

Leszek LINDNER

Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania „poziomu czarnych dębów” metodą ^{14}C

Na podstawie oznaczeń wieku bezwzględnego „poziomu czarnych dębów” (1300 ± 130 lat BP, 1190 ± 120 lat BP), zachowanego w tarasach zalewowych rzek świętokrzyskich, stwierdzono, że akumulacja piaszczysto-madowych osadów tarasowych pokrywających ten poziom była wynikiem wezbrań powodziowych w czasach historycznych. Do powstania tych wezbrań wydatnie przyczyniało się karczowanie lasów przez naszych przodków, zdobywających od VI—VII w.n.e. coraz to nowe obszary przydolinne pod uprawy rolne.

WSTĘP

Podczas prac nad czwartorzędem zachodniej części regionu świętokrzyskiego (L. Lindner, 1971, 1977) sprofilowano szereg odsłoneń w osadach tarasów zalewowych głównych rzek tego regionu. Najciekawsze okazały się te odsłoneńca, w których pod kilkumetrową serią piaszczysto-madową natrafiono na powalone czarne pnie drzewne o średnicy do 0,6 m, określane często mianem „powalony las”, „warstwy czarnych dębów” lub „poziom czarnych dębów”. Pnie te najliczniej występują w środkowym odcinku doliny Czarnej Sulejowskiej i Czarnej Nidy (fig. 1), gdzie miejscowa ludność eksploatuje je na opał.

W przypadku doliny Czarnej Sulejowskiej wydobywanie i suszenie pni odbywa się przede wszystkim w rejonie Tamy i Małańca, w miejscach znanych już I. Jurkiewiczowej (1952, 1968) i S. Z. Różyckiemu (1972), którzy akumulację pni wiązali z młodoholocenią działalnością powodziową, niszczącą bujne lasy z fazy atlantyckiej holocenu. Analogiczną interpretację genetyczno-wiekową przyjęto dla poziomu czarnych pni drzewnych występujących w dolinie Czarnej Nidy między Wolica a Tokarnią (M. Hakenberg, L. Lindner, 1973). Zarówno w jednym, jak i w drugim przypadku interpretacja taka wydawała się być zgodna z danymi paleobotan.

nicznymi (K. Szczepanek, 1961), jak też rozważaniami nad holoceniowym rozwojem koryt rzecznych tego regionu (E. Falkowski, 1971).

Szczegółowe badania tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich wykazały ich czteroetapowy rozwój, prowadzący do uformowania czterech wyrażnych stopni (I_4 — I_1), z których trzy wyższe świadczą o meandrowym typie przepływu rzeczno, zaś stopień najniższy reprezentuje współczesny odsyp rzeki roztokowej.

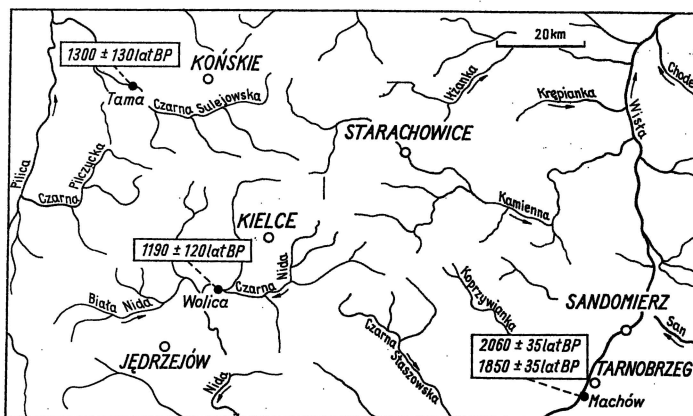


Fig. 1. Szkic sytuacyjny analizowanych stanowisk występowania poziomów czarnych pni drzewnych, tzw. czarnych dębów

Location map of studied localities of the black trunk (black oak) horizons

Ostatnio dzięki pomocy finansowej Komitetu Badań Czwartorzędu PAN zaistniała możliwość określenia wieku bezwzględnego wspomnianych pni metodą ^{14}C . Otrzymane wyniki zmuszają do znacznego „odmłodzenia” charakteryzowanego poziomu, a tym samym i wyżej leżącej serii piaszczysto-madowej tarasu zalewowego. Jednocześnie pozwalają one, wraz z innymi danymi, na próbę szerszego spojrzenia na warunki akumulacji aluwów holoceniowych regionu świętokrzyskiego oraz na dokonanie porównań z analogicznymi utworami stwierdzonymi przez E. Mycielską-Dowgiałło (1972) w dolinie Wisły koło Machowa.

CHARAKTERYSTYKA I WIEK OSADÓW

TAMA NAD CZARNĄ SULEJOWSKĄ

W rejonie Tamy osady tarasu zalewowego (I) Czarnej Sulejowskiej są włożone w rozciętą erozyjnie powierzchnię tarasu nadzalewowego (II), wznoszącego się 5—6 m nad poziom rzeki (fig. 2). W obrębie analizowanego odcinka doliny taras nadzalewowy wykształcony jest w postaci stosunkowo szerokich (0,5—2 km) listew piaszczysto-żwirowych (fig. 2, warstwa 3) ciągnących się po obu stronach rzeki. Cokół erozyjny tego

tarasu tworzy glina zwałowa zlodowacenia środkowopolskiego (warstwa 2) lub płytko występujące piaskowce liasowe. Początków akumulacji osadów tarasu nadzalewowego należy upatrywać już w schyłkowej części interglacjalu eemskiego (I. Jurkiewiczowa, 1968) lub we wstępującej części zlodowacenia bałtyckiego. Ostateczne uformowanie powierzchni tarasu nadzalewowego przypada na moment maksymalnego rozwoju warunków peryglacjalnych w czasie tego zlodowacenia (L. Lindner, 1971).

Taras zalewowy (I) Czarnej Sulejowskiej składa się tylko z dwóch wyraźnych stopni: wyższego — wznoszącego się do 1,5—2 m nad średni poziom rzeki — i niższego — o wysokości względnej do 0,5 m reprezen-

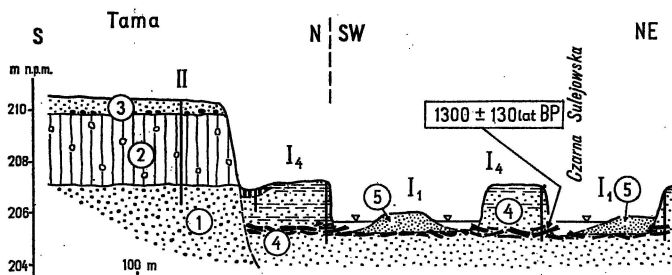


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez osady tarasu zalewowego (I_4 — I_1) Czarnej Sulejowskiej w Tama

Geological section through the Czarna Sulejowska flood-terrace deposits (I_4 — I_1) at Tama

Zlodowacenie środkowopolskie: 1 — piaski różnoziarniste, żółte z wkładkami żwirów, 2 — glina zwałowa; zlodowacenie bałtyckie: 3 — piaski różnoziarniste ze żwirami, żółtoszare (taras II); holocen: 4 — piaski średnio- i gruboziarniste, szare i żółtoszare, z wkładkami mąd i torfów oraz poziomem czarnych pni drzewnych (taras I_4), 5 — piaski różnoziarniste, żółte (taras I_1)

Mid-Polish Glaciation: 1 — various-grained, yellow sands with gravel intercalations, 2 — till; Baltic Glaciation: 3 — various-grained, yellow-gray sands with gravels (terrace II); Holocene: 4 — medium- and coarse-grained, gray and yellow-gray sands with silty and peaty intercalations and black trunk horizons (terrace I_4), 5 — various-grained yellow sands (terrace I_1)

owanego przez współczesny odsyp korytowy (fig. 2). Wyższy stopień opisywanego tarasu (I_4) budują szare lub szaróżółte piaski średnio- i gruboziarniste (fig. 2, warstwa 4) z wkładkami mąd, torfów oraz z poziomem czarnych pni drzewnych (tabl. I, fig. 5 i 6), występujących nie tylko na całej szerokości doliny, ale również w jej wyższym i niższym odcinku. Analizowane pnie osiągają do 3—6 m długości. Większość z nich jest pozbawiona bocznych odgałęzień i kory oraz nosi ślady obróbki ręką ludzką (tabl. II, fig. 7 i 8). Z reguły występują one nieco poniżej średniego stanu wody w rzece, a w przypadku znacznego nagromadzenia nadają jej czarny odcień. Poziom czarnych pni drzewnych oddziela jednocześnie górną, bardziej madową część tarasu od części dolnej, bardziej piaszczystej.

Znaczna ilość czarnych pni drzewnych, występujących w dnie koryta oraz u podstawy współczesnego odsypu korytowego (fig. 2, warstwa 5), uniemożliwia głębsze przerabianie aluwów. Przejawia się to również w obecności wyraźnego progu w profilu podłużnym rzeki i jest jedną z przyczyn jej „dziczenia”.

Na przekroju geologicznym (fig. 2), poza lokalizacją sond i odsłoneń, zaznaczono również miejsce pobrania próbki drewna do oznaczeń wiekowych metodą ^{14}C . Oznaczenia te, wykonane w Instytucie Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach pod kierunkiem prof. dra W. Mościckiego, wykazały wiek 1300 ± 130 lat BP Gd 360. Można więc sądzić, że ok. 1300 lat temu (VI—VII w.n.e.) w wyniku erozji bocznej lub, być może, przy współudziale człowieka (M. Dembińska, 1972) do rzeki dostała się znaczna ilość pni drzewnych. Pnie te uległy pewnemu ogładzeniu w czasie transportu rzecznej, lecz nie mogły być wyniesione zbyt daleko z uwagi na szybkie przykrycie ich piaszczysto-madowym materiałem powodziowym. Jak można sądzić na podstawie analizy litologiczno-sedymentacyjnej, materiał ten był składany w czasie co najmniej trzech kolejnych wysokich wezbrań. Najmłodsze z tych wezbrań nastąpiło prawdopodobnie na początku bieżącego stulecia.

Z przytoczonych danych wynika, że pnie drzew tworzące w dolinie Czarnej Sulejowskiej poziom „powalonego lasu” nie są — jak sądzono dotychczas — odpowiednikiem fazy atlantyckiej (optimum klimatycznego holocenu), lecz stanowią pozostałość lasu porastającego dolinę w czasach bliskich początkom naszej państwowości. O ówczesnym, intensywnym rozwoju działalności ludzkiej na badanym obszarze świadczą liczne grodziska, z których najbardziej okazałe znajduje się w Żarnowie (E. Kierzkowska-Kalinowska, 1974), w odległości kilku kilometrów na północ od Tamy. Seria piaszczysto-madowa nadbudowująca poziom „powalonego lasu” i tworząca powierzchnię wyższego stopnia tarasu zalewowego (I_4) Czarnej Sulejowskiej musi więc reprezentować już czasy historyczne. Formowanie niższego, piaszczystego stopnia tarasu zalewowego (I_1) jest wynikiem obecnego przeciążenia rzeki materiałem mineralnym (E. Falkowski, 1971; M. Hakenberg, L. Lindner, 1973).

WOLICA NAD CZARNĄ NIDĄ

W rejonie Wolicy osady tarasu zalewowego (I) Czarnej Nidy także wypełniają rozcięcie w powierzchni tarasu nadzalewowego (II) i jedynie od strony południowej kontaktują z utworami wapienia muszlowego (fig. 3, warstwa 1). Na odcinku między Wolicą a Żernikami taras zalewowy Czarnej Nidy składa się z czterech wyraźnych stopni, z których najwyższy (I_4) wznosi się ok. 1,8 m nad poziom rzeki, niższy (I_3) — ok. 1,2 m, jeszcze niższy (I_2) — ok. 0,8 m, i najniższy (I_1) — ok. 0,5 m nad poziom rzeki (M. Hakenberg, L. Lindner, 1973). Z obserwacji terenowych oraz analiz zdjęć lotniczych wynika, że trzy najwyższe stopnie należą do trzech kolejnych etapów meandrowego rozwoju tego tarasu, natomiast stopień najniższy reprezentowany jest przez współczesny odsyp korytowy, typowy dla rzeki „dzikiej”. Czteroetapowy rozwój tarasów karpaccich (L. Starkel, 1976).

Z licznych wierceń i odsłoneń wynika, że trzy wyższe stopnie tarasu zalewowego odznaczają się podobną budową geologiczną. Składają się głównie z szarych lub szarozółtych piasków różnoziarnistych z domieszką materiału grubszego oraz wkładkami torfów i mad. Cechą odróżniającą stopień najwyższy (I_4) jest występowanie w nim (fig. 3, warstwa 2) na

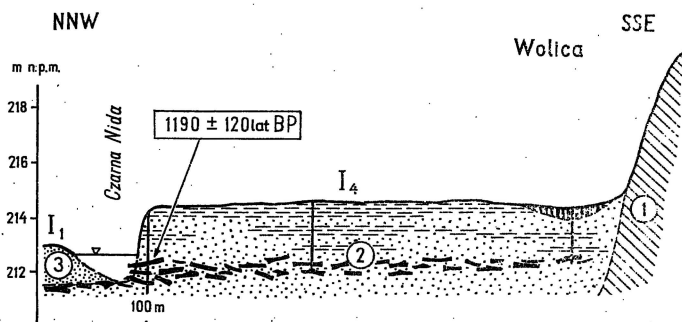


Fig. 3. Przekrój geologiczny przez osady tarasu zalewowego (I_4 — I_1) Czarnej Nidy w Wolicy

Geological section through the Czarna Nida flood-terrace deposits (I_4 — I_1) at Wolica

Wapień muszlowy: 1 — wapień; holocen: 2 — piaski różno- i gruboziarniste, szarżółte z wkładkami mąd i torfów oraz poziomem czarnych pni drzewnych (taras I_4), 3 — piaski różnoziarniste, żółte (taras I_1)

Muschelkalk: 1 — limestones; Holocene: 2 — various- and coarse-grained, gray-yellow sands with silty and peaty intercalations and black trunk horizon (terrace I_4), 3 — various-grained yellow sands (terrace I_1)

głębokości 1,5—2,5 m poziomu czarnych pni drzewnych. W przypadku, gdy stopień ten jest podcinany przez rzekę, pnie odsłaniają się w obrębie współczesnego koryta nieco poniżej zwierciadła wody (fig. 3). Są one pozbawione bocznych konarów, a długość ich nie przekracza 6 m. W kilku miejscach, mimo późniejszego obtoczenia, widoczne są na nich ślady ścinania. Również w dolinie Czarnej Nidy poziom czarnych pni drzewnych oddziela górną — bardziej madową część najwyższego stopnia tarasowego — od części dolnej — bardziej piaszczystej. Poziom ten stanowi jednoznacznie swego rodzaju cokół erozyjny dla obecnych osadów korytowych (fig. 3, warstwa 3) i tym samym utrudnia głębsze przetwarzanie aluwów.

W przypadku przekroju z rejonu Wolicy (fig. 3) oznaczenie wieku bezwzględne poziomu czarnych pni drzewnych metodą ^{14}C dało datę 1190 ± 120 lat BP Gd 370, a więc bliską wiekowi pni w przekroju z rejonu Tamy (fig. 2). Biorąc pod uwagę analogiczną sytuację występowania wspomnianych pni w obu przekrojach należy sądzić, że mamy do czynienia ze zbliżonym lub tym samym cyklem akumulacji dolinnej. Akumulacja ta była spowodowana erozyjnym podcinaniem, porośniętych lasem zboczy dolin w czasie wezbrań powodziowych. Wezbrania te były z kolei warunkowane karczowaniem lasów przez naszych przodków, zdobywających wówczas (VI—VII w.n.e.) obszary przydolinne pod uprawy rolne (M. Dembińska, 1972). Intensywne poszukiwanie pól uprawnych, a zwłaszcza pozostawienie ich na kilkunastoletnie ugorowanie, przyczyniło się do powierzchniowej erozji gleb oraz znacznej podaży materiału mineralnego do koryt rzecznych.

O ówczesnej działalności ludzkiej w dolinie Czarnej Nidy informują także fragmenty naczyń glinianych znalezione w Żernikach pod utworami deluwialnymi oraz na powierzchni tarasu II koło Mostów i Tokarni.

Według opinii prof. dra W. Chmielewskiego (inf. ustna) naczynia te reprezentują przedpiastowski okres naszej państwowości.

Jak widać w licznych odsłonięciach przykorytowych, osady tarasu zalewowego Czarnej Nidy były akumulowane podczas kilku cykli sedimentacyjnych, prowadzących do przykrycia poziomu pni drzewnych serią piaszczysto-madową o miąższości 1,5–2,5 m. Tak znaczna akumulacja dolinna w ciągu ostatniego tysiąclecia zmuszała rzeki świętokrzyskie do częstych zmian koryta i formowania coraz to nowych dróg przepływu. W przypadku doliny Czarnej i Białej Nidy, dzięki szczegółowym pracom kartograficzno-geologicznym oraz kilku generacjom map topograficznych, udało się ustalić (M. Hakenberg, L. Lindner, 1973), że znaczna część drugiego stopnia tarasu zalewowego (I₂) była zajęta przez koryto rzeczne jeszcze pod koniec ubiegłego wieku, a niektóre starorzecza zachowane na powierzchni trzeciego stopnia (I₃) były objęte żywą działalnością rzeczną pod koniec XVIII w.

MACHÓW NAD WISŁĄ

Według E. Mycielskiej-Dowgiałło (1972) w rejonie Machowa, we wschodniej części doliny Wisły, osady tarasu zalewowego osiągają 6–10 m miąższości i wypełniają wcięcie erozyjne w łąkach krakowieckich Garbu Tarnobrzeskiego (fig. 4). W zachodniej części doliny (rejon Piasieczna) osady tego tarasu odznaczają się jeszcze większą miąższością i spoczywają na utworach rzecznych z okresu ostatniego zlodowacenia.

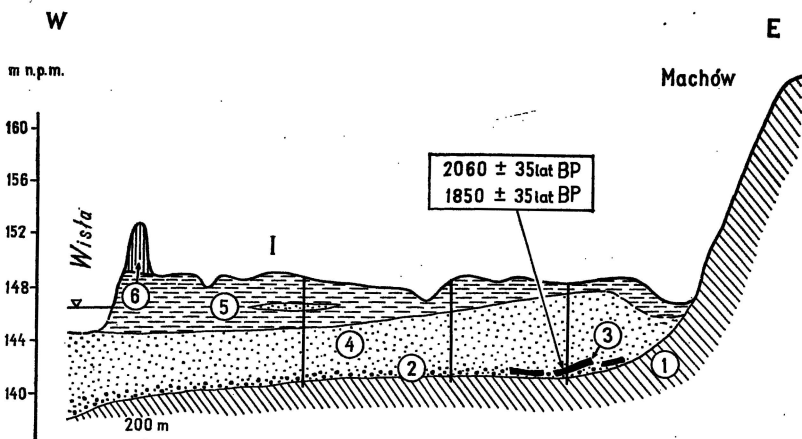


Fig. 4. Przekrój geologiczny przez osady tarasu zalewowego (I) Wisły w Machowie (według E. Mycielskiej-Dowgiałło, 1972; nieco zmieniony) Geological section through the Vistula river flood-terrace deposits (I) at Machów (after E. Mycielska-Dowgiałło, 1972; somewhat modified)

Sarmat: 1 — ły krakowieckie; holocen: 2 — piaski z domieszką żwirów, 3 — poziom pni czarnych dębów, 4 — piaski drobno- i średnioziarniste, 5 — mady z wkładkami piasków, 6 — nasyp wału przeciwpowodziowego

Sarmatian: 1 — Krakowiec clays; Holocene: 2 — sands with gravel admixture, 3 — black oak trunk horizon, 4 — fine- and medium-grained sands, 5 — silty with sandy intercalations, 6 — flood embankment

W rejonie Machowa formowanie cokołu erozyjnego tarasu zalewowego wiązało się z erozją boczną postępującą od środka doliny ku wschodowi. Na cokole tym (fig. 4, warstwa 1) leży seria akumulacyjna tarasu (warstwy 2—5). Dolną część tej serii stanowią osady piaszczysto-żwirowe (warstwa 2) z pojedynczymi pniami czarnych dębów (warstwa 3). Analiza wieku bezwzględnego jednego z tych pni, wykonana dla trzech próbek pobranych z trzech punktów wzdłuż promienia pnia, wykazała wiek: 2060 ± 35 lat BP Gr N-57895, 2030 ± 35 lat BP Gr N-5814, 1850 ± 35 lat BP Gr IV-5790 (E. Mycielska-Dowgiałło, 1972). Znaczy to, że ok. 1800 lat temu analizowany pień dostał się do koryta rzecznej (zapewne w wyniku podcinania erozyjnego zboczy doliny) i tam został przykryty piaskami (warstwa 4) oraz madami (warstwa 5) reprezentującymi górną część serii tarasowej.

Tabela 1

Wiek niektórych stanowisk występowania czarnych pni drzewnych, tzw. czarnych dębów

Stanowisko	Wiek	Autor
Wolica nad Czarną Nidą	1190 ± 120 lat BP Gd 370	*
Tama nad Czarną Sulejowską	1300 ± 130 lat BP Gd 360	*
Machów nad Wisłą	1850 ± 35 lat BP Gr IV-5790	E. Mycielska-Dowgiałło (1972)
Machów nad Wisłą	2060 ± 35 lat BP Gr N-57895	E. Mycielska-Dowgiałło (1972)
Tuchlin nad Bugiem	1150 6500 ± 1300 lat BP	W. Mościcki (1953)

* Oznaczenia wieku wykonano w Instytucie Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach pod kierunkiem prof. dra W. Mościckiego w 1976 r.

Z badań przeprowadzonych przez E. Falkowskiego (1967) wynika, że akumulacja ta nie odbywała się z jednakową szybkością, lecz główne jej nasilenie przypadało na ostatnie 300 lat. W obrębie analizowanego przekroju (fig. 4) osady piaszczysto-żwirowe (warstwa 2) oraz piaski podmadowe (warstwa 4) były akumulowane przez rzekę meandrującą, natomiast wyżej występujące mady z wkładkami piasku (warstwa 5) reprezentują naprzemianległe facje powodziowe i korytowe. Zdaniem E. Mycielskiej-Dowgiałło (1972) ten „...typ układu warstw wydaje się wskazywać na przejście od rzeki meandrującej do dzikiej...”, której śladem jest łacha przykorytowa utworzona w ciągu ostatnich 100 lat.

WNIOSKI

Z przytoczonych danych wynika, że pnie drzewne zachowane w obrębie opisywanych tarasów zalewowych nie reprezentują optimum holocenckiego — jak sądzono na podstawie analogii z doliną Bugu (W. Mościcki, 1953) — lecz są znacznie młodsze (tab. 1).

Ślady nacięć na pniach zachowanych zarówno w dolinie Czarnej Sulejowskiej, jak i Czarnej Nidy świadczą o wczesnośredniowiecznej obecności człowieka w regionie świętokrzyskim.

Badania tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich wykazały czterostopniowy rozwój tych tarasów, a więc bardziej skomplikowany przebieg młodoholocenyckich procesów erozyjno-akumulacyjnych niż to pierwotnie sugerowano (S. Z. Różycki, 1961; L. Starkel, 1968). Zebrane materiały świadczą, że najwyższy stopień tarasu zalewowego (I_4) formowany był między VII a XVIII w., stopień trzeci (I_3) objęty był żywą działalnością rzeczną jeszcze pod koniec XVIII w., a stopień drugi (I_2) zajęty był przez koryto rzeczne jeszcze przy końcu XIX w. Stopnie te świadczą o ówczesnym, meandrowym typie rozwinięcia koryta, natomiast stopień najniższy (I_1) reprezentuje współczesny odsyp rzeki „dzikiej”. W czasie gwałtownych wezbrań powodziowych stopnie te były nadbudowane cienkimi pokrywami utworów madowych.

Młody wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich poza aspektem poznawczym skłaniać musi do ostrożności przy projektowaniu, a następnie wykonywaniu obiektów inżynierskich w tych dolinach. Młodoholocenyckie grunty aluwialne będą bowiem odznaczać się małym zagęszczeniem i tym samym słabą nośnością. Dodatkowym utrudnieniem może okazać się także wyraźna przewaga dostawy materiału ze zboczy (głównie w wyniku spłukiwania) nad zdolnością transportową rzek.

W zakończeniu rozważań należy podkreślić nieprzypadkową zbieżność nazw znacznej części rzek świętokrzyskich (Czarna Sulejowska, Czarna Pilczycka, Czarna Nida, Czarna Rakowska) z faktem odsłaniania się w ich dnach czarnych pni drzewnych. Nie ulega wątpliwości, że nazwa „czarna” wywodzi się od ciemnej barwy dna koryta tych rzek i była im nadawana przez miejscową ludność, zaś kartografowie dodawali do niej nazwę miejscowości, przez którą rzeka ta przepływała.

Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, al. Zwirki i Wigury 93
Nadesłano dnia 29 lipca 1976 r.

PIŚMIENNICTWO

- DEMBIŃSKA M. (1972) — An attempt at periodization of the history of agriculture between the 7th century and middle of the 19th. Excursion guide-book Symp. of the INQUA Commission on Stud. of the Holocene. Changes in the palaeogeography of valley floors of the Vistula drainage basin, during the Holocene, second Part — The Polish Lowland, p. 41—47.
- FALKOWSKI E. (1967) — Ewolucja holocenyckiej Wisły na odcinku Zawichost—Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. Biul. Inst. Geol., 198, p. 57—150. Warszawa.
- FALKOWSKI E. (1971) — Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. Biul. geol. Wydz. Geol. UW, 12, p. 5—124. Warszawa.
- HAKENBERG M., LINDNER L. (1973) — Holocenycki rozwój doliny środkowej Nidy. Acta geol. pol., 23, p. 435—445, nr 2. Warszawa.
- JURKIEWICZOWA I. (1952) — Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w 1952 r. na ark. Przedbórz. Arch. Inst. Geol. Warszawa.

- JURKIEWICZOWA I. (1968) — Czerрно (Objaśnienia do szczególowej mapy geologicznej Polski). Inst. Geol. Warszawa.
- KIERZKOWSKA-KALINOWSKA E. (1974) — Żarnów, pow. Opoczno. Grodzisko wczesnośredniowieczne. Inf. Archeol. Bad. za rok 1973, p. 233—234. Warszawa.
- LINDNER L. (1971) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Święтокрзкских. Studia geol. pol., 35, p. 1—113. Warszawa.
- LINDNER L. (1977) — Zlodowacenia plejstocенские в западной части Gór Święтокрзкских. Studia geol. pol., 53. Warszawa.
- MOŚCICKI W. (1953) — Pierwsze wyniki datowania wieku drewna kopalnego w Polsce metodą radiowęгла. Acta geol. pol., 3, p. 187—189, nr 1. Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. (1972) — Rozwój doliny środkowej Wisły w holocenie w świetle badań z okolic Tarnobrzega. Prz. geogr., 44, p. 73—83, nr 1. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1961) — Middle Poland. Guide-book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part II, p. 1—116, VІth Congress INQUA. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1972) — Plejstocen Polski Śródkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. II, PWN. Warszawa.
- STARKEŁ L. (1968) — Przebieg erozji i akumulacji rzecznej w holocenie. Folia Quaternaria, 29, p. 109—117. Kraków.
- STARKEŁ L. (1976) — Przebieg erozji i akumulacji młodoczwartorzędowej w dolinach karpaccких. Materiały terenowej konferencji naukowej nt.: Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwiiów rzek karpaccких i ich znaczenie surowcowe, p. 7—15. Kraków.
- SZCZEPANEK K. (1961) — Późnoglacialna i holocенская historia roślinności Gór Święтокрзкских. Acta paleobot., 2, p. 1—45, nr 2. Kraków.

Лешек ЛИНДНЕР

ВОЗРАСТ ПОЙМЕННЫХ ТЕРРАС СВЕНТОКШИНСКИХ РЕК В СВЕТЕ ДАТИРОВАНИЯ „ГОРИЗОНТА ЧЕРНЫХ ДУБОВ” МЕТОДОМ ^{14}C

Резюме

Горизонты черных древесных стволов (т. н. черных дубов), сохранившиеся в изученных разрезах голоценовых террас (фиг. 1—4) не относятся к голоценовому климатическому оптимуму, а являются значительно более молодыми (1850 ± 35 лет ВР; 1190 ± 120 лет ВР). Большой возрастной диапазон этих стволов говорит о том, что следует считаться с возможностью залегания в пределах голоценового аллювия нескольких разновозрастных горизонтов этих стволов (таб. 1).

Следы рубки стволов, залегающих как в долине Чарной Сулеўской (фиг. 2), так и Чарной Ниды (фиг. 3), свидетельствуют о ранне средневековой деятельности человека в свентокшиском регионе. Принимая во внимание аналогичную сохранность стволов в обоих указанных местах, следует полагать, что здесь мы имеем дело с близким или тем же самым циклом долинной седиментации. Эта аккумуляция произошла ввиду бокового подмывания склонов долин во время поднятия паводковых вод, обуславливаемых в частности корчеванием лесов нашими предками.

Leszek LINDNER

**THE AGE OF RIVER FLOOD-TERRACES FROM THE GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE
IN THE LIGHT OF ¹⁴C DATINGS OF THE „BLACK OAK HORIZONS”**

Summary

The horizons of black trunks known as black oak trunks, traced in sections of Holocene terraces studied (Figs. 1—4) appeared to be much younger than the Holocene climatic optimum, that is 1850 ± 35 to 1190 ± 120 years old. So large differences in age of the trunks make it necessary to assume the possibility of occurrence of several black trunk horizons of different age in Holocene alluvia (Tab. 1).

Traces of chopping, noted on both trunks from the Czarna Sulejowska (Fig. 2) and Czarna Nida river valleys (Fig. 3) evidence the Man activity in the Góry Świętokrzyskie in the early Medieval times. Taking into account the same mode of preservation of trunks from the two localities it should be stated that we are dealing here with the same or similar cycles of valley accumulation. The accumulation resulted from lateral incision of valley sides during floods determined, among others, by deforestation of the area by our ancestors.

TABLICA I

- Fig. 5. Czarny pień drzewny wydobyty z osadów holocenijskich w czasie regulowania koryta rzeki; Tama nad Czarną Sulejowską
Black trunk excavated from Holocene deposits during river channel training; Tama upon the Czarna Sulejowska river
- Fig. 6. Czarny pień drzewny odsłonięty w poziomie zwierciadła wody w rzece; Tama nad Czarną Sulejowską
Black trunk excavated in the level of river water table; Tama upon the Czarna Sulejowska river

TABLICA II

- Fig. 7. Czarny pień drzewny ze śladami cięcia (zaznaczonymi strzałką); Tama nad Czarną Sulejowską
Black trunk displaying traces of chopping (arrowhead); Tama upon the Czarna Sulejowska river
- Fig. 8. Fragment czarnego pnia drzewnego ze śladami cięcia (zaznaczonymi strzałką); Tama nad Czarną Sulejowską
A fragment of black trunk displaying traces of chopping (arrowhead); Tama upon the Czarna Sulejowska river



Fig. 5



Fig. 6

Leszek LINDNER — Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania „poziomu czarnych dębów” metodą ^{14}C



Fig. 7

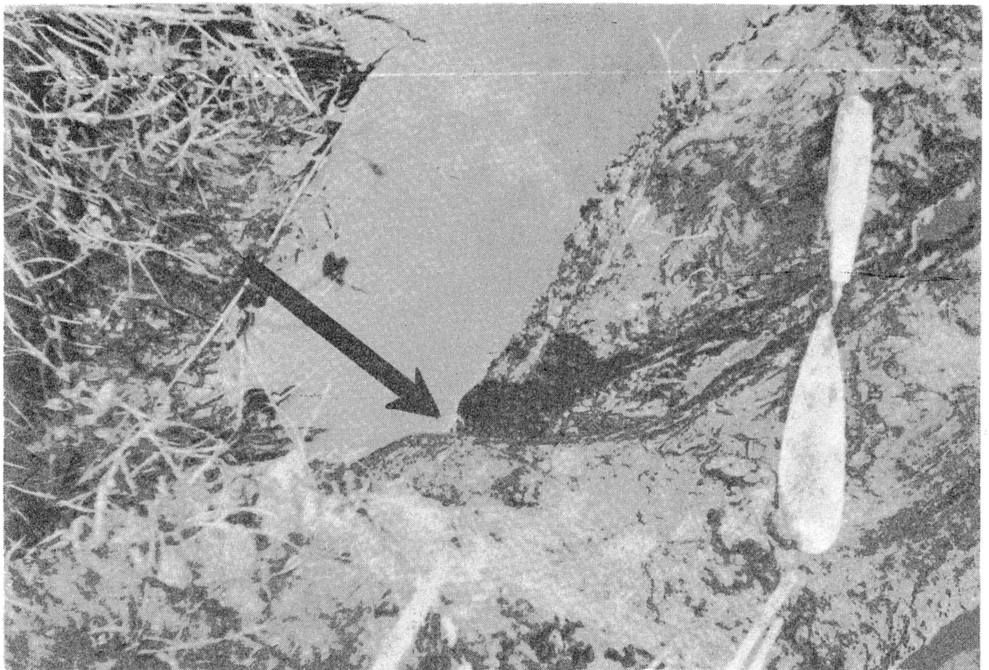


Fig. 8

Leszek LINDNER — Wiek tarasów zalewowych rzek świętokrzyskich w świetle datowania „poziomu czarnych dębów” metodą ^{14}C