

Józef Edward MOJSKI

Uwagi o szybkości procesów akumulacyjnych w czwartorzędzie na Nizinie Polskiej

Rozpatrzono relacje czasowe, jakie zachodzą między czasem trwania głównych jednostek stratygraficznych plejstocenu lodowcowego i szybkością powstawania osadów definiujących te jednostki. Okazuje się, że profile utworów plejstoceniowych uznawane nawet za „pełne” rejestrują zapewne tylko bardzo drobną część czasu jednostek stratygraficznych, w których osady te powstały. Większość czasu trwania plejstocenu zapisana jest w postaci powierzchni nieciągłości, a osady są efektem krótkotrwałych procesów o dużym natężeniu, zachodzących głównie podczas zaniku lądolodów.

WSTĘP

Jednym z najważniejszych celów badań czwartorzędu ostatnich dziesięcioleci jest dążenie do datowania bezwzględnego osadów i zjawisk, a tym samym określenia czasu trwania najmłodszego okresu dziejów Ziemi i jego kolejnych części. Wiele danych pozwala obecnie na względnie dokładne datowanie początku rozwoju wielkich zlodowaceń kontynentalnych, maksymalnego rozwoju lądolodu w czasie kolejnych zlodowaceń oraz powstawania osadów interglacjalnych. Z danych tych wynika, że rozwój pierwszego dużego zlodowacenia kontynentalnego w Europie miał miejsce zapewne ok. 600 000 – 700 000 lat temu. W tym przedziale czasowym, a ściślej ok. 690 000 lat temu, znajduje się granica dwóch epok paleomagnetycznych: Brunhes i Matuyama. Stwierdzenie to jest ważne ze względu na poglądy, w myśl których istnieje przyczynowy związek między dziejami pola magnetycznego Ziemi i pojawieniem się zlodowaceń. W obszarach kontynentalnych zlodowaceń europejskich granica Brunhes/Matuyama stwierdzona została stosunkowo dokładnie w osadach plejstoceniowych obrzeżenia basenu Morza Północnego (Holandia). Przebiega ona w dolnej części utworów odpowiadających drugiemu ociepleniu, które miało miejsce w szeroko pojmowanym interglacjale kromerskim (W.H. Zagwijn i in., 1971; W.H. Zagwijn, 1975). Najnowsze badania pozwoliły na określenie położenia tej granicy również w innych obszarach, głównie nad dolnym Renem oraz w strefach lessowych, szczególnie na Ukrainie. Tak więc coraz bardziej staje

się uzasadniony wniosek, że wszystkie osady pokromerskie w obszarze wokółskandynawskim są młodsze od 690 000 lat. W Polsce należą do nich utwory pochodząc od zlodowacenia południowopolskiego, a być może również od najstarszego. Że tak jest rzeczywiście, zdają się potwierdzać to nieliczne jeszcze wprawdzie próby bezpośrednich i pośrednich datowań osadów lodowcowych Niżu Północnoeuropejskiego, opublikowane ostatnio m.in. przez F. Wiegankę (1977) czy też w pracy zbiorowej pod redakcją K.C. Zubakowa (1974).

Początek czwartorzędu jest o wiele starszy. W Holandii początek pretegelenu datowany jest na ok. 2 500 000 lat (W.H. Zagwijn, 1975). Wiek spągu kalabru w basenie śródziemnomorskim, a więc dolnej granicy plejstocenu – według ustaleń Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Londynie – liczy 1 800 000 lat. Bardzo liczne w ostatnich latach próby określenia początku czwartorzędu, definiowanego na podstawie bardzo różnych kryteriów, pozwalają na przyjęcie wieku od 1 700 000 do 2 500 000 lat.

Wszystkie te datowania w coraz to większym stopniu umożliwiają stosowanie chronologii bezwzględnej w rozpatrywaniu historii procesów i ich następstwa w plejstocenie. Przy korzystaniu z dat należy jednak pamiętać, że dotyczą one niektórych tylko facji osadów, jak dotychczas przeważnie głębokomorskich, występujących w strefach odległych od obszarów zlodowaconych w plejstocenie. Datują one zatem zmiany warunków klimatycznych w obszarach, w których zlodowaceń nie było. Natomiast osady będące bezpośrednimi śladami pobytu lądolodu są trudniejsze do datowania. Dostępne są one jedynie metodzie termoluminescencji. Z tego względu osady lodowcowe datowane są wciąż jeszcze głównie pośrednio, zazwyczaj drogą wiązania warunków klimatycznych, w których one powstały, z wydatowanymi w sposób bardziej bezpośredni falami ochłodzeń zarejestrowanymi w innych obszarach.

Postępy w chronologii plejstocenu pozwalają obecnie zdać sobie sprawę z ilości czasu potrzebnego do powstania pokrywy osadów plejstocenijskich w obszarach dawniej zlodowaconych, na tle czasu trwania całego plejstocenu. Nie jest to zagadnienie czysto teoretyczne, ponieważ chodzi tu w istocie o metodę czytania profili geologicznych i ich reprezentatywność dla poznania przebiegu zdarzeń i szybkości, z jaką zdarzenia te zachodziły w plejstocenie. Często uważa się, że w badanym profilu zapisane są ślady wielu poziomów stratygraficznych plejstocenu, choć brak po temu dostatecznych podstaw. Osady, podobne pod względem uziarnienia i innych cech megaskopowych, dzielone bywają na kilka poziomów różnego wieku, jedynie ze względu na swą znaczną miąższość. Powstają wówczas profile, w których reprezentowane mają być wszystkie główne piętra plejstocenu. Profile takie określane bywają jako „pełne” i na ich podstawie rekonstruowany bywa przebieg zdarzeń dla całego okresu w badanym obszarze.

Warto się zastanowić, w jakim stopniu interpretacje takie bywają uzasadnione i słuszne, a więc w jakim stopniu mogą one odpowiadać rzeczywistości. Dla tego rodzaju analizy konieczne jest uwzględnienie nie tylko dostępnych, skąpych danych dotyczących chronologii bezwzględnej, ale przede wszystkim niezbędna jest znajomość szybkości, z jaką powstawały główne typy osadów plejstocenijskich, charakterystyczne dla dwóch głównych rodzajów klimatu, tj. klimatu okresów zlodowaceń i okresów interglacjalnych.

GLÓWNE TYPY OSADÓW W PLEJSTOCENIE NIŻOWYM

W budowie geologicznej osadów plejstocenijskich na Niżu Polskim przeważają facje osadów lodowcowych i im pokrewne, tj. osady wodnolodowcowe i zastoisko-

we. Ich udział w masie osadów plejstocenijskich wynosi do 90%. Pozostałą część tworzą osady rzeczne okresów cieplejszych, jeziorne, wietrzniowe, deluwialne, eoliczne itp., powstałe w warunkach klimatu umiarkowanego bądź doń zbliżonego.

O znikomej ilości osadów nie związanych z działalnością lądolodów w masie plejstocenu niżowego świadczy również ich rozprzestrzenienie na współczesnej (interglacialnej) powierzchni. Przekonuje o tym choćby pobieżna analiza każdej mapy geologicznej czwartorzędu niżowego.

Osady lodowcowe i im pokrewne reprezentowane są przede wszystkim przez gliny zwałowe, piaski, piaski wodnolodowcowe ze żwirami oraz osady zastoiskowe. Stwierdzenie ich w profilach wiertniczych nie napotyka na ogół trudności. Większe problemy występują przy niektórych osadach wodnolodowcowych, podobnych pod wieloma względami do interglacialnych lub interstadialnych osadów rzecznych. Wyróżnienie tych ostatnich nie jest proste i wymaga większej ostrożności aniżeli zachowuje się ją obecnie (J.E. Mojski, w druku).

Dla warunków interstadialnych i interglacialnych najbardziej charakterystyczne są utwory akumulacji jeziornej, zwłaszcza zawierające odpowiednie szczątki roślin i fauny. Osadów takich jest jednak bardzo mało. Zupełnie wyjątkowo osiągają one znaczniejsze miąższości, przy czym i w takich przypadkach spągowe i stropowe ich części mogą należeć do okresów glacialnych.

SZYBKOŚĆ AKUMULACJI I SEDYMENTACJI OSADÓW W PLEJSTOCENIE NIŻOWYM

O szybkości powstawania osadów plejstocenijskich różnych facji wiadomo bardzo wiele i nie ma potrzeby szczegółowego przedstawiania tych danych. Wiadomości takie otrzymywane są różnymi metodami: bezpośrednimi pomiarami tempa akumulacji osadów tworzących się obecnie i powstałych w plejstocenie, datowaniem jeziornych osadów późnoglacialnych i postglacialnych, liczeniem warw i in. Również metody pośrednie dają zadowalające wyniki. Mają one dla rozpatrywanych zagadnień największe znaczenie. Chodzi tu o dane uzyskane dla osadów powstałych na większym obszarze, ale w ciągu krótkiego i dokładnie wydatowanego czasu. Dobrym i bardzo przydatnym dla dalszych rozważań przykładem jest pokrywa osadów, która powstała podczas rozwoju i zaniku ostatniego na Niżu Polskim lądolodu, tj. stadiału głównego zlodowacenia północnopolskiego. Jego maksymalne rozprzestrzenienie się miało miejsce ok. 18 000 lat temu. Lądolód osiągnął północny obszar Niżu zapewne nie wcześniej niż ok. 22 000 lat temu, a zaniknął ok. 12 000 lat temu. Lody martwe i pogrzebane wytapiały się jeszcze parę tysięcy lat. Ich rola jako źródła materiału była jednak nieporównywalnie mniejsza niż lądolodu, natomiast ogromne znaczenie miał ich zanik dla powstania niektórych form rzeźby polodowcowej.

Daty powyższe są ogólnie przyjmowane, ale nie jedyne dla określenia wieku ostatniego nasunięcia lądolodu. Według niektórych badaczy rozwój tego lądolodu miał miejsce 50 000–60 000 lat temu (L.R. Serebrianny, A.W. Raukas, 1976). W niniejszych rozważaniach można pozostać przy późniejszym wieku, ponieważ przedział czasu, jaki wyznaczają te drugie był na Niżu najprawdopodobniej bezlodowcowy.

Czas, w którym powstały osady lodowcowe i im pokrewne na obszarze Niżu Polskiego podczas zaniku ostatniego lądolodu, wynosi zatem 6000–8000 lat. Chodzi tu głównie o gliny zwałowe o miąższości zazwyczaj od kilku do ok. 10 m, o osady zastoiskowe występujące w kilku poziomach, a także o osady wodnolod-

dowcowe lokalnie o bardzo zróżnicowanej genezie. Miąższość tych ostatnich jest bardzo różna, w niektórych przypadkach, np. w kemach i stoliwach kemowych, osiąga kilkadziesiąt metrów. Podobne miąższości występują miejscami w akumulacyjnych morenach czołowych. Miąższość osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych, powstałych podczas rozwoju lądolodu jest natomiast znacznie mniejsza.

Za przykład szybkości wytapiania się gliny zwałowej może służyć tzw. poziom Port Stanley powstały w schyłkowej części zlodowacenia wisconsin w południowej części Kanady. Czas nasunięcia i zaniku lądolodu, z którego glina ta wytopiła się, jest dokładnie wydatowany. Okres ten trwał od 400 do 500 lat. Powstało wówczas ok. 12 m utworów. Przyrost miąższości odbywał się równomiernie, o czym świadczą pewne cechy profilu paleomagnetycznego gliny zwałowej (C.P. Gravenor i in., 1973).

Środowisko glacialne sprzyjało zatem szybkiemu powstawaniu osadów. Tworzyły je procesy o wręcz gwałtownym charakterze, jeśli się zważy, że większość osadów powstawała tylko w niewielkiej części trwania rozwoju i zaniku pokrywy lodowej. Jedynie glina zwałowa i inne facje moreny dennej gromadziły się w lodzie stopniowo, ale i one wytapiały się gwałtownie. Osady wodnolodowcowe, moren czołowych, kemowe i podobne tworzyły się natomiast w czasie krótkich epizodów podczas postępu czoła lądolodu, w przypadku deglacjacji frontalnej albo arealnej. Czas trwania tych epizodów wynosił co najwyżej nieco ponad 1000 lat, a z reguły znacznie mniej. Postoje bardziej krótkotrwałe, oznaczane jako etapy itp., nie były dłuższe od kilkuset lat. Wartości te wynikają głównie z datowania wieku tych zdarzeń, np. w północno-zachodniej części Równiny Rosyjskiej. Wyróżnione tam fazy i interfazy wyrażone są przez odpowiednie formy rzeźby polodowcowej i przez osady o miąższości przekraczającej często 50 i 100 m (N.S. Czebotarewa, I.A. Makaryczewa, 1974). Daje to pojęcie o gwałtowności akumulacji podczas tak krótkich przecież odcinków czasu, w trakcie zaniku lądolodu. Materiał w różny sposób wytopiony i pobrany z lądolodu pozostawał w znacznej części prawie na miejscu. We wschodniej części Niżu Północnoeuropejskiego sprzyjały temu cechy kontynentalne klimatu, wśród których parowanie odgrywało istotną rolę. W części zachodniej Niżu ilość wód odpływających na przedpole szlakami sandrowymi była znacznie większa. Materiał, który te wody niosły, osadzany był w znacznym stopniu na bezpośrednim przedpolu lądolodu, dalej zaś osadzany był materiał pobrany w wyniku erozji termokrasowej (A. Jahn, 1970) z obszarów, przez które wody płynęły, tj. głównie ze zboczy pradolin.

W tzw. późnym glacialu (bölling – młodszy dryas) tempo akumulacji znacznie zmalało. Przede wszystkim zmniejszył się wielokrotnie obszar akumulacji. Ograniczyła się ona głównie do wypełnienia niecek i obniżen po wytapiającym się lodzie oraz do rozwoju pokryw rzecznych w dolinach. Dostatecznym tego dowodem są datowania osadów i ich miąższości. Podobna sytuacja panowała na początku holocenu i panuje obecnie. Ogromna większość obszaru niżowego znajduje się pod wpływem procesów wietrzenia i denudacji, lokalnie działa erozja. Akumulacja odbywa się w niewielkich, w stosunku do całego obszaru niżu, dolinach, zwłaszcza większych, i w dnach zamkniętych obniżen. Miąższość osadów holocenijskich jest wielokrotnie mniejsza niż osadów lodowcowych, powstałych podczas jednej tylko fazy ostatniego zlodowacenia.

Jedynie w bardzo specyficznych warunkach mogły powstać osady holocenijskie o miąższości kilkadziesiąt (np. Żuławy Wiślane) bądź kilkunastu metrów (dna mis jeziornych). Wielkie obszary niżu są pozbawione osadów holocenijskich, a w pozostałej jego części ich miąższość wynosi przeważnie do kilku zaledwie metrów. Powstawały one w przeciągu 10 000 lat, choć wiadomo, że np. torfy w znacznej części zaczęły tworzyć się dopiero w młodszym holocenie.

Do określenia szybkości akumulacji osadów jeziornych stosowane są bardziej bezpośrednie metody. Sedymentacja w dnach postglacjalnych jezior niżowych ma dokładnie wydatowany początek, poznana jest zmienność osadów w czasie i rozpoznana szybkość ich powstawania w zależności od rodzaju utworów. Reprezentatywne są tu wyniki dla osadów dennych jezior niżowych, uzyskane przez K. Więckowskiego (1968, 1978). Świadczą one, że w postglacjale szybkość sedymentacji wynosiła średnio od 0,5 do 1,0 mm rocznie, a średnia miąższość utworów wynosi 10 m. Osady o tej miąższości odpowiadają zatem pierwszej połowie interglacjału, jego optimum i części okresu pooptimalnego po dzień dzisiejszy. Szybkość tworzenia się osadów jeziornych jest więc kilkakrotnie mniejsza niż osadów lodowcowych i podobnych im facji.

Powstaje pytanie, w jakim stopniu wartości szybkości akumulacji holoceniowej mogą być reprezentatywne dla interglacjałów plejstoceniowych? Bardzo przydatne okazują się tu badania nad szybkością sedymentacji jeziornych osadów interglacjału eemskiego. Okazało się, że pełny rozwój roślinności, definiującej florystycznie interglacjał eemski i jego podział na fitofazy, obejmuje osady powstałe w okresie zaledwie 11 000 lat. Wartość taką wyliczył H. Müller (1974b) na podstawie ilości warstw rocznych w osadach jeziornych wieku eemskiego, występujących w Bispingen w północno-zachodniej części Niżu Niemieckiego. Z owych 11 000 lat 9000 przypada na ciepłe fitofazy eemu (okresy od I do VI włącznie, według podziału W. Sellego, 1962). Podobne obliczenia wykonane zostały dla profilu osadów jeziornych interglacjału holsztyńskiego z Pustaci Lüneburskiej (K.J. Meyer, 1974; H. Müller, 1974a). Wynika z nich, że pełny rozwój roślinności interglacjału holsztyńskiego, aż do jego schyłku, trwał zaledwie 15 000–16 000 lat.

Wyliczenia H. Müllera nie są pierwsze. Już wcześniej N.J. Shackleton (1969) na podstawie danych z profili zarówno lądowych, jak i morskich określił czas trwania eemu na ok. 10 000 lat. 18 000 lat dla eemu otrzymał M.J. Dąbrowski (1971) na podstawie badań palinologicznych.

UWAGI KOŃCOWE

W poprzednim rozdziale przedstawione zostały niektóre dane dotyczące szybkości powstawania głównych typów genetycznych osadów plejstoceniowych. Szybkość ta była znacznie większa niż szybkość, jaką można wyliczyć z czasu trwania kolejnych odcinków czasowych plejstocenu i znanych miąższości osadów reprezentujących te odcinki. Wszystkie wartości podane w poprzednim rozdziale są znacznie mniejsze niż dane podawane w wielu pracach dotyczących chronologii całego plejstocenu i czasu trwania poszczególnych interglacjałów, w tym i eemskiego. Ten ostatni umieszczony jest w przedziale między 80 000–100 000 lat a 120 000–170 000 lat, a więc miał trwać ponad 50 000 lat. Wartość ta jest kilkakrotnie większa od wartości pochodzących z obliczeń tempa sedymentacji osadów jeziornych, w których zapisany jest pełny rozwój roślinności interglacjalnej.

Wy tłumaczenie takiej różnicy może być różne. Jednym z nich jest koncepcja stratygraficzna plejstocenu według S.Z. Różyckiego (1961, 1972). Pod pojęciem interglacjału rozumie się tu jednostkę stratygraficzną zawierającą kilka wahanń klimatycznych niższego rzędu, wyrażonych przez optima i pesima kolejno po sobie następujące. W eemie wahanń takich miało być dziewięć. Trzecie – licząc od początku – ciepłe wahanie było właściwym optimum interglacjalnym zarejestrowanym w diagramach pyłkowych eemu. Koncepcja taka godziłaby różnice długości trwania eemu, obliczonej na podstawie różnych kryteriów, pod warunkiem, że

można udokumentować florystycznie obecność wszystkich pozostałych eemskich wahań klimatycznych, a także znaleźć ich odpowiedniki w określonych mięszosciach i rozwiniętych litofacjalnie osadach. Tak jednak nie jest. Poza optimum klimatycznym, wszystkie młodsze ciepłe wahnięcia klimatyczne są bowiem słabo udokumentowane w zakresie rozwoju szaty roślinnej, a dowodów na oba wahnięcia poprzedzające optimum brak. Być może zostaną one znalezione podczas dalszych badań. Jednakże doświadczenie uczy, że nowe, dobrze udokumentowane profile osadów czwartorzędowych stają się podstawą do nowych interpretacji podziału stratygraficznego, a w mniejszym stopniu potwierdzają bądź uzupełniają założenia wcześniejsze. Takimi profilami są Konin – Marantów, Podgłębokie czy Ferdynandów, jak również niektóre inne profile. Ich wiek, jakkolwiek nie przyjmowany, powoduje daleko idące, nie sformułowane dotychczas do końca definitywnie, konsekwencje stratygraficzne dla znacznej części plejstocenu polskiego.

Innym wytłumaczeniem może być przypuszczenie, że w przeważającej części poszczególnych interglacjałów, a zwłaszcza interglacjału eemskiego, brak było warunków do trwania typowego florystycznie interglacjału, ale i nie było warunków do rozwoju czasy lodowej nie tylko na Niżu Polskim, ale również w Skandynawii. Były to warunki odpowiadające strefie borealnej z niewielkimi wahaniami klimatu. Stan tego rodzaju mógł istnieć stosunkowo długo, począwszy od schyłku interglacjału zdefiniowanego florystycznie aż do momentu, w którym zapisane są ślady zbliżającego się lądolodu. W takiej sytuacji stratygraficznej znajdują się stropowe części diagramów pyłkowych interglacjału eemskiego oraz dolne części diagramów typu Konina – Marantowa. Pierwsze z nich kończą się w fazie klimatu surowego, świadczącego o możliwości rozwoju czasy lodowej, drugie natomiast rozpoczynają się w takiej, właśnie fazie, z postępującym ku górze ociepleniem. Takie fragmenty diagramów pyłkowych, a zwłaszcza interglacjału eemskiego, obejmują zapewne o wiele dłuższe odcinki czasu aniżeli właściwy interglacjał lub glacjał. Rozumując w ten sposób dalej można dojść do wniosku, że zarówno klimatyczne optima interglacjalne, jak i pesima glacialne, tak łatwo rozpoznawalne w profilach plejstocenu, są właściwie zapisem sytuacji ekstremalnych. Sytuacje takie trwały jednak stosunkowo krótko; rozdzielający je czas był natomiast wielokrotnie dłuższy. W sytuacjach ekstremalnych powstawały osady, na podstawie których zbudowana jest stratygrafia plejstocenu w obszarze zlodowaceń skandynawskich. Natomiast czas rozdzielający te sytuacje zapisany jest w osadach wielokrotnie słabiej albo w ogóle nie znajduje w nich swego odbicia, a przez to jest trudniejszy lub niemożliwy do odczytania. Powszechnie stosowany podział plejstocenu niżowego na glacjały i interglacjały dotyczy więc podziału i klasyfikacji efektów sytuacji ekstremalnych, czyli granicznych w rozwoju zdarzeń plejstocenijskich i czasowo epizodycznych, choć niewątpliwie najpełniej zapisanych w osadach. Okazało się więc może, że granice jednostek stratygraficznych plejstocenu należy stawiać nie między osadami głównych typów genetycznych, ale odwrotnie, w tych właśnie osadach, jako wykładnikach zdarzeń ekstremalnych. Funkcją takich zdarzeń może być podział czasu na jednostki. Dodać tu należy również, że najmniej kłopotów sprawia korelowanie takich osadów, które powstawały w sytuacjach ekstremalnych, zarówno interglacjalnych (optima klimatyczne odczytywane za pomocą analizy pyłkowej w osadach jeziornych), jak i glacialnych (korelacja stref marginalnych zwłaszcza w obszarach młodoglacjalnych). Natomiast w miarę rozwoju wiedzy o czwartorzędzie coraz trudniej jest precyzować kryteria, na podstawie których można jednoznacznie postawić granicę między zlodowaceniami i interglacjałami lub jednostkami niższego rzędu rozumianymi stratygraficznie. Dzieje się tak zwłaszcza w tych przypadkach, w których według dotychczasowego stopnia rozpoznania istnieje „pełny” profil stratygraficzny. W pozostałych sytuacjach będzie to

zazwyczaj nie interpretowany genetycznie ani wiekowo kontakt niezgodny (erozyjny, denudacyjny, egzaracyjny itp.). Odbiciem tych narastających trudności w określaniu zawsze przecież umownych granic jednostek stratygraficznych w plejstocenie są, rozumiane również paleodynamicznie, takie stopniowo wprowadzane określenia jak anaglacjał i kataglacjał, würm wstępujący i würm zstępujący, czy wreszcie symbolika stosowana przez S. Z. Różyckiego „+” i „-” dla oznaczenia jednostek stratygraficznych w relacji do miejsca, które one zajmują w stosunku do jednostek, w których zachodziły owe ekstremalne zdarzenia i zjawiska łatwo rozpoznawalne w profilach osadów.

Dla uniknięcia nieporozumień wspomnieć należy, że o zjawiskach „ekstremalnych” w akumulacji czwartorzędowej pisał ostatnio L. Starkel (1977). Rozumiał je jednak jako efekt szczególnych zdarzeń, takich jak powódzie, osuwiska, huragany. Takie zjawiska ekstremalne badacz ten rozpatrywał na przykładach z obszarów górskich.

Uwagi powyższe nasuwają się przeważnie w wyniku analizy osadów młodszego plejstocenu, czyli neoplejstocenu. W osadach eoplejstocenu brak jest przewodnich osadów lodowcowych, co powiększa jeszcze trudności jego litostratygraficznego podziału i korelacji. Łuk stratygraficznych jest tu bardzo wiele, jeśli zważyć czas jego trwania, kilkakrotnie dłuższy niż czas mezo- i neoplejstocenu razem. Łuk takich jest wiele również w mezoplejstocenie, a znacznie więcej – niż można by sądzić z niektórych poglądów – również w neoplejstocenie.

Uwagi niniejsze można zakończyć sformułowaniem, że nawet „pełne” profile osadów plejstocenijskich, dokumentujące obecność wielu jednostek stratygraficznych różnej rangi, powstały w czasie stanowiącym jedynie drobny odcinek trwania plejstocenu. Nakazuje to zachowanie należytej ostrożności w interpretacji profili geologicznych, a zwłaszcza w rekonstrukcjach paleogeograficznych i odtwarzaniu zdarzeń w plejstocenie. Uzasadnia to celowość bliższej analizy i poznania powierzchni denudacyjnych, erozyjnych, egzaracyjnych i innych, tak licznych w budowie pokrywy czwartorzędowej (J.E. Mojski, w druku).

Zakład Zdjęć i Map Geologicznych
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 18 grudnia 1978 r.

PIŚMIENNICTWO

- DĄBROWSKI M.J. (1971) – Palynochronological materials – Eemian Interglacial. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre, 19, p. 29–36, nr 1. Warszawa.
- GRAVENOR C.P., STUPAVSKY M., SYMONS D.T.A. (1973) – Paleomagnetism and its relationship to till deposition. Canadian Journal of Earth Sci., 10, p. 1068–1078. Montreal.
- JAHN A. (1970) – Zagadnienia strefy peryglacialnej. PWN. Warszawa.
- MEYER K.J. (1974) – Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Hetendorf. Geol. Jb., Reihe A, H. 21, p. 87–105. Hannover.
- MOJSKI J.E. (w druku) – O genezie niektórych śródplejstocenijskich powierzchni na Niżu Polskim. Biul. Inst. Geol., 321. Warszawa.
- MÜLLER H. (1974a) – Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. Geol. Jb., Reihe A, H. 21, p. 107–140. Hannover.

- MÜLLER H. (1974b) — Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählung an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. Geol. Jb., Reihe A, H. 21, p. 149–169. Hannover.
- RÓŻYCKI S.Z. (1961) — Middle Poland. Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras, Part. II, 1. INQUA Vith Congress. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1972) — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. II. PWN. Warszawa.
- SELLE W. (1962) — Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. Geol. Jb., Bd. 79, p. 295–352. Hannover.
- SHACKLETON N.J. (1969) — The Last Interglacial in the marine and terrestrial records. Proc. Roy. Soc. London, [B], 174, p. 135–154. London.
- STARKEL L. (1977) — O znaczeniu zjawisk o maksymalnym napięciu w przebiegu sedymentacji lądowej w czwartorzędzie. Studia geol. pol., 52, p. 381–388. Warszawa.
- WIEGANK F. (1977) — Paläomagnetische Datierung und Korrelation paläoklimatischer Ereignisse des Mittel- und Jungpleistozäns. Z. Geol. Wiss., 5, p. 705–715, nr 6. Berlin.
- WIĘCKOWSKI K. (1968) — Geneza, wiek i ewolucja jezior północno-wschodniej Polski. Folia Quaternaria, nr 29, p. 145–151. Kraków.
- WIĘCKOWSKI K. (1978) — Bottom deposits in lakes of different regions of Poland. Pol. Arch. Hydrobiol., 25, p. 483–490, nr 1/2. Warszawa.
- ZAGWIJN W.H. (1975) — Variations in climate as shown by pollen-analysis, especially in the Lower Pleistocene of Europe. "Ice Ages: Ancient and modern", p. 137–152. Liverpool.
- ZAGWIJN W.H., MONTFRANS H.M., VAN ZANDSTRA J.G. (1971) — Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands; Pollen-analysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology. Geol. Mijnbouw. 50, p. 41–58. Rotterdam.
- ЗУБАКОВ В.А. (1974) — Геохронология СССР. Том III — Новейший этап. Изд. Недра. Ленинград.
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л.Р., РАУКАС А.В. (1976) — Климат и оледенения Европы в позднем плейстоцене. Геология четвертичного периода. Межд. Геол. Конгресс, XXV сессия. Докл. Сов. Геол., стр. 127–132. Изд. Наука. Москва.
- ЧЕБОТАРЕВА Н.С., МАКАРЫЧЕВА И.А. (1974) — Последнее оледенение Европы и его геохронология. Изд. Наука. Москва.

Юзеф Эдвард МОЙСКИ

ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ СКОРОСТИ АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ НА ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Резюме

Изучение четвертичной системы доставляет всё больше данных, свидетельствующих о том, что ледниковый плейстоцен, т.е. та часть четвертичного периода, когда в Европе наступало время великих Скандинавских оледенений, длился по крайней мере 700 000 лет, т.е., по крайней мере столько же, сколько палеомагнитная эпоха Брюнеса. По множеству дат можно также определить длительность очередных периодов похолодания, когда развивалось оледенение, и потепления — времени межледниковья. Другие данные говорят о скорости аккумуляции и седиментации главнейших и самых рядовых фаций плейстоценовых отложений в областях распространения оледенений, определяющих в геологическом разрезе периоды оледенений и межледниковий. Сопоставляя все эти данные можно судить о том, что все эти рядовые плейстоценовые

фации формировались в очень короткий период, намного более короткий, чем продолжительность существования стратиграфических единиц, определяемых этими отложениями.

Отсюда следует вывод о том, что даже в сырых полных стратиграфических разрезах отражена только небольшая часть четвертичного периода. Значительно большая его часть охватывает время, когда формировались генетически различные поверхности, разделяющие сейчас отдельные аккумулятивные серии. Эти серии служат как бы записью экстремальных обстановок и служат за основу стратификации плейстоцена. Разделяемые ними поверхности следует изучать подробнее для детального познания их происхождения и возраста.

Józef Edward MOJSKI

SOME REMARKS ON THE RATE OF ACCUMULATION PROCESSES IN THE POLISH LOWLANDS IN THE QUATERNARY

S u m m a r y

There is growing evidence that the glacial Pleistocene, that is the part of the Quaternary when great Scandinavian glaciations were waxing and waning in Europe, comprises the time span of at least 700 000 years, that is at least the same as the Brunhes paleomagnetic epoch. There are also numerous data which make possible to estimate duration of successive waves of cooling, during which glaciations were developing and warm waves corresponding to interglacials. There are also some data bearing information on the rates of accumulation and sedimentation of the main and most common facies of Pleistocene deposits in glaciated areas, defining glacials and interglacials in geological sections. Comparison of all these data shows that deposits representing these most common Pleistocene facies have been formed in a very short time, much shorter than the time span of stratigraphic units defined by them.

It follows that even the most complete stratigraphic sections present the record of a small part of the time span of the Quaternary. A much greater part of the time span corresponds to the time of formation of surfaces of different origin, which nowadays separate individual series. The series represent record of some extremal situation and they make the basis for the stratigraphy of the Pleistocene. The surfaces separated by them require further more detailed studies in order to precise their origin and age.