

WANDA LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA

Przekrój geologiczny przez utwory czwartorzędowe na linii Wyszogród — Sochaczew

STRESZCZENIE: W rejonie pomiędzy Wyszogrodem a Sochaczewem stwierdzono występowanie trzech poziomów glin zwałowych. Najniższy poziom związane ze zlodowaceniem krakowskim, dwa pozostałe ze stadiami zlodowacenia środkowopolskiego. Najstarsze osady aluwialne pochodzące z interstadiału Pilicy, poprzedzającego nasunięcie stadiału Warty, stwierdzone zostały w kopalnej dolinie Wisły koło Plecewic. W utwory zastoiskowe, związane z transgresją stadiału Wkry oraz starsze, wcięta jest eemska dolina. Coraz to młodsze aluwia Wisły występują w kierunku Wyszogrodu, co wiąże się z przesuwaniem się koryta Wisły na tym odcinku z południa ku północy.

WSTĘP

Badania na arkuszu Wyszogród, obejmujące lewy brzeg doliny Wisły, prowadzone były przez autorkę od roku 1957. Wyniki tych badań częściowo zostały już opublikowane (Laskowska 1960, 1961).

W niniejszym artykule zostanie przedstawiony przekrój biegnący wzdłuż linii Wyszogród — Plecewice — Sochaczew, dający wgląd w budowę geologiczną doliny Wisły na tym odcinku. W historii opracowanego terenu wyróżniono dwa główne etapy. Pierwszy etap jest historią kształtowania się rzeźby terenu, począwszy od okresu poprzedzającego zlodowacenie krakowskie aż do końca pierwszego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego. Drugi etap rozpoczyna się od momentu wkroczenia Wisły na ten obszar i stanowi historię rozwoju jej doliny.

Rejon Wyszogrodu niejednokrotnie był już omawiany w literaturze (Lencewicz 1917, 1919, 1927; Lewiński, Łuniewski, Małkowski & Samsownik 1927). Z nowszych prac, które były wynikiem znacznie szczegółowszych badań, wymienić należy prace H. Ruszczyńskiej-Szenajch (1961, 1964) i K. Kopczyńskiej-Żandarskiej (1961). Odnoszą się one do północno-wschodniej części arkusza Wyszogród. Do prac dotyczących bezpośrednio omawianego odcinka należy opracowanie profilu iłów warwowych poziomu III w Plecewicach nad Bzurą (Halicki 1933) oraz nie publikowana praca D. Adamiec (1952), omawiająca morfologię i czwartorzęd doliny

dolnej Bzury na odcinku od Rawki do Wisły. Materiały wiertnicze, na podstawie których skonstruowano niżej omówiony przekrój, otrzymałam dzięki uprzejmości H. Ruszczyńskiej-Szenajch.

Na odcinku obejmującym koryto Wisły pod Wyszogrodem aż do ujścia Bzury wykonane zostały 74 wiercenia do głębokości 25–50 m. Zlokalizowano je w 5 ciągach biegnących do siebie równolegle, a prostopadle do koryta Wisły w odległości 50 m od siebie. Tak bogaty materiał wiertniczy posłużył do szczegółowego opracowania budowy tarasu zalewowego wraz z krawędzią wysoczyzny. Poza wyżej wymienionymi wierceniami wykorzystane zostały wiercenia będące w posiadaniu Archiwum CUG, opracowane w większości przez J. Nowak i E. Rutkowskiego.

Składam serdeczne podziękowanie Panu Profesorowi S. Z. Różyckiemu za cenne uwagi, poczynione w czasie opracowywania niniejszych materiałów.

MORFOLOGIA TERENU

Opracowany przekrój biegnie poprzez kilka jednostek morfologicznych, wchodzących w skład doliny Wisły (fig. 1).

Na północy dolinę Wisły ogranicza krawędź wyszogrodzka, będąca krawędzią zdenudowanej wysoczyzny polodowcowej, u stóp której przepływa Wisła. Na lewym jej brzegu występują dwa tarasy: zalewowy Ia i Ib o łącznej szerokości wynoszącej od 1 do 1,5 km. Od południa ogranicza je krawędź tarasu II karpinińskiego, posiadająca wysokość od 2 do 3 km, która nie zawsze w terenie jest dobrze widoczna; gdyż często maskują ją wydmy. Szerokość tarasu II jest znaczna i wynosi około 9,5 km. Stanowi on prawie płaską powierzchnię, nieznacznie pochyloną w kierunku Wisły. Urozmaiceniem tej monotonnej równiny są pasma wydym, które układają się kilkoma równoległymi do Wisły łańcuchami. Wysokości bezwzględne wydym są bardzo różne i wahają się w granicach od 75 do 115 m n.p.m.

Elementem wyraźnie zaznaczonym w morfologii doliny Wisły jest krawędź poziomu III, zwanego w literaturze tarasem lub poziomem błońskim. Pod Plecewicami jest ona stroma, zachowując charakter stosunkowo świeżego podcięcia. Wysokość krawędzi wynosi przeszło 10 m. Poziom błoński rozciąga się na południe w kierunku Sochaczewa. Na podstawie budowy geologicznej w obrębie tego poziomu wydzieliła się dwa stopnie — erozyjny i akumulacyjny. Stopień erozyjny, zbudowany z utworów lodowcowych, głównie z gliny zwałowej, jest — według D. Adamiec (1952) — właściwym poziomem błońskim i rozciąga się na południe od doliny Utraty. Wyróżniła ona również stopień chodakówski akumulacyjny, nieco niższy od właściwego poziomu błońskiego, zbudowany z ilów warwowych. Na podstawie istniejących materiałów stwierdzona została dwudzielność występujących w tym rejonie ilów warwo-

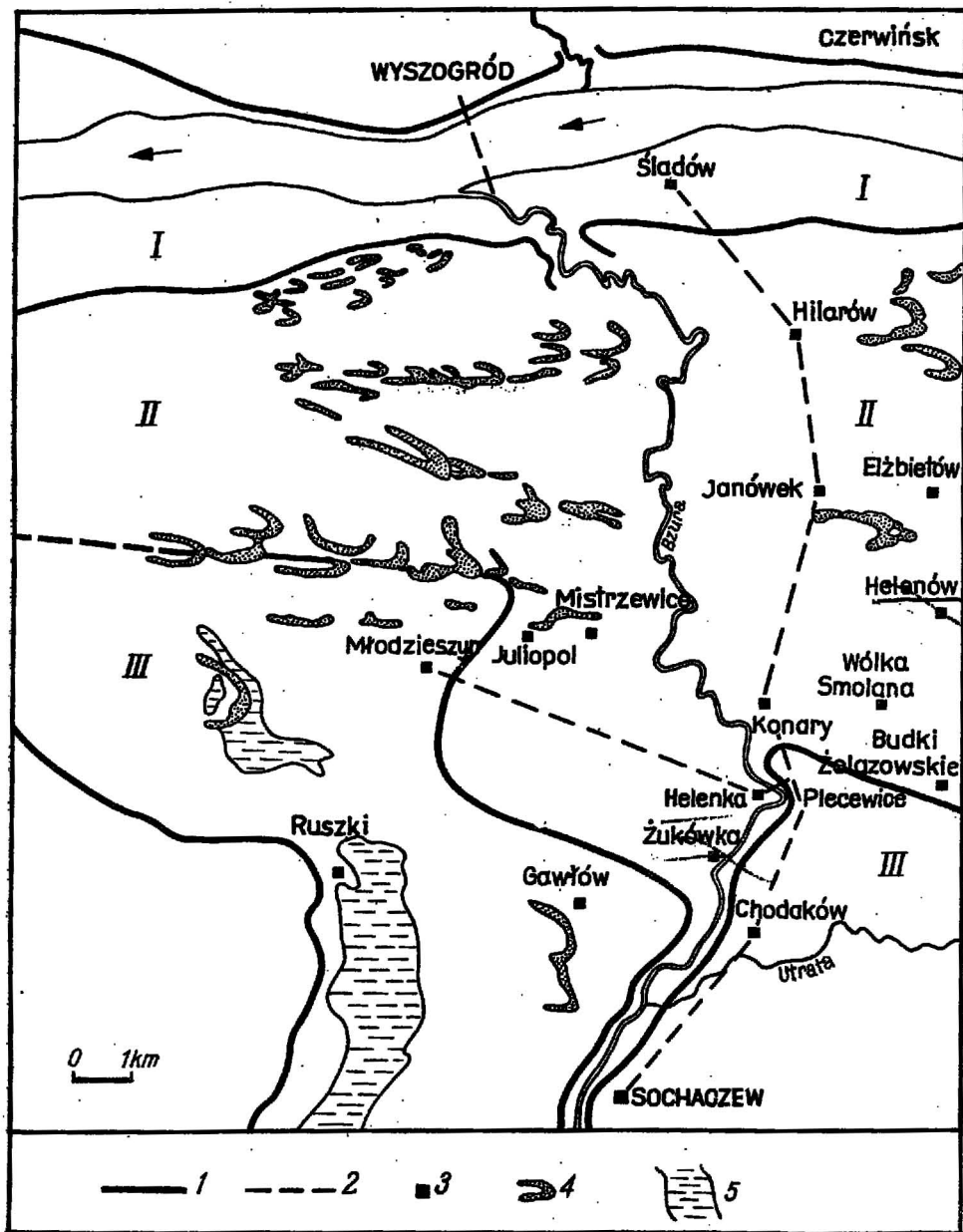


Fig. 1

Mapa geomorfologiczna doliny Wisły pod Wyszogrodem

1 krawędzie poszczególnych tarasów i wysoczyzny polodowcowej; 2 linie przekrojów; 3 otwory wiertnicze; 4 wydany; 5 „martwa dolina”; I, II, III tarasy Wisły

Carte géomorphologique de la vallée de la Vistule près de Wyszogród

1 rebonds des différentes terrasses et du plateau morainique; 2 lignes de coupes; 3 forages; 4 dunes; 5 „vallée morte”; I, II, III terrasses de la Vistule

wych. Mamy tu bowiem starsze ropy, występujące w rejonie Chodakowa i młodsze, tworzące krawędź w Plecewicach. Obie te serie oddziela od siebie warstwa piaszczysta o miąższości około 4 m (Plecewice). W rejonie Chodakowa brak jest górnej serii ropy, ponieważ uległy one erozji spowodowanej przepływem Utraty, natomiast występują tu dolne ropy, przykryte miejscami niewielkiej miąższości warstwą spiaszczoną gliny zwałowej lub zglinionymi piaskami, co świadczy również o znacznym zdenudowaniu warstwy przykrywającej ropy. Dziełem Utraty było więc wytworzenie obniżonej powierzchni w obrębie poziomu błońskiego, która w rejonie Chodakowa posiada wysokość 74-77 m n.p.m., a w kierunku krawędzi podnosi się aż do 86 m n.p.m. Wydaje się więc niestudzne obejmowanie nazwą poziomu chodakowskiego całego obszaru, leżącego na północ od Utraty aż po krawędź w Plecewicach.

W zachodniej części poziomu błońskiego widoczne jest obniżenie o charakterze doliny rzecznej, biegnącej z południa ku północy, której szerokość w niektórych miejscach wynosi około 1,5 km. Na północny zachód od miejscowości Ruszki, dolina widoczna jest tylko na niektórych odcinkach, gdyż jest zamaskowana przez piaski nawiane i wydmy. Na odcinku Ruszki — Kozłów Stary, leżącym nad Bzurą powyżej Sochaczewa, dolinę z obydwu stron ograniczają krawędzie zbudowane z gliny zwałowej — od zachodu — krawędź zdenudowanej wysoczyzny — odpowiednik tarasu IV Lencewicza, od wschodu — krawędź tzw. poziomu gawłowskiego (Adamiec 1952), odpowiadającego obniżonemu poziomowi błońskiemu w rejonie Chodakowa. Dolina ta znana jest w literaturze pod nazwą „martwej doliny“.

Odcinek poziomu błońskiego pomiędzy Plecewicami a leżącym na północnym zachodzie Młodzieszynem uległ zniszczeniu przez Bzurę. Jest to obszar tzw. „wielkiego meandru Bzury“, wyróżnionego przez D. Adamiec (1952), który wypełniają piaski stożka napływowego. Nachylenie powierzchni stożka jest niewielkie i skierowane ku północy. Podcięty on był przez ówczesną Wisłę, tworząc niewielką krawędź, której wysokość miejscami dochodzi do 2 m i stanowi jakby przedłużenie krawędzi błońskiej w kierunku zachodnim. Dolina Bzury od Sochaczewa po Plecewice jest stosunkowo wąska i głęboko wcięta. Zwężenie doliny następuje przed Sochaczewem i ma charakter dość młodego przełomu. Płynąc po tarasach akumulacyjnych Wisły, Bzura rozszerza swoją dolinę, wytworząc dwa tarasy — zalewowy i nadzalewowy.

STRATYGRAFIA I PALEOMORFOLOGIA

Na opracowanym odcinku stwierdzono występowanie trzech poziomów osadów glacialnych, reprezentowanych przez gliny zwałowe, piaski fluwioglacjalne i ropy warwowe. Okresy kataglacjalne, poprzedzające optima klimatyczne, zaznaczyły się erozją wgłębną i boczną rzeki. Osady

organogeniczne, które dokumentowałyby okresy interglacjalne w tym rejonie, nie zostały stwierdzone, a znane są jedynie z Brzozówki, sąsiedniego terenu położonego dalej na wschód. W badanym rejonie odpowiednikiem osadów organogenicznych (interglacjalnych) są utwory aluwialne osadzane w dolinie Wisły (tabl. I).

Podłoże czwartorzędu na omawianym terenie stanowią ily plioceńskie. Powierzchnia ich nie jest równa, co spowodowały przypuszczalnie późniejsze ruchy podłoża. Pod Wyszogrodem w ily plioceńskie wcięta jest głęboka dolina erozyjna, której szerokość wynosi około 1,5 km. Prawdopodobnie pochodzi ona z okresu najstarszego zlodowacenia. Wody transgredującego lądolodu krakowskiego G II (w nawiązaniu do symboli oznaczeń stratygraficznych stosowanych przez S. Z. Różyckiego, 1961) zasypały częściowo dolinę materiałem żwirowym (w żwirach notowany jest znaczny udział materiału północnego), który następnie pokryła glina zwałowa. Miąższość tej gliny jest bardzo różna — np. pod Wyszogrodem w dolinie erozyjnej zachowała się ona jedynie w strzępach, natomiast w Wólce Smolanej jej miąższość wynosi 18 m. Utwory związane z recesją zlodowacenia G II nie zostały wyróżnione na przekroju z braku dostatecznych danych.

Początkowy okres Wielkiego Interglacjału zaznaczył się ruchami wznoszącymi w strefie antyklinorium pomorsko-kujawsko-świętokrzyskiego (Różycki 1962). Spowodowało to tworzenie się na pn.-wschodnim skrzydle antyklinorium szeregu wypiętrzeń i obniżeń w podłożu zbudowanym z iłów plioceńskich. Z opracowywanego rejonu znane są dwa większe wypiętrzenia pliocenu: Gąbin — Sanniki i Wyszogród — Śladow — Czerwińsk. Strop iłów wypiętrzenia Gąbin — Sanniki znajduje się na wysokości około 87 m n.p.m., a w miejscu najwyższego wyniesienia dochodzi do około 132 m n.p.m. Wzniesienie powyższe, które nadbudowują piaski i żwiry (140,2 m n.p.m.) uznane zostało przez S. Lencewicza (1927) jako morena wyciśnięcia, której powstanie związane było — jego zdaniem — ze zlodowaceniem „dolinowym“. W odsłonięciach znajdujących się w cegielni Konstantynów (okolice Gąbina), leżącej nieco poniżej kulminacji, widoczne są zaburzenia typu glacytektonicznego. Niższe wypiętrzenie, występujące bezpośrednio na omawianym terenie, którego wysokości wahają się w granicach 46-57 m n.p.m., zaznacza się na linii Wyszogród — Śladow — Czerwińsk. Stąd w kierunku wschodnim i południowym powierzchnia pliocenu obniża się, schodząc np. w miejscowości Debla koło Leszna, leżącej na tarasie kampańskim, do około 45 m poniżej poziomu morza.

Ruchy wypiętrzające, trwające na początku Wielkiego Interglacjału, spowodowały miejscami zaburzenia osadów nadległych oraz odmłodzenie rzeźby, co z kolei wpłynęło na wzmożenie procesów erozyjnych i denudacyjnych. Tym też prawdopodobnie należy tłumaczyć znaczne zniszczenie w okresie trwania interglacjału pokryw glacialnych,

pochodzących z najstarszego zlodowacenia, i częściowe zniszczenie, szczególnie na kulminacjach, utworów glacialnych należących do zlodowacenia krakowskiego.

Z miejscowości Brzozówka, leżącej na tarasie karpinoskim w odległości około 25 km na wschód, koło Kazunia znane są torfy występujące na głębokości 32 m, których wiek został oznaczony palynologicznie przez Z. Borówko-Dłużakową (w druku) na schyłek Wielkiego Interglacjału. Niżej leżące osady zastoiskowe, jak piaski, muły i ropy warwowe, J. Nowak, korygując swoje pierwotne poglądy (Nowak 1960), związała z recesją młodszego stadiału zlodowacenia krakowskiego (wiadomość ustna). Zatem w okresie trwania Wielkiego Interglacjału na terenie blisko sąsiadującym z omawianym, istniejące zbiorniki wodne od czasów recesji ostatniego zlodowacenia ulegały powolnemu spłycaeniu i zarastaniu, tworząc warstwę torfów.

Z okresu transgresji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego *G III* pochodzą utwory piaszczysto-żwirowe, dzielące od siebie glinę *G II* i *G III max.* (tabl. I, w-wa 3). Transgredujący lądolód stadiału Radomki wywierał na podłoże silną działalność egzarycyjną. Deniwelacje podłoża, wywołane niedawnymi ruchami, sprzyjały działalności niszczącej lądolodu. Stąd też spotyka się tak znaczne ilości kier utworów plioceńskich i mioceńskich w glinie zwałowej tego stadiału. Nierówności podłoża stanowiły również przeszkody w posuwaniu się naprzód czoła lądolodu, dlatego najczęściej w miejscach wypiętrzeń obserwuje się zaburzenia glacytektoniczne. Miało to miejsce we wspomnianej już cegielni Konstantynów, jak również w rejonie Wyszogrodu. Zaburzenia tego typu są widoczne w północnej części przekroju (tabl. I). Glacytektonice podlegały piaski i żwiry fluwioglacialne międzymorenowe. Kierunek naporu lądolodu był z północy na południe. Po pokonaniu przeszkody, jaką stanowiło wyniesienie Wyszogród — Ślądów — Czerwińsk, lądolód posunął się naprzód, pokrywając cały teren grubym płaszczem gliny zwałowej *G III max.*, zawierającej w sobie znaczne ilości kier plioceńskich.

W okresie recesji stadiału Radomki musiała zaznaczyć się niewielka lokalna oscylacja czoła lądolodu, wynosząca najprawdopodobniej kilka kilometrów. W tym czasie osadziły się żwiry i piaski gruboziarniste, a następnie w utworzonym zbiorniku wodnym — muły, które zostały przykryte gliną zwałową transgredującego na niewielką odległość czoła lądolodu (krawędź pod Wyszogrodem — tabl. I, *G III x*).

Interstadiał, poprzedzający kolejny stadiał zlodowacenia środkowopolskiego, który — nawiązując do terminologii S. Z. Różyckiego (1962) — nazwano interstadiałem Pilicy, posiadał wielkie znaczenie dla dalszego rozwoju zjawisk zachodzących na opisywanym terenie. Do tego bowiem okresu omawiany obszar stanowił wysoczyznę połudowcową, na którą dopiero w interstadiale Pilicy po raz pierwszy wkroczyła pra-Wisła, złóbiąc dolinę w utworach glacialnych stadiału Radomki.

Ówczesna Wisła płynęła w pobliżu miejscowości Żukówka, podcinając krawędź zbudowaną z gliny zwałowej. Wcięcie sięgało do 36 m n.p.m. (31 m od współczesnej powierzchni tarasu II) i zaznaczone jest warstwą żwirów z toczącami szarej gliny zwałowej (wierc. Helenka), pochodzącej z niszczenia krawędzi. Głębokość tego wcięcia dokumentuje również wiercenie w Konarach, położone na północ od Plecewic (fig. 1). W wierceniu tym na podobnej głębokości występują dwa poziomy piasków różnoziarnistych z toczącami mułowców typu madowego, zawierających bardzo dużo detrytusu roślinnego. Przypuszczać należy, że toczące te pochodzą z rozmywania zbiorników wodnych, zarośniętych w okresie poprzedniego interglacjału.

Na podstawie wyżej wymienionych danych nasuwa się przypuszczenie, że przejście Wisły ze zlewni Morza Czarnego do Morza Północnego w okresie trwającego zlodowacenia środkowopolskiego odbyło się w interstadiale Pilicy. Wyżej wysunięte przypuszczenia potwierdzają badania z rejonu Studzienca (Laskowska 1961), gdzie, na podstawie kilku wierceń zlokalizowanych u stóp krawędzi poziomu III, stwierdzić można było istnienie na tym terenie utworów aluwialnych, powstałych po osądzeniu się gliny zwałowej związanej z transgresją Radomki.

Pierwotne koryto Wisły można prześledzić na odcinku pomiędzy miejscowościami Żukówka i Helenów, bowiem na tym obszarze strop gliny zwałowej *G III max.* sięga w Helenowie na wysokość 51 m n.p.m., a w Żukówce 55 m n.p.m., natomiast pomiędzy tymi punktami występują jedynie utwory akumulacji rzecznej (tabl. I). Przypuszczać zatem należy, że krawędź kopalna doliny Wisły przebiegała w kierunku pn.-zachodnim przez miejscowości Żukówka, Hów i Studzieniec, gdzie nałożona została nań współczesna krawędź poziomu III (Laskowska 1961).

W rejonie Helenowa wytworzył się cokol erozyjny, podcinany przez Wisłę od strony południowej i północnej. Prawdopodobnie ciągnął się on w kierunku wschodnim aż po miejscowość Wiersze. W wierceniu opisanym przez J. Nowak (1960) glina zwałowa stadiału Radomki występuje na głębokości 57 m n.p.m., natomiast w kierunku południowym i północnym w wierceniach gliny tej nie stwierdzono. Jest to zatem analogiczna sytuacja do opisanej powyżej.

Po wytworzeniu się doliny Wisły, w okresie trwania interstadiału Pilicy, na istniejącej wysoczyźnie polodowcowej znacznie nasiliły się procesy erozji i denudacji. Powierzchnia gliny zwałowej była intensywnie niszczone i dlatego na glinie *G III max.* często występuje bruk. W niektórych miejscach miąższość gliny została znacznie zredukowana, szczególnie w strefie przydolinnej. W tym samym czasie w dolinie rzeki osadzały się żwiry, piaski i utwory mulaste (tabl. I, w-wa 5).

Wody transgredującego lądolodu stadiału Warty *G III+1* zasypały dolinę Wisły materiałem żwirowym i piaszczystym. Na przedpolu w okresach stagnacji lądolodu, tworzyły się lokalne zbiorniki wodne, w których

osadzały się ility warwowe starsze, stwierdzone wierceniami w miejscowościach Chodaków, Żukówka i Helenka. Miąższość ich jest niewielka i wynosi od 0,8 do 6 m. Posuwając się dalej na południe, łądolód pokrył warstwą gliny zwałowej utwory warwowe osadzone przed swym czołem.

O okresie interstadiału Bugo-Narwi na podstawie istniejących materiałów niewiele można powiedzieć. W dolinie Wisły niewątpliwie działały procesy erozji i akumulacji, lecz z braku dostatecznych danych nie udało się ich wyróżnić na omawianym przekroju. Być może, że kolejne nasilenie erozji w okresie następnego interglacjału zniszczyło ślady akumulacji rzecznej z tego okresu. W czasie trwania interstadiału Bugo-Narwi znacznemu zniszczeniu uległa glina zwałowa *G III+1*, szczególnie w rejonie doliny Wisły. Świadczy o tym mała miąższość gliny, wynosząca zaledwie od 2 do 4 m lub jej residuum w postaci piasków gliniastych z głazami (Chodaków) i bruku (Żukówka), leżących na iłach warwowych (tabl. I, w-wa 8).

Łądolód najmłodszego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego, nazwanego — według nomenklatury S. Z. Różyckiego (1962) — stadiem Wkry *G III+2*, nie dotarł do omawianego terenu. Fazy postojowe czoła łądolodu znaczą na północy moreny pasma komsińskiego-kobylnickiego (Kopczyńska-Zandarska 1961, Ruszczyńska 1961), a na północnym zachodzie i wschodzie znacznie (bardziej) zniszczone morenki, leżące na linii Topolno — Barcik Stary — Budź Stare. W Budach Starzych morenki są usytuowane na samej krawędzi poziomu III w formie czap zwirowych, leżących częściowo na iłach warwowych, a częściowo na glinie lub piaskach fluwioglacjalnych.

Na skutek zatamowania odpływu wód od strony północnej i pn.-zachodniej, w rejonie doliny Wisły wytworzyło się rozległe zastoisko. Rejony przybrzeżne zastoiska na skutek falowania były erodowane, dając stopień erozyjny poziomu błońskiego. Jednocześnie dalej od brzegu osadzały się ility warwowe, tworząc akumulacyjny poziom (tabl. I, w-wa 9). Wytworzone zastoisko zostało tylko częściowo przykryte przez transgredujący łądolód stadiału Wkry. Utwory glacygeniczne, pokrywające ility warwowe poziomu III, występują jedynie w pn.-zachodniej części arkusza Wyszogród. W rejonie Wyszogrodu i Plecewic pokryw glacialnych na iłach tego poziomu nie stwierdzono (Ruszczyńska-Szenajch 1964). B. Halicki (1933), opracowując profil krawędzi, zbudowanej z iłów warwowych w Plecewicach, uważał, że ility tworzące tę krawędź były pokryte utworami pochodzącymi ze stadiału zlodowacenia środkowopolskiego, które w późniejszym okresie erozja doszczętnie zniszczyła. Wyróżnienie przez S. Z. Różyckiego najmłodszego stadiału zlodowacenia środkowopolskiego i wyznaczenie jego zasięgu wyjaśniło tak długo dyskutowaną kwestię iłów warwowych poziomu błońskiego i ich stosunku

Po ustąpieniu łądolodu ostatniego stadiału zlodowacenia środkowodo-utworów glacygeniczných tego stadiału.

polskiego, Wisła ponownie wcięła się w utwory nagromadzone w czasie trwania tego stadiału. Wcięcie to przypada na początkową fazę interglacjalną eemskiego i wynosi około 14 m od współczesnej powierzchni tarasu II (54 m n.p.m.). Zaznacza się ono warstwą piasku średnio- i gruboziarnistego ze żwirami oraz tocząciami ilów warwowych (Konary). Wówczas to wytworzyła się krawędź poziomu III.

Od interglacjalną eemskiego datuje się obecność Bzury w badanym rejonie. Śladem dawnego przepływu Bzury była najprawdopodobniej tzw. „martwa dolina“ (fig. 1), która łączy się ze współczesną doliną Bzury w miejscowości Kozłów Stary, leżącej w odległości około 12 km powyżej Sochaczewa. W rejonie Kozłowa Bzura gwałtownie zmienia kierunek z północnego, w którego przedłużeniu znajduje się „martwa dolina“, na wschodni, by następnie przejść ponownie do kierunku NNE. Od miejsca zmiany kierunku aż do Plecewic dolina Bzury ma charakter stosunkowo młodego przełomu. Przełom ten nastąpił w stadiale pomorskim zlodowacenia bałtyckiego G IV, kiedy wody Wisły odprowadzane były na zachód pradoliną Noteci — Warty. (W starszych stadiach zlodowacenia bałtyckiego wody Wisły odprowadzane były na zachód doliną Bzury w jej środkowym, równoleżnikowym odcinku). Ujście Bzury znajdowało się w rejonie Mistrzawic. Dziełem Bzury było zniszczenie krawędzi poziomu III na linii Plecewice — Młodzieszyn (fig. 2), wynoszącej około 5 km długości i wytworzenie tzw. „wielkiego meandru“ Bzury. Niszczenie to

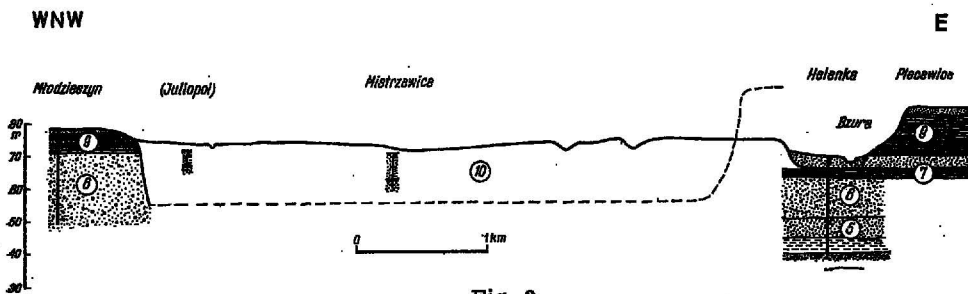


Fig. 2

Przekrój geologiczny na linii Młodzieszyn — Plecewice

Objaśnienia jak do tabl. I

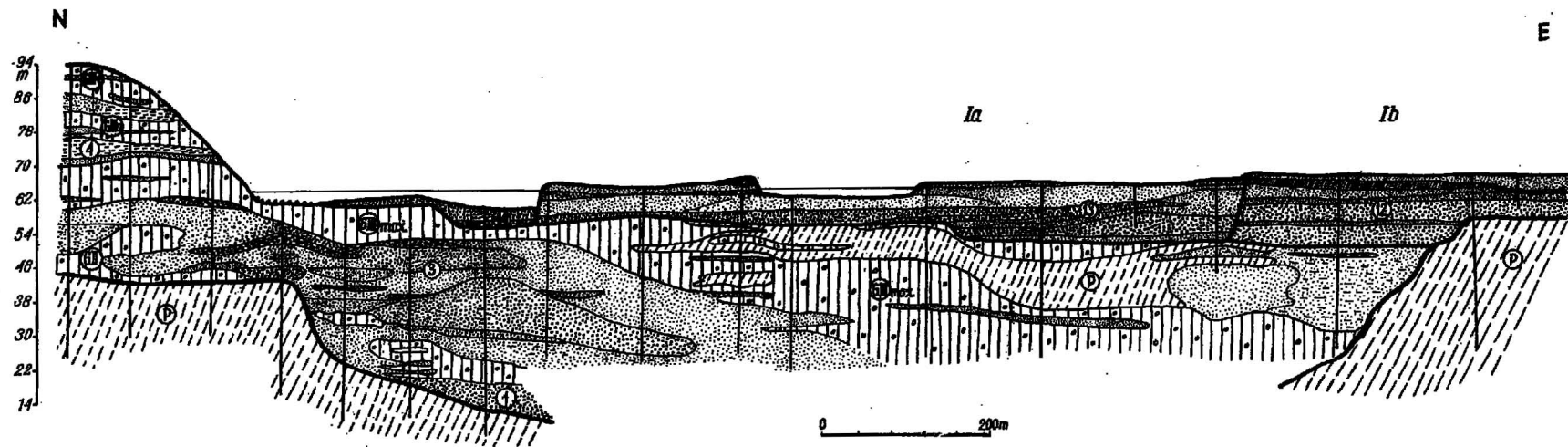
Coupe géologique sur la ligne Młodzieszyn — Plecewice

Explications comme sur le tabl. I

trwało od momentu powstawania przełomu Bzury aż po dzień dzisiejszy, kiedy to rzeka przesuwiała swoje koryto na wschód, sypiąc jednocześnie u ujścia stożki.

Stratygraficzne ujęcie osadów tarasów akumulacyjnych doliny Wisły nie jest łatwe ze względu na to, że w wielu przypadkach erozja rzeczna niszczyła częściowo lub całkowicie swoje osady nagromadzone w pewnych okresach. Jak wynika z przeprowadzonych badań, najstarsze

Przekrój geologiczny przez koryto Wisły pod Wyszogrodem
Coupe géologique à travers le lit de la Vistule près de Wyszogród



Objaśnienia jak do tabl. I

Explications comme sur le tabl. I

osady aluwialne, związane z okresem poprzedzającym interglacjał eemski (tabl. I, w-wa 5, 6), występują w południowej części przekroju, gdzie widoczna jest najstarsza na tym terenie dolina Wisły. W starsze osady aluwialne i fluwiogłaciacyjne wcięta jest młodsza dolina, pochodząca z interglacjału eemskiego, zasypana częściowo już w drugiej połowie interglacjału (tabl. I, w-wa 10). Od tego okresu koryto Wisły zaczęło się stopniowo przesuwac w kierunku północy. Dlatego też w tym rejonie coraz to młodsze osady aluwialne występują w kierunku Wyszogrodu.

Na poszczególne stadiały zlodowacenia bałtyckiego G IV przypada akumulacja trzech poziomów tarasu II (Różycki 1962). Z braku dostatecznej ilości wierceń na tym tarasie nie zostały one wydzielone na przekroju. Głębokość wcięcia pod taras II jest rzędu 14-17 m (50-53 m n.p.m.). Z ostatnim zlodowaceniem wiąże się również działalność eoliczna i tworzenie się wydm na poszczególnych poziomach tarasu II.

Bogaty materiał wiertniczy, pochodzący z tarasu zalewowego Wisły, dał bardziej szczegółowy wgląd w budowę geologiczną tego tarasu (tabl. II). Wyróżniono dwa jego poziomy — Ia i Ib. Oba te poziomy charakteryzują się znacznym udziałem materiału grubego — żwirowego. Są to przeważnie drobne i grube żwiry miejscami z udziałem dużej ilości głazów.

Głębokość wcięcia tarasu Ib wynosi około 13-16 m, sięgając do ilów pliocenńskich częściowo występujących in situ, a częściowo w formie kierzawartych w glinie zwałowej zlodowacenia środkowopolskiego. Taras Ib zbudowany jest ze żwirów różnej średnicy. W stropowej części występują piaski średnio- i drobnoziarniste, które przykrywają mady o miąższości 2-3 m, miejscami przykryte piaskami (tabl. I i II, w-wa 12).

Taras zalewowy Ia zbudowany jest z podobnych utworów co wyżej omówiony, z tą różnicą, że gruby materiał żwirowy występuje u podstawy tarasu, a ku górze materiał staje się drobniejszy — piaszczysty. Utwory madowe na tym tarasie uległy zniszczeniu i zachowały się jedynie w jednym miejscu jako świadek dawnego poziomu (tabl. I i II, w-wa 13).

Głębokość wcięcia pod taras Ia nie wszędzie jest jednakowa, u podnóża słabo zaznaczającej się krawędzi tarasu Ib jest ona największa i wynosi 14 m, natomiast w pobliżu współczesnego koryta wynosi tylko 9 m. Podłoże tego tarasu stanowi glina zwałowa G III.

Współczesne koryto Wisły, podcinające krawędź wysoczyzny pod Wyszogrodem, wypełnione jest bardzo grubym materiałem żwirowym. Największa miąższość tych osadów, wynosząca przeszło 5 m, występuje w miejscu najgłębszego wcięcia rzeki w podłoże, które znajduje się w pobliżu krawędzi tarasu Ia, i wynosi około 10 m od współczesnej powierzchni tego tarasu. Pod krawędzią wysoczyzny wynosi on zaledwie 4 m (tabl. II, w-wa 14). Daje się zaobserwować bardzo duże podobieństwo w morfologii podłoża erozyjnego tarasu Ia i współczesnego koryta

Wisły. W obu tych przypadkach widoczna jest ta sama kolejność etapów — wcięcie się Wisły w podłoże, a następnie przerzucenie się nurtu rzeki w kierunku północy z jednoczesnym zasypaniem miejsca pierwotnego wcięcia.

Nawiązując do badań S. Z. Różyckiego (1962), taras zalewowy Ib ze starszymi madami rzecznyymi odniesiony został do przełomu okresu atlantyckiego i subborealnego, natomiast tworzenie się tarasu zalewowego Ia przypada na okres subatlantycki.

*Pracownia Geologii Czwartorzędu
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w październiku 1962 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ADAMIEC D. 1952. Morfologia i czwartorzęd doliny dolnej Bzury na odcinku od Rawki do Wisły. Archiwum Kat. Geologii Czwartorzędu U.W. Warszawa.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. Holstein Interglacial at Brzozówka — Warszawa Basin. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. — Biul. I.G. (w druku — in print). Warszawa.
- HALICKI B. 1933. Iły wstępowe w Plecewicach nad Bzurą (Argiles rubannées à Plecevice sur la Bzura). — Zabyt. Przyr. Nieożyw., t. II. Warszawa.
- KOPCZYŃSKA-ŻANDARSKA K. 1961. Rozwój rzeźby okolic Radzikowa w czasie recesji zlodowacenia środkowopolskiego (Development of relief in the Radzików area during recession of the Middle-Polish glaciation). — Biul. Geol. U.W., t. I. Warszawa.
- LASKOWSKA W. 1960. Kopalne struktury poligonalne na glinach zwałowych (Fossil polygonal structures in boulder clay). — Biul. Perygl. (Bull. Périgl.), nr 7. Łódź.
- 1961. Znaczenie procesów zsuwowych i soliflukcyjnych w budowie przykrawędziowego odcinka tarasu II doliny Wisły w okolicy Studzienca (Slide and solifluction processes in the escarpment of terrace II in the Vistula valley in the vicinity of Studzieniec). Prace o plejstocenie Polski Środkowej. Wyd. Geol. Warszawa.
- LENCEWICZ S. 1917. Moreny czołowe między Płońskiem a Wyszogrodem (Les moraines frontales en Pologne entre Płońsk et Wyszogród). — Spraw. Tow. Nauk. Warsz., t. X. Warszawa.
- 1919. Nowe moreny czołowe na Nizinie Polskiej (Nouvelles moraines frontales en Pologne). — Przegląd Geogr., t. I, z. I, z. 1-2. Warszawa.
- 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. III. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., ŁUNIEWSKI A., MAŁKOWSKI S. & SAMSONOWICZ J. 1927. Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Warszawa.
- NOWAK J. 1960. Osady czwartorzędowe doliny Wisły na północny zachód od Warszawy (Quaternary deposits of the Vistula valley NW of Warsaw). — Kwartalnik Geol., t. 4, z. 1. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1961a. The Quaternary in the Warsaw Basin. VI INQUA Congress, Guide-Book of Excursions in the vicinity of Warsaw.

- 1961b. The Middle Poland — general presentation. VI INQUA Congress, Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras. Part II, vol. I.
- RUSZCZYŃSKA H. 1961. Struktura moren czołowych koło wsi Kobylniki na północ od Wyszogrodu (Structure of the end moraines near Kobylniki, northerly of Wyszogród). — *Biul. Geol. U/W.*, t. I. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZIENAJCH H. 1964. Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisłą (Le Pléistocène aux environs de Wyszogród sur la Vistule). — *Acta Geol. Pol.*, vol. XIV/3. Warszawa.

W. LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA

COUPE GÉOLOGIQUE À TRAVERS LES SÉDIMENTS DU QUATÉNAIRE SUR LA LIGNE WYSZOGRÓD-SOCHACZEW

(Résumé)

SOMMAIRE: Dans la région entre Wyszogród et Sochaczew on a constaté trois niveaux d'argiles morainiques. Le plus bas correspond à la glaciation cracovienne (Mindel), les deux autres — aux glacistades de la glaciation de la Pologne centrale (Elss). Les sédiments alluviaux les plus anciens provenant de l'interstade de la Fillea précédant le stade de la Warta ont été constatés dans la vallée fossile de la Vistule près de Plecewice. La vallée éémienne est creusée dans les sédiments d'un lac de barrage glaciaire liés à la transgression du glacistade de la Wkra (second glacistade après la transgression maxima) ainsi que dans des sédiments plus anciens. Vers Wyszogród on trouve des alluvions toujours plus jeunes de la Vistule ce qui est lié au déplacement du lit de la Vistule dans ce secteur du sud au nord.

Dans la région entre Wyszogród et Sochaczew (W de Varsovie) les argiles pliocènes constituent le substratum du Quaternaire (tabl. I). Leur surface est inégale, des élévations et dépressions dues aux mouvements ultérieurs du substratum sont visibles. Près de Wyszogród dans ces argiles s'encastre une profonde vallée d'érosion, remplie de sédiments composés de graviers et de sables au cours de la transgression de la glaciation de Cracovie G II (tabl. I, couche 1) et recouverte d'argile morainique de cette glaciation.

La première période du Grand Interglaciaire était marquée par des mouvements d'élévation dans la zone de l'anticlinorium de Poméranie-Cujavie-Monts de Ste Croix. Cela a entraîné la création d'une série d'élévations et de dépressions dans un substratum composé d'argiles bigarrées du Pliocène sur le flanc nord-est de l'anticlinorium. Une élévation de ce genre est visible sur la coupe (tabl. I).

Les mouvements d'élévation ont provoqué le rajeunissement du relief ce qui, par la suite, a contribué à la recrudescence des processus d'érosion et de dénudation. C'est pourquoi l'argile morainique de la glaciation cracovienne a été pour une grande part dénudée et ne s'est conservée que dans des lambeaux de petites dimensions.

Les sédiments sablo-gréseux (tabl. I, couche 3) proviennent de la transgression de l'inlandsis de la glaciation de la Pologne centrale G III. L'inlandsis en transgression du stade de Radomka (G III max.) a provoqué des perturbations glaciectoniques visibles près de Wyszogród et a couvert tout le terrain d'une épaisse couche d'argile morainique contenant d'importantes quantités de lambeaux pliocènes et miocènes à la suite de l'activité puissante d'exaration exercée par l'inlandsis sur le substratum.

A la suite d'une légère oscillation du front de l'inlandsis du stade de Radomka

des graviers, des sables, des vases ainsi que l'argile morainique (G III) sont restés et sont bien visibles près de Wyszogród.

L'interstade précédant le stade successif de la glaciation de la Pologne centrale, dit interstade de la Pilica (G III *max.*+1) avait une grande importance pour le développement ultérieur des phénomènes intervenant dans le terrain en question. Jusqu'à cette période, en effet, ce terrain était un plateau morainique et ce n'est que dans l'interstade de la Pilica que la Pra-Vistule est apparue pour la première fois creusant une vallée dans les sédiments glaciaires et la comblant ensuite de sédiments grés-sablo-vaseux (tabl. I, couche 5). On peut donc supposer que le passage de la Vistule du bassin de la Mer Noire à celui de la Mer du Nord a eu lieu dans l'interstade de la Pilica.

Les eaux de l'inlandsis en transgression du stade de la Warta (G III+1) ont rempli la vallée de la Vistule de matériel gréseux et sableux (tabl. I, couche 6). Des argiles rubanées plus anciennes (couche 7) ainsi que de l'argile morainique se déposaient alors dans les réservoirs d'eau.

Pendant la durée de l'interstade de la Bugo-Narew (G III+1/2), l'argile morainique provenant du stade précédent a été sérieusement dénudée, surtout dans la région de la vallée de la Vistule.

Au cours du stade le plus jeune de la glaciation de la Pologne centrale dit stade de la Wkra (G III+2) un grand réservoir d'eau stagnante s'est formé. L'inlandsis n'est pas arrivé au terrain en question. A cette époque s'est formé le niveau d'érosion de Bionie et les argiles rubanées ont commencé à se déposer (couche 9).

Après la récession de l'inlandsis le réservoir d'eau stagnante s'est écoulé et la Vistule s'est creusée de nouveau dans les sédiments accumulés au cours du stade de la Wkra (G III+2).

Le creusement et la formation du rebord du niveau III se situe dans la phase initiale de l'interglaciaire éémien (*Intgl. III/IV*). Le remplissage de la vallée s'est poursuivi durant tout l'interglaciaire et la glaciation baltique (G IV). A partir de cette période le lit de la Vistule a commencé à se déplacer progressivement vers le nord. C'est pourquoi dans cette région, dans la direction de Wyszogród, on trouve des dépôts alluviaux de plus en plus jeunes.

La formation de la vallée de la Bzura, qui de Sochaczew à Plecewice montre le caractère d'une jeune vallée d'érosion, est également liée à la glaciation baltique. L'activité éolienne et la formation de dunes sur les différents niveaux de la terrasse II se manifestent aussi dans la dernière glaciation.

Sur la terrasse d'inondation de la Vistule on distingue deux niveaux — Ia et Ib. Ils se caractérisent par un grand contenu de matériel de gravier souvent avec de nombreux petits galets (tabl. II, couches 12, 13).

Le lit contemporain de la Vistule, coupant le rebord du plateau près de Wyszogród, est rempli de gravier grossier provenant de la destruction du rebord construit d'argile morainique (tabl. II, couche 14).

La morphologie du substratum d'érosion de la terrasse Ia et du lit contemporain de la Vistule est très semblable. On y voit la même succession des étapes — le creusement de la Vistule dans le substratum et ensuite le déplacement du cours du fleuve vers le nord accompagné du comblement du creusement primitif.

La formation des deux niveaux de la terrasse d'inondation correspond à la période postglaciaire.