogół jednolitej masie łyłów, łyły bowiem wstęp-

gowe i leżące pod nimi ły Yoldiowe mają mniej więcej jednokową konsystencję: niema na ich granicy żadnej specjalnej warstwy, któraby ułatwiała ślizganie i powodowała odkłucie warstw powierzchniowych. Obydwie te okoliczności dowodzą, że w czasie powstawania zaburzeń grunt był zmarznięty do znacznej głębokości: granica dolna wiecznej marzłoci stanowiła płaszczyznę odkłucia mas przemarzniętych, twardych i sztywnych, od plastycznego podłoża. Pod ciśnieniem lodu strefa wiecznej marzłoci została pokruszona na bloki, które oddzieliły się od plastycznego podłoża i zostały nasunięte jedne na drugie. W masie leżących głębiej plastycznych łów mogły natomiast powstać deformacje plastyczne, fałdowania i t. p. Mamy na to pewien dowód: w nasuniętych łuskach ły wstęgowe mają warstwowanie nienaruszone, były one posuwane jako sztywne masy, natomiast tam, gdzie wyjątkowo wysoko wyparte zostały leżące głębiej starsze ły Yoldiowe, są one pogniecione i pozbawione śladów pierwotnego warstwowania — były one w czasie dyzlokacji plastyczne.

W ten sposób mechanizm dyzlokacji Lönstrup Klintu potwierdza w zupełności wyprowadzony poprzednio wniosek, że na przedpolu lodu lądowego i pod jego czołem w okresie jego nasuwania się i jego maximum istniała wieczna marzłoc, klimat był wysokoarktyczny: dookoła zlodowacenia panowały zjawiska soliflukcji, wywołane powierzchniem rozmarzaniem głębokiej marzłoci.

Lönstrup Klint wyjaśnia nam wiele zagadek: przedewszystkiem zjawiska takiego rodzaju muszą być dość pospolite, wszystkie bowiem „pagórki wyspowe“ północnego Vendsysselu mają podobne pochodzenie i podobną budowę. Pozatem możemy zrozumieć zaburzenia Ristinge Klintu i Möen: w Ristinge mamy do czynienia z analogicznym lecz płytszem złuskowaniem powierzchniowych osadów i z nasunięciem ich z SSE, skąd płynął lód stadjum E. Brak moreny na powierzchni Ristinge jest analogiczny do jej braku na Lönstrup; tak samo obszar zaburzony tworzy lekkie nabrzmienie. Ta sama przyczyna t. j. lód wywołała zaburzenia kredy na Möen, które są tak samo jak Lönstrup Klint ściśle terytorjalnie ograniczone, tak samo tworzą bochenkowate wypiętrzenie. Inny tylko materiał, kreda, dał inne formy, większe bloki, lecz sądzę, że powierzchnia odkłucia nasuniętej górnej części kredy od dolnej jej partji, która pozostała in situ, również odpowiada granicy wiecznej marzłoci: nasunięte partje były prze-



marznięte i sztywne, stąd sznury krzemieni w nich zachowały swe równoległe położenie, warstwowanie nie zostało zakłócone przez ruchy nasuniętych mas.

We wszystkich tych wypadkach widzieliśmy lokalne złuskiwanie mas powierzchniowych na ograniczonym terenie i nasunięcie łusek w kierunku ruchu lodu. Na brzegach Limfjordu możemy również obserwować transport wielkich oderwanych mas na znaczniejsze odległości. W miejscu, gdzie Limfjord jest najszerszy, w całym szeregu punktów na brzegach fjordu i na jego wyspach, Mors, Fur i Salling, widzimy wysokie izolowane wzgórza, obcięte od wody stromymi falezami. Jądro tych wzgórz stanowi osobliwy utwór, „moler“, złożony z przemiennych warstw jasnego, żółtawego mułu okrzemkowego i z warstewek popiołu wulkanicznego: ciemnych — bazaltowych i mniej licznych jasnych — andezytowych. Jest to paleoceński lub dolnoeoceński utwór morski, czego dowodzą okrzemki, bo innych skamieniałości brak całkowity. „Moler“ jest w kilku miejscach eksploatowany, wyrabiają zeń bowiem osobliwą porowatą cegłę lżejszą od wody, używaną zwłaszcza do izolacji. Otóż wszystkie te masy „moleru“ nie są in situ: w wielu punktach widać ich naleganie na utwory dyluwjalne; same są one intensywnie pofałdowane. Gdzie występuje in situ formacja „moleru“, niewiadomo, w każdym razie cały rój gigantycznych jego bloków, tworzących duże wzgórza, został gdzieś, z dna Limfjordu chyba, przez lód oderwany, na samą powierzchnię wyniesiony i tu pozostawiony. Dyzlokacja dyluwjalna posunęła się tu znacznie dalej, była o wiele intensywniejsza niż w Lönstrup Klincie i podobnych, gdyż nie tylko rozbiła „moler“ na oddzielne bloki, lecz wyruszyła je z miejsca i przeniosła w dal. Oczywiście, gdzie podobne dyzlokacje dotknęły warstw od „moleru“ miększych, glin i piasków, nastąpiło wkrótce po wyruszeniu ich z miejsca roztarcie ich i rozmielenie, tak, iż śladów po nich w utworze dyluwjalnym nie znajdziemy, a jedynie brak w jakimś miejscu utworów starszych mógłby świadczyć, że stamtąd zostały one zabrane przez lód stadjum późniejszego.

Opisane powyżej zjawiska mają dla nas ogromne znaczenie: widzimy przedewszystkiem dowodnie, że w lodzie lądowym nie można dokładnie oddzielić obszaru akumulacji od obszaru denudacji. Niewątpliwie, wewnętrzny obszar zlodowacenia, gdzie gromadził się i skąd odpływał lód, był stale obszarem wyłącznej denudacji, czego dowodem Skandynawja i Finlandja, ale działalność

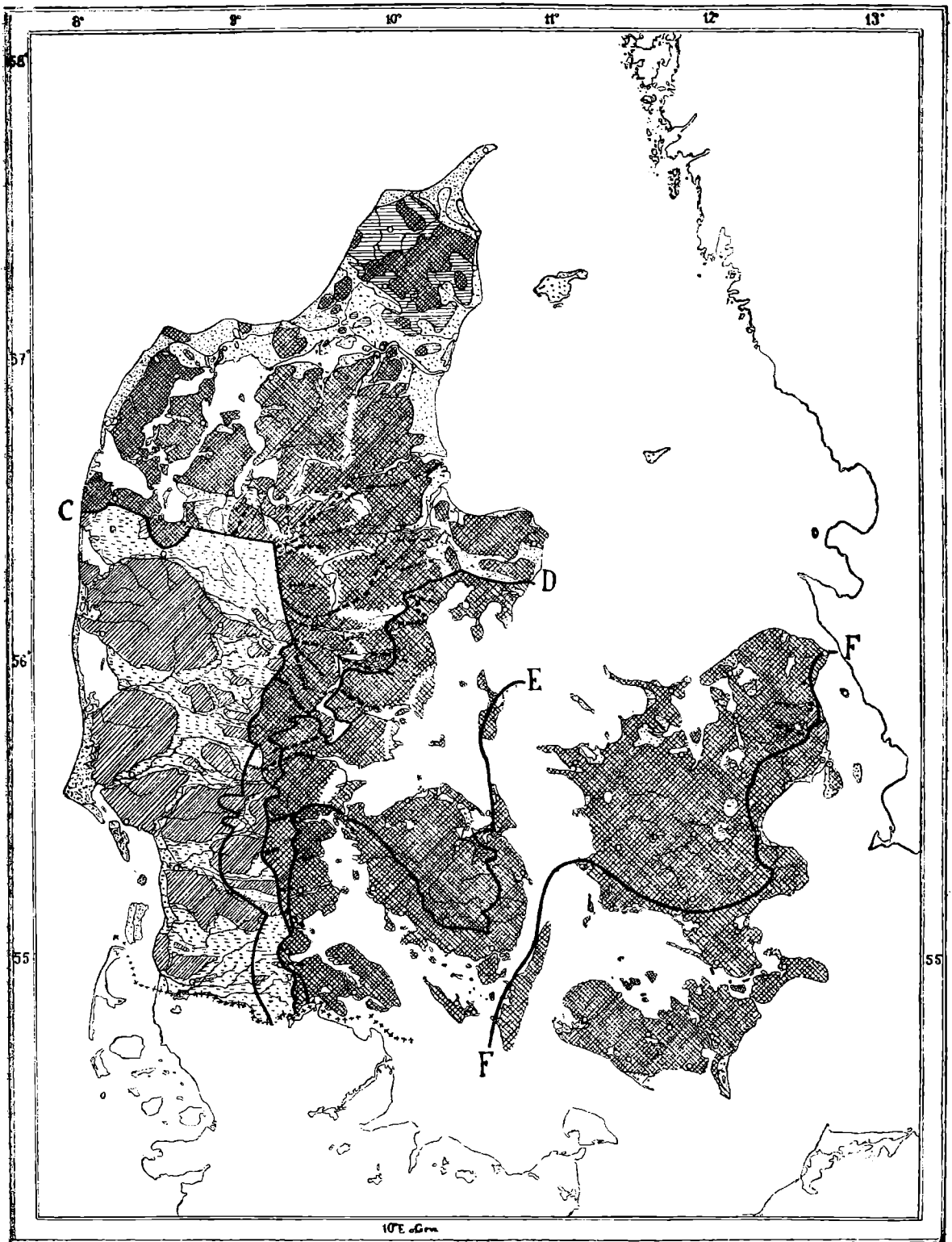
denudacyjna nie kończyła się, jak w lodowcu alpejskim, na granicy między obszarem akumulacji lodu i obszarem tajania, lecz przeciwnie dawała się odczuć aż do samego czoła lodu lądowego. Egzaracja nie działała już powierzchniowo, lecz odbywała się lokalnie, dorywczo, wśród obszarów wyraźnej, intensywnej i spokojnej akumulacji. Zupełnie prawidłowo w grubej ławicy osadza lód swą piaszczystą morenę denną w północnym Vendsyssel, a oto w pewnych miejscach pod lodowcem osadzone przed jego czołem utwory fluwjoglacjalne i starsze od nich dyluwjalne ulegają pod ciśnieniem lodu gwałtownej dyzlokacji, tworzą się łuski, które się nasuwają jedna na drugą. Już tu widzimy działalność denudacyjną lodu: szczyty łusek są porwane i powleczone, górna powierzchnia całej dyzlokacji jest równo ścięta; wobec przewagi denudacji niema akumulacji, moreny na wierzchu Rubjergu niema poza pojedynczemi głazami. Gdy dyzlokacje są jeszcze silniejsze, gdy łuski są wyżej wyparte, mogą one być w całości porwane przez lód i zawleczone daleko. Koniecznym warunkiem powstawania kier, wtrąconych potem w osady lodowcowe, jest uprzednie złuszkowanie warstw powierzchniowych.

Widzieliśmy, że w Vendsysselu wśród równiny dyluwjalnej obszarów zdyszlokowanych jest sporo, że tworzą one „izolowane pagórki wyspowe“; dlaczego w pewnych miejscach lód płynął zupełnie spokojnie po swoim podłożu i nie naruszył najdrobniejszych detali jego uławicenia, tuż obok zaś w zamkniętym obszarze wywołał intensywne dyzlokacje — nie wiemy. Nie wiemy jednak również, dlaczego w płytkim korycie Wisła od czasu do czasu wykotłuje kilkometrową głębię, a o hydrodynamice więcej przecież wiadomo, niż o „kryodynamice“. Jakieś prądy wewnętrzne, jakieś wiry powstają widocznie w płynącym lodzie lądowym i lokalnie wytwarzają wielkie napięcia ciśnienia.

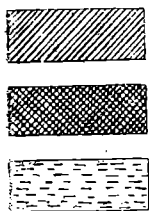
Petersen<sup>1)</sup> sądził, że obecność licznych kier w morenie jest dowodem uprzedniego wytworzenia się nierówności skutkiem ruchów tektonicznych: lód napotykając przeszkodę odrywa wystającą masę i przenosi ją jako krę. Być może, lecz na przykładach duńskich widzieliśmy, że lód zaczyna dyzlokować pod sobą spokojnie leżące warstwy w zupełnie niespodzianym przypadkowym

---

<sup>1)</sup> Petersen, G. Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. Fortschr. Geol. Palaeont. 9. 1924.



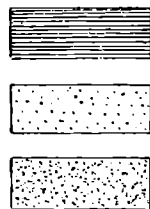
10E 6Gm



1. „Pagórki wyspowe“ przedostatniego zlodowacenia („Hügelseln“ der vorletzten Vereisung).

2. Ostatnie zlodowacenie (Letzte Vereisung).

3. Zandry (Sander).



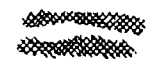
4. Późnoglacialny ił yoldiowy (Spätglazialer Yoldiaton).

5. Warstwy litorynowe (Litorina-Schichten).

6. Wydmy (Dünen).



7. Doliny tunelowe (Tunneltäler).



8. Doliny ekstramarginalne (Extramarginale Täler).



9. Linje postojowe faz zlodowacenia (Stillstandslagen der letzten Vereisung).

punkcie, że piętrzy je jedna na drugą, sam wytwarza nierówności, których część sam również znosi i porywa ze sobą, pozostawiając gładko ściętą masę wypiętrzoną, często zaznaczającą się jeszcze w krajobrazie jako wyniosłość. Lód lądowy sam więc tworzy i przenosi kry bez poprzedniego przygotowania tektonicznego.

Druga bardzo ważna sprawa to ta, że wszystkie opisane zaburzenia duńskie leżą w strefie czołowej lodu lądowego, tuż za jego morenami czołowymi. W strefie czołowej lodu lądowego odbywają się równolegle na wielką skalę zjawiska głębokiej dyzlokacji warstw starszych, częściowego ich porywania i transportu, a jednocześnie tuż obok zjawisko sedimentacji materiału, przyniesionego z daleka i porwanego z pobliza.

Na pojezierzu Pomorskiem i Pruskim na wąskim obszarze znajdowała się kolejno strefa czołowa kilku stadjów zlodowacenia. Częściowo niewiele przekroczyło poza tą strefę stadjum *C*, na niej zatrzymywały się stadja *D*, *E* i *F*. Każde z nich z kolei wykonywało taką samą pracę, każde lokalnie dyzlokowało podłoże do znacznej głębokości, każde porywało i przenosiło kry starszych osadów, każde jednocześnie sedimentowało w swej morenie czołowej i poza nią. A priori więc sądzić należy, że utwory dyluwjalne tej strefy będą w najwyższym stopniu przerobione i przemieszane, pełne porwaków i kier utworów starszych, nie tylko na wtórnem, ale i na trzecim i czwartym złożu. Nigdzie stratygrafia utworów lodowcowych nie będzie tak zawikłana, tak zatarta, jak w strefie pojezierza. Jest to wielokrotny palimpsest, którego starych zatartych znaków nikt jeszcze odcyfrować nie zdołał. Występowanie utworów eemskich i różnych interglacjalnych w najrozmaitszych poziomach stratygraficznych, występowanie obok siebie, jak koło Elbląga, iłów Yoldiowych, utworów eemskich, interglacjalów słodkowodnych jest dowodem tego gruntownego i głębokiego przemieszania. Nic więc dziwnego, że w strefie tej nie znajdujemy, a raczej poznać nie możemy, osadów zlodowaceń starszych od eemu — Rissu i Mindlu, wszystko jest bowiem poruszone, zdyzlokowane i nadniszczone. Otwory świdrowe dają bardzo mało w takim obszarze; wiercenia w Ristinge Klint dałyby miejscami dwa poziomy eemu, dwie moreny pomiędzy nimi i dwie nad nimi, inneby wcale na utwory eemskie nie natrafiły. Nie można więc żywić nadziei na szybkie rozwikłanie stratygrafii dyluwjum w pasie czołowym moren Würmu, i badania stratygraficzne należy prowadzić cierpliwie od obszarów, gdzie dyluwjum jest mniej zaburzone

i skomplikowane, wydaje się bowiem, że zjawiska zaburzeń są najślabsze w obszarach dość daleko od strefy czołowej lodu lądowego położonych, obszarach, przez które lód przeszedł szybko zarówno przy nasuwaniu się jak przy odwrocie.

Zapoznanie się z potężnymi dyzlokacjami lodowcowego pochodzenia w Danji dało mi wiele do myślenia o stwierdzonych przezemnie dyzlokacjach w okolicy Włocławka i gdzieindziej. Dyzlokacje te mają pewne cechy wspólne z dyzlokacjami opisanymi powyżej, co przemawiałoby za ich glacialnem pochodzeniem, mają jednak również inne cechy zupełnie odmienne. Wspólność polega na tem, że zajmują one ograniczone terytorja, że niepodobna idąc za ich biegiem wykazać istnienia ciągłych stref dyzlokacyjnych lub też zakończenia się dyzlokacji skutkiem przyczyn tektonicznych. Nie, zaburzenia te osiągają maksymalne natężenie w środku jakiegoś obszaru, np. grupa Włocławska w górze Szpetal, grupa Dobrzyńska koło samego Dobrzynia, we wszystkie zaś strony od tego maksimum natężenie dyzlokacyj maleje i wreszcie wygasa. Następnie, maksimum dyzlokacji wytwarza wyniosłości terenowe, wreszcie ostatnie (dla danego obszaru) zlodowacenie ścina szczyty dyzlokacji. Natomiast istnieją i znaczne różnice: przedewszystkiem zlodowacenie pokrywa ściętą powierzchnię zdyzlokowanych warstw grubą warstwą swych osadów, następnie dyzlokacje mają charakter fałdowy, przyczem gliny są bardzo drobno fałdowane, piaski dużo grubiej, niema natomiast typowych nasunięć łuskowych. Wreszcie płaszczyna odkłucia wytwarza się na styku warstw rozmaitej konsystencji — tłustych i zwięzłych iłów neokomskich i formacji węgla brunatnego. Zachowanie się mas zdyzlokowanych, drobnutki pofałdowanie i pogniecenie masy iłów poznańskich, odkłucie całej masy na określonym poziomie stratygraficznym, dowodzą, że masa zdyzlokowanych utworów znajdowała się w stanie plastycznym, a nie zmarzłym, że więc pochodzenie dyzlokacji jest odmienne niż dyzlokacji np. Lönstrup Klintu. Nie jest więc zupełnie wykluczona możliwość, że mamy tu do czynienia istotnie, jak przedtem myślałem, ze zjawiskiem uwarunkowanym tektonicznie, mianowicie ze spływem mas zluźnionych po nachylenem podłożu neokomskim w kierunku na NE ku zagłębieniu Prusko-Mazowieckiemu. Możliwą jednak do pomyślenia jest i druga ewentualność. Widzieliśmy w Lönstrup Klincie, jak zostaje zdyzlokowana powierzchniowa zmarznięta część warstw: oderwane od podłoża na granicy marzłoci, potrzaskane na kry, nasuwają się

one i piętrzą jedna na drugą, ale nie wiemy, jakim deformacjom podlegają głębsze utwory, nieprzemarznięte, plastyczne. W dwóch miejscach w Lönstrup Klincie pojawiają się wśród łusek wyparte z głębi plastyczne ility Yoldiowe: są one pogniecione i zatraciły pierwotne regularne uwarstwienie, z pewnością więc w masie plastycznej poniżej granicy marzłoci zaszły odkształcenia pod wpływem olbrzymich ciśnień i przesunięć powierzchniowych zmarzłych kier. Odkształcenia w masie plastycznej, wywołane przez ruch przesuujących się po ich powierzchni mas obciążających wyrażają się zwykle fałdowaniem, mogły więc głębsze partie serji Skaerumhede zostać pofałdowane pod powłoką pogruchotanych, przesuniętych zmarzłych kier. Gdyby tak było istotnie, to dyzlokacje plastyczne masy trzeciorzędu pod Włocławkiem i Dobrzyńnem mogłyby odpowiadać deformacjom plastycznym głębszych serji pod łuskowemi dyzlokacjami zmarzłej partji powierzchniowej, ta jednak byłaby całkowicie usunięta: kry musiałyby być nietylko nasunięte jedna na drugą, lecz porwane i uniesione. Które zlodowacenie mogłoby dokonać tej pracy nie można powiedzieć, z pewnością jednak nie to stadjum, które osadziło na ściętej powierzchni fałdów kilkometrową warstwę moreny, to bowiem nie denudowało, lecz akumulowało: musiałyby to być stadjum lub zlodowacenie wcześniejsze. Fałdy mają bieg NNW-SSE, ciśnienie więc musiało iść z ENE, z zagłębienia Prusko-Mazowieckiego. Do południowej części tego zagłębienia Würm nie wkroczył, było ono już zapełnione, zatem fałdy Włocławskie, jeśli są lodowcowego pochodzenia, powstać mogły tylko w Rissie, którego olbrzymi potok, przedłużenie bałtyckiego, musiałyby płynąć istotnie wklęsłym zagłębieniem Prusko-Mazowieckim z północy na południe, wypełzając zeń na brzegi zagłębienia, wywierając na nie potężne ciśnienia i wytwarzając dyzlokacje. Würm wszedłby już na zrównaną, zlekka tylko wypukłą powierzchnię zdyzlokowanego obszaru.

Wolff<sup>1)</sup> napotkał takie same trudności przy próbie wyjaśnienia genezy słynnego „Muskauer Faltungsbogen“ na brandenbursko-śląskiej granicy, gdzie na powierzchni widać łuk o cięciwie 14 km, złożony z niewysokich, do 20 m, równoległych, regularnych wałów z piaszczystej moreny czołowej „Wartheezeit“ czyli Rissu, pod którym w głębi liczne kopalnie węgla brunatnego wykryły

---

<sup>1)</sup> Wolff, W. Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. Zts. d. d. geol. Ges. 79 B. p. 342.

bardzo potężne zjawiska fałdowe w podległym węglonośnym miocenie. Mniej lub bardziej nieregularne fałdy, częściowo porwane, niezgodne naogół z przebiegiem wałów powierzchniowych, zdyzlokowały miocen do głębokości 70 m, a niewiadomo jeszcze, do jakiej głębokości sięgają korzenie fałdów i na jakiej głębokości miocen jest nienaruszony. Dyzlokacje te dotknęły miocen w stanie niezmarzniętym, plastycznym; stąd Wolff nie może się zdecydować, czy zawdzięczają one swe pochodzenie temu małemu płatowi Rissu, który wytworzył wały powierzchniowe, gdyż przy nasuwaniu się zlodowacenia grunt był głęboko przemarznięty, czy też fałdy miocenu w Muskau powstały w jakiejś fazie odwrotowej poprzedniego „Saalskiego“ czy „głównego“ zlodowacenia (Mindel). Mianowicie Wolff mniema, że ponieważ pomimo niskiej temperatury powierzchni, u podstawy lodu lądowego panuje prawdopodobnie temperatura bliska od zera, przeto po zajęciu przez lód obszaru głęboko przemarzniętego, powoli geozotermy gruntu będą się podnosiły i grunt będzie stopniowo tajał. Jeżeli tedy lód lądowy po długim postoju cofnie się znacznie, to odsłoni się z pod niego grunt wcale lub niegłęboko przemarznięty, w którym ponowny nawrót lodu wywoła odkształcenia plastyczne — fałdowania. W takim razie łuk fałdów w Muskau powstałby w strefie czołowej jakiegoś nawrotu „Saalskiego“ zlodowacenia. Hipoteza jest pomysłowa i musi być brana pod rozwagę, ale znaczenie jej maleje przez to, że Wolff nie wyjaśnia, dlaczego na miejscu łuku fałdowań miocenijskich, wytworzonych w czasie odwrotu Mindlu, miał powstać powierzchniowy analogiczny łuk morenowo-czołowy następnego zlodowacenia.

Ostateczne więc rozstrzygnięcie sprawy pochodzenia dyzlokacji Włocławka, Dobrzyńa i innych należy jednak do przyszłości.

Wrzesień 1928.

Zakład Geologii i Paleontologii Uniwersytetu Warszawskiego.

---

Dopełnienie. Po napisaniu powyższego otrzymałem odbitkę rozprawy Szafera<sup>1)</sup>, który próbuje dać zarys stratygrafii naszego dyluwjum na podstawie studjum florystycznego znanych

---

<sup>1)</sup> Szafer Wł. Zarys stratygrafii polskiego dyluwjum na podstawie florystycznej. Osobne odbicie z V-go Rocznika Polskiego Towarzystwa Geologicznego. 1928.

interglacjałów Polski. Dochodzi on do wniosku identycznego z moim, że Polska była trzykrotnie zlodowacona: pierwsze zlodowacenie, nazwane przez Szafera Krakowskiem (Cracovien), sięgnęło po Kraków—Rzeszów—Lwów—Włodawę, drugie — Warszawskie I (Varsovien I) — do Polski środkowej, trzecie — Warszawskie II (Varsovien II) — do środkowej Warty, dolnego Bugu, a stąd na Baranowicze.

Użyta przez Szafera nowa nomenklatura potwierdza w zupełności moje wywody, dotyczące złych stron tworzenia coraz to nowych nazw. Przedewszystkiem nomenklatura ta zaciemnia myśl przewodnią samego autora: ostatnie dwa zlodowacenia (Varsovien I i Varsovien II) są przedzielone interglacją Żoliborskim o klimacie subatlantyckim z bukiem, grabem i cisem. Rzeczywiście jest to interglacjał Riss-Würm typu Brörup, pokryty produktami soliflukcji — piaskami z głazami, przedziela więc dwa różne zlodowacenia. Tymczasem Szafer ujmuje je pod jedną nazwą Varsovien, odróżniając znakami I i II, zupełnie tak, jakgdyby to były tylko stadja jednego zlodowacenia, a Żoliborskie utwory były tylko ich interstadjałem. Pozatem z nomenklatury Szafera niepodobna wywnioskować, które ze swych Varsovienów uważa on za odpowiednik maksimum ostatniego zlodowacenia.

Przykład ten umacnia mnie w przekonaniu, że należy używać terminologii ogólnej, będąc przygotowany na możliwość omyłek, ale mając możność zarazem ścisłego wyrażenia swojej myśli. Dla mnie więc Cracovien jest to Mindel, Varsovien I — Riss, Varsovien II — Würm.

Do podanej przez Szafera klasyfikacji stratygraficznej poszczególnych interglacjałów powrócę w osobnej notatce.

### ZUSAMMENFASSUNG.

Das vierzigjährige Bestehen der Danmarks Geologiske Undersøgelse wurde im Sommer 1928 durch einen Internationalen Geologen-Congress in Kopenhagen gefeiert, dem Excursionen in ganz Dänemark vorausgegangen und gefolgt sind. Die Teilnehmer dieser Excursionen hatten Gelegenheit die wichtigsten Aufschlüsse zu prüfen, die Methoden ihrer dänischen Kollegen kennen zu lernen und fühlen sich zu innigstem Dank ihren Führern, den dänischen Geologen, verpflichtet, die mit unerschöpflicher Geduld und stets guter Laune alles wichtige gezeigt und erklärt haben.



Es mögen die Herren Victor Madsen, Victor Nordmann, Axel und Knud Jessen, Hintze und Böggild, von den jüngeren Kollegen Herren Ödum, Rosenkrantz und Frau Mertz von den polnischen Teilnehmern den besten Dank entgegennehmen.

Das Diluvium des kleinen dänischen Landes ist gut bekannt, seit langer Zeit und bis ins Kleinste erforscht: im Lichte der Resultate dieser Forschungen müssen manche bisherige, das Diluvium Polens betreffende Anschauungen einer Ueberprüfung unterliegen.

### I. Die Stratigraphie des Diluviums.

Eins der wichtigsten Resultate der letzten geologischen Forschungen in Dänemark ist die definitive Festlegung des Alters der Eemablagerungen. Nach längerem Hin und Her hat Nordmann (La position stratigraphique des Dépôts d'Eem. Danm. Geol. Unders. 1928) auf Grund der letzten Bohrungen einwandfrei bewiesen, dass die Eemablagerungen dem letzten Interglazial angehören und dass ihnen wenigstens zwei Vereisungen vorausgegangen sind. Diese Tatsache ist von höchster Wichtigkeit für die Chronologie des Diluviums in Polen, da es keinem Zweifel unterliegen kann, dass an der unteren Weichsel die Eemablagerungen, soweit sie *in situ* sind, sehr tief in der diluvialen Serie liegen, was ebenfalls durch ihr reichliches Vorkommen als Schollen in den höheren Horizonten bestätigt wird.

Die Sachlage war verhältnismässig einfach, so lange die Eemablagerungen mit G a g e l (Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Deutschlands. Geol. Rundsch. 1913) und L i m a n o w s k i (Les argiles à varves de Chełmno (Kulm) et la stratigraphie du diluvium de la Basse-Vistule. Bull. Serv. Géol. Pologne. Vol. I) der vorletzten Zwischeneiszeit zugerechnet wurden: in Holland war nur eine Vereisung, darüber das Eemien, in Dänemark und NWDeutschland liegt unter dem Eemien eine Vereisung, zwei bedecken es, an der unteren Weichsel liegt unter dem Eemien vielleicht eine Spur einer älteren Vereisung im höchsten Norden, über ihm zwei Vereisungen. Diese Verhältnisse liessen sich zwanglos durch die Wanderung der Vereisungen erklären: die drittletzte war am stärksten im Westen, äusserst schwach im Osten, die letzte im Gegenteil, war am stärksten im Osten, hat aber den Westen gar nicht erreicht.

Da aber die Eembildungen dem letzten Interglazial angehören, so liegen an der unteren Weichsel nur spärliche Reste aller älteren Vereisungen, aber die ganzen mächtigen darüberliegenden Bildungen gehören der letzten Vereisung; sie stellen keine einheitliche glaziale Serie dar, da in ihnen einige Moränenbänke mit fluvioglazialen Zwischenschichten sowie echte extraglaziale Bildungen, wie Torfe, Kieselerde u. s. w. vorkommen. Die Geschichte der nach dem Eemien, also während der letzten Vereisung gebildeten Ablagerungen ist demnach kompliziert, was wiederum in den dänischen Verhältnissen seine Erklärung findet.

In Dänemark werden die Moränen mit Buchstaben bezeichnet. *A* und *B* gehören den zweien älteren Vereisungen an, über den Eemablagerungen liegen aber die Moränen *C*, *D*, *E* und *F*, die verschiedenen Stadien der letzten Vereisung angehören. Zwischen den Moränen *C* und *D* wurden Bildungen gefunden, die zwischen hocharktischen Lagen mit Dryasflora eine subarktische Flora und Fauna führen (die Schichten von Smidstrup mit *Betula pubescens*, *Juniperus communis* u. a., Biebertier und Elch) und ein klassisches Interstadial darstellen, während dessen das Inlandeis sich jedenfalls nach Skandinavien zurückgezogen haben muss, da das Klimaoptimum dieses Interstadials jenem der Allerödschwankung gleich. Die Stadien also *C* und *D* sind durch ein grosses Interstadial getrennt, während dessen das Eis sich weit nach Norden zurückgezogen hat und die Ostsee eisfrei war. Die folgenden Stadien *E* und *F*, die zwar im Norden etwas zurückgegangen sind und nur in den Senken des Sundes und der Belte nach Norden vorgestossen haben, im Westen aber nur sehr wenig von der maximalen Eisrandlage zurückgegangen waren, scheinen ebenfalls durch einen Rückzug getrennt zu sein, da zwischen ihnen fluvioglaziale Bildungen liegen: ob sie durch ein grösseres Interstadial getrennt sind, wissen wir nicht, jedenfalls sind es getrennte Vorstösse des Eises, durch dessen Rückzüge getrennt, was durch den schroffen Wechsel des „Steinzählungskoeffizienten“ von Moräne zu Moräne bestätigt wird.

Alle diese Stadien und Oszillationen, die auf allgemeine Klimaveränderungen zurückzuführen sind, müssen ebenfalls das jüngste Diluvium an der unteren Weichsel betroffen haben, da es ganz sicher ist, dass sogar das letzte dänische Stadium *F*, das auf dem Umweg durch das Südbaltikum Dänemark erreicht hat, auf dem kurzen und geraden Wege durch die östliche Ostsee

Pommern und Preussen ebenfalls erreichen musste. Dem dänischen Stadium C, dessen Randlage zugleich die Grenze zwischen der jungen und alten Glaziallandschaft bildet, entspricht sicher die maximale Verbreitung der letzten Vereisung in Polen, deren Grenze der Verfasser in der südlichen Grenze der jungen glazialen Landschaft mit Tunneltälern, Seen u. s. w. sieht und deren Verlauf mit dem von Woldstedt für seine Jütische Phase angegebenen im Wesentlichen stimmen darf, also an der mittleren Warthe, in der Umgegend von Płock und am südlichen Rande der Baltischen Seenplatte zu suchen ist. Zwischen dieser Linie und der Ostsee auf einem engen Landstreifen sind also die Randlagen der Stadien D, E und F zusammengepresst; die verwickelte Zusammensetzung des letzten Diluviums am Südufer der Ostsee wird dadurch vollständig begründet, da daselbst Ablagerungen von vier glazialen Stadien sammt den zugehörigen Interstadialen vertreten sind. Da, wie im Folgendem dargestellt, das Inlandeis in seinem marginalen Teile sowohl sedimentieren wie äusserst stark dislozieren und denudieren kann, wurden durch jeden folgenden Vorstoss die vorher abgelagerten Bildungen disloziert, aufgegriffen, den glazialen Bildungen des vorausschreitenden Eises einverleibt und transportiert worden. Dadurch wurden die älteren Ablagerungen zum grössten Teil vernichtet und auf zweite, dritte oder vierte Lagerstätte in verschiedenen Horizonten des Profils der Serie der letzten Vereisung umgelagert, wie die zahlreichen Funde der Eemfauna in verschiedensten Höhenlagen in der jungdiluvialen Serie beweisen.

Südlich von der angegebenen Grenze liegen aber in Polen Ablagerungen zweier Vereisungen, die durch deutliche Interglaziale oftmals getrennt sind, es war also Polen ganz sicher von dreien Vereisungen bedeckt, deren erste bis an die Karpathen, die zweite an das polnische Mittelgebirge, die dritte bis an die früher angegebene Grenze vorgestossen sind. Der Randmoränenzug, der von Kalisz über Grójec südlich von Warschau zieht, entspricht nur einem Rückzugsstadium der vorletzten Vereisung, deren äusserste Grenze weiter südlich bei Czystochowa, an der Kamienna, bei Puławy zu suchen ist. Seine verwischten Formen sind durch die Solifluktion während der letzten Vereisung zu erklären.

Was eine viertletzte Vereisung betrifft, können wir aber ganz sicher sagen, dass sie bis Warschau nicht vorgestossen ist, da wir im liegenden der Moränen der drittletzten Vereisung in Warschau,

Łódź, Piotrków, Kiesablagerungen finden, die bei Warschau und westlich davon bis Żyrardów karpathische Meniliten, in Łódź und Piotrków Quarze, die von Süden herkommen, aber kein nordisches Material führen (Lewiński, J. Les dépôts préglaciaires et glaciaires de Piotrków et de ses environs. Comptes-Rendus Soc. Sc. Varsovie. 1928).

Das Vorkommen sowie die grosse Verbreitung dieser Kiese beweisen, dass die drittletzte Vereisung zwar die erste in Mitteleuropa ist, dass ihr aber eine Zeit starker mechanischer Verwitterung und intensiven Transportes voranging, die zu einer regionalen Aufschotterung geführt hat und in der wahrscheinlich periglaziale Klimaverhältnisse in Mittel- und Süd-Polen geherrscht haben. Czarnocki hat in dem Gebirge von Łysa Góra unter den glazialen Ablagerungen der drittletzten Eiszeit eine moränenähnliche Bildung aus einheimischem Material gefunden (Czarnocki, J. Sur la glaciation de la partie centrale du Massif de St. Croix. Comptes-Rendus Séances Service Géol. Pologne. Nr. 17. 1927), die er zwar als Lokalmoräne deutet, die aber meiner Ansicht nach das Produkt der Solifluktion im periglazialen Gebiet der vorletzten Vereisung darstellt.

So hätten wir in Polen vier Eiszeiten, deren erste und letzte die schwächsten waren, die zweite aber am weitesten nach Süden vorgedrungen ist.

Die Feststellung, dass die äusserste Randlage der letzten Vereisung (Stadium C der Dänen) im nördlichen Polen verläuft, erlaubt uns die sonst unverständlichen Verhältnisse im Weichseltal zwischen Płock und Włocławek zu verstehen, wo von Lenczewicz (Sur l'âge du bassin de la Vistula moyenne. Comptes-Rendus Séances Service Géol. Pologne. Nr. 3. 1922 und Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne. Trav. Service Géol. Pologne. Vol. II. 1927) und von mir (Mouvements tectoniques quaternaires et la moraine de fond dans la vallée de la Vistule aux environs de Włocławek. Comptes-Rendus Séances Service Géol. Pologne. Nr. 7. 1924 und Sur les dislocations quaternaires et sur la moraine de vallée dans la vallée de la Vistule près de Włocławek. Bull. Service Géol. Pologne. Vol. II. p. 497) festgestellt wurde, dass zwar das ganze Land an den Ufern des Urstromtales von einer mächtigen Grundmoräne der letzten Vereisung bedeckt ist, dass im Urstromtale aber diese Grundmoräne und ein Teil der darunterliegenden Bändertone entfernt wurden, worauf

eine auf das Urstromtal beschränkte Eiszunge nach Süden vorgestossen ist, die auf der mittleren Terrasse des Urstromtales eine wenig mächtige Grundmoräne mit kleinen und vom Wasser abgerollten Geschieben abgelagert und ganz jugendliche Formen — Rinnenseen, Oser und Randmoränen gebildet hat. Offenbar wurde das Urstromtal während des Smidstruper Interstadials, zwischen den Stadien *C* und *D*, nach der maximalen Ausdehnung der letzten Vereisung, nachdem die Ostsee vom Eise befreit wurde, vom Flusse wiederbelebt und ausgeräumt, worauf in das vorgebildete und bis zur mittlere Terrasse eingesenkte Tal beim nächstfolgendem Vorstosse *D* eine Eiszunge weit nach Süden hineingedrungen ist, der Eisrand aber auf dem Plateau nördlicher etwa bei Toruń und Rypin stehen blieb. Offenbar ist also die Geschichte des Weichseltales viel verwickelter, als es schien, da es aus Teilstücken verschiedenen Alters zusammengesetzt ist. Das Weichseltal musste schon vor der letzten Vereisung bestehen, dann wurde es durch das Stadium *C* im Unterlauf gesperrt und zugeschüttet, im Smidstruper Interstadial erneuert, dann wieder vom Eise gesperrt und im nördlichen Unterlaufe mit mächtigen Ablagerungen der darauffolgenden Stadien zugeschüttet, worauf erst im spätglazial die Weichsel das Hinderniss durchschnitten und der Ostsee wieder zugeflossen ist.

---

Ich möchte hier einige Worte der Nomenklatur des Quartärs widmen, die ein wahres Chaos verschiedener Benennungen darstellt. Die in Deutschland öfters gebräuchlichen Benennungen — letzte, vorletzte, drittletzte Vereisung haben den Vorzug, dass sie neutral sind, für jedes Land unabhängig gebraucht werden können, und dass sie keiner Parallelisierung vorgreifen. Sie sind aber schwerfällig und es ist sehr schwer neue Benennungen einzuführen, was durch die von v. Wervecke gebrauchten Namen „so genannte erste Eiszeit“, „älteste Eiszeit“ zu Genüge bewiesen wird. Man kann getrost sagen, dass die Mehrzahl der Geologen im sprachlichen Gebrauch die alpinen Benennungen benutzt, sie aber in ihren Schriften meidet, worauf immer neue Namengebungen auftauchen. So wurden die Namen „Elster-“, „Saale-“, „Weichseleiszeit“ eingeführt, die zwar dem alpinen Schema ähnlich gebildet wurden, aber den Nachteil haben, dass sie von grossen Flüssen abgeleitet sind, deren Namen bestimmte Vorstellungen

hervorrufen. Es scheint mir z. B. keinesfalls passend zu sein, jene Vereisung die „Weichseleiszeit“ zu nennen, die von allen Vereisungen das geringste Areal im Weichselgebiete eingenommen hat. Fast ebenso steht es mit der „Wartheeiszeit“ Woldstedts, da das Warthegebiet von drei Vereisungen betroffen war und gerade die Wartheeiszeit den kleinsten Teil davon bedeckt hat. Ich wüsste nicht, weshalb das Quartär anders behandelt werden soll als alle anderen Systeme, wo zwar ebenfalls Bedenken über die Einreihung in diese oder jene Stufe öfters bestehen, wo die Stufen- und sogar Systemgrenzen mehrmals schwankend sind, wo neue Stufen eingeführt werden. Alles dies aber zwingt keinesfalls zur Aufgabe der allgemein gültigen Nomenklatur, die das gegenseitige Verständniss und die Vergleichbarkeit der Daten in hohem Grade fördert, wenn nicht erst ermöglicht. Ebenso sollte es in der quartären Namengebung sein, und für die Stufen des Quartärs, die von den Vereisungen dargestellt werden, sollten allgemein verständliche Namen gebraucht werden, nämlich die alpinen. Die Parallelisation kann ja unsicher oder falsch sein, dann wird sie verbessert, aber wenn man einer Bildung einen allgemeinen Namen giebt, dann werden die Ansichten des Verfassers für alle offenbar; bei neuen Namengebungen ist es zwar leichter die Verantwortung für seine Ansichten abzulehnen. Ich meine deshalb, es sollte die letzte Vereisung Würm, die vorletzte Riss u. s. w. genannt werden.

## II. Die diluvialen Dislokationen.

Der Verfasser hat aus den Gegenden von Włocławek und Dobrzyń an der Weichsel starke Dislokationen beschrieben, die das ganze Tertiär und das ältere Diluvium betroffen haben, vom letzten Glazial aber diskordant und horizontal bedeckt sind (Sur les dislocations quaternaires et sur la „moraine de vallée“ dans la vallée de la Vistule près de Włocławek a. a. O.). Die tertiären Schichten sind von ihrem Liegenden — den schwarzen Tonen des Neokoms, die eine fast ebene Oberfläche aufweisen, abgeschert und in parallele NW-SO streichende Brachyantiklinen gelegt, die einen verhältnissmässig regelmässig antiklinalen Kern aus Braunkohlensanden und Flözen besitzen, während die Synklinen von mächtigen, feingefalteten pliozänen Posener Tonen erfüllt sind, denen öfter mitgefaltete glaziale und fluvioglaziale Bildungen

aufliegen. Der ganze Komplex ist oben glatt abgeschnitten und von der genug mächtigen Moräne der letzten (Würm-) Vereisung bedeckt. Diese Dislokationen sind sowohl durch Bohrungen nachgewiesen wie schön im rechten Steilufer der Weichsel aufgeschlossen, deren Tal die Falten etwas schief durchschneidet. Die Amplitude der Falten wächst bei Włocławek von West nach Ost und erreicht ihr Maximum im Berge Spetal, ein zweites bei Dobrzyń mit ca. 100 m.

Der Verfasser hat in seinem zitierten Aufsätze diese Dislokationen als tektonische betrachtet, nämlich als Gleiterscheinungen des Tertiärs und des älteren Diluviums auf ihrer neokomen Unterlage, die eine Neigung gegen *NO* vom Kujawischen Sockel gegen die Preussisch-Masovische Senke aufweist. Da die Würmmoräne auf den dislozierten Schichten diskordant und horizontal liegt, die älteren aber diluvialen Schichten disloziert sind, kann das Alter der Dislokationen nur als spätletztinterglazial aufgefasst werden: zu dieser Zeit müsste eine differentiale Krustenbewegung die neokome Platte stärker geneigt haben, wodurch Gleiterscheinungen ausgelöst werden konnten.

Der Vergleich dieser Dislokationen mit jenen Dänemarks, die in schönen Aufschlüssen in den Steilküsten vielerorts zu beobachten sind und in dem klassischen Profil des Lönstrup Klints ihren Gipfelpunkt erreichen, konnte leider die Frage nicht definitiv zu lösen helfen, ob die Dislokationen an der Weichsel wirklich tektonische Ursachen haben oder doch durch Eisdruck hervorgerufen wurden. Alle durch das Inlandeis verursachten dänischen Dislokationen haben manche typische gemeinsame Züge: sie nehmen begrenzte, mehr oder minder rundliche Areale ein, in denen die Dislokationen in der Mitte am stärksten sind, gegen die Ränder aber allmählich abklingen: rund um das dislozierte Gebiet liegen dieselben Schichten ganz flach: die dislozierten Areale bilden Erhebungen, die z. B. im nördlichen Vendsyssel als Inselberge von der marinen Litorina-Fläche auftauchen und sich 20—30 m über ihre Umgebung erheben. Der hohe östliche dislozierte Teil von Møen bildet ebenfalls eine solche brotlaibähnliche, nur viel höhere Erhebung, die auf das dislozierte Gebiet beschränkt ist: ringsum liegen die nicht dislozierten Schichten auf einem 120 m niedrigeren Niveau. Die Dislokationen selbst haben im allgemeinen einen einheitlichen Charakter: eine obere Schicht von wechselnder Mächtigkeit (auf Lönstrup Klint etwa 40—50 m) wurde in Schollen

zerlegt, die Schollen aber schuppenartig in der Richtung der Eisbewegung aufeinander übergeschoben, wobei die Überschiebungen in der Mitte des begrenzten dislozierten Areales am stärksten sind. Die Schollen wurden offenbar in gefrorenem Zustande bewegt, wie es der ungestörte Bau der dislozierten Bändertone im Lönstrup Klint beweist, die als keilförmige Schollen mitten in fluvio-glazialen Sand hineingetrieben wurden. Die Abscherungsfläche der aufgeschobenen Schollen kann nur durch die untere Grenze der Gefronniss gebildet gewesen sein, da die Konsistenz der bewegten Schollen von Bändertone und ihrer Unterlage aus Yoldiatonen ungefähr dieselbe ist. Die Oberfläche der aufgerichteten Schollen ist vom Eise glatt abgeschnitten, manchmal geschleppt und nur mit Spuren von Grundmoräne bedeckt worden: das Inlandeis hat auf diesen Erhebungen denudiert, nicht aber sedimentiert.

Wenn wir mit diesen Hauptcharakterzügen der glazialen Dislokationen jene von Włocławek und von Dobrzyń vergleichen, sehen wir sowohl Ähnlichkeiten wie bedeutende Unterschiede: die Dislokationen an der Weichsel nehmen ebenfalls begrenzte Areale ein, werden allseitig von Gebieten umgeben, wo dieselben Schichten ganz horizontal liegen; dem Maximum der Dislokationen entsprechen Erhebungen des Terrains; ihre Oberfläche ist abgeschnitten und von Glazialablagerungen bedeckt. Es giebt aber bedeutende Unterschiede: die Massen wurden nicht gefroren sondern in plastischen Zustande bewegt, deshalb nicht in Schuppen sondern in Falten gelegt und sind an einer petrographischen Grenze (Neokom — Braunkohlenformation) von ihrer Unterlage abgeschert. Wenn also diese Dislokationen glazialen Ursprungs sind, so wurden sie in anderen Verhältnissen gebildet als jene in Dänemark. Unter den Schuppendislokationen, die die Gefronniss betroffen haben, konnten ja die darunterliegenden plastischen Schichten in Mitleidenschaft gezogen und in Falten gelegt werden: dann würden bei Włocławek und Dobrzyń nur tiefere Partien der Dislokationen auftreten, deren obere Teil in wurzellose Schollen zerlegt und vom Eise abtransportiert worden wäre. Diese Dislokationen konnten aber in keinem Falle von der Würmeiszeitung verursacht werden, da diese einen Lobus gegen Płock in *SO* Richtung vorgestossen hat, die Dislokationen aber ein paralleles *NW—SO* Streichen besitzen, also nur durch Druck von *NO* gebildet werden konnten: sie könnten also nur durch das Risseis



verursacht worden sein, das in *N—S* Richtung durch die Preussisch-Masovische Senke nach Süden floss, über deren *SO* Rand aber nach Westen hervorquellen und bedeutende Stauchungen hervorrufen konnte. Die Sachlage ist also keinesfalls geklärt, ganz wie im „Muskauer Faltungsbogen“, dessen Entstehung ebenfalls noch nicht klargestellt ist (Wolff. Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. Zts. d. d. geol. Ges. 79 B S. 342).

Jedenfalls beweisen die Eisdruckeffekte in Dänemark, dass die Tätigkeit des Inlandeises in seiner marginalen Zone keinesfalls auf Sedimentation beschränkt war: ganz unvermutet fing es hier und da einen starken Druck auf seine Unterlage auszuüben, zerbrach die Gefronniss, legte sie in Schollen, die entweder als Schuppen aufeinander aufgeschoben an Ort und Stelle geblieben, oder als wurzellose Schollen mitgerissen und förtgeschleppt wurden. Schollen im Diluvium brauchen also keiner tektonischen Vorbereitung, sie können durch das Inlandeis selbst gebildet und dann verfrachtet werden.

Auf dem engen Streifen am Südufer der Ostsee stehen dichtgedrängt die marginalen Zonen der verschiedenen Stadien der letzten Vereisung. In jeder von ihnen sind Dislokationen vorgekommen, jedes Stadium hat an verschiedenen Stellen seine Unterlage bis zu grosser Tiefe angegriffen, disloziert, in Schollen zerlegt, diese aber teilweise aufgegriffen und verschleppt: dies ist von den äusserst zahlreichen Schollen von präquartären sowie von älteren quartären Ablagerungen, die in den verschiedensten Höhenlagen erscheinen, ganz deutlich angezeigt. Die Stratigraphie des Diluviums in den südbaltischen Ländern ist also ein mehrmaliges Palimpsest, dessen Schriftzüge kaum entziffert werden können. Die Stratigraphie des Diluviums ist eher weiter südlich zu enträtseln, da augenscheinlich das Inlandeis in jenen Gebieten die wenigsten Störungen verursacht hat, durch die es schnell sowohl vorgestossen wie zurückgegangen ist und wo es keine längeren Stillstandslagen eingehalten hat.

Warschau. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität.  
September 1928.