

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

2

PIOTR GĘBICA

EWOLUCJA DOLINY WISŁY
POMIĘDZY NOWYM BRZESKIEM
A OPATOWCEM
W VISTULIANIE I HOLOCENIE



**WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN**

za ostatnie lata

1994

21. A. WERWICKI – Sfera usług społeczno-kulturalnych w wybranych krajach środkowo-europejskich w ostatniej dekadzie istnienia nakazowo-rozdzielczego systemu gospodarczego (1980–1989). Potencjały naukowe w Polsce w 1990 roku i ich rozmieszczenie, 91 s., zł 3,–
22. E. NOWOSIELSKA – Sfera usług w badaniach geograficznych. Główne tendencje rozwojowe ostatniego dwudziestolecia i aktualne problemy badawcze, 68 s., zł 3,–
23. T. LIJEWSKI – Infrastruktura komunikacyjna Polski wobec zmian politycznych i gospodarczych w Europie Środkowej i Wschodniej, 46 s., zł 3,–
24. A. BOKWA, A. MROCZKA, R. PRZYBYŁA, J. ŚMIAŁKOWSKI, R. TWARDOSZ – Wybrane zagadnienia z klimatologii i bioklimatologii, 97 s., zł 3,–
25. A. MATUSZKIEWICZ, W. MATUSZKIEWICZ, R. M. DEGÓRSKI – Badania porównawcze systemów leśnych Finlandii, 77 s., zł 3,–
26. J. PASZYŃSKI, J. SKOCZEK, B. KRAWCZYK, T. KONSTANTINOVA, I. BOLOBAN – Badania topoklimatyczne w Mołdawii, 79 s., zł 3,–
27. R. SZCZĘSNY – Rolnictwo Finlandii. Przestrzenne zróżnicowanie i przemiany, 89 s., 3 zł,–
28. K. BŁAŻEJCZYK, B. KRAWCZYK – Bioclimatic research of the human heat balance, 66 s., zł 3,–

1995

29. P. EBERHARDT – Zagadnienia ludnościowe obszaru byłych Prus Wschodnich, 41 s., zł 4,–
30. Z. BABIŃSKI, M. GRZEŚ – Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek, 79 s., zł 4,–
31. J. GRZESZCZAK – Przestrzenne zróżnicowanie społeczno-gospodarcze „północ-południe” w krajach Unii Europejskiej. Wielka Brytania, Niemcy, Francja, 60 s., zł 4,–
32. A. GAWRYSZEWSKI – Rynek pracy Warszawy i województwa warszawskiego, 131 s., zł 4,–
33. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, B. KRAWCZYK, K. BŁAŻEJCZYK – Warunki bioklimatyczne Supraśla, 68 s., zł 4,–

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 2

PIOTR GĘBICA

**EVOLUTION OF THE VISTULA RIVER VALLEY
BETWEEN NOWE BRZESKO AND OPATOWIEC
IN THE VISTULIAN AND HOLOCENE**

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

2

PIOTR GĘBICA

EWOLUCJA DOLINY WISŁY
POMIĘDZY NOWYM BRZESKIEM
A OPATOWCEM
W VISTULIANIE I HOLOCENIE



KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak

Członkowie: Tadeusz Gerlach, Marek Grześ,
Alina Potrykowska, Józef Skoczek, Władysława Stola
Sekretarz: Maria Mozolewska-Adamczyk

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Opracowanie redakcyjne: Jan Kuźma
Redaktor techniczny: Maciej Szłapka

© Copyright by Wydawnictwo *Continuo*, Wrocław 1995

PL ISSN 0012-5032
ISBN 83-86682-06-X

Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF we Wrocławiu
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Zarys problemu	7
Cel badań	8
Metody badań	8
Historia i stan badań	11
Obszar badań	15
Budowa geologiczna i rzeźba terenu	15
Charakterystyka hydrologiczna Wisły, Raby i Uszwicy	18
Dolina Wisły na północnym obrzeżeniu Puszczy Niepołomickiej	21
Rzeźba i osady lewobrzeżnej terasy lessowej Wisły w rejonie Nowego Brzeska	21
Budowa terasy lessowej w Hebdowie	21
Geneza i wiek utworów budujących podnóże zbocza w Hebdowie	23
Profile osadów terasy lessowej w Smiłowicach	26
Budowa i wiek osadów pagórów meandrowych Trawniki i Skała	30
Rzeźba i budowa plejstocenijskiego stożka Raby w rejonie Mikuszowic	33
Rzeźba i wiek aluwów równiny zalewowej Wisły	34
Ewolucja doliny Wisły na północnym obrzeżeniu Puszczy Niepołomickiej w vistulianie i holocenie	39
Dolina Wisły pomiędzy ujściem Raby i Dunajca	42
Rzeźba i osady plejstocenijskich teras Wisły i stożka napływowego Dunajca	42
Stanowisko Strzelce Wielkie	43
Stanowisko Włoszyn (Wł1)	46
Rekonstrukcja szaty roślinnej (napisała K. Mamakowa)	47
Stanowisko Górka-Kępa	48
Rzeźba i budowa równiny zalewowej Wisły i jej dopływów	48
Rzeźba równiny zalewowej Wisły	48
Budowa równiny zalewowej i wiek aluwów	49
Rzeźba równiny zalewowej stożka Raby	52
Budowa równiny zalewowej i wiek paleomeandrów w rejonie Uścia Solnego	53
Budowa obniżenia Gróbki	55
Zróznicowanie litologiczne osadów w przekroju pionowym i wiek aluwów	55
Rekonstrukcja szaty roślinnej na podstawie wyników analizy pyłkowej z profilów Gróbka Gr1 i Strzelce Małe STM10 (napisała K. Mamakowa)	57
Litofacje późnovistuliańskich i holocenijskich osadów obniżenia Gróbki	59
Budowa opuszczonego systemu paleomeandrów Raby w Strzelcach Małych	61
Zróznicowanie uziarnienia osadów w przekroju pionowym i stratygrafia aluwów	62
Budowa i wiek obniżenia Uszewki	64
Rzeźba i osady równiny zalewowej Uszwicy	65
Ewolucja doliny Wisły i stożków napływowych między Uściem Solnym a Opatowcem w vistulianie i holocenie	68

Charakterystyka litologiczna różnowiekowych facji osadów	71
Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem na tle Kotlin Podkarpackich	77
Etapy ewolucji doliny Wisły uwarunkowane zmianami klimatu i ingerencją człowieka	77
Rola ruchów tektonicznych w ewolucji dolin	80
Typy stożków napływowych i odcinków den dolin w Kotlinie Sandomierskiej	81
Literatura	84
Evolution of the Vistula river valley between Nowe Brzesko and Opatowiec in the Vistulian and Holocene (summary)	90

WSTĘP

Prezentowana praca była realizowana w latach 1986–1992 w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w ramach problemu C. P. B. P. 03.13 „Ewolucja środowiska geograficznego Polski”.

Publikacja ta powstała w trakcie badań doliny Wisły, koordynowanych przez Prof. L. Starkła, związanych z realizowanym Projektem IGCP (Międzynarodowy Program Korelacji Geologicznych) nr 158 „Paleohydrologia strefy umiarkowanej podczas ostatnich 15 000 lat”. Podprojekt A tego programu dotyczy ewolucji dolin rzecznych (Starkel, Thornes 1983). Niniejsza praca wykracza poza ramy czasowe tak określonego tematu, ponieważ dotyczy ewolucji nie tylko w holocenie, ale także w okresie całego vistulianu.

ZARYS PROBLEMU

W publikacji przedstawiono ewolucję doliny Wisły oraz jej karpackich dopływów – Raby i Uszwicy na odcinku pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie. W Kotlinie Sandomierskiej, w dolinach rzecznych, na bezpośrednim przedpolu Karpat występuje system włożonych stopni terasowych, np. w dolinie Wisłoki koło Dębicy jest włożonych 6 teras, z których najwyższą 15 m datuje się na górny plenivistulian (Starkel i in. 1982). Wzdłuż doliny Wisły w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej biegnie terasa o wysokości 13–15 m zbudowana w spągu z aluwów nadbudowanych mułkami interplenivistuliańskimi, a w stropie – okryta młodszym lessem (Mamakowa, Środoń 1977). Na prawym brzegu doliny występują plejstocenyjskie terasy Wisły i stożki napływowe dopływów karpackich. Pomiędzy nimi ciągnie się równina zalewowa o wysokości 3–4 m i szerokości 6–8 km. W odcinkach ujściowych Raby, Uszwicy, Dunajca i Wisłoki występują rozległe stożki napływowe.

Charakterystyczną cechą rzeźby równin zalewowych jest występowanie obok siebie na jednym poziomie morfologicznym szerokich obniżen i nieco wyższych pasów meandrowych. Te pierwsze mają położenie marginalne, albo tworzą „ostańce” w środku doliny. Obniżenia marginalne odwadniane są dziś przez małe potoki: Drwinę, Breń i Trześniówkę. W okresie vistulianu były one prawdopo-

dobnie wykorzystywane przez roztokową Wisłę i ujściowe odcinki dopływów karpackich (ryc. 1).

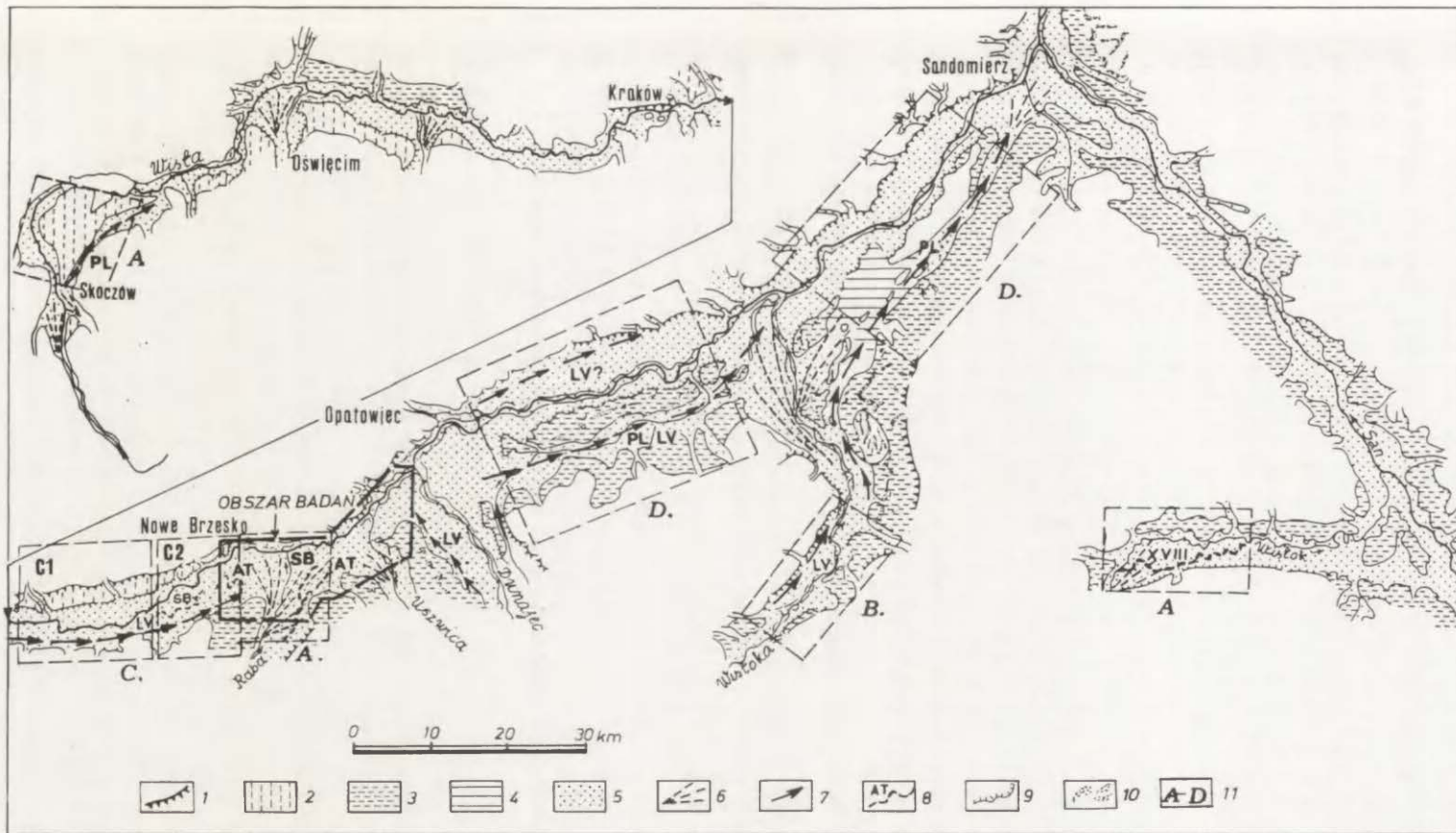
Obok tych szerokich płaskodennych obniżen występują strefy nieco wyższe, z różnowiekowymi generacjami holocenijskich paleomeandrów. W literaturze noszą one nazwę pasów meandrowych (Allen 1965; Gradziński 1973). Zachowały one kilkukilometrowej długości systemy paleomeandrów opuszczonych wskutek przerzutów (awulsji) koryta. Zastanawiający jest brak w ujściowych odcinkach Raby i Dunajca wielkopromiennych późnovistulianjskich starorzeczy znanych z innych odcinków dolin Wisły, Sanu i Wisłoki (Starkel red. 1990). Wcześniej przeważał w literaturze pogląd S. Połtowicza (1967) o wpływie ruchów neotektonicznych na zmiany przebiegu koryt i stałą tendencję przesuwania się koryta Wisły pod krawędź wyżyny. W publikacji wykazano, że brak na to przekonujących dowodów. W dotychczasowych badaniach nie podejmowano szczegółowej analizy stożków napływowych bocznych dopływów i ich wpływu na morfologię i rozwój równiny zalewowej Wisły w vistulianie i holocenie.

CEL BADAŃ

Celem badań było poznanie etapów ewolucji odcinka doliny Wisły i ujściowych odcinków Raby i Uszwicy w vistulianie i holocenie pod wpływem zmian klimatu, człowieka i tektoniki oraz rozpoznanie mechanizmu kształtowania równin zalewowych i stożków napływowych oraz przeprowadzenie próby ich klasyfikacji.

METODY BADAŃ

W pracy zastosowano szereg metod terenowych i laboratoryjnych. Kartowaniem geomorfologicznym w skali 1:10 000 objęto w pierwszym etapie badań dno doliny Wisły pomiędzy Zabierzowem Bocheńskim a Groblą, a następnie teren położony między ujściem Raby a Dunajcem. W trakcie wykonywania map geomorfologicznych w skali 1:25 000 dla dwóch arkuszy *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*, przygotowanych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne z Krakowa, poszerzono kartowany teren o przylegające od północy i południa obszary pozadolinne (Gębica, Radzki 1992). Rękopisy tych map znajdują się w archiwum Zakładu Geomorfologii Gór i Wyżyn PAN w Krakowie. W trakcie badań terenowych wykonano profile 5 odsłoneń o wysokości 10 m w krawędzi terasy lesosowej, zarejestrowano i opisano 20 odsłoneń o wysokości 2–3 m w obrębie równiny zalewowej Wisły i na stożku holocenijskim Raby. W 1990 i 1991 r. na stożku Raby wykonano 40 wierceń o głębokości 4–7 m wiertnią „Geomeres” (patent Instytutu Badań Czwartorzędu UAM w Poznaniu). Do analiz sedymentologicznych i innych oznaczeń pobrano z wierceń i odsłoneń około 470 prób osadu. Analizę składu mechanicznego przeprowadzono metodą kombinowaną. Frakcje



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Wisły i jej dopływów karpackich w Kotlinie Sandomierskiej (wg Starkla 1990, uzupełniony przez Gębicę 1993a)
 1 – krawędzie wysoczyzn, 2 – terasa okryta górnopleniwistuliańskim lessem, 3 – stożki i terasy z vistulianu, 4 – terasa późnowistuliańska, 5 – równina zalewowa, 6 – stożki napływowe, 7 – obniżenia wykorzystywane przez Wisłę i jej dopływy w górnym pleniwistulianie i późnym vistulianie, 8 – opuszczone systemy paleomeandrów, 9 – krawędzie teras, 10 – wydmy, 11 – typy stożków napływowych i odcinków dna doliny Wisły (objaśnienia w tekście), PL – pleniwistulian, LV – późny vistulian, AT – atlantyk, SB – subboreał

Geomorphological map of the Upper Vistula valley

-4,0 do +3,25 ϕ określono za pomocą analizy sitowej stosując przedział 0,5 ϕ . Analizę granulometryczną żwirów wykonano zgodnie z metodyką J. Rutkowskiego (1977). Analizę frakcji 3,25 do 9,0 ϕ wykonano metodą areometryczną Casagrande-Prószyńskiego. Przy wyliczaniu percentyli 84 i 95 stosowano ekstrapolację, łącząc (na siatce prawdopodobieństwa) ostatni punkt krzywej kumulacyjnej (0,002 mm = 9 ϕ) z wartością 14 ϕ odpowiadającą 0,00006 mm = 99,95% (Racinowski, Szczypek 1985; Folk, Ward 1957). Następnie program komputerowy uwzględniający otrzymany kształt krzywej rozkładu uziarnienia umożliwił obliczenie parametrów rozkładu uziarnienia metodą miar graficznych R. L. Folka i W. C. Warda (1957): średnia średnica ziarn (M_z), odchylenie standardowe będące miarą wysortowania osadu (δ_l), graficzna skośność (Sk_l) i graficzna kurtოza (K_G). W nazewnictwie wielkości ziarn zastosowano skalę przytaczaną w podręczniku *Zarys sedymentologii* (1986). Obróbkę ziarn kwarcu dla 7 prób piasków wykonano przy użyciu automatycznego graniformometru spychaczowego. Wykonano 44 analizy zawartości próchnicy metodą Tiurina i Tokarskiego w celu kontrolowania otrzymanych wyników. W 34 próbach oznaczenie zawartości próchnicy wykonała dr J. Lukaszuk z AR w Krakowie. Pozostałe analizy wykonał mgr I. Kasza, który wspólnie z autorem oznaczył dodatkowo w 45 próbach zawartość węgla wapnia metodą Scheiblera.

Analizy składu petrograficznego żwirów zostały wykonane dla 3 prób żwirowych pochodzących z trzech stanowisk położonych powyżej współczesnej równiny zalewowej. Jedną próbę pobrano z urobku w żwirowni w Strzelcach Wielkich, pozostałe dwie – z odsłoneń w Górcie-Kępie koło Szczurowej i Śmiłowicach nad Wisłą. Skład petrograficzny i równoczesna analiza granulometryczna żwirów zostały określone zgodnie z metodyką J. Rutkowskiego (1977). Skład ziarn większych od 16 mm (-4 ϕ) został zanalizowany w terenie. Każda frakcja była rozpatrywana jako 100%. Wyniki zostały podane w procentach całkowitej ilości ziarn.

Analizę minerałów ciężkich dla 2 prób z mułków i piasków pobranych z odsłoneń w Górcie wykonała doc. M. Kryszowska-Iwaszkiewicz z Instytutu Geologii Uniwersytetu Jagiellońskiego.

Analizy paleobotaniczne dla 12 prób torfu ze stanowisk Gróbka, Strzelce Małe i Włoszyn wykonała doc. K. Mamakowa z Instytutu Botaniki PAN w Krakowie, która napisała również dwa podrozdziały o ewolucji szaty roślinnej.

Analizy dendrochronologiczne zostały wykonane dla 10 pni czarnych dębów pochodzących ze stanowiska Niedary nad Wisłą, z których dwa zostały datowane metodą ^{14}C . Badania dendrochronologiczne przeprowadził dr M. Krapiec z Instytutu Geologii i Surowców Mineralnych AGH w Krakowie. Analizy malakologiczne wykonał prof. S. W. Alexandrowicz z Instytutu Geologii i Surowców Mineralnych AGH. Analiza dotyczyła 13 prób pobranych z lessów w Hebdowie i Trawnikach oraz mułku mineralno-organicznego w Śmiłowicach. S. W. Alexandrowicz podał też charakterystykę środowiska, w którym żyły oznaczone przez niego gatunki kopalnych mięczaków. Datowania metodą ^{14}C zostały wykonane przez prof. M. Pazdura w Zakładzie Zastosowań Radioizotopów Instytu-

tu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach oraz przez dr. T. Kuca z Instytutu Fizyki i Techniki Jądrowej AGH. Wykonano ogółem 25 datowań ^{14}C (tab. 1). Dr A. Bluszcz datował metodą termoluminescencji 8 prób (tab. 2), z których dwie pochodzą z utworów starszych niż vistulian. Te dwa datowania TL oraz datowania metodą radiowęgla dwóch prób torfów z odkrywki w Szczurowej zostało sfinansowane w ramach opracowania *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*. Pozostałe datowania zostały pokryte z programu C. P. B. P. 03.13.

HISTORIA I STAN BADAŃ

Badania geomorfologiczne dotyczące ewolucji doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem są stosunkowo nieliczne. Wyjątek stanowi seria witowska, której 30-metrowe odsłonięcia znajdują się na lewym brzegu Wisły w Witowie naprzeciwko ujścia Raby, która doczekała się kilkunastu opracowań (Łyczewska 1948; Gradziński, Unrug 1959; Kucia-Lubelska 1966; Dżułyński i in. 1968; Tyczyńska 1979; Rutkowski 1987; Nawrocki, Wójcik 1990). Seria ta reprezentuje dolny czwartorzęd, jest bardzo zróżnicowana pod względem litogenetycznym (od żwirów po mułki) i powstawała w długim okresie czasu.

Z opracowań geologicznych tego obszaru należy wymienić mapę geologiczną (1:75 000) arkusza Ujście Solne A. Łomnickiego (1903), który wyróżnił gliny rzeczne terasy rędzinnej, terasę młododyluwialną okrytą lessiem i terasę starodyluwialną zbudowaną z utworów lodowcowych. Zagadnieniem otwartym były wiek teras i stożków aluwialnych oraz geneza lessów na lewobrzeżnej terasie w dolinie Wisły.

W starszej literaturze osadom zwymionym stożków aluwialnych Raby, Dunajca i Wisłoki przypisywano wiek środkowopolski (Klimaszewski 1948), a nawet górnopioleński (Walczowski 1979). W młodszej literaturze na podstawie datowań termoluminescencyjnych i radiowęglowych przyjmuje się vistuliański wiek stożków napływowych (Mamakowa, Starkel 1974; Starkel 1980; Sokołowski 1981, 1988; Radzki i in. 1992). Aluwia korytowe wyższych teras okrytych lessiem w dolinie Wisły były datowane na okres środkowopolski (Tyczyńska 1968), wczesny vistulian (Kozłowski 1969; Kozłowski i in. 1970) i dolny plenivistulian (Jersak 1976, Mycielska-Dowgiałło 1978). Wiek mułków podlessowych w terasie w Nowej Hucie został określony na $27\ 745 \pm 300$ lat BP (Mamakowa, Środoń 1977), a gleby kopalnej w terasie w Opatowcu na $31\ 200 \pm 1400$ lat BP (Alexandrowicz, Jersak 1991). Osady pylaste budujące strop terasy powstały w górnym plenivistulianie (Jersak 1976), a ich geneza nie jest w pełni wyjaśniona. Wcześniej uważano, że jest to osad pylasty deponowany eolicznie w środowisku wodnym (Kozłowski, Kuźniar 1914; Łyczewska 1948; Kozłowski i in. 1970; Jersak 1976), a obecnie przyjmuje się, że osady te były akumulowane przez wody powodziowe (Jersak 1991; Jersak i in. 1992). Badania aluwiów równiny zalewowej Wisły rozpoczęto w okresie opracowywania *Atlasu Geologi-*

Zestawienie datowań ^{14}C dla stożków aluwialnych Raby i Uszwicy
 oraz dna doliny Wisły
 Collection of the radiocarbon datings from the Raba and Uszwica alluvial fans
 and Vistula valley

Numer profilu	Typ materiału	Głębokość [m]	Numer laborator.	Data B.P.	Uwagi
Włoszyn Wł-1	mułek torfowy	2,05–2,10	Gd-5704	39 100±3000	równina aluwialna
Gróbka Gr-1-1	torf	2,45–2,50	Gd-6248	11 860±160	równina zalewowa
Gr-1-2	torf	1,89–1,94	Gd-5730	10 820±120	równina zalewowa
Gr-1-3	torf	1,78–1,82	Gd-6656	10 020±140	równina zalewowa
Strzelce Małe					
STM-10-1	torf	3,53–3,58	Gd-5729	11 560±120	równina zalewowa
STM-11-1	torf	1,85–1,90	Gd-6279	8 090±120	równina zalewowa
STM-11-2	torf	2,23–2,30	Gd-5835	9 480±100	równina zalewowa
STM-11-3	torf	2,90–3,00	Gd-6499	11 800±170	równina zalewowa
STM-4-1	torf	4,30–4,35	Gd-5726	7 210±80	starorzecze
STM-4-2	torf	3,57–3,64	Gd-6661	6 670±130	starorzecze
STM-8-1	torf	1,95–2,00	Gd-6348	2 620±100	starorzecze
STM-8-2	drewnianka w mułku	3,10–3,15	Gd-4822	3 670±110	starorzecze, możli- wość redepozycji
Szczurowa					
Sz-1	torf	4,03–4,08	Gd-2927	10 440±200	równina zalewowa
Sz-2	torf	4,28–4,33	Gd-5411	11 300±140	równina zalewowa
Uście Solne					
US-1-6	torf	2,20–2,25	Gd-5960	2 710±60	starorzecze
US-2-7	torf	3,55–3,60	Gd-5961	10 640±110	równina zalewowa
US-3-7	pień	3,10–3,25	Gd-5974	7 220±80	aluwia korytowe, mo- żliwość redepozycji
Hebzdów					
Hb-1	próchnica (NaQH-SQL)	1,75–1,80	Gd-2953	6 240±120	gleba kopalna
Hb-1	próchnica (RES)	1,75–1,80	Gd-4352	5 720±120	gleba kopalna
Śmiłowice					
Sm-2	próchnica (NaQH-SQL)	2,05–2,10	Gd-2952	6 530±140	gleba kopalna
Sm-2	próchnica (RES)	2,05–2,10	Gd-4353	5 640±120	gleba kopalna
Niedary					
N2r	pień, Quercus sp	3,80–4,50	KR-68	4 450±70	aluwia korytowe, możliwość redepozycji
N2z	pień, Quercus sp	3,80–4,50	KR-69	4 690±90	aluwia korytowe
N5r	pień, Quercus sp	3,80–4,50	KR-8	2 680±70	aluwia korytowe, możliwość redepozycji
N5z	pień, Quercus sp	3,80–4,50	KR-87	2 880±60	aluwia korytowe

T a b e l a 2

Zestawienie datowań termoluminescencyjnych dla doliny Wisły i Raby
Collection of the termoluminescence datings from the Vistula and Raba valleys

Numer profilu	Typ materiału	Głębokość [m]	Numer laborator.	Data B.P.	Uwagi
Stare Brzesko Sb-1	mułek piaszczysty	6,00–6,10	GdTL-216	>260 ka	miocen
Górka Gk-1	mułek piaszczysty	4,50–4,55	GdTL-215	≥320 ka	miocen
Śmiłowice Sm-I-1	mułek ilasty	8,40–8,50	GdTL-292	42±7 ka	terasa lessowa
Sm-II-1	mułek	7,45–7,50	GdTL-293	51±9 ka	terasa lessowa
Sm-III-1	mułek	2,10–2,15	GdTL-294	38±9 ka	terasa lessowa
Trawniki Tr-1	piasek	10,10–10,15	GdTL-251	69±9 ka	terasa lessowa
Tr-2	mułek	8,55–8,60	GdTL-252	37±4 ka	terasa lessowa
Tr-3	less	2,35–2,40	GdTL-253	23±3 ka	terasa lessowa

cznego Galicji (Łomnicki 1903), gdy stwierdzono obecność holocenijskich aluwów z florą leśną włożonych w aluwia z okresu zimnego. M. Klimaszewski (1948) uważał, że aluwia korytowe teras niskich w dolinach rzek karpackich pochodzą z okresu bałtyckiego i zostały jedynie nadbudowane w holocenie.

Obecny stan rozpoznania osadów rzecznych w dolinie Wisły, w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej jest dobry dzięki realizacji programu IGCP-158 i publikacji 5 tomów dotyczących tej tematyki pod redakcją L. Starkla (1982, 1987, 1990, 1991, 1995). L. Starkel (1967) opisał w rejonie Grobli dwa pagóry meandrowe odcięte od lewobrzeżnej terasy lessowej, a A. Żaki, M. Fraś i J. Olszewski (1970) stwierdzili istnienie jam zasobowych na południowym skłonie pagóra Skąta, pochodzących z okresu rzymskiego i średniowiecza. Badania na północnym obrzeżeniu Puszczy Niepołomickiej zostały zapoczątkowane przez M. Bzowskiego (1973), który wyróżnił późnoglacialne obniżenie Drwinki i kilka generacji holocenijskich starorzeczy. W ramach programu IGCP rozpoznano szczegółowo odcinek doliny Wisły na wschód od Krakowa (Kalicki 1991) oraz pomiędzy ujściem Dunajca i Brenia (Sokołowski 1987, 1988). Badania w rejonie Lasu Grobla (Starkel, Kalicki 1984; Gębica, Starkel 1987; Starkel i in. 1991; Baumgart-Kotarba 1991) wykazały istnienie fragmentów równiny z późnego wistulianu i występujących pomiędzy nimi holocenijskich systemów paleokoryt. Jeden z nich utworzył szeroki pas meandrowy, a następnie około 5 000 lat BP został opuszczony wskutek przerzutu koryta.

* * *

Pragnę w tym miejscu podziękować Prof. L. Starkłowi za dyskusję i krytyczne uwagi poczynione w trakcie badań terenowych i pisanie pracy. Prof. J. Rutkowskiemu, Prof. S. W. Alexandrowiczowi, Prof. M. F. Pazdurowi, Doc. M. Kryrowskiej-Iwaszkiewicz, Dr. A. Bluszczowi i Dr. M. Krapcowi dziękuję za wykonanie specjalistycznych analiz. Doc. K. Mamakowej dziękuję za wykonanie analiz paleobotanicznych i napisanie dwóch podrozdziałów o ewolucji szaty roślinnej. Wszystkim kolegom z Zakładu dziękuję za pomoc okazaną podczas wierceń geologicznych, mgr. J. Sali i I. Kaszy za wykonane analizy sedymentologiczne, mgr. P. Prokopowi za pomoc w przygotowaniu pracy na komputerze. Mgr. M. Klimek dziękuję za wykonanie czystorysów rycin. Mgr. J. Płonczyńskiemu i mgr. P. Radzkiemu z Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie dziękuję za sfinansowanie 4 datowań radiometrycznych.

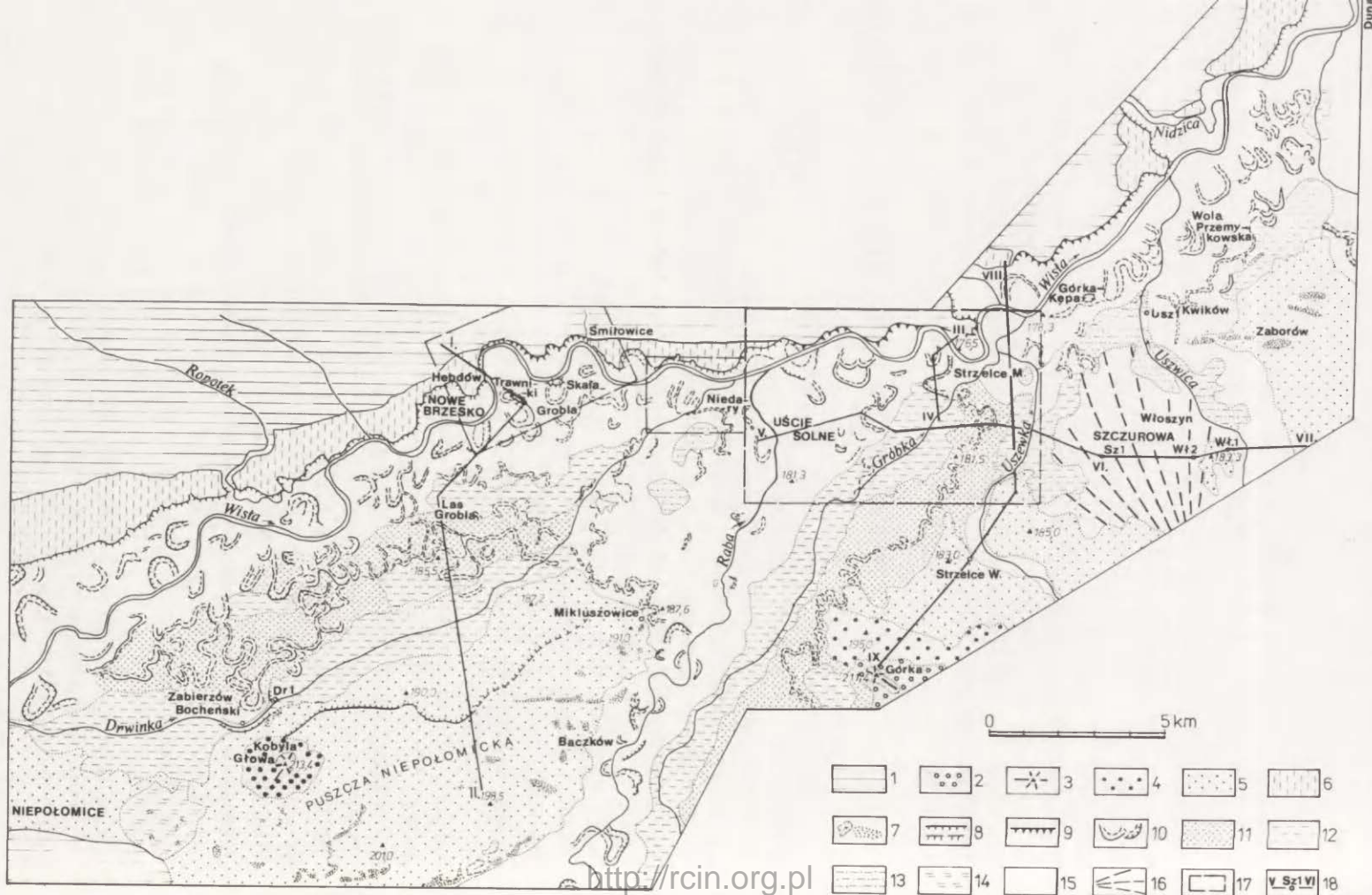
OBSZAR BADAŃ

Obszar badań położony jest w Dolinie Górnej Wisły (odcinek wschodni), w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej (Starkel 1972). Obejmuje on odcinek dna doliny o długości około 50 km leżący pomiędzy miejscowościami Nowe Brzesko i Opatowiec.

BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA TERENU

Dolina Wisły wycięta w iłach miocenkich (Otfinowski 1973) została okryta przez zróżnicowane osady czwartorzędowe. Najstarszymi są dolnoczwartorzędowe aluwia serii witowskiej, odsłaniające się do wysokości około 90 m nad współczesne dno doliny Wisły u ujścia Raby. Z okresu zlodowacenia południowopolskiego (San 1 lub San 2) pochodzą rezydua gliny morenowej w postaci eratyków, mułko-piaski zastoiskowe oraz piaski i żwiry fluwioglacjalne, zajmujące znaczną część międzyrzecza Raby i Uszwicy (Jurkiewicz, Woźniński 1980). Rozległe stożki napływowe Raby na wschód od Niepołomic i Dunajca w rejonie Radłowa pochodzą z vistulianu. W dnie doliny Wisły na wschód od Krakowa występują dwie serie żwirowe, które miały pochodzić ze stadium Odry i stadium Warty zlodowacenia środkowopolskiego (Tyczyńska 1968). Część z tych utworów przechodząca ku górze w piaski i mułki z cienkimi wkładkami organicznymi została później uznana za vistulian. Na lewym brzegu Wisły piaski i mułki terasy 15 m przykryte są lessem (terasa lessowa nad Wisłą). Największe powierzchnie w obrębie Działów Proszowskich zajmuje less o miąższości od kilku do 20 m, rozdzielony 2–3 poziomami gleb kopalnych (Jersak 1973; Gębica 1989, 1992a). W chłodnych okresach późnego vistulianu powstały wydmy i eoliczne piaski pokrywowe występujące na plejstocenkim stożku napływowym Raby (Izmańłow 1975). Szerokie dna dolin Wisły i dopływów zajmują aluwia rzeczne o miąższości 3–10 m z okresu późnego vistulianu i holocenu. Osady te są bardzo zróżnicowane, zarówno w profilu pionowym, jak i facjalnie. W obrębie Działów Proszowskich u podnóża stoków występują deluwia lessowe przykrywające kopalny czarnoziem, a na stromych stokach osuwiskowych (rejon Starego Brzeska) i u podnóża krawędzi terasy lessowej występują koluwia.

Wisła po opuszczeniu Bramy Krakowskiej płynie przez zachodnią część Kotliny Sandomierskiej. Od północy dolinę ogranicza erozyjna krawędź Działów

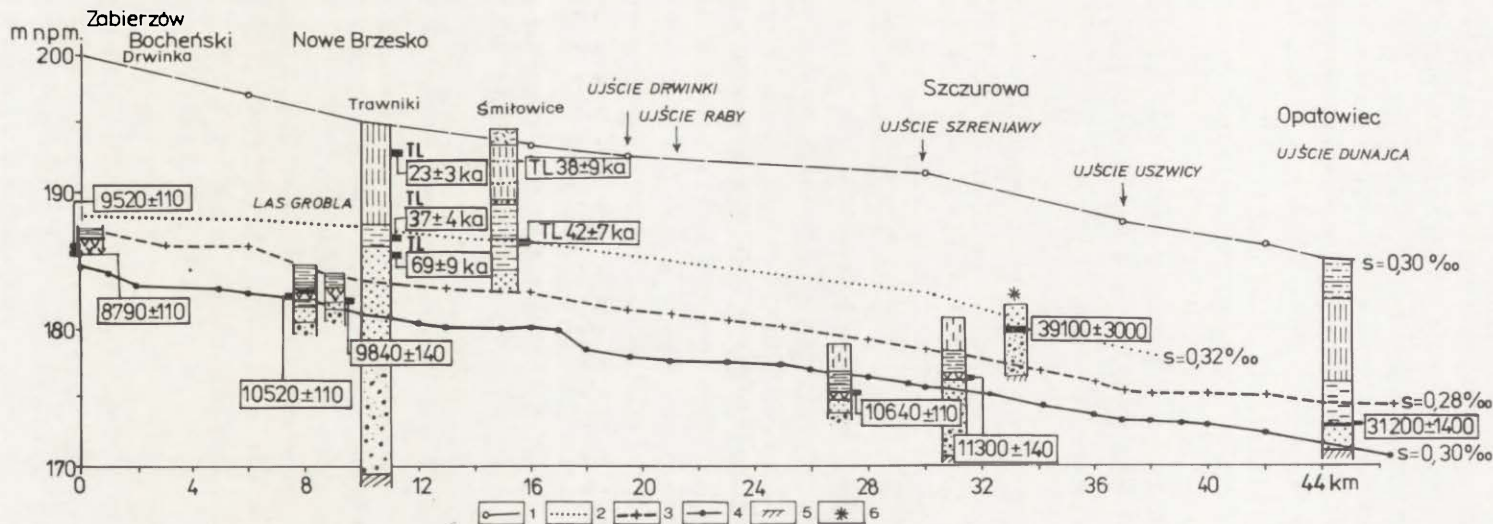


Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna doliny Wisły między Nowym Brzeskiem a Opatowcem (wg Gębica 1993a)

1 – działły wyżynne pokryte lesssem i wysoczyzny przykarpackie, 2 – zdenudowane równiny morenowe i fluwioglacjalne z okresu zlodowacenia południowopolskiego, 3 – pagóry z pokrywą osadów fluwioglacjalnych i eratykami ze zlodowacenia południowopolskiego, 4 – terasa środkowopolska (?), 5 – terasy i stożki vistuliańskie, 6 – terasa z pokrywą górnopleniwistuliańskich lessów, 7 – wydmy i niecki deflacyjne, 8 – krawędzie erozyjne 0–10 m, 9 – krawędzie erozyjne powyżej 10 m, 10 – starorzeczca, 11 – pasy meandrowe z opuszczonymi systemami paleomeandrów holocenijskich, 12 – obniżenia późnowistuliańskie Drwinki, Gróbkki i Uszewki, 13 – wilgotne obniżenia popowodziowe, 14 – równiny akumulacji torfowiskowej, 15 – współczesne szerokie wały przykorytowe, 16 – stożek napływowy Uszwicy, 17 – obszary szczegółowych badań, 18 – linie przekrojów geologicznych z oznaczeniem stanowisk opisywanych w tekście

Geomorphological map of the Vistula valley between Nowe Brzesko and Opatowiec (by Gębica 1993a)

1 – plateaus covered by loess, 2 – denuded morainic and glacialfluvial plateaus from the Sanian glaciation, 3 – residual hills covered by glacialfluvial deposits and erratics from the Sanian glaciation, 4 – middle terrace (Odranian or Wartanian?), 5 – Vistulian terraces and fans, 6 – terrace covered by Upperplenivistulian loess, 7 – dunes, 8 – erosional scarps 0–10 m, 9 – erosional scarps above 10 m, 10 – paleochannels, 11 – old meander belts, 12 – depressions of Late Vistulian age, 13 – swampy floodbasins, 14 – peatbogs, 15 – contemporaneous meander belts, 16 – Holocene alluvial fan of Uszwica, 17 – areas of detailed studies, 18 – geological transects with sites described in text



Ryc. 3. Profile podłużne teras Wisły

1 – terasa lessowa, 2 – terasa piaszczysta, 3 – terasa zalewowa, 4 – poziom współczesnego koryta, 5 – miocen, 6 – stożek Dunajca

Longitudinal terrace profiles in the Vistula valley

1 – loess terrace, 2 – sand terrace, 3 – floodplain, 4 – river bad, 5 – miocene, 6 – Dunajec alluvial fan

Proszowskich (220–280 m n.p.m.), należących do Wyżyny Małopolskiej, a na południu – Wysoczyzny Gdowska i Szczepanowska (210–260 m n.p.m.), stanowiące starsze rozczłonkowane dno kotliny.

Na wschód od Niepołomic Wisła opuszcza centralne położenie w dnie doliny i podcina kolejno lewobrzeżną terasę lessową o wysokości 13–15 m i krawędź Działów Proszowskich. Terasa lessowa na odcinku Nowe Brzesko–Opatowiec (197–185 m n.p.m.) ma średni spadek $s = 0,30\%$ i szerokość 0,2–1,0 km. Na prawym brzegu w Grobli występują dwa pagóry meandrowe z lessem w stropie odcięte od lewobrzeżnej terasy (ryc. 2, 3).

Od południa współczesne dno doliny Wisły ograniczone jest systemem plejstocenijskich teras Wisły i stożków napływowych Raby i Dunajca. W części północnej wysokości teras wynoszą 188–178 m n.p.m. (5–7 m nad poziom koryta Wisły), spadek $s = 0,32\%$, natomiast ku południowi teren podnosi się stopniowo od 190 do 211 m n.p.m. Na powierzchni stożków napływowych występują wydmy o wysokości dochodzącej do 15 m, misy deflacyjne i eoliczne piaski pokrywowe. Równiny plejstocenijskich stożków napływowych zanurzają się pod równiny zalewowe. O ich znacznie szerszym zasięgu ku północy świadczą odsłaniające się na powierzchni równiny zalewowej wydmy i ostańce żwirowo-piaszczyste zatopione w madach.

Współczesne dno doliny Wisły i dopływów karpaccich zajmuje równina zalewowa (185,5–174,5 m n.p.m.) o spadku $s = 0,28\%$, szerokości 6–7 km i wysokości 3–4 m nad średni poziom zwierciadła wody w korycie Wisły. Deniwelacje w obrębie równiny dochodzą do 3 m. W rejonie Uścia Solnego holocenijskie stożki Raby i Uszwicy spychają Wisłę pod krawędź wyżyny. W odcinkach dobrze rozwiniętych stożków szerokość równiny zalewowej Wisły zmniejsza się do 2 km. Stożek Raby o szerokości podstawy 10 km i długości około 20 km ma spadek 2,5 raza większy niż dno doliny Wisły.

W obrębie równiny zalewowej Wisły i na stożkach napływowych dopływów karpaccich występują szerokie na 1,5–2,0 km płaskodenne obniżenia bez śladów paleomeandrów oraz pasy meandrowe z systemami starorzeczy holocenijskich opuszczonych wskutek przerzutów (awulsji) koryta. Tereny te – w przeciwieństwie do obniżen ze względu na wyższe położenie, głębsze zaleganie zwierciadła wód gruntowych i gleby uprawne – są zasiedlone i wykorzystane rolniczo, np. rejon Strzelc Małych w dolinie Raby.

CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA WISŁY, RABY I USZWICY

Wisła ma deszczowo-gruntowo-śnieżny ustrój (Dynowska 1971). Wpływ karpaccich dopływów wyraża się zwiększeniem przepływów maksymalnych, zwłaszcza w czasie powodzi letnich. Średni roczny przepływ Wisły z wielolecia (1951–1980) w przekroju wodowskazowym Jagodniki wynosił 138 m³/s. Prze-

ptyw maksymalny zaobserwowany w 1934 r. wynosił 3000 m³/s, a minimalny – w 1921 r. 22,3 m³/s. Amplituda wahań stanów wody wynosiła 7,08 m (tab. 3).

Rabę cechuje natomiast duża zmienność stanów i przepływów wody (Punzet 1978; Ziemońska 1973). Amplituda stanów wody zanotowana w dolnym biegu rzeki Proszówki (10 m) jest największa spośród obserwowanych na karpaccich dopływach Wisły. Wynika to z małej retencyjności fliszowego podłoża, znacznych deniwelacji i północnych ekspozycji stoków. Te cechy reżimu rzeki znalazły prawdopodobnie odzwierciedlenie w jej nazwie. Nazwa Raba, prawdopodobnie pochodzenia celtyckiego, oznacza „wściekła, zła” (Rzebik 1985).

T a b e l a 3

Charakterystyka hydrologiczna Wisły, Raby i Uszwicy
Hydrological characteristic of the Vistula, Raba and Uszwica rivers

Zlewnia	Wisła	Raba	Uszwica
Przekrój wodowskazowy	Jagodniki	Proszówki	Borzęcin
Powierzchnia zlewni [km ²]	12 058	1 470	265
Spadek [‰]	0,32	0,72	0,67
Amplituda wahań stanów wody [cm]	708	994	536
Średni roczny przepływ (1951–1980) [m ³ /s]	138,0	17,6	2,5
Średni maksymalny przepływ (1951–1980) [m ³ /s]	1222	482	120
Średni minimalny przepływ (1951–1980) [m ³ /s]	47,50	3,10	0,36
Maksymalny przepływ [m ³ /s] – rok 1934	3000	1470	273
Minimalny przepływ [m ³ /s] – rok 1921	22,3	1,5	0,35
Współczynnik odpływu [l/s/km ²]	11,4	11,7	9,3

Wielkie wezbrania w górnym odcinku Wisły, do którego zalicza się badany obszar, występują w miesiącach letnich i wywołane są opadami rozlewnymi na dużym obszarze w karpaccim dorzeczu Wisły. Podczas katastrofalnej powodzi w lipcu 1934 r. cała powierzchnia równiny zalewowej była zalana (Lewakowski 1935), co potwierdza M. Matakiewicz (1935): „Wzdłuż dolnego Dunajca, dolnej Raby i Wisły między tymi rzekami wytworzyło się olbrzymie jezioro o obszarze 1000 km²”. Kulminacyjne stany wody podczas powodzi w lipcu 1970 r. przekroczyły wszystkie dotychczas znane. Osiągnęły one wyższe wartości niż podczas powodzi z 1934 i 1960 r. Do czasu budowy wałów przeciwpowodziowych obejmowały również prawie całą równinę zalewową. Budowa wałów przeciwpowo-

dziowych w drugiej połowie XIX w. przyczyniła się do ochrony terenów narażonych na klęskę powodzi. Należy jednak zaznaczyć, że wielkie wezbrania często przerywają wały, np. podczas powodzi w lipcu 1970 r. (*Powódź...* 1972). Na uwagę zasługuje fakt, że w sierpniu 1972 r. w wyniku przerwania wału powstała wyrwa o głębokości do 10 m i powierzchni około 1 ha. Silny prąd wody wyrzucił na powierzchnię terenu 8 pni czarnego dębu o średniej kubaturze 2,5 m³ każdy, które zalegały od wielu lat w podłożu (*Powódź...* 1975).

Regulacja koryta zapoczątkowana w latach siedemdziesiątych XIX w. wywołała erozję wgłębną, która wyniosła w latach 1830–1960 w Krakowie 3–4 m (Trafas 1975; Punzet 1981), a w rejonie ujścia Raby tylko 0,7 m. Badania przeprowadzone przez R. Dembowskiego (1984) wykazały w międzywalu Wisły pomiędzy ujściem Raby i Uszwicy przewagę erozji nad akumulacją. Wskutek znacznych przeobrażeń antropogenicznych, głównie niwelacji terenu, znaczna część mikroform zaznaczona na zdjęciach lotniczych i mapie w skali 1:10 000 w obszarze międzywala obecnie nie istnieje.

DOLINA WISŁY NA PÓŁNOCNYM OBRZEŻENIU PUSZCZY NIEPOŁOMICKIEJ

RZEŻBA I OSADY LEWOBRZEŻNEJ TERASY LESSOWEJ WISŁY W REJONIE NOWEGO BRZESKA

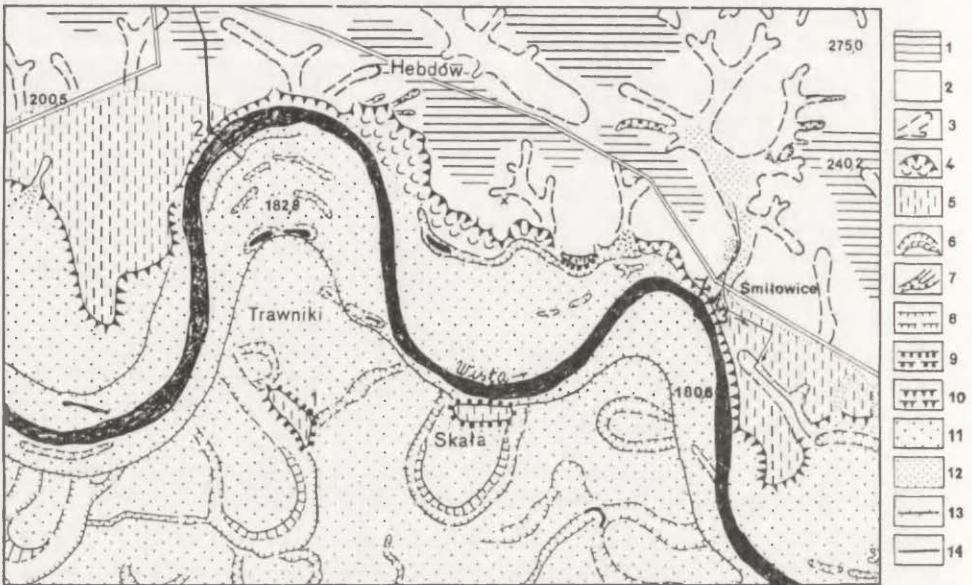
Począwszy od rejonu Nowego Brzeska Wisła podcina terasę lessową i krawędź Działów Proszowskich (ryc. 4). Krawędź wyżyny o wysokości 30–50 m budują ility i piaski górnego tortonu (Ofinowski 1973) przykryte utworami czwartorzędowymi.

Przesuwanie się koryta Wisły ku północy spowodowało odcięcie pagórów meandrowych z lessem w stropie (Starkel 1967), zawieszenie dolin i powstanie osuwisk. Skłon Działów Proszowskich nacinają małe dolinki nieckowate o długości do 0,5 km oraz starsze doliny o długości 1–2 km z płaskim akumulacyjnym dnem. U wylotu tych dolinek na kontakcie z równiną podstokową nie ma zachowanych stożków napływowych, co może sugerować, że osady z nich pochodzące są wbudowane w strop terasy lessowej. Obok tych form występują wąwozy i parowy, których powstanie związane jest z erozją w holocenie.

Terasa lessowa ciągnie się nieprzerwanie do Nowego Brzeska, dalej występuje fragmentarycznie. Jej wysokość wynosi 13–15 m nad poziom koryta Wisły i szerokość 0,2–1,0 km. Jej równina nachylona jest 1–3° i przechodzi łagodnie w powierzchnię podstokową. Krawędź terasy o półkolistym przebiegu świadczy, że była modelowana przez rzekę meandrującą. We współczesnej rzeźbie terasy lessowej na jej bardziej rozległych powierzchniach rysują się wydłużone niecki i zagłębienia bezodpływowe. Te pierwsze J. Jersak, Z. Śnieszko i K. Sendobry (1992) wiążą z dawnymi korytami roztokowymi, drugie z termokrasem. Niektóre wydłużone zagłębienia, np. w Śmiłowicach, stanowią przedłużenie bocznych dolinek uchodzących na równinę.

BUDOWA TERASY LESSOWEJ W HEBDOWIE

W wierceniu na ostrodze terasy średniej w Hebdowie w stropie występuje less żółty o miąższości 7,5 m podścielony 2 m warstwą mułków (ryc. 5). Niżej leżące aluwia korytowe – piaski i piaski ze żwirami o miąższości 8,5 m – zale-



Ryc. 4. Mapa geomorfologiczna doliny Wisły w rejonie Hebdowa (wg Gębicy 1993a)

1 – wierzchowiny okryte lessem, 2 – stoki i zbocza dolin okryte lessem, 3 – doliny nieckowate, 4 – osuwiska, 5 – równina terasy lessowej, 6 – starorzecza, 7 – parowy i wąwozy, 8–10 krawędzie erozyjne: 8 – do 5 m, 9 – 5–10 m, 10 – powyżej 10 m, 11 – równina zalewowa, 12 – płaskie akumulacyjne dna dolin, 13 – wały przeciwpowodziowe, 14 – linia przekroju geologicznego, wzdłuż której poprowadzono przekrój na ryc. 5. Numery oznaczają odslonięcia prezentowane na ryc. 5, 6, 8

Geomorphological map of the Vistula valley nearly Hebdów (by Gębica 1993a)

1 – plateaus covered by loess, 2 – slopes covered by loess, 3 – denudational valleys, 4 – landslides, 5 – loess terrace plain, 6 – paleochannels, 7 – gullies, 8–10 – erosional edges: 8 – to 5 m, 9 – 5–10 m, 10 – above 10 m, 11 – floodplain, 12 – accumulative valley bottoms, 13 – flood-control embankments, 14 – geological transects. Numbers refer to sites presented on Figs. 5, 6, 8

gają na piaskach ilastych miocenu na głębokości 18 m od powierzchni terenu. W celu bliższej charakterystyki utworów wykonano w krawędzi terasy wkop.

W spągu terasy do wysokości około 5 m nad współczesne koryto rzeki występują piaski rzeczne średnio- i drobnoziarniste. Nad piaskami leży warstwa mułku pylasto-ilastego o miąższości 1,5 m, homogenicznego, o barwie stalowo-niebieskiej. Mułek jest bezwęglanowy i ma najwyższy udział frakcji ilastej. W stropie mułku występują szczątki skorup małakofauny wodnej: małże (2 gatunki *Pisidium*), małżoraczki i ślimaki wilgociolubne z rodzaju *Succinea* (wg oznaczeń Prof. S. W. Alexandrowicza). Na tej podstawie można przyjąć eoliczno-wodną genezę mułku. Osad był deponowany eolicznie na równinie terasy w miejscach zabagnionych, ze stale utrzymującym się wysokim poziomem wód gruntowych. Takie warunki sedimentacyjne umożliwiały płytkie jeziora ąłasowe stale wypełnione wodą. Brak stratyfikacji w mułku należy tłumaczyć niewielką głębokością wody – od kilku do kilkunastu centymetrów – oraz istnieniem roślinności

wodnej. Powyżej zalega mułek szarobrazowy, próchniczny, bezwęglanowy, zapiaszczony, ze skorupkami mięczaków.

W środkowej części profilu występuje 1,4 m ogniwo naprzemianległe warstwowanych mułków, iłów z laminami humusu i piasków pylastych ($Mz = 4,9-6,6\phi$). Warstwowanie osadów jest zaburzone inwolucjami i drobnymi pogrążami piaszczystymi.

Strop terasy tworzy blisko 6 m nadkład lessu żółtosiwego z konkrecjami węglanowymi. Less ma wyraźną pionową łupliwość. W ścianie lessu widoczne są liczne pionowo rozwinięte konkrecje żelaziste. Średnia średnica osadu $Mz = 6,2-6,5\phi$ odpowiada pyłom drobnoziarnistym. Zawartość węglanów wynosi od 4,5 do 6%. Szczególnie duże nagromadzenie skorupki ślimaków występuje na głębokości 3,0–4,5 m. Jest to prawie wyłącznie gatunek lądowy, wilgociolubny *Succinea oblonga elongata*, typowy dla środowiska lessów subaeralnych.

GENEZA I WIEK UTWORÓW BUDUJĄCYCH PODNÓŻE ZBOCZA W HEBDOWIE

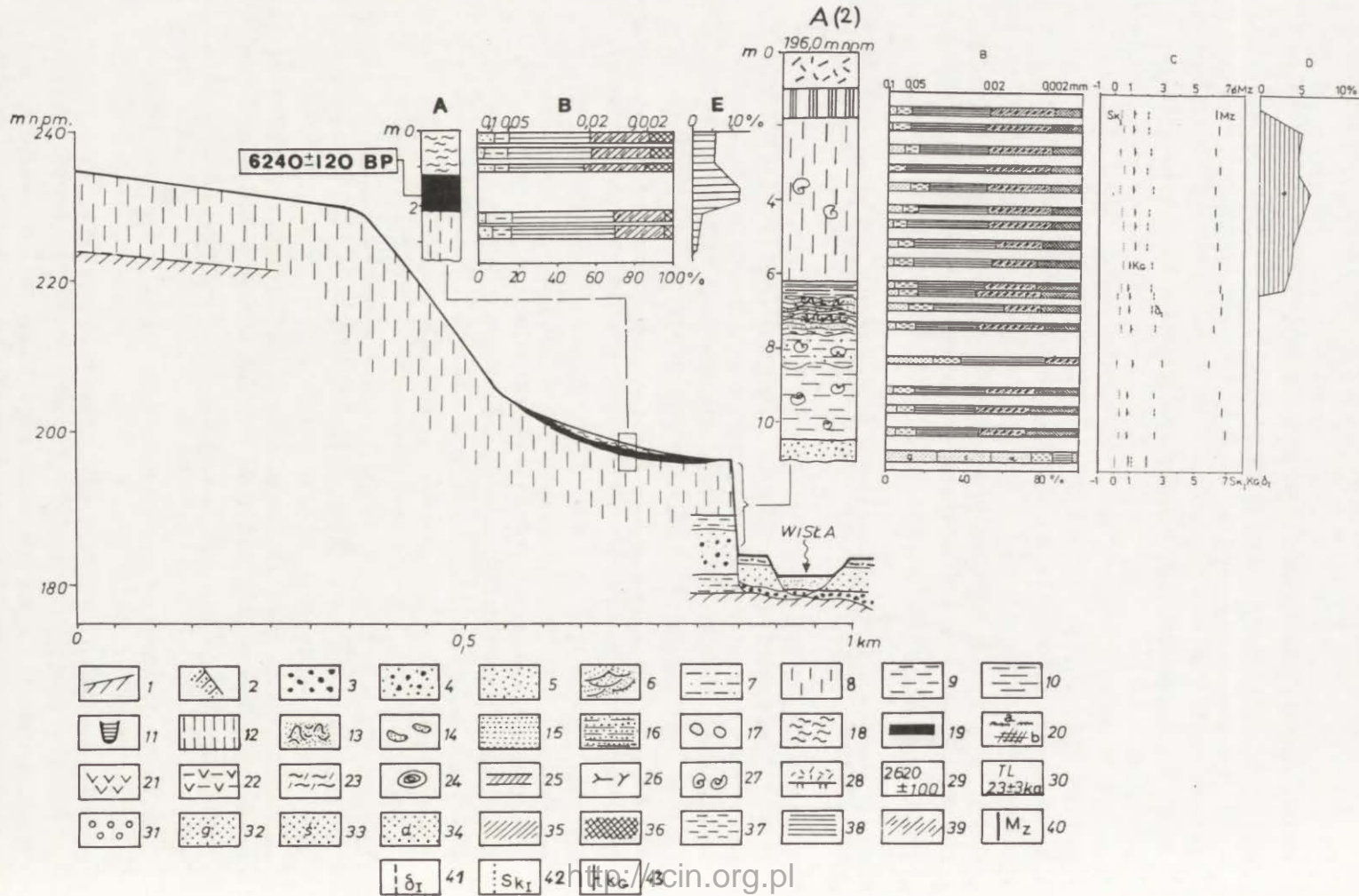
Równina terasy lessowej na południkowym przekroju w rejonie Hebdowa tworzy płaską powierzchnię na odcinku około 700 m licząc od krawędzi terasy, po czym na długości 300–400 m przechodzi w nachyloną w granicach 3–4° równinę podstokową. Wyżej rozciąga się stok Działów Proszowskich o nachyleniu 5–10°. W stromej skarpie wiślanej na odcinku o długości 400 m odsłania się budowa równiny podstokowej. Pod deluwiami biegnie poziom gleby kopalnej (por. ryc. 5). W podłożu tych osadów występuje less, który pod glebą jest żółto-brązowy, odwapniony do głębokości około 1 m, poniżej występuje less żółtosiwy, węglanowy, podobnie jak w odsłonięciu w Hebdowie.

Kopalny poziom humusowy ma barwę ciemnoszarą, na kontakcie z deluwiami jaśniejszą. Jego miąższość u podnóża zbocza jest największa i wynosi 1 m, po czym maleje w górę stoku do 0,5 m na wysokości 203 m n.p.m. Zawartość węgla organicznego wynosi 1,2–1,6%, osad jest bezwęglanowy.

Datowanie ^{14}C frakcji kwasów huminowych (NaOH-SOL), uznawanych za najstarszą frakcję gleb z próchnicy gleby kopalnej, dało wynik 6 240±120 lat BP, natomiast dla frakcji humin (RES) 5 720±120 lat BP. W rzeczywistości wiek gleby kopalnej w Hebdowie jest zapewne starszy.

Obydwie podane wyżej wartości odnoszą się raczej do końca niż do początku akumulacji próchnicy. Przykrycie gleby przez deluwia około 6 200 lat BP dobrze koreluje z początkami rolnictwa neolitycznego stwierdzonego w Pleszowie (Wasylkowa i in. 1985). Datowanie gleb na lessach w podobnej sytuacji morfologicznej i stratygraficznej jak w Hebdowie, m.in. na stanowisku w Biedrzykowicach, dało wynik 8 600±230 lat BP (Śnieszko 1983) oraz bardzo podobny wiek w Kunowie-Ciołku 8 620±260 lat BP (Jersak 1983).

Kopalny czarnoziem w Hebdowie przykryty jest przez deluwia jasnobrązowe, bezstrukturalne. Zawartość węglanu wapnia wynosi 1%, natomiast węgla organicznego 0,6%. Ich miąższość jest zmienna i wynosi od 0,7 do 1,3 m. Skład



Ryc. 5. Budowa zbocza i terasy lessowej w Hebdowie

Profil litologiczny (A), skład mechaniczny (B), wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (C), udział węglanów (D), zawartość węgla organicznego (E). Numer w nawiasie nad profilem oznacza lokalizację stanowiska zaznaczoną na ryc. 4. **L i t o l o g i a**: 1 – miocen, 2 – osady serii witowskiej, 3 – żwir, 4 – piasek ze żwirem, 5 – piasek, 6 – piasek przekątnie warstwowany, 7 – mułek piaszczysty, 8 – mułek pylasty, 9 – mułek ilasty, 10 – il, 11 – wypełnienie starorzeczy, 12 – less, 13 – inwolucje, 14 – pograży piaszczyste, 15 – piaski eoliczne w wydmach, 16 – piaski fluwiogłacialne, warstwowane, 17 – eratyki, 18 – deluwia, 19 – gleba kopalna, 20 – poziomy humusowe: a – w lessach, b – w madach, 21 – torf, 22 – mułek torfowy, 23 – gytia, 24 – pień drzewa, 25 – warstwa bielasta, 26 – drewienka i detrytus roślinny, 27 – skorupki malakofauny, 28 – gleba holocenińska, 29 – datowania ^{14}C , 30 – datowania TL. **S k ł a d m e c h a n i c z n y**: 31 – żwir, 32 – piasek gruboziarnisty, 33 – piasek średnioziarnisty, 34 – piasek drobnoziarnisty, 35 – pył, 36 – il. W lessach wydzielono dodatkowo frakcje: 37 – pył gruboziarnisty (0,1–0,05 mm), 38 – pył średnioziarnisty (0,05–0,02 mm), 39 – pył drobnoziarnisty (0,02–0,002 mm). **W s k a ź n i k i u z i a r n i e n i a** wg Folka i Warda (1957): 40 – średnia średnica ziarn, 41 – odchylenie standardowe (wskaźnik wysortowania), 42 – skośność, 43 – kurtoza

Structure of slope and loess terrace in Hebdów

Lithology (A), grain size composition (B), grain size indices after Folk and Ward (C), calcium carbonate content (D), organic matter content (E). Number in bracket above the geological profile means the site location marked on Fig. 4. **L i t h o l o g y**: 1 – miocene, 2 – Witów serie, 3 – gravel, 4 – sand with gravel, 5 – sand, 6 – cross-bedding sands, 7 – sandy mud, 8 – silty mud, 9 – silty clay, 10 – clay, 11 – paleochannel fill, 12 – loess, 13 – involutions, 14 – unloaded sand structures, 15 – aeolian sands in dunes, 16 – fluvioglacial sands, 17 – erratics, 18 – deluvia, 19 – fossil soil, 20 – organic horizons: a – in loess, b – in madas, 21 – peat, 22 – peaty mud, 23 – gyttia, 24 – tree trunk, 25 – sapwood, 26 – detritus, 27 – shells of malacofauna, 28 – holocene soil, 29 – ^{14}C datings, 30 – termoluminescence datings. **G r a i n s i z e c o m p o s i t i o n**: 31 – gravel, 32 – coarse sand, 33 – medium sand, 34 – fine sand, 35 – silt, 36 – clay. Silts in loess were divided additional by: 37 – coarse silts (0,01–0,05 mm), 38 – medium silts (0,05–0,02 mm), 39 – fine silts (0,02–0,002 mm). **G r a i n s i z e i n d i c e s** after Folk and Ward (1957): 40 – mean grain size, 41 – standard deviation (sorting index), 42 – skeweness, 43 – kurtosis

granulometryczny deluwiiów jest analogiczny do składu lessów z niewielkim przesunięciem w kierunku frakcji drobniejszych.

Deluwia powstały w wyniku zmywu powierzchniowego pokrywy lessowej na zboczu zajęтым pod uprawę. W trakcie transportu osadu dochodziło do naturalnej selekcji materiału na stoku i deponowania u podnóża osadów o frakcji drobniejszej, w której udział frakcji ilastej jest 2–3-krotnie większy niż w pokrywie lessowej. W deluwjach lessowych występują pojedyncze fragmenty ceramiki emaliowanej, polepy i cegieł, świadczące, że przynajmniej ich stropowa część pochodzi z okresu średniowiecza (nie starsze niż z XIII–XIV w.), kiedy stoki były intensywnie użytkowane rolniczo.

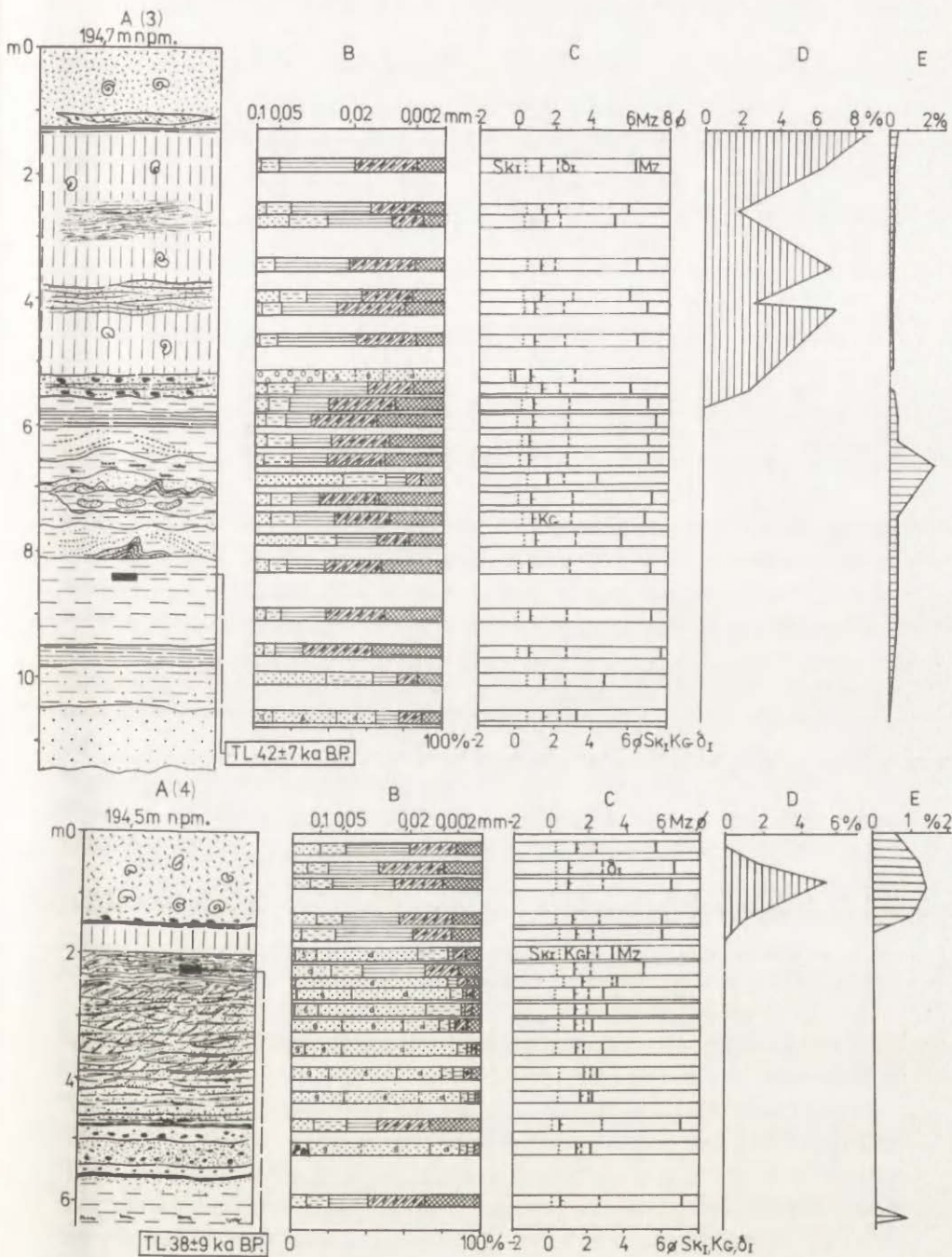
PROFILE OSADÓW TERASY LESSOWEJ W ŚMIŁOWICACH

Odsłonięcia lessu położone są w wąwozie rozcinającym krawędź terasy średniej o wysokości 15–16 m nad poziom koryta Wisły. Krawędź terasy podcinana współcześnie przez koryto Wisły znajduje się w odległości 100–200 m od zbocza doliny. Na równinie terasy rysuje się niewyraźne nieckowate obniżenie stanowiące przedłużenie bocznej dolinki.

Na lewym zboczu wąwozu do wysokości 4,5 m nad poziom koryta Wisły występują piaski średnio- i drobnoziarniste oraz piaski pylaste (ryc. 6). Nad piaskami występuje 1 m pylasty oliwkowożółty ($Mz = 7,7\emptyset$) oraz 1,5 m warstwa stalowoniebieskich mułków ilastych ($Mz = 7,1-7,2\emptyset$) zawierających węgiel organiczny w ilości 0,8–1,0%. Datowanie mułków metodą TL dało wynik 42 ± 7 ka BP.

Środkową część profilu tworzy blisko 2,5 m ogniwo naprzemianlegle warstwowanych mułków piaszczystych, piasków pylastych, mułków ilastych oraz łąów. W osadach tych występują powszechnie struktury inwolucyjne i drobne pograży piaszczyste. W mułkach stalowoniebieskich na głębokości 6,60–6,70 m występuje w postaci soczewek substancja humusowa, która świadczy o intensywnym rozwoju procesów glebotwórczych. Utwory te są zróżnicowane zarówno pod względem składu granulometrycznego, jak i wskaźników uziarnienia. Średnia średnica osadów waha się od 4,25 do 7,4 \emptyset . Osady te są bezwęglanowe, ale o dużej zawartości próchnicy, która w przeliczeniu na węgiel organiczny wynosi 0,8–2,9%. Powyżej występuje powierzchnia erozyjna, na której leży 0,3 m warstwa piasków i żwirów. Około 100 m na wschód jej miąższość rośnie do około 1 m. Utwory te zalegają na wysokości 8 m nad poziom koryta. Z odkrytki został pobrany materiał do analiz sedymentologicznych i petrograficznych (ryc. 7).

W składzie petrograficznym żwirów ze Śmiłowic przeważają piaskowce karpackie, kwarc i lidyty. Udział pozostałych składników jest niewielki. Skład petrograficzny żwirów ze Śmiłowic jest zbliżony do dolnoczwartorzędowych żwirów serii witowskiej, z wyjątkiem krzemieni, które występują w Śmiłowicach, natomiast brak ich w Witowie (Dzużyński i in. 1968; Rutkowski 1987).

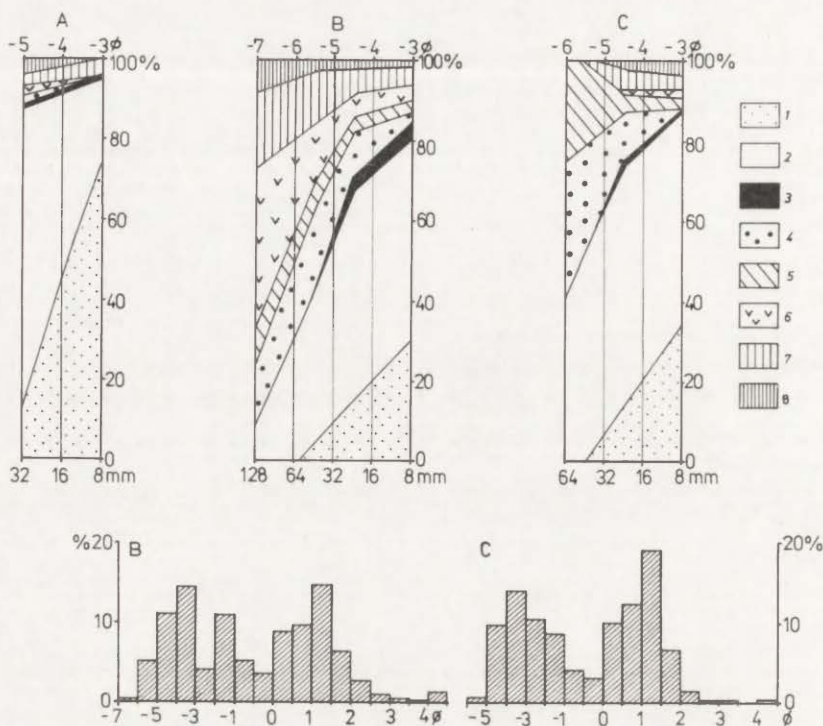


Ryc. 6. Budowa terasy lessowej w Śmiłowicach na lewym zboczu wąwozu (u góry) i na prawym zboczu wąwozu (u dołu)

Objaśnienia jak na ryc. 5

Geological profiles of the loess terrace in Śmiłowicach on the left bank (above) and on the right bank (down) of gully

Explanations - see Fig. 5



Ryc. 7. Skład petrograficzny i diagramy uziarnienia żwirów ze stanowisk Śmiłowice (A), Strzelce Wielkie (B), Górka-Kępa (C)

1 – kwarc i lidyty, 2 – piaskowce karpackie, 3 – rogowce, 4 – krzemienie, 5 – silifikacje i chalcedonyty, 6 – skały krystaliczne, 7 – kwarcyty, 8 – inne

Petrographic composition and grain size diagrams in Vistula gravels from: Śmiłowice (A), Strzelce Wielkie (B), Górka-Kępa (C)

1 – quartz and lydite clasts, 2 – flisch sandstone clasts, 3 – chert clasts, 4 – flint clasts, 5 – silicified and chalcedonite clasts, 6 – magmatic and metamorphic clasts, 7 – quartzite clasts, 8 – other clasts

Żwirzy ze Śmiłowic zawierają znacznie więcej kwarcu (23,8%) niż żwirzy z Witowa (8,1%), co może wskazywać na pochodzenie materiału z innych odmian serii witowskiej bogatszych w kwarc niż próba badana przez J. Rutkowskiego (1987). Domieszka krzemieni jurajskich wskazuje na częściowe przerośnięcie materiału przez Wisłę, albo przemycie osadów morenowych. Taki skład petrograficzny żwirów występujących w terasie lessowej w Śmiłowicach jest wynikiem redepozycji żwirów witowskich ze zboczy przez potok uchodzący na terasę. W piaskach znaleziono redeponowane fragmenty ciosu słonia kopalnego (*Mamthus primigenius?*), które oznaczył H. Kubiak z Instytutu Zoologii Systematycznej PAN w Krakowie. Datowanie mułku pod żwirami z sąsiedniej odkrywki na głębokości 7,45–7,50 m dało wynik 51 ± 9 ka BP. Stropową część profilu terasy w wąwozie o miąższości 5 m tworzą naprzemianległe warstwy lessu jasnożółtego, węglanowego (7–8% CaCO_3) ze skorupkami ślimaków oraz lessu

smugowanego i warstwowanego bez szczątków malakofauny, w którym zawartość węglanu wapnia spada do 2–3%. Warstwowanie osadu podkreślone jest laminami i smugami piasków pylastych o grubości 0,5–1,0 cm. Tworzy on niekiedy wyraźne ripplemarki wodnego pochodzenia, świadczące o dostawie materiału przez wody okresowo płynące ze stoku. Less w stropie jest ścięty erozyjnie z nałożoną powyżej holoceniską warstwą mineralno-organiczną.

Na prawym zboczu wąwozu na mułkach ilastych ze smugami materii organicznej leży 3,2 m miąższości ogniwo piasków żółtych (por. ryc. 6). W spągu przeważają piaski grubo- i średnioziarniste z pojedynczymi żwirami o średnicy do 1 cm. W środkowej części występują piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwirów. W stropie przeważają piaski drobnoziarniste pylaste. Temu wyraźnemu drobnieniu osadu ku górze towarzyszy wyraźne zmniejszanie się średniej średnicy osadów od 1,9 do 3,5 ϕ .

Piaski są słabo i bardzo słabo wysortowane ($\delta_r = 1,28\text{--}2,34\phi$). Osad charakteryzuje się zróżnicowanym, ale stosunkowo niskim wskaźnikiem obróbki ($W_o = 790\text{--}1025$) oraz wysokim wskaźnikiem jednorodności ($\delta_o = 1,5\text{--}3,1$), co świadczy o krótkim transporcie i słabym przerobieniu osadu. W piaskach przeważa warstwowanie przekątne, rynnowe, w małej skali. Kierunki warstwowań wskazują, że transport piasków odbywał się od strony bocznej dolinki, a źródłem materiału były piaski występujące na jej zboczach. Piaski przechodzą stopniowo ku górze w naprzemianlegle warstwowane mułki piaszczyste popielate ($M_z = 5,0\phi$) i piaski drobnoziarniste pylaste ($M_z = 3,27\phi$), bardzo słabo wysortowane. Wiek wkładki mułku w piaskach na głębokości 2,10–2,15 m został określony metodą TL na 38 ± 9 ka BP, co w świetle wieku mułków spągu terasy, który oznaczony został jako znacznie starszy, wskazuje na redepozycję starszego materiału ze stoku. Nad piaskami leży 0,45 m warstwa lessu żółtopomarańczowego ($M_z = 6,2\phi$) z siwymi centkami, zmienionego przez procesy glebotwórcze. Osad jest bezwęglanowy. Warstwa lessu jest ścięta erozyjnie. Świadczą o tym żwirki leżące na jej powierzchni stropowej.

Piaski stropowe są osadem korytowym włożonym w lessy budujące strop terasy i były składane przez mały potok Skadłubek, uchodzący na równinę terasy. Akumulacja piasków odbywała się synchronicznie z depozycją lessów w stropie terasy, przy czym energia wód potoku transportującego piaski zmniejszała się wyraźnie ku stropowi odsłonięcia, w którym wyraźnie zaznacza się przewaga procesów eolicznych. Ponad ściętym erozyjnie lessiem leży 1,5 m miąższości mułek organiczno-mineralny. Mułek w spągu jest ciemnobrazowy, zażelaziony, z licznymi skorupami malakofauny, w stropie jaśniejszy. Zawartość piasku jest zmienna w profilu i osiąga maksymalnie 14,5% w stropie warstwy. Zawartość węglanów w osadzie wynosi maksymalnie 6%, a próchnicy do 1,5%.

Powstanie mułku jest związane z sedymentacją materii mineralno-organicznej w dnie nieckowatego zagłębienia wypełnionego wodą. Wskazuje na to występowanie zespołu ciepłolubnej, holocenińskiej malakofauny wodnej – głównie małży. Prawdopodobnie zanim w tym miejscu powstał wąwóz, był tu stały natu-

ralny zbiornik z wodą lub staw ze zwierciadłem wody zawieszonym wysoko nad współczesnym korytem Wisły. W mułku znaleziono fragmenty ceramiki emalowanej z XIII–XIV w. oraz kawałki polepy i cegieł świadczące o tym, że teren ten był zasiedlony w średniowieczu.

Znacznie starszy od opisanego mułku jest kopalny poziom humusowy odślanający się na zdenudowanej krawędzi terasy około 300 m na wschód od opisanych stanowisk. Leży on na lessach, a przykryty jest deluwiami o miąższości do 2 m, które w górę stoku się wyklinowują. Wiek gleby kopalnej datowanej metodą ^{14}C wynosi $6\,530 \pm 140$ lat BP i jest porównywalny z wiekiem kopalnego czarnoziemiu w Hebdowie.

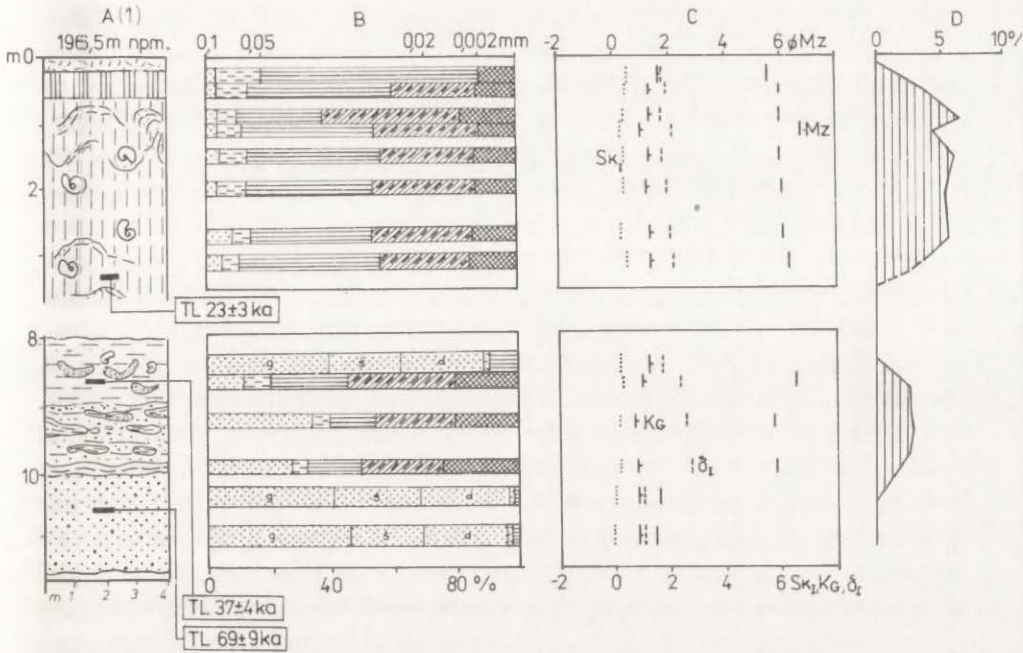
Budowa i sekwencja osadów w odkrywkach Hebdów i Śmiłowice jest podobna. W spagu występują piaski korytowe Wisły, na których leżą mułki z malakofauną wodną deponowane w obniżeniach ze stagnującą wodą. Obecność poziomów próchnicznych w mułkach ze Śmiłowic i gleby na piaskach pod lessami w Opatowcu (Alexandrowicz, Jersak 1991) świadczy o przewadze erozji w dnie doliny nad akumulacją pozakorytową na terasie, która w okresie interplenivistulianu była nadbudowywana materiałem redeponowanym ze zboczy doliny. Strop terasy w Hebdowie tworzy less jasnożółty, węglanowy, z malakofauną lądową, wskazującą na subaeralne pochodzenie osadu.

W terasie nowohuckiej (Kozłowski i in. 1970) znaleziono struktury epigenetyczne, pochodzące z lodu gruntowego w lessach. Ich obecność świadczy o wieloletniej zmarzlinie, która istniała podczas depozycji lessu w górnym plenivistulianie. Strop profilu w Śmiłowicach jest warstwowany, przemyty, o zmiennej zawartości węglanu wapnia i dużym udziale piasku, który został namyty ze stoku. Nie ma więc dowodów na wysoką akumulację Wisły w górnym plenivistulianie (Jersak i in. 1992). W starszym holocenie na lessach utworzył się czarnoziem, który został przykryty deluwiami około 6200 lat BP. Najmłodszym osadem akumulowanym w lokalnych obniżeniach na powierzchni terasy są mułki mineralno-organiczne z ciepłolubną malakofauną wodną.

BUDOWA I WIEK OSADÓW PAGÓRÓW MEANDROWYCH TRAWNIKI I SKAŁA

Na prawym brzegu Wisły w rejonie Grobli nad równinę zalewową wznoszą się dwa pagóry – Trawniki i Skała, będące pozostałością terasy lessowej (Starkel 1967). Pagór Trawniki ma charakter wydłużonego stoliwa o długości 350 m, szerokości 70–150 m i wysokości maksymalnej 196,5 m n. p. m. (15,5 m nad średni poziom zwierciadła wody w korycie Wisły). Z trzech stron podcięty jest krawędziami starorzeczy, z których jedno zostało odcięte w okresie ostatnich 200 lat (Trafas 1975). Pagór Skała jest niższy, jedynie 12–13 m nad koryto Wisły, w kształcie grzędy o długości 300 m i szerokości 40–50 m, okolony od południa starorzeczem, a od północy podcięty korytem Wisły (por. ryc. 4).

W najniższej, wschodniej części pagóra Trawnik, tuż przy drodze odślaniają się piaski żółte, o przewadze średnio- i gruboziarnistych, $Mz = 1,6\phi$ (ryc. 8).



Ryc. 8. Profil geologiczny pagóra meandrowego Trawniki

Objaśnienia jak na ryc. 5

Geological profile of the meander hill in Trawniki

Explanation – see Fig. 5

Piaski występujące w ich stropie i nieciągłe warstewki mułków (osad łach piaszczystych) stanowią aluwia korytowe Wisły. Piaski były datowane metodą TL na 69 ± 9 ka BP, co wskazuje, że przynajmniej ich stropowa część pochodzi z okresu dolnego plenivistulianu. Wypełniały one dno doliny sięgając około 5 m nad średni poziom zwierciadła wody w korycie Wisły. Nad piaskami zalega prawie 2 m warstwa popielatych mułków pylasto-ilastych ($Mz = 7,2\phi$). Udział frakcji ilastej jest największy ze wszystkich analizowanych prób w profilu i dochodzi do 20%. Warstwa mułku jest silnie oglejona. W mułku występują kongrecje węglanowe i nieliczne skorupki ślimaków, w których przeważa gatunek lądowy, wilgociolubny *Succinea oblonga elongata*. Zawartość węgla wapnia jest niewielka i wynosi 1–2%. W obrębie warstwy mułku występują soczewkowate struktury piaszczyste, które pierwotnie tworzyły ciągłą warstwę, ale wskutek ciężaru nadkładu piaski zostały zaburzone strukturami pogorzowymi. Skład granulometryczny piasków jest analogiczny do piasków spągowych. Piaski są w przewadze średnioziarniste ($Mz = 1,8\phi$). Powstanie warstwy mułku związane jest z depozycją eoliczną pyłu i iłu na terasie nadrzecznej w miejscach względnie przesuszonych lub wilgotnych, na co wskazuje zespół malakofauny lądowej. W wyniku

późniejszych zmian, głównie wskutek wytapiania zmarzliny i zabagnienia terenu, nastąpiło w warunkach redukcyjnych trwałe oglejenie osadu. Ze środka warstwy mułku pobrano próbę do datowania metodą TL. Wiek osadu określony tą metodą równy jest 37 ± 4 ka BP, co w tabeli stratygraficznej vistulianu (Behre, Lade 1989) odpowiada interstadiowi hengelo.

W części zachodniej odkrywki pagór buduje less jasnożółty, niewarstwowany, węglanowy, którego 4 m odstonięcie jest na szczycie wzniesienia. Zawartość węglanów wynosi od 3 do 6,5%. Pod warstwą humusową ciemnoszarą występuje odwapniony poziom iluwiálny gleby o miąższości 0,5 m. W lessie dominuje frakcja 0,05–0,02 mm, która wynosi 40–53%, podobnie jak w lessach wierzchowinowych (Jersak 1973). Średnia średnica osadu wynosi od 5,7 do 6,2 ϕ . Osad odznacza się słabym wysortowaniem ($\delta_l = 1,7$ –2,1 ϕ). W stropie lessu na głębokości 0,75–1,80 m (ok. 14 m nad poziom koryta Wisły) występują dwa wyraźne poziomy inwolucji w kształcie fałdów i diapirów, które utworzone są przez warstewki popielatego mułku ($Mz = 6,8\phi$). Wysokość fałdów dochodzi do 0,5 m, szerokość 0,7 m. Są to prawdopodobnie struktury peryglacialne związane z zamrażaniem i odmarzaniem gruntu w warstwie czynnej zmarzliny. W warstwie objętej strukturami inwolucyjnymi występują liczne skorupki ślimaków wodnych reprezentowane głównie przez *Gyraulus laevis* Alder – gatunek charakterystyczny dla bardzo płytkiego i stale wypełnionego wodami zmarzlinowymi jeziora (Alexandrowicz 1987) oraz mniej liczny zespół ślimaków lądowych, zimnolubnych, preferujących podłoże wilgotne, reprezentowanych przez gatunek *Succinea oblonga elongata*. Powyższe fakty świadczą o tym, że less stropowy składany był w warunkach subaeralnych na powierzchni terasy, która znajdowała się poza zasięgiem wód powodziowych Wisły, co należy wiązać z niskim położeniem koryta Wisły w górnym plenivistulianie. Datowanie metodą TL wykonane dla próby lessu z głębokości 2,35–2,40 m dało wynik 23 ± 3 ka BP, co odpowiada w schemacie stratygraficznym M. Maruszczaka (1991) tworzeniu się lessu młodszego górnego (LMg).

Budowa drugiego pagóra meandrowego Skała jest podobna do Trawnik. W spągu występują piaski jasnordzawe, drobno- i średnioziarniste, na których leży 2,5 m warstwa szaropopielatych mułków i iłów. W stropie występuje less jasnożółty, węglanowy. W lessach, w osi pagóra i na jego południowym skłonie, na kontakcie z równiną zalewową znaleziono liczne późnorzymskie i wczesnośredniowieczne (do X w.) jamy zasobowe z fragmentami ceramiki (Żaki i in. 1970), które według informacji ustnej L. Starkla były przykryte madami Wisły.

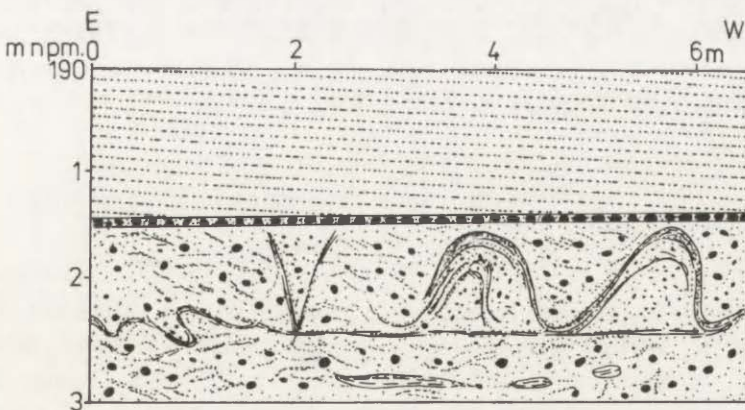
Stwierdzona zgodność sekwencji osadów, podobieństwo składu granulometrycznego lessów i ich datowanie w Hebdowie i Śmiłowicach na lewobrzeżnej terasie z Trawnikami i Skałą, położonymi na prawym brzegu Wisły, świadczą o tym, że przed wkroczeniem Wisły na ten obszar i erozją boczną obecnie izolowane pagóry meandrowe tworzyły jedną całość z lewobrzeżną terasą lessową (Gębica, Starkel 1987).

RZEŻBA I BUDOWA PLEJSTOCENSKIEGO STOŻKA RABY W REJONIE MIKLUSZOWIC

Równina stożka Raby od strony obniżenia Drwinki w dolinie Wisły wznosi się łagodnie od 185 do 190 m n.p.m. (5–10 m nad poziom koryta Wisły) i oddzielona jest mniej lub bardziej wyraźną krawędzią od wyższego poziomu stożka o wysokości 195–205 m n.p.m., na powierzchni którego występują liczne wydmy. Ponad ten poziom wznosi się tylko ostańcowy pagór Kobyla Głowa o wysokości 213 m n.p.m.

Zwirownia w Mikłuszowicach leży w obrębie niższego poziomu na wysokości 190 m n.p.m., około 8,5 m nad średni poziom zwierciadła wody w korycie Raby (por. ryc. 2). Północna granica stożka jest niewyraźna, a jego równina zanurza się pod aluwia równiny zalewowej Raby, gdzie występują liczne starorzecza. Jedynym kryterium wydzielenia stożka jest występowanie żwirów i piasków na powierzchni przechodzących w holocenijskie osady pozakorytowe Raby. Na skraju lasu w nieczynnej zwirowni w miejscowości Dziewin wśród piasków i żwirów z materiałem karpackim (piaskowiec, kwarc) i wyżynnym (krzemienie czekoladowe pasiaste) znaleziono również 3 eratyki granitu różowego o wymiarach 0,3–0,8 m. O bardziej północnym zasięgu plejstoceńskiej równiny stożka świadczy pagórek zbudowany z piasków o wysokości 2,5 m nad równię zalewową otulony madami Raby. Położony jest on na lewym brzegu rzeki za wałem powodziowym, w odległości 2 km na północny-wschód od granicy stożka.

W odkrywcę w Mikłuszowicach położonej w obrębie stożka w ścianie o wysokości 3 m wyróżniono od spągu następujące ogniwa litofacjalne (ryc. 9):



Ryc. 9 Odstąpienie vistuliańskiego stożka Raby w Mikłuszowicach. W ścianie widoczna pseudomorfoza po klinie lodowym

Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 5

Exposure of the Raba alluvial fan in Mikłuszowice. Ice-wedge cast is visible

Other explanation – see Fig. 5

1. Gruboziarniste piaski i żwiry rzeczne z nieciągłymi warstewkami mułku piaszczystego organicznego o miąższości 6–7 cm i toczeńców mułowo-ilastych z materią organiczną o wymiarach $0,6 \times 0,25$ m. Warstwa ta jest nieciągła, ale widoczna jest na jednakowej głębokości od powierzchni terenu. Występujące we wnętrzu toczeńców mułowych kopalne szczątki organiczne są redeponowane i nie mogą być podstawą określania wieku osadu.

2. Piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości 1 m i mułki popielate z substancją humusową. Warstwa jest zaburzona inwolucyjnie. Struktury mają kształt fałdów o wysokości 1 m i ciągną się na długości 2 m. Są to struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego, do powstania których korzystniejsze warunki stwarzało istnienie zmarzliny, czego dowodem jest struktura w kształcie klina o wysokości 25 cm wypełniona piaskami drobnoziarnistymi.

3. Żwiry o średnicy 1–2 cm tworzące wyraźny horyzont bruku z białym piaskiem kwarcowym drobno- i średnioziarnistym. Jest to bruk deflacyjny rozwinięty na utworach rzecznych.

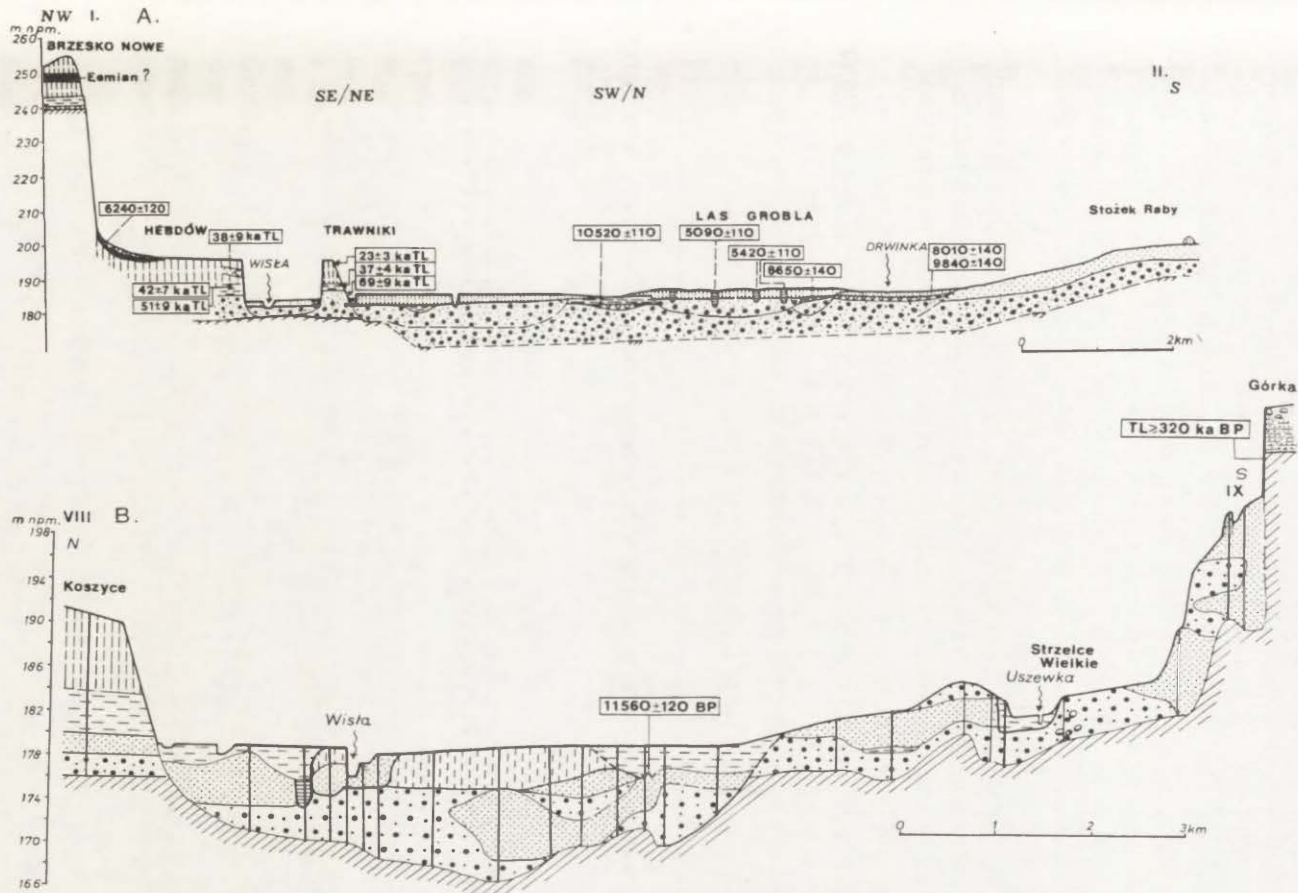
4. Piaski żółte średnio- i drobnoziarniste, warstwowane, 1,5 m miąższości. Piaski cechują się wysokim stopniem obróbki ($W_o = 1170\text{--}1270$) oraz są dobrze i bardzo dobrze wysortowane. Jest to ogniwo piasków eolicznych zwydmionych.

W odkrywce zaznacza się przejście od osadów korytowych gruboziarnistych (piaski ze żwirami i toczeńce ilaste) do drobnoziarnistych (łachy piaszczyste, mułki powodziowe). Są to aluwia rzeki roztokowej. Brak datowań ^{14}C uniemożliwia bezpośrednie określenie wieku osadów w odkrywce. Występowanie w piaskach struktur inwolucyjnych, których powstaniu sprzyjało istnienie zmarzliny i pseudomorfozy po klinie lodowym, sugeruje, że osady te powstały w środowisku peryglacjalnym. Takie warunki panowały w górnym plenivistulianie. Występujące powyżej bruku żwirowego piaski eoliczne zwydmione pochodzą z późnego vistulianu, przez analogię do piasków wydmowych opisanych przez B. Izmańlow (1975).

RZEŻBA I WIEK ALUWIÓW RÓWNINY ZALEWOWEJ WISŁY

Współczesne dno doliny Wisły zajmuje równina aluwialna do niedawna zalewowa, o wysokości 3–4 m nad średni poziom Wisły i szerokości 6–7 km. Charakterystykę rzeźby, zróżnicowanie facjalne osadów i ich wiek omówiono we wcześniejszych artykułach (Gębica, Starkel 1987; Starkel, Gębica, Nalepka 1988; Starkel i in. 1991). Poniżej zostanie podana jedynie krótka ich charakterystyka uzupełniona o nowe dane ze stanowisk w Borku koło Zabierzowa Bocheńskiego, Drwince (Dr1) i Niedarach (por. ryc. 2, 10).

Od południa u stóp stożka Raby biegnie płaskodenne obniżenie Drwinki o szerokości 1,5–2,0 km, zajęte przez łąki, bez śladów paleomeandrów. Na piaskach leżą torfy datowane na $9\ 840 \pm 140$ lat BP przechodzące w gytie. Torf



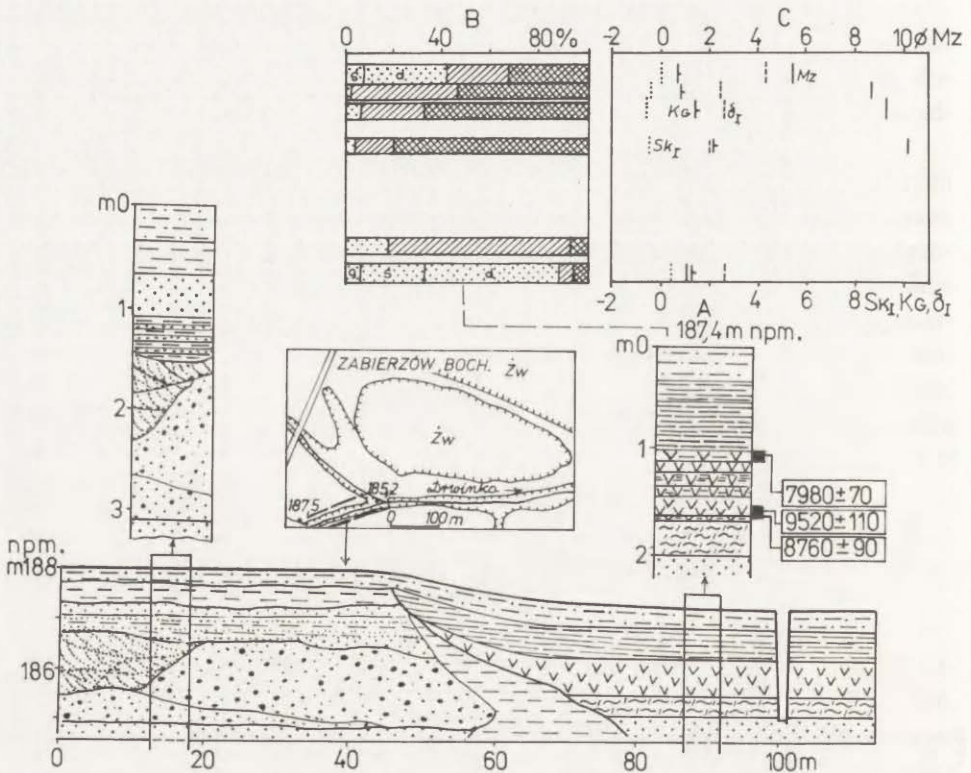
Ryc. 10. Przekrój geologiczny doliny Wisły na północnym obrzeżeniu Puszczy Niepołomickiej (A) i w rejonie Strzelce Wielkich (B)
Szczegółowe profile z Lasu Grobla w publikacji Starkel i in. (1991)

Geological transects of the Vistula valley in the northern margin of the Niepołomice Forest (A) and in the vicinity of Strzelce Wielkie (B)
Detailed profiles from Las Grobla were published (Starkel et al. 1991)

w stropie z datą $8\ 010 \pm 140$ lat BP przykryty jest przez mady ilaste z okresu atlantyckiego.

Na podstawie fotointerpretacji i wierceń M. Baumgart-Kotarba (1991) stwierdziła w Drwince istnienie płytkich koryt roztokowych. W rejonie Zabierzowa Bocheńskiego w obrębie obniżenia Drwinki, na skraju Puszczy Niepołomickiej rysuje się wyraźna krawędź starorzecza o dużych parametrach geometrycznych ($r = 750$ m, $w = 135$ m), które podcina terasę piaszczystą Wisły (por. ryc. 2). Stwierdzono płytkie występowanie piasków korytowych na głębokości od 1,65 m w osi paleokoryta do 0,7 m w odległości do 90 m od osi paleokoryta. Na piaskach leżą mułki ilaste humusowe i ily ciemnostalowe przykryte przez mady (Gębica 1993a).

Ostatnie badania T. Kalickiego (inf. ustna) wykazały, że na żwirach leżą torfy datowane na wczesny preboreał, co wskazuje na młododryasowy wiek paleomeandra. Dalej na wschód, około 0,5 km od dużego paleomeandra w Zabierzowie



Ryc. 11. Przekrój wypełnienia paleokoryta w obniżeniu Drwinki (Dr1). Daty ^{14}C wg Nalepki (1991)

Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 5

Cross-section of the paleochannel in the Drwinka depression. ^{14}C datings after Nalepka (1991)

Other explanations – see Fig. 5

Bocheńskim, położone jest następne paleokoryto (Dr1), którego parametry geometryczne są trudne do zrekonstruowania. Jego wypełnienie stanowią gytia ze skorupkami malakofauny (Alexandrowicz i in. 1991), torf i mułki torfiaste datowane w spagu na $8\ 760 \pm 90$ lat BP. Bezpośrednio położone nad nią warstwy o wieku $9\ 520 \pm 110$ lat BP wskazują na inwersję wieku osadu (ryc. 11). Analiza palinologiczna wykazała, że akumulacja torfu trwała od preboreału do atlantyku (Nalepka 1991). Akumulacja torfów datowanych w stropie na $7\ 980 \pm 70$ lat BP została przerwana depozycją iłłów. Starorzecze zostało więc odcięte i opuszczone na początku holocenu.

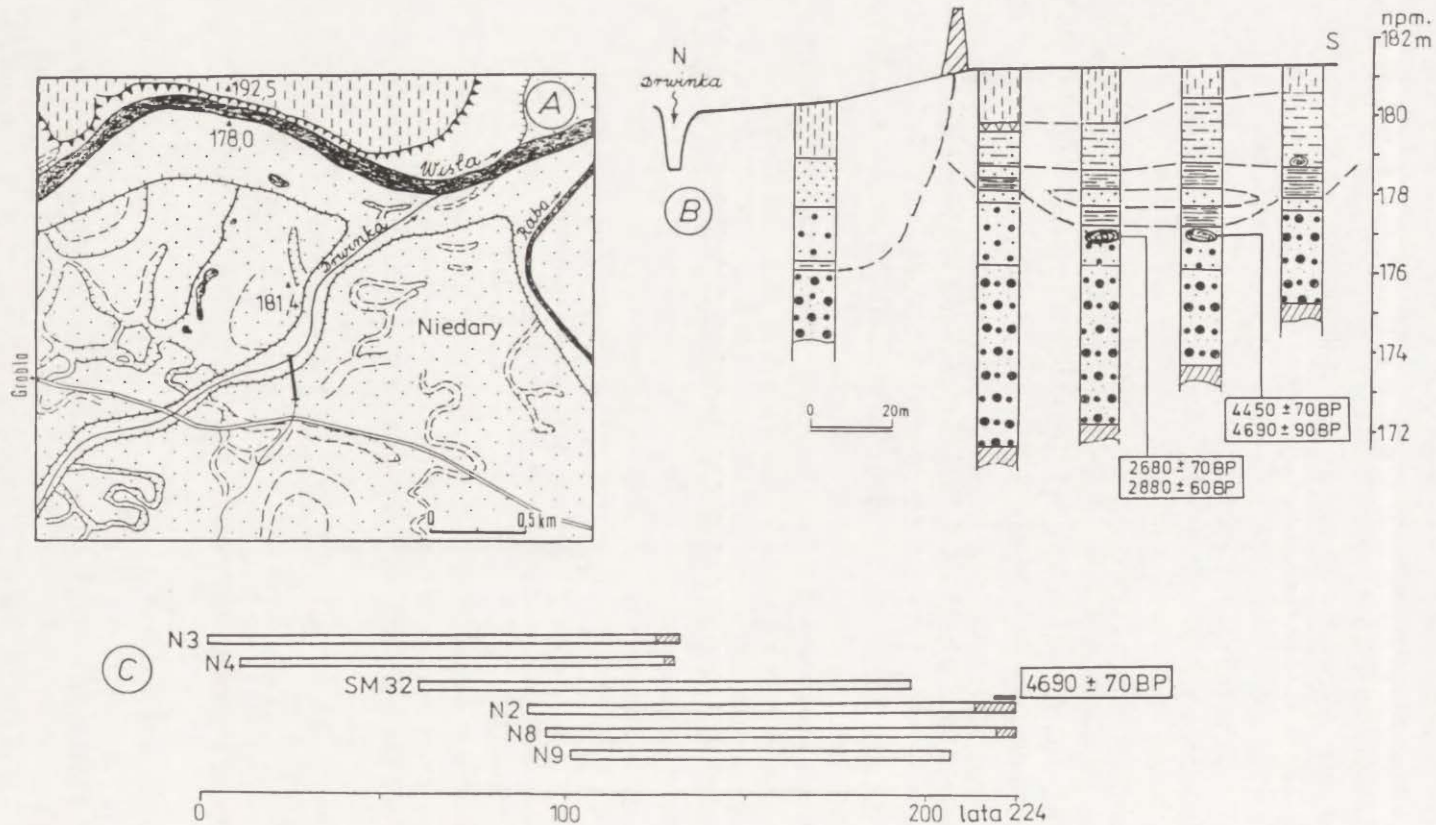
Następną strefę o szerokości około 1,5 km tworzy wyraźny pas meandrowy, w obrębie którego występuje system atlantyckich paleomeandrów opisywany kilkakrotnie (Bzowski 1973; Gębica, Starkel 1987; Starkel i in. 1991). Składają się na niego centralnie położone paleokoryto i odcięte od niego starorzecza. Te ostatnie mają niewyraźnie zaznaczone krawędzie, promienie krzywizn $r = 120$ – 235 m i szerokość koryt $w = 45$ – 55 m. Młodsze, centralnie położone paleokoryto ma szerokość $w = 45$ – 75 m i mniejsze promienie krzywizn ($r = 125$ – 165 m). Datowanie spagu wypełnienia paleokoryta dało wiek $5\ 090 \pm 110$ lat BP.

Po północnej stronie pasa meandrowego w Lesie Grobla występuje kolejne wilgotne obniżenie płaskodenne bez paleomeandrów o szerokości do 1 km. Na piaskach w poziomie współczesnego koryta Wisły leżą naprzemianległe warstwowe mułki torfiaste, ily i torfy datowane na głębokości 2,07–2,12 m na $10\ 520 \pm 110$ lat BP. W stropie występuje ogniwo 1–1,5 m miąższości iłłów powodziowych datowanych palinologicznie na atlantyk (Nalepka 1991).

Po obu stronach wałów przeciwpowodziowych Wisły występuje kolejna nieznacznie wyższa strefa (184–185 m n.p.m.) ze starorzeczami o różnym stopniu zachowania. Wśród nich na uwagę zasługują starorzecza o największych głębokościach, często wypełnione wodą o dużych szerokościach koryt $w = 50$ – 90 m i promieniach krzywizn $r = 245$ – 400 m. W Niedarach po prawej stronie Drwinki występuje starorzecze świeże z wodą o dużych parametrach geometrycznych ($w = 82$ – 140 m, $r = 335$ m), które około 200 lat temu miało okresowe połączenie z korytem Wisły (Trafas 1975). W jego pobliżu znajduje się opisane poniżej stanowisko z pniami czarnych dębów badane dendrochronologicznie. W rejonie Grobli nad równiną zalewową wznoszą się dwa pagóry meandrowe z lessem w stropie: pagór Trawniki o wysokości 15,5 m nad poziom koryta Wisły i niższy pagór Skąła o wysokości 13 m. Pagóry te zostały odcięte od lewobrzeżnej terasy lessowej w okresie subatlantyckim (Starkel 1967; Starkel, Gębica 1984).

Stanowisko Niedary nad Wisłą

Odkrycie 12 pni czarnych dębów na powierzchni około 0,35 ha było możliwe dzięki pracom związanym z budową przepompowni wody w Niedarach położonej między ujściem Wisły i Raby (ryc. 12). Pnie były pogrzebane w piaskach pod warstwą iłłów i mad powodziowych na głębokości 3,8–4,5 m od powierzchni terenu (jeden pień był cały otulony warstwą iłłów). Z wierceń archiwalnych



Ryc. 12. A – mapa geomorfologiczna dna doliny Wisły w rejonie Niedar, B – profile geologiczne osadów z pniami czarnych dębów, C – diagram korelacyjny pni czarnych dębów z Niedar (wg Gębica, Krąpiec 1993)

Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 5

A – geomorphological map of the Vistula valley bottom in the region of Niedary, B – geological profiles of the alluvia with black oaks, C – correlation diagram of the black oaks in Niedary. (by Gębica, Krąpiec 1993)

Other explanations – see Fig. 5

wynika, że poniżej pni zalega około 3 m warstwa ze żwirem, piaskiem i otoczkami, a strop iłów mioceńskich leży na głębokości 6–9 m od powierzchni terenu (Gębica, Krąpiec 1993).

Do badań dendrochronologicznych pobrano 10 prób w postaci krążków z pni dębów. Pnie były dobrze zachowane, niektóre z fragmentami konarów i bielastego drewna, co może wskazywać na ich niedaleki transport. Analiza dendrochronologiczna wykazała, że drzewa te tworzą trzy ciągi chronologiczne, tzw. „floating chronology”: NI – liczącą 135 lat, NII – 131 i NIII – 189 lat. Chronologię NI tworzą 3 pnie (N2, N8, N9), NII – 2 pnie (N3, N4) i NIII – 2 pnie (N5, N6). Cztery próbki ze słoju rdzeniowych (ozn. r) i ze słoju zewnętrznych (ozn. z) pochodzące z dwóch pni (N2 i N5) datowano metodą ^{14}C w laboratorium Instytutu Fizyki i Techniki Jądrowej AGH w Krakowie przez T. Kuca na N2r – 4 450±70 lat BP (KR-68), N2z – 4 690±90 lat BP (KR-69), N5r – 2 680±70 lat BP (KR-86), N5z – 2 880±60 lat BP (KR-87). Datowanie pomostowe chronologii NI i NII z pniem ze żwirowni Smolice–Zakole A (Sm 32) umożliwiło uzyskanie ciągu dendrochronologicznego liczącego 224 lata. Reprezentuje on okres 3 375–3 150 cal BC (kalibrowane lata radiowęglowe). W dolinie Wisły pnie datowane na 3 300–3 000 cal BC stwierdzono w żwirowniach Smolice–Zakole A, Smolice–Zakole B i w Niedarach (Krąpiec 1991).

Datowanie aluwiów w dnie doliny na podstawie pni drzew jest niedokładne i nastęrcza pewne trudności z racji tego, że część pni może być redeponowana. Na stanowisku w Niedarach otrzymaliśmy 2 pary datowań ^{14}C , które różnią się od siebie o prawie 2 000 lat, ale równocześnie są informacją o dwóch fazach powału drzew i wieku koryta – około 4400 lat BP. Do ustalenia chronologii zdarzeń najmłodsza data jest istotna. Określa ona wiek aluwiów na 2 680±70 lat BP lub młodszy i wskazuje, że strefę północną równiny zalewowej Wisły bliską współczesnego koryta budują młodsze aluvia.

EWOLUCJA DOLINY WISŁY NA PÓŁNOCNYM OBRZEŻENIU PUSZCZY NIEPOŁOMICKIEJ W VISTULIANIE I HOLOCENIE

W dolnym plenivistulianie złożone zostały piaszki spągu terasy lessowej sięgające wysokości 5 m nad współczesny poziom koryta datowane metodą TL na 69±9 ka BP (por. ryc. 10).

W interplenivistulianie na piaszczystej równinie Wisły były akumulowane mułki pylasto-ilaste w środowisku wodnym datowane od 51 ka do 37 ka BP. Występowanie gleby kopalnej na piaskach w Opatowcu datowanej na 31 200±1 400 lat BP (Alexandrowicz, Jersak 1991) i poziomów próchnicznych w mułkach podlessowych w Śmiłowicach świadczy, że powierzchnia terasy była sporadycznie zalewana wodami powodziowymi. Opuszczenie równiny przez Wisłę i pogłębianie koryt zaznaczone jest ścięciem mułków występujących w spągu terasy przez warstwę piaszczy-

sto-żwirową bocznego potoku uchodzącego do doliny Wisły. Skład petrograficzny żwirów wskazuje na dostawę materiału ze zboczy doliny.

W górnym plenivistulianie na terasie w warunkach subaeralnych był akumulowany less datowany w Trawnikach na 23 ± 3 ka BP. Analizy sedimentologiczna i malakologiczna świadczą o złożoności warunków depozycji i typów środowisk sedimentacyjnych w obrębie subaeralnych warstw lessu młodszego górnego (LMg) nadbudowujących terasę średnią nad Wisłą. Znalezione w Trawnikach mięczaki wodne wskazują, że osady były akumulowane na podłożu lokalnie zabagnionym, w małych i płytkich jeziorkach ałasowych utrzymujących się sezonowo na zmarzlinie. W tym samym poziomie lessu w Hebdowie występują wyłącznie gatunki ślimaków lądowych, wilgociolubnych, co jest potwierdzeniem stricte subaeralnego charakteru osadu deponowanego eolicznie w miejscach względnie suchych i wilgotnych. Natomiast w Opatowcu less terasy średniej jest warstwowany, a występująca w nim malakofauna wodna jest obecna w całym blisko 14 metrowym profilu. W stropie terasy występują nawet mułki i piaski warstwowane z małżami i małżoraczkami, które powstawały zarówno w zbiornikach bezodpływowych, jak i w obniżeniach o charakterze przepływowym w końcowej fazie depozycji lessu już po rozcięciu terasy średniej.

Nie można zatem zgodzić się z poglądem J. Jersaka (Jersak i in. 1992) o fluwialnej genezie pylastych osadów terasy średniej nad Wisłą, gdyż nie stwierdzono w stropie terasy lessowej osadów związanych z akumulacją fluwialną Wisły. Wkładki piasków i żwirów świadczą o udziale materiału stokowego. Zbieżność z profilami z Wyżyny Lubelskiej (Harasimiuk 1991) i doliny Proсны (Rotnicki 1987) pozwala przypuszczać, że również w dolinie Wisły pierwszą przyczyną erozji była aridyzacja klimatu postępująca od około 25 000 lat BP (Maruszczak, 1991; Starkel 1994b). Osiągnęła ona maksymalną głębokość w okresie 15 000–13 000 lat BP, sięgając poniżej lub do poziomu współczesnego koryta Wisły. W dolinie Wisły koło Krakowa najstarszymi dotąd stwierdzonymi osadami są mułki wypełniające kopalne koryto na równinie zalewowej datowane na $13\,260 \pm 160$ lat BP (Kalicki 1991).

Powyżej ujścia Raby mułki i osady organiczne leżące na równinie aluwialnej w poziomie współczesnego koryta datowane są dopiero na młodszy dryas (Gębica, Starkel 1987). W tym czasie koryto roztokowe Wisły i duże zakole z Zabierzowa Bocheńskiego zajmowały obniżenie Drwinki. Opuszczenie obniżenia Drwinki oraz zmiana układu koryta na małe meandry nastąpiła na początku holocenu, o czym świadczą torfy datowane w spągu na $9\,840 \pm 140$ lat BP oraz odcięte starorzecze podcinające obniżenie Drwinki, którego wypełnienie zostało datowane na $9\,520 \pm 110$ lat BP. Koryto Wisły przesuwało się na północ czego śladem jest kolejne kopalne włożenie w Lesie Grobla datowane na $8\,650 \pm 140$ lat BP.

Na początku okresu atlantyckiego, około 8 000 lat BP, zatorfiona równina Drwinki i opuszczone paleomeandry zostały przykryte madami ilastymi. Wisła płynęła osią dna doliny, wcięta w aluwia (ok. 2 m poniżej współczesnego poziomu koryta) i agradowała budując wyżej położony 1–1,5 m szeroki pas meandro-

wy. W jego obrębie system paleomeandrów atlantyckich składa się ze starorzeczy starszych, odcinanych i opuszczanych przed $5\,460 \pm 110$ lat BP i młodszego paleokoryta o niewyrównanych parametrach, opuszczonego wskutek awulsji przed 5090 ± 110 lat BP. Uprawa roli i okresowe wylesianie sprzyjało erozji i tworzeniu u podstawy zbocza w Hebdowie deluwiiów lessowych przykrywających czarnoziem datowany na około 6 500 lat BP.

Po przerzucie koryta Wisły na północ, w okresie subborealnym i subatlantyckim rzeka podcinała na odcinku kilku kilometrów terasę lessową i krawędź Działów Proszowskich. O bardziej południowym zasięgu terasy świadczą dwa pagóry meandrowe Trawniki i Skała położone na prawym brzegu Wisły, posiadające identyczną budowę jak lewobrzeżna terasa. Z rejonu Niedar pochodzą aluwia z pniami czarnych dębów. Starsze redeponowane pnie datowane są na 4 800–4 700 lat BP, młodsze pnie datują aluwia na około 2 800 lat BP. O postępującej agradacji w dnie doliny świadczy przykrycie przez mady wiślane późnorzymskich i wczesnośredniowiecznych jam zasobowych występujących na południowym skłonie pagóra Skała (Żaki i in. 1970).

W ostatnich 200 latach notuje się wzrost częstotliwości powodzi (Punzet 1978), co spowodowało powiększanie szerokości i krzywizn meandrów, a następnie ich odcinanie (Trafas 1975). W czasie wielkich powodzi, na przykład w 1813 r. wody powodziowe przelewały się do starorzeczy w Lesie Grobla powodując akumulację mad ilastych.

DOLINA WISŁY POMIĘDZY UJŚCIEM RABY I DUNAJCA

Obszar badań obejmował równiny zalewowe Wisły i Raby oraz ujściowe odcinki małych dopływów – Gróbki, Uszewki i Uszwicy. Do obszaru badań włączono również fragmenty starszych teras plejstocénskich Wisły i stożek Dunajca (Równina Radłowska).

RZEŻBA I OSADY PLEJSTOCÉNSKICH TERAS WISŁY I STOŻKA NAPŁYWOWEGO DUNAJCA

Na przekroju w rejonie Strzelc Wielkich (por. ryc. 10) wyróżnia się terasa o wysokości 181–187 m n.p.m., która oddzielona jest wyraźnie stromszym stokiem od następnego wyższego poziomu z położonymi na nim pagórami ostańcowymi o wysokości do 211 m n.p.m. (10–12 m wysokości względnej). Ukształtowanie powierzchni naśladuje generalnie rzeźbę stropu miocenu, w obrębie którego zostało wyciętych kilka stopni erozyjnych obniżających się ku północy. Pagóry ostańcowe – jak pokazuje odślonięcie na szczycie wzniesienia Górka – zbudowane są z warstwowanych mułków i piasków przykrytych przez piaski i żwiry fluwioglacjalne przekątnie warstwowane oraz piaski i żwiry w stropie z eratykami o średnicy do 0,5 m.

Analiza minerałów ciężkich wykonana przez M. Krysowską-Iwaszkiewicz wykazała zasadniczą różnicę pomiędzy próbą G-1 pobraną z piasków ze żwirami oraz próbą G-2 pochodzącą z warstwowanych mułko-piasków, które wstępnie zostały przez autora określone jako utwory zastoiskowe.

Zespół minerałów ciężkich w próbie G-1 jest bardzo urozmaicony (tab. 4) i zawiera oprócz minerałów odpornych, jak: cyrkon, turmalin, rutil, także minerały mało odporne, jak: amfibol, piroksen i andaluzyt, które wskazują na pochodzenie materiału bezpośrednio ze zwietrzenia skał krystalicznych, jakimi były eratyki pochodzenia północnego. Zespół minerałów ciężkich w próbie G-2 zawiera jedynie minerały bardzo odporne i odporne, przy czym dominujący jest granat (46%). Zespół ten wykazuje duże podobieństwa do zespołu minerałów ciężkich stwierdzonych przez M. Krysowską-Iwaszkiewicz (1966) w utworach mioceńskich tego rejonu. To podobieństwo zespołu minerałów ciężkich pozwala uznać mułko-piaski za utwory mioceńskie, które czerpały materiał z piaskowców

T a b e l a 4

Skład ilościowy minerałów ciężkich z Górki w %
Content of heavy minerals from Górka (%)

Minerały ciężkie	G-1	G-2
Granat	7,0	46,0
Cyrkon	29,0	9,0
Turmalin	11,0	11,0
Rutyl	9,0	18,0
Staurolit	3,0	9,0
Cyjanit (dysten)	1,0	1,0
Epidot	9,0	2,0
Zoizyt	3,0	–
Tytanit	8,0	1,0
Topaz	3,0	1,0
Apatyt	3,0	–
Monacyt	2,0	–
Amfibol	6,0	1,0
Piroksen	4,0	–
Andaluzyt	2,0	–

karpackich. Wiek tych utworów został datowany metodą TL na ≥ 320 ka BP. Oznacza to, że osad nie jest młodszy niż 320 ka BP.

Zagadnienie budowy, genezy i wieku terasy Wisły o wysokości 181–187 m n.p.m. oraz stożka Dunajca zostanie omówione na przykładzie 3 stanowisk: Strzelce Wielkie, Włoszyn i Górka-Kępa.

Stanowisko pierwsze położone jest na terasie Wisły, drugie, o podobnej wysokości, leży w obrębie ostańca genetycznie związanego ze stożkiem Dunajca (por. ryc. 2). Często na powierzchni terasy i stożka w wyższych położeniach występują wydmy i eoliczne piaski pokrywowe. Cechami wspólnymi obu stanowisk są niewielka miąższość osadów i płytkie zaleganie stropu miocenu na głębokości 5–7 m. Różnią się natomiast odmiennym składem petrograficznym i genezą osadów. Stanowisko Górka-Kępa położone jest 1 km na wschód od współczesnego koryta Wisły na wysokości 4 m nad poziom rzeki. Jest to ostaniec zbudowany ze starszych utworów występujący w obrębie równiny holocenińskiej. Osady tych stanowisk są w przewadze gruboziarniste (piaski i żwiry), jednak o bardzo dużym zróżnicowaniu granulometrycznym wynikającym z dużej zmienności litofacjalnej osadów.

STANOWISKO STRZELCE WIELKIE

Stanowisko położone jest w żwirowni na wysokości 183,5 m n.p.m. (7 m nad poziom koryta Wisły) na terasie piaszczystej opadającej ku północy w stronę doliny Wisły (por. ryc. 2). Od zachodu żwirownia graniczy z równiną zalewową Raby, a od północy i wschodu sąsiaduje z Uszewką, która zajmuje nieproporcjo-

nalne w stosunku do współczesnego koryta obniżenie o szerokości 300–700 m wycięte w aluwialnych piaszczysto-żwirowych. Dno Uszewki jest płaskie, zajęte przez nieciąglą pokrywę mad. Nie jest wykluczone, że to szerokie obniżenie było wykorzystywane przez Uszvicę, która płynęła bardziej na zachód w stosunku do obecnego położenia koryta. Miąższość utworów czwartorzędowych, jak wynika z wierceń archiwalnych, wynosi 4–8 m. Składają się na nie głównie piaski i piaszki ze żwirami występujące w górnej części profili oraz żwiry z piaskami i mułami nieokreślonej genezy w dolnej części (por. ryc. 10).

Stanowisko w Strzelcach Wielkich zasługuje na omówienie z dwóch powodów. Na płytce zalegającym stropie miocenu na głębokości 5 m od powierzchni terenu występują eratyki granitognejsu o średnicy dochodzącej do 1,6 m, które były wydobywane podczas bagrowania spod nadkładu piasków i żwirów, których rozkład uziarnienia obrazuje histogram (por. ryc. 7). Ponadto zarejestrowano 20 głazów o mniejszej średnicy (od 0,2 do 1,0 m), które były rozmieszczone nieregularnie w osadzie i wydobywano je z głębokości poniżej zalegania zwierciadła wód gruntowych (ok. 2 m).

Duże nagromadzenie eratyków występujących zarówno na głębokości 5 m, jak i powyżej w osadzie wskazywałoby na to, że są to rezydualne przemyte moreny najstarszego zlodowacenia. W celu określenia źródła materiału i jego pochodzenia wykonano z próby pobranej z urobku analizę składu petrograficznego żwirów (por. ryc. 7). Dominującym składnikiem w żwirach we frakcji 32–16 mm są piaszkowce karpackie, które stanowią 52% składu petrograficznego, i kwarc (15%). Pozostały materiał, pochodzący z Karpat fliszowych, reprezentowany przez rogowce (3%) i lidyty (1%), ma podrzędne znaczenie. Krzemienie stanowiące 12%, a we frakcji 64–32 mm do 21% składu petrograficznego, wskazują na znaczny udział Wisły w akumulacji żwirów, których głównym obszarem alimentacji była Wyżyna Śląsko-Krakowska.

Udział materiału północnego, reprezentowanego głównie przez granity i gnejsy, jest niewielki. Jego udział we frakcji 64–32 mm wynosi 12%, natomiast we frakcji 32–16 mm spada do 6%, co odpowiada zawartości skał północnych w innych stanowiskach występujących w obrębie Równiny Radłowskiej, analizowanych przez T. Sokołowskiego (1988).

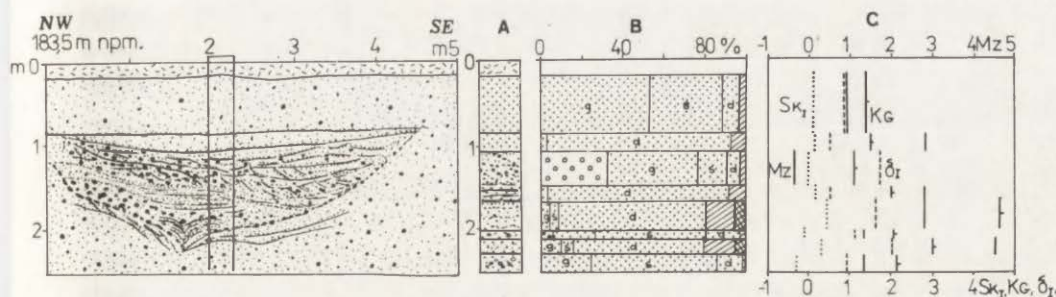
Odmienny jest skład petrograficzny żwirów mieszanych pochodzenia lodowcowego występujących nad serią witowską w Witowie nad Wisłą (Rutkowski 1987) i w dolinie Raby w Borku położonym 8,5 km na południowy-zachód od Strzelc Wielkich na wysokości 25 m nad poziom rzeki (Kuklicz 1977). Różnice polegają przede wszystkim na znacznie mniejszej zawartości piaszkowców karpackich, których zawartość we frakcji 16–32 mm w Witowie wynosi 31%, w Borku 4%. Wyższy jest udział różnego rodzaju kwarcytów (14,3 i 23%) oraz krzemieni (9,5% w Witowie i 4,5% w Borku) pochodzących ze skał mezozoicznych. Największe znaczenie mają jednak różnorodne skały magmowe i metamorficzne, których zawartość we frakcji 16–32 mm w Witowie wynosi 33%, w Borku jest natomiast o wiele niższa i wynosi 6,5%. Z punktu widzenia składu

petrograficznego żwiru ze Strzelc Wielkich nie mogą być zaklasyfikowane jako rezydualne gliny lodowcowe znajdujące się w pierwotnym miejscu ich akumulacji.

Występowanie eratyków w dnie doliny Wisły na podłożu mioceńskim wskazuje, że jest to raczej wtórne złożo, które jest wynikiem erozji pierwotnie wyżej zalegających utworów glacialnych. W wyniku erozji bocznej następowało podcinanie brzegów doliny zbudowanych z utworów miocenu i równoczesne osiadaanie głązów eratycznych, a następnie przemywanie materiału morenowego i akumulacja osadów aluwialnych. Z drugiej strony istnieją stanowiska, w których notowane jest występowanie utworów morenowych zlodowacenia południowopolskiego prawie na wysokości współczesnego dna doliny Wisły. Należą do nich Ławy u ujścia Nidzicy (Łyczewska 1948), Szewce na lewym brzegu Wisły i stanowiska w rejonie Garbu Tarnobrzeskiego, m. in. Nagnajowa (Laskowska-Wysockańska 1971; Mycielska-Dowgiałło 1978). Fakty te świadczą, że przed wkroczeniem lądolodu zlodowacenia San 2 istniała już ukształtowana forma dolinna, której dno znajdowało się na poziomie zbliżonym do współczesnego dna doliny Wisły. Zagadnienie to jest bardzo interesujące i wymaga dalszych szczegółowych badań.

Inną cechą osadów aluwialnych w żwirowni w Strzelcach Wielkich jest ich duża zmienność facjalna i granulometryczna. Najlepszym tego przykładem jest profil opisany na jednej ze ścian wyrobiska (ryc. 13), na której widoczne było wycięte w piaskach i żwirach, opuszczone, płytkie koryto o szerokości 4 m, wypełnione drobnoziarnistymi piaskami ściętymi następnie warstwą gruboziarnistych osadów korytowych i powtórnie wypełniane piaskami drobnoziarnistymi pylastymi.

W stropie odśnieżenia występowała warstwa piasków grubo- i średnioziarnistych żółtordezawych, która odsłaniała się na większej przestrzeni. Osad wypełniający stanowiły piaski drobnoziarniste ($Mz = 2,7-2,9 \phi$), oliwkowe i żółtopopielate, warstwowane poziomo i laminowane z rozproszoną substancją organiczną. W dolnej części wypełnienia warstwy były wygięte w kształcie klina rozcinającego osady gruboziarniste, którego powstanie związane jest prawdopodobnie



Ryc. 13. Przekrój geologiczny i profil odśnieżenia w żwirowni w Strzelcach Wielkich

Objaśnienia jak na ryc. 5

Geological profile of exposure in the gravel pit at Strzelce Wielkie

Explanations – see Fig. 5

z istnieniem wieloletniej zmarzliny podczas ostatniego zlodowacenia. Osady korytowe reprezentowane są przez żwiry przekątnie warstwowane o najgrubszym ziarnie w analizowanym profilu ($Mz = -0,35\phi$), słabo wysortowane, w których udział ziarn frakcji powyżej 2 mm wynosi 33%, co świadczy o dużej dynamice przepływu wód i znacznych prędkościach prądu transportującego osad. Wszystkie wyżej opisane cechy sedimentologiczne osadów oraz ich duża zmienność w profilu o miąższości zaledwie 2 m charakteryzują równinę aluwialną rzeki roztokowej z okresu górnego plenivistulianu, z licznymi płytkami, czynnymi oraz opuszczonymi korytami.

STANOWISKO WŁOSZYN (WŁ1)

Stanowisko Włoszyn położone jest w obrębie równiny zalewowej Uszwicy na jej lewym brzegu, 1 km na południowy-wschód od centrum wsi Włoszyn (por. ryc. 2).

Dno doliny Uszwicy budują aluwia piaszczysto-żwirowe leżące na warstwach miocenijskich, na głębokości 5–8 m. Podłoże miocenijskie obniża się w kierunku Wisły, gdzie miąższość aluwii wzrasta do 14 m (ryc. 14A). Aluwia piaszczysto-żwirowe w dnie Uszwicy stanowią przedłużenie plejstocenijskiego stożka Dunajca (Równina Radłowska). Ich stropowa powierzchnia jest nierówna i odsłania się w terenie w postaci ostańców. Na aluwjach korytowych leżą mady złożone przez Uszvicę. Na kilku mapach geologicznych pokrywą mad zupełnie pomijano, powiększając niesłusznie powierzchnię zajętą przez utwory piaszczysto-żwirowe.

Jeden z ostańców ma długość około 1 km, szerokość 0,7–0,8 km i maksymalną wysokość 183,3 m n.p.m. Jego wysokość względna wynosi 1–2 m (8 m nad poziom koryt Wisły i Dunajca). Ostaniec otoczony jest równiną zbudowaną z mad o miąższości 2 m. W jego obrębie założono kilka żwirowni. W jednej z nich spod pokrywy piasków ze żwirami z głębokości 4–5 m zostały wybagrowane kawałki drewna, które M. Krąpiec z AGH oznaczył jako jesion (*Fraxinus* sp.). Bezpośrednio poniżej zalega ił miocenijski, który według relacji robotników obniża się w kierunku północnym do głębokości 6–7 m. Inną bardzo ważną informacją jest fakt, że podczas bagrowania pospółki wydobywano z głębokości 3–4 m czarne pnie, które na powierzchni po wydobyciu rozpadały się. Niestety nie zachowały się żadne fragmenty z pni tych drzew.

W sąsiednim odsłonięciu w piaskach i żwirach na głębokości 0,6–1,3 m występuje zaburzona inwolucyjnie warstwa mułków, piasków i mułków organicznych, która przypomina struktury opisane w Mikłuszowicach. Poniżej na głębokości 1,70–2,10 m występują: ił oliwkowy i mułek torfiasty brązowy z domieszką piasku. Warstwa mułku leży poniżej zwierciadła wody gruntowej i ciągnie się na przestrzeni około 20 m. Poniżej warstwy z mułkiem do głębokości 5 m występują: drobno- i średniokalibrowe żwiry z piaskiem oraz kilka eratyków o średnicy do 0,6 m, które po wydobyciu leżały na powierzchni terenu. Wśród żwirów licznie występują granity i kwarcyty tatrzańskie.

Wykonaną przez T. Sokołowskiego (1977) analizę petrograficzną żwirów z Borzęcina na lewym brzegu Uszwicy (3,5 km na południe od Włoszyna) można uznać za reprezentatywną dla stanowiska we Włoszynie. Analiza petrograficzna żwirów wykazała we frakcji 16–32 mm, obok piaskowców fliszowych (47,8%), duży udział granitów tatrzańskich (13,6%) i kwarcytów tatrzańskich (25,9%). Udział pozostałych składników był niewielki i wynosił dla kwarcu 3,4%, rogowców i litytów 1,4%, krzemieni i chalcedonitów 1,7%. Materiał północny stanowił 3,1% składu petrograficznego. T. Sokołowski (1981, 1988) na podstawie tych analiz i rzeźby stropu miocenu uważał, że Dunajec przekroczył w vistulianie dolinę Uszwicy i uchodził do Wisły między Uściem Solnym a Szczurową. Autor zgadza się z tym poglądem z zaznaczeniem, że Dunajec nie mógł przekroczyć południka Strzelc Wielkich, gdzie nie wykazano materiału tatrzańkiego.

Z warstwy mułku torfiastego z głębokości 2,05–2,10 m pobrano jedną próbę do datowania metodą ^{14}C . Wiek mułku został określony na $39\,100 \pm 3\,000$ lat BP. Data ta rozpatrywana wraz z błędem statystycznym może wiązać powstanie mułku z interstadiem hengelo ($39\,100 - 3\,000 = 36\,100$ lat BP) lub z zimnym wahnięciem poprzedzającym go (por. Behre i Lade 1986). Biorąc pod uwagę możliwość odmłodzenia daty na skutek położenia mułku w zasięgu współczesnych korzeni drzew, nie można wykluczyć, że dyskutowany poziom może być starszy.

REKONSTRUKCJA SZATY ROŚLINNEJ*

Z warstwy mułku została opracowana metodą analizy pyłkowej jedna próba. Skład spektrum pyłkowego wskazuje, że sedymentacja mułku torfiastego miała miejsce w okresie panowania na tym terenie otwartych lasów brzożowo-sosnowych z modrzewiem i limbą. Roślinność miała prawdopodobnie charakter parkowy z dość dobrze rozwiniętymi zbiorowiskami krzewiastymi, z brzożą karłowatą, wierzbami i olchą kosą na miejscach wilgotnych oraz zbiorowiskami turzycowo-trawiastymi. Charakter roślinności wskazuje na jedno z ciepłych wahnięć (interstadiów) środkowego vistulianu. Potwierdza to również datowanie ^{14}C , które określa wiek mułku na co najmniej interstadiu hengelo.

Fragment starszej pokrywy żwirowej z Włoszyna wyznacza szeroki zasięg stożka Dunajca, którego równina aluwialna w okresie dolnego plenivistulianu wznosiła się 6–8 m nad współczesny poziom rzeki. W opuszczonych płytkich korytach sedymentowały mułki datowane na $39\,100 \pm 3\,000$ lat BP, które w okresie górnego plenivistulianu zostały przykryte młodszą pokrywą żwirową Dunajca. Profil we Włoszynie położeniem i podobieństwem spektrum pyłkowego przypomina stanowisko w Brzeźnicy w dolinie Wisłoki, gdzie stropowa warstwa torfu, leżącego na wysokości 4,5 m nad poziom rzeki, została wydatowana na około 36 000 lat (Mamakowa, Starkel 1974).

* Napisała K. Mamakowa <http://rcin.org.pl>

STANOWISKO GÓRKA-KĘPA

Opisywane stanowisko położone jest 1,2 km na wschód od współczesnego koryta Wisły i 4 km na północ od centrum Szczurowej. Jest to fragment starszej pokrywy żwirowej w postaci ostańca o długości 0,2 km i szerokości 0,1 km, położonego na wysokości 4 m nad poziom koryta Wisły (wysokość względna 1–1,5 m).

Ostaniec ten leży w obrębie aluwów równiny zalewowej Wisły (por. ryc. 2). Z odkrywki został pobrany materiał do analiz sedymentologicznych i petrograficznych (por. ryc. 7). Żwiry stanowią 43% składu granulometrycznego, z czego udział frakcji powyżej 8 mm wynosi 25%. Średnia średnica osadu $Mz = -0,8\phi$. Materiał ten jest znacznie drobniejszy w porównaniu z uziarnieniem osadów ze Strzelc Wielkich. Brak w osadzie eratyków, a materiał krystaliczny stanowi tylko 1% składu petrograficznego. W składzie petrograficznym we frakcji 16–32 mm przeważa materiał karpacki: piaskowce (61,1%), kwarc (11,7%). Krzemienie (11,7%) pochodzą z wyżyny jurajskiej i były transportowane przez Wisłę. We frakcji 8–16 mm występują opoki kredowe (3,4%), które pochodzą z dorzecza Szreniawy i były składane u jej ujścia wówczas, kiedy koryto Wisły biegło około 1,5 km bardziej na wschód. Brak datowań uniemożliwia określenie wieku osadów w odkrywce. Aluwia żwirowo-piaszczyste na stanowisku Górka-Kępa, przez analogię do datowanych piasków korytowych występujących w spągu terasy lessowej w rejonie Nowego Brzeska, należy prawdopodobnie wiązać z dolnym plenivistulianem.

RZEŻBA I BUDOWA RÓWNIINY ZALEWOWEJ WISŁY I JEJ DOPIŁYWÓW

RZEŻBA RÓWNIINY ZALEWOWEJ WISŁY

Pomiędzy ujściem Raby i Uszwicy Wisła spychana przez stożek Raby płynie pod stromą krawędzią Działów Proszowskich (ryc. 14). Krawędź wyżyny na tym odcinku osiąga wysokość 30–50 m i tworzy w górnych partiach pionowe ściany lessowe. W kilku miejscach u podnóża skarpy zaznaczają się półkoliste podcięcia, które są śladami odciętych starorzeczy wiślanych. Są to jednak formy pojedyncze. Na tym odcinku brak również terasy lessowej, która występuje dopiero na wschód od Przemykowa do Opatowca.

Wyżynnymi dopływami Wisły są Szreniawa, a poniżej ujścia Uszwicy również Nidzica, które nie wpływają na reżim hydrologiczny i kształtowanie koryta Wisły. Wpływ stożka Raby jest szczególnie widoczny w szerokości i morfologii równiny zalewowej Wisły, która ma na tym odcinku zaledwie 2 km szerokości. Jest to po Bramie Krakowskiej drugi odcinek doliny Wisły, w którym równina zalewowa ma tak małą szerokość.

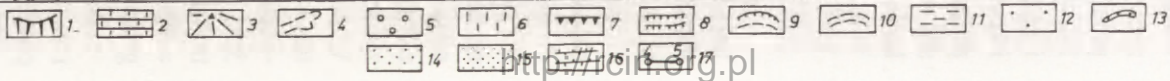
Powyżej ujścia Raby w przekroju Lasu Grobla jej szerokość wynosi 6–7 km i dopiero poniżej ujścia Uszwicy wzrasta do 4–5 km. Na wschód od Uszwicy występuje kilka generacji paleomeandrów odciętych na skutek przerwania szyi meandru starorzeczy i opuszczenia całych systemów paleomeandrów powstałych wskutek przerzutów koryta Wisły. Podcinają one w Woli Przemkowskiej obniżenie marginalne, które położone jest przy skłonie Równiny Radłowskiej, której północny zasięg znaczą wydmy zatopione wśród mad równiny holocenijskiej. Największy wpływ na reżim hydrologiczny i rozwój koryta Wisły mają obecnie i miały w przeszłości dopływy karpackie: Raba i Dunajec, mniejszy Uszwica i Uszewka. Rzeki te ze względu na 2–3-krotnie większy spadek i wielkość transportowanego rumowiska były o wiele aktywniejsze i utworzyły u ujścia do Wisły w obrębie współczesnych równin zalewowych stożki napływowe, które blokowały Wisłę i spychały ją pod krawędź Wyżyny Małopolskiej.

BUDOWA RÓWNIANY ZALEWOWEJ I WIEK ALUWIÓW

Budowa równiny zalewowej Wisły zostanie omówiona na podstawie profilu US18 położonego na północnym skraju obniżenia Gróbki (1,2 km na południe od współczesnego koryta Wisły), około 20 m od krawędzi starorzecza Wisły, które podcinało równinę Gróbki (por. ryc. 14).

Starorzecze jest dobrze zachowane, w najgłębszym miejscu wypełnione wodą, szerokość koryta $w = 47\text{--}85$ m, promień krzywizny $r = 190$ m. Należy ono do najmłodszej generacji odciętych paleomeandrów Wisły. Miąższość aluwów korytowych w przekroju dna doliny wynosi 7–9 m, osadów pozakorytowych 2–4 m. Strop aluwów korytowych w profilu US18 położony jest 2 m poniżej średniego stanu wody w korycie Wisły (ryc. 15B). Na piaskach gruboziarnistych z domieszką żwirów ($Mz = 0,61\phi$) leży 0,9 m ogniwo piasków średnio- i gruboziarnistych ($Mz = 1,4\phi$) ze sporadycznymi żwirkami o średnicy do 5 mm. W stropie występują mułki ilaste ($Mz = 7,3\phi$) szarooliwkowe, na których leży torf o miąższości 0,45 m, w spągu silnie zailony. Strop torfu na głębokości 3,55–3,60 m został datowany metodą ^{14}C na $10\ 640 \pm 110$ lat BP. Nad torfem leży 3,55 m miąższości ogniwo osadów pozakorytowych, o wyraźnej litologicznie trójdzielności. W spągu są to mady ilaste szaropopielate i ily ciemnostalowe ($Mz = 7,3\text{--}9,3\phi$), w środkowej części mady pylaste, żółtopopielate o zdecydowanie grubszym ziarnie ($Mz = 6,2\phi$), a w stropie mady ilasto-pylaste ($Mz = 7,3\phi$).

Najstarszymi osadami w profilu są przedallerödckie aluwia korytowe (piaski i żwiry) oraz pozakorytowe mułki ilaste. Ich akumulacja została przerwana depozycją torfu, która miała miejsce w allerödzie. Wyrażna zmiana charakteru sedymentacji na równinie nastąpiła w młodszym dryasie około 10 600 lat BP, kiedy torfy zostały przykryte madami ilastymi i łąmi. W holocenie sedymentowały mady pylaste i ilasto-pylaste.



<http://cibef.org.pl>

Ryc. 14. Mapa geomorfologiczna równiny zalewowej stożka Raby w rejonie Uścia Solnego

- 1 – krawędź wyżyny, 2 – działy wyżynne okryte lessem, 3 – pagóry ostańcowe, 4 – doliny, 5 – terasa vistuliańska, 6 – terasa z pokrywą górnoplenivistuliańskich lessów, 7 – krawędzie erozyjne o wysokości 5–10 m, 8 – krawędzie erozyjne o wysokości do 5 m, 9 – starorzecza, 10 – ryzny krewasowe, 11 – późnovistuliańskie obniżenia Gróbki i Uszewki, 12 – stare pasy meandrowe z opuszczonymi systemami paleomeandrow, 13 – wały brzegowe, 14 – współczesne szerokie pasy meandrowe Wisły i Raby, 15 – równina zalewowa międzywała, 16 – wały przeciwpowodziowe, 17 – linie przekrojów z numeracją wierceń prezentowane na ryc. 15 i 19.

Geomorphological map of the Raba alluvial fan nearby Uście Solne

- 1 – edge of Małopolska Upland, 2 – plateau surface covered by loess, 3 – outliers, 4 – small valleys, 5 – Vistulian, alluvial terrace, 6 – terrace covered by Upperplenivistulian loess, 7 – erosional edges, 5–10 m, 8 – erosional edges, below 5 m, 9 – paleochannels, 10 – crevasses, 11 – Gróbka and Uszewka depressions of Late Vistulian age, 12 – old meander belts with abandoned paleochannel systems, 13 – levee, 14 – contemporaneous meander belts of the Vistula and Raba rivers, 15 – present-day floodplain (interembankment area), 16 – flood-control embankments, 17 – geological transects with numbers of borings marked on Fig. 15 and 19

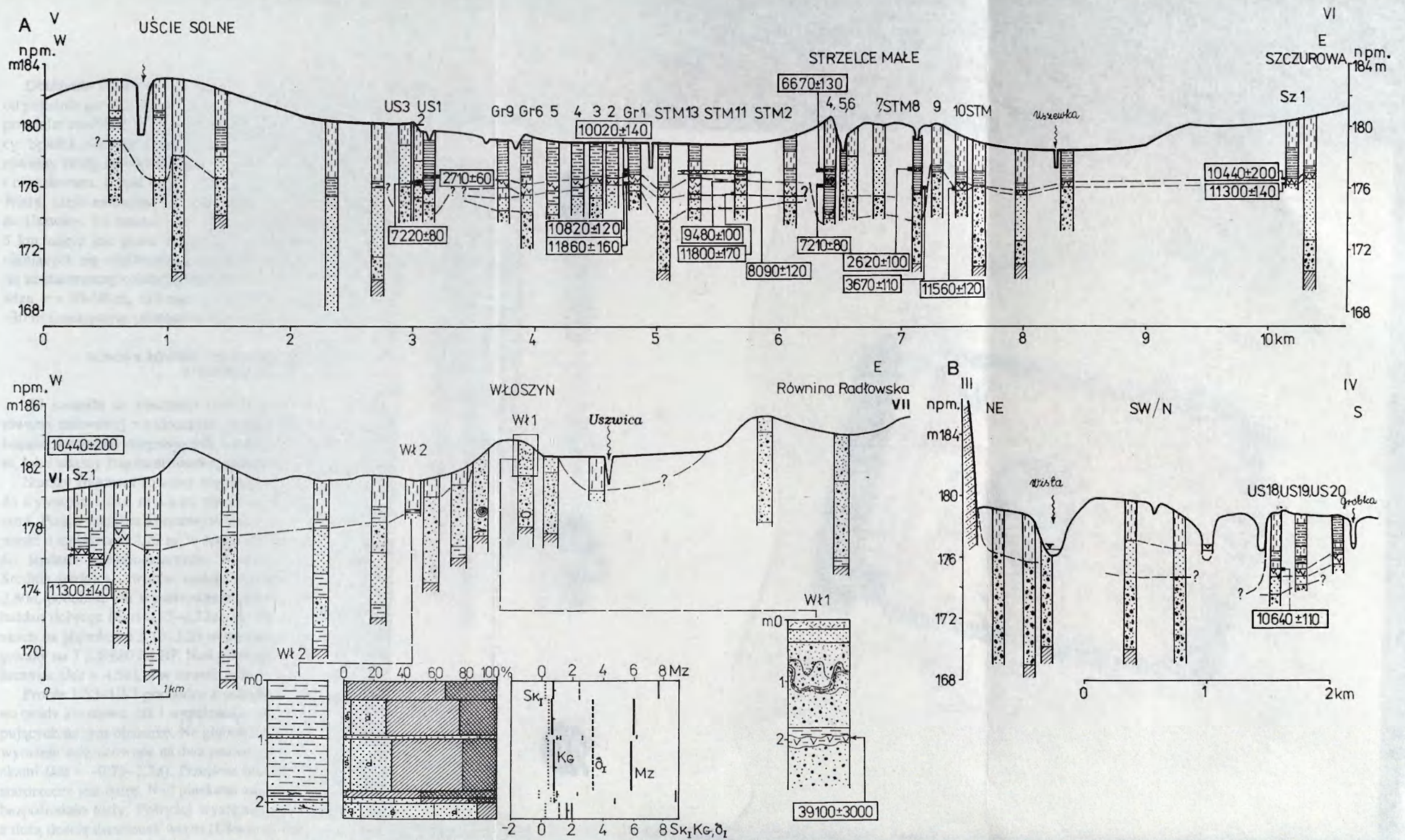
W obrębie ujściowego odcinka dna doliny Raby równina zalewowa tworzy stożek napływowy, którego szerokość podstawy równa jest 12 km, wysokość 2–4 m nad średni poziom zwierciadła wody w korycie. Przed obwałowaniem Raby, co miało miejsce na przełomie XIX i XX w., równina ta była prawie corocznie zalewana. W jej obrębie, w przekroju równoleżnikowym, wyróżniono kilka stref różniących się morfologią, parametrami geometrycznymi starorzeczy i wiekiem osadów wypełniających (Gębica 1993a, 1995) (por. ryc. 14).

Po obu stronach współczesnego koryta Raby ciągnie się wyraźna strefa szerokiego wału przykorytowego o maksymalnej wysokości 183 m n.p.m. (różnica wysokości pomiędzy najwyższym punktem wału a obniżeniem Gróbki wynosi 4 m). Jego szerokość na prawym brzegu wynosi 1,0–1,5 km. W jego obrębie występuje kilka generacji paleokoryt. Dalej od koryta leżą starorzecza starsze, słabiej zaznaczone w terenie, o mniejszych parametrach geometrycznych. Bliżej koryta występują starorzecza młodsze o wyraźnych krawędziach i dużych parametrach geometrycznych. Na lewym brzegu rzeki są bardzo słabo zaznaczone małe i kręte systemy paleomeandrów Raby. Jeden z nich podcina atlantycki system paleomeandrów z Lasu Grobla, który przekracza na wschodzie koryto Drwinki (por. ryc. 2).

Pomiędzy współczesną strefą przykorytową Raby a sąsiednim obniżeniem Gróbki leży fragment równiny o powierzchni 5,1 km², wysokości 180–181 m n.p.m. (o 1 m wyższy od obniżenia Gróbki). W jego obrębie występują starorzecza starsze odcięte wskutek przerwania szyi meandru o szerokości $w = 20\text{--}47$ m (średnia szerokość $\bar{w} = 29$ m) i promieniu krzywizny $r = 160$ m oraz młodsze, opuszczone wskutek przetrzutu koryta o szerokości $w = 24\text{--}40$ m ($\bar{w} = 28$ m) i promieniu $r = 145\text{--}315$ m.

Obniżenie Gróbki płaskodenne, podmokłe, o szerokości 1,5–2 km jest zajęte przez łąki i pastwiska. Dno obniżenia o wysokości 178,5–179,0 m n.p.m. leży w poziomie koryta Raby. Spadek równiny $s = 0,8\%$ jest równy spadkowi koryta Raby. Obniżenie biegnie w przybliżeniu równoległe do koryta Raby i towarzyszy mu na odcinku o długości 10 km. W dnie obniżenia zaznaczają się ślady nieczynnych obecnie mikrokoryt uchodzących do Gróbki (widoczne na mapie z 1938 r.), krewasy oraz kręty system starorzeczy Gróbki o szerokości 3–15 m.

Pas meandrowy w Strzelcach Małych tworzy wyraźny wał wyższy o 1–2 m (180–181 m n.p.m.) od sąsiednich obniżeń o szerokości 1–1,5 km i długości około 10 km. W jego obrębie występuje system paleomeandrów opuszczonych wskutek awulsji. Składają się na niego starsze starorzecza, z lokalnie występującymi wałami brzegowymi ($w = 24$ m, $r = 119$ m), oraz centralnie położona młodsza i kręta rynna o podobnej szerokości koryta i mniejszym promieniu krzywizny ($w = 25$ m, $r = 91$ m). Obszar ten ze względu na korzystne warunki naturalne jest zasiedlony i wykorzystany pod uprawę.



Ryc. 15. A – przekrój geologiczny i stratygrafia aluwii stożków napływowych Raby i Uszwicy między Uściem Solnym a Szczurową (u góry) i profil osadów vistulianskich we Włoszynie (u dołu), B – przekrój geologiczny równiny zalewowej Wisły w rejonie Uścia Solnego

Objaśnienia jak na ryc. 5

A – geological transect and stratigraphy of the Raba and Uszwica alluvial fans between Uście Solne and Szczurowa (above) and geological profile of the Włoszyn site (down), B – geological section across the Vistula floodplain near Uście Solne

Explanations – see Fig. 5

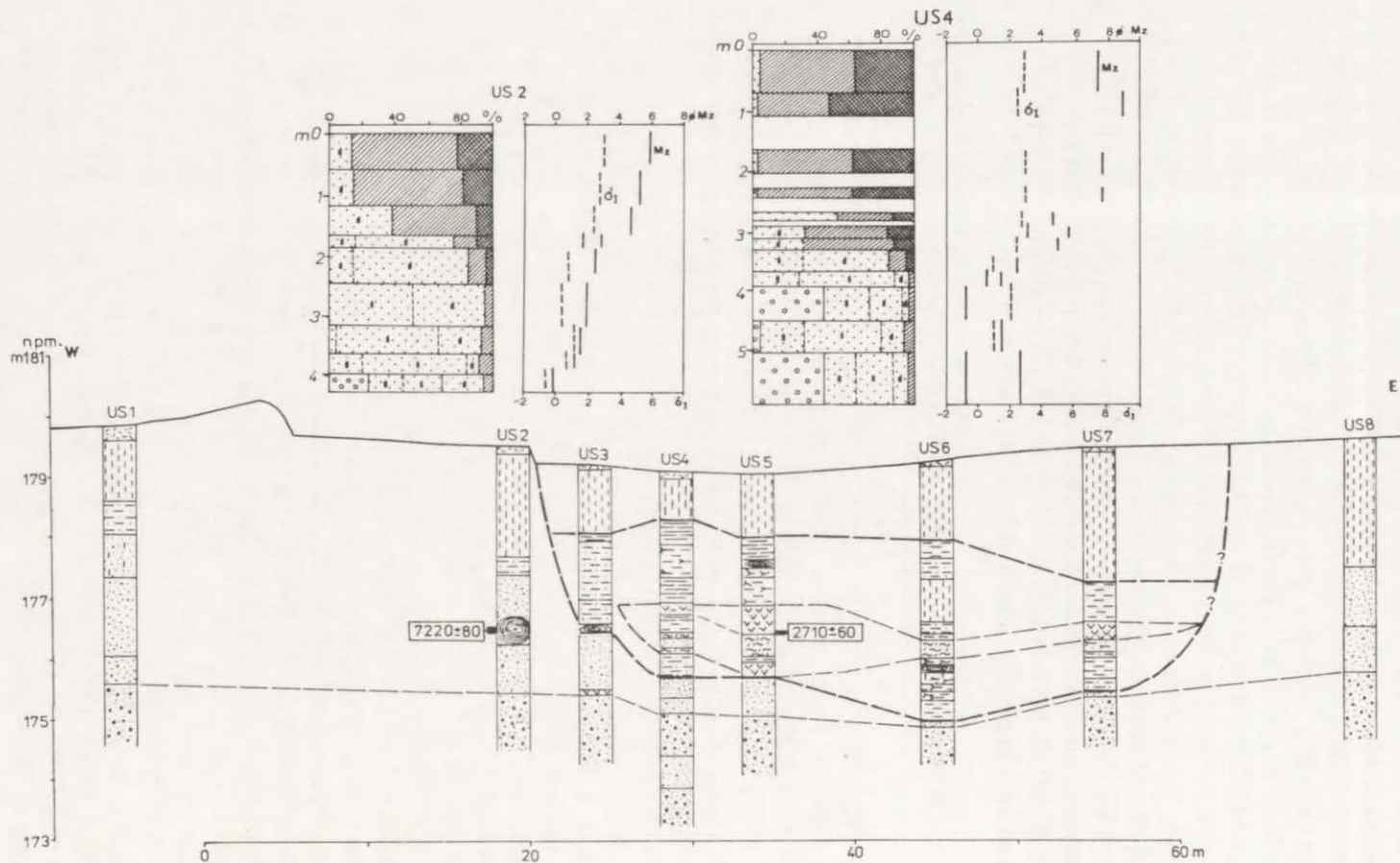
Obniżenie Uszewki, płaskodenne, o szerokości 1,3–1,5 km, długości 4 km, od południa przylega do plejstocenijskiej terasy Wisły, która została opisana w poprzednim rozdziale, a na wschodzie nałożony jest na nie stożek madowy Uszwicy. Spadek równiny Uszewki $s = 0,45\%$ jest w przybliżeniu równy spadkowi równiny Wisły na tym odcinku. Uszewka podobnie jak Gróbkka jest uregulowana i obwałowana. Część wód Uszewki odpływa sztucznym kanałem na zachód do Wisły, część natomiast wykorzystując naturalne obniżenie odpływa na wschód do Uszwicy. To naturalne obniżenie w jej dolnym biegu na odcinku o długości 3 km zajęte jest przez co najmniej dwie generacje paleomeandrów Uszewki, różniących się wielkością parametrów geometrycznych. Starszy system składa się ze starorzeczy o szerokości koryt $w = 10\text{--}20$ m i o dużych promieniach krzywizny $r = 80\text{--}90$ m, młodszy tworzą starorzecza o większej szerokości $w = 15\text{--}30$ m i mniejszym promieniu krzywizny $r = 30\text{--}50$ m.

BUDOWA RÓWNIANY ZALEWOWEJ I WIEK PALEOMEANDRÓW W REJONIE UŚCIA SOLNEGO

Od zachodu do obniżenia Gróbkki przylega wyższy o około 1 m fragment równiny zalewowej z widocznymi na jej powierzchni licznymi starorzeczami. Wykonano 8 wierceń obejmujących zarówno dno paleokoryta o szerokości $w = 40$ m, jak i starszy fragment równiny podcinanej przez to paleokoryto (ryc. 16).

Starszy fragment równiny reprezentują profile US1 i US2, w spągu których do wysokości 175,5 m n.p.m. występują piaski średnio- i gruboziarniste ze żwiarami. Ponad brukiem korytowym zalegają osady odsypów meandrowych. Są to piaski o miąższości 2,27 m, w spągu średnio- i gruboziarniste, w środkowej części średnio- i drobnoziarniste. W stropie przeważają piaski drobnoziarniste. Średnia średnica utworów maleje stopniowo ku stropowi piasków od 1,37 do 2,80 ϕ , podobnie jak wysortowanie osadu, które wzrasta od umiarkowanego do bardzo dobrego ($\delta_l = 0,85\text{--}0,32\phi$), po czym maleje wskutek zaglinienia. W piaskach na głębokości 3,10–3,25 m przewiercono pień drzewa, który został wydатовany na 7 220 \pm 80 lat BP. Nad piaskami występują mady, w spągu pylasto-piaszczyste ($Mz = 4,5\phi$), a w stropie pylaste ($Mz = 6,0\phi$).

Profile US3–US7 pochodzą z odciętego paleomeandru i reprezentują zarówno osady korytowe, jak i wypełnienie jednej z kilku generacji paleokoryt występujących na tym obszarze. Na głębokości 3,4–6,0 m występują aluwia korytowe wyraźnie zróżnicowane na dwa poziomy bruki korytowych rozdzielonych piaskami ($Mz = -0,75\text{--}2,3\phi$). Przejście osadów korytowych w osady wypełniające starorzecze jest ostre. Nad piaskami zalegają mułki piaszczyste ($Mz = 4,8\phi$) lub bezpośrednio torfy. Powyżej występują gytie żółtooliwkowe oraz mułki ilaste z dużą ilością drewniaków wiąz (*Ulmus* sp. oznaczył M. Krąpiec). Na głębokości 2,15–2,60 w profilu US5 występuje druga, młodsza warstwa torfu, datowana w spągu na 2 710 \pm 60 lat BP. Strop wypełnienia starorzecza tworzą mułki pylaste i ilaste oraz ility ($Mz = 8,9\phi$). <http://rcin.org.pl>



Ryc. 16. Przekrój przez paleokoryto w Uściu Solnym

Objaśnienia jak na ryc. 5

Section across the paleochannel in Uście Solne

Explanations – see Fig. 5

<http://rcin.org.pl>

W przekroju równiny zalewowej w rejonie Uścia Solnego występują obok siebie: starszy fragment równiny z redeponowanym pnem w aluwiach korytowych datowanym na 7200 lat BP oraz podcinający go młodszy system paleokoryta opuszczony przez Rabę wskutek przerzutu w okresie subborealnym.

BUDOWA OBNIŻENIA GRÓBKII

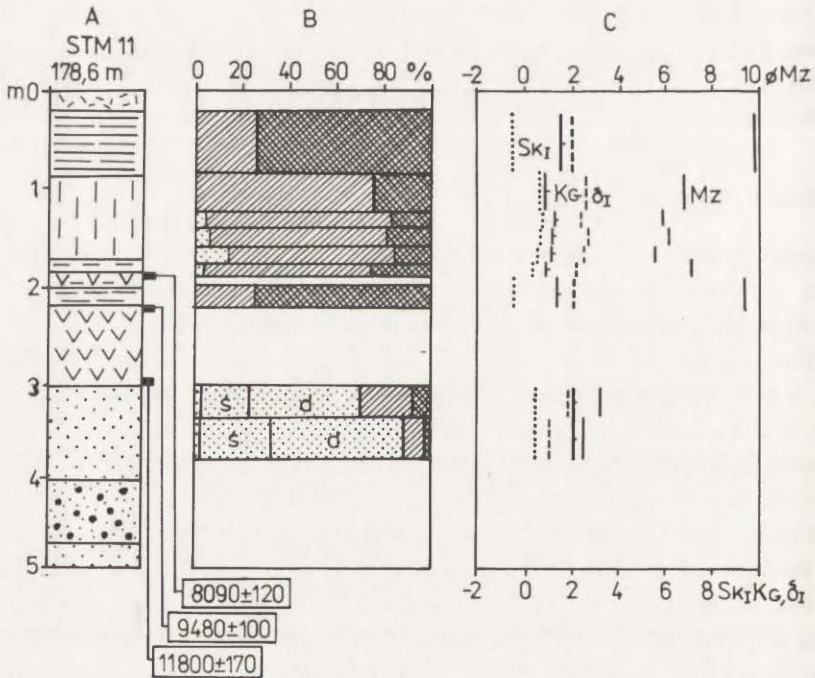
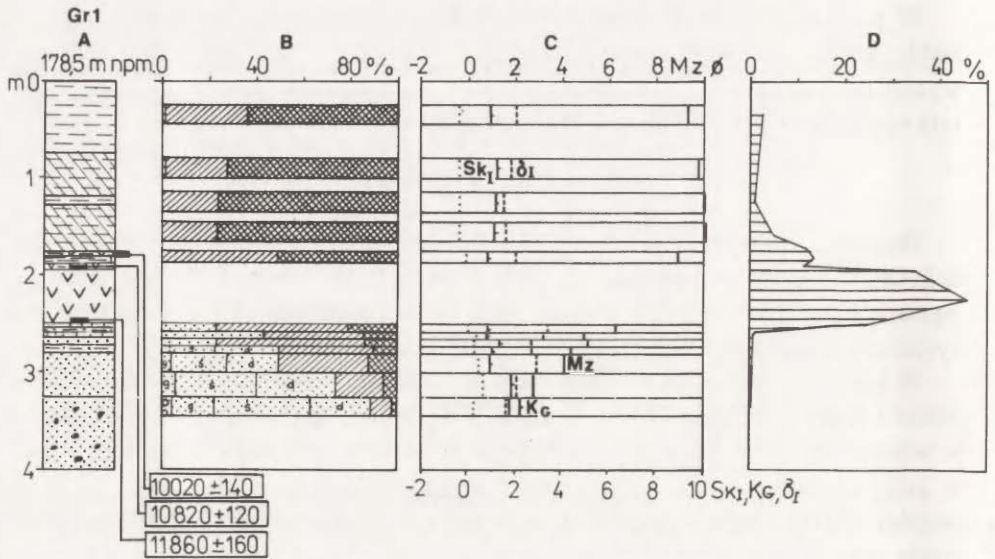
Budowę i stratyografię obniżenia Gróbki opracowano na podstawie 15 wierceń. Obejmują one zarówno płaskie dno obniżenia (11 wierceń), jak i jego brzeżną część (4 wiercenia), która stanowi skłon wału przykorytowego opuszczonego systemu meandrowego w Strzelcach Małych (por. ryc. 15A).

W każdym z profili wierceń powtarza się sekwencja: spągowe gruboziarniste piaski i żwiry przechodzą wyżej w piaski o miąższości 0,45–0,95 m. Przykrywa je warstwa mułków, która maksymalną miąższość 0,95 m osiąga w profilu Gr7, w którym strop piasków korytowych schodzi do rzędnej 175 m n.p.m. (4 m poniżej współczesnego poziomu koryta Raby). Utwory te przykryte są przez ciągłą warstwę torfu występującą na szerokości około 2,5 km. Miąższość torfu jest zmienna i wynosi od 0,35 m do 1,0 m. W wierceniach STM11, 1, 2, 3, torf leży bezpośrednio na piaskach (por. ryc. 19). Nad torfem występują osady pozakorytowe, w centralnej części obniżenia ility, bliżej brzegów ility przewarstwiane mułkami. Ich miąższości są największe zarówno na wschodnim, jak i na zachodnim brzegu obniżenia.

ZRÓŻNICOWANIE LITOLOGICZNE OSADÓW W PRZEKROJU PIONOWYM I WIEK ALUWIÓW

Seria aluwialna w profilu Gr1 w centralnej części obniżenia Gróbki rozpoczyna się piaskiem średnio- i gruboziarnistym z domieszką żwiru (ryc. 17). W innych profilach zawartość frakcji żwirowej przekracza 30%.

Ponad ogniwiem piaszczysto-żwirowym występują piaski średnio- i drobnoziarniste, a w stropie piaski pylaste. W piaskach występują fragmenty detrytusu roślinnego, w których zawartość węgla organicznego wynosi 0,2%. Strop serii aluwialnej stanowią mułki piaszczyste, szarooliwkowe ze szczątkami organicznymi, w których zawartość węgla organicznego wynosi 0,6%. Charakterystyczne w tym ogniwie jest drobnienie osadu ku górze wyrażone zmniejszeniem się średniej średnicy ziarn od 1,71 do 6,3 ϕ , oznaczające przejście od osadów korytowych do równiny zalewowej. Ku stropowi spada też wysortowanie osadu z 1,57 do 3,4 ϕ . Granica stropu wyróżnionej serii jest ostra. Powyżej występuje torf ciemnobrązowy, dobrze rozłożony, o miąższości 0,62 m, którego górne 10 cm posiada ilaste przewarstwienia. Granica stropu torfu jest mało wyraźna, a osad przechodzi w torf zailony (4 cm) i mułki ilaste (6 cm) z 11%-zawartością węgla organicznego i 4 cm warstewkę torfu z fragmentem drewnianka. Nadkład w profilu Gr1 stanowią ility ($Mz = 9,3-10\phi$) o miąższości 1,78 m, w spągu ciemnostalowe, z 12%-zawartością substancji organicznej, której udział ku stropowi zmniejsza się.



Ryc. 17. Profile geologiczne i wiek osadów w obniżeniu Gróbkki w wierceni Gr1 (u góry) i STM11 (u dołu)

Objaśnienia jak na ryc. 5

Geological profiles and age of deposits in the Gróbkka depression from the borings Gr1 (above) and STM11 (down)

Explanations – see Fig. 5

W profilu Gr1 i wierceniach sąsiednich charakterystyczne jest naprzemiangłe występowanie 2–4 horyzontów iłów ciemnostalowych, z 4–6% zawartością substancji organicznej i iłów jasnopopielatych, w których udział materiału organicznego spada poniżej 1%. Iły są osadem pozakorytowym składanym podczas powodzi z dala od czynnego koryta w obniżeniach ze stagnującą wodą. Wskutek dekantacji zawiesiny bogatej w związki organiczne utworzył się na równinie ił humusowy. Najmłodszym osadem pozakorytowym w profilach Gr2–Gr6 są mułki pylasto-ilaste, szarobrazowe, o miąższości 0,3–0,6 m.

Próba ze spągu torfu na głębokości 2,45–2,50 m została wydatowana na 11 860±160 lat BP, natomiast w stropie torfu na głębokości 1,89–1,94 m na 10 820±120 lat BP. Zatem torf osadzał się w interstadiale allerød (Mangerud i in. 1974). Warstewka torfu w obrębie mułków pochodząca z głębokości 1,78–1,82 m została wydatowana na 10 020±140 lat BP, co odpowiadałoby początkowi holocenu.

Profil STM11 – położony na prawym brzegu Gróbki – reprezentuje brzeżną część obniżenia, która bezpośrednio sąsiaduje z wałem przykorytowym w Strzelcach Małych (por. ryc. 17).

Pod torfem – podobnie jak w profilu Gr1 – leżą osady korytowe: piaski ze żwirami o średnicy do 3 cm oraz piaski o miąższości 0,95 m. Piaski drobnieją ku stropowi warstwy ($Mz = 2,4-3,2\emptyset$). Na piaskach leży warstwa torfu ciemnobrazowego, dobrze rozłożonego, o miąższości 0,85 m. Nad torfem występują ily popielate ($Mz = 7,3-10\emptyset$) z detrytusem roślinnym i mułki ilaste rozdzielone warstwą torfu o miąższości 0,15 m, który występuje również w wierceniach STM12 i STM13. Powyżej w profilu występują mułki pylaste żółtopopielate ($Mz = 5,7-6,8\emptyset$) z domieszką piasku w spągu o miąższości 0,9 m. Wiek osadów w profilu STM11 został określony na podstawie trzech datowań.

Próba pobrana 5 cm nad spągami torfu z głębokości 2,9–3,0 m została wydatowana na 11 800±170 lat BP, a ze stropu torfu z głębokości 2,23–2,30 m na 9 480±100 lat BP. Z tego wniosek, że akumulacja organiczna w profilu STM11 trwała nieprzerwanie od początku allerødu po schyłek preboreału. Trzecia próba pochodziła z warstwy torfu o miąższości 0,15 m, oddzielonej 0,2 m miąższości ıłem od głównego horyzontu torfowego. Datowanie stropu torfu z głębokości 1,85–1,90 m dało wynik 8 090±120 lat BP, co oznacza zakończenie akumulacji organicznej i przykrycie torfów madami pylastymi na początku atlantyku.

*REKONSTRUKCJA SZATY ROŚLINNEJ NA PODSTAWIE WYNIKÓW ANALIZY PYŁKOWEJ
Z PROFILU GRÓBKA GR1 I STRZELCE MAŁE STM10**

Diagram pyłkowy opracowany przez K. Mamakową z profilu Gr1 został podzielony na cztery lokalne poziomy zespołów pyłkowych. Reprezentują one sukcesję roślinności w otoczeniu stanowiska Gróbka (ryc. 18). Na podstawie dato-

wań ^{14}C pochodzących z tego profilu podjęto próbę odniesienia wyróżnionych poziomów pyłkowych do chronostratygraficznego podziału późnego vistulianu zaproponowanego przez J. Mangeruda i in. (1975).

Bölling

Wynik datowania ^{14}C z warstwy torfu obejmującej próbę nr 2 poziomu pyłkowego Gr1-1, wynoszący $11\ 860 \pm 160$ lat BP, nie wyklucza uznania poziomu Gr1-1 za schyłek chronozony bölling. Niska frekwencja pyłku w próbie nr 1 tego poziomu jest związana zapewne z procesami sedymentacyjnymi. O aktywności procesów fluwialnych świadczy obecność sporomorf redeponowanych (2,6%) i nieoznaczalnych z powodu zniszczenia (1,2%).

Charakter spektrów pyłkowych sugeruje, że w krajobrazie równiny przeważyły świetliste lasy sosnowe z niewielką domieszką brzozy (*Betula t. alba*), modrzewia (*Larix*) oraz wierzby drzewiastej (*Salix t. pentandra*). Tereny otwarte, wyżej położone i suchsze były opanowane przez zbiorowiska krzewiaste z obfitym udziałem rokitnika (*Hippophae*) i mniej liczny jałowca (*Juniperus*). Tereny mokre i podmokłe zajmowały zbiorowiska wierzb krzewiastych (*Salix t. glauca*), brzozy karłowatej (*Betula nana*) i zbiorowiska turzycowo-trawiaste.

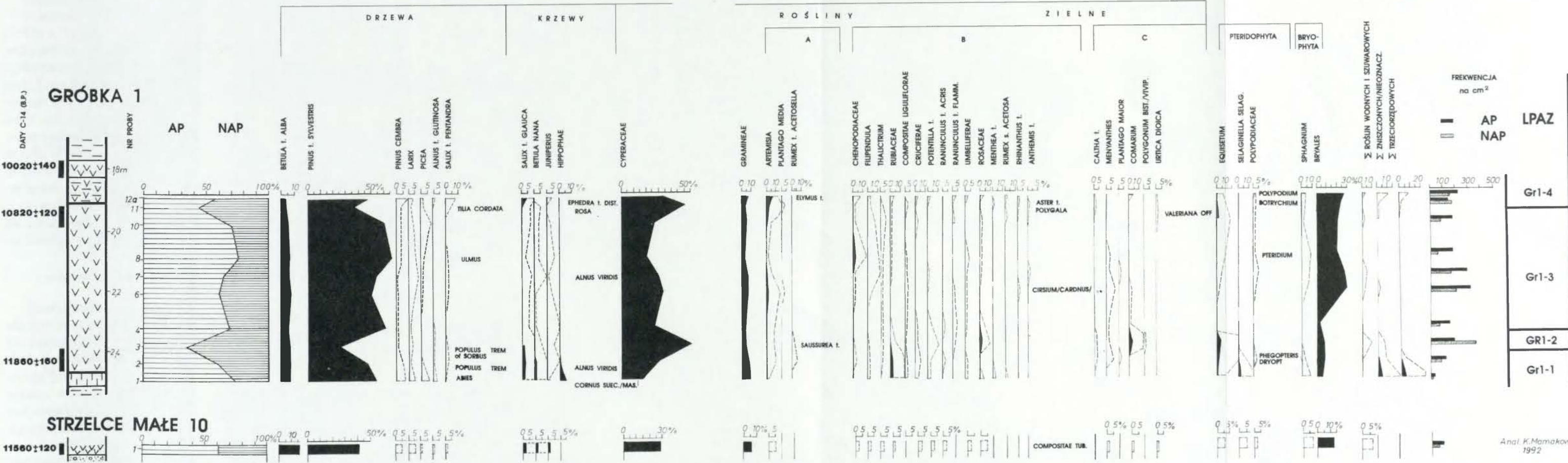
Starszy dryas

Wahnienu klimatycznemu starszego dryasu odpowiada próba nr 3, która pochodzi z warstwy torfu datowanej na $11\ 860 \pm 160$ lat BP. Wartości pyłku drzew spadają w tej próbie do 35%, a udział pyłku roślin zielnych wzrasta do 65% i dominuje wśród nich pyłek turzycowatych (*Cyperaceae*). Takie spektrum pyłkowe jest najprawdopodobniej związane z powstaniem torfowiska niskiego na równinie Gróbki i związaną z tym wysoką lokalną produkcją pyłku *Cyperaceae*. Zatorfienie równiny mogło pogorszyć przejściowo warunki niektórych siedlisk, gdzie występowały w poprzednim okresie płaty lasów sosnowych.

Alleröd

Obydwa wyniki datowania ^{14}C z Gróbki1 – $11\ 860 \pm 160$ lat BP i $10\ 820 \pm 120$ lat BP – pochodzą z warstw torfu bezpośrednio graniczących z poziomem pyłkowym Gr1-3, który obejmuje próby 4, 6, 7, 8 i 10. Wyniki datowań wskazują, że poziom pyłkowy Gr1-3 odpowiada chronozonie alleröd.

Najprawdopodobniej do tej chronozony można odnieść także próbę ze Strzelc Małych (profil STM10), datowaną ^{14}C na $11\ 560 \pm 120$ lat BP, która pochodzi ze spągu warstwy torfu. Wysoka frekwencja pyłku drzew i ponownie wysoki ich udział procentowy w spektrach pyłkowych (60–75% AP), a zwłaszcza sosny (*Pinus t. sylvestris*), wskazują na ponowne rozprzestrzenienie się na tym terenie świetlistych lasów sosnowych z niewielkim udziałem brzozy drzewiastej (*Betula t. alba*). W młodszej części tego okresu modrzew mógł być nieco liczniejszy w zbiorowiskach leśnych niż w okresach reprezentowanych przez poziomy Gr1-1 i Gr1-2. Roślinność siedlisk otwartych była zdominowana przez zbiorowiska



Ryc. 18. Diagram palinologiczny z wiercenia Gr1 w obniżeniu Gróbkki i spektrum pyłkowe z wiercenia STM11 w obniżeniu Uszewki
 Objasnienia znaków litologicznych jak na ryc. 5

Palinological diagram from the boring Gr1 in the Gróbkka depression and palinological spectrum from the boring STM10 in the Uszewka depression
 Lithological signs – see Fig. 5
<http://rcin.org.pl>

turzycowe. W środkowej części okresu zbiorowiska siedlisk otwartych zyskały nieco na znaczeniu, na co wskazuje wzrost pyłku roślin zielnych (do 40%). Na siedliskach wilgotnych mogła w tym czasie nieco liczniej występować brzoza karłowata (*Betula nana*), a na suchych bylica (*Artemisia*).

Młodszy dryas

Ponowny wzrost wartości pyłku roślin zielnych (NAP) w próbach 11 i 12a w profilu z Gróbki I oraz wiek torfu datowanego metodą ^{14}C 10 na 820+120 lat BP wskazują, że poziom Gr1–4 reprezentuje początek młodszego dryasu. Charakter spektrów pyłkowych wskazuje na ponowny wzrost znaczenia zbiorowisk otwartych. Lasy sosnowe o podobnym charakterze jak w poprzednich okresach zostały wyparte z niektórych siedlisk, czego dowodzi spadek wartości pyłku sosny (*Pinus t. sylvestris*) i brzozy drzewiastych (*Betula t. alba*). Na siedliskach suchszych rozprzestrzeniły się zbiorowiska z dość obficie występującą bylicą (*Artemisia*), przęśłą (*Ephedra t. distachya*) i wydmuchrzycą (*Elymus t.*). Na siedliskach wilgotnych obficie rozprzestrzeniły się zarośla wierzbowe. Ich rozwój jest zapewne związany z uaktywnieniem procesów fluwialnych na równinie zalewowej, o czym świadczą przerwanie wzrostu torfowiska przez depozycję mułku oraz ponowne pojawienie się redeponowanych sporomorf trzecieorzędowych i nieoznaczalnych z powodu zniszczenia.

LITOFACJE PÓZNOVISTULIAŃSKICH I HOLOCENSKICH OSADÓW OBNIŻENIA GRÓBKII

Litofacje obniżenia Gróbki wydzielono na podstawie zróżnicowania uziarnienia osadów i parametrów jego rozkładu oraz zawartości substancji organicznej. Na podstawie datowań ^{14}C i wyników analizy palinologicznej poszczególnym litofacjom przypisano określony wiek. Przy określaniu nazwy litofacji brano pod uwagę przede wszystkim cechy litologiczne osadu, a przypisane im terminy zawierają również informacje o genezie osadu i jego sytuacji w subsrodowisku sedymentacyjnym. Wyróżniono 8 litofacji, z których dwie to litofacje korytowe, a sześć należy do środowiska pozakorytowego (tab. 5).

I. Litofacje późnovistuliańskie, starsze od młodszego dryasu, obejmują osady budujące przedallerödzką równinę aluwialną oraz torfy akumulowane na niej w allerödzie. Strop facji korytovej położony jest 3–4 m poniżej poziomu koryta Raby. Składają się na nie:

Ia. Litofacja piaszczysto-żwirowa. Obejmuje ona osady korytowe składane w postaci bruku korytowego i łąch piaszczystych. Składa się z piasków różnoziarnistych z przewagą średnio- i gruboziarnistych oraz żwirów, których udział wynosi od 3,0 do 41,0%. Wartość średnia $Mz = 0,64\phi$. Osad jest słabo wysortowany ($\delta_f = 1,67\phi$).

Ib. Litofacja piaszczysta. Obejmuje ona piaszczyste i piaszczysto-mułkowe łąchy korytowe. Złożona jest z piasków różnoziarnistych z przewagą średnio- i drobnoziarnistych ze znacznym udziałem frakcji drobniejszych, wynoszącym

Późnowistuliańskie i holocenijskie litofacje obniżenia Gróbk
 Late Vistulian and Holocene lithofacies from Gróbk depression

Ogniwa (od spagu)	Wiek lat B.P.	Środo- wisko sedymen- tacyjne	War- tość	Parametry rozkładu uziarnienia (wg Folka i Warda)				Ilość prób	C org. [%]
				MZ [ϕ]	δ_I [ϕ]	Sk _I	K _G		
piaski ze żwirami	pAl > 11 800	ch-l	śred. min max	0,64 -0,71 1,71	1,68 0,50 3,51	-0,23 -0,60 0,20	1,36 0,62 2,21	15	0,2
piaski		ch-b, ob	śred. min max	2,61 1,40 4,40	1,60 0,72 2,90	0,29 -0,03 0,65	1,50 0,92 2,30	11	0,2
mułki		ob	śred. min max	5,64 4,70 7,30	2,93 2,40 3,40	0,18 -0,03 0,31	0,95 0,80 1,30	5	0,6
torfy	Al-PB 11 800 -9500	ob-p						4	24-47
mułki ilaste organ.	YD 10 800 -10 000	ob-fb	śred. min max	7,80 7,30 8,90	2,50 2,00 2,90	0,08 -0,40 0,40	0,75 0,70 0,90	6	11-12,5
mady ilaste	H 10 000 -8000	ob-fb	śred. min max	9,30 7,20 10,10	2,20 1,50 2,50	-0,40 -0,60 0,40	1,14 0,80 2,40	16	0,8-5,6
mady pylaste	8000 -3000?	ob-l	śred. min max	6,50 4,26 8,55	2,43 2,04 2,70	0,37 -0,50 0,60	1,10 0,64 1,85	23	0,2-1,5
mady ilaste	< 3000	ob-fb	śred. min max	8,63 7,30 10,00	2,45 2,02 2,70	-0,25 -0,60 -0,36	0,96 0,60 1,53	13	0,4-0,7

ch-l – osady bruku korytowego, ch-b – osady łachy korytowej, ob – osady pozakorytowe, ob-fb – osady pozakorytowe basenów popowodziowych, ob-l – osady pozakorytowe szerokiego wału przykorytowego, ob-p – osady pozakorytowe, organiczne akumulowane na równinie aluwialnej, pAl – wiek przedallerödski, Al – alleröd, YD – młodszy dryas, PB – preboreał, H – holocen

od 7 do 50%. Wartość średnia Mz wynosi 2,61 ϕ . Piaski są słabo wysortowane ($\delta_I = 1,6\phi$).

Ic. Litofacja mułkowa. Obejmuje ona osady deponowane podczas wezbrań na szerokiej równinie aluwialnej. Składa się z mułków pylastych, w których frakcja podstawowa wynosi 65%, a udział piasku jest niewielki (do 23%), oraz mułków

piaszczystych, w których udział piasku wynosi od 23 do 41%. Wartość średnia M_z wynosi 5,6 \emptyset . Osad jest bardzo słabo wysortowany ($\delta_l = 2,9\emptyset$). Mułki zawierają makroskopowo widoczne szczątki organiczne, a zawartość węgla organicznego wynosi 0,6%.

Id. Litofacja torfów. Obejmuje ona torf turzycowy, dobrze rozłożony. Zawartość Corg. rośnie od 24% w spągu do 43% w środku warstwy, po czym maleje do 35% w stropie torfu. Strop torfu jest zailony i przechodzi w mułki ilaste organiczne. Torfy powstawały od allerödu po schyłek preboreału.

II. Litofacje pozakorytowe z młodszego dryasu i holocenu obejmują:

Ila. Mady ilasto-pylaste organiczne, w których udział węgla organicznego wynosi 11–12,5%. Wartość średnia M_z równa jest 7,8 \emptyset . Osad jest bardzo słabo wysortowany ($\delta_l = 2,46\emptyset$). Mady w profilu Gr1 zostały datowane pomiędzy 10 820 \pm 120 lat BP a 10 020 \pm 140 lat BP.

Ilb. Mady ilaste (wartość średnia $M_z = 9,3\emptyset$), w których udział frakcji poniżej 0,002 mm wynosi 50–75%. W osadzie zaznacza się naprzemianległe występowanie iłów ciemnostalowych, w których zawartość materii organicznej wynosi od 2,9 do 5,6% (maksymalnie 11,8%) oraz iłów popielatych o zawartości węgla organicznego poniżej 1%. Początek akumulacji mad ilastych w profilu Gr1 datowano na około 10 000 lat BP, a w profilu STM11 mady te powstawały od 9 480 \pm 100 lat BP do 8 090 \pm 120 lat BP. Jest to osad deponowany w basenach popowodziowych ze stagnującą wodą, w której następowała dekantacja najdrobniejszego materiału złożonego głównie z zawiesiny koloidalnej bogatej w związki organiczne.

Ilc. Mady pylaste, w których udział frakcji podstawowej (pylastej) wynosi około 75%. Piasek stanowi od 4 do 15%, maksymalnie 41,5%. Mady posiadają najgrubsze ziarno wśród tej kategorii osadów ($M_z = 6,55\emptyset$). Osad jest bardzo słabo wysortowany ($\delta_l = 2,4\emptyset$). Zawartość węgla organicznego wynosi od 0,2 do 1,5%. Osad powodziowy był deponowany w brzeżnych częściach obniżenia Gróbki i na skłonie wału przykorytowego. W profilach STM11, 12, 13 możliwa jest depozycja osadów przez glyfy (stożki) krewasowe. Mady są młodsze od 8 090 \pm 120 lat BP.

Ild. Mady ilaste, najmłodsze na równinie Gróbki, deponowane w dnie obniżenia i na skłonie szerokiego wału przykorytowego. Wartość średnia M_z wynosi 8,6 \emptyset . Mady są bardzo słabo wysortowane ($\delta_l = 2,45\emptyset$). Osad deponowany był z dala od czynnego koryta, w obrębie stref opuszczonych paleomeandrów rzadko później zalewanych podczas powodzi.

BUDOWA OPUSZCZONEGO SYSTEMU PALEOMEANDRÓW RABY W STRZELCACH MAŁYCH

W rejonie Strzelc Małych do obniżenia Gróbki przylega od wschodu szeroka strefa pasa meandrowego, którego osią biegnie opuszczony system paleomeandrów Raby. Szerokość podniesionej strefy wału (1,5–2 m wyższej od rów-

niny Gróbkki) na przekroju wynosi 1300 m (ryc. 19). W środkowej części wału występuje fragment równiny o szerokości około 500 m zajęty przez paleomeandry (profil STM5, 8) i strefę odsypów meandrowych (STM6, 7). Wzdłuż odciętych paleokoryt na ich wklęsłym brzegu występują symetrycznie rozwinięte po obu stronach opuszczonego systemu paleomeandrów wały brzegowe. Największą wysokość osiągają blisko krawędzi odciętych paleokoryt, skąd opadają łagodnie nachylnym skłonem o długości około 400 m do basenu popowodziowego drenowanego przez Gróbkę. Różnica wysokości pomiędzy najwyższym punktem wału a najniższym w dnie obniżenia wynosi 2 m. Miąższość osadów wału przykorytowego jest największa w profilu STM4, w którym zarejestrowano również kopalne starorzecze, i zmniejsza się w kierunku profilu STM1. Na skłonie wału brzegowego występują bardzo rzadko krewasy, a osady stożków krewasowych zostały rozpoznane w stanie kopalnym (np. profil STM11).

*ZRÓŻNICOWANIE UZIARNIENIA OSADÓW W PRZEKROJU PIONOWYM
I STRATYGRAFIA ALUWIÓW*

Cechy litologiczne osadów i wiek paleomeandrów w obrębie szerokiej strefy wału przykorytowego zostaną omówione na przykładzie czterech wybranych profili: STM4, STM5, STM6 i STM8 (por. ryc. 19).

Profil STM4 położony jest na kulminacji lewobrzeżnego wału brzegowego. Rejestruje on zarówno osady wału brzegowego, jak i osady wypełniające kopalny paleomeander. W jego obrębie wydzielono trzy ogniwa litofacialne, których wiek został określony datowaniem ^{14}C .

Najstarszym ogniwem występującym na głębokości 6,62–7,00 m (5 m poniżej współczesnego poziomu koryta) są piaski średnio- i gruboziarniste z pojedynczymi żwirami ($Mz = 1,55\phi$).

Osady wypełnienia kopalnego paleomeandru są trójdzielne i obejmują (od spągu): mułki ciemnopopielate ($Mz = 4,4\text{--}6,3\phi$) i ily ($Mz = 8,8\phi$) o łącznej miąższości 2,27 m, torf z fragmentami drewniek, pniem drzewa i wkładkami mułkowymi o miąższości 0,92 m. Datowanie ^{14}C spągu torfu z głębokości 4,30–4,35 m dało wynik $7\ 210 \pm 80$ lat BP, a ze stropu powyżej warstwy mułku $6\ 670 \pm 130$ lat BP. W stropie wypełnienia występują mułki pylaste ($Mz = 5,9\text{--}6,2\phi$) o miąższości 0,43 m.

Osady wału brzegowego stanowią mułki o miąższości 3 m. W spągu są to mułki żółtopopielate ($Mz = 5,6\text{--}4,9\phi$), a od głębokości 1,4 m mułki żółtobrazowe ($Mz = 6,3\text{--}6,9\phi$) z dwukrotnie większym udziałem frakcji ilastej (17–24%).

Interesujące jest, że również w tym profilu, położonym najbliżej odciętego paleokoryta i w najwyższej części wału brzegowego, widoczny jest wzrost zailenienia osadu w stropie profilu, obserwowany również we wcześniej analizowanych stanowiskach oraz w profilu STM9 położonym na kulminacji prawego wału brzegowego od strony Uszewki. Starorzecze zostało odcięte i opuszczone przed

7 200 lat BP i należy do najstarszej generacji paleomeandrów rozpoznanych w obrębie szerokiego wału przykorytowego.

Akumulacja mułków pylastych i iłów w starorzeczu miała miejsce we wczesnym atlantyku (przed 7 200 lat BP). Składanie warstwy organicznej od 7 200 do 6 600 lat BP zostało przerwane ponownie akumulacją mad pylastych w obrębie wału brzegowego i związane było z funkcjonowaniem meandrów starszej generacji, które reprezentuje starorzecze wyraźnie zaznaczone w terenie. Jego budowę przedstawia profil STM5, w którym strop piasków korytowych znajduje się na rzędnej 177 m n.p.m., tj. 2 m poniżej współczesnego poziomu koryta Raby. Ogniwu wypełniające o miąższości 1,27 m obejmuje w spągu piaski drobnoziarniste gliniaste, mułki i ły, a w stropie – madę pylastą z fragmentami ceramiki emaliowanej na głębokości 0,4 m. Na wewnętrznym brzegu starorzecza, obejmującym strefę odsypów piaszczystych, związanych z boczną migracją (profil STM6), stwierdzono na aluwiach piaszczysto-żwirowych z brukiem ($Mz = -0,6-1,2\emptyset$) piaski o miąższości 2 m, w których występuje charakterystyczne dla odsypów meandrowych stopniowe drobnienie materiału ku górze (Mz od 1,5 do 4,2 \emptyset) i zmniejsza się stopień wysortowania osadu, od umiarkowanego ($\delta_I = 0,8\emptyset$) do bardzo słabego ($\delta_I = 2,1\emptyset$). Na głębokości 2 m następuje zmiana charakteru sedymentacji z piasków na mułki powodziowe ($Mz = 4,8-5,3\emptyset$).

Najmłodszą generację starorzeczy stanowi kręty system paleomeandrów (biegnący osią pasa meandrowego), którego budowę i wiek scharakteryzowano na podstawie profilu STM8. Na głębokości 3,6–6,0 m występują piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirem o średnicy do 3 cm. Strop aluwiów korytowych leży na wysokości 175 m n.p.m., tj. 4 m poniżej współczesnego poziomu koryta Raby, co wskazuje, że od momentu odcięcia meandrów starszej generacji nastąpiło pogłębienie koryta młodszego systemu meandrowego. Świadectwem tego są poziomy bruków korytowych (występujące również w profilach STM6 i STM7) ze żwirami i kamieniami. Związane są one najprawdopodobniej z kilkakrotnym, powodziowym rozmywaniem dna koryta, którego głębokość mogła ulegać wahaniom. Bruki te świadczą również o pionowym zasięgu przerobienia aluwiów przez meandrujące koryta w holocenie.

Osady wypełniające paleokoryto są trójdzielne. W spągu szarooliwkowe mułki ($Mz = 4,8-6,3\emptyset$) są przewarstwiane piaskami pylastymi ($Mz = 2,4-4,7\emptyset$) o miąższości 5–7 cm. Piaski pylaste zawierają liczne fragmenty drewniaków, które są zapewne redeponowane. Datowanie drewniaków ze spągu wypełnienia z głębokości 3,10–3,15 m dało wynik 3 670±110 lat BP. Środkową część wypełnienia na głębokości 1,7–2,0 m tworzą mułki torfiaste zailone oraz torf brunatny, słabo rozłożony, z makroszczątkami roślinnymi. Spąg torfu na głębokości 1,95–2,00 m został wydatowany na 2 620±100 lat BP. Nad torfem leżą mułki piaszczyste i ilaste oraz 1 m miąższości mada pylasta ($Mz = 6,1\emptyset$). Z sekwencji 2 datowań w profilu STM8 wynikałoby, że osad o starszym wieku określa czas odcięcia starorzecza na około 3 600 lat BP. Wynik tego datowania, chociaż starszy, dotyczy mułku z drewniakami, które mogą być redeponowane, w związku z tym jest

mniej wiarygodny niż wynik drugiego datowania z tego samego profilu, pochodzący ze spągu torfu w środkowej części wypełnienia starorzecza i wynoszący 2 600 lat BP. W związku z powyższym autor przyjął, że system meandrów w Strzelcach Małych został opuszczony wskutek awulsji przed 2 600 lat BP.

BUDOWA I WIEK OBNIŻENIA USZEWKI

Obniżenie Uszewki położone jest po wschodniej stronie systemu paleomeandrów w Strzelcach Małych (por. ryc. 15). Od południa graniczy z terasą piaszczystą, od wschodu z wyższym 2–3 m fragmentem równiny zalewowej związanej ze stożkiem napływowym Uszwicy, na którym położona jest Szczurowa. Budowa równiny Uszewki podobna jest do obniżenia Gróbki. Na łąkach mioceńskich na głębokości 8–9,5 m leżą piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami, a w stropie – piaski średnio- i drobnoziarniste o miąższości 5–7 m. Nad piaskami występuje nieciągła warstwa torfu o miąższości 0,2–0,4 m. Na torfach lub bezpośrednio na piaskach leżą ropy, mułki i gliny w stropie.

Jedynym datowanym stanowiskiem leżącym w obniżeniu Uszewki jest profil STM10 położony na prawej stronie pasa meandrowego w Strzelcach Małych, w odległości 0,63 km na zachód od potoku Uszewka (por. ryc. 19). Jest on interesujący z tego względu, że na osadach korytowych (strop aluwii korytowych leży 3,5 m poniżej współczesnego poziomu koryta Raby), składających się z piasków gruboziarnistych i żwirów o średnicy do 4 cm, leży bezpośrednio torf ciemnobrązowy o miąższości 0,35 m, który w spągu jest zapiaszczony, a w stropie zailony. Nad torfem występują ropy ciemnostalowe i mułki ilaste oliwkowe o miąższości 0,75 m. Powyżej leżą osady typowe dla wału przykorytowego: w spągu mady pylasto-ilaste szarooliwkowe i ciemnobrązowe ze śladami oglejenia, w stropie – mady pylaste żółtobrązowe i pylasto-piaszczyste z pojedynczymi cienkimi warstewkami piasków pylastych.

Próba pobrana 7 cm nad spągiem zapiaszczonego torfu z głębokości 3,53–3,58 m została wydatowana na 11 560±120 lat BP. Analiza pyłkowa wykazała, że spektrum pyłkowe z tej próby ma cechy najbardziej zbliżone do próby 2 z poziomu Gr1-1 lub do prób ze środkowej części poziomu Gr1-3 w Gróbce. Skład spektrum pyłkowego wskazuje na panowanie w otoczeniu obniżenia Uszewki świetlistych lasów sosnowych z niewielkim udziałem brzoź drzewiastych i odpowiada allerödowi, co potwierdza datowanie ^{14}C (por. ryc. 18).

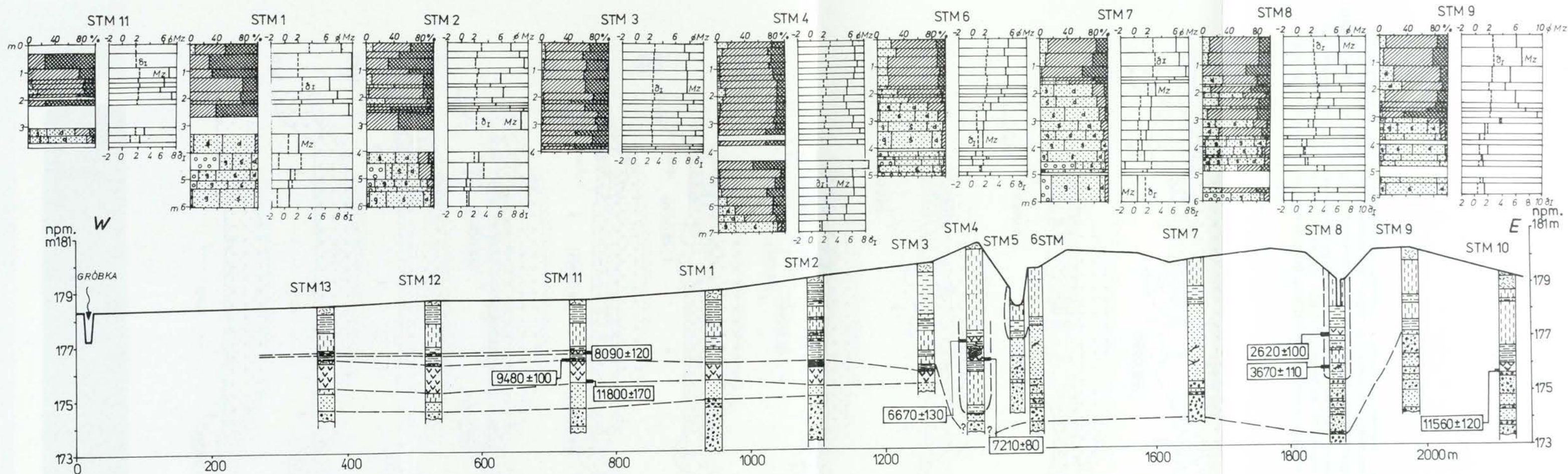
Kształtowanie szerokiej równiny aluwialnej w dnach dolin Wisły i Raby miało miejsce przed allerödem, na co wskazują występujące w obniżeniach Gróbki i Uszewki torfy datowane w spągu na 11 800–11 500 lat BP oraz leżące pod nimi osady korytowe, których strop znajduje się 1–3 m poniżej współczesnego poziomu koryt. Akumulacja torfów w allerödzie wskazuje na wyraźną stabilizację koryt i brak sedimentacji pozakorytowej. Pod koniec allerödu i w młodszym dryasie nastąpiła wyraźna zmiana charakteru sedimentacji związana z akumulacją ropy. Z dala od aktywnego koryta, bliżej brzegów dna doliny akumulacja

torfów trwała nieprzerwanie do około 9 500 lat BP (ryc. 26). W eholocenie na równinie zalewowej były składane podczas małych i rzadkich wezbrań ility organiczne o miąższości do 0,5 m. Początek akumulacji tych osadów datowany jest na około 10 000 lat BP. Wzrost wielkości i częstotliwości wezbrań spowodowany ociepleniem klimatu na początku atlantyku (Starkel 1977a) spowodował akumulację mad pylastych o miąższości około 1 m przykrywających torfy datowane na 8 000 lat BP. Szczególnie intensywna sedimentacja mad na równinie Gróbki odbywała się w okresie funkcjonowania systemu meandrów w Strzelcach Małych budujących wały przykorytowe datowane na około 6 700 lat BP. Najmłodsze mady ilaste były deponowane zarówno w obniżeniach, jak i w obrębie opuszczonych stref pasów meandrowych zalewanych później tylko podczas wielkich powodzi.

RZEŻBA I OSADY RÓWNINY ZALEWOWEJ USZWICY

Uszwica płynąc w Kotlinie Sandomierskiej przecina urozmaicony pod względem morfologicznym obszar Wysoczyzny Szczepanowskiej o wysokości 210–240 m n.p.m., a następnie na odcinku około 10 km płynie zachodnim skrajem Równiny Radłowskiej (205–177 m n.p.m.). Spadek Uszwicy na tym odcinku wynosi 1,35‰. Równina zalewowa Uszwicy o szerokości 2,5–4 km zbudowana jest z mad o miąższości 1–4 m. Po wschodniej i zachodniej stronie równiny nadkład mad ma niewielką miąższość i w wielu miejscach jest nieciągły. Na skraju równiny zalewowej, na granicy z Równiną Radłowską, występują pagórki wzdłmowe, niecki deflacyjne i pokrywy piasków eolicznych. Spod pokrywy madowej odsłaniają się ostańce żwirowo-piaszczyste (na przykład w rejonie Włoszyna) z mułkami datowanymi na 39 100±3 000 lat BP (por. ryc. 2, 15). Na tym odcinku Uszwica płynie zachodnią poboczną stożka Dunajca, nadbudowując madami nierówną powierzchnię vistuliańską.

Na północ od Borzęcina równina zalewowa Uszwicy rozszerza się i łączy z doliną Wisły. Uszwica wykorzystuje równinę holoceniską Wisły. Spadek Uszwicy w odcinku ujściowym wynosi 0,67‰, przepływ średni za lata 1951–1980 – 2,47 m³/s. Uszwica wzdłuż całego biegu w Kotlinie Sandomierskiej jest obwałowana. Jej koryto jest proste, a nie meandrujące. W pobliżu współczesnego koryta za wałami powodziowymi występują pojedyncze starorzecza Uszwicy o małych parametrach geometrycznych. W rejonie Kwikowa, na prawym brzegu rzeki występuje wąski i kręty system paleokoryt utworzonych prawdopodobnie przez Uszwicę. Fakty te wskazywałyby na niewielkie zmiany położenia koryta Uszwicy w holocenie. U wylotu do doliny Wisły, równina zalewowa na lewym brzegu Uszwicy nadbudowana jest stożkiem napływowym (długość 5–6 km, szerokość 4 km), na którym położona jest Szczurowa. Budowa stożka i równiny zalewowej Uszwicy zostanie omówiona na podstawie odsłonieć w Szczurowej (Sz1) i Włoszynie 2 (Wł2) oraz wierceń archiwalnych.

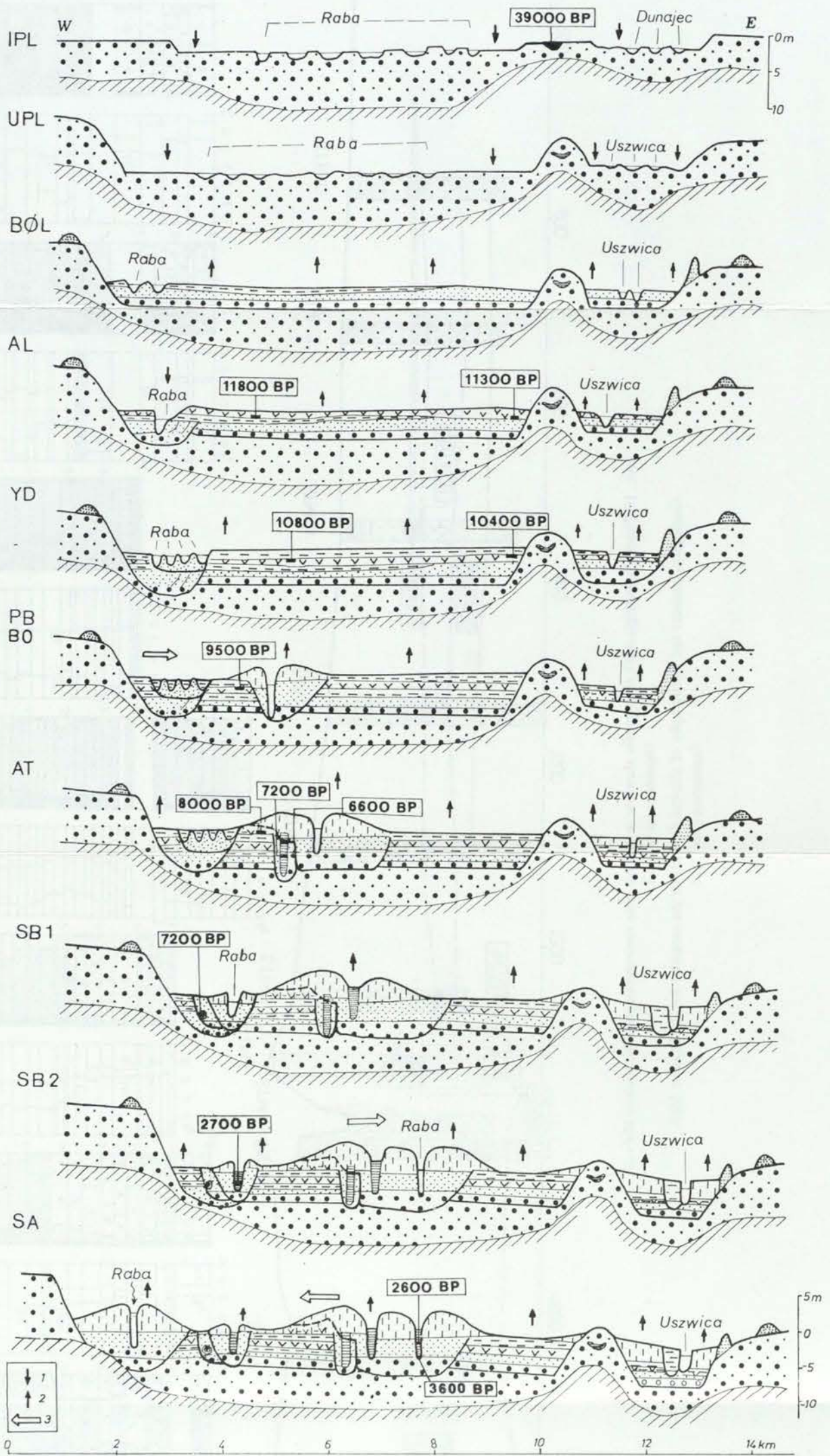


Ryc. 19. Przekrój geologiczny i stratygrafia aluwii w obrębie pasa meandrowego w Strzelcach Małych

Objaśnienia jak na ryc. 5

Geological transect and stratigraphy of alluvial deposits of the meander belt in Strzelce Małe

Explanations – see Fig. 5



Ryc. 21. Etapy ewolucji stożków aluwialnych Raby, Dunajca i Uszwicy w vistulianie i holocenie. Opis rozwoju w tekście
 IPL – interplenivistulian, UPL – górny plenivistulian, BÖL – bölling, AL – alleröd, YD – młodszy dryas, PB – preboreal, BO – boreal, AT – atlantyk, SB1 – subboreal starszy, SB2 – subboreal młodszy, SA – subatlantyk. 1 – erozja, 2 – akumulacja, 3 – przerzuty koryt. Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 5
 Evolution stages of the Raba, Dunajec and Uszwica alluvial fans during the Vistulian and Holocene. Description of stages – see the text
 IPL – Interplenivistulian, UPL – Upper Plenivistulian, BÖL – Bölling, AL – Alleröd, YD – Younger Dryas, PB – Preboreal, BO – Boreal, AT – Atlantic
 SB1 – Older Subboreal, SB2 – Younger Subboreal, Sa – Subatlantic. 1 – erosion, 2 – accumulation, 3 – channel avulsion. Other explanations see Fig. 5

Na równinie zalewowej Uszwicy, podobnie jak na stożku w Szczurowej, zaznaczone jest przykrycie warstwy organicznej iltami powodziovymi datowanymi przez analogię do odstonięcia w Szczurowej na młodszy dryas i początek holocenu. Wyraźnie zaznaczona trójdzielność mad na równinie Uszwicy, podobnie jak w profilach z doliny Wisły i Raby, świadczy o równoczesności przebiegu procesów fluwialnych i akumulacji utworów pozakorytowych.

Mady pylaste i pylasto-piaszczyste stożka napływowego Uszwicy są nałożone na późnovistuliańską-wczesnoholoceniową równinę Uszewki. Ich akumulacja miała miejsce w okresie atlantyckim i neoholocenie (przez analogię do datowanych profili ze Strzelc Małych). W stropie osadów pozakorytowych następuje wzrost zailenia mad. Jest to wyraźnie widoczne w dół biegu Uszwicy, co dokumentuje odstonięcie położone nad Uszwią (Usz1) w Kwikowie, 200 m na wschód od współczesnego koryta Uszwicy, w którym 1,4 m miąższości mada ilasta, popielata z węgielkami drzewnymi leży na mułkach pylastych i piaskach występujących na głębokości 1,8 m. Wskazuje to na przewagę akumulacji osadów ilastych podczas powodzi obejmujących tereny najniżej położone w bliskim sąsiedztwie współczesnego koryta Uszwicy (w pasie o szerokości 0,3–0,7 km).

EWOLUCJA DOLINY WISŁY I STOŻKÓW NAPŁYWOWYCH MIĘDZY UŚCIEM SOLNYM A OPATOWCEM W VISTULIANIE I HOLOCENIE

Najstarszym osadem w dnie doliny Wisły jest pokrywa piaszczysto-żwirowa budująca ostaniec terasowy o wysokości 1,5 m nad równinę zalewową w miejscowości Górka-Kępa (por. ryc. 2). Przez analogię do datowanych metodą TL piasków w spągu terasy lessowej w Trawnikach, osady piaszczysto-żwirowe ostańca należy prawdopodobnie wiązać z dolnym plenivistulianem.

W tym czasie były akumulowane na przedpolu Karpat rozległe stożki aluwialne Raby i Dunajca. Stożek aluwialny Dunajca przekraczał na zachodzie współczesne koryto Uszwicy, o czym świadczy dolna pokrywa żwirowo-piaszczysta ostańca we Włoszynie z materiałem tatrzańskim (ryc. 21). Akumulacja mułków torfowych w interplenivistulianie na stożku Dunajca we Włoszynie na wysokości 6 m nad współczesny poziom jego koryta, datowanych na $39\ 100 \pm 3000$ lat BP, wskazuje na opuszczenie równiny przez Dunajec. Ze żwirowni Szujec pochodzi pień sosny datowany na $31\ 425 \pm 530$ lat BP, który leżał pod 5–6 m warstwą żwirów z piaskami na wysokości około 10 m nad poziom Dunajca (Sokołowski 1981). W tym czasie w dolinie Wisły na piaskach pod lessami w Opatowcu na wysokości 5 m nad koryto rzeki tworzyły się gleby datowane na $31\ 200 \pm 1\ 400$ lat BP (Alexandrowicz, Jersak 1991).

W okresie górnego plenivistulianu w obrębie stożków napływowych przeważała erozja. Złożenie górnej pokrywy żwirowo-piaszczystej o miąższości 2 m we Włoszynie wskazuje na niewielką akumulację. W osadach z tego okresu występują struktury inwolucyjne, wypełnienia po klinach lodowych oraz głązy eraty-

czne, które mogły być transportowane przez krę lodową. Zasięg stożka Dunajca i cechy sedimentologiczne osadów wskazują na charakter roztokowy rzek. Podobny charakter miały stożki aluwialne na Nizinie Węgierskiej, gdzie następowały częste zmiany położenia koryt roztokowych (Borsy 1990).

Najgłębsze rozcięcie w dnie doliny Wisły i na stożku Raby musiało nastąpić przed allerrödem, gdyż szerokie równiny aluwialne Gróbki i Uszewki położone 1–3 m poniżej współczesnych koryt zostały przykryte przez torf datowany od 11 800 do 11 300 lat BP (por. ryc. 21). Uszwica w tym czasie płynęła po słabo rozciętej powierzchni vistuliańskiego stożka Dunajca składając podczas powodzi na osadach korytowych muły organiczne. Na podstawie wyraźnej sekwencji drobniejszego ku stropowi materiału w aluwiach podtorfowych wynika, że Wisła i dopływy były rzekami roztokowymi. W profilach równiny aluwialnej zaznacza się wyraźny podział na osady korytowe, jednak znacznie słabiej wysortowane niż osady rzeki meandrowej, oraz na osady pozakorytowe.

Analiza palinologiczna stropu osadów pozakorytowych wskazuje, że ich akumulacja miała miejsce prawdopodobnie w okresie böllingu, zatem system roztokowy funkcjonował w tym czasie. W młodszym dryasie 10 800–10 400 lat BP akumulacja organogeniczna na stożkach Raby i Ushwicy została przerwana depozycją iltów składanych podczas powodzi, których sedimentacja trwała również na początku holocenu (w profilu Gr1 datowanych na $10\,020 \pm 140$ lat BP). W tym czasie Raba płynęła prawdopodobnie korytem roztokowym na zachód od obniżenia Gróbki (por. ryc. 21). W miejscach dalej położonych od aktywnego koryta, które nie były zalewane podczas powodzi, akumulacja torfu trwała nieprzerwanie aż do $9\,480 \pm 100$ lat BP (por. ryc. 21).

W eoholocene i na początku atlantyku zatorfioną równinę rozcięła Raba równocześnie wkładając w nią młodsze aluvia. Towarzyszyła temu zmiana układu koryta na meandrowy. Dokumentuje to opuszczony system paleomeandrów położony w Strzelcach Małych, około 6 km na wschód od współczesnego koryta Raby. W okresie funkcjonowania najstarszego, obecnie kopalnego starorzecza – wciętego około 2 m w równinę – została złożona w obniżeniu Gróbki warstwa torfu datowana na $8\,090 \pm 120$ lat BP. Torf został przykryty madą pylastą świadczącą o wielkich i częstych wezbraniach Raby na początku atlantyku. Starorzecze zostało opuszczone i odcięte przed $7\,210 \pm 80$ lat BP.

W okresie atlantyckim zarówno Wisła (Gębica, Starkel 1987) jak i Raba agradowały tworząc wyżej położone o 1–1,5 m pasy meandrowe (por. ryc. 21). Na stożku Raby akumulacja wałów przykorytowych zaznaczyła się wyraźnie od około 6 700 lat BP i była związana z funkcjonowaniem starszego systemu paleomeandrów. Młodsze, kręte paleokoryto zostało ostatecznie opuszczone około 2 600 lat BP. Zmiana w położeniu meandrującego koryta nastąpiła wskutek przerzutu (awulsji) koryta Raby na odcinku o długości około 12 km. Koryto Raby omijając miejsce współczesnego obniżenia Gróbki znalazło się na wschód od dzisiejszego koryta.

O licznych przerzutach koryt na stożku Raby świadczą również aluvia korytowe w Uściu Solnym, w których pień drzewa datowany na $7\,220 \pm 80$ lat BP oraz

drugi ciąg paleomeandrów, który jak wynika z datowania młodszej warstwy torfów na $2\ 710 \pm 80$ lat BP, został wcześniej opuszczony niż system paleomeandrów w Strzelcach Małych. Nastąpiło to prawdopodobnie w starszym subboreale. Raba przesuwiała koryto nadal w kierunku zachodnim, czego świadectwem są liczne opuszczone starorzecza o coraz większych parametrach geometrycznych, łukowate podcięcia w krawędzi stożka oraz pagóry meandrowe odcięte od krawędzi zwydmionego stożka Raby. Po przerzuceniu koryta Raby na zachód, w obrębie opuszczonych stref paleomeandrów rzadko później zalewanych, były deponowane podczas powodzi mady ilasto-pylaste. W czasie jednego z przerzutów koryta Raby na zachód pod krawędź stożka plejstoceniowego nastąpiło podcięcie paleomeandrów Wisły w Lesie Grobla i przykrycie ich madami ilastymi Raby. W okresie subatlantyckim został uformowany współczesny, szeroki wał przykorytowy Raby zbudowany z mad pylastych i pylasto-piaszczystych (por. ryc. 21).

Okres późnego vistulianu i holocenu w rozwoju stożków napływowych Raby i Uszwicy charakteryzuje stała tendencja do agradacji. W okresie ostatnich 12 000 lat wynosiła ona 6–7 m w obrębie pasa meandrowego w Strzelcach Małych i tylko 2,5–4 m na równinie Gróbkki. W holocenie głównym mechanizmem formowania stożka napływowego Raby były przerzuty koryt meandrowych, które miały miejsce u nasady stożka. W czasie przerzutów dochodziło do rozcinania starszych fragmentów równiny, wkładania młodszych serii aluwialnych nadbudowywanych podczas powodzi madami pylastymi, w wyniku czego powstały pasy meandrowe przypominające kształtem szerokie wały przykorytowe, wyraźnie kontrastujące z obniżeniami popowodziowymi, w których składany był materiał ilasty.

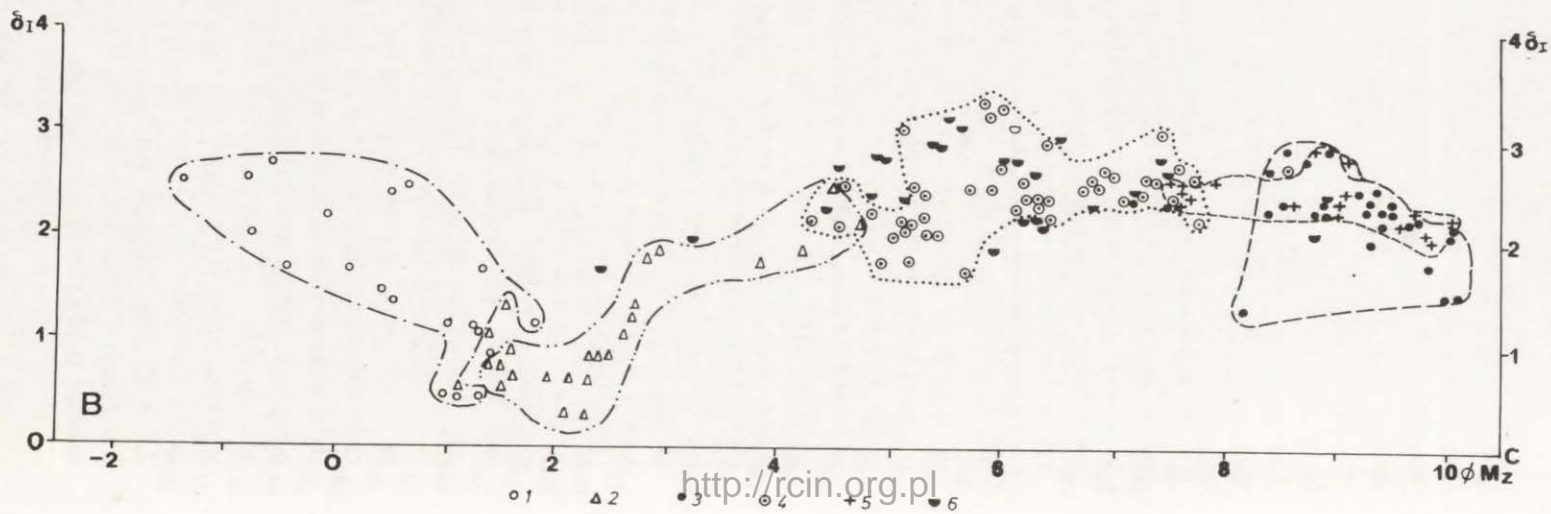
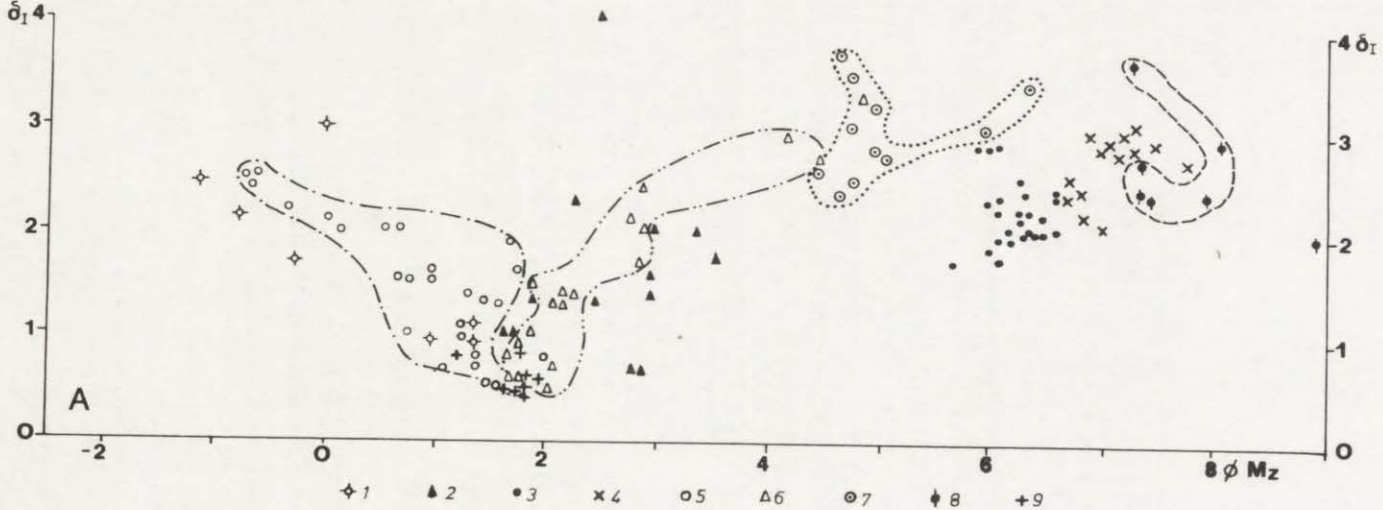
Rozwijające się w późnym vistulianie i holocenie stożki napływowe Raby i Uszwicy spychały Wisłę na północ pod krawędź wyżyny. W związku z tym przez cały czas koryto Wisły rozwijało się na tym odcinku w bardzo wąskim pasie o szerokości maksymalnie 2 km pomiędzy stożkiem Raby a stromą krawędzią Działów Proszowskich. Przyczyn takiego zjawiska należy raczej upatrywać w reżimie hydrologicznym dopływów karpaccich (patrz rozdz. *Charakterystyka hydrologiczna Wisły, Raby i Uszwicy*, s. 18), niż występowaniem ruchów neotektonicznych w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej (zgodnie z tezą wysuniętą przez Połtowicza w 1967 r.). W kotlinach podkarpaccich dopływy górnej Wisły zawsze posiadały 2–3-krotnie większy spadek hydrauliczny, większą siłę transportową i dostawę materiału. Większa część materiału transportowanego obecnie przez Rabę składana jest bezpośrednio poniżej ujścia w korycie rzeki głównej (Wyżga 1993). Powoduje to stałe blokowanie koryta Wisły na odcinku bezpośrednio poniżej ujścia Raby oraz jest przyczyną przesuwania się koryta Wisły na północ nawet powyżej ujścia Raby.

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA RÓŻNOWIEKOWYCH FACJI OSADÓW

Na wykresach przedstawiających zależność odchylenia standardowego (δ_I) od średniej średnicy (Mz) widać podobieństwa i różnice różnowiekowych facji osadów. W obrębie osadów vistuliańskich (ryc. 22A) i holocenijskich (ryc. 22B) wydzielono zgodnie z klasyfikacją J. R. Allena (1965) osady korytowe, pozakorytowe i wypełnień starorzeczy. Oddzielną fację stanowią osady eoliczne.

Osady teras w dolinie Wisły i stożki aluwialne dopływów karpaccich są bardzo zróżnicowane granulometrycznie. Z dolnego plenivistulianu zachowały się w spągu terasy lessowej Wisły piaski korytowe średnioziarniste ($Mz = 1,6-1,8\phi$) o umiarkowanym i słabym wysortowaniu ($\delta_I = 0,9-1,3\phi$). Nad piaskami zalegają mułki pylasto-ilaste ($Mz = 6,5-8\phi$), niebieskostalowe, silnie oglejone. Mułki są bezwęglanowe i były deponowane w środowisku wodnym w okresie interplenivistulianu. Duży udział materii organicznej w mułkach świadczy o powstawaniu gleb w tym czasie. Z górnego plenivistulianu pochodzi less jasnożółty ($Mz = 5,5-6,5\phi$), słabo i bardzo słabo wysortowany ($\delta_I = 1,7-2,8\phi$), węglanowy (do 7% $CaCO_3$), o zawartości węgla organicznego 0,2-0,3%. Z tego okresu pochodzą ze Śmiłowic również piaski i żwiry korytowe akumulowane w obrębie lessów na terasie lessowej. Piaski są przekątnie warstwowane z ripplemarkami ($Mz = 1,5-3,5\phi$) bardzo słabo wysortowane ($\delta_I = 0,7-2,3\phi$), podobnie jak spągowe piaski ze żwirami ($Mz = -0,01\phi$). Piaski warstwowane mają słaby stopień obróbki ($Wo = 790-1025$). Są to osady pochodzące z erozji zboczy doliny. Potwierdzają to również wyniki analizy petrograficznej żwirów, które składem odpowiadają jednej z odmian serii witowskiej.

Osady prawobrzeżnych teras i stożków napływowych dopływów karpaccich są bardzo zróżnicowane granulometrycznie. Plenivistuliańskie aluwia korytowe rzeki roztokowej charakteryzuje zróżnicowanie Mz od $-1,1\phi$ do $3,5\phi$ i bardzo słabe wysortowanie. Przeważają osady piaszczysto-żwirowe, w których frakcja powyżej 8 mm stanowi niekiedy 30% składu granulometrycznego. Wśród nich zdarzają się eratyki o średnicy 1,5-0,3 m. Są to rezydua utworów glacialnych na wtórnym złożu, które albo leżą na stropie miocenu, albo są rozrzucone nieregularnie w aluwjach. Osady drobnoziarnistych piasków i piasków pylastych ($Mz = 2,8-3,5\phi$) stanowią zazwyczaj wypełnienia płytkich paleokoryt rzeki roztokowej i są znacznie lepiej wysortowane ($\delta_I = 0,5-2,0\phi$) niż osady gruboziarniste. Te ostatnie osady charakteryzuje również bogaty skład petrograficzny, w którym



Ryc. 22. Wykres zależności średniej średnicy ziarn (Mz) od odchylenia standardowego (δ_l) dla różnowiekowych osadów w dolinie Wisły i na stożkach napływowych Raby i Uszwicy

- A. Osady wistulianskie. PLV: 1 – bruk korytowy, 2 – piaszczyste łachy korytowe. Osady pozakorytowe: 3 – mułki pylasto-ilaste, Osady eoliczne: 4 – less, pAL: 5 – bruk korytowy, 6 – piaszczyste łachy korytowe, osady pozakorytowe: 7 – mułki pylasto-piaszczyste, YD: 8 – mułki ilaste, 9 – piaski eoliczne.
- B. Osady holocenyjskie. AT-SA: 1 – bruk korytowy, 2 – piaszczyste odsypy meandrowe, PB-BO: 3 – ility, AT-SB: 4 – mułki pylaste, SB-SA: 5 – mułki ilaste i ility, 6 – różnowiekowe wypełnienia starorzeczy. PLV – plenivistulian, pAL – przed allerödem. Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 21

Mean grain size (Mz) versus standard deviation (δ_l) for sediments of various age in the Vistula valley, Raba and Uszwica alluvial fan

- A. Deposits of Vistulian age. PLV: 1 – channel lag, 2 – channel sand bars, 3 – silty-clay overbank deposits, 4 – loess, pAL: 5 – channel lag, 6 – channel sand bars, 7 – silty-sand overbank deposits, YD: 8 – silty-clay overbank deposits, 9 – aeolian sands.
- B. Deposits of Holocene age. AT-SA: 1 – channel lag, 2 – point bar deposits, PB-BO: overbank deposit, 3 – clay, AT-SB: 4 – silty mud, SB-SA: 5 – silty clay and clay, 6 – paleochannel fills, different age. PLV – Plenivistulian, pAL – before Alleröd. Other explanations – see Fig. 21

przeważają piaskowce karpackie. Znaczny jest udział krzemieni, kwarcytów i materiału północnego (Strzelce Wielkie).

Osady późnovistuliańskie starsze od allerödu obejmują aluwia korytowe rzeki roztokowej składające się z drobnokalibrowego żwiru z piaskiem ($Mz = -0,8-1,7\emptyset$) o bardzo słabym wysortowaniu ($\delta_l = 0,5-2,5\emptyset$) oraz piaski korytowe o wyraźnie drobniejszym ku stropowi ziarnie ($Mz = 1,5-3,0\emptyset$) i bardzo słabym wysortowaniu. Osady pozakorytowe stanowią mułki pylaste i piaszczyste ($Mz = 4,5-6,5\emptyset$) i są bardzo słabo wysortowane ($\delta_l = 2,5-3,7\emptyset$). Zawartość węgla organicznego wynosi 0,6%. Torfy datowane na alleröd są ciemnobrązowe, dobrze rozłożone, o zawartości węgla organicznego od 24 do 47%. Z młodszego dryasu pochodzą mułki ilaste i ility ciemnostalowe ($Mz = 7-9\emptyset$) o dużej zawartości węgla organicznego (11–12,5%).

Oddzielną fację wśród osadów późnovistuliańskich stanowią piaski wydymowe ($Mz = 1,2-1,8\emptyset$), znacznie lepiej wysortowane od osadów rzecznych ($\delta_l = 0,5-0,9\emptyset$). Piaski wydymowe charakteryzuje wysoki stopień obróbki ($Wo = 1170-1270$) i bardzo słaby wskaźnik jednorodności ($\delta_l = 3,5-4,5\emptyset$).

Osady korytowe rzeki meandrowej z rejonu Strzelc Małych datowane są od około 8 000 do 3 600 lat BP. W spągu leżą bruki korytowe ($Mz = -1,5-1,7\emptyset$) o słabym wysortowaniu ($\delta_l = 0,5-2,7\emptyset$). Zaznacza się charakterystyczne dla odsypów meandrowych drobnienie materiału ku gorze (Rotnicki, Młynarczyk 1989). Dolną część odsypu stanowią piaski średnioziarniste ($Mz = 1,1-2,0\emptyset$), dobrze i umiarkowanie wysortowane ($\delta_l = 0,3-0,9\emptyset$). Górna część obejmuje piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste z domieszką pyłu ($Mz = 2,3-4,7\emptyset$), o znacznie gorszym wysortowaniu ($\delta_l = 0,7-2,1\emptyset$). Wskaźnik obróbki piasków korytowych wynosi od 800 do 1 000.

Holocenijskie osady pozakorytowe występują w obrębie wałów brzegowych (levees), płaskiej równi zalewowej i basenów popowodziowych. W zależności od miejsca złożenia i odległości od koryta zmieniają się ich średnie średnice. Wały brzegowe i płaska równia zalewowa zbudowane są z materiału pylastego i pylasto-ilastego ($Mz = 4,5-7\emptyset$), o słabym i bardzo słabym wysortowaniu ($\delta_l = 1,5-3,0\emptyset$). W obrębie basenów popowodziowych składany był, wskutek dekantacji zawiesiny, najdrobniejszy materiał ($Mz = 7-10\emptyset$). Na stożku holocenijskim Raby i Uszwicy oraz w dolinie Wisły istnieje wyraźne zróżnicowanie litologiczne i wiekowe osadów pozakorytowych. Z okresu wczesnego holocenu pochodzą ciemnostalowe ility ($Mz = 8-10\emptyset$), w których udział węgla organicznego wynosi 0,8–5,6% (w profilu Gr1 do 11,8%). Początek sedymentacji tych utworów w profilu Gr1 został wydatowany na około 10 000 lat BP, a w profilu STM11 na 9 500 lat BP (por. ryc. 30B).

Mady pylaste, żółtobrązowe ($Mz = 5-7,7\emptyset$) datowane od 8 000 do około 2 600 lat BP są słabo i bardzo słabo wysortowane ($\delta_l = 1,7-3,3\emptyset$). Zawartość węgla organicznego wynosi od 0,2 do 1,5%. Osady te były deponowane podczas wielkich i częstych wezbrań zarówno w obrębie szerokich stref wałów przykorytowych, jak i w basenach popowodziowych. Lokalnie w obrębie obniżen po-

powodziowych zaznaczają się wkładki piasków pylastych pochodzących z akumulacji stożków (glifów) krewasowych.

Najmłodszym osadem powodziowym na równinie Gróbki są mady ilaste, ciemnostalowe ($Mz = 7,5-10\emptyset$), o słabym wysortowaniu ($\delta_l = 2,0-2,8\emptyset$), w których udział węgla organicznego wynosi 0,4–0,7%. Osady te były deponowane w obrębie opuszczonych wskutek przerzutu stref paleomeandrów zalewanych później tylko podczas wielkich wezbrań. Zjawisko to obserwowane na stożku Raby związane jest z przerzutem koryta Raby na zachód z systemu meandrów w Strzelcach Małych w rejon Uścia Solnego, co miało miejsce przed 2 600 lat BP.

Oddzielną fację stanowią wypełnienia starorzeczy, które datowane są na okres atlantycki i subborealny. Stanowią je osady o bardzo zróżnicowanej litologii. W ich obrębie występują zarówno osady mineralne: mułki, ily, piaski ($Mz = 2,4-9\emptyset$), jak również osady organiczne: mułki organiczne, torfy, gytie i pnie drzew. Wypełnienia starorzeczy starsze od około 7 200 lat BP stanowią mułki pylaste. W starorzeczach odciętych około 5 000 lat BP i młodszych sedymentowały z dala od aktywnego koryta mułki ilaste i ily.

Na podstawie zebranego materiału terenowego i wyników analiz sedymentologicznych autor nie stwierdził istotnych różnic w granulometrii i wskaźnikach uziarnienia dla osadów aluwialnych składanych w dolinie Wisły oraz na stożkach napływowych dopływów karpackich. Nieznaczne różnice w uziarnieniu mad zaznaczają się na równinie zalewowej i stożku napływowym Uszwicy, gdzie przeważają mady pylaste ($Mz = 4-8\emptyset$). Mady Uszwicy są nieco grubsze, to znaczy wartość wskaźnika Mz jest przeciętnie 1–1,5 \emptyset mniejsza niż dla osadów pozakorytowych Wisły i Raby. Dotyczy to mad ilastych występujących w spągu osadów pozakorytowych, a w szczególności młodszych mad pylastych i pylasto-ilastych. Związane jest to z niewielkimi przepływami Uszwicy, której górną część zlewni budują utwory pyłowe.

Stwierdzone przez wielu autorów (Mycielska-Dowgiałło 1978; Alexandrowicz i in. 1981; Niedziałkowska 1991) duże zróżnicowanie wartości średniej średnicy dla osadów korytowych rzeki roztokowej z okresu dolnego i górnego plenivistulianu zostało potwierdzone. Wskazuje to na duże zróżnicowanie dynamiki wód płynących w różnych częściach koryt roztokowych na równinie aluwialnej. W okresie schyłkowym plenivistulianu i w późnym vistulianie zaznacza się na równinie przewaga sedymentacji pozakorytowych piasków drobnoziarnistych i mułków pylasto-piaszczystych, co miało miejsce w dolinie Wisły w rejonie Tarnobrzega (Mycielska-Dowgiałło 1978), w dolinach Sanu i Wistoki (Szumański 1986; Alexandrowicz i in. 1981). W odcinku krakowskim doliny Wisły T. Kalicki (1991) wyróżnił późnoglacialną madę piaszczystą. Podana przez niego wartość wskaźnika ($Mz = 5,5-6,0\emptyset$) odpowiada jednak frakcji pylastej, a nie piaszczystej.

Potwierdzony został również przez autora fakt występowania we wczesnym holocenie w spągu osadów pozakorytowych mady ilastej, humusowej, która została również stwierdzona w dolinie Sanu i Wistoki (Szumański 1986; Kowalko-

wski, Starkel 1977). T. Kalicki (1991) przyjął, że w okresie wczesnego holocenu w dolinie Wisły w rejonie Krakowa powstawały mady pylaste, ale stwierdzenie tego faktu zostało oparte tylko na jednym profilu w Rybitwach. W dolinie Wisły oraz jej dopływach karpackich w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej E. Niedziałkowska (1991) wykazała brak związku pomiędzy składem granulometrycznym mad a warunkami klimatycznymi decydującymi o wielkości i częstotliwości wezbrań. Według autora wpływ klimatu i zmian roślinności na zróżnicowanie granulometryczne mad jest tylko widoczny na przełomie późny vistulian/holocen, kiedy powstawały mady ilaste deponowane w czasie niewielkich i rzadkich wezbrań. Wyraźny jest natomiast wpływ odległości od aktywnego koryta Wisły i jej dopływów na zróżnicowanie granulometryczne mad. Przykładem jest akumulacja mad ilastych na torfach w obniżeniu Drwinki w dolinie Wisły od około 8 000 lat BP. W tym samym czasie na stożku Raby zaznacza się akumulacja mad pylastych, które były składane zarówno w obniżeniach popowodziowych, jak i w obrębie wałów brzegowych. Wyraźna zmiana charakteru sedymentacji w obu przypadkach związana jest jednak ze wzrostem wielkości i częstotliwości wezbrań na początku atlantyku, uwarunkowanych zmianami klimatu. Przestrzenne zróżnicowanie frakcji mad obserwuje się tylko dla rzek meandrowych w holocenie, a nie obserwuje się w madach późnovistuliańskich, kiedy funkcjonowały rzeki roztokowe (Kozarski i in. 1988; Teisseyre 1988).

EWOLUCJA DOLINY WISŁY POMIĘDZY NOWYM BRZESKIEM A OPATOWCEM NA TLE KOTLIN PODKARPACKICH

ETAPY EWOLUCJI DOLINY WISŁY UWARUNKOWANE ZMIANAMI KLIMATU I INGERENCJĄ CZŁOWIEKA

W dolnym plenivistulianie piaszczysto-żwirowa równina aluwialna Wisły znajdowała się 4–5 m powyżej współczesnego koryta. Rozcięcie tej równiny i tworzenie 15 m terasy z pokrywą lessu w stropie w dolinie Wisły było związane z początkiem erozji w okresie interplenivistulianu. Świadczą o tym mułki podlessowe datowane na kilku stanowiskach metodą termoluminescencyjną od 51 do 37 ka BP (Gębica 1993a) oraz gleba kopalna w Opatowcu datowana metodą radiowęgla na 31 200±1 400 lat BP (Alexandrowicz, Jersak 1991). Erozja w interplenivistulianie jest również potwierdzona wynikami badań z innych części doliny Wisły (Mamakowa, Środoń 1977; Mycielska-Dowgiałło 1978; Gilot i in. 1982).

W górnym plenivistulianie na powierzchnię terasy był akumulowany less młodszy górny wykształcony w facji dolinnej (Jersak 1976; Maruszczak 1991). Less ten jest datowany termoluminescencyjnie w profilu w Trawnikach na 23±3 ka BP, a w Opatowcu na 48±7 ka BP i 29±4 ka BP (Lindner, Siennicka 1994). Koryto Wisły w czasie akumulacji lessu było głęboko wcięte, a wody powodziowe nie sięgały powierzchni terasy. Wiązało się to z erozją w dolinie albo wyraźnym zmniejszeniem zasięgu powodzi w warunkach postępującej arydizacji klimatu w górnym plenivistulianie, czego dowodem jest ubożejący zespół malakofauny w profilu w Opatowcu (Alexandrowicz, Jersak 1991). Autor nie może się zgodzić z poglądem J. Jersaka (Jersak i in. 1992) o fluwialnej genezie pylastych osadów terasy średniej nad Wisłą, gdyż nie stwierdzono w stropie terasy lessowej osadów związanych z akumulacją fluwialną Wisły. Wkładki piasków i żwirów świadczą, że terasa lessowa była budowana przy udziale materiału stokowego. Dopływy karpackie w okresie dolnego plenivistulianu budowały na przedpolu rozległe stożki aluwialne. Stożki te były rozcinane co najmniej w okresie interstadiu hengelo, o czym świadczy mułek torfowy datowany we Włoszynie na 39 100±3 000 lat BP, a w dolinie Wisłoki wypełnienia paleokoryt datowane w Brzeźnicy od 46 000 do 36 000 lat BP (Mamakowa, Starkel 1974). Dunajec w tym czasie płynął zachodnią poboczną stożka przekraczając współczesną

dolinę Uszwicy (Sokołowski 1981) i uchodził do Wisły. Rozcinanie osadów rzecznych w innych dolinach strefy peryglacialnej miało miejsce już przed maksimum transgresji lądolodu vistuliańskiego (Rotnicki 1987; Harasimiuk 1991).

W dolinie Wisły i na stożku Raby największą głębokość osiągnęła erozja u schyłku górnego plenivistulianu i początku późnego vistulianu. Przedallerödзка równina aluwialna kształtowana przez rzekę roztokową znajduje się 1–3 m poniżej współczesnych koryt. Przeróbka aluwioów i rozcięcia korytowe schodziły niewątpliwie głębiej. W allerödzie i na przełomie młodszego dryasu na szerokiej równinie aluwialnej sedymentowały torfy. Ocieplenie klimatu i powolne wkraczanie zbiorowisk leśnych znalazło odbicie w zmianie reżimu hydrologicznego, zmniejszeniu częstotliwości wezbrań i dostawy materiału (Schumm 1977; Starkel 1983). Efektem tego jest zmiana układu koryt z roztokowych na wielkie meandry, które znane są z doliny Wisły (Kalicki, Starkel 1987; Gębica, Starkel 1987; Mycielska-Dowgiałło 1987) oraz z doliny Wisłoki (Alexandrowicz i in. 1981) i Sanu (Szumański 1983). Faza z dużymi paleomeandrami nie została rozpoznana w ujściowych odcinkach dopływów karpaccich Soły, Dunajca (Klimmek 1987; Sokołowski 1987) oraz w badanym przez autora ujściowym odcinku Raby. Rzeki te ze względu na duże ilości transportowanego materiału pozostały prawdopodobnie roztokowe aż do początku holocenu (Starkel 1990).

W okresie młodszego dryasu znów zaznacza się tworzenie koryt roztokowych, czego świadectwem jest szeroka równina Drwinki rozciągająca się pomiędzy Krakowem a ujściem Raby. Prawdopodobnie jednocześnie funkcjonowały w obniżeniu Drwinki wielkie paleomeandry znane z rejonu Zabierzowa Bocheńskiego. W okresie 10 800–10 400 lat BP nastąpiła akumulacja mad ilastych przerywających sedymentację torfu w dolinie Wisły i na stożku Raby. Osady ilaste złożone głównie z materiału koloidalnego były składane podczas niewielkich i rzadkich wezbrań. Na początku holocenu obniżenie Drwinki zostało opuszczone i przykryte przez torf. Nastąpiła zmiana układu koryt na meandrowy. Około 8 600–8 000 lat BP wskutek częstych powodzi następowało odcinanie zakoli, a zatorfiona równina Drwinki została przykryta madami ilastymi. W tym czasie na stożku Raby rozpoczęło się wypełnianie kopalnego starorzecza i akumulacja mad pylastych przykrywających torfy datowane na $8\ 090 \pm 120$ lat BP. Mady pylaste były akumulowane podczas wielkich i częstych wezbrań związanych z ociepleniem i zwilgotnieniem klimatu na początku atlantyku (Starkel 1977b). Podobne przerwy w akumulacji organicznej stwierdza się w dolinie Wisły w rejonie Krakowa (Mamakowa 1970; Kalicki 1991) i w Podgrodziu w dolinie Wisłoki (Niedziałkowska i in. 1977).

W okresie wczesnego holocenu i atlantyku na obszarze Działów Proszowskich rozwijały się czarnoziemy (Jersak 1983; Śnieszko 1985). Około 6 500 lat BP czarnoziemy w rejonie Hebdowa zostały przykryte deluwiami lessowymi, których dolna część jest prawdopodobnie rezultatem rolnictwa neolitycznego udokumentowanego na stanowisku w Pleszowie (Wasylikowa i in. 1985).

W okresie atlantyckim Wisła i Raba utworzyły wyżej położone 1–1,5 m pasy

meandrowe z towarzyszącymi systemami paleokoryt. Na stożku Raby akumulacja wałów przykorytowych zaznacza się wyraźnie od około 6 700 lat BP, co dobrze koreluje z wyróżnianą przez L. Starkla (1983) i T. Kalickiego (1991) fazą wzrostu aktywności rzek około 6 500–6 000 lat BP. Około 5 100 lat BP nastąpił przerzut koryta Wisły z systemu paleomeandrów w Lesie Grobla na północ pod krawędź terasy lessowej.

W okresie subborealnym i subatlantyckim Wisła podcinała na odcinku kilkunastu kilometrów terasę lessową i krawędź Działów Proszowskich. O bardziej południowym zasięgu terasy świadczą dwa pagóry meandrowe Trawniki i Skała położone na prawym brzegu Wisły. Z okresu przerzutu koryta Wisły na północ znane są z rejonu Niedar starsze redeponowane pnie datowane na około 4 700 lat BP oraz młodsze pnie czarnych dębów datujące aluwia korytowe na około 2 800 lat BP. Na stożku Raby występuje kilka ciągów paleomeandrów dokumentujących przerzuty koryt w związku ze wzrostem aktywności powodziowej Raby u schyłku okresu subborealnego. W czasie jednego z przerzutów koryta Raby na zachód nastąpiło podcięcie paleomeandrów Wisły w Lesie Grobla. Po opuszczeniu systemu meandrów w Strzelcach Małych i przerzucie koryta Raby na zachód zaznacza się na równinie Gróbki oraz w obrębie skłonu wału przykorytowego akumulacja mad ilastych. Dotyczy to jedynie fragmentu równiny z porzuconymi systemami paleokoryt, które później były rzadko zalewane. Z tego wniosek, że nagłe zmiany typu sedymentacji na równinie są wynikiem częstych zmian położenia koryt meandrowych, które odbywają się wskutek przerzutów (awulsji). Taki przerzut udokumentowany historycznie zarejestrowano w dolinie Wisłoka poniżej Rzeszowa (Strzelecka 1958).

W neholocenie w strefie współczesnego koryta Wisły i Raby były składane mady pylaste i pylasto-piaszczyste, których sedymentacja od około 2 000 lat BP była związana prawdopodobnie z działalnością człowieka (Rutkowski 1991; Kalicki 1991). Na badanym obszarze brak dotąd dowodów niewątpliwego ożywienia działalności rzek w I–IV stuleciu naszej ery, gdy koło Nowej Huty zaczęło się ścinanie dębów na równinie zalewowej (Kalicki, Starkel 1987; Kalicki, Krąpiec 1991). O postępującej agradacji w dnach dolin świadczy przykrycie przez mady wiślane późnorzymskich i wczesnośredniowiecznych jam zasobowych występujących na skłonie pagóra Skała (Żaki i in. 1970). Wzrost aktywności powodziowej Wisły w X i XI w. został również zarejestrowany w rejonie Krakowa (Radwański 1972) i Drogomyśla (Niedziałkowska i in. 1985). W drugiej połowie XIX w. rozpoczęła się regulacja koryt Wisły i Raby oraz budowa wałów przeciwpowodziowych, co spowodowało erozję w korycie Wisły.

Przedstawiona ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie jest zgodna w ogólnych zarysach z ewolucją innych odcinków doliny górnej Wisły i jej karpackich dopływów. Badania pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem pozwoliły na lepsze rozpoznanie etapów ewolucji doliny Wisły w vistulianie. Istotną rolę w ewolucji doliny Wisły

i stożków napływowych odegrały wahania klimatyczne zarówno rangi cyklu glacialno-interglacialnego, jak i rytmicznych wahań w częstotliwości i wielkości wezbrań w holocenie decydujących o przerzutach koryt. Okresy z przerzutami koryt i wyraźnych zmian charakteru sedymentacji w dolinie Wisły i na stożku Raby są zbieżne z wydzielanymi przez innych autorów fazami wzrostu aktywności rzek (Starkel 1983; Kalicki 1991). Analiza sedymentologiczna umożliwiła wydzielenie kilku różnowiekowych typów mad, których zróżnicowanie granulometryczne odzwierciedlają, obok zmian klimatu i roślinności, także zmiany odległości od meandrującego koryta.

ROLA RUCHÓW TEKTONICZNYCH W EWOLUCJI DOLIN

Wpływ tektoniki na ewolucję doliny Wisły i jej karpackich dopływów jest najwyraźniej widoczny w morfologii teras. W karpackich odcinkach dolin i na bezpośrednim przedpolu Karpat (np. dolina Wisłoki koło Dębicy) występują sekwencje czwartorzędowych teras aluwialnych włożonych, spoczywających na cokołach skalnych. Jest to wynikiem tektonicznego podnoszenia Karpat, także w ich brzeżnej części (Starkel 1965). Cokoły erozyjne teras starszych od zlodowacenia San 2 są często zbliżone wysokościowo (Starkel 1972; Zuchiewicz 1983). Nie jest wykluczone, że południowa część Wyżyny Małopolskiej (pomiędzy doliną Prądnika a doliną Nidy) nadal podlega różnicującym ruchom neotektonicznym (Dżułyński i in. 1968; Łyczewska 1975; *Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski* 1980). W tym znaczeniu wyraźna krawędź erozyjna (wzdłuż której usytuowana jest dolina Wisły) rozdzielająca Kotlinę Sandomierską od Wyżyny Małopolskiej może mieć predyspozycje tektoniczne. W kotlinach podkarpackich, w szerokim dnie doliny Wisły i na stożkach napływowych w ujściowych odcinkach dopływów, w obrębie morfologicznie jednego poziomu równiny zalewowej występują obok siebie (często ze sobą sąsiadując) różnowiekowe fragmenty równiny. W kotlinach podkarpackich obserwuje się tendencje do agradacji i przerzutów koryt, czego przykładem jest opuszczony system paleomeandrów w Lesie Grobla (Gębica, Starkel 1987; Starkel i in. 1991). Jednak teza S. Połtowicza (1967) o wpływie neotektoniki na przesuwanie się koryta Wisły i Raby wydaje się nie do utrzymania, gdyż wiercenia nie potwierdziły istnienia 50 m rynny wypełnionej żwirami w pobliżu ujścia Raby. Miąższość osadów czwartorzędowych wynosi maksymalnie 20 m i płytko pod holocenijskimi występują osady vistuliańskie. W profilach wierceń w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej nie stwierdzono również charakterystycznego powtarzania się kilkakrotnie sekwencji osadów korytowych i powodziowych znanego w Kotlinie Oświęcimskiej (Starkel 1967; Niedziałkowska i in. 1985).

Jedną z cech charakterystycznych dla obszarów tektonicznie obniżanych są jednak częste zjawiska przerzutów koryt. Zjawisko przerzutów koryt zostało opisane z Niziny Węgierskiej wypełnionej osadami czwartorzędowymi o miąż-

szości od kilkudziesięciu do 400 m (Mike 1975; Borsy, Felegyhazi 1983). Również na Nizinie Wschodniosłowackiej, będącej jej przedłużeniem, istnieją współczesne i staroholocenijskie opuszczone systemy meandrowe Latoricy, którym towarzyszą wały przykorytowe i szerokie obniżenia popowodziowe. Na współczesne ujemne ruchy neotektoniczne wskazują tam duże miąższości osadów, spaczenie teras i wyniki powtarzanych pomiarów geodezyjnych (Kvitkovic, Vanko 1972).

W dolinie Wisły i na stożku Raby brak jest dowodów na istnienie zwiększonej miąższości aluwii. Przekroje geologiczne w miejscach przerzutów koryt dokumentują fakt, że Wisła i Raba płyną w tych miejscach w obrębie wałów przykorytowych, a poziom koryta w czasie powodzi może być wyższy niż dna w sąsiednich obniżeniach. W tych warunkach przerzuty koryt mogą być wywołane jedynie powodziami, podczas których następuje przerywanie wałów i zmiana położenia kilkukilometrowego odcinka rzeki meandrowej.

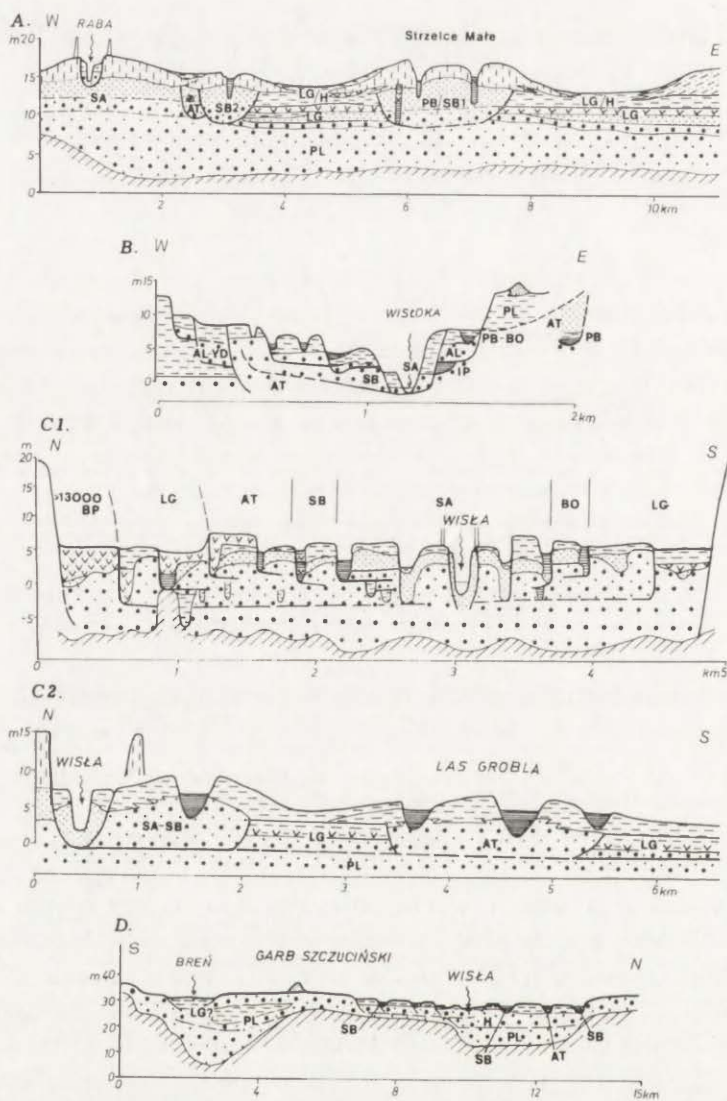
TYPY STOŻKÓW NAPŁYWOWYCH I ODCINKÓW DEN DOLIN W KOTLINIE SANDOMIERSKIEJ

Na podstawie badań własnych i wyników prac różnych autorów (*Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski* 1980; Starkel 1972) autor wyróżnił w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej dwa typy stożków napływowych i dwa typy odcinków dna doliny Wisły (por. ryc. 1, 23):

A. Typ szerokiego stożka napływowego z przedpola gór o szerokości od kilku do kilkunastu kilometrów i spadku 0,60–0,70‰. W obrębie stożka występują holocenijskie systemy paleomeandrow początkowo rozcinające równinę późnovistuliańską, a po agradacji tworzące szerokie wały przykorytowe, opuszczone wskutek awulsji i przedzielone obniżeniami. Przykładem są stożki napływowe Raby, Sanu i Wisłoka (Starkel 1960; Strzelecka 1958), a także stożki Wisłoki i Dunajca (Sokołowski 1988) u wlotu do doliny Wisły. Znacznie starszy jest stożek górnej Wisły z opuszczonymi korytami pochodzącymi z plenivistulianu (Niedziałkowska i in. 1985). W odcinkach rozwiniętych stożków dno doliny Wisły ulega zwężeniu.

B. Typ wąskiego stożka napływowego o szerokości do 5 km i spadku powyżej 0,70‰ na bezpośrednim przedpolu Karpat, w obrębie którego w rozcięcia starszych teras były wkładane młodsze aluvia teras holocenijskich zwężających strefę aktywności stożka. Przykładem są wyloty sterasowanych dolin Wisłoki, Dunajca i Soły (Starkel i in. 1982; Sokołowski 1988; Klimek 1987).

C. Typ dna doliny głównej (Wisły) o szerokości 4–7 km i spadku 0,32‰. W obrębie równiny zalewowej pomiędzy systemami paleomeandrow opuszczonych wskutek przerzutów występują obniżenia, które w węższych odcinkach równiny mają położenie marginalne – podtyp C1 – rejon Krakowa (por. Kalicki 1991), a w szerszych odcinkach tworzą również równiny o charakterze ostańców



Ryc. 23. Typy stożków napływowych i odcinków dna doliny Wisły w Kotlinie Sandomierskiej. Opis typów (A–D) w tekście. Lokalizacja typów na ryc. 1

A – przekrój stożka napływowego Raby w rejonie Uścia Solnego (Gębica 1993a), B – budowa stożka napływowego Wisłoka koło Dębicy (Starkel i in. 1982), C1 – schemat budowy dna doliny Wisły koło Krakowa (Kalicki 1991), C2 – schemat budowy dna doliny Wisły na północnym obrzeżeniu Puszczy Niepołomickiej (Gębica, Starkel 1987), D – budowa dna doliny Wisły i obniżenia Brenia w rejonie Szczucina (Sokołowski 1987)

Types of alluvial fans and types of the sections of the Vistula valley bottom in Sandomierz Basin. Explanations to types A–D – see text. Location of types – in Fig. 1

A – the structure of Raba alluvial fan nearly Uście Solne (by Gębica 1993a), B – the structure of Wisłoka alluvial fan nearly Dębica (by Starkel *et al.* 1982), C1 – the structure of the Vistula valley bottom in Kraków (by Kalicki 1991), C2 – schematic structure of the Vistula valley bottom in the northern margin of the Niepołomicze Forest (by Gębica and Starkel 1987), D – geological transect of the Vistula valley bottom and Brenia depression in the region of Szczucina (by Sokołowski 1987)

w środku doliny oddzielonych pasami meandrowymi – podtyp C2 – rejon Puszczy Niepołomickiej (por. Gębica, Starkel 1987; Starkel i in. 1991).

D. Typ dna doliny głównej (Wisły) o szerokości 5–8 km i spadku 0,27‰ z ujściowymi odcinkami dopływów o szerokości 2–5 km płynącymi do niej równolegle. Przykładem jest obniżenie Brenia wykorzystywane w plenivistulianie i w późnym vistulianie przez Dunajec płynący po południowej stronie Garbu Szczucińskiego (Sokołowski 1987). Drugim przykładem jest położone dalej na wschód obniżenie Trześniówki i Mokrzychówki wykorzystywane przez Wisłokę, która w okresie późniejszym podczas wielkich powodzi prawdopodobnie wskutek bifurkacji okresowo płynęła tym obniżeniem (Mycielska-Dowgiąłło 1987).

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1987, *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych*, Geologia, Kwart. AGH, 1–2, 12, 240 s.
- 1991, *Both malacofauna and age of the lacustrine chalk occurring in the Niepołomice Forest*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 6, s. 75–85.
- Alexandrowicz S. W., Jersak J., 1991, *Profil lessów w Opatowcu nad Wisłą*, [w:] *Podstawowe profile lessów w Polsce*, red. H. Maruszczak, Uniw. Marii Curie-Skłodow., Lublin, s. 91–93.
- Alexandrowicz S. W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Pazdur F. M., Starkel L., 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*, Folia Quater., 53, 91 s.
- Allen J. R., 1965, *A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments*, Sedimentology, 5, s. 89–191.
- Baumgart-Kotarba M., 1991, *The alluvial plain of the Vistula river near the Grobla Forest in the light of air photo-interpretation*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 6, s. 101–117.
- Behre K. E., Lade E., 1986, *Eine folge von Eem und 4 Weichsel-interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetations-ablauf*, Eiszeitalter und Gegenwart., 36, s. 11–36.
- Borsy Z., 1990, *Evolution of the alluvial fans of the Alföld*. *Alluvial fans*, Rachocki A., Church M. ed., s. 229–242.
- Borsy Z., Feleghazi E., 1983, *Evolution of the network of water courses in the end of Pleistocene to our days*, Quater. Stud. Poland, 4, s. 115–125.
- Bzowski M., 1973, *Rzeźba i stosunki wodne dna doliny Wisły w rejonie północnej części Puszczy Niepołomickiej*, Stud. Naturae A, 7, s. 7–37.
- Dembowski R., 1984, *Erozja i sedimentacja w międzywalu Wisły pomiędzy ujściem Raby i Uszwicy*, Mat. Symp. Holocen okolic Krakowa, Kraków, s. 26–29.
- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów wodnych w Polsce*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 28, 155 s.
- Dźułyński S., Krysowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starkel L., 1968, *O staroczwartorzędowych zwirach w Kotlinie Sandomierskiej*, Stud. Geomorph. Carp.-Balcan., 2, s. 63–76.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos bar, a study in the significance of grain-size parametres*, J. Sedim. Petrol., 29, s. 3–27.
- Gębica P., 1989, *Osady wypełniające suchą dolinę w Starym Brzesku nad Wisłą*, Przew. 60 Zjazdu Pol. Tow. Geol., s. 156–157.
- 1992a, *Osady czwartorzędowe w Szpitalarach koło Nowego Brzeska*, Przew. 41 Zjazdu Pol. Tow. Geogr., s. 9.
- 1992b, *Gleba kopalna i terasa średnia w rejonie Hebdowa*, Przew. 41 Zjazdu Pol. Tow. Geogr., s. 10.
- 1993a, *Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie*, Praca doktorska w archiwum Zakładu Geomorfologii IGiPZ PAN w Krakowie.
- 1993b, *Vistulian Kotliny Sandomierskiej między Niepołomicami a Opatowcem*, Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN w Krakowie za rok 1991, 35, 1–2, s. 310–314.

- 1995, *Evolution of the Vistula valley and of alluvial fans of the Raba and Uszwica rivers between Uście Solne and Szczurowa in the Vistulian and Holocene*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 8, s. 31–50.
- Gębica P., Krąpiec M., 1993, *Nowe stanowisko czarnych dębów w Niedarach nad Wisłą*, Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN w Krakowie za rok 1991, 35, 1–2, s. 265–267.
- Gębica P., Radzki P., 1992, *Szkic geomorfologiczny. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Borzęcin*, PIG, Warszawa.
- Gębica P., Starkel L., 1987, *Evolution of the Vistula river valley at the northern margin of the Niepołomice Forest during the last 15 000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue 4, s. 71–86.
- 1989, *Ewolucja doliny Wisły w rejonie Lasu Grobla*, Przew. 60 Zjazdu Pol. Tow. Geol., s. 151–155.
- Gilot E., Niedziałkowska E., Sobolewska M., Starkel L., 1982, *Pleni-glacial alluvial fan of the Biała stream*, Stud. Geomorph. Carp.-Balcan., 15, s. 115–124.
- Gradziński R., 1973, *Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych*, Post. Nauk Geol., 5, s. 57–112.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedimentologii*, Wyd. Geol., Warszawa, 628 s.
- Gradziński R., Unrug R., 1959, *Geneza i wiek serii witowskiej*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 29, s. 181–193.
- Harasimiuk M., 1991, *Vistulian glacial cycle of the fluvial processes development in the valley of the middle Wieprz river (SE Poland)*, Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, 46, 5 s. 81–109.
- Izmaiłow B., 1975, *Geneza i wiek wydm Puszczy Niepołomickiej*, Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys., 9, s. 43–60.
- Jersak J., 1973, *Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski*, Acta Geogr. Lodz., 32.
- 1976, *Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski*, Acta Geogr. Lodz., 37, s. 25–52.
- 1983, *Profile osadów późnowistuliańskich i holocenijskich w Kunowie*, [w:] Przewodnik konferencji *Późnowistuliańskie i holocenijskie zmiany środowiska geograficznego na obszarach lessowych Wyżyny Miechowskiej i Opatowsko-Sandomierskiej*, Katowice, s. 63–70.
- 1991 (red.) *Osady rzeczne fazy pełni piętra zimnego Wisły w dolinie Wieprza między Szczecbrzeszynem a Łańcuchowem*, [w:] *Less i osady dolinne*, Prace Nauk. Uniw. Śl. w Katowicach, 1107, s. 51–92.
- Jersak J., Śniesko Z., Sendobry K., 1992, *Postwarciańska ewolucja obszarów lessowych wyżyn południowej Polski*, Prace Nauk. Uniw. Śl. w Katowicach, 1277, s. 5–195.
- Jurkiewicz H., Woźniński J., 1980, *Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Tarnów*, PIG, Warszawa.
- Kalicki T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 6, s. 11–37.
- Kalicki T., Krąpiec M., 1991, *Black oaks and Subatlantic alluvia of the Vistula in the Branice–Stryjów near Cracow*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 6, s. 39–61.
- Kalicki T., Starkel L., 1987, *The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during the last 15000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue 4, s. 51–70.
- Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocł. Tow. Nauk., ser. B, 7, s. 1–236.
- Klimek K., 1987, *Vistula valley in the eastern part of the Oświęcim Basin during the Upper Vistulian and Holocene*, Geogr. Stud., Spec. Issue 4, s. 13–29.
- Kozarski S., Gonera P., Antczak B., 1988, *Valley floor development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of the Warta river (Poland)*, [w:] *Lake, mire and river environments*, Rotterdam, s. 185–203.

- Kozłowski L., Kuźniar W., 1914, *Paleolit w Jaksicach nad Wisłą*. Mater. Antropol.-Archeol. AU, 13.
- Kozłowski J. K., 1969, *Problemy geochronologii paleolitu w dolinie Wisły pod Krakowem*, Folia Quater., 31, s. 1–67.
- Kozłowski J. K., Kubiak H., Welch A., 1970, *A palaeolithic site with mammoth remains at Nowa Huta (Cracow, Poland)*, Folia Quater., 36, s. 1–20.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1977, *Different age of soil cover at the Holocene terraces in Carpathian valleys*, Folia Quatern., 49, s. 63–74.
- Krąpiec M., 1992, *Skale dendrochronologiczne późnego holocenu południowej i centralnej Polski*, Kwart. Geol., 17, 3, s. 37–119.
- Krysowska-Iwaszkiewicz M., 1966, *Minerały ciężkie w utworach mioceńskich obszaru Śląsko-Krakowskiego*, Prace Geol., 36, s. 1–71.
- Kucia-Lubelska M., 1966, *Wiek serii witowskiej w świetle badań minerałów ciężkich*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 36, 3, s. 303–313.
- Kuklicz D., 1978, *Żwiry i pospółki doliny Raby oraz ich znaczenie surowcowe*, Praca magisterska w archiwum Zakładu Złóż Surowców Skalnych AGH.
- Kvitkovic J., Vanko J., 1972, *Recent crustal movements in the region of Eastern Slovakia*, Geogr. Časop., 24, 2, s. 151–161.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1971, *Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórz Karpát rejonu rzeszowskiego*, Stud. Geol. Pol., 34, 109 s.
- Lewakowski J., 1935, *Mapa terenów powodzi lipcowej w 1934 r.*, Wiad. Służb. Geogr., 9, s. 288–294.
- Lindner L., Siennicka A., 1994, *Osady czwartorzędowe w strefie północnej krawędzi doliny Wisły na wschód od Brzeska Nowego (Wyżyna Miechowska)*, Przegl. Geol., 42, 2, s. 105–111.
- Łomnicki A., 1903, *Atlas Geologiczny Galicji*, Mapa 1:75 000 i tekst do zeszytu 15 (arkusz Ujście Solne).
- Łyczewska J., 1948, *Sprawozdania z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe (1:100 000)*, Biul. Państw. Inst. Geol., 42, s. 46–75.
- 1975, *Zarys budowy geologicznej pasma wójczo-pińczowskiego*, Biul. Inst. Geol., 283, s. 151–188.
- Mamakowa K., 1970, *Late-glacial and early-holocene vegetation from the territory of Cracow (Poland)*, Acta Palaeobot., 11, s. 3–12.
- Mamakowa K., Starkel L., 1974, *New data about the profile of young Quaternary deposits at Brzeźnica in Wisłoka valley, Sandomierz Basin*, Stud. Geomorph. Carp.-Balkan., 8, s. 47–59.
- Mamakowa K., Środoń A., 1977, *O pleniglacialnej florze z Nowej Huty i osadach czwartorzędu doliny Wisły pod Krakowem*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 47, 4, s. 485–511.
- Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B., Donner J. J., 1974, *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*, Boreas, 3, s. 109–127.
- Maruszcak H. (red.), 1991, *Podstawowe profile lessów w Polsce*, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 217 s.
- Matakiewicz M., 1935, *Ochrona przed powodzią na tle ostatnich katastrof powodziowych i tegorocznej w dorzeczu Wisły*.
- Mike K., 1975, *Utilization of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements*, Tectonophysics, 29, s. 359–368.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1978, *Rozwój rzeźby fluwialnej w północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedymentologicznych*, Rozpr. Uniw. Warsz., s. 7–148.
- 1987, *Morphogenesis of Vistula valley in northern part of Sandomierz Basin in the Late Glacial and Holocene*, Geogr. Stud., Spec. Issue 4, s. 115–129.

- Nalepka D., 1991, *Lateglacial and early Holocene pollen diagrams in the western part of the Sandomierz Basin, preliminary results*, Geogr. Stud., Spec. Issue 6, s. 63–74.
- Nawrocki J., Wójcik A., 1990, *On age of the "Witów series" in the light of palaeomagnetic studies*, Stud. Geomorph. Carp.-Balcan., 24, s. 3–9.
- Niedziałkowska E., 1991, *The textural diversity of upper Quaternary fluvial deposits in the Carpathian Foreland*, Geogr. Stud., Spec. Issue 6, s. 119–146.
- Niedziałkowska E., Skubisz A., Starkel L., 1977, *Lithology of the Eo- and Meso-holocene alluvia in Podgrodzie upon Wisłoka river*, Studia Geomorph. Carp.-Balcan., 11, s. 89–100.
- Niedziałkowska E., Gilot E., Pazdur M. F., Szczepanek K., 1985, *The Upper Vistula valley near Drogomyśl in the Late Vistulian and Holocene*, Folia Quater., 56, s. 101–132.
- Otfinowski M., 1973, *A Sarmatian sea slide at Hebdów near Brzesko Nowe*, Bull. Acad. Pol. Sc., 21 s. 125–137.
- Połtowicz S., 1967, *Młode ruchy tektoniczne przedgórza Karpat i okolicy Krakowa i ich wpływ na ewolucję dolin Wisły i Raby*, Kwart. Geol., 11, s. 699–706.
- Powódź w lipcu 1970. Monografia*, IMGW Warszawa, 1972.
- Powódź w sierpniu 1972. Monografia*, IMGW, Warszawa, 1975.
- Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski, 1:500 000*, 1980, Starkel L. (red.), IGiPZ PAN, Warszawa.
- Punzet J., 1978, *Zasoby wodne dorzecza górnej Wisły. Przepływy maksymalne. Zmienność przestrzenna i prawdopodobieństwo występowania*, IMGW, Mat. Badaw., Ser. Hydrolog. Ocean.
- 1981, *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871–1970)*, Fol. Geogr., Ser. Geogr. Phys., 14, s. 5–29.
- Racinański R., Szczypek T., 1985, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, Skrypty Uniw. Śl., Katowice, 143 s.
- Radwański K., 1972, *Stosunki wodne wczesnośredniowiecznego Okołu w Krakowie, ich wpływ na topografię osadnictwa, próby powiązania tych zjawisk ze zmianami klimatycznymi*, Mat. Archeol., 13, s. 5–40.
- Radzki P., Łopusiński L., Widz D., 1992, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Borzęcin*, PiG, Warszawa.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, *Record of the hydrological changes during the Holocene in the lakes, mire and fluvial deposits*, Folia Quater., 57, s. 91–127.
- Rotnicki K., 1987, *Main phases of erosion and accumulation in the Proсна valley in the last glacial-interglacial cycle*, Geogr. Pol., 53, s. 53–65.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989, *Późnovistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowej środkowej Proсны i ich paleohydrologiczna interpretacja*, UAM Pozn., Ser. Geogr., 43, s. 1–76.
- Rutkowski J., 1977, *On petrographic variability of Holocene gravels in the Polish Carpathians*, Stud. Geomorph. Carp.-Balcan., 11, s. 53–65.
- 1987, *Uwagi o żwirach witowskich*, [w:] *Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej*, (red.) J. Rutkowski, Mat. Symp., Kraków, s. 33–39.
- 1991, *Holocen doliny dolnej Raclawki*, Geologia, Kwart. AGH, 17, 1–2, s. 173–191.
- Rzebik T., 1985, *Gdów i okolice. Monografia historyczna*, s. 1–147.
- Schumm S. A., 1977, *The fluvial system*, Wiley-Interscience Publ., New York, 338 s.
- Sokołowski T., 1981, *Uwagi o terasach doliny Dunajca koło Tarnowa*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 51, 3–4, s. 579–594.
- 1987, *Vistula valley between the outlets of Dunajec and Breń rivers*, Geogr. Stud., Spec. Issue 4, s. 95–114.
- 1988, *Utwory czwartorzędowe współczesnych dolin Wisły i Dunajca regionu tarnowskiego i ich znaczenie surowcowe*, Praca doktorska w archiwum Biblioteki AGH.

- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 22, s. 1–152.
- 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 50, 157 s.
- 1967, *Wisła wśród gór i wyżyn. Przewodnik geologiczny z biegiem Wisły*, Warszawa, s. 31–159.
- 1972, *Kotlina Sandomierska*, [w:] Geomorfologia Polski, PWN, Warszawa, t. 1, s. 138–163.
- 1977a, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa, 362 s.
- 1977b, *Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys*, Stud. Geomorph. Carp.-Balcan., 11, s. 33–51.
- 1980, *Stratigraphy and chronology of the Vistulian in the Polish Carpathians and in the subcarpathian basins*, Quater. Stud. Poland, 2, s. 121–135.
- 1983, *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 years*, [w:] *Background to palaeohydrology*, Chichester, s. 213–237.
- (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part I*, 1982, *Part II*, 1987, *Part III*, 1990, *Part IV*, 1991, *Part V*, 1995, Geogr. Stud., Special Issue no. 1, 4, 5, 6, 8.
- 1994b, *Reflection of the glacial-interglacial cycle in the evolution of the Vistula river basin, Poland*, Terra Nova, 6, s. 486–494.
- Starkel L., Gębica P., 1984, *Dno doliny Wisły w rejonie pagórów Trawniki i Skąta*, Mat. Symp. Holocen okolic Krakowa, Kraków, s. 64–66.
- Starkel L., Kalicki T., 1984, *Paleomeandry Wisły w uroczysku Grobla (Puszcza Niepotomicka)*, Mat. Symp. Holocen okolic Krakowa, Kraków, s. 58–63.
- Starkel L., Thornes J. B. (ed.), 1983, *Paleohydrology of river basins*, Techn. Bull., 28, s. 1–107.
- Starkel L., Gębica P., Nalepka D., 1988, *Evolution of the Vistula river valley nearly Las Grobla. Lateglacial and Holocene environmental changes*, Vistula Basin 1988, Excursion Guide Book, s. 61–66.
- Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991, *Evolution of both the Vistula floodplain and Lateglacial-early Holocene palaeo-channel systems in the Grobla Forest (Sandomierz Basin)*, Geogr. Stud., Spec. Issue 6, s. 87–99.
- Starkel L., Klimek K., Mamakowa K., Niedziałkowska E., 1982, *The Wisłoka river valley in the Carpathian foreland during the last Glacial and Holocene*, Geogr. Stud., Spec. Issue 1, s. 41–56.
- Strzelecka B., 1958, *Historyczna dokumentacja niektórych młodszych zmian hydrograficznych na brzegu Karpat*, Czas. Geogr., 29, 4, s. 455–472.
- Szumanski A., 1983, *Palaeochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowlands*, Quater. Stud. Poland, 4, s. 207–216.
- 1986, *Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu*, Kwart. AGH, Geologia, 12, 1, s. 5–92.
- Śnieszko Z., 1983, *Wykształcenie osadów późnovistuliańskich i holocenijskich w rejonie Działoszyc*, [w:] Przewodnik konferencji Późnovistuliańskie i holocenijskie zmiany środowiska geograficznego na obszarach lessowych Wyżyny Miechowskiej i Opatowsko-Sandomierskiej, Katowice, s. 38–49.
- 1985, *Paleogeografia holocenu w dolinie Sancygniówki*, Acta Geogr. Lodz., 51, 119 s.
- Teisseyre A. K., 1988, *Mady dolin sudeckich. Część II. Wybrane zagadnienia metodologiczne*, Geol. Sud., 23, 1, s. 65–101.
- Trafas K., 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, Prace Geogr. UJ, 40, s. 5–85.
- Tyczyńska M., 1968, *Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa*, Prace Geogr. UJ, 17, s. 5–70.

- 1978, Deltę kopalne w Kotlinie Sandomierskiej, *Fol. Geogr. Ser. Geogr. Phys.*, 11, s. 33–50.
- Walcowski A., 1979, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bejsce*, PIG, Warszawa.
- Wasylikowa K., Starkel L., Niedziałkowska E., Skiba S., Stworzewicz E., 1985, *Environmental changes in the Vistula valley at Pleszów caused by Neolithic man*, *Prz. Archeol.*, 33, s. 19–55.
- Wyżga B., 1993, *Funkcjonowanie systemu rzecznej środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach*, *Dok. Geogr.*, 6, s. 1–92.
- Ziemońska Z., 1973, *Stosunki wodne w Polskich Karpatach Zachodnich*, *Prace Geogr.*, IG PAN, 103, 127 s.
- Zuchewicz W., 1983, *Quaternary evolution of valleys in the Dunajec drainage basin, Polish Western Carpathians*, *Stud. Geomorph. Carp.-Balcan.*, 16, s. 27–49.
- Żaki A., Fraś M., Olszowski J., 1970, *Stanowisko wczesnośredniowieczne w Grobli, pow. Bochnia*, *Spraw. z Posiedz. Nauk. PAN*, 14, 2, s. 486.

EVOLUTION OF THE VISTULA RIVER VALLEY BETWEEN NOWE BRZESKO AND OPATOWIEC IN THE VISTULIAN AND HOLOCENE

Summary

The aim of the paper is to learn the evolution of the Vistula valley section and of the outlet reaches of the Raba and Uszwica rivers in the Vistulian and Holocene. A particular attention has also been paid to learning the mechanism of alluvial fan formation. The typology of the alluvial fans and the sections of the Vistula valley bottom was attempted.

The study area comprise the Vistula valley in the western part of the Sandomierz Basin (Fig. 1). On the left bank of the Vistula river there is a loess terrace of the height of 13–15 m, while on the right bank there is a young Pleistocene terraces of the Vistula river and alluvial fans of the Raba and Dunajec, which are 6–10 m and 15–20 m above the channel level (Fig. 5, 2–4). Within the Vistula valley and Raba alluvial fan there is a floodplain, 2–13 km wide of the height of 3–4 m above the river level. On the floodplain there is a wide depression separated by meander belts which accompany the system of the Holocene paleochannels abandoned by avulsion (Fig. 2, 15).

During the field studies geomorphological mapping of the scale 1:10 000 was made, several outcrops were examined and 40 drillings were performed. About 470 grain size analyses were made. In order to determine an age and origin of deposits paleobotanical, paleontological and petrographical (Fig. 7, Tab. 4) expertises as well as 25 radiocarbon and 8 thermoluminescence datings were made (Tab. 1, 2).

In the lower Plenivistulian in the lower face of the loess terrace the sands was accumulated TL dated 69 ± 9 ka BP (Fig. 8, 10). At that time, alluvial fan of the Dunajec reached beyond the contemporary Uszwica channel in west which is evidenced by gravel-sandy cover of the outlier in Wloszyn. During the Interplenivistulian silty-clay were accumulated on the Vistula alluvial plain TL dated 51–37 ka BP (Fig. 6). On the Dunajec alluvial fan a peaty muds which were ^{14}C dated as $39\ 100 \pm 3\ 000$ BP were accumulated (Fig. 14). In the upper Plenivistulian on the left-bank terrace of the Vistula, the youngest loess was accumulated TL dated 23 ± 3 ka BP (Fig. 8). The deepest incision into the Vistula valley and the Raba fan had to undergo before the Allerød because the wide alluvial plain located 1–3 m below the present channels has been covered with the peat dated 11 800–11 300 BP (Fig. 14, 17, 18, 21). In the younger Dryas, 10 800–10 400 BP the peat accumulation was interrupted by the deposition of clays. At this time the braided channel of the Vistula used the Drwinka depression and Raba river flew in the braided channel to the west of the Grobka depression. At the beginning of the Holocene changes in the pattern channel took place. The wide depressions were abandoned. The plains of Grobka and Uszewka have been dissected by Raba and infilled with the younger alluvia. On the Grobka depression silty overbank deposits covering the peat dated as $8\ 090 \pm 120$ BP accumulated (Fig. 17, 21). In the Atlantic period both the Vistula and Raba rivers aggraded and were forming the meander belts located 1–1,5 m above. On the Raba fan accumulation of levees was marked from ca 6 700 BP (Fig. 19, 21). At that time the Uszwica river started to heap up its alluvial fan accreting the Late Vistulian-early Holocene plain of

the Vistula (Fig. 20). In the Vistula valley the older paleomeander system was dated ca 5 400 BP. The younger paleochannel system was abandoned by avulsion before 5 090±110 BP (Fig. 10). In the older Subboreal the Raba paleochannel system was abandoned and Raba shift to the east, where the another paleochannel system was abandoned by avulsion ca 2 600 BP (Fig. 21). From this time the Raba channel migrated towards the west. In the Vistula valley there are alluvial deposits with black oaks dated ca 2 800 BP (Fig. 12). Aggradation in the valley bottoms is evidenced by covering of the late Roman and early Medieval storage pit occurring on the slope of the Skąła hill with the overbank sediments. Due to channelization in the mid 19th century cutting the meanders off and setting the embankments the river downcutting reached 0,7 m in the region of the Raba mouth.

The changes in deposition of the overbank sediments and channel avulsion occurred 10 800–10 400 BP, about 8 000 BP, about 6 700 BP, 5 400–5 000 BP and 3 200–2 700 BP corresponds to the moister periods and to the large and more frequent floods.

In the Vistula valley and on the Raba and Uswzica alluvial fans a several subfacies of the overbank deposits of different ages were distinguished (Tab. 5, Fig. 22). The pre-Allerød overbank deposits are silty and sandy muds. Of the younger Dryas there are clayey silts and humus clays. The Holocene overbank deposits comprise humus clays dated from 10 000 BP. During the Mezoholocene, from ca 8 000 BP, there were formed silty overbank deposits accumulated in the wide levee zone and of the Uswzica alluvial fan as well as overbank clays deposited in the backswamps. In the Neoholocene clayey-silty overbank deposits was accumulated within the abandoned zones of paleomeanders which were rarely inundated as well as silty-sandy overbank deposits in the present-day meander belts of the Vistula and Raba.

In the western part of Sandomierz Basin the author has distinguished two types of alluvial fans and two types of sections of the Vistula valley bottom (Fig. 1, 23).

A. The type of the wide alluvial fan from the mountain foreland. Such a fan is up to several kilometres wide and its gradient is 0,60–0,70‰. Within the area of the fan there are the Holocene system of paleomeanders which primarily dissected the late Vistulian plain. As aggradation was progressing wide levees were formed and then became abandoned due to avulsion. The meander belts are separated by depressions. The examples are the fans of the Raba, San and Wiśłok rivers as well as the fans of the Wiśłoka and Dunajec rivers at the outlet to the Vistula valley.

B. The type of the narrow alluvial fan of the width up to 5 km and gradient over 0,70‰ at the direct Carpathian foreland. Within the area of this fan the younger alluvia of the Holocene terraces were deposited in dissections of the older terraces as the zone of river activity became narrower. The examples are outlets of the terraced valleys of the Wiśłoka, Dunajec and Soła rivers.

C. The type of the bottom of main valley (of the Vistula valley) of the width of 4–7 km and of the gradient of 0,27‰. Among the systems of paleomeanders abandoned due to cutting off the singular meanders or shifts there are found flat depressions of late Vistulian braided channels which are located to the margin (region of Cracow) or in the centre of the Vistula valley bottom (region of Niepołomice Forest).

D. The type of the bottom of the main valley (of the Vistula valley) of the width of 5–8 km and of the gradient smaller than 0,27‰ with the terraces of outlet 2–5 km wide reaches of the tributaries flowing parallel to the valley.

The example is the depression of Breń which was used by Dunajec in the Plenivistulian and late Vistulian. The second example are the depressions of Trześniówka and Mokrzyszówka which are used by Wiśłoka.

Translated by the Author

Uprzejmie zawiadamiamy, iż od 1995 r. wydawcą „Prac Geograficznych” oraz „Dokumentacji Geograficznej” Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie jest Wydawnictwo *Continuo* we Wrocławiu.

W 1995 r. ukazały się następujące publikacje:

w serii „Prace Geograficzne”

163 – Halina SZULC, *Morfogeneza osiedli wiejskich w Polsce*

s. 112, 40 il., 1 mapa, zł 9,-

164 – Ryszard GLAZIK, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*

s. 190, 56 il., zł 12,-

165 – Katarzyna DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA, *Szacowanie ewapotranspiracji, wilgotności gleb i masy zielonej łąk na podstawie zdjęć satelitarnych NOAA*

s. 82, 25 il., wkładka, zł 5.10,-

w serii „Geographical Studies, Special Issue”

8 – *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, Part V*

s. 152, 62 il., zł 12,-

w serii „Dokumentacja Geograficzna”

1/1995 – Stefan KOZARSKI, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → ka BP)*

s. 84, 16 il., 3 tabl., zł 5.20,-

2/1995 – Piotr GĘBICA, *Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie*

s. 92, 23 il., zł 5.20,-

w druku:

w serii „Prace Geograficzne”

166 – Joanna PLIT, *Antropogeniczne i naturalne przeobrażenia krajobrazów roślinnych Mazowsza (od schyłku XVIII w. do 1990 r.)*

w serii „Dokumentacja Geograficzna”

3/1995 – Andrzej GAWRYSZEWSKI, *Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846–1967)*

Zamówienia na poszczególne tytuły można składać pisemnie lub faxem pod adres:

WYDAWNICTWO
Continuo

ul. Czackiego 46/1

51-607 Wrocław

tel. 071/48-37-54

fax 071/72-80-30

<http://www.icgk.org.pl>

**WYDAWNICTWA IGiPZ PAN
VARIA**

- Bibliografia Geografii Polskiej 1985–1989**, cz. I, cz. II, 1995, 630 s., zł 35, –
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870**, 1984, cz. 1, 109 s., cz. 2 tab. 220, zł 12, –
- Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach**. Oprac. W. Kret, 1978, 164 s., 37 map; T. 2. **Mapy XVIII wieku**. Oprac. T. Paćko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, 250 s., 56 map, zł 25, –

WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS

1. **Restructuring of economies and regional development**, Warszawa 1988, 156 s.
2. **Natural environment of suburban areas as development factor of big cities**, Warszawa 1988, 184 s.
3. **The state, modes of production and world political map**, Warszawa 1989, 186 s.
4. **Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topo-climatology**, Warszawa 1990, 223 s.
5. **Agricultural classifications. A review of methodology**. Warszawa 1990, 69 s.
6. **Global change regional research centres**, Warszawa 1990, 181 s.
7. **The impact of urbanization upon rural areas**, Warszawa 1990, 272 s.
8. **The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe**, Warszawa 1990, 322 s.
9. **Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health**, Warszawa 1990, 322 s.
10. **Evolution of population and economic activities in urban regions**, Warszawa 1990, 168 s.
11. **Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility**, Warszawa 1991, 123 s., zł 0.50, –
12. **Restructuring and spatial strategy**, Warszawa 1991, 203 s., zł 0.50, –
13. **Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe**, Warszawa 1991, 215 s., zł 2, –
14. **Sesja naukowa IGiPZ PAN 1991 / Annual Conference 1991**, Warszawa 1991, 156 s., zł 2, –
15. **Housing and urban policy in transition**, Warszawa 1992, 112 s., zł 2, –
16. **Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland**, Warszawa 1992, 158 s., zł 2, –
17. **Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography**, Warszawa 1993, 128 s., zł 2, –
18. **Geography of organic matter production and decay**, SCOPE Seminar, Szymbark, September 11–18 1991, Warszawa 1993, 187 s., zł 3, –
19. **Climate and atmospheric deposition studies in forests**. International Conference, Nieborów, October 6–9 1992, Warszawa 1994, 276 s., zł 15,–
20. **Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich / Environmental changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins**, Warszawa 1995, 124 s., zł 9, –
21. **EURO-MAB IV. Mountain zonality facing global change**, Warszawa 1995, 176 s., zł 10,–/18,–
22. **Polish eastern border. Past and present problems**, Warszawa 1995, 96 s., zł 8,–/14,–

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1992

1. M. BANACH, R. GLAZIK – Zbiornik Włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej, 69 s., zł 0.90, –
 2. R. PRZYBYŁAK – Stosunki termiczno-wilgotnościowe na tle warunków cyrkulacyjnych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978–1983, 107 s., zł 1.30, –
 3. E. NOWOSIELSKA – Teoria Christallera – prawda i mity (w sprawie nieporozumień pojęciowych), 77 s., zł 1.50, –
 4. R. SZCZĘSNY – Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa indywidualnego Polski w latach 1938–1988. Próba syntezy, 107 s., zł 2.40, –
 - 5–6. A. S. KOSTROWICKI (red.) – Wpływ urbanizacji na układy ekologiczne strefy podmiejskiej Warszawy, 170 s., zł 4.50, –
- SUPLEMENT – J. H. SZYRMER (red.) – Informator geografii polskiej, 180 s., zł 6, –

1993

1. T. LIJEWSKI – Koncentracja aktywności gospodarczej i społecznej w 150 większych miastach Polski, 94 s., zł 3,–
2. A. MISZCZUK – Wyludnianie się wsi a rolnictwo Wschodniej Lubelszczyzny, 86 s., zł 3,–
3. W. STOLA – Struktura przestrzenna i klasyfikacja funkcjonalna obszarów wiejskich Polski, 66 s., zł 3, –
- 4–5. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach, 81 s., zł 4, –
6. B. WYŻGA – Funkcjonowanie systemu rzecznej środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach, 93 s., zł 4, –

1994

- 1–2. A. S. KOSTROWICKI, J. SOLON (red.) – Studium geobotaniczne okolic Pińczowa, 197 s., zł 10,–
 - 3–4. A. DZIEWULSKA – Przemiany struktury przestrzennej chowu zwierząt gospodarskich w Polsce w latach 1970–1988, 77 s., zł 10,–
 - 5–6. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953–1993, 138 s., 8 zał.
- SUPLEMENT (5–6) – D. GAZICKA – Wybrane publikacje pracowników Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk wydane w latach 1953–1993, 69 s., zł 10,–

1995

1. S. KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP), 84 s., zł 5.20,–
2. P. GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie 92 s., zł 5.20,–
3. A. GAWRYSZEWSKI – Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846–1967) (w druku)