

ZASIĘGI I CHRONOLOGIA STARSZYCH NASUNIĘĆ STADIALNYCH ŁĄDOŁODU ŚRODKOWOPOLSKIEGO (SAALIAN) MIĘDZY GÓRNĄ WARTĄ I BUGIEM

UKD 551.324.6:551.793Solawa i Warta: 551.332.52 + 551.435.442/444(438)górna Warta – środkowy Bug

Pojęcie zlodowacenia środkowopolskiego rozpowszechniło się w literaturze polskiej po opublikowaniu w 1922 r. rozprawy „Wiadomość o środkowopolskiej morenie czolowej”. Autor jej, Lr. Sawicki (46), paralelizował tę morenę z alpejskim zlodowaceniem Riss oraz naszkicował jej zasięg maksymalny między Wartą i Bugiem na linii: Częstochowa – Szydłowiec – Tarłów – Chodel – Lublin – Dubienka. Wyzначzył również zasięg recesyjnego stadiału łądolodu środkowopolskiego na linii: Opoczno – Radom – Chotcza – Końskowola – Firlej – Cyców – Uhrusk.

Opracowania z lat późniejszych wykazały, że na intensywniej badanym obszarze między Pilicą i Wisłą zasięg maksymalny był położony do 30–40 km dalej na południe niż to wyznaczył Lr. Sawicki. W dolinie Wisły np. przesunięcie sięgało od okolic Tarłowa aż do Sandomierza, tzn. 35 km na S. Na całym objętym naszym opracowaniem odcinku po zachodniej stronie Wisły zasięg ten jest obecnie wyznaczony w sposób nie nastroczający istotnych wątpliwości (27, 42).

Dyskusyjny jest natomiast pogląd o pokryciu przez łądolód zlodowacenia środkowopolskiego wschodniego dorzecza dolnego Sanu (20), zwłaszcza w związku z brakiem śladów osadów lodowcowych nad serią organogeniczną interglacjału mazowieckiego w profilu Adamówka na Płaskowyżu Tarnogrodzkim (19).

Na odcinku między Wisłą i Bugiem, tzn. w regionie słabo zbadanym w okresie międzywojennym, zarysowały się znaczne rozbieżności w interpretacjach różnych autorów. Istotny wpływ na ujęcia dotychczas jeszcze prezentowane miało przy tym opracowanie B. Zaborskiego (56). Przyjął on, że łądolód środkowopolski dotarł tylko do północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Maksymalny jego zasięg po wschodniej stronie Wisły wyznaczył na linii Puławy – Bystrzyca (na N od Lublina), a dalej w kierunku na Włodawę. Był on przesunięty do 30–50 km na północ w stosunku do wyznaczonego przez Lr. Sawickiego. Pomimo iż późniejsze badania wykazały, że łądolód środkowopolski po prawej stronie Wisły sięgał na południe od Lublina (13) i do okolic Chodła (1), w opracowaniach

monograficznych odnoszących się do całego kraju nadal przyjmowano, że nie przekroczył on krawędzi Wyżyny Lubelskiej na linii Puławy – Bystrzyca (36, 41, 42, 44).

W ujęciach kartograficznych utrwalony więc został obraz łądolodu środkowopolskiego, który po lewej stronie Wisły sięgał aż do Sandomierza i w rejonie Gór Świętokrzyskich obejmował tereny wznoszące się do 330 m npm, a po prawej stronie Wisły nie był w stanie przekroczyć położonej 80 km na N od Sandomierza krawędzi Wyżyny Lubelskiej, wznoszącej się tylko nieznacznie ponad 200 m npm. Na paradoksalność i anachroniczność takich ujęć zwracał ostatnio uwagę H. Maruszczak (30), który naszkicował maksymalny zasięg łądolodu środkowopolskiego na międzyrzeczu Wisły i Bugu na linii: Sandomierz – Kraśnik – Trawniki – Rejowiec – Dubienka. W najnowszych opracowaniach przedstawiane są fakty odnoszące się tylko do wschodniej części tego międzyrzecza (6). Dla części zachodniej brak specjalnych opracowań omawiających to zagadnienie. Dlatego też obszarowi temu poświęcimy nieco więcej uwagi w dalszych rozważaniach.

Odpowiednio do postępu badań stratygraficznych pojęcie zlodowacenia środkowopolskiego w ostatnich dziesięcioleciach interpretowane jest coraz bardziej szczegółowo. Ogólna jego paralelizacja z alpejskim glaciałem Riss, czy też kontynentalnym zlodowaceniem Saalian, okazała się niedostateczna. W najnowszych schematach stratygrafii czwartorzędu Polski wyróżnia się dwie części zlodowacenia środkowopolskiego, lub też dwa odrębne glaciały jakby niższej rangi (22, 27, 43). Są to mianowicie starsze zlodowacenie Odry = Dniepru oraz młodsze – Warty = Moskwy, oddzielone interglaciałem lubelskim = odincowskim (51). Ostatnio L. Lindner (25) określa go mianem interglacjału Grabówki. Nie wdając się tu w trwającą od dziesięcioleci dyskusję czy są to rzeczywiście dwa odrębne cykle glacialne z dzielącym je typowym interglaciałem, zajmiemy się w dalszym ciągu tylko starszą częścią zlodowacenia środkowopolskiego, wyodrębniając ją – zgodnie z ujęciami w skali europejskiej – jako Saalian – Odranian. Na załączonej mapie prezentujemy maksymalny zasięg łądolodu Odry oraz

dwu głównych jego stadiałów recesyjnych*, które można wyróżnić na obszarze ograniczonym od północy linią maksymalnego rozprzestrzenienia lądolodu Warty (ryc. 1). Dla obszarów położonych na wschód od Bugu linie tych zasięgów wykreślono według opracowania W.P. Palenka (38). W tekście oprócz komentarza niezbędnego dla objaśnienia tych zasięgów prezentowane są podstawowe fakty stratygraficzne, ze szczególnym uwzględnieniem datowań wykonanych metodą termoluminescencyjną (TL)**.

OSADY ORGANOGENICZNE STARSZE OD NASUNIĘCIA ŁĄDOŁODU SAALIAN – ODRANIAN

Na Wyżynie Małopolskiej, tzn. na międzyrzeczu Pilicy i Wisły, osady zlodowacenia Odry oddzielone są od osadów zlodowaceń południowopolskich seriami organogenicznymi reprezentującymi cztery ocieplenia w obrębie tzw. wielkiego interglacjału (JII/III) w ujęciu S.Z. Różyckiego (40, 42). Najstarsze z tych ociepleń, które należałoby paralizować z interglacjałną formacją Ferdynandowa (14), rejestrują profile w Podgórzu, Białostrzegach i Fałęcicach. Młodsze ocieplenie, odpowiadające interglacjałnej formacji Krępcza (14), dokumentują stanowiska w Barkowicach Mokrych, Olszewicach i Sewerynowie. Następne młodsze ocieplenie dokumentuje flora z profilu Zbójno, a najmłodsze stanowiska florystyczne w Świętym Piotrze, Witaszynie, Podlesiu i Seceminie. Z najnowszych badań geologicznych wynika, że dwa ostatnie ocieplenia należy zaliczyć właściwie już do anaglacjałnej części zlodowacenia Odry (27). Oddzielają więc one stadiały i fazy przedmaksymalne tego zlodowacenia, wyodrębnione przez L. Lindnera (23) jako stadiały Liwca i stadiały Krzny (44). Dla osadów pierwszego z tych stadiałów podał ten autor, na podstawie wyników datowań metodą TL, chronologię w przedziale 390–350 tys. lat BP, a ostatnio, na podstawie badań palinologicznych profilu Zbójno (26), podniósł go do rangi odrębnego zlodowacenia Liwca (25).

Na międzyrzeczu Wisły i Bugu utwory glacialne zlodowacenia Odry oddzielone są od osadów reprezentujących starsze zlodowacenia (także zróżnicowanymi pod względem wiekowym) utworami organogenicznymi typu interglacjałnego. Najstarsze z nich, znane z profilu Ferdynandów, reprezentują dość ciepły interglacjał z dwudzielnym optimum klimatycznym, który z punktu widzenia palinologicznego wykazuje wyraźne cechy odrębności, a pod względem wiekowym jest starszy od interglacjału mazowieckiego. Dlatego też Z. Janczyk-Kopikowa (14) wyodrębnia ten poziom stratygraficzny pod nazwą formacji Ferdynandowa i paralizuje z osadami interglacjału Szklowskiego, wyróżnianego przez autorów białoruskich (53). Nad tymi osadami interglacjałnymi w Ferdynandowie występuje wyraźny poziom glin morenowych reprezentujących zlodowacenie Wilgi, starsze od odrzańskiego, ale interpretowane jako młodsze od zlodowacenia Sanu, czyli zlodowacenia południowopolskiego (15, 35). Następny,

przekonująco udokumentowany okres interglacjałny, reprezentują osady organogeniczne znane od dawna w profilach z Nowin Żukowskich (10) i Ciechanek Krzesimowskich (2), a ostatnio z Krępcza (5, 15) i Brusa. Osady tego wieku rejestrują okres nieco chłodniejszy od poprzedniego, z jednym optimum klimatycznym. Charakteryzują się one spektrum pyłkowym, które uznane jest jako typowe dla interglacjału mazowieckiego wyróżnianego od dawna w literaturze polskiej (14). Najnowsze datowania metodą TL wykazały, że interglacjałne warstwy organogeniczne formacji Krępcza akumulowane były około 350–340 tys. lat BP (Harasimiuk i Henkiel – materiały nie publikowane).

Osady organogeniczne młodsze od formacji Krępcza, stwierdzone dotychczas na międzyrzeczu Wisły i Bugu, reprezentują już okres interstadialny anaglacjałnej części zlodowacenia Odry. Według J. Wojtanowicza (54) ten poziom stratygraficzny reprezentują prawdopodobnie osady z Suszna zawierające szczątki roślinności borealno-subarktycznej (47), które dawniej były wiązane ze schyłkowymi fazami interglacjału mazowieckiego (37). Tego samego wieku są prawdopodobnie także osady z Kolonii Zawieprzyce, zawierające szczątki roślinności leśno-tundrowej (29). Ten interstadialny poziom stratygraficzny oddziela premaksymalny stadiały Krzny od stadiału, w którym lądolód Odry osiągnął maksymalny zasięg.

ZASIĘGI I WIEK STADIAŁÓW ZLODOWACENIA SAALIAN – ODRANIAN

Stadiały premaksymalny. Lądolód Odry osiągnął maksymalny zasięg na omawianym obszarze prawdopodobnie około 290–280 tys. lat BP. W tym interwale rozpoczęła się bowiem na nieco większą skalę akumulacja lessów Saalianu w Polsce SE (31). Stadiały premaksymalny musiał więc przypadać na okres liczący co najmniej 300–290 tys. lat. Jego dolną granicę można określić – na podstawie wspomnianych już datowań formacji Krępcza – na 340–330 tys. lat BP. Należałoby jednak uwzględnić jeszcze wyniki najnowszych datowań, wykonanych metodą TL, starszej gleby interglacjałnej z profilu lessowego Nieledewo koło Hrubieszowa, położonego na przedpolu maksymalnego stadiały zlodowacenia Odry (7). Na tej podstawie granicę tę należałoby przesunąć do około 310 tys. lat BP. Zasięg premaksymalnego stadiały Krzny na odcinku między Pilicą i Wisłą ostatnio został wyznaczony na linii Przedbórz – Odrzywół – ujście Kamiennej do Wisły (27). Na międzyrzeczu Wisły i Bugu prawdopodobnie nie sięgał on do równoleżnika Włodawy nad Bugiem (29).

Stadiały maksymalny. Lądolód sięgnął w tym stadiale najdalej poza południowe peryferie dorzecza Kamiennej w rejonie Sandomierza. Dlatego też ostatnio okres ten wyodrębniany jest jako stadiały Kamiennej (27). Lądolód znacznie przekroczył wówczas północne granice i krawędzie morfologiczne pasa wyżyn południowopolskich i „oparł” się na północnych stokach najwyższych wzniesionych subregionów tego pasa, tzn. Jury Polskiej na zachodzie, Gór Świętokrzyskich w środku i Rostocza na wschodzie (ryc. 1). Najwyższą sięgnął na północno-wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich, do 300–330 m npm. W strefie zachodniego skłonu tych gór oraz na skłonach Jury Polskiej lądolód sięgnął do 270–280 m npm. Natomiast na pn.-zach. przedpolu Rostocza nie przekraczał wysokości 260–270 m npm. Największe spiętrzenie lądolodu występowało więc w rejonie najwyższej i najdalej ku północy położonej przeszkody orograficznej, jaką stanowiły Góry Świętokrzyskie.

* L. Lindner w dalszym ciągu stoi na stanowisku, że są to jednostki rangi faz.

** Datowania metodą TL, na które powołujemy się w tekście, zostały wykonane w przeważającej części przez dr Jerzego Butryma w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS. Mniejsza część tych datowań, odnoszących się do międzyrzecza Wisły i Pilicy, wykonana została przez doc. Marka Prószyńskiego w laboratorium Uniwersytetu Warszawskiego. Podkreślamy to dlatego, że technika analiz TL oraz sposób interpretacji wyników w tych laboratoriach nie są w pełni identyczne (vide Geochronometria, nr 1, Gliwice 1984).

Strefę zasięgu łądolodu w stadiale maksymalnym rzadko tylko rejestrują ostańce form czołowo-morenowych, niekiedy ze śladami zaburzeń glaciektonicznych. Częściej są to ostańce innych form strefy marginalnej, a szczególnie ozów i kemów (ryc. 1). Najbardziej rozprzestrzenione są jednak nieczytelne w rzeźbie szczątki pokładów moreny dennej, stwierdzane za pomocą prac kartograficzno-geologicznych, oraz podobną metodą wyznaczane ślady odpływów fluwio-glacialnych. Te ostatnie szczególnie wyraźne są w Niece Włoszczowskiej między Pilicą i Nidą. W zachodniej części międzyrzecza Pilicy i Wisły odpływy fluwio-glacialne kierowały się ku zachodowi w stronę ówczesnego dorzecza górnej Odry, ku wschodowi zaś w stronę doliny Nidy i dalej do Wisły, lub też gromadziły się w zastoisku koniecpolskim (ryc. 1).

We wschodniej części tego międzyrzecza formował się odpływ typu marginalnego w dorzeczu Koprzywianki, kierujący się dalej ku wschodowi do zastoiska sandomierskiego. Wody spływały do tego zastoiska także z przedpola łądolodu w pd.-zach. części międzyrzecza Wisły i Bugu. W rejonie Sandomierza w ten sposób powstało zastoisko największe na całym omawianym obszarze. Spiętrzenie wód było tak znaczne, że część z nich prawdopodobnie odpływała ku SE do dorzecza Dniestru (36). Wody fluwio-glacialne ze środkowej części dorzecza Wieprza gromadziły się w zastoisku krasnystawskim, skąd być może część z nich przepływała doliną Wojślawki ku wschodowi, do dorzecza górnego Bugu, gdzie formowało się zastoisko w Kotlinie Hrubieszowskiej (ryc. 1).

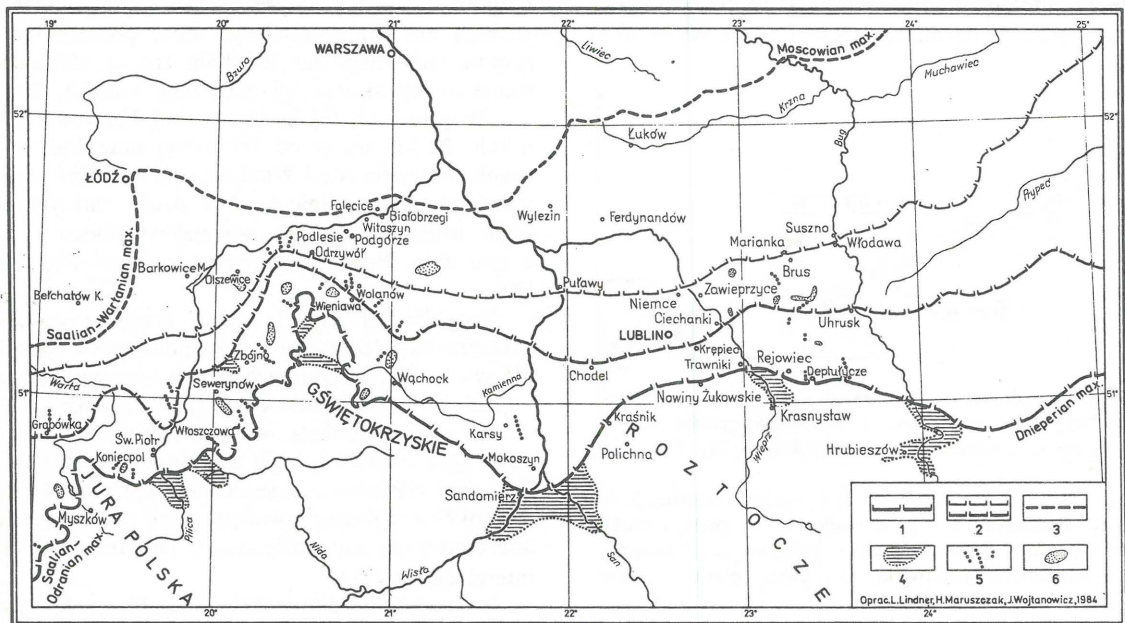
Zasięg maksymalny łądolodu odrzańskiego między Pilicą i Wisłą, tzn. na linii Myszków – Sandomierz (ryc. 1), rysuje się dość wyraźnie i jest obecnie dobrze oraz szczegółowo wyznaczony (27). Znacznie mniej wyraźny jest na odcinku między Wisłą i Wieprzem. Od Sandomierza biegnie on tutaj w kierunku Kraśnika i Trawniki. Dokumentują go stanowiska z glinami zwałowymi stwierdzonymi w okolicy Kraśnika (Bielecka i Pożaryski – Szczegółowa

mapa geologiczna Polski) oraz Trawniki (34), a miejscami rozprzestrzenienie dużych głazów narzutowych. Między Wieprzem i Bugiem zasięg jest bardziej czytelny i znaczony przez ostańce ozów i moren czołowych. Dotychczas kreślono go w tym odcinku na linii Rejowiec – Dubienka. Najnowsze badania świadczą, że sięgał on nieco dalej na południe, do linii biegnącej przez wsie: Czarnoziem (na S od Rejowca) – Deputycze Nowe – Haliczany – Wołkowiany względnie Putnowice (Maruszczak – materiały niepublikowane). Dolinę Bugu granicą ta przecinała na południe od Dubienki, prawdopodobnie w okolicy Skryhiczna, gdzie sygnalizowane było występowanie bruku moreny środkowopolskiej (45).

Dolną granicę okresu, w którym łądolód Odry osiągnął maksymalny zasięg, pośrednio określiliśmy na podstawie faktów już wymienionych na około 280 tys. lat BP. Górną granicę na razie najogólniej określamy w sposób bezpośredni wiek piasków przykrywających glinę zwałową tego stadiału w profilu Wąchock (ryc. 2), ustalony metodą TL na 245 tys. lat BP (28). Pośrednio zaś granicę tę wyznaczają wyniki datowania późniejszych faz rozwojowych cyklu glacialnego.

Stadiały (fazy) postmaksymalne. Recesja łądolodu stadiału maksymalnego odbywała się etapami. Świadczy o tym występowanie kilku poziomów tarasów marginalnych, powstałych w następstwie akumulacji wód proglacialnych i ekstraglacialnych, szukających odpływu wzdłuż czoła łądolodu (21, 27). Pierwszy etap recesji związany był z ociepleniem około 270 tys. lat BP. Odpowiadał mu zanik łądolodu, szczególnie znaczny w dorzeczu Kamiennej. Szerokość odsłoniętej wówczas strefy oceniana jest na 20–80 km. Okres, w którym to nastąpiło, wyodrębniany jest na Wyżynie Małopolskiej jako pierwsza, postmaksymalna interfaza Wolanowa (27, 40).

Pierwszy postmaksymalny stadiał zaznaczył się aktywizacją łądolodu i ponowną jego transgresją. Na międzyrzeczu Pilicy i Wisły wyodrębniany jest jako pierwsza



Ryc. 1. Zasięgi starszych nasunięć stadialnych łądolodu środkowopolskiego (Saalian)

Fig. 1. Extents of older stadial advances of the Middle Polish (Saalian) Glaciation ice sheet

1 – zasięg łądolodu Odry podczas stadiału maksymalnego, 2 – zasięgi łądolodu Odry podczas pierwszego (I) i drugiego (II) stadiału postmaksymalnego, 3 – zasięg łądolodu Warty, 4 – większe zastoiska, 5 – ostańce denudacyjne ozów, 6 – ostańce denudacyjne form kemowych

1 – extent of the Odra Glaciation ice sheet during the maximum stadial; 2 – extent of the Odra Glaciation ice sheet during the first and the second post-maximum stadials; 3 – extent of the Warta Glaciation ice sheet; 4 – selected ice-dam lakes; 5 – denudation relics of eskers; 6 – denudation eskers of kames

postmaksymalna faza Grabówki–Wieniawy. Na linii tych miejscowości rozwinęła się nowa, aktywna strefa czołowa łądolodu, odległa 10–60 km od zasięgu stadiału maksymalnego. Według L. Lindnera i K. Grzybowski (27) miała ona przecinać dolinę Wisły w rejonie Puław. Nie jest to jednak zgodne z wynikami badań prowadzonych po wschodniej stronie Wisły, w Kotlinie Chodelskiej położonej 30 km na S od Puław. Na międzyrzeczu Wisły i Bugu zasięg tej strefy marginalnej należy poprowadzić na linii Chodel–Uhrusk (ryc. 1). Świadectwem ponownego nasunięcia łądolodu środkowopolskiego w rejonie Chodla jest odrębny pokład gliny zwałowej, oddzielony od miększej gliny zwałowej stadiału maksymalnego warstwami piasków fluwioglacjalnych o łącznej grubości kilku metrów (1).

Dowody ponownego nasunięcia i dynamicznej aktywności łądolodu zostały stwierdzone także w rejonie Wału Uhruskiego (6), gdzie szczególnie licznie występują formy czołowomorenowe. Ciągi moren czołowych występują także w wielu miejscach na międzyrzeczu Pilicy i Wisły. Na przedpolu tych moren rekonstruowane są powierzchnie uformowane przez odpływy wód fluwioglacjalnych, rzeźbiące doliny marginalne znacznie lepiej rozwinięte niż podczas stadiału maksymalnego. Przedpole łądolodu obejmowało bowiem obszary niżej położone i słabiej urzeźbione. Mniej było więc zastoisk – udokumentowano je dotychczas tylko w strefie zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (27). Pierwszy stadiał postmaksymalny można datować wstępnie na 270–260 tys. lat BP.

Recesja łądolodu pierwszego stadiału postmaksymalnego wiązała się najprawdopodobniej z okresem ocieplenia, w którym powstała słabo rozwinięta gleba typu czarnoziemnego w profilu lessowym Nieledeu. Na podstawie wyników analiz TL glebę tę ostatnio datowano na 260–255 tys. lat BP (32). Na ten okres przypada początek akumulacji osadów jeziornych w Polichnie (ryc. 3), na wysokim poziomie wierzchniowym Wyżyny Lubelskiej (4). Jezioro to istniało wówczas na równinie proglacjalnej uformowanej na przedpolu łądolodu stadiału maksymalnego. W okresie tym, wyodrębnianym na międzyrzeczu Pilicy i Wisły jako

druga postmaksymalna interfaza Przytyka, czoło łądolodu cofnęło się około 30–50 km (27). Podobnie można oceniać rozmiary regresji na międzyrzeczu Wisły i Bugu (ryc. 1).

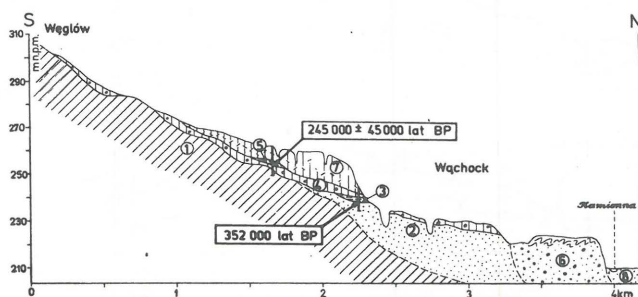
Drugi postmaksymalny stadiał również zaznaczył się aktywizacją łądolodu – w fazie maksymalnego zasięgu czoło jego było odległe 5–40 km na N od linii z poprzedniego stadiału. Na podstawie badań na międzyrzeczu Pilicy i Wisły okres ten wyodrębniany jest jako druga, postmaksymalna faza Odrzywołu. Strefa marginalna według L. Lindnera i K. Grzybowski (27) przecinała wówczas dolinę Wisły w rejonie dzisiejszego ujścia Wieprza i dalej biegła na północ od dolnego Wieprza w kierunku na Kock. Zgodne byłoby to z ujęciem, zaprezentowanym ostatnio przez J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (6), którzy na międzyrzeczu Wieprza i Bugu zasięg ten prowadzą od Kocka na Włodawę.

Obie te interpretacje dla odcinka dolnego Wieprza (rejonu Kocka) nie mają jednak dostatecznego uzasadnienia. Na północ od dolnego Wieprza nie ma form rzeźby rejestrujących strefę aktywnego łądolodu, takich jak na odcinku Odrzywołu na zachodzie czy Garbu Włodawskiego na wschodzie. Bardzo wyraźną strefę tego typu mamy natomiast na przedpolu Wyżyny Lubelskiej między Puławami i Niemcami. Dlatego też maksymalny zasięg łądolodu w tym stadiał należy kreślić raczej na linii Odrzywół–Puławy–Niemce–Włodawa (ryc. 1). Dobrze udokumentowane oznaki aktywizacji łądolodu w strefie marginalnej, w postaci wyraźnych zaburzeń glacictektonicznych na znaczną skalę, stwierdzono w Marianne na Garbie Włodawskim. Ponieważ zaburzeniami tymi objęte są warstwy liczące około 260 tys. lat BP (4), można przyjąć, że nasunięcie łądolodu nastąpiło około 250 tys. lat BP. Na ten okres przypada akumulacja osadów śródlacjalnego jeziora w profilu Marianka na Garbie Włodawskim (ryc. 4, warstwy na głębokości 5–7 m).

Recesja łądolodu drugiego stadiału postmaksymalnego była znacznie silniejsza i prawdopodobnie znacznie bardziej długotrwała – wycofała się na odległość wielokrotnie większą niż poprzednio. Być może początkowe fazy recesyjne pasywnego już łądolodu znacząco niewielkie i nieliczne formy akumulacji glacialnej, które J. Buraczyński i J. Wojtanowicz (6) kreślą na linii Parczew–Sławatycze (około 20 km na N od Włodawy) oraz Łuków–Kodeń (około 40 km na N od Włodawy). Są to formy nieporównywalnie słabiej rozwinięte niż w strefie maksymalnego zasięgu drugiego stadiału postmaksymalnego – informuje o tym m.in. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski (39).

Najgłębsza recesja łądolodu drugiego stadiału postmaksymalnego nastąpiła prawdopodobnie w okresie 235–225 tys. lat BP. Akumulowane były wówczas warstwy organogeniczne w Polichnie (ryc. 3), w których Z. Janczyk-Kopikowa stwierdziła występowanie szczątków roślinności typu borealnego lub subarktycznego (3). W profilu lessowym Nieledeu zarejestrowany jest ten interwał przez stosunkowo dobrze rozwiniętą glebę czarnoziemną, która interpretowana jest jednoznacznie jako interstadialna, a nie interglacialna (31).

Na podstawie datowań metodą TL można stwierdzić, że w czasie 235–225 tys. lat BP powstawały dobrze rozwinięte gleby śródlessowe w Słowacji (33). W innych regionach Europy środkowej także zostały stwierdzone oznaki znacznego ocieplenia w okresie, który wykazywany jest w schematach stratygraficznych jako dzielący stadiały zlodowacenia Odry i Warty (9, 11, 25, 48, 52). Na obszarze przez nas omawianym nie udokumentowano jednak dotychczas stanowisk z warstwami organogenicznymi tego

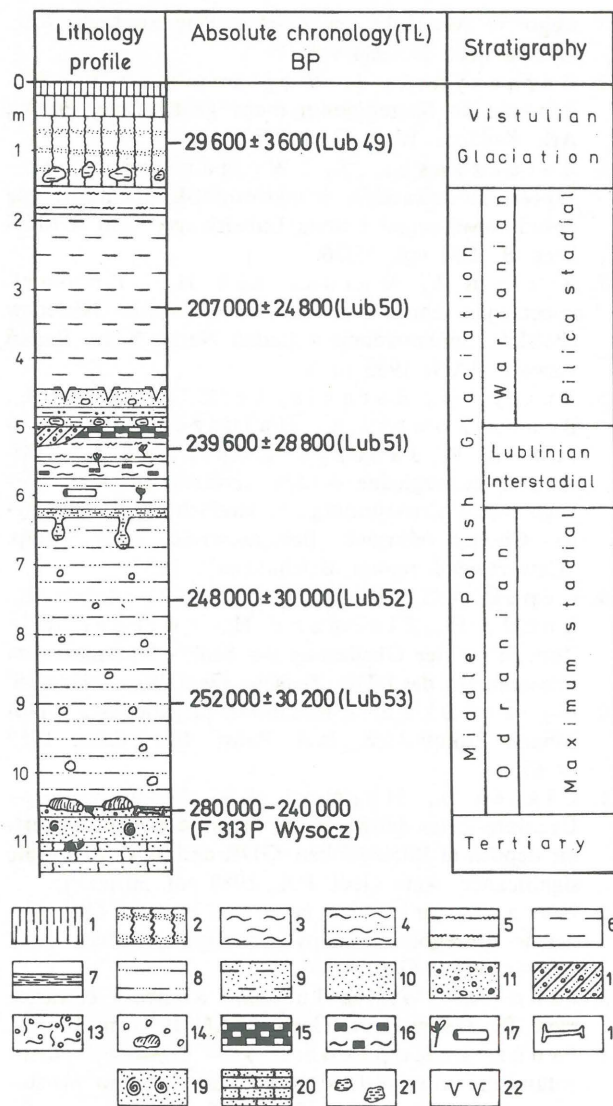


Ryc. 2. Przekrój osadów czwartorzędowych w Wąchocku na Wyżynie Małopolskiej; położenie *vide* ryc. 1. Datowanie osadów metodą TL wg L. Lindnera i M. Prószyńskiego (28)

1 – podłoże osadów czwartorzędowych; 2 – piaski rzeczne; 3 – mułki oraz ropy zastoiskowe, 4 – glina zwałowa, 5 – piaski i mułki jeziorne, 6 – piaski i żwirny rzeczne z pokrywą soliflukcyjną; 7 – lessy z poziomami glebowymi, 8 – żwirny, piaski i mady rzeczne

Fig. 2. Section of Quaternary deposits at Wąchock, Malopolska Upland; for location see Fig. 1. TL dating after L. Lindner and M. Prószyński (28)

1 – Quaternary bedrock; 2 – fluvial sands; 3 – ice-dam silts and clays; 4 – till; 5 – lake sands and silts; 6 – fluvial sands and gravels with a solifluction cover; 7 – loesses with paleosols; 8 – fluvial gravels, sands and muds



Ryc. 3. Stratygrafia i chronologia termoluminescencyjna osadów zlodowacenia środkowopolskiego w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej; położenie *vide* ryc. 1 wg J. Buraczyńskiego, J. Butryma i J. Wojtanowicza (3)

1 – glina pylasta (poziomy B₁ i B₂ gleby współczesnej), 2 – glina pylasta z przewarstwieniami piasku gliniastego, 3 – mułek pylasty, 4 – mułek piaszczysty, 5 – il pylasty, 6 – il, 7 – il silnie zwietrzały, 8 – il piaszczysty, 9 – piasek ilasty, 10 – piasek drobnoci średnioziarnisty, 11 – piasek ze żwirkiem, 12 – glina piaszczysta, 13 – glina zwalowa, 14 – żwiry i głazy krystaliczne skał skandynawskich, 15 – il torfiasty, 16 – namuły organiczne, 17 – makroszczątki roślin (szyszka, kora, kawałki drewna), 18 – kości zwierząt, 19 – piaski detrytyczne ze szczątkami muszli mioceńskich, 20 – wapienie detrytyczne mioceńskie, 21 – porwaki i toczneńce ilów, 22 – drobne struktury kriogeniczne

Fig. 3. Stratigraphy and TL chronology of deposits of the Middle Polish Glaciation at Polichno, Lublin Upland; for location see Fig. 1 after J. Buraczyński, J. Butrym and J. Wojtanowicz (3)

1 – silty loam (layers B₁ and B₂ of a present soil); 2 – silty loam with interbeds of loamy sand; 3 – silt; 4 – sandy silt; 5 – silty clay; 6 – clay; 7 – intensively weathered clay; 8 – sandy clay; 9 – clayey sand; 10 – fine-grained and medium-grained sand; 11 – sand with chad; 12 – sandy till, 13 – till; 14 – crystalline gravels and boulders of Scandinavian rocks; 15 – peaty clay; 16 – organic muds; 17 – plant macrofossils (cone, bark, wood pieces); 18 – animal bones; 19 – detritic sands with remains of Miocene shells; 20 – Miocene detritic limestones; 21 – clay rafts and balls; 22 – fine cryogenic structures

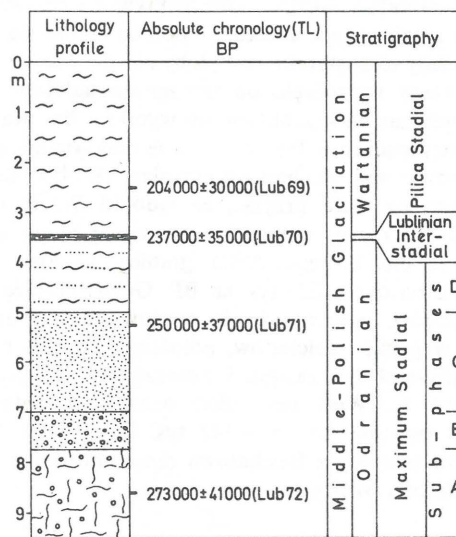
wieku, reprezentującymi w sposób niewątpliwy środowisko interglacjalne. Według L. Lindnera i K. Grzybowski (27) takie osady organogeniczne miałyby występować w profilu Karsy.

Należy jednak podkreślić, że w podstawowym opracowaniu dokumentującym te warstwy (18) nie zostały podane fakty niewątpliwe. Sami autorzy tego opracowania zdali sobie sprawę, że ich diagram palinologiczny może być różnie interpretowany. Dlatego też przeciwko zaliczeniu warstw organogenicznych z profilu Karsy do interglacjalu mazowieckiego wypowiadają się chyba głównie na podstawie datowania metodą TL warstw podścielających na 190–188 tys. lat BP. W ten sposób pośrednio datują warstwy, które interpretują jako interglacjalne, na około 180 tys. lat BP. Interglacja w okresie 190–180 tys. lat BP raczej nie był dotychczas wyodrębniony w Europie środkowej. Okres ten wiąże się dość zgodnie z glacjałem (stadialem) Warty–Moskwy.

PROBLEM GRANICZNEGO OKRESU MIĘDZY ZLADOWACENIEM SAALIAN–ODRANIAN I SAALIAN–WARTANIAN

Omawiany okres ocieplenia, datowany na podstawie wyników analiz TL na 235–225 tys. lat BP, należałoby traktować jako graniczny dla zlodowacenia Odry i Warty. Taka interpretacja wydaje się w pełni zgodna z datowaniami osadów zlodowacenia Moskwy–Warty w Europie Wschodniej, dokonany także metodą TL. Wiek tego zlodowacenia N.G. Sudakowa i Z.W. Aleszinska (49) określili bowiem na 215–186 tys. lat BP, a W.N. Szełkoplas i G.W. Morozow (50) na 240–186 tys. lat BP.

Tak ustalony okres graniczny, w świetle faktów dotychczas znanych z terenu Polski, wykazuje cechy właściwe nie tyle dla interglacjalów, ile raczej dla interstadiałów. W najnowszych schematach stratygraficznych czwarto-



Ryc. 4. Stratygrafia i chronologia termoluminescencyjna osadów zlodowacenia środkowopolskiego w profilu Marianka na Garbie Włodawskim; położenie *vide* ryc. 1 wg J. Buraczyńskiego, J. Butryma i J. Wojtanowicza, (4)

Objaśnienia jak przy ryc. 3

Fig. 4. Stratigraphy and TL chronology of the Middle Polish Glaciation deposits of the Marianka section, Włodawa Elevation; for location see Fig. 1 after J. Buraczyński, J. Butrym and J. Wojtanowicz (4). For explanations see Fig. 3

rzędu, ustalanych w skali całego kraju, czy też poszczególnych regionów, wyodrębnia się go często jako interglacjał lubelski (27, 43) lub interglacjał Grabówki (25). Opinie są jednak podzielone, gdyż wielu autorów przypisuje temu okresowi niższą rangę, tzn. interstadialną (16, 55). Taki pogląd wyraził ostatnio J. Wojtanowicz (54), który na podstawie faktów obecnie badanych na międzyrzeczu Wisły i Bugu, warstwy z tego okresu interpretuje jednoznacznie jako interstadialne. Wyróżnił więc w swoim schemacie „interstadiał lubelski” (ryc. 3 i 4). W ten sposób mnoży się liczba poziomów stratygraficznych cyklu glacialnego Saalianu wyodrębnianych w Polsce jako „lubelskie”.

Pojęcie „interglacjał lubelski” wprowadził do literatury polskiej A. Środoń (51), na podstawie krytycznej analizy profilów mezoplejstocenijskich osadów organogenicznych znanych z regionu lubelskiego. Nie wszystkie z tych profili wykazują cechy palinologiczne, które A. Środoń uznał za typowe dla interglacjału mazowieckiego. Te nietypowe proponował więc wyodrębnić jako reprezentujące odrębny interglacjał, dzielący stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego od stadiału warciańskiego. Do tych nietypowych zaliczył m.in. Ciechanki Krzesimowskie. Opinia ta raczej nie potwierdza się w najnowszych opracowaniach palinologicznych (14). W odniesieniu do profilu Ciechanki Krzesimowskie ostatnio przedstawiono dowody natury geologicznej, świadczące o poprawności paralelizacji osadów organogenicznych z tego profilu z interglacjałem mazowieckim (12). W konsekwencji braku dostatecznych podstaw faktycznych pojęcie „interglacjał lubelski” nie ma jednoznacznie określonych cech diagnostycznych. Przypisuje mu się więc różnowiekowe poziomy stratygraficzne, względnie serie utworów organogenicznych nie reprezentujących typowe warunki interglacialne.

W takiej sytuacji proponujemy przyjąć interwał czasowy 235–225 tys. lat BP jako dzielący zlodowacenia Saalian–Odranian i Saalian–Wartanian, bez wdawania się w dyskusję czy charakteryzowały go warunki interglacialne, czy też interstadialne. Bardziej konstruktywne i celowe byłoby bowiem ustalenie jak daleko na północ cofnął się lądolód Odry i kiedy to nastąpiło, co byłoby równoznaczne z określeniem kiedy rozpoczęła się transgresja lądolodu Warty.

Dotychczas nie opublikowano wyników datowań utworów występujących w Polsce w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia Saalian–Wartanian. Wobec tego wypada nam na razie przyjąć, że lądolód Warty osiągnął maksymalny zasięg, oznaczony na naszej mapie (ryc. 1), w okresie dla którego dolną granicę ustalono metodą analiz TL na około 225 tys. lat BP. Górną granicę określa wiek osadów, zaliczanych do zlodowacenia Warty, badanych w profilu Bełchatów, położonym 15 km na N od linii maksymalnego zasięgu i oznaczonym na ryc. 1 jako Bełchatów K. Wiek ten, także oznaczony metodą TL, ustalono ostatnio na 157–147 tys. lat BP (8). Wynika z tego, że te osady z Bełchatowa reprezentują już fazy regresji lądolodu Warty.

LITERATURA

- Ber A., Rywocka-Kenig K., – Czwartorzęd Kotliny Chodelskiej. *Kwart. Geol.*, 1968, nr 1.
- Brem M., – Flora interglacialna z Ciechanek Krzesimowskich. *Acta Geol. Pol.* 1953, vol. 3, no 3.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. – „Interglacjał lubelski” w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej. *Ann. UMCS Sect. B*, 1984 vol. 37.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. – Datowanie kopalnego jeziora lodowcowego w Mariance na Garbie Włodawskim. *Ann. UMCS Sect. B* 1984 vol. 39.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski; Ark. Kołacze. *Wyd. Geol.* 1982.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. – Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS Sect. B* 1984 vol. 35/36.
- Butrym J., Maruszczak H. – Termoluminescencyjna chronologia lessów w profilu Nieledew (Polska). *Sprawozdanie z Badań Nauk. Kom. Badań Czwart. PAN.* 1983 nr 5.
- Butrym J., Baraniecka M.D., Kasza L., Brodzikowski K., Haluszczak A., Gotowała R., Janczyk-Kopikowa Z. – Datowanie bezwzględne osadów czwartorzędowych górnego piętra strukturalnego w strefach Piaski–Buczyna–Chojny odkrywki Bełchatowskiej. *Mat. Symp. „Czwartorzęd rejonu Bełchatowa”.* 1982.
- Čepek A.G., Helwig D., Lippstreu L., Lohde H., Ziermann H., Zwirner R. – Zum Stand der Gliederung der Saale–Komplexes im mittleren Teil der DDR. *Zeitschr. Geol. Wiss.* 1975 nr 8.
- Dyakowska J. – Roślinność plejstocenijska w Nowinach Żukowskich. *Biul. Państ. Inst. Geol.* 1952 nr 67.
- Głazek J., Harmon R.S., Nowak K. – Uranium-series dating of the hominid-bearing trevertine deposit at Bilzingsleben, GDR and its stratigraphic significance. *Acta Geol. Pol.*, 1980 vol. 30 no. 1.
- Harasimiuk M., Henkiel A. – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski; Ark. Łęczna. *Wyd. Geol.* 1980.
- Jahn A. – Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN* 1956 nr 7.
- Janczyk-Kopikowa Z. – Podstawy paleobotaniczne stratygrafii dolnego i środkowego plejstocenu Polski SE. *Przew. Semin. Teren. „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”.* 1980.
- Janczyk-Kopikowa Z. – Analiza pyłkowa plejstocenijskich osadów z Kaznowa i Krępcza. *Biul. Inst. Geol.* 1981 nr 321.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J. – Stratygrafia i zasięgi osadów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu między Wisłą i Bugiem. *Przew. Semin. Teren. „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”.* 1980.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J. – Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the European Plain. *Biul. Inst. Geol.* 1981 nr 335.
- Kosmowska-Suffczyńska D., Szczepanek K. – A new interglacial locality on the Sandomierz Upland. *Folia Quatern.* 1981 no. 54.
- Laskowska-Wysoczańska W. – Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórza Karpat rejonu rzeszowskiego. *Stud. Geol. Pol.* 1971 nr 34.
- Laskowska-Wysoczańska W. – Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *Mat. 3 Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”.* 1981.

21. Lindner L. — Glacialne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Polon.* 1970 vol. 20 no. 3.
22. Lindner L. — Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Kwart. Geol.*, 24, nr 3, 1980.
23. Lindner L. — Organogenic deposits of the Mazovian Interglacial (Mindel II/Riss I) in Middle Vistula basin, compared to coeval European localities. *Acta Geol. Pol.* 1981 vol. 31 nr 1–2.
24. Lindner L. — Problematyka czwartorzędu zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Wyd. Geol. UW* 1982 nr 26.
25. Lindner L. — An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geol. Pol.* 1984 vol. 34 no. 1–2.
26. Lindner L., Brykczyńska E. — Organogenic deposits at Zbójno by Przedbórz, western slopes of the Holy Cross Mts and their bearing on stratigraphy of the Pleistocene of Poland. *Acta Geol. Pol.* 1980 vol. 30 no. 2.
27. Lindner L., Grzybowski K. — Middle-Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. *Acta Geol. Pol.* 1982 vol. 32 no. 3–4.
28. Lindner L., Prószyński M. — Geochronology of the Pleistocene deposits at Wąchock, northern part of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.* 1979 vol. 29 no. 1.
29. Liszkowski J. — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski: Ark. Ostrów Lubelski. *Wyd. Geol.* 1979.
30. Maruszczak H. — Słowo wstępne. *Przew. Semin. Teren. „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”*. 1980.
31. Maruszczak H. — Stratygrafia i chronologia lessów w Polsce. *Ibidem*.
32. Maruszczak H., Butrym J. — Wyniki datowań metodą termoluminescencyjną jako podstawa paralelizacji chronostratygraficznej reperowych profili lessów polskich i węgierskich. *Zeszyty Nauk. Politechniki Śląskiej* (w druku), 1984.
33. Maruszczak H., Košťalik J., Butrym J. — Chronostratigraphy of the Vistulian loesses in East-Middle Europe. *Flöldräzi Ertesitö*, Budapest (w druku). 1984.
34. Mojski J.E. — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski: Ark. Pawłów. *Wyd. Geol.* 1968.
35. Mojski J.E. — Outline of the pleistocene stratigraphy in Poland. *Biul. Inst. Geol.* 1982, nr 343.
36. Mojski J.E., Rühle E. — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. *Zeszyt 12 — Czwartorzęd. Inst. Geol.*, 1965.
37. Mojski J.E., Trembaczowski J. — Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Susznie koło Włodawy nad Bugiem. *Biul. Inst. Geol.* 1961 nr 169.
38. Palenko W.P. — Osobienności glacialiefa krajowej zoni dniewprowskiego lednika w przedziałach Wołińskiego Polessia. *Materiali po izuczniuju czetwiertcznogo pierioda...*, Kijw 1982.
39. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000. IG i PZ PAN Warszawa 1980.
40. Różycki S.Z. — Middle Poland. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras. Part II. VI-th INQUA Congress, 1961 no. 1.
41. Różycki S.Z. — Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciare”. Report of the VI-th INQUA Congress, 1964 no. 2.
42. Różycki S.Z. — Plejstocen Polski Środkowej. II wyd. PWN 1972.
43. Różycki S.Z. — Principles of stratigraphic subdivisions of Quaternary of Poland. *Quatern. Stud.* 1980 no. 2.
44. Rühle E. — Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. *Acta Geogr. Univ. Lodziensis*, 1970 nr 24.
45. Rzechowski J. — Młodozwartorzędowe osady doliny Bugu w okolicy Dubienki. *Ann. UMCS Sect. B* 1962 vol. 16.
46. Sawicki Lr. — Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. *Bull. Intern. Acad. Pol. A* 1922 nr 2.
47. Stachurska A. — Schyłek interglacjału mazowieckiego w Susznie koło Warszawy nad Bugiem w świetle analizy botanicznej. *Biul. Inst. Geol.* 1961 nr 169.
48. Stremme H.E. — Boden, Relief und Landschaftsgeschichte in nord-westdeutschen Raum. *Zeitschrift Geomorph. Supl.* 1979 Bd 33.
49. Sudakowa N.G., Aleszinskaja Z.W. — Rannij i srednij pleistocen. [W:] *Geochronologija SSSR*. 1974 nr 3.
50. Szełkoplak W.N., Morozow G.W. — Priemienienije tiermoluminescentnogo mietoda dla izuczennija antropogienowych otłożenij. *Inst. Geol. Nauk AN Ukr. SSR* 1981.
51. Środoń A. — Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny, zaliczanych do interstadiału mazowieckiego. *Biul. Inst. Geol.* 1969 nr 220.
52. Urban B. — Biostratigraphic correlation of the Karlich Interglacial, Northwest Germany. *Boreas* 1983 no. 12.
53. Wozniaczuk L.N. — Nowaja stratygraficzna schiema plejstocenowych adkładaw i osnowija zakaniernosti' zmien prirodnoho asjarodsja ledawikowej w oblasti Ruskoj rawnini w antropogienie. [W:] *Dosledowanii antropogieniu Białarusi*. 1978.
54. Wojtanowicz J. — Stratygrafia czwartorzędu. *Mat. Symp. „Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego”*, 1983.
55. Wyszczakowski Minkowicz T. — Datowanie szczątków kostnych jako podstawa dla ustalenia stratygrafii i chronologii plejstocenu w Polsce. *Przew. Semin. Teren. — „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”*. 1980.
56. Zaborski B. — Studja nad morfologią dyluwjum Podlasia i terenów sąsiednich. *Prz. Geogr.* 1927 nr 7.

SUMMARY

A chronostratigraphic position and extents of stadial advances of the Scandinavian ice sheet are presented for the Odra Glaciation (the older glaciation of the Middle Polish glaciations, Saalian), in the territory bordered by the Upper Warta valley in west and the Middle Bug drainage basin in the east (Fig. 1). These advances are represented by separate tills and accompanying assemblages of glacial sediments and landforms, and were thermoluminescence dated (TL, Figs. 2–4). The earliest advance represents the pre-maximum, Krzna Stadial and occurred about 310,000–300,000 years BP. In that time the Scandinavian ice sheet reached the line connecting Przedbórz, Odrzywół

mouth of the Kamienna River in the Vistula, Włodawa. The younger ice sheet advance represents the maximum, Kamienna Stadial and occurred about 290,000—280,000 years BP.

During the maximum extent of the ice sheet during this stadial (Fig. 1), the ice bed occurred at 330 m a.s.l. in the northern margin of the Holy Cross Mts and got lower to 270—260 m a.s.l. at the slope of the Polish Jura and the Roztocze foreland. During the deglaciation after the Kamienna Stadial, oscillations of the ice sheet front occurred. They are expressed by the accumulated successively younger tills and formed end-morainic zones during the following two post-maximum stadials (phases) (Fig. 1).

The age, at which the ice sheet reached its farthest extent during the first post-maximum stadial (phase), the Wieniawa one, was defined for about 270,000—260,000 years BP. The farthest extent during the next post-maximum, Odrzywół Stadial (Phase), was dated for about 250,000 years BP. The following deglaciation after the Saalian—Odranian Glaciation resulted in exposing of the whole area from under the ice about 235,000—225,000 years BP, that is during the warming defined as the „Lublin Interglacial or Interstadial” or the „Grabówka Interglacial”. This warming separates the mentioned glaciations from the Saalian—Wartanian Glaciation.

РЕЗЮМЕ

Представлена хроностратиграфическая позиция, а также дальности стадийных надвигов скандинавского ледника во время оледенения Одера (старшего из центральнопольских оледенений — Саальян), на территории расположенной между долиной верхней Варты

на западе и бассейном среднего Буга на востоке (фиг. 1). Эти надвиги, представленные отдельными горизонтами валунных глин и сопутствующими им составами ледниковых форм и осадков, были датированные методом термолюминесценции — ТЛ (фиг. 2—4). Самый старший из них, соответствующий домаксимальному стадиалу — Кшны имел место около 310 000—300 000 лет тому назад. Скандинавский ледник дошел тогда к линии Пшедбуж—Одживул — устье Каменной в Вислу — Влодава. Младший надвиг этого ледника, соответствующий максимальному стадиалу, произошел около 290 000—280 000 лет тому назад. В моменте максимального распространения (фиг. 1) ледника этого стадиала его подошва доходила от высоты 330 м н.у.м. в зоне северного предполья Свентокшиских Гор до 270—260 м на наклоне Польской Юры и на предполье Росточа. Исчезновение ледника стадиала Каменной имело осцилляционный характер и отличалось осажением очередных младших горизонтов валунных глин и формированием зон донной морены во время двух очередных постмаксимальных стадиалов (фаз) (фиг. 1). Момент дальности ледника во время первого стадиала (фазы) постмаксимального — Венявы определяется на около 270 000—260 000 лет тому назад, а второго постмаксимального стадиала (фазы) — Одживола на около 250 000 лет тому назад. Дальнейшее исчезновение ледника оледенения Саальян—Одрьян вызвало открытие из под льда всей описываемой территории около 235 000—225 000 лет тому назад т.е. во время значительного потепления определенного как „люблинский интерстадиал или межледниковье” или же как „межледниковье Грабуки”, которое отделяло эти оледенения от оледенения Саальян — Вартаньян.