

ANDRZEJ BER

Stratygrafia czwartorzędu okolic Dobrzynia n. Wisłą

STRESZCZENIE: W okolicach Dobrzynia n. Wisłą ponad sfałdowanymi i prawie poziomo erozyjnie ściętymi utworami miocenu i pliocenu wyróżniono pięć serii glacialnych. Do zlodowacenia krakowskiego należy bruk morenowy. Dwa wyższe poziomy glin zwałowych należą do stadiału Radomki i stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego. Najwyższe dwa poziomy glin zwałowych reprezentują stadiał Leszna zlodowacenia bałtyckiego z tym, że glina górna może być osadem lądolodu stadiału poznańskiego.

WSTĘP

Teren objęty badaniami i zajmujący powierzchnię 64 km² leży w pd.-wschodniej części Ziemi Dobrzyńskiej, na wschód od Dobrzynia n. Wisłą (fig. 1).

W dotychczasowej literaturze szczegółowymi badaniami geologicznymi objęta była jedynie strefa krawędziowa wysokiego, prawego brzegu doliny Wisły pomiędzy Dobrzyniem n. Wisłą a Włocławkiem, gdzie uwagę badaczy przyciągały sfałdowane i wysoko wyniesione utwory starszego podłoża. P. Pravoslavlev (1905) i J. Siemiradzki (1909), a następnie J. Lewiński (1924), S. Lencewicz (1927) i W. Nechay (1927) stwierdzili tutaj występowanie dwóch serii glin zwałowych, rozdzielonych ilami warwowymi, żwirami i piaskami. R. Błachowski (1936) natomiast wyróżnił na odcinku od Modlina do Torunia cztery poziomy glin zwałowych, w tym najniższą znaną tylko z wiercenia w Wyszogrodzie; gliny te rozdzielone są trzema poziomami fluwioglacjalnymi. Do najnowszych opracowań dotyczących bądź stratygrafii czwartorzędu Ziemi Dobrzyńskiej, bądź też bezpośrednio brzegu doliny Wisły pod Dobrzyniem należą prace J. Łyczewskiej (1957, 1958, 1959, 1960), A. Bera (1960) i W. Jaroszewskiego (1963).

J. Łyczewska (1959) wyróżniła pod Dobrzyniem 3 poziomy glacialne odpowiadające zlodowaceniom środkowopolskiemu i bałtyckiemu w kilku stadiach. A. Ber (1960) w odsłonięciu nad dobrzyńską cegielnią stwierdził pięć wyraźnych poziomów glacialnych i zaliczył je do zlodowaceń południowopolskiego, środkowopolskiego i bałtyckiego. Obserwacje te potwierdził później W. Jaroszewski (1963). Z prac dotyczących zagadnień czwartorzędu w najbliższym sąsiedztwie omawianego terenu wymienić należy przede wszystkim prace J. E. Mojskiego (1960), S. Skompskiego i W. Słowańskiego (1964, 1965) oraz Z. Lamparskiego (1964).

Opracowanie niniejsze oparto na materiałach zebranych w latach 1958—1959, w czasie wykonywania pod kierunkiem prof. dr S. Z. Różyckiego pracy magisterskiej w Katedrze Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego. Prof. dr S. Z. Różyckiemu autor dziękuje za kierowanie całokształtem pracy, zaś dr Z. Lamparskiemu za opiekę i pomoc w czasie prac terenowych i kameralnych.

BUDOWA GEOLOGICZNA I STRATYGRAFIA

Podłoże czwartorzędu

Najstarszymi utworami odsłaniającymi się w prawym, wysokim brzegu Wisły, pomiędzy Myślborzycami a Dobrzyniem n. Wisłą oraz w krawędzi strugi kamienickiej (fig. 1), są osady miocenu i pliocenu tworzące na odcinku Głównina—Dobrzyń n. Wisłą strome fałdy o przebiegu NW-SE. Na obszarze wyżyny lodowcowej osady podłoża czwartorzędu znane są z wierceń wykonanych w Kamienicy, Leniach Małych, Mokuwie, Dobrzyniu n. Wisłą i Więclawicach (Archiwum Wierceń IG). Miocen, którego miąższość wynosi około 48 m, wykształcony jest w facji mułkowo-piaszczysto-żwirowej z serią węgla brunatnego złożoną z dwóch lub trzech pokładów. Pliocen, o miąższości ponad 12 m, charakteryzuje się jednostajnymi, mułkowo-pylastymi osadami z przewodnimi warstwami iłów tzw. pstrych. Pełny profil osadów trzeciorzędowych podała w swoich pracach J. Łyczewska (1958, 1959).

Zagadnienie genezy i wieku zaburzeń starszego podłoża nie zostało jeszcze ostatecznie wyjaśnione. W świetle nowszych publikacji (Łyczewska 1958, 1959, 1960; Ber 1960; Jaroszewski 1963) wydaje się być słuszna wysunięta przez J. Lewińskiego (1924) koncepcja tektonicznego pochodzenia zaburzeń i zaakcentowania ich przez procesy glacytektoniczne.

W okolicach Dobrzynia n. Wisłą powierzchnia górna sfałdowanych iłów plioceńskich jest prawie równo ścięta erozyjnie (1 na fig. 2) i spoczywają na niej utwory czwartorzędowe, których miąższość na omawianym terenie nie przekracza 35 m.

Zlodowacenie krakowskie

Rezydualne osady zlodowacenia krakowskiego znane są na omawianym obszarze jedynie z odsłonięcia nad cegielnią dobrzyńską (Ber 1960, Jaroszewski 1963). Reprezentuje je bruk morenowy leżący na wysokości 78 m n.p.m., bezpośrednio na ściętej erozyjnie powierzchni iłów plioceni-
skich (2 na fig. 2). Wśród materiału gładzowego przeważają wapienie (sylur, ordowik); wielkość gładzików o zaokrąglonych krawędziach dochodzi do 30 cm średnicy.

Wielki Interglacjał

Z okresu Wielkiego Interglacjału na omawianym obszarze nie zachowały się żadne osady. Po ustąpieniu lądolodu zlodowacenia krakowskiego badany obszar był silnie erodowany, co spowodowało rozmycie gliny zwałowej zlodowacenia krakowskiego i osadzenie jej rezyduów w postaci bruku morenowego (2 na fig. 2).

Zlodowacenie środkowopolskie

Stadiał Radomki

W odsłonięciu dobrzyńskim bruk lodowcowy będący ekwiwalentem zlodowacenia krakowskiego przykryty jest 6-metrową serią piaszczysto-mułkową (3 na fig. 2), warstwowaną poziomo, z trzema warstewkami ilastymi w spagu. Na małej przestrzeni, we wschodniej części odsłonięcia, w partiach stropowych tej serii występują zaburzenia i mikrouskoki wywołane naciskiem wyżej leżącej gliny zwałowej. Powierzchnia serii wykazuje ślady rozmywania, w postaci zagłębień wypełnionych piaskiem różnoziarnistym i żwirkami (4 na fig. 2). W szurfię wykonanym w krawędzi doliny Wisły pod wsią Soczewka, na wysokości 88 m n.p.m. stwierdzono 50-centymetrową warstwę piaszczysto-mułkową, z przewagą materiału mułkowego w stropie, leżącą bezpośrednio na pstrym ile plioceni-
skim. Omawiane osady zbiornikowe pochodzą prawdopodobnie z okresu transgresji lądolodu stadiału Radomki.

Z okresu recesji lądolodu stadiału Radomki pochodzi glina zwałowa brunatno-czerwona („malinowa”), znana jedynie na omawianym obszarze z odsłonięcia pod Dobrzyńniem i przykrywająca serię piaszczysto-mułkową (5 na fig. 2). Charakteryzuje się ona barwą brunatno-czerwoną, jest silnie piaszczysta, z małą ilością materiału gładzowego, silnie zwiętrzała

i spękana cegielkowato. Powierzchnia stropowa tej gliny wykazuje ślady rozmywania w postaci zagłębień wypełnionych piaskami różnoziarnistymi i żwirami. Miąższość jej wynosi 0,40—0,60 m, a strop leży na wysokości 84 m n.p.m. Omawiana glina zwałowa wiąże się z poziomem gliny zwałowej zlodowacenia środkowopolskiego prześlędzonym w odsłonięciach biegnących dalej na wschód, poza obszarem badań.



Fig. 1

Interstadiał Pilicy

Ślady rozmywania powierzchni gliny zwałowej stadiału Radomki świadczą, że w początkowej fazie interstadiału Pilicy działała intensywna erozja. Glinę zwałową brunatno-czerwoną przykrywa w odsłonięciu dobrzyńskim metrowa warstwa jasnych piasków różnoziarnistych z pojedynczym żwirkiem, zorsztynizowanych w stropie, o słabo widocznym warstwowaniu przekątnym (6 na fig. 2). Zostały one prawdopodobnie akumulowane w końcowej fazie interstadiału Pilicy.

Stadiał Warty

Reprezentowany jest przez glinę zwałową szaro-brązową (7 na fig. 2), leżącą w odsłonięciu dobrzyńskim na piaskach interstadialnych lub na osadach piaszczysto-mułkowych stadiału Radomki; dalej ku wschodowi w krawędzi doliny Wisły leży ona natomiast bezpośrednio na łażach płoceńskich (7 na fig. 3).

Fig. 1

Mapa geologiczna okolic Dobrzyń nad Wisłą

1 piaski z mułkami i węglem brunatnym (miocen), 2 ły pstre (pliocen), 3 piaski i mułki zastolskowe z okresu transgresji stadiału Radomki zlodowacenia środkowopolskiego, 4 glina zwałowa stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego, 5 piaski i żwiry fluwioglacjalne z okresu transgresji lądolodu fazy starszej stadiału Leszna zlodowacenia bałtyckiego, 6 ły warwowe z okresu transgresji lądolodu fazy starszej, 7 glina zwałowa fazy starszej, 8 glina zwałowa fazy młodszej stadiału Leszna zlodowacenia bałtyckiego, 9 piaski i żwiry moren czołowych fazy młodszej, 10 piaski i żwiry ozów fazy młodszej, 11 piaski i żwiry sandrowe fazy młodszej, 12 piaski pylaste wietrzenia peryglacjalnego (zlodowacenie bałtyckie) na glinie zwałowej fazy starszej stadiału Leszna (ozn. 7), 13 piaski rzeczne (holocen), 14 namuły torfiaste i mały (holocen), 15 torfy (holocen), 16 piaski stożków napływowych (holocen), 17 deluwia

Geologic map of the vicinity of Dobrzyń on the Vistula

1 sands with silts and brown coal (Miocene), 2 variegated clays (Pliocene), 3 sands and glaciolacustrine silts from the invasion period of the Radomka substage (Middle-Polish glaciation), 4 boulder clay of the Warta substage (Middle-Polish glaciation), 5 fluvioglacial sands and gravels from the invasion period of the ice-sheet of the younger phase of the Leszno substage (Baltic glaciation), 6 varved clays from the invasion period of the older phase of the ice-sheet, 7 boulder clay of the older phase, 8 boulder clay of the younger phase of the Leszno substage (Baltic glaciation), 9 end-moraine sands and gravels of the younger phase, 10 esker sands and gravels of the younger phase, 11 sander sands and gravels of the younger phase, 12 pelitic sands of periglacial weathering (Baltic glaciation) on boulder clay of the older phase of the Leszno substage (7), 13 fluvial sands (Holocene), 14 peat washed-in material and muds (Holocene), 15 peats (Holocene), 16 sands of alluvial fans (Holocene), 17 diluvia

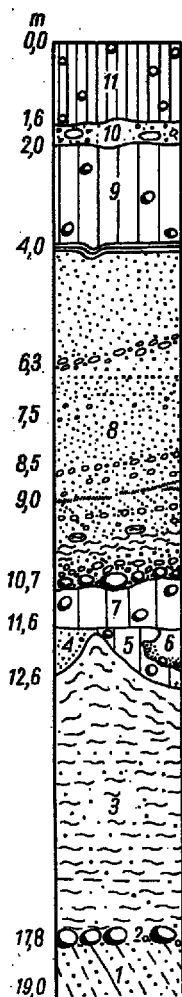


Fig. 2

Profil odsłonięcia pod Dobrzyniem (strop profilu na wysokości 94 m n.p.m.)

1 ły pstre (pliocen), 2 bruk morenowy (rezydium zlodowacenia krakowskiego), 3 piaski i mułki zastoiłkowe (stadiał Radomki zlodowacenia środkowopolskiego), 4 piaski różnoziarniste ze żwirem (stadiał Radomki), 5 glina zwałowa brunatnoczerwona (stadiał Radomki), 6 piaski różnoziarniste (interstadiał Pilicy), 7 glina zwałowa brązowo-szara (stadiał Warty), 8 piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwirów i mułków (faza starsza stadiału Leszna zlodowacenia bałtyckiego), 9 glina zwałowa jasnobrązowa (faza starsza), 10 piaski i żwiry z gładkami (faza młodsza), 11 glina zwałowa rdzawo-brązowa (faza młodsza)

Profile of outcrop near Dobrzyń (top of the profile — 94 m a.s.l.)

1 variegated clays (Pliocene), 2 lag concentrate (residuum of the Cracovian glaciation), 3 glaciolacustrine sands and silts (Radomka substage of the Middle-Polish glaciation), 4 unequigranular sands with gravel (Radomka substage), 5 brown-red boulder clay (Radomka substage), 6 unequigranular sands (Pilica interstadial), 7 brown-grey boulder clay (Warta substage), 8 unequigranular sands with gravel and silt interbeddings (older phase of the Leszno substage of the Baltic glaciation), 9 light-brown boulder clay of the older phase, 10 sands and gravels with pebbles (younger phase), 11 rusty-brown boulder clay (younger phase)

Glina zwałowa stadiału Warty, stwierdzona w szurfach i w odsłonięciach na obszarze wyżyny lodowcowej w okolicach wsi Główna i Kamienica, znana jest także z wierceń wykonanych m. in. w Dobrzyniu i Więclawicach (fig. 1). W krawędzi doliny Wisły występuje ona na całym odcinku od Myśliborzyc do Dobrzynia n. Wisłą i na zachód od Dobrzynia w stronę Włocławka, gdzie, jak stwierdzili R. Galon i E. Passendorfer (1948), bierze udział w zaburzeniach glacytektonicznych (4 na fig. 1 i 7 na fig. 3). Omawiana glina zwałowa jest miejscami silnie piaszczysta, szara lub szaro-brązowa, czasami szaro-zielonawa, a barwa jej pochodzi prawdopodobnie od dużej zawartości materiału kredowego i oligoceńskiego. Miąższość tej gliny jest zmienna, od 0,8 m w odsłonięciu dobrzyńskim do 4 m pod wsią Główna i 11,80 m w wierceniu wykonanym w Dobrzyniu n. Wisłą. Strop jej znajduje się przeważnie na wysokości 89—92 m n.p.m.

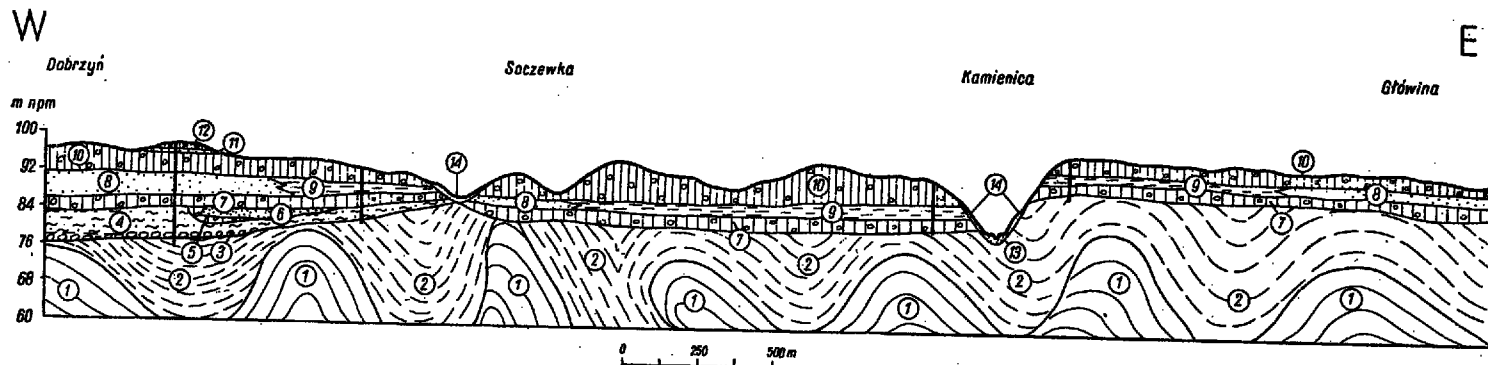


Fig. 3

Przekrój geologiczny krawędzi doliny Wisły na odcinku Dobrzyń — Główna

1 piaski z mułkami i węglem brunatnym (miocen), 2 ility pstry (pliocen), 3 bruk morenowy (osad rezydualny zlodowacenia krakowskiego), 4 piaski i mułki zastoiiskowe (stadiał Radomki zlodowacenia środkowopolskiego), 5 glina zwałowa (stadiał Radomki zlodowacenia środkowopolskiego), 6 piaski różnoziarniste (interstadiał Pilicy), 7 glina zwałowa (stadiał Warty), 8 piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwirów i mułków (faza starsza stadiału Leszna zlodowacenia bałtyckiego), 9 ility warwowe (faza starsza), 10 glina zwałowa (faza starsza), 11 piaski i żwiry z glazkami (faza młodsza), 12 glina zwałowa (faza młodsza), 13 piaski rzeczne (holocen), 14 deluwia

Geological section along the edge of the Vistula valley between Dobrzyń and Główna

1 sands with silts and brown coal (Miocene), 2 variegated clays (Pliocene), 3 lag concentrate (residuum of the Cracovian glaciation), 4 glaci-lacustrine sands and silts (Radomka substage of the Middle-Polish glaciation), 5 boulder clay (Radomka substage of the Middle-Polish glaciation), 6 unequigranular sands (Pilica interstadial), 7 boulder clay (Warta substage), 8 unequigranular sands interbedded with gravel and silt (older phase of the Leszno substage of the Baltic glaciation), 9 varved clays (older phase), 10 boulder clay (older phase), 11 sands and gravels with cobbles (younger phase), 12 boulder clay (younger phase), 13 fluvial sands (Holocene), 14 dilluvia

Interglacjał eemski

Ślady rozmywania występujące w stropie gliny zwałowej stadiału Warty świadczą m.in., że we wstępnej fazie interglacjału eemskiego krajobraz polodowcowy omawianego obszaru ulegał przekształcaniu na erozyjno-denudacyjny. W tym okresie nastąpiło maksymalne wcięcie do 26 m kopalnej obecnie dolinki pod wsią Główna, która biegła prostopadle w stosunku do obecnej dolinki strugi kamienickiej, a równolegle do dzisiejszej doliny Wisły. Erozja interglacjałna sięgnęła tutaj do osadów pliocenu. W końcowej fazie interglacjału eemskiego dolinka została zasypała 8-metrową serią piaszczysto-żwirową z mułkami i łąkami opisaną poniżej.

W dolnej części wykonanego szurfu, na wysokości 79,5 m n.p.m., stwierdzono pstry łąk plioceński. Na ile tym występuje 50-centymetrowa warstwa żwiru warstwowanego przekątnie, przykrytego białymi piaskami pylastymi (2,5 m), ze smugami mułku barwy stalowej. Na piasku pylastym leży warstwa żwiru z niewielką domieszką piasku różnoziarnistego (1 m). Nad żwirem zaś — 4,1-metrowa warstwa piasków pylastych, przewarstwionych mułkami i łąkami. Pomędzy poszczególnymi warstewkami łąkimi cykl sedimentacyjny jest prawie identyczny: piaski drobnoziarniste warstwowane przekątnie, piasek mułkowy, warstewka mułku i warstewka łąki kończąca cykl.

Złodowacenie bałtyckie

Faza starsza stadiału Leszna

Na glinie zwałowej stadiału Warty, lub na utworach z okresu interglacjału eemskiego, leży seria osadów pochodzenia fluwioglacjałnego i zastoiskowego, wykształconych w postaci piasków i żwirów z wkładkami mułków oraz łąk zastoiskowych (8 i 9 na fig. 3). W odsłonięciu dobrzyńskim na glinie stadiału Warty leży warstwowany przekątnie, miejscami poziomo, 7-metrowy kompleks piaszczysto-żwirowy z 20-centymetrową warstewką mułku szarego w spągu (8 na fig. 2). W dolnej części kompleksu, w żwirach z gładkami występuje *Paludina diluviana* Kunth, a wyżej *Valvata* sp. Charakter osadu wskazuje, że muszle ślimaków znajdują się na złożu wtórnym.

Piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjałne, o znacznie jednak mniejszej miąższości, stwierdzono także w odsłonięciach i szurfach w prawej krawędzi strugi kamienickiej, w krawędzi doliny Wisły w pobliżu Więclawic, na wyżynie lodowcowej w okolicach wsi Krupa (gdzie w żwirach występuje również *Paludina diluviana* Kunth), oraz w profilach wierceń wykonanych w Chalinie, Kamienicy, Mokowie i Więclawicach (fig 1).

W ścisłej łączności sedimentacyjnej z opisanymi osadami pozostają leżące na nich lub zazębające się z nimi łąki warwowe (6 na fig. 1

i 9 na fig. 3). Iły warwowe nie występują w odsłonięciu dobrzyńskim, natomiast spotyka się je często w krawędzi doliny Wisły w okolicach wsi Wyszyna, Soczewka i Krupa oraz w lewej krawędzi strugi kamienickiej. Stwierdzone także zostały w wierceniach we wsiach Chalin, Lenie Małe i Mokowo (fig. 1). Miejscami nie reprezentują one typowych iłów warwowych, gdyż zawierają przewarstwienia piaszczyste wskazujące na intensywny sezonowy dopływ wód do zbiornika. W części stropowej ily warwowe przechodzą często (np. lewa krawędź strugi kamienickiej) w zbity i pozbawiony warstwowania poziom ilasty o miąższości do 50 cm z pojedynczymi głazikami skał północnych i soczewkami piasków. Miąższość iłów warwowych nie przekracza 20 m, a strop ich występuje przeważnie na wysokości 90—96 m n.p.m.

Omówione osady fluwioglacjalne i zastoiskowe S. Skompski i W. Słowański (1964) określają jako pochodzące z okresu transgresji zlodowacenia północnopolskiego, fazy gabińskiej. Z. Lamparski (1964) analogiczne utwory w dorzeczu dolnej Skrwy zalicza do stadiału Leszna zlodowacenia bałtyckiego.

Do okresu recesji lądolodu fazy starszej należy natomiast glina zwałowa jasnobrązowa (9 na fig. 2 i 10 na fig. 3) przykrywająca wyżej opisane osady. Gлина ta o miąższości bardzo zmiennej, od 1,7 m w odsłonięciu dobrzyńskim do 14 m w okolicy wsi Główna, jest silnie piaszczysta, z małą zawartością materiału gwałowego. Tworzy ona, dzięki charakterystycznemu ciosowi, wysokie pionowe ściany; w stropie jej występują ślady rozmywania. Gлина zwałowa fazy starszej tworzy przeważnie powierzchnię wyżyny lodowcowej omawianego obszaru (7 na fig. 1).

Faza młodsza stadiału Leszna

Transgresja lądolodu fazy młodszej zaznaczyła się na omawianym obszarze nieznaczną akumulacją piaszczysto-żwirową, znaną z odsłonięcia pod Dobrzyńniem i z wierceń w okolicach Mokowa. W odsłonięciu pod Dobrzyńniem jest to 40-centymetrowa warstwa piasków różnoziarnistych ze żwirami i pojedynczymi głazikami (10 na fig. 2), natomiast w wierceniach Makowo (fig. 1) 1,3-metrowa warstwa żółtych piasków. Osady te wyrównały nierówności podłoża i z kolei zostały przykryte gliną zwałową regredującego lądolodu fazy młodszej (11 na fig. 2 i 12 na fig. 3). Gлина ta tworzy powierzchnię wyżyny lodowcowej jedynie w zachodniej części omawianego terenu (8 na fig. 1). Występowanie jej stwierdzono także w odsłonięciu pod Dobrzyńniem i w wierceniach w Mokowie. Gлина charakteryzuje się barwą rdzawo-brązową, jest silnie piaszczysta i zwietrzała, o miąższości 1,60—1,75 m. Na obszarze wyżyny lodowcowej leży ona najczęściej bezpośrednio na glinie zwałowej fazy starszej i dlatego

wydzielenie jej napotyka na duże trudności. Nie jest wykluczone, że omawiana glina zwałowa stanowi osad lądolodu stadiału poznańskiego.

W północno-wschodniej i we wschodniej części omawianego obszaru powierzchnię wyżyny lodowcowej urozmaicają liczne pagórki moren czołowych i występujące na ich przedpolu piaski sandrowe, różnoziarniste ze żwirem i pojedynczymi głazikami, miejscami warstwowane poziomo, i wykazujące na ogół dość znaczne miąższości (fig. 1). Wzgórza moren czołowych, zbudowane ze źle obtoczonych i źle wysegregowanych piasków i żwirów z pojedynczymi głazikami, grupują się w okolicach wsi Chalin, Sobowo i Rembielin.

Piaski sandrowe odpowiadają prawdopodobnie poziomowi wysokiemu I sandru Skrwy, który powstał, według S. Skompskiego i W. Słowańskiego (1965), w okresie postoju czoła aktywnego lądolodu na linii moren dobrzyńskich. Wydaje się jednak, że tak I poziom wysoki sandru Skrwy jak i sandr na przedpolu moren czołowych okolic Rembielina-Sobowa wiązać należy z wymienionymi morenami, które z kolei swoje powstanie zawdzięczają dłuższemu postojowi regredującego lądolodu fazy młodszej stadiału Leszna lub, co jest bardzo prawdopodobne, stadiału poznańskiego (Lamparski 1964).

Z recesją lądolodu fazy młodszej związany jest także ciąg piaszczysto-żwirowych pagórków ozowych występujących w bezimiennej dolince koło Sobowa. Dolinka ta ma kierunek równoleżnikowy i w pobliżu wsi Lenie Wielkie wykazuje zdecydowanie eworsyjny charakter.

Po ustąpieniu z omawianego terenu lądolodu stadiału Leszna, na obszarze wyżyny lodowcowej, wskutek oddziaływania procesów peryglacialnych, tworzyły się piaski pylaste o miąższościach często przekraczających 1 m (12 na fig. 1).

Holocen

W holocenie, w wyniku postępującej erozji, nastąpiło odwodnienie południowej części terenu za pomocą obecnie suchych, południkowych dolinek Sobowo-Główina i Lenie-Soczewka. W dolinkach tych i w zagłębieniach bezodpływowych osadziły się następnie piaski, mułki, kreda jeziorna i torfy. Na obszarze wyżyny lodowcowej, w obniżeniach terenu i u podnóża krawędzi doliny Wisły osadziły się piaszczyste i gliniaste deluwia (17 na fig. 1). Wskutek erozji wstecznej źródeł powstają w krawędzi doliny Wisły liczne wąwozy i dolinki, jak np. strugi kamienicka i więclawicka. Do tej pory zachodzą intensywne procesy zsuwowe i zboczowe, nadające charakterystyczne piętno zachodniej partii brzegowej doliny Wisły pod Dobrzykiem.

Natomiast na odcinku Główina-Myślborzyce brzeg doliny Wisły jest ustabilizowany, nie podcinany przez rzekę i zachodzi tu proces aku-

mulacji, czego dowodem jest prawie 500-metrowej szerokości taras zalewowy. Wysokość bezwzględna tarasu wynosi 52—53 m n.p.m., a względna 0—1 m nad poziomem Wisły. Tworzą go drobno- i średnioziarniste piaski i mady. W północnej części utwory tarasu zalewowego łączą się z krawędziowymi utworami deluwialnymi (13, 14 i 17 na fig. 1).

Najmłodszymi formami akumulacji Wisły są piaszczyste kępy i łąchy ciągnące się wzdłuż koryta rzecznego.

WNIOSKI PALEOGEOMORFOLOGICZNE

Na podstawie powyżej przedstawionego materiału można wyciągnąć następujące ogólne wnioski dotyczące rozwoju czwartorzędu w okolicach Dobrzyńia n. Wisłą.

Na badanym obszarze stwierdzono ślady trzech zlodowaceń.

Zlodowacenie krakowskie reprezentowane jest przez osad rezydualny w postaci bruku lodowcowego, co świadczy o tym, że Wielki Interglacjał zaznaczył się okresem intensywnej erozji i denudacji. Ponieważ bruk leży poziomo na sfałdowanych i erozyjnie ściętych utworach miocenu i pliocenu, ruchy zaburzające podłoże musiały nastąpić po pliocenie a przed nasunięciem się łądolodu zlodowacenia krakowskiego.

Zbliżanie się łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego poprzedziła akumulacja piaszczysto-mułkowa w lokalnych zastoiskach. W miarę zbliżania się łądolodu zbiorniki zanikały, a wynurzone powierzchnie osadów zastoiskowych były rozmywane przez wody lodowcowe. łądolód stadiału Radomki przykrył powierzchnię omawianego terenu, a w okresie jego recesji została osadzona brunatno-czerwona glina zwałowa. Okres interstadiału Pilicy wyraził się w początkowej swojej fazie intensywną erozją, dzięki czemu glina zwałowa stadiału Radomki zachowała się jedynie w postaci płatów, a następnie piaszczystą akumulacją. łądolód stadiału Warty osadził glinę zwałową szaro-brązową.

Interglacjał eemski w początkowej fazie cechuje nasilenie się procesów erozji i denudacji, w wyniku których następuje niszczenie utworów powierzchniowych, miejscami aż do pliocenu, i wcięcie do 26 m kopalnej obecnie dolinki pod Główną. W końcowej fazie interglacjału, wraz z zablokowaniem ujścia wód, nastąpiło wypełnienie wspomnianej dolinki osadami piaszczystymi a następnie mułkowo-iłastymi.

Zlodowacenie bałtyckie na omawianym terenie zaznaczyło się osadami faz starszej i młodszej stadiału Leszna.

Nasunięcie się łądolodu fazy starszej poprzedziła akumulacja osadów piaszczysto-żwirowych i zastoiskowych. W obrębie badanego terenu istniał zbiornik wodny, w którym osadzały się łą warwowe. Maksymalna głębia zastoiska (ok. 26 m) przypadała na północne krańce obszaru. W partiach brzeżnych zastoiska i w bezpośrednim jego sąsiedztwie

akumulowane były osady piaszczysto-żwirowe (Dobrzyń n. Wisłą, Więclawice). Transgredujący lądolód fazy starszej sprasował i zaburzył stropowe partie ilów warwowych przekształcając je miejscami w metrowej miąższości niewarstwowany poziom ilasty z wciśniętymi głazkami skał północnych. W okresie recesji lądolodu została osadzona jasnobrązowa glina zwałowa, przeważnie tworząca powierzchnię wyżyny lodowcowej. Po wycofaniu się lądolodu fazy starszej nastąpił okres krótkotrwałej erozji, a następnie osady fluwioglacjalne transgredującego lądolodu fazy młodszej wyrównały nierówności podłoża, na którym miał się posuwać lądolód.

Faza młodsza zaznaczyła się gliną zwałową rdzawo-brązową, tworzącą powierzchnię wyżyny lodowcowej w zachodniej części obszaru. W części natomiast wschodniej lądolód pozostawił osady w postaci piasków sandrowych i moren czołowych. Pagórki moren czołowych występujące w okolicach Chalina, Sobowa i Rembielina wyznaczają linię dłuższego postoju krawędzi regredującego lądolodu fazy młodszej lub, być może, lądolodu stadiału poznańskiego. Po wycofaniu się lądolodu fazy młodszej ku północy, obszar badań znajdował się w strefie oddziaływania klimatu peryglacjalnego, o czym świadczą pylaste piaski pokrywowe.

W holocenie zaznacza się intensywna erozja wsteczna w krawędzi wiślanej. Na obszarze wyżyny lodowcowej, w zagłębieniach bezodpływowych i dolinkach rozwijają się torfy. U podnóży wzgórz i w wysokiej krawędzi doliny Wisły tworzą się poziomy deluwialne. Dokładniejsza historia rozwoju samej doliny Wisły nie mogła być jednak prześledzona ze względu na brak na tym odcinku starszych, prócz zalewowego, poziomów tarasowych.

*Katedra Geologii Czwartorzędu
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w grudniu 1965 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BER A. 1960. The age of the foldings near Dobrzyń. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 8, no. 1. Varsovie.
- BŁACHOWSKI R. 1936. Próba stratygrafii dyluwium Środkowego Powiśla wzdłuż prawego brzegu Wisły od Torunia po Modlin (Versuch einer Stratigraphie der Diluvialablagerungen am rechten Weichselufer zwischen Toruń und Modlin). — Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, nr 27. Poznań.
- GALON R. & PASSENDORFER E. 1948. Przewodnik XXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Kujawach i Pomorzu w r. 1948 (Guide des excursions de la XXI Réunion de la Société Géologique de Pologne en Couyavie). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 17. Kraków.

- JAROSZEWSKI W. 1963. Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyńiu nad Wisłą (Young tectonic disturbances at Dobrzyń on the Vistula). — *Biul. Geol. U. W.*, t. 3. Warszawa.
- LAMPARSKI Z. 1964. Zarys stratygrafii czwartorzędu i morfologia dorzecza dolnej Skrwy (Précis de la stratigraphie du Quaternaire et morphologie de la basse Skrwa). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, no. 3. Warszawa.
- LENCEWICZ S. 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne). — *Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.)*, t. 2. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. 1924. Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem (Mouvements tectoniques quaternaires et la moraine de fond dans la vallée de la Vistule aux environs de Włocławek). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 2, z. 3/4. Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. 1957. Budowa geologiczna okolic Żuchowa Ziemi Dobrzyńskiej (Geological structure of vicinity of Żuchowo in the Dobrzyń lake region). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 118. Warszawa.
- 1958. Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej (Stratigraphy of the Paleogene and Neogene of Northern Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, z. 1. Warszawa.
- 1959. Utwory trzeciorzędowe Kujaw środkowych i wschodnich (Tertiary deposits of central and eastern Kujawy). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 130. Warszawa.
- 1960. Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich (Remarks on the Quaternary of eastern Kujawy). — *Ibidem*, 150.
- MOJSKI J. E. 1960. Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej (Decline of Pleistocene in western part of Płock depression). — *Kwartalnik Geol.*, t. 4, z. 4. Warszawa.
- NECHAY W. 1927. Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej (Les sédiments glaciaires dans le pays de Dobrzyń). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 4, z. 1/2. Warszawa.
- PRAVOSŁAVLEV P. 1905. K izučeniju lednikovyh obrazovanij severnoj časti Carstva Polskogo. — *Prot. Trudy. Obšč. Etet. Varš.*, vyp. 15. Varšava.
- SIEMIRADZKI J. 1909. Geologia Ziem Polskich. T. 2. Lwów.
- SKOMPSKI S. & SŁOWAŃSKI W. 1964. Poligenetyczna dolina Wierzbicy koło Płocka (La vallée polygénétique de Wierzbica près de Płock). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, no. 3. Warszawa.
- SKOMPSKI S. & SŁOWAŃSKI W. 1965. Sandry i tarasy rzeczne w dolinie Skrwy i Wisły w okolicach Płocka (Outwash and fluvial terraces of the Skrwa and Vistula rivers in the vicinity of Płock). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 187. Warszawa.
-

A. BER

**QUATERNARY STRATIGRAPHY IN THE VICINITY OF DOBRZYŃ
ON THE VISTULA**

(Summary)

ABSTRACT: Five glacial series are reported from the vicinity of Dobrzyń on the Vistula. The lag concentrate belongs to the Cracovian glaciation. The two higher series of boulder clay belong to the Radomka and the Warta substages of the Middle-Polish glaciation. The two uppermost boulder clay series represent the Leszno substage of the Baltic glaciation, the top layer possibly belonging to the Poznań substage.

The area being investigated (fig. 1) lies on the right bank of the Vistula valley, c. 20 km west of Płock. The Quaternary deposits differentiated into five glacial series, referable to the Cracovian, Middle-Polish and Baltic glaciations, as well as the interglacial Eemian deposits, overlie the strongly folded and erosionally truncated Miocene and Pliocene sediments (figs. 2—3).

Deposits of the Cracovian glaciation have been preserved as lag concentrate.

The Radomka substage of the Middle-Polish glaciation is represented by brown-reddish boulder clay underlain by a glaciolacustrine series of sands and silts. The Pilica interstadial is recorded first by strong erosion followed by sand deposits of small thickness. The Warta substage of the Middle-Polish glaciation is represented by grey-brown boulder clay. The beginning of the Eemian interglacial is characterised by strong erosion and denudation while subsequently the valleys were filled in with sands, silts and clays.

The Baltic glaciation is marked by sediments of the younger and older phases of the Leszno substage. The invasion by the ice-sheet of the older phase (light brown boulder clay) was preceded by the accumulation of fluvio-glacial deposits with *Paludina diluviana* Kunth and of lacustrine sediments. In the younger phase a short period of erosion was followed by deposition of rusty-brown boulder clay underlain by fluvio-glacial sands and gravels. In the eastern part of the area being considered the ice-sheet of the younger phase is recorded by end-moraines and outwash sands. In the vicinity of Chalin, Sobowo and Rembielin the end-moraine hills record the edge of a longer stay of the retreating ice-sheet. After the retreat of the ice-sheet of the Leszno substage of the Baltic glaciation, the area being investigated lay within the periglacial climate zone as is indicated by the presence of pelitic sands.

During the Holocene, sands, silts, lacustrine chalk and peats were deposited in the depressions and valleys of the glaciated upland area. Dilluvia are formed at the foot of hills and of the high edge of the Vistula valley, while a flood terrace is formed in the Vistula valley.

*Chair of Quaternary Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, December 1965*
