

UKD 551.324:551.793 stadial główny + wisconsin(215 - 17:4/5 + 7):001.5

Józef Edward MOJSKI

## Ostatni lądolód plejstoceniński na półkuli północnej

Na podstawie najnowszych danych przedstawiono rozmieszczenie i wiek ostatniego lądolodu plejstocenińskiego na półkuli północnej, tj. północnoamerykańskiego i euroazjatyckiego. Przytoczono różne hipotezy dotyczące rozmiarów i pochodzenia lądolodu w strefie arktycznej. Zwrócono uwagę na asynchroniczność maksymalnego zasięgu lądolodu w różnych częściach jego marginalnej strefy.

### WSTĘP

Okolo 20 000 lat temu Ziemia została objęta zjawiskiem, które, choć w jej dziejach nie było wyjątkowe, to jednak zaznaczyło się szczególnie na dzisiejszym jej obliczu. Chodzi o rozwój i zanik ostatniego lądolodu plejstocenińskiego. Ostatniego, bo w czwartorzędzie lądolody pojawiały się przynajmniej kilkakrotnie, a globalnych ochłodzeń powodujących ich rozwój było przynajmniej kilkanaście. Ostatnie nasunięcie miało miejsce w jednostce chronostratygraficznej zwanej u nas stadiem głównym, w Ameryce Północnej późnym wisconsinem (Late Wisconsin), na Wyspach Brytyjskich późnym dewensem (Late Devensian), a w Związku Radzieckim późnym wałdajem (późny wałdaj bądź sartan na Syberii).

Ostatni lądolód plejstoceniński, jego rozwój i późniejszy zanik pozostawiły wiele śladów w osadach, rzeźbie powierzchni ziemi oraz ewolucji życia, w tym człowieka. Rzut oka na rozmieszczenie lądów uwidacznia, że rozwój pokryw lodowych miał bardziej sprzyjające warunki na półkuli północnej. Tam też jest on lepiej poznany i tam zresztą został po raz pierwszy stwierdzony. Kolebką odpowiednich badań był Niż Polski, Niż Niemiecki, a w Ameryce Północnej obszar położony na południe od Krainy Wielkich Jezior. Od dawna były czynione próby rekonstrukcji rozwoju i zaniku ostatniego lądolodu plejstocenińskiego w powiązaniu z ewolucją warunków klimatycznych i procesami neotektonicznymi, a także z różnymi czyn-

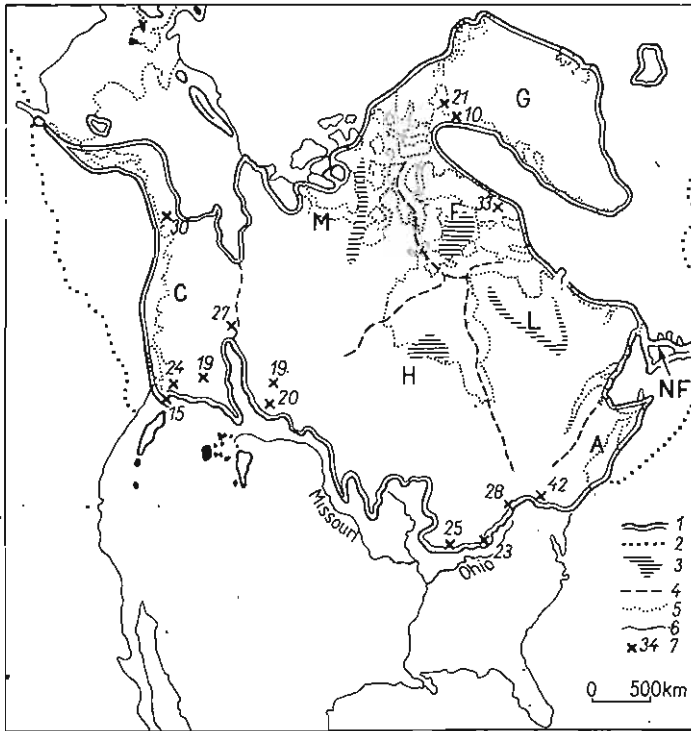


Fig. 1. Ostatni plejstocenijski lądolód północnoamerykański  
The last Pleistocene North-American continental ice sheet

1 – granica lądolodu według A. Dreimanisa (1982), N.W. Ruttera (1980, 1981), J.-S. Vincenta (1982), I.A. Brookesa (1982) i in.; 2 – granica lodów morskich; 3 – ośrodki czas lodowcowych pokrywy laurentyjskiej (C – kordylierskiej, M – McClintock, F – Franklin, G – grenlandzkiej, H – Hudson, L – Labrador, A – appalaskiej, NF – nowofundlandzkiej) według A.S. Dyke'a i in. (1982); 4 – granice czas lodowcowych według A.S. Dyke'a i in. (1982); 5 – obecna linia brzegowa na obszarze pokrytym lądolodem; 6 – linia brzegowa około 20 000 lat temu; 7 – ważniejsze stanowiska datowane za pomocą  $^{14}\text{C}$  i wiek w tysiącach lat głównie według A. Dreimanisa (1982) i N.W. Ruttera (1981)

1 – extent limit of continental ice sheet, after A. Dreimanis (1982), N.W. Rutter (1980, 1981), J.-S. Vincent (1982), I.A. Brookes (1982), et al.; 2 – extent limit of sea ice; 3 – centres of ice domes of the Laurentide mantle (C – Cordilleras, M – McClintock, F – Franklin, G – Greenland, H – Hudson, L – Labrador, A – Appalachian, NF – New Foundland), after A.S. Dyke et al. (1982); 4 – extent limit of ice domes after A.S. Dyke et al. (1982); 5 – recent shoreline within the area covered with ice; 6 – shoreline about 20 000 years ago; 7 – most important sites dated by the  $^{14}\text{C}$ ; age given in thousand years, mainly after A. Dreimanis (1982) and N.W. Rutter (1981)

nikami regionalnymi. Jedną z ostatnich tego rodzaju prób są prace dotyczące paleogeografii półkuli północnej podczas maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu plejstocenijskiego, podjęte przez Komisję Atlasu Paleogeograficznego Czwartorzędzu INQUA. Są to działania międzynarodowe prowadzone przez komitet redakcyjny atlasu. Przewodniczy mu prof. A.A. Wieliczko z Instytutu Geografii Akademii Nauk Związku Radzieckiego w Moskwie.

Autor bierze udział w opracowywaniu tego atlasu i kieruje sporządzeniem mapy występowania ostatniego lądolodu i lodowców górskich. Artykuł ten jest próbą bliższej analizy części treści tej mapy, a także analizy niektórych wniosków z treści tej wynikających. Przy okazji poruszono też niektóre zagadnienia ogólne, dotyczące metod rekonstrukcji pokryw lodowcowych, zwłaszcza w obszarach arktycz-

nych. Tematyka została ograniczona do dwóch wielkich lądolodów: północnoamerykańskiego i euroazjatyckiego (fig. 1, 2). Oba te lądolody zdecydowały bowiem o dzisiejszym obrazie przeważającej części powierzchni ziemi i one zgromadziły znaczną większość lodu, który występował około 20 000 lat temu na półkuli północnej. Według obliczeń I.A. Sujetowej (1982) powierzchnia lądu pokryta lodem na półkuli północnej wynosiła wówczas 29 405 000 km<sup>2</sup>, a objętość lodu 50 700 000 km<sup>3</sup>. Z tego 18 321 000 km<sup>2</sup> przypadało na lądolód północnoamerykański, a 8 370 000 km<sup>2</sup> na euroazjatycki. Objętość tych lądolodów wynosiła odpowiednio 34 200 000 km<sup>3</sup> i 14 000 000 km<sup>3</sup>. Dla porównania warto przypomnieć,

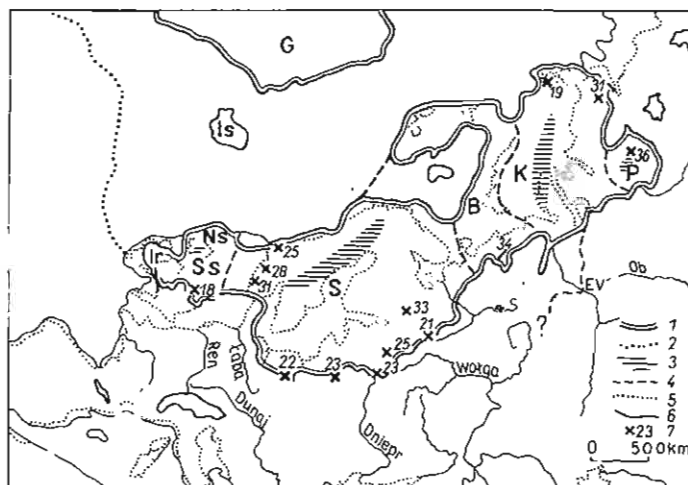


Fig. 2. Ostatni plejstoceni lądolód euroazjatycki  
The last Pleistocene Euro-Asiatic continental ice sheet

1 – granica lądolodu według B.G. Andersena (1981), G.S. Boultona i in. (1977), A.A. Velichko (1981) i in.; 2 – granica lodów morskich; 3 – ośrodki czasów lodowcowych według G.S. Boultona i in. (1977), A.A. Velichko (1981) i in.; 4 – granice czasów lodowcowych (G – grenlandzkiej, Is – islandzkiej, Ns – północnoszkockiej, Ss – południowoszkockiej, Ir – irlandzkiej, S – skandynawskiej, B – Barentsa, K – karskiej, P – putorańskiej) według różnych źródeł; 5 – obecna linia brzegowa; 6 – linia brzegowa około 20 000 lat temu; 7 – ważniejsze stanowiska datowane za pomocą <sup>14</sup>C (źródła w tekście) i wiek w tysiącach lat; EV – granica lądolodu we wczesnym waldaju na Nizinie Zachodniosyberyjskiej

1 – extent limit of continental ice sheet, after B.G. Andersen (1981), G.S. Boulton et al. (1977), A.A. Velichko (1981) et al.; 2 – extent limit of sea ice; 3 – centres of ice domes after G.S. Boulton et al. (1977), A.A. Velichko (1981) and others; 4 – extent limit of ice domes (G – Greenland, Is – Island, Ns – North Scotland, Ss – South Scotland, Ir – Ireland, S – Scandinavia, B – Barents' Sea, K – Karskoe Sea, P – Putoran Mts.), after different sources; 5 – recent shoreline; 6 – shoreline about 20,000 years ago; 7 – most important sites dated by the <sup>14</sup>C (references given in text); age given in thousand years; EV – extent limit of ice sheet during early Valdai within the West-Siberian Lowland

że objętość obecnych lodowców i lądolodów jest równa 2 775 000 km<sup>3</sup> (A. Cailleux, D. Lagarec, 1974). Powierzchnia pokryta lądolodami i lodowcami Europy i Azji stanowiła więc około 37,7% całej powierzchni objętej zlodowaczeniem na półkuli północnej, z czego 62,3% przypadało na Amerykę Północną. Przewaga lądolodu północnoamerykańskiego zaznacza się jeszcze bardziej w jego objętości. Stanowił on 67,5% objętości ogólnej, podczas gdy Europy i Azji jedynie 32,5%.

## LADOLÓD PÓŁNOCNOAMERYKAŃSKI

Na fig. 1 przedstawiony jest lądolód północnoamerykański z czasu górnego wisconsinu. Jego granice wyrysowane są według licznych źródeł, na południu głównie według prac A. Dreimanisa (ostatnia 1982), a na zachodzie według N.W. Ruttera (1980, 1981). Dokumentacja przebiegu takiej granicy pokazana jest w postaci stanowisk profili, w których osady datowane za pomocą  $^{14}\text{C}$  przykryte są gliną zwałową ostatniego lądolodu plejstoceniowego. Z setek profili zostały wybrane takie, dla których istnieją daty najmłodsze. Na wschód i na południe od Krainy Wielkich Jezior zamykają się one w przedziale 42 000–14 000 lat (fig. 1 i 3). Większość z nich jednak pozwala na określenie wieku maksymalnego zasięgu lądolodu na tym obszarze na czas od 21 500 do 19 000 lat (fig. 3), jak to czyni A. Dreimanis

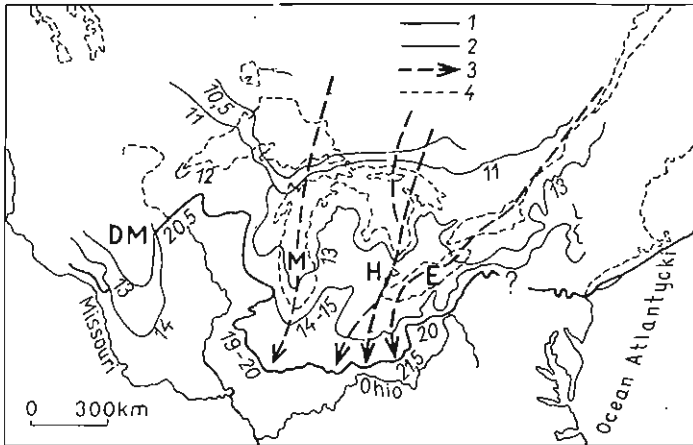


Fig. 3. Ostatni lądolód plejstoceniowy na południe od Krainy Wielkich Jezior w Ameryce Północnej według A. Dreimanisa (1982)

The last Pleistocene ice sheet within area south of the Great Lakes, North America, after A. Dreimanis (1982)

Lobes: E – Erie, H – Huron, M – Michigan, DM – Des Moines; 1 – zasięg lądolodu 21 500–19 000 lat temu; 2 – granica lądolodu podczas stadiałów i faz; 3 – główne strumienie lodowe; 4 – obecne większe jeziora, rzeki i granica lądu w obszarze objętym lądolodem; wszystkie daty w tysiącach lat

Lobes: E – Erie, H – Huron, M – Michigan, DM – Des Moines; 1 – extent limit of ice sheet 21,500–19,000 years ago; 2 – extent limit of ice sheet during particular stadials and phases; 3 – main ice streams; 4 – recent important lakes and rivers, as well as extent limit of land within glaciated area; all dates given in thousand years

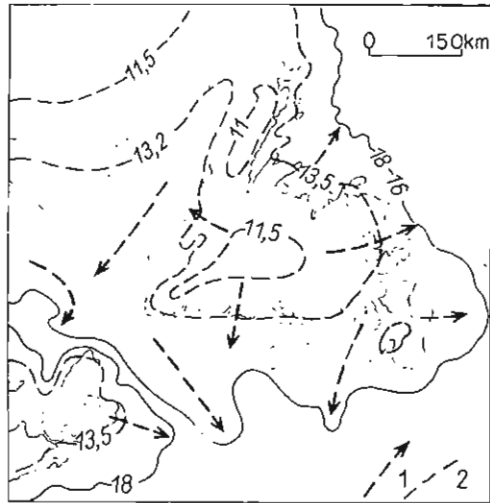
(1982). Poprzez niecki współczesnych jezior Erie, Huron i Michigan lądolód rozpyływał się trzema dużymi lobami. Na wschód od Krainy Wielkich Jezior rozwijał się lob Des Moines. Jego maksymalny zasięg jest opóźniony w stosunku do poprzednich o 5000–7000 lat (fig. 3). Najstarsza jest bowiem wschodnia część lobu Erie. Ku wschodowi, w przyatlantycznej części lądolodu zaznacza się również późniejszy jego maksymalny zasięg. Ilustruje to przykład Nowej Fundlandii (I.A. Brookes, 1982), wokół której zasięg ten miał miejsce 18 000–16 000 lat temu (fig. 4).

Fig. 4. Ostatni lądolód plejstoceniński w rejonie Nowej Fundlandii (według I.A. Brookesa, 1982)

The last Pleistocene ice sheet within the New Foundland area (after I.A. Brookes, 1982)

1 – kierunki splywu lodu; 2 – granica lądolodu podczas jego zaniku; datowania zasięgu lądolodu w tysiącach lat

1 – direction of flow of ice; 2 – extent of waning ice sheet; datings of ice sheet extent in thousands years



Na południe od Krainy Wielkich Jezior A. Dreimanis (1982) stwierdził diachroniczny rozwój poszczególnych lobów (fig. 5). O ile zachowywały się one dość stabilnie w czasie od około 20 000 do 16 000 lat temu, to wcześniejsze fazy rozwoju przebiegały różnie i różnie zanikał w nich lód. Etap rozwoju zaznaczył się najwcześniej we wschodniej części, a zwłaszcza w lobie Erie, kiedy to czoło lobu Michigan znajdowało się o setki (?) kilometrów na północ od swego późniejszego zasięgu. Jeszcze większe opóźnienie wykazywał zapewne lob Des Moines. Odwrotnie, gwałtowny zanik lądolodu w czasie od 16 000 do 15 000 lat temu najwyraźniej zaznaczył się na wschodzie, podczas gdy na zachodzie był on stosunkowo niewielki (lob Michigan). Nie miejsce tu na przedstawienie i analizę powodów takiego zjawiska. Najważniejszą przyczyną podaną przez A. Dreimanisa (1982) jest zapewne relacja czasowej krzywej opadów do temperatury. Wzrost ilości opadów przy obniżeniu średniej rocznej temperatury musiał doprowadzić do szybszego rozwoju lądolodu w jego nadatlantyckiej części, w porównaniu z częścią wewnątrzkontynentalną, bardziej suchą.

- Innym, bardzo charakterystycznym obszarem maksymalnego zasięgu lądolodu północnoamerykańskiego jest wschodnie przedpole Gór Skalistych. Tam lądolód ten stykał się z lodowcami górskimi spływającymi ku wschodowi dolinami i łączył się na ich przedpolu. Strefa kontaktu liczyła nieco ponad 1000 km długości. Na południe i na północ od niej istniał wąski pas łądu wolny od lodu (fig. 1). Nowsze badania wykonane zwłaszcza w południowej części pasa świadczą, że lodowce dolinne Gór Skalistych osiągnęły największy rozwój nieco wcześniej niż lądolód, jaki dotarł tu od wschodu (fig. 6). Podobne relacje czasowe istniały zapewne i dla starszych nasunięć, i to zarówno w dolnym wisconsinie, jak i przed interglacjałem sangarnońskim, czyli w czasie zlodowacenia illinoian (fig. 6). Pogląd taki przedstawiony za N.W. Rutterem (1980, 1981) nie jest powszechnie przyjęty. Szczegółowa analiza materiałów zdaje się świadczyć, że na wschód od Gór Skalistych w późnym wisconsinie (od 25 000 do 13 000 lat temu) istniały dwa maksymalne nasunięcia lądolodu: starsze około 22 000 i młodsze około 17 000 lat temu (A. Mac Stalker, 1980). Nasunięcia te rozdzielone są, np. w zachodniej Albercie, osadami rzecznyymi zawierającymi kości ssaków datowane na 20 000–19 000 lat.

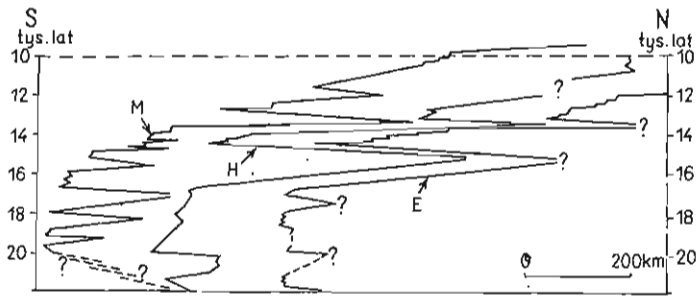


Fig. 5. Wahania czoła lądolodu północnoamerykańskiego na południe od Krainy Wielkich Jezior według A. Dreimanisa (1982)

Oscillations of North-American ice sheet front in area south of the Great Lakes, after A. Dreimanis (1982)

Objaśnienia jak na fig. 3

Explanations as given in Fig. 3

Badania na wschodnim przedpołu Gór Skalistych mają szczególne znaczenie dla poznania kierunku, drogi i czasu migracji ssaków i człowieka z obszaru syberyjskiego, poprzez pomost Beryngii na południe. Młody wiek kultur ludzkich w Ameryce Północnej wskazywał na późną migrację człowieka, co trudno było pogodzić z zamknięciem drogi tej migracji przez lądolód. Obecny stan badań pozwala na przyjęcie możliwości funkcjonowania drogi wzdłuż wschodnich stoków Gór Skalistych nie tylko w ostatnim interstadiale, tzn. od 50 000 do 23 000 lat temu, czy tym bardziej w ostatnim interglacjale (ponad 100 000 lat temu), ale również w późnym wisconsinie, jeśli okaże się, że maksymalny rozwój lodowców Gór Skalistych i lądolodu był diachroniczny.

Na fig. 1 przedstawione są w ich aktualnym rozpoznaniu ośrodki, z których rozpływał się lód, i granice poszczególnych czap lodowych. Do połowy lat pięćdziesiątych twierdzono, że lądolód północnoamerykański a dokładniej jego część laurentyjska miał trzy takie ośrodki: Keewatin, Labrador i Patricia. R.F. Flint (1943) uważał, że funkcjonowały one niezależnie tylko na początku rozwoju czapy lądolodu, później kształtowała się ona jednolicie jako jeden lądolód. Pogląd taki jest podtrzymywany przez niektórych badaczy (T. Hughes i in., 1977) do chwili obecnej. Ostatnio zostały jednak wykonane szczegółowe badania terenowe na wielkich obszarach północnej Kanady, głównie przez tamtejszą służbę geologiczną. Doprowadziły one m.in. do stwierdzenia (A.S. Dyke i in., 1982), że ośrodków takich dla lądolodu laurentyjskiego było pięć i funkcjonowały one niezależnie w ciągu całego rozwoju i na początku zaniku lądolodu północnoamerykańskiego. Ośrodki te, nazwane McClintock (oraz Caribou?), Foxe (wschodnia część McClintock), Labrador i Hudson (fig. 1), miały kształt bądź okrągławy, bądź też wydłużonych działów lodowcowych o długości ponad 1000 km. Nie występowały one w miejscach wyżej położonych. Przeciwnie ośrodek Foxe znajdował się na obecnym szelfie tuż na południowy zachód od Wyspy Franklina, a ośrodek Hudson w południowej części Zatoki Hudsona. Świadczy to dobitnie, że w wyższych szerokościach geograficznych w powstaniu ośrodków późniejszych lądolodów stosunki hipsometryczne nie odgrywały większej roli.

Na mapie (fig. 1) naniesione są również granice poszczególnych czap lodowcowych lądolodu północnoamerykańskiego na podstawie opracowania A.S. Dyke'a i in. (1982). Ich położenie jest stosunkowo hipotetyczne.

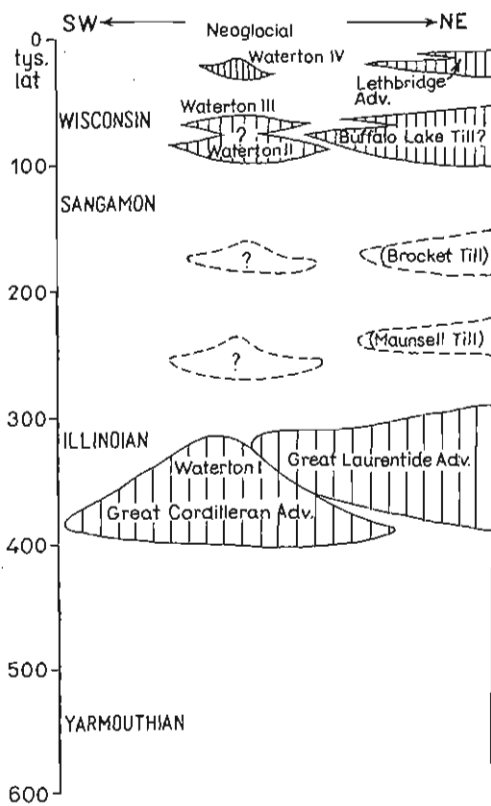


Fig. 6. Rozwój lodowców Gór Skalistych i lądolodu północnoamerykańskiego na obszarze Kanady według N.W. Ruttera (1981) Development of glaciers in the Rocky Mts. and of North-American continental ice sheet within the Canada's territory, after N.W. Rutter (1981)

## ŁĄDOLÓD EUROAZJATYCKI

Na fig. 2 przedstawiono lądolód euroazjatycki w podobny sposób jak lądolód północnoamerykański. Jego granice wzięte są z różnych map, a także publikacji tekstowych oraz materiałów nadesłanych przez A.A. Wieliczkę dla terytorium Związku Radzieckiego. I dla tego obszaru autor wprowadził miejscami istotne zmiany.

Dla Wysp Brytyjskich został przyjęty model zlodowacenia późnego dewensu (Late Devensian) opublikowany przez G.S. Boultona i in. (1977). Zgodnie z tym modelem lądolód rozprzestrzenił się z trzech ośrodków: północnoszkockiego, południowoszkockiego i irlandzkiego (fig. 7). Ośrodki te miały kształt działów lodowcowych zlokalizowanych częściowo na szelfie (ośrodek południowoszkocki). Granica północno-wschodnia znajdowała się w całości na szelfie Morza Północnego, gdzie na długości ponad 1000 km lądolód Wysp Brytyjskich kontaktował z lądolodem skandynawskim tworząc strefę konfluencji. Granica północno-zachodnia opadała ku północy od wysokości powyżej poziomu morza na południu Irlandii do głębokości poniżej 200 m na północ od Szkocji. W obszarze Wielkiej Brytanii przebieg granicy był kapryśny uzależniony od stosunków hipsometrycznych i struktur geologicznych. Jest on tam dokumentowany stanowiskami fauny i flory w osadach.

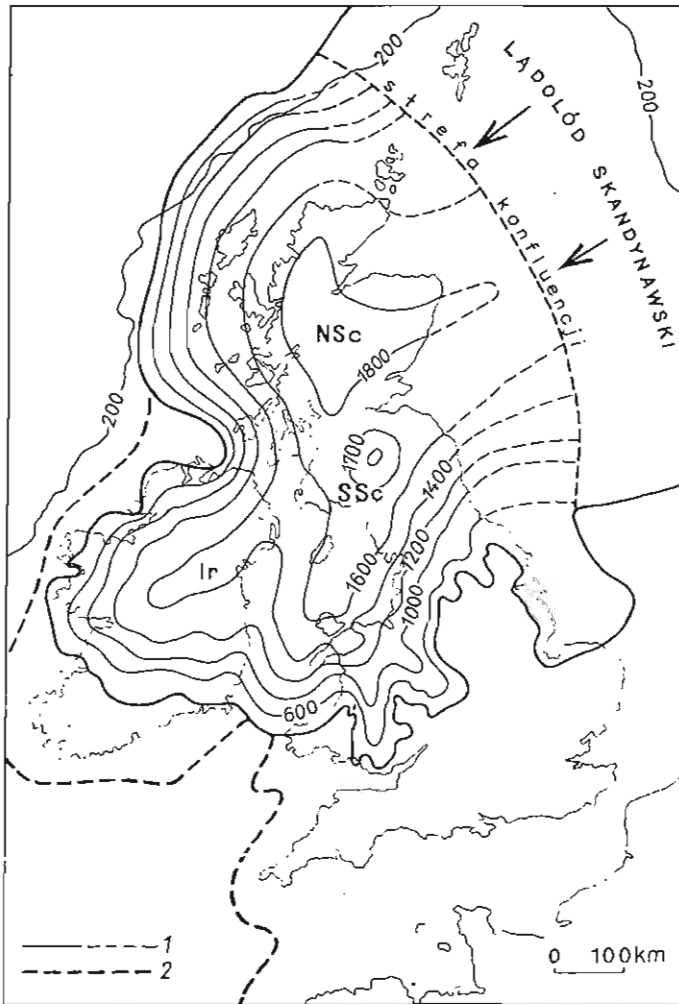


Fig. 7. Ostatni lądolód plejstoceniński na Wyspach Brytyjskich według G.S. Boultona i in. (1977)

The last Pleistocene ice sheet within the British Islands, after G.S. Boulton et al. (1977)

NSc – ośrodek północnoszkocki; SSc – ośrodek południowoszkocki; Ir – ośrodek irlandzki; 1 – miąższość lądolodu w metrach (linia przerywana w obszarze dzisiejszego Morza Północnego); 2 – granica lądu 20 000 lat temu; 200 – izobata 200 m

Centres of ice domes: NSc – North Scotland, SSc – South Scotland; Ir – Ireland; 1 – thickness of ice sheet in metres (dash line within the area of recent North Sea); 2 – shoreline 20 000 years ago; 200 – bathymetric contour 200 m

dach jeziornych przykrytych gliną zwałową. Najmłodszym tego rodzaju profilem jest Dimlington w hrabstwie York, gdzie szczątki owadów zalegających w mułkach jeziornych pod gliną zwałową liczą 18 240 lat BP (L.F. Penny i in., 1969).

Granica lądolodu na dnie Morza Północnego nie jest dokładnie znana. Jej część północna odpowiada zapewne mniej więcej granicy szelfu, południowa zaś rysowana jest różnie. Przyjęto dawną wersję H. Valentina (1955), w której Dogger Bank jest efektem akumulacji w wielkim zbiorniku przed czołem lądolodu.



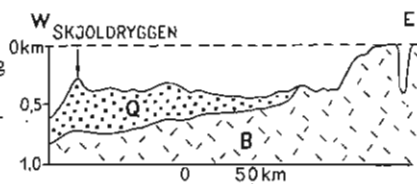
Wiele dobrze datowanych w ostatnim czasie profili pod przykryciem osadów glacialnych znajduje się wzdłuż wybrzeży norweskich (B.G. Andersen i in., 1982; J. Mangerud, 1981a, b; J. Mangerud i in., 1981; J. Lundquist, 1978; T.O. Vorren, 1982 i in.). Są to profile w Jaeren w pobliżu fjordu Stavanger; w Forresboth z trzynastu dat podano na mapie najmłodszą 25 000 + 460 lat BP oraz w Ålesund z dziesięciu dat w przedziale od 38 000 do 28 000 lat również przytoczono najmłodszą.

Zasięg lądolodu wzdłuż wybrzeży norweskich został podany według zestawienia B.G. Andersena (1981). Znajduje się on w całości na szelfie lub na jego stoku. Śladem zasięgu lądolodu mają być najbardziej zewnętrzne ciągi moren czołowych Egga I i II, występujące na głębokości do 400 m i osiagające 150 m wysokości względnej (fig. 8). Jednakże wiek tych moren nie jest ustalony dostatecznie dokładnie. Mogą one być nieco starsze od 25 000 lat. Wątpliwości te podziela T.O. Vorren (1982) stwierdzając, że obecnie brak jest dostatecznych podstaw dla określenia ich wieku. T.O. Vorren powołuje się przy tym na opinię G.G. Matyszowa (1977) o przedeemskim (przedmikulińskim) wieku moren czołowych obrzeżających szelf Morza Barentsa od zachodu i stanowiących przedłużenie ku północy moren Egga.

Fig. 8. Przekrój przez szelf wybrzeży norweskich według B.G. Andersena (1981)

Cross-section through the Norwegian shelf, after B.G. Andersen (1981)

Q - czwartorzęd; B - podłoże  
Q - Quaternary; B - bedrock



W Polsce znajduje się jeden profil, w którym datowane są osady jeziorne przykryte gliną zwałową w brzeżnej części granicy lądolodu. Jest to profil w Koninie-Malińcu na Nizinie Wielkopolskiej (M.F. Pazdur i in., 1979) z wkładką torfu w osadach jeziornych datowaną na 22 050 ± 450 lat BP. Jest to jedyne stanowisko geologiczne tego rodzaju od Jutlandii po środkowy Niemen. Dopiero w dolinie Niemna (L.N. Wozniacuk, M.A. Walczak, 1978) znajduje się kilka dobrze datowanych profili. Jeden z nich, Goźka, z datą 22 950 ± 240 lat BP naniesiono na mapę. Ku północnemu wschodowi podanych jest jeszcze sześć stanowisk z datami, wybranych z kilkudziesięciu nierównomiernie rozmieszczonych wzdłuż granicy lądolodu. Począwszy od zachodu pierwszym takim stanowiskiem jest Szapurowo nad rzeką Kasplją w pobliżu Suraza koło Smoleńska z datą 22 430 ± 210 lat BP (Ch.A. Arslanow i in., 1971b), następnym – Dunajewo nad rzeką Łowat na Nizinie Nadilmeńskiej z datą 25 440 ± 270 lat BP (Ch.A. Arslanow i in., 1981), dalej Drewljanka, wytypowany profil z kilku innych, z datą 32 520 ± 600 BP (I.M. Ekman, A.A. Lijwa, 1980), a także Puszka w rejonie Jez. Kubeńskiego na północ od Wologdy z datą 21 410 ± 150 lat BP (Ch.A. Arslanow i in., 1971a). Wszystkie te profile położone są w peryferyjnej części lądolodu skandynawskiego. Kolejna data, 33 520 ± 470 lat BP (Ch.A. Arslanow i in., 1980), jest wybrana z kilkudziesięciu podobnych dat na południowym obrzeżeniu lądolodu Nowej Ziemi. Dwie ostatnie daty pochodzą z Syberii. Jedna z nich 35 800 ± 1700 lat BP (M.A. Bardiejewa i in., 1980) znad rzeki Kotuj w centralnej części Płaskowyżu Putoran i ostatnia 31 000 ± 750 lat BP (L.L. Isajewa i in., 1980) – również wybrana z kilku dat pochodzących z profili na obrzeżeniu lądolodu karskiego – z morskich osadów środkowowaldajskich znad rzeki Małaja Romanicha na Półwyspie Tajmyr.

W Europie północnej lądolód miał trzy ośrodki, w których narastał, i z których się rozpląwał. Największy był wydłużony ośrodek skandynawski w postaci lododziału rozciągającego się od północnych okolic Oslo łukiem po północną Laponię (N.S. Czebotarjewa, 1977; H. Liedtke, 1978 i in.). Ośrodek ten dostarczał mas lodu na obszar całej niecki bałtyckiej, a także na południe i na wschód od niej, począwszy od strefy konfluencji z lądolodem Wysp Brytyjskich aż po wschodnie okolice Archangielska. Tam rozpoczęła się strefa konfluencji lądolodu skandynawskiego z lądolodem Morza Barentsa. Ten ostatni graniczył od wschodu z lądolodem Nowej Ziemi. Dalej ku wschodowi zlodowacony był najbardziej północny Ural.

W północno-zachodniej części Syberii istniały dwa ośrodki: bardziej północny na szelfie Morza Karskiego i bardziej południowy na Płaskowyżu Putoranu. Ich czapy lodowe stykały się ze sobą na znacznej długości. Granice czap nie są dokładnie znane. Czapa putorańska była najbardziej ku południowemu wschodowi wysuniętą częścią lądolodu euroazjatyckiego (fig. 2).

Rozmieszczenie, granice, dynamika i wiek lądolodów Morza Barentsa, Nowej Ziemi i Morza Karskiego, jak również Archipelagu Franklina są przedmiotem zasadniczych dyskusji i z tego powodu zagadnienia te przedstawione są osobno.

#### OSTATNI LĄDOLÓD PLEJSTOCENSKI NA SZELFIE I WYSPACH ARKTYKI

Obecnie istnieją dwie grupy poglądów na temat rozmieszczenia i granic ostatniego lądolodu plejstocenskego na szelfie i wyspach Arktyki. Pierwszy pogląd, który można nazwać tradycyjnym, wychodzi ze stwierdzenia, że ośrodki, z których rozwijały się czapy lądolodu, znajdowały się w wyżej położonych rejonach Arktyki, a więc w górskich i wyżynnych częściach licznych wysp, np. Nowej Ziemi, Spitsbergenu i in. Rozwój lądolodów powodował rozlewanie się lodu wokół tych ośrodków i spływ na nizej położone obszary, w tym głównie na osuszony do głębokości przynajmniej 100 m szelf. Pogląd taki odpowiada naszej wiedzy o mechanizmie powstawania lądolodu skandynawskiego.

Drugi, nowszy pogląd głosi, że ośrodki, z których rozprzestrzenił się lądolód, wytwarzały się w najniższej położonych częściach odsłoniętego szelfu i stamtąd lód obejmował obszary sąsiednie, w tym wyżej położone miejsca dzisiejszych wysp Arktyki. Jest to więc pogląd przeciwny pierwszemu i zakładający zupełnie odwrotny kierunek ruchu lądolodu. Został on sformułowany przez M.G. Grosvalda (1967, 1973; W. Szjutt i in., 1968 i in.<sup>1</sup>). Autor ten uważa, że podczas plejstocenskego ochłodzenia linia stałej pokrywy śnieżnej opadła do wysokości szelfu, częściowo odsłoniętego wskutek obniżenia się poziomu oceanu przynajmniej o 100 m. W takiej sytuacji na szelfie Morza Barentsa rozwinęła się pokrywa lądolodu. Podczas swego maksymalnego zasięgu przeniknęła ona głęboko poza obszar szelfu tworząc lądolód pływający na wodach oceanu (fig. 9). Lądolód ten objął swym zasięgiem sąsiednie obszary, a więc zarówno wyspy, takie jak Nowa Ziemia, Spitsbergen, Ziemia Franciszka Józefa, jak również zachodnią część szelfu Morza Karskiego i przyległe, północne skrawki lądu. Jako argumenty przemawiające za taką koncepcją M.G. Groswald podaje kształt dna Morza Barentsa, jego młodoglacjalną rzeźbę, kierunek rys lodowcowych na obrzeżających morze lądach, pochodzenie głazów narzutowych i wreszcie obecność mało zniszczonych osadów glacialnych na dnie morza. Dalsze argumenty na rzecz szelfowego pochodzenia lądolodu w obszarze arktycznym można znaleźć u innych autorów. Spośród nich

<sup>1</sup> Patrz również artykuł J. Szupryczyńskiego (1973).

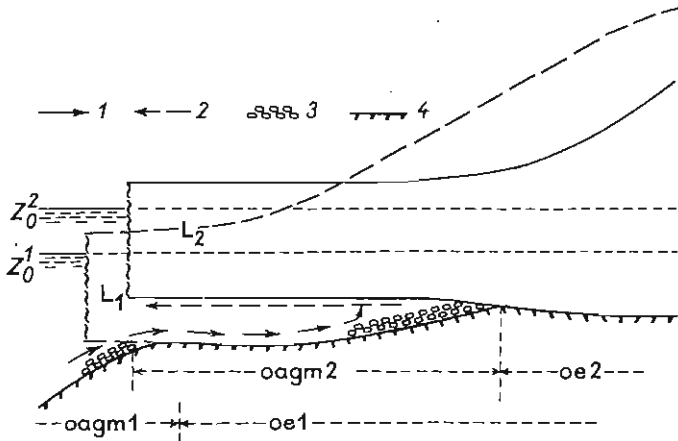


Fig. 9. Powstawanie obszarów egzarycyjnych i akumulacji glacialnej podczas podnoszenia się poziomu oceanu i zaniku pokrywy lądolodu na szelfie według M.G. Grosvalda (1982)

Formation of areas of exaration and of glacial accumulation during rising up of ocean level and disintegrating of ice sheet in the shelf area, after M.G. Groswald (1982)

$L_1$  – lądolód w fazie starszej;  $L_2$  – lądolód w fazie młodszej;  $Z_0^1$  – poziom morza w fazie starszej;  $Z_0^2$  – poziom morza w fazie młodszej; oagm1 – obszar akumulacji glacialnomorskiej w fazie starszej; oe1 – obszar egzarycji w fazie starszej; oagm2 – obszar akumulacji glacialnomorskiej w fazie młodszej; oe2 – obszar egzarycji w fazie młodszej; 1 – cyrkulacja wód słonych pod lądolodem; 2 – cyrkulacja wód wysłodzonych pod lądolodem; 3 – formy akumulacji glacialnej; 4 – podłoże

$L_1$  – ice sheet in its older phase;  $L_2$  – ice sheet in its younger phase;  $Z_0^1$  – sea level in older phase;  $Z_0^2$  – sea level in younger phase; oagm1 – area of glaciomarine accumulation in older phase; oe1 – area of exaration in older phase; oagm2 – area of glaciomarine accumulation in younger phase; oe2 – area of exaration in younger phase; 1 – circulation of saline waters under the ice sheet; 2 – circulation of freshened waters under the ice sheet; 3 – forms of glacial accumulation; 4 – bedrock

W.I. Astachow (1976, 1982) stwierdził, że brak jest geologicznych i geomorfologicznych dowodów na związek stref moren czołowych północnej części Niziny Zachodniosyberyjskiej z lodowcami spływającymi z gór. Odwrotnie, świadczą one mają o położeniu centrum lądolodu na szelfie Morza Karskiego. Miąższość lądolodu w jego centralnej części M.G. Groswald ocenił od 3,2 do 3,4 km biorąc za podstawę porównanie lądolodu Morza Barentsa z lądolodem grenlandzkim. Na fig. 2 przedstawiono zmodyfikowaną przez A. Wieliczkę (A.A. Velichko, V.G. Khodakov, 1979; A.A. Velichko i in., 1982) wersję granicy lądolodu Morza Barentsa. W obu jednak wersjach zachodni zasięg lądolodu sięga na zachód przynajmniej do krawędzi szelfu, a nawet i dalej, a więc tak jak to znaczone jest przez B.G. Andersena wzdłuż wybrzeży norweskich.

Poglądy M.G. Grosvalda krytykowane są przez innych badaczy radzieckich z A.A. Wieliczką na czele (A.A. Velichko, V.G. Khodakov, 1979; A.A. Velichko i in., 1982; A.A. Velichko, 1981), a także np. przez G.S. Boultona (1979). Akcentują oni przecenianie czynnika glacioeustatycznego i pomijanie przez M.G. Grosvalda faktów dotyczących rozmieszczenia otoczków przewodnych skał. Ich obecność w pewnych obszarach może być wytłumaczona tylko przez lokalizację ośrodków zlodowaceń na wyższych obszarach obecnego lądu w Arktyce, a nie na nisko położonym szelfie. A.A. Wieliczko poddaje również w wątpliwość obecność jednej wielkiej pokrywy lądolodu arktycznego i przeciwstawia jej rozwój czap lodowcowych z kilku ośrodków zlokalizowanych na wyspach Arktyki. Jest to właśnie wspomniana na początku koncepcja lokalnego rozwoju lądolodu w strefie arktycznej.

Istnieją też poglądy, że granica lądolodu przyjęta przez M.G. Groswałda jest w rzeczywistości granicą lądolodu zlodowacenia przedostatniego. Natomiast ostatni lądolód plejstoceniński sięgnął jedynie do kilkunastu mil morskich wokół obecnych wysp w zachodniej części Morza Lodowatego. Świadczyć o tym mają szczególnie świeże zarysy rzeźby młodoglacjalnej (G.G. Matyszow, 1977). Na jej przedpolu rzeźba ta jest bardziej zniszczona, a jej młodoglacjalnej genezie może przeczyć obecność głębokich dolin rzecznych nacinających również skłon kontynentalny. Ten ostatni argument nie jest zbyt przekonujący, bo przecież głębokie i długie doliny są ważnym składnikiem rzeźby młodoglacjalnej i interpretowane są od bardzo dawna jako rynnny glacialne.

Jednakże zastrzeżenia G.G. Matyszowa i innych zresztą badaczy nabierają innego znaczenia, jeśli się rozważy możliwość istnienia nie jednej, ale dwóch pokryw lądolodu młodszych od ostatniego interglacjalu (eemskiego, mikulińskiego, sangamońskiego). Dowodów na obecność lądolodu w starszej części ostatniego zlodowacenia (Vistulian, wałdajskiego, wisconsin) jest bardzo wiele. Zostały one już dawno stwierdzone na południowym obrzeżeniu lądolodu skandynawskiego i północnoamerykańskiego. Wiele informacji o obecności lądolodu tego czasu także w Arktyce przyniosły ostatnie lata. Dane te świadczą również, że zasięg tego wczesnowałdajskiego i wczesnowisconsiniego lądolodu był na północy – w przeciwieństwie do obszarów południowych – znacznie większy niż ostatniej pokrywy plejstocenińskiej z późnego wałdaju i wisconsinu. Granica tego lądolodu na północy Niziny Zachodniosyberyjskiej (fig. 2) przebiega od kilkuset kilometrów na południe od granicy lądolodu późnowałdajskiego. Podobny przykład można podać z zachodniej części Archipelagu Franklina, gdzie (J.-S. Vincent, 1982) zasięg lądolodu wczesnowisconsiniego, zwłaszcza na szelfie obrzeżającym od zachodu Wyspę Banksa, był większy do 400 km od zasięgu lądolodu późnowisconsiniego. Miejsc takich na północnym obrzeżeniu lądolodu północnoamerykańskiego znajduje się więcej. Wiadomo np., że cała dolina Rzeki Św. Wawrzyńca była objęta lądolodem labradorskim na początku zlodowacenia wisconsin, tj. około 80 000 lat temu (A. Dreimanis i in., 1981). Ślady tego lądolodu zostały rozpoznane dokładnie na Wyspie Baffina (G.H. Miller i in., 1977) i być może, że miejscami jego właśnie granica przyjmowana jest jako granica ostatniego lądolodu plejstocenińskiego na tej wyspie. Bardzo dyskusyjna jest również granica lądolodu późnego wisconsinu wzdłuż wschodnich wybrzeży Labradoru. Nowsze badania świadczą, że należy przesunąć ją miejscami daleko w głąb tego półwyspu. Również badania palinologiczne oraz otwornic w profilach brzegowych wschodnich wybrzeży Labradoru (G. Vilks, I.D. Mudie, 1978) świadczą, że były one wolne od lodu w czasie ostatnich przynajmniej 21 000 lat. Znane są jednak wyniki przeciwstawne (R.H. Fillon, R.A. Harmes, 1982), według których cały szelf wokół północnych wybrzeży Labradoru był objęty lądolodem w późnym wisconsinie.

Badania powyższe świadczą o obecności wczesnowisconsiniego lądolodu na rozległych obszarach Arktyki. Jego osady muszą być brane pod uwagę w ocenie wieku najwyższej pokrywy lodowcowej na szelfie, co ułatwiłoby prawidłową interpretację zasięgu lądolodu wczesnego i późnego wisconsinu (wałdaju). Na obecnym etapie badań granica przedstawiona na mapach (fig. 1 i 2) ma w wielu miejscach przebieg hipotetyczny.

Zagadnienie wieku granicy lądolodu późnowisconsiniego na Archipelagu Franklina, a być może i w radzieckiej części Arktyki, komplikuje dodatkowo stwierdzenie, że jest ona młodsza o od 8000 do 10 000 lat niż na południu. Jak pisze A. Dreimanis (1982) ostatni lądolód plejstoceniński na północy Ameryki Północnej osiągnął swój maksymalny rozwój w czasie od 10 000 do 8000 lat temu. Podobny pogląd dla całej Arktyki sformułował ostatnio również J.I. Wozowik (1982a, b),

podając dlań przekonywające wyjaśnienie. Pisze on, że obniżenie się poziomu oceanu światowego, spowodowane związaniem coraz większej ilości wody w lód na skutek oziębienia na początku późnego wałdaju, powodowało pokrywanie się lodem wyłaniających się spod wody części szelfu arktycznego. Jeszcze przed maksymalnym rozwojem lądolodu, w czasie od 35 000 do 21 000 lat temu, kiedy to poziom oceanu obniżył się w stosunku do poziomu obecnego o 30 m, miąższość lodu na szelfie wynosiła już do 600 m. Dzięki gwałtownemu wzrostowi albedo pokrywa ta powodowała dodatkowe ochłodzenie i około 17 000 lat temu lądolód na szelfie osiągnął 700 m miąższości. Później w związku z postępującym ociepleniem w południowej części lądolodu rozpoczął się jego rozpad, natomiast na północy zwiększyła się ilość opadów, co przy wystarczająco niskiej wciąż temperaturze powodowało dalszy rozwój czasy lodowej na szelfie i wzrost jego miąższości do 1000 m. Jego rozpad rozpoczął się tam około 9500 lat temu, odbywał się gwałtownie i trwał bardzo krótko.

J.I. Wozowik słusznie konkluduje, że w stosunku do okresu z minimalną temperaturą największy rozwój lądolodu na szelfie arktycznym był opóźniony o od 5000 do 6000 lat. Podczas tej retardancji objętość lądolodu wzrosła tam czterokrotnie. W takiej sytuacji lądolód w Arktyce był wówczas już klimatycznym reliktem. W miarę wzrostu objętości lodu i od momentu, kiedy to ostatecznie ilość dostarczanego ciepła z atmosfery przeważała nad wilgotnością, lądolód arktyczny zaczął bardzo gwałtownie rozpadać się i zanikać. Proces ten był jednak bardzo zróżnicowany, w zależności od lokalnych i regionalnych warunków, głównie topograficznych. W takim gwałtownym rozpadzie, będącym wynikiem w znacznej części maksymalnego wzrostu insolacji w holocenie, dużą rolę miało odgrywać parowanie. Na ówczesnym lądzie prowadziło to do rozległego martwienia lądolodu i powstawania na dużych obszarach osadów i form rzeźby lodu martwego, tak typowych dla północnej części Niżu Wschodnioeuropejskiego i obszarów z klimatem kontynentalnym.

Ten ostatni wniosek można zastosować w jeszcze większym stopniu do okresu zaniku lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego. Zajmował on większy obszar aniżeli lądolód ostatni i takie właśnie jego cechy, jak martwienie i reliktość klimatyczna zaznaczały się wyraźniej niż w przypadku opisanym na wielkich połaciach Europy, a w tym i naszego kraju.

## PODSUMOWANIE

Analiza głównych cech ostatniego plejstocenińskiego lądolodu na półkuli północnej pozwala na następujące stwierdzenia:

1. Obie pokrywy, tj. lądolód północnoamerykański i euroazjatycki kształtowały się równocześnie. Swoją maksymalną objętość osiągnęły one znacznie wcześniej w południowej części (w niższych szerokościach geograficznych) aniżeli w części północnej (w wyższych szerokościach geograficznych). Różnica ta wynosiła od 8000 do około 10 000 lat.

2. Wzdłuż granic swego rozprzestrzenienia oba lądolody w lokalnych granicach oscylowały.

3. Obje pokrywy miały wiele ośrodków, z których lód się rozpląwał. Były to przeważnie wydłużone działy lodowe zlokalizowane niezależnie od ukształtowania powierzchni subglacjalnej i stosunku jej do poziomu morza. Ośrodki rozmieszczone były ekscentrycznie w stosunku do granic lądolodów.

4. W Arktyce rozpad lądolodu trwał znacznie krócej niż w niższych szerokościach geograficznych.

5. Na początku rozpadu oba lądolody były już relikdami w stosunku do przemijającego wówczas klimatu.

Zakład Zdjęć i Map Geologicznych  
Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul Rakowiecka 4  
Nadesłano dnia 14 marca 1983 r.

### PIŚMIENNICTWO

- ANDERSEN B.G. (1981) – A brief review of the activities in Norway. Project 73/1/24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Rep. 6, p. 12–21. Prague.
- ANDERSEN B.G., NYDAL R., WANGEN O.P., ØSTMO S.R. (1982) – Evidence of an Early Weichselian and a Middle Weichselian Stadial and of two Middle Weichselian Interstadials at Jaeren – Karmøy in SW-Norway. Project 73/1/24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Rep. 7, p. 10–29. Prague.
- BOULTON G.S. (1979) – Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents shelf ice sheet. *Boreas*, 8, p. 31–57, nr 1.
- BOULTON G.S., JONES A.S., CLAYTON K.M., KENNING M.J. (1977) – A British ice-sheet model and patterns of glacial erosion and deposition in Britain. *British Quaternary Studies. Recent advances* (ed. F.W. Shotton), p. 231–246. Clarendon Press. Oxford.
- BROOKES I.A. (1982) – Ice marks in Newfoundland: a history of ideas. *Géogr. Phys. Quater.*, 36, p. 139–164, nr 1–2.
- CAILLEUX A., LAGARECD. (1974) – Nombre, surface et volume des glaciers du globe. *Com. Rendu Acad. Hebd. des Seances Sc.* D279, p. 243–245, nr 3.
- DREĪMANIS A. (1982) – Synchronism versus diachronism in ice marginal fluctuations during Late Wisconsin in North America. Project 73/1/24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Rep. 7, p. 73–81. Prague.
- DREĪMANIS A., ANDREWS J.T., COWAN D.R., FENTON M.M., FULTON R.J., GRANT D.R., RUTTER N.W. (1981) – Last glaciation in Canada: Progress report. Project 73/1/24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Rep. 6, p. 61–71. Prague.
- DYKE A.S., DREDGE L.A., VINCENT J.-S. (1982) – Configuration and dynamics of the Laurentide ice-sheet during the Late Wisconsin maximum. *Géogr. Phys. Quater.*, 36, p. 5–14, nr 1–2.
- FILLON R.H., HARMES R.A. (1982) – Northern Labrador shelf glacial chronology and depositional environments. *Can. Jour. Earth Sc.*, 19, p. 162–192, nr 1.
- FLINT R.F. (1943) – Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin age. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 54, p. 325–362.
- HUGHES T., DENTON G.H., GROSWALD M.G. (1977) – Was there a Late Würm Arctic ice-sheet? *Nature*, 226, p. 596–602.
- LIEDTKE H. (1978) – Neue Ergebnisse zum Aufbau und zur Struktur des Nordischen Inlandeises. *Zeitschr. Geomorph., N. F.*, 22, p. 230–235, nr 2.
- LUNDQUIST J. (1978) – New information about Early and Middle Weichselian interstadials in northern Sweden. *Sver. Geol. Unders., Ser. C*, nr 752.
- MANGERUD J. (1981a) – The Early and Middle Weichselian in Norway: a review. *Boreas*, 10, p. 381–393.

- MANGERUD J. (1981b) – Weichselian before 15 000 years B. P. in the Nordic countries: a symposium. *Boreas*, 10, p. 295–296.
- MANGERUD J., GULLIKSON S., LARSEN E., LONGVA O., MILLER G.H., SEJRUP H.-P., SØNSTEGAARD E. (1981) – A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway: the Ålesund Interstadial. *Boreas*, 10, p. 447–462.
- MILLER G.H., ANDREWS J.T., SHORT S.K. (1977) – The last interglacial-glacial cycle, Clyde foreland, Baffin Island, N.W.T.: stratigraphy, biostratigraphy, and chronology. *Can. Jour. Earth Sc.*, 14, p. 2824–2857.
- PAZDUR M.F., STANKOWSKA A., STANKOWSKI W., TOBOLSKI K., WALANUS A. (1979) – Site Konin – Maliniec. Guide-Book to the Symposium: Vistulian stratigraphy, Poland, p. 4, 1–14. Warszawa.
- PENNY L.F., COOPE G.R., CATT J.A. (1969) – Age and insect fauna of the Dimlington Silts, East Yorkshire. *Nature*, 224, p. 65–67.
- RUTTER N.W. (1980) – Late Pleistocene history of the western connection ice-free corridor. *Can. Jour. Anthropol.*, 1, p. 1–8, nr 1.
- RUTTER N.W. (1981) – Relationship between Late Pleistocene Laurentide and Cordilleran Glaciations, Canada. Project 73/1/24: Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Rep. 6, p. 205–218. Prague.
- STALKER A. MAC (1980) – The geology of the ice-free corridors: the southern half. *Can. Jour. Anthropol.*, 1, p. 11–16, nr 1.
- SZUPRYCZYŃSKI J. (1973) – Poglądy na rozwój zlodowaceń plejstoceńskich na szelfie Morza Barentsa. *Prz. Geogr.*, 45, p. 727–737, z. 4.
- VALENTIN H. (1955) – Die Grenze der letzten Vereisung im Nordseeraum. *Verk. Deutsch. Geographentag, Hamburg*, 30, p. 359–366.
- VELICHKO A.A. (1981) – Hypothesis of the paleoclimatic basis of spatial and chronological asymmetry of glaciation on the North Hemisphere. Project 73/1/24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Rep. 6, p. 263–270. Prague.
- VELICHKO A.A., FAUSTOVA N.A., ISAEVA L.L. (1982) – The Late Pleistocene glaciation of Northern Eurasia (Chronostratigraphy and reconstruction). Project 73/1/24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Rep. 7, p. 236–242. Prague.
- VELICHKO A.A., KHODAKOV V.G. (1979) – The problems of reconstructing Late Pleistocene ice sheets of the Arctic shelf on the basis of specified data and palaeoglaciological modelling. Project 73/1/24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Rep. 5, p. 221–235. Prague.
- VILKS G., MUDIE I.D. (1978) – Early deglaciation of the Labrador Shelf. *Science*, 202, p. 1181–1183.
- VINCENT J.-S. (1982) – The Quaternary history of Banks Island, N.W.T. Canada. *Géogr. Phys. Quater.*, 36, p. 209–232, nr 1–2.
- VORREN T.O. (1982) – Weichselian stratigraphy in Troms, North Norway. *Quater. Stud. Poland. Pol. Acad. Sc.*, 3, p. 119–128. Warszawa, Poznań.
- АРСЛАНОВ Х.А., АУСЛЕНДЕР В.Г., ГРОМОВА В.И. (1971a) – Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера. *Докл. АН СССР*, 195, № 6.
- АРСЛАНОВ Х.А., ВОЗНЯЧУК Л.Н., ВЕЛИЧКЕВИЧ Ф.Ю., ЗУБКОВ А.И., КАЛЕЧИЦ Е.Г., МАХНАЧ Н.А. (1971b) – Палеогеография и геохронология средневалдайского интерстадиала на территории Беларусского Поозерья. *Докл. АН СССР*, 201, стр. 661–664, № 3.
- АРСЛАНОВ Х.А., БРЕСЛАВ М., ЗАРРИНА Е.П., ЗНАМЕНСКАЯ О.М., КРАСНОВ И.И., МАЛАХОВСКИЙ Д.Б., СПИРИДОНОВА С.А. (1981) – Климатостратиграфия и хронология среднего валдая северо-запада и центра Русской равнины. В: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины, стр. 12–27. Изд. Наука. Москва.
- АРСЛАНОВ Х.А., ЛАВРОВ А.С., ЛЯДОВ В.В., НИКИФОРОВА Л.Д., ПОТАПЕНКО Л.М., ТЕРТЫЧНАЯ Т.В. (1980) – Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдай-

- ского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины. В: Геохронология четвертичного периода, стр. 68—81. Изд. Наука. Москва.
- АСТАХОВ В.И. (1976) — Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе. Докл. АН СССР, 231, № 5.
- АСТАХОВ В.И. (1982) — Происхождении и палеогеографическом значении холмисто-грядового рельефа Западной Сибири. В: Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене, стр. 16—22. Изд. Наука. Москва.
- БАРДЕЕВА М.А., ИСАЕВА Л.Л., АНДРЕЕВА С.М., КИНД Н.В., НИКОЛЬСКАЯ М.В., ПИРУМОВА Л.Г., СУЛЕРЖИЦКИЙ Л.Д., ЧЕРКАСОВА М.Н. (1980) — Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена севера Средне-Сибирского плоскогорья. В: Геохронология четвертичного периода, стр. 198—207. Изд. Наука. Москва.
- ВОЗНЯЧУК Л.Н., ВАЛЬЧИК М.А. (1978) — Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Наука и техника. Минск.
- ВОЗОВИК Ю. И. (1982a) — Шельф Арктики в позднем плейстоцене и некоторые вопросы палеогляциологии. В: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет, стр. 185—190. Изд. Наука. Москва.
- ВОЗОВИК Ю.И. (1982b) — Палеогляциологические и палеоклиматологические аспекты развития последнего ледникового покрова. В: Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа, стр. 143—147. Изд. Наука. Москва.
- ГРОСВАЛЬД М.Г. (1967) — Оледенение Баренцово шельфа в позднем плейстоцене и голоцене (основные положения). Мат. гляциологических исследований, вып. 13. Хроника.
- ГРОСВАЛЬД М.Г. (1973) — Древние оледенения континентального шельфа Северной Европы. В: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. Реконструкции и модели, стр. 30—39. Москва.
- ГРОСВАЛЬД М.Г. (1982) — О происхождении „затопленных береговых линий“ гляциальных шельфов северной Атлантики. В: Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет, стр. 125—133. Изд. Наука. Москва.
- ИСАЕВА Л.Л., КИНД Н.В., АНДРЕЕВА С.М., ИВАНЕНКО Г.В., НИКОЛЬСКАЯ М.В., СУЛЕРЖИЦКИЙ Л.Д., ФИШЕР Е.Л. (1980) — Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена Северо-Сибирской низменности по радиоуглеродным данным. В: Геохронология четвертичного периода, стр. 191—197. Изд. Наука. Москва.
- МАТЫШОВ Г.Г. (1977) — О характере плейстоценового оледенения Баренцово шельфа. Докл. АН СССР, 232, стр. 181—187, № 1.
- СУЕТОВА И.А. (1982) — Площади и объёмы древних ледниковых покровов Земли в четвертичном периоде. В: Географические исследования четвертичного периода, стр. 22—33. Изд. Моск. Инст. Москва.
- ЧЕБОТАРЕВА Н.С. — ред. (1977) — Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. Изд. Наука. Москва.
- ШЮТТ В., ХОППЕ Г., БЕЛЕЙК В., ГРОСВАЛЬД М.Г. (1968) — О распространении позднплейстоценового оледенения в европейской Арктике. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5.
- ЭКМАН И.М., ЛЬИВА А.А. (1980) — Об абсолютной хронологии „большого“ вюрна—валдая на Онежско-Ладожском перешейке (по данным  $^{14}\text{C}$  датировок). В: Геохронология четвертичного периода, стр. 54—61. Изд. Наука. Москва.



Юзеф Эдвард МОЙСКИ

**ПОСЛЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ  
В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ**

## Резюме

В поздний период последнего плейстоценового оледенения (верхний вистулиан, верхний валдай, верхний висконсин, верхний девенс) в северном полушарии произошло стремительное разрастание континентального ледника. Тогда же образовался североамериканский континентальный ледник (фиг. 1) и евроазиатский (фиг. 2). Оба эти ледника расходились из нескольких центров и достигли максимального распространения в разное время (фиг. 3—6). Мощность континентального ледника приводится на примере Британских островов (фиг. 7), а его развитие и следы влияния на шельфе показано на фиг. 8 и 9.

Анализируя основные характерные особенности последнего плейстоценового континентального ледника в северном полушарии можно утверждать, что:

1. Оба ледниковых покрова, т.е. и североамериканский и евроазиатский ледники распространялись одновременно. Максимального распространения они намного раньше достигли в южной своей части, чем на севере. Разница составила от 8 до 10 тыс. лет.

2. Вдоль границы происходила локальная осцилляция обоих ледников.

3. Оба ледниковых покрова имели множество центров, откуда растекался лед. Этими центрами чаще всего были вытянутые ледоразделы, расположение которых не зависело от морфологии субгляциальной поверхности и ее положения относительно уровня моря. Центры размещались эксцентрично по отношению к границам континентального ледника.

4. В Арктике распад континентального ледника происходил намного быстрее, чем на юге.

5. Уже в начале своего распада оба континентальных ледника были климатическими реликтами.

Józef Edward MOJSKI

**THE LAST PLEISTOCENE CONTINENTAL ICE SHEET  
IN THE NORTHERN HEMISPHERE**

## Summary

The younger part of the last Pleistocene glaciation (Upper Vistulian, Upper Valday, Upper Wisconsin, Upper Devens) was significantly marked by a rapid development of continental ice sheets in the north hemisphere. The two independent continental ice sheets, namely the North-American one and the Euro-Asiatic one (Figs 1—2) originated in that time. Both of them were expanding down from several centres and reached their maximum extents in different times (Figs 3—6). Case of the British Islands was taken in the paper to present the thickness of ice sheet (Fig. 7) in Europe; its development and evidence within the shelf area are clearly shown in Figs 8 and 9.

When the last Pleistocene glaciation was subjected to analysis of its main features the following could be deduced:

1. Both the ice sheets, i.e. the North-American and the Euro-Asiatic, developed in the same time. They reached maximum development in their southern parts considerably earlier than in the north. The difference in time amounts to 8–10 thousand years.

2. Both the ice sheets locally oscillated along their extent boundaries.

3. There were many centres (ice domes) within both the continental ice sheets, from which ice was flowing outwards. The centres were shaped in oblong ice-sheds; their location was independent on morphology of subglacial surface and on their relation to a sea level as well. The centres were situated eccentricly to the ice sheet extent limits.

4. Disintegration of the continental ice sheet in the Arctic lasted considerably shorter time than in the south.

5. At the beginning of their disintegration both the ice sheets were already climatic relics.