

## ZASIĘG ŁĄDOŁODU ODRY (SAALIAN) WE WSCHODNIEJ POLSCE

UKD 551.793(438 – 11)

Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego między Wisłą i Bugiem wyznaczany był przez różnych autorów w dość szerokiej strefie, wynoszącej 20–50 km. Wynikało to z różnej interpretacji moren recesyjnych uznanych za zasięg maksymalny. L. Sawicki (34) wyznaczył maksymalny zasięg łądołodu na linii Chodel–Lublin–Dubienka, natomiast według B. Zaborskiego (35) łądołód dotarł tylko do północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i zatrzymał się na linii Puławy–Niemce–Włodawa.

Jak wynika z powojennych badań geologicznych, łądołód środkowopolski wkroczył na Wyżynę Lubelską. Na podstawie badań geomorfologicznych A. Jahn (15) przedstawił liczne fakty wskazujące, że sięgnął on na południe od Lublina, a krawędź wyżyny od Końskowoli do Niemiec wyznacza jego fazę recesyjną. Według badań M. Harasimiuka i A. Henkla (10) nie tylko krawędź, ale i Płaskowyż Nałęczowski budują utwory glacialne osadzone przez łądołód środkowopolski. W zachodniej części Wyżyny Lubelskiej zdaniem A. Bera i K. Rywockiej-Kenig (1) łądołód sięgnął po Chodel, a według M. Bieleckiej (2) aż po okolice Kraśnika.

W opracowaniach monograficznych w dalszym ciągu przyjmowano jednak zasięg łądołodu na krawędzi Wyżyny Lubelskiej (28, 31). Dopiero w 1970 r. w pracach J.E. Mojskiego i E. Rühlego pojawiło się kartograficzne oznaczenie zasięgu łądołodu w obrębie tej wyżyny. E. Rühle (32) prowadzi go na linii Opole Lubelskie–Bychawa–Piaski–Krasnystaw–Chelm–Dubienka; podobnie przedstawia ją J.E. Mojski (27). Prace te nie znalazły jednak oddźwięku w nowych publikacjach.

W ostatnich latach szczegółowe badania geologiczne prowadzone na Wyżynie Lubelskiej i jej przedpołu udokumentowały występowanie osadów zlodowacenia Odry, potwierdzając tym pogląd o wkroczeniu lodowca na wyżynę (6, 7, 11, 12, 13, 16, 24). Ostatnio przedstawiono w ujęciu kartograficznym maksymalny zasięg łądołodu Odry na Wyżynie Lubelskiej oraz etapy deglacjacji. Zasięg ten wyznacza linia Modliborzyce–Polichna–Bychawa–Piaski–Rejowiec–Matcze (5, 8). Problem zasięgu łądołodu w Kotlinie Sandomierskiej w dalszym ciągu pozostał nie rozwiązany. Zdaniem W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (18) sięgnął on aż po Lubaczówkę. Najnowsze ujęcie kartograficzne maksymalnego stadia łądołodu Odry dla pasa wyżyn południowopolskich przedstawili L. Lindner i in. (23). Na wschód od Wisły biegnie on na linii Sandomierz–Kraśnik–Rejowiec–Skrzyhczyn.

Badania geologiczne i stratygraficzne z ostatnich lat pozwalają na dokładniejsze wyznaczenie zasięgu łądołodu Odry i stadiałów recesyjnych. Maksymalny zasięg łądołodu między Wisłą i Bugiem przedstawiono na podstawie występo-

wania moreny dennej, tarasów kemowych oraz nielicznych moren czołowych między Wieprzem i Bugiem. Przy wyznaczaniu zasięgu łądołodu uwzględniono analizę rzeźby podłoża czwartorzędowego (3). Datowanie osadów glacialnych metodą termoluminescencji uzupełniło analizę geologiczną i stratygraficzną (4, 5).

MAKSYMALNY ZASIĘG ŁĄDOŁODU ODRY  
NA WYŻYNIE LUBELSKIEJ

Łądołód wkraczając na wyżynę posuwał się w kierunku SE. Zależnie od przebiegu głównych elementów rzeźby ruch ten był hamowany przez wznoszące się progi lub postępował swobodnie w obniżenia. Stąd też, wykorzystując urozmaiconą rzeźbę podłoża, łądołód wkroczył nierównomiernie na wyżynę, tworząc liczne loby i jezory. Wpływ rzeźby podłoża wcześniej już stwierdzono na Wyżynie Małopolskiej (17, 20).

Łądołód stadiału maksymalnego znacznie przekroczył krawędzie morfologiczne Wyżyny Lubelskiej, zatrzymując się na zachodnich i północnych stokach najwyższych wzniesionych subregionów. Na południe najdalej sięgnął lobem Wisły, opierając się o północno-wschodnie stoki Gór Świętokrzyskich i doliny Opatówki aż po Sandomierz (22) oraz północno-zachodnie stoki Roztocza (4, 23).

Analiza głównych kierunków morfologicznych oraz rzeźby podłoża wskazuje, że łądołód nie mógł zatrzymać się koło Sandomierza. Ruch łądołodu w kierunku SE oraz obniżenie Kotliny Sandomierskiej wskazują na dogodne warunki dalszego dynamicznego ruchu ku wschodowi, co spowodowało wkroczenie lobem od północnej części kotliny. Pogląd o wkroczeniu łądołodu Odry do Kotliny Sandomierskiej po raz pierwszy wysunęła W. Laskowska-Wysoczańska (18).

W strefie krawędziowej wyżyny, między Zaklikowem i Frampołem, występują utwory glacialne i fluwioglacjalne datowane na zlodowacenie południowopolskie (24). Występowanie dużych płatów piasków fluwioglacjalnych na powierzchni oraz świeżość dobrze zachowanego materiału wskazują na młodszy wiek. Niewątpliwie są one związane z zasięgiem lobu zlodowacenia Odry. W celu ustalenia wieku, datowano metodą termoluminescencji gliny żwółowe i piaski fluwioglacjalne występujące w strefie krawędziowej Roztocza. Datowanie utworów wykonał dr J. Butrym w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS, uzyskując następujące daty TL:

Andrzejów:  
fluwioglacjał – 294 000 ± 44 000 (Lub-430)  
Godziszów:  
fluwioglacjał – 270 000 ± 40 000 (Lub-402)

utw. jeziorny	– 329 000 ± 49 000 (Lub-405)
głina zwałowa	– 496 000 ± 74 000 (Lub-409)
Janów Lub.:	
głina zwałowa	– 357 000 ± 53 000 (Lub-434)
Kocudza G.:	
piaski glacialne	– 492 000 ± 74 000 (Lub-423)
Niemirów:	
głina zwałowa	– 288 000 ± 40 000 (Lub-288)
fluwiogłacjal	– 475 000 ± 71 000 (Lub-424)

Zgodnie z datowaniem TL glina zwałowa w Godziszowie i piaski glacialne w Kocudzy Grn., położone na stopniu przykrawędziowym Rostocza, należą do zlodowacenia Sanu. Podobny wiek (508 000 lat) ma glina zwałowa z Giedlarowej koło Leżajska (19). Natomiast wiek utworów fluwiogłacjalnych z Andrzejowa i Godziszowa wskazuje na zlodowacenie Odry. Również glina zwałowa z Niemirowa koło Frampola i Janowa Lubelskiego ma wiek zlodowacenia Odry. W profilach w Hedwiżynie i Biłgoraju występują dwie gliny zwałowe, z których górna zdaniem W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (19) pochodzi ze zlodowacenia Odry. Przedstawione dane pozwalają na wyznaczenie przebiegu łądolodu w Kotlinie Sandomierskiej (ryc. 1). Wkroczył on na SE doliną Sanu do Niska oraz ku wschodowi doliną Bukowej aż do Hedwiżyna i Biłgoraja, opierając się na północy o zewnętrzną krawędź Rostocza o wysokości 230–250 m npm na linii Modliborzyce–Frampol.

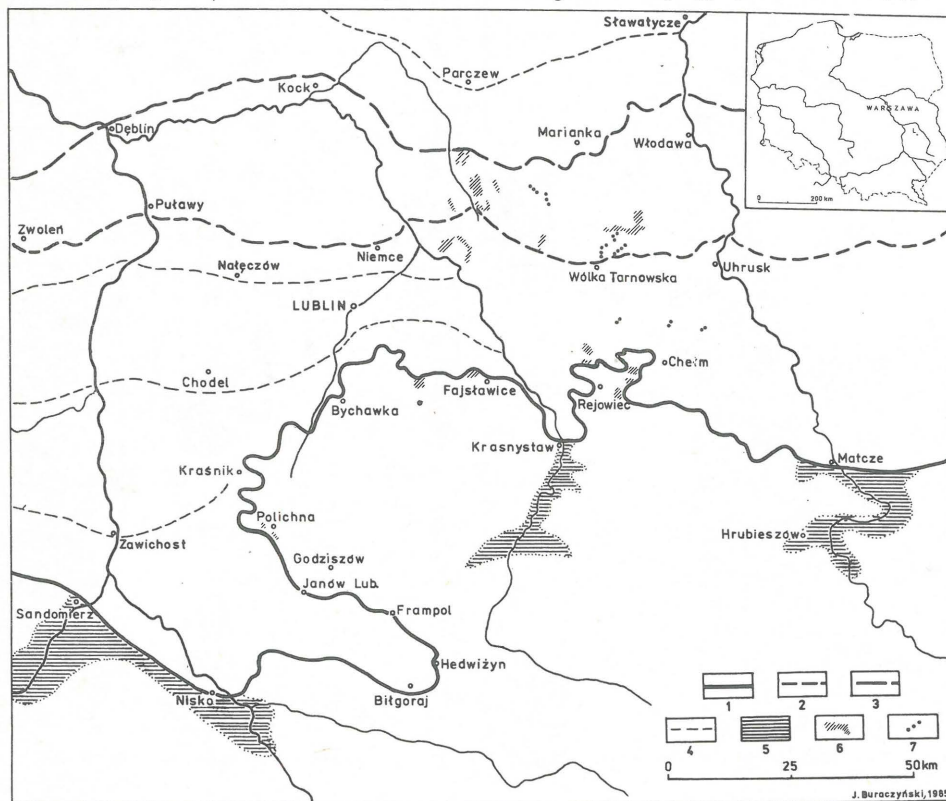
Łądolód wkroczył od zachodu na Wyżynę Lubelską (Płaskowyż Urzędowski), sięgając po zachodnie stoki Rostocza, na co wskazują liczne płyty gliny zwałowej. Przebiegał na linii Modliborzyce–Polichna–Rzeczycza–

Kraśnik, omijając od zachodu garby podłoża o wysokości 260–270 m npm. Liczne pagórki kemowe koło Polichny wskazują na jego zasięg aż do wysokości 290 m npm (5). Fakty te wskazują na największe spiętrzenie łądolodu na najwyżej wzniesionych stokach Rostocza. Dalszy przebieg łądolodu wyznaczają północno-zachodnie stoki garbów kredowych na linii Kraśnik–Wilkołaz–Bystrzyca–Bychawka.

Między dolinami Bystrzycy i Wieprza łądolód sięgnął do wysokości 240–250 m npm po próg Wierzchowiny Gielczewskiej (Bychawka–Czerniejów–Gardzienice–Fajstawice). Brak tu utworów glacialnych, co wskazuje na silne rozmycie w czasie deglacjacji. Jedynymi utworami przemawiającymi za takim zasięgiem łądolodu są tarasy kemowe położone na wysokości 230 m npm koło Chmiela i Fajstawic (13).

Na południe od linii Fajstawice–Pawłów łądolód wkroczył w dolinę Wieprza łobem długości 15 km po Krasnystaw. Zasięg jego wyznacza wysoki taras fluwiogłacjalny utworzony na przedpolu lodowca. M. Harasimiuk i in. (14) taras w dolinie Wieprza koło Izbicy datują na około 274 000 lat.

Między Wieprzem i Bugiem zasięg łądolodu jest wyraźny, wyznaczony przez moreny czołowe, tarasy kemowe oraz krawędzie morfologiczne. Siegnął on po barierę utworzoną przez krawędź Pagórów Chełmskich, 240 m npm. Opierając się o próg Góry Janowskiej o wysokości 50 m, sięgnął jezorem od zachodu w kotlinie Rejowca, a od wschodu w obniżeniu Uherki, na co wskazuje taras kemowy w Rybim. Ruch lodowca w kierunku SE oraz warunki orograficzne sprzyjały tworzeniu się jeziorów. Maksymalny



Ryc. 1. Zasięgi zlodowacenia Odry między Wisłą i Bugiem

1 – stadiał maksymalny, wyżynny; 2 – stadiał uhercki, Puławy–Uherk; 3 – stadiał włodawski, Dęblin–Włodawa; 4 – fazy deglacjacji: stadiału maksymalnego – Zawichostu, Chodla, Nałęczowa; stadiału włodawskiego – Parczewa; 5 – zastoiska, 6 – kemy; 7 – ozy

Fig. 1. Extent of the Odra Glaciation between the Vistula and Bug Rivers

1 – upland maximum stadial, 2 – Uherk stadial, Puławy–Uherk, 3 – Włodawa stadial, Dęblin–Włodawa, 4 – deglaciation phases of the maximum stadial (Zawichost, Chodel, and Nałęczów phases) and Włodawa stadial (Parczew phase); 5 – ice-dammed lakes, 6 – kames; 7 – eskers

zasięg lodowca wyznaczają koło Pawłowa moreny czołowe oraz tarasy kemowe w obniżeniu Rejowca i Zawadówki (15, 26, 9). Na wschód od Chełma zasięg lądolodu wyznacza krawędź Wierzchowy Grabowieckiej od Deputycz po Wólkę Leszczańską i Białopole. W Kotlinie Dubienki, opierając się o garby wysokości 220 m npm koło Strzelec, lądolód sięgnął łobami w dolinę Wełnianki po Raciborowice, a w dolinę Bugu po Matcze. Wyznacza je zastoisko utworzone przez zabarykadowanie Bugu oraz bruki moreny stwierdzonej przez J. Rzechowskiego (33) koło Skryhiczna.

## ZASIĘGI I DEGLACJACJA ŁĄDOŁODU ODRY NA WYŻYNIE LUBELSKIEJ I POLESIU LUBELSKIM

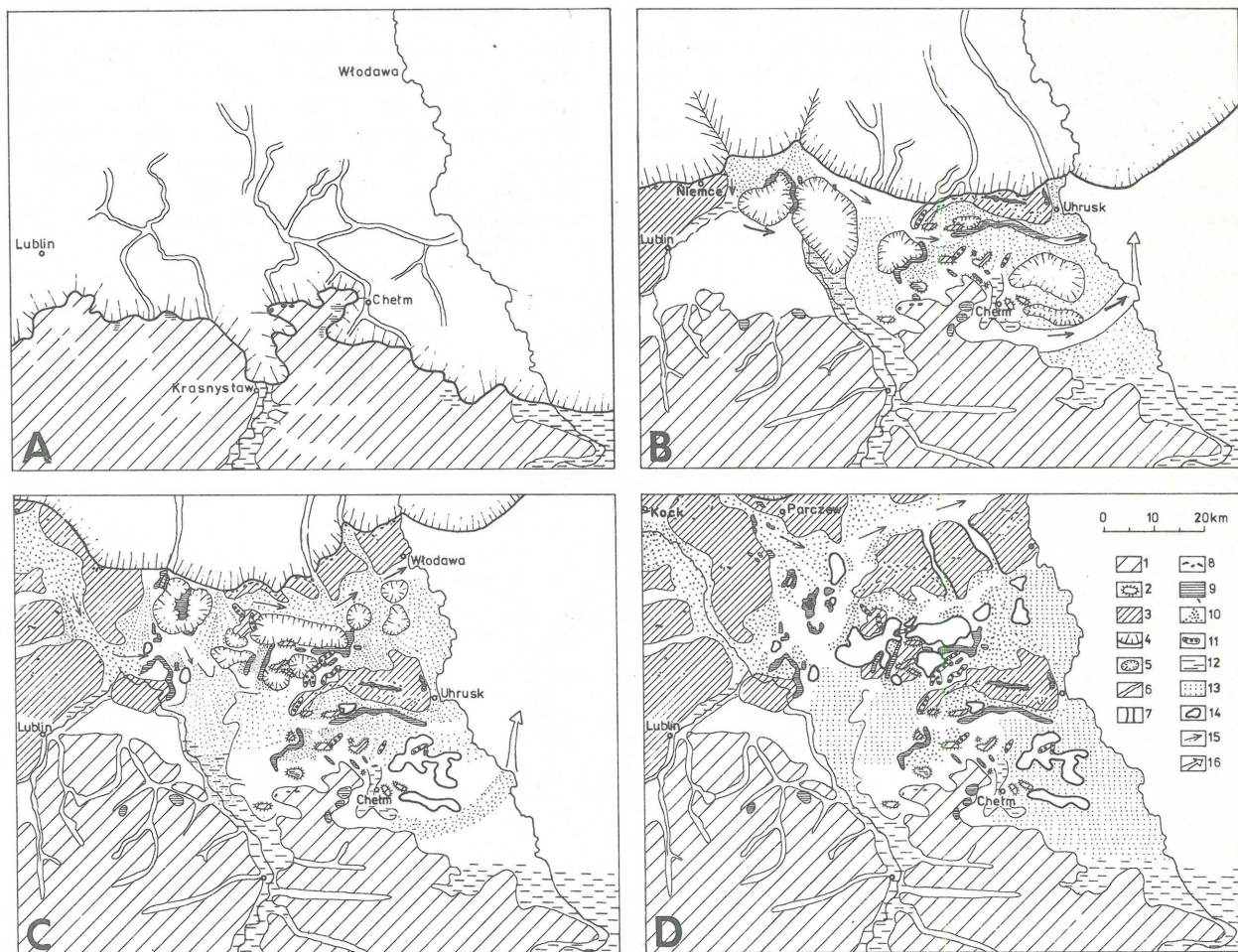
### Stadiał maksymalny

W czasie transgresji lądolód pokonując wzniesienie Wału Uhruskiego nasunął porwaki zaburzone glaciekticznie. Główna jego masa zatrzymała się na garbie, a dalszy ruch na południe odbywały górne partie lądolodu. W związku z tym na Wyżynę Lubelską wkroczył lodowiec

stosunkowo cienki. Osiągnąwszy swój maksymalny zasięg zaczął on zamierać, nie wytwarzając moren czołowych (ryc. 2A). Zanik lądolodu odbywał się na znacznej przestrzeni poprzez zamieranie dużych płytów. Tworzące się martwe lody pocięte były gęstą siecią szczelin i przetain, po których utworzył się zespół form rzeźby charakterystyczny dla deglacjacji arealnej. Deglacjacja rozległych płytów przebiegała w warunkach stagnacji na urozmaiconym podłożu, w szerokiej strefie 20–25 km, między Wyżyną Lubelską i Wałem Uhruskim. Liczne kemy oraz brak wyraźnych dużych rynien wskazują na zróżnicowany rozpad lądolodu i deglacjacje arealną, typową dla lądolodu środkowopolskiego również w innych obszarach Polski (17, 29).

Na przedpolu lądolodu, w dorzeczu Wieprza, wody spływały do zastoiska krasnystawskiego, a na wschodzie, w dorzeczu Bugu, do zastoiska hrubieszowskiego (15, 14). W początkowym okresie deglacjacji wody roztopowe odpływały ku wschodowi obniżeniem Rejowca i Zawadówki oraz doliną Udału (15). W dalszym przebiegu deglacjacji wody roztopowe nie miały swobodnego odpływu.

Recesja lądolodu Odry przebiegała etapami, związanymi z okresowymi ociepleniemi i ochłodzeniami klimatu.



Ryc. 2. Zasięgi i deglacjacja lądolodu Odry we wschodniej Polsce

A – stadiał maksymalny, B – stadiał uhruski, C – stadiał włodawski, D – faza Parczewa. 1 – wschodnie podłoża mezozoicznego powyżej 200 m npm, 2 – pagóry podłoża mezozoicznego, 3 – wysoczyzny morenowe, 4 – lądolód, 5 – bryły martwego lodu, 6 – tunele lodowcowe, 7 – rynny, 8 – moreny czołowe, 9 – kemy i stoliwa kemowe, 10 – stożki wodnolodowcowe, 11 – ozy, 12 – zastoiska, 13 – równiny jeziorno-rozlewiskowe, 14 – jeziora, 15 – kierunki odpływu wód roztopowych, 16 – kierunek odpływu Bugu

Fig. 2. Extents and deglaciation of the Odra icesheet in eastern Poland

A – maximum stadial, B – Uhusk stadial, C – Włodawa stadial, D – Parczew phase. 1 – Mesozoic bedrock outcrops rising over 200 m a.s.l., 2 – Mesozoic bedrock hills, 3 – moraine uplands, 4 – icesheet, 5 – dead ice blocks, 6 – glacial tunnels, 7 – furrows, 8 – frontal moraine, 9 – kames and kame, 10 – fluvio-glacial cones, 11 – eskers, 12 – ice-dammed lakes, 13 – lake-flood plains, 14 – lakes, 15 – directions of meltwater outflow, 16 – direction of flow of the Bug River.

Przerwy w deglacji arealnej zaznaczone są wzmożoną krótkotrwałą aktywnością lądolodu i deglacją frontálną. Zdaniem Lindnera i in. (23) ranga przerwy w recesji odpowiada stadiom.

### Stadial uhruski

Stadial uhruski wyznaczają moreny czołowe na linii Puławy – Niemce – Wólka Tarnawska – Wola Uhruska (ryc. 2B). Pierwszy pomaksymalny stadial (fazę) lądolodu środkowopolskiego stwierdził A. Jahn (15) wzdłuż krawędzi Wyżyny Lubelskiej na linii Końskowola – Niemce. Do linii tej nawiązują J. Buraczyński i J. Wojtanowicz (8), prowadząc ją dalej ku wschodowi na Wale Uhruskim. Podobnie L. Lindner i K. Grzybowski (22) wyznaczają ją dalej na zachód na międzyrzeczu Pilicy i Wisły, jako pierwszą postmaksymalną fazę Grabówki – Wieniawy. Ostatnio pierwszy stadial pomaksymalny poprowadzono dalej ku południowi, na linii Chodel – Ciechanki – Uhrusk (23). Argumentem za takim ujęciem jest występowanie dwu glin zwałowych w Kotlinie Chodelskiej (1), które zdaniem L. Lindnera i in. (23) wskazują na ponowne nasunięcie się lądolodu po stadiale maksymalnym. Dostępne materiały geologiczne wskazują jednak, że zasięg ten jest niższej rangi, wyznaczający fazę deglacji stadiału maksymalnego (ryc. 1).

Pod wpływem nacisku lądolodu na przeszkodę, jaką był Wał Uhruski, utwory lodowcowe uległy zaburzeniom glitektonicznym. Krótkotrwałą aktywność lądolodu kończy deglacja frontálna, zaznaczona rozwojem moren czołowych na północnym stoku wału (8). W czasie zamierania lodowca, w strefie czołowomorenowej, na kulminacji w przetainach rozwinęły się kemy, a na przedpolu – duże stożki sandrowe. Spływające wody roztopowe były odprowadzane ku wschodowi doliną Świnki i obniżeniem Busówno – Sawin – Ruda.

Zamknięte wyniosłościami obniżenie Polesia Lubelskiego stanowiło niekę końcową dla lobu bużańskiego. Taka sytuacja morfologiczna ułatwia proces stagnacji lądolodu i deglację arealną. Między Garbem Włodawskim i Wałem Uhruskim lądolód rozpadł się na liczne bryły martwego lodu, w którego szczelinach rozwijały się kemy. Duże płyty martwego lodu zajmowały obniżenia Krowiego Bagna i bagna Bubnów, na peryferiach których rozwinęły się tarasy kemowe. Na deglację arealną wskazuje obecność licznych form kemowych koło Kulczyna, Karczunku, Hańska i Urszulina, obserwowanych przez wielu autorów (6, 7, 8, 25, 29).

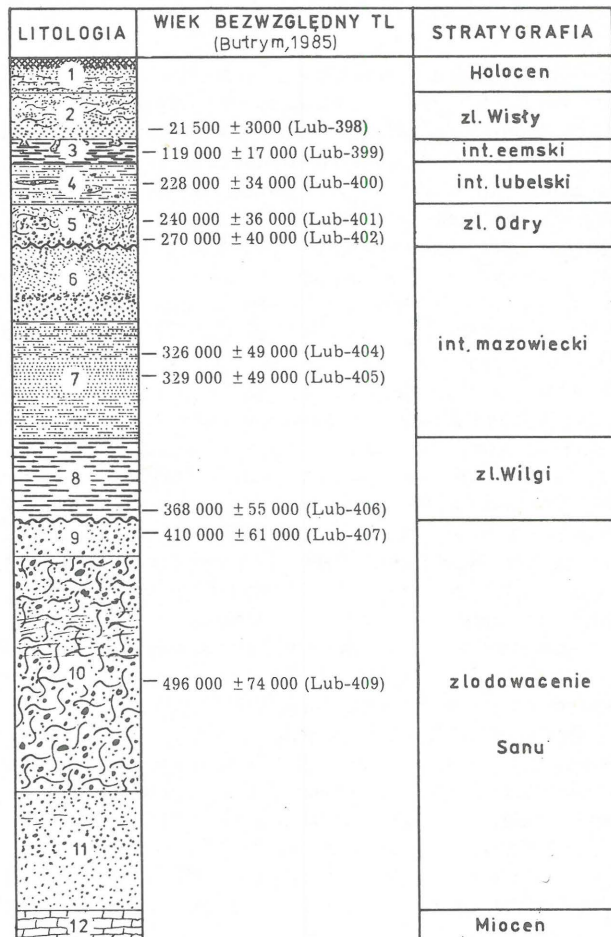
### Stadial włodawski

Stadial włodawski wyznacza linia Dęblin – Kock – Niedzwiada – Górki – Pieszowola – Różanka (ryc. 2C). Na międzyrzeczu Pilicy i Wisły łączy się on z fazą Odrzywołu, wyróżnioną przez L. Lindnera i K. Grzybowskiego (22). Ostatnio L. Lindner i in. (23) podają przebieg drugiego stadiału pomaksymalnego na linii Puławy – Niemce – Włodawa.

Podczas stadiału włodawskiego nastąpiło ponowne ożywienie lądolodu. Strefa aktywnego czoła lodowca została zaakcentowana rozwojem moren czołowych, szczególnie dobrze rozwiniętych na Garbie Włodawskim. W strefie tej morenom czołowym towarzyszy duże plateau kemowe koło Marianki (8). W rozwoju strefy czołowomorenowej istotną rolę odegrały garby podłoża. Lądolód stagnował tam dłużej, o czym świadczą miększe pokłady osadów glacialnych (29). Wody roztopowe spływały intensywnie

na linii łączenia się lobów koło Kocka oraz z Garbu Włodawskiego rynnami Lubienia i Adampola. Spadek rozwiniętych na przedpolu równin sandrowych wskazuje na odpływ wód ku wschodowi pradoliną Włodawki (8, 29).

Etap cofania się lądolodu z Garbu Włodawskiego zaznaczony jest morenami czołowymi na linii Parczew – Sławatycze (ryc. 2D), na których przedpolu rozwinęła się pradolina Hanny odprowadzająca wody ku wschodowi. Pozostałe bryły martwego lodu w okolicy Orzechowa, Piaseczna i Sobiboru uległy stopnieniu tworząc liczne je-



Ryc. 3. Profil geologiczny doliny Białej w Godziszowie

1 – glina pylasto-piaszczysta (holocen), 2 – piasek gliniasty, utwory stokowe (zlod. Wisły), 3 – ily jeziorne (int. eemski), 4 – mułki jeziorne (int. lubelski), 5 – piasek wodnolodowcowy, w stropie soliflukcyjny (zlod. Odry), 6 – piasek krzyżowo warstwowany, rzeczny (int. mazowiecki), 7 – piasek i mułki poziomo warstwowany, jeziorny (int. mazowiecki), 8 – ily jeziorne (zlod. Wilgi), 9 – piasek wodnolodowcowy górny (zlod. Sanu), 10 – glina zwałowa, w stropie warstwowana (zlod. Sanu), 11 – piasek wodnolodowcowy dolny (zlod. Sanu), 12 – wapień detrytyczny (miocen)

Fig. 3. Geological section of the Biala River valley at Grodziszów

1 – silty-sandy loam (Holocene), 2 – loamy sand, slope deposits (Vistulian Glaciation), 3 – lacustrine clays (Eemian Interglacial); 4 – lacustrine muds (Lublin Interglacial), 5 – fluvio-glacial sand, affected by solifluction in top part (Odra Glaciation), 6 – fluvial cross-bedded sand (Masovian Interglacial), 7 – horizontally bedded lacustrine sand and mud (Masovian Interglacial), 8 – lacustrine clays (Wilga Glaciation), 9 – upper fluvio-glacial sand (San Glaciation), 10 – till, bedded at the top (San Glaciation), 11 – lower fluvio-glacial sand (San Glaciation), 12 – detrital limestones (Miocene)

ziora w obniżeniu między Garbem Włodawskim i Wałem Uhruskim.

#### CHRONOSTRATYGRAFIA ZŁODOWACENIA ODRY

Osady zlodowacenia Sanu od osadów zlodowacenia Odry oddzielają na Wyżynie Lubelskiej serie organiczne reprezentujące ocieplenia. Z. Janczyk-Kopikowa (15) wyodrębnia starszy poziom interglacjalny jako ferdynandowski, a młodszy jako mazowiecki. Starszy okres ocieplenia reprezentuje flora z Ferdynandowa, młodszy – stanowiska z Nowin Żukowskich, Ciechanek Krzesimowskich, Krępcza i Brusa.

Wyniki badań geologicznych i datowań metodą termoluminescencji pozwalają odtworzyć rozwój glaciału Odry. Dość kompletnie została zapisana historia czwartorzędu w profilu w Godziszowie na Roztoczu (ryc. 3). Na ściętej erozyjnie glinie zwałowej zlodowacenia Sanu występują tam ility (368 000 lat BP) odpowiadające zlodowaceniowi Wilgi, a nadległe piaski i mułki (329 000 lat BP) pochodzą z interglacjału mazowieckiego.

Zlodowacenie Odry rozpoczyna stadiał Krzny około 310 000 lat BP (23), który sięgnął po Dęblin–Włodawę (32), a na zachód od Wisły po ujście Kamiennej (22). Podczas stadiału maksymalnego lądolód przykrył zachodnią część Wyżyny Lubelskiej i północną część Kotliny Sandomierskiej, gdzie jeziora lodowcowe dokumentują gliny zwałowe z Niemirowa i Janowa Lubelskiego datowane na około 290–300 tys. lat BP. Recesja lądolodu stadiału maksymalnego nastąpiła w okresie 270 000 lat BP. Lądolód wycofywał się etapami. Strefy akumulacji glacialnej i fluwioglacjalnej podkreślają fazy jego recesji. Recesję lobu Wisły wyznaczają fazy Zawichostu, Chodla i Nałęczowa. Zanik lądolodu stadiału maksymalnego doprowadził do odsłonięcia spod lodu strefy o szerokości 70–90 km w zachodniej części wyżyny, a w części wschodniej 15–40 km.

Pierwszy stadiał pomaksymalny Puławy–Uhrusk zaznaczył się aktywizacją lądolodu. Ponowną jego transgresję wyznacza aktywna strefa czołowa na linii Puławy–Niemce oraz na Wale Uhruskim. Gлина zwałowa z Marianki pozwala datować ten okres na około 273 000 lat BP. Recesja tego stadiału przypada w okresie 260–250 tys. lat BP. Na ocieplenie wskazują osady jeziorne z Polichny i Marianki (4, 5).

Drugi stadiał pomaksymalny Dęblin–Włodawa, zaznaczył się aktywizacją lądolodu na Garbie Włodawskim. Zdaniem L. Lindnera i in. (23) nasunięcie lądolodu nastąpiło 250 000 lat BP. W związku z silnym i długotrwałym ociepleniem interglacjału lubelskiego nastąpiła jego recesja, przebiegająca etapami, na co wskazuje akumulacja glacialna na linii Parczew–Sławatycze i Łuków–Kodeń (8). Optymalne warunki klimatyczne wystąpiły w okresie 240–230 tys. lat BP. Akumulowane były wówczas muły organiczne w Polichnie i Marianne (4, 5) oraz w Godziszowie (ryc. 3).

Ponowne pogorszenie się warunków klimatycznych w czasie zlodowacenia Warty rozpoczęło się około 210 000 lat BP, jak można sądzić z wieku osadów jeziornych w Polichnie i Marianne (4, 5).

#### LITERATURA

- Ber A., Rywocka-Kenig K. – Czwartorzęd Kotliny Chodelskiej. *Kwart. Geol.* 1968 nr 1.
- Bielecka M., Pożaryski W. – Szczegółowa mapa geologiczna Polski. Ark. Kraśnik. Wyd. Geol. 1961.
- Buraczyński J. – Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej. [W:] *Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Ann. UMCS Sect. B* 1984 vol. 39.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. – „Interglacja lubelski” w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej. *Ann. UMCS Sect. B* 1982 vol. 37.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. – Datowanie kopalnego jeziora lodowcowego w Marianne na Garbie Włodawskim. *Ann. UMCS Sect. B* 1984 vol. 39.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Ark. Orzechów Nw. Wyd. Geol. 1981.
- 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* 1980/81 vol. 35/36.
- Harasimiuk M. – Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN* 1975 nr 115.
- Harasimiuk M., Henkiel A. – Wpływ budowy geologicznej i rzeźby podłoża na ukształtowanie pokrywy lessowej w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. *Ann. UMCS Sect. B* 1975/76 vol. 30/31.
- Harasimiuk M., Henkiel A. – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Ark. Lublin. Wyd. Geol. 1980.
- Harasimiuk M., Henkiel A. – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Ark. Łęczna. Wyd. Geol. 1981.
- Harasimiuk M., Henkiel A. – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Ark. Piaszki. Wyd. Geol. 1985.
- Harasimiuk M., Jezierski W., Król T. – Przełomowa dolina Wieprza na południe od Krasnegostawu. *Przew. 56 Zjazdu PTG cz. 2* 1984.
- Jahn A. – Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN* 1956 nr 7.
- 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.
- Klimek K. – Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN* 1966 nr 53.
- Łaskowska-Wysoczańska W. – Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *Mat. 3 Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”*. 1981.
- Łaskowska-Wysoczańska W. – Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *Mat. Konferencji „Zlodowacenie środkowopolskie na Wyżynach południowopolskich i terenach przyległych”*. 1984.
- Lindner L. – Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu Świętokrzyskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1978 z. 3–4.
- Lindner L. – An outline of Pleistocene chrono-

- stratigraphy in Poland. Acta Geol. Pol. 1984 vol. 34 no. 1-2.
22. Lindner L., Grzybowski K. — Middle-Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. Acta Geol. Pol. 1982 vol. 32 no. 3-4.
  23. Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J. — Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (saalian) między górną Wartą i Bugiem. Prz. Geol. 1985 nr 2.
  24. Malinowski J., Mojski J.E. — Mapa geologiczna Polski, A. Ark. Lublin 1:200 000. Wyd. Geol. 1981.
  25. Maruszczak H. — Zagadnienia genezy i wieku jezior Łęczyńsko-Włodawskich. Folia Soc. Sci. Lubl. sec. D 1966 vol. 5/6.
  26. Mojski J.E. — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Ark. Pawłów. Wyd. Geol. 1968.
  27. Mojski J.E. — Czwartorzęd. Rys paleogeograficzny. Biul. Inst. Geol. 1970 nr 251.
  28. Mojski J.E., Rühle E. — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt 12 — Czwartorzęd. Inst. Geol. 1965.
  29. Mojski J.E., Trembaczowski J. — Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego. Biul. Inst. Geol. 1975 nr 290.
  30. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000. IG i PZ PAN Warszawa 1980.
  31. Różycki S.Z. — Plejstocen Polski Środkowej. PWN 1972.
  32. Rühle E. — Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. Acta Geogr. Univ. Lodzensis. 1970 nr 24.
  33. Rzechowski J. — Młodoczwartorzędowe osady doliny Bugu w okolicy Dubienki. Ann. UMCS Sect. B 1962 vol. 16.
  34. Sawicki L. — Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU 1921 ser. III. t. 21 dz. A.
  35. Zaboriski B. — Studja nad morfologią dyluwjum Podlasia i terenów sąsiednich. Prz. Geogr. 1927 nr 7.

#### SUMMARY

The extent of the Odra icesheet in area between the Vistula and Bug Rivers in times of the maximum and other stadials is reconstructed on the basis of distribution of glacial sediments and their datings made by thermoluminescence method (Fig. 1). The reconstruction is also based on results of analysis of pre-Quaternary bedrock relief.

The beginning of the Odra Glaciation is delineated by sediments of the oldest Krzna stadial Lated at about 310,000 years B.P. At that time the icesheet reached line

passing from outlet of the Kamienna River to Włodawa upon the Vistula River. The icesheet attained the maximum extent in the maximum stadial, 300,000-280,000 years B.P., when it reached areas rising 260-280 m a.s.l. to stop at western slope of the Roztocze Upland and enter the Sandomierz Depression in the form of lobe. In northern part of the Lublin Upland the icesheet reached margin of the Giełczew elevation and Pagóry Chełmskie hills up to the level of 240-250 m a.s.l. Deglaciation following the maximum stadial was connected with retreat of the icesheet in several phases. The recession of the Vistula lobe is reflected by glacial accumulation zones of the Zawichost, Chodel, and Nałęczów phases (Fig. 1). The zone exposed at that time was 15 to 90 km wide.

The first of the post-maximum stadials — Puławy—Uhrusk — was characterized by increase in activity of the icesheet. It is dated at about 273,000 years B.P., and the next one, Dęblin—Włodawa stadial — at about 250,000 years B.P. The Odra icesheet disappeared 240,000-230,000 years B.P., due to marked amelioration of climate, called as the Lublin Interglacial.

#### РЕЗЮМЕ

Представлена максимальная дальность оледенения Одры и его стадиялов между Вислой и Бугом, определённая на основании нахождения ледниковых отложений и их датирования методом термолюминесценции (рис. 1). При определении дальностей материкового ледника учитывали анализ рельефа четвертичного основания.

Оледенение Одры определяет самый древний стадиал Кшны на около 310 000 лет тому назад. В то время материковый ледник дошёл до линии устья реки Каменной в Вислу—Влодава. Самую большую дальность он достиг в максимальном стадиале 300—280 лет тому назад. Достиг он тогда высоту 260—280 м нум, опираясь на западном склоне Розточа и входя языком в Сандомерскую котловину. В северной части Люблинской возвышенности материковый ледник дошёл до края Гелчевской верховины и Хелмских пригорков, до высоты 240—250 м нум. Во время дегляциации максимального стадиала ледника, он отступал этапами. Отступление ледника от линии Вислы определяют зоны ледниковой аккумуляции фаз Завихоста, Ходля и Наленчова (рис. 1). Ширина открытой тогда зоны равнялась 15—90 км.

Первый послемаксимальный стадиал Пулавы—Ухруск характеризовался активизацией материкового ледника около 273 000 лет тому назад, а второй послемаксимальный стадиал Демблин—Влодава около 250 000 лет тому назад. Материковый ледник Одры исчезал за период 240—230 лет тому назад, что было связано со значительным теплением определённым как люблинский межледниковый период.