

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 193

Piotr Gębica

**PRZEBIEG AKUMULACJI RZECZNEJ
W GÓRNYM VISTULIANIE
W KOTLINIE SANDOMIERSKIEJ**



WARSZAWA 2004

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

173. Grzeszczak J., *Bieguny wzrostu a formy przestrzeni spolaryzowanej*, 1999, s. 91, 3 il.
174. Kotarba A., Kozłowska A. (red.), *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, 1999, s. 132, 32 il., 3 fot., 4 mapy.
175. Taylor Z., *Przekształcenia sieci handlu detalicznego i gastronomii w okresie transformacji społeczno-gospodarczej Polski*, 2000, s. 61, 16 il., 8 fot.
176. Gierszewski P., *Charakterystyka środowiska hydrochemicznego wód powierzchniowych zachodniej części Kotliny Płockiej*, 2000, s. 136, 47 il., 8 fot.
177. Komornicki T., *Potoki towarowe polskiego handlu zagranicznego a międzynarodowe powiązania transportowe*, 2000, s. 102, 36 il., 21 tab.
178. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Typologia zbiorowisk i kartografia roślinności w Polsce – rozważania nad stanem współczesnym*, 2001, s. 273, 46 il., 32 tab., 6 fot., 2 zał.
179. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Między geografią i biologią – badania nad przemianami środowiska przyrodniczego*, 2001, s. 330, 88 il., 31 tab., 20 fot.
180. Krawczyk B., Węclawowicz G. (red.), *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej*, 2001, s. 147, 42 il., 20 tab.
181. Kupiszewski M., *Modelowanie dynamiki przemian ludności w warunkach wzrostu znaczenia migracji międzynarodowej*, 2002, s. 174, 9 il., 18 tab.
182. Degórski M., *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, 2002, s. 189, 44 il., 31 tab.
183. Lankauf K.R., *Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen)*, 2002, s. 222, 54 il., 33 fot., 37 tab., 17 zał.
184. Węclawowicz G. (red.), *Warszawa jako przedmiot badań w geografii społeczno-ekonomicznej*, 2002, s. 278, 31 il., 33 tab.
185. Solon J., *Ocena różnorodności krajobrazu na podstawie kompleksowej analizy struktury przestrzennej roślinności*, 2002, s. 230, 80 il., 26 tab.
186. Soja R., *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, 2002, s. 130, 24 il., 12 tab.
187. Kulikowski R., *Syntetyczne metody badań produktywności i towarowości rolnictwa*, 2003, s. 152, 42 il.
188. Błażejczyk K., Krawczyk B., Kuchcik M. (red.), *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*, 2003, s. 316, 93 il., 37 tab.
189. Kotarba A. (red.), *Holocene and late vistulian paleogeography and paleohydrology*, 2003, s. 298, 94 il., 3 tab., 9 fot.
190. Komornicki T., *Przestrzenne zróżnicowanie międzynarodowych powiązań społeczno-gospodarczych w Polsce*, 2003, s. 256, 90 il., 11 tab., 3 zał.
191. Starkel L., Singh S. (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji Region, India*, 2004, s. 116, 30 il., 16 tab., 12 fot.
192. Błażejczyk K., *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, 2004, s. 292, 106 il., 53 tab., 2 zał.

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 193

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 193

THE COURSE OF FLUVIAL ACCUMULATION DURING THE
UPPER VISTULIAN IN SANDOMIERZ BASIN

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 193

Piotr Gębica

**PRZEBIEG AKUMULACJI RZECZNEJ
W GÓRNYM VISTULIANIE
W KOTLINIE SANDOMIERSKIEJ**



WARSZAWA 2004

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

RECENZENCI TOMU:

J. Buraczyński, L. Starkel

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: e.janko@twarda.pan.pl

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2004

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-34-9

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
Druk: Warszawska Drukarnia Naukowa PAN, ul. Śniadeckich 8, 00-656 Warszawa

Spis treści

1. Wprowadzenie	7
1.1. Zarys problemu	7
1.2. Cel badań	9
1.3. Metody i zakres badań	9
1.4. Obszary i stanowiska badawcze na tle rozpoznania osadów vistulianu w Kotlinach Podkarpackich	15
1.5. Podział górnego vistulianu i dotychczasowy stan badań	16
2. Charakterystyka wybranych elementów środowiska geograficznego Kotlin Podkarpackich	21
2.1. Położenie	21
2.2. Budowa geologiczna i rozwój kotlin w czwartorzędzie	21
2.3. Podział geomorfologiczny i ogólna charakterystyka rzeźby Kotliny Sandomierskiej	24
2.3.1. Rzeźba den dolin	25
2.4. Sieć rzeczna i reżim hydrologiczny	26
3. Charakterystyka odcinków dolin i systemów terasowych	31
3.1. Dolina Wisły w Bramie Krakowskiej	31
3.2. Dolina Wisły między Krakowem a ujściem Raby	36
3.3. Strefa stożka Raby i dolina Uszwicy	43
3.4. Dolina Dunajca od Wojnicza do ujścia do Wisły	45
3.5. Dolina Wisły między ujściem Dunajca i Wisłoki	57
3.6. Dolina Wisłoki między Pilznem a Mielcem	63
3.7. Dolina Wisły między Wisłoką a Sanem	95
3.8. Dolina Wisłoka między Rzeszowem a Przeworskiem	99
3.9. Dolina Sanu między Przemyślem a ujściem Wisłoka	140
3.10. Ujście Wisłoka do Sanu	148
3.11. Dolina Sanu poniżej ujścia Wisłoka	151
3.12. Zasanie	155
4. Chronostratygrafia aluwiów i wiek form fluwialnych w dolinach przedpola Karpat	157
5. Wybrane cechy sedimentologiczne aluwiów plenivistuliańskich	177
6. Podsumowanie	185
6.1. Wpływ wahań klimatu na przebieg akumulacji rzecznej w Kotlinach Podkarpackich	185
6.2. Wpływ ruchów tektonicznych na przebieg sedimentacji fluwialnej i zmiany układu dolin w górnym vistulianie	192
6.3. Zmienność przebiegu sedimentacji fluwialnej w profilach podłużnych – typy genetyczne (ewolucji) stożków i odcinków dolin rzecznych	194
6.4. Prawidłowości rozwoju dolin rzecznych strefy peryglacialnej w kotlinach przedgórskich	201
Literatura	205
The course of fluvial accumulation during the Upper Vistulian in Sandomierz Basin (Summary)	226

1. WPROWADZENIE

1.1. ZARYS PROBLEMU

Kotliny Podkarpackie stanowią obniżenia erozyjne będące pozostałością tektonicznego rowu przedgórskiego. Towarzyszą one Karpatom Zewnętrznym i łączą się z kotlinami położonymi u północnych podnóży Alp. Kotliny odgrywały w przeszłości i nadal odgrywają rolę zbiornika sedymentacyjnego gromadzącego osady rzek płynących z Karpat. Etapem intensywnej akumulacji osadów rzecznych był okres ostatniego zlodowacenia (vistulianu, wistły). W dolinach rzecznych przedpola Karpat powstawały wtedy rozległe równiny terasowe i stożki aluwialne, które zajmowały całą szerokość dolin.

W badaniach fluwialnych, szczególnie dotyczących czwartorzędowego rozwoju dolin rzecznych strefy umiarkowanej często podkreślano związek istniejący pomiędzy powstawaniem systemów (stopni) terasowych a cyklem glacialno-interglacialnym. W historycznym już dziś poglądzie stworzonym dla obszarów alpejskich kolejnym piętrům chłodnym (glacjalom) przypisywano agradację w dnach dolin, a piętrům ciepłym (interglacjalom) rozcinałanie pokryw i tworzenie teras (Penck, Brückner 1909; Soergel 1921; Büdel 1977). Na znaczącą rolę okresów przejściowych (od okresu glacialnego do interglacjalu lub odwrotnie) w pogłębianiu dolin zwracali uwagę L. Trevisan (1949) i A. Jahn (1956b). Poglądy łączące czwartorzędową ewolucję dolin rzecznych Karpat i ich przedpól z cyklicznymi zmianami klimatu dokumentują liczne opracowania syntetyczne (Klimaszewski 1948; Jahn 1956a, 1957; Starkel 1960, 1977, 1984, 1995b; Laskowska-Wysoczańska 1971; Jersak i in. 1992). W świetle nowych danych, zwłaszcza rozpoznania cykli w aluwiach rzek roztokowych łączonych z długotrwałymi zmianami klimatu, schematy te wymagają modyfikacji.

Stosunkowo najlepszy zapis zmian sedymentacji pochodzi z okresu górnego vistulianu obejmującego środkowy i górny plenivistulian, któremu odpowiada znaczna część stadium 3. oraz stadium 2. krzywej izotopowo-tlenowej (Dansgaard i in. 1993). Dopiero od około 50–40 ka BP dysponujemy większą ilością wiarygodnych datowań radiowęglowych. Młodsza część ostatniego piętra zimnego, dzięki powszechnemu zastosowaniu metody datowania radiowęglowego, jak również metod luminescencyjnych (m.in. TL

a ostatnio także OSL) (Aitken 1998; Bluszcz 2000) należy do najlepiej udokumentowanych pod względem stratygraficznym okresów glacialnych. Ponadto materiał badawczy jest bardziej dostępny. Formy i osady tego wieku występują blisko powierzchni ziemi, występuje duża różnorodność genetyczna osadów. Daje to możliwość prześledzenia zmian sedymentacji rzecznej zarówno w systemach dolin będących pod bezpośrednim wpływem lądolodu skandynawskiego, jak i dolin obszarów strefy peryglacialnej. W dolinie dolnej Wisły powstanie systemu coraz niższych stopni osadowo-erozyjnych było uwarunkowane coraz niższym położeniem bazy erozyjnej wraz z postępującą deglacją (Galon 1968; Wiśniewski 1990; Andrzejewski 1994), a sama Wisła sięgnęła poziomu równiny zalewowej już około 14,5 ka BP (Manikowska 1991). Natomiast w dolinach rzecznych strefy peryglacialnej jeszcze przed maksimum zasięgu lądolodu vistuliańskiego (20–18 ka BP) nastąpiło rozcięcie wysokiej terasy plenivistuliańskiej (Rotnicki 1987; Turkowska 1992). Jest to związane ze zwilgoceniem klimatu (ryc. 1). Na bezpośrednim przedpolu Karpat i w strefie Wyżyn Polskich ta zmiana tendencji z akumulacji na erozję w plenivistulianie wiąże się najprawdopodobniej z arydizacją klimatu (Harasimiuk 1991; Starkel 1995b), czego świadectwem jest początek akumulacji lessu młodszego górnego (Maruszczak 1991) i przewianie piasków w stropie terasy pleniglacialnej. W pasie wyżyn lessowych agradacja w dolinach rzecznych trwała nieprzerwanie do około 14-15 ka BP, potem nastąpiła erozja (Jersak i in. 1992). Hipotezy te w związku z kilkoma nowo odkrytymi stanowiskami osadów górnego vistulianu na przedpolu Karpat oraz z zestawieniem coraz większej liczby datowań (Starkel 1995b; Gębica i in. 1998, 2002) wymagają sprawdzenia i udokumentowania. Zmiany te prawdopodobnie były zróżnicowane przestrzennie i wcale nie musiały odbywać się synchronicznie, na co wskazują między innymi badania w dolinie Wieprza (Superson 1996a). Oddzielnym problemem wymagającym wyjaśnienia jest określenie czasu i sposobu przejścia z sedymentacji rzecznej na lessową i jej przestrzennego prześledzenia w dolinach brzeżnej strefy Karpat i ich przedpola.

Stwierdzenie zależności między fazami akumulacji i erozji rzek a wahaniami klimatu w plenivistulianie może uzupełnić istniejącą lukę w poznaniu rozwoju dolin rzecznych strefy peryglacialnej w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym.

1.2. CEL BADAŃ

Do najważniejszych celów pracy należą:

- rejestracja zmian erozji i sedymentacji w morfologii teras rzecznych, seriach osadów aluwialnych i eolicznych, ze szczególnym uwzględnieniem powierzchni nieciągłości, kopalnych form korytowych,
- rozpoznanie cyklicznych zmian sedymentacji rzecznej oraz prawidłowości ewolucji dolin rzecznych strefy peryglacialnej w kotlinach przedgórskich w czasie ostatniego zlodowacenia,
- wykazanie, że za zmianę tendencji fluwialnych z akumulacji na erozję (szczególnie w okresie przed maksimum zasięgu lądolodu vistuliańskiego) odpowiedzialne są wahania klimatu. Wyjaśnienie tego zagadnienia może rzucić nowe światło na problem związku stopni terasowych w dolinach rzecznych z cyklem glacialno-interglacialnym.

1.3. METODY I ZAKRES BADAŃ

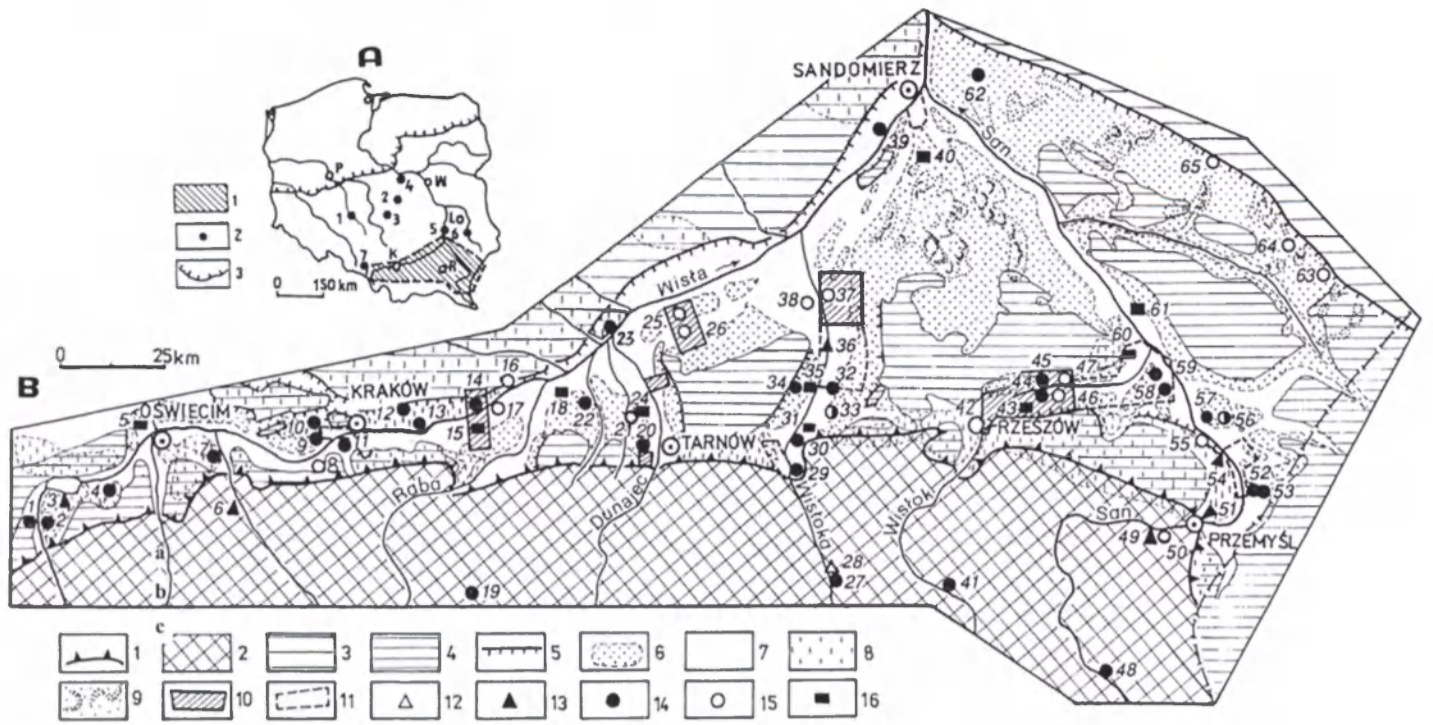
Metody geomorfologiczne

Podstawową metodą rozpoznania morfologii den dolin i zmian sedymentacji rzecznej w Kotlinie Sandomierskiej było wykonane w latach 1999–2002 szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne w skali 1: 25 000 i 1: 10 000 wybranych obszarów węzłowych (stanowisk) i odcinków dolin rzecznych (ryc. 1). Badania obejmowały lokalizację na podkładach map topograficznych oraz genetyczną i wiekową klasyfikację form akumulacji i erozji rzecznej, zgodnie z instrukcją kartowania geomorfologicznego do szczegółowej mapy geomorfologicznej (Klimaszewski red., 1963). Badaniami objęto przede wszystkim system plejstocenijskich stopni terasowych, często z inwentarzem drobnych form. Obserwacje były wykonywane wzdłuż biegu rzek na wybranych przekrojach, na których badano wysokość równin terasowych względem poziomu rzeki, przebieg, wysokość i stopień zachowania krawędzi, charakter podcięć erozyjnych oraz wielkość i kształt zachowanych starorzeczy. Umożliwiło to powiązanie ze sobą w profilu podłużnym, często różniących się stopniem zachowania, powierzchni poziomów terasowych oraz ich korelację wiekową. Wśród teras nadzalewowych największe powierzchnie zajmują równiny piaszczyste z okresu ostatniego zlodowacenia. Obok terasy średniej (poziom II) o wysokości 13–18 m, wydzielono niższy stopień terasowy (tzw. poziom III) o wysokości 8–10 m, który w dotychczasowych opracowaniach przeglądowych nie był wyróżniany. Dlatego podczas kartowania szczególną uwagę zwrócono na rzeźbę i budowę poziomu III. Udało się uchwycić szereg mikroform, towarzyszących strefom krawędziowym terasy niskiej (III), które grupują się

w charakterystyczne dla rzek peryglacialnych zespoły form fluwialnych. Wśród nich wyróżniono większe formy, szerokie na kilka kilometrów obniżenia wysłane madami, towarzyszące dolinom głównym i strefom marginalnym stożków napływowych oraz szereg mniejszych erozyjnych i akumulacyjnych form fluwialnych: ślady paleokoryt często typu roztokowego i anastomozującego oraz kręte starorzecza, kilkumetrowej wysokości odsypy (łachy) piaszczyste, pojedyncze kilkusetmetrowej szerokości paleokoryta marginalne, różnej wielkości palczaste stożki krewasowe i wąskie wały przykorytowe, zwykle w stropie zwydmione (Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987b). Do form często spotykanych na powierzchniach teras vistuliańskich należą wały wydm parabolicznych, łukowych, podłużnych i mis deflacyjnych oraz lekko pofalowane równiny eolicznych piasków pokrywowych (Wojtanowicz 1971; Izmailów 2001). Równolegle prowadzone badania budowy i wzajemnych relacji różnych stopni terasowych pozwoliły na rekonstrukcję systemu rozcięć korytowych i wypełniających je pokryw osadowych teras akumulacyjnych i erozyjnych (wyciętych), a jednocześnie odkrycie kopalnych dziś stopni terasowych. Podczas kartowania i rekonesansowych objazdów terenu sprofilowano łącznie 40 odśnieżeń, część z nich powstała w sposób naturalny wzdłuż nieuregulowanych odcinków koryt podczas większych wezbrań i powodzi (np. w dolinie Wisłoka i Wisłoki). Badano również dostępne piaskownie i żwirownie (dolina Dunajca i dolina Wisłoka), gdzie ze względu na płytko zalegający poziom wód gruntowych wgląd w budowę teras był ograniczony do głębokości 2–3 m. Opis geologiczny stanowisk uzupełniono istniejącą dokumentacją wierceń archiwalnych, głównie hydrogeologicznych i złożowych, które sięgały zwykle do podłoża osadów czwartorzędowych. Wykorzystano również wykonane w ostatnich latach liczne wiercenia pod projektowaną autostradę A-4. W ten sposób przeanalizowano około 500 wierceń, z których połowę wykorzystano przy sporządzaniu przekrojów geologicznych.

W celu ustalenia przestrzennego zasięgu i miąższości wydzielonych w terenie ogniw osadów wykonano w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii PAN 35 wierceń geologicznych wiertnicą „Geomeres” (patent Instytutu Badań Czwartorzędu UAM w Poznaniu), która umożliwia pobór osadów piaszczysto-żwirowych i wkładek organicznych o niemal nie zaburzonej strukturze do analizy palinologicznej i datowania C-14. Pozwoliło to na analizowanie wypełnień dolin do głębokości kilkunastu metrów. Ponadto wykonano w wybranych miejscach 25 ręcznych sondowań do głębokości 4–6 m.

Ryc. 1. Położenie Kotlin Podkarpackich i wykaz datowanych stanowisk osadów rzecznych vistulianu
Localization of the Sub-Carpathian Basins and list of dated sites of the Vistulian fluvial deposits



A. Ważniejsze stanowiska osadów rzecznych górnego vistulianu w Polsce na tle maksymalnego zasięgu lądolodu vistulianskiego:
a – położenie obszaru zaznaczonego na ryc. 1B, b – najważniejsze stanowiska osadów rzecznych górnego piętra wisły, c – maksymalny zasięg lądolodu vistulianskiego (20-18 ka BP).

Wykaz cytowanych w tekście stanowisk: 1 – dolina Proсны (Rotnicki 1987), 2 – dolina Mrogi i Neru (Wyżyna Łódzka – Turkowska 1988, 1992), 3 – dolina Widawki (Bełchatów – Goździk 1995; Goździk, Zieliński 1996; Krzyszkowski 1990), 4 – dolina Wisły, Kamion-Młodzieszynek (Manikowska 1991), 5 – Przełom Wisły przez Wyżyny Południowopolskie (Pożaryski i in. 1999), 6 – dolina Wieprza (Wyżyna Lubelska, Jahn 1956; Jersak 1991; Harasimiuk 1991; Superson 1996), 7 – dolina Bierawki (Wyżyna Śląska-Płaskowyż Rybnicki – Jersak, Sendobry 1991).

A. Selected more important sites of fluvial deposits from Plenivistulian time against the maximum extent of the Vistulian ice sheet in Poland.
a – Location of studied area marked on Fig. 1B, b – more important selected sites of fluvial deposits, c – maximum extent of the Vistulian ice sheet (20-18 ka BP).

The list of cited sites: 1 – Proсна valley (Rotnicki 1987), 2 – Mroga and Ner valleys (Turkowska 1988, 1992), 3 – Widawka valley (Goździk 1995; Goździk, Zieliński 1996; Krzyszkowski 1990), 4 – Middle Vistula valley, Kamion-Młodzieszynek (Manikowska 1991), 5 – Vistula valley gap through the South Polish Uplands (Pożaryski et al. 1999), 6 – Wieprz valley (Jahn 1956; Jersak 1991; Harasimiuk 1991; Superson 1996), 7 – Bierawka valley (Jersak, Sendobry 1991).

B. Szczegółowa lokalizacja obszarów badań i datowanych stanowisk form i osadów rzecznych na tle głównych elementów rzeźby Kotlin Podkarpackich. Szkic geomorfologiczny wg: *Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski* 1: 500 000 (Starkel red., 1980), częściowo uzupełniony.

1 – brzeg Karpat, 2 – Pogórze Karpackie, 3 – wyżyny, 4 – wysoczyzny, 5 – ważniejsze krawędzie, 6 – plejstocenyjskie terasy i stożki piaszczyste, 7 – holocenyjskie dna dolin (równina zalewowa), 8 – pokrywy lessowe, 9 – pola piasków przewianych i wydmy, 10 – szczegółowe obszary badań, 11 – obszary badań przeglądowych, 12 – stanowiska z osadami interglacjału eemskiego, 13 – stanowiska osadów wczesnego vistulianu, 14 – stanowiska osadów pełnego vistulianu datowane metodą radiowęglową, 15 – stanowiska osadów pełnego vistulianu datowane metodami TL i OSL, 16 – wybrane stanowiska osadów późnego vistulianu.

Stanowiska z osadami interglacjału eemskiego: Dąbrówka k. Jasła (stanowisko nr 28) – Mamakowa, Wójcik 1989; Wójcik 2003; Buszkowice (51) – Łanczont 1994; Stanowiska osadów wczesnego vistulianu: Chybie (3) – Niedziałkowska i in. 1985; Wadowice (6) – Sobolewska i in. 1964; Rzechów (36) – Laskowska-Wysoczańska, Niklewski 1969; Krzczkowa I, II (49) – Alexandrowicz, Łanczont 1997; Łanczont 2001; Radymno (54) – Maruszczak 1980; Bobrówka (56) – Wieczorek 1999; Stanowiska z osadami pełnego vistulianu: Drogomyśl (1) – Niedziałkowska i in. 1985; Pierściec (2) – Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994; Kaniów (4) – Gilot i in. 1982; Zator (7) – Koperowa, Środoń 1965; Podbórz (8) – Rutkowski 1993; Ściejowice (9) – Mamakowa, Rutkowski 1989; Kryspinów (10) – Mamakowa, Rutkowski 1989; Ludwinów (11) – Sokołowski, Wasylkowa 1984; Nowa Huta (12) – Mamakowa, Środoń 1977; Pleszów (13) – Kalicki 1991; Nowe Brzesko (14) – Gębica i in. 1998; Śmiłowice (16) – Gębica 1995b; Trawniki (17) – Gębica 1995b; Dobra k. Limanowej (19) – Klimaszewski 1971; Szujec (20) – Sokołowski 1981; Niwka k. Radłowa (21) – Sokołowski 1995; Włoszyn (22) – Gębica 1995b; Opatowiec (23) – Alexandrowicz, Jersak 1991; Szczucin (25) – Sokołowski 1995; Zabrze-Czapłakówka (26) – Płonczyński, w druku; Jasło-Bryły (27) – Wójcik 2003; Pilzno (29) – Pazdur 1985; Podgrodzie (30) – Niedziałkowska i in. 1977; Alexandrowicz i in. 1981; Brzeźnica (32) – Mamakowa, Starkel 1974; Alexandrowicz i in. 1981; Pustynia (33) – Mamakowa i in. 1997; Wola Żyrakowska (34) – Starkel 1995b; Chorzeliów (37) – Kurek, Preidl 2002; Trzciana (38) – Kurek, Preidl 2002; Piaseczno (39) – Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987; Jedlicze (41) – Krysowska-Iwaszkiewicz, Wójcik 1990; Rzeszów (42) – Jahn 1957; Łukawiec I (44) – Starkel 1980; Gębica i in. 2002; Czarna-Podbórz I (45) – Gębica i in. 2002; Wola Mała (46) – Gębica i in. 2002; Dąbrówki (47) – Gębica i in. 2002; Uherce Mineralne (48) – Starkel i in. 1999; Krzczkowa III (50) – Alexandrowicz, Łanczont 1997; Łanczont 2001; Barycz (52) – Kulczyński 1932; Stubno (53) – Klimek i in. 1997; Jarosław (55) – Maruszczak 1985; Butrym, Maruszczak 1992; Bobrówka (56) – Wieczorek 1999; Koniaczów (57) – Wójcik i in. 1999; Wólka Pełkińska (58) – Wójcik i in. 1999; Wólka Ogrzyzkowa (59) – Wójcik i in. 1999; Łążek (62) – Mamakowa 1968; Huta Różaniecka (63) – Buraczyński, Butrym 1989; Majdan Sopocki (64) – Buraczyński, Butrym 1989; Kąty (65) – Buraczyński, Butrym 1989. Wybrane stanowiska z osadami późnego vistulianu: Bieruń Nowy (5) – Klimek 1995; Pleszów (13) – Kalicki 1991; Drwinka (15) – Gębica, Starkel 1987; Starkel i in. 1991; Gróbka (18) – Gębica 1995b; Radłów (24) – Sokołowski 1995; Latoszyn (31) – Alexandrowicz, Klimek 1985; Wola Żyrakowska (35) – Starkel, Granoszewski 1995; Kobylarnia (40) – Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987; Łąka (43) – Gębica i in. 2002; Stubno (53) – Klimek i in. 1997; Grodzisko Dolne (60) – Wójcik i in. 1999; Rzechów (61) – Szumański 1986.

B. Detailed location of studied areas and sites of fluvial forms and deposits against the main geomorphological features of the Sub-Carpathian Basins. Location sketch after *Geomorphological Map of Poland* 1: 500 000 (Starkel ed., 1980), partly modified.

1 – Carpathian margin, 2 – Carpathian foothills, 3 – highlands, 4 – plateaus, 5 – main escarpments, 6 – Pleistocene river terraces and alluvial fans, 7 – Holocene valley floors (floodplain), 8 – loess cover, 9 – fields of drift-sand and dunes (inactive), 10 – detailed studied areas, 11 – surveyed studied areas, 12 – sites of the Eemian Interglacial deposits, 13 – sites of the Early Vistulian deposits, 14 – sites of the Plenivistulian deposits dated by radiocarbon method, 15 – sites of the Plenivistulian deposits dated by thermoluminescence (TL) and optically stimulated luminescence (OSL) methods, 16 – selected sites of the Late Vistulian deposits.

Sites of the Eemian Interglacial deposits: Dąbrówka near Jasło (site No. 28) – Mamakowa, Wójcik 1989; Wójcik 2003; Buszkowice (51) – Łanczont 1994. Sites of the Early Vistulian deposits: Chybie (3) – Niedziałkowska i in. 1985; Wadowice (6) – Sobolewska i in. 1964; Rzechów (36) – Laskowska-Wysoczańska, Niklewski 1969; Krzczkowa I, II (49) – Alexandrowicz, Łanczont 1997; Łanczont 2001; Radymno (54) – Maruszczak 1980; Bobrówka (56) – Wieczorek 1999. Sites of the Plenivistulian deposits: Drogomyśl (1) – Niedziałkowska i in. 1985; Pierściec (2) – Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994; Kaniów (4) – Gilot i in. 1982; Zator (7) – Koperowa, Środoń 1965; Podbórz (8) – Rutkowski 1993; Ściejowice (9) – Mamakowa, Rutkowski 1989; Kryspinów (10) – Mamakowa, Rutkowski 1989; Ludwinów (11) – Sokołowski, Wasylkowa 1984; Nowa Huta (12) – Mamakowa, Środoń 1977; Pleszów (13) – Kalicki 1991; Nowe Brzesko (14) – Gębica i in. 1998; Śmiłowice (16) – Gębica 1995b; Trawniki (17) – Gębica 1995b; Dobra k. Limanowej (19) – Klimaszewski 1971; Szujec (20) – Sokołowski 1981; Niwka k. Radłowa (21) – Sokołowski 1995; Włoszyn (22) – Gębica 1995b; Opatowiec (23) – Alexandrowicz, Jersak 1991; Szczucin (25) – Sokołowski 1995; Zabrze-Czapłakówka (26) – Płonczyński, w druku; Jasło-Bryły (27) – Wójcik 2003; Pilzno (29) – Pazdur 1985; Podgrodzie (30) – Niedziałkowska i in. 1977; Alexandrowicz i in. 1981; Brzeźnica (32) – Mamakowa, Starkel 1974; Alexandrowicz i in. 1981; Pustynia (33) – Mamakowa i in. 1997; Wola Żyrakowska (34) – Starkel 1995b; Chorzeliów (37) – Kurek, Preidl 2002; Trzciana (38) – Kurek, Preidl 2002; Piaseczno (39) – Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987; Jedlicze (41) – Krysowska-Iwaszkiewicz, Wójcik 1990; Rzeszów (42) – Jahn 1957; Łukawiec I (44) – Starkel 1980; Gębica i in. 2002; Czarna-Podbórz I (45) – Gębica et al. 2002; Wola Mała (46) – Gębica i in. 2002; Dąbrówki (47) – Gębica i in. 2002; Uherce Mineralne (48) – Starkel i in. 1999; Krzczkowa III (50) – Alexandrowicz, Łanczont 1997; Łanczont 2001; Barycz (52) – Kulczyński 1932; Stubno (53) – Klimek i in. 1997; Jarosław (55) – Maruszczak 1985; Butrym, Maruszczak 1992; Bobrówka (56) – Wieczorek 1999; Koniaczów (57) – Wójcik i in. 1999; Wólka Pełkińska (58) – Wójcik i in. 1999; Wólka Ogrzyzkowa (59) – Wójcik i in. 1999; Łążek (62) – Mamakowa 1968; Huta Różaniecka (63) – Buraczyński, Butrym 1989; Majdan Sopocki (64) – Buraczyński, Butrym 1989; Kąty (65) – Buraczyński, Butrym 1989. Selected sites of the Late Vistulian deposits: Bieruń Nowy (5) – Klimek 1995; Pleszów (13) – Kalicki 1991; Drwinka (15) – Gębica, Starkel 1987; Starkel i in. 1991; Gróbka (18) – Gębica 1995b; Radłów (24) – Sokołowski 1995; Latoszyn (31) – Alexandrowicz, Klimek 1985; Wola Żyrakowska (35) – Starkel, Granoszewski 1995; Kobylarnia (40) – Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987; Łąka (43) – Gębica i in. 2002; Stubno (53) – Klimek i in. 1997; Grodzisko Dolne (60) – Wójcik i in. 1999; Rzechów (61) – Szumański 1986.

Metody litologiczno-sedymentologiczne

Wydzielone w terenie ogniw osadów były badane pod względem ich struktury i tekstury. Badania strukturalne obejmowały przede wszystkim typy warstwowania, nachylenie lamin i miąższość ławic oraz niektóre typy struktur peryglacialnych zgodnie z przyjętymi w podręcznikach zasadami klasyfikacji litofacjalnej (Mycielska-Dowgiało red., 1998).

Dla wybranych kilkunastu profili geologicznych wykonano łącznie 250 analiz składu granulometrycznego. Analizie poddano różne typy genetyczne osadów: aluwia, lessy i piaski eoliczne. Dla frakcji poniżej 1 mm przeprowadzono analizę metodą laserową stosując aparat Analysette 22 (Kasza 1992). Grubsze frakcje były analizowane metodą sitową. Zastosowano wskaźniki uziarnienia według L.R. Folk i W.C. Warda (1957): średnia średnica (M_z), stopień wysortowania (δ_s), skośność (S_k) i kurtoza (K_G). Dla osadów piaszczystych dr B. Woronko z Uniwersytetu Warszawskiego wykonała 20 analiz obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziaren kwarcowych metodą Cailleux oraz kilkanaście analiz mikromorfologii powierzchni ziaren kwarcowych w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM). Pozwoliło to na wydzielenie ogniw osadowych o wysokim stopniu eolizacji, które były akumulowane w schyłkowej fazie vistulianu. Analizy prowadzono zgodnie z metodyką dla dwóch frakcji ziaren 0,5–0,8 mm i 0,8–1,0 mm (Mycielska-Dowgiało, Woronko 1998).

Metody sedymentologiczne pozwoliły na rozpoznanie cyklicznego charakteru sedymentacji i sekwencji zdarzeń w profilach pionowych oraz na wydzielenie facji osadów charakterystycznych dla rzek roztokowych, meandrowych i przejściowych. Dla rzek meandrowych i anastomozujących stwierdzono duże zróżnicowanie facji w grupie osadów korytowych, równiny zalewowej i wypełnień starorzeczy.

Analizy malakologiczne

W badaniach wykorzystano również wyniki kilkunastu analiz malakologicznych, głównie z lessów terasy średniej nad Wisłą wykonanych przez prof. S.W. Alexandrowicza. Część z nich była wcześniej publikowana (Alexandrowicz, Gębica 1997). Ostatnio odkryto interesujący zespół ślimaków lessowych w piaskach terasy 25-metrowej w dolinie Wisłoki k. Pilzna, który został oznaczony przez dr W.P. Alexandrowicza. Analizy te miały na celu określenie środowiska i warunków sedymentacji wydzielonych grup (asocjacji) malakologicznych.

Datowania palinologiczne i radiometryczne

Badania ekspertyzowe oraz datowania palinologiczne 20 prób osadów organicznych zostały wykonane dla celów niniejszej rozprawy przez prof. K. Szczepanka z Instytutu Botaniki im. W. Szafera Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie. Wcześniej opracowane przez niego spektra palinologiczne na stanowiskach w dolinie Wisły i Wisłoki zostały opublikowane przez P. Gębicę i in. (1998, 2002). Ponadto dr N. Kalinowicz z Uniwersytetu Lwowskiego im. I. Franko wykonała ekspertyzowe badania palinologiczne kilku prób (Gębica, Kalinowicz 2003).

Datowanie osadów organicznych metodą radiowęglową zostało wykonane przez prof. A. Pazdur z Zakładu Zastosowań Radioizotopów Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Dla celów niniejszej rozprawy zostało wykonane na 17 stanowiskach 27 datowań radiowęglowych, z czego 16 datowań pochodzi z samej doliny Wisłoka. Ich zestawienie podają tabele 1 i 2. Łącznie w pracy wykorzystano około 100 datowań radiowęglowych pochodzących z 40 stanowisk (ryc. 1). Osady piaszczyste i pylaste były datowane na 5 stanowiskach metodami TL i OSL, które mają dokładność kilka razy mniejszą od metody radiowęglowej. Wykonano w sumie dla potrzeb niniejszego opracowania w laboratorium gliwickim 3 oznaczenia wieku metodą OSL (dr hab. A. Bluszcz) oraz 15 analiz metodą TL w laboratorium gdańskim (dr I. Olszak) i 11 analiz w Laboratorium TL Pracowni Termoluminescencji i Stratygrafii Osadów Akademii Pedagogicznej w Kielcach (mgr inż. I. Wójcik). W celu porównania wyników datowań, w laboratorium gdańskim i kieleckim, poddano analizie TL te same (wcześniej zakodowane) próby osadów. Wyniki datowań TL pochodzące z obydwu laboratoriów zestawiono w tabeli 2. Ponadto w pracy wykorzystano wyniki 5 datowań TL, które były wykonane podczas opracowania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000* arkusz Mielec (Kurek, Preidl 2002) i dotychczas niepublikowane wyniki 4 datowań TL, wykonane podczas pracy nad *Szczegółową mapą geologiczną Polski 1: 50 000* arkusz Szczucin (Płonczyński, w druku).

Analizy radiowęglowe i luminescencyjne mają na celu określenie wieku serii osadowych oraz datowania poziomów, w których miały miejsce zmiany w przebiegu sedymentacji rzecznej.

Tabela 1. Opis prób i wyników datowań radiowęglowych i termoluminescencyjnych (TL) pochodzących z doliny Wisły, Dunajca i Wisłoki

<u>Dolina rzeki</u> Stanowisko i numer profilu	Typ materiału	Głębokość m	Numer laboratoryjny	Wiek C-14 BP	Wiek TL ka BP
<u>Wisła</u>					
Wola Szczucińska 1**	mulek	1,8–2,0	GdTL-462		23±4
Czaplówka K-4/1**	mulek	3,8–3,9	GdTL-464		13±4
Czaplówka K-4/2**	żwir	9,0–9,5	GdTL-461		67±7
Radgoszcz-Górki**	piasek		GdTL-463		35±6
Zalesie Gorzyckie*	mulek org.	1,0	Gd-12511	>40720	
<u>Dunajec</u>					
Dębina Zakrzowska *	mulek z substancją organiczną	3,0	Gd-18180	>30230	
DZ1 (RES)			Gd-18177	>30290	
Dębina Łętowska DL2	ł organ.	1,30	Gd-16165	27650±2250	
Łętowice Łt-1*	drewno	5,00–6,00	Gd-11690	>29340	
Żabno Ża 1-11*	torf	3,65–3,70	Gd-12421	9170±100	
Żabno Ża 1-9*	torf	3,29–3,33	Gd-12419	8650±140	
<u>Wisłoka</u>					
Brzeźnica A1***	torf	8,50	Hv-4898	27805±300	
Brzeźnica B1***	torf	5,00	Hv-4899	35965±1000	
Brzeźnica Bb6***	mulek org.	4,66	Hv-6866	39400±1700	
Brzeźnica Bb10***	drewno	6,00	Hv-6870	46600±2900	
Brzeźnica Be16***	pień	4,55	Hv-8376	11100±125	
<u>Wola Żyrakowska</u>					
WŻ 4/1***	mulek org.	2,24–2,28	Gd-4901	>33500	
WŻ 4/2***	mulek org.	2,38–2,42	Gd-9007	21300±1200	
<u>Wola Żyrakowska</u>					
WŻ 22/12a***	mulek org.	3,40–3,45	Gd-9507	>30900	
WŻ 22/12c***	mulek org.	3,50–3,60	Gd-10330	>43600	
<u>Mielec-Wojśław</u>					
W1-1*	mulek org.	5,28–5,37	Gd-16105	17800±1300	
W1-2*	mulek org.	1,30–1,40	Gd-12381	850±50	
<u>Mielec-Trzeźń Mała</u>					
TM4-1*	ł organ.	4,65–4,70	Gd-16096	16740±730	
Chorzeliów K1-1**	Piasek	3,20	GdTL-456		13,7±3,3
Chorzeliów K1-2**	Piasek	5,50	GdTL-457		19,7±2,7
Chorzeliów K1-3**	Piasek	10,20	GdTL-466		126±22
Trzciana K1-1**	Piasek	5,40	GdTL-460		15,3±4,3
Trzciana K1-3**	Piasek	10,20	GdTL-465		53±8,0

* stanowiska datowane metodą radiowęglową i TL wykonane w ramach niniejszego opracowania (dotychczas niepublikowane).

** stanowiska datowane metodą TL wykonane w ramach opracowania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, arkusz Mielec (Kurek, Preidl 2002) i arkusz Szczucin (Płonczyński, w druku).

*** najważniejsze stanowiska datowane metodą radiowęglową w dolinie Wisłoki koło Dębicy (Starkel [w:] Alexandrowicz i in., 1981; Starkel, 1995b).

Tabela 2. Opis prób i wyników datowań radiowęglowych i luminescencyjnych (TL i OSL) w dolinie Wisłoka (Rywna Podkarpacka). Objaśnienia znaków patrz tabela 1.

Stanowisko i numer profilu	Typ materiału	Głębokość m	Numer laboratoryjny	Wiek C-14 BP	Wiek TL ka BP	Wiek OSL ka BP
Łukawiec I	Mulek org.	5,20–5,30	Gd-15157	>38500		
Łukawiec IA*	Mulek	6,00–6,05	KIE-142		29,5±4,4	
IB*			GW-318		17,9±2,7	
Łukawiec IB**	Mulek	6,25–6,30	KIE-143		27,9±4,2	
IA**			GW-317		16,3±2,4	
Łukawiec IC*	piasek	7,25–7,30	KIE-144		36,5±5,5	
ID*			GW-319		17,1±2,6	
Łukawiec II-1*	Piasek	2,70–2,75	UG-3255		58,6±8,8	
Łukawiec II-2*	Mulek	4,10–4,15	UG-3256		45,2±6,8	
Łukawiec II-3*	Gleba kop.	5,85–5,90	UG-3257		63,5±9,5	
Łukawiec II-4*	Mulek	7,40–7,50	UG-3258		>23,7	
Łukawiec III-1*	Mulek org.	3,10–3,20	Gd-12404	30000±1500		
Łukawiec IV*	Il organ.	2,95–3,00	Gd-15380	10150±140		
Łukawiec IV-1*	Gleba kop.	4,90–4,95	Gd-15498	29620±1370		
Łukawiec IV-2 (RES)*	Mulek org.	6,70–6,80	Gd-15496	28690±990		
(NaOH-SOL)	Mulek org.	6,70–6,80	Gd-15500	26230±610		
Łukawiec V-1*	Mulek org.	5,70–5,75	Gd-15472	28980±1040		
Łukawiec V-2*	Mulek org.	5,45–5,50	Gd-18185	>25300		
Łukawiec V-3*	Mulek org.	5,50–5,55	Gd-15466	30880±1330		
Łukawiec 3/1*	torf		Gd-12422	8500±100		
Czarna-Podbór I						
CzP1-2	Mulek org.	4,75–4,85	Gd-15147	>36400		
CzP3-1	Mulek org.	4,50–4,60	Gd-15148	>36600		
CzP3-2	Mulek org.	5,30–5,40	Gd-15155	>36200		
Czarna-Podbór IIT*	Piasek	1,40-1,50	KIE-152		19,1±2,8	
IIU			GW-327		32,7±4,9	
Czarna-Podbór IIR*	Piasek	2,40–2,50	KIE-151		20,6±3,1	
IIS			GW-326		31,7±4,8	
Czarna-Podbór IIi*	Piasek	3,00–3,10	KIE-147		23,2±3,5	
IIJ			GW-322		32,5±4,9	
Czarna-Podbór IIG*	Piasek	3,70–3,80	KIE-146		21,6±3,2	
IIH			GW-321		32,1±4,8	
Czarna-Podbór IIE*	Mulek	5,10–5,20	KIE-145		31,9±4,8	
IIF			GW-320		16,4±2,5	
Czarna-Podbór IIO*	Piasek	6,00–6,05	KIE-150		23,5±3,5	
IIP			GW-325		26,7±4,0	
Czarna-Podbór IIM*	Mulek	6,30–6,35	KIE-149		27,1±4,1	
IIN			GW-324		23,4±3,5	
Czarna-Podbór IIK*	mulek	6,70–6,75	KIE-148		41,1±6,2	
IIIL			GW-323		20,7±3,1	
Wola Mała WM1	Piasek	6,10–6,20	GdTL-627			22,2±2,1
Wola Mała WM2	mulek	3,90–4,00	GdTL-628			14,0±1,5
Dąbrowki D1	piasek	3,90–4,00	GdTL-626			11,2±0,9
Łąka 4	torf	3,25–3,30	Gd-15146	11820±250		
Krasne-Wólka KW 3-4	torf	4,20-4,26	Gd-15326	11070±170		

1.4. OBSZARY I STANOWISKA BADAWCZE NA TLE ROZPOZNANIA OSADÓW VISTULIANU W KOTLINACH PODKARPACKICH

Przystępując do syntetycznego opracowania przebiegu akumulacji i erozji fluwialnej w górnym vistulianie zdawano sobie sprawę z faktu, że stan rozpoznania dolin rzecznych w Kotlinie Sandomierskiej jest nierównomierny. Dotyczy to zarówno rozpoznania vistuliańskich form i pokryw aluwialnych, jak i ilości datowanych stanowisk osadów organicznych (ryc. 1). Samo rozmieszczenie datowanych stanowisk jest bardzo nierównomierne. Obok fragmentów dolin i stanowisk szczegółowo zbadanych w ramach projektu *Ewolucja doliny Wisły podczas ostatnich 15 000 lat* (6 tomów, red. L. Starkel, 1982, 1987, 1990, 1991, 1995, 1996) i posiadających stosunkowo dużą liczbę datowań obejmujących głównie okres późnego glacjału i holocenu, istnieją odcinki dolin, których stan rozpoznania vistulianu jest mniej zadawalający i oparty na wynikach przeglądowego kartowania geomorfologicznego (Starkel red., 1980) oraz na badaniach pojedynczych stanowisk. W związku z powyższym po zbadaniu znacznej części terenu wybrano do szczegółowych badań te obszary (węzłowe), na których stan zachowania odsłoneń oraz istniejąca dokumentacja wierceń archiwalnych stwarzały potencjalne możliwości ustalenia stratygrafii i datowania aluwioów vistuliańskich. W tym celu wytypowano stanowiska już zbadane, wymagające uzupełnienia (szczególnie zagęszczenia dat radiowęglowych) albo stanowiska nowe, dla których wykonano szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne uzupełnione własną dokumentacją wierceń (ryc. 1). Sekwencję przejścia z akumulacji rzecznej do lessowej najlepiej reprezentują stanowiska tzw. terasy lessowej badane przeze mnie w dolinie Wisły w rejonie Nowego Brzeska (Gębica i in. 1998) i stożka górnej Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej (Niedziałkowska i in. 1985; Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994). Zagadnienie stratygrafii i warunków akumulacji piaszczystych równin terasowych w stropie zwydmionych i szerokich stref obniżen reprezentują nowe stanowiska badane przeze mnie w dolinie Wisły na północnym obrzeżu Puszczy Niepołomickiej oraz na Garbie Szczucińskim (wraz z obniżeniem Brenia) stanowiące uzupełnienie pojedynczych datowanych profili osadów vistuliańskich (Sokołowski 1987; Płonczyński, w druku) oraz wcześniej opracowany rejon Tarnobrzega (Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987b) i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (Buraczyński, Butrym 1989). To samo zagadnienie oraz zmienność przestrzenną i czasową przebiegu akumulacji w profilu podłużnym teras vistuliańskich ilustrują także stanowiska w dolinie Wiśłoki badane w rejonie Dębicy przez L. Starkla z zespołem (Alexandrowicz i in. 1981; Starkel 1995a; Mamakowa i in. 1997), uzupełnione przeze mnie własnymi przekrojami w rejonie Pilzna

i Lipin oraz między Pustkowem a Mielcem. W dolinie Dunajca nawiązano do badań przeprowadzonych przez T. Sokołowskiego (1995) i uzupełnionych przeze mnie nowymi datowanymi profilami w rejonie Wojnicza i Żabna. Do nowo zbadanych przeze mnie obszarów należą odcinek doliny Wisłoka między Rzeszowem a Łańcutem (Gębica i in. 2002), uzupełniony w ostatnim czasie kilkoma nowymi stanowiskami (ryc. 1) oraz rozległe fragmenty stożka Wisłoki wraz z obniżeniem Trześń Mała w rejonie Mielca uzupełnione materiałami wiertniczymi Przedsiębiorstwa Geologicznego S.A. w Krakowie (Kurek, Preidl 2002). Przeprowadzone przeglądowe badania w dolinie Wisłoka między Łańcutem a Przeworskiem, u ujścia Wisłoka do Sanu oraz w dolinie Sanu na wschód od Radymna obejmowały opis kilku nowych profili uzupełnionych wierceniami archiwalnymi. Dowiązują one do kilku datowanych stanowisk badanych w dolinie Sanu podczas opracowywania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* (Wójcik i in. 1999).

1.5. PODZIAŁ GÓRNEGO VISTULIANU I DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ

W ostatnich latach odkryto kilka nowych stanowisk form i osadów pochodzących z górnej części vistulianu, które skłaniają do rewizji dotychczasowych poglądów o przebiegu faz akumulacji i erozji rzecznej wiązanych ze zmianami klimatu. Podział vistulianu stosowany w niniejszej pracy jest zbliżony do schematów stratygraficznych Europy Zachodniej i podziałów regionalnych Polski (Behre, Van der Plicht 1992; Kozarski 1991a; Starkel 1995b). Użyty w tytule pracy termin górny vistulian obejmuje okresy środkowego plenivistulianu (tzw. interpleniglacjał) i górnego plenivistulianu (=górną pleniglacjał) oraz późny vistulian. Znajdują się one niemal w całości w zasięgu chronometrii radiowęglowej i są datowane od około 60 do 10 ka BP. L. Lindner (1992) i J.E. Mojski (1993, 1999) zaliczają do młodszej części piętra wisły tzw. interstadiał grudziądzki odpowiadający interpleniglacjałowi (58–25 ka BP) i stadiał główny (=górną, późny pleniglacjał), w którym łądolód skandynawski objął tylko północną Polskę i następnie zaniknął (tab. 3).

W dolinach rzecznych przedpola Karpat występuje pochodzący z plenivistulianu system zwydmionych teras i stożków aluwialnych o wysokości od kilku do kilkunastu metrów, często dwudzielnych (Starkel red., 1980). Również z tego okresu pochodzi znajdująca się w dolinie Wisły i u wylotu jej karpaccich dopływów terasa z pokrywą lessów o wysokości 15–20 m. W dotychczasowych badaniach koncentrowano się głównie na genezie i wieku utworów lessowych, tzw. terasy lessowej, które kryją w spągu często różnowiekowe ogniwa aluwialne datowane na interglacjał eemski (Laskowska-

Tabela 3. Schematyczny podział stratygraficzny vistulianu
(int – interstadial, st – stadial, GL – obecność lądolodu w Polsce)

Wiek Ka BP	Stadia izotopowe	PODZIAŁ CHRONOSTRATYGRAFICZNY				
		Van der Hammen, 1995, Behre, Van der Plicht, 1992		Mojski, 1993, 1999	Lindner, 1992	
10	1	HOLOCEN				
13	2	POŹNY VISTULIAN				
28	3	VISTULIAN	PLENIVISTULIAN	GÓRNY	Stadial główny (Leszna) GL	Stadial główny Vistula 3
				ŚRODKOWY	Denekamp int Huneborg st Hengelo int Hasselo st Moershoofd int Glinde int Ebersdorf st Oerel int	Interstadial grudziądzki
58	4	VISTULIAN	PLENIVISTULIAN	DOLNY	Vistulian3 Świecie GL (Stadial przedgrudz.)	Stadial świecica Vistula 2
75	5 a-d			WCZESNY	Odderade int Rederstall st Brorup int Amersfoort int Herning st	Rudunki int Vistulian 2 Amersfort Vistulian 1
115	5e	EEM				

Wysoczańska 1971), wczesny vistulian (Jahn 1957; Środoń, Starkel 196; Kozłowski i in. 1970) oraz dolny i środkowy plenivistulian (Jersak i in. 1992; Łanczont 1995; Gębica 1995b). Na zagadnienie końca akumulacji fluwialnej oraz początku depozycji lessów na terasie rzuciły światło, ale ostatecznie nie rozwiązały problemu datowania radiowęglowe pojedynczych stanowisk (Mamakowa, Środoń 1977; Mycielska-Dowgiałło 1978; Gilot i in. 1982; Jersak i in. 1992; Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994).

Terasy i stożki o wysokości 12–20 m występujące na przedpolu Karpat łączono wcześniej w jeden poziom, tzw. terasy średniej, której akumulację wiązano z zasypaniem dolin w okresie zlodowacenia środkowopolskiego (Klimaszewski 1948; Starkel 1957, 1972). M. Klimaszewski (1948) ze względu na obecność flory o charakterze pleniglacialnym w spągu kilku profilów terasy rędzinnej (6–8 m) zaliczył ją do zlodowacenia bałtyckiego. A. Jahn (1957) uznał terasę 15–17-metrową z pokrywą lessów za vistuliańską, a niższe terasy za holocenię. Wykazał też dwudzielność budowy terasy średniej, a występującą serię mułkowo-organiczną, rozdzielającą żwiry rzeki peryglacialnej od stropowych lessów powiązał z okresem interstadialnym zlodowacenia bałtyckiego. Późniejsze badania stratygraficzne, w tym oparte głównie na

analizie szczątków flor kopalnych potwierdziły przynależność tej serii do okresu ostatniego zlodowacenia (Środoń 1965; Laskowska-Wysoczańska 1971). Równolegle prowadzone badania terasy niskiej (rędzinnej) o wysokości 6–10 m nad poziom koryt w dolinie Wisłoki, Wisłoka i Sanu na przedpolu Karpat, wykazały istnienie późnoglacialnych i holocenówskich rozcięć korytowych i serii włożeń często leżących w jednym poziomie i kryjących osady ze zlodowacenia bałtyckiego (Starkel 1960, 1977). Schemat budowy równiny rędzinnej w miarę przybywania nowych stanowisk i datowań C-14 ulegał zmianom. Badania prowadzone w latach 70. ujawniły występowanie w obrębie terasy rędzinnej Wisłoki starszych ostańców pokryw interpleniglacialnych datowanych metodą radiowęglową na 36–48 ka BP i istnienie oddzielnego włożenia młodopleniglacialnej terasy 15-metrowej (Mamakowa, Starkel 1974; Alexandrowicz i in. 1981). Następnie stwierdzono istnienie jeszcze jednego, oddzielnego stopnia terasy 11–12-metrowej datowanej na schyłek młodszego pleniglacialu (Starkel 1995a; Mamakowa i in. 1997). Lata 80. i 90. były czasem systematycznych badań dolin rzecznych związanych z Międzynarodowym Programem Korelacji Geologicznych IGCP nr 158 *Paleohydrologia dolin rzecznych strefy umiarkowanej* (obejmujący późny vistulian i holocen), oraz z programem krajowym: *Ewolucja środowiska geograficznego Polski*. Rezultatem tych badań były monograficzne opracowania odcinka doliny Wisłoki (Alexandrowicz i in. 1981; Starkel i in. 1982), sześć tomów dotyczących ewolucji doliny Wisły (Starkel red. 1982, 1987, 1990, 1991, 1995, 1996), opracowania odcinków dolin Warty (Kozarski 1991b), Prosnego (Rotnicki 1991), systemu dolin dolnej Wisły (Wiśniewski 1990; Andrzejewski 1994), jak też szereg studiów, m.in. dotyczących ewolucji dolin peryglacialnych rejonu łódzkiego (Turkowska 1988, 1992; Manikowska 1996; Goździk, Zieliński 1996). Wiele z tych prac zostało podsumowanych w artykułach monograficznych dotyczących *Ewolucji dolin rzecznych w okresie przejściowym plejstocen-holocen (18 000–8000 lat BP)* (Turkowska 1995; Starkel, Gębica 1995), w opracowaniu *Depositional changes in non-glacial regions*, kierowanym przez prof. B. Manikowską, będącym częścią międzynarodowego projektu IGCP nr 258. Chronostratygrafia form i osadów rzecznych vistulianu dotyczą także opracowania m.in. K. Rotnickiego (1987), J. Buraczyńskiego, J. Butryma (1989), J. Jersaka (1991), J. Jersaka i in., (1992), M. Harasimiuka (1991), L. Starkla (1995b) i J. Supersona (1996a). Stratygrafia aluwii vistuliańskich wybranych stanowisk została również przedstawiona w rozdziale pt.: *Chronostratygrafia aluwii i form fluwialnych w południowej Polsce* (Starkel i in. 1999) zawartym w opracowaniu *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego* (Pazdur i in. 1999).

Podsumowania długoletnich badań zespołowych nad ewolucją doliny Wisły w wistulianie i holocenie dokonał ostatnio L. Starkel (2001). Syntetycznego przeglądu badań późnoczwartorzędowej ewolucji dolin rzecznych dostarczają ponadto liczne publikacje i specjalne tomy będące plonem międzynarodowych programów (Starkel i in. red. 1991; Frenzel i in. red., 1995; Schirmer i in. 1995). Wiele ciekawych i inspirujących danych przynoszą badania Fluwialnej Grupy Archiwalnej (FLAG) założonej przez Brytyjską Asocjację Badań Czwartorzędowych. Zajmuje się ona ewolucją systemów fluwialnych i korelacją sekwencji terasowych rzek zachodniej i środkowej Europy w powiązaniu z długo- i krótkookresowymi zmianami klimatu (nawiązujące do stadiów izotopowo-tlenowych), wpływem tektoniki i wahań poziomu morza w skali całego czwartorzędu (Vandenberghe i in. 1994; Vandenberghe, Maddy red., 2000; Bridgland 2000). Obszernego przeglądu badań ewolucji rzek w zróżnicowanych przestrzennie systemach fluwialnych opartego na licznych przykładach z Europy i USA dokonali ostatnio M.D. Blum i T. Tornqvist (2000).

Zagadnieniem otwartym do dzisiaj pozostaje wiek początku rozcinania teras i stożków wistuliańskich, rozwinięcie i amplituda pionowych wahań koryt i równin aluwialnych w powiązaniu ze zmianami klimatu w okresie od około 50 000 lat do 13 000 lat BP.

Szereg badaczy podkreśla ciągłość akumulacji rzecznej z tendencją do agradacji w okresie pełni glacjału (=pleniglacjału) ostatniego zlodowacenia i wiąże ten fakt z narastaniem wieloletniej zmarzliny w warunkach suchego i chłodnego klimatu peryglacialnego. Zjawisko to dotyczy zarówno małych dolin rzecznych, nie mających powiązania z lądolodem, dobrze rozpoznanych na Wyżynie Łódzkiej (Turkowska 1988, 1992), jak i większych dolin rzecznych na obszarze Wyżyny Małopolskiej i Lubelskiej (Jahn 1956a; Jersak 1991; Jersak i in. 1992). Fakt głębokiego rozcięcia teras u schyłku plenivistulianu, schodzącego do poziomu współczesnych koryt dokumentują stanowiska dolinne dorzecza górnej Wisły (Kalicki 1991; Klimek 1992; Klimek i in. 1997) oraz doliny dolnej Wisły (Manikowska 1991; Florek i in. 1987). W dolinie Proсны położonej w strefie peryglacialnej, której baza erozyjna zależała bezpośrednio od wpływu lądolodu, K. Rotnicki (1987) stwierdził przewagę erozji wywołanej zwilgotnieniem klimatu przed maksymalnym nasunięciem lądolodu wistuliańskiego oraz okres z maksymalną erozją podczas recesji lądolodu. Wzrost wilgotności i złagodzenie klimatu – 24–22 ka BP – rejestrowane jest w lessach młodszych górnych (LMg) glebą kopalną i poziomami soliflukcji stwierdzonymi na stanowiskach górnopaleolitycznych w dolinie Wisły oraz w dolinie Wagu na Morawach (Kozłowski 2001), jak i występowaniem malakofauny datowanej na 24 ka BP w spągowej części lessów wistuliańskich

(Alexandrowicz 1995). Odmienne zdania jest M. Harasimiuk (1991), który w dolinie Wieprza stwierdził erozję w okresie 30–20 ka BP i powiązał ją ze wzrostem sedymentacji lessu młodszego górnego od około 25 ka, co wskazuje na wyraźną kontynentalizację klimatu. Badania J. Jersaka (Jersak 1991; Jersak i in. 1992) wykazały, że w młodszym pleniglacjale sedymentacja lessu młodszego występowała równocześnie z akumulacją rzecznią i trwała do około 15 ka BP powodując znaczną agradację w dnach dolin pasa wyżyn. Ten interesujący pogląd wymaga ponownego rozpatrzenia na nowych stanowiskach datowanych zarówno w dolinie górnej Wisły (rejon Nowego Brzeska) (Gębica i in. 1998) oraz innych dolinach w Niemczech i Czechach (Buch, Heine 1995; Havlicek 1995), gdzie aluwia podlessowe zostały wydatowane na 23–25 ka BP. Oznacza to, że powstawanie teras niskich poprzedziła erozja lub/ i znaczne zmniejszenie zasięgu powodzi w warunkach postępującej aridyzacji klimatu. L. Starkel (1995b) wysnuł hipotezę, że wraz z aridyzacją klimatu następowało rozcinanie pokrywy aluwialnej, co spowodowało przykrycie jej najmłodszym lessem oraz przewianie piasków w stropie terasy. Zjawisko erozji tłumaczone jest przy tym ograniczoną denudacją w klimacie chłodnym, kontynentalnym. J. Superson (1996a), na podstawie wielu analizowanych stanowisk w dolinach rzecznych dorzecza Wieprza, wskazuje na bardziej złożony rytm natężenia procesów fluwialnych uwarunkowanych zmianami klimatu oraz czynników lokalnych (wielkości dolin, typu pokryw i odległości od bazy erozyjnej). Wyróżnia on w plenivistulianie trzy okresy wzmożonej działalności rzek połączonej z agradacją (schyłek stadiału świecia, interstadiał denekamp i schyłek stadiału głównego), przedzielone okresami erozji i stabilizacji koryt.

Stwierdzenie zależności między fazami akumulacji i erozji rzek a wahaniami wilgotności klimatu w plenivistulianie może przyczynić się do zmodyfikowania koncepcji cyklu glacialno-interglacialnego w ewolucji dolin rzecznych w strefie peryglacialnej.

2. CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ELEMENTÓW ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO KOTLIN PODKARPACKICH

2.1. POŁOŻENIE

Kotliny Podkarpackie biegną wzdłuż Karpat zewnętrznych, przechodząc na wschód od granic Polski w szerokie obniżenie wykorzystywane przez dolinę górnego Dniestru, a na zachodzie przez Bramę Morawską łączą się z kotlinami ciągnącymi się u północnych podnóży Alp. Północną granicę Kotlin Podkarpackich wyznaczają leżące już w obrębie tzw. wału metakarpackiego wzniesienia Wyżyny Śląsko-Małopolskiej i Roztocza. Przewężenie Bramy Krakowskiej między Wyżyną Krakowsko-Częstochowską a Pogórzem Wielickim dzieli je na dwie części. Część wschodnia znacznie rozleglejsza, nosi nazwę Kotliny Sandomierskiej, część zachodnią określa się jako Kotlinę Oświęcimską (Starkel 1972; Gilewska 1986).

2.2. BUDOWA GEOLOGICZNA I ROZWÓJ KOTLIN W CZWARTORZĘDZIE

Kotliny Podkarpackie odpowiadają generalnie jednostce tektonicznej zwanej zapadliskiem przedkarpackim. Jego rozwój był równoczesny z powstawaniem Karpat. Nasuwające się na swoje przedpole Karpaty powodowały jego pęknięcie i zapadanie w pobliżu czoła nasunięcia. W powstałe w ten sposób obniżenie wlało się morze miocenne. W skali geologicznej rozwój zapadliska trwał krótko, bo około 6 mln lat, ale był bardzo intensywny (Ney i in. 1974; Połtowicz 1991; Oszczytko 2001). W badenie i sarmacie rów przedgórski został zalany przez morze, w którym gromadziły się głównie piaski, ropy i ewaporaty o miąższości od kilkuset metrów w północnej, brzeżnej części, do około 3500 m w części południowo-wschodniej (Ney i in. 1974). Utwory miocenne są silnie zaburzone i sfałdowane w sąsiedztwie brzegu Karpat, gdzie miejscami są przełałdowane z seriami fliszu karpackiego i wraz z nimi nasunięte ku północy na strefę miocenu autochtonicznego, w której utwory miocenne leżą prawie poziomo. Tworzą je jednostka stebnicka rozpoznana przed czołem płaszczowiny skolskiej na południe od Przemyśla oraz jednostka zgłobicka występująca przed czołem Karpat, w wąskim kilkusetmetrowym pasie. Między Pilznem a Wieliczką jej szerokość wzrasta do kilku kilometrów. Osady morskiego badenu i sarmatu znane są z licznych płatów erozyjnych występujących na jednostce skolskiej oraz w części zachodniej na jednost-

kach śląsko-podśląskich. W rejonie Andrychowa najmłodsze osady mioce-
nu zostały zaliczone do panonu (Wójcik, Jugowiec 1998). Ostatni silny epi-
zod ruchów tektonicznych miał miejsce w panonie doprowadzając w efekcie
do wypiętrzenia Karpat i zapadliska przedkarpackiego. Morze ustąpiło wów-
czas z terenu rowu przedkarpackiego i odtąd panują tutaj warunki lądowe.
W ślad za ustępującym morzem spływające z północnego skłonu Karpat rzeki,
poczynając od Raby, kierowały się prawdopodobnie ku wschodowi do dorze-
cza Dniestru. Świadczą o tym grube żwiry złożone na ściętych utworach
mioceńskich w rejonie Witowa i Majdanu. Uważane są one za osady pliocen-
skie lub eoplejstoczeńskie (Dżułyński i in. 1968; Laskowska-Wysoczańska
1971; Starkel 1984). Natomiast karpacka Wisła, Soła, a może i Skawa pły-
nęły w kierunku Odry. Nie było więc przepływu wód przez Bramę Krakow-
ską, nie było też prawdopodobnie przełomu koło Zawichostu, choć są rów-
nież przesłanki za powstaniem przełomu pra-Wisły przez Wyżyny Polskie już
w pliocenie (Klimaszewski 1958; Różycki 1972; Pożaryski i in. 1994). Póź-
niejsze nierównomierne podniesienie obszaru Kotliny Sandomierskiej spo-
wodowało przebudowę sieci rzecznej. Rzeki karpackie wcięły się w podło-
że mioceńskie, tworząc schodowy układ teras erozyjno-akumulacyjnych
(Laskowska-Wysoczańska 1971, 1981). Przerwany został odpływ wód do pra-
Dniestru. Już przed zlodowaceniem południowopolskim (Starkel 1972), lub
w czasie zaniku lądolodu stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowo-
polskiego (Laskowska-Wysoczańska 1981; Mojski 1993), powstała dzisiej-
sza część dorzecza górnej Wisły w Kotlinie Sandomierskiej. Czwartorzędo-
we ochłodzenia doprowadziły do rozwoju zlodowaceń skandynawskich,
których wiek i zasięgi na terenie Kotlin Podkarpackich nie są jeszcze dokład-
nie poznane (Mojski 1993; Lindner 1992). Zakłada się trzykrotne zlodowa-
cenie obszaru kotlin podkarpackich (Lindner, Wojtanowicz 1997; Lindner i in.
1998). Zlodowacenie nidy (najstarsze z południowopolskich zlodowaceń) nie
sięgnęło bezpośrednio do obszaru kotliny Sandomierskiej, ale ślady jego po-
bytu pochodzą z przełomu Wisły przez wyżyny południowopolskie (Pożaryski
i in. 1994). Po recesji tego lądolodu, a co najmniej od interglacjału małopol-
skiego wody rzek karpackich kierowały się na wschód, wzdłuż Rynny Pod-
karpackiej do Sanu. Z systemem pra-Dunajca-Wisłoki-Wisłoka i Sanu, jako
rzeki głównej, należy wiązać prawdopodobnie intensywną erozję wgłębną
w przełomie przez wyżyny południowopolskie (Pożaryski i in. 1994). Pod-
czas zlodowacenia sanu I (drugiego ze zlodowaceń południowopolskich) lą-
dolód sięgnął do środkowej części Kotliny Sandomierskiej, gdzie pozostawił
osady lodowcowe datowane metodą TL na 595 ka BP (Kwapisz, Szajn 1987).
Po recesji tego lądolodu w czasie interglacjału ferdynandowskiego nastąpi-

ło rozcinanie i odpreparowywanie dolin. W czasie zlodowacenia sanu 2 (trzeciego z południowopolskich), około 500 ka BP, lądolód skandynawski przykrył całkowicie obszar Kotlin Podkarpackich, przekraczając próg Pogórza Karpackiego. Pozostawił on po sobie gliny morenowe i utwory wodnolodowcowe, niemal całkowicie zniszczone przez późniejszą erozję. Postój czoła tego lądolodu na obszarze Kotliny Sandomierskiej wyznaczają osady czołowomorenowe na linii Tarnów-Brzeźnica-Czarna-Grodzisko koło Leżajska (Konior 1946; Laskowska-Wysoczańska 1971). Wówczas doszło do ostatecznego uformowania, na południe od czoła tego lądolodu, rozległej doliny marginalnej (pradoliny) określanej jako Rynna Podkarpacka (Starkel 1972). Ostatnio na podstawie nowych doniesień o nieprzykrytych przez lądolód sanu 2 stanowiskach osadów organicznych interglacjału ferdynandowskiego przyjmuje się, że maksymalny zasięg na brzegu Karpat miał lądolód zlodowacenia sanu 1 (Lindner 2002). Zanik lądolodu sanu 2 spowodował erozję w dnach dolin i wyprzątanie osadów glacialnych podczas interglacjału mazowieckiego (mazovian sensu lato), a następnie wypełnianie dolin serią piasków i mułków fluwioperyglacialnych rozpoznanych między innymi w rejonie Sandomierza i Mokoszyna (Szczepanek 1960; Maruszczak 1991). Lądolód odry (starszy z lądolodów środkowopolskich) przykrył północną część Kotliny Sandomierskiej sięgając lobem okolic Biłgoraja i Niska n/Sanem (Buraczyński 2002). Zablockował on odpływ rzek ku północy i spowodował utworzenie rozległego jeziora zastoiskowego, którego osady przykryte przez glinę lodowcową zachowały się jedynie na krawędzi doliny Wisły w rejonie Sandomierza i zostały datowane na 309–295 ka BP (Maruszczak 1991). Do tego zbiornika zastoiskowego były wysypywane na jego obrzeżeniu stożki-delta rzek karpackich, których osady mułkowo-piaszczyste z florą dryasową o miąższości 20–25 m wypełniają według L. Starkla (1984) kopalną rynnę Wisłoki w rejonie Pustkowa. Po recesji lądolodu odrzańskiego nastąpiła erozja i wyprzątanie osadów z den dolin, a następnie akumulacja poodrzańskich serii rzecznych obejmujących łącznie interglacjał lubelski, zlodowacenie warty i interglacjał eemski (Pożaryski i in. 1994). Wówczas została wyrzeźbiona dolina rzeczna odpowiadająca dzisiejszej Wiśle, która odprowadzała wody wszystkich dopływów karpackich do przełomu przez Wyżyny Polskie. Powstał więc system rzeczny z Wisłą, jako rzeką główną (Pożaryski i in. 1994). Interglacjał eemski zaznaczył się rozcięciem pokryw terasowych, które na obszarze kotlin podkarpackich zwykle nie dotarło do den z interglacjału mazowieckiego (Starkel 1984). Brak na obszarze Kotliny Sandomierskiej osadów interglacialnych datowanych na eem uniemożliwia pełną korelację zdarzeń i datowanie wypełnień rynien erozyjnych. Jak przypuszcza A. Środoń

(1965) i W. Laskowska-Wysoczańska (1971), część żwirów oraz utworów organicznych w spągu osadów zlodowacenia vistulian może pochodzić z tego okresu.

2.3. PODZIAŁ GEOMORFOLOGICZNY I OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA RZEŻBY KOTLINY SANDOMIERSKIEJ

Wschodni człon Kotlin Podkarpackich stanowi Kotlina Sandomierska mająca zarys trójkąta, którego podstawą jest próg Pogórza Karpackiego, zachodnie ramię wyznacza krawędź Wyżyny Małopolskiej, a wschodnie Roztocze (ryc. 1). Rozciągłość równoleżnikowa kotliny w granicach Polski sięga 250 km, a maksymalna szerokość 80–100 km. Jej powierzchnia obniża się ku północy. Międzydolinne płaskowyże opadają od 280 do 210 m n.p.m., zaś koryta rzek leżą na wysokości od 190 m n.p.m. u brzegu Karpat do 138 m n.p.m. poniżej ujścia Sanu do Wisły, w najniższym punkcie Kotliny Sandomierskiej (Starkel 1972). Doliny Wisły i Sanu ciągną się wzdłuż obu ramion nizinnego trójkąta i spotykają się na wysokości 142 m n.p.m., między Sandomierzem i Zawichostem. Zbierają one wody większości rzek karpackich, które płynąc zgodnie z ogólnym pochyleniem terenu ku północy, rozcięły dno Kotliny Sandomierskiej na kilka centralnie położonych płatów wysoczyznowych (płaskowyżów) oraz rozczłonkowanych działów przykarpackich – przedgórzy o wysokości względnej 40–80 m – na których zachowały się oszczędzone przez erozję resztki osadów lodowcowych z okresu zlodowaceń południowopolskich (na wschód od doliny Sanu również utworów lodowcowych młodszego zlodowacenia), przykrytych pokrywą lessową. Na obrzeżu płaskowyżów występują równiny powstałe na skutek denudacji peryglacjalnej, z których sterczą pagóry ostańcowe zbudowane z osadów lodowcowych. Na wschód od doliny Sanu wyodrębnił się rozległy Płaskowyż Tarnogrodzki (do 230 m n.p.m.) oraz niewielki fragment Płaskowyżu Chyrowskiego, między Wisłoką, Wisłokiem a Sanem Płaskowyż Kolbuszowski (do 266 m), a między Wisłoką a Dunajcem Płaskowyż Tarnowski (do 255 m). Na zachód od doliny Dunajca występuje kilka mniejszych silnie rozczłonkowanych płatów wysoczyznowych (Wysoczyzna Wojnicka i Szczepanowska). Pomiędzy Płaskowyżem Tarnowskim i Kolbuszowskim a progiem Pogórza Karpackiego i Działem Kańczuckim, na wschód od doliny Dunajca można prześledzić niemal równoleżnikowe obniżenie terenu zwane Rynną Podkarpacką (Starkel 1972), częściowo wykorzystane przez równoleżnikowe odcinki Wisłoki i jej dopływu Wielopolki, Wisłoka i jego dopływów Mrowli i Czarnej, Sanu i Wiszni. Doliną tą odpływały ku południowemu-wschodowi do doliny Dniestru wody roztopowe lądolodu zlodowacenia sanu 1. Jest to więc forma posiada-

jąca charakter pradoliny, najwyraźniej zaznaczona w terenie między Rzeszowem a Przeworskiem. W poprzek tej pradoliny przebiega dział wodny między zlewiskiem Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego.

2.3.1. RZEŻBA DEN DOLIN

Około 40% obszaru Kotliny Sandomierskiej zajmują sterasowane dna doliny Wisły i dolnych odcinków jej dopływów karpackich (ryc. 1). W obrębie dolin zaznaczają się systemy vistuliańskich stopni terasowych i stożków o szerokości do 20 km i wysokości 15–20 m i 6(8)–12 m, zbudowane najczęściej z piaszczystych pokryw zwydmionych w stropie. Ten wyższy stopień (poziom II) u wylotu dolin karpackich jest nadbudowany lessami, dalej od brzegu Karpat przechodzi w terasę piaszczystą w stropie zwydmioną. W dolinie Wisły między Zatorem a Opatowcem poziom II o wysokości 15–20 m tworzy wyraźną terasę z pokrywą lessów, mającą miejscami charakter szerokiej platformy (tzw. terasa lessowa). Natomiast niższy stopień terasowy (poziom III) o wysokości 8–12 m posiada złożoną budowę i rzeźbę w zależności od położenia w profilu podłużnym. Budują go osady ze środkowego vistulianu tworzące często kopalne stopnie erozyjne przykryte w stropie młodopleniglacialnymi aluwiami. Zazwyczaj odcinki o charakterze erozyjnym z zachowanym systemem koryt roztokowych, którym czasami towarzyszą łachy piaszczyste bez wydm przechodzą w dolnym biegu rzeki w odcinki akumulacyjne zwydmionych stożków napływowych. Szczególnie rozległe powierzchnie zajmuje ten stopień w obrębie stożków aluwialnych u wylotu dolin karpackich Raby, Dunajca, Wisłoki i Wisłoka oraz w dolinie Sanu u ujścia do Wisły i w samej dolinie Wisły. Dna tych dolin zasłane są osadami piaszczystymi pochodzenia rzecznoego, mającymi charakter równin kryjących kopalne rynny erozyjne wycięte w miocenie i wypełnione żwirami. Łączna miąższość osadów aluwialnych wynosi od kilku do kilkunastu metrów, dochodząc w osiach kopalnych rozcięć do 30 m. Na powierzchni poziomu III (8–10 m) zaznaczają się generacje mniejszych stożków napływowych (krewasowych), piaszczystych wałów przykorytowych w stropie zwydmionych oraz marginalnych obniżen zatorfionych lub wysłanych madami znaczących strefy przepływów szerokiego koryta roztokowego (Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987b; Gębica 1995b). W późnym vistulianie i holocenie równiny zostały objęte procesami eolicznymi, powstały liczne pola piasków przewianych i wydmy o wysokości dochodzącej do 25 m (Wojtanowicz 1972; Burańczyński 1994; Izmailow 2001).

Współczesne dna dolin zajmują szerokie na 2–6 km równiny teras holocenijskich złożone z wyższego stopnia tworzącego tzw. terasę rędzinną (poziom IV) opadającą od 200 m n.p.m. u wylotu dolin z Karpat do 142 m n.p.m. w wiodłach Wisły i Sanu, i wysokości 6–10 m nad poziom koryt, zalewanej odcinkami tylko podczas katastrofalnych wezbrań. Jej budowa jest złożona. Cokół terasy tworzą osady pleniglacialne występujące obecnie w formie kopalnych pólek i ostańców erozyjnych, przykryte kilkoma seriami aluwii włożonych w kolejne rozcięcia, podkreślone odrębnymi systemami starorzeczy, które zostały wydatowane i skorelowane z kilkoma fazami wzmożonych częstości powodzi w ciągu całego holocenu (Starkel 1960, 1977, 1983, 2001; Alexandrowicz i in. 1981; Kalicki 1991). U ujścia dopływów karpaccich do doliny Wisły łączą się z nimi równiny holocenijskich stożków napływowych o złożonym rozwoju, zazwyczaj z systemami starorzeczy opuszczonych na drodze awulsji (Gębica 1995a, b). Na obrzeżeniu den dolin często występują duże paleomeandry lub/i płaskie i podmokłe równiny roztokowe, stanowiące element późnoglacialnych równin erozyjnych (Alexandrowicz i in. 1981; Szumański 1983; Starkel, Gębica 1995b). Korytom towarzyszą wąskie listwy (od kilkudziesięciu do kilkuset metrów) niższych równin zalewowych (tzw. teras łęgowych) o wysokości 2–5 m, niejednokrotnie ze śladami koryt roztokowych powstałych w okresie ostatnich 200 lat (Szumański 1986).

2.4. SIEĆ RZECZNA I REŻIM HYDROLOGICZNY

Kotliny podkarpaccie koncentrują w sobie rzeki dorzecza górnej Wisły. Kształt dorzecza górnej Wisły jest wyraźnie asymetryczny, przeważają dopływy prawobrzeżne (karpaccie), w porównaniu z lewobrzeżnymi (wyżynnymi). W górnej części dorzecza Wisły po ujście Sanu, dopływy karpaccie charakteryzują się nie tylko większymi wezbraniem, ale także spadkami i dużą gęstością sieci rzecznej (Dynowska, Maciejewski red., 1991). Największymi z nich są zlewnia Sanu o powierzchni 16 732 km² i zlewnia Dunajca o powierzchni 6798 km². Do pozostałych większych karpaccich dopływów Wisły należą: Biała, Soła, Skawa, Raba, Wisłoka i Wisłok (dopływ Sanu) oraz szereg mniejszych dopływów biorących początek z płaskowyżów Kotliny Sandomierskiej (np. Breń, Trześniówka i Mokrzyżówka, Łęg i in.). Natomiast do lewobrzeżnych (wyżynnych) dopływów Wisły należą przede wszystkim Przemsa w Kotlinie Oświęcimskiej oraz Szreniawa, Nidzica, Nida, Czarna i Koprzywianka w Kotlinie Sandomierskiej. W samej dolinie Wisły, płynącej Kotliną Oświęcimską, przez Bramę Krakowską i wzdłuż północno-zachodniego brzegu Kotliny Sandomierskiej, na całej długości od Goczałkowic po Zawichost występuje naprzemianległość czterech zasadniczych typów odcin-

ków: zwężeń, rozszerzeń, stref dawnych bifurkacji i odcinków asymetrycznych (Starkel 2001; Gębica 1995a, b). Zwężenia o typie przełomów występują koło Góry (powyżej Brzeszcza), w Bramie Krakowskiej (szerokość koło Tyńca jedynie 400 m) i koło Zawichostu. Przeważająca część biegu rzek odznacza się rozszerzeniami dolinnymi, z których największe występują przy połączeniach lejkowatych z dnami dolin dopływów. Powyżej ujść dopływów spotyka się obszary podmokłe z zachowanymi licznymi śladami odciętych koryt meandrowych i płaskich, zatorfionych obniżen drenowanych przez niewielkie ciek (np. obniżenie Drwinki w dolinie Wisły i Kisieliny w dolinie Dunajca). Natomiast poniżej ujścia Dunajca i Wisłoki występują ciągi nieczynnych obecnie obniżen zapasowych (odwadnianych przez Breń i Trześniówkę), oddzielonych od aktualnego dna doliny płatami zwydmionych teras. Inny charakter mają wyraźnie asymetryczne odcinki doliny Wisły (np. między Nowym Brzeskiem a Opatowcem), w których koryto Wisły od dawna spychane jest pod krawędź wyżyny, podcina ją, powodując jednocześnie powstanie pagórów meandrowych na prawym brzegu rzeki (Trawniki i Skala w rejonie Grobli, wzgórze Pączek koło Sandomierza).

Koryto współczesnej Wisły ma spadek malejący od 0,36‰ w Kotlinie Oświęcimskiej do około 0,26‰ w Kotlinie Sandomierskiej. Natomiast spadek koryt dopływów karpackich w Kotlinie Sandomierskiej jest większy i wynosi od 1–0,7‰ (u wylotu z Karpat) do 0,32‰ (u ujścia do Wisły). Przed regulacją, która miała miejsce w drugiej połowie XIX i na początku XX wieku Wisła i dopływy karpackie miały charakter rzek meandrowych. Odcinki roztokowe pojawiały się u wylotów rzek górskich, przeciążonych rumowiskiem włączonym (np. Soła, Dunajec). Szerokość obecnego koryta Wisły wynosi od około 80 m do 300 m i jest ponad dwa razy mniejsza niż przed regulacją. Natomiast szerokość koryt dopływów karpackich jest bardzo zmienna i waha się od 20–30 do 50 m (Raba, Wisłoka i Wisłok) a nawet do około 100–200 m (Dunajec i San). Po regulacji zmniejszeniu uległy szerokości koryt i nastąpił na niektórych odcinkach wzrost ich spadku, któremu towarzyszyło powszechne pogłębianie koryt (Klimek 1983a). Tendencja do pogłębiania koryt trwa nadal.

Z przepływami, szerokością i głębokością koryt wiążą się wahania stanów wody, które są w pewnym stopniu modyfikowane przez wały powodziowe niemal na całej długości Wisły oraz w dolnych odcinkach jej karpackich dopływów. Jeżeli w odcinku górskim wahania te sięgają 2–4 metrów, to na przedpolu Karpat z obwałowaniami są rzędu 7–9 metrów, w dolinie Dunajca nawet 10,5 m (Punzet 1991). Skala wahań stanów wód wskazuje, że gdyby nie było obwałowań, uległyby zalaniu współczesne szerokie dna holocen-

skie wraz z niższymi fragmentami plejstocenijskich teras nadzalewowych. Zdarza się to w czasie katastrofalnych powodzi, kiedy przerwaniu ulegają wały przeciwpowodziowe, co miało miejsce w dolinie Wisły i jej karpackich dopływach, np. w 1934 roku (Lewakowski 1935), w 1997 roku w dolinie Wisły koło Szczucina (Gębica, Sokołowski 2001a) i w 2001 roku w rejonie Zalesia Gorzyckiego koło Sandomierza.

Podziękowania

Napisanie tej rozprawy było możliwe dzięki życzliwości i pomocy zarówno moich kolegów z Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IG i PZ PAN w Krakowie, jak i wielu innych osób. W tym miejscu pragnę podziękować byłemu kierownikowi zakładu, mojemu nauczycielowi i koledze Prof. Leszkowi Starckowi za jego życzliwość i ciągle zainteresowanie wynikami prowadzonych przeze mnie badań terenowych. Dziękuję obecnemu kierownikowi zakładu i koledze Prof. Adamowi Kotarbie za zainteresowanie postępem rozprawy. Dyrekcji Instytutu Geografii i PZ PAN dziękuję za przedłużenie w ostatnich latach umowy o pracę, co ułatwiło mi prowadzenie badań i ukończenie rozprawy.

Dziękuję Prof. Kazimierzowi Szczepankowi z Uniwersytetu Jagiellońskiego za ekspertyzowe wykonanie wielu analiz palinologicznych. Prof. Annie Pazdur i Dr hab. Andrzejowi Bluszczowi z Politechniki Śląskiej w Gliwicach dziękuję za wykonane analizy radiowęglowe i luminescencyjne oraz udział w poborze prób do datowań, a Panom Dr. Ireneuszowi Olszakowi z Uniwersytetu Gdańskiego i Dr. hab. Bartłomiejowi Jaśkowskiemu z Akademii Pedagogicznej w Kielcach za bezinteresowne zainteresowanie problematyką badań i wykonanie analiz TL. Dr Barbarze Woronko z Uniwersytetu Warszawskiego dziękuję za wykonanie analiz zmatowienia i obtoczenia ziaren kwarcu, a Mgr Annie Budek za wykonane analizy granulometryczne i przygotowanie na komputerze profilów z diagramami uziarnienia. Osobne podziękowanie składam osobom, które pomagały w wierceniach terenowych i przygotowaniu pracy do druku. Serdeczne podziękowania składam Dr Ewie Niedziałkowskiej za trud przeczytania całego maszynopisu pracy i wychwycenie wielu drobnych błędów, które znalazły się w tekście rozprawy. Pani Mgr Marii Klimkowej dziękuję za wykonanie czystorysów rycin, Mgr. Pawłowi Prokopowi za pomoc w przy opisie wierceń geologicznych i skanowanie rycin, Mgr. Stanisławowi Kędzi za pomoc w obsłudze wiertni „Geomeres” i innych pracach terenowych. Dr. Stanisławowi Brudowi, Mgr. Jackowi Płonczyńskiemu z Przedsiębiorstwa Geologicznego S.A. w Krakowie i Dr. Tadeuszowi Sokołowskiemu z AGH w Krakowie dziękuję za udostępnienie archiwalnej do-

kumentacji wierceń i innych materiałów geologicznych. Panu mgr. Mariuszowi Rolkowi Głównemu Geologowi w Rzeszowie oraz Pani Katarzynie Kołodziej z Archiwum Geologicznego w Rzeszowie za życzliwe udostępnianie archiwalnej dokumentacji wierceń

Dziękuję mojej Żonie i Synom za cierpliwość i wyrozumiałość w czasie moich wielokrotnych wyjazdów terenowych i pisania pracy. Moim Rodzicom i Siostrze dziękuję za zainteresowanie i ciągłe wspieranie mnie.

3. CHARAKTERYSTYKA ODCINKÓW DOLIN I SYSTEMÓW TERASOWYCH

3.1. DOLINA WISŁY W BRAMIE KRAKOWSKIEJ

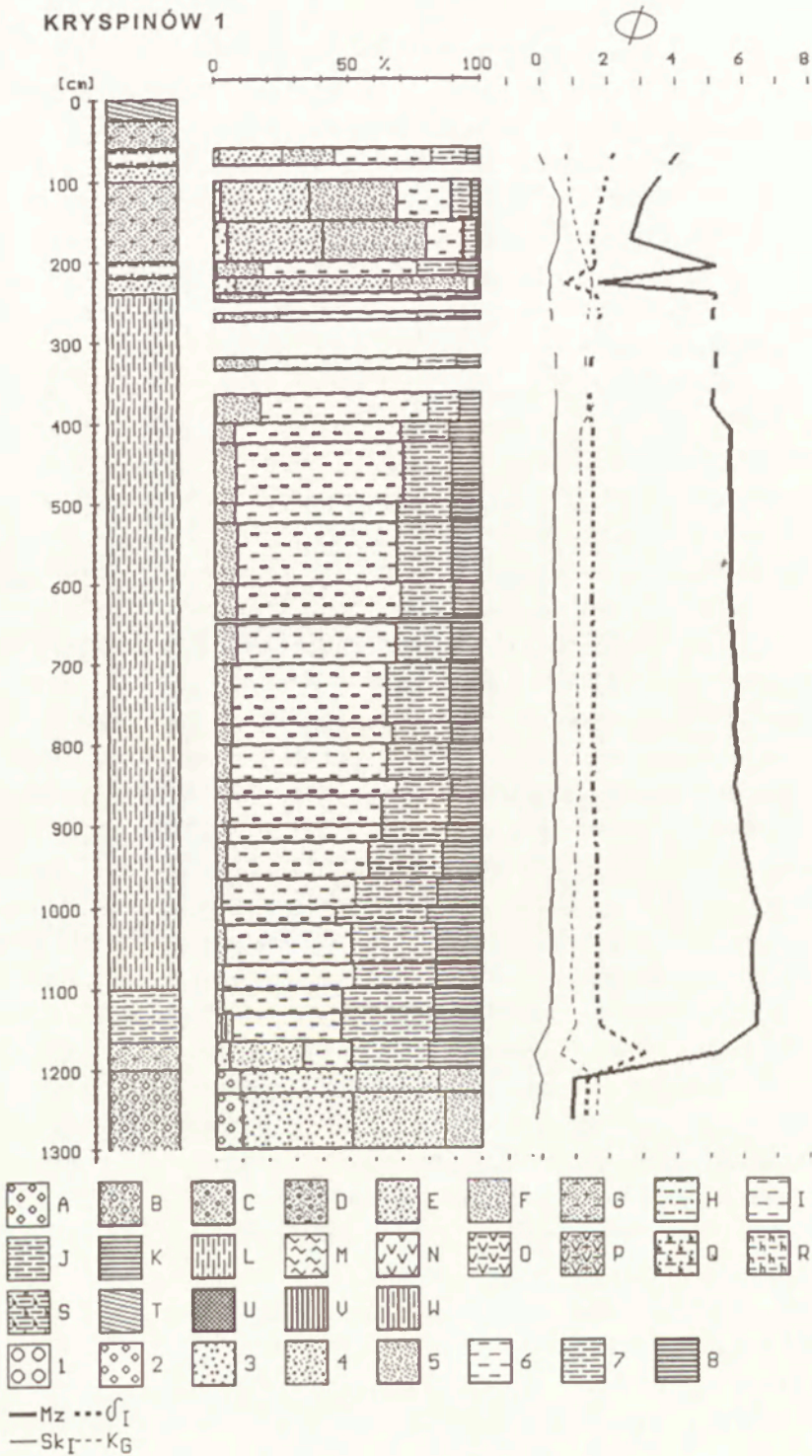
Między Kotliną Oświęcimską a Sandomierską ciągnie się na długości 35 km równoleżnikowy odcinek doliny Wisły osiągający 3–5 km w najszerszym miejscu, a w odcinku właściwego przełomu koło Tyńca tylko 0,4 km. Vistuliańskie osady rzeczne w Bramie Krakowskiej były rozpoznane głównie na północnym brzegu doliny Wisły (Rutkowski 1987, 1993), gdzie odznaczają się one na ogół niewielkim zasięgiem, drobnoziarnistym uziarnieniem piasków i przejściem ku zboczom w osady rzecznoperyglacjalne, utworzone przez żwiry, piaski gliniaste, wkładki pyłów i w stropie lessy. Po północnej stronie doliny Wisły w rejonie Okleśnej występuje dwudzielna listwa terasy piaszczystej o szerokości do 0,5 km i wysokości 12–25 m nad poziom Wisły. Zbliżoną wysokość ma występujący w rejonie Przegonia-Zagacie silnie zdenudowany poziom piaszczysto-żwirowy, który powstał wskutek redepozycji aluwii i stożków napływowych złożonych u wylotów bocznych, okresowych dolin. W stropie terasy występują dobrze obtoczone piaski średnioziarniste tworzące pokrywy eoliczne i wydmy (Płonczyński 1993). W Kępkach na południe od Wisły znajduje się fragment terasy lessowej wznoszącej się 15–23 m nad poziom rzeki i o szerokości 1 km, będący odpowiednikiem terasy z pokrywą lessową w Kotlinie Oświęcimskiej. W profilu terasy, dzięki wierceniom stwierdzono, pod 12–13-metrową pokrywą lessu (w dolnej warstwie zapiaszczonego), zaleganie aluwii piaszczysto-żwirowych. Powyżej ujścia Skawinki występuje 20-metrowa listwa terasy wiązana dawniej ze zlodowaczeniem środkowopolskim (Starkel 1967). Budują ją, w rejonie Skawiny, spoczywające na ilach i piaskach badenu żwiry oraz piaski ze żwirami, miejscami z wkładkami mułków starorzecznych. Osady starorzeczne wypełniające kopalne koryta pochodzą zapewne ze środkowego plenivistulianu. W piaskach stropowej części terasy obserwowano na różnych poziomach kliny mrozowe i pograży (Starkel 1967), pochodzące zapewne z górnego plenivistulianu. W Podborach u ujścia Skawinki piaszczysty fragment terasy jest przykryty madami i włożony w starsze pokrywy żwirowo-piaszczyste budujące jej wyższą część. Z piasków, około 3,5 metra poniżej stropu pokrywy uzyskano metodą TL datę 20 ± 4 ka BP (GdTL-250) (Rutkowski 1993), wskazują-

cą na maksimum plenigłcała. Nie jest wykluczone, że cokol tej terasy zawiera osady starsze związane ze zlodowaczeniem środkowopolskim. Poniżej ujścia Skawinki Wisła skręca na północ, a następnie na wschód płynąc między wapiennymi zrębami. Dno doliny zajęte jest głównie przez terasę rędzinną, natomiast fragmenty wyższych pokryw aluwialnych występują w rozszerzeniach dolin dopływów. W Piekarach w przelomie Wisły na wzgórzu zbudowanym z wapieni skalistych położone jest stanowisko paleolityczne w lesach (Madeyska 2001). Zachowała się tam na wysokości około 25 m nad koryto Wisły pokrywa aluwiów zlodowacenia warty (poziom I), przykryta glebą eemską i utworami soliflukcyjno-deluwalnymi z artefaktami paleolitycznymi ostatnio datowanymi TL na 61–36 ka BP (Valladas i in. 2002). Na lewym brzegu rzeki w Ściejowicach występuje listwa terasy lessowej osiągnąca wysokość 17–18 m nad koryto Wisły. Pod pokrywą lessu został złożony na aluwiach torf leśny, początkowo uważany za interglacialny, a przez A. Środonia (1972) związany z interstadiem brörup, a następnie z interstadiem denekamp (Mamakowa, Środoń 1977). Datowanie radiowęglowe spągu mułków organicznych zawierających florę tundrową dało wynik $38\ 300 \pm 3600$ lat BP, natomiast dla próby w stropie mułku otrzymano dwie daty $24\ 200 \pm 600$ (RES) i $23\ 000 \pm 600$ (NaOH-SOL) (Mamakowa, Rutkowski 1989b), które prawdopodobnie mogą być odmlodzone.

W rejonie Kryspinowa, w rozszerzeniach ujściowego odcinka doliny Sanki, występuje płat terasy piaszczystej o wysokości 15–20 m nad poziom Wisły (poziom II), oddzielony od holocenijskiego dna krawędzią o wysokości 3–4 m. Buduje go seria żwirów i piasków rzecznych przykryta piaskami zawierającymi w stropie wkładki mułków organicznych z florą lasotundry datowaną na $32\ 400 \pm 1100$ lat BP (Mamakowa, Rutkowski 1989a). Natomiast obszar położony na południowym obrzeżu doliny Sanki niedaleko ujścia do Wisły pokrywają głównie lessy vistulianskie. Na łagodnie opadającym do dna doliny południowym skłonie Sanki wykonano wiercenie na wysokości 223,5 m n.p.m. Pod stropowymi piaskami i mułkami miąższosci 2,5 m zalega pokrywa lessu miąższosci 8,5 m leżącego na aluwiach sięgających do wysokości około 12 m nad poziom Wisły, a więc podobnie jak w profilu w Ściejowicach (ryc. 2). Spągowe warstwy lessu są bezwęglanowe, zailone i były akumulowane w obrębie zabagnionego i zalewanego przez powódzie dna doliny. Ku stropowi przeważa less typowy, eoliczny o zawartości 3–6% CaCO_3 , w którym zauważa się stopniowy wzrost udziału frakcji pylastej i drobnoziarnistego piasku. Świadczy to o depozycji pyłu lessowego na terasie poza zasięgiem wód powodziowych (Gębica, Budek 2001). Opisana sekwencja jest podobna do budowy pokrywy lessowej poziomu II na terasie nowohuckiej na wschód od

Krakowa, w której podlessowe mułki organiczne akumulowane w środowisku zabagnionego dna doliny były datowane na około 27 ka BP (Mamakowa, Środoń 1977). Na wschodnim krańcu Wzgórza św. Bronisławy między dolinami Wisły i Rudawy położone jest na wysokości około 35 m nad poziom rzeki stanowisko Kraków-Zwierzyniec (Sawicki 1952; Konecka-Betley, Madeyska 1985; Madeyska 2001). Pod lessami datowanymi na górną plenivistulian ze stanowiskami łowców mamutów, glebami interstadialnymi i glebą eemską występują prawdopodobnie osady rzeczne interglacjału eemskiego lub ze schyłku zlodowacenia warty. Natomiast na południowym spłaszczeniu opadającym do doliny Wisły, w wierceniach przy ul. Malczewskiego pod 10-metrową pokrywą lessu stwierdzono aluwia piaszczyste sięgające do wysokości 13–15 m nad koryto Wisły, a więc schodzące niżej niż osady z glebą eemską (Kalicki, Gębica 1999). Odślonięcia tych piasków i mułków w sztucznej skarpie przy ul. Księcia Józefa umożliwiły wykonanie wkopów, w których stwierdzono obecność trzech poziomów kulturowych datowanych na co najmniej środkowy pleniglacjał (Sitlivy i in. 1999). Odkryte w piaskach węgle drzewne pochodzące z palenisk pozostawionych przez człowieka paleolitycznego zostały datowane metodą radiowęglową na ponad 40 ka BP (Kalicki, inf. ustna). Są to więc aluwia interpleniglacjałne budujące kopalny stopień terasowy (poziom II) przykryty młodszym ogniwem lessu vistuliańskiego. Pokrywa tego wieku schodzi poniżej współczesnego poziomu Wisły, tworząc cokół erozyjny terasy rędzinnej. Jest ona ścięta w stropie i przykryta madami holoceniowymi. Wskazują na to zagrzebane pod madami mułki z chłodną florą u ujścia Wilgi w Ludwinowie, badane przez A.J. Żmudę (1914), a ostatecznie powiązane z interpleniglacjałem ostatniego zlodowacenia (Sokołowski, Wasylińska 1984). Datowane trzy próby z mułków uzyskały wiek od > 35 500 do > 43 000 lat BP, a więc należą one do kompleksu interstadialnego Hengelo-Moershoofd lub są starsze. W jednej z niewielkich dolin uchodzących do Wilgi na terenie Krakowa-Kurdwanowa, podczas badań archeologicznych, odślonięto stropową pokrywę piasków budującą poziom III, sięgającą 1–2 metry ponad zalewowe dno doliny, która zawierała krzemienie schyłkowopaleolityczne. Piaski były drobno- i średnioziarniste poziomo warstwowane i laminowane. Wysoki stopień zmatowienia i obtoczenia ziaren kwarcu (udział ziaren z grupy RM i EM/RM od 20 do 60%) świadczą o genezie eolicznej piasków pokrywowych (Woronko 2001) tworzonych u schyłku vistulianu (młodszy dryas?). Podobnie stożek napływowy Prądnika zbudowany w północnej części ze żwirów wapiennych, a w południowej z warstwowanych piasków odśloniętych do głębokości kilkunastu metrów w wykopach na dworcu kolejowym w Krakowie, nie jest wieku środkowo-

KRYSPINÓW 1



Ryc. 2. Litologia i granulometria lessów oraz utworów rzecznych w profilu Kryspinów na terasie Sanki u ujścia do Wisły (wg: Gębica, Budek 2001).

Znaki litologiczne: A – żwir, B – piasek ze żwirem, C – piasek z pojedynczymi żwirami, D – piasek mułkowany z pojedynczymi żwirami, E – piasek gruboziarnisty, F – piasek drobnoziarnisty, G – piasek pylasty, H – mułek piaszczysty, I – mułek, J – mułek ilasty, K – il, L – less, M – deluwia, N – torf, O – mułek organiczny, P – mułek organiczny zapiaszczony, Q – mułek z piaskiem i substancją organiczną, R – mułek z substancją organiczną, S – il z substancją organiczną, T – gleba współczesna, U – poziom humusowy gleby kopalnej, V – poziom eluwialny, W – poziom iluwialny.

Objaśnienia frakcji: 1 – żwir gruboziarnisty (poniżej -4ϕ), 2 – żwir średnio i drobnoziarnisty (-4 ; -1ϕ), 3 – piasek gruboziarnisty (-1 ; $+1\phi$), 4 – piasek średnioziarnisty ($+1$; $+2\phi$), 5 – piasek drobnoziarnisty ($+2$; $+4\phi$), 6 – pył grubo i średnioziarnisty ($+4$; $+6\phi$), 7 – pył drobnoziarnisty ($+6$; $+8\phi$), 8 – Il (powyżej 8ϕ); Mz – średnia średnica, δ_1 – odchylenie standardowe, Sk₁ – skośność, K_G – kurtoza

Lithology and granulometry of loess and alluvial deposits in the profile Kryspinów on the Sanka river terrace (II); (after Gębica, Budek, 2001).

Lithological signs: A – gravel, B – sand with gravel, C – sand with single gravels, D – silty sand with single gravels, E – coarse sand, F – fine sand, G – silty sand, H – sandy silt, I – silt, J – clayey silt, K – clay, L – loess, M – deluvia, N – peat, O – organic silt, P – sandy organic silt, Q – silt with sand and organic matter, R – silt with organic matter, S – clay with organic matter, T – soil, U – humus horizon of fossil soil, V – eluvial horizon, W – illuvial horizon

Fractions: 1 – coarse gravel (below -4ϕ), 2 – medium and fine gravel (-4 to -1ϕ), 3 – coarse sand (-1 to $+1\phi$), 4 – medium sand ($+1$ to $+2\phi$), 5 – fine sand ($+2$ to $+4\phi$), 6 – coarse and medium silt ($+4$ to $+6\phi$), 7 – fine silt ($+6$ to $+8\phi$), 8 – clay (above 8ϕ), Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis

polskiego (Tyczyńska 1968). Reprezentuje on górny plenivistulian synchroniczny z akumulacją lessów młodszych (Rutkowski 1993), których koniec sedymentacji został wydatowany na $14\ 800 \pm 300$ lat BP w dolinie Prądnika poprzez określenie wieku skorup ślimaków występujących w stropie lessu (Alexandrowicz, Ewin 1988).

W odcinku doliny Wisły położonym w Bramie Krakowskiej rysuje się zatem następujący przebieg zdarzeń. W rozcięciach aluwii z glebą eemską znajduje się pokrywa piasków i mułków środkowego vistulianu datowana na ponad 40 ka BP zawierająca w stropie artefakty paleolityczne. W okresie późniejszym na równinie zalewowej przebiegała akumulacja utworów pozakorytowych, w odciętych korytach lub jeziorach termokrasowych odkładane były mułki organiczne i torfy, a na obrzeżach doliny lessy aluwialne. Datowania osadów organicznych wskazują na okres interpleniglacialny vistulianu (kompleks interstadialny moershoofd- hengelo i denekamp, tj. od ponad 43 ka BP do około 38 i 27/24 ka BP). Z interstadialu denekamp (około 32 ka BP) pochodzą szczątki organiczne składane na aluwiiach piaszczystych po północnej stronie Wisły. Po około 27 ka BP nastąpiło rozcięcie równiny i prawdopodobnie pogłębienie i/lub poszerzenie koryta, co spowodowało ograniczenie pionowego zasięgu wezbrań na tyle, że składany na terasie less nie był

zalewany wodami powodziowymi. Odkładanie warstw lessu eolicznego odbywało się w warunkach subaeralnych, a wzrost udziału ku stropowi frakcji pylastej i piasku świadczy o rosnącej suchości klimatu i prawdopodobnie sile wiatru. Less był składany na terasie do około 14–15 ka BP. Badania aluwiów równiny zalewowej wskazują przeważnie na ich młodoholocenijski wiek, co wiąże się z koncentracją przepływu, jak i z przeróbką starszych aluwiów w zwężeniu doliny. Podczas okresów o większej częstotliwości wezbrań następowało wyprzątanie starszych aluwiów i zaleganie młodszych.

3.2. DOLINA WISŁY MIĘDZY KRAKOWEM A UJŚCIEM RABY

Dno doliny Wisły poniżej Krakowa rozszerza się od 5 do 9 km. Obramowane jest od południa górami Wysoczyzny Gdowsko-Wielickiej, a od północy skłonami Wyżyny Małopolskiej. Szerokie na 6 km zalewowe dno doliny (tzw. terasa rędzinna) otacza od północy terasa lessowa (poziom II) mająca charakter platformy lessowej o szerokości 2–3 km i wysokości 15–20 m nad poziom Wisły. Na wschód od Kombinatoru Huty im. T. Sendzimira, ciągnie się wąska listwa wyższego stopnia okryta lessem o wysokości 25–28 m nad poziom Wisły, który prawdopodobnie budują aluwia zlodowacenia środkowopolskiego. Dno doliny, wycięte w łańcuchach miocenu, wypełnia seria żwirów schodząca do 6–10 m poniżej średniego poziomu wody w Wiśle. Terasę wysokości 15–20 m nad poziom rzeki buduje pokrywa lessowa spoczywająca na mułkach z wkładkami torfu i piaskach ze żwirami, które wyrównują strop miocenu porozcinanego rynnami wieku interglacjalnego. W pokrywie żwirowo-piaszczystej powycinane są kopalne koryta (starorzecza) wypełnione mułkami, torfami i gytiami (Kleczkowski 1964). Ogniwo żwirów i piasków budujące spąg terasy było datowane na okres zlodowacenia środkowopolskiego (Tyczyńska 1968), wczesny vistulian (Kozłowski i in. 1970) i dolny plenivistulian (Jersak i in. 1992). W mułkach podlessowych zostały odkryte stanowiska paleolityczne (Kozłowski i in. 1970), a później wkładki torfu interstadialnego (Mamakowa, Środoń 1977), z których stropowa data $27\,745 \pm 300$ lat BP określa wiek rozcinania terasy, a zarazem początek nadbudowywania lessami. Krawędź terasy lessowej ma odcinkami przebieg prostoliniowy świadczący o podcinaniu jej przez koryto rzeki roztokowej, natomiast odcinkami ma przebieg zakolowy, wskazujący na podcinanie przez różnowiekowe starorzecza Wisły. Równinę rędzinną o wysokości 4–6 m (poziom IV) budują w spągu osady pleniglacjalne zawierające wkładki mułków porozcinane kopalnymi korytami, wypełnionymi osadami datowanymi na późny vistulian i holocen. Te liczne wkładki organiczne, wypełnienia starorzeczy i pnie czarnych dębów występujące na głębokości 1–4 m poniżej

współczesnego poziomu Wisły, datowane metodą radiowęglową i dendrochronologicznie, są podstawą wydzielenia różnowiekowych ogniw i włożeń aluwii zbadanych szczegółowo przez T. Kalickiego (Kalicki 1991; Kalicki, Zernickaja 1995). Najstarszym z nich jest głęboka na 4 metry rynna starorzecza w Pleszowie, pod krawędzią terasy lessowej, wypełniona mułkami i torfem datowanym w spągu na $13\,260 \pm 160$ lat BP (Kalicki 1991). Resztki starorzecza z allerödu datowane na $11\,090 \pm 120$ lat BP znaleziono w Łęgu, gdzie akumulacja organiczna została przerwana depozycją mad atlantyckich (Kalicki, Zernickaja, 1995). Starorzecza, opuszczane w młodszym dryasie, zostały znalezione w rejonie Ronda Mogilskiego (Mamakowa 1970) oraz koło Placu Centralnego w Nowej Hucie (Kalicki, Ziernickaja 1995). Na prawym brzegu doliny w Brzegach stwierdzono, w płaskim obniżeniu Drwienia pod madami, piaski i żwiry rzeki roztokowej z pniem drzewa datowanym na $10\,690 \pm 190$ lat BP. W sąsiednich Rybitwach piaski i żwiry korytowe okrywa warstwa torfu, którego spąg datowany na $11\,920 \pm 170$ lat BP wskazuje na to, że przed allerödem była tutaj równina aluwialna rzeki roztokowej (Kalicki 1991). Bliżej Niepołomic pojawia się niewielki płat piaszczysty, o 1–2 m wyższy od równiny rędzinnej, który jest ściętym erozyjnie fragmentem poziomu III. Potwierdzone wierceniem przewarstwienie mułków organicznych na głębokości kilku metrów pod madami zostało datowane na $> 38\,000$ lat BP (Kalicki 1991).

Poniżej Niepołomic dno doliny rozszerza się do 7–9 km i wykazuje wyraźną asymetrię związaną z przesuwaniem koryta Wisły w kierunku wysokiego lewego brzegu Wysoczyzny Proszowickiej. Po lewej stronie u stóp wysoczyzny ciągnie się po okolice Nowego Brzeska 13–17-metrowa terasa w stropie okryta lessem, która poniżej Hebdowa zachowana jest tylko fragmentarycznie (Starkel 1967; Gębica 1995a, b) (ryc. 3A). Samo zalewowe dno doliny (terasa rędzinna) o wysokości 3–4 m nad koryto Wisły, szerokości 6–7 km i spadku 0,2–0,3% zajmują systemy różnowiekowych starorzeczy holocenijskich i płaskodennych obniżeniami późnoglacialnych. Terasa lessowa osiąga na tym odcinku szerokość 1,5–0,2 km i wysokość 13–17 m nad poziom Wisły. Krawędź terasy o wysokości 10 m podcięta jest przez starorzecza leżące w obrębie na ogół wąskiej listwy równiny zalewowej. Na krawędzi terasy ciągną się akumulacyjne wały lessowe o wysokości 1–1,5 m, znaczące pierwotny zasięg akumulacji lessów w dnie doliny. Jej powierzchnia, nachylona o 1–3°, przechodzi łagodnie w równinę podstokową kryjącą pod deluwiami glebę kopalną typu czarnoziemiu datowaną na okres atlantycki (Gębica 1995b). Powyżej rozciąga się łagodnie nachylony skłon przechodzący w wierzchołwie Działów Proszowickich okrytych zwartą pokrywą lessów

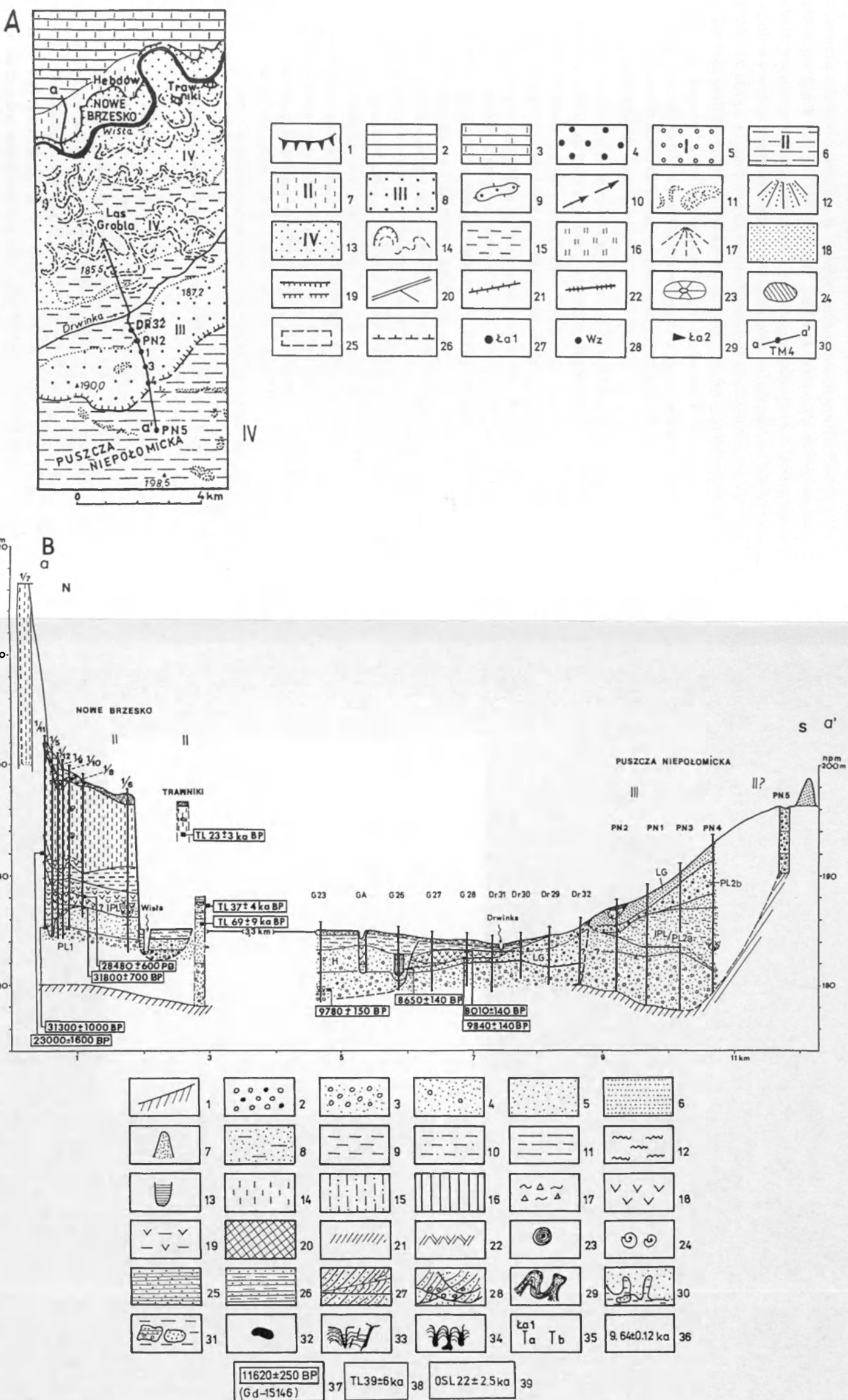
o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, miejscami przekraczających nawet 20 m (Płonczyński 1993). Pokrywą lessową budują lessy młodsze, vistuliańskie spoczywające na lessach starszych warciańskich, oddzielone od nich eemską glebą kopalną lub bezpośrednio leżące na starszych ogniwach czwartorzędu, lub na miocenie. Dokumentacja litologiczna i stratygrafia różnowiekowych ogniw lessu i utworów podlessowych została wykonana dla cegielni w Szpitarach (Gębica 2001). Skłon Działów Proszowickich, w rejonie Brzeska Nowego, nacinają vistuliańskie dolinki nieckowate o długości 0,5 km oraz systemy suchych i głębokich dolin o długości kilku kilometrów. Główne odcinki dolin mają płaskie, akumulacyjne dna ze stożkami u wylotu, w dolnym biegu rozcięte holocenijskimi parowami i wąwozami. U wylotu mniejszych dolin nie zachowały się stożki napływowe, co może sugerować, że osady z nich pochodzące są wbudowane w strop terasy lessowej. Budowa terasy lessowej (poziom II) jest podobna do budowy w odcinku nowohuckim. W pokrywie piasków ze żwirami o miąższości 5–7 m zostało wycięte koryto 2-metrowej głębokości, wypełnione mułkami zawierającymi smugi substancji organicznej i wkładki torfów, które wkraczają na całą równinę. W profilu wiercenia NB 1/5 (ryc. 3B) warstwa torfu przykryta jest mułkami organicznymi, na których spoczywa less z oznakami pedogenezy. Spągowa data z wypełnienia starorzecza wynosi $31\ 300 \pm 1000$ lat BP (Gd-10393). Mułki z domieszką substancji organicznej (warstwa ze śladami pedogenezy), znajdujące się w spągu lessów, datowano na $23\ 000 \pm 1600$ lat BP (Gd-9838). Z profilu sąsiedniego wiercenia (NB 1/8), z warstwy torfów na równinie, otrzymano w spągu datę $31\ 800 \pm 600$ lat BP (Gd-10485), a ze stropu – $28\ 480 \pm 600$ lat BP (Gd-7813), wskazującą na interstadiał denekamp. Trzecia data pochodząca z mułków nad torfem wynosząca $>33\ 500$ lat BP (Gd-9628) jest prawdopodobnie postarzona, co jest wynikiem redepozycji starszego materiału organicznego (Gębica i in. 1998). Analiza palinologiczna wykazała niewielki (do 25%) udział drzew iglastych i brzoź oraz duży udział pyłków traw i turzyc w składzie roślinności tundrowej. Glony z gatunku *Pediastrum* wskazują na obecność okresowych zbiorników wodnych, a także na surowe warunki klimatyczne. Wyżej leżące pyły zawierają faunę mięczaków wodnych, wskazujących na środowisko podmokłe. W Hebdownie pełny profil osadów terasy lessowej został rozpoznany wierceniem. W jego górnej części występują lessy i gliny pylaste o miąższości 7,5 m, podścielone 2-metrową warstwą szarych i siwych mułków. Niżej leżą piaski ze żwirami o miąższości 8,5 m, spoczywające na iłach i piaskach górnego miocenu, których strop jest położony 18 m pod powierzchnią terenu. Strop terasy budują lessy. W spągowych mułkach, obecność mięczaków wodnych z gatunku *Pisidium* oraz *Gyraulus laevis*

wskazuje na płytkie zbiorniki wodne typu ałasów (Gębica, Alexandrowicz 2001a). W Śmiłowicach w odsłoniętej krawędzi terasy piaski sięgają do 4,5 m nad poziom rzeki, wyżej zalegają ility i mułki datowane metodą TL na 51 ± 9 ka BP (GdTL-293) i 42 ± 7 ka BP (GdTL-292), a na nich zaburzone inwolucjami mułki i piaski pylaste. Utwory te są ścięte przez piaski i żwiry stożków dopływów, datowane w stropie na 38 ± 9 ka BP (GdTL-294), ale reprezentujące prawdopodobnie schyłek interplenivistulianu (Gębica 1995b). Wyżej zalega pokrywa lessu z soczewkami piasku, a w stropie gleba typu czarnoziemiu datowana na ponad 6530 ± 140 lat BP i fosylizowana deluwiami. Na prawym brzegu Wisły poniżej Hebdowna występują dwa izolowane pagóry meandrowe Trawniki i Skała, stanowiące ostańce erozyjne niegdyś rozleglejszej terasy lessowej (poziom II) (ryc. 3A). Po raz pierwszy były one opisane przez L. Starkla (1967) i zbadane przez P. Gębicę (1995b). W Trawnikach strop piasków sięgający do 6 m nad poziom Wisły został wydatowany TL na 69 ± 9 ka BP (GdTL-251), wyżej leżące mułki z soczewkami piasków i zaburzeniami inwolucyjnymi datowano na 37 ± 4 ka BP (GdTL-252). Lessy odsłaniające się na szczycie pagóra są objęte inwolucjami fałdowymi i diapirami pochodzenia peryglacialnego, zawierają malakofaunę wodną charakterystyczną dla płytkich zbiorników typu ałasów (Gębica, Alexandrowicz 2001b) i były datowane na 23 ± 3 ka BP (GdTL-253) (ryc. 3B). Mamy zatem w Trawnikach i Śmiłowicach zapis akumulacji aluwów korytowych w dolnym plenivistulianie oraz ich przykrycie mułkami i piaskami składanymi w obrębie zalewanego dna doliny w okresie interplenivistulianu (daty TL od 51 do 37 ka BP obejmują kompleks interstadialny moershoofd i hengelo), a następnie okres z przewagą erozji u schyłku interpleniglacjału (daty radiowęglowe od 31 do 28/23 ka BP obejmujące interstadią denekamp). W spągu deponowanej na aluwiach pokrywy lessowej zaznaczona jest gleba kopalna datowana na około 23 ka BP. Jeśli data ta nie jest odmłodzona, to kilkumetrowej miąższości warstwa lessu subarealnego była składana po 23 ka BP. Brak osadów rzecznych Wisły w stropie terasy i ślady dostaw materiału ze zboczy doliny deponowanych synchronicznie z pokrywą lessów w stropie oraz występowanie bezodpływowych obniżenń przeczy koncepcji J. Jersaka i innych (1992) o wysokim zasypaniu w górnym plenivistulianie, w którym przeważało rozcinanie serii interpleniglacialnej poziomu II i nadbudowywanie jej lessem.

Południowe obrzeżenie doliny Wisły stanowi obniżenie Drwinki o szerokości 1–1,5 km i wysokości 183–184 m n.p.m. Na południe od obniżenia Drwinki teren podnosi się do wysokości 185–190 m n.p.m. (5–10 m nad koryto Wisły) i tworzy piaszczystą terasę (poziom III) Wisły zajęta przez Puszcę Niepołomicką. Jej niewyraźna krawędź posiada w kilku miejscach zakolowe

podcięcia, m.in. szerokie koryto w Borku koło Zabierzowa Bocheńskiego i obszar objęty przekrojem (ryc. 3A). Również sama równina piaszczysta wnika zakolową zatoką w poziom III koło torfowiska Błoto, które według L. Starkla (2001) jest datowane na górny vistulian. Wcześniej ten niższy poziom, jak również wyższe fragmenty terasy sięgające do 200–213 m n.p.m. były zaliczane do środkowopolskiego stożka napływowego Raby (Klimaszewski 1948). Budowa poziomu III łącznie z obniżeniem Drwinki została rozpoznana 6-oma własnymi wierceniami położonymi na linii przekroju (ryc. 3A, 3B). Wiercenia te stanowią przedłużenie przekroju wykonanego w 1987 r. na linii Las Grobla – Drwinka (wiercenia G26, G27, G28), których wyniki zostały opublikowane (Starkel i in. 1991). W osi obniżenia Drwinki na aluwkach piaszczysto-żwirowych, piaskach i mułkach leżą torfy ilaste przykryte przez ily. Datowanie spągu torfu w wierceniu G28 (Starkel i in. 1991) dało wynik 9840 ± 140 lat BP (Gd-2730), a stropu torfu 8010 ± 140 lat BP (Gd-2757). W wierceniach po południowej stronie Drwinki torf nie występuje, na aluwkach korytowych leżą bezpośrednio ily pozakorytowe. W wierceniu Dr32 zlokalizowanym na osi przypuszczalnego dużego paleokoryta, stwierdzono wyraźną półkę erozyjną wyciętą w ile mioceniście na głębokości 5,5 m. Na nim leżą piaski ze żwirami i piaski składane prawdopodobnie jako osad łach piaszczystych. Istnienie szerokiego koryta wypełnionego torfem datowanym na około 9800 lat BP oraz aluwów korytowych z sekwencjami drobniejszego ku stropowi materiału dowodzą o funkcjonowaniu w młodszym dryasie szerokiego koryta roztokowego oraz (prawdopodobnie równocześnie) pojedynczych koryt zakolowych.

Na terasie piaszczystej Wisły wykonano 5 własnych wierceń uzupełnionych 3 wierceniami wykonanymi przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie sięgającymi do stropu miocenu. W stropie miocenu zaznacza się 2–3-metrowej głębokości kopalna rynna schodząca do 5 m poniżej współczesnego koryta Wisły. Ograniczona jest od południa krawędzią wyższego o kilka metrów stopnia – z cokołem na wysokości 190 m n.p.m. (wiercenie PN5). Rynna wypełniona jest piaskami i żwirami sięgającymi do poziomu współczesnego koryta, wyżej przeważają piaski oraz 1–6-metrowej miąższości ogniwo piasków mułkowatych i mułków piaszczystych (ryc. 3B). Utwory te są ścięte powierzchnią erozyjną na wysokości 5–6 m nad koryto Wisły i przykryte aluwiami korytowymi (piaskami z domieszką żwirów), a w samym stropie eolicznymi piaskami pokrywowymi. Stropowe aluwia korytowe zawierają miejscami znaczną domieszkę materiału żwirowego. W składzie petrograficznym żwirów stwierdzono stosunkowo niską zawartość piaskowców karpackich (około 60%), wysoką zawartość kwarcu (15–23%) oraz duży udział krzemieni (5–8%) pochodzących z Wyżyny Krakowskiej (Płonczyń-



A. Szkic geomorfologiczny doliny Wisły na przekroju Nowe Brzesko - Puszcza Niepołomska.

Objaśnienia znaków użytych na mapach geomorfologicznych: 1 - skarpy i strome zbocza, 2 - wysoczyzny i wyżyny, 3 - wysoczyzny i wyżyny z pokrywą lessową, 4 - równina glacyfluwialna z okresu zlodowacenia san 2, 5 - równina terasowa z okresu zlodowacenia warty? (poziom I); zlodowacenie vistulian: 6 - równina terasowa (poziom II) z fazy przedmaksymalnej zlodowacenia vistulianu, 13-18 m nad koryto rzek, 7 - równina terasowa (II) z pokrywą lessu, 15-25 m, 8 - równina terasowa (poziom III) z fazy maksymalnej ostatniego zlodowacenia, 8-10 (12) m nad koryto rzek, 9 - wały przykorytowe, miejscami w stropie zwymdione, 10 - koryta roztokowe i kierunki paleoprzepływów, 11 - wydmy, 12 - stożki napływowe; późny vistulian i holocen: 13 - równina terasy rdziny (poziom IV), 6-10 m nad koryto rzek, 14 - starorzecza, 15 - szerokie obniżenia popowodziowe, 16 - równiny akumulacji torfowiskowej, 17 - stożki napływowe, 18 - równina terasy łęgowej, 3-5 m nad koryto rzek, 19 - ważniejsze krawędzie erozyjne: a - wyraźne, b - niewyraźne, łagodne, 20 - drogi, 21 - wały przeciwpowodziowe, 22 - nasypy kolejowe, 23 - nasypy ziemne, 24 - stanowiska archeologiczne, 25 - szczegółowe obszary badań, 26 - zasięg kopalnego cokołu erozyjnego utworzonego z osadów plenivistuliańskich, 27 - ważniejsze datowane stanowiska i profile wierceń, 28 - pozostałe stanowiska, 29 - odsłonięcia badane w ramach rozprawy i opisane w tekście, 30 - linie przekrojów geologicznych z symbolem i numerem wiercenia.

A. Geomorphological sketch of Vistula valley in the region of Nowe Brzesko-Niepołomske Forest.

Explanations of signs used on geomorphological maps: 1 - scarps and steep sides, 2 - plateaus and uplands, 3 - plateaus and uplands with loess cover, 4 - glacyfluvial plains from the Sanian 2 Glaciation, 5 - alluvial terraces from the Wartanian Glaciation? (terrace level I); Vistulian Glaciation: 6 - alluvial terraces (level II) dated before the maximum extent of the Vistulian Glaciation, 13-18 m above river channel, 7 - terrace plain (II) covered by loess, 15-25 m, 8 - alluvial terraces (level III) from the maximum extent of the Last Glaciation, 8-10 (12) m, 9 - natural levees, locally duned at the top, 10 - braided channels with directions of paleodischarges, 11 - dunes, 12 - alluvial fans; Late Vistulian and Holocene: 13 - higher level of floodplain (rendzina terrace - level IV), 6-10 m above river channel, 14 - oxbow-lakes, 15 - floodbasins, 16 - peat plains, 17 - alluvial cones, 18 - lower level of floodplain, 3-5 m above river channel, 19 - more important erosional edges: a - distinct, b - not distinct, smoothed, 20 - routes, 21 - dikes, 22 - ferry mounds, 23 - earth mounds, 24 - archaeological sites, 25 - detailed studied areas, 26 - extent of the fossil erosional socle built with the Plenivistulian deposits, 27 - dated sites and boring profiles, 28 - other sites, 29 - excavations studied in framework of this work and described in text, 30 - lines of geological cross-sections with symbols and numbers of borholes.

B. Budowa terasy średniej Wisły (II) z pokrywą lessów oraz dna doliny na północnym obrzeżeniu Puszczy Niepołomskiej obejmującej terasę piaszczystą (poziom III), późnoglacialne obniżenie Drwinki i system starorzeczy Lasu Grobla (poziom IV) (wg: Starkel i in. 1991; Gębica 1995b; Gębica i in. 1998, zmienił i uzupełnił).

Objaśnienia znaków litologicznych i struktur sedymentacyjnych: 1 - miocen, 2 - żwiry i otoczaki, 3 - piasek ze żwirem, 4 - piasek z pojedynczymi żwirami, 5 - piasek, 6 - piasek eoliczny, pokrywowy, 7 - wydmy, 8 - piasek mułkowy, 9 - mułek, 10 - mułek piaszczysty, 11 - il, 12 - mada, 13 - wypełnienie starorzecza, 14 - less młodszy (vistuliański), 15 - less młodszy piaszczysty, 16 - less starszy (warciański) 17 - deluwia i koluwia, 18 - torf, 19 - mułek organiczny, 20 - gleby kopalne w lessach, 21 - kopalne poziomy ilasto-próchniczne w madach, 22 - gleba współczesna, 23 - kopalne pnie drzew i fragmenty drewna, 24 - malakofauna, 25 - piaski poziomo warstwowane (Sh), 26 - piaski i mułki poziomo laminowane (SFh), 27 - piaski przekątnie warstwowane (Sp), 28 - warstwowania przekątne rynnowe w piaskach ze żwirami (SGt), 29 - inwolucje fałdowe i diapiry, 30 - pograży, 31 - bryłki piaszczyste w mułkach, 32 - toczące ilaste, 33 - kliny piaszczyste i szczeliny mrozowe, 34 - struktury kropkowe, 35 - wiercenia geologiczne: a - wiercenia własne, b - archiwalne, 36 - datowania radiowęglowe (nie kalibrowane), publikowane, ka- oznacza wiek w tysiącach lat przed rokiem 1950, 37 - datowania wykonane metodą termoluminescencyjną (TL), jeśli podano nr laboratoryjny to zostały wykonane w ramach niniejszego opracowania, 39 - datowania wykonane metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL). Znaki literowe ogniwi stratygraficznych używane na przekrojach: E - eem, EV - wczesny vistulian, PL1 - dolny plenivistulian, IPL - interplenivistulian (sensu lato), IPL1 - starszy interplenivistulian, IPL2 - młodszy interplenivistulian, PL2 - górny plenivistulian (sensu lato), PL2a - górny plenivistulian (faza przedmaksymalna), PL2b - górny plenivistulian (faza maksymalna, 20-18 ka BP), LG - późny vistulian, H - holocen.

B. Structure of the Vistula middle terrace (II) covered by younger loesses and valley floor at the northern margin of the Niepołomske Forest including sandy terrace (level III), Drwinka depression and paleochannel system in Grobla Forest (terrace level IV); (after Starkel et al. 1991; Gębica 1995b; Gebica et al. 1998)

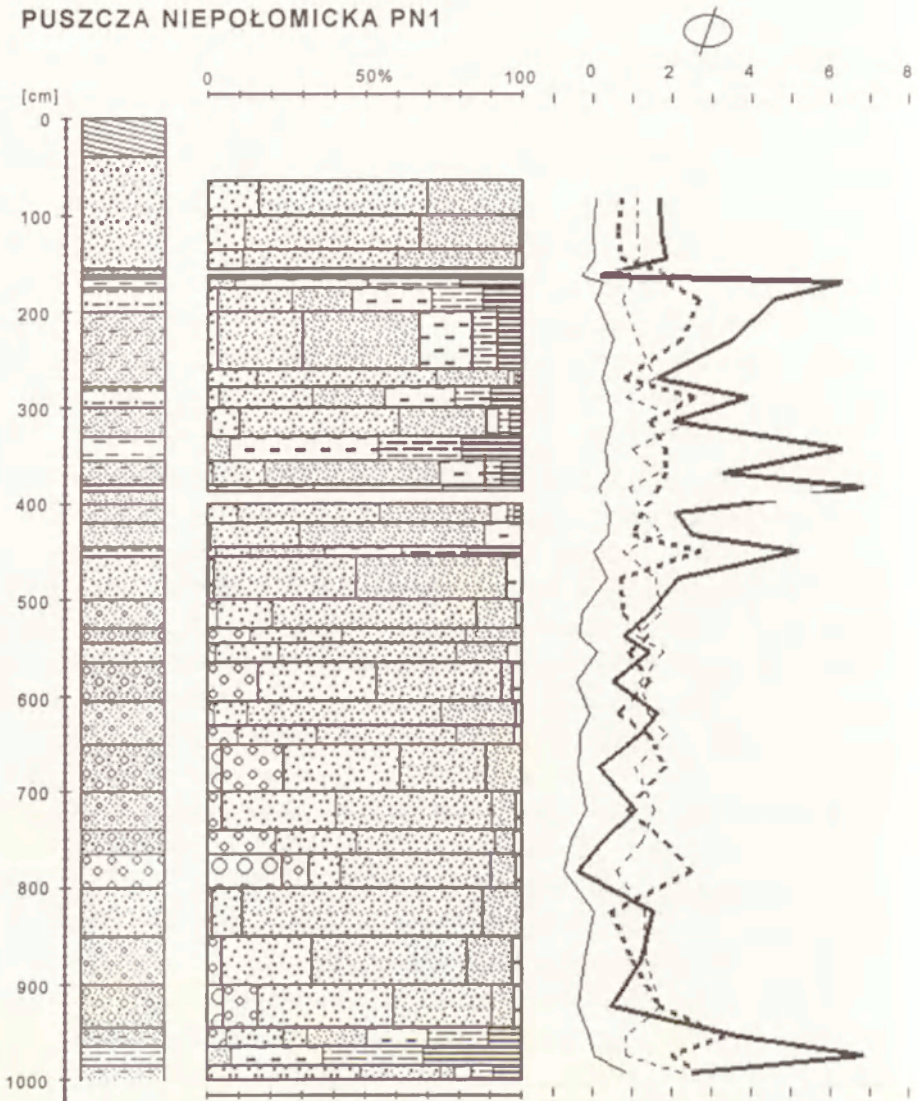
Explanations of lithological signs and sedimentary structures used on geological profiles: 1 - miocene, 2 - gravels and cobbles, 3 - sand with gravel, 4 - sand with single gravels, 5 - sand, 6 - aeolian sand, 7 - dunes, 8 - silty sand, 9 - mud, 10 - sandy mud, 11 - clay, 12 - alluvial loam (madas), 13 - paleochannel infill, 14 - younger loess (Vistulian), 15 - younger sandy loess (Wartanian), 16 - older loess (Wartanian), 17 - deluvia and slope deposits, 18 - peat, 19 - organic mud, 20 - fossil soils in loess cover, 21 - fossil clayey humus horizons in madas, 22 - Holocene soil, 23 - fossil tree trunk and pieces of woods, 24 - mollusc shells, 25 - horizontally bedded sands (Sh), 26 - horizontally laminated sands and muds (SFh), 27 - planar cross-bedded sands (Sp), 28 - trough cross-bedded sands with gravels (SGt), 29 - folds and diapirs involutions, 30 - load casts, 31 - sand blocks in muds, 32 - clay balls, 33 - sand wedges and frost fissures, 34 - drop soils, 35 - geological borings: a - made by the author, b - archival borholes, 36 - C-14 datings (not calibrated), ka - age in thousands years before 1950, 37 - radiocarbon dates made for this project with laboratory number, 38 - thermoluminescence (TL) datings, 39 - optically stimulated luminescence (OSL) datings. Letter signs used for chronostratigraphical units marked on geological profiles: E - Eemian, EV - Early Vistulian, PL1 - Lower Plenivistulian, IPL - Interplenivistulian (sensu lato), IPL1 - Older Interplenivistulian, IPL2 - Younger Interplenivistulian, PL2 - Upper Plenivistulian (s.l.), PL2a - Upper Plenivistulian (pre-Maximum Phase), PL2b - Upper Plenivistulian (Maximum Phase, 20-17 ka BP), LG - Late Glacial, H - Holocene.

ski 1993). Skład ten odpowiada typowym żwirom z równiny zalewowej (terasy rędzinnej) Wisły w rejonie Zabierzowa Bocheńskiego i pozwala wiązać ich genezę z działalnością Wisły. Analiza uziarnienia w profilu PN1 (ryc. 4) oraz w profilach PN2 i PN4 (por. ryc. 3B) wykazała duże zróżnicowanie składu granulometrycznego w obrębie poszczególnych ogniwi, a jednocześnie stopniowy wzrost średniej średnicy (w skali phi) wskazujący na drobnienie osadów ku stropowi, zarówno dolnej serii piaszczysto-żwirowej od $-0,35$ do $1,62\phi$, jak i serii piaszczysto-mułkowej od $1,65$ do $6,8\phi$. Tak duże zróżnicowanie tego wskaźnika dla ogniwa piaszczysto-mułkowego oraz słabe wysortowanie oznacza bardzo zmienną dynamikę przepływu, co jest charakterystyczne dla osadów składanych podczas raptownych zalewów warstwowych w czasie okresowych powodzi.

W ogniwie piaszczysto-mułkowym w wierceniu PN4 stwierdzono małą frekwencję pyłku, zwłaszcza drzew, oraz duży udział traw i turzyc, podobnie jak w stropowej próbie wiercenia 1/8 w Nowym Brzesku. Według K. Szczepanka wskazuje to na znaczne rozluźnienie pokrywy roślinnej zbiorowisk tundry peryglacialnej górnego plenivistulianu. Analiza zmatowienia i obtoczenia osadów dolnej serii aluwialnej wykazała, że próbki cechuje duża różnorodność pod względem uziarnienia, jak również stopnia eolizacji materiału. Przeważa mały udział ziaren o genezie eolicznej (do 40% ziaren typu RM) i stosunkowo duży udział ziaren pękniętych, co świadczy o znacznej redepozycji częściowo eolizowanego materiału piaszczystego. Natomiast piaski pokrywowe w stropie górnej serii aluwialnej są drobno- i średnioziarniste, dobrze wysortowane. Stopień zmatowienia i doskonała obróbka ziaren kwarcu (bardzo wysoki sięgający 63% udział ziaren z grupy RM) wskazuje na ich pochodzenie eoliczne (Gębica, Woronko 1998) i pozwala wiązać ich powstanie ze schyłkiem plenivistulianu – późnym vistulianem. Umożliwia to datowanie w sposób pośredni stropowej pokrywy aluwiów korytowych, która reprezentuje prawdopodobnie maksimum górnego plenivistulianu. Położenie poziomu III na obrzeżu doliny Wisły oraz skład petrograficzny stropowych żwirów pozwalają na wiązanie genezy tego poziomu z działalnością Wisły w vistulianie.

Omówiony odcinek stanowi rozszerzenie dna doliny o cechach stożka rozwiniętego poniżej zwężenia Bramy Krakowskiej. Dokumentuje on boczną migrację koryta i pojedyncze przerzuty z szeregiem rozcięć korytowych i włożeń wykazujących tendencje do zawężania aktywnego dna doliny (Wisła poniżej Krakowa) oraz liczne przerzuty (awulsje) koryta z tendencją do agradacji w okresie atlantyckim i boczną migrację Wisły pod krawędź wyżyny w okresie historycznym (odcinek doliny poniżej Niepołomic). Charak-

PUSZCZA NIEPOŁOMICKA PN1



Ryc. 4. Litologia i uziarnienie aluwioów vistulianskiej terasy piaszczystej (poziom III) w profilu wiercenia PN1 (Puszcza Niepołomicka). Objasnienia znaków – ryc. 2.

Lithology and granulometry of the Vistulian sandy terrace (III) in borehole PN1 (Niepołomice Forest). Explanations of signs – Fig. 2.

terystyczną cechą tego odcinka jest występowanie terasy lessowej (poziom II), stanowiącej interpleniglacialną zabagnioną równinę aluwialną nadbudowywaną lessem od około 22–23 ka BP, gdy zaczęło się pogłębianie koryta Wiśły. Zatem zwydmiona pokrywa terasowa poziomu III na północnym obrzeżeniu Puszczy Niepołomickiej reprezentuje włożenie górnego pleniglacialu,

prawdopodobnie interwał czasu między 25 a 14/13 ka BP. Rozcinanie poziomu III nastąpiło u schyłku górnego pleniglacjału (przed 13 ka BP), ponieważ datowanie spągu wypełnienia głębokiego paleomeandra w Pleszowie wykazało wiek $13\ 260 \pm 160$ lat BP (Kalicki 1991)

3.3. STREFA STOŻKA RABY I DOLINA USZWICY

Dno doliny Wisły zwęża się na tym odcinku nawet do 2 km, co wiąże się ze spychaniem Wisły o spadku 0,32‰ przez stożek Raby o dwukrotnie większym spadku (0,6–0,7‰), a dalej na wschód przez stożek Dunajca. Dlatego na tym odcinku brak jest lewobrzeżnej terasy lessowej, a Wisła podcina bezpośrednio wzniesienia Wysoczyzny Proszowickiej sięgające do 90 m nad poziom rzeki, zbudowane z tzw. serii witowskiej. Są to piaski i żwiry pochodzące z karpackiego dorzecza Raby, uznawane za młodsze od pliocenu (Dżułyński i in. 1968; Nawrocki, Wójcik 1990; Lindner, Siennicka-Chmielewska 1998), ostatnio zaliczone do miocenu (Brud, Worobiec 2003).

Vistuliański stożek Raby, od strony północno-wschodniej, ma niewyraźną granicę, a jego powierzchnia zanurza się stopniowo pod osady holocenne. Jedynym kryterium pozwalającym na wydzielenie granic stożka jest występowanie na jego powierzchni żwirów i piasków. W vistulianie zasięg stożka był o wiele większy od współczesnego, o czym świadczy piaszczysty ostaniec-pagórek wznoszący się 2,5 metra nad równinę rędzinną, położony w odległości około 2,5 km na północny-wschód od obecnej granicy stożka. Budowa stropowej pokrywy stożka Raby (poziomu III) została lepiej poznana w odkrywcę w Mikłuszowicach, sięgającej około 8,5 m nad poziom rzeki (Gębica 1995b). Na poziomie erozyjnym utworzonym z piasków i żwirów z fragmentami toczeńców leżą piaski z wkładkami mułków, zaburzone inwolucjami o wysokości dochodzącej do 1 m i rozcięte klinem mrozowym. Są to aluwia korytowe odpowiadające w dolinie Wisły, w rejonie Puszczy Niepołomickiej, górnej serii piaszczysto-żwirowej. Potwierdzają to występujące w nich struktury peryglacialne, które należy wiązać z maksimum górnego plenivistulianu. W stropie osadów korytowych powyżej bruku deflacyjnego zalegają piaski warstwowane cechujące się wysokim stopniem obróbki ($Wo = 1170\text{--}1270$) wskazujące na genezę eoliczną. Są to piaski zwydmione pochodzące ze schyłku górnego plenivistulianu – późnego vistulianu – tworzące we wschodniej części stożka Raby (rejon Baczkowa) liczne wydmy przekraczające współczesny zasięg terasy vistuliańskiej (Izmailow 1975).

W pokrywę vistuliańskiego stożka Raby, tworzącego na prawym brzegu wąską listwę terasową, ciągnącą się u stóp Wysoczyzny Szczepanowskiej, włożone są aluwia budujące szeroki na kilkanaście kilometrów późnoglacial-

no-holoceniński stożek Raby (Gębica 1995a, b). Przylegają do niego fragmenty zwydmionej w stropie dwudzielnej terasy vistuliańskiej, reprezentującej w niższej części poziom III o wysokości 6–11 m (181–187 m n.p.m.), rozczłonkowany dolinami Uszewki, Uszwi i Uszwicy. Rzeźba tego fragmentu doliny, obejmującego tzw. Równinę Buczeską, została przedstawiona na szkicu geomorfologicznym wykonanym do *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000* arkusz Borzęcin (Gębica, Radzki 1992). Poziom III buduje pokrywa żwirowo-piaszczysta miąższości kilku do kilkunastu metrów (Radzki i in. 1992), miejscami z brukiem głazów i żwirów skandynawskich, spoczywająca na cokole iłów miocenijskich (Strzelce Wielkie), obniżającym się łagodnie w kierunku doliny Wisły.

W pokrywie piaszczysto-żwirowej obserwowano wycięte kopalne koryta wypełnione piaskami drobnoziarnistymi i ścięte przekątnie i rynnowo warstwowanymi gruboziarnistymi piaskami i żwirami znaczącymi ślad przepływu płytkiego koryta roztokowego (Gębica 1995b). Datowanie stropowej pokrywy piasków z domieszką żwirów, na zachód od Borzęcina, wykazało jej pochodzenie z maksimum górnego plenivistulianu (data TL 19 ± 3 ka BP (Lub-1216) – Sokołowski 1995), a więc podobnie jak stropowa seria piaszczysto-żwirowa na stożku Raby w rejonie Mikuszowic i w dolinie Wisły, na północnym obrzeżeniu Puszczy Niepołomickiej.

W samej dolinie Wisły, na terasie rędzinnej zasięg poziomu III wyznacza położony około 1 km na wschód od rzeki ostaniec z pokrywą piaszczysto-żwirową, w którym stwierdzono obok materiału karpackiego (piaskowce, kwarc) krzemienie transportowane przez Wisłę z wyżyny jurajskiej oraz opoki kredowe, pochodzące z dorzecza Szreniawy i składane u jej ujścia wówczas, gdy koryto Wisły bieгло około 1,5 km dalej na południowy-wschód.

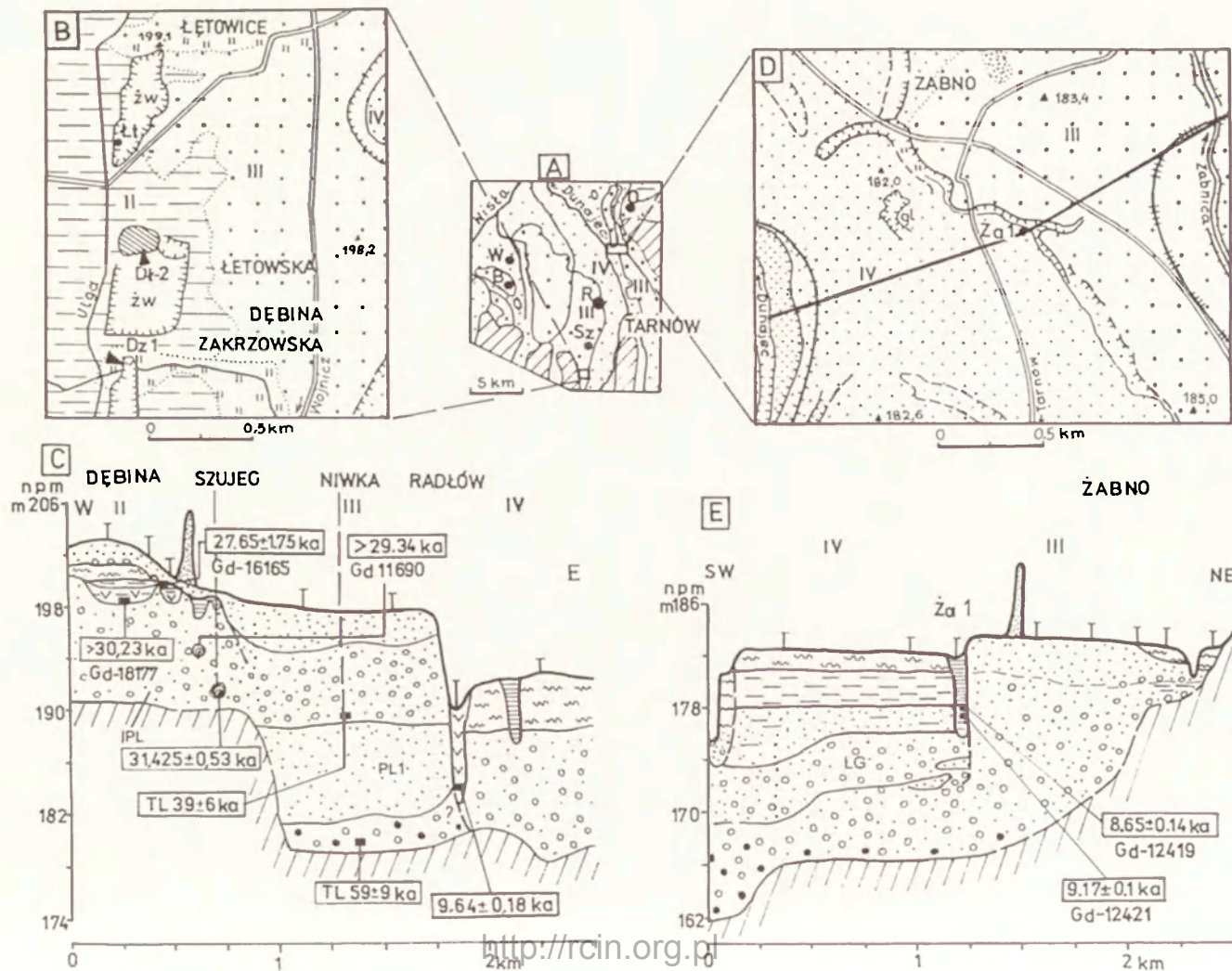
Uszwica w dolnym biegu na odcinku 10 km płynie zachodnim obrzeżeniem vistuliańskiego stożka Dunajca (Równiny Radłowskiej). Dno doliny wycięte w pokrywie vistuliańskiej wyścielają mady holocenijskie, mające zmienną miąższość, od około 4 m na holocenijskim stożku w rejonie Szczurowej, do 1–2 m w dnie Uszwicy. W Szczurowej mady spoczywają na torfach allerödzkich 0,3-metrowej miąższości i piaskach rzecznych z późnego vistulianu (Gębica 1995b). W wielu miejscach spod pokrywy madowej odsłaniają się osady żwirowo-piaszczyste tworzące izolowane płyty pokrywy poziomu III (rejon Włoszyna) sięgające 6,5 m nad poziom Wisły. Mają one niewielką miąższość, około 4–6 m i spoczywają na cokole iłów miocenijskich. W piaskach ze żwirami odkryto cienką warstwę mułków organicznych z florą lasotundry datowaną na $39\ 100 \pm 3\ 000$ lat BP (Gd-5704) (Gębica 1995b),

odpowiadającą interstadiałowi Hengelo, okrytą 2-metrowym ogniwem aluwów żwirowo-piaszczystych ze strukturami pogrązowymi. Analiza petrograficzna żwirów ujawniła obok piaskowców karpacckich duży udział granitów i kwarcytów tatrzańskich, świadczący o najdalej na zachód wysuniętym fragmencie stożka Dunajca, który w vistulianie przekroczył dolinę Uszwicy i uchodził do Wisły między Uściem Solnym a Szczurową (Sokołowski 1981). Nie sięgał on jednak dalej niż do rejonu Strzelc Wielkich, gdzie w składzie żwirów nie wykazano materiału pochodzenia tatrzańskiego (Gębica 1995b).

Cechą charakterystyczną omawianego odcinka jest asymetryczne zwężenie dna doliny Wisły (do 2 km) w wyniku spychania przez stożki dopływów. Stożki napływowe Raby i Dunajca były sypane w dolnym i środkowym plenivistulianie. Ten ostatni okres zaznaczył się wycinaniem cokołów erozyjnych i akumulacją pokryw żwirowych z wkładkami osadów starorzecznych datowanych we Włoszynie na 39 ± 3 ka BP (Gębica 1995a,b). Jest to najdalej na zachód wysunięty fragment stożka Dunajca. Złożenie na osadach interstadialnych 2-metrowej pokrywy żwirowo-piaszczystej wskazuje na niewielką akumulację w czasie górnego plenivistulianu. Uszwica w tym czasie sypała stożek piaszczysty datowany TL na 19 ± 3 ka BP (Sokołowski 1995). W allerödzie nastąpiło zatorfienie opuszczonych przez Rabę i Uszvicę fragmentów stożków. Wsypywanie do doliny Wisły holocenijskich stożków powodowało spychanie Wisły pod krawędź wyżyny.

3.4. DOLINA DUNAJCA OD WOJNICZA DO UJŚCIA DO WISŁY

Dolina Dunajca od wylotu z Karpat do ujścia do Wisły, na długości 30 km, tworzy otwarty ku NW wachlarz ograniczony wysokimi na 30–40 m krawędziami Wysoczyzn Tarnowskiej, Wojnickiej i Szczepanowskiej. Ograniczające dolinę wysoczyzny przykryte są najczęściej osadami glacyjofluwialnymi, glacialnymi i fluwialnymi zlodowacenia san 2. Niewielkie fragmenty na Wysoczyźnie Wojnickiej i Szczepanowskiej zajmują resztki wysokich teras o wysokości około 40 metrów ponad koryto Dunajca, które ze względu na ich starszy wiek nie będą tutaj omawiane. W pobliżu brzegu Karpat znaczny obszar zajmują lessy i twory lessopodobne osiagające do 15 m miąższości i maskujące elementy starszej rzeźby (Konior 1946; Drzewicka-Kozłowska 1956). Omawiany obszar był badany przez A.M. Łomnickiego (1903) podczas opracowywania *Atlasu geologicznego Galicji*, następnie K. Koniora (1946), M. Klimaszewskiego (1937), J. Drzewicką-Kozłowską (1956) i T. Sokołowskiego (1981, 1995). M. Kilmaszewski (1937) łączył pochodzenie stożka-terasy Dunajca ze zlodowaceniem środkowopolskim, a J. Drzewicka-Kozłowska (1956) z ostatnim glaciałem. T. Sokołowski (1995) rozpoznał



Ryc. 5. Dolina Dunajca między Wojniczem a ujściem do Wisły

A. Lokalizacja szczegółowych obszarów badań i datowanych stanowisk. B – Borzęcin, O – Olesno, Sz – Szujec, R – Radłów, W – Włoszyn.

B. Wycinek mapy geomorfologicznej Równiny Radłowskiej na północ od Wojnicza ukazuje dwa stopnie vistuliańskie II (13–15 m nad poziom koryta) i III (8–11 m) oraz położenie datowanych profili. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3A.

C. Schematyczny przekrój geologiczny pokazujący budowę sterasowanego dna doliny Dunajca między Wojniczem a Radłowem. W osady interpleniglacialne poziomu II włożona jest pokrywa młodopleniglacialnych piasków i żwirów poziomu III. Równinę rędzinną (poziom IV) budują aluwia ze starorzeczem datowane na początek holocenu. Profile w Szujcu, Niwce i Radłowie z datami C-14 i TL (Sokołowski 1995). Pozostałe objaśnienia – ryc. 3B.

D. Fragment dna doliny Dunajca w rejonie Żabna, obejmujący zwydmiony w stropie poziom III (8–10 m) z obniżeniem Żabnicy oraz równinę rędzinną (IV) ze starorzeczem podcinającym poziom III. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3A.

E. Przekrój geologiczny poprowadzony wzdłuż linii pokazanej na ryc. 5 D. W rozcięcia młodopleniglacialnej pokrywy poziomu III zostały włożone aluwia ze starorzeczem datowanym na okres preborealny. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3B.

Dunajec river valley between Wojnicz and mouth to Vistula river

A. Location of detailed studied area and sites. B – Borzęcin, O – Olesno, Sz – Szujec, R – Radłów, W – Włoszyn

B. Segment of the geomorphological map of Radłów Plain north of Wojnicz showing two terrace levels II (13–15 m above river level) and III (8–11 m), and location of C-14 dated sites. Additional explanations – Fig. 3A.

C. Schematic geological transect showing structure of the Vistulian and Holocene terraces between Wojnicz and Radłów. In dissection of the Interpleniglacial alluvial cover (terrace level II) the Upper Plenivistulian deposits built of level III has been inserted. Szujec, Niwka and Radłów profiles dated by radiocarbon method (Sokołowski 1995). Additional explanations – Fig. 3B.

D. Segment of the Dunajec valley near Żabno including terrace level III, duned at the top (8–10 m above river channel) with Żabnica depression and paleochannel on the rendzina terrace (IV). Additional explanations – Fig. 3A.

E. Geological cross-section along the line shows on Fig 5D. In the dissection of the Younger Pleniglacial terrace (III) the Preboreal paleochannel alluvia was inserted. Additional explanations – Fig. 3B.

starsze pokrywy z vistulianu spoczywające na cokołach wyciętych w mioce-
nie oraz rozcinające je rynny wypełnione dwudzielną serią osadów żwirowo-
piaszczystych, z których starsza została datowana TL na 59 ka BP, a młodsza
od 39 do 17 ka BP. W ostatnich dwóch latach w rejonie Wojnicza i Żabna
odkryto nowe stanowiska z kopalnymi florami rzucające światło na wiek alu-
wów Równiny Radłowskiej.

Szerokie na 20 kilometrów dno doliny Dunajca wycięte jest w łałach mio-
ceńskich i wypełnione aluwiami budującymi dwa stopnie terasowe. Wyższy
stopień w postaci rozległego vistuliańskiego stożka aluwialnego (Równiny
Radłowskiej) o szerokości 2–10 km zajmującego lewy brzeg doliny, jak i wą-
skiej na 1–3 km listwy prawobrzeżnej i w centralnej części niższego stopnia
równiny holocenińskiej szerokiej na 3–7 km z korytem Dunajca (ryc. 5A).

Rzeźba i budowa lewobrzeżnej równiny vistuliańskiej (poziom II i III)

Począwszy od Wielkiej Wsi, a wyraźniej od Wojnicza rozciąga się Równina Radłowska osiągająca wysokość 8–15 m. Tworzy ona stożek aluwialny, którego szerokość rośnie od 1–2 km w rejonie Wojnicza do ponad 10 km w najszerszym miejscu (ryc. 5A). Wyznacznikiem zasięgu stożka Dunajca są pokrywy żwirowe z materiałem tatrzańskim stwierdzone na zachód od doliny Uszwicy (Sokołowski 1995; Gębica 1995b). Równina Radłowska opada ku północy od 205 m n.p.m. do 178 m n.p.m. i ma średni spadek 0,9%. Nachylenie równiny nie jest jednakowe, u wylotu z Karpat ma największy spadek i rozcięcie sięgające 15 m nad poziom rzeki, natomiast w północnej części doliny w strefie ujściowej Dunajca do doliny Wisły następuje wyraźne zmniejszenie spadku a głębokość rozcięcia równiny wynosi tylko 5–6 m. Największą powierzchnię zajmuje zwydmiona równina o wysokości 8 (10)–12 m nad poziom rzeki (poziom III). Wyższy o 2–3 m stopień (poziom II) zachował się jedynie w formie mniejszych płatów, rozciętych bocznymi dolinami, u stóp zalesionych skłonów Wysoczyzny Wojnickiej. Występuje on na północ od Wojnicza, w rejonie Bielczy i na zachód od Borzęcina. Bliższa analiza mikrorzeźby północnej części stożka ujawniła występowanie wąskich wałów wydłużonych ku NW, zwydmionych w stropie oraz rozdzielających je podmokłych, często zatorfionych obniżen. Te podłużne wały wydymowe łączą się miejscami tworząc wydmy paraboliczne, które na zachód od Woli Radłowskiej osiągają wysokość kilkunastu metrów. Ich wewnętrzna struktura wskazuje na kilkietapowy rozwój u schyłku późnego vistulianu i w holoceenie, oraz na przewagę wiatrów zachodnich w czasie ich tworzenie (Izmailów 2001).

Równinę poziomu III oddziela od terasy rędzinnej krawędź o różnym stopniu zachowania. Między Wielką Wsią a Wojniczem jest ona wyraźna, o kilkumetrowej wysokości. Podobnie w samym Wojniczu, gdzie jest miejscami mocno przekształcona przez działalność człowieka i przebiega wzdłuż drogi Kraków-Tarnów. Stąd skręcając na północ, staje się miejscami bardzo niewyraźna, a jej przebieg wyznaczają zachowane na równinie zalewowej starorzecza Dunajca (ryc. 5B). Od Wierzchosławic do Radłowa krawędź jest coraz wyższa, podcięta systemami paleokoryt holoceńskich i ma średnio 5–6 m wysokości. Od Radłowa skręca na północny-zachód i w rejonie Woli Radłowskiej ma około 2 m wysokości i na odcinku 1 km biegnie szerokim łukiem przerwany w miejscu wylotu Kisieliny. W miejscowości Wał-Ruda i dalej w kierunku Jadownik Mokrych, krawędź jest wyższa, prostolinijna i na długości 2 km nadbudowana wałem wydymowym o wysokości 3–4 m.

U podnóża krawędzi rozciąga się płaskodenne, podmokłe obniżenie Kisieliny o szerokości 2 km, będące prawdopodobnie korytem rzeki roztokowej, podobnie jak obniżenie Drwinki w dolinie Wisły. W samych Jadownikach Mokrych krawędź jest prawie niewidoczna i dochodzi do wałów Starej Kisieliny, a stąd biegnie do połączenia z doliną Wisły wzdłuż podcięć dobrze zachowanych, częściowo wypełnionych wodą starorzeczy Dunajca.

Budowa i miąższość pokryw obu wyróżnionych poziomów jest zróżnicowana. U wylotu Dunajca koło Wielkiej Wsi i Wojnicza pokrywy rzeczne, żwirowo-piaszczyste poziomu II nadbudowane są lessami, zwiększającymi wysokość stropu tej terasy do ponad 20 m (Drzewicka-Kozłowska 1956; Sokołowski 1995). Na północ od Wojnicza w kierunku Łętowic poziom II, o wysokości 12–15 m nad koryto Dunajca, zachowany jest fragmentarycznie. Znaczą go piaszczyste płyty w formie pagórów o wysokości 3–4 m, otoczone obniżeniami położonymi u stóp zalesionych skłonów Wysoczyzny Wojnickiej (ryc. 5B). Niewykluczone, że część z tych podmokłych miejscami zatorfionych obniżeń powstała w wyniku rozcinania terasy przez boczne strumienie. Pierwotnie pagóry były chyba nieco wyższe, gdyż stwierdzone na ich skłonach ślady sezonowego, pasterskiego osadnictwa kultury łużyckiej (Okoński 1998), leżą pod 0,5 m warstwą osadu przypominającego deluwia. Budowa poziomu II została rozpoznana około 30 wierceniami archiwalnymi dokumentującymi złożę żwirów między Wojniczem a Łętowicami. Między innymi w Dębinie Łętowskiej w wierceniu położonym na wysokości 202,2 m n.p.m. stwierdzono (opis od góry):

0,0–0,2 m	–	gleba piaszczysta, szara
0,2–1,0	–	piasek drobny pylasty, żółty
1,0–2,4	–	glina żółta, szara
2,4–2,5	–	pył szary, popielaty
2,5–2,9	–	torf
2,9–3,7	–	pył szaropopielaty
3,7–6,7	–	żwir drobny zagliniony, szary
6,7–11,9	–	żwir drobny
11,9–12,9	–	ił ciemnopopielaty (miocen)

Powyższe wiercenie wraz z wieloma innymi dokumentują zaleganie na wyrównanym cokole iłów miocenijskich, 7–8 m warstwy żwirów dunajcowych przykrytych cienką warstwą piasków, często pylastych. W stropie pod piaskami występują miejscami niewielkie zagłębienia o średnicy 100–200 m (2–3 metry głębokie) wypełnione glinami aluwialnymi i mułkami, czasem z substancją organiczną i torfem stanowiącymi wypełnienia kopalnych koryt Dunajca (ryc. 5C). Wiercenia archiwalne zostały potwierdzone bezpośrednimi obserwacjami w kilku żwirowniach założonych w Dębinie Zakrzowskiej, Dę-

binie Łętowskiej i Łętowicach, oraz uzupełnione szczegółowymi profilami. Ze względu na płytki poziom wód gruntowych i strome skarpy profilowanie odsłoneń było możliwe tylko do głębokości 2–3 m.

W Dębinie Zakrzowskiej został odsłonięty metrowy profil, w którym stropowe piaski gliniaste miąższości 0,8 m leżały na zwietrzalej glinie piaszczystej ze żwirami ścinającymi ił starorzeczny. Niżej leżące mułki popielatostalowe były niewidoczne z powodu zalegającego tutaj na głębokości 2 m zwierciadła wód gruntowych. W mułkach wybagrowanych spod poziomu wody z głębokości około 3 m znaleziono drobny detrytus organiczny, w którym K. Szczepanek oznaczył niewielką ilość pyłków drzew (43 ziarna), w tym głównie ziarna sosny (*Pinus*) oraz limby (typ *Pinus cembra*), świerka (*Picea*) i brzozy (*Betula*). Spośród zielnych dominowały głównie turzyce (*Cyperaceae*). Oznaczono również 5 pyłków *rdestnic* – rośliny wodnej z sekcji *Myriophyllum*, wskazujące na depozycję materiału w podmokłych obniżeniach terenu (starorzeczka lub płytkie jeziorko). Z analizy wynika, że w otoczeniu starorzeczy rosły kępy drzew szpilkowych i brzoź oraz rośliny zielne, a zatem chłodne i skąpe zbiorowiska roślinne typu tundry parkowej. Analizowana próba mułku została datowana metodą radiowęglową. Datowanie frakcji huminowych (NaOH-SOL) wykazało wiek >30 290 lat BP (Gd-18180), taki sam otwarty przedział wieku otrzymano dla frakcji humin (RES) >30 230 lat BP (Gd-18177). Oznacza to, że osad jest starszy od 30 ka BP, co potwierdza ogólnie wynik wstępnej ekspertyzy palinologicznej i odpowiada prawdopodobnie schyłkowej części środkowego plenivistulianu. W odległości 0,5 km na północ od opisanego stanowiska, w kolejnym wyrobisku żwirowni w Dębinie Łętowskiej odkryto kilka nowych profili osadów potwierdzających wcześniej uzyskane dane pochodzące z wierceń archiwalnych, jednak torfów dotychczas nie stwierdzono. W jednym z odsłoneń w brzeżnej strefie wypełnienia kopalnego koryta zarejestrowano pod gliną aluwialną zwietrzały ił ciemnostalowy organiczny leżący na mułkach żółtopopielatych ze śladami rozwoju pedogenezy (fot. 1). Pobrane z odkrywki na głębokości 1,3 m osad ilasty posiadał obfity i bardzo rozdrobniony detrytus roślinny, z którego zostały oznaczone tylko pojedyncze ziarna sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*). Pod względem genetycznym wspomniany poziom ilasto-próchniczny łącznie z podścielającym go mułkiem tworzą kopalną glebę tundrową, której powstanie było związane z okresowym zabagnieniem obniżenia i dekantacją zawiesiny mineralno-organicznej. Datowanie iłu organicznego dało wynik $27\ 650 \pm 2250$ (Gd-16165), co należy odnieść do interstadiału denekamp. Przypomina to opisaną w Opatowcu nad Wisłą (naprzeciwko ujścia Dunajca) glebę pseudoglejową typu Komorniki, w której zachowane na piaskach

pakiety mułków próchnicznych pod lessami były datowane na $31\ 200 \pm 1400$ lat BP (Alexandrowicz, Jersak 1991). A zatem u schyłku środkowego plenivistulianu lub początku młodszego pleniglacialu vistuliańskiego (około 27–30 ka BP) nastąpiła zmiana warunków akumulacji. Mułki starorzeczne w Dębinie Zakrzowskiej i gleba kopalna w Dębinie Łętowskiej zostały przykryte madami, a następnie ścięte erozyjnie, czego świadectwem jest bruk zwirowy pod cienką pokrywą piasków, miejscami zwydmionych. Oznacza to rozcięcie serii interpleniglacialnej poziomu II, w wyniku czego jego powierzchnia, w rejonie Wojnicza-Nowej Wsi, została nadbudowana lessami. W rozcięciach poziomu II zalega pokrywa piaszczysta budująca poziom III (8–10 m).

Potwierdzeniem tego faktu są stanowiska położone w pogórskiej części dorzecza Dunajca, gdzie pokrywa lessów deluwialnych i glin soliflukcyjnych datowana między 31 a 25 ka BP nadbuduje powierzchnię poziomu II (Sienka nad Jeziorem Rożnowskim, Róztoka k. Rożnowa) (Alexandrowicz i in. 1991).

W kolejnym profilu w Łętowicach, na jednej ze ścian wyrobiska był widoczny przekrój kopalnego koryta o szerokości 100–120 m, wyciętego w żwirach i wypełnionego mułkami o miąższości 3 m. Mułki były ścięte w stropie żwirami i przykryte 0,5-metrową warstwą żółtego piasku eolicznego. Z wierceń archiwalnych wynika, że pokrywa żwirowa ma tutaj podobną miąższość jak w Dębinie (7–8 m) i spoczywa na cokole ilów mioceńskich na głębokości 10–11 m poniżej powierzchni terenu. Z wyrobiska w Łętowicach pochodzą również wyciągane koparką w trakcie eksploatacji żwirów pnie drzew oznaczone przez K. Szczepankę jako sosna. Datowanie jednego z pni wydobytych z głębokości 5–6 m dało wiek $> 29\ 340$ lat BP (Gd-11690). Przypomina to sytuację ze żwirowni Szujec koło Wierzchosławic, położonej na wysokości 197–198 m n.p.m. na północ od opisanych stanowisk, gdzie fragment pnia modrzewia wydobyty z aluwii korytowych i pochodzący z głębokości 5–6 m, został datowany na $31\ 425 \pm 530$ lat BP (Hv-9708), co odpowiada interstadiałowi denekamp (Sokołowski 1981). Obecność pni przykrytych kilkumetrową warstwą żwirów, może wskazywać na niższe położenie koryta Dunajca, skoro w tym samym czasie na płacie lessowym w Opatowcu tworzy się wspomniana wyżej gleba kopalna.

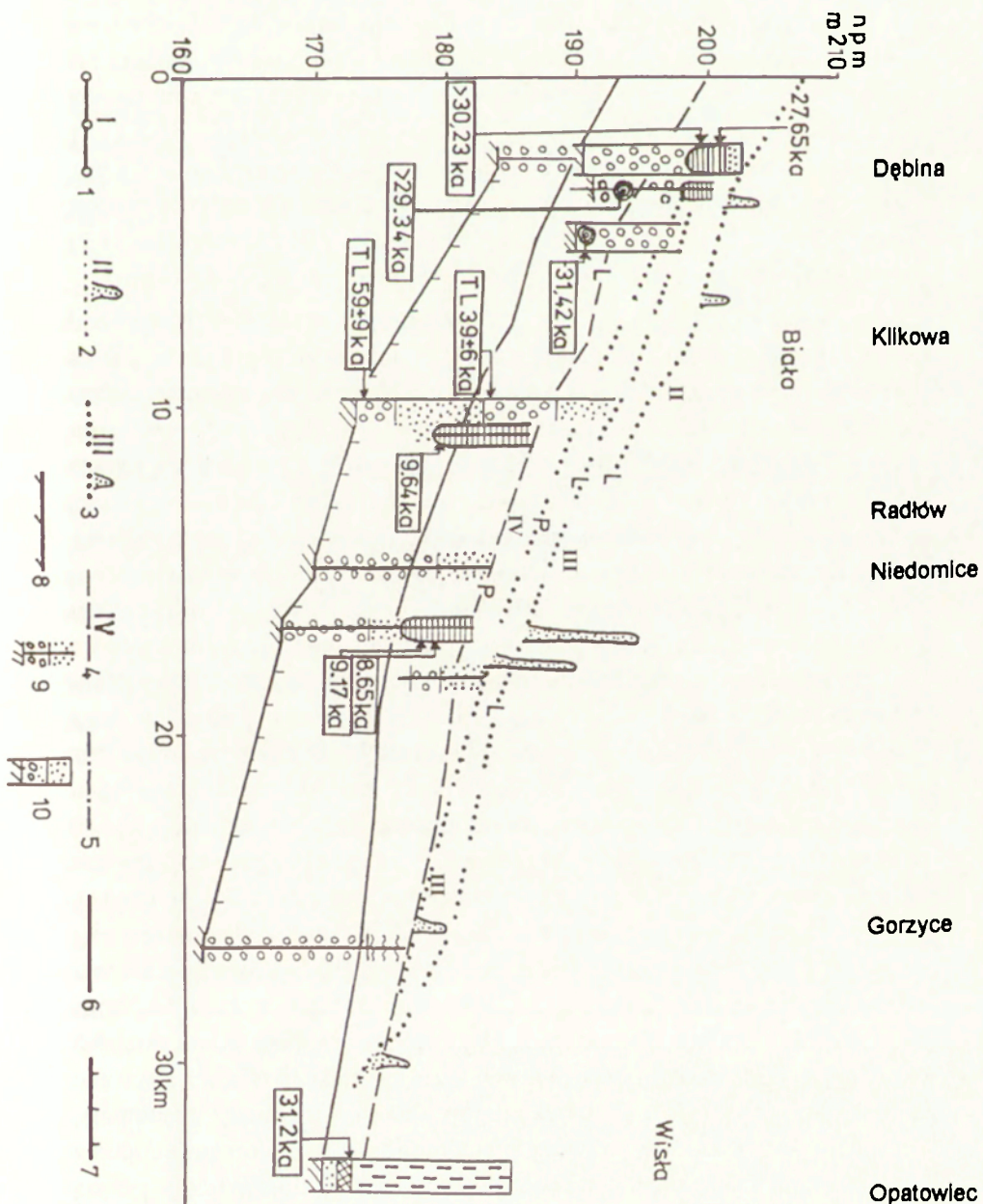
Na odcinku między Niwką a Wolą Radłowską blisko 20-metrowa dwudzielna seria żwirów i piasków wypełnia kopalną rynną doliną, która biegnie po części pod stożkiem vistuliańskim poziomu III w kierunku Jadownik Mokrych i dochodzi do równoleżnikowej kopalnej niecki, której oś położona jest około 2 km na południe od współczesnego koryta Wisły (Sokołowski 1995). Jej dno sięga około 8 m poniżej stropu cokołu utworzonego z ilów

miocenijskich, a maksymalna szerokość do 2 kilometrów. Spągowa część starszej serii żwirowo-piaszczystej wypełniająca kopalną rynnę została datowana metodą TL w Niwce na południe od Radłowa (por. ryc. 5A) na 59 ± 9 ka BP (Lub-1215). Natomiast część spągowa młodszej serii żwirowo-piaszczystej, w tym odsłonięciu, została datowana na 39 ± 6 ka BP (Lub-1214) (Sokołowski 1995) (ryc. 5C). Należy zauważyć, że spąg młodszej serii żwirowo-piaszczystej leży na poziomie obecnego koryta, co w przybliżeniu odpowiada wysokości cokołu erozyjnego wyciętego w łałach miocenijskich. Warto dodać, że starsza data z uwzględnieniem jej błędu (68–50 ka BP), odpowiadałaby dolnemu plenivistulianowi, wówczas to nastąpiło pogłębienie i poszerzenie wcześniej utworzonej rynny i jej stopniowe wypełnianie. Natomiast młodsza data wskazuje, że przynajmniej spągowa część młodszej serii aluwialnej powstała około 33–45 ka BP, tzn. w interpleniglacjaie, co potwierdzają ogólnie wyniki datowań radiowęglowych uzyskane w Dębinie i Szujcu. Był to okres, na który przypadało wzmożenie erozji bocznej i poszerzanie dna doliny oraz akumulacja pokryw żwirowych. Następowo stopniowe wypełnianie kopalnej rynny, a następnie w wyniku bocznego przesuwania koryta wycinanie cokołów erozyjnych i akumulowanie na nich aluwiów żwirowych z pniami drzew. Wypełnianie kopalnych rozcięć korytowych mułkami i łałami miało miejsce u schyłku interplenivistulianu. Potwierdzają to zachowane na lewym brzegu Uszwicy ostańcowe pokrywy żwirowo-piaszczyste z materiałem tatrzańskim (Sokołowski 1995) wyznaczające szeroki zasięg stożka Dunajca w okresie środkowego vistulianu. Odkryta wśród żwirów we Włoszynie wkładka mułków organicznych na głębokości 2,10 m została datowana metodą radiowęglową na $39\,100 \pm 3000$ lat BP (Gębica 1995b). Data ta rozpatrywana wraz z błędem statystycznym, może wiązać powstanie mułku z interstadiem hengelolo lub z chłodnym wahnięciem poprzedzającym ten interstadię (Behre, Lade 1986). Analiza palinologiczna wykonana przez K. Mamakową wykazała, że sedymentacja mułku miała miejsce w okresie panowania na tym terenie otwartych lasów brzożowo-sosnowych z modrzewiem i limbą występującymi sporadycznie. Roślinność miała charakter parkowy z rozwiniętymi zbiorowiskami krzewiastymi (brzoza karłowata i wierzba) i towarzyszącymi im siedliskami turzycowo-trawistymi. Również z tego rejonu pochodzą fragmenty pni drzew wydobywane w trakcie eksploatacji żwirów z głębokości 4–5 m od powierzchni terenu.

Rzeźba i budowa prawobrzeżnej terasy vistuliańskiej (poziom III) oraz terasy redzinnej (poziom IV)

Prawobrzeżna terasa vistuliańska (poziom III) ciągnie się listwą o szerokości 1–3 km, u stóp Wysoczyzny Tarnowskiej od Klikowej, gdzie łączy się z podobnym stopniem w dolinie Białej Dunajcowej, przez Łęg Tarnowski, Niedomicze, Żabno do Gorzyc w dolinie Wisły (ryc. 5A). W takim ujęciu ma ona o wiele szerszy zasięg niż przyjmował to M. Klimaszewski (1937) i *Przeładowa mapa geomorfologiczna Polski* (Starkel red. 1980). W pobliżu Wysoczyzny Tarnowskiej powierzchnia równiny podnosi się nieznacznie, z powodu nadbudowy jej powierzchni przez stożki bocznych dopływów. Powierzchnia poziomu III opada ku północy od 194 do 176 m n.p.m. (tj. od 8–10 m do 5–6 m nad średni poziom Dunajca) i zanurza się stopniowo pod holocenijskie mady. Na równinie zaznaczają się piaszczyste wały rozdzielone płytkimi obniżeniami o charakterze koryt roztokowych, obecnie drenowanych siecią rowów melioracyjnych. Wyższe o 4–5 m fragmenty poziomu II zachowały się jedynie w formie pagórów ostańcowych (np. koło Klikowej). Poziom III oddziela od terasy redzinnej zazwyczaj niewyraźna krawędź, mająca charakter łagodnie nachylonego, niskiego stoku. W miejscach podcięć paleomeandrów, co ma miejsce w rejonie Żabna, krawędź jest najwyraźniejsza (ryc. 5D), na terenach zabudowanych (np. w Niedomicach) jej przebieg jest trudny do odtworzenia. Na północ od Klikowej oraz między Łęgiem Tarnowskim a Niedomicami pokrywa mad zalega na piaskach, co jest wynikiem zalewania tej części równiny podczas dużych powodzi jeszcze na początku XX wieku (np. w roku 1934 – Lewakowski 1935). Koło Gorzyc i Otfinowa, widoczne są także niewielkie płyty piasków mające formę pagórków, często w stropie przewiane, wznoszące się 1–2 m ponad powierzchnię terasy redzinnej pokrytej madami. Wskazują one na znacznie większy zasięg poziomu III w górnym vistulianie.

Budowa poziomu III została rozpoznana licznymi wierceniami archiwalnymi w Klikowej, Łęgu Tarnowskim, Niedomicach i Żabnie. W Łęgu Tarnowskim na ściętych w stropie piaskach młodopleniglacjałnych na wysokości 187–188 m n.p.m. została złożona nieciągła pokrywa mad holocenijskich. Natomiast 1–2 metry wyższe palczaste wały budują piaski pylaste składane przez rzekę roztokową w schyłkowej fazie górnego plenivistulianu. Przewarstwianie się żwirów fliszowych z materiałem tatrzańskim w Łęgu Tarnowskim przemawia za tym, że istotną rolę odegrały też wezbrania Białej. Na południowy-wschód od Zakładów Celulozowo-Papierniczych w Niedomicach, na wysokości około 185,5 m n.p.m., w wierceniach notowane są piaski na żwirach, natomiast 0,5 km na zachód od tego miejsca, blisko drogi asfaltowej na po-



Ryc. 6. Profile podłużne poziomów terasowych w dolinie Dunajca między Wojniczem a ujściem do Wisły ukazujące sekwencje osadów budujących poziom II, III i IV
 1 – poziom terasowy I (22–30 m nad koryto rzeki) – na ryc. 15, 29, 38, 2 – poziom terasowy II (13–18 m), zwymiony lub z pokrywą lessów, 3 – poziom terasowy III, miejscami zwymiony (8–12 m), 4 – poziom terasowy IV (7–10 m), 5 – poziom terasowy IV (8–9 m) erozyjny z wielkopromiennymi paleomeandrami (dolina Wisłoka), 6 – poziom średniej wody w korycie rzeki, 7 – powierzchnia erozyjna (dno kopalnej rynny) z interglacjału eemskiego (?), 8 – podłoże osadów czwartorzędowych (miocen), 9 – profile wierceń, 10 – odsłonięcia, L – lewa strona doliny, P – prawa strona doliny. Objasnienia znaków litologicznych – ryc. 3B.

Longitudinal profiles of the Dunajec valley reach showing the sequence of deposits which built the terrace levels II, III and IV

1 – terrace level I (22–30 m above river channel) – at fig. 15, 29, 38, 2 – terrace level II (13–18 m), duned or covered by loess, 3 – terrace level III (8–12m), duned, 4 – terrace level IV (6–10 m), 5 – terrace level IV (8–9 m) erosional, with large Late Glacial palcomeanders (Wisłoka Valley), 6 – mean water level in channel river, 7 – erosional surface (bottom of fossil trough) from Eemian, 8 – Sub-Quaternary surface (miocene), 9 – borehole profiles, 10 – excavations, L – left bank of river, 12 – right bank. Explanation of lithological signs – Fig 3B.

dobnej wysokości występują utwory holocenijskie: mady i mułki z wkładkami piasków o miąższości do 7 m włożone w rozcięcia terasy vistulianskiej. Ku spągowi osady te przechodzą w piaski ze żwirami i żwiry wypełniające do głębokości 15 m kopalną rynnę. Ta rynna dolinna wycięta w utworach miocenijskich biegnie pod współczesnym dnem doliny Dunajca od Wojnicza do Żabna i dalej na północno-wschodnim obrzeżeniu poziomu III na północ od Olesna, gdzie łączy się z obniżeniem Brenia w dolinie Wisły. W rejonie Olesna aluwia korytowe poziomu II datowane na 44 ± 7 ka BP (Lub-1213) spoczywają na wyraźnym cokole erozyjnym utworzonym z ilów miocenijskich (Sokołowski 1995).

W Żabnie na terenie projektowanej oczyszczalni ścieków położonej w obniżeniu Żabnicy na wysokości 183,2 m n.p.m. (8 m nad poziom Dunajca) w wierceniach stwierdzono wyciętą w ilach miocenijskich półkę erozyjną z pokrywą piasków i żwirów miąższości 2,5–1,5 m (ryc. 5E). W kilku innych wierceniach przeprowadzonych na południe od oczyszczalni, miąższość pokrywy aluwialnej stopniowo wzrasta od 3 do 6 m. Występuje tutaj dwudzielność pokrywy terasowej – w spągu osady korytowe (piaski ze żwirami) przedzielone są piaskami lub wkładką ilów starorzecznych, a w stropie drobnoziarniste piaski przykryte nieciągłą warstwą mad pochodzącą z wylewów powodziowych Żabnicy. Budowa tego fragmentu równiny przypomina budowę poziomu II w Dębinie, za wyjątkiem górnej pokrywy żwirowo-piaszczystej, która została nałożona w młodszym pleniglacjału na ściętą w stropie serię interpleniglacjałnych aluwii.

Budowa terasy rędzinnej (poziom IV), około 1 metr niższej od poziomu równiny vistuliańskiej poziomu III, została wstępnie rozpoznana na terenie Żabna wierceniami archiwalnymi. W jednym z wierceń na wysokości 182 m n.p.m. stwierdzono w stropie mułki o miąższości 3–5 m z wkładkami torfów, a w spągu piaski ze żwirami i żwiry nie przebite do głębokości 1 m.

W innym wierceniu, na zachód od cegielni w Żabnie, pod stropowymi glinami aluwialnymi i piaskami występują piaski ze żwirami wypełniające kopalną rynnę Dunajca do głębokości 16,5 m. To pierwsze wiercenie pochodzi ze starorzecza podcinającego terasę vistuliańską, którego parametry wskazują raczej na duże paleokoryto (promień krzywizny $r = 550$ m i szerokość koryta $w = 70\text{--}85$ m). Własne wiercenie Ża1 wykonane wiertnicą Geomeres w tym starorzeczu, ujawniło następujący profil osadów (opis od góry):

- 0,0–0,25 m – glina pylasta szarobrazowa (gleba)
- 0,25–2,45 – il ciemnopopielaty z żelazistymi smugami
- 2,45–2,65 – il szary z substancją organiczną
- 2,65–2,85 – mułek organiczny zailony szarobrazowy
- 2,75–2,85 – mułek ciemnoszary z dużą ilością substancji organicznej
- 2,85–3,00 – il stalowy
- 3,00–3,30 – torf ciemnobrunatny lekko zailony z wkładką ilów na głębokości 3,16 m
- 3,30–3,45 – il ciemnopopielaty z pojedynczymi szczątkami organicznymi
- 3,45–3,70 – torf ciemnobrazowy dobrze rozłożony ze szczątkami roślin
- 3,70–4,00 – il ciemnopopielaty
- 4,00–4,70 – mułek szaropopielaty
- 4,70–5,60 – mułek piaszczysty szaropopielaty
- 5,60–6,00 – piasek gruboziarnisty ze żwirkami o średnicy 1 cm

Z wiercenia pobrano próby torfu do analizy palinologicznej i datowania radiowęglowego. Wstępna analiza palinologiczna wykonana przez K. Szczepankę wykazała, że próba torfu z głębokości 3,65–3,70 m, tj. około 2 m powyżej spągu wypełnienia starorzecza, zawiera liczne ziarna sosny (*Pinus*), kilka ziaren brzozy (*Betula*) i świerka (*Picea*) oraz pojedyncze ziarna pyłku *Betula nana* i *Ulmus*, ponadto liczne zarodniki paproci (*Filicales*) i *Cyperacae*, co świadczy o chłodnych warunkach depozycji osadu i odpowiada prawdopodobnie schyłkowi późnego glacjału. Natomiast wiek radiowęglowy analizowanej próby torfu został określony na 9170 ± 100 lat BP (Gd-12421), co zgodnie z podziałem stratygraficznym holocenu (Starkel 1999) odpowiada młodszej części okresowi preborealnemu. Natomiast skład flory kopalnej uzyskany z młodszej wkładki torfu na głębokości 3,23–3,30 m jest odmienny i zawiera oprócz ziaren sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*) także liczne ziarna drzew ciepłolubnych i krzewów takich jak *Corylus*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus* i inne, wskazujące na optimum klimatyczne holocenu (okres atlantycki).

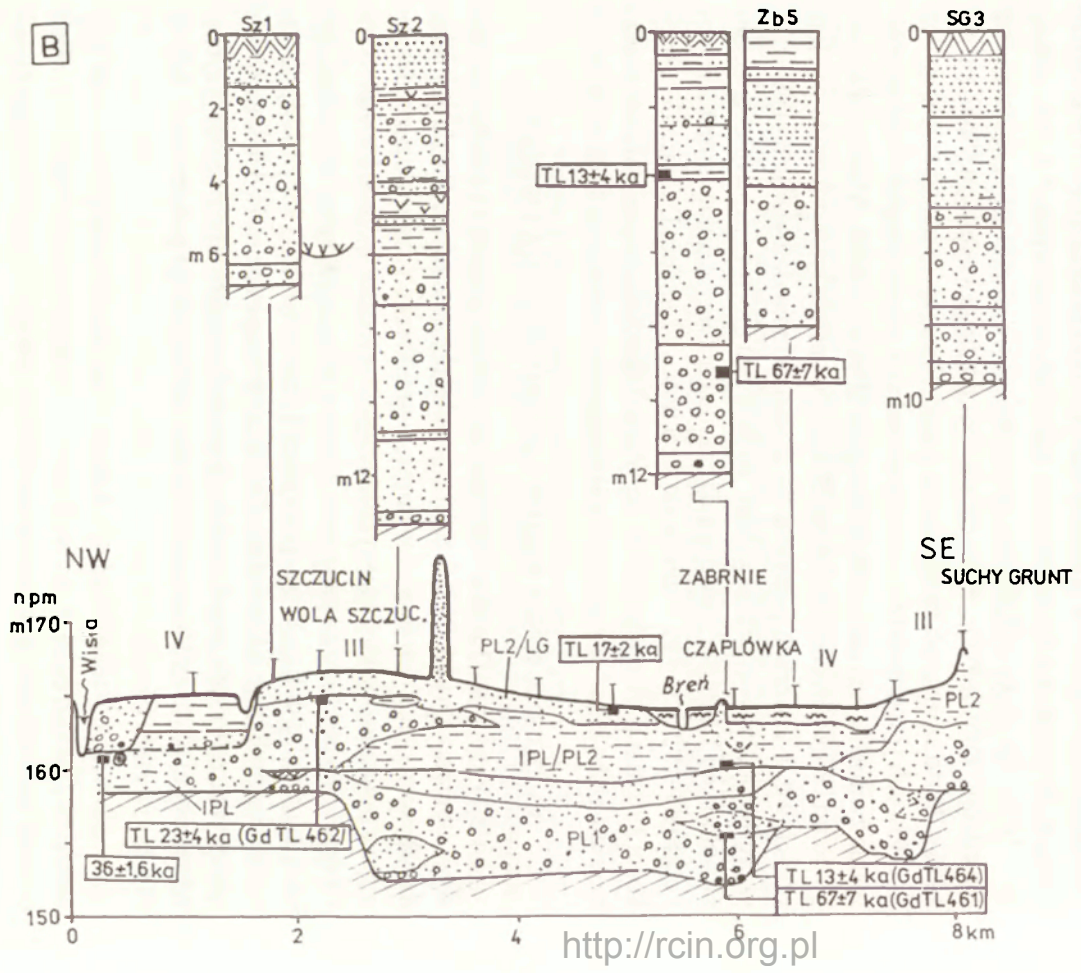
Również i w tym przypadku wynik ekspertyzy palinologicznej częściowo potwierdza wynik datowania radiowęglowego próby torfu z głębokości 3,23–3,30 m, który wynosi 8650 ± 140 lat BP (Gd-12419) i odpowiada schyłkowi okresu borealnego. Jednocześnie data ta wskazuje na to, że powyżej borealnego torfu były akumulowane ilaste mady składane w czasie zwilgotnienia klimatu i faz częstych powodzi w okresie atlantyckim udokumentowanych na wielu stanowiskach w dolinie górnej Wisły i jej dopływach (Starkel 2001). Ponieważ w spągu starorzecza zalegają ily i mułki miąższości 2 m, jest prawdopodobne, że koryto jest starsze i pochodzi ze schyłku późnego vistulianu. Za takim stwierdzeniem przemawia nieco starsza data 9640 ± 180 lat BP (Gd-2423) uzyskana dla paleokoryta o dużych parametrach ($r = 450\text{--}550$ m, $w = 100\text{--}170$ m) koło Radłowa, która wskazuje na istnienie, również nad Dunajcem, fazy dużych zakoli ze schyłku późnego vistulianu (Sokołowski 1995). Warto zaznaczyć, że miąższość podścielających to starorzecze aluwiów korytowych jest niewielka, co może świadczyć o tym, że głębokość przerabiania żwirów w tym okresie mogła sięgnąć stropu miocenu. A zatem pokrywa poziomu IV na tym odcinku doliny Dunajca wypełnia rynną erozyjną wyciętą częściowo w utworach poziomu III. Z zestawienia datowanych stanowisk w profilu podłużnym doliny wynika, że pokrywa żwirowa z interpleniglacjału na północ od Wojnicza spoczywa na cokole erozyjnym położonym na wysokości 190–192 m n.p.m. i obniża się stopniowo z biegiem Dunajca do wysokości 170 m n.p.m. u jego ujścia do Wisły (Opatowiec), gdzie aluwia piaszczyste z głębą kopalną z interstadiału denekamp są przykryte lessami (ryc. 6).

3.5. DOLINA WISŁY MIĘDZY UJŚCIEM DUNAJCA I WISŁOKI

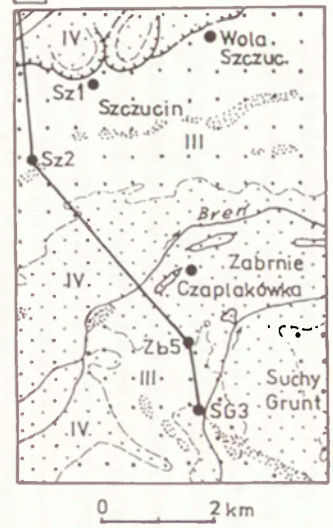
Między ujściem Dunajca i Wisłoki na odcinku prawie 50 km dolina Wisły rozszerza się na 16–20 km, tworząc rozległe sterasowane dno doliny między Wysoczyzną Tarnowską a wzniesieniami Niecki Nidziańskiej zbudowanymi z ilów miocénskich okrytych najczęściej osadami wodnolodowcowymi i lodowcowymi zlodowacenia sanu 2 oraz nieciągłą pokrywą lessu. Badania na tym odcinku doliny Wisły prowadził T. Sokołowski (1981, 1995), który stwierdził podobnie jak w dolinie Dunajca, występowanie dwóch kopalnych rynien rozdzielonych zwydmionym Garbem Szczucińskim, północnej rynny wypełnionej aluwiami budującymi terasy denne Wisły i południowej zajętej przez obniżenie Brenia.

Analiza rzeźby tego obszaru, zwłaszcza dotycząca teras plejstocénskich, nastęrcza pewne trudności, ze względu na zatarcie granic powierzchniowych oraz ich niewielkie zróżnicowanie wysokościowe. Jest to spowodowane głównie położeniem obszaru w zasięgu częstych powodzi oraz związanymi z tym

B



A



<http://rcin.org.pl>

Ryc. 7. Mapa geomorfologiczna i przekrój dna doliny Wisły w rejonie Szczucina

A. Obszar doliny Wisły na południe od Szczucina obejmujący zwymiony płat terasy piaszczystej (poziom III) zwany Garbem Szczucińskim (Starkel 1972), równinę zalewową Wisły i obniżenie Brenia (poziom IV). Pozostałe objaśnienia – ryc. 3A.

B. Przekrój geologiczny i szczegółowe profile wierceń wzdłuż linii zaznaczonej na ryc. 7A. Na przekroju kopalna rynna Brenia biegnąca częściowo pod Garbem Szczucińskim wypełniona aluwiami z dolnego plenivistulianu. Profile wierceń i daty TL z Woli Szczucińskiej i Zabrze-Czapłówka (Płonczyński, w druku), pozostałe datowania (Sokołowski 1995). Objaśnienia znaków litologicznych – ryc. 3B.

Geomorphological map and geological cross-section of the Vistula river valley near Szczucin

A. Vistula valley floor is built of sandy terrace (III) called Szczucin Ridge (Starkel 1972), Vistula floodplain and Breń depression (level IV). Additional explanations – Fig. 3A.

B. Geological cross-section and detailed borehole profiles with TL dates along the line shows on Fig. 7A. Fossil trough of Breń valley, which runs partly under the Szczucin Ridge, infills Lower Plenivistulian alluvial cover. Profiles with TL dates from Wola Szczucińska and Zabrze-Czapłówka (Płonczyński, in print), other TL dates (Sokołowski 1995). Explanations of lithological signs – Fig. 3B.

pracami regulacyjnymi sieci rzecznej. Najlepiej zachowana na badanym obszarze jest terasa vistulianska (poziom III), występująca w formie piaszczystych lub piaszczysto-żwirowych w stropie płatów, rozciętych holocenijskimi dolinami (ryc. 7A). Tworzy ona silnie rozczłonkowaną Równinę Szczucińską, która dzieli się na kilka płatów. Największy z nich w międzyrzeczu Wisły i Brenia ma szerokość 3–5 km i odpowiada, tzw. Garbowi Szczucińskiemu (Starkel 1972). Kilka mniejszych, jakby zatopionych w mdach piaszczystych pagórków, zwymionych w stropie, przekracza na wschodzie obecne ujście Brenia do Wisły i wystaje z równiny holocenijskiej. Na jednym z nich w Otałęży znaleziono ślady osadnictwa z okresu rzymskiego (Starkel 1967). Do niego dowiązują inne piaszczyste płyty rozciągające się między Breniem Osuchowskim i ujściem Starego Brenia na wschodzie a Wolą Otałężską, Górką i Glinami Wielkimi na północnym-zachodzie. Warto nadmienić, że na lewym brzegu Wisły w rejonie Ruszcy występuje podobny stopień terasy vistulianskiej (poziom III), w stropie zwymiony o szerokości 1,5–2,5 km, którego niższe fragmenty były zalane podczas powodzi w 1997 roku.

Garb Szczuciński wznosi się do 6–8 m nad poziom Wisły (165–170 m n.p.m.), a jedynie 1–4 m nad równinę rędzinną. Budują go leżące na cokole ilów mioceńskich piaski ze żwirami, a w stropie piaski przewiane w dwa wąskie i równoległe ciągi wydmy. Największa z nich (Lubasz-Dąbrowica) ma 11,5 km długości i 14 m wysokości (ryc. 7A). W obszarach międzywymowych występują obniżenia deflacyjne lub zatorfienia. W serii piaszczysto-żwirowej trafiają się wkładki mułków i rzadko spotykane przewarstwienia torfów wypełniających kopalne starorzecza, prawdopodobnie wieku interpleniglacial-

nego. W jednym z wierceń archiwalnych na terenie nieczynnych dzisiaj Zakładów Spółdzielni Mleczarskiej w Szczucinie została opisana wkładka utworów organicznych. Własne wiercenie (Sz1) wykonane 15 m od ogrodzenia mleczarni, ze względu na niewielki zasięg wypełnienia kopalnego obniżenia, nie natrafiło na warstwę organiczną (ryc. 7B). W 7-metrowym profilu wiercenia, w jego dolnej części, na wyrównanym cokole erozyjnym spoczywają aluwia piaszczyste ze żwirkami oraz brukiem żwirowym w spągu, a w stropie piaski miąższości 1,4 m. Miąższość aluwii wzrasta do 13,3 m w wierceniu Szczucin-Lubasz (Sz 2) przebijającym pokrywę Garbu Szczucińskiego i wypełnienie południowej kopalnej rynny dolinnej (ryc. 7B). W wierceniu tym pod pokrywą piasków eolicznych występuje górna seria piaszczysto-żwirowa ścinająca pozakorytowy kompleks piaszczysto-mułkowy i dolna bardziej miąższa seria piasków i żwirów wypełniająca kopalną rynnę. A zatem sekwencja utworów wypełniających południową rynnę jest bardzo podobna do kopalnej rynny w Radłowie w dolinie Dunajca i doliny Wisły rejonu Puszczy Niepołomickiej. Pokrywa stropowych utworów była datowana metodą TL w kilku miejscach. Próba pobrana z pagórka piaszczystego w miejscowości Radwan na granicy z obniżeniem Brenia została datowana metodą TL na 17 ± 2 ka BP (Lub-1211) (Sokołowski 1995). W Woli Szczucińskiej w profilu wiercenia wykonanego przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie (Płonczyński, w druku) mulki piaszczyste ze żwirkami leżące pod piaskami na głębokości 1,8–2,0 m uzyskały wiek 23 ± 4 ka BP (GdTL-462). Natomiast fragmenty redeponowanego drewna znalezione w piaskach pod aluwiami holoceniowymi w Słupcu blisko ujścia Brenia uzyskały datę $36\ 000 \pm 1\ 600$ lat BP (Sokołowski 1987). Budowa obszaru położonego na wschód od ujścia Brenia jest podobna jak w przypadku Garbu Szczucińskiego. W Woli Otałęskiej stropową pokrywę stanowią piaski gliniaste i pyły piaszczyste żółte o miąższości 3–4 m, przykrywające 6-metrową serię piaszczysto-żwirową z wkładkami mułków. A zatem seria piaszczysto-żwirowa, spoczywająca na cokole erozyjnym, rejestruje akumulację fluwialną z okresu interplenivistulianu, natomiast piaski stropowe – okres górnego plenivistulianu (około 25–15 ka BP). Wiek wypełnienia kopalnej rynny został zbadany w obniżeniu Brenia.

Obniżenie Brenia, szerokości 2–2,5 do 4 km, podmokłe z licznymi rowami melioracyjnymi bez paleomeandrów, ma powiązanie z obniżeniem Żabnicy na vistuliańskim stożku Dunajca. Dno obniżenia wyściela nieciągła pokrywa mad o maksymalnej miąższości 2 m. W części zachodniej, która obejmuje badany obszar występuje zwarta pokrywa mad, a granice obniżenia są dobrze czytelne. Dalej na wschód granice obniżenia stają się coraz mniej wyraźne, a mady są silnie rozczłonkowane. Miejscami, równoległe do koryta Brenia

i jego dopływu Upustu, biegną podłużne wały piaszczyste w stropie wydymione znaczące strefę roztokowego przepływu Dunajca, płynącego tutaj prawdopodobnie jeszcze u schyłku vistulianu. Natomiast główne koryto późnoglacialnej, roztokowej Wisły zajmowało płaskodenne i podmokłe obniżenie bez śladów paleomeandrów, drenowane obecnie przez potok Strumień, leżące na północnym obrzeżeniu północnej (główniej) rynny dolinnej. Budowa obniżenia Brenia została prześledzona w profilu własnego wiercenia Zabrze 5 (ZB 5, por. ryc. 7B). W spągu kopalnej rynny występują piaski ze żwirami o miąższości 4 m, zawierające materiał tatrzański, wyżej piaski i piaski mułkowate o coraz drobniejszym ziarnie, których spąg leży w poziomie współczesnego koryta Wisły (160 m n.p.m.) – podobnie jak w wierceniu Lubasz-Szczucin (Sz-2) – a strop jest ścięty erozyjnie. Są one przykryte przez warstwowane mady holocenijskie o miąższości 2 m. Bardzo podobna sekwencja osadów została rozpoznana w 12-metrowym wierceniu Zabrze-Czaplówka wykonanym przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie. W profilu tego wiercenia datowanie metodą TL serii żwirowej wypełniającej kopalną rynnę na głębokości 9,0–9,5 m dało wynik 67 ± 7 ka (GdTL-461) BP wskazując na dolny plenivistulian, a więc wiek zbliżony do dolnej serii żwirowopiaszczystej kopalnej rynny Dunajca w Radłowie. W strefie największych miąższości aluwii (np. w rejonie Brzezówki) dochodzących do 25 m, mamy prawdopodobnie do czynienia z najstarszymi osadami obejmującymi wczesny vistulian lub dolny plenivistulian włożonymi w rynnę z interglacjału eemskiego. Natomiast serię stropową wiercenia w Czaplówce o miąższości 6 m tworzą naprzemianległe warstwowane piaski ze żwirami i mułki o cechach rytmu i drobniejszym ziarnie ku stropowi składane w czasie częstych powodzi, przykryte przez mady holocenijskie. Datowanie mułków z głębokości 3,8–3,9 m dało wiek 13 ± 4 ka BP (GdTL-464) (Płonczyński, w druku). Potwierdza to przypuszczenie, że obniżenie Brenia było wykorzystywane przez Dunajec jeszcze u schyłku plenivistulianu, (prawdopodobnie do około 15–14 ka BP), tzn. przed fazą erozji znaczoną przez paleokoryta, których wypełnienia datowane są w odcinku krakowskim doliny Wisły na $13\,260 \pm 160$ lat BP (Kalicki 1991).

Do obniżenia Brenia przylega od południa przywysoczyznowa listwa terasy piaszczystej o wysokości 7–10 m nad koryto Wisły, na powierzchni której ciągną się równoległe do prawobrzeżnych dopływów Brenia formy naturalnych wałów brzegowych nadbudowane wydrami. Podobne wały występują w obniżeniu Brenia (ryc. 7A). Mają one długość prawie 4 km i wysokość od 10 do 2 m. Budują je poziomo warstwowane piaski drobnoziarniste słabo wysortowane z przewarstwieniami mułków piaszczystych odsłaniające się

w wydmię rozciętej w czasie lokalnej powodzi w 1998 roku (Gębica, Sokołowski 2002). Podłoże tych utworów stanowią piaski ze żwirami i żwiry z brukiem w spągu spoczywające na cokole ilów miocénskich na głębokości 10 m. Jest to więc młodsza pokrywa żwirowo-piaszczysta odpowiadająca aluwiom budującym Garb Szczuciński (ryc. 7B). Spągowa część płaskiego wału brzegowego powstawała na podmokłym i utrwalonym roślinnością podłożu, jeszcze przed akumulacją piasków eolicznych. Wskazują na to piaski scementowane w kształcie rhizokongrecji o średnicy około 3 cm, niektóre z nich tworzą w przekroju koncentryczne pierścienie zawierające piasek scementowany wytrąceniami węglanowo-syderytowymi (Gębica, Sokołowski 2002). Samą wydmię budują piaski żółte drobno- i średnioziarniste, w których B. Woronko stwierdziła bardzo duży udział ziaren matowych o wysokim stopniu obróbki eolicznej (RM i EM/RM 53–75%). Opisane wały brzegowe powstawały u schyłku plenivistulianu, później w wyniku rozcięcia powierzchni terasy i osuszenia terenu zostały uruchomione procesy eoliczne, które doprowadziły do nadbudowania wału piaskiem eolicznym. Na tym obszarze występuje wyższy (1–3 m) od poziomu III stopień terasy o wysokości 170–175 m n.p.m., odpowiadający prawdopodobnie poziomowi w Oleśnie, który T. Sokołowski (1987) włącza do terasy vistuliańskiej. Jest to pokrywa, która w moim schemacie odpowiada poziomowi II. Datowanie TL osadów złożonych na tym poziomie w rejonie Radgoszczy-Górki wykazało wiek 35 ± 6 ka BP (GdTL-463) (Płonczyński, w druku).

Zalewowe dno doliny Wisły zajmują terasa rędzinna o wysokości 4–6 m nad koryto Wisły i szerokości 5–8 km oraz terasa łęgowa. Budują ją aluvia piaszczysto-żwirowe miejscami z domieszką materiału skandynawskiego. Osady te mają zmienną miąższość, od około 4–10 m między Szczucinem a Otałężą, do kilkunastu metrów (maksymalnie 20 m) na lewym brzegu rzeki w strefie północnej kopalnej rynny dolinnej. W stropie występują mady o miąższości 1–5 m. Najniższą powierzchnią jest równina łęgowa o szerokości 1–2 km, mieszcząca się w obrębie obwałowań wiślanych, która zdaniem T. Sokołowskiego (1987) jest pozostałością koryta rzeki roztokowej funkcjonującej w XIX w.

W rozwoju doliny Wisły i Dunajca rysują się pewne prawidłowości. Rynna południowa wycięta w utworach miocenu jest dziełem erozji rzecznej Dunajca w czasie interglacjału cemskiego. Wówczas została usunięta pokrywa starszych osadów pochodzących głównie z okresu zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich. Erozja Dunajca w czasie interglacjału cemskiego powoduje wcięcie się rzeki do miocenu i osiąga maksimum w południowej kopalnej

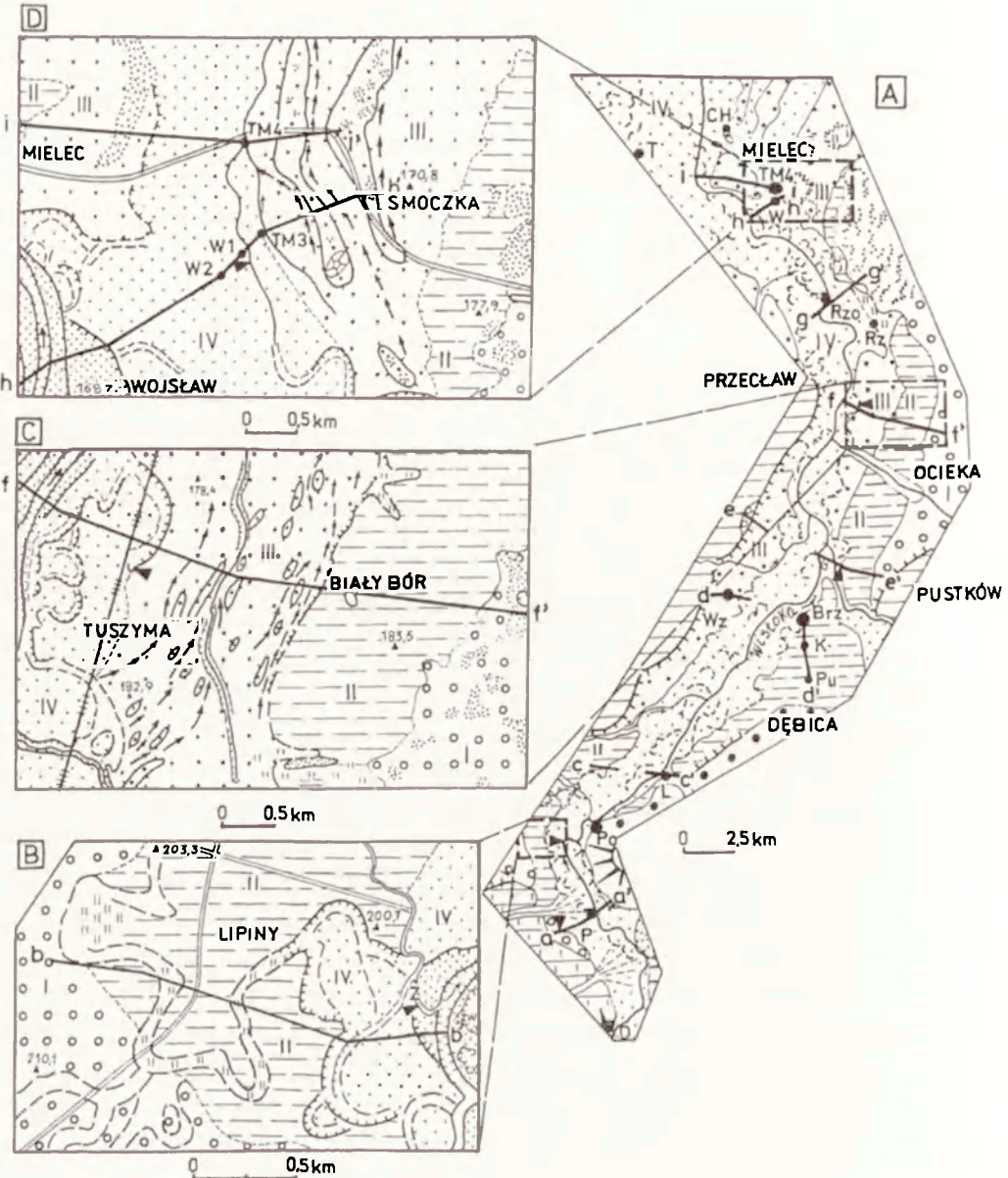
rynnie na poziomie 140 m n.p.m. (25 m poniżej współczesnego dna doliny). Północna rynna dolinna zajęta obecnie przez Wisłę jest płytsza i prawdopodobnie młodsza od rynny Dunajca. Podczas vistulianu następuje intensywny proces akumulacji rzecznej prowadzący do wypełniania we wczesnym glacialu i dolnym plenivistulianie dolną serią żwirowo-piaszczystą wcześniej powstałej rynny. Wskutek bocznej migracji koryta podczas środkowego plenivistulianu następuje wkraczanie rzeki na niskie cokoły erozyjne i osadzenie młodszej (górnjej) serii piaszczysto-żwirowej. Podlega ona erozji na początku następnego etapu rozwoju doliny – w górnym plenivistulianem. Wtedy wykształciły się dwie równoległe rynny, równocześnie funkcjonujące (Starkel red., 1990; Gębica 1995a, b). W szerokiej rynn timerenia i na Garbie Szczucińskim trwa akumulacja piaszczystych i piaszczysto-mułkowych osadów powodziowych i nadbudowywanie ich wałami przykorytowymi. U schyłku górnego plenivistulianu lub na początku późnego vistulianu następuje rozcięcie poziomu III i jego zwydmienie.

3.6. DOLINA WISŁOKI MIĘDZY PILZNEM A MIELCEM

Dolny bieg Wisłoki od wylotu z Karpat koło Pilzna do ujścia do Wisły ma 65 km długości i spadek 0,6–0,7‰. Posiada on zmienny przebieg i jest morfologicznie zróżnicowany (ryc. 8).

W rejonie Pilzna dolina ma szerokość 3–4 km, kierunek SE-NW i ograniczona jest progiem Pogórza Karpackiego. Na północ od Pilzna Wisłoka skręca na NE, podcina najpierw prawe zbocze doliny, a następnie płynie osią sterasowanego dna doliny rozszerzającego się w rejonie Dębicy do 10 km (terasa rędzina zajmuje szerokość 3–4 km). Na tym odcinku łączy się ona z równoleżnikowym obniżeniem Rynny Podkarpackiej, którą wykorzystuje prawostronny dopływ Wielopolka. Między Pustkowem a Tuszymą holocénska równina zwęża się do prawie 2 km, a szeroki na 10 km system teras plejstocénskich rozwinięty jest głównie na prawym brzegu doliny i ograniczony od wschodu krawędzią Wysoczyzny Kolbuszowskiej. Dalej na północ Wisłoka ma przebieg SE-NW z rozwiniętym na prawym brzegu doliny systemem plejstocénskich teras przykrytych na znacznym obszarze wydmiami. W rejonie Mielca dno doliny rozszerza się stopniowo i obejmuje swym zasięgiem stożek napływowy z marginalnie biegnącym, między zwydmionymi płatami terasy vistuliańskiej, obniżeniem skierowanym ku NE do doliny Wisły.

Dolny odcinek doliny Wisłoki był przedmiotem licznych badań w ciągu XX w., dostarczających wielu danych stratygraficznych. Aluwia młodoplejstocénskie i holocénskie były już rejestrowane przez W. Friedberga (1903) i A.M. Łomnickiego (1903), a terasy plejstocénskie badane przez M. Klima-



Ryc. 8. Dolina Wisłoki między Pilznem a Mielcem

A. Położenie szczegółowych obszarów badań, stanowisk i przekrojów na tle wydzielonych poziomów terasowych. D – Dęborzyn, P – Pilzno, Ż – Lipiny-Żabieniec, Po – Podgrodzie, L – Latoszyn, Pu – Pustynia, K – Kozłów, B – Brzeznica, WŻ – Wola Żyrakowska, Rz – Rzemień, Rzo – Rzochów, W – Wojśław, TM – rów Trześń Mała, Ch – Chorzelów, T – Trzciana.

B. Obszar Lipin na północ od Pilzna z lokalizacją stanowiska Żabieniec. Na powierzchni poziomu II (13–18 m nad poziomem rzeki) system krętych koryt pleniglacialnych.

C. Obszar Tuszyma na wschód od Przeclawia. W obrębie poziomu III (11–12 m) zaznaczone piaszczyste łąchy i liczne ślady koryt roztokowych podcinających poziom II.

D. Obszar Mielec-Wojśław. Między zwydmionymi fragmentami poziomu III przebiega ku NE szerokie obniżenie dolinne w poziomie IV drenowane przez rów Trześń Mała. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3A.

Wisłoka valley between Pilzno and Mielec

A. Location of detailed studied areas, sites and profiles against the morphological sketch of the terrace levels. D – Dęborzyn, P – Pilzno, Ż – Lipiny-Żabieniec, Po – Podgrodzie, L – Latoszyn, Pu – Pustynia, K – Kozłów, B – Brzeźnica, WŻ – Wola Żyrakowska, Rz – Rzemień, Rzo – Rzochów, W – Wojśław, TM – rów Trześń Mała, Ch – Chorzelów, T – Trzciana.

B. Area near Lipiny north of Pilzno with location of the Żabieniec site. On the surface of terrace level II (13–18 m above river channel) distinct system of pleniglacial paleomeanders is visible.

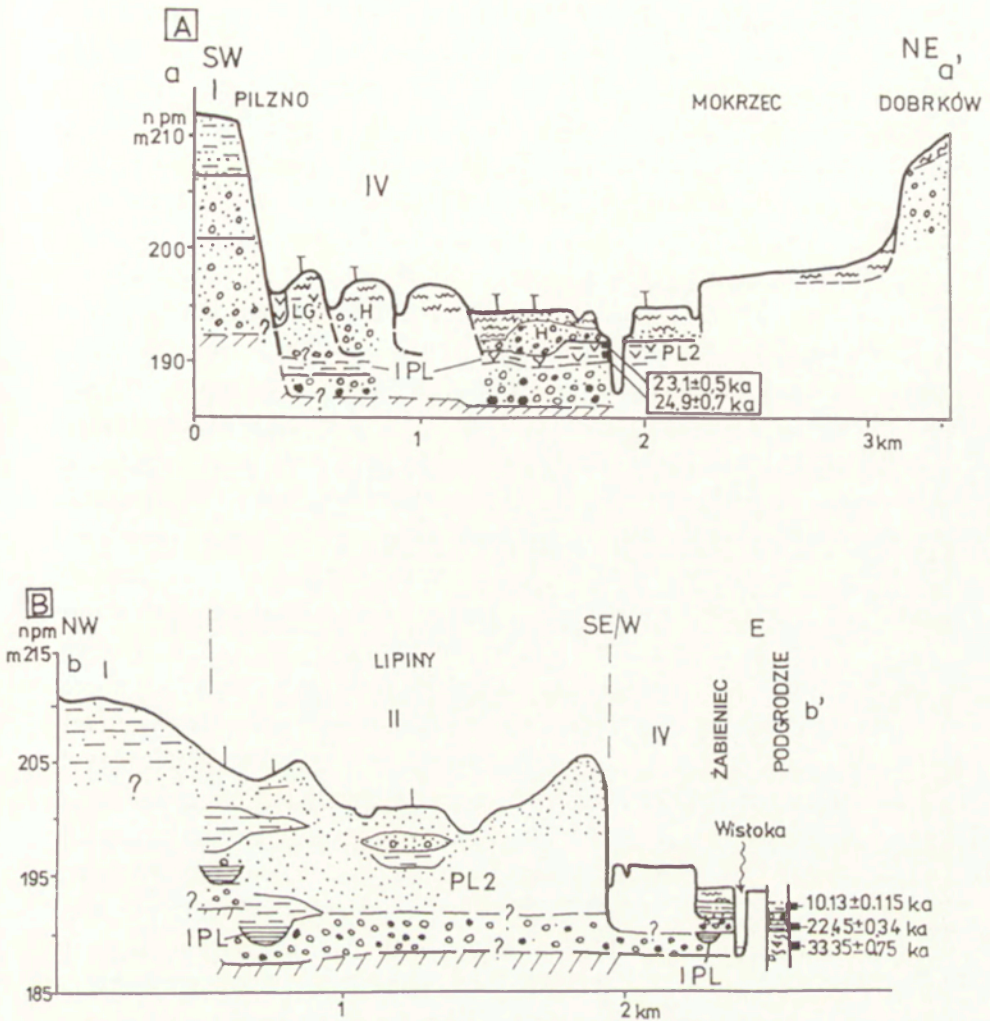
C. Area of Tuszyma east of Przeclaw. On the surface of terrace level III (11–12 m) marked sandy bars and traces of braided channels cutting terrace level II.

D. Area of Mielec- Wojśław. Between the duned patches of sandy terrace (III) runs to NE paleovalley in the level of rendzina terrace (IV) drained by Trześń Mała stream. Additional explanations – Fig. 3A.

szewskiego (1948), jak też przez A. Środonia (1965), W. Laskowską-Wysoczańską i J. Niklewskiego (1969) i Laskowską-Wysoczańską (1971). Szczegółowe badania aluwiów holoceni i wistulian przeprowadził L. Starkel (1960) oraz K. Mamakowa i L. Starkel (1974, 1977). Poglądy dotyczące chronostratygrafii aluwiów wistulian i holoceni oraz rozwoju doliny Wisłoki w rejonie Dębicy zostały zebrane w monografii z 1981 r. (Alexandrowicz i in. 1981) i zweryfikowane w latach późniejszych (Starkel 1995a; Mamakowa i in. 1997). Rozpoznanie aluwiów wistulian w rejonie Pilzna oraz między Pustkowem a Mielcem jest mniej szczegółowe i oparte głównie na opracowaniach pojedynczych stanowisk (Klimaszewski 1948; Alexandrowicz i in. 1981; Alexandrowicz, Klimek 1985; Klimek 1992; Korabiewski 1994; Laskowska-Wysoczańska, Niklewski 1969; Mamakowa 1962; Laskowska-Wysoczańska 1971; Starkel 1972) oraz na wynikach kartowania geomorfologicznego w skali przeglądowej (Starkel red., 1980). W ostatnich latach w związku z opracowaniem *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* arkusz Mielec 1: 50 000, Przedsiębiorstwo Geologiczne S.A. z Krakowa wykonało kilka wierceń rdzeniowych, których opisy wraz z wynikami datowań TL zostały mi udostępnione (Kurek, Preidl 2002). Celem podjętych badań terenowych było przesłedzenie przestrzennego zróżnicowania morfologicznego, budowy i wieku wistulian pokryw terasowych od brzegu Karpat do ujścia do Wisły. W ten sposób powiązано szczegółowo zbadany przez L. Starkla odcinek dębicki z pozostałymi obszarami, dla których wykonano szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne uzupełnione szeregiem nowych stanowisk i przekrojów geologicznych (ryc. 8).

Stanowiska na odcinku Pilzno-Podgrodzie

Dolina Wisłoki w rejonie Pilzno o szerokości 3–4 km jest sterasowana i obejmuje w części lewobrzeżnej dwa systemy teras plejstoceniowych (ryc. 8A). Wyższy o wysokości 22–30 m (średnio 25 m) nad koryto Wisłoki (w moim schemacie poziom I) tworzy wąskie listwy w okolicach Strzegocin i Pilzno oraz występuje w dolinie Dulczy i na północ od jej wylotu. W samym Pilźniku poziom ten ma wysokość 23–25 m i jest zachowany fragmentarycznie. Większy obszar (do 1,5 km szerokości) zajmuje on w Lipinach na wschód od drogi międzynarodowej A–4. Natomiast niższy stopień terasowy o wysokości 13–18 m (średnio 15 m), zwymiony w stropie, jest wyraźnie rozbudowany w rejonie Lipin i Chotowej. Oba wyróżnione poziomy terasowe były opisywane w rejonie Strzegocin i Pilzno przez M. Klimaszewskiego (1948), jako poziomy terasy średniej (poziom II) i związane z okresem zlodowacenia środkowopolskiego. W Pilźniku poziom I tworzy spłaszczenie o wysokości 210–220 m n.p.m. i szerokości 0,2–0,5 km, oddzielone od terasy rędzinnej (10–11 m nad poziom rzeki) wyraźną krawędzią o wysokości od 12 do 18 m w kilku miejscach utworzoną przez późnoglacialne starorzecza (Klimek 1992) (ryc. 9A). Powierzchnia terasy urozmaicona jest ciągnącymi się na krawędzi wałami i bezodpływowymi zagłębieniami oraz widocznymi na mapie topograficznej 1: 10 000 korytami o krętym przebiegu. Budowa tego poziomu terasowego została zbadana przez M. Klimaszewskiego (1948), który zwrócił uwagę na jej dwudzielny charakter, w spągu – piaski i żwiry rzeczne z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, a w stropie – lessy ze znacznym udziałem materiału piaszczystego, pochodzące z okresu zlodowacenia bałtyckiego. Według M. Klimaszewskiego (1948) w rejonie Pilzno „*wkładki piasku lotnego przewarstwiają tak często less typowy, że całość robi wrażenie utworu wodnego*”. B. Korabiewski (1994) wykonał mapę geomorfologiczną okolic Pilzno i opisał kilka odsłoneń terasy 25-metrowej. Stwierdził on, że zespół teras wyższych od 15 m kształtował się w środowisku peryglacialnym, w zimnych okresach plejstocenu nawiązując tym samym do koncepcji wysokiego zasypania dolin (Jahn, 1956a,b). Przed dwoma laty podjęto na nowo badania w znacznie poszerzonej i wysokiej na około 9 m ścianie wyrobiska piaskowni w Pilźniku (Alexandrowicz, Gębica, Korabiewski, w druku). Potwierdzono jej dwudzielną budowę i zwrócono bliższą uwagę na zróżnicowanie litofacialne i warunki sedymentacji w obrębie całej dostępnej do badań serii aluwii. Dolny kompleks osadów odsłaniający się na głębokości 5,3–9 m sięga w stropie do 20 m nad poziom Wisłoki. Budują go piaski ze żwirkami o warstwowaniach przekątnych rynnowych różnej skali, które znaczą ślady przepływów koryt roztokowych (fot. 2). W osadach tych udział frakcji powyżej 2 mm jest



Ryc. 9. Szczegółowe przekroje geologiczne dna doliny Wisłoki między Pilznem a Lipinami. Lokalizacja przekrojów – ryc. 8A i 8B. Objaśnienia znaków – ryc. 3B

A. Na linii Pilzno-Mokrzec-Dobrków. Daty radiowęglowe (Pazdur 1985).

B. Rejon Lipin i stanowisko Żabieniec. Profil w Podgrodziu z datami radiowęglowymi (wg: Starkel [w:] Alexandrowicz i in. 1981).

Detailed geological cross-sections of the Wisłoka valley between Pilzno and Lipiny. Location of cross-sections – Fig 8A and 8B. Explanation of lithological signs – Fig 3B

A. On the line Pilzno-Mokrzec-Dobrków. C-14 dates (Pazdur 1985).

B. On the line Lipiny and Żabieniec site. Podgrodzie profile with radiocarbon dates (after Starkel [in:] Alexandrowicz et al. 1981).

większy w spągowej części ogniwa, natomiast ku stropowi maleje do 5–6%, nieco większy jest udział frakcji pylastej, ale w żadnej z analizowanych prób nie przekracza 20%. Ku stropowi tego ogniwa wzrasta ilość i miąższość ławic piaszczystych przekątnie warstwowanych z ripplemarkami znaczącymi pogrzebane formy piaszczystych odsypów. Na głębokości 5,3–5,5 m występuje niewyraźna powierzchnia ścięcia, znaczona przez piaski korytowe z licznymi toczęncami mułków i skorupkami ślimaków. W opisanym ogniwie (od 5,4–8,4 m) występuje obficie, dobrze zachowana malakofauna (w jednej z prób liczba oznaczonych okazów przekraczała 1000), a jej gniazdowe rozmieszczenie wskazuje na redepozycję skorup ślimaków. Transport ten jednak odbywał się na krótkim dystansie o czym świadczy dobry stan zachowania skorup. Analiza malakologiczna wykazała, że są to gatunki typowe dla formacji lessowych, w przewadze formy o dużej tolerancji ekologicznej (mezofilne), preferujące siedliska suche (*Trichia hispida*) i o większej wilgotności (*Columella columella* oraz najczęściej występujący *Succinea oblonga*), a także ślimaki suchych siedlisk otwartych (*Pupilla loessica*, *Pupilla muscorum* i in.) i gatunków higrofilnych (*Vertigo genesii*) oraz wodne (*Lymnaea truncatula*). Górny kompleks osadów miąższości około 5 m jest drobnofrakcyjny i stanowi go w przewadze rytmicznie warstwowane utwory piaszczysto-mułkowe. Charakteryzuje się on większą różnorodnością granulometryczną i jest gorzej wysortowany niż kompleks dolny, co wynika z licznych przewarstwień o odmiennym składzie litologicznym. Przeważają warstwy drobnoziarnistych piasków pylastych i pyłów piaszczystych z wkładkami ilów o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów i stosunkowo dużej rozciągłości poziomej. Udział frakcji pylastej jest zdecydowanie większy niż w kompleksie dolnym i wynosi 18–70%, domieszka frakcji ilastej nie przekracza 15%. Są to więc osady pozakorytowe składane przez wody wezbrań o bardzo wolnym, miejscami zamierającym przepływie, a ich wzbogacenie w pył świadczyłoby, że były formowane w fazie lessotwórczej. Cały strop profilu jest odwapniony i nie zawiera malakofauny. Taką budowę górnego kompleksu osadów potwierdza inne badane przeze mnie odsłonięcie w Pilźnie położone na wysokości 210–215 m n.p.m., za skrzyżowaniem z międzynarodowej drogi A-4 w kierunku Lipin. W sztucznych skarpach o wysokości 5–8 m obserwowałem laminowane piaski i pyły piaszczyste żółte, w dolnej części zaburzone strukturami inwolucyjnymi, ku stropowi bardziej pylaste. Utwory te są przykryte przez gliny stokowe i soliflukcyjne, co dokumentują opisane przez B. Korabiewskiego (1994) odsłonięcia w Dobrkowie i Pilźnionku. W tym ostatnim stwierdził on w stropowej partii górnego kompleksu 0,5-metrową pokrywę piasków różnoziarnistych rozciętych strukturą w kształcie kieszeni wypełnionej gliniastym

materiałem stokowym ze żwirami eratycznymi. Podobna sekwencja została stwierdzona w Dobrkowie, po drugiej stronie Wisłoki, gdzie osady rzeczne (piaski z soczewkowatymi wkładkami grubych piasków i drobnych żwirów oraz domieszki gruzu piaskowcowego) są ścięte w stropie i przykryte stokową gliną gruzową i pylastymi deluwiami (ryc. 9A).

W odsłonięciach poziomu I oraz wierceniach w Pilźnie, które przebijają 25–27-metrową pokrywę terasową zapisana jest cała sekwencja sedymentacji, podkreślona rozdrobnieniem materiału ku stropowi. Cykl ten reprezentuje środowisko peryglacialnej rzeki roztokowej. Osady piaszczyste dolnego kompleksu były składane w obrębie aktywnej strefy korytowej rzeki roztokowej. Tworzyły ją czynne koryta wypełniane piaskami z brukiem żwirkowym w spągu oraz składane na nich piaszczyste odsypy. Wypełniały one całą szerokość dna doliny. Miejscami występujące powierzchnie erozyjne z tocząciami i redeponowaną malakofauną są świadectwem gwałtowniejszych wezbrań powodziowych. Natomiast wkładki materiału gruzowego w piaszczystych odsypach wskazują na równoczesną dostawę materiału ze zboczy doliny. Występująca w aluwiach korytowych malakofauna świadczy o stosunkowo szybkiej depozycji materiału oraz braku głębszej przeróbki osadu, co było wynikiem bocznego poszerzania dna doliny. Akumulacja górnych ogniw osadów odbywała się w strefie pozakorytowej równi zalewowej, prawdopodobnie w wyniku krótkotrwałych zalewów powodziowych oraz przepływów płytkich koryt? (wkładki grubszych piasków). Pakiety mułków i sporadyczne wkładki ilów należy łączyć ze spokojną depozycją drobnoziarnistych zawiesin w niemal stojących wodach płytkich basenów popowodziowych. Duży udział materiału pylastego może również świadczyć o akumulacji lessu aluwialnego (less facji dolinnej). W niektórych opisanych przez M. Klimaszewskiego (1948) profilach jest to głównie less warstwowany reprezentujący karpacką fację, którego pokrywa spoczywa na lewym (zachodnim) zboczu doliny. Zatem stropowa pokrywa akumulacyjna powstała w wyniku pionowego nadbudowywania odsypów piaszczystych osadami powodziowymi, podobnie jak to ma miejsce współcześnie na rzece South Saskatchewan w Kanadzie (Cant, Walker 1978). W końcowym etapie akumulacji na aluwiach zostają złożone utwory stokowe (deluwia) i soliflukcyjne występujące przeważnie na prawym zboczu doliny. Przez cały okres deponowania osadów dominował klimat zimny z otwartymi siedliskami o typie tundry arktycznej. Wyniki analizy malakologicznej sugerują występowanie w dolnym kompleksie dwóch wilgotniejszych faz przedzielonych fazą suchą. Duże urozmaicenie składu gatunkowego oraz niezbyt duży udział *Pupilla loessica* – gatunku charakterystycznego dla faz intensywnej akumulacji pyłu les-

sowego dowodzi, że nie reprezentuje ona najzimniejszych faz glacjału. Fakt ten oraz dwudzielność samego profilu nie wykluczają, że zarówno dolna, jak i górna jego część powstała w chłodnej i wilgotniejszej fazie pleniglacjału vistulianu. Znaczna miąższość pokrywy terasowej (24–27 m) spoczywająca na oddzielnym 4–5-metrowym cokole iłów mioceńskich oraz wyższe zaleganie stropu aluwów korytowych (15–20 m) w stosunku do 15-metrowej terasy vistuliańskiej może sugerować powstanie osadów w chłodnych fazach piętra Warty.

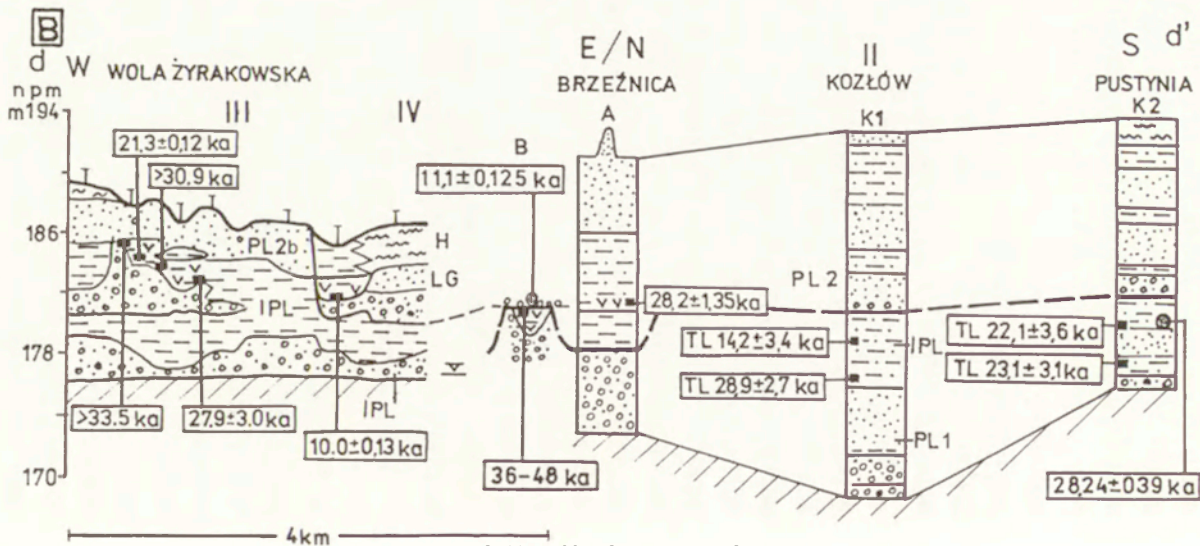
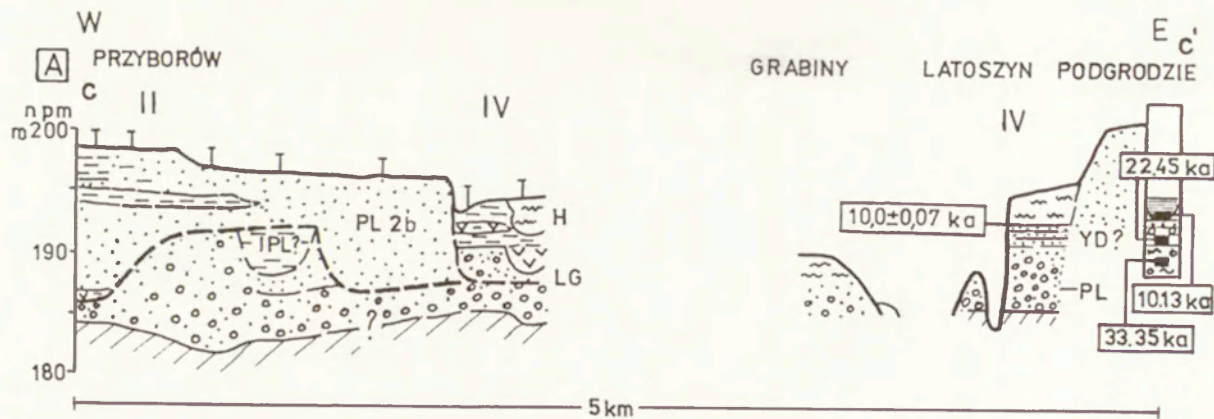
W Pilźnionku pojawia się niższy od poziomu I stopień terasowy o wysokości 13–18 m nad poziom Wisłoki (200–206 m n.p.m.) (ryc. 8A). Odpowiada on poziomowi II, który w rejonie Lipin, Chotowej i Przyborowa ma szerokość od 0,5 do ponad 2 km i jest w stropie przykryty piaskami lotnymi i wydymami o wysokości 5–6 m. Jest on oddzielony od poziomu I wyraźnym kilkumetrowym skłonem. Na prawym brzegu Wisłoki wąska listwa terasy o wysokości 15 metrów występuje w Parkoszu, Podgrodziu i w Latoszynie. We współczesnej rzeźbie poziomu II rysują się formy charakterystyczne dla rzek środowiska peryglacialnego opisane z dolin obszarów lessowych Wyżyny Małopolskiej i Lubelskiej (Jahn 1956a; Jersak 1991; Harasimiuk 1991). Są to zarówno nabrzemia wałów przykorytowych miejscami nadbudowane wydymami, jak i zagłębienia bezodpływowe o kształcie owalnym lub miseczkowate i powierzchni od kilkudziesięciu metrów kwadratowych do 0,5 ha, których geneza nie jest w pełni wyjaśniona. Płytkie zagłębienia towarzyszące pokrywom piasków eolicznych mogą być nieckami deflacyjnymi. Większe i głębsze zagłębienia mogą być pozostałościami jeziorok termokrasowych. Jednak najciekawszymi formami są zachowane ślady koryt o szerokości od 20–30 m do 100 m i o nieregularnym przebiegu, przypominające miejscami paleomeandry (ryc. 8 B). Tworzą one w rejonie Lipin system krętych starorzeczy, na który pierwszy zwrócił uwagę dr S. Brud z Przedsiębiorstwa Geologicznego analizując zdjęcia lotnicze tego obszaru. Same koryta o głębokości 0,5–2 m wcięte są w szeroką na około 0,5 km równinę ograniczoną od Wisłoki wałem przykorytowym, a od powierzchni poziomu II stokiem o wysokości 2–3 metrów (ryc. 9B). Stąd wniosek, że różnice wysokości w obrębie poziomu II mogą dochodzić do 5–6 m. W zależności od położenia w profilu poprzecznym, terasa może wznosić się od 11–12 m do 17–18 m. Budowa tego fragmentu terasy została rozpoznana kilkoma wierceniami. Przebijają one stropowe piaski ze żwirkami ścinające na głębokości 4–8 m (10–14 m nad poziom rzeki) górne ogniwo mułków piaszczystych (ryc. 9B) oraz środkowe ogniwo piasków leżące na spągowych mułkach starorzecznych na głębokości 10–15 m. Mułki starorzeczne wypełniają kopalne koryta wycięte w po-

krywie żwirowej sięgającej około 2 do 6 m nad poziom rzeki. Wyżej opisana sekwencja osadów jest charakterystyczna dla poziomu II i została potwierdzona innymi wierceniami archiwalnymi na terenie Chotowej i Przyborowa.

W Przyborowie ścięte erozyjnie fragmenty poziomu II, sięgające 11–13 m nad poziom rzeki (1–2 m wyższe od równiny rędzinnej z późnoglacialnym starorzeczem), reprezentują pokrywę pleniglacialną odpowiadającą poziomowi III (ryc. 10A). Podobnie jak w Lipinach, cokół terasy stanowi pokrywa żwirowa sięgająca do 5 m nad poziom rzeki, porozcinana kopalnymi korytami schodzącymi prawie do obecnego poziomu Wisłoki. Wypełnione są one interpleniglacialnymi mułkami organicznymi sięgającymi 1–2 m nad poziom rzeki i przykryte piaskami drobnoziarnistymi. W stropie występuje najmłodsze ogniwo mułków przykryte piaskami.

Pleniglacialny wiek ma pokrywa żwirowa z brukiem gwałowym odsłonięta w podcięciu przez Wisłokę profilu terasy 15-metrowej w Latoszynie (Alexandrowicz, Klimek 1985). Jest ona ścięta na wysokości 5 m nad poziom rzeki przez późnoglacialne paleokoryto wypełnione osadami starorzeczowymi datowanymi na $10\ 080 \pm 70$ lat BP. Osady w tym starorzeczu leżą prawie na tej samej wysokości co wypełnienie paleomeandra w Przyborowie (ryc. 10A). Sama terasa rędzinna (poziom IV) między Pilznią a Przyborowem składa się z kilku stopni o wysokości 6–11 m nad poziom rzeki lokalnie nadbudowanych stożkami napływowymi zwiększającymi jej wysokość do 14–16 m nad poziom rzeki. Najwyższy z nich (10–11 m) jest ograniczony wyraźnymi podcięciami dużych paleomeandrów. Jeden z takich paleomeandrów ($r = 350$ m i szerokość $w > 100$ m) podcinający na południe od Pilznią poziom I został datowany na późny vistulian (Klimek 1992) (por. ryc. 9A).

W Pilźnie i Mokrzu liczne wiercenia archiwalne na wysokości 194–195 m n.p.m. dokumentują występowanie pod utworami holoceniowymi, na głębokości 4–5 m kopalnej półki erozyjnej wyciętej w ławicy mułkowo-ilastej zawierającej domieszkę substancji organicznej leżącej na grubych żwirach (ryc. 9A). Wśród tych żwirów miejscami występują głązy granitu skandynawskiego, jak również redeponowane kości plejstoceniowych ssaków kopalnych. Zapewne to samo ogniwo mułków organicznych było odsłonięte nad Wisłoką w podcięciu terasy 6–7-metrowej i zostało opisane przez K. Klimka (Klimek 1983b). Pozostała po erozyjnym ścięciu stropowa część tych mułków była datowana na $23\ 100 \pm 500$ lat (Gd-2097) BP i $24\ 900 \pm 700$ lat BP (Gd-2098) (Pazdur 1985), natomiast część spągowa jest starsza i sięga prawdopodobnie interpleniglacialu (ryc. 9A). Byłby to odpowiednik ilów z florą tundrową opisanych przez K. Klimka, K. Mamakową i L. Starklę (1972) w Dęborzynie (ryc. 8) w podcięciu terasy 8-metrowej. W spektrum pyłkowym z tego sta-



Ryc. 10. Szczegółowe przekroje i stanowiska w dolinie Wisłoki między Podgrodzem a Brzeźnicą. Lokalizacja przekrojów – ryc. 8A. Objasnienia znaków litologicznych – ryc. 3B.

A. Na linii Przyborów-Grabiny-Latoszyn (Alexandrowicz, Klimek 1985; i materiały własne).

B. Na linii Wola Żyrakowska- Brzeźnica-Pustynia (Starkel 1995a; Mamakowa i in. 1997 i materiały własne).

Detailed sections across the Wisłoka valley between Podgrodzie and Brzeźnica. Location of profiles – Fig. 8A. Explanations of signs – Fig. 3B.

A. On the line Przyborów-Grabiny-Latoszyn (Alexandrowicz, Klimek, 1985; and own materials).

B. On the line Wola Żyrakowska-Brzeźnica-Pustynia (Starkel, 1995a, Mamakowa et al., 1997; and own materials).

nowiska na głębokości 7,5 m K. Mamakowa odnotowała przewagę roślinności zielnej, głównie traw i turzyc oraz bardzo niewielki udział drzew i krzewów (10–20%), a ponadto znaczny udział (do 10%) redeponowanych pyłków trze-ciorzedowych, co sugeruje odkładanie substancji organicznej podczas chłodnego wahnięcia (stadiału) interpleniglacjału lub starszego pleniglacjału. Na ilastym cokole terasy 8-metrowej spoczywa ogniwo piasków z wkładkami mułków zawierających florę leśną okresu atlantyckiego oraz piasków i żwirów korytowych z fragmentami drewna datowanego na 6,5 ka BP (Starkel, inf. ustna).

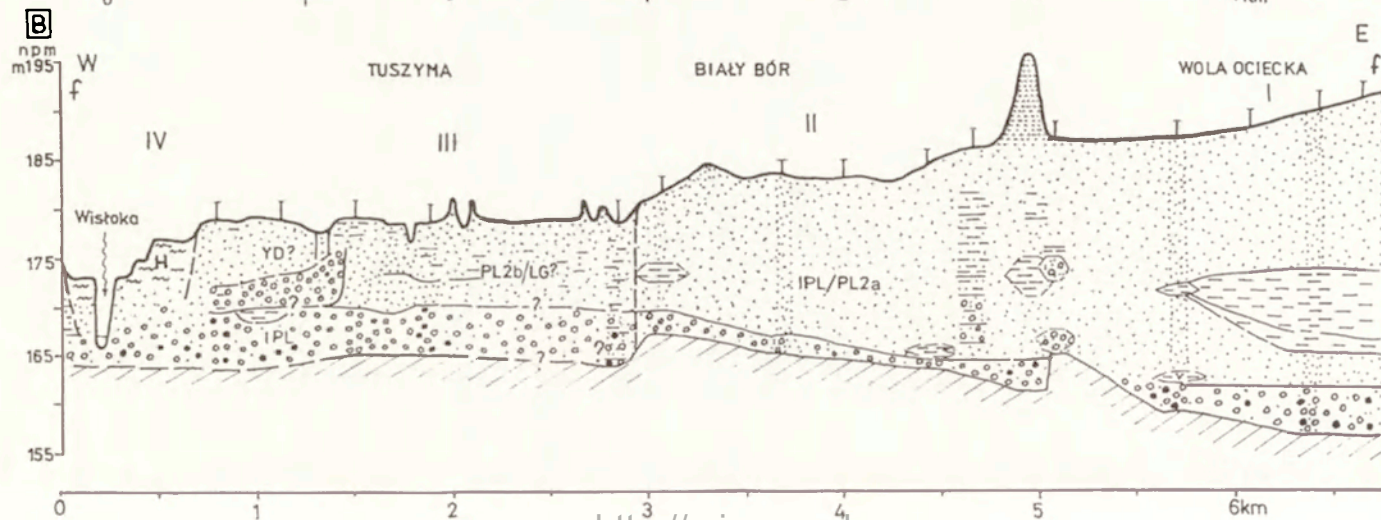
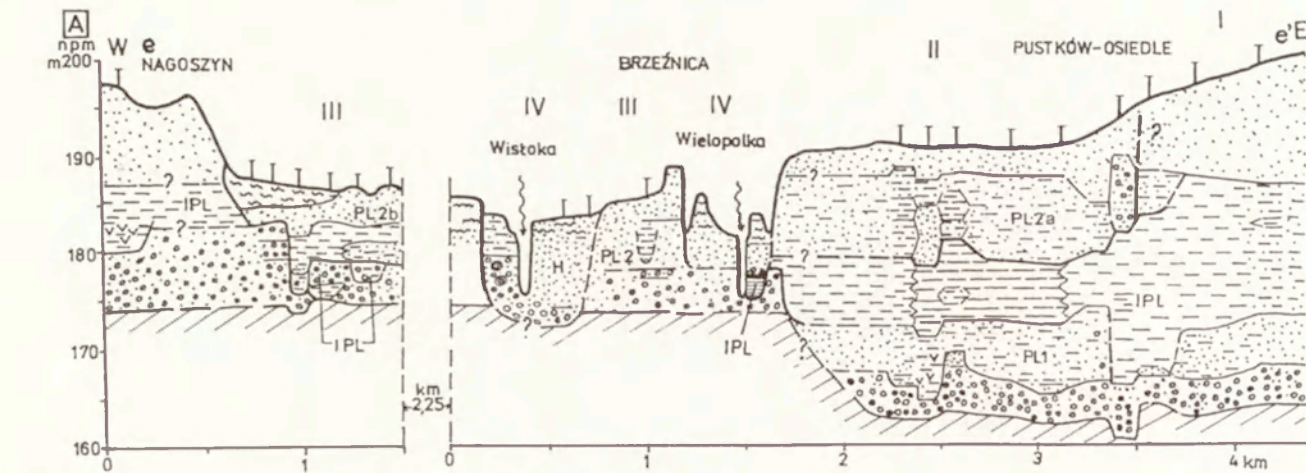
W samym Pilźnie u ujścia Dulczówki na wysokości 202 m n.p.m. (15 m nad poziom rzeki) w wierceniu archiwalnym opisano pod pokrywą stożka holocenijskiego na głębokości 6,1–7,6 m mułki starorzeczne prawdopodobnie późnoglacialnego paleokoryta. Pod osadami korytowymi tego starorzecza na głębokości 8,8–10 m leży starsze ogniwo mułków, które przez analogię z innymi profilami odnoszą do interpleniglacjału. W Chotowej poniżej Groty Matki Boskiej Chotowskiej, jedno z takich dużych zakoli o wymiarach $r = 320\text{--}330$ m, $w = 100\text{--}140$ m (bardzo podobnych do starorzecza badanego przez K. Klimka w Pilźnie) podcina poziom II wnikając w jego obręb głęboką zatoką. Podcięcie utworzone przez to starorzecze ma w tym miejscu tylko 5–6 m wysokości i odsłania w stropie jasnożółte piaski lotne, a w spągu pyły sięgające do 1,5 m nad równinę. Samo starorzecze jest wypełnione torfami widocznymi w niewielkich wyrobiskach i przykryte mułkami. W Lipinach równina holocenijska składa się z wyższego stopnia 8–9 m nad poziom rzeki, ze starorzeczami podcinającymi poziom II i niższego stopnia o wysokości 6–7 m (ryc. 8 B). W przysiółku Żabieniec na terenie Lipin potok uchodzący do Wisłoki rozciął niższy stopień równiny, co spowodowało odsłonięcie 4-metrowej pokrywy aluwialnej z ławicą mułków ilastych zawierających dużą ilość substancji organicznej. Są one ścięte grubymi żwirami na wysokości około 2 m nad poziom Wisłoki i przykryte drobnoziarnistymi pozakorytowymi muł-

kami, piaskami i małą w stropie (ryc. 9B). Pobrana z głębokości 4,2–4,3 m próba mułku wykazała liczne ziarna pyłku drzew i krzewów (47% od sumy pyłków drzew, krzewów i zielnych z wyłączeniem pyłku roślin z lokalnym rozprzestrzenieniem): sosny (*Pinus undiff.* – 30,5%), limby (*Pinus cembra* – 4,4%), modrzewia (*Larix* – 3,4%), brzozy (*Betula* – 5,7%), brzozy karłowatej (*Betula nana* – 0,5%). Wśród roślin zielnych dominuje pyłek traw (*Poaceae* – 36%). Znaczny jest udział turzyc (*Cyperaceae* – 53%), którego pyłek zaliczony do lokalnego nie wchodzi do sumy roślin zielnych w obliczaniu AP/NAP. Obecność Potamogeton wskazuje na zbiornik wodny typu starorzecza. Taki skład spektrum pyłkowego według N. Kalinowicz odpowiada otwartym leśno-tundrowym zbiorowiskom okresu pleniglacialnego lub późnego vistulianu. Skład analizowanej flory kopalnej jest bardzo podobny do spektrum pyłkowego uzyskanego z mułków odsłoniętych w Podgrodziu na wysokości około 3 m nad koryto Wisłoki, w których K. Mamakowa stwierdziła duży udział pyłków drzew i krzewów (limby, modrzewia, wierzby i jałowca), a także fragmenty drewna modrzewia i świerka. Udział roślinności zielnej dochodził do 40–50%. Wiek analizowanej palinologicznie próby mułku został określony metodą radiowęglową na $22\ 450 \pm 340$ lat BP (Hv-6856) (Mamakowa, Starkel 1977), a więc obejmuje maksimum górnego plenivistulianu. Natomiast iły koluwalne z okruchami piaskowców i przewarstwieniami żwirów rzecznych leżące pod opisywanymi mułkami wydatowano na $33\ 350 \pm 750$ lat BP (Hv-8375) (ryc. 9B). W tym miejscu należy zaznaczyć, że tak duży udział pyłków drzew wskazujący na istnienie zbiorowisk leśnych w poziomie stratygraficznym odpowiadającym pesimum klimatycznemu całego plenivistulianu jest zastanawiający. Może to być związane z odmłodzeniem datowanego materiału. Za taką interpretacją przemawia bardzo podobna pozycja stratygraficzna badanych flor w Lipinach, Podgrodziu i Pilźnie odpowiadająca dolnemu (starszemu) poziomowi mułków i wypełnień starorzeczy pochodzącemu ze środkowego plenivistulianu (interstadiały moershoofd i hengelo?) (ryc 9B). Jak podkreśla sama Mamakowa (Mamakowa, Starkel 1974; Alexandrowicz i in. 1981) spektrum pyłkowe z Podgrodzia jest bardzo podobne do opisanego na stanowisku Brzeźnica B, w którym analizowane mułki organiczne były datowane na co najmniej interstadiały hengelo. Możliwe jest również, że mułki rzeczne z Podgrodzia, Lipin i Pilzna reprezentują faktycznie okres depozycji 22–25 ka BP i są włożone w rozcięcia osadów interpleniglacialnych. Zagadnienie to wymaga dalszych szczegółowych badań.

Stanowiska na odcinku Debica-Pustków

Wzdłuż biegu doliny między Podgrodzem, Dębicą a Brzeźnicą na prawym brzegu występuje szeroki od 4 do 10 km wydymiony poziom vistuliański, często dwudzielny o wysokości 12–20 m nad koryto Wisłoki oraz poziom terasy rędzinnej (7–11 m) zbudowany z kilku włożeń o łącznej szerokości 2–3,5 km, którego zasięg w dolinie wyznaczają różnowiekowe starorzecza (Starkel 1960; Starkel i in. 1982; Alexandrowicz i in. 1981) (ryc. 8A). Poziom piaszczysty, określany w licznych pracach jako 15-metrowy był opisany po raz pierwszy na stanowisku w Kozłowie (Starkel 1957) i następnie zbadany pod względem florystycznym przez A. Środonia (1965), który uznał serię mułkowo-piaszczystą z wkładkami flory tundrowej za osad rzeczny pleniglacjału A (starszy pleniglacjał), a stropowe piaski korytowe za osad pleniglacjału B (młodszy pleniglacjał). Szczegółowo był badany w latach 70. przez L. Starkla i innych (Mamakowa, Starkel 1974) w odkrywkach w Brzeźnicy na północ od Kozłowa. Nie jest on jednolity pod względem wysokości, rzeźby oraz budowy, zarówno w profilu poprzecznym, jak i wzdłuż biegu doliny (Laskowska-Wysoczańska 1971). Jego powierzchnia opada stopniowo od około 195 m n.p.m. blisko brzegu Karpat w rejonie Pustyni (20 m nad poziom rzeki) do 190 m n.p.m. (14–15 m) w rejonie Brzeźnicy. Zasięg tego poziomu był pierwotnie znacznie większy i nie ograniczał się tylko do doliny Wisłoki. Pokrywy vistuliańskie wypełniające dno doliny głównej łączyły się z pokrywami tego samego wieku w sąsiedniej dolinie Wielopolki i jej dopływów, o czym świadczą zachowane w rejonie Paszczyny i Woli Brzeźnickiej ostańcowe pagórki piaszczyste w stropie przewiane opisywane przez L. Starkla (1957), jako resztki terasy środkowopolskiej. Cechą charakterystyczną tego poziomu jest występowanie na jego powierzchni (np. w rejonie Brzeźnicy) niewielkich, podłużnych wałów wydymowych o wysokości do 5–7 m.

W budowie poziomu II, jak wynika z licznych wierceń archiwalnych i publikowanych przekrojów geologicznych (Starkel 1957; Laskowska-Wysoczańska 1971) oraz wierceń wykonanych przez J. Boratyna i S. Bruda w ramach *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000* arkusz Dębica (Mamakowa i in. 1997), biorą udział zróżnicowane ogniwa aluwii o łącznej miąższości dochodzącej do 30 m. Najniższym ogniwem budującym terasę 15-metrową są żwiry o miąższości 2–5 metrów wypełniające najgłębszą część pogrzebanej (paleo)doliny wyciętej w utworach miocenu i znaczącej przepływ Wisłoki z SW ku NE, około 2–3 km na wschód od współczesnego koryta. Jej dalszy przebieg w kierunku północnym można zrekonstruować na podstawie materiałów wiertniczych z rejonu Pustkowa, gdzie na żwirach i piaskach spoczywa gruba na 20–25 m seria laminowanych mułków i ilów przewarstwia-



Ryc.11. Szczegółowe przekroje doliny Wisłoki między Pustkowem a Tuszymą. Lokalizacja przekrojów – ryc. 8A i 8C. Objasnienia znaków litologicznych – ryc. 3B. A. Na linii Nagoszyn-Brzeźnica-Pustków z lokalizacją stanowiska osadów interpleniglacialnych nad Wielopolką. Profile w Pustkowie: Laskowska-Wysoczańska 1971; Starkel 1984 i materiały własne

B. Na linii Tuszyma-Biały Bór-Wola Ociecka.

Detailed cross-sections of the Wisłoka valley between Pustków and Tuszyma. Location of profiles – Fig 8A and 8C. Explanation of signs – Fig. 3B.

A. On the line Nagoszyn-Brzeźnica-Pustków with location of Interpleniglacial fossil floras on the Wielopolka stream. Profiles in Pustków partly: Laskowska-Wysoczańska 1971; Starkel 1984 and own materials

B. On the line Tuszyma-Biały Bór-Wola Ociecka.

nych piaskami, ku stropowi przechodząca w piaski pylaste i kilkumetrową pokrywą piasków różnoziarnistych ze żwirikami (Laskowska-Wysoczańska 1971; Starkel 1972). Mułki pozakorytowe sięgają w obrębie poziomu I do wysokości 185–187 m n.p.m. (10–12 m nad poziom koryta) są ścięte nierówną powierzchnią erozyjną, która sięga pod powierzchnią poziomu II do głębokości 10–12 m (4–5 m nad poziom Wisłoki) (ryc. 10B). Na tym odcinku dno kopalnej rynny biegnie zarówno pod powierzchnią poziomu II, jak i poziom I (20–25 m), na głębokości 11–13 m poniżej poziomu Wisłoki (163–161 m n.p.m.). Z zebranych przeze mnie archiwalnych wierceń hydrogeologicznych wynika, że między Wolą Ociecką a Ocieką dno kopalnej rynny biegnie pod terasą 25-metrową (poziom I) na wysokości około 156–160 m n.p.m. (10 m poniżej obecnego koryta rzeki), w odległości około 6–7 km na wschód od Wisłoki. Miąższość aluwialnego wypełnienia doliny na tym odcinku osiąga 35–40 m, z czego około 8–9 m stanowią spągowe żwiry i piaski, 10 m ropy i mułki, a w stropie piaski miąższości 15–20 m z wydrami w stropie (ryc. 11 B). Natomiast w budowie poziomu II (Biały Bór) biorą głównie udział piaski drobnoziarniste (15–17 m) spoczywające na 2–3-metrowej pokrywie żwirów okrywającej stopniowo wznoszący się ku zachodowi cokół ropy mioceńskich. Opisane ogniwo żwirów wypełniające paleorynnę zostało utworzone prawdopodobnie na pograniczu eemu i wczesnego vistulianu (Laskowska-Wysoczańska 1971), ale może być starsze i reprezentować interglacjał mazowiecki (Starkel 1972). Znaczna miąższość serii mułkowej (do 25 metrów w Pustkowie) przemawiałyby za starszym wiekiem wypełnienia i jej związkiem ze zlodowaceniem Odry, a zatem i starszym wiekiem rynny kopalnej (Starkel 1984).

Szczegółowy wgląd w budowę terasy 14–15-metrowej dały badania przeprowadzone w odsłonięciu na stanowisku w Brzeźnicy A (ryc. 10B) (Mamkowska, Starkel 1974), gdzie odsłaniały się następujące ogniwa (od poziomu

Wisłoki): 0–2 m żwiry i piaski (osad korytowy rzeki peryglacjalnej), 2–4 m mułki ilaste niewyraźnie laminowane (wypełnienie starorzecza), 4–9 m rytmicznie warstwowane piaski i mułki ($Mz = 4,6-7\phi$), zaburzone strukturami obciążeniowymi z soczewkami materii organicznej (osady zalewów warstwowych składane podczas powodzi) oraz od 9 do 14 m przekątnie i poziomo warstwowane piaski rzeczne (osady łach korytowych rzeki peryglacjalnej) stopniowo przechodzące w stropie piaski eoliczne (1 m). W warstwie leżącej na głębokości 8,35–8,45 m od powierzchni terasy (około 6 m nad koryto rzeki) została znaleziona soczewka torfów z fragmentami drewna wierzy i brzozy (Mamakowa, Starkel 1974). Spektrum pyłkowe z tej warstwy wykazało 67% pyłków traw oraz 27% krzewów, co wskazuje na występowanie w otoczeniu stanowiska tundry krzewiastej z dużym udziałem brzozy karłowatej. Wkładka mułków organicznych z florą tundrową została datowana metodą radiowęglową na $27\ 805 \pm 330$ lat BP (Hv-4898) (najstarsza data w tym poziomie $28\ 200 \pm 330$ lat BP (Hv-4898)). Wskazuje to na górnoplenivistuliański wiek 4–5-metrowej pokrywy mułkowo-piaszczystej reprezentującej okres przedmaksymalny ostatniego zlodowacenia (około 30–24/23 ka BP). Natomiast stropowe piaski facji korytovej reprezentują prawdopodobnie fazę maksymalną górnego plenivistulianu (około 22–18/17 ka BP). Cała omawiana pokrywa osadowa licząca około 10 m miąższości jest włożona w rozcięcia starszych osadów interpleniglacjalnych. Śladem tej powierzchni erozyjnej jest poziom piaszczysto-żwirowy, widoczny w profilach wierceń w Kozłowie i Pustyni, ścinający na głębokości 11–12 m (4–5 m nad poziom Wisłoki), a więc podobnie jak w Pustkowie, ogniwo mułków pozakorytowych. Data radiowęglowa uzyskana z drewna ($28\ 240 \pm 390$ lat BP) leżącego w mułkach na głębokości 13,8 m wskazuje na to, że powierzchnia erozyjna ścinająca mułki jest młodsza niż 28 ka BP (ryc. 10B), co w świetle wyżej przedstawionych faktów wydaje się mało prawdopodobne. Natomiast datowania TL wykonane z mułków poniżej drewna wykazały wyraźnie zaniżony wiek, w granicach 22–23 ka BP (Mamakowa i in. 1997). Cytowane wyniki datowań wskazują na górnoplenivistuliański wiek całej serii mułkowo-piaszczystej. Analizowane przez K. Mamakową spektrum pyłkowe w wierceniu z Kozłowa z głębokości 14 m wykazało bardzo ubogą florę ze znacznym udziałem roślin zielnych (77%) oraz pyłków pochodzących zdalekiego transportu i redeponowanych, co może wskazywać na intensywne procesy fluwialne w czasie depozycji osadu. Analizowane spektrum obejmuje prawdopodobnie starszą część pleniglacjału vistulianu. Zestawione przez L. Starkla na przekroju profile wierceń z Pustyni i Kozłowa ze szczegółowo zbadanymi odkrywkami w Brzeźnicy sugerują, że wszystkie podawane wyniki datowań TL są zaniżone i prawdopodobnie data radiowęglowa $28\ 240 \pm 390$ lat BP jest odmło-

dzona (Mamakowa i in. 1997). Natomiast występowanie w wierceniach ogniwa żwirowo-piaszczystego na głębokości 11–12 m wskazywałoby na to, że osady mułkowo-piaszczyste leżące poniżej poziomu erozyjnego powinny reprezentować starsze ogniwa interplenivistulianu. Dowodów na występowanie podobnych ogniw dostarczają liczne wiercenia w poziomie III, zachowanym na lewym brzegu Wisłoki, jako półka o szerokości 1,5–2,5 km i wysokości 11–12 m, ciągnąca się między ujściem rzeki Czarnej a Wolą Bobrowską i Nagoszynem (190–185 m n.p.m.). Na powierzchni tego poziomu zachowały się liczne ślady równolegle biegnących rynien (paleokoryt) o głębokości do 1 m, bez wyraźnych krawędzi oraz 1–2 m wysokości łachy piaszczyste, które są pozostałościami koryt i odsypów rzeki roztokowej. Przebieg płytkich koryt jest przerywany stożkami napływowymi bocznych dolin rozcinających krawędź Wysoczyzny Tarnowskiej. W skarpie wysoczyzny zostały stwierdzone pod utworami stokowymi piaski aluwialne sięgające 2–3 m ponad poziom III, reprezentujące prawdopodobnie osady Wisłoki budujące 15-metrowy poziom terasowy (Gębica, Sokołowski 2001b). W poziomie III własne wiercenie w Żyrakowie przebiło ponad 1-metrowej grubości płaszcz deluwii, pod którymi zalegają piaski korytowe z brukiem żwirkowym w spągu sięgające do głębokości 5 m. W piaskach młodopleniglacialnych zaznaczają się 2–3 sekwencje drobniejącego ku stropowi materiału. Ścinają one mułki i ility szaropopielate, węglanowe nie przebite do głębokości 8 m, które prawdopodobnie reprezentują starsze ogniwa interpleniglacialne. W wierceniach archiwalnych pod mułkami starorzecznymi (?) na wyrównanym cokole iltów miocénskich zalegają żwiry do głębokości 11–12 m. W kilku wierceniach wykonanych w Woli Żyrakowskiej pod stropowymi piaskami o miąższości 1,5–3 m leżały mułki piaszczyste i ilaste ze smugami organicznymi o zmiennej miąższości 1–3 m, wypełniające paleokoryta wycięte w niższym ogniwie piaszczysto-żwirowym i ścięte w stropie nierówną powierzchnią erozyjną (Starkel 1995a) (ryc. 10 B). Analiza palinologiczna wykonana przez K. Mamakową wskazuje na obecność roślinności parkowej w spągu wypełnienia, wyżej krajobrazu bezleśnego o cechach stepowych (Mamakowa i in. 1997). Obecność paleokoryt wyciętych w aluwiach żwirowych sugeruje, że osady starorzeczne nie były składane na całej szerokości równiny synchronicznie, tylko reprezentują różnowiekowe włożenia interpleniglacialne. Wyniki datowań radiowęglowych wykazują duży rozrzut wieku (od około 33 ka BP do 21 ka BP) z równoczesną inwersją.

Poniżej Brzeźnicy do Wisłoki uchodzi Wielopolka. W dolnym biegu tworzy ona liczne podcięcia meandrowe, z których najwyższe sięgają wysokości 11–12 m. Natomiast w podcięciu terasy rędzinnej o wysokości 8,5 m nad

koryto Wielopolki, został odkryty przez E. Czyżowską profil, w którym 2-metrowej wysokości cokół terasy rędzinnej budują piaski i żwiry o średnicy 5 cm oraz mułki starorzeczowe z zaburzonymi w stropie soczewkami roślinności kopalnej (ryc. 11A). Mułki wypełniające paleokoryto są ścięte w stropie piaskami korytowymi starorzecza holocenijskiego widocznego na powierzchni równiny. Pozostała po erozyjnym ścięciu warstwa mułków z soczewkami substancji organicznej ma miąższość 0,6 m i ku spągowi wypełnienia przechodzi w mułki ilaste niebieskie oraz piaski i mułki laminowane o łącznej miąższości 1,5 m. W mułkach z substancją organiczną K. Szczepanek oznaczył spektra roślinności składające się z pyłków drzew stanowiących 30% składu pyłkowego (56 ziarn), głównie sosny (*Pinus* – 32 ziarna) oraz limby (*Pinus cembra*), kilka pyłków brzozy (*Betula*) i olszy (*Alnus*) oraz pojedyncze ziarna leszczyny (*Corylus*). W składzie spektrum przeważały jednak pyłki roślin zielnych stanowiące blisko 60% składu (102 ziarna), z których najobficiej występowały trawy (*Graminae*). W osadzie oznaczono również glony *Pediastrum* wskazujące na okresowo czynne małe zbiorniki wodne. Wskazuje to na chłodne zbiorowiska tundrowe z kępami drzew zachowanych w niedalekim sąsiedztwie badanego stanowiska. Opisany profil jest podobny do leżącej około 3 km ku SW i zbadanej w latach 70. odkrywki w Brzeźnicy B. W poziomie terasy rędzinnej (9 m nad koryto Wisłoki) pod osadami korytowymi późnoglacialnego starorzecza był zagrzebany ostaniec erozyjny utworzony ze żwirów i mułków starorzecznych tworzących nieciągłą soczewkę o grubości do 1,5 m (w osi paleokoryta do 2 m) zaburzoną strukturami inwolucyjnymi, ze ściętą częścią stropową (ryc. 10B). Podobnie jak w odkrywce nad Wielopolką stalowe mułki piaszczyste z domieszką żwiru przechodziły w mułki ilaste z domieszką piasku oraz z dużą ilością fragmentów drewniek i drobnego detrytusu, a w samym stropie w mułek organiczny z poziomem torfu o miąższości 0,0–0,4 m (Mamakowa, Starkel 1974; Alexandrowicz i in. 1981). Spektra palinologiczne w dolnej części wypełnienia (głębokość 4,7–4,85 m) wskazywały na stosunkowo duży udział (do 50%) drzew i krzewów, głównie limby (*Pinus cembra*), modrzewia (*Larix*) i brzozy (*Betula*) oraz traw w panujących wówczas zbiorowiskach lasotundry. W stropowej części profilu wartości zielnych sięgały 70%, a udział modrzewia i limby zmniejszył się wyraźnie, co mogłoby odpowiadać spektrum analizowanemu przez K. Szczepankę nad dolną Wielopolką. W obu profilach przeważały otwarte zbiorowiska z brzozą karłowatą i trawami wskazujące na krótkotrwałe oziębienie. Datowania radiowęglowe wykonane przez M.A. Geyha wykazały szeroki przedział dat od 35–36 ka BP dla części stropowej do ponad 48 ka BP dla części spągowej (Alexandrowicz i in. 1981). Skład kopalnej roślinności

i datowania radiowęglowe nie wykluczają, że badana seria obejmuje nieco cieplejszy kompleks osadów interstadialnych środkowego vistulianu (*Moershoofd i Hengelo?*) z wyraźnie chłodniejszym wahnięciem w stropie tego kompleksu (Mamakowa i in. 1997). Odmienny charakter spektrów pyłkowych w Brzeźnicy B i nad Wielopolką jest raczej wynikiem lokalnych różnic w składzie zbiorowisk roślinnych niż odmiennych warunków klimatycznych. Nie można jednak wykluczyć, że flory kopalne pochodzące z odległych od siebie starorzeczy mogą reprezentować różne ogniwa stratygraficzne interplenivistulianu. A zatem rozcięcie pokrywy interpleniglacialnej nastąpiło między interstadiem hengelo a denekampem (po około 36 ka BP). Również na ten okres przypada powstanie powierzchni erozyjnej (warstwa piaszczysto-żwirowa na głębokości 11–12 m) ścinającej osady pozakorytowe w profilach z Pustkowa, Kozłowa i Pustyni. Potwierdza to wcześniejsze przypuszczenia, że mułki leżące poniżej tej powierzchni reprezentują starsze ogniwa interplenivistulianu lub dolnego plenivistulianu. Natomiast aluwia leżące powyżej tej powierzchni pochodzą z okresu ostatnich 30 ka BP. Pokrywa piasków drobnoziarnistych odsłaniająca się w podcięciu erozyjnym nad Wielopolką do wysokości 11 m nad poziom rzeki reprezentuje prawdopodobnie maksimum górnego plenivistulianu. Buduje ona między Wielopolką a Wisłoką fragment wąskiego i zwydmionego w stropie cypla terasowego o wysokości 11–12 m (poziom III), częściowo przykrytego przez mady. W profilach nielicznych wierceń i studni kopanych, poniżej stropowych piasków, na głębokości 9–11 m (2–3 m nad koryto Wisłoki i Wielopolki) występują gliny i mułki reprezentujące starsze ogniwa interplenivistulianu lub dolnego plenivistulianu wypełniające kopalne koryta wycięte w pokrywie żwirowej leżącej na wyrównanym cokole ilów mioceńskich.

W części lewobrzeżnej doliny, na podobnej wysokości w Nagoszynie i Bobrowej, rozciąga się równina piaszczysta ze śladami koryt roztokowych. Kryje ona pod 4–5-metrową pokrywą młodopleniglacialnych piasków rzecznych i deluwiów holocenijskich górne ogniwo mułków pozakorytowych. Na głębokości 8–11 m pojawiają się dolne (starsze) ogniwa interpleniglacialnych mułków starorzecznych ścięte żwirami i piaskami (ryc. IIA). Między Pustkowem a Tuszyną rośnie szerokość poziomu III od 0,5 do 2,5 km. Na lewym brzegu doliny poziom III występuje fragmentarycznie w postaci wąskiej listwy wzdłuż krawędzi Płaskowyżu Tarnowskiego (np. w rejonie Podola i na N od Przecławia). W części prawobrzeżnej doliny w krawędzi poziomu III, poniżej szkoły w Pustkowie-Wsi, odsłaniają się przewiane piaski pylaste miąższości 1 m, niżej zalegają różnoziarniste przekątnie warstwowane piaski korytowe ze sporadycznymi żwirkami o średnicy 1–4 cm. W strefie przy-

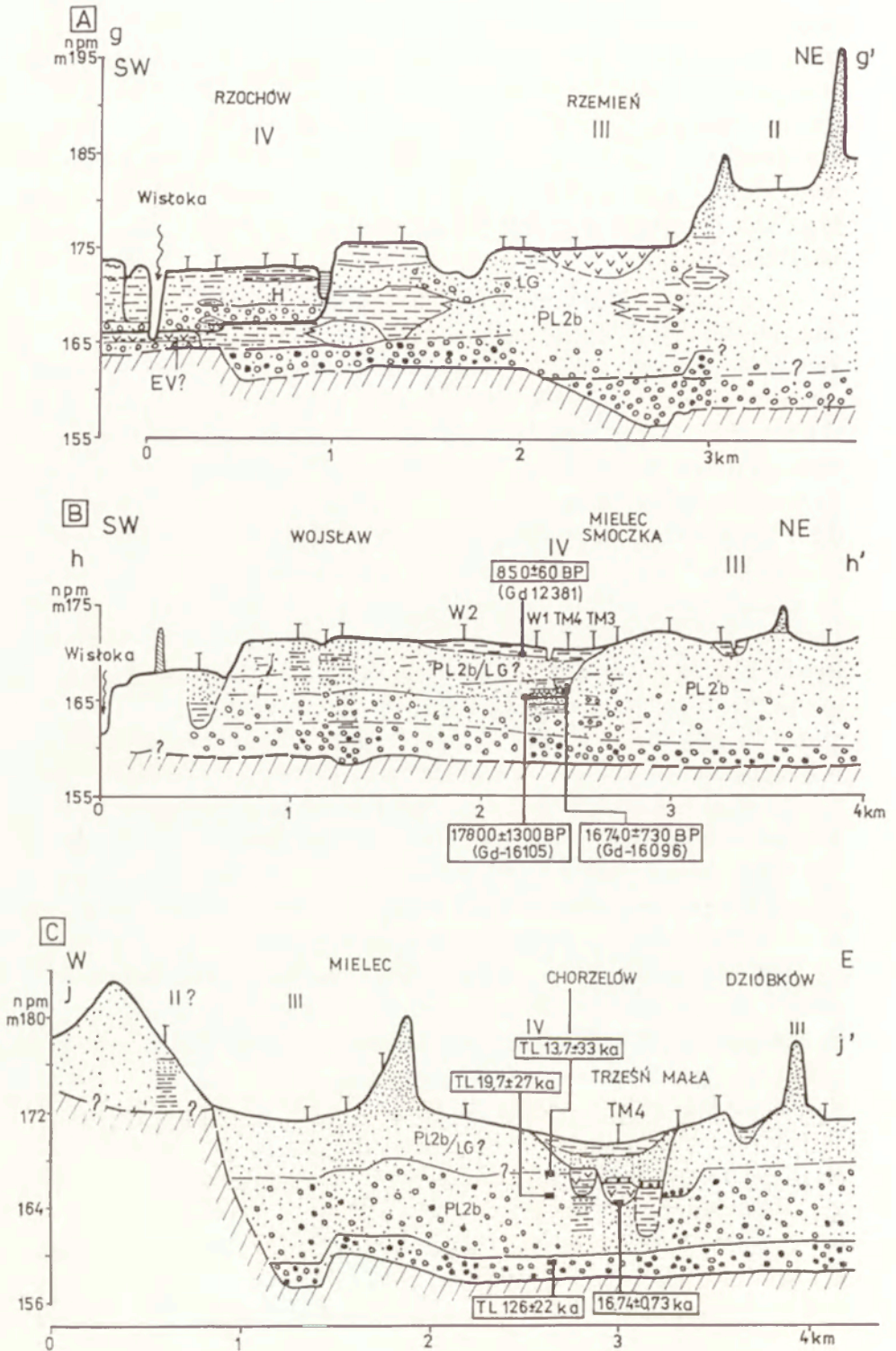
krawędziowej tej terasy na wysokości 12–13 m w podcięciach dróg polnych widoczne są piaski gliniaste przykryte małą piaszczystą o miąższości 1 m. Od terasy rędzinnej oddziela go w Pustkowie krawędź osiagająca 2–4 m wysokości, która zaznacza się tylko w miejscach wyraźnych podcięć opuszczonych paleomeandrów. Wśród nich wyodrębniają się starorzecza o dużych parametrach geometrycznych, których promienie krzywizny $r = 460\text{--}580$ m i szerokości koryt $w = 100\text{--}270$ m mogą być porównywalne z innymi wielkopromiennymi starorzeczami datowanymi w dolinie Wisłoki na allerośmłodszy dryas (Alexandrowicz i in. 1981). W Pustkowie-Wsi pod osadami korytowymi późnoglacialnego starorzecza podcinającego listwę poziomą III, na głębokości 5–6 m (4–5 m nad poziom koryta) występuje kopalna półka erozyjna wycięta w mułkach i iłach pleniglacialnych.

Stanowiska na odcinku Tuszyma-Wojśław

W rejonie Tuszymy równina poziomą III jest morfologicznie zróżnicowana. Budują ją typowe dla szerokiego koryta rzeki roztokowej formy depozycyjne – podłużne wały i łachy piaszczyste o wysokości 2–4 m, długości 200–500 m i szerokości 50–150 m (por. ryc. 8C). Kształt i wielkość tych form przypomina odsypy piaszczyste tworzone w korycie współczesnej rzeki roztokowej South Saskatchewan w Kanadzie (Cant, Walker 1978). Między łachami piaszczystymi ciągną się prostolinijnie biegnące obniżenia erozyjne (kanały międzyodsypowe) oraz łukowato wygięte starorzecza znaczące ślady koryt przejściowych z systemu roztokowego do wielkich paleomeandrów, obecnie drenowane przez sieć cieków i rowów melioracyjnych. Wśród tych wąskich i krzyżujących się koryt roztokowych, największą szerokość zajmuje biegnące od Pustkowa przez Biały Bór marginalne koryto o szerokości 110–180 m, wyraźnie wcięte w powierzchnię poziomą III i ograniczone 2–3-metrową krawędzią od wyższego 15–20 m poziomu terasowego. Brak większych odstępów uniemożliwia szczegółowe poznanie budowy tego obszaru. W nielicznych wierceniach archiwalnych i profilach studni kopanych na terenie Tuszymy notowane są pod stropowymi piaskami jedno lub dwa różnowiekowe ogniwa mułków starorzecznych (?) przedzielone osadami piaszczysto-żwirowymi (ryc. 11B). Na tym odcinku terasa rędzinna (poziom IV) ma szerokość 1,5–2 km, z czego ponad połowę zajmuje pas równiny z wielkimi paleomeandrami, około 1 m niższy od powierzchni poziomą III. W wielu miejscach, gdzie brak jest podcięć erozyjnych, granice między obu poziomami są trudne do wyznaczenia. W wyrobiskach nieczynnej cegielni w Tuszymie obserwowałem budowę jednego z takich wielkopromiennych zakoli. Na głębokości 4 m od powierzchni terasy pojawiają się przemyte żwiry i piaski

przykryte piaskami pylastymi i nieciąglą pokrywą mad holocenijskich. Z wierceń archiwalnych wynika, że aluwia korytowe (żwiru i piaski) tego starorzecza ścinają na głębokości 7–9 m (3–4 m nad poziom rzeki) mułki interpleniglacialne wypełniające płytkie obniżenia wycięte w pokrywie żwirowej tworzącej cokolwiek erozyjny, wspólny dla poziomu III i IV (ryc. 11B). W Przecławiu na lewym brzegu rzeki zachowała się wąska listwa poziomu IV, w którym mułki pleniglacialne tworzą kopalny poziom erozyjny przykryty piaskami i żwirami holocenijskimi.

W Rzemieniu zasięg poziomu III początkowo wyznacza niska krawędź erozyjna, na której położony jest przysiółek Dobrynin. Dalej ku północy krawędź jest zatarta przez równinę torfowiskową, z której wynurza się kilka piaszczystych wałów i pagórków poziomu III. Dopiero w Porębach Rzochowskich zaznacza się wyraźna krawędź erozyjna. Jak wspominałem przebieg poziomu III w rejonie Rzemienia jest niewidoczny z powodu przykrycia równiny torfem holocenijskim (Mamakowa 1962), które wypełniło szerokie na 0,5–1 km obniżenie wyznaczające strefę głębokiego na 2–3 m koryta roztokowego leżącego w poziomie terasy rędzinnej (10–11 m nad poziom rzeki). Na zachód od torfowiska występują liczne holocenijskie starorzecza. Większe starorzecza ($R = 150\text{--}160$ m, szerokości koryt $w = 60\text{--}100$ m) są położone dalej od Wisłoki, a mniejsze leżące blisko krawędzi terasy mają bardzo małe promienie krzywizny i wąskie koryta ($R = 70\text{--}80$ m, $w = 20\text{--}30$ m). Budowa poziomu IV jest znana dzięki kilku wierceniom. W nieczynnej cegielni w Rzemieniu pod pokrywą mad gliniastych i piaszczystych o miąższości 1,5–2,5 m występują piaski pylaste z domieszką drobnych żwirików. Pokrywa piasków liczy 9–10 m miąższości i spoczywa na 3-metrowej warstwie żwirów z otoczkami (ryc. 12A). Wiercenia studzienne wykonane w Zespole Szkół Rolniczych na wysokości 175 m n.p.m. przebieły na głębokości 4,5–5 do 10 m leżące na żwirach ogniwo łąk starorzecznych przykrytych w stopniu piaskami i nieciąglą pokrywą mad holocenijskich. Ta mięszka pokrywa ilasto-mułkowa została częściowo rozcięta w holocenie i przykryta aluwiami budującymi 7–8-metrowy stopień terasowy oddzielony od wyższego poziomu rędzinnego wyraźną krawędzią erozyjną. Dokumentuje to założona w obrębie niższego poziomu, dziś już nieczynna, żwirownia w Rzochowie. W licznych wierceniach dokumentujących złożę pospółki i w trakcie jej eksploatacji, stwierdzano na głębokości 6–8,5 m (około 2 m nad poziom rzeki) warstwę zwięzłych mułków organicznych przykrytą piaskami i żwirami rzeczynnymi z pniami drzew, które obserwowałem w odkrywkach na lewym brzegu w Kielkowie. W kierunku osiedla Rzochów, w poziomie równiny około 2 m niższym odsłaniała się w latach 60. w korycie Wisłoki półka erozyjna wycięta



Ryc. 12. Przekroje geologiczne dna doliny Wisłoki między Rzochowem a Mielcem. Lokalizacja przekrojów – ryc. 8A i 8D. Objasnienia znaków litologicznych – ryc. 3B.

A. Na linii Rzochów-Rzemień.

B. Na linii Wojsław-Mielec (osiedle Smoczka).

C. Na linii Mielec – obniżenie Trześń Mała – osiedle Dzióbków. Na przekroju naniesiono daty TL pochodzące z profilu Chorzelów (wg Kurek, Preidl 2002).

Geological sections across the Wisłoka valley between Rzochów and Mielec. Location of profiles – Fig. 8A and 8D. Explanations of signs – Fig. 3B

A. On the line Rzochów-Rzemień

B. On the line Wojslaw-Mielec (Smoczka housing estate)

C. On the line Mielec-Trześń Mała depression – Dzióbków housing estate. TL dates in the Chorzelów borehole (after Kurek, Preidl 2002)

w związłych mułkach organicznych i torfach z fragmentami drewna (pnie i gałęzie drzew kopalnych) opisanych przez W. Laskowską-Wysoczańską i J. Niklewskiego (1969). Warstwę organiczną miąższości 1 m podścielały mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste. Podobnie jak w żwirowni w Rzochowie spągowe mułki i torfy były ścięte w stropie i przykryte piaskami i żwirami (1 m) oraz warstwowanymi madami pylasto-piaszczystymi (3,5 m) budującymi równinę holoceniską o wysokości 6–7 m (ryc. 12A). W osadach organicznych stwierdzono duży udział pyłków drzew, głównie sosny, świerka, brzozy, wierzby, olszy oraz leszczyny, dębu i innych sięgający do 70% składu spektrum oraz niewielki wzrastający ku stropowi udział roślinności zielnej. Wyniki analizy sugerowały występowanie w tym czasie lasów borealnych charakterystycznych dla jednego z ciepłych interstadiów wczesnego vistulianu (prawdopodobnie młodsza część interstadiu brorup). Datowanie metodą fluorowo-kollagenową ciosu mamuta (słonia stepowego) pochodzącego z warstwy mułkowej określiło jego wiek na 50–56 ka BP (Borsuk-Białynicka, Wysoczański-Minkowicz 1969), a więc młodszy niż analizowana warstwa osadów organicznych. W. Laskowska-Wysoczańska oraz J. Niklewski (1969) wiążą występowanie słonia stepowego z formacją stepo-tundry charakterystyczną dla okresu „pierwszej wielkiej fali ochłodzenia würmskiego (G IV-2)”, odpowiadającą obecnie dolnemu plenivistulianowi. W tym okresie (tzw. pleniglacja A) według W. Laskowskiej-Wysoczańskiej i J. Niklewskiego (1969) oraz A. Środonia (1965) miała powstać miąższa seria mułków i piasków rzecznych z florą tundrową budująca terasę średnią w Kozłowie i Nagoszynie. Natomiast stropowe piaski korytowe miały pochodzić z pełnego pleniglacjału (tzw. pleniglacja B). Jest to dotychczas jedyny na obszarze Kotliny Sandomierskiej profil, w którym stwierdzono osady fluwialne z florami niewątpliwie „cieplejszymi” od dotychczas cytowanych przeze mnie flor należących do środkowego plenivistulianu (interstadiu moersho-

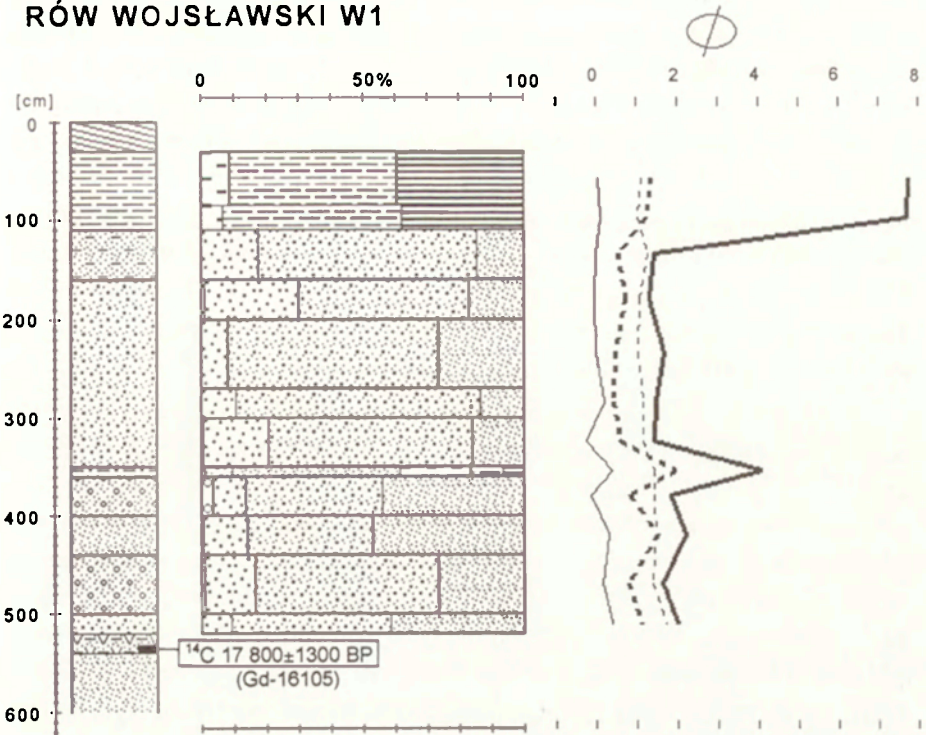
ofd, hengelo ?). W związku z tym ma on duże znaczenie dla ustalenia stratygrafii i następstwa zdarzeń fluwialnych. Jeśli datowane osady z Rzochowa są faktycznie wczesnoglacialne, to wycinanie rozległego cokołu erozyjnego w łałach miocennskich z pokrywą żwirów odbywało się już prawdopodobnie u schyłku interglacjału eemskiego i na początku vistulianu, zatem kopalna rynną erozyjna jest starsza od ostatniego zlodowacenia. Niestety profil ten jest obecnie niedostępny do badań. Szkoda tylko, że podczas wykonywania zdjęcia geologicznego do *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* arkusz Mielec 1: 50 000 (Kurek, Preidl 2002) nie wykonano w Rzochowie nad Wisłoką dodatkowych wierceń w celu powtórnego datowania jednego z niewielu tak interesujących profili osadów vistuliańskich.

W rejonie Wojsławia pojawia się wąska listwa poziomu III (ryc. 12B) podciętego od strony Wisłoki przez jeden z największych dotychczas opisanych paleomeanderów leżących w obrębie równiny rędzinnej, którego parametry $R = 1050$ m i szerokość koryta $w = 150$ m pozwalają zaliczyć go do starorzeczy późnovistuliańskich. Sama terasa rędzinna w tym rejonie składa się z dwóch stopni, wyższego częściowo obwałowanego o wysokości 10–11 m nad poziom rzeki, oddzielonego od niższego stopnia (6–8 m) 3–4-metrową krawędzią erozyjną. Była ona zalewana tylko podczas katastrofalnych powodzi (na przykład w 1934 roku). Na powierzchni wyższego stopnia poza wielkim zakolem występują małe i słabo widoczne w terenie starorzecza, natomiast między drogą a wałem przeciwpowodziowym większe i wyraźnie wcięte stare koryta Wisłoki. Bliżej Mielca starorzecza holocennskie nie występują, pojawiają się natomiast ślady wąskich i słabo krętych rynien (koryt roztokowych?) rozcinających pokrywę piasków pylastych. Budowa tego odcinka terasy rędzinnej jest podobna do budowy poziomu III. Na spągowych żwirach z otrockami leżącymi na głębokości 12–13,5 m spoczywa dolne (starsze) ogniwo piasków ze żwirami i wkładkami mułków. Jest ono ścięte młodszym ogniwem piasków ze żwirami i przykryte mułkami starorzecznymi. Strop terasy budują piaski i pyły piaszczyste (ryc. 12B).

Stanowiska w rejonie Mielca

W Mielcu zwiększa się powierzchnia zajęta przez poziom III. Jego zasięg wyznaczają zwydmione w stropie fragmenty równiny o wysokości 171–173 m n.p.m. (10–11 m nad poziom koryta Wisłoki) ciągnące się w kierunku osiedla Smoczka. Buduje je kilka równoległe wydłużonych wałów z wydrami w stropie osiagającymi 5–7 m wysokości i płaskodennych obniżeń (rynien), których dna wysłane madami leżą na wysokości 170 m n.p.m. i znaczą strefy przepływu koryt roztokowych (ryc. 8D). Na jednym z najwyższych płą-

Mielec
RÓW WOJSŁAWSKI W1



Ryc. 13. Litologia i diagram piasków aluwialnych z górnego plenivistulianu (PL2b) przykrytych przez holoceneskie mady (terasa poziomu IV) w profilu wiercenia Mielec – rów Wojsławski (W1). Objasnienia znaków – ryc. 2.

Lithology and granulometry of the Upper Plenivistulian alluvial sands (PL2b) overlain by Holocene sediments (terrace level IV) in borehole Mielec-Wojśław (W1). Explanation of lithological signs – Fig. 2

tów terasy plejstocenijskiej sięgającym do wysokości 183 m n.p.m. (od kilkunastu do 20 metrów nad poziom rzeki) położone jest centrum Mielca. Buduje ją kilkumetrowa pokrywa piasków leżąca na wyraźnym ostańcu erozyjnym utworzonym z ilów miocenijskich. Wschodnią część tego płata zajmuje listwa poziomu III o wysokości 11–12 m, na którym położona jest wydma mielecka uważana przez E. Romera (1911) za ostaniec fluwioglacjalny. Wydma ma kształt typowej paraboli, której ramiona skierowane są ku zachodowi. Wysokość czoła wydmy w najwyższym punkcie wynosi 15 m (185 m n.p.m.), długość wału nieco ponad 2 km, szerokość 0,3 km w najszerszym miejscu. Płaski i gęsto zabudowany fragment poziomu III jest podcięty od strony Wisłoki starorzeczami o różnym stopniu zachowania, wśród których zaznacza się mało wyraźny fragment wielkopromiennego zakola. Między tymi dwoma zwydmionymi płatami poziomu III biegnie w poziomie terasy rędzin-

nej obniżenie Trześń Mała stanowiące odgałęzienie doliny Wisłoki kierujące się ku NE do obniżenia Trześniówki w dolinie Wisły. Było ono znane już A.M. Łomnickiemu (1903), który podziela wcześniejszy pogląd A. Rehmana (1891) o istnieniu na wschód od Mielca obniżenia wykorzystywanego przez liczne ciek łączące się poniżej Wojsławia w jeden ciek zwany Rowem (obecnie na mapie 1: 25 000 rów o nazwie Trześń Mała), który płynąc rozdziela się na ciek Babulówka uchodzący sztucznym przekopem do Wisły koło Baranowa, i na strumień Łuczek płynący w kierunku Chmielowa, który uchodzi do Wisły w rejonie Sandomierza pod nazwą Trześniówki. Według cytowanych autorów obniżeniem tym spływały w okresie młododyluwialnym wody Wisłoki w kierunku północno-wschodnim do doliny Wisły. Szerokość obniżenia wynosi 1–1,5 km, spadek dna około 1‰. Ciągnie się ono na długości 15 km od Wojsławia przez Mielec, Trześń do Czajkowa i w rejonie Jaślan łączy się z innym obniżeniem biegnącym od Tuszowa Narodowego.

Wykonane własne cztery wiercenia wiertnią Geomeres w obniżeniu Trześń Mała w Mielcu na terenie osiedla Smoczka oraz datowania radiowęglowe dają szczegółowy wgląd w budowę i stratygrafię tego obniżenia (ryc. 12B, 12C). Poniżej przedstawiono opis dwóch wierceń Mielec-Rów Wojsławski (W-1) i Mielec-Trześń Mała (TM-4), z których pobrano próby do analizy granulometrycznej, palinologicznej i datowania metodą radiowęglową (ryc. 8 D).

Wiercenie Mielec-Rów Wojsławski (W-1) obejmuje kolejno od góry następujące ogniwa:

- 0,0–0,30 m – glina ilasto-pylasta szarobrazowa (gleba)
- 0,30–1,00 – ił pylasty szaropopielaty, w spągu stalowy z żółtymi plamkami
- 1,00–1,10 – ił pylasty lekko zapiaszczony
- 1,10–1,60 – piasek drobnoziarnisty jasny, lekko pylasty
- 1,60–3,00 – piasek drobno- i średnioziarnisty szary
- 3,00–3,50 – piasek różnoziarnisty z przewagą gruboziarnistego
- 3,50–3,60 – mułek piaszczysty szaropopielaty
- 3,60–4,40 – piasek drobnoziarnisty pylasty z pojedynczym żwirem o średnicy 2 cm
- 4,40–5,00 – piasek drobno-i średnioziarnisty szary z domieszką żwirików o średnicy do 0,5 cm
- 5,00–5,20 – piasek drobnoziarnisty lekko pylasty szarooliwkowy
- 5,20–5,40 – piasek drobnoziarnisty i pył szarobrazowy z dużą ilością substancji organicznej
- 5,40–6,00 – piasek drobnoziarnisty z rzadko występującą substancją organiczną

Pod stropowymi madami ilastymi zalega pokrywa piasków drobno-i średnioziarnistych ($M_z = 1,3-1,7\phi$), których dobry stopień wysortowania ($\delta = 0,4-0,7$) wskazuje na powiązanie z redeponowanymi piaskami eolicznymi. Na głębokości 3,5 m występuje bruk żwirikowy ścinający ogniwo pozakorytowych

piasków pylastych z materią organiczną. Są to piaski rzeczne drobno- i średnioziarniste, mułkowate ($Mz = 1,6-2,2 \phi$) oraz słabo wysortowane ($\delta = 0,8-1,9$) (ryc. 13). Wstępna ekspertyza palinologiczna wykonana przez K. Szczepanka wykazała w piaskach i mułkach z substancją organiczną na głębokości 5,3 m pojedyncze ziarna brzozy, sosny i prawdopodobnie ziarna limby, co może sugerować, że osady te powstawały w późnym vistulianie. Rozpoznanie to uściśla wynik datowania radiowęglowego próby piasków pylastych z substancją organiczną z głębokości 5,28–5,37 m (4 m nad poziom koryta), który wynosi $17\ 800 \pm 1300$ lat BP (Gd-16105). Wskazuje to (mimo dużego błędu daty radiowęglowej) na akumulację osadów w czasie maksimum pleniglacjału vistulianu. Podwyższone wartości błędu daty radiowęglowej wynikają z niewielkiej ilości materiału organicznego dostarczonego do analizy. Wiercenie W-1 uzupełnia w części stropowej odkrywką udostępnioną do badań w trakcie pogłębiania rowu Wojsławskiego (opis od góry):

0,0–1,0 m – ił pylasty popielaty

1,0–1,05 – mułek ciemnobrązowy ze szczątkami organicznymi i fragmentami drewnienek

1,05–1,20 – piasek drobnoziarnisty

1,20–1,25 – pył ciemnobrązowy ze szczątkami organicznymi

1,25–1,30 – piasek drobnoziarnisty szaropielaty

1,30–1,40 – mułek ciemnobrązowy ze szczątkami organicznymi

1,40–1,60 – piasek popielaty ze szczątkami organicznymi

Podczas pogłębiania rowu został wydobyty z głębokości około 2 m pień drzewa prawdopodobnie olchy. Osady zalegające od głębokości 1,0 do 1,60 m łącznie z zagrzebanym w aluwiach pniem drzewa świadczą o przepływie powodziowym Wisłoki. Analiza granulometryczna piasków spągowych z odkrywki wykazała, że wskaźniki uziarnienia ($Mz = 1,4-1,7\phi$ oraz $\delta = 0,4-0,5$) są bardzo podobne do piasków nawierconych w wierceniu W-1. Stropowe ility reprezentują akumulacje pozakorytową w rozległych basenach popowodziowych. Próba mułku ze szczątkami organicznymi z głębokości 1,3–1,4 m była analizowana przez K. Szczepanka, który stwierdził dużą ilość ziaren pyłku jodły i graba, oraz mniej obfite występowanie pyłku sosny i brzozy, a ponadto pyłek świerka, lipy, traw i jemioly. Według niego taki skład spektrum dobrze koreluje ze stropową częścią diagramu pyłkowego wykonanego dla torfowiska w Rzemieniu (Mamakowa 1962) odpowiadającemu okresowi subatlantyckiemu. Potwierdza to w pełni wynik datowania radiowęglowego szczątków organicznych pobranych z głębokości 1,3–4 m, który został określony na 850 ± 50 lat BP (Gd-12381). A zatem akumulacja stropowej pokrywy piasków ze szczątkami organicznymi i fragmentami drewna oraz mał jest zbieżna ze średniowieczną fazą powodzi (XI wiek) i ożywienia działalności rzek wy-

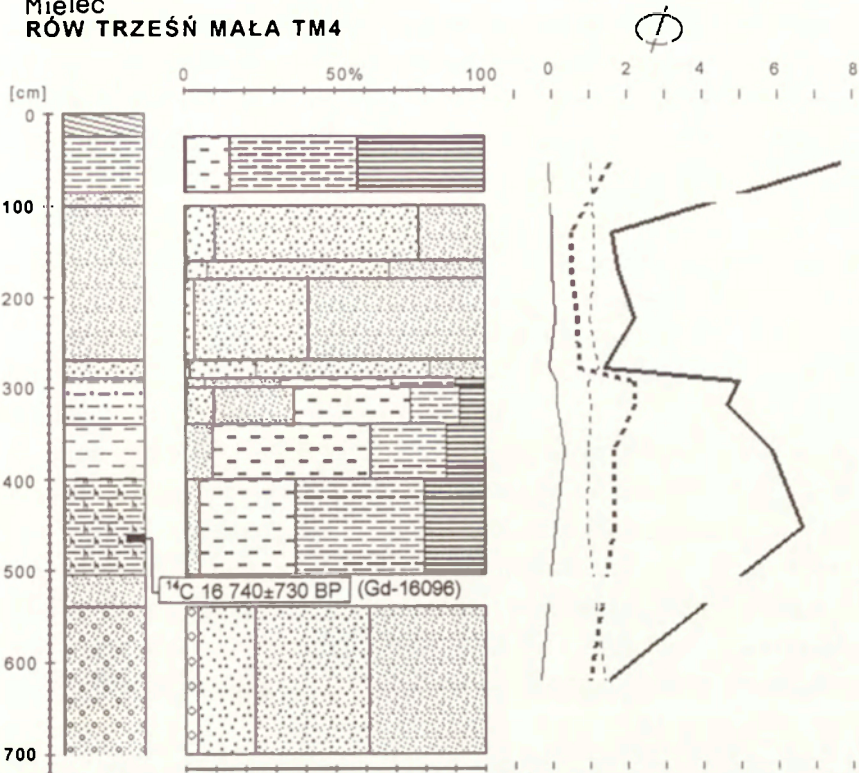
dzielaną w dolinie Wisłoki i innych dolinach górnej Wisły (Starkel 1995a, 2001). Pokrywa mad jest młodsza i reprezentuje prawdopodobnie ostatnie stulecia. W wierceniu Mielec-Rów Trześń Mała (TM-4) położonym poniżej zbiegu rowu Wojsławskiego i Trześń Mała opisano od góry (ryc. 8D).

- 0,0–0,25 m – glina piaszczysta (nasyt)
- 0,25–0,85 – il pylasty popielaty z dużą ilością rdzawych plamek
- 0,85–1,00 – piasek drobnoziarnisty ilasty
- 1,00–1,80 – piasek drobnoziarnisty jasnożółty, w spągu szary z dużą ilością fragmentów butwiałych drewniaków
- 1,80–2,70 – piasek drobnoziarnisty szaropopielaty
- 2,70–2,90 – piasek różnoziarnisty z pojedynczymi żwirikami o średnicy do 2 cm
- 2,90–3,40 – pył piaszczysty siwy
- 3,40–4,25 – pył siwoniebieski, w spągu ze smugami materii organicznej
- 4,25–5,05 – il pylasty grafitowy z rozproszoną substancją organiczną
- 5,05–7,00 – piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi żwirikami, popielatoszary

W wierceniu tym ogniwo młodopleniglacialnych piasków i mułków starorzecznych jest ścięte osadami korytowymi (piaski z brukiem żwirikowym w spągu) i przykryte pozakorytowymi piaskami i madami. Piaski są drobnoziarniste ($Mz = 1,4-2,2 \phi$) i ku stropowi lepiej wysortowane ($\delta = 0,7-0,5$) (ryc. 14). Datowanie ilów grafitowych z substancją organiczną z wypełnienia starorzecza z głębokości 4,65–4,70 m (4,5 m nad koryto Wisłoki) dało wynik $16\ 740 \pm 730$ lat BP (Gd-16096) odpowiadający schyłkowi górnego plenivistulianu. Poniżej nawierconych w profilu TM-4 piasków drobno- i średnioziarnistych notowane jest w wierceniach archiwalnych 4–5-metrowe ogniwo piasków ze żwirami oraz warstwa żwirów z otoczkami leżąca na wyrównanym cokole ilów mioceńskich na głębokości około 12 m.

Na północ od Mielca poziom III tworzy rozległy stożek aluwialny Wisłoki o wysokości 7–8 m w rejonie Chorzelowa do 5–6 m u zbiegu z doliną Wisły. Jest on stosunkowo płaski i występuje izolowanymi płatami piaszczystymi częściowo przykrytymi przez mady. Stwierdzono dwa większe zwydmione płaty równiny oraz szereg mniejszych ostańcowych wałów i pagórków piaszczystych wyrastających z równiny pokrytej madami. Podczas szczegółowego kartowania geomorfologicznego między osiedlem Cyranka w Mielcu a Chorzelowem określono zasięg rozprzestrzenienia kilku takich małych form. Tworzą je wąskie i przewiane w stropie wały długości 0,75–1 km i wysokości 0,5–1,5 m zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych poziomo warstwowanych. Palczasty kształt tych form i struktura wewnętrzna przypominają opisywane z międzyrzecza Trześniówki i Łęgu wały przykorytowe w stropie zwydmione towarzyszące stożkom napływowemu sypanym u wy-

Mielec
RÓW TRZEŚŃ MAŁA TM4



Ryc. 14. Litologia i uziarnienie osadów wypełniających starorzecze z górnego plenivistulianu w profilu wiercenia Mielec-Trześć Mała (TM4). Objaśnienia znaków – ryc. 2.

Lithology and granulometry of the Upper Plenivistulian paleochannel fill in profile Mielec-Trześć Mała (TM4). Explanation of lithological signs – Fig. 2

lotu koryt rozcinających terasę vistuliańską (Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987b). Na północ od opisanych form Przedsiębiorstwo Geologiczne z Krakowa wykonało w 1996 roku wiercenie kartograficzne Chorzelów (K-1) na wysokości 165 m n.p.m. (5 m nad poziom rzeki), którego uproszczony opis przedstawiam poniżej (Kurek, Preidl 2002):

- 0,0–0,3 m – gleba piaszczysto-gliniasta, szarobrazowa
- 0,3–0,9 – glina pylista beżowa z rdzawymi plamkami, zwarta (mada)
- 0,9–1,0 – piasek drobnoziarnisty szary, dobrze wysortowany z grudkami gliny średnicy 0,5–0,8 cm
- 1,0–10,0 – piasek drobnoziarnisty szary dobrze wysortowany
- 10,0–10,6 – piasek drobnoziarnisty szary z pojedynczymi ziarnami grubszymi i żwirikami kwarcu o średnicy do 1 cm. Ziarna dobrze obtoczone.
- 10,6–18,0 – iłowce popielate zwarte z delikatną laminacją piaskiem drobnoziarnistym i muskowitem, HCl+++ (trzeciorzęd – miocen środkowy).

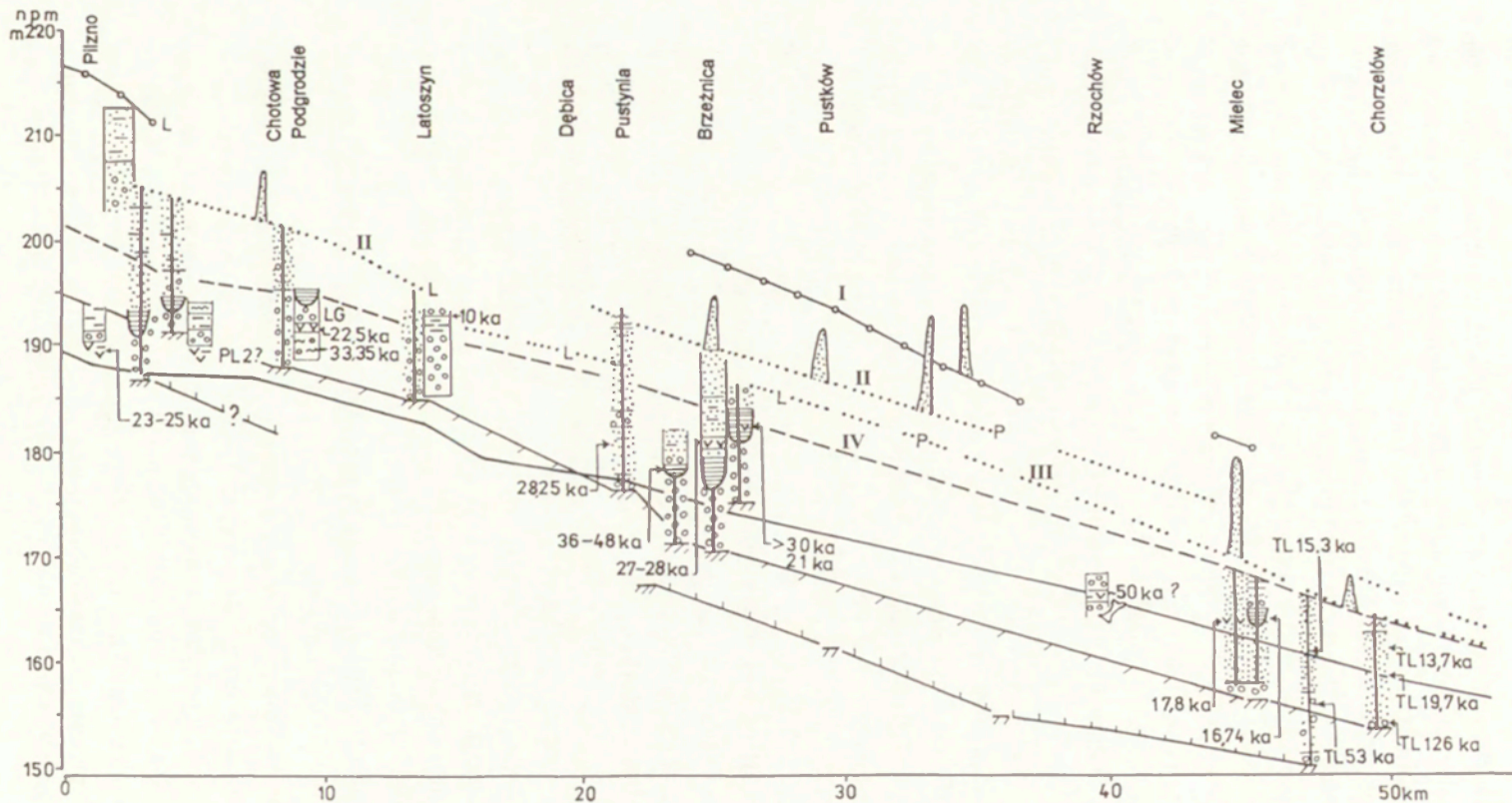
Wiercenie w Chorzelowie przebiło pokrywą dobrze wysortowanych piasków drobnoziarnistych ściętych na głębokości 1 m powierzchnią erozyjną zaznaczoną przez toczące gliniaste i przykrytą holoceniową gliną aluwialną. Do datowania metodą TL pobrano trzy próby. Próba pochodząca z piasków ze żwirkami z głębokości 10,2 m dała wynik 126 ± 22 ka BP (GdTL-466) (ryc. 12C), prawdopodobnie znacznie zawyżony, odpowiadający interglacjacji eemskiemu. Piaski na głębokości 5,5 m, leżące w poziomie obecnego koryta, zostały datowane na $19,7 \pm 2,7$ ka BP (GdTL-457), co należy odnieść do fazy maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia. Natomiast datowanie próby piasków z głębokości 3,2 m (2 m nad poziom koryta) dało wynik $13,7 \pm 3,3$ ka BP (GdTL-456). Sugeruje to ogólnie schyłkowoplenivistuliański wiek stropowych piasków terasowych. Podobny wiek, data TL $15,3 \pm 4,3$ ka BP (GdTL-460) z głębokości 5,4 m, otrzymano dla piasków pod madami w wierceniu w Trzcianie na lewym brzegu Wisłoki (Kurek, Preidl 2002). Cytowane wyniki datowań TL potwierdzają przypuszczenie, że akumulacja pokryw piaszczystych rozległego stożka Wisłoki miała miejsce w fazie maksymalnej i u schyłku górnego plenivistulianu. Potwierdzają to również wykonane w obniżeniu Trześć Mała datowania radiowęglowe.

Podsumowanie

Najstarszym ogniwem budującym poziom III są żwiry występujące w spągowych partiach większości wierceń archiwalnych. Są to aluwia korytowe o miąższości 1–2 m złożone głównie z frakcji żwirowej z domieszką piasku. Spoczywają one na szerokim i wyrównanym cokole iłów miocenijskich na głębokości około 11–13 m. Pozycja stratygraficzna i wiek tej pokrywy są trudne do ustalenia. W. Laskowska-Wysoczańska (1971) sądzi, że żwiry pochodzą z fazy anaglacjalnej ostatniego zlodowacenia (schyłek interglacjacji eemskiego i początek zlodowacenia bałtyckiego). Uważam, że taki wiek mają żwiry wypełniające kopalną rynną dolinną w Pustkowie. W Trzcianie piaski i żwiry wypełniające kopalną rynną Wisłoki zostały datowane na 126 ± 22 ka BP (Kurek, Preidl 2002), natomiast pokrywa żwirów leżąca na wyrównanym cokole erozyjnym wyciętym w poziomie współczesnego koryta jest młodsza i prawdopodobnie pochodzi ze środkowego vistulianu. W tym okresie miała przewagę erozja boczna prowadząca do wycięcia w łąkach miocenijskich rozległego cokołu erozyjnego leżącego w rejonie Woli Żyrakowskiej na wysokości 176 m n.p.m. i obniżającego się z biegiem doliny do około 160 m n.p.m. w rejonie Mielca (ryc. 15). Na spągowych żwirach i piaskach spoczywają osady ilasto-mułkowe i organiczne wypełniające kopalne koryta Wisłoki (Wola

Żyrakowska, Brzeźnica, Tuszyma, Rzemień, Rzochów), które na podstawie datowań w Brzeźnicy (36–48 ka BP) można powiązać ze starszą częścią interpleniglacjału. Natomiast w Rzochowie półka erozyjna wycięta w mułkach organicznych i torfach z florą leśną została datowana palinologicznie na wczesny vistulian (interstadiał brörup) (Laskowska-Wysoczańska, Niklewski 1969). Najmłodszym ogniwem środkowego vistulianu są osady mułkowo-organiczne z datami C-14 > 30 ka BP i 21 ka BP (Wola Żyrakowska). Są one ścięte pokrywą piasków ze żwirkami pochodzącymi z fazy maksymalnej ostatniego zlodowacenia. Na niektórych stanowiskach powyżej spągowego ogniwia żwirowego występują piaski wysortowane o drobniejszym ku górze uziarnieniu. Datowanie TL pokrywy piasków nad żwirami wypełniającymi kopalną rynną Wisłoki w Trzcianie, na głębokości 10,2 m dało wynik 53 ± 8 ka BP, odpowiadający środkowemu plenivistulianowi. Ku stropowi piaski zawierają cienkie przewarstwienia mułków i 1–2-metrowej miąższości mułkowo-ilaste wypełnienia kopalnych koryt. Łączna miąższość tych osadów wynosi 4–6 m. Strop opisywanego ogniwia jest ścięty erozyjnie i przykryty cienką pokrywą piasków i mad holocenijskich. Datowania metodą TL w Chorzelowie określiły wiek piasków na głębokości 5,5 m (w poziomie rzeki) na $19,7 \pm 2,7$ ka BP, a w stropie pokrywy z głębokości 3,2 m na $13,7 \pm 3,3$ ka BP (Kurek, Preidl 2002). Zatem akumulacja pokryw piaszczystych miała miejsce w okresie maksymalnym i u schyłku górnego plenivistulianu. Z tego samego okresu pochodzą piaski wypełniające obniżenie na wschód od Mielca, których wiek został oznaczony metodą radiowęglową na głębokości 5,3 m, na $17\ 800 \pm 1300$ lat BP (Gd-16105). W obniżeniu tym rozpoznano również pod piaskami i madami holocenijskimi osady starorzecza datowane w części spągowej na $16\ 740 \pm 730$ lat BP (Gd-16096), co oznacza funkcjonowanie przepływu Wisłoki w wysokości poziomu rędzinnego podczas maksimum ochłodzenia. Samo obniżenie biegnie w poziomie rędzinnym między zwydmionymi płatami terasy vistuliańskiej (poziomu III) i stanowi odgałęzienie doliny Wisłoki kierującej przepływ w czasie ostatniego zlodowacenia ku NE do doliny Wisły.

W późnym vistulianie rozwijały się wielkie paleomeandry datowane na alleröd lub młodszy dryas. Znaczą je szerokie równiny erozyjne wycięte w osadach pleniglacjałnych, wzniesione 3–5 m nad poziom koryta Wisłoki i obniżające się z biegiem doliny od 192 m n.p.m. do 170 m n.p.m. (ryc. 15). Wcinanie koryta u schyłku górnego pleniglacjału i w późnym glacjałe spowodowało przewiewanie piasków w stropie poziomu III i tworzenie wydm. Wypełnianie obniżeń zostało zapoczątkowane w okresie preborealnym, co



Ryc. 15. Profile podłużne teras doliny Wisłoki między Pilznem a Mielcem, pokazujące sekwencje osadów terasowych budujących poziom I, II, III i IV. Objasnienia znaków – ryc. 6.

Longitudinal profiles of the Wisłoka valley between Pilzno and Mielec showing the sequence of deposits built the terrace levels I, II, III and IV. Explanation of signs – Fig. 6

wykazało datowanie palinologiczne spągu torfowiska w Rzemieniu (Mama-kowa 1968). W Mielcu w obniżeniu Trześć Mała zostały rozpoznane młod-sze ogniwa. Są to piaski i mady holocenijskie leżące na powierzchni erozyj-nej ścinającej osady ze schyłku górnego pleniglacjału. Miąższość tego ogniwa łącznie ze stropowymi madami wynosi 2–3 metry. Osady te dokumentują wkraczanie wód Wisłoki w czasie wielkich wezbrań. W spągu sekwencji występują osady korytowe z pniami drzew, wyżej piaski ze szczątkami orga-nicznymi i wkładkami mułków organicznych składanych w czasie kolejnych powodzi w strefie przykorytovej. Stropowe mady ilaste były deponowane w rozległych basenach popowodziowych z dala od koryta Wisłoki. Datowanie radiowęglowe szczątków organicznych określiło wiek spągu osadów powo-dziowych na 850 ± 50 lat BP (Gd-12381), czyli na okres średniowiecza (XI wiek). Dobrze to koreluje z wydzielaną przez L. Starkla (2001) w dolinie Wisłoki i Wisły XI-wieczną fazą powodzi i wzrostu aktywności rzek.

3.7. DOLINA WISŁY MIĘDZY WISŁOKĄ A SANEM

Sterasowane dno doliny Wisły w rejonie Baranowa Sandomierskiego ma szerokość 22–23 km, z czego ponad połowę zajmują piaszczyste fragmenty poziomu III o wysokości 5–7 do 10 m nad poziom rzeki. Budują go równo-legle wydłużone piaszczyste płyty o szerokości 0,6–1,0 km, oddzielone płas-kodennymi obniżeniami wyścielonymi madami, z których największe od-wadniane jest przez Trześniówkę. Baranów Sandomierski położony jest na zwydmionym w stropie ostańcu terasy vistuliańskiej o wysokości 5–6 m, pod-ciętym z trzech stron starorzeczami Wisły leżącymi na terasie rędzinnej (3–4 m nad koryto), a od strony południowej opadającym łagodnie do doli-ny Trześniówki. Niższe fragmenty tego poziomu są ścięte w stropie i przy-kryte pokrywą mad holocenijskich o miąższości do 2 m. O tym, że wody po-wodziowe zalewały w okresie historycznym niższe fragmenty terasy vistuliańskiej do wysokości około 155 m n.p.m. świadczą znaki zasięgu wiel-kich wód na zamku w Baranowie.

Między Baranowem Sandomierskim a Tarnobrzegiem występują dwie rynny dolinne oddzielone wzniesieniem Garbu Tarnobrzeskiego, który ma ponad 20 m wysokości, szerokość 1–3 km i ciągnie się na długości 20 km (ryc. 1). Budują go osady ilasto-piaszczyste oraz piaski i żwiry sarmackie przykryte preglacjalnymi aluwiami oraz reziduumi glin zwałowych zlodowa-cenia sanu (Mycielska-Dowgiałło 1987a). Rynny dolinne po obu jego stronach wycięte są w ilach miocenu i sięgają w najniższych miejscach do głę-bokości 20–24 m od współczesnej powierzchni terenu (Mycielska-Dowgiałło 1987b). Rynna zachodnia badana przez E. Mycielską (1978) w kopalni w Pia-

secznie wypełniona jest serią żwirową z eratykami skał krystalicznych o średnicy do 2,5 m, przechodzącą wyżej w serię żwirowo-piaszczystą i piaski przykryte madami. W serii żwirowo-piaszczystej opisano w Piasecznie na głębokości od 6 do 13–14 m syngenetyczne struktury szczelinowe i inwolucje świadczące o akumulacji osadów w warunkach wieloletniej zmarzliny (Mycielska-Dowgiałło 1967, 1978). W żwirach zaznaczały się miejscami soczewki piasków i ilów pozakorytowych oraz wypełnienia mułkowo-organiczne kopalnych koryt. Znajdujący się w tych osadach fragment drewna pochodzący z głębokości 11 m został datowany metodą radiowęglową na $40\ 700 \pm 2000$ lat BP (Mycielska-Dowgiałło 1967, 1978) co świadczyłoby o tym, że zachodnia rynna dolinna jest młodsza od wschodniej i została wycięta w czasie pleniglacjału ostatniego zlodowacenia. Wcześniej uważano (Buraczyński, Wojtanowicz 1968), że aluwia żwirowo-piaszczyste i piaski wypełniające kopalne rynny w rejonie Baranowa Sandomierskiego zostały złożone podczas zlodowacenia środkowopolskiego i w starszym stadium ostatniego zlodowacenia. Z kopalni Piaseczno pochodzą także liczne kości ssaków kopalnych, m.in. mamuta (*Mamonthus primigenius*) datowane metodą fluorowo-kollagenową na około 50–56 ka BP (Laskowska-Wysoczańska 1971). Natomiast wschodnia, szersza rynna sięgająca po Nową Dębę, według W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (1971) miała istnieć już w interglacjale eemskim.

Współczesne dno doliny Wisły o szerokości 7 km tworzą trzy stopnie terasowe. Najwyższy z nich poziom III o wysokości 7,5–9,5 m nad poziom rzeki, piaszczysty zachowany jest we fragmentach o szerokości 1–2 km. Na jego powierzchni zachowały się ślady koryt roztokowych i wydm, a bliżej krawędzi Wyżyny Sandomierskiej przykryte w holocenie przez stożki napływowe dopływów. Elementy te świadczą o młodopleniglacialnym wieku piaszczystej pokrywy poziomu III.

Bezpośrednio niżej rozciąga się poziom równiny rędzinnej o wysokości 4–6,5 m, w obrębie której zaznaczają się duże paleomeandry o promieniu krzywizny do 1000 m podcinające terasę vistuliańską i młodsze włożenia ze starorzeczami o mniejszych parametrach ($r = 300\text{--}500$ m i $w = 100\text{--}200$ m) (Mycielska-Dowgiałło 1978). Jedno z brzeżnych zakoli zaczęło być wypełniane 9070 ± 90 lat BP. Najniższy stopień tworzy terasa łąkowa z systemem koryt roztokowych rozwinięta po obu stronach współczesnego koryta Wisły i ograniczona wałami przeciwpowodziowymi.

Na wschód od Garbu Tarnobrzskiego dolina Wisły rozszerza się do 12 km, a w rejonie Nowej Dęby nawet do 20 km i przechodzi w rozległą Równinę Rozwadowską. Poza terasą z okresu zlodowacenia środkowopolskiego występuje tutaj wyższa równina vistuliańska wznosząca się 15–20 m nad kory-

to Wisły (poziom II) i niższa równina piaszczysta, w stropie zwydmiona, o wysokości 5–10 m nad koryto Wisły (145–150 m n.p.m.), odpowiadająca poziomowi III oraz obniżenie Trześniówki (poziom IV). Pod najwyższym stopniem terasowym i częściowo niższym biegnie paleorynna Wisłoki stwierdzona przez W. Laskowską-Wysoczańską (1971) i wypełniona blisko 30-metrową serią aluwiów. W wypełnieniu kopalnej rynny zaznacza się spągowa seria żwirowa z otoczkami (8 m) przykryta piaskami drobnoziarnistymi (5 m) i kilkunastometrowej miąższości piaszczysta seria z domieszką żwirów i piasków w stropie (Wojtanowicz 1972). W stropie dolnej serii żwirowo-piaszczystej na głębokości kilkunastu metrów występują kopalne starorzecza wypełnione osadami mułkowo-organicznymi, które w wierceniu Nowa Dęba mają miąższość 3–4 m i pochodzą według W. Laskowskiej-Wysoczałskiej (1971) z wczesnego vistulianu. Stropowe piaski ze żwirikami stanowią młodopleniglacialną pokrywę aluwialną zazębiającą się na skłonie Płaskowyżu Kolbuszowskiego z osadami stożków proluwialnych (Wojtanowicz 1972). Tworzą one łagodnie opadającą równinę, na powierzchni której, obok śladów koryt i wyraźnych nabrzmień stożków proluwialnych, wznoszą się największe na obszarze Kotliny Sandomierskiej kompleksy wydmowe, oddzielone obniżeniami typu deflacyjnego (Wojtanowicz 1968). Wały wydm, o przewadze parabolicznych, wysokie do 25 m, były tworzone przez wiatry zachodnie w późnym vistulianie, z główną fazą wydmotwórczą przed allerödem. J. Wojtanowicz (1968) wspomina również o najstarszych na Nizinie Sandomierskiej, pleniglacialnych pagórkach wydmowych. Przekształcanie wydm – jak wynika ze studium torfowisk K. Mamakowej (1962) – przypadało na młodszy dryas – okres preborealny.

Piaszczystą równinę vistuliańską (poziom III) budują dwie generacje stożków aluwialnych z rozwiniętymi wałami brzegowymi i wydmami podłużnymi o złożonej budowie i wysokości do 10 m (Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987b; Wojtanowicz 1972). Najstarszemu z tych stożków towarzyszy prostolinijnie biegnące paleokoryto skierowane na wschód ku dolinie Sanu. Jego ostateczne powstanie jest datowane na początek późnego vistulianu (starszy dryas ?), gdyż wypełnianie torfem starorzecza rozpoczęło się w allerödzie (data ze spągu wypełnienia $11\ 640 \pm 100$ lat BP). Niższy stopień tworzy od strony doliny Sanu wielkopromienny paleomeander o promieniu krzywizny $R = 2000$ m, a od strony doliny Trześniówki równina ze śladami małych paleomeandrow.

U wschodniego podnóża Garbu Tarnobrzeskiego biegnie szeroka na 1,5–2,5 km i około 2 m niższa strefa dolinna dziś odwadniana przez Trześniówkę i Mokrzeszówkę. Według E. Mycielskiej-Dowgiałło (1987b) tworzy ją roz-

tokowy system koryt uformowany w czasie przepływów powodziowych Wisłoki w ostatnich stuleciach. O tym, że obszar ten był zalewany w przeszłości wodami powodziowymi świadczy pokrywa madowa wyścielająca dno obniżenia oraz mapa terenów zalanych podczas powodzi w 1934 roku (Lewakowski 1935). O ile liczne koryta rozcinające pokrywę madowa powstały w ciągu młodszego holocenu, to sam system szerokich koryt roztokowych i wydłużonych z biegiem rzeki piaszczystych płatów (łach) uważałbym za odziedziczony ze schyłku górnego plenivistulianu lub początku późnego vistulianu. Obniżenie wypełnia miąższa na 8–10 m seria piasków drobnoziarnistych, przechodzących ku spągowi w piaski różnoziarniste z domieszką żwirów. Jest ona włożona według E. Mycielskiej-Dowgiałło (1978, 1987b) w rozcięciu pokrywy vistulianskiej poziomu III.

Poziom vistulianski zwięża się w widłach Trześniówki i Łęgu, i zanurza stopniowo ku północy pod aluwia holocenne, sięgając po okolice Sokolnik i Trześni, gdzie występuje w formie izolowanych płatów i pagórków piaszczystych (Górki, Dębina) sięgających do wysokości 145–146 m n.p.m. (1,5–2,5 m nad otaczającą równinę rędziną). Niższe, ścięte w stropie fragmenty równiny piaszczystej w rejonie Sokolnik zostały zalane podczas powodzi w lipcu 2001 roku do wysokości 145,3 m n.p.m.

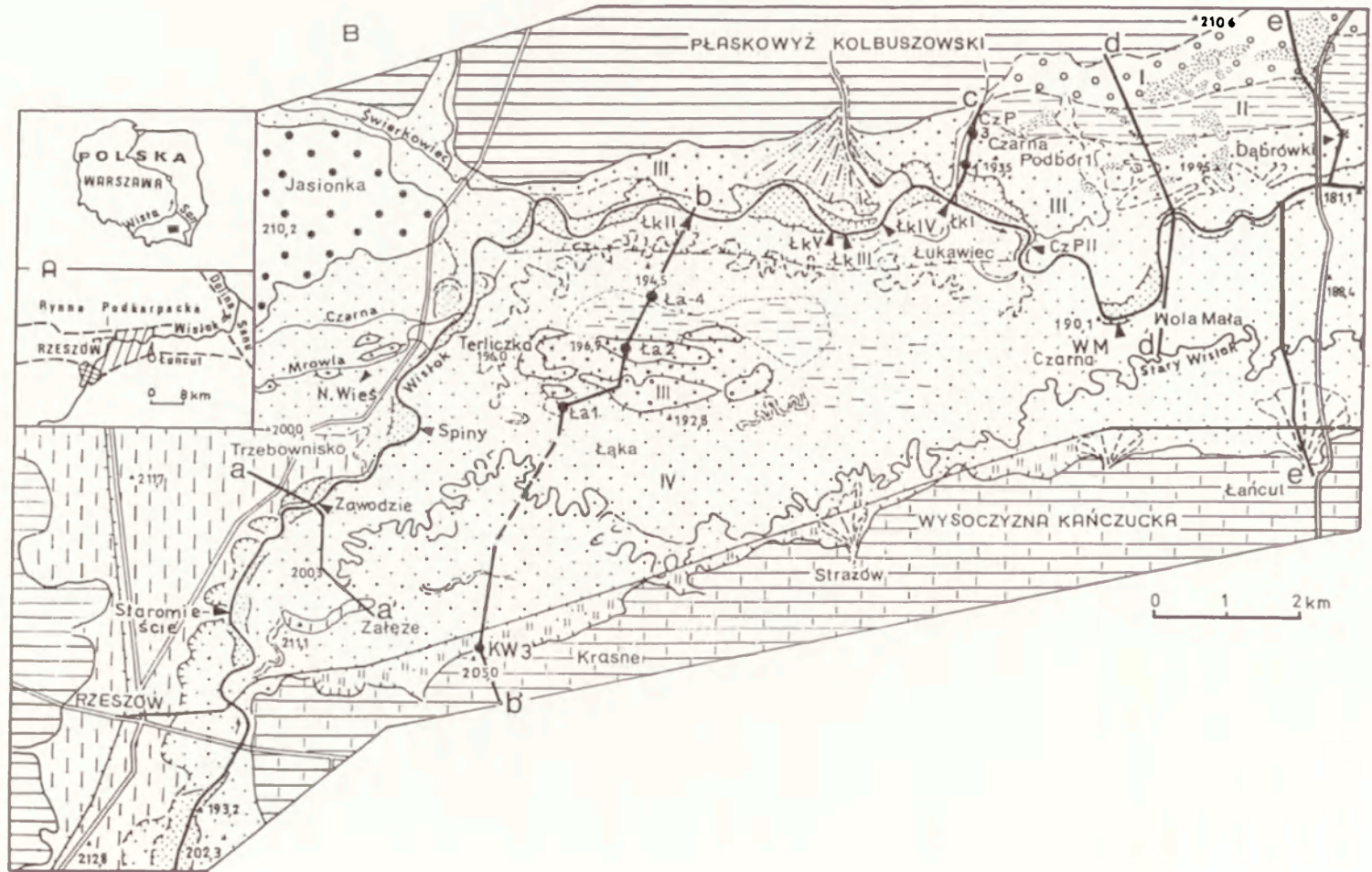
Teraz rędziną o wysokości 3–4 m nad koryto Wisły buduje pokrywa mad o miąższości 1,5–4 m. W Zalesiu Gorzyckim w wyrwie erozyjnej powstałej w miejscu przerwania wiślanego wału przeciwpowodziowego w lipcu 2001 roku, odsłonił się profil terasy rędzinnej, w którym pod madami o miąższości 1,7 m wystąpiły piaski pylaste (1,5 m miąższości) oraz różnoziarniste ze żwirami i otoczkami, przebite wierceniem do głębokości 7–8 m, znaczące zasięg holocennej przeróbki aluwii. W strefie międzywała wzdłuż koryta Wisły ciągną się naturalne wały przykorytowe (levees) zbudowane z naprzemianlegle warstwowanych pakietów piaszczystych i mułkowych o miąższości 1,5 m, nadbudowujących porośniętą krzewami równinę nadrzeczną.

Odcinek doliny Wisły między Wisłoką a Sanem jest charakterystycznym typem doliny poniżej dużego dopływu wykorzystującego paleorynnę oddzieloną od aktywnego dna doliny Garbem Tarnobrzeskim (Gębica 1995b). Rynna wschodnia jest starsza i głębsza od rynny biegnącej na zachód od Garbu Tarnobrzeskiego i została wycięta w ilach miocennych nie tylko przez Wisłokę, ale przez samą Wisłę w interglacjale eemskim (Laskowska-Wysoczańska 1971). W dolnym plenivistulianie następowało wypełnianie kopalnej rynny serią żwirowo-piaszczystą. W interplenivistulianie miało miejsce poszerzenie zachodniej paleorynny na drodze erozji bocznej. Odcięte koryta były

wypełniane osadami mułkowo-organicznymi z fragmentami drewna datowanego na 40 ka BP (Mycielska-Dowgiałło 1978). W górnym pleniglacjaie początkowo przeważała akumulacja, a następnie erozja prowadząca do uformowania terasy o wysokości 5–10 m (poziom III), która osiąga największą szerokość na wschód od Garbu Tarnobrzieskiego. Na skutek dużej dostawy materiału w warunkach peryglacialnych wykształciły się dwie równoległe, równocześnie funkcjonujące roztokowe rynny Wisły i Wisłoki. Wisłoka płynęła obniżeniem Trześniówki i sypała u wylotu do doliny Sanu rozległe stożki napływowe. W allerödzie i młodszym dryasie nastąpiło wcięcie koryt rzecznych i ostateczne opuszczenie obniżenia zajętego przez Wisłokę (Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987b). Piaszczyste równiny terasowe podlegały zwydmianiu (Wojtanowicz 1968, 1972). W holocenie w czasie wielkich wezbrań wody Wisłoki wkraczały do obniżenia Trześniówki.

3.8. DOLINA WISŁOKA MIĘDZY RZESZOWEM A PRZEWORSKIEM

Badania geologiczne doliny Wisłoka w Rynnie Podkarpackiej mają 100-letnią tradycję i zostały zapoczątkowane przez W. Friedberga (1903) podczas opracowywania *Atlasu Geologicznego Galicji*. Wyróżnił on w kilku profilach nad Wisłokiem siwoniebieskie iły młododyluwialne przykryte przez aluwia holocenijskie. Budowę i wiek teras Wisłoka w Rzeszowie rozpoznał A. Jahn (1957), który stwierdził, że terasa lessowa o wysokości około 20 m nad poziom rzeki ma dwudzielną budowę: w spągu – aluwia z wkładkami osadów organicznych reprezentujących ocieplenie interstadiału paudorf, a w stropie – lessy z maksimum pleniglacjału ostatniego zlodowacenia. Pokrywa terasy rędzinnej o wysokości 6–8 m według A. Jahna (1957) jest wyraźnie włożona w terasę lessową i ma wiek holocenijski. L. Starkel (1960) wydzielił w obrębie terasy rędzinnej kilka włożeń aluwiiów datowanych palinologicznie na późny glacjał i holocen. Natomiast poziom piaszczysty w stropie zwydmiany o wysokości kilkunastu metrów nad koryto Wisłoka wiązał L. Starkel (1972), w opracowaniu przeglądowym, z okresem zlodowacenia środkowopolskiego. Odkryty przez niego w Łukawcu nad Wisłokiem torf został datowany metodą radiowęglową przez M. Geyha na $43,9 \pm 2,1$ ka BP (Hv-6388), wskazując na interpleniglacjał ostatniego zlodowacenia (Starkel 1980). W. Laskowska-Wysoczańska (1971) wspomina o iłach organicznych w Terliczce, które leżą między dwoma ogniwami żwirów na głębokości 12 m i podobnie jak inne wydzielone w terasie średniej osady organiczne zalicza do interglacjału eemskiego. Kilka lat temu w ramach opracowania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, arkusz Rzeszówi i Jarosław zostały opublikowane w kilku notatkach i prezentowane podczas VI Konferencji



Ryc. 16. Dolina Wisłoka w Rynnie Podkarpackiej

A. Położenie obszaru badań na tle przebiegu Rynny Podkarpackiej i doliny Sanu.

B. Mapa geomorfologiczna doliny Wisłoka między Rzeszowem a Łańcutem z lokalizacją badanych stanowisk i przekrojów geologicznych. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3A.

Wisłok river valley in the Sub-Carpathian Trough

A. Location of study area against the course of Sub-Carpathian Trough and San river valley.

B. Geomorphological map of the Wisłok river valley between Rzeszów and Łańcut showing the location of sites, boreholes and geological cross-sections. Additional explanations – Fig. 3A.

stratygrafii plejstocenu Polski w Czudcu 1999 roku, materiały dotyczące budowy geologicznej i stratygrafii utworów plejstocénskich rejonu Rzeszowa i międzyrzecza Wisłoka i Sanu (Wójcik i in. 1999; Zimnal 1999; Malata 1999). Autor opublikował wstępne wyniki badań serii osadów vistuliańskich równoleżnikowego odcinka doliny Wisłoka między Łąką a Czarną koło Łańcuta (Gębica i in. 2002). Ostatnio materiały te zostały uzupełnione o nowe stanowiska i datowania uściślające przebieg akumulacji i erozji rzecznej w vistulianie i holocenie (Gębica, Superson 2003).

Wisłok – najdłuższy dopływ Sanu, na odcinku poniżej Rzeszowa na długości 40 km płynie równoleżnikowym obniżeniem erozyjnym zwanym Rynną Podkarpacką (Starkel 1972) (ryc. 16A). W czasie zlodowacenia sanu 2 przebiegał tędy szlak odpływu wód roztopowych ku wschodowi do doliny Dniestru. Rynna Podkarpacka jest obramowana od południa i północy krawędziami Wysoczyzn Kańczuckiej i Kolbuszowskiej. Wysoczyzny zbudowane są z iłów miocénskich przykrytych aluwiami preglacjalnymi, osadami glacialnymi i glacialfluwialnymi sanu 2 oraz otulone w stropie lessem (Laskowska-Wysoczańska 1971; Zimnal 1999; Wójcik 1999). W samej Rynnie Podkarpackiej występują miejscami pokrywy fluwioglacjalne zlodowacenia sanu 2 podścielone aluwiami i interstadialnymi osadami organicznymi sprzed tego zlodowacenia, stwierdzonymi na stanowisku w Jasionce (Laskowska-Wysoczańska 1967) i zaliczone ostatnio przez L. Lindnera (2002) do interglacjału ferdynandowskiego. W poziom ten wcięte jest sterasowane dno doliny Wisłoka i większych jego dopływów. Samo dno doliny Wisłoka wycięte w iłach miocénskich wypełniają aluwia pochodzące z vistulianu i holocenu o łącznej miąższości od 11 do 20 m. U wylotu z Karpat rozpościera się terasa z pokrywą lessów o wysokości do 20 m nad koryto Wisłoka, pochodząca z vistulianu (Jahn 1957). Dalej od brzegu gór, u stóp Wysoczyzny Kolbuszowskiej ciągnie się zwydmiona w stropie i szeroka od 0,5 do 2 km listwa terasowa o wysokości od 8 do kilkunastu metrów nad koryto Wisłoka (ryc. 16B). Jest ona dwudzielna, ale granice morfologiczne, wobec braku krawędzi są trudne do wyznaczenia. Wyższy stopień wznosi się 14–17 m nad Wisłok (poziom II) i odpowiada

odpowiednikiem tzw. terasy średniej. Natomiast niższy stopień (poziom III) ma zwykle wysokość 8–10 m sięgając miejscami do 12 m. Między Łącutem a Przeworskiem coraz większe fragmenty tego poziomu o szerokości ponad 2 km występują również na prawym brzegu doliny. Na międzyrzeczu Wisłoka i Sanu poziom ten osiąga największą powierzchnię i wznosi się od 8 do 10 m nad poziom koryta. Wyróżnikiem tego poziomu są zazwyczaj ciągnące się równolegle do siebie wały piaszczyste zwydmione w stropie rozdzielone wąskimi obniżeniami będącymi śladem opuszczonych koryt roztokowych. Oba wydzielone poziomy przechodzą bez wyraźnego załomu w najwyższy stopień terasowy, również zwydmiony, sięgający 18–22 m nad obecne koryto Wisłoka (poziom I?). Ten najwyższy poziom buduje mięzsza pokrywa piaszczysto-żwirowa z wkładkami mułków starorzeczowych, leżąca w rejonie Dąbrówki na cokole ilów mioceńskich na wysokości 184–187 m n.p.m. Pochodzi ona prawdopodobnie z okresu zlodowaceń środkowopolskich (Wojtanowicz 1978).

Współczesne dno doliny Wisłoka o szerokości 4–6 km zajmuje holocenijska terasa rędzinna (poziom IV), rozcięta w Rzeszowie do głębokości 10 m, a w rejonie Łącuta 7–8 m. Stanowi ona wyższy stopień równiny zalewowej, obecnie nie zalewanej nawet podczas największych wezbrań (ryc. 16B). Ostatni raz równina była zalana podczas powodzi w 1934 r. (Lewakowski 1935). Poniżej Rzeszowa tworzy ona stożek napływowy, na powierzchni którego występuje kilka opuszczonych wskutek przerzutów (awulsji) systemów starorzeczy Wisłoka i jego dopływu Czarnej. Jeden z takich systemów paleokoryt, najbardziej znany, tworzy wąska i kręta rynna zwana Starym Wisłokiem opuszczona podczas jednej z katastrofalnych powodzi w połowie XVIII w. (Strzelecka 1958). Na południe od systemu starorzeczy Starego Wisłoka, u stóp okrytego lessem niższego stopnia Wysoczyzny Kańczuckiej, rysują się zakolowe podcięcia zatorfionych starorzeczy, których duże parametry mogą wskazywać na wiek późnoglacialny. W rejonie Łąki, w centralnej części doliny, ponad równinę rędzinną wznosi się wyższy o 1–3 m płat terasy piaszczystej ze śladami koryt roztokowych, będący ostańcem poziomu III. Podobne pagórki o mniejszych rozmiarach otulone madami spotykane są blisko współczesnego koryta na prawym brzegu rzeki (np. w Łukawcu). Na obrzeżu pagórów występują płaskodenne obniżenia wypełnione w spągu torfami i przykryte madami. Budowa terasy rędzinnej jest złożona, a jej szczegóły zostaną podane przy omawianiu stanowisk w dalszej części pracy. Zatem na odcinku między Rzeszowem a Łącutem rysują się dwie rynny dolinne, północna i południowa, rozdzielone płatem terasy vistuliańskiej w Łące. Wypełnione są one aluwiami składającymi się z kilku holocenijskich

skich i późnoglacialnych włożeń, opisanych po raz pierwszy przez W. Friedberga (1903), a następnie szczegółowo zbadanych między Rzeszowem a Trzebowniskiem przez L. Starkla (1960) oraz z kopalnych stopni erozyjnych wyciętych w osadach vistuliańskich. Te ostatnie zostały rozpoznane w północnej rymnie Wisłoka między Łukawcem a Wolą Małą (Gębica i in. 2002). Najczęściej budowa terasy rędzinnej jest dwudzielna – w spągu żwiru z piaskiem, wyżej piaski przykryte mułkami i madami o miąższości 2–4 m z zachowanymi poziomami gleb kopalnych. Niższy stopień równiny zalewowej tworzy listwa terasy łęgowej o szerokości od kilkudziesięciu do 500 m i wysokości 3–5 m zajęta głównie przez łąki i zarośla krzewiaste. Niższe jej fragmenty są zalewane prawie corocznie podczas większych wezbrań. Budują ją głównie osady korytowe tzn. piaski ze żwirami, z fragmentami drewna i tocząciami mułkowo-organicznymi zawierającymi redeponowaną florę pleniglacialną, przykryte madą piaszczystą. Są one wyraźnie włożone w rozcięcie terasy rędzinnej i powstały prawdopodobnie z odsypów roztokowego koryta Wisłoka, podobnie jak terasa łęgowa Sanu w ciągu ostatnich 150–200 lat (Szumański 1986). Na początku XX w. koryto Wisłoka objęte było częściową regulacją, nie było jednak obwałowane na całej długości, jego szerokość wynosi 25–35 m.

Charakterystyka stanowisk

Poniżej zostaną opisane, kolejno dokumentowane w dół biegu rzeki, stanowiska i przekroje geologiczne, najpierw terasa z pokrywą lessów na lewym brzegu rzeki (Rzeszów-Staromieście), następnie południowa rymna doliny Wisłoka wraz z ostańcem lessowym (Trzebownisko – Zawodzie, Załęże – Krasne), południkowy odcinek między Trzebowniskiem a Łąką (Spiny, Nowa Wieś, Łąka) i równoleżnikowy (północnej rymny dolinnej) między Łukawcem a Dąbrówką (Łukawiec i Czarna-Subbór, Wola Mała i Dąbrówki).

Stanowisko Rzeszów-Staromieście

W samym Rzeszowie terasa z pokrywą lessów wznosi się na wysokość 212–210 m n.p.m., tj. 18–20 m nad poziom rzeki i odpowiada poziomowi II (ryc. 16B). Buduje ją pokrywa żwirów i otoczków z piaskami, leżąca na cokole iłów miocennskich. W stropie aluwii korytowych sięgających 2–3 metry nad poziom koryta (196 m n.p.m.) wycięte są kopalne koryta (starorzeczka?) wypełnione ogniwem piaszczysto-mułkowym, kończącym się wkładkami organicznymi przykrytymi lessem miąższości 12–14 m. Według A. Jahna (1957) żwiru są efektem peryglacialnego ochłodzenia w starszym pleniglacialu, natomiast wkładki mułków i torfów ocieplenia klimatu podczas interpleniglacialu. W. Laskowska-Wysoczańska (1971) uważa, że żwiru i złożo-

ne na nich osady organiczne pochodzą z interglacjału eemskiego. Less spoczywający na aluwialnych terasach średniej w dolinie Wisłoka jest dwudzielny, jego dolne warstwy facji aluwialnej (mułkowej) pochodzą z dolnego i środkowego pleniglacjału, a górne warstwy facji eolicznej z maksimum zlodowacenia (młodsze pleniglacjału). Rozdzielają je dwa poziomy organiczno-glebowe. Młodszy poziom reprezentuje prawdopodobnie ocieplenie paudorf. (Laskowska-Wysoczańska 1971).

W trakcie badań stwierdzono istnienie na Staromieściu, przy ul. Wioślarskiej, niższego 11–12-metrowego stopnia terasowego z pokrywą lessów, który jest odpowiednikiem poziomu III. Sięgająca około 3 metry, nad koryto rzeki, stropowa część (około 30 cm) żwirów jest silnie żelaziona i scementowana węglanem wapnia. Są to głównie piaskowce fliszowe słabo obtoczone, a ich średnice wahają się od kilku do kilkunastu cm, natomiast niżej odsłonięte piaski ze żwirami nie są żelazione. Przejście do lessów znaczą piaski. W wykonanym wkopie, do wysokości 5 m nad koryto Wisłoka sięgają pozakorytowe piaski drobnoziarniste przewarstwiane laminami pyłów, których ilość rośnie ku stropowi. Piaski wykazują struktury typu ripplemarków związane z depozycją wód o wolnym przepływie, prawdopodobnie w strefie wału przykorytowego. Przykrywające je jasnożółte lessy, o miąższości 6–7 m, są węglanowe z zaznaczoną miejscami piaszczystą laminacją.

Powstanie 11–12-metrowego stopnia terasowego okrytego lessami związane jest z erozją, która częściowo usunęła z poziomu II ogniwo środkowo-plenivistuliankich mułków, sięgając miejscami do poziomu grubych żwirów. Włożenie młodszej pokrywy piaszczysto-pylastej budującej poziom III i przykrycie lessem miało miejsce w górnym plenivistulianie. W ten sposób powstał niższy, poligeniczny poziom z warstwą „starych” żwirów peryglacialnych oraz nałożoną na nie najmłodszą pokrywą lessów.

Stanowisko Załęże

Na prawym brzegu Wisłoka w Załężu znajduje się wzgórze ostańcowe z pokrywą lessu, o przebiegu z zachodu na wschód i o maksymalnej wysokości 23 m nad koryto Wisłoka (13–14 m nad otaczającą równinę). W rzeźbie tego ostańca można wyróżnić dwa poziomy. Część zachodnia pagóra sięga do wysokości 214 m n.p.m. (23 m nad poziom koryta) i jest ograniczona od północy wyraźnymi krawędziami erozyjnymi, o wysokości 10 m, podcinającego go starorzecza. Odpowiada ona lewobrzeżnej 20-metrowej terasie lessowej. Natomiast część wschodnia jest niższa i wznosi się na wysokość 12–14 m nad Wisłok i prawdopodobnie jest odpowiednikiem poziomu III (11–12-metrowego) rozpoznanego przeze mnie w Rzeszowie-Staromieściu. Bu-

dowę pagóra pierwszy rozpoznał W. Friedberg (1903) wyróżniając rzeczne piaski ze żwirkami warstwowane z lessem oraz przykryte typowym lessem. Budowa tej formy jest bardziej złożona, w części zachodniej w głębokim wkopie, pod linią kolejową łączącą Rzeszów z elektrociepłownią w Załężu, odsłania się cokół skalny utworzony przez piaskowce i łupki, w stropie zwietrzałe (miocen ?) sięgający do wysokości 8–9 m nad równinę rędzinną, przykryty w stropie 5-metrową warstwą lessu. Wschodnia, niższa część pagóra ma pokrywę lessu grubości 6–7 m, w dole zapiaszczonego, leżącego na piaskach ze żwirami (7–8 m), sięgającymi do wysokości 194,5 m n.p.m. – 2–3 m nad poziom koryta Wisłoka – a więc tej samej co żwiry w Rzeszowie (ryc. 17A).

Stanowisko Krasne-Wólka

Między ostańcem w Załężu a Krasnem ciągnie się wyraźnie niższa 1–1,5 m strefa podmokłych i zatorfionych równin ograniczona od południa krawędziami Wysoczyzny Kańczuckiej. Niższy stopień przywysoczyznowy o wysokości 205–210 m n.p.m. (15–20 m nad poziom Wisłoka) tworzy wąska listwa terasowa (poziom II?) przykryta lessami, ograniczona od równiny rędzinnej krawędziami starorzecza o wysokości 10 m. W jednym z takich starorzeczy o promieniu krzywizny $R = 370$ m i szerokości $w = 200–250$ m położonym na południe od linii kolejowej w Krasnem wykonano trzy wiercenia uzupełnione kilkoma wierceniami archiwalnymi dającymi wgląd w budowę starorzecza i przylegającego do niego fragmentu równiny (ryc. 17B). Przekrój ukazuje wyraźną rynnę o nierównym dnie, wciętą około 2 m w pokrywę piaszczysto-żwirową, której strop sięga do wysokości 193 m n.p.m., i wypełnioną w płytowej części łałkami i mułkami o miąższości 2 m.

Najgłębszą część wypełnienia starorzecza (wiercenie KW3) stanowi mułek organiczny przedzielony wkładką piasku od wyżej zalegającego torfu. Torf o miąższości 3,5 m jest słabo rozłożony, w stropie zailony z fragmentami drewna. Z wiercenia KW3 pobrano do analizy palinologicznej i datowania metodą radiowęglową jedną próbę ze spągowej części wypełnienia. Próba mułku organicznego (KW3-4), leżącego w spągu wypełnienia starorzecza na głębokości 4,20–4,26 m, została datowana na $11\ 070 \pm 170$ lat BP (Gd-15326). Natomiast w drugiej próbie KW3-3 pobranej z torfów na głębokości 3,64–3,70 m stwierdzono dużą ilość drobnego detrytusy oraz stosunkowo liczne pyłki drzew *Pinus*, *Betula* oraz po kilka ziaren *Quercus*, *Alnus* i *Ulmus*. Wśród pyłków NAP dominowały głównie trawy (*Graminae*) i paprocie (*Filicales*). Taki skład roślinności zdaniem K. Szczepanka wskazuje na początek holocenu i potwierdza wynik datowania spągowej próby. W tym czasie w starorzeczu były składane torfy z dużą ilością szczątków organicz-

Ryc. 17. Szczegółowe przekroje geologiczne doliny Wisłoka. Położenie przekrojów – ryc. 16B. Objaśnienia znaków – ryc. 3B.

A. Na linii Trzebowniko-Zawodzie-Załęże. Na przekroju widoczna kopalna rynna wycięta w pokrywie żwirowo-piaszczystej. W rozcięciu terasy średniej (II) i ostańca terasy III (w Załężu) z pokrywą lessów włożone są aluwia holocenijskie.

B. Na linii Łukawiec-Łąka-Krasne. Na przekroju widoczne dwie rynny dolinne rozdzielone ostańcem terasy vistuliańskiej (III) w Łące.

Detailed cross-sections of the Wislok valley. Location of profiles – Fig. 16B. Explanations of lithological signs – Fig. 3B.

A. On the line Trzebowniko-Zawodzie-Załęże. On the cross-section visible fossil trough cut in gravels and fill with Holocene alluvia. In the dissection of middle terrace (II) and terrace level III (Załęże) covered by loess, alluvial cover built of terrace level IV is inserted.

B. On the line Łukawiec-Łąka-Krasne. On the cross-section visible two fossil trough separated by terrace remnant (level III) in Łąka village.

nych, które nie wykazują zailenia, a więc starorzecze znajdowało się z dala od zasięgu wód powodziowych. Oznacza to, że odcięcie starorzecza i początek jego wypełniania miał miejsce w allerödzie lub w młodszym dryasie, co jest zgodne z uzyskanymi przez A. Szumańskiego (1986) datowaniami wielkopromiennych zakoli w dolinie Sanu oraz ujściowego odcinka Wisłoka w rejonie Grodziska Nowego (Wójcik i in. 1999). W południowej rynnie dolinnej mamy zachowane na jej obrzeżu paleokoryto Wisłoka z allerödu, a na północnym obrzeżeniu rynny w rejonie Łąki młodsze starorzecze, którego wypełnienie stanowią mułki i torf datowany na okres preborealny (data 9770 ± 110 BP (Gd-12380) z głębokości 3,7–3,8 m w wierceniu Ła1) – ryc. 17B. W środku tej strefy biegnie kręty i wąski system starorzeczy Starego Wisłoka, opuszczony w czasie jednej z katastrofalnych powodzi w połowie XVIII w. (Strzelecka 1958). Po przetrzucie Wisłok skierował się na północ po okolice Nowej Wsi i Terliczkę, a następnie skręcił na wschód wykorzystując równoleżnikowe obniżenie między Łukawcem a Czarną (ryc. 16B).

Stanowisko Zawodzie

Profil odkrywki wraz z przekrojem geologicznym znajduje się na prawym brzegu Wisłoka, na terasie rędzinnej w przysiółku Zawodzie na południe od Trzebownika (ryc. 16B, 17A). Obejmuje on fragment rynny wypełnionej aluwiami holocenijskimi, którą wykorzystywał system Starego Wisłoka płynąc po północnej stronie ostańca z pokrywą lessów w Załężu. Jego przebieg na tym odcinku nie jest możliwy do zrekonstruowania z powodu istniejącej na tym terenie elektrociepłowni.

W odkrywce do wysokości 1,5 m nad poziom rzeki odsłaniają się zażelazione żwiry z piaskiem ścięte w stropie i przykryte grubymi żwirami o średnicy do 10 cm z tocząciami mułkowymi o średnicy 40 cm. Na żwirach leżą

mułki popielatoszare warstwowane z piaskiem o miąższości 0,5 m. Są osięte w stropie młodszymi ogniwoami aluwioów o miąższości 6,5 m. Tworzą je piaski z brukiem żwirowym o średnicy do 6–7 cm w spągu oraz piaski z wkładkami mułków, w których występowały szczątki organiczne wieku holocenięskiego. Piaski oddzielone są od stropowych mad mułkiem ilastym z substancją organiczną i węgielkami drzewnymi świadczącymi o przerwie sedymentacyjnej i rozwoju procesów pedogenezy. Opisane ogniwo piasków z glebą kopalną przez analogię do innych profilów opisanych w dalszej części pracy (m.in. Łukawiec II) może pochodzić ze środkowego holocenu, a stropowe mady ilaste z poziomami próchnicznymi są młodsze. W tym poziomie na głębokości 4–6 m w licznych wierceniach archiwalnych w Załężu notowane są wkładki torfów i mułków starorzecznych. Ogniwa starsze utworzone przez żwiry z toczęncami mułowymi na głębokości 8 m znaczą powierzchnię erozyjną w spągu profilu, a leżące na nich mułki wypełniają fragment starorzecza. Ich wiek jest trudny do określenia.

Natomiast słabo obtoczone zażelazone żwiry (prawdopodobnie peryglacialne), występujące na głębokości 5–6 m pod przykryciem glin i piasków były odnotowane w wierceniach archiwalnych w rejonie Trzebowniska (ryc. 17A) i opisane z odsłoneię w rejonie Terliczki przez W. Friedberga (1903) i L. Starękła (1960), a w Rzeszowie przez A. Jahna (1957). Odpowiadają one prawdopodobnie żwirom opisanym przeze mnie w Rzeszowie, przy ul. Wioślarskiej. Jest to ten horyzont żwirów, który buduje cokół terasy z pokrywą lessów na lewym brzegu doliny, jak również ostańce tej terasy na prawym brzegu w rejonie Załęża. Na tym odcinku pokrywa utworów holocenięskich o miąższości 7–8 m, wypełnia rynnę o szerokości 2 km i jest wyraźnie włożona w rozcięcia niższego poziomu terasy vistuliańskiej z pokrywą lessów.

Na północ od Trzebowniska zmienia się budowa terasy rędzinnej. W przysiółku Spiny, w podcięciach terasy 7–8-metrowej pod pokrywą mad o miąższości 2–3 m, odsłaniają się piaski drobnoziarniste czasem przewarstwiane mułkami i spoczywające na żwirach. Po drugiej stronie Wisłoka w Nowej Wsi w trakcie budowy pływalni we wkopach, pod madami gliniastymi o miąższości 2 m, zaobserwowano mułki piaszczyste popielate, przewarstwiane z piaskami drobnoziarnistymi (2 m) i piaski, które leżały według wierceń archiwalnych na żwirach na głębokości 5 m. Stanowiska te oraz wiercenia archiwalne dokumentują występowanie pod madami holocenięskimi drobnoziarnistych pokryw piaszczystych z górnego vistulianu. Pokrywy te wypełniały pierwotnie dno szerokiej doliny drenowanej obecnie przez dopływy Wisłoka-Mrowię i Czarną. Ich zasięg dokumentują piaszczyste wały, z bie-

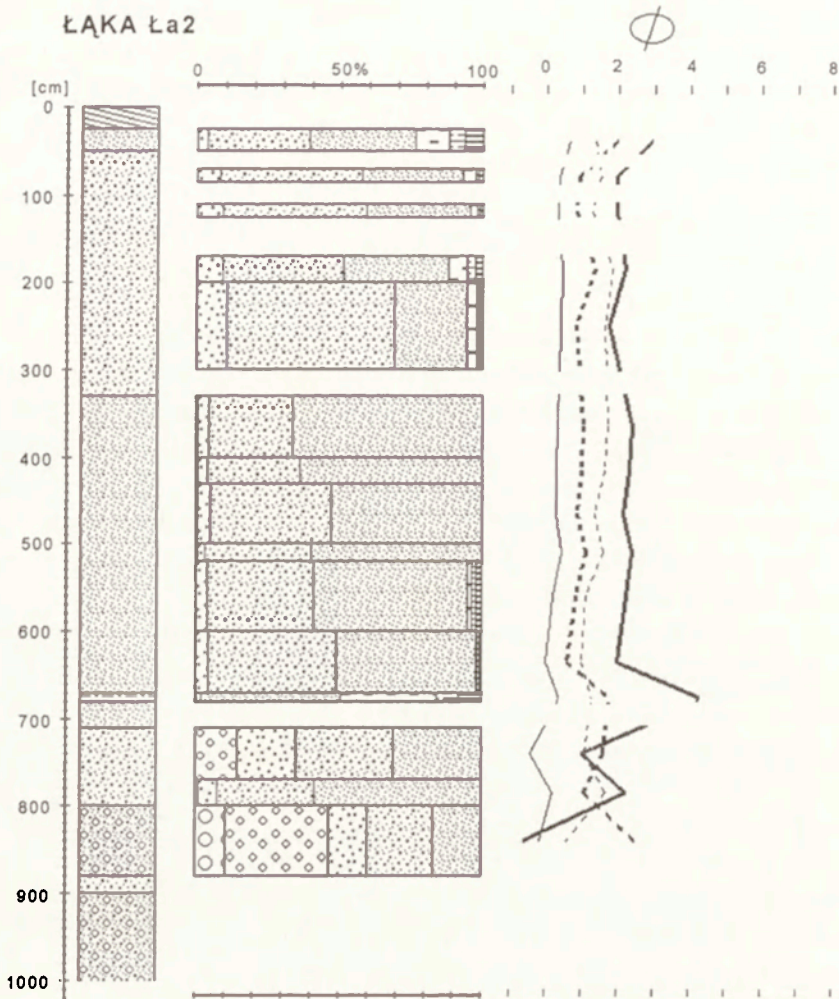
gnącymi między nimi obniżeniami, wydłużone zgodnie z biegiem koryta Mrowli, sięgające do wysokości 3–4 metry nad równinę rędzinną. Znaczą one ślady łańcuchów piaszczystych w obrębie szerokiego koryta roztokowego i są bardzo podobne do form opisanych na stanowisku Łąka 2, gdzie z równiny rędzinnej wznosi się rozległy płat piaszczysty.

Stanowisko Łąka 2

W centralnej części dna doliny, między południową a północną rynną Wisłoka, wznosi się piaszczysty płat terasy vistuliańskiej poziomu III o długości 3,5 km i szerokości 2 km (ryc. 16B, 17B). Składa się on właściwie z dwóch równoległych do siebie wałów kulminujących o wysokości 196–197 m n.p.m. (11–12 m nad poziom Wisłoka) oraz szeregu mniejszych pagórków rozdzielonych niższymi o 1–2 m podłużnymi obniżeniami. Do tego fragmentu równiny vistuliańskiej w Łące dowiązują mniejsze piaszczyste pagórki rozpoznane przez mnie m.in. w dolinie Mrowli (rejon Nowej Wsi) i Łukawcu. Jej budowa została rozpoznana kilkoma wierceniami archiwalnymi, m.in. pod projektowaną na tym odcinku autostradę A-4. Na nierównym i ściętym erozyjnie stropie żwirów z piaskami zalega 4–10-metrowa pokrywa piasków przebitych własnym wierceniem Ła 2, położonym na kulminacji wału oznaczonego na mapie kotą 196,9 m n.p.m. (ryc. 16 B). Są to w dolnej i środkowej części głównie piaski drobno- i średnioziarniste ($M_z = 2-2,4\phi$), które zawierają sporadyczne ziarna żwiru o średnicy do 0,5 cm, z wkładką mułku piaszczystego na głębokości 6,7–6,8 m, stanowiącego zapewne fragment wypełnienia starorzecza. W stropie pokrywy na głębokości 3,3 m zaznacza się zmiana uziarnienia na nieco grubsze i lepiej wysortowane piaski (ryc. 18), powstałe dzięki procesom eolicznym, co zaobserwowano w wielu analizowanych profilach osadów fluwialnych z górnego plenivistulianu.

Stanowisko Łąka 4

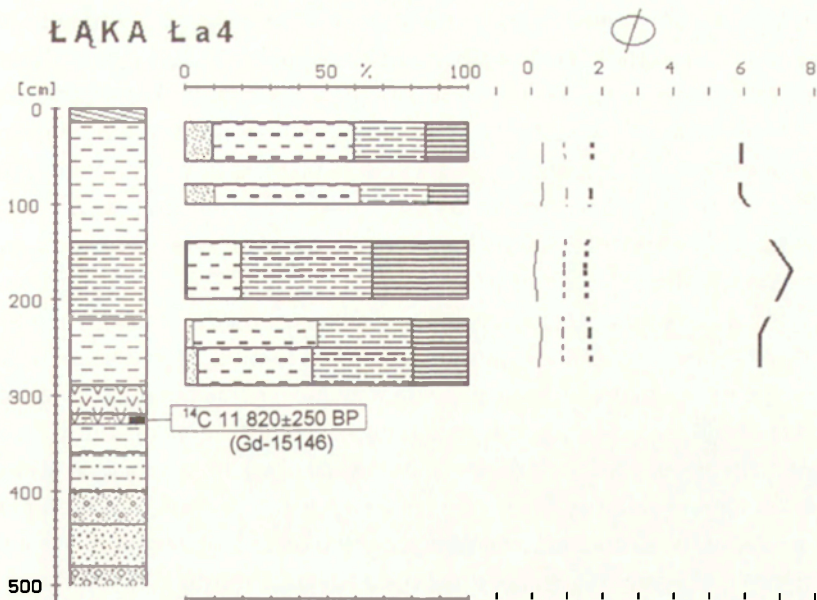
Między Łukawcem a piaszczystym płatem w Łące rysuje się płaskodenne i podmokłe obniżenie o szerokości 0,3–1 km, którego budowa została rozpoznana kilkoma wierceniami (Ła3, Ła4, Łk5, por. ryc. 17B). Sekwencja utworów we wszystkich wierceniach jest bardzo podobna, zmienia się tylko miąższość poszczególnych ogniw osadów. Na utworach korytowych (piaski z przewarstwieniami żwirków), na głębokości 4 m (3,5 m nad poziom koryta) leżą mułki starorzeczne podścielające 0,4 m grubości warstwę torfu przykrytego łąkami i mułkami ilastymi deponowanymi w rozległym basenie popowodziowym. Strop profilu tworzą słabo zapiaszczone mady (ryc. 19). Próba pochodząca ze spągu torfu z głębokości 3,25–3,30 m dała wynik $11\ 820 \pm 250$ lat BP (Gd-15146). Oznacza to, że początek wypełniania obni-



Ryc. 18. Litologia i uziarnienie aluwów górnopleniwistuliankich budujących ostaniec terasy (poziom III) w wierceniu Łąka 2 (Ła2). Objaśnienia znaków – ryc. 2.

Lithology and granulometry of the Upper Plenivistulian sediments (PL2) built of terrace outlier (level III) in borehole Łąka 2 (Ła2). Explanation of signs – Fig. 2.

żenia drobnoziarnistymi mułkami leżącymi pod torfem można datować na co najmniej starszy dryas. Natomiast depozycja materiału organogenicznego przypada na alleröd, a przykrycie torfów iłami – prawdopodobnie na młodszy dryas-początek holocenu. Bliżej Łukawca stropowe ogniwo mułków i iłów popowodziowych nadbudowane jest coraz grubszą pokrywą madową tworzącą szeroki wał przykorytowy sypany w trakcie wylewów powodziowych Wisłoka i jego dopływu Czarnej, którego ślady wąskich i krętych koryt meandrowych ciągną się równoległe do współczesnego koryta Wisłoka.



Ryc. 19. Litologia i uziarnienie osadów wypełniających późnoglacialne obniżenie w Łące na podstawie wiercenia Łąka 4 (Ła4). Objaśnienia znaków – ryc. 2.
Lithology and granulometry of the Late Vistulian alluvial fill in Łąka depression based on borehole Łąka 4 (Ła4). Explanation of lithological signs – Fig. 2.

Wisłok poniżej Terliczki skręca na wschód i płynie równoleżnikowym obniżeniem (północną rynną dolinną) u stóp zwymionego poziomu piaszczystego. Erozja wgłębna i podcinanie brzegów w czasie kolejnych powodzi spowodowały odsłonięcie w korycie zwięzłych ławic mulkowo-organicznych osadów vistulianskich stanowiących obecnie kopalny cokół erozyjny terasy rędzinnej (poziom IV), przykryty miejscami cienką pokrywą mad. Zasięg tego kopalnego cokołu został udokumentowany wierceniami i przedstawiony na mapie geomorfologicznej linią przerywaną (ryc. 16B). Stratygrafię osadów vistulianskich opracowano na podstawie zaprezentowanych poniżej odsłonieć.

Stanowisko Łukawiec II

W profilu terasy rędzinnej o wysokości 8 m (193,5 m n.p.m.) wyróżniono dwa kompleksy osadów (ryc. 17B, ryc. 20). Starszy – o miąższości 4,5 m tworzą leżące na żwirach rzecznych mulki aluwialne, przykryte glebą kopalną i piaskami zaburzonymi inwolucjami.

W dolnym poziomie tego kompleksu odsłaniają się do wysokości 1,5 m, nad koryto węglanowe, mulki piaszczyste oliwkowe oraz silnie oglejone i siwostalowe mulki ilaste z brunatnordzawymi orsztynowymi przewarstwieniami. Poziom ten ma cechy gleby pseudoglejowej i jest ścięty w stropie. Na nim

leżą mułki żółtooliwkowe ku dołowi rdzawe, zażelazone z licznymi konkre-
cjami węglanowymi (poziom iluwialny Bt gleby kopalnej) przykryte mułkiem
ilastym ciemnoszarym (poziom akumulacyjny gleby kopalnej) o miąższości
około 0,5 m. Poziom iluwialny (Bt) i dolną część poziomu akumulacyjnego
przecinają klinowate szczeliny o długości dochodzącej do 0,7 m, wyodręb-
niające się ciemnym zabarwieniem wypełnienia pochodzącego z wyżej leżą-
cego próchnicznego poziomu gleby kopalnej. Gleba ta jest zaburzona w stropie
licznymi strukturami inwolucyjnymi w kształcie fałdów, diapirów i pogrązków
piaszczystych, które osiągają miejscami wysokość 1 metra. Piaszki tworzące
te struktury są drobnoziarniste, mułkowate, a ich laminacja jest zaburzona.
Są one ścięte na wysokości 4,5 m nad poziom rzeki wyraźną powierzchnią ero-
zyjną, na której leżą utwory młodszego kompleksu przykryte madami. Są to
piaski ze żwirami o średnicy do 4 cm warstwowane przekątnie tworzące w spą-
gu bruk korytowy, na których leży ogniwo rytmicznie warstwowanych pia-
sków i mułków. W stropie tego ogniwa na głębokości 2 m zaznacza się wy-
raźna przerwa sedymentacyjna oddzielająca zażelazone piaszki od pokrywy
mad holocenijskich. W spągu pokrywy madowej spoczywa ił z substancją
organiczną i węgielkami drzewnymi, w których K. Szczepanek stwierdził
liczne pyłki drzew ciepłolubnych, m.in. lipy (*Tilia*), dębu (*Quercus*) i in.
charakterystycznych dla zbiorowisk leśnych okresu atlantyckiego.

Z profilu, do datowania metodą TL, zostały pobrane cztery próby. Dla
mułków piaszczystych pod poziomem silnie oglejonych lessów bagiennych
z głębokości 7,40–7,45 m uzyskano wiek TL powyżej 23,7 ka BP (UG-3258),
co oznacza, że osad jest starszy od 23,7 ka BP. Natomiast datowanie próby
mułku z poziomu próchnicznego gleby kopalnej dało wiek $63,5 \pm 9,5$ ka BP
(UG-3257), co wskazuje na to, że gleba ta łącznie z niżej leżącymi warstwami
lessu oglejonego reprezentuje dolny plenivistulian. O ile warstwy lessu ogle-
jonego leżące na mułkach piaszczystych mogą obejmować dolny plenivistu-
lian, to powstanie tak miąższego poziomu próchnicznego w surowych warun-
kach dolnego plenivistulianu jest raczej trudne do przyjęcia. Uważam, że
w tym przypadku wiek gleby jest postarzony. Pochodzi ona prawdopodobnie
za starszej części środkowego plenivistulianu (interstadiały Oerel, Glin-
de datowane na około 50 ka BP) (Maruszczak 1991, 2001). Fakt ten potwier-
dza datowanie piasków pozakorytowych leżących powyżej gleby kopalnej,
pobranych z poziomu objętego przez inwolucje z głębokości 4,10–4,15, dla
których otrzymano wynik $45,2 \pm 6,8$ ka BP (UG-3256). Sedymentację ich na-
leży odnieść do starszej części środkowego plenivistulianu. Młodsze ogniwa
reprezentowane przez piaszki z przewarstwieniami mułków, leżące powyżej
bruku korytowego na głębokości 2,70–2,75 m, zostały datowane na

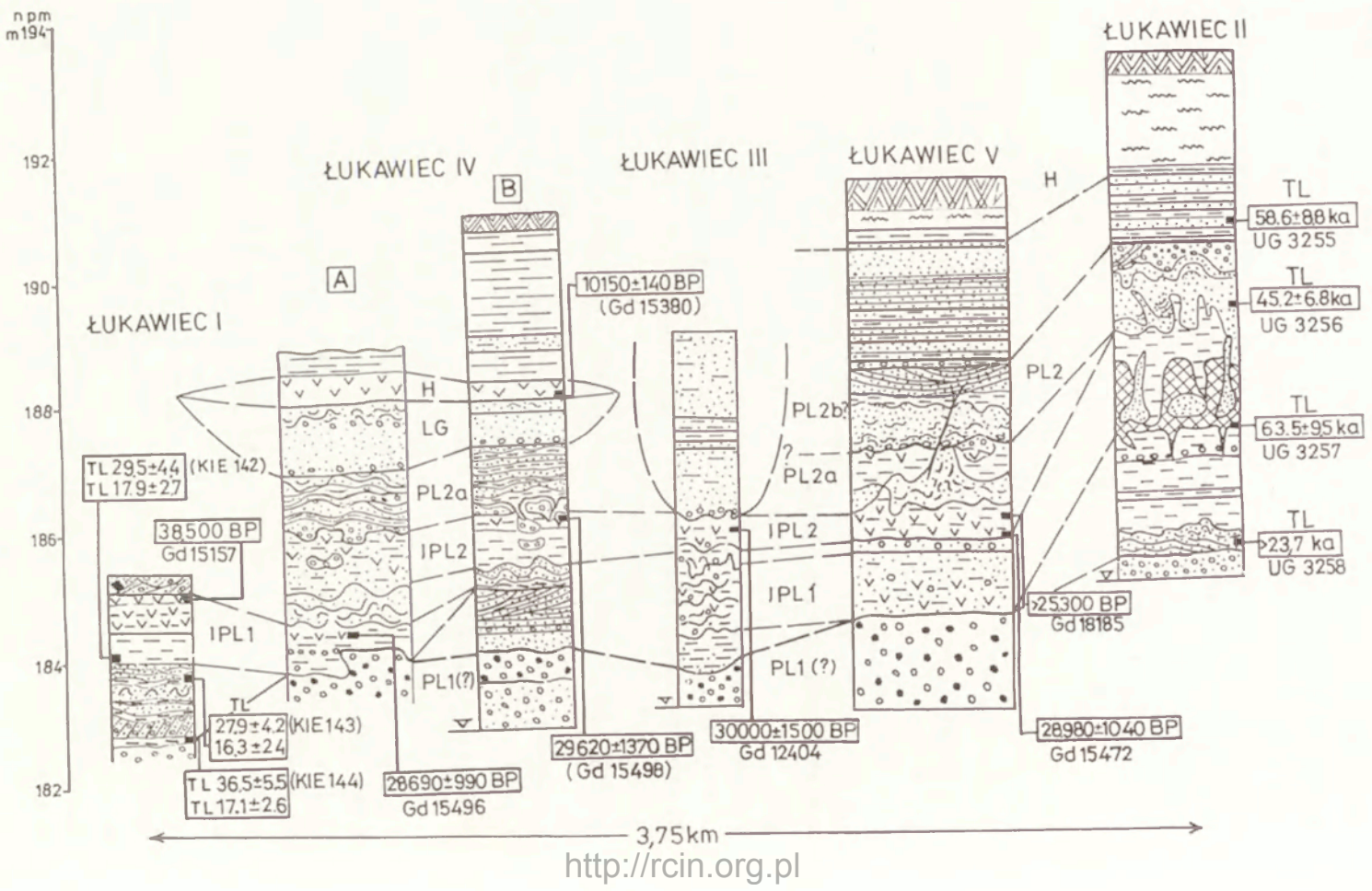
58,6 ± 8,8 ka BP (UG-3255). Wynik tego ostatniego datowania wydaje się co najmniej dwukrotnie postarzony. Uważam, że piaski ze żwirami i leżące na nich warstwowane piaski z mułkami reprezentują górny plenivistulian lub późny vistulian, natomiast ility z substancją organiczną leżące na piaskach pod madami holocenijskimi zawierają pyłki drzew ciepłolubnych z okresu atlantyckiego.

Stanowiska Łukawiec III, IV i V

W odległości 2 km na wschód od stanowiska Łukawiec II, na prawym brzegu Wisłoka, występuje zespół trzech wzajemnie ze sobą powiązanych odkrywek osadów vistuliankich, oznaczonych numerami w kolejności ich dokumentowania jako Łukawiec III, IV i V (ryc. 20). W profilu Łukawiec III położonym na terasie łęgowej na wysokości 6 m nad poziom rzeki odsłonięta jest do wysokości około 3 m zwięzła ławica mułkowo-organiczna podcinana w czasie większych wezbrań, natomiast warstwy stropowe są zarośnięte i zostały przebite wierceniem. W najniższej części odsłaniają się miejscami widoczne mułki starorzeczne laminowane piaskiem, przykryte 1,5-metrowej grubości silnie zaburzoną warstwą żwiru z laminami i pakietami mułku z substancją organiczną. W stropie przeważają piaski z niewielkim udziałem żwirów tworzące nierówną powierzchnię erozyjną, na której spoczywa 0,5-metrowej miąższości mułek organiczny, którego stropowa partia jest zaburzona inwolucjami. Datowanie radiowęglowe próby mułku ze stropu warstwy organicznej dało wynik 30 000 ± 1500 lat BP (Gd-12404), wskazujące na interstadial denekamp. Warstwa organiczna jest ścięta i przykryta piaskami i żwirkami korytowymi, przechodzącymi w warstwowane piaski i mady przebite wierceniem, reprezentujące osady składane podczas wezbrań powodziowych w czasie ostatnich 200 lat.

Profil Łukawiec IV położony jest w odległości 0,5 km na wschód od profilu Łukawiec III w podcięciu terasy rędzinnej na wysokości 7,5 m nad poziom rzeki. Składa się on z dwóch oddalonych od siebie o około 30 m odsłoneń (Łukawiec IVA i Łukawiec IVB), w których widoczne są dwa różnowiekowe kompleksy osadów. Starszy kompleks jest dwudzielny i obejmuje aluwia środkowego i górnego plenivistulianu, natomiast młodszy kompleks jest holocenijski.

Kompleks dolny tworzą dwa różnowiekowe ogniwa mułkowo-organiczne rozdzielone osadami mineralnymi. Najstarsze są, leżące na żwirach w odkrywce Łukawiec IVA na wysokości 1,20–1,60 m nad poziom rzeki, oglejone, niebieskostatowe mułki ilaste. Są one oddzielone brukiem żwirowym od dolnego ogniwa mułków z substancją organiczną, sięgającego do wysokości



Ryc. 20. Zestawienie datowanych C-14 i TL profili osadów vistuliańskich w Łukawcu na prawym brzegu Wisłoka (północne obrzeżenie Rynny Podkarpackiej). Położenie stanowisk – ryc. 16B. We wszystkich profilach kopalny cokół erozyjny terasy rędzinnej (IV) tworzą zwężłe warstwy osadów interpleniglacjalnych. Objasnienia znaków – ryc. 3B.

Specification of radiocarbon and TL dated outcrops of the Vistulian sediments in Lukawiec on the right bank of Wislok river (northern margin of the Sub-Carpathian Trough). Location of profiles – Fig. 16B. In all profiles erosional socle of the rendzina terrace (IV) is built of the compact layer of the Interpleniglacial deposits. Explanation of signs – Fig. 3B.

2,2 m nad koryto (ryc. 20). Mułki te ze względu na wypełnienie kopalnego obniżenia mają bardzo ograniczony zasięg i nie występują w odsłonięciu Łukawiec IVB. Są one silnie zaburzone w stropie i przykryte brązowo-żółtymi warstwowanymi piaskami i pyłami ze śladami substancji organicznej, przechodzącymi w brunatnoszare mułki z substancją organiczną, której ilość rośnie ku stropowi. Tworzą one zmiennej miąższości (1,0–0,7 m) górne ogniwo mułków organicznych podścielone w odkrywcę Łukawiec IVB piaskami i żwirkami sięgającymi 3 m nad poziom rzeki. Piaszczyste odsypy są przekątnie warstwowane i znaczą przepływ korytowy, ku stropowi zamierający. Mułek organiczny jest silnie zaburzony w stropie pogrążami i bryłkami materiału piaszczysto-żwirowego, z zachowaną strukturą warstwową, świadcząca o raptownym deponowaniu przemarzniętych brył osadu (Mycielska-Dowgiałło 1998). Jest on ścięty na wysokości 3,70 m nad korytem i przykryty brukiem żwirowym. Na nim leżą na przemian warstwowane mułki i piaski pozakorytowe o cechach rytmu, w dolnej części przecięte klinem mrozowym, sięgającym do gleby kopalnej. Utwory te są ścięte kolejną powierzchnią erozyjną na wysokości 4,8 m i przykryte piaskami, mułkami i warstwą zbrylonego łu organicznego o grubości 0,3 m. Ł organiczny jest zwężły, ciemnobrunatny i przykryty przez ilaste mady powodziowe składane w obniżeniu popowodziowym lub starorzeczu.

Datowanie radiowęglowe frakcji kwasów huminowych (NaOH-SOL) pochodzących z próchnicy dolnego (spągowego) ogniwa mułków organicznych dało wiek $28\ 690 \pm 995$ lat BP (Gd-15496), natomiast dla frakcji humin (RES) $26\ 230 \pm 610$ lat BP (Gd-15500). Wyniki datowań tego poziomu wydają się bardzo zaniżone, jeśli 2 metry wyżej leżąca młodsza warstwa mułkowo-organiczna otrzymała podobny wiek radiowęglowy wynoszący $29\ 620 \pm 1380$ lat BP (Gd-15498) i prawie identyczny jak w profilu Łukawiec III, wskazując na akumulację podczas interstadiału denekamp. Wiek dolnego ogniwa mułków organicznych powinien być podobny jak w profilu Łukawiec I, tzn. starszy niż 38 ka BP. Zmiana sedymentacji z osadów organicznych na rytmicznie warstwowane piaski i mułki ze szczelinami mrozowymi jest wyrazem znacz-

nego zaostżenia warunków klimatycznych podczas górnego plenivistulianu. Składanie tego ogniwa poprzedziła faza erozji, która miała miejsce po około 30 ka BP.

Datowanie młodszego kompleksu osadów potwierdziło jego holoceniński wiek. Próba ze spągu łu organicznego z głębokości 2,9–3,0 m zawierała liczne ziarna pyłku drzew sosny (*Pinus*), brzozy (*Betula*), w tym typ *Betula nana* oraz pojedyncze ziarna pyłku leszczyny (*Ulmus*) i olszy (*Alnus*). Z zielnych przeważały trawy (*Gramineae*) i turzyce (*Cyperaceae*). Taki skład roślinności wskazuje zdaniem K. Szczepanka na schyłek późnego vistulianu – początek holocenu. Potwierdza to datowanie radiowęglowe, które określiło wiek spągowej warstwy torfu (data niekalibrowana) na $10\ 150 \pm 140$ lat BP (Gd-15380), odpowiadające początkowi holocenu. Zatem piaski i żwiry korytowe pod osadami organicznymi, ścinające aluwia młodopleniglacjałne, reprezentują schyłek późnego vistulianu (młodszy dryas?). Zalegająca nad łuami organicznymi pokrywa mad ilastych o miąższości 2,7 m, w dolnej części reprezentuje zapewne eoholocen.

Profil Łukawiec V położony jest w obrębie niewielkiego płata piaszczystego na wysokości 8,5 m nad koryto, przykrytego od strony Wisłoka cienką pokrywą mad holoceniłskich. W obrębie tego płata w odległości około 250 m od koryta Wisłoka piaski tworzą 1–2-metrowej wysokości zwymiony pagórek (193,5 m n.p.m.). Budowa tego kopalnego fragmentu równiny młodopleniglacjałnej została rozpoznana w 2002 roku dzięki wykonanym tutaj głębokim wkopom pod nielegalny łmietnik. Powstałe wówczas stosunkowo duże odsłonięcie, pogłębiłone dodatkowymi szurfami daje dobry wgląd w sedymentację 2–3 poziomów interstadialnych osadów organicznych przykrytych 4–5-metrową pokrywą piasków reprezentujących maksimum górnego plenivistulianu (ryc. 20). Na żwirach, na wysokości 1,60–2,30 m nad poziom rzeki, leży szarobrunatny mułek piaszczysty organiczny ze żwirkami, ku stropowi bardziej zwarty szarosiwy, z pojedynczymi żwirami i niewielką zawartością rozproszonej substancji organicznej. Warstwa ta odpowiada dolnemu ogniwu mułków z substancją organiczną w profilu Łukawiec IV. Od górnego poziomu organicznego leżącego na wysokości 2,70–3,20 m jest oddzielony warstwą piasku z brukiem żwirowym. Poziom ten rozwinięty jest jako szarobrazowe mułki organiczne albo mułki gytiovate z soczewkami torfu wypełniającego płytkie jezioro starorzeczne. Warstwa ta ma zmienną miąższość od 0,6 do 0,2 m i jest miejscami bardzo silnie zaburzona strukturami pogrązowymi i inwolucjami (fot. 3). Część z tych struktur przypomina cryoturbałcje opisywane w vistuliańskich osadach peryglacjałnych (Vandenbergh, Broek 1982). Występujące powyżej poziomu organicznego warstwowane

piaski mułkowate są również objęte przez inwolucje i przechodzą w siwoniebieskie, pogrążnięte mułki tworzące glebę tundrową. Jest ona ścięta powierzchnią erozyjną na wysokości 4,3 m nad poziom koryta. Pobrana ze spągu warstwy organicznej próba zawierała słabo rozłożone szczątki roślin z licznymi ziarnami pyłku, głównie drzew (70% od sumy pyłku drzew, krzewów i zielnych z wyłączeniem pyłków z lokalnym rozprzestrzenieniem): sosny (*Pinus undiff.* – 53%), brzozy (*Betula* – 7,5%), limby (*Pinus cembra*), wierzby (*Salix*) i modrzewia (*Larix*). Wśród roślin zielnych zajmujących suche siedliska dominuje pyłek traw (*Poaceae* – 20%) oraz bylica (*Artemisia*). Znaczny jest udział turzyc (*Cyperaceae* – 30%), związany z zatorfieniem podmokłej równiny, którego pyłek zaliczony do lokalnego nie wchodzi do sumy roślin zielnych w obliczaniu AP/NAP. Według N. Kalinowicz (Gębica, Kalinowicz 2003) takie spektrum pyłkowe odpowiada leśno-stepowym zbiorowiskom, dla których typowym wskaźnikiem stepu jest *Ephedra fragilis*. Datowanie analizowanej próby mułku, z głębokości 5,50 m, dało wiek $28\,980 \pm 1040$ lat BP (Gd-15466), a więc taki sam jak w profilu Łukawiec IVB i Łukawiec III odpowiadający interstadialowi denekamp. Natomiast próba stropowa z głębokości 5,40 m zawierała niewielką ilość silnie skorodowanego pyłku, stanowiącego 38% wszystkich obliczonych ziaren. W składzie spektrum pyłkowego przeważają rośliny zielne (46%) i turzycy, których jest dwa razy więcej niż w próbie spągowej, z niewielkim udziałem drzew, głównie sosny (*Pinus undiff.*). Odpowiada to otwartemu krajobrazowi ze znacznym udziałem traw oraz niewielkich płatów lasu sosnowego z płytkimi oczkami wodnymi zarośniętymi turzycami. Datowanie radiowęglowe określiło wiek analizowanej próby mułku na $>25\,300$ lat BP (Gd-18185). Skład spektrum pyłkowego oraz daty radiowęglowe są zbliżone do profilu w Łążku analizowanego przez K. Mmakową (1968).

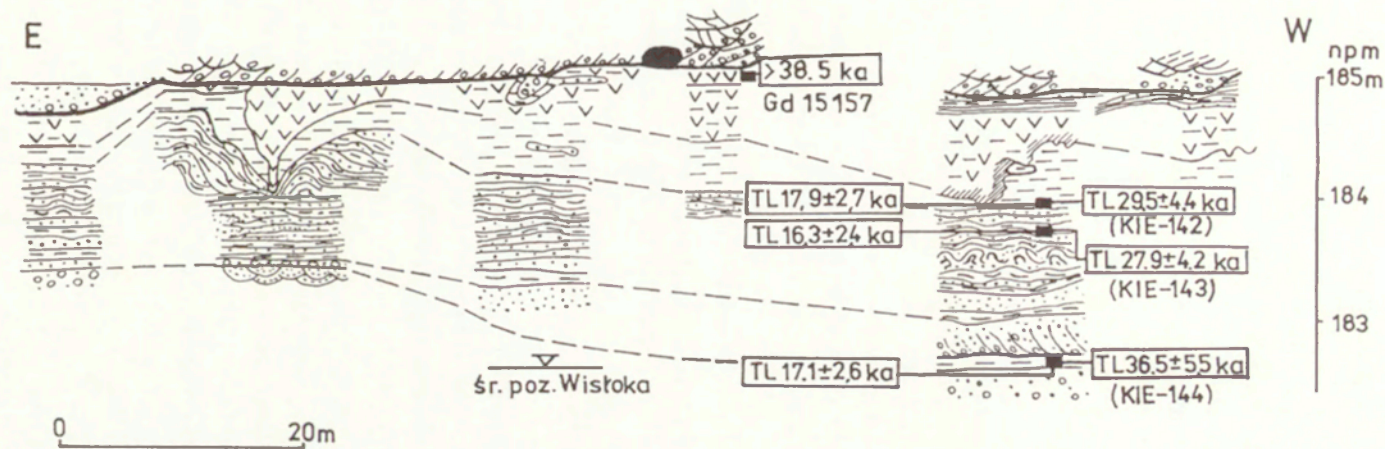
W warstwie osadów organicznych mamy zatem zapis wyraźnej zmiany warunków akumulacji, czego wyrazem jest nagły wzrost, w próbie stropowej, roślin charakterystycznych dla zbiorowisk otwartych, sygnalizujący schyłek interstadialnego ocieplenia, wynikający ze wzrostu suchości i ochłodzenia klimatu. Towarzyszy temu zmiana sedymentacji z osadów organicznych na piaski pylaste i mułki ze śladami pedogenezy składane w środowisku podmokłej tundry, nie pokrytej roślinnością. Ścięcie gleby tundrowej i akumulacja 4–5-metrowej pokrywy piaszczystej miała miejsce w górnym plenivistulianie (po około 25 ka BP). Początkowo przeważała depozycja piaszczystych facji korytowych i pozakorytowych rzeki roztokowej rozwiniętych w dolnym członie sekwencji. W nim występują pojedyncze wąskie szczeliny kontrakcyjne, przecinające piaski łącznie z glebą tundrową. Górny człon sekwencji

o miąższości 2 m oddzielony jest od dolnego wyraźną powierzchnią erozyjną z brukiem żwirkowym (fot. 4). Reprezentuje on pozakorytowe poziomo warstwowane piaski mające cechy rytmu składanego w warunkach płytkich zalewów warstwowych (McKee i in. 1967), związanych z krótkotrwałymi epizodami powodziowymi w schyłkowej fazie górnego plenivistulianu. Nie jest wykluczone również, że podobnie jak na innych stanowiskach (Czarna-Podbór, Dąbrówki) osady te reprezentują eoliczne piaski pokrywowe. W stropie górnego członu na piaskach rozwinęła się gleba bielicowa przykryta przez mady holocenijskie.

Stanowisko Łukawiec I

Na prawym brzegu Wisłoka w terasie o wysokości 7 m został odkryty profil osadów, którego wstępny opis i datowanie radiowęglowe warstwy organicznej pochodzi z roku 2002 (Gębica i in. 2002). W ostatnim czasie w oparciu o zrobione 4 dodatkowe szurfy uzupełniono opis odsłonięcia na długości 100 m, szczególnie o warstwy spągowe odsłonięte przy niskich stanach wody oraz wykonano analizy wieku TL. W odkrywcę widoczne są dwa różnowiekowe człony osadów (ryc. 21). W dolnym członie sięgającym 2,5 m nad poziom średniej wody, zaznacza się przejście od osadów korytowych (piaski ze żwirkami przekątnie warstwowane) do pozakorytowych reprezentujących subfacje wałów brzegowych (?) (mulki i piaski laminowane o charakterze rytmu) oraz wypełnień starorzeczy lub zbiornika termokrasowego (mulki ilaste siwoniebieskie i osady organiczne o miąższości 0,6 m).

W stropie warstwy organicznej występują pogrążone bryłki i pakiety materiału piaszczysto-żwirowego z zachowaną strukturą warstwową, świadczące o raptownym deponowaniu przemarzniętych całych fragmentów osadu. Również na styku warstwy organicznej i utworów podścielających powstały liczne zaburzenia sedymentacyjne typu pogrążeń i inwolucji. Stwierdzono również w utworach rytmicznie warstwowanych występowanie klina mrozonego o wysokości 0,8 m, znacznie poszerzonego w górnej części i wypełnionego wyżej zalegającym materiałem organicznym (fot. 5). W pobliżu klina warstwy mulków i piasków wykazywały ugięcie i podniesienie warstw ku górze, charakterystyczne dla form aktywnych mrozowo w warunkach perylacjalnych (Jahn 1977). W miejscu, gdzie strop mulków organicznych nie został zerodowany zachował się cienki pakiet (0,2 m) drobnolaminowanych mulków ilastych i piasków. W profilu datowano metodą radiowęglową jedną próbę ze stropu mulków torfiastych na wysokości 2,2–2,3 m nad poziom wody w korycie uzyskując wiek >38 500 lat BP (Gd-15157) (Gębica i in. 2002).



Ryc. 21. Szczegóły budowy kopalnego cokołu erozyjnego poziomu IV utworzonego z osadów środkowego plenivistulianu w odsłonięciu nad Wisłokiem (Łukawiec I). Pozostałe objaśnienia – ryc. 3B

Detailed cross-section showing structure and radiocarbon and TL ages of the Interpleniglacial alluvial fill in profile Łukawiec I. Additional explanation – Fig. 3B.

Osady organiczne są ścięte i przykryte w stropie pokrywą aluwiiów holoceńskich o miąższości 5 m, związaną z rozwijającym się dawniej korytem Wisłoka, którego ślad znaczy starorzecze. Składają się na nią głównie piaski ze żwirami i tocząciami mułkowymi (osady korytowe) oraz leżące na nich przekątnie warstwowane piaski z wkładkami mułków piaszczystych (osady odsypów meandrowych) i mady w stropie. Z Łukawca pochodzi jeszcze jedna data radiowęglowa z torfów pobranych przez L. Starkla z ławicy tworzącej próg w korycie Wisłoka i odsłoniętej w prawym brzegu rzeki (Starkel 1980). Obecnie trudno określić miejsce poboru próby datowanej na $43\ 900 \pm 2100$ lat BP (Hv-6388) wskazując na serię interstadialną starszej części środkowego plenivistulianu.

Wyniki analizy pyłkowej wskazują na wysokie wartości pyłku roślin zielnych (NAP), zwłaszcza turzycowatych (*Cyperaceae*) i traw (*Poaceae*). Drzewa najliczniej reprezentowane są przez sosnę zwyczajną (*Pinus sylvestris*) i limbę (*Pinus cembra*) i tylko w stropowej próbie osiągają blisko 25% ogólnej sumy ziaren pyłku, w pozostałych próbach wahają się od 10% do 20% (Gębica i in. 2002). Z krzewów oznaczone zostały stosunkowo liczne ziarna pyłku brzozy karłowatej (*Betula nana*), nieliczne ziarna pyłku wierzby (*Salix*) i sporadyczne olszy zielonej (*Alnus viridis*) oraz liczne kolonie glonów z rodzaju *Pediastrum*, które wskazują na przynajmniej okresowe występowanie płytkich zbiorników wodnych. Wyniki te pozwalają stwierdzić, że w krajobrazie przeważały otwarte zbiorowiska roślinności zielnej siedlisk wilgotnych i podmokłych. Oprócz zbiorowisk turzycowo-trawiastych istniały zapewne i inne, w których rosły krzewy brzozy karłowatej, olszy zielonej, wierzb i mchy brunatne oraz inne rośliny suchych zbiorowisk nieleśnych o charakterze stepotundry (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Helianthemum*). Występowanie drzew ograniczało się prawdopodobnie do samej doliny Wisłoka.

Z profilu tego pochodzą nowe, dotychczas nie publikowane wyniki datowań TL wykonane przez laboratorium kieleckie i gdańskie dla tych samych pobranych z odsłonięcia i wcześniej zakodowanych prób. Położenie datowanych prób zaznaczono na rycinie 21, po prawej stronie profilu podano wyniki laboratorium kieleckiego, po lewej laboratorium gdańskiego. Datowania dla ogniwa piaszczysto-mułkowego podścielającego osady organiczne, wykonane przez laboratorium kieleckie, wykazały następujący wiek: $36,5 \pm 5,5$ ka BP (KIE-144) (wkładka mułków pod piaskami na wysokości 0,2 m nad poziomem wody), $27,9 \pm 4,2$ ka BP (KIE-143) (mułki i piaski rytmicznie laminowane na wysokości 1,25 m) i $29,5 \pm 4,4$ ka BP (KIE-142) (mułki ilaste siwe pod osadami organicznymi na wysokości 1,60 m nad poziomem wody). Wyniki analiz zawierają się w interwale 36–30 ka BP, a więc

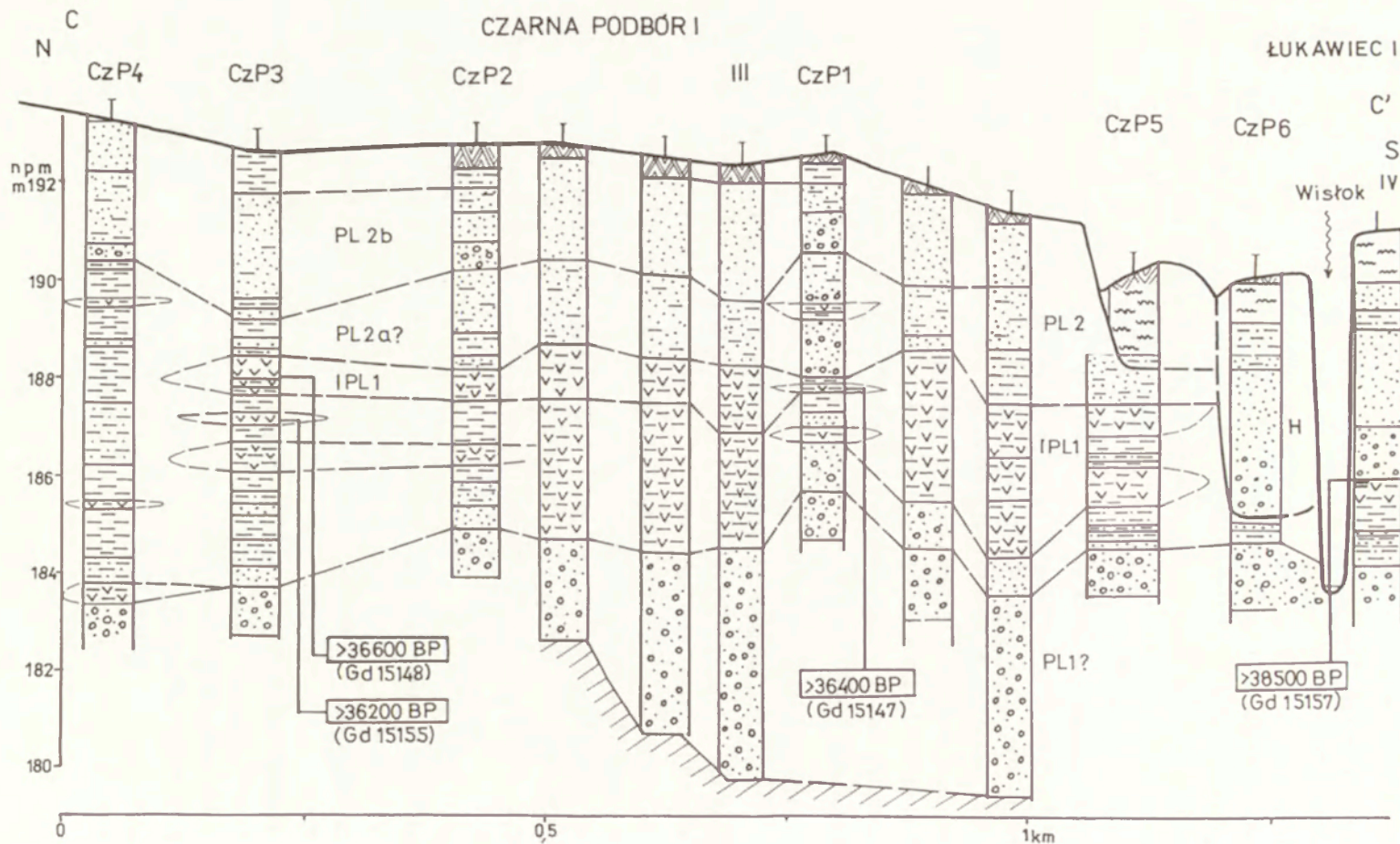
w młodszej części środkowego plenivistulianu i są nieco zaniżone w stosunku do daty C-14 ($>38,5$ ka BP). Biorąc pod uwagę pozycję stratygraficzną badanych prób, odpowiadającą dolnemu poziomowi organicznemu w profilach Łukawiec IV i V oraz wyżej cytowane daty radiowęglowe, wiek osadów powinien sięgać co najmniej 40 ka BP. Analizy wykonane przez laboratorium gdańskie wykazały prawie dwukrotne w stosunku do laboratorium kieleckiego zaniżenie wieku TL tych samych prób. Pomimo nieznacznych różnic w otrzymanym dla nich wieku TL $17,1 \pm 2,6$ ka BP (GW-319) (spąg ogniwa), $16,3 \pm 2,4$ ka BP (GW-317) (środek) i $17,9 \pm 2,7$ ka BP (GW-318) (strop) próby należy traktować jako jednowiekowe i wskazujące na sedymentację podczas maksimum pleniglacjału vistulianu. Z punktu widzenia stratygraficznego wyniki tych ostatnich datowań są bardzo zaniżone i trudne do przyjęcia. Problemem pozostaje dlaczego w obu badanych seriach prób wieki TL osadu są zaniżone? A może uzyskana dotychczas z tego profilu jedna data C-14 jest postarzona? Wymaga to dalszych badań i testowania metod chromatycznych, a szczególnie datowań odsłoniętych warstw osadów reprezentujących ten sam poziom stratygraficzny.

Stanowisko Czarna-Podbór I

Około 0,5 km na NNE od profilu w Łukawcu I, na skraju lasu przysiółka Czarna-Podbór występuje kilka czynnych piaskowni, położonych na równinie terasy vistuliańskiej o wysokości 8–10 m nad poziom koryta i maksymalnej szerokości do 1,5 km (ryc. 16B). Od równiny zalewowej Wisłoka ograniczają ją wyraźna krawędź starorzecza o wysokości do 2 m. Powierzchnia terasy jest lekko falista, miejscami występują płaskie nabrzemia zbudowane z eolicznych piasków pokrywowych i obniżenia o deniwelacjach nie przekraczających 2 m. Nieco wyżej występują podłużne wały wydmowe o wysokości 5–10 m. Na zachód od piaskowni terasa rozcięta jest dolinką niewielkiego potoku, którego dno wyścielają gliny powodziowe. Wgląd w budowę terasy vistuliańskiej umożliwiła piaskownia, której właścicielem jest Kazimierz Jeziorek z Medyni Łańcuckiej. W czasie eksploatacji piasku i żwiru poniżej zwierciadła wód gruntowych, z głębokości około 5 m wydobyto mułki z substancją organiczną. Wstępny opis ogniwi osadów uzyskano na podstawie trzech wierceń, natomiast trzy daty radiowęglowe pochodzą z wcześniejszej publikacji (Gębica i in. 2002). Natomiast bardziej szczegółowe rozpoznanie budowy terasy dały 23 wiercenia archiwalne dokumentujące złożę piasków na powierzchni $0,25 \text{ km}^2$ oraz 3 dodatkowe wiercenia geologiczne wiertnią „Geomeres”, w trakcie których pobrano próby do analiz granulometrycznych, analizy pyłkowej i oznaczenia wieku metodą C-14.

CZARNA PODBÓR I

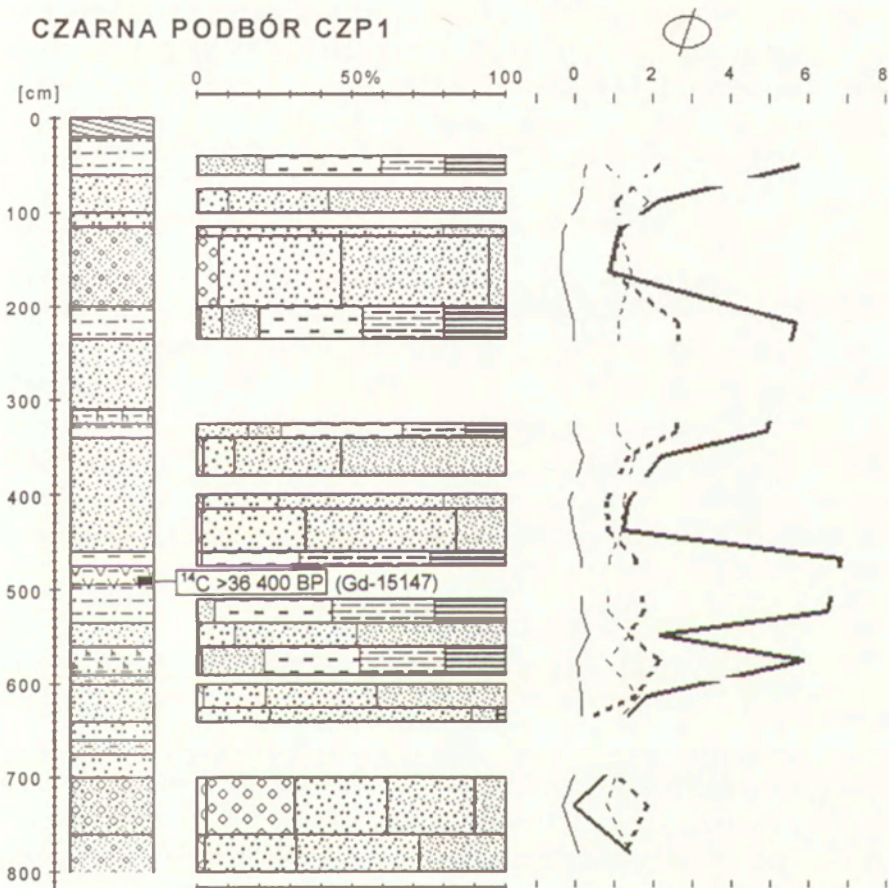
ŁUKAWIEC I



Ryc. 22. Budowa i wiek terasy piaszczystej (poziom III) w Czarnej-Podbór I. Lokalizacja przekroju – ryc. 16B. Zwraca uwagę miąższa seria osadów organiczno-mineralnych ze środkowego wistulianu wypełniająca kopalne obniżenia wycięte w pokrywie żwirowej. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3B.

Structure and age of the sandy terrace (level III) in Czarna-Podbór I. Location of cross-section – Fig. 16B. Pay attention to thick alluvial overbank deposits fills paleochannels (?) cut in gravels cover. Additional explanation – Fig. 3B.

W budowie terasy wydzielono od spągu cztery podstawowe ogniwa osadów (ryc. 22). Na łąkach miocénskich na głębokości 10–13 m zalega pokrywa żwirowo-piaszczysta o miąższości 2–5 m. W stropie tej pokrywy wycięte są szerokie na ponad 200 m kopalne obniżenia (starorzecza ?) wypełnione w spągu piaskami i mułkami piaszczystymi, a wyżej ogniwem mułków ze



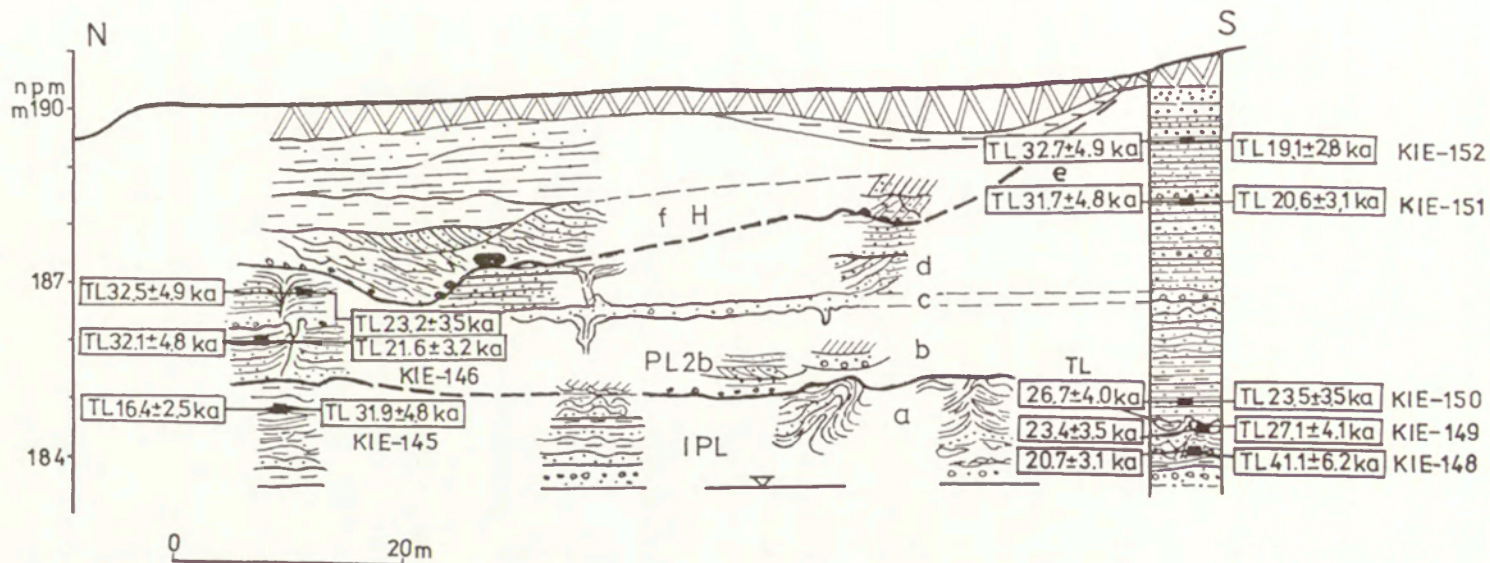
Ryc. 23. Litologia, uziarnienie i wiek osadów terasy piaszczystej (III) w profilu wiercenia Czarna-Podbór I (CzP1). Pozostałe objaśnienia – ryc. 2.

Lithology, granulometry and age of sediments built of sandy terrace (III) in borehole Czarna-Podbór I (CzP1). Additional explanation – Fig. 2.

smugami substancji organicznej i wkładkami torfów o łącznej miąższości 1,5–7 m. W wierceniach CzP2 i CzP3 oddalonych od siebie o 200 m można wyróżnić w obrębie tego ogniwa dwie warstwy organiczne miąższości 0,5–0,8 m przedzielone mułkami i przebite wierceniami na głębokości 4 m i 6 m. W wierceniach CzP1 ogniwo mułkowo–organiczne jest silnie zredukowane, natomiast zaznacza się tutaj przewaga piasków drobno- i średnioziarnistych z drobnymi żwirkami, wśród których występują cienkie wkładki osadów organicznych (ryc. 23). Górne ogniwo organiczne jest ścięte na głębokości 4,1–4,6 m (4,5–5 m nad poziom koryta) i przykryte drobnoziarnistymi piaskami i mułkami. W stropie terasy, na głębokości 2–3 m widoczna jest wyraźna powierzchnia erozyjna, którą znaczą piaski z domieszką żwirów o średnicy 1–3 cm z brukiem w spągu (ryc. 22). Są to osady korytowe włożone w rozcięciu stropowej części terasy. Datowania osadów wykonano w dwóch wybranych profilach wierceń. W profilu Czarna-Podbór 3 wiek górnej warstwy torfu zalegającego na wysokości 4,5 m nad poziom koryta Wisłoka określono na >36 600 lat BP (Gd-15148), natomiast dla wkładki torfowej leżącej 1 m niżej uzyskano datę >36 200 lat BP (Gd-15155). W wierceniach Czarna-Podbór 1 datowana próba mułku organicznego leżąca na wysokości 3,7–3,9 m nad poziom koryta uzyskała wiek >36 400 lat BP (Gd-15144, por. ryc. 22). Wyniki datowań, jak i analizy pojedynczych spektrów pyłkowych są bardzo podobne do pochodzących z profilu Łukawiec I i stanowiska Brzeźnica (Mamakowa, Starkel 1974; Mamakowa i in. 1997). Uzyskane w Czarnej-Podbór daty radiowęglowe mieszczą się w granicach dokładności pomiaru i wskazują ogólnie, że cała seria osadów pozakorytowych z wkładkami torfów, stanowiąca kopalny cokół erozyjny poziomu III jest starsza niż 36 ka BP i prawdopodobnie obejmuje starszą część interpleniglacjału. Natomiast stropowa pokrywa jest młodsza i wyraźnie włożona w rozcięciu mułków interpleniglacjałnych i reprezentuje młodszy pleniglacjał.

Stanowisko Czarna-Podbór II

W odległości około 1,5 km od przekroju w Czarnej-Podbór I i profilu w Łukawcu I, w dół biegu rzeki, opisałem w podcięciu terasy o wysokości 7 m interesujący profil osadów, który rzuca światło na genezę i wiek stropowych ogniw piaszczystej terasy vistuliańskiej o wysokości 8–10 m. Osady te zostały przebite wierceniami w Czarnej-Podbór I. Ponad 100-metrowej długości odsłonięcie o wysokości 6–7 m, daje dobry wgląd w budowę cokołu poziomu III utworzonego z osadów interpleniglacjałnych oraz młodszych pokryw z górnego pleniglacjału, ściętych w stropie do poziomu rędzinnego (ryc. 24).



Ryc. 24. Szczegóły budowy i wiek ogniów pokrywy pleniglacialnej odsłoniętej w poziomie IV na stanowisku w Czarnej-Podbór II. Lokalizacja odkrywki – ryc. 16B. Na przekroju widoczne dwa różnowiekowe ogniwa osadów pleniglacialnych, starsze ogniwo (mułki i piaski laminowane) datowane TL na 41–31 ka BP oraz młodsze włożenie piaszczyste z datami TL od 23 do 19 ka BP. Pokrywa jest rozcięta w stropie starorzeczem holocেনским. Objasnienia znaków ryc. 3B.

Detailed structure and age of the Plenivistulian sediments in outcrop Czarna-Podbór II. Location of profile – Fig. 16B. On the section visible two sequences of the Plenivistulian deposits. Older member (laminated muds) is dated TL to 41–31 ka BP and younger infill (sands) is dated to 23–19 ka BP. In the uppermost part the Neoholocene oxbow-lake fills and madas. Additional explanation – Fig. 3B.

W odkrywce wyróżniono następujące ogniwa osadów (opis od poziomu koryta, ryc. 24):

a) Mułki ilaste przewarstwiane piaskami, tworzące zwięzłą ławicę sięgającą do wysokości 1,8 m nad poziom wody, w północnej części odkrywki i zaburzona licznymi inwolucjami w kształcie fałdów i diapirów o wysokości dochodzącej do 1 m. W południowej części odkrywki zaznacza się w stropie nieciągła warstwa siwoniebieskich pogrzęźniętych mułków podobnych do gleby pseudoglejowej. Jest ona zaburzona piaszczysto-żwirkowymi pogrązami genezy spływowej? (fot. 6). Nierówny strop warstwy znaczy powierzchnia erozyjna obniżająca się z biegiem rzeki do 1,3 m nad poziom koryta.

b) Piaski drobno- i średnioziarniste, poziomo warstwowane, o miąższości 1–2 m. Miejscami ponad spągowym ogniwem laminowanych piasków zaznaczone drobne wypełnienia małych koryt w postaci przekątnie warstwowanych piasków ze żwirkami w spągu. Górna część ogniwa jest przecięta klinowatymi, wąskimi szczelinami o wysokości do 1 m wypełnionymi piaskami. Warstwy w pobliżu klina wykazują wyraźne ugięcie ku górze, a w stropowej części sięgającej do warstwy *c* są zafałdowane,

c) Piaski średnio- i gruboziarniste mułkowate występują w warstwie o miąższości 0,2 m zaburzonej drobnymi inwolucjami, ze żwirkami o średnicy do 1 cm tworzącymi poziom bruku przykrywającego szczeliny mrozo-we (około 3 m nad poziom koryta),

d) Piaski pylaste i mułki piaszczyste poziomo warstwowane oraz piaszczyste, przekątnie warstwowane wypełnienia płytkich koryt roztokowych. W ogniwie około 3-metrowej miąższości, w dolnej jego części zaznaczone są szczeliny żył gruntowych wypełnionych piaskiem sięgających do warstwy *c*. Strop warstwy bardzo nierówny, ścięty erozyjnie osadami glifu krewasowego przykrytego madami,

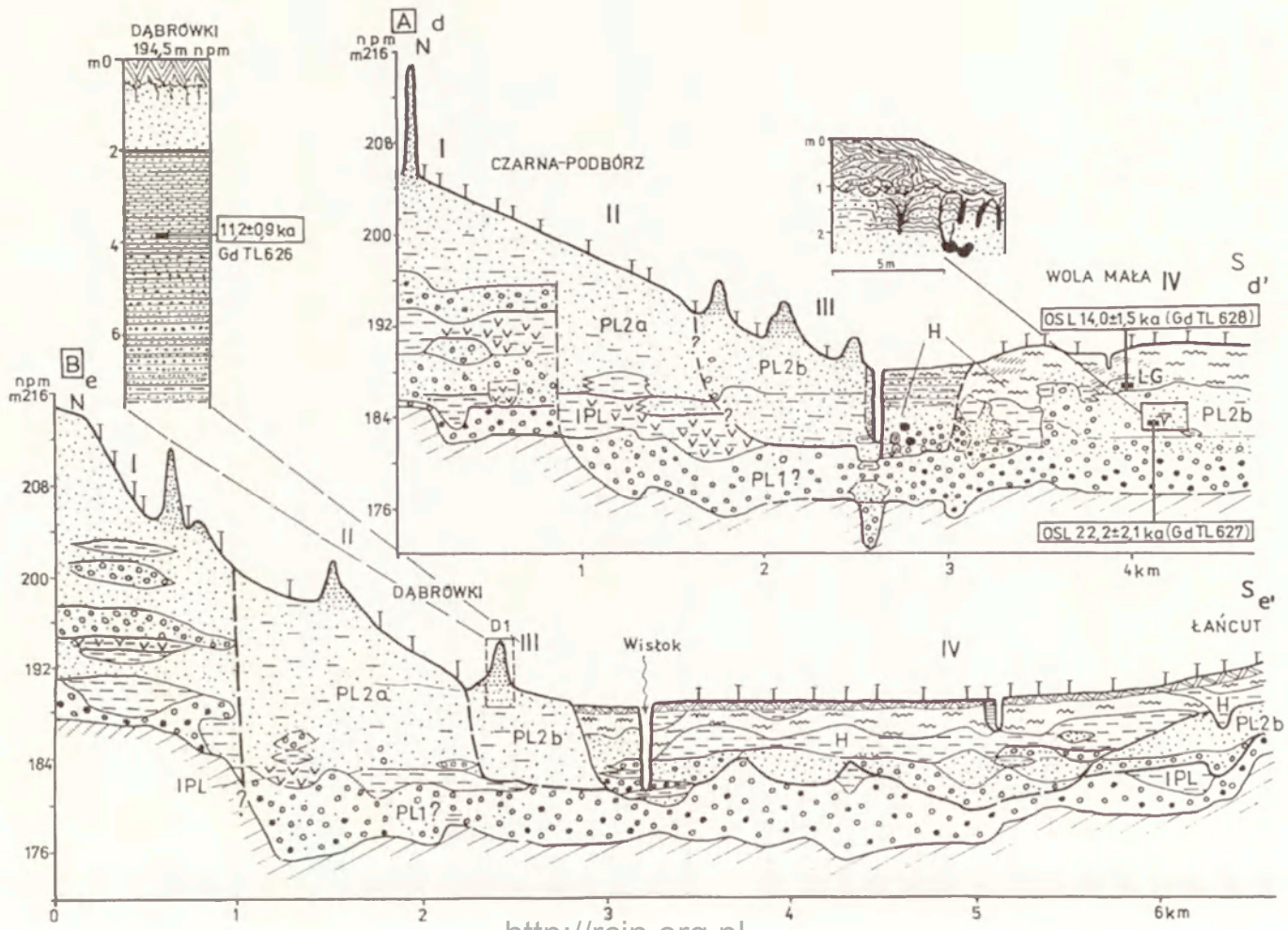
e) Piaski pokrywowe o miąższości 1,7 m, drobno- i średnioziarniste poziomo warstwowane z laminami żwirków, wykazujące znaczny stopień obtoczenia spowodowanego przez procesy eoliczne,

f) Starorzecze z osadami glifu krewasowego, w spągu liczne toczne mułkowe i piaski oraz mułki przekątnie warstwowane przykryte mułkami ilastymi i madami w stropie.

Warstwa *a* jak wynika z analizy odkrywki wypełnia kopalne rozcięcia korytowe (starorzecza ?) wycięte w pokrywie żwirowej, której miąższość według wierceń archiwalnych, wynosi 4–6 m. Porównując na przekroju pionowy zasięg ogniwa mułkowego w odkrywce z analogicznym, jak się wydaje, wiekowo ogniwem mułkowo-organicznym, przebitym wierceniami na stano-

wisku Czarna-Podbór I (ryc. 22) w pobliżu żwirowni, dochodzimy do wniosku, że różnica wysokości zalegania stropu tego ogniwa wynosząca 5 m jest wynikiem rozcięcia serii interpleniglacialnej, podczas której erozja sięgnęła co najmniej do poziomu zwięzłych mułków (warstwa *a*) w odkrywce. Znacznie później nastąpiła akumulacja młodszej serii osadowej. Znaczą ją kolejno opisane w odkrywce piaski fluwialne deponowane w facji płytkich koryt roztokowych oraz osadów pozakorytowych rozciętych syngenetycznymi strukturami żył lodowych powstających w warunkach narastania zmarzliny (warstwa *b*), oddzielone od wyższego ogniwa piaszczysto-mułkowego poziomem piaszczysto-żwirkowym z brukiem w stropie (warstwa *c*). Powyżej tego poziomu zaznaczają się akumulowane na równinie piaski i mułki pozakorytowe i przekątnie warstwowane piaski płytkich koryt roztokowych, ze strukturami syngenetycznych żył gruntowych wykazujących ugięcie warstw w dół, związane z osiadaniem gruntu podczas degradacji zmarzliny (warstwa *d*). Powyżej ogniwa *d* zalegają eoliczne piaski pokrywowe (warstwa *e*), których struktura w górnej części jest zatarta przez procesy glebowe.

Datowanie osadów metodą TL przeprowadzono w dwóch równoległych profilach, z których pobrano łącznie 8 prób. W celu porównania otrzymanych wyników, analizę wieku TL wykonano w dwóch laboratoriach: gdańskim i kieleckim, dla tych samych uprzednio zakodowanych prób. Położenie datowanych prób zaznaczono na rycinie 24. Z lewej strony profilów podano wyniki uzyskane w laboratorium gdańskim. Pierwsza seria prób datowana w laboratorium gdańskim wykazała w obydwu profilach odwróconą kolejność (inwersję) wieku. Dla mułków interpleniglacialnych (ogniwo *a*) wyniki datowań zawierają się od $20,7 \pm 3,1$ ka BP (GW-323) (spąg) do $23,4 \pm 3,5$ ka BP (GW-324) (strop) i $16,4 \pm 2,5$ ka BP (GW-320) (strop ogniwa *a* z lewego profilu). Dla młodszych stratygraficznie ogniw uzyskano starsze wskaźniki wieku oscylujące między $26,7 \pm 4,1$ ka BP (GW-325) (spąg ogniwa *b*), a $32,7 \pm 4,9$ ka BP (GW-327) (strop ogniwa *d*). Dla pozostałych trzech prób uzyskano niemal identyczne wyniki datowań (w granicach 32 ka BP). Natomiast wskaźniki wieku TL uzyskane dla tych samych prób przez laboratorium kieleckie wykazują z wyjątkiem jednej próby normalną sekwencję chronologiczną. Zawierają się one między $41,1 \pm 6,2$ ka BP (KIE-148) (spąg ogniwa *a*) a $31,9 \pm 4,8$ ka BP (KIE-145) (strop ogniwa *a*). Dla pokrywy piasków leżących na mułkach otrzymane wskaźniki wieku są młodsze i oscylują między $23,5 \pm 3,5$ ka BP (KIE-150) (spąg ogniwa *b*), a $19,1 \pm 2,8$ ka BP (KIE-152) (strop ogniwa *d*). Wyniki datowań tej ostatniej serii dobrze oddają wiek całej opisanej pokrywy i jej poszczególnych ogniw. Potwierdzają interpleniglacialny wiek ogniwa mułkowego akumulowanego między 41 a 32 ka BP.



Natomiast najmłodsze ogniwo oglejonych mułków z oznakami pedogenezy leżące na ściętej erozyjnie warstwie *a* uzyskały wiek $27,1 \pm 4,1$ ka BP (KIE-149) ka BP, co jest zgodne ogólnie z wynikami datowań TL ogniwa mułkowo-piaszczystego zalegającego pod warstwą organiczną w profilu Łukawiec I. Biorąc pod uwagę schemat stratygraficzny vistulianu, odpowiada to generalnie środkowo-górnej części środkowego plenivistulianu i potwierdza wyniki otrzymane na stanowisku w Czarnej-Podbór I. Datowania TL potwierdzają istnienie dwóch różnowiekowych sekwencji osadów oraz to, że w rozcięciu osadów interpleniglacialnych jest włożona pokrywa piasków z górnego plenivistulianu datowana od 23,5 ka BP do 19 ka BP. W samym stropie pokrywy vistuliańskiej zaznaczona jest nierówna powierzchnia erozyjna związana z rozcięciem korytowym sięgającym maksymalnie do głębokości 3,5 m, wypełnianym początkowo wysokoenergetycznymi osadami glifu krewasowego a następnie pozakorytową facją mułkowo-ilastą w stropie (warstwa *f*). Datowanie radiowęglowe fragmentów drewniek pochodzących ze spagowej części glifu krewasowego dało wynik 5430 ± 110 lat BP (Gd-12403), co oznacza młodoolantycki wiek wypełnienia starorzecza i równocześnie wskazuje, że w tym czasie Wisłok płynął północną rynną doliną.

Stanowisko Wola Mała

Wstępny opis profilu i wyniki datowań OSL zostały podane w 2002 roku (Gębica i in. 2002). Obecnie profil został uzupełniony o opis struktur sedymentacyjnych i wyniki składu granulometrycznego. Dzięki dokumentacji 30 wierceń hydrogeologicznych uzupełnionych obserwacjami odsłoneń zestawiono przekrój, na którym omawiane stanowisko zostało pokazane na tle

Ryc. 25. Przekroje geologiczne dna doliny Wisłoka na północnym obrzeżeniu Rynny Podkarpackiej. Lokalizacja przekrojów – ryc. 16B. Objasnienia znaków – ryc. 3.

A. Na linii Czarna-Podbór–Wola Mała. W rozcięciu osadów interpleniglacialnych poziomu II została włożona pokrywa z młodszego pleniglacialu budująca poziom III, która odsłania się pod madami holocenijskimi w Woli Małej.

B. Na linii Dąbrówki–Łańcut. Zwymdione poziomy piaszczyste (II i III) podobnie jak w Czarnej-Podbór budują dwie oddzielne pokrywy vistuliańskie. Na cokole erozyjnym wychyłym w łożach miocenijskich spoczywa mięjsza pokrywa terasowa (poziom I) pochodząca prawdopodobnie z okresu zlodowacenia warty.

Geological cross-sections of the Wisłok valley at the northern margin of the Sub-Carpathian Trough. Location of profiles – Fig. 16B. Explanation of signs – Fig. 3B.

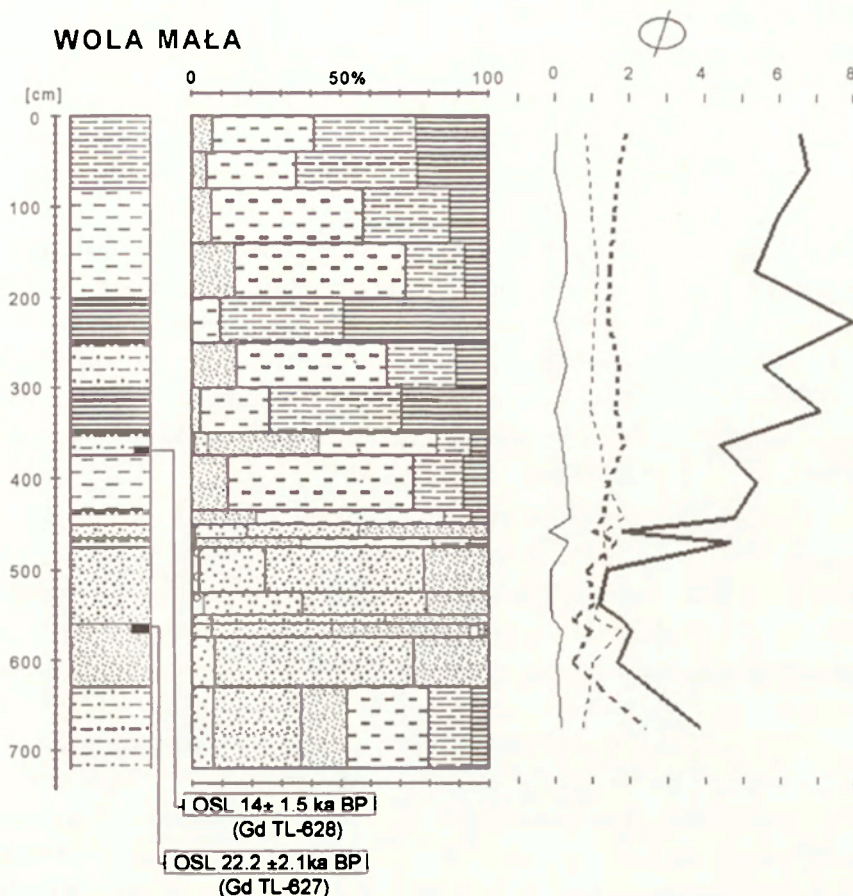
A. On the line Czarna-Podbór–Wola Mała. In the dissection of the terrace II the Younger Pleniglacial alluvial cover built of terrace level III was inserted, which is outcropping in Wola Mała under Holocene alluvial loams.

B. On the line Dąbrówki–Łańcut. Duned sandy terraces II and III alike in Czarna-Podbór built two separated Vistulian alluvial covers. Terrace level I derived from the Wartanian Glaciation? built thick series of alluvial deposits lying on the erosional socle.

budowy i stratygrafii poziomu II i III oraz relacji do holocenijskich pokryw w dnie doliny Wisłoka (ryc. 25A).

W profilu Wola Mała na granicy z Czarną koło Łańcuta na prawym brzegu wygiętego ku południowi dużego zakola Wisłoka pod pokrywą mad holocenijskich odsłaniają się warstwy piasków i mułków, których część jest zaburzona (ryc. 25A). Pokrywa holocenijskich utworów pozakorytowych reprezentowana jest przez przewarstwiające się masywne iły ciemnostalowe oraz muły żółtopopielate o łącznej miąższości 3,5 m (ryc. 26). Pod nimi stwierdzono występowanie dwóch różnych ogniów osadów. W dolnym występują poziomo laminowane piaski drobnoziarniste pylaste (osady pozakorytowe) rozcięte dwoma klinami, których dolna część miała tylko 0,6 m, a górna była ścięta i przykryta gruboziarnistym piaskiem ze żwirkami. Są to struktury szczelinowe z wtórnym wypełnieniem mineralnym po klinie lodowym (sand wedges) (Jahn 1977). Klin był wypełniony piaskiem pochodzącym ze ścian. Na kontakcie ze strukturą szczelinową widać system drobnych uskoków zrzurowych, związanych z osiadaniami gruntu podczas wytapiania klina. Leżące jeszcze wyżej piaski pylaste były porozcinane licznymi pionowymi, wąskimi, nieco rozszerzającymi się ku górze szczelinami wypełnionymi mułkiem, których wysokość dochodziła do 1,5 m. Warstewki piasku ograniczające szczeliny były wygięte ku dołowi. W przekroju poprzecznym tworzyły one niewielkich rozmiarów owalne pierścienie przypominające gleby komórkowe. Podobne struktury były opisane z kopalni w Piasecznie jako „*pionowe, ilowe słupy zakończone rozszerzeniami w kształcie kropli*” (Mycielska 1967). Są to inwolucje określane, ze względu na kształt jako „*struktury kropłowe*” (drop soils) lub „*ptasie stopy*” (fot. 7). Powstają one podczas degradacji zmarzliny i znaczą zasięg warstwy czynnej (French 1996; Eissmann 1997). Opisane struktury świadczą o akumulacji osadów w warunkach stale lub sezonowo przemarzniętego gruntu podczas górnego plenivistulianu. Górne ogniwo do wysokości około 3,5–4 m tworzą przekątnie i rynnowo warstwowane cienkie ławice piasków z domieszką żwirków (wypełnienia małych koryt roztokowych). Są one przykryte poziomo warstwowanymi szaropopielatymi mułkami i piaskami o cechach rytmitu (sheet flood), wyżej przechodzącymi w drobnolaminowane mułki popielate (osady przykorytovej równi zalewowej) reprezentującymi osady zalewów powodziowych (fot. 8). W stropowej części warstwy piasków i mułków są nachylone i obsunięte, co może być związane z osiadaniami podłoża w czasie wytapiania lodu gruntowego.

Obydwa wyróżnione człony osadów zostały datowane metodą OSL. Próba pobrana z niezaburzonych piasków pylastych (WM-1), poniżej opisywanych struktur inwolucyjnych na wysokości 2 m nad poziom wody w korycie Wi-



Ryc. 26. Litologia, uziarnienie i wiek OSL aluwii w profilu Wola Mała. Objasnienia – ryc. 2.

Lithology, granulometry and OSL ages of alluvial sediments in Wola Mała. Explanation – Fig. 2.

słoka uzyskała wiek $22,2 \pm 2,1$ ka BP (GdTL-627) potwierdzający jej związek z maksymalną fazą górnego plenivistulianu (Gębica i in. 2002). Pasuje to do daty TL $23,5 \pm 3,5$ ka BP uzyskanej dla spągowej pokrywy piasków, na wysokości 1,5 m nad koryto Wisłoka, na stanowisku w Czarnej-Podbór II. Druga próba (WM-2), pochodząca z mułków laminowanych leżących bezpośrednio pod madami holocenijskimi na wysokości 4 m nad poziom koryta została datowana na $14 \pm 1,5$ ka BP (GdTL-628) i reprezentuje prawdopodobnie schyłek górnego plenivistulianu lub późny vistulian.

Stanowisko Dąbrówki

Na powierzchni poziomu III o wysokości 8–10 m we wsi Dąbrówki udokumentowano występowanie niewielkiego pagórka o łagodnie nachylonych stokach i wydłużonego lekko ku NEE (ryc. 16B). Jego wysokość względna wynosi 4 m (13,5 m nad poziom koryta Wisłoka) i maksymalna szerokość w części środkowej około 200 m. W jego sąsiedztwie występowało kilka mniejszych podobnych form. Na północ w kierunku Rakszawy równina terasy pokryta piaskami podnosi się łagodnie od 191 do 200 m n.p.m. Nagromadzenie większej ilości form wydmowych spotyka się dopiero na poziomie II, mniej więcej od wysokości 195 m n.p.m. Jednak występowanie największych wydm (w tym parabolicznych) o wysokości do kilkunastu metrów związane jest z poziomem 20-metrowej terasy pochodzącej prawdopodobnie ze zlodowacenia warty.

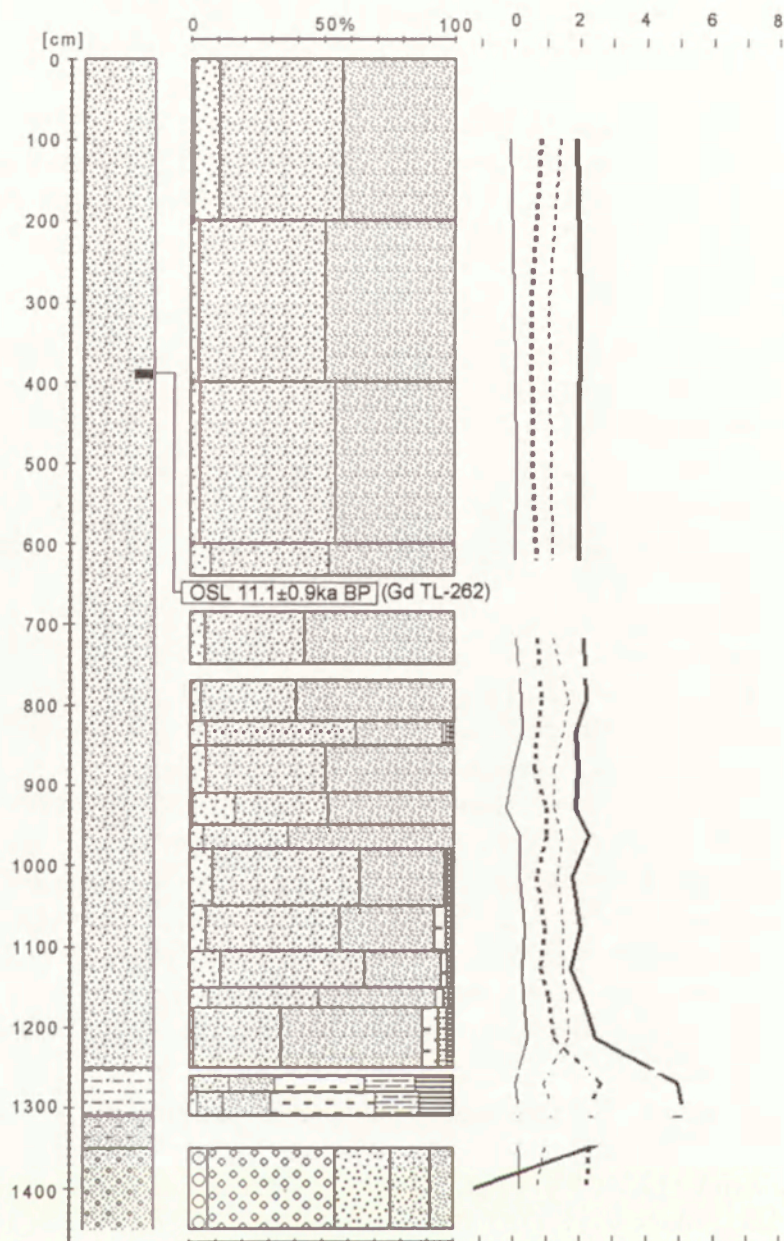
Budowa pagóra została odsłonięta w ścianie okresowo czynnej piaskownicy rozcinającej w poprzek środkową część formy do wysokości 4 m. Dzięki temu oraz dodatkowo dzięki wykonanym wkopom zbadano strukturę pagórka i jego podłoże do głębokości 7 m. Wykonane własne wiercenie, uzupełnione dokumentacją wierceń hydrogeologicznych, pozwoliło rozpoznać budowę dwóch teras vistuliańskich, poziomu II i zwłaszcza poziomu III (8–10 m nad poziom Wisłoka), na którym leży opisywana forma, co przedstawia założony przekrój geologiczny (ryc. 25 B). W poziomie II, w stropie pokrywy żwirowej, rysują się kopalne starorzecza wypełnione osadami organicznymi i mułkami. Są one ścięte i przykryte warstwą żwirów, na których została złożona kilkunastometrowej miąższości pokrywa piasków. W poziomie III, na żwirach leżących prawie w poziomie Wisłoka, spoczywa cienka warstwa piasków oraz mułków starorzecznych miąższości 0,5 m, przebitych w Dąbrówce wierceniem na głębokości 12,5 m licząc od powierzchni pagóra. Z porównania budowy obu poziomów wynika, że w rozcięciu utworów pozakorytowych poziomu II została częściowo włożona bardzo monotonna pod względem uziarnienia pokrywa piasków młodopleniglacialnych o miąższości 8–9 m, która bliżej obecnego koryta Wisłoka spoczywa bezpośrednio na żwirach. Z analizowanych prób pochodzących z wiercenia i odsłoneń wynika, że są to głównie warstwowane poziomo piaski jasnopopielate drobno- i średnioziarniste lekko pylaste (ryc. 27). Średnie średnice (M_z) wahają się od 1,9 do 2,3 ϕ , wysortowanie jest słabe ($\sigma_1 = 0,65-1,0$), co upodabnia je do pokryw aluwialnych w Łące i Czarnej-Podbór. Na głębokości 6,0–6,4 m występuje lokalnie poziom zażelazienia. W budowie samego pagóra przeważa ogniwo żółtych piasków warstwowanych z laminami piasków gruboziarnistych i żwirków o średnicy do 0,5 cm. Tworzą je zestawy lamin o miąższości kilku cen-

tymetrów i znacznej rozciągłości lateralnej. Laminy, równoległe w stosunku do siebie, zalegają horyzontalnie lub wykazują minimalne nachylenie 2–3° ku SE, a więc zgodne z ogólnym nachyleniem powierzchni terasy. Osady te charakteryzują się dużym udziałem frakcji drobnoziarnistego piasku 0,18–0,125 mm, która stanowi 28–32% składu i dobrym wysortowaniem ($\sigma_1 = 0,5–0,7$). Średnia średnica (Mz) waha się od 1,74 do 1,98 ϕ i dobre wysortowanie upodabnia je do piasków wydmowych (Mycielska-Dowgiałło 1978). W stropie pagóra poniżej gleby holocenijskiej do głębokości 2 m zanika laminacja i piaski stają się bezstrukturalne. Są to głównie piaski średnio-i drobnoziarniste z dominującą frakcją 0,355–0,25 mm, która stanowi 18% całego składu, oraz największym, w porównaniu z podścielającymi utworami, udziale piasku grubo-i bardzo gruboziarnistego (6,5–10%). Wykazuje on umiarkowane wysortowanie.

Niewielkie rozmiary pagóra oraz jego wewnętrzna struktura i wskaźniki uziarnienia przypominają opisywane z Europy NW i Niżu Polski kilkumetrowej wysokości pagórki utworzone z eolicznych piasków pokrywowych (Nowaczyk 1976). Podobne niskie, ale bardziej wydłużone formy z zachowaną laminacją poziomą były opisywane z międzyczecza Wisły i Sanu przez E. Mycielską-Dowgiałło (1978) jako wały przykorytowe w stropie zwydmione. Jednak tam seria eolicznych piasków, nadbudowujących płaski wał przykorytowy, była wyraźnie oddzielona od osadów genezy fluwialnej warstwą gliniasto-mułkową. W Dąbrówce takiej granicy litologicznej nigdzie nie zaobserwowano. Zauważono natomiast, że podobnie jak w Czarnej-Podbór i Łące, stropowa pokrywa piasków (2–3m) charakteryzuje się nieco grubszym uziarnieniem, niż osady podścielające, co wskazuje na zmianę sedymentacji z fluwialnej na eoliczną. Być może powstanie samej wypukłej formy jest związane z sedymentacją materiału piaszczystego przez wody roztopowe w rozległych szczelinach naledzi (przez analogię do tworzenia kemu na obszarach zlodowaconych) pokrywających równinę aluwialną u schyłku vistulianu?

Datowana w roku 2001 metodą OSL próba piasków pochodząca ze spągowej części pagóra, na wysokości około 10 m nad poziom koryta Wisłoka, dała wynik $11,1 \pm 0,9$ ka BP (GdTL-626), wskazując na schyłek późnego vistulianu (młodszy dryas?). Późniejsze datowanie tą metodą 5 dodatkowych prób pobranych na różnych głębokościach w całym profilu pagóra i jego podłożu określiło koniec depozycji fluwialnej i utrwalenie formy na około 9,5 ka BP, a więc na początek holocenu. Rozkład datowań OSL wskazuje na to, że również przed 9,5 ka BP miała miejsce akumulacja piasku, a jej duże natężenie notuje się między 11 a 20 ka BP.

DĄBRÓWKI 1



Ryc. 27. Litologia, uziarnienie i wiek OSL osadów w profilu Dąbrówki 1. Objasnienia – ryc. 2.

Lithology, granulometry and OSL age of fluvioeolian sediments in Dąbrówki. Explanation – Fig. 2.

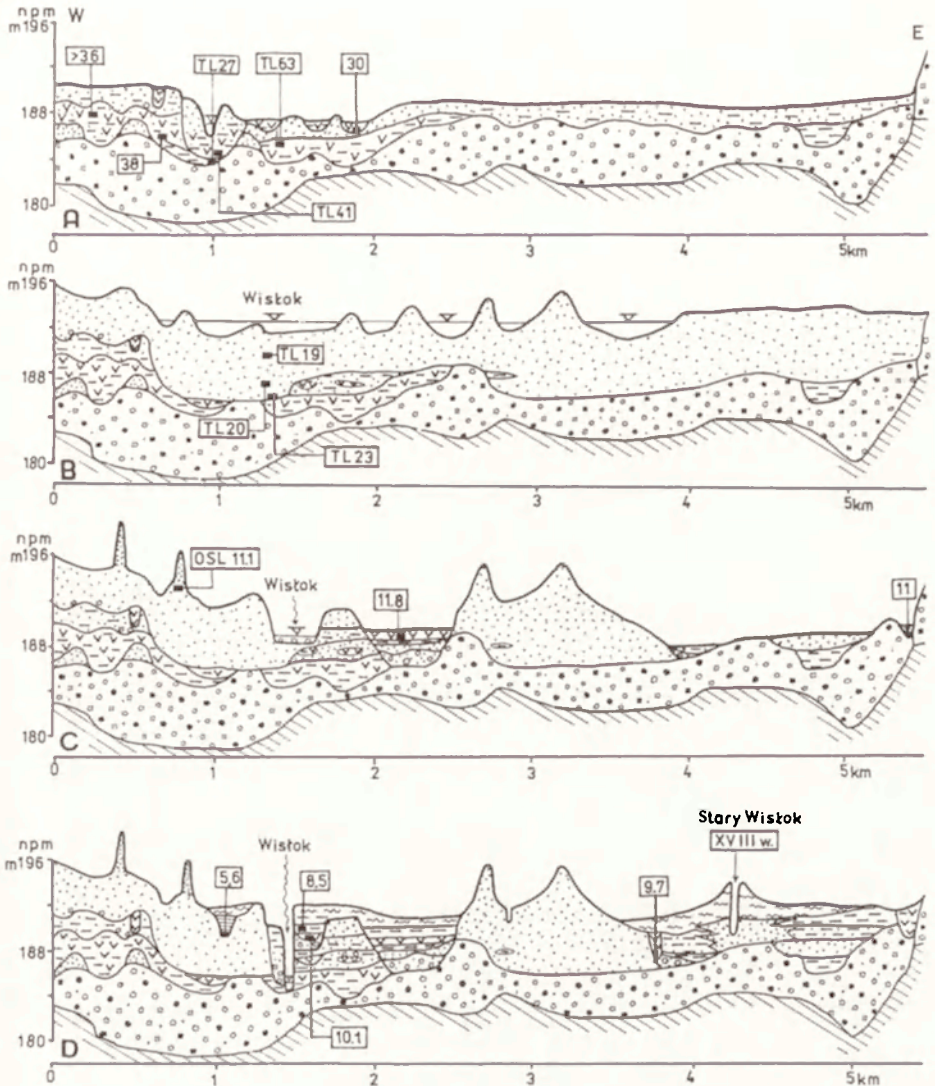
W dolinie Wisłoka między Łącutem a Przeworskiem na odcinku liczącym blisko 20 km długości i szerokości 5–6 km, zmienia się przestrzenny obraz form vistuliańskich i holocenijskich. Brak jest tutaj przede wszystkim, charakterystycznego dla odcinka zachodniego występowania kilku rynien dolinnych rozdzielonych płatami terasy vistuliańskiej. Na lewym brzegu doliny, podobnie jak między Czarną a Dąbrówką, występuje zwydmiona listwa poziomu III o wysokości 8–11 m. Powyżej poziomu III występują miejscami wyraźnie zaznaczone, również zwydmione płaty poziomu II o wysokości 13–17 m nad poziom Wisłoka, które A. Wójcik i in. (1999) przypisują okresowi zlodowacenia odry. Na wschód od Łącuta coraz większe fragmenty poziomu III występują na prawym brzegu dna doliny. Między Głuchowem a Kosiną pojawiają się niewielkie pagórki i izolowane płaty piaszczyste, których zwarta pokrywa zalega u stóp wysokiej skarpy lessowej Wysoczyzny Kańczuckiej. Bliżej Wisłoka piaski vistuliańskie nadbudowane są cienką pokrywą glin i iłów holocenijskich składanych przez boczne dopływy, których kręte i wąskie starorzecza biegną równoległe do koryta Wisłoka. Z biegiem Wisłoka rośnie szerokość poziomu III od około 2–2,5 km w rejonie Świętoniowej do 4 km w rejonie Gorliczyny, u ujścia Mlecзки, gdzie piaski poziomu III wypełniają prawie całe dno doliny. Spowodowało to zawężenie aktywnej strefy Wisłoka do szerokości 1–2 km. Na północ od Gniewczyny Łącuckiej w Zawisłoczu dolina ma nawet charakter przełomu z korytem wciętym w pokrywę piaszczystą do głębokości 10 m.

W budowie stropowej części pokrywy poziomu III przeważają piaski pylaste przykryte nieciągłą pokrywą utworów pozakorytowych mułków i glin aluwialnych o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do 2 m. W Świętoniowej około 300 m w dół od starego mostu na Wisłoku w podcięciu terasy łęgowej o wysokości 5–6 m, odsłania się 1 metr nad poziom wody zwiększona ławica vistuliańskich, zażelazionych piasków pylastych laminowanych mułkami, ścięta i przykryta holocenijskimi aluwiami korytowymi (żwirami z toczącami i piaskami warstwowanymi) oraz w stropie pozakorytowymi pyłami i piaskami (mady). Z wierceń archiwalnych wynika, że pokrywa piasków, przeważnie drobnoziarnistych i o miąższości 8–10 m, spoczywa na żwirach i piaskach przebitych do głębokości 13–14 m. W Gniewczynie Łącuckiej nad Wisłokiem jedno z wierceń przebiło pod piaskami gruboziarnistymi i żwirami na głębokości 5,0–5,8 m mułek ilasty ze szczątkami organicznymi, wypełniający rozcięcia korytowe w stropie pokrywy żwirowej. Na podobnej głębokości zostały stwierdzone w Gorliczynie, pod glinami aluwialnymi i piaskami stożka napływowego Mlecзки, kopalne koryta wypełnione mułkami ilastymi organicznymi i pyłami o miąższości 5–6,5 m, które prawdopodobnie są odpowied-

nikiem pozakorytowej serii poziomu III w Czarnej-Podbór. Obecność mułków na głębokości 6–13 m, może być dowodem na istnienie głębokich koryt pleniglacialnych schodzących poniżej współczesnego koryta Wisłoka.

Podsumowanie

Dolina Wisłoka między Rzeszowem a Przeworskiem dostarcza nowych danych, które rzucają światło na budowę i wiek vistuliańskich stopni terasowych oraz przebieg akumulacji i erozji rzecznej w vistulianie i holocenie. Plenivistuliański etap akumulacji rejestrują stanowiska położone w strefie północnej rynny dolinnej na poziomie III (Czarna-Podbór I, Dąbrówki), a także w poziomie IV (terasy rędzinnej), gdzie występują w formie kopalnych ostańców (Łukawiec I-V, Czarna-Podbór II, Wola Mała). Wypełniająca kopalną dolinę pokrywa przemytych żwirów rzecznych o miąższości 4–5 m, była prawdopodobnie akumulowana w warunkach peryglacialnych dolnego plenivistulianu (Jahn 1957) lub jest starsza (Laskowska-Wysoczańska 1971) (ryc. 28A). Piaszczyste odsypy przykryte mułkami pozakorytowymi wskazują na zmniejszenie dynamiki transportu, stopniowe zamieranie przepływu rzeki i opuszczanie koryt. Najstarsze starorzecza lub zbiorniki termokrasowe (Kasse i in. 1994) były wypełniane osadami organicznymi od około 44 ka BP. Młodsze osady zbiornikowe i pozakorytowa seria mułków z wkładkami torfów uzyskała wiek $>38,5$ ka i >36 ka BP. Podobne są wskaźniki wieku otrzymane metodą TL 41–36 ka BP, a więc omawiana seria reprezentuje młodszą część środkowego plenivistulianu (interstadiały Moershoofd i Hengelo?). Rozcinanie tej serii i wkładanie pokrywy piaszczysto-mułkowej budującej poziom II nastąpiło po około 36 ka BP. Składa się ona z ogniwa piasków i mułków z florą tundrową datowaną w kilku stanowiskach na 29–30 ka do >25 ka BP, a więc odpowiadającą interstadiałowi denekamp oraz wyżej leżącej gleby tundrowej zaburzonej inwolucjami i ściętej w stropie. Ścięcie gleby tundrowej i akumulacja 4–8-metrowej pokrywy piaszczystej budującej poziom III przebiegało w co najmniej dwóch cyklach, rozdzielonych lokalną powierzchnią erozyjną (Czarna-Podbór II, Łukawiec IV–V). W starszym cyklu przeważała depozycja drobnoziarnistych facji korytowych i pozakorytowych, z kilkoma sekwencjami drobniejszego ku górze materiału. Cykl młodszy reprezentują pozakorytowe, warstwowane piaski i mułki piaszczyste mające cechy rytmu składanego podczas płytkich zalewów warstwowych (sheet flow) związanych z krótkotrwałymi epizodami powodziowymi w schyłkowej fazie górnego plenivistulianu. W osadach rzeki roztokowej znaleziono ślady klinów i żył gruntowych rozwijających się w warunkach sezonowej zmarzliny podczas przerw w akumulacji materiału (Czarna Podbór, Wola Mała). Datowania TL wskazują na to, że opisana pokrywa poziomu III repre-

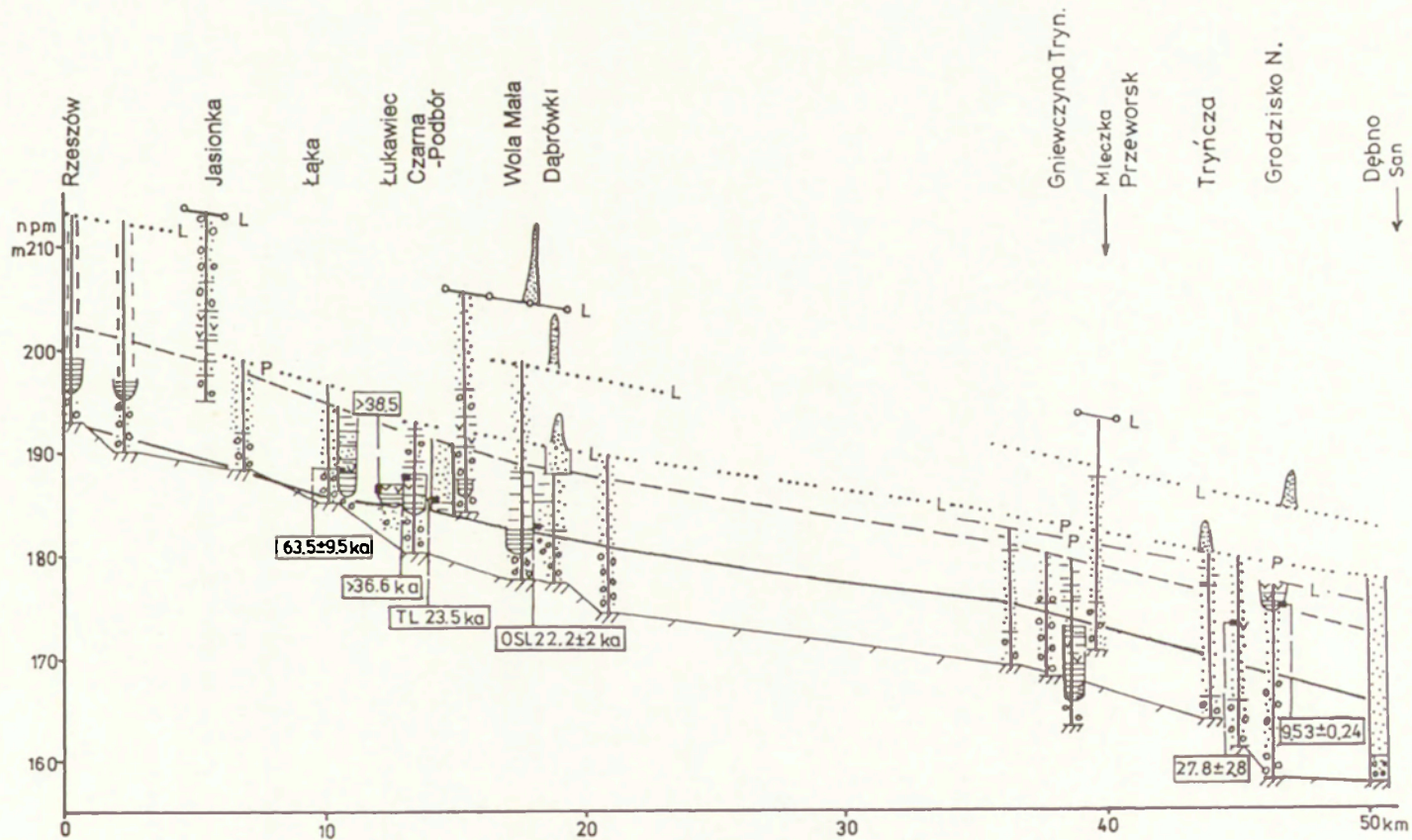


Ryc. 28. Schemat rozwoju dna doliny Wisłoka w Rynnie Podkarpackiej między Rzeszowem a Łańcutem.

A – wczesny?/dolny i środkowy plenivistulian, B – górny plenivistulian, C – późny vistulian, D – holocen. Objasnienia znaków litologicznych – ryc. 3B.

Schematic cross-sections showing evolution stages of the Wisłok river valley between Rzeszów and Łańcut.

A – Early?/Lower and Middle Plenivistulian, B – Upper Plenivistulian, C – Late Vistulian, D – Holocene



Ryc. 29. Profile podłużne doliny Wisłoka pokazujące sekwencje osadów budujących poziomy terasowe I, II, III i IV. Objasnienia znaków – ryc. 6.

Longitudinal profiles of the Wisłok river valley showing the sequence of deposits built the terrace levels I, II, III and IV.

zentuje okres od około 23,5 ka do 14 ka BP i jest wyraźnie włożona w serie osadów ze środkowego plenivistulianu (por. ryc. 28B). Występujące w strobie tej pokrywy 2–4-metrowej wysokości wały przykorytowe i łachy piaszczyste, wydłużone z biegiem rzeki, zbudowane z laminowanych piasków powstawały w korycie szybko agradującej rzeki roztokowej. O udziale czynnika eolicznego w budowie stropowych pokryw poziomu III świadczą wydmy i pokrywa dobrze wysortowanych piasków eolicznych. Datowanie OSL piaszczystego pagórka w Dąbrówce wskazuje na to, że koniec akumulacji eolicznej i utwalenie formy miało miejsce około 11 ka BP. Poprzedziła go erozja, której najstarsze ślady występują na obrzeżach piaszczystego pagóra w Łące gdzie torf wypełnia szerokie obniżenie późnoglacialne (data radiowęglowa $11\ 880 \pm 250$ lat BP). A zatem rozcięcie poziomu III nastąpiło przed allerödem (starszy dryas, bölling ?) (ryc. 28C). Nieco później funkcjonował już system koryt meandrowych o dużych parametrach geometrycznych podcinający południowe obrzeża dna doliny. Opuszczenie tego systemu przez Wisłok, jak na to wskazuje data ze starorzecza w Krasnem, nastąpiło przed $11\ 070 \pm 170$ lat BP. Z kolei na północnym skraju rynny w rejonie Łąki młodsze starorzecze datowane jest na okres preborealny (data 9770 ± 110 lat BP). Potwierdza to, że zmiana rozwinięcia koryta Wisłoka z roztokowego na meandrowy nastąpiła najpóźniej w allerödzie, podobnie jak w innych dolinach południowej Polski (Starkel, Gębica 1995). Młodsza z kolei sekwencja aluwiów pochodzi z północnej rynny dolinnej (profil Łukawiec IV), gdzie w rozcięciu serii pleniglacialnej zostały włożone osady korytowe, a na nich torf datowany na $10\ 150 \pm 140$ lat BP i wskazuje na to, że również w północnej rynnie Wisłoka mamy zapis rozcięcia korytowego oraz jego wypełniania w schyłkowej części późnego glacialu, a następnie zatorfienia równiny na początku holocenu przerwanej w boreale (ryc. 28 D). Występujące w dolinie kopalne płyty osadów plenivistulianskich świadczą o tym, że wyprzątanie aluwiów z rynny północnej nasiliło się dopiero w młodszym holocenie. Występowanie często znacznie oddalonych od siebie fragmentów równiny z późnego vistulianu i początku holocenu, świadczy o częstych zmianach biegu rzeki i przerzutach koryta, obejmujących na przemian południową i północną rynnę doliny Wisłoka. Zmiany te, jak pokazuje opuszczony system starorzeczy Starego Wisłoka były powodowane przerzutami koryt w czasie katastrofalnych powodzi, charakterystycznymi dla stożków napływowych u wylotu gór.

Badanie datowanych stanowisk rozmieszczonych wzdłuż profilu podłużnego dowodzi, że u brzegu Karpat przeważało rozcinanie pokryw terasowych (ryc. 29). Na cokole żwirowym (3–5 m nad poziom rzeki) leżą osady interpleniglacialne przykryte pokrywą lessów budujących poziom II. Z biegiem

rzeki stopniowemu obniżaniu stropu żwirów (do kilku metrów poniżej poziomu rzeki) towarzyszy równoczesny wzrost miąższości pokryw vistulianskich. Osady interstadialne sięgają od około 2 m poniżej koryta do 6 m nad poziom współczesnego koryta i są w stropie przykryte piaskami. Poniżej Łączuta obserwuje się stopniowy wzrost miąższości i powierzchni zajętej przez piaszczyste pokrywy poziomu III. W ujściowym odcinku Wisłoka występuje nie przykryty madami stopień terasy późnoglacialnej wycięty w pokrywie z górnego pleniglacjału.

3.9. DOLINA SANU MIĘDZY PRZEMYSŁEM A UJŚCIEM WISŁOKA

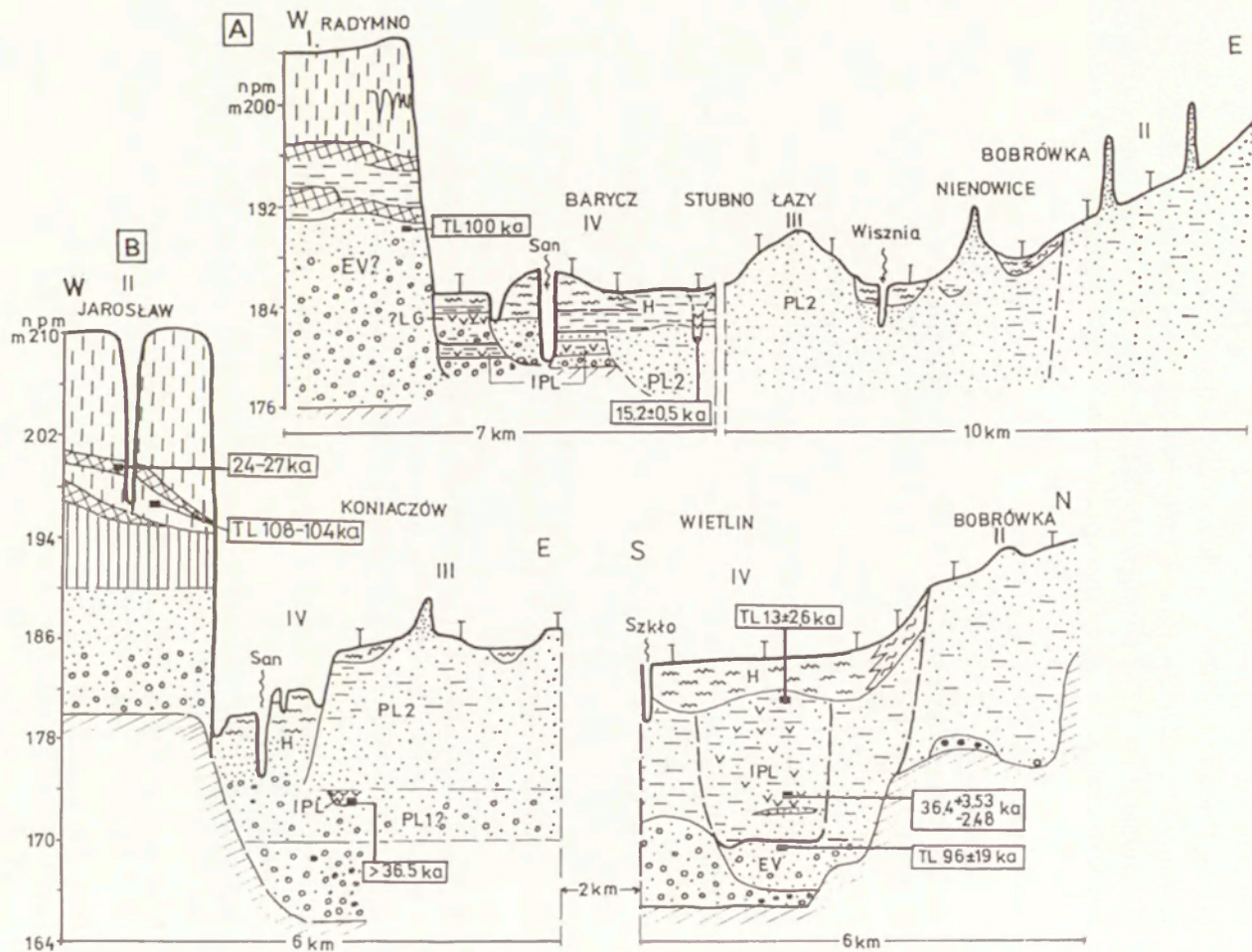
Najdłuższy prawobrzeżny dopływ Wisły – San płynie przez Kotlinę Sandomierską w szerokiej sterasowanej dolinie na długości 150 km (por. ryc. 1).

Dolina Sanu, na bezpośrednim przedpolu Karpat, osiąga szerokość od 7 do 15 km i wykorzystuje Rynnę Podkarpacką, którą w czasie zlodowaceń południowopolskich odpływały wody rzek karpackich ku SE do dorzecza Dniestru. Dopiero w interglacjale ferdynandowskim i mazowieckim został prawdopodobnie uruchomiony odpływ Sanu ku północy do doliny Wisły (Pożaryski i in. 1994). Dolina jest wyraźnie asymetryczna. San spychany przez prawobrzeżne dopływy Wiar, Wisznę i Szkło przylega od zachodu do krawędzi terasy lessowej. Plejstocieńskie terasy piaszczyste występują głównie po prawej stronie doliny i sięgają do 20 m powyżej współczesnego koryta. W poziomie terasy rędzinnej u wylotu z Karpat rozciąga się stożek napływowy o szerokości od 5–6 km w rejonie ujścia Wiaru do 10 km w strefie ujścia Wiszni i Szklä. Doliny tych rzek mają także charakter pradolin, jednak wskutek podniesienia tektonicznego obszaru wododzielnego nastąpiło przerwanie bezpośredniego połączenia z dorzeczem Dniestru.

Badania osadów plejstocieńskich na tym odcinku prowadzili A.M. Łomnicki (1903) podczas opracowywania *Atlasu geologicznego Galicji*, który wydzielił terasę wieku młododyluwialnego i aluwia holocieńskie. S. Kulczyński (1932) opisał kopalne flory dyluwialne z Walawy. M. Klimaszewski (1948) datował na tej podstawie aluwia terasy średniej (lessowej) oraz spągowe aluwia terasy rędzinnej na okres zlodowacenia środkowopolskiego. J. Wojtanowicz (1978) wydzielił w obrębie piaszczystej terasy plejstocieńskiej o wysokości 8–20 m, zwydmiony poziom akumulacyjny (9–11 m nad koryto Sanu) wieku vistuliańskiego i niższy, nie pokryty wydmami późnoglacialny poziom erozyjny (5–7 m). Pokrywy vistuliańskie tych poziomów są nałożone na miąższą serię aluwii wieku środkowopolskiego. Pokrywa lessów vistuliańskich i śródlessowych gleb kopalnych na terasie średniej była badana na stanowiskach w Radymnie, Jarosławiu i Buszkowicach (Laskowska-Wysoczańska

1971; Maruszczak 1980, 1985; Butrym, Maruszczak 1992; Łanczont 1994; Łanczont, Alexandrowicz 1997; Alexandrowicz i in. 1989). Samo holocenne dno doliny było badane przez L. Starkla (1960), który wydzielił kilka włożeń aluwii pochodzących z holocenu i późnego glacjału. A. Szumański (1983, 1986) wyróżnił w oparciu o analizę zdjęć lotniczych kilka poziomów równiny zalewowej. Najstarszy stopień równiny z wielkimi zakolami Sanu A. Szumański (1983) datował na młodszy dryas, pozostałe trzy stopnie z różnowiekowymi generacjami starorzeczy na holocen. K. Klimek (Klimek 1992; Klimek i in. 1997) odkrył w rejonie Stubna jeden z najstarszych w kotlinie paleomeandrów Sanu, którego wiek został określony na ponad 15 000 lat BP.

Dno doliny Sanu u wylotu z Karpat ograniczone jest od zachodu erozyjną krawędzią młodoplejstocennej terasy lessowej, a po wschodniej stronie doliny dominuje rozległa równina holocenna przylegająca do pokrytych lessiem stoków Płaskowyżu Chyrowskiego. Utwory rzeczne lewobrzeżnej terasy przykrywa gruby płaszcz lessowy, tworzący rodzaj platformy o szerokości 1–5 km, która ciągnie się od Przemyśla-Zasania aż po Jarosław (por. ryc. 1). Jej falista powierzchnia leży na wysokości 220–210 m n.p.m., tj. 20–30 m nad poziomem Sanu i przechodzi na zachodzie w rozczłonkowane dolinami działy lessowe Wysoczyzny Kańczuckiej. W strefie przykrawędziowej terasy wyodrębnia się nabrzmienie w postaci lessowego wału akumulacyjnego o wysokości kilku metrów, który jest czytelny w rzeźbie równiny lessowej aż do Radymna. Na powierzchni terasy zaznaczają się płaskodenne i nieckowate formy małych dolin oraz eliptyczne zagłębienia bezodpływowe o różnym stopniu zachowania, większe z nich mogą mieć genezę termokrasową. Terasa opada do doliny Sanu stromymi krawędziami o wysokości 11–18 m, podciętymi w wielu miejscach przez meandrujący San. W krawędzi terasy lessowej w Wyszatycach i Waławie pod głębą holocenną występuje warstwa (2–3 m) odwapnionego lessu smugowanego i przewarstwionego piaskiem, pod którym odłania się zaburzona pograżami gleba kopalna (0,4 m) leżąca na węglanowym lessie z wkładkami piasku (1,7 m) i z licznymi skorupkami malakofauny. Jest to less aluwialny składany w obniżeniach typu ąłasów ze szczątkami malakofauny przypominający mułki lessowe opisane w Radymnie nad Sanem (Alexandrowicz i in. 1989). Lessy i mułki podlessowe osiągają w tym rejonie 18–21 m miąższości, a podścielające je aluwia żwirowe z wkładkami mułków 6–10 m. Szczegółowa stratygrafia warstw lessu młodszego (vistulińskiego) oraz wiek aluwii podlessowych został zbadany w odsłonięciach znajdujących się w cegielni w Buszkowicach, Szajbówce i Radymnie (Maruszczak 1985; Alexandrowicz i in. 1989; Łanczont, Alexandrowicz 1997). W cegielni w Radymnie pod 2-metrową warstwą lessu młodszego górnego



Ryc. 30. Przekroje geologiczne doliny Sanu w Rynnie Podkarpackiej.

A. Schemat budowy doliny Sanu na linii Radymno-Barycz-Stubno-Nienowice. Profil w Radymnie (wg: Maruszczak 1980; Alexandrowicz i in. 1989), stanowisko kopalnych flor w Baryczy (wg: Kulczyński 1932), profil starorzecza w Stubnie (wg: Klimek i in. 1997).

B. Na linii Jarosław-Koniaczów-Wietlin-Bobrówka Profil lessów w Jarosławiu, daty radiowęglowe i TL (wg: Maruszczak 1985; Butrym, Maruszczak 1992), profil w Koniaczowie na podstawie własnych materiałów, data radiowęglowa (wg: Wójcik i in. 1999), przekrój Wietlin-Bobrówka z datowaniami TL i C-14 (wg: Wieczorek 1999). W pokrywę poziomu I włożona jest miększa seria osadów z wczesnego wistulianu oraz środkowego i górnego plenivistulianu. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3B.

Geological cross-sections of the San river valley in the Sub-Carpathian Trough.

A. Schematic structure of the San valley on the line Radymno- Barycz- Stubno- Nienowice. Structure and age of loess terrace in Radymno (after Maruszczak 1980; Alexandrowicz et al. 1989), Barycz site with fossil floras (after Kulczyński 1932), Stubno paleochannel and C-14 dates (after Klimek et al. 1997).

B. On the line Jarosław- Koniaczów- Wietlin- Bobrówka. Loess profile in Jarosław, TL and C-14 dates (after Maruszczak 1985; Butrym, Maruszczak 1992), Koniaczów borehole after own materials, C-14 date (after Wójcik et al. 1999), cross-section of Wietlin-Bobrówka, TL and C-14 dates (after Wieczorek 1999). In the dissection of terrace level I the Early Vistulian and Plenivistulian thick alluvial sediments was inserted. Additional explanation – Fig. 3B.

(LMg) subaeralnego, do głębokości 8 m występują zróżnicowane ogniwa przeważnie subakwalnego (rzeczno-rozlewiskowego) lessu młodszego środkowego (LMs) z licznymi poziomami oglejenia i szczątkami malakofauny oraz bagienne lessy młodsze dolne (LMd) z glebą glejową, spoczywające na piaskach rzecznych facji powodziowej na głębokości 14 m. Datowanie stropu aluwii podlessowych wykazało ich wczesnovistuliański wiek (data TL około 100 ka BP) (Maruszczak 1980; Alexandrowicz i in. 1989). W głębokich wkopach wykonanych w trakcie budowy obwodnicy w Radymnie obserwowałem pod 8-metrową pokrywą jasnożółtego, węglanowego lessu, z klinami mrozowymi i inwolucjami, glebę glejową, poniżej której na głębokości 9,2–10 m występuje less bagienny stalowy z silnie zaburzonym inwolucjami poziomem glebowo-organicznym. Analiza palinologiczna próby mułku organicznego wykonana przez K. Szczepanka wykazała dużą ilość m.in. pyłku drzew (50%), zwłaszcza sosny (*Pinus* – 78%), brzozy karłowatej (*Betula nana* – 19%), wierzby (*Salix* – 2,5%) oraz znaczny udział traw i turzyc. Świadczy to o istnieniu roślinności leśnotundrowej w najbliższym otoczeniu stanowiska.

Korytu Sanu towarzyszy listwa terasy łęgowej o szerokości miejscami dochodzącej do 1 km, wysokości 5–6 m nad koryto rzeki oraz rozległy poziom terasy rędzinnej wzniesiony 8–10 m nad średni poziom Sanu. W rzeźbie równiny rędzinnej (poziom IV) zaznacza się kilka generacji różnowiekowych starorzeczy i związanych z nimi poziomów równiny zalewowej (Starkel 1960; Szumański 1986). Najstarsze segmenty równiny będące prawdopodobnie

fragmentami późnoglacialnych równin roztokowych zachowane są miejscami pod krawędzią terasy lessowej, która ma na niektórych odcinkach przebieg prostolinijny. Natomiast w części prawobrzeżnej poziomu IV wyróżnia się szeroka na kilka kilometrów strefa wału przykorytowego opadającego łagodnie ku wschodowi do basenów popowodziowych. Według M. Klimaszewskiego (1948) i S. Kulczyńskiego (1932) utwory rzeczne spoczywające pod pokrywą lessową odsłaniają się w spągu terasy rędzinnej podcinanej przez San. Sekwencja utworów opisanych przez tych autorów w Walawie i Baryczy przypomina opisywane przeze mnie i datowane na okres środkowego vistulianu profile z Łukawca w dolinie Wisłoka. Na tłoku żwirowym i piaskach spoczywają ility z wkładkami piasków i mułki starorzeczne ze szczątkami chłodnych flor, które według M. Klimaszewskiego (1948) miały pochodzić z glacialu środkowopolskiego. Podobne ility i piaski z florą dryasową pokazujące się na prawym brzegu Sanu w Baryczy, pod 5-metrowym nadkładem mad holocenńskich (Kulczyński 1932) należy odnieść do okresu ostatniego zlodowacenia (ryc. 30A). Podłoże tych utworów stanowią piaski ze żwirami i żwiry leżące na cokole iltów mioceńskich na głębokości 9 m. Występowanie mułków i iltów na obu brzegach Sanu, podobnie jak w dolinie Wisłoka, przemawia za tym, że są to utwory reprezentujące młodsze ogniwa vistulianu osadzone na żwirach peryglacialnych. Również L. Starkel (1960) opisuje profile, w których pod 6–8 metrową pokrywą żwirów i piasków z pniami drzew występują mułki starorzeczne leżące na dolnym ogniwie żwirów. Wiek dolnego ogniwa mułków i żwirów został odniesiony do późnego glacialu (Starkel 1960), ale może on być starszy i reprezentować okres pleniglacialny. K. Klimek (Klimek i in. 1997) oznaczył, na przekroju doliny Sanu między Bolestraszczykami a Chałupkami Medyckimi, ogniwo ilasto-mułkowe pod piaskami i glinami poziomu IV, które może być resztką pokrywy interpleniglacialnej. W rozcięciu pozakorytowych osadów pleniglacialnych, stanowiących w brzeżnej strefie doliny cokół erozyjny poziomu IV, została włożona pokrywa piasków młodopleniglacialnych budująca poziom III o wysokości 8–12 m. Z kolei w rozcięciu pokrywy poziomu III są włożone aluwia reprezentujące późny glacial i holocen (Starkel 1960). Późniejsze datowanie fragmentów drewna w stropie aluwiiów korytowych Sanu na stanowisku Przemysł-Przekopana dało wiek 10375 ± 125 lat BP, wskazując na zmianę sedymentacji u progu holocenu (Starkel 1980).

Między Medyką a Stubnem równina rędzinna nadbudowana jest szerokim na kilka kilometrów naturalnym wałem przykorytowym, który opada ku wschodowi do niższej około 3 m i równoległej strefy basenów dekantacyjnych. W obrębie wału występują dwie generacje paleomeandrów o znacznie

mniej promieniach krzywizn od promieni starorzeczy Sanu sprzed regulacji. Starszy z tych systemów zachowany jest fragmentarycznie w strefie basenów popowodziowych na wysokości 187,5–188 m n.p.m. (około 3 km na S od Stubna) i był przedmiotem badań K. Klimka (Klimek 1992; Klimek i in. 1997). Starorzecze o promieniu krzywizny $r = 300$ m, szerokości $w = 100$ m i głębokości 6–7 m wypełnione jest w spągu mułkami laminowanymi substancją organiczną, wyżej torfem turzycowym oraz w stropie madą pylastą i łem złożonym z materiału koloidalnego, pokrywającym również wyższy poziom dna doliny. Datowanie radiowęglowe próby mułku z głębokości 5,85–6,0 m określiło wiek wypełnienia starorzecza na 15200 ± 500 lat BP, a więc schyłek górnego plenivistulianu (kolejne daty reprezentują późny vistulian i holocen). Analiza palinologiczna wykonana dla spągowej części profilu, pomimo dużej liczby pyłków redeponowanych, potwierdza późnoglacialny charakter osadów, w którym dominowały zwarte zbiorowiska lasu sosnowo-brzozowego z turzycami i trawami (Klimek i in. 1997). A zatem rozcięcie poziomu III i pogłębienie dna doliny Sanu w odcinku przedkarpacim miało miejsce jeszcze u schyłku górnego plenivistulianu. Wał przykorytowy budują w Stubnie mady gliniaste miejscami przewarstwiane piaskami o miąższości 2–4 m, pod którymi znaleziono mułki ilaste (starorzeczowe?) zawierające fragmenty pni drzew na głębokości 9,5 m. W innym wierceniu archiwalnym na podobnej głębokości w piaskach pod mułkami, również natrafiono na fragmenty drewna. Wskazuje to na to, że rozcięcia korytowe w późnym glacialu i holocenie sięgały stropu żwirów do głębokości 9–10 m, co potwierdzają profile wierceń w rejonie Hurka i Medyki zestawione przez L. Starkla (1960). Mułki i piaski holocenijskie leżą na starszej, prawdopodobnie pleniglacialnej pokrywie piaszczysto-żwirowej i żwirach wypełniających kopalną rynnę Sanu do głębokości 16–21 m. Na północ od Stubna do Sanu uchodzą Wisznia i Szkło, a dolina w strefie ujściowej tych dopływów rozszerza się do ponad 15 km, z czego połowę zajmują terasy vistuliańskie. Niższy poziom vistuliański wznosi się 8–12 m nad koryto Sanu. W rzeźbie tego poziomu, podobnie jak w innych dolinach wyróżniają się większe zwarte płyty terasowe zwydmione w stropie oraz mniejsze fragmenty równiny, rozczłonkowane podmokłymi obniżeniami, z zachowanymi na powierzchni wałami piaszczystymi. Miąższość piasków vistuliańskich wynosi co najmniej 8 do 12 m metrów, niżej zalegają piaski ze żwirami i żwiry wypełniające kopalną rynnę Sanu do głębokości 20–25 m. Taka budowa poziomu III została przez mnie opisana w rejonie Nienowic i Duńkowic. W Nienowicach starorzecza Wiszni podcinają terasę vistuliańską, która wznosi się 2 do 5 m nad płaskie dno wyścielone madami. Budują ją wydłużone z biegiem rzeki piaszczyste

wały o wysokości względnej 2–3 m. Nad Wisznią odsłaniają się mady piaszczyste z wkładkami piasku (1,5 m), ku spągowi zailone ze szczątkami mala-kofauny, podścielone szarozółtymi piaskami pylastymi. Na głębokości 3,7 m widać przewarstwienia piasków żółtych z laminowanymi piaskami i glinami ciemnobrązowymi reprezentującymi aluwia powodziowe akumulowane podczas górnego plenivistulianu. Na zachodnim brzegu Starej Wiszni (na południe od wsi Łazy), spod pokrywy mad ilastych o miąższości 1–1,5 m, wynurza się zwydmiony w stropie płat równiny piaszczystej znaczący szerszy, w porównaniu z *Przeglądową mapą geomorfologiczną Polski* (Starkel red., 1980), zasięg poziomu III (ryc. 30 A).

Poniżej ujścia Szkla kotlinowate rozszerzenie doliny Sanu obramowują od północy zwydmione fragmenty terasy poziomu II sięgającego do 192–195 m n.p.m. (13–17 m nad koryto Sanu) oraz niższy stopień vistuliański (poziom III) wznoszący się 9–11 m nad koryto Sanu. W ten wyższy poziom oraz częściowo niższy wcięta jest owalna forma przypominająca kształtem paleomeander, który był przedmiotem badań D. Wieczorka (1999). Parametry tego zakola, promień krzywizny wynoszący około 1,75 km oraz szerokość przewyższającą największe dotychczas rozpoznane późnoglacialne paleokoryta Sanu (Szumański 1986).

W spągu, kopalną rynną wyściela pokrywa żwirów z domieszką materiału północnego i piasków datowanych metodą TL na 96 ± 19 ka BP (Lub-3381), a więc pochodzących z wczesnego vistulianu (ryc. 30B). Wypełnienie paleomeandru stanowi 12-metrowej miąższości ogniwo warstwowanych mułków piaszczystych i piasków pylastych ze szczątkami organicznymi datowanymi na głębokości 10,5 m na $36\,400 \pm 3530$ lat BP (KR-157). Datowanie TL stropu piasków pod madami dało wynik $13 \pm 2,6$ ka BP (Lub-3380) (Wieczorek 1999) lokujący analizowane osady na pograniczu górnego plenivistulianu i późnego vistulianu. Występowanie w pobliżu tego stanowiska innych owalnych i często zatorfionych zagłębień otoczonych pokrywą piasków sugeruje, że niektóre z tych obniżen termokrasowych umożliwiły wdarcie się koryta Sanu w okresie interpleniglacialnym głęboko w obręb terasy vistuliańskiej. Przypomina to genezę wielkich późnovistuliańskich paleomeandrow rzeki Koper i Swapa w dorzeczu Dniepru koło Kurska na Równinie Rosyjskiej, prezentowanych w terenie uczestnikom międzynarodowego sympozjum GLOCOPH'2000 przez A. Panina (Panin i in. 2000). Paleomeandry rzeki Koper podcinają 10–15 m wysoką, terasę vistuliańską z zaznaczonymi na jej powierzchni obniżeniami termokrasowymi. Obniżenia te zostały prawdopodobnie wykorzystane przez koryta meandrowe, które wdarły się w ich obręb. Również w pogórskiej części dorzecza Sanu rejestrowane są formy kopalnych

koryt meandrowych (np. w Dubiecku), gdzie jedna z takich rynien funkcjonowała na przelomie interglacjału eemskiego i wczesnego glacjału, a po odcięciu była wypełniana w środkowym i górnym plenivistulianie (Butrym i in. 1988). O funkcjonowaniu koryt meandrowych w okresie interpleniglacialnym świadczy również głęboko wcięta rynna zakola Sanu w Uhercach Mineralnych poniżej zapory w Myczkowcach wypełniona 7-metrowym ogniwem mułków z trzema wkładkami osadów organicznych, których datowanie radiowęglowe wskazuje na wyraźną inwersję. Najstarsza data w stropie określa wiek wypełnienia starorzecza na ponad 34 ka BP (Starkel i in. 1999), osady w spągu wypełnienia obejmują prawdopodobnie starsze fazy interplenivistulianu albo są jeszcze starsze.

W Jarosławiu na lewym brzegu rzeki terasę średnią o wysokości około 30 metrów okrywają lessy młodsze z interstadialną glebą bagienną na głębokości 9,7–10,4 m, zawierającą nieciągłą warstwę wzbogaconą w substancję organiczną. Analiza palinologiczna wykonana przez Z. Janczyk-Kopikową wykazała duży udział roślinności leśnej, głównie sosny (*Pinus* – 35–42%) oraz mniejszy świerka (*Picea*), brzozy (*Betula*) i wierzby (*Betula*) oraz znaczny udział turzyc (*Cyperaceae* – 33–41%) i pyłków rośliny kserotermicznej *Selaginella selaginoides*. Skład ten wskazuje na obecność w tym czasie zbiorowisk lasotundry. Datowanie radiowęglowe substancji humusowej określiło wiek gleby na 24–27 ka BP (interstadiał denekamp) (Maruszczak 1980), który jest prawdopodobnie dwukrotnie zaniżony w stosunku do okresu kształtowania gleby. Jej powstanie według H. Maruszczaka (1991) należy związać z dolnym plenivistulianem (interstadiały Oerel lub Glinde) lub ze schyłkiem wczesnego vistulianu. Natomiast datowanie TL spągowych warstw lessu, które były akumulowane na zabagnionej równinie w zasięgu wód powodziowych Sanu lub jego dopływów, dało wiek wyraźnie zawyżony (104–108 ka BP) (Butrym, Maruszczak 1992). Lessy vistuliańskie leżą na glebie eemskiej (12,8–14,7 m) rozwiniętej na lessach starszych i aluwjach zlodowacenia warty.

W podcięciach terasy rędzinnej poniżej klasztoru w Jarosławiu zostały opisane przez W. Szafera (1933) aluwia z florą chłodną, reprezentujące prawdopodobnie późny glacjał lub osady pleniglacialne, ścięte w stropie osadami zawierającymi flory leśne z holocenu.

Prawy brzeg doliny zajmuje terasa rędzinna o szerokości 1–1,5 km oraz rozległy stopień terasy vistuliańskiej (poziom III), sięgającej 11–12 m nad koryto Sanu (ryc. 30B). Wiercenie w Koniaczowie, na tym poziomie, przebiło piaski (12,5 m) oraz detrytus organiczny, z którego próba pochodząca z głębokości około 13 m otrzymała datę powyżej 36 500 lat BP (Gd-11337)

(Wójcik i in. 1999). Pod piaskami drobnoziarnistymi zalegają piaski ze żwirami i żwiru o miąższości 7–8 m wypełniające kopalną rynnę Sanu.

Badania na bezpośrednim przedpolu Karpat dostarczają dowodów na występowanie w dnie doliny Sanu aluwioów pochodzących ze środkowego vistulianu przykrytych zwydmionymi w stropie pokrywami górnego plenivistulianu budującego oddzielny stopień terasy o wysokości 8–12 m (poziom III). Podobny stopień terasowy (6–12 m) występuje również w mniejszych dolinach pogórskiej części dorzecza Sanu i jest przykryty przez less (Alexandrowicz, Łanczont 1997; Łanczont 2001). Wskazuje to na jednoczesne występowanie procesów akumulacji fluwialnej w dolinie głównej i jej małych dopływach. Badania K. Klimka i in. (1997) wykazały, że głębokie rozcięcie pokrywy aluwialnej z ostatniego glacjału i zmiana układu koryta roztokowego na meandrowy na obszarze przedgórskim Sanu, rozpoczęła się u schyłku górnego plenivistulianu. Obecnie przypuszcza się, że ta zmiana warunków odpływu związana jest z „...występowaniem w górskiej części dorzecza Sanu roślinności stepowo-tundrowej z płatami lasu, które są oznaką polepszenia warunków klimatycznych po maksimum vistuliańskiego chłodu...” i lokowana w okresie poprzedzającym fazę pomorską, między 18 a 16 ka BP (Klimek, Łanczont 1998; Łanczont i in. 2002).

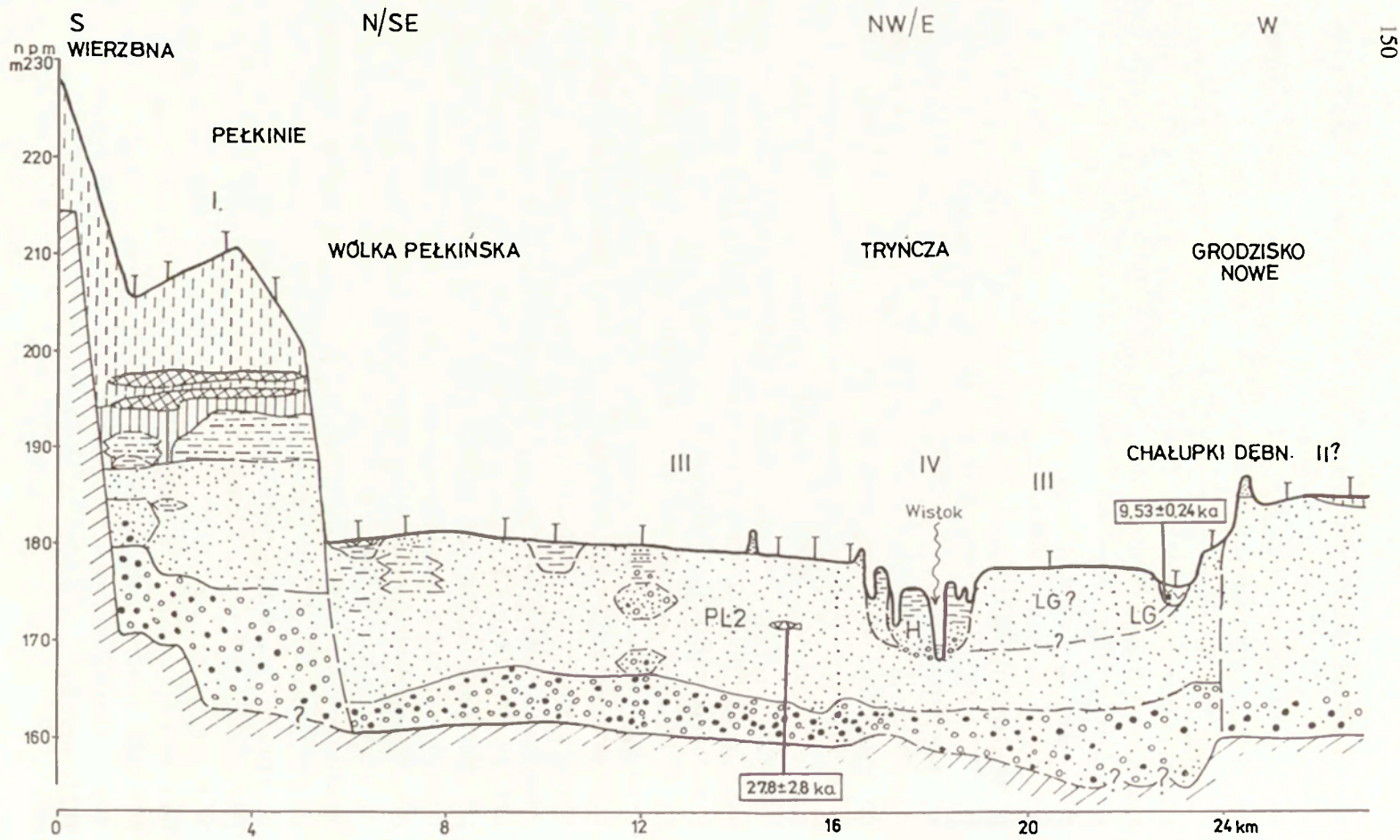
3.10. UJŚCIE WISŁOKA DO SANU

Dolina Wisłoka poniżej Przeworska rozszerza się na ponad 8 km i łączy na wschodzie z doliną Sanu. Od południa ogranicza ją zróżnicowany hipsometrycznie obszar Wysoczyzny Kańczuckiej, opadający ku północy wyraźnym stopniem tzw. terasy lessowej, która stanowi zróżnicowany morfologicznie obszar o wysokości 195–210 m n.p.m. Jak wynika z archiwalnej dokumentacji wierceń w rejonie Wierzbna i Pełkiń, buduje ją głównie pokrywa lessów o miąższości 15–18 m, podścielona piaskami i mułkami o łącznej miąższości prawie 20 m oraz spągowe ogniwo piasków ze żwirami i żwirów leżące na łożach miocenijskich na wysokości 170–162 m n.p.m (ryc. 31). Seria ta zawiera niekiedy materiał północny.

W okolicy Pełkiń, w stropie utworów rzecznych sięgających do wysokości 190–193 m n.p.m. (do 24 m nad poziom Wisłoka) występują mułki organiczne pochodzące prawdopodobnie ze schyłkowej fazy interglacjału eemskiego (niepublikowane oznaczenia K. Szczepanka), co koreluje z glebą eemską występującą na głębokości 12,8–14,7 m (24–20 m nad koryto Sanu) w stropie lessów starszych w pobliskim profilu w Jarosławiu (Maruszczak 1985). A zatem aluwia podlessowe poziomu I znaczą powierzchnię zasypiania z okresu zlodowacenia warty. Od północy dolinę Wisłoka ogranicza Pła-

skowyż Kolbuszowski, u stóp którego ciągnie się listwa terasy średniej o wysokości 15–17 m nad poziom rzeki, zbudowanej w stropie z piasków niekiedy zwydmionych oraz nieciągłej pokrywy glin i pyłów, a w spągu żwirów leżących na łałach miocénskich na wysokości 160 m n.p.m.

Dno doliny Wisłoka zajmują terasy rzeczne. Największą powierzchnię ma terasa piaszczysta o wysokości –10 m (poziom III), która jak wynika z załączonego przekroju jest włożona w rozcięcia terasy z okresu środkowopolskiego, natomiast system stopni holocénskich tworzy: terasa łęgowa (4–5 m nad poziom koryta), rędzina (6–7 m) z systemem wąskich i krętych starorzeczy oraz stopień o wysokości 8–9 m z dużymi zakolami Wisłoka, prawdopodobnie późnoglacialny. Zajmują one łącznie pas równiny o szerokość 2–2,5 km (ryc. 31). Poziom III jest rozległym stożkiem napływowym, którego boki wyznaczają na południu krawędź terasy lessowej, na zachodzie liczne podcięcia holocénskich starorzeczy Wisłoka, a podstawę stanowi wyraźna krawędź utworzona dzięki licznym podcięciom wielkopromiennych paleomeandrów Sanu (Szumański 1986). Jest on w stropie zwydmiony, na powierzchni ciągną się podłużne wały wydmowe, zwykle utrwalone przez las. Bliższa analiza mikrorzeźby powierzchni poziomu III między Trynczą a Wólką Pełkińską ujawniła występowanie płaskodennych i podmokłych paleokoryt (obniżeń) przedzielonych wyższymi o 1–2 m płatami piasków z ciągnącymi się blisko ich krawędzi przykorytowymi wałami piaszczystymi o długości 1–2 km, w stropie zwydmionymi. Układ form i ich przebieg w kierunku wschodnim wskazuje na anastomozujący system koryt Wisłoka w obrębie rozległego stożka napływowego, albo co jest bardziej prawdopodobne na system różnowiekowych paleokoryt opuszczanych kolejno w wyniku przerzutów (awulsji) koryta Wisłoka uchodzącego do doliny Sanu u schyłku pleniglacjału. W budowie terasy-stożka biorą udział piaski drobno- i średnioziarniste, w stropie przewiane, miejscami z przewarstwieniami mułków i żwirów. W spągu na łałach miocénskich leżą przeważnie piaski ze żwirami i żwiry rzeczne o miąższości 1–4 m, pochodzące prawdopodobnie ze zlodowaceń środkowopolskich (Wójcik i in. 1999). Wśród piasków tej terasy występują lokalnie wkładki mułków organicznych, które były datowane metodą radiowęglową w Wólce Ogryzkowej z głębokości 7,5 m na $27\ 800 \pm 2800$ lat BP (Gd-9972) lat BP, wskazując na wiek interstadiału denekamp (ryc. 31). W Wólce Pełkińskiej młodsze włożenie, z 7,3–7,4 m., zostało wydatowane na $15\ 000 \pm 300$ lat BP (Gd-11415) (Wójcik i in. 1999), co świadczy o tym, że stropowa pokrywa piasków poziomu III była deponowana w okresie górnego plenivistulianu synchronicznie z akumulacją lessów młodszych górnych (LMg) budujących terasę lessową między Przeworskiem a Jarosławiem.



Ryc. 31. Przekrój geologiczny doliny Wisłoka u ujścia do Sanu na linii Pełkinie-Tryńcza-Grodzisko Nowe. Przekrój pokazuje terasę (warciańską ?) z pokrywą lessów w Pełkini (poziom I) oraz piaszczysty poziom II w Grodzisku Nowym. Rozległą strefę dna doliny buduje pokrywa poziomu III oraz stopień terasy późnoglacialnej. Zwraca uwagę wąska strefa zalewowego dna doliny (poziom IV). Stanowisko Pełkinie (wg: Malata 1999), uzupełnione własnymi materiałami, profile w Grodzisku Nowym oraz daty radiowęglowe (wg: Wójcik i in. 1999). Budowa poziomu III i IV wg własnych materiałów. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3B.

Geological cross-section of the Wislok valley near the outlet to the San river on the line Pełkinie-Tryńcza-Grodzisko Nowe. Cross-section shows terrace (Warta ?) level I covered by loess in Pełkinie, terrace level II in Grodzisko Nowe, very wide zone of the sandy terrace (III) and Late Vistulian terrace. Pay attention to very narrow zone (2 km) of floodplain. Pełkinie profile after own materials and partly (after Malata 1999), Grodzisko Nowe profile and C-14 dates (after Wójcik et al. 1999). Structure of terrace level III after own materials.

W rejonie Tryńczy rysuje się słabo zaznaczony w terenie niższy o 1 m od poziomu III, wspomniany wcześniej, stopień z rozwiniętym w jego obrębie wielkopromiennym starorzeczem o szerokości około 100 m. Na zewnętrznym brzegu starorzecza od strony poziomu III stwierdzono występowanie wałów przykorytowych, natomiast równinę od strony wewnętrznej starorzecza buduje nieciągła pokrywa mad piaszczystych miąższości 0,5–1,0 m podścielona piaskami gliniastymi przechodzącymi w piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości 13 m i żwiry w spągu. Kształt starorzecza i jego parametry wskazują, że rozwijało się ono prawdopodobnie w tym samym czasie co wielkopromienne zakola nad Sanem datowane przez A. Szumańskiego (1983, 1986) na młodszy dryas. Dowodów na to dostarcza inne duże starorzecze podcinające poziom III (9–10 m) po drugiej stronie rzeki w rejonie Grodziska. Wypełnienie tego starorzecza zostało datowane na 9530 ± 240 lat BP, a analiza pyłkowa wykonana przez K. Szczepanka wykazała, że depozycja materiału organicznego rozpoczęła się w późnym glacialu (Wójcik i in. 1999). Wówczas rzeki rozcięły terasę piaszczystą o wysokości 8–10 m. W holocenie wezbrania powodziowe nie dotarły do tego starorzecza, gdyż w wypełniającym go torfie brak przewarstwień mineralnych. Przyczyną tego było zapewne wcześniejsze na tym odcinku pogłębienie koryta Wisłoka w związku z niżej położoną bazą erozyjną Sanu.

3.11. DOLINA SANU PONIŻEJ UJŚCIA WISŁOKA

Dolina Sanu między Wisłokiem a ujściem do Wisły liczy blisko 90 km długości i składa się z dwóch różnych pod względem morfologicznym odcinków. Odcinka przelomowego do ujścia Trzebońnicy i właściwego odcinka dolnego utworzonego w obszernej, ponad 20 km strefie obniżen dolinnych Wisły, Sanu, Łęgu i Tanwi. Na odcinku tym miały miejsce największe zmiany przebiegu den dolin i koryta Sanu, Wisły i Łęgu. Odcinek ten charakteryzu-

je wyraźna asymetria, San płynie obecnie wzdłuż prawego (wschodniego) zbocza doliny podcinając nie tylko terasę plejstocенską, ale również w rejonie Ulanowa i Krzeszowa krawędź Płaskowyżu Tarnogrodzkiego zbudowanego z iłów mioceńskich.

Rozpoznanie geologiczne doliny Sanu na początku XX w. przeprowadził A.M. Łomnicki (1900, 1903), a następnie badania na tym odcinku prowadzili J. Buraczyński i J. Wojtanowicz (1968), W. Laskowska-Wysoczańska (1971) i J. Wojtanowicz (1978). Natomiast A. Szumański (1983, 1986) objął badaniami 80-kilometrowy odcinek holocенskiego dna Sanu poniżej ujścia Wisłoka. Według J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1968) i J. Wojtanowicza (1978) okresem, który zaznaczył się szczególnie w rozwoju doliny Sanu było zlodowacenie środkowopolskie, którego śladem jest miąższa seria aluwów wypełniająca kopalną rynną dolinną pochodzącą z interglacjalnego wielkiego. Buduje ona piaszczystą terasę plejstocенską o wysokości 8–20 m, która według J. Wojtanowicza (1978) jest poligenetyczna, tzn. na pokrywę wieku środkowopolskiego nałożona jest pokrywa ze zlodowacenia bałtyckiego.

Dno doliny Sanu rozszerza się od 10 do ponad 20 km u zbiegu z doliną Wisły w rejonie Rozwadowa i ograniczone jest od zachodu krawędziami Wysoczyzny Kolbuszowskiej, a od wschodu Wysoczyzny Tarnogrodzkiej. W obrębie wysoczyzn zachowały się utwory fluwioglacjalne i glacialne zlodowacenia san 2, oraz występujące miejscami pokrywy lessowe i pylasto-piaszczyste (okolice Grodziska, Leżajska i Krzeszowa), a u podnóża rozległe równiny proluwialne – połączonych stożków napływowych Łęgu i jego mniejszych dopływów silnie zwydmione w stropie (Laskowska-Wysoczańska 1971; Wojtanowicz 1978).

Poniżej ujścia Wisłoka między Grodziskiem Nowym a Dębem i dalej w dół Sanu ponad terasę 6–8 m podkreślona krawędziami wielkich starorzeczy z młodszego dryasu (Szumański 1986; Wójcik i in. 1999) wznosi się o 2 m wyższa równina terasowa (9–10 m nad poziom Sanu), o szerokości 1,5–3 km, która jest odpowiednikiem poziomu III, opisanego z międzyrzecza Wisłoka i Sanu. Od strony Płaskowyżu Kolbuszowskiego ograniczona jest prostolinijnie biegnącą krawędzią erozyjną terasy średniej (poziom II). Na równinie są ślady płytkich rynien o głębokościach nie przekraczających 1 m, stanowiących system koryt roztokowych. Buduje ją pokrywa pleniglacialnych piasków drobnoziarnistych o miąższości 10–16 m z nieciągłym nadkładem mad piaszczystych (1,5 m) oraz starsze ogniwo piasków ze żwirami i żwirów w spągu, o miąższości 1,5–5 m.

Współczesne dno doliny Sanu stanowi równina rędzinna z systemami paleokoryt, wśród których można wydzielić trzy generacje starorzeczy holocenijskich. Niższa o 2 m równina zalewowa, szeroka na 1–1,5 km, nosi liczne ślady koryt roztokowych funkcjonujących jeszcze do końca XIX wieku (Szumański 1986).

W rejonie Niska kopalna rynna doliny Sanu, wycięta w łażach miocenijskich, schodzi do 30 metrów poniżej poziomu terasy vistuliańskiej i ma szerokość około 5 km (Buraczyński, Wojtanowicz 1968). U zbiegu z płytszą kopalną rynną Wisły zachowały się w niej, na cokole erozyjnym ostańca wznoszącego się wysoko ponad dno rynny, rezidua gliny morenowej ze zlodowacenia odry, świadczące o przedodrzańskim wieku doliny Sanu, który był wówczas główną rzeką Kotliny Sandomierskiej (Pożaryski i in. 1994). Kopalną rynnę Sanu na tym odcinku wypełniają w spągu żwiru korytowe z wkładkami mułków, przechodzące wyżej w piaski z soczewkami żwirów i piaski w stropie tworzące bardzo rozległy i zwydmiony poziom terasowy o wysokości 8–20 m nad koryto rzeki (Wojtanowicz 1978). Na mapach geomorfologicznych zestawionych przez J. Wojtanowicza (1978) dla różnych odcinków Sanu widać co najmniej trzy stopnie terasowe. Reprezentują one w wyższej części system terasy 15–20-metrowej (poziom II?) pochodzący według J. Wojtanowicza (1978) z okresu zlodowacenia odry, natomiast w części niższej vistuliański poziom III (8–11 m) nazwany przez J. Wojtanowicza (1978) „*akumulacyjnym w stropie zwydmionym*”. Jeszcze niższy poziom o wysokości 5–7 m nad koryto Sanu występuje w postaci wąskich listew o szerokości 1–1,3 km i nosi ślady koryt roztokowych (Wojtanowicz 1978; Szumański 1986). Według J. Wojtanowicza (1978) powstał on u schyłku vistulianu i jest świadectwem etapowego wcinania się rzeki w powierzchnię wyższej terasy akumulacyjnej. Od terasy rędzinnej oddziela go w wielu miejscach wyraźna krawędź podcinana przez systemy wielkich zakoli, których szerokości są zmienne i wynoszą od 80 do 350 m, a promień krzywizny od 330 do 1100 m. Wypełnienia tych paleokoryt miąższości do 6 m były datowane w spągu na $10\,590 \pm 130$ lat BP i $10\,300 \pm 140$ lat BP, a zatem zostały opuszczone jeszcze w młodszym drysie (Szumański 1983, 1986).

Poziom III rozwinięty jest po obu stronach doliny Sanu. Fragmentami, stropowe partie terasy są ścięte erozyjnie i przykryte madami, wówczas jej zasięg wyznaczają piaszczyste wały wydłużone zgodnie z biegiem rzeki i piaszczyste pagórki, które wynurzają się spod pokrywy madowej poziomu IV. Taka sytuacja występuje w rejonie Rozwadowa i Radomyśla.

W Rozwadowie terasa vistuliańska o wysokości 8–11 m jest ścięta w stropie i nadbudowana serią mułkowo-organiczną o miąższości 2 m do poziomu terasy rędzinnej (6–8 m) (Wojtanowicz 1978). Na północ od Radomyśla między zwydmionymi fragmentami poziomu piaszczystego biegnie szeroka na 2 km roztokowa rynna, wypełniona utworami holoceniowymi (Łomnicki 1903), wykorzystywana zapewne przez San w okresie późnoglacialnym.

Poziom III obserwowaliśmy również w rejonie Gorzyc, gdzie wydłużona z biegiem rzeki listwa terasowa ciągnie się w widłach Łęgu i Sanu, i od strony Sanu podcięta jest przez starorzecza. Na zachodzie terasa vistuliańska przekracza dolinę Łęgu i łączy się z podobnym stopniem w dolinie Wisły. W prawobrzeżnej części doliny Wisły, poniżej ujścia Sanu rysuje się rozległy poziom III o wysokości 6–7 do 13 m, na którym położone są Chwałowice. Od strony Wisły terasę ograniczają wyraźne krawędzie o wysokości 5–6 m, stanowiące podcięcia wypełnionych wodą starorzeczy pochodzących z okresu ostatnich 200 lat. W tym rejonie przebiega kopalna rynna wypełniona, podobnie jak w rejonie Niska, 15–20-metrową serią żwirowo-piaszczystą (Bielecka 1968) pochodzącą z okresu zlodowacenia odry (?). A zatem ujście starej doliny Sanu do Wisły było oddalone około 5 km na wschód od obecnego koryta Wisły i 10 km dalej na północ od obecnego koryta Sanu. Według W. Pożaryskiego i in. (1994) kopalne dno doliny Sanu stanowi przedłużenie dna doliny przełomowej Wisły wyerodowanej przed zlodowaczeniem sanian I. Stropową partię utworów wypełniających kopalną rynnę stanowi co najmniej 15-metrowa pokrywa piasków vistuliańskich z wkładkami żwirów, budująca poziom II i III. Na poziomie II o wysokości 15–20 m nad koryto Wisły, zalesionym z wałami wydm, położone jest w Łążku, w dolinie Sanny, stanowisko torfu interstadialnego odkrytego przez M. Bielecką (1968).

Warto nadmienić, że w dolinie Sanny koło Łążka Zaklikowskiego i Lipy występują dwa poziomy torfów przedzielone ogniwem piasków, opisane w profilach wierceń przez M. Bielecką (1969). Gómy poziom torfu z iłem występujący pod stropowymi piaskami na głębokości 4 m został datowany metodą radiowęglową na $25\ 580 \pm 3270$ lat BP (i reprezentuje prawdopodobnie ocieplenie paudorfskie (interstadiał denekamp) (Mamakowa 1968). Analiza palinologiczna 0,25-metrowej warstwy torfu wykonana przez K. Mamakową (1968) wykazała w środkowej części profilu powyżej 50% udział drzew i krzewów oraz znaczny traw i turzyc. Spadek udziału sosny (*Pinus*) oraz *Sphagnum* w górnej części diagramu, przy równoczesnym wzroście krzywej *Artemisia* oznacza schyłek interstadialnego ocieplenia. Natomiast dolny torf występujący na głębokości 8–9 m (około 15 m nad poziom Sanu) jest podścielony piaskami i żwirami. Wypełnia on kopalne starorzecza (Sanu ?) i za-

wiera również kopalne flory tundrowe, ale szczegółowo nie był dotychczas badany. Przez analogię do innych stanowisk w dolinie Sanu (Bobrówka) oraz obszaru Zasania (profile z doliny Tanwi i Łady opisane w dalszej części pracy) i doliny Wisłoka (profile w Łukawcu) uważam, że dolny poziom torfu może reprezentować starszą część interpleniglacjału vistulianu (interstadiały moershoofd, hengelo ?), natomiast górny interstadium denekamp.

3.12. ZASANIE

Obszar położony między Sanem a krawędzią Roztocza obejmuje zróżnicowany morfologicznie wschodni człon Kotliny Sandomierskiej. W rzeźbie tego obszaru największe powierzchnie zajmują płaskowyże i przylegające do nich rozległe zwydmione w stropie równiny piaszczyste, przechodzące bez wyraźnych granic w sterasowane dna dolin biorących początek na Roztoczu. Niektóre z nich, jak na przykład dolina Łady – prawobrzeżny dopływ Tanwi, zmieniały swój bieg wielokrotnie pod wpływem aktywności tektonicznej strefy krawędziowej Roztocza, a u wylotu do kotliny rzeki sypały rozległe stożki napływowe (proluwialne) (Buraczyński, Butrym 1989). Największy ich rozwój miał miejsce podczas intensywnej akumulacji osadów rzecznych przypadającej na środkowy i górny plenivistulian. Dowodem jest kopalna dolina Łady koło Kątów wypełniona piaskami rzeczными, których początek akumulacji przypada na co najmniej dolny plenivistulian (data TL 64 ± 10 ka BP – Lub-521). Piaski w wyższej części wypełnienia zostały datowane na 31 ± 4 ka BP (Lub-519), a z głębokości 10 m na 25 ± 3 ka BP (Lub-518), wskazując jednoznacznie na depozycję w czasie górnego plenivistulianu (Buraczyński, Butrym 1989).

W profilu Korytków położonym nad rzeką Ładą, 4 km od krawędzi Roztocza została stwierdzona przez J. Buraczyńskiego i J. Butryma (1989) blisko 6-metrowa pokrywa obejmująca od dołu dolne ogniwo piasków rzecznych leżące na zerodowanej glinie morenowej oraz środkowe ogniwo piasków (2,5–5 m) z dwoma poziomami zaburzonych soliflukcyjnie mułków i porożywaną warstwą torfów interstadialnych, w których stwierdzono roślinność leśno-tundrową. Górne ogniwo stanowią piaski eoliczne poziomo warstwowane, w stropie bezstrukturalne. Datowanie dolnego i środkowego ogniwa wskazuje na okres środkowego vistulianu – daty TL 46 ± 6 ka BP (Lub-58) i 38 ± 5 ka BP (Lub-57). Jednocześnie ta druga data, pochodząca z poziomu zaburzonych mułków organicznych z florą lasotundry, wskazuje na cieplejsze wahnięcie interstadium hengelo. Stropowe ogniwo piasków eolicznych pochodzi z późnego vistulianu (Buraczyński, Butrym 1989).

Znaczny udział w budowie pokryw z tego okresu mają osady stokowe (osady stożków proluwialnych i deluwia zboczowe), których większe natężenie akumulacji według datowań TL przypada na okres 22–23 ka BP. Natomiast wzrost akumulacji fluwialnej zarejestrowany w kilku profilach odpowiada czasowo maksymalnemu zasięgowi łądolodu vistuliańskiego (20–18 ka BP) (Buraczyński, Butrym 1989). Również w tym czasie dużą aktywność przejawiały procesy eoliczne zapisane głównie w piaskach pokrywowych, które mogły być wielokrotnie przewiewane z den dolin na stoki i wierzchowiny, czego klasycznym przykładem jest obszar między Tanwią a krawędzią Roztocza. Na zboczach dolin i stokach płaskowyżów powstawały wówczas warstwowane osady pylasto-piaszczyste, genezy deluwialno-eolicznej, datowane TL na okres interpleniglacjału (data 34 ± 6 ka BP w profilu Młodów koło Lubaczowa) oraz 26–18 ka BP (Wojtanowicz 1997).

W chłodnych i suchych fazach późnego vistulianu przy przewadze wiatrów zachodnich rozwinęły się na równinach piaszczystych i terasach liczne formy deflacyjne oraz zespoły wydm występujące na przylegającej do Roztocza rozległej Równinie Biłgorajskiej (Buraczyński 1994). Według J. Buraczyńskiego obszary położone na zachód od Równiny Biłgorajskiej, między Tanwią a Sanem, stanowiły strefę deflacji i przewiewania materiału piaszczystego. Intensywne przewiewanie piasków i tworzenie wydm było niekiedy przyczyną blokowania odpływu rzek i zmian ich biegu.

Zatem na obszarze Zasania podobnie jak w sąsiedniej dolinie Sanu i Wiśłoka mamy zapis przewagi akumulacji fluwialnej w okresie pleniglacjałnym. W okresie dolnego plenivistulianu wskutek ochłodzenia klimatu były depozowane piaski fluwialne ze znacznym udziałem materiału eolicznego oraz osady lessopodobne. Wypełnianie obniżeń piaskami i mułkami fluwialnymi z materiałem organicznym i powstawanie gleb tundrowych datowane jest na okres środkowego plenivistulianu (interstadiały hengelo i denekamp). Pod wpływem procesów stokowych i fluwialnych w okresie 30–25 ka BP oraz 20–18 ka BP notowana jest intensywna akumulacja, prowadząca do wypełniania dolin aluwiami i osadami proluwialnymi o miąższości powyżej 10 m ze znacznym udziałem materiału eolicznego. Warto nadmienić, że według J. Wojtanowicza (2003) w okresie 30–20 ka BP miała miejsce pierwsza faza tworzenia płaskich i wydłużonych wałów wydmowych zachowanych m.in. na powierzchni poziomu III. Na przełomie górnego i późnego vistulianu (15–12,5 ka BP) rozwijały się intensywnie procesy eoliczne prowadzące do powstania cienkich pokryw pylastych i piaszczystych, a w młodszym dryasie wydm.

4. CHRONOSTRATYGRAFIA ALUWIÓW I WIEK FORM FLUWIALNYCH W DOLINACH PRZEDPOLA KARPAT

Podział vistulianu zastosowany w niniejszej rozprawie nawiązuje w głównej mierze do schematów stratygraficznych NW Europy (Behre, Lade 1986; Behre, van der Plicht 1992) oraz podziałów regionalnych (Kozarski 1991a; Mojski 1993, 1999; Starkel 1980, 1995b) (por. tab. 3). Elementami przewodnimi w konstrukcji tych schematów są warstwy osadów organicznych datowane palinologicznie, których wiek bezwzględny, szczególnie dla prób pochodzących z młodszej części vistulianu, został określony metodą radiowęglową. Datowania radiowęglowe ze względu na ograniczony zasięg czasowy metody pokrywają okres ostatnich 40 000–50 000 lat BP. Warstwy osadów mineralnych (piaski, mułki, lessy) przedzielające serie organiczne były datowane metodami luminescencyjnymi (TL, OSL). Chociaż dokładność tych ostatnich jest o wiele mniejsza niż metody radiowęglowej, to w wielu profilach stanowiły one jedyną możliwość oszacowania wieku osadów występujących powszechnie w seriach z górnego plenivistulianu.

Środowisko fluwialne cechuje duża złożoność form i osadów obserwowanych zarówno w przekroju poprzecznym, jak i w profilach podłużnych równiny zalewowej. Złożoność ta jest tym bardziej zatarta, im sięgamy dalej wstecz i otrzymujemy mniej wiarygodnych danych. Pojawiają się natomiast liczne przerwy sedymentacyjne i luki stratygraficzne, których datowanie jest bardzo trudne. Rekonstrukcję poziomów terasowych i wiek aluwii komplikują dodatkowo występujące na wielu stanowiskach inwersje datowań radiowęglowych, w których spągowe osady organiczne podścielone nawodnionymi piaskami są wyraźnie odmłodzone. Stanowiska takie, z pojedynczymi oznaczeniami wieku, mają zazwyczaj mniejszą wartość dla interpretacji stratygraficznych. Środowisko fluwialne cechuje zmienny przebieg depozycji osadów, zarówno w facjach korytowej, jak i pozakorytowej. Pionowe przyrastanie osadów (charakterystyczne dla środowisk morskich, jeziornych i torfowiskowych) odbywa się na rozległych równinach zalewowych w basenach popowodziowych oraz w ograniczonym zakresie w wypełnianych starorzeczach. Równocześnie wskutek bocznego (lateralnego) przemieszczania koryt i ich odcinania oraz przrzucania całych systemów koryt na drodze awulsji, szczególnie na przedgórskich stożkach napływowych, pionowe sekwencje osadów reprezentują krótkie odcinki czasu i oddzielone są powierzchniami erozyjnymi, których czas trwania jest trudny do określenia.

W związku z powyższym obraz zmian obejmujący sekwencje aluwialne jest niepełny a rekonstrukcja zdarzeń fluwialnych oparta jest często na fragmentarycznych danych.

Wczesny vistulian obejmuje 5. a-d stadium tlenowo-izotopowe (115/110–75 ka BP). Składa się on z 6–8 jednostek stratygraficznych (Mojski 1999) udokumentowanych palinologicznie, głównie w profilach wiertniczych osadów jeziornych i torfowych Europy Zachodniej, skąd pochodzą daty radiowęglowe. Ich wartość jest jednak niewielka, ponieważ znajdują się poniżej zasięgu metody. Określona za pomocą analizy pyłkowej ewolucja szaty roślinnej i zmian klimatu pozwala na stwierdzenie, że odbywała się ona w warunkach interstadialnych (amersfort, brörup, odderade), z przewagą lasów borealnych i ze znacznie mniejszym udziałem lasów mieszanych (Mamakowa 1988). W podobny sposób zdefiniowano stadiały, jako okresy zimne z ubogą szatą roślinną (stadiały herning, intra-brörup, rederstall na zachodzie Europy) (tab. 4).

Na obszarze Karpat i Kotlin Podkarpackich występuje kilka stanowisk z florami wczesnego vistulianu, które dokumentują etap ewolucji dolin w tym długim, bo liczącym 40 000 lat okresie. W żadnym ze stanowisk nie stwierdzono jednak charakterystycznej dla tego okresu dwudzielności osadów, w których byłyby jednoznacznie zarejestrowane co najmniej dwa ciepłe interstadiały (amersfoort, brörup lub odderade) przedzielone chłodniejszymi stadiałami. Rozpoznanie osadów rzecznych wczesnego vistulianu utrudnia dodatkowo fakt, że w dnach dolin wypełniają one najczęściej kopalne rynny erozyjne przykryte mięszymi pokrywami młodszych osadów. Natomiast w strefach przyboczowych aluwia z tego okresu sięgają od kilku do 10 m nad poziom rzek i są przykryte przez lessy młodsze i osady deluwialno-soliflukcyjne.

W dolinie Skawy w Wadowicach lessy i pokrywy soliflukcyjne fosylizują torf leśny brörupu z *Picea omoricoides* okrywający aluwia sięgające obecnie 5–6 m nad koryto rzeki (Sobolewska i in. 1964). Na stożku górnej Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej torf datowany na >45 ka BP z pyłkami jodły (*Abies*), graba (*Carpinus*) i olszy (*Alnus*) (Niedziałkowska i in. 1985) spoczywa w poziomie koryta na aluwiach z wczesnego vistulianu (?). W dolinie Wisłoki w Rzochowie (na południe od Mielca) cokół 6–7-metrowego stopnia terasy rędzinnej tworzy warstwa torfu z florą leśną brörupu i kości mamuta datowane na ponad 50 ka BP (Laskowska-Wysoczańska, Niklewski 1969). Stanowiska te stanowiły podstawę wydzielenia w schemacie stratygraficznym teras karpackich odrębnego wczesnoglacjalnego stopnia aluwialnego

Tabela 4. Podsumowanie stratygraficznych i geomorfologicznych zmian w dolinach rzecznych Kotlin Podkarpackich

Wiek Ka BP	Stadia izotopowe	Podział chronostratygraficzny Behre, van der Plicht, 1992, Mojski, 1999, Kozarski, 1991a, Starkel, 1999		Poziomy Terasowe	Stanowiska	Procesy fluwialne i osady terasowe			
10	1	HOLOCEN	N 5,1 M 8,4 E 10,2	IV (7-10) m n. p. rzeki	Trześń Mała Łukawiec Żabno, Łąka 1	Erozja i akumulacja Piaski, żwiry, mady, torfy			
13			PÓŻNY		YD st AL int OD st Bo int	Drwinka, Dąbrówki Krasne, Łąka 4 Gróbką Pleszów	Erozja boczna i akumulacja piaski eoliczne piaski, żwiry, mulki, torfy		
25	2	N	GÓRNY	III (8-10) (12) m	Wola Mała Stubno Mielec, Chorzeliów Wola Żyrakowska Podgrodzie	Erozja wgłębna Piaski eoliczne piaski, mulki, lessy, piaski ze żwirkami Erozja wgłębna i/lub boczna mulki, gleba kopalna			
30							ociepl.? 23-24	II (13-18 m)	Nowe Brzesko Łukawiec V
40	3	U	ŚRODKOWY (interplemigracja)	Denekamp int Huneborg st	Brzeźnica A Łukawiec III-V Nowe Brzesko Nowa Huta Szujec, Łętowice	Erozja boczna Mulki i piaski Gleby kopalne, lessy, torfy piaski i żwiry z pniami drzew			
50							Hengelo int Hasselo st Moershoofd in	Łukawiec II Czarna-Podbór I Ściejowice Włoszyn Piasieczno	Erozja wgłębna Mulki, torfy, Mulki organ. Erozja boczna i akumulacja Żwiry z fragment. drewna
58							Glinde int Ebersdorf st Oerel int	Łukawiec Brzeźnica B	Mulki, torfy Akumulacja Piaski
75								Trzciana Zator? Łukawiec I?	Mulki, torfy, lessy Gleba kopalna?
90	4	V	DOLNY		Radłów, Trawniki Kąty, Zwierzyniec	Erozja boczna i agradacja Żwiry i piaski, głazy Mulki, pokrywy soliflukcyjne Lessy			
115	5a-d	W	WCZESNY	Odderade int Rederstell st Brörup int Intra-Brörup st Amersfoort int Herning st	kopalny	Radymno Rzochów? Wadowice	Akumulacja i erozja Piaski, żwiry Mulki i torfy		
125								E E M	

(int – interstadial, st – stadial, p – faza, Bo – bölling, OD – starszy dryas, Al – alleröd, YD – młodszy dryas, E – eoholocen, M – mezoholocen, N – neoholocen; liczby oznaczają wiek w tysiącach lat BP)

(Starkel 1977). W dolinie Sanu pod aluwiami poziomu III, na wschód od Jarosławia seria żwirów wypełniająca spągową część kopalnej rynny Sanu została datowana metodą TL na 96 ka BP (Wieczorek 1999). Podobnego wieku (data TL około 91 ka BP) są aluwia wczesnovistuliańskie przykryte utworami soliflukcyjnymi i lessem młodszym budujące niską terasę vistuliańską (6–12 m) w małych dolinach będących dopływami Sanu na Pogórzu Przemyskim (Alexandrowicz, Łanczont 1997; Łanczont 2001). Podczas najwcześniejszego vistulianu odkładały się u wylotu Sanu z Karpat drobnoziarniste piaski nadbudowane następnie lessem młodszym (Łanczont, Alexandrowicz 1997). Sięgają one 9–10 m nad koryto rzeki. Podobne piaski facji pozakorytowej zostały stwierdzone na terasie lessowej w Radymnie i datowane TL na 100 ka BP (Maruszczak 1980), oraz w rejonie Babic w karpackim odcinku doliny Sanu (Pękała 1988). Akumulacja warstw lessu młodszego facji subaeralnej miała już miejsce we wczesnym vistulianie. Zróznicowana pozycja poziomów organicznych i różne wysokości równin rzecznych, szczególnie na przedpolu gór, wskazują na zmiany koryt we wczesnym vistulianie, okresy przeważającej akumulacji i erozji.

Dolny plenivistulian korelowany jest z 4. stadium krzywej izotopowo-tlenowej (75–58 ka BP). Wyraźne ochłodzenie około 75 000 lat temu (Ruddiman i in. 1980) spowodowało pozbawienie Karpat i ich przedpola zwartej szaty roślinnej. Charakterystycznym zbiorowiskiem była bezleśna tundra peryglacjalna. Ochłodzenie to jest potwierdzone wzrostem natężenia depozycji pyłu lessowego korelowanego w Polsce z tzw. lessem młodszym dolnym (LMd) (Maruszczak 1991, 2001) datowanym na 70–60 ka BP, jak również większym udziałem piasków eolicznych w osadach rzecznych oraz rozwojem struktur peryglacjalnych. Leżące pod osadami interpleniglacialnymi serie aluwialne należy zaliczyć do starszego pleniglacialu, który łącznie ujmuje w ramy czasowe zdarzenia młodsze od interstadiałów brörup i odderade, a starsze od interstadiałów moershoofd, hengelo i denekamp (Starkel 1980, 1995b; Kozarski 1991; Mojski 1993; Maruszczak 1991).

W podziałach stratygraficznych Europy Zachodniej poniżej kompleksu moershoofd są wydzielane jeszcze dwa interstadiały Oerel i Glinde będące najstarszymi jednostkami wiekowymi środkowego plenivistulianu (tab. 4). W pełni udokumentowanych palinologicznie i wiekowo stanowisk osadów organicznych, których spektra pyłkowe i datowania radiowęglowe wskazują na sedymentację w okresie dolnego pleniglacialu jest niewiele. W dolinach walnych zaznacza się dwudzielność aluwii i sekwencji teras rzecznych. Osady z dolnego plenivistulianu występują prawdopodobnie w Zatorze nad Skawą, gdzie torfy wypełniające starorzecze z florą typu dryasowego zosta-

ły datowane na > 40 ka BP (Koperowa, Środoń 1965). Dominowały w tym okresie zbiorowiska wilgotnej, bezleśnej tundry. Do tego okresu zalicza także L. Starkel (1988) chłodne flory stanowiska Ludwinów w dolinie Wisły koło Krakowa, których wiek został określony na > 43 ka BP (Sokołowski, Wasylkowa 1984). Ze względu na występowanie tych flor płytko pod utworami holoceniowymi równiny rędzinnej, podobnie jak w innych dolinach (Wisłoka, Wisłok, San), nie można wykluczyć, że reprezentują one chłodne wahnięcie starszej części środkowego plenivistulianu. Stanowisko w Brzeźnicy nad Wisłoką z datami radiowęglowymi sięgającymi 46–48 ka datuje pośrednio podścielające je aluwia na dolny plenivistulian (?). Stanowiska te uzupełniają inne profile, których wiek został określony datowaniem termoluminescencyjnym. W dolinie Wisły pokrywa piasków rzecznych pod lessami sięgająca 5–6 m nad poziom rzeki została datowana TL w Trawnikach na 69 ± 9 ka BP (Gębica 1995a).

Nad Dunajcem dolna seria żwirowo-piaszczysta wypełniająca kopalną rynną doliną koło Radłowa została datowana blisko spągu na 59 ± 9 ka BP (Sokołowski 1995).

Podobny wiek mają osady żwirowe wypełniające na głębokości 9,5 m, kopalną rynną Brenia w dolinie Wisły, datowane w Czaplówce na 67 ± 7 ka BP (Płonczyński, w druku). Świadczy to o poszerzaniu i wypełnianiu w okresie dolnego pleniglacjału wcześniej utworzonych (interglacjał eemski/wczesny vistulian?) rynien kopalnych. Potwierdzają one istnienie serii aluwiiów akumulowanych na przedpolu Roztocza w Kotlinie Sandomierskiej. Piaski fluwialne z udziałem materiału eolicznego, wypełniające kopalną dolinę Tanwi na głębokości 20,5 m, zostały datowane TL na 73 ± 9 ka BP, a w dolinie Łady (profil Kąty) na głębokości 26 m na 64 ± 10 ka BP (Buraczyński, Butrym 1989).

Środkowy plenivistulian obejmuje 3. stadium tlenowo-izotopowe (58–28/25 ka BP). Jednostka ta określana przez paleobotaników, jako interpleniglacjał, składa się z dwunastu dotychczas rozpoznanych jednostek wiekowych, najczęściej przez autorów określanych jako interstadiały (oerel, glinde, moershoofd, hengelo, huneborg I i huneborg II, denekamp) i stadiały (ebersdorf, hasselo, hengelo-huneborg, huneborg, huneborg-denekamp) zdefiniowanych za pomocą ewolucji szaty roślinnej metodą analizy pyłkowej (Behre 1989; Behre, Van der Plicht 1992). Przy czym termin „interstadiały” powinien być zastrzeżony do osadów powstających w warunkach od subarktycznego do borealnego klimatu, przed którym lub po którym wystąpiły warunki klimatu arktycznego i subarktycznego i może być korelowany na znacznych odległościach na podstawie metod biostratygraficznych (Caspers, Freund 1997).



Ryc. 32. Położenie dorzecza górnej Wisły na tle ważniejszych stanowisk osadów rzecznych oraz zasięgów zlodowaceń (około 70 ka, 40 ka i 20–18 ka BP) w Środkowej i Zachodniej Europie. Zasięgi lądolodów na podstawie: Larsen, Sejrup i in. (2000), Marks i in., 1995, Makowska (1986), Lindner (red., 1992).

Objaśnienia znaków: 1 – góry, 2 – wyżyny i średniogórza, 3 – kotliny przedgórskie i śródgórskie, 4 – niziny, 5 – morza w okresie górnego pleniglacjału, 6 – zasięg lądolodu w dolnym plenivistulianie (około 70 ka BP), 7 – zasięg lądolodu w okresie środkowego plenivistulianu (około 40 ka BP), 8 – maksymalny zasięg lądolodu vistuliańskiego (20–18 ka BP), 9 – zlodowacenie w górach, 10 – sieć rzeczna i kierunki odpływu wód progłacialnych i ekstraglacialnych w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu vistuliańskiego, 11 – stanowiska z sekwencjami datowanych teras vistuliańskich, 12 – granice państw, 13 – obszar badań (K.S. – Kotlina Sandomierska).

Wykaz dolin rzecznych i ważniejszych stanowisk z sekwencjami datowanych osadów plenivistuliańskich: 1 – Tamiza (Gibbard i in. 1981; Perkins, Rhodes 1994), 2 – Dinkel (Van der Hammen, Wijnstra 1971; Van Huissteden i in. 1986; Van Huissteden 1990), 3 – Vecht (Huisink 1998), 4 – Moza (Huisink 1998), 5 – Grouw (Kasse i in. 1995), 6 – Flemish (De Moor i in. 1978), 7 – Somma (Antoine 1997), 8 – Loara (Straffin i in. 2000; Colls i in. 2001), 9 – Mulda (Hiller i in. 1991; Eissmann 2002), 10 – Elstera (Mol 1997), 11 – Sprewa (Wolf i in. 1994), 12 – Dunaj k. Regensburga (Buch, Heine 1995), 13 – Morawa (Havliček 1995), 14 – Prosna (Rotnicki 1987), 15 – Konin-Maliniec (Pazdur i in. 1980), 16 – Kamion-Młodzieszynek (Manikowska 1991), 17 – Mroga i Ner (Turkowska 1988, 1992), 18 – Doliny rejonu Belchatowa (Baraniecka 1982; Krzyszkowski 1990; Goździk 1995; Goździk, Zieliński 1996), 19 – Wieprz (Jahn 1956; Harasimiuk 1991; Jersak 1991; Superson 1996).

Location of the Upper Vistula Basin against the more important sites of fluvial deposits and extents of icesheets (70 ka, 40 ka and 20–18 ka BP) in Middle and Western Europe. Extents of icesheets after Larsen, Sejrup et al. (2000), Marks et al. (1995), Makowska (1986), Lindner (ed., 1992).

Explanations signs: 1 – mountains, 2 – highlands, 3 – for-mountains and intra- mountains basins, 4 – lowlands, 5 – seas, 6 – extent of icesheet during the Lower Plenivistulian (c. 70 ka BP), 7 – extent of icesheet during the Middle Plenivistulian (c. 40 ka BP), 8 – maximum extent of the Vistulian icesheet (20–18 ka BP), 9 – mountain icesheets, 10 – river network with direction of the extra-and proglacial water outflow during the maximum extent of icesheet (20–18 ka BP), 11 – sites of fluvial deposits with C-14 and TL dated sequences of the Plenivistulian terrace levels, 12 – state boundary, 13 – research area (K.S. – Sandomierz Basin).

List of river valleys and more important sites with sequences of Plenivistulian alluvial deposits: 1 – Thames valley (Gibbard et al. 1981; Perkins, Rhodes 1994), 2 – Dinkel valley (Van der Hammen, Wijnstra 1971; Van Huissteden et al. 1986; Van Huissteden 1990; Van der Hammen 1995), 3 – Vecht valley (Huisink, 1998), 4 – Meuse valley (Huisink 1998), 5 – Grouw site (Kasse et al. 1995), 6 – Flemish valley (De Moor et al. 1978), 7 – Somme valley (Antoine 1997), 8 – Loire valley (Straffin et al. 2000; Colls et al. 2001), 9 – Mulda (Hiller et al. 1991; Eissman 2002), 10 – Elstera valley (Mol 1997), 11 – Spree valley (Wolf et al. 1994), 12 – Donau valley n. Regensburg (Buch, Heine 1995), 13 – Morava river (Havliček 1995), 14 – Prosna valley (Rotnicki 1987), 15 – Konin-Maliniec site (Pazdur et al. 1980), 16 – Kamion-Młodzieszynek site (Manikowska 1991), 17 – Mroga and Ner valleys (Turkowska 1988, 1992), 18 – Bełchatów site (Baraniecka 1982; Krzyszkowski 1990; Goździk 1995; Goździk, Zieliński 1996), 19 – Wieprz (Jahn 1956; Harasimiuk 1991; Jersak 1991; Superson 1996).

Czas trwania poszczególnych jednostek podany ostatnio przez T. Van der Hammen (1995) jest różny i wynosi od 500 lat (stadiał hengelo-huneborg) do 2000 lat (interstadiał hengelo). Jak zwraca uwagę J.E. Mojski (1999) ich datowania różnią się nawet do kilku tysięcy lat, co nie jest wiele, biorąc pod uwagę fakt, że daty starsze od 40 ka BP są obciążone błędem metody wynoszącym od 1 do 2,5 ka.

W interpleniglacjale rozwój struktur peryglacjalnych był bardzo zróżnicowany i związany z surowszymi warunkami klimatycznymi i wskazuje na nieciągłą wieloletnią zmarzlinę. Struktury klinów lodowych występowały dosyć rzadko i tworzyły się tylko podczas pewnych okresów środkowego plenivistulianu (Huijzer, Vandenberghe 1998; Kasse i in. 1995). Rezultatem stałego spadku temperatury, w miarę zbliżania się do maksymalnego ochłodzenia (Kozarski 1991a) był rozwój prawie bezdrzewnej szaty roślinnej i prze-waga tundry na terenie Europy Zachodniej (Niemiec, Holandii, Belgii, Wielkiej Brytanii) (Behre 1989; Ran 1990). Dalej na wschód w warunkach bardziej kontynentalnego klimatu na terenie Europy Środkowej i Wschodniej, m.in. w Polsce zaznacza się większy udział drzew i występowanie zbiorowisk lasotundry (Środoń 1972; Mamakowa 1994). Jednak ówczesne zbiorowiska były bardziej zróżnicowane a ich skład w dużym stopniu uzależniony od lokalnych warunków morfologiczno-glebowych. Drzewa występowały pojedynczo lub w małych grupach i ciągnęły się wzdłuż dolin rzecznych, a ich większy udział sugeruje występowanie zbiorowisk lasotundry (Mama-

(Mamakowa, Środoń 1977). Obecność brzozy karłowatej i wierzb krzewiastych dowodzą rozprzestrzeniania się tundry krzewiastej. Z drugiej strony bardzo wysokie wartości pyłku traw, bylic i wielu innych sugerują występowanie formacji stepotundry, która była szeroko rozpowszechniona w środkowej i wschodniej Europie (Frenzel 1992).

W wielu sekwencjach teras aluwialnych okres interpleniglacialny charakteryzuje się stosunkowo wysokim udziałem osadów pozakorytowych rozwiniętych w różnych facjach. Zestawienie najważniejszych stanowisk dolinnych na tle rzeźby i warunków paleogeograficznych w Europie Środkowo-Zachodniej w czasie plenivistulianu podaje rycina 32. W dolinach Niżu Środkowo-europejskiego miąższe vistulianskie serie aluwialne, zawierające przewarstwienia torfów datowanych na środkowy plenivistulian, zostały opisane przed 30 laty, m. in. w stratotypowych profilach formacji Twente w Holandii (Van der Hammen, Wijmstra 1971), a następnie szczegółowo zbadane w dolinie rzeki Dinkel blisko granicy z Niemcami (Van Huissteden i in. 1986; Van Huissteden 1990) oraz ostatnio w dolinie rzeki Vecht (Huisink 1998). Na terenie Niemiec Wschodnich podobna sekwencja osadów tworząca w dolinach rzecznych tzw. Niederterasse (niską terasę vistuliańską) została ostatecznie powiązana ze środkowym i górnym plenivistulianem (daty radiowęglowe od 46 do 28 ka BP) (Hiller i in. 1991; Mol 1997; Eissmann 1997, 2002). Podobny wiek mają aluwia budujące kopalny cokół erozyjny górnej terasy zalewowej w dolinie Tamizy (Gibbard i in. 1981).

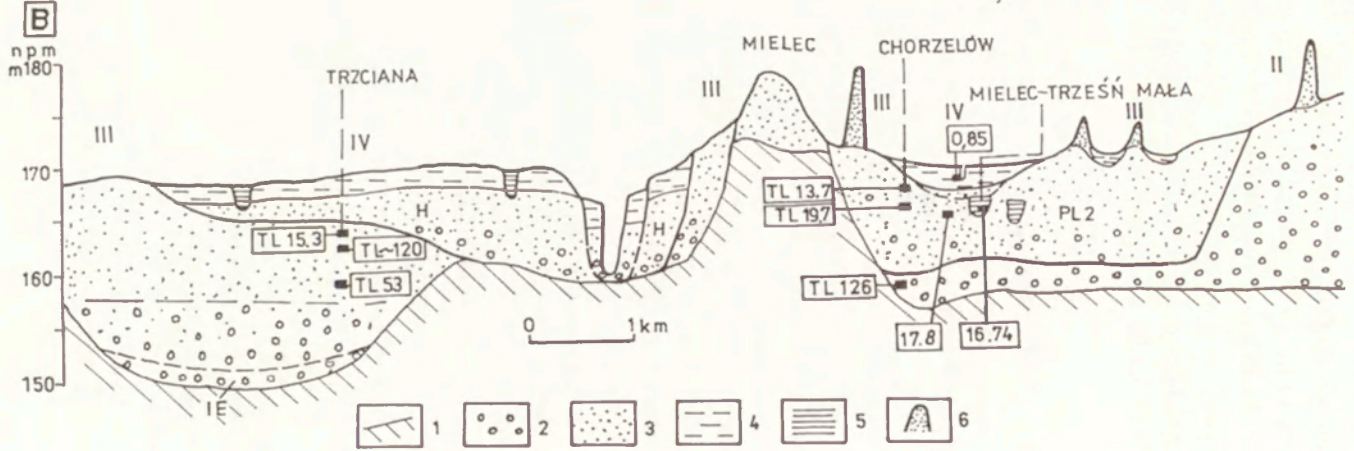
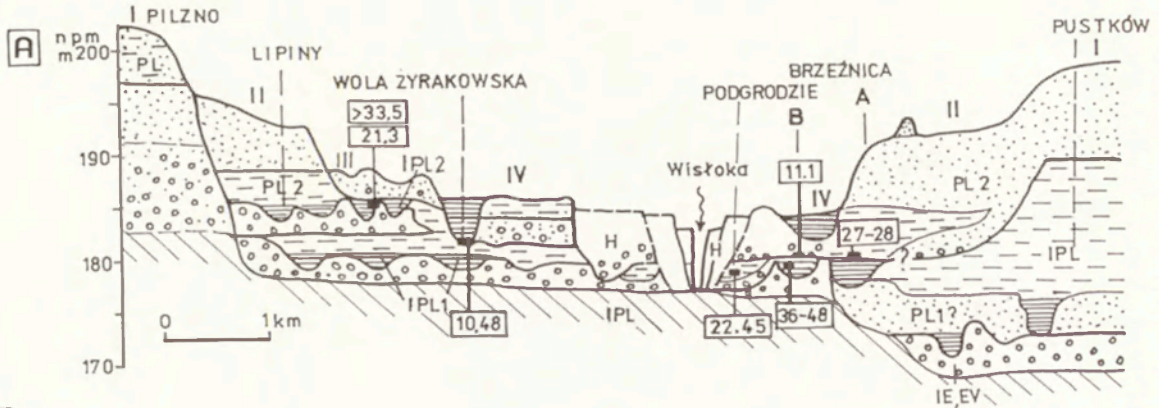
W Polsce osady ze środkowego plenivistulianu tworzą powszechnie trzon wysokich i średnich teras vistuliańskich (25–20, 18–6 m nad poziom koryt), rejestrowanych zarówno w nizinym, niezlodowaconym odcinku doliny Prośny (Rotnicki 1987), Warty (Kozarski 1981), dolinach Wyżyny Łódzkiej (Turkowska 1988, 1992), rejonu Bełchatowa (Krzyszkowski 1990), jak i środkowym i górnym odcinku doliny Wieprza oraz Sołokiji przepływających przez obszary lessowe Wyżyny Lubelskiej i Rostocza (Harasimiuk 1991; Jersak 1991; Superson 1996a, b; Buraczyński, Superson 1996) (ryc. 32).

W kotlinach podkarpackich okres środkowego plenivistulianu zaznaczył się znacznym ożywieniem działalności rzek. Postępująca generalnie agradacja aluwiów, przerywana była kilkukrotnymi epizodami rozcinania równiny i pogłębiania koryt. W wypełnieniach dolin rzecznych notuje się z tego okresu 2–3 oddzielne włożenia budujące stopnie terasowe poziomu II o wysokości 13–18 m nad koryto i poziomu III o wysokości 6–12 m (tab. 4).

W Brzeźnicy nad Wisłoką osadzenie stropowej warstwy żwirów i rozcięcie oraz utworzenie głębszego koryta jest datowane przez oddzielające te zdarze-

nia osady starorzeczca z materiałem organicznym o spektrum z wyraźnymi dwiema oscylacjami typu stadiałów i interstadiałów (moershoofd, hengelo) których wiek określono na 36–48 ka BP (Mamakowa, Starkel 1974; Mamakowa i in. 1997) (ryc. 33A). Najstarsze daty uzyskane na tym stanowisku (około 48 ka BP) odpowiadałyby w zachodnioeuropejskich schematach stratygraficznych interstadiałowi glinde. Osady terasowe zostały rozcięte (interstadial hengelo), a w rozcięciu zostały włożone młodsze aluwia datowane na 27–28 ka BP (interstadial denekamp), poprzedzające górnoplenivistulińską fazę akumulacji fluwialnej. To spowodowało utworzenie nowego włożenia terasy 15-metrowej. Cokół erozyjny niższej terasy o wysokości 11–12 m (poziom III) i terasy rędzinnej buduje w Woli Żyrakowskiej starsze ogniwo żwirowo-piaszczyste przykryte mułkami i iłami pozakorytowymi, ścięte środkowym ogniwem piaszczysto-żwirowym ze starorzeczczami o głębokości 1–3 m, wypełnionymi mułkami i iłami z wkładkami torfów. Jest ono ścięte w stropie najmłodszym ogniwem piasków ze żwirami bez pokrywy madowej (Starkel 1995a). Dolne ogniwo mułkowo-ilaste należałoby korelować ze starszą częścią środkowego plenivistulianu, podobnie jak osady w profilu Brzeźnicy datowane na 36–48 ka BP albo dolnym plenivistulianem (?). Analiza pyłkowa górnego poziomu mułków torfiastych, wypełniających rozcięcie środkowej pokrywy żwirowej, wskazuje na zbiorowiska tundry parkowej, a datowania radiowęglowe wykonane w kilku profilach pomimo dużego rozrzutu wieku i inwersji dat (np. data $>33\,500$, a poniżej $21\,300 \pm 1200$ lat BP) – na schyłek interplenivistulianu (Mamakowa i in. 1997). Zagadnieniem otwartym jest czy analizowany osad był składany synchronicznie na całej szerokości 1–2 km równiny, jeśli na przekroju o szerokości 300 m można wydzielić co najmniej 2 rozcięcia korytowe wypełnione mułkami (Mamakowa i in. 1997).

Podobnych danych stratygraficznych dostarczają datowane profile w dolinie Wisłoka w północnej strefie Rynny Podkarpackiej (ryc. 34). W licznych odsłonięciach położonych między Łukawcem a Czarną oraz profilach wierceń uchwycono przestrzenny zasięg kopalnego cokołu erozyjnego terasy rędzinnej (poziom IV) utworzonego z osadów interpleniglacialnych. Najstarsze ogniwa mułkowo-organiczne z florami tundrowymi sięgają w Łukawcu nad Wisłokiem do 2,5 m nad koryto rzeki. Pozostała po erozyjnym ścięciu warstwa organiczna była datowana metodą radiowęglową w Łukawcu na 43,9 ka BP (Starkel 1980), a w profilu Łukawiec I na $>38,5$ ka BP (Gębica i in. 2002). Datowania TL wykonane przez laboratorium kieleckie dla osadów podścielających mułki organiczne w profilu Łukawiec I dało nieco niższy wiek (od 36 ka BP do 29 ka BP). Analizowana przez laboratorium



Ryc. 33. Syntetyczne przekroje teras doliny Wisłoki oraz chronostratygrafia aluwiów vistulianskich.

A. Sekwencja teras i wiek włożeń aluwiów dla odcinka Pilzno-Wola Żyrakowska-Brzeźnica-Pustków. Według różnych źródeł (Laskowska-Wysoczańska 1971; Starkel [w:] Alexandrowicz i in. 1981; Starkel 1995a) i materiałów własnych.

B. Sekwencja poziomów terasowych i wiek aluwiów w dolinie Wisłoki w rejonie Mielca. Przekrój ukazuje dwie rynny dolinne oddzielone ostańcem erozyjnym i wypełnione aluwiami vistuliańskimi. Przekrój między Mielcem i obniżeniem Trześń Mała i daty C-14 według własnych materiałów. Profil Chorzelów z datami TL (wg: Kurek, Preidl 2002). Przekrój między Mielcem a Trzcianą i daty TL (wg: Kurek, Preidl 2002) i materiałów własnych.

1 – miocen, 2 – facja korytowa (żwiry), 3 – facja korytowa i pozakorytowa (piaski), 4 – facja pozakorytowa (mułki), 5 – wypełnienia starorzeczy, 6 – wydmy. Wiek osadów w tysiącach lat BP. Pozostałe objaśnienia – ryc. 3B.

Synthetic sections across the terrace levels of the Wisłoka valley and stratigraphy of alluvial fills.

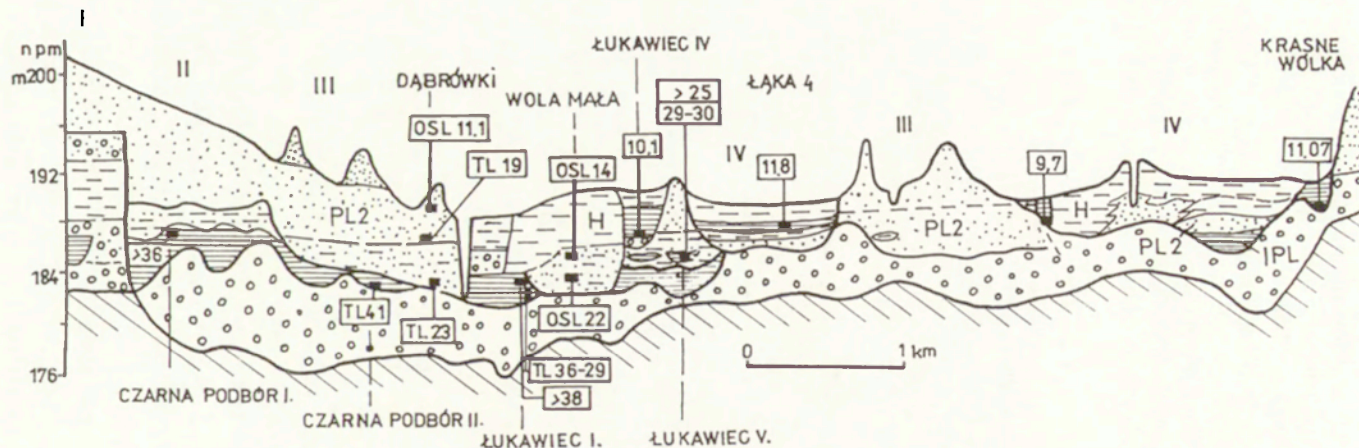
A. Sequence of terrace levels and age of alluvial fills on reach Pilzno-Wola Żyrakowska-Brzeźnica-Pustków. After Laskowska-Wysoczańska (1971), Starkel in: Alexandrowicz et al. (1981), Starkel (1995a) and own materials.

B. Sequence of terraces and age of alluvial fills in the Wisłoka valley near Mielec. Cross-section shows two paleovalleys, separated by erosional outlier and fill with Vistulian deposits. Cross-section between Mielec and Trześń Mala and C-14 dates after own materials. Chorzelów profile with TL dates after Kurek, Preidl (2002). Cross-section between Mielec and Trzciana and TL dates after Kurek, Preidl (2002).

1 – miocene, 2 – channel facies (gravels), 3 – channel and overbank facies (sands), 4 – overbank facies (muds), 5 – paleochannel infills, 6 – dunes. Age of sediments in thousands years BP. Additional explanation – Fig 3B.

gdańskie druga seria tych samych prób wykazała jeszcze większe zaniżenie wieku TL tego ogniwa. Pomimo nieznacznych różnic w otrzymanym dla nich wieku TL $17,1 \pm 2,4$ ka (spąg), $16,3 \pm 2,4$ ka (środek) i $17,9 \pm 2,7$ ka BP (strop) próby te należy traktować jako jednowiekowe (por. ryc. 21). Problemem pozostaje, dlaczego w obydwu badanych seriach prób wiek TL osadu jest zaniżony. Być może cytowany powyżej wiek radiowęglowy $>38,5$ ka BP próby mułku torfowego jest postarzony?

Trzon osadów terasy piaszczystej w dolinie Wisłoka, zwydmionej w stropie o wysokości 8–10 m (poziom III), tworzy seria pozakorytowych mułków z wkładkami torfów sięgająca 4–5 m nad poziom rzeki. Została ona datowana w Czarnej-Podbór I na ponad 36 ka BP (Gębica i in. 2002). Datowania metodą TL najstarszego ogniwa tej terasy odsłoniętego w Czarnej-Podbór II (rytmit mulkowo-piaszczysty zaburzony inwolucjami) dało wiek $41,1 \pm 6,2$ ka BP (por. ryc. 34, fot. 9). Generalnie datowania TL i C-14 wskazują na starszy od denekampu wiek ogniwa mulkowo-organicznego oraz na to, że między rozcięciem pokrywy interpleniglacialnej, które miało miejsce około 36 ka BP, a włożeniem piasków pochodzących z górnego pleniglacjału istnieje



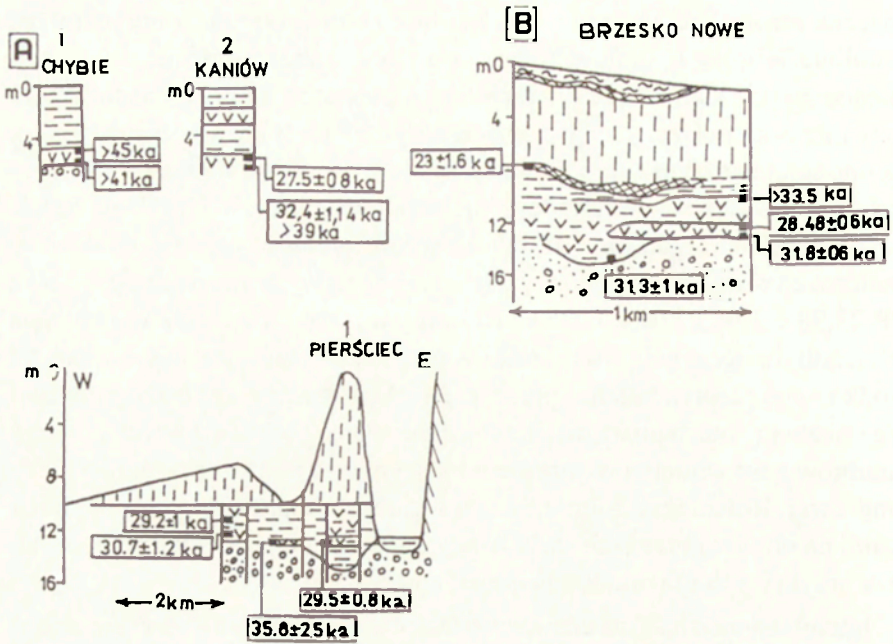
Ryc. 34. Syntetyczny przekrój poziomów terasowych i wiek aluwii w dolinie Wisłoka (Rynna Podkarpacka). Wiek osadów podano w tysiącach lat BP. Objasnienia znaków – ryc. 33 i 3B.

Synthetic sections across the terrace levels and stratigraphy of alluvial fills in the Wisłok river valley (Sub-Carpathian Trough). Age of alluvial fills in thousands years BP. Additional explanations – Fig. 33B and 3B.

znaczna przerwa sedymentacyjna. Najmłodszym stratygraficznie ogniwem w dolinie Wisłoka są silnie zaburzone warstwy mułkowo-organiczne, wypełniające płytkie starorzecza lub jeziora termokrasowe oraz gleba tundrowa rozwinięta na piaszczystych łachach korytowych (por. Kasse i in. 1995). Są one ścięte erozyjnie na wysokości około 4 m nad koryto rzeki i przykryte 4–6-metrową pokrywą młodopleniglacialnych piasków. Uzyskane na kilku stanowiskach (Łukawiec III, IV i V) wyniki datowań wkładek osadów organicznych mają bardzo podobny wiek radiowęglowy, wynoszący $30 \pm 1,5$ ka BP, $28,98 \pm 1,04$ ka BP do >25 ka BP, który wyraźnie koreluje z wahnięciem interstadiału denekamp i wyznacza w przybliżeniu górną granicę wiekową środkowego plenivistulianu (por. ryc. 34). Mamy zatem zapis sedymentacji organicznej z interstadiału denekamp, akumulację pozakorytowych piasków i mułków z rozwiniętym w stropie młodszym od 25 ka BP poziomem gleby tundrowej. Również w dolinie Sanu u wylotu z Karpat zachowały się miejscami na obydwu brzegach rzeki osady interpleniglacialne w formie ostańców przykrytych utworami holocenijskimi (por. ryc. 30A).

Interpleniglacialna faza akumulacji jest również potwierdzona przez aluwia korytowe wypełniające kopalną rynnę w dolinie Wisły koło Tarnobrzega, w których zagrzebane fragmenty drewna na głębokości 11 m zostały datowane na $40\,000 \pm 2000$ lat BP (Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987b). Na stożku Dunajca obecność w aluwia korytowych na głębokości 5–6 m pni modrzewia, datowanych w żwirowni w Szujcu na $31,42 \pm 0,53$ ka BP (Sokołowski 1995) oraz fragmentów drewna sosnowego datowanego w Łętowicach na ponad 29 ka BP, wskazuje na intensywną akumulację żwirów oraz tworzenie w stropie pokrywy rozcięć korytowych wypełnianych materiałem mułkowym (por. ryc. 5C). Pnie, jeśli nie są redeponowane, wskazują na niskie położenie koryt, ponieważ w tym samym czasie na płacie lessowym w Opatowcu, na przeciwko ujścia Dunajca, tworzy się gleba glejowa datowana na 31 ka BP. Równocześnie w dolinie Dunajca koło Wojnicza na terasie poziomu II (13–14 m nad koryto) następowało wypełnianie starorzeczy mułkami z substancją organiczną (data C-14 na głębokości 3 m >30 ka BP), przerwane utworzeniem gleby interstadialnej, której ilasty poziom humusowy został datowany na 27,6 ka BP (por. fot. 2). W stropie utworów pozakorytowych na głębokości 1 m występuje wyraźny poziom erozyjny oddzielający interpleniglacialne mady od zwydmionych w stropie piasków górnego plenivistulianu.

Na rozległym stożku górnej Wisły, na przedpolu Beskidu Śląskiego, w różnych jego częściach wykonane datowania radiowęglowe mułków organicznych i torfów zawierają się w granicach od >45 ka do 29 ka BP (ryc. 35). Analizy palinologiczne wskazują na to, że ku stropowi pogarszały się warunki



Ryc. 35. Stratygrafia osadów rzecznych i lessów młodszych akumulowanych na stożkach napływowych i terasie średniej (II).

A. Stożek górnej Wisły na przedpolu Beskidu Śląskiego (1) i stożek Białej (2) (wg: Niedziałkowska i in. 1985; Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994, częściowo zmienione)

B. Terasa średnia (II) w rejonie Brzeska Nowego (wg: Gębica i in. 1998, częściowo zmienione). Objaśnienia znaków – ryc. 3B. Wiek w tysiącach lat BP.

Stratigraphy of fluvial sediments and younger loesses on the alluvial cones and middle terraces (II).

A. Alluvial cone of the Upper Vistula at the foreland of the Silesian Beskid Mountains (1) and alluvial fan of the Biała river (2); (after Niedziałkowska et al. 1985; Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994, partly changed)

B. Middle terrace (II) in Nowe Brzesko (after Gębica et al. 1998, changed). Explanations of lithological signs – Fig. 3B.

klimatyczne, ochłodzeniu klimatu towarzyszył spadek wilgotności, rozpoczęła się akumulacja lessów (Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994). Podobną sekwencję osadów stwierdzono także w Kaniowie na stożku potoku Białej, gdzie na osadach piaszczysto-żwirowych leżą pozakorytowe mułki organiczne datowane w spagu na > 39 ka BP, w stropie na $32,4$ ka BP, a data $27,5$ ka BP wyznacza prawdopodobnie schyłek akumulacji fluwialnej.

Cytowane przykłady świadczą o tym, że w brzeżnej strefie przedpola Karpat, w dolinach rzecznych, zachowały się terasy ze środkowego wistulianu lub cokoły erozyjne tych teras ukryte w formie ostańców płytko pod osadami holocenijskimi.

Górny plenivistulian korelowany jest z 2. stadium izotopowo-tlenowym (28/25–10,2 ka BP), czyli trwał około 15 000 lat. Charakteryzuje się on najbardziej surowymi warunkami klimatycznymi w całym vistulianie. Maksymalny zasięg lądolodu skandynawskiego w Polsce wyznaczony formami lodowcowymi fazy leszczyńskiej jest datowany na około 20 ka BP (Kozarski 1995; Rotnicki, Borówka 1990). W związku z postojem lądolodu, w odległości 300–400 km od pasa Kotlin Podkarpackich (por. ryc. 32) na całym analizowanym obszarze panowały warunki tundry peryglacjalnej. W południowej Polsce od około 25 ka BP następuje intensywny wzrost natężenia akumulacji lessu młodszego górnego (LMg) (Maruszczak 1987, 1991). Jego dolną granicę wyznacza w wielu profilach lessowych kopalna gleba glejowa, której zachowany poziom humusowy jest datowany w szerokim przedziale od 36 ka do 23–24 ka BP i nazwany w Polsce poziomem komorniki (Jersak 1973; Jersak i in. 1992). Jest ona porównywana do zachodnioeuropejskich interstadiałów hengelo i denekamp (Maruszczak 1991). Odpowiednikiem tego poziomu na Równinie Rosyjskiej jest gleba briańska datowana na 33–24 ka BP (Chichagova, Cherkinsky 1993), a na Ukrainie gleba dubno, której pozycja stratygraficzna wcześniej nie była dokładnie określona (Bezuško i in. 1989). Ostatnio w profilu lessowym terasy średniej Kołodiiv (Naddniestrze Halickie) wydzielono dwa poziomy glebowe o nazwie dubno 2 i dubno 1, z których starszy datowany jest TL na 35 ka BP, a młodszy na 30 ka BP (Łanczont, Boguckij 2002).

Ten wyraźny kryzys klimatyczny zaznaczył się zmianą sedymentacji w dolinach rzecznych i powstaniem oddzielnego stopnia terasowego. Na Nizinie Wielkopolskiej jeszcze przed maksymalnym rozprzestrzenieniem lądolodu skandynawskiego w odcinku środkowej Proсны, notowana była wyraźna faza erozji fluwialnej, po raz pierwszy opisana przez K. Rotnickiego (1987). Profil Sobiesęki w dolinie Proсны, dość dokładnie wyznacza koniec akumulacji fluwialnej wysokiej (II) terasy vistuliańskiej, która miała miejsce po około 26 ka BP. Biorąc pod uwagę fakt, że datowana warstwa (około 26 ka BP) jest przykryta osadem piaszczystym o miąższości 3,5–5 m, K. Rotnicki przypuszcza, że zakończenie akumulacji tej terasy miało miejsce około 23–24 ka BP. Natomiast niższa terasa III funkcjonowała już podczas maksymalnego zasięgu lądolodu fazy leszczyńskiej, tj. około 18–20 ka BP, co zostało potwierdzone datowaniem mułków organicznych w stropie tej terasy, których wiek określono na $20,5 \pm 0,5$ ka BP (Rotnicki, Borówka 1990). W związku z tym erozja, która spowodowała rozcięcie terasy II miała miejsce bezpośrednio przed fazą leszczyńską i przypada na okres między 23–24 ka a 18–20 ka BP (Rotnicki 1987). W tym samym czasie erozja objęła również doliny Wyżyny Łódz-

kiej. Faza ta jest lokowana w dolinie górnego Neru między $21,72 \pm 0,2$ ka a $17,1 \pm 0,2$ ka BP (Turkowska 1995). Podobny wiek fazy erozyjnej potwierdzają datowania w dorzeczu Widawki (Manikowska 1996; Baraniecka 1987).

Strefa brzegu Karpat i stożków na ich bezpośrednim przedpolu dostarczają najwięcej faktów wskazujących na złożoność budowy pokrywy górnopleniglacialnej i obecność włożeń przegradzanych fazami rozcięć (tab. 4). Jednym z ważnych zagadnień stratygraficznych jest określenie sposobu i czasu przejścia z sedymentacji rzecznej na lessową. Zostanie to przedstawione na kilku przykładach (ryc. 35). Na stożku górnej Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej w jego południowej części, początek sedymentacji pyłów lessowych przypada po 29 ka BP, natomiast w północnej nawet po $16,8 \pm 0,4$ ka BP (Niedziałkowska i in. 1985; Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994), co świadczy o późniejszym rozcięciu pokrywy aluwialnej. Podobną sekwencję zanotowano na mniejszym stożku potoku Białej, gdzie aluwia interpleniglacialne przykryte są utworami pyłowymi datowanymi radiowęglem na $27,47 \pm 0,8$ ka BP (Gillot i in. 1982). Z datowania różnych fragmentów stożka Wisły wynikałoby, że osady interpleniglacialne reprezentować mogą różnowiekowe paleokoryta Wisły, natomiast rozcinanie stożka następowało w okresie górnego plenivistulianu, wówczas też była możliwa akumulacja pyłów lessowych, które na jego obrzeżeniu w rejonie Piersćca utworzyły wał przypominający wydmę lessową o wysokości 10 m (Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994) (ryc. 35). Natomiast 10-metrowa pokrywa aluwialna stożka Wisły w odcinku beskidzkim (rejon Ustronia) zawierająca w spągu chłodne flory młodoplejstocieńskie (Szczepanek 1965) reprezentuje prawdopodobnie okres górnego plenivistulianu.

W kotlinowym odcinku doliny Wisły akumulacja rzeczna pozakorytowa i wypełnień starorzeczy sięgająca 5–8 m nad poziom Wisły zakończyła się między 31–28 ka BP. Wskazują na to aluwia interpleniglacialne z florą lasotundry datowane w Nowej Hucie na 27 ka BP (Mamakowa, Środoń 1977), które są przykryte przez less. Daty radiowęglowe około 28 ka BP wskazują na to, że równina była w zasięgu powodzi jeszcze w okresie denekampu. Po tym czasie nastąpiło opuszczenie równiny przez rzekę i pogłębienie koryta lub jego poszerzenie. W Brzesku Nowym, w aluwiach pod pokrywą lessów stwierdzono paleokoryto wypełnione mułkami organicznymi datowanymi na 31 ka BP, a obok niego fragment piaszczystej równiny okrytej torfem z florą lasotundry został datowany na 31–28 ka BP (interstadial denekamp). Przykrycie torfu przez mułki pozakorytowe oraz powstanie poziomej gleby kopalnej leżącej w spągu lessu młodszego górnego zostało datowane na 23 ka BP (Gębica i in. 1998) (ryc. 35 B). Podobnego wieku jest stropowa część muł-

ków organicznych pod lessami, na terasie Wisły w Śmiłowicach oraz spągowa pokrywa utworów stokowych leżąca na żwirach pod przykryciem lessów w dolinie Dłubni, w której skorupki ślimaków zostały wydатовane na $23,9 \pm 0,85$ ka BP (Alexandrowicz 1995). Dane te dowodzą, że akumulacja aluwiiów podlessowych mogła mieć miejsce jeszcze do około 23–24 ka BP. Wówczas nastąpiło ostateczne rozcięcie terasy, na której był składany less młodszy górny (LMg), którego depozycja jest związana z warunkami suchego klimatu i obecnością wieloletniej zmarzliny dokumentowanej strukturami klinów lodowych (Maruszczak 1991).

Odpowiednio do surowości klimatu i ostro zaznaczonych cech kontynentalizmu, tempo akumulacji pyłu lessowego było znacznie wyższe niż w okresach poprzednich, a jego maksymalne natężenie przypadało na około 20–18 ka BP (Maruszczak 1991). Tylko jego dolne warstwy świadczą o zanikających procesach soliflukcji i zmywowych oraz rozwoju gleb spowodowanych fazą zwilgotnienia, prawdopodobnie około 23–24 ka BP. Występowanie w nim malakofauny wodnej typu *Gyraulus laevis* wskazuje na istnienie jeziorzek ałasowych (Alexandrowicz, Gębica 1997). Natomiast obecność materiału piaszczystego i wkładek żwirowych wiąże się z dostawą materiału składanego w formie stożków u wylotu bocznych dolin (Gębica 1995b). Z tego okresu zapewne pochodzi rozległy stożek napływowy Prądnika nie przykryty lessiem.

Poniżej terasy lessowej występują odcinkami piaszczyste równiny akumulacyjne w stropie zwydmione, o wysokości 6–10 m (poziom III), znane z rejonu Oświęcimia (Klimek 1987), Krakowa, północnego obrzeżenia Puszczy Niepołomickiej (Gębica, Starkel 1987) i Garbu Szczucińskiego (Sokołowski 1987; Płonczyński, w druku), Baranowa Sandomierskiego i Tarnobrzega (Bucaczyński, Wojtanowicz 1968; Mycielska-Dowgiałło 1978, 1987b). Wcześniejsze przypuszczenia o młodopleniglacialnym wieku zostały potwierdzone datowaniami TL określającymi wiek piasków na od 23 ka do 17 ka BP (por. ryc. 7). W tym samym czasie powstawały kilkumetrowej miąższości warstwowe osady piaszczysto-mułkowe, składane w warunkach okresowych zalewów powodziowych. Są one ścięte i przykryte aluwiami korytowymi świadczącymi o wzroście przepływów i siły transportowej rzek w maksymalnej fazie górnego pleniglacjału. W stropie tych utworów rozwinęły się piaszczyste pokrywy eoliczne oraz późnoglacialne wydmy. Wyniki szczegółowych badań przeprowadzonych w przełomie Wisły przez Wyżyny Polskie (Pożaryski 1955) oraz datowania TL (Pożaryski i in. 1999) wskazują na to, że wyższy poziom utworzony przez piaski wysokiego zasypania (18,5–13,5 m nad poziom Wisły) powstawał w okresie 33–17 ka BP jednocześnie z akumulacją lessu młodszego górnego. Natomiast osadzanie aluwiiów budujących terasy

średnie (9–5,5 m nad poziom Wisły) miało miejsce do 13 ka BP i nastąpiło równoległe z depozycją, tzw. lessu nadległego. Rozcięcie u progu późnego vistulianu musiało zejść stosunkowo nisko skoro kopalne rynny pod aluwiami holocenijskimi zaczęły być wypełniane 13260 ± 160 lat BP (Pleszów – por. Kalicki 1991) i 15200 ± 500 lat BP (Stubno nad Sanem – por. Klimek i in. 1997), a torfy allerödskie występują w wielu miejscach na poziomie dzisiejszego koryta Wisły.

W dolinie Wisłoki na północ od Dębicy, 15-metrową terasę (poziom II) budują pozakorytowe, rytmicznie warstwowane mułki i piaski z florą dryasową, datowane metodą radiowęglową na 27–28 ka BP w środkowej części ogniwa, włożone w starszą serię interpleniglacialną (Mamakowa, Starkel 1974; Alexandrowicz i in. 1981) (por. ryc. 33A). Powyżej nich zalega 4–5 m pokrywa piasków korytowych w stropie zwydmionych, składanych prawdopodobnie do około 22–23 ka BP. Na powierzchni poziomu II na północ od Pilzna rysują się ślady przepływu koryt meandrowych, których powstanie wiąże ze schyłkiem interpleniglacjału – początkiem górnego pleniglacjału. Natomiast niższą 11–12-metrową terasę w Woli Żyrakowskiej budują osady korytowe, ze śladami morfologii rzeki roztokowej, reprezentujące prawdopodobnie okres 20–17 ka BP, ścinające wypełnienia starorzeczy datowane na młodszą część interpleniglacjału (Starkel 1995, Mamakowa i in. 1997).

W rejonie Mielca terasa ta osiąga wysokość 8–11 m nad poziom Wisłoki i łączy się z podobnym stopniem (6–10 m) w dolinie Wisły. Między zwydmionymi fragmentami poziomu III biegnie szerokie obniżenie Trześniówki tworzące odgałęzienie doliny Wisłoki skierowane ku NE (por. ryc. 33 B). Datowanie w tym obniżeniu wkładki organicznej z ogniwa piasków dało wiek radiowęglowy 17800 ± 1300 ka BP (Gd-16105). Natomiast osady kopalnego starorzecza, przykryte piaskami i madami, zostały datowane na 16740 ± 730 ka BP (Gd-16096). Wyniki datowań radiowęglowych potwierdzają datowania TL wykonane w Chorzelowie na północ od Mielca. Stropowa pokrywa drobnoziarnistych piasków, przykryta madami, wykazała wiek od 19,7 ka BP na głębokości 5,5 m i do 13,7 ka BP na głębokości 3,2 m (Kurek, Preidl 2002).

W dolinie Wisłoka, Sanu i na obszarze Zasania poziom III o wysokości 8–12 m budują pokrywy piaszczyste w stropie zwydmione o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Budują one albo zwarte pokrywy terasowe, albo piaszczyste ostańce w obrębie terasy rędzinnej. W licznych profilach zaznacza się dwudzielność pokrywy z górnego pleniglacjału, dolne ogniwa reprezentują akumulacją korytową, przechodzącą w pozakorytową ze śladami przepływów małych koryt, natomiast stropowe partie budują zazwyczaj rytmicznie war-

stwowane osady (fluwialnoeoliczne ?) deponowane w czasie okresowych zalewów warstwowo nadbudowane eolicznymi piaskami.

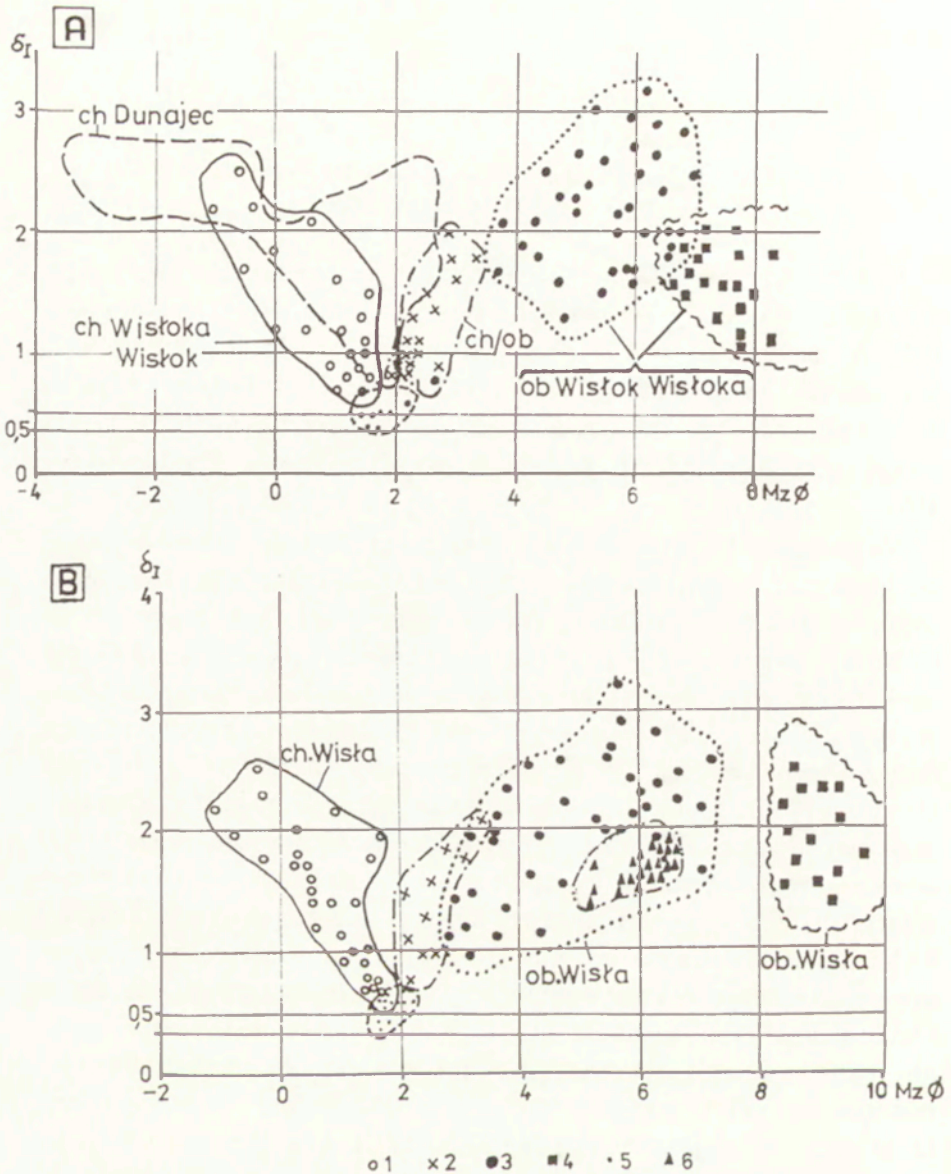
W północnej strefie Rynny Podkarpackiej w rozcięciu osadów interpleni-glacialnych została włożona 5–8-metrowa seria piasków rzecznych datowanych metodami TL i OSL od 23 do 19 ka BP (Czarna-Podbór II, Wola Mała). Najmłodsza data OSL 14 ka BP uzyskana w Woli Małej z mułków pod marami holocenijskimi koreluje z fazą Epe (por. Kozarski 1991a) i kończy górną część pełnego vistulianu. U ujścia Wisłoka do Sanu datowanie wkładki organicznej z głębokości 7,5 m dało wynik 28 ka BP (Wójcik i in. 1999). Podobne rezultaty uzyskano na kilku stanowiskach w dolinie Sanu (Mamakowa 1968; Wieczorek 1999; Wójcik i in. 1999) i na obszarze Zasania (Burażyński, Butrym 1989). Koniec akumulacji tej serii przypada na około 15–13 ka BP. W dolinie Sanu u wylotu z Karpat, rozcięcie terasy piaszczystej schodzące do 3 m poniżej współczesnego poziomu Sanu zostało datowane na 15200 ± 500 lat BP (Klimek 1992; Klimek i in. 1997).

Osady z późnego vistulianu spoczywają w brzeżnych częściach dolin na wyraźnych cokołach erozyjnych wzniesionych 3–5 m nad poziom współczesnych rzek. W dolinie Wisły leżą one w poziomie koryta lub poniżej. Najstarsze segmenty równiny roztokowej pochodzą z okresu starszego dryasu i są przykryte przez torf datowany na około 11,8–11,3 ka BP (obniżenie Gróbki w dolinie Raby, obniżenie Drwienia w dolinie Wisły, dolina Wisłoka). W tym samym czasie obok koryt roztokowych równolegle funkcjonowały głębsze i szersze pojedyncze koryta meandrowe podcinające terasy vistuliańskie. Okres młodszego dryasu zaznaczył się powstaniem oddzielnego stopnia terasowego wyciętego w pokrywie poziomu III, z wielkimi paleomeandrami w dolinie Wisłoki, Wisłoka i Sanu (Szumański 1983; Alexandrowicz i in. 1981) oraz krakowskim odcinku doliny Wisły (Kalicki 1991). Najczęściej koryta te były odcinane między 10 500 a 10 000 lat BP (Starkel 2002).

5. WYBRANE CECHY SEDYMENTOLOGICZNE ALUWIÓW PLENIVISTULIANSKICH

W dotychczasowych opracowaniach skoncentrowanych wyłącznie na odcinkach doliny Wisły, Wisłoki, Raby, Dunajca i Sanu (Mycielska-Dowgiałło 1978; Alexandrowicz i in. 1981; Niedziałkowska i in. 1985; Rutkowski 1987; Sokołowski 1987; Niedziałkowska 1991; Kalicki 1991; Gębica 1995a, b) badano głównie cechy teksturalne osadów, w mniejszym stopniu brano pod uwagę wykształcenie strukturalne i zmienność litofacjalną w przekroju doliny.

Na podstawie wyżej wymienionych prac oraz licznych studiów sedymentologicznych z innych obszarów Polski i zachodniej Europy (Van Huissteden 1990; Goździk 1995; Goździk, Zieliński 1996; Huisink 1998) oraz własnych badań możliwa stała się próba charakterystyki środowisk sedymentacyjnych i wskaźników granulometrycznych aluwiów plenivistulianu, zarówno w ujęciu stratygraficznym, jak i facjalnym. Aluwia w dolinach rzecznych wykazują duże zróżnicowanie składu granulometrycznego, w zależności od zmian spadku rzeki w profilu podłużnym, dostawy materiału ze zboczy, jak i budowy geologicznej dorzecza. W Karpatach, ze względu na duże zróżnicowanie wyżej wymienionych elementów, występuje znaczna rozpiętość frakcji transportowanego materiału co dobrze ilustruje fakt, że osady korytowe rzek beskidzkich i na Podhalu osiągają średnicę 20–150 cm, natomiast osady pozakorytowe mają średnią średnicę w granicach 0- +4φ (Baumgart-Kotarba 1983). Osady akumulowane na przedpolu gór, gdzie ma miejsce wyraźne zmniejszenie spadku i energii rzek, transportowały w plenivistulianie drobniejszy materiał facji korytovej (-1 do +3φ) oraz pozakorytovej (+4 do +8φ). Rzeki, których spadek jest większy (np. Dunajec), a dorzecze budują bardziej odporne skały transportowały grubszy materiał (facja korytova -4 do +2φ) (ryc. 36A). Dlatego w odcinkach pogórskich i w obrębie stożków napływowych składanych u brzegu Karpat, aluwia Soły, Raby i Dunajca są przeciętnie 2–4φ grubsze od osadów Wisłoki, Wisłoka i Sanu. Biorąc pod uwagę zróżnicowanie granulometryczne i cechy strukturalne wyróżniono za J.R. Allenem (1965) cztery podstawowe typy litofacjalne osadów rzecznych: osady facji korytovej, pozakorytovej, wypełnień starorzeczy i osady przejściowe stożków napływowych. Dzielą się one na szereg podtypów (subśrodowisk). Cechy strukturalne osadów w odsłonięciach opisywano zgodnie z przyjętym



Ryc. 36. Wykresy zależności średniej średnicy (Mz) i odchylenia standardowego (ϕ_1) dla różnowiekowych facji osadów plenivistuliańskich.

A. Dolina Dunajca, Wisłoki i Wisłoka (wskaźniki granulometryczne wg: Sokołowski 1995; Alexandrowicz et al. 1981; Niedziałkowska 1991 i materiałów własnych).

B. Dolina Wisły (wg: Mycielska-Dowgiałło 1978; Niedziałkowska 1991; Gębica 1995b; Gębica et al. 1998)

1 – osady korytowe (PL), 2 – osady pozakorytowe (zalewów warstwowych) (IPL/PL2), 3 – osady wypełnień starorzeczy i basenów popowodziowych (IPL/PL2), 4 – osady pozakorytowe (LG, H), 5 – osady eoliczne (PL2/LG), 6 – less i osady lessopodobne (IPL/PL2); ch – osady korytowe, ob – osady pozakorytowe

powszechnie kodem litofacjalnym (Miall 1996). Poza tymi typami litofacjalnymi osadów rzecznych wydzielono osady składane w środowisku eolicznym, obejmujące piaski pokrywowe i wydmy, których cechy teksturalne były analizowane głównie w dolinie Wisły (Mycielska-Dowgiałło 1978; Izmailow 2002; Gębica 1995b; Gębica i in. 1998), Sanu i na obszarze Zasania (Wojtanowicz 1971; Buraczyński, Butrym 1989). Oddzielną grupę genetyczną osadów pleniglacialnych stanowią lessy facji dolinnej, których zróżnicowanie wiekowe i litologiczne było badane w dolinach dorzecza górnej Wisły (Jersak i in. 1992; Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994; Gębica i in. 1998; Łanczont 1994). Wiek aluwiów został w większości stanowisk datowany metodami radiowęglowymi oraz datowaniem TL i OSL, których wyniki w ujęciu chronostratygraficznym zostały przedstawione w poprzednim rozdziale.

E. Niedziałkowska (1991) analizując cechy teksturalne osadów stożka górnej Wisły i Wisłoki zwróciła uwagę na to, że doliny te wykazują wyraźny kontrast wieku i występowania określonych typów osadu spowodowany różnym mechanizmem rozwoju (ewolucji) i sedymentacji w obu dolinach. W dolinach rzecznych, gdzie kształtowanie dna, odbywało się wskutek bocznej migracji koryta i przeróbki starszych pokryw dominowała depozycja coraz to młodszych włożeń osadów. Stąd duże zróżnicowanie wiekowe osadów i środowisk sedymentacyjnych. Stożek górnej Wisły, który występuje w obniżonym tektonicznie obszarze bezpośredniego przedpola gór reprezentuje odmienny typ sedymentacji, podczas której przeważał pionowy przyrost aluwiów (Niedziałkowska i in. 1985).

Osady korytowe dolnego pleniglacialu wypełniają kopalne rynny dolinne. Z tego względu odsłonięte są one w niewielu miejscach, głównie żwirowniach i odcinkach pogłębianych współcześnie koryt rzecznych. Z tego też powodu informacje o wskaźnikach uziarnienia i strukturach osadów są bardzo fragmentaryczne. Podkreśla się zazwyczaj ich żwirowy i piaszczysto-żwirowy charakter objawiający się wysokimi ujemnymi wartościami średniej średnicy od $-2,5$ do $-0,3\phi$ dla osadów korytowych oraz nieco wyższymi wartościami dla drobniejszych odsypów piaszczystych. Wśród tych ostatnich

Scatter plot of sorting index (ϕ_s) versus mean grain size (Mz) for various facies of sediments.

A. Dunajec, Wisłoka and Wisłok river valleys (grain size indices after Sokołowski 1995; Alexandrowicz et al. 1981; Niedziałkowska, 1991 and materials elaborated by the author)

B. Vistula valley (after Mycielska-Dowgiałło 1978; Niedziałkowska 1991; Gębica 1995a,b; Gębica et al. 1998).

1 – channel sediments (PL, LG), 2 – overbank terrace sediments (sheet flood) (IPL/PL2), 3 – paleochannel fill and floodbasins sediments (IPL/PL2), 4 – overbank terrace sediments (Holocene), 5 – aeolian sediments (PL2/LG), 6 – loess and loess like sediments (IPL/PL2); ch – channel sediments; ob – overbank sediments.

występuje znaczny udział ziaren matowych okrągłych RM i matowych pośrednich EM/RM, wskazujących na wysoki stopień eolizacji materiału piaszczystego (Buraczyński, Butrym 1989). Wśród osadów korytowych występują wkładki materiału pylastego lessopodobnego deponowanego w podmokłych i częściowo zabagnionych obniżeniach. Osady te z reguły charakteryzują się słabym i bardzo słabym wysortowaniem, o czym świadczą wysokie wartości odchyień standardowych (1,2–2,9). Te wartości odchyień standardowych i duże zróżnicowanie średniej średnicy (M_z) sugerują dużą zmienność przepływu i znaczne szybkości prądu transportującego osad, w różnych częściach koryta rzeki roztokowej. Akumulacja aluwii odbywała się podczas gwałtownych wezbrań powodziowych w warunkach klimatu peryglacjalnego, o czym świadczą rozwinięte na różnych poziomach serii żwirowo-piaszczystej kliny mrozowe, opisane przez E. Mycielską-Dowgiałło (1967) w dolinie Wisły koło Tarnobrzega. W osadach żwirowo-piaszczystych z dolnego pleniglacjału spotyka się czasami bloki eratyczne mające od 0,5 do 2,5 m średnicy, występujące niekiedy w znacznej odległości od krawędzi doliny, których pochodzenie związane jest z denudacją pokryw morenowych na zboczach dolin a następnie ich transportem na krach lodowych.

Aluwia okresu interpleniglacjału są zwykle drobniejsze od osadów z dolnego pleniglacjału i bardziej zróżnicowane facjalnie (ryc. 36). W badanych dotychczas stanowiskach wydzielano głównie osady pozakorytowe (torfy, mułki, ility i wkładki piasków z substancją organiczną), interpretowane jako wypełnienia starorzeczy (Chybie, Kaniów, Brzeźnica), a podane dla nich wartości średniej średnicy mieszczą się w przedziale od 3 do 6 ϕ . Również badane przez mnie osady w kilku profilach (Dębina k. Wojniczka, Łukawiec, Czarna-Subód) mają podobne wartości średniej średnicy (2–7 ϕ) i charakteryzują się słabym i bardzo słabym wysortowaniem (1,4–2,2). W dolinie Dunajca zostały rozpoznane zarówno osady pozakorytowe (wypełnienia starorzeczy, mady i gleby kopalne, fot. 1), jak i osady korytowe z pniami drzew z okresu interpleniglacjału. W oparciu o zebrany materiał terenowy i liczne profile wierceń pochodzące z doliny Wisłoki i Wisłoka należy dodać, że istnieje duże zróżnicowanie środowisk sedymentacyjnych osadów środkowego plenivistulianu. W profilach pionowych zaznacza się charakterystyczne przejście od osadów korytowych i łąch piaszczystych (piaski ze żwirkami o warstwowaniach przekątnych rynnowych (SGt) oraz piaski drobne i średnioziarniste przekątnie warstwowane (Sp) do osadów przykorytovej równi zalewowej (rytmicznie warstwowane piaski i mułki (SFh) wałów brzegowych). Sekwencję kończą zazwyczaj facje pozakorytovej mułków o strukturze masywnej (Fm) związane z wypełnieniem starorzeczy lub płytkich je-

zior termokrasowych, w których stropie sedymentowały osady organiczne (mułki organiczne, torfy, gytie, fot. 3, 5). Miąższość tak określonych ogniów wynosi 1,5–5 m. W osadach z tego okresu spotykane są liczne struktury sedymentacyjne, których część może być interpretowana jako kryoturbacje (np. inwolucje o wysokości ponad 1 m występujące w Łukawcu I i w Czarnej – Podbór II), ale zdecydowana większość związana jest z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym (Butrym i in. 1964; Vandenberghe, Broek 1982). Tylko niektóre z nich, np. kliny mrozowe wskazują na istnienie zmarzliny i warunki peryglacjalne. W kilku przypadkach stwierdzone przeze mnie struktury miały cechy klinów z charakterystycznym ugięciem ku górze warstw po obu jego stronach (fot. 5). Struktury małych klinów wypełnione materiałem próchnicznym mogły powstać w wyniku dehydratacji. Najczęściej spotykane były różnego typu inwolucje, pograży, a nawet diapiry powstające na skutek zaburzeń sedymentacyjnych niekoniecznie związanych ze zmarzliną (fot. 3, 6, 7). Inną cechą charakterystyczną osadów tego okresu jest szarobrazowe zabarwienie spowodowane występowaniem substancji organicznej, zazwyczaj w formie nieciągłych przewarstwień torfowych albo smug i soczewek substancji organicznej pylastej frakcji.

Opisywana z kilku stanowisk (Puszcza Niepołomska, Szczucin, Brzeźnica A, Czarna-Podbór, Łukawiec) seria rytmicznie warstwowanych piasków i mułków (SFh, FS) reprezentuje schyłek środkowego plenivistulianu – górny pleniglacjał. Są to osady dwumodalne, utworzone przez piaski drobno- i średnioziarniste ($Mz = 1,9-3,5\phi$) oraz znacznie drobniejsze mułki ($Mz = 4,6-7,0\phi$), bardzo słabo wysortowane ($\sigma = 2,5$) w porównaniu z przykrywającymi je piaskami pochodzącymi z fazy maksymalnej (ryc. 36). Bardzo zmienne wskaźniki uziarnienia i typy warstwowań wskazują zarówno na środowisko korytowe, jak i sedymentację pozakorytową. Objawia się to zmniejszaniem ku stropowi średniej średnicy osadu i miąższości pojedynczych warstw. Pojawiające się miejscami zestawy warstwowań przekątnych z nieco grubszym piaskiem i pojedynczymi żwirkami (St) świadczą o okresowych przepływach płytkich koryt, których ilość stopniowo zmniejszała się ku stropowi sekwencji. Duży udział drobnoziarnistego materiału (mułki, piaski pylaste) wskazuje na to, że w tym samym czasie miała miejsce depozycja pozakorytowa przyjmująca postać rozległych okresowych zalewów warstwowych (McKee i in. 1967).

Analiza zmatowienia i obtoczenia ziaren kwarcowych wykonana przez B. Woronko (Gębica, Woronko 1998) wykazała duży udział redeponowanego i częściowo eolizowanego materiału, w którym zawartość ziaren matowych okrągłych RM (28–32%) oraz matowych pośrednich EM/RM (36–55%) jest

zdecydowanie niższa od przykrywających ją późnovistuliańskich piasków pokrywowych (EM/RM – 75%)

Natomiast aluwia facji korytowej rzeki roztokowej, pochodzące z fazy maksymalnej górnego plenivistulianu (stanowiska Brzeźnica, Czarna-Podbór, Wola Mała, Łukawiec, Łąka), charakteryzują się przewagą piasków drobno- i średnioziarnistych z bardzo niewielkim udziałem żwirków, głównie w spągowych zestawach przekątnie warstwowanych piasków (St, SGt). W strefie równi pozakorytowej były składane warstwowane piaski drobnoziarniste oraz piaski mułkowe, a nawet wkładki mułków ilastych o strukturze masywnej (Sh, SFh, Fm) (fot. 8). Należy podkreślić, że niekiedy rozróżnienie tych dwu facji bywa trudne, ze względu na ogólnie bardzo drobnoziarnisty charakter całej serii. Średnia średnica (Mz) osadów korytowych waha się od $+1,3$ do $+3,2\phi$. Dla doliny Wisły koło Tarnobrzega E. Mycielska-Dowgiałło (1978) podaje dla piasków terasowych z młodszego pleniglacjału wartości średniej średnicy w granicach $1,9-2,6\phi$, natomiast wysortowanie (σ) od $0,5$ do $0,72$. Dla doliny Wisłoka wartości średniej średnicy są bardzo podobne i mieszczą się w przedziale od $+1,7$ do $+2,4\phi$, natomiast wysortowanie od $0,5$ do $1,3$ (ryc. 36). Wysortowanie osadu rośnie zwykle ku stropowi od słabego ($\sigma = 1,6$) do dobrego ($0,4$), co wskazuje, według E. Niedziałkowskiej (1991), na umiarkowany i mniej zróżnicowany przepływ rzeki. Należy zwrócić uwagę na to, że tak dobre wysortowanie osadów stropowych połączone zazwyczaj z ich poziomym warstwowaniem (fot. 4) jest porównywalne tylko z wysortowaniem piasków eolicznych, dla których wskaźnik wysortowania podany przez E. Mycielską-Dowgiałło (1978) z doliny Wisły wynosi $\sigma = 0,4-0,53$.

W strefie pozakorytowej depozycja fluwialna niejednokrotnie przebiegała równocześnie z dostawą piasku eolicznego, którego rzeki nie były w stanie przerobić.

Analiza zmatowienia i obtoczenia ziaren kwarcu frakcji piaszczystej wykonana w Puszczy Niepołomickiej wykazała, że osady te charakteryzuje bardzo wysoki udział ziaren reprezentowanych przez grupy RM (od 44 do 63%) i EM/RM (od 35 do 50%), co wskazuje na eoliczną genezę piasków pokrywowych pochodzących ze schyłku górnego plenivistulianu - późnego vistulianu (Gębica, Woronko 1998) (ryc. 36).

Odmienne litologicznie są pozakorytowe utwory pleniglacjałne spoczywające na powierzchni rozległych stożków aluwialnych składanych np. przez górną Wisłę w Kotlinie Oświęcimskiej (stanowisko Chybie) i potok Białej (Kaniów). Osady akumulowane na tych stożkach składają się głównie z pyłów piaszczystych i warstewek pylasto-ilastych przypominających osady

lessopodobne. Charakterystyczny szarobrazowy kolor osadu jest związany z wysokim udziałem materii organicznej. Przeważają osady drobnoziarniste, mieszczące się w przedziale $Mz = 3,5-7,2\phi$. Ku stropowi zaznacza się większy udział piasku i jednocześnie wzrost średniej średnicy, co wskazuje na wzrost dynamiki przepływu. Wysortowanie w dolnej części jest słabe, w stropie bardzo słabe. Wskaźniki uziarnienia są bardzo podobne do osadów pozakorytowych rzek meandrowych opisanych przez E. Niedziałkowską (1991). Na stożku górnej Wisły (Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994) oraz z terasy średniej z rejonu Nowego Brzeska (Gębica i in. 1998) zostały również opisane utwory pylaste, których żółtoszara barwa oraz uziarnienie ($Mz = 5,5-6,5\phi$) wskazują na lessy deponowane na rozciętej i nie zalewanej równinie terasowej (ryc. 36).

Zwraca uwagę duże podobieństwo wskaźnika średniej średnicy i wysortowania osadów pozakorytowych różnego wieku w dolinach rzecznych, na co wcześniej zwrócił uwagę G.R. Brakenridge (1984). Osady złożone przez rzeki roztokowe młodszego pleniglacjału charakteryzują się wspólnymi cechami: oboczne i pionowe przejście osadów korytowych (warstwowanych przekątnie i poziomo) w osady pozakorytowe, przewaga warstwowania poziomego i laminacji oraz wyjątkowa drobnoziarnistość. Podobne fakty były stwierdzane w innych odcinkach doliny Wisły (Mycielska-Dowgiałło 1978; Sokołowski 1995; Gębica 1995b).

6. PODSUMOWANIE

6.1. WPLYW WAHAŃ KLIMATU NA PRZEBIEG AKUMULACJI RZECZNEJ W KOTLINACH PODKARPACKICH

W dłuższych okresach czasu (10^4 – 10^5 lat) zmiany klimatu i roślinności decydują o zmianach reżimu rzecznego, warunków dostawy i transportu rumowiska, a zatem generalnych tendencji do erozji (obniżania dna doliny) na skutek silnego wcinania się rzeki lub do nadbudowy dna (agradacji). Agradacja jest powodowana niezdolnością rzeki do transportu całkowitej ilości dostarczanego materiału wynikającą ze zmniejszenia jej przepływu i/lub zwiększenia ilości i frakcji transportowanego ładunku, natomiast erozja (degradacja) jest powodowana wzrostem wydolności rzeki (Bull 1990). Możemy też mieć do czynienia ze stanem równowagi, któremu na ogół towarzyszy poszerzanie dna przez erozję boczną. To z jaką tendencją mamy do czynienia zależy od czynników klimatycznych, tektonicznych i zmian bazy erozyjnej. Nie można również pominąć roli czynników lokalnych takich, jak zmian spadku rzeki, czy dostawy materiału przez stożki bocznych dopływów. Dostosowanie się rzeki do zmiennych warunków klimatycznych i tektonicznych powoduje powstanie złożonego kompleksu teras skalno-osadowych i akumulacyjnych. Dla tych ostatnich występujących głównie w obszarach nizin i kotlin przedgórskich charakterystyczne jest występowanie w dolinach rzecznych szeregu równoległych stopni terasowych składających się z kolejnych rozcięć i włożeń, których powstanie związane jest z rytmicznymi zmianami klimatu i reżimu hydrologicznego (Starkel 1983; Knox 1983; Bull, Knupefer 1987; Bridgland 2000). Dlatego rytm glacialno-interglacialny zaznacza się dobitnie w zmianie stylu sedymentacji fluwialnej zapisanej w miąższych profilach osadów i sekwencji teras.

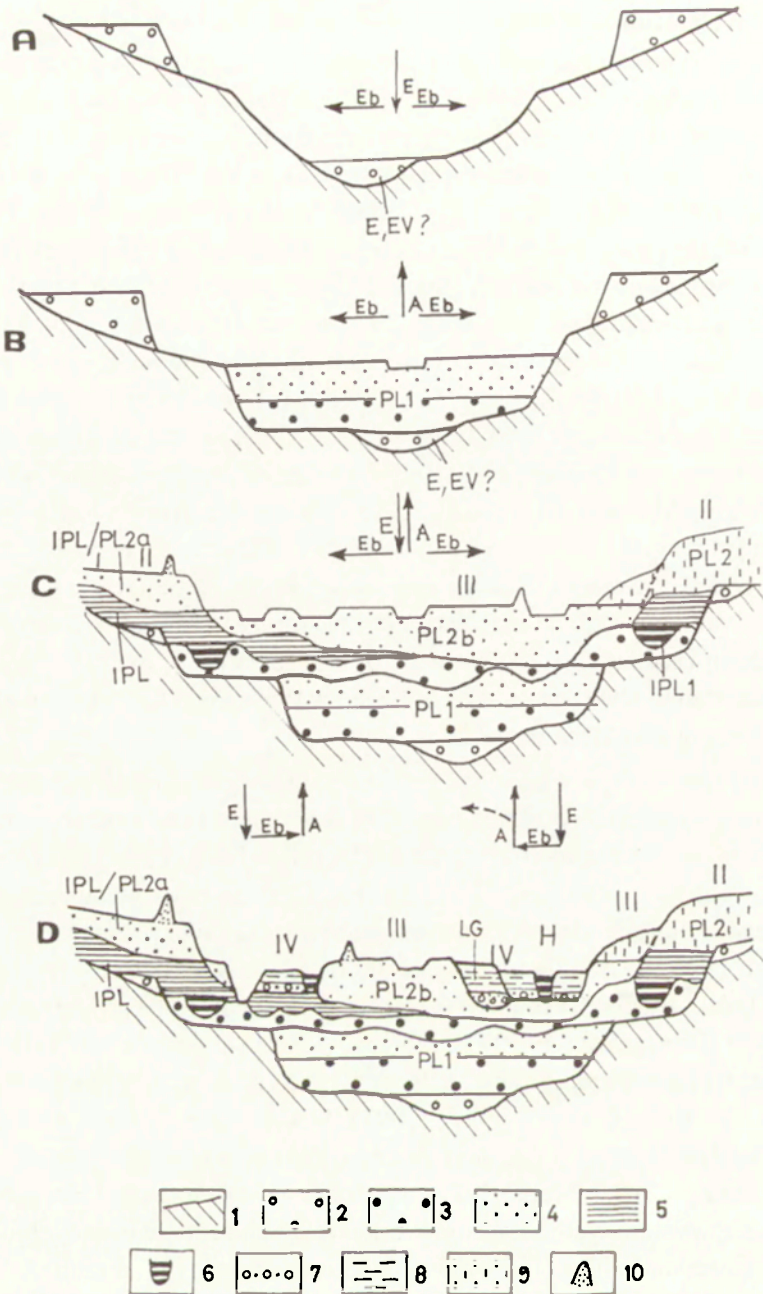
Panujące dawniej schematy agradacji w piętrach zimnych (glacialach) i erozji w piętrach ciepłych (interglacialach) (Penck, Brückner 1909; Soergel 1921; Büdel 1977) oraz późniejsze poglądy o przemożnej roli okresów przejściowych (Trevisan 1949; Jahn 1956b; Różycki 1972) w ewolucji dolin wymagają w świetle nowych faktów modyfikacji. W ostatnich czasach badania rdzeni lodowych z Grenlandii i osadów morskich z północnego Atlantyku pokazują, że znaczące zmiany klimatyczne w skali 10^3 i 10^4 lat nakładają się na trwający około 100 ka cykl glacialno-interglacialny (Bond, Lotti 1995;

Bond i in. 1997; Dansgaard i in. 1993). Jako przykład należy wymienić cykle klimatyczne „Dansgaard-Oeschgera” (cykle D-O), złożone z nagłych ociepleń trwających dziesiątki lub setki lat i następujących po nich chłodnych okresów trwających 1–2 tys. lat. Cykle te grupują się w dłuższe trendy klimatycznych ochłodzeń 10–15 tys. latnie (tzw. „cykle Bonda”), podczas których następowało wzmoczenie dostawy gór lodowych i depozycji dużej ilości rumoszu przez nie przyniesionego do północnego Atlantyku (tzw. „zdarzenia Heinrich’a”). Przyczyny występowania tych cykli nie są jeszcze całkiem poznane, prawdopodobnie w jakiś sposób odzwierciedlają wewnętrzną dynamikę i sprzężenia zwrotne połączonego systemu atmosfera-cryosfera-hydrosfera (Bradley 1999). Regionalne zmiany klimatyczne są o wiele bardziej złożone niż globalny obraz zmian cyrkulacji atmosfery manifestujący się w różnych regionach świata. Dla ostatnich 20 000 lat, dla wielu regionów notuje się znaczne odchylenia wielkości i/lub kierunku zmian od globalnych trendów klimatu (COHMAP Project Members 1988; Kutzbach i in. 1997). Ostatnio szereg chłodnych i ciepłych wahań klimatycznych wykazano w najmłodszej sekwencji lessów vistuliańskich w profilu Nussloch w zachodnich Niemczech (Rousseau i in. 2002).

A zatem pozostaje pytanie czy wyróżnione na krzywej izotopowo-tlenowej liczne oscylacje klimatyczne znajdują zapis w profilach osadów rzecznych i działalności rzek w kotlinach podkarpackich, jeśli tak to jakie były główne przyczyny tych zdarzeń? Odpowiedź nie jest prosta zważywszy na fakt, że wiele z tych wahań klimatycznych nie znajduje potwierdzenia w profilach palinologicznych, z wyjątkiem kilku stanowisk w Zachodniej Europie (Les Echets, La Grand Pile). Aluwia pleniglacialne, jak również pokrywy stokowe i less są zazwyczaj dwudzielne, a leżące między nimi osady mineralno-organiczne i poziomy gleb kopalnych wskazują na wyraźną zmianę warunków sedymentacji w interpleniglaciale. Pierwsze znaczące zdarzenie w działalności rzek było związane z wyraźnym ochłodzeniem około 75 000 lat temu. Oziębienie sprzyjało rozwojowi lądolodu skandynawskiego, który prawdopodobnie objął swym zasięgiem północne Niemcy i południowy Bałtyk sięgając po dolinę dolnej Wisły (por. ryc. 32). W tym czasie było również zlodowacone północne przedpole Alp (Florineth, Schlüchter 2000). Ochłodzenie to spowodowało, że Karpaty i ich przedpole znalazły się w warunkach klimatu arktycznego ze zbiorowiskami tundry. Ochłodzenie to jest korelowane z 4. stadium krzywej izotopowo-tlenowej i potwierdzone akumulacją warstw lessu młodszego dolnego (LMd) datowanego na 70–60 ka BP (Maruszczak 1991), jak również większym udziałem piasków eolicznych w osadach rzecznych (Buraczyński, Butrym 1989; Goździk 1995), rozwojem struktur pery-

glacialnych (Dylik 1969; Goździk 1995; Mycielska-Dowgiałło 1978; Klatkowska 1996) i powstaniem w górach pokryw soliflukcyjnych (Sobolewska i in. 1964). B. Manikowska (1996) zwraca uwagę na to, że w środkowej części Polski panowały w tym czasie warunki paleogeograficzne bardzo podobne do tych, jakie miały tam miejsce w czasie górnego plenivistulianu. Odpowiedzią na surowe warunki klimatyczne jest znaczny wzrost dostawy rumowiska do koryt rzecznych i w rezultacie wzmóŜona akumulacja gruboziarnistych pokryw Źwirowo-piaszczystych (Starkel 1977) prowadząca do wypełniania wcześniej utworzonych (eem, wczesny vistulian?) rynien erozyjnych (dolna seria Źwirowo-piaszczysta wypełniająca kopalne rynny w dolinie Dunajca, Brenia, Wisły i Wisłoki) (ryc. 37A, B). Osady te nie zawierają szczątków organicznych, natomiast stwierdzano występowanie w nich syngenetycznych klinów mrozowych świadczących o narastaniu zmarzliny w trakcie depozycji aluwii (Mycielska-Dowgiałło 1978). Na obrzeŜach dolin osady te są zazwyczaj przykryte lessem młodszym i sięgają kilka metrów nad poziom współczesnych koryt. Zupełnie inaczej widzi rolę dolnego pleniglacjału w ewolucji dolin J. Van Huissteden i in. (2002). Uważa on, że okres ten w dolnych biegach dolin rzecznych zachodniej Europy zaznaczył się intensywną erozją rzeczną, stąd w wielu profilach notuje się w tym czasie lukę sedymentacyjną (związaną z obniŜeniem bazy erozyjnej).

W stropie pokryw z dolnego pleniglacjału stwierdzono liczne rozcięcia korytowe wypełnione drobnoziarnistymi osadami mineralno-organicznymi. Świadczą one o kolejnym cyklu akumulacji fluwialnej obejmującym okres środkowego plenivistulianu. Okres ten charakteryzuje się również chłodnym, ale nieco wilgotniejszym klimatem w porównaniu do okresu wcześniejszego (Ran 1990). Okres interpleniglacjału liczący około 30 tys. lat składa się z serii krótkotrwałych (1000–2000 lat) ciepłych i chłodnych wahań klimatycznych (Dansgaard i in. 1993), które w większości zostały zarejestrowane jedynie w kilku stratotypowych sekwencjach pyłkowych Europy zachodniej (Guiot i in. 1989; Grootes, Stuiver 1997). W klasycznych profilach – z terenu Holandii i Niemiec (Van der Hammen, Wijmstra red. 1971; Behre, Lade 1986; Behre, van der Plicht 1992) – ten złożony rytm zmian klimatu odzwierciedla się występowaniem osadów organicznych reprezentujących okresy ciepłe (interstadialne) oraz warstw osadów mineralnych akumulowanych w czasie chłodniejszych wahań (stadiałów). Jednak takie następstwo sedymentacji obserwowane w profilach wielu rzek pleniglacialnych, wcale nie musi być odbiciem rytmicznych wahań klimatu. Jest jedynie wyrazem zmian facjalnych osadów i stylu sedymentacji określonego typu rzek (Van Huissteden 1990). Przewaga facji starorzecznych i wypełnień jeziorzek ałasowych oraz



Ryc. 37. Schemat etapowego wycinania i wypełniania kopalnych rynien erozyjnych w dolinach rzek na przedpolu gór dowiązujący do rytmicznych zmian klimatu w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym.

A – eem, wczesny vistulian (?), B – dolny plenivistulian, C – środkowy i górny plenivistulian, D – późny vistulian i holocen. 1 – miocen, 2 – osady korytowe

i pozakorytowe (eem, wczesny vistulian ?), 3 – osady korytowe (dolny i środkowy plenivistulian), 4 – osady korytowe i pozakorytowe (dolny i górny plenivistulian), 5 – osady pozakorytowe (środkowy plenivistulian), 6 – osady starorzeczne, 7 – osady korytowe (późny vistulian i holocen), 8 – osady pozakorytowe (późny vistulian i holocen), 9 – less, 10 – wydmy, E – erozja wgłębna, Eb – erozja boczna, A – akumulacja. Dodatkowe objaśnienia – ryc. 3B.

Schematic diagrams showing stages of cutting and infilling of the erosional fossil troughs in river valleys at the mountain foreland corresponding to rhythmical climate changes in the Last Glacial-Interglacial cycle.

A – Eem, Early Vistulian ?, B – Lower Plenivistulian, C – Middle and Upper Plenivistulian, D – Late Vistulian and Holocene. 1 – miocene, 2 – channel and overbank sediments (Eemian, Early Vistulian?), 3 – channel sediments (Lower and Middle Plenivistulian), 4 – channel and overbank sediments (Lower and Upper Plenivistulian), 5 – overbank sediments (Middle Plenivistulian), 6 – oxbow-lake sediments, 7 – channel sediments (Late Vistulian and Holocene), 8 – overbank sediments (Late Vistulian and Holocene), 9 – loess, 10 – aeolian sands; E – bottom erosion, Eb – lateral erosion, A – accumulation.

pionowo rozwinięte litosomy piaszczyste sugerują środowisko podmokłej tundry peryglacjalnej z systemem błędzących koryt (roztokowo-anastomozujących?) często opuszczanych na drodze awulsji (Smith 1986). Jak dotychczas udało się udokumentować na terenie Niemiec i Holandii od 3 do 5 interstadiałów, w których stwierdzono występowanie tundry bezleśnej. Rekonstruowane na podstawie kopalnej roślinności z terenu Niemiec wschodnich średnie temperatury oscylowały w okresie lata między 10 (13)–15°C (Bos i in. 2001), natomiast średnie temperatury w ciągu roku były zapewne poniżej –8°C, skoro dochodziło do tworzenia klinów lodowych w osadach żwirowych (Huijzer, Vandenberghe 1998). Dla najcieplejszego i najwilgotniejszego okresu interstadialnego (kompleks interstadiału moershoofd) przyjmuje się średnią temperaturę w ciągu roku około –1°C, dla najchłodniejszego i najsuchszego (stadiał Hasselo) temperaturę około –5– –6°C (Ran 1990). Warto zaznaczyć, że na południu Polski, około 42–50 ka BP (interstadiał moershoofd!), panowały najmniej sprzyjające warunki dla powstawania speleotemów, a więc było wyjątkowo chłodno (Hercman 2000).

W kotlinach podkarpackich okres ten zaznaczył się zarówno intensywną erozją prowadzącą do wycinania cokołów erozyjnych i poszerzania den dolin, jak i akumulacji aluwii (por. tab.4; ryc. 37C). Ogólnie przeważała aggradacja przerywana krótkimi fazami wycinania koryt i wypełniania starorzeczy. W wielu analizowanych profilach zostały udokumentowane dwa lub trzy włożenia osadów, z których najstarsze sięgają prawdopodobnie interstadiału glinde, a na pewno należą do kompleksu interstadialnego moershoofd-hengelo. Młodsze reprezentują kompleks osadów interstadiału denekamp. Szczególnie ten ostatni, na wielu stanowiskach dokumentują osady wypełnień starorzeczy (Brzeźnica, Łukawiec, Czarna-Podbór) gleby kopalne, a nawet aluwia

korytowe z pniami drzew (Dębina, Szujec). W stropie pokrywy zwirowej są rozcięcia korytowe wypełnione mułkami z glębą w stropie. Tylko pojedyncze stanowiska rejestrują młodszy od interstadiału denekamp poziom glebo-wo-organiczny datowany na około 23–25 ka BP (m.in. mułki w Pilźnie, gleba kopalna pod lessem w Nowym Brzesku oraz ścięta erozyjnie gleba tundrowa w Łukawcu V) a także gleby i poziomy soliflukcyjne pochodzące ze stanowisk paleolitycznych w dolinie górnej Wisły i dolinie Wagu (Kozłowski 2001). Są one przykryte w stropie lessem najmłodszym lub osadami piaszczysto-mułkowymi nie zawierającymi szczątków organicznych. A zatem wyraźna zmiana sedymentacji rzek miała miejsce około 28–25/23 ka BP, około 8 do 4–5 tys. lat przed maksymalnym zasięgiem w Polsce ostatniego lądolodu skandynawskiego, i jest synchroniczna ze wzrostem natężenia akumulacji pyłu lessowego (tzw. less młodszy górny – Maruszczak 1991). W warunkach pogłębiającego się kryzysu klimatycznego prowadzącego do arydizacji, oznacza ona rozcinanie pleniglacialnej równiny aluwialnej, pogłębianie i/lub poszerzenie koryt, co w głównym stopniu ograniczyło pionowy zasięg wezbrań. A zatem w chłodnych fazach peryglacjału nie musiała przeważać wyłącznie agradacja w dnach dolin. Tak więc głównym impulsem pogłębiania w dolinach kotlin podkarpackich i w dolinach pasa wyżyn (Harasimiuk 1991; Starkel 1995b; Superson 1996a), była nie zmiana bazy erozyjnej ale zmiana klimatu na bardziej kontynentalny. Nie wyklucza to istnienia w fazie wstępującej stadiału głównego krótkotrwałego ocieplenia i zwilgotnienia w okresie 23–24 ka BP znaczonego rozwojem gleby tundrowej (tab. 4) i procesów soliflukcji w spągu najmłodszego lessu. Erozję tę tłumaczy się ograniczoną denudacją stoków i równocześnie małą dostawą materiału do roztokowych koryt rzecznych w suchym klimacie peryglacialnym. Jeszcze nim lądolód skandynawski dotarł do rejonu Płocka nad Wisłą zostało zapoczątkowane wkładanie kolejnej serii aluwialnej, która obecnie tworzy w kotlinach podkarpackich zwydmiony w stropie poziom piaszczysty (III) o wysokości 6–12 m (ryc. 37C). Miało to miejsce od około 22–23 ka BP do 16/15 ka i odbywało się w surowych warunkach klimatycznych, o czym świadczy prawie zupełny brak szczątków roślinnych w piaszczystych aluwiach korytowych oraz szczeliny kontrakcyjne stwierdzone w dolinie Wisłoka. Zachowane na powierzchni teras i stożków wąskie koryta, wały przykorytowe i łachy piaszczyste w stropie zwydmione, są śladami form erozyjno-akumulacyjnych rzeki roztokowej o wyraźnie malejącej ku stropowi dynamice przepływu i stopniowym wroście działalności eolicznej. Akumulowane osady eoliczne (fluwio-eoliczne) charakteryzują się znacznie lepszym wysortowaniem i grubszą frakcją w porównaniu z podścielającymi je aluwiami, co świadczyłoby o wroście

siły wiatru. Intensywność procesów eolicznych była dosyć znaczna, o czym świadczą akumulowane w tym czasie we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej pokrywy pylasto-piaszczyste (Wojtanowicz 1997) oraz eoliczne piaski pokrywowe (Buraczyński, Butrym 1989). Natomiast w późnym vistulianie rozwijały się wydmy. Oznaką złagodzenia klimatu i pojawienia się roślinności u schyłku pleniglacjału (Ralska-Jasiewiczowa 1980) jest udokumentowana w dolinie Sanu, u brzegu Karpat, zmiana odpływu rzecznego z roztokowego na meandrowy w okresie 17–16 ka BP (Klimek, Łanczont 1998). W tym samym czasie w dolnym biegu Wisłoki na stożku aluwialnym, opuszczona rynna roztokowa zaczęła być wypełniana osadami organicznymi datowanymi w spągu na 16,7 ka BP. A zatem jeszcze przed późnym vistulianem, w wyniku nieznacznego złagodzenia klimatu, doszło do pogłębienia koryt rzecznych, które zeszły kilka metrów poniżej poziomu równiny zalewowej.

Okres późnego vistulianu (13–10 000 lat C-14 BP, 15–11 500 lat kal. BP) jest okresem złożonym. Po szybkim ociepleniu böllingu kontynuowanym w allerödzie, przerwany epizodem starszego dryasu z fazą wydymotwórczą (Manikowska 1995) nastąpiło wyraźne ochłodzenie młodszego dryasu trwającego około 1150 lat (Goslar i in. 1995; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Efektem ocieplenia była ekspansja zbiorowisk leśnych, które w allerödzie tworzyły zwarty las iglasty z brzozą i sosną, jedynie na północy Polski bardziej otwarty (Madeyska 1995). W młodszym dryasie nastąpiło jego rozrzedzenie (tundra parkowa). W dolinach rzecznych obserwujemy zmianę reżimu hydrologicznego. Zamiast wezbrań roztopowych pojawiają się opadowe, maleje znacznie ilość rumowiska dostarczanego do koryt. Rzeki zaczęły zmieniać swoje koryta z roztokowych na meandrowe (Falkowski 1975; Rotnicki 1991; Kozarski 1991b; Starkel 1983). Duże meandry opuszczane były już w böllingu (Klimek 1987; Kalicki 1991), ale częściej w allerödzie (dolina Wisły i Wisłoki, a także Wisłoka i Sanu). Zmiana ta nie była synchroniczna. Niektóre systemy koryt roztokowych, zwłaszcza na stożkach aluwialnych (np. Przemszy), przetrwały do początku allerödu (Klimek 1987), a w przypadku stożka Dunajca mającego większy spadek – do początku holocenu (Sokołowski 1995). Również w obrębie doliny dolnej Raby, Wisły i Wisłoka, szerokie segmenty równiny aluwialnej rzek roztokowych zaczęły być wypełniane torfem w allerödzie (Gębica 1995a,b). Ochłodzenie młodszego dryasu przyniosło w dolinach rzek karpaccich wzrost dostawy rumowiska i częstości wezbrań. W dnach dolin przemieszczały się wielkie meandry o parametrach kilka razy większych od holocenijskich, najliczniej zarejestrowane w dolinie Sanu (Szumański 1983), Wisłoki (Starkel 1995a) i Wisły (Kalicki 1991;

Gębica 1995b), ale również stwierdzone w dolinie Wisłoka w Rynnie Podkarpackiej. Były one generalnie opuszczane na pograniczu młodszego dryasu i preboreału (10 400–10 000 C-14 BP), co jest zbieżne według L. Starckla (2002) z wyraźnym ociepleniem i wzrostem gęstości szaty roślinnej u schyłku młodszego dryasu.

W młodszym dryasie funkcjonowały również koryta roztokowe, które uformowały szerokie równiny aluwialne okryte ilastymi madami, stwierdzone w dolinie Wisły poniżej Krakowa (Kalicki 1991; Gębica, Starkel 1987). W dolinie Wisłoka aluwia rzeki roztokowej ścinające serię pleniglacialną zostały przykryte torfem datowanym w spągu na 10,15 ka BP, znaczącym zmianę sedymentacji na początku holocenu (Gębica, Superson 2003).

6.2. WPŁYW RUCHÓW TEKTONICZNYCH NA PRZEBIEG SEDYMENTACJI FLUWIALNEJ I ZMIANY UKŁADU DOLIN W GÓRNYM VISTULIANIE

Rola ruchów neotektonicznych w rozwoju systemów fluwialnych i ich wpływ na wykształcenie poziomów terasowych oraz przebieg akumulacji w profilach podłużnych rzek jest od dawna podejmowana w opracowaniach regionalnych dotyczących Karpat i ich przedpola (Klimaszewski 1948; Starkel 1965, 1972, 1984; Baumgart-Kotarba 1983; Laskowska-Wysoczańska 1971, 1981, 1995; Zuchiewicz 1987, 1995, 2001). O ile w Karpatach związek wykształcenia teras i wysokości cokołów skalnych przykrytych aluwiami wskazuje pośrednio na amplitudę ruchów i skalę podnoszenia podczas czwartorzędu, to na obszarze kotlin podkarpackich w tym samym czasie przeważało wginanie przy okresowym podnoszeniu działów wyżynnych. Na zmiany układu sieci rzecznej na przedpolu Karpat rozpatrywane w skali całego plejstocenu miały wpływ głównie dwa czynniki: wkraczające od północy lądolody skandynawskie oraz zróżnicowane ruchy tektoniczne. Te ostatnie wykazane przez W. Laskowską-Wysoczańską (1995) prowadziły na obszarze Kotliny Sandomierskiej do podnoszenia działów wysoczyznowych i obniżania rowów tektonicznych. Ruchy te miały spowodować hipsometryczne zróżnicowanie zalegania podobnych horyzontów przewodnich, sięgające 50–100 m, a zatem przypominające skalą deniwelacji dział wodny między Sanem a Dniestrem (Gofsztejn 1979). Szczególnie aktywne ruchy miały miejsce na bezpośrednim przedpolu krawędzi Roztocza i wzdłuż linii Kurdwanów-Zawichost – NW obrzeże Kotliny Sandomierskiej. Trwały one jeszcze w środkowym i górnym plejstocenie, skoro przemieszczenia poziomów glacialnych sięgały 30–40 m (Laskowska-Wysoczańska 1995). O aktywności tektonicznej krawędzi Roztocza w młodszym czwartorzędzie (vistulianie) mogą świadczyć składane na jego bezpośrednim przedpolu miększe serie aluwialne (Buraczyń-

ski, Butrym 1989). Pogląd W. Laskowskiej-Wysoczańskiej (1995) dotyczący młodoczwartorzędowego podnoszenia progu Karpat wydaje się mało prawdopodobny. Na wschód od doliny Wisłoki zachowały się rozpoznane przez autorkę preglacjalne stopnie erozyjno-akumulacyjne poprzedzające zlodowacenie sanu (Laskowska-Wysoczańska 1971), po którym nastąpiło najgłębsze rozcięcie. W młodszym czwartorzędzie (od eemu) zmieniła się tendencja ruchów w kierunku subsydencji, która według S. Połtowicza (1967) i L. Starzki (1984) jest szczególnie czytelna na zachodnim i północnym obrzeżeniu Kotliny Sandomierskiej (Starkel, red. 1980). Jednak brak jest tutaj dowodów na istnienie w dolinach rzecznych zwiększonej miąższości aluwii. Charakterystyczna dla omawianego obszaru jest niewielka miąższość osadów czwartorzędowych wynosząca zazwyczaj od kilku do kilkunastu metrów, wyjątkowo dochodząca w osi rozcięć erozyjnych do 25 m. Jak wskazują wyniki datowań (por. rozdział 4) są to głównie osady pochodzące z ostatniego zlodowacenia (vistulianu), przykryte aluwiami holoceniowymi, których miąższość w strefach najgłębszych rozcięć korytowych może dochodzić do 10 m (dolina Sanu). Nie znalazły potwierdzenia informacje o występowaniu w dnie doliny Wisły głębokich paleokotlin lub paleorynien (Połtowicz 1967; Nowak, Żółkiewski 1989) wyerodowanych w miocenie i wypełnionych miąższymi osadami czwartorzędowymi. Analiza archiwalnych profili wierceń wykazała znacznie zawyżone głębokości stropu miocenu, podawane w profilach wierceń naftowych, w stosunku do danych z innych wierceń. Różnice w interpretacji głębokości stropu miocenu dochodzą nawet do ponad 40 m (Płonczyński, w druku).

Teza S. Połtowicza (1967) o wpływie ruchów neotektonicznych na przesuwanie się koryt Wisły i Raby pod krawędź Wyżyny Małopolskiej wydaje się nie do utrzymania, gdyż wykonane przez Przedsiębiorstwo Geologiczne z Krakowa wiercenia nie potwierdziły istnienia 50-metrowej paleorynny wypełnionej żwirami w pobliżu ujścia Raby. Również w profilach wierceń z obszaru Kotliny Sandomierskiej nie stwierdzono powtarzających się 2–3-krotnie w profilu sekwencji żwirowo-piaszczystych i mułkowych, które mają stanowić argument za wginaniem północnej części stożka Wisły w strefie rowu tektonicznego Zabłocia w Kotlinie Oświęcimskiej. Jeśli istniały zróżnicowane ruchy tektoniczne w obrębie stożka, to nie miały one miejsca w vistulianie, ponieważ strop górnego poziomu żwirów w strefie rowu nawiązuje do stropu żwirów opadającej ku północy morfologicznej powierzchni stożka (Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994). Zaznaczone na mapach strefy anomalnie wysokich spadków koryt rzecznych (m. in. w dolinie Wisłoki i Wisłoka w Rynnie Podkarpackiej), mające być świadectwem podnoszenia neotekto-

nicznego przedpola Karpat (Zuchiewicz 2001), nie znalazły potwierdzenia w obserwacjach terenowych i wykonanych przez mnie profilach podłużnych poziomów terasowych (u brzegu Karpat istotną rolę odgrywa współczesna regulacja koryt).

Natomiast interesujący jest fakt odkrycia (Płonczyński, w druku) głębokiej do 55 m i szerokiej na około 1,5 km paleorynny w stropowej partii osadów miocenijskich biegnącej pod Garbem Szczucińskim, nie związanej jednak ze wspomnianymi wyżej „paleokotlinami”.

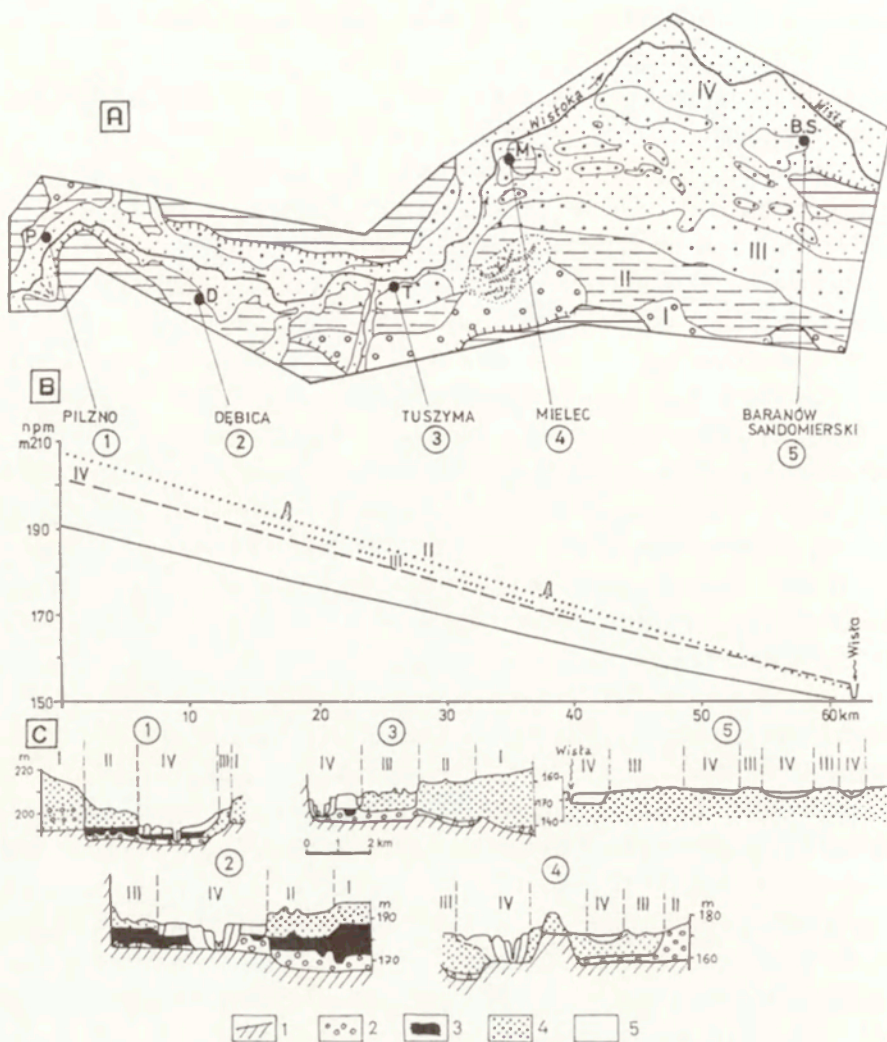
Rynnę wyciętą w łańcach wypełniają głównie pyły i piaski pylaste uważane za utwory czwartorzędowe. Nowe badania, w tym głównie palinologiczne pozwoliły określić wiek osadów wypełniających rynnę na sarmat (Płonczyński, w druku). Osady miocenu nieznacznie nachylone ku południowi są silnie zdyslokowane systemem starszych uskoków ciągnących się od podłoża do miocenu i młodszych uskoków związanych z fazą młododołpejską i nasuwaniem się Karpat u schyłku miocenu (pannon). Jednak tylko nieliczne uskoki ciągną się do stropu miocenu (Krysiak 2000). Wspomniana wyżej paleorynna miocenijska nawiązuje prawdopodobnie do jednej z takich stref uskokowych biegnących wzdłuż doliny Wisły.

A zatem nie mamy wystarczających danych sedymentologicznych i morfologicznych pozwalających jednoznacznie określić wpływ ruchów neotektonicznych na przebieg akumulacji i erozji fluwialnej w pleniglacjale w kotlinach przedpola Karpat. Należy sądzić, że wpływ tego czynnika na wykształcenie poziomów teras górnovistuliańskich i holocenijskich nie był istotny.

6.3. ZMIENNOŚĆ PRZEBIEGU SEDYMENTACJI FLUWIALNEJ W PROFILACH PODŁUŻNYCH – TYPY GENETYCZNE (EWOLUCJI) STOŻKÓW I ODCINKÓW DOLIN RZECZNYCH

W dolinach rzecznych kotlin podkarpackich powiązanych systemem dorzecza górnej Wisły przestrzenny obraz przebiegu procesów fluwialnych i transformacji den dolinnych jest bardzo zróżnicowany. Zarysowuje się wyraźna zmienność w stopniu przekształcenia vistuliańskich poziomów terasowych w stosunku do terasy i pokryw równiny rędzinnej. Terasa vistuliańska jest dwudzielna. Wyższy stopień budują osady pleniglacjalne sprzed maksimum ostatniego zlodowacenia (potem często nadbudowane lessem), natomiast niższy poziom terasowy był akumulowany od fazy maksymalnej do schyłku tego zlodowacenia. Spadki obu wymienionych poziomów terasowych są większe od spadku terasy rędzinnej. Wiąże się to ze znacznym udziałem materiału stokowego i postępującym zasypywaniem górnego karpackiego

odcinka doliny, w porównaniu z odcinkiem środkowym i dolnym (przedgórskim), w którym udział materiału transportowanego ze zboczy doliny jest niewielki. Zasypywanie postępuje tu więc w górę doliny i zmniejsza się z biegiem rzeki. Materiał ten w warunkach klimatu zimnego (peryglacjalnego) jest przemieszczany okresowo przez wody roztopowe (proniwalne). Często w górnym odcinku osady rzeczne zazębiają się z utworami stokowymi, głównie soliflukcyjnymi (Klimaszewski 1971; Starkel 1965), natomiast w dolnym odcinku przeważają osady rzeczne. Ponadto rzeki proniwalne przeładowane są różnorodnym materiałem, z tego względu ich spadek jest większy niż rzek klimatu umiarkowanego. Zmiana klimatu periglacialnego na umiarkowany w okresie późnego wistulianu i holocenu spowodowała rozcinanie pokrywy wistuliańskiej, której wielkość mierzona wysokością powierzchni terasy względem współczesnego poziomu koryta maleje w dół biegu rzeki. Równocześnie ze spadkiem wysokości poziomów wistuliańskich maleje wysokość terasy rędzinnej. Prześledzenie profili podłużnych teras wistuliańskich (poziomu II i III) oraz terasy rędzinnej w kotlinach podkarpackich wskazuje na pewną prawidłowość (ryc. 38A, B), na którą już w 1960 roku zwrócił uwagę L. Starkel (1960). U brzegu Karpat terasy wistuliańskie rozcięte do głębokości kilkunastu metrów posiadają dwukrotnie większy spadek (0,9‰) od poziomu równiny holocenińskiej (0,5–0,4‰). W dół biegu rzeki różnice wysokości między tymi poziomami zmniejszają się, a w końcu oba poziomy teras wistuliańskich zbiegają się z poziomem równiny holocenińskiej (ryc. 38). W dolnych odcinkach dolin, szczególnie na stożkach sypanych przez dopływy karpackie do doliny głównej (Wisły, Sanu) obserwuje się zjawisko stopniowego „zanurzenia” terasy wistuliańskiej pod osady holocenińskie. Przypomina to profile poziomów terasowych rzek uchodzących do zatok morskich, gdzie mamy do czynienia ze zjawiskiem oddolnie kontrolowanej agradacji związanej z nisko położoną bazą erozyjną i wahaniami poziomu morza (Blum, Price 1998). To pozorne zanurzenie się terasy wistuliańskiej jest wynikiem dostosowania jej spadku do spadku dna doliny głównej (Wisły), która stanowiła dla dopływu lokalną bazę erozyjną. Stąd efekt rozcięcia pokryw periglacialnych jest tutaj najmniejszy i wynosi 5–6 m. W związku z tym, w ujściowym odcinku doliny wskutek częstych powodzi w holocenie najniższe fragmenty poziomu III zostały ścięte i nadbudowane madami, natomiast wyższe zwymione w stropie piaszczyste płyty tego poziomu zachowały się w formie ostańców. Stąd większość szerokich obniżen – śladów przepływów rzek roztokowych została wypełniona utworami holocenińskimi (ryc. 38). Jednak nie obserwuje się tutaj szczególnego zwiększenia miąższości aluwów holocenińskich. Utwory pozakorytowe (mady lub torfy) o miąższości 1–3 m spoczywają bezpośrednio



Ryc. 38. Morfologiczna, facjalna i wiekowa zmienność vistuliańskich pokryw terasowych w profilu podłużnym dolin rzecznych (na przykładzie doliny Wisłoki).

A. Szkic morfologiczny poziomów terasowych z lokalizacją przekrojów. Objasnienia znaków – ryc. 3B.

B. Profile podłużne poziomów terasowych (II, III i IV) między Pilznem a Baranowem Sandomierskim. Objasnienia znaków – ryc. 6. P – Pilzno, D – Dębica, T – Tuszyna, M – Mielec, B.S. – Baranów Sandomierski

C. Schematyczne przekroje dna doliny pokazujące zmienność morfologiczną i zróżnicowany udział aluwii vistuliańskich i holocenijskich w budowie poziomów terasowych wzdłuż biegu doliny.

1 – miocen, 2 – osady korytowe (EV, LP1, IPL), 3 – osady pozakorytowe i wypełnień starorzeczy (IPL), 4 – osady korytowe i pozakorytowe (PL2), 5 – osady korytowe i pozakorytowe (LG/H).

Morphological, facial and stratigraphical differentiation of the Vistulian terrace levels and sediments in the longitudinal profiles of river valleys (Wisłoka river valley as example).

A. Morphological sketch of the river terrace levels and localization of profiles. Explanation of signs – Fig. 3B.

B. Longitudinal profiles of the terrace levels (II, III and IV) between Pilzno and Baranów Sandomierski. Explanation of signs – Fig. 6. P – Pilzno, D – Dębica, T – Tuszyma, M – Mielec, B.S. – Baranów Sandomierski.

C. Schematic cross-sections showing morphological and stratigraphical variability of terrace levels built of Vistulian and Holocene sediments.

1 – miocene, 2 – channel sediments (EV, LP1, IPL), 3 – overbank and paleochannel fill sediments (IPL), 4 – channel and overbank sediments (PL2), 5 – channel and overbank sediments (LG/H).

nio na aluwiach vistuliańskich. Odwrotne zjawisko do wyżej opisanego obserwowałem w dolnym biegu Wisłoka (poniżej Gniewczyny Trynieckiej), gdzie zachował się oddzielny stopień terasy vistuliańskiej z wielkimi paleomeandrami, nie przykryty przez mady. W profilu wiercenia wykonanego w jednym z takich starorzeczy (Wójcik i in. 1999) wypełnienie stanowią torfy późnoglacialne nie zawierające wkładek osadów mineralnych. A zatem powodzie w holocenie nie docierały do tego starorzecza, co może być wynikiem głębszego rozcięcia terasy w związku z większym spadkiem Wisłoka dowiązującego na tym odcinku do nisko położonej bazy erozyjnej Sanu. W ten sposób od bazy erozyjnej, którą stanowiła dolina Wisły i Sanu postępowało wyrównywanie profilu podłużnego teras vistuliańskich. Miały na to wpływ różne czynniki omówione w poprzednich rozdziałach, których znaczenie ulegało zmianie w profilach podłużnych. Synchronizacja zdarzeń fluwialnych w profilu podłużnym doliny Wisły jest trudna do ustalenia, ze względu na niezależny w pewnym sensie czas i mechanizm pogłębiania poszczególnych odcinków dolin. Dlatego przeprowadzona próba korelacji poziomów terasowych i ich wiekowej synchronizacji na całej długości dopływów karpackich i w dolinie Wisły jest utrudniona. Poziom II zwydmiony w stropie o wysokości 13–17 m nad koryto można korelować w dolinie górnej Wisły z poziomem tzw. terasy lessowej zbudowanej ze środkowoplenivistuliańskich aluwii nadbudowanych lessem młodszym górnym (LMg). Odpowiada ona w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowopolskie poziomowi wysokiego zasypania (18,5–13,5 m) datowanego TL na 33–17 ka BP, a więc synchronicznego z akumulacją lessu młodszego i utworów deluwialnych (Pożaryski i in. 1994). Natomiast młodsze włożenie aluwialne poziomu III o wysokości 8–12 m odpowiada zwydmionej w stropie terasie o wysokości 5–10 m, w dolinie Wisły w Kotlinie Sandomierskiej. Można je korelować w przełomie Wisły z poziomami opisywanych tam teras średnich (9–5,5 m), które były akumulowane od fazy maksymalnej do schyłku górnego pleniglacjału (daty TL

od 17 do 13 ka BP) i są synchroniczne z tzw. lessem nadległym (Pożaryski i in. 1994). Odcinek przełomowy rejestruje bardzo wczesne rozcięcie wysokiej pokrywy zasypania, wcześniej niż ma to miejsce w Kotlinie Warszawskiej, gdzie piaski poziomu otwockiego zwydmione w stropie zostały datowane TL na 16–14,5 ka BP (Baraniecka, Konecka-Betley 1987). Wśród czynników mających wpływ na wykształcenie dolin w profilu podłużnym największą rolę odegrały zmiany klimatu, decydujące o reżimie przepływu i warunkach dostawy materiału. Obok zmian klimatu w dół biegu dla odcinka środkowego i dolnego Wisły rosło znaczenie zmiany bazy erozyjnej kontrolowanej przez wahania poziomu morza i nasunięcia lądolodów skandynawskich. Z kolei na zmiany spadku rzeki, frakcji i ilości niesionego materiału decydujących o tendencjach do pogłębiania dolin lub agradacji miały wpływ stałe lub okresowe ruchy tektoniczne. Efektem złożoności czynników w różnych regionach, a zatem w różnych odcinkach profilu podłużnego są różne typy genetyczne stożków i odcinków dolin rzecznych kotlin przedgórskich. Stanowią one częściowe nawiązanie do wcześniejszej klasyfikacji stożków napływowych i odcinków dolin rzecznych (Gębica 1995b; Starkel 1996, 2001). Odcinki dolin rzecznych wykazują dużą różnorodność zależną od długości samej doliny, szerokości dna, spadku i położenia w profilu podłużnym. W Kotlinie Sandomierskiej rozszerzającej się ku północnemu-wschodowi Wisła płynie północno-zachodnim obrzeżeniem, spychana przez coraz to dłuższe dopływy karpackie. W związku z tym w profilach podłużnych rzek zaznacza się pewna ogólna prawidłowość. Dopływy zachodniokarpackie (Wisła, Soła, Skawa, Raba i Dunajec) usypały u wylotu z Karpat do doliny Wisły rozległe systemy stożków vistuliańskich. Natomiast znacznie dłuższe wschodniokarpackie dopływy Wisły (Wisłoka, Wisłok i San) płynące w kotlinie na długości 60–150 km cechuje złożoność form i osadów w całym profilu podłużnym. Wzdłuż ich biegu można wydzielić trzy zasadnicze odcinki (typy genetyczne) znajdujące uzasadnienie w ewolucji rzeźby i sieci rzecznej. Zostało to zilustrowane na przykładzie doliny Wisłoki (ryc. 38). Najszerszy jest odcinek południowy i północny, znacznie węższy – środkowy (tranzytowy). W odcinku południowym (pradolinnym), doliny wykorzystują Rynnę Podkarpacką. Dlatego szerokość sypanych, u wylotu z Karpat, stożków holocenińskich tworzących równinę rędzinną wynosi od 4 do 10 km. Buduje ją terasa z późnego vistulianu oraz 2–3 oddzielne stopnie terasowe holocenińskie włożone w rozcięcia pokryw vistulianskich. W brzeżnych częściach dna doliny cokolwiek erozyjny tych teras tworzą osady ze środkowego plenivistulianu (ryc. 38A, C). W odcinku środkowym (przełomowym) sterasowane dna dolin o szerokości do 10 km

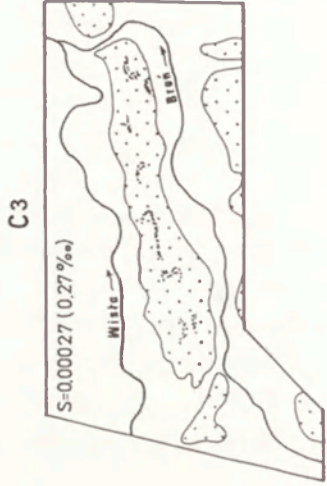
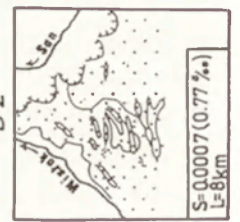
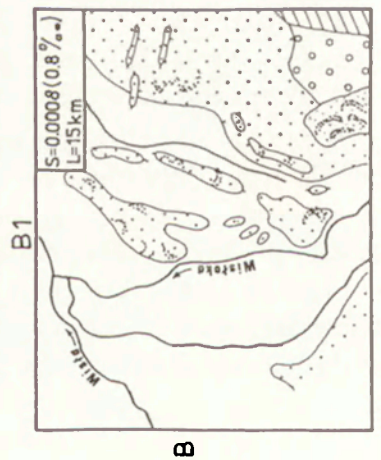
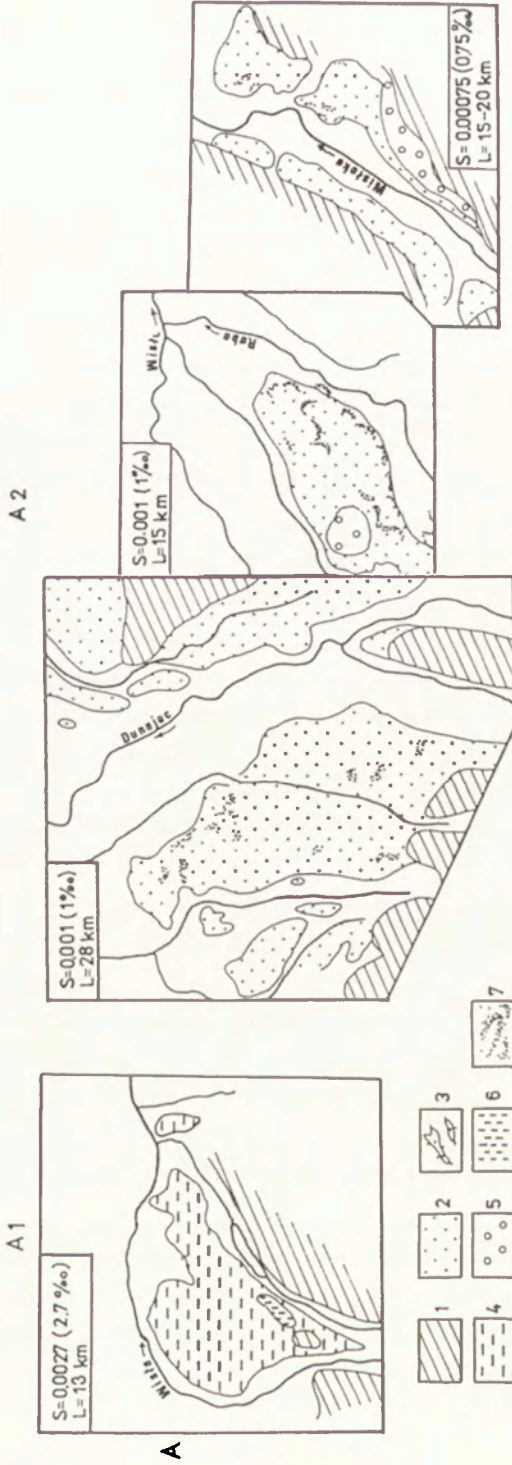
budują głównie aluwia teras vistuliańskich (poziom II i III). Doliny mają tutaj charakter przełomu z korytem głęboko wcięty w pokrywę osadów vistuliańskich. Spowodowało to zawężenie na tym odcinku aktywnej strefy den dolin (równiny zalewowej) do szerokości 1–2 km. Odcinek północny (ujściowy) ma najmniej wyraźne granice i największą szerokość przekraczającą miejscami 15–20 km. Jest to strefa rozległych stożków aluwialnych sypanych u wylotu do doliny głównej (obejmujących zasięgiem poziom III – 5–8 m), która w poniższej klasyfikacji stożków została wydzielona jako odrębny typ B (ryc. 39). Biorąc pod uwagę kryterium spadku stożka, morfologię, budowę i położenie w profilu podłużnym rozszerzyłem i uzupełniłem klasyfikację stożków I.G. Stanistreet i T.S. Mc Carthy (1993) wydzielając w obrębie roztokowego stożka aluwialnego kilka innych typów, które charakteryzuje promienista sieć koryt oraz wałów przykorytowych składanych w czasie młodszego pleniglacjału (ryc. 39).

A. Stożki o spadku ($>0,001$) ($>1\%$) składane bezpośrednio u wylotu (brzegu) z Karpat. Można tu wyróżnić dwa podtypy (ryc. 39A):

A1. Stożki o dużym spadku (0,002–0,003) (2–3‰) i długości od 5 do kilkunastu kilometrów. Są one okryte utworami mułkowymi i nadbudowane pyłami lessowymi tworzącymi na powierzchni stożka formy wałów podobne do wydm lessowych. Stożki rozcięte są marginalnie biegnącymi rynnami wypełnionymi utworami holocenijskimi (stożek górnej Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej – Niedziałkowska, Szczepanek 1993–1994, stożek Białej – Gilot i in. 1982).

A2. Stożki o mniejszym spadku (0,00075–0,001) (0,75–1‰) i długości 15–30 km. Buduje je dwudzielna pokrywa aluwii pleniglacjałnych zwydmionych w stropie z fragmentami starszych pokryw (stożek Wisłoki – Starkel i in. 1982; stożek Raby – Gębica 1995a, b; stożek Dunajca – Sokołowski 1995). W rozcięcia pokrywy pleniglacjałnej zostały włożone systemy stożków holocenijskich.

B. Stożki o najmniejszym spadku ($<0,001$) i długości 10–15 km sypane przez dopływy bezpośrednio u ujścia do doliny głównej. Między zwydmionymi płatami stożka biegną opuszczone rynny wyścielone madami, znaczące ślady przepływu koryt (roztokowych lub anastomozujących ?) oraz towarzyszące im wały przykorytowe. Przykładem jest stożek Wisłoki u ujścia do Wisły (B1), stożek Wisłoka u ujścia do Sanu (B2) oraz stożki Wisłoki sypane do doliny Sanu (Mycielska-Dowgiałło 1987b) (ryc. 39 B).



Ryc. 39. Typy morfologiczno-genetyczne odcinków den dolin i stożków napływowych na przedpolu Karpat (wg: Gębica 1995b; Starkel 2001, częściowo zmienione i uzupełnione o klasyfikację stożków). Charakterystyka poszczególnych typów w tekście.

1 – brzeg doliny, 2 – stożki i równiny pleniglacialne piaszczyste, zwydmione, 3 – wały przykorytowe w stropie zwydmione, 4 – stożki i równiny pleniglacialne mułkowe nadbudowane lessami, 5 – starsze pokrywy aluwialne, 6 – less, 7 – wydmy i pola piasków eolicznych.

Morphogenetical types of the valley floors sections and alluvial fans in river valleys at the Fore-Carpathian basins (after Gębica 1995b; Starkel 2001, partly changed and completed). Description of the particulars types of river valleys and alluvial fans in the text.

1 – valley side, 2 – Pleniglacial sandy fans with dunes, 3 – natural sandy levees, duned at the top, 4 – Pleniglacial silty fans with loess cover, 5 – older alluvial covers, 6 – loess, 7 – dunes and fields of eolian sands

C. Typ dna doliny głównej (Wisły) o spadku poniżej 0,0003 (0,3‰), w którym występuje naprzemienność trzech zasadniczych odcinków:

C1. Odcinki zwężeń przełomowych, w których występują przeważnie młode aluwia holocenijskie, co jest związane z koncentracją przepływu i przeróbką starszych aluwiów (zwężenie doliny w Bramie Krakowskiej – Rutkowski 1987) i asymetryczne zwężenie dna doliny Wisły (do 2 km) w wyniku spychania przez stożki dopływów, podcinania krawędzi Wyżyny Małopolskiej i wsypywania młodszych aluwiów (odcinek poniżej ujścia Raby – Gębica 1995a,b).

C2. Odcinki szerokiego dna (poniżej zwężeń przełomowych) o cechach stożka napływowego z boczną migracją koryt i pojedynczymi przrzutami z tendencją do zawężania strefy aktywnej równiny zalewowej (odcinek poniżej Krakowa – Kalicki 1991) oraz z systemami paleokoryt opuszczanych na drodze awulsji i tendencją do agradacji (odcinek poniżej Niepołomic – Starkel i in. 1991).

C3. Odcinki doliny, w których istnieją równoległe, opuszczone rynny roztokowe (szerokości 2–5 km) oddzielone od aktywnego dna zwydmioną terasą vistuliańską (np. obniżenie Brenia i Garb Szczuciński – Sokółowski 1987) lub ostańcem erozyjnym (obniżenie Trześniówki i Mokrzyśzówki oraz Garb Tarnobrzeski – Mysińska-Dowgiałło 1987b) (ryc. 39C).

6.4. PRAWIDŁOWOŚCI ROZWOJU DOLIN RZECZNYCH STREFY PERYGLACJALNEJ W KOTLINACH PRZEDGÓRSKICH

Ostatni cykl glacialno-interglacialny zaznaczył się na przedpolu Karpat istnieniem oddzielnych stopni terasowych, rozcięć korytowych i wypełniających je aluwiów, wskazujących na skalę procesów erozyjno-akumulacyjnych. Nie wszystkie jednak włożenia aluwialne zaznaczają się oddzielnymi

stopniami terasowymi, część z nich występuje w formie kopalnych powierzchni erozyjnych i ostańców pogrzebanych pod młodszymi osadami.

Z ostatniego piętra chłodnego zachowały się na przedpolu gór dwa oddzielne stopnie terasowe. Wyższy stopień (13–18 m) tworzy u brzegu Karpat terasa średnia (II) nadbudowana pokrywą lessu młodszego. Dalej od brzegu gór terasę średnią buduje pokrywa piasków aluwialnych w stropie zwydmiona. Niższy stopień (poziom III) ma wysokość 8–12 m i łączy się z podobnym stopniem w dolinie górnej Wisły (5–10 m). Okres interglacjalny, o którym nasza wiedza jest ograniczona sprzyjał erozji, w górach gdzie osady z wczesnego vistulianu spoczywają na cokołach erozyjnych (Starkel 1965; Łanczont 1991), oraz na przedpolu gór gdzie aluwia z wczesnego vistulianu wypełniają kopalne rynny erozyjne wycięte w iłach miocenu (Laskowska-Wysoczańska 1971).

W północnej części Kotliny Sandomierskiej dna rynien erozyjnych schodzą do kilkunastu metrów poniżej współczesnego poziomu rzek i wypełnione są seriami aluwiów, których wiek TL zazwyczaj nie wykracza poza okres vistulianu. Akumulacja u brzegu Karpat lessów młodszych na aluwiach z wczesnego vistulianu (Łanczont, Alexandrowicz 1997) jest świadectwem rozcięcia pokryw, które poprzedziło akumulację z okresu dolnego plenivistulianu. W dolnym plenivistulianie w związku z oziębieniem klimatu w Karpatach i na ich przedpolu postępowała agradacja obserwowana szczególnie w brzeźnych częściach dolin, gdzie aluwia starszego pleniglacjału tworzą wyraźną pokrywę o wysokości 10–11 m przykrytą utworami interpleniglacjalnymi i glinami zboczowymi z młodszego pleniglacjału (Starkel 1965). W tym czasie w niższych partiach pogórza karpackiego i na brzegu Karpat był akumulowany less młodszy dolny (Maruszczak 1991; Gerlach i in. 1993; Łanczont 1995). W kotlinach podkarpackich aluwia z tego okresu sięgają od poziomu koryt (stożek górnej Wisły na przedpolu Beskidu Śląskiego) do wysokości 5 m nad współczesny poziom rzek (dolina Wisły poniżej Krakowa) i w brzeźnych partiach dolin przykryte są osadami interpleniglacjalnymi. Różnice w wysokości zalegania stropu aluwiów są wynikiem położenia profilu. Okres środkowego plenivistulianu zaznaczył się ogólnie tendencją do akumulacji aluwiów przegradzanych fazami rozcięć. Dobrze udokumentowane wydają się w tym okresie dwa do trzech interstadialnych kompleksów osadowych (moershoofd, hengelo i denekamp) oddzielonych od siebie powierzchniami erozyjnymi. Osady interpleniglacjalne budują centralne ogniwo pokrywy poziomu II, stanowiącego poziom wysokiego zasypania vistuliańskiego w kotlinach podkarpackich. Natomiast ścięte erozyjnie fragmenty tej terasy występują w formie kopalnych stopni (cokołów erozyjnych) ukrytych pod osadami piaszczysto-

mi poziom III i niekiedy pod aluwiami holocenu terasy rędzinnej (ryc. 33, 34). Przewaga drobnoziarnistych facji pozakorytowych, z dużym udziałem substancji organicznej świadczy o występowaniu ubogiej pokrywy roślinnej chroniącej zbocza dolin przed nadmierną denudacją. Na nie zalewanych fragmentach równiny i zboczach dolin formowały się gleby tundrowe. Przed około 40 ka BP notuje się erozję prowadzącą głównie do poszerzania cokołów erozyjnych w dolinie Wisły (Mycielska-Dowgiałło 1987b) oraz jej karpackich dopływach (Sokołowski 1987, 1995), a następnie wypełniania kopalnych rozcięć korytowych. Starorzecza i płytkie obniżenia termokrasowe były wypełniane od ponad 46 do 36 ka BP, zarówno na obszarze kotlin podkarpackich (Mamakowa, Starkel 1974; Mamakowa i in. 1997; Gilot i in. 1982; Niedziałkowska-Szczepanek 1993–1994; Gębica i in. 2002), jak i Karpat (Starkel i in. 1999; Wójcik 2003). Erozja rzeczna po około 36 ka BP spowodowała rozcięcie aluwiołów i zainicjowało wkładanie oddzielnej pokrywy budującej stopień terasy 13–18-metrowej (poziom II). Obejmuje ona dwa ogniwa osadów interstadialnych, starszy datowany metodą radiowęglową na 32–28/27 ka BP i młodszy datowany na 24–22 ka BP, ścięty powierzchnią erozyjną, której pionowy i przestrzenny zasięg jest bardzo zróżnicowany. Nastąpiło prawdopodobnie pogłębienie i/lub poszerzenie koryta, w wyniku czego zmniejszył się zasięg pionowy wezbrań powodziowych. Rozcięcie pokrywy aluwialnej po około 25 ka BP synchronizuje się z postępującą arydizacją klimatu prowadzącą do wzrostu tempa akumulacji lessu młodszego górnego (LMg) i przewiewania piasków w stropie terasy (Maruszczak 1987, 1991; Harasimiuk 1991; Starkel 1995b). Potwierdzają to również wyniki badań dolin rzecznych z przedpola Alp w Niemczech (Buch, Heine 1995) i na terenie Moraw (Havliček 1995). Prawdopodobnie spadła też wówczas częstotliwość powodzi.

Występujący powszechnie w dolinie Wisły i jej karpackich dopływach poziom III o wysokości 5–10 m budują aluwia rzeki roztokowej datowane TL na 24–17 ka BP. W fazie maksymalnej ostatniego zlodowacenia między zwydmionymi płatami tego poziomu funkcjonowały na stożkach napływowych szerokie obniżenia dolinne (Brenia, Trześniówki) zajęte przez koryta roztokowe Dunajca i Wisłoki. Podobny system koryt, któremu towarzyszą wały przykorytowe w stropie zwydmione funkcjonował na stożku aluwialnym Wisłoka u ujścia do Sanu. Ostateczne opuszczenie tych rynien nastąpiło u schyłku górnego pleniglacjału (17–16 ka BP). Zgodne to jest z wynikami badań w dolinie Sanu na bezpośrednim przedpolu gór, gdzie wypełnianie odciętego koryta Sanu rozpoczęło się 15,2 ka BP (Klimek i in. 1997). Zmiany te nie były zapewne synchroniczne. Podobna zmiana nastąpiła w dolinie Wisły poniżej Krakowa i miała miejsce przed 13,2 ka BP (data C-14 z wypełnienia staro-

rzeczka – Kalicki 1991). Wtedy skutek erozji rzecznej koryta meandrowe zeszyły po raz pierwszy w pleniglacjale do 2–3 m metrów poniżej współczesnego poziomu koryt (Klimek 1992; Kalicki 1991). Jeśli późnoglacialne rzeki meandrowe mogą być wyjaśnione rozprzestrzenieniem pokrywy roślinnej i zmniejszeniem dostawy materiału (Starkel 1995b), to wcześniejszą erozję należy łączyć z ograniczoną denudacją w chłodnym klimacie kontynentalnym. Wielka agradacja w strefie wyżyn w okresie 25–15 ka BP i gwałtowna erozja o amplitudzie 20 m u schyłku pleniglacjału 15–13 ka BP (Jersak i in. 1992) w Kotlinie Sandomierskiej nie została potwierdzona. Natomiast znaczną agradację, np. na przedpolu Roztocza (Buraczyński, Butrym 1989; Buraczyński 1994) lub Wyżyny Śląskiej (Jersak, Sendobry 1991) można wytłumaczyć prawdopodobnie znacznym udziałem w budowie dolin mięjszych pokryw piaszczystych, uruchamianych jedynie w warunkach zmarzliny.

Zarysowana w pracy problematyka działalności rzek w młodszej części ostatniego piętra chłodnego pokazuje, że najważniejszą rolę w ewolucji dolin rzecznych strefy ekstraglacialnej odgrywały rytmiczne zmiany klimatu prowadzące do powstania rozcięć korytowych i włożeń aluwiiów o amplitudzie wysokości kilkunastu metrów. Agradacja w dolinach rzecznych uważana dawniej za atrybut glacjałów nie była procesem ciągłym, ale przerywanym fazami erozji. Impulsem do rozpoczęcia pogłębiania den dolin w kotlinach przedgórskich i na wyżynach nie była zmiana bazy erozyjnej, ale zmiana klimatu w górnym pleniglacjale na bardziej kontynentalny z niewielką ilością opadów. W aluwiiach z tego okresu rzadko występują osady organiczne, co uniemożliwia bardziej precyzyjne ustalenie chronologii zdarzeń fluwialnych. W tym celu niezbędne wydają się poszukiwania nowych profili oraz szersze niż dotychczas datowanie osadów mineralnych metodami luminescencyjnymi, a zwłaszcza nowszą metodą OSL.

LITERATURA

- Aitken M.J., 1998, *Introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*, Oxford University Press, Oxford.
- Alexandrowicz W.P., Gębica P., Korabiewski B., w druku, *Osady i malakofauna plejstocenijskiej terasy Wisłoki w Pilźnie koło Dębicy*, Prace Kom. Paleogeogr. Czwartorzędu PAU, 2, Kraków.
- Alexandrowicz S.W., 1995, *Malacofauna of the Vistulian loess in the Cracow Region (S Poland)*, Annales UMCS, sec. B. 50, s. 1–28.
- Alexandrowicz S.W., Ewin J., 1988, *O wieku lessów w Bibicach koło Krakowa*, Spraw. z Pos. Kom. Nauk PAN, Oddział Kraków, 30, 1, s. 316–317.
- Alexandrowicz S.W., Gębica P., 1997, *Malakofauna lessów i osadów holocenu średniej terasy Wisły w Hebdowie koło Krakowa*, Kwart. AGH, Geologia, 23, 1, s. 9–28.
- Alexandrowicz S.W., Jersak J., 1991, *Profil lessów w Opatowcu nad Wisłą*. [w:] *Podstawowe profile lessów w Polsce*, H. Maruszczak (red.), UMCS, Lublin, s. 91–93.
- Alexandrowicz S.W., Klimek K., 1985, *Latoszyn on the Wisłoka river Section of the Vistulian Pleniglacial strata: stability stages of the Wisłoka river bed*, [w:] D. Poprawa (red.), XIII Congress Carpatho-Balkan Geological Association. Guide to excursion 5 "Problems of Quaternary geology, mineral waters and engineering-geology in the Polish Carpathians", Instytut Geologiczny, s. 117–120.
- Alexandrowicz S.W., Łanczont M., 1997, *Punkt II.3 – Krzeczkowa. Późno-plejstocenijskie aluwia i osady eoliczne w dolinie Krzeczowskiego Potoku na Pogórzu Przemyskim*, [w:] Seminarium terenowe: *Glacjal i peryglacjal Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla*, Krasieczyn, 22–24 IX 1997, UMCS, Lublin, s. 97–107.
- Alexandrowicz S.W., Butrym J., Maruszczak H., 1989, *The malacofauna of the younger and older loess of the Przemyśl region, SE Poland*, Folia Malacologica, 3.
- Alexandrowicz S.W., Butrym J., Zuchiewicz W., 1991, *Profil utworów lessowych w Roztoce koło Rożnowa*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, UMCS, Lublin, s. 165–171.
- Alexandrowicz S.W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Niedziałkowska E., Pazdur M., Starkel L., 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Lateglacial and Holocene*, Folia Quaternaria 53, Kraków, s. 1–91.
- Allen J.R., 1965, *A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments*, Sedimentology, 5, s. 89–191.
- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń, s. 3–112.

- Antoine P., 1997, *Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pleniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène: l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France)*, Geogr. Phys. Quat., 51, 1, s. 93–106.
- Baraniecka M.D., 1987, *Krytyczny przegląd datowań bezwzględnych wieku osadów czwartorzędowych kopalni węgla brunatnego „Bełchatów”*, Przewodnik II Sympozjum „Czwartorzęd rejonu Bełchatowa”, Państw. Inst. Geol., Wrocław-Warszawa.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley, 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part II*, Geogr. Spec. Issue, 4, IGI PAN, s. 151–170.
- Baumgart-Kotarba M., 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (Na przykładzie wschodniego Podhala)*, Prace Geogr. IGI PAN, 145, s. 7–133.
- Behre K.E., 1989, *Biostratigraphy of the Last Glacial period in Europe*, Quat. Science Review, 8–1, s. 25–44.
- Behre K.E., Lade E., 1986, *Eine folge von Eem ud 4 Weichsel-interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetations-ablauf*, Eiszeitatler und Gegenwart, 36, s. 11–36.
- Behre K.-E., Van der Plicht J., 1992, *Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany, Vegetation History and Archeobotany*, 1, s. 111–117.
- Bezuško L., Boguckij A., Klimanov W., 1989, *Rastitelnost i klimat zapadnych oblastej USSR v dubnovskom (brianskom) mezstadiale (na primere Malego Poles'ja)*, [w:] *Paleoklimaty i oledenienija v plejstocene*, Nauka, Moskwa, s. 86–91.
- Bielecka M., 1968, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Zawichost 1: 50 000*, Wyd. Geologiczne, s. 3–71.
- 1969, *Szkiecy sytuacji geologicznej torfu paudorfskiego w Łązku Zaklikowskim*, Kwart. Geol., 3, s. 669–677.
- Blum M., Tornquist T., 2000, *Fluvial response to climate and sea level change a review and look forward*, Sedimentology, 47 (Suppl. 1), s.2–48.
- Blum M.D., Price D.M., 1998, *Quaternary alluvial plain construction in response to interacting glacio-eustatic and climatic controls, Texas Gulf Coastal Plain*, [w:] K.W. Shanley, P.J. McCabe (red.), *Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 59, s. 31–48.
- Bluszcz A., 2000, *Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne*, Zesz. Nauk. Pol. Ślask., Seria Mat.-Fiz., 86, Geochronometria, 17, Gliwice, s. 3–104.
- Bond G.C., Lotti R., 1995, *Iceberg discharge into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation*, Science, 267, s. 1005–1010.
- Bond G.C., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., Demenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., 1997, *A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates*, Science, 278, s. 1257–1266.

- Borsuk-Białynicka B., Wysoczański-Minkowicz T., 1969, *Mammuthus trogontherii* from Rzochów, Bull. Acad. Pol. Sc., 17, 2, s. 143–147.
- Bos J.A., Bohncke S.J.P, Kasse C., and Vandenberghe J., 2001, *Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence*, J. Quatern. Science, 16, 3, s. 269–289.
- Bradley R.S., 1999, *Paleoclimatology*, Academic press, San Diego.
- Brakenridge G.R., 1984, *Alluvial stratigraphy and radiocarbon dating the Duck river, Tennessee: Implications regarding flood-plain origin*, Geol. Soc. Am. Bull., 95, s. 9–25.
- Bridgland D.R., 2000, *River terraces systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation*, Quatern. Science Reviews 19, s. 1293–1303.
- Brud S., Worobiec G., 2003, *Wyniki badań makroszczątków roślin z serii witowskiej (południowa Polska)*, Przegl. Geol. 51, 5, s. 392–401.
- Buch M., Heine K., 1995, *Fluvial geomorphodynamics in the Danube River valley and tributary river systems near Regensburg during the Upper Quaternary-thesis, questions and conclusions*, Zeitschrift für Geomorphology N.F. Suppl-Bd. 100, s. 52–64.
- Bull W.B., 1990, *Stream-terrace genesis: implications for soil development*, Geomorphology, 3, s. 351–367.
- Bull W.B., Knuepfer P.L.K., 1987, *Stream adjustments to uplift and climatic change. Charwell River, New Zealand*, Geomorphology, 1, s. 15–32.
- Buraczyński J., 1994, *Zmienność procesów eolicznych na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej podczas piętra Wisły*, Annales UMCS sec. B, 49, 4, Lublin, s. 51–79.
- 2002, *Ewolucja rzeźby w czwartorzędzie*, [w:] J. Buraczyński (red.), *Roztocze. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Lubelskie, Lublin, s. 48–64.
- Buraczyński J., Butrym J., 1989, *The Vistulian development of a sandy plain in the Sandomierz Basin*, Quaestiones Geogr. Spec. Issue, 2, s. 17–30.
- Buraczyński J., Superson J., 1996, *Litologia utworów mezo-i neoplejstocenijskich w dolinach górnego Wieprza i górnej Solokiji (Roztocze Tomaszowskie)*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. II, UAM, Poznań, s. 47–56.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1968, *Rozwój doliny Wisły i Sanu w czwartorzędzie w północnej części Niziny Sandomierskiej*, Annales UMCS sec. B, 21, 7, Lublin, s. 143–184.
- Butrym J., Cegła J., Dżułyński S., Nakonieczny S., 1964, *New interpretation of 'periglacial structures'*, Folia Quatern., 17, s. 1–34.
- Butrym J., Henkiel A., Pękała K., Wójcik A., 1988, *Punkt C-3. Dubiecko i Słonne. Rzeźba i osady młodszego plejstocenu w okolicy Dubiecka i Słonnego*, [w:] Przewodnik 59 Zjazdu Pol. Tow. Geol. „Karpaty Przemyskie”, 16–8 IX 1988, AGH, Kraków, s. 212–219.

- Butrym J., Maruszczak H., 1992, *Chronologia termoluminescencyjna lessów z profilu Jarosław*, Spraw. z badań Kom. Badań Czwartorzędu PAN, 9, Warszawa, s. 9–10.
- Büdel J., 1977, *Klima-Geomorphologie*, Gebr. Borntraeger, Berlin, 304 ss.
- Cant D.J., Walker R.G., 1978, *Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada*, *Sedimentology*, 25, s. 625–648.
- Caspers G., Freund H., 1997, *Die Vegetations- und Klima-entwicklung des Weichsel-Früh-und-Hochglazials im nördlichen Mitteleuropa*, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 4, s. 201–249.
- Chichagova O.A., Cherkinsky A.E., 1993, *Problems in radiocarbon dating of soils*, *Radiocarbon*, 35, s. 351–362.
- COHMAP Project Members, 1988, *Climatic changes of the last 18 000 years: Observations and model simulations*, *Science*, 241, s. 1043–1052.
- Colls A.E., Stokes S., Blum M.D., Straffin E., 2001, *Age limits on the Late Quaternary evolution of the upper Loire River*, *Quat. Science Review*, 20, s. 743–750.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G., 1993, *Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record*, *Nature*, 364, s. 218–220.
- De Moor G., Heyse I., De Groot V., 1978, *An outcrop of Eemian and Early Weichselian deposits at Beernem (NW Belgium)*, *Bull. Soc. Belg. Geol.*, 87, s. 27–36.
- Drzewicka-Kozłowska J., 1956, *Sprawozdanie z badań geologicznych czwartorzędu w roku 1956 na ark. Wojnicz*, *Arch. Państw. Inst. Geol.*, Kraków, s. 1–22.
- Dylik J., 1969, *L'action du vent pendant le dernier âge froid sur le territoire de la Pologne Centrale*, *Biul. Perygl.*, 20, s. 29–44.
- Dynowska I., Maciejewski M. (red.), 1991, *Dorzecze górnej Wisły, cz. 1*, PWN, Warszawa-Kraków, s. 5–341.
- Dzulyński S., Kryowska-Iwaszkiewicz M., Oszałt J., Starkel L., 1968, *O staro-czwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 2, s. 63–75.
- Eissmann L., 1997, *Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen*, *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen*, 8, s. 1–98.
- 2002, *Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thüringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe*, *Quatern. Science Reviews*, 21, 11, s. 1275–1346.
- Falkowski E., 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene*, *Biul. Geol. UW*, 19, Warszawa, s. 45–78
- Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., 1987, *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, *Geogr. Stud., Spec. Issue*, 4, IGiPZ PAN, s. 189–205.

- Florineth D., Schluchter Ch., 2000, *Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum*, *Quat. Research*, 54, s. 295–308.
- Folk L.R., Ward W.C., 1957, *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*, *J. Sed. Petrol.*, 27, 1, s. 3–26.
- French H.M., 1996, *The periglacial environment*, Second edition, Longman, Singapore, 341 ss.
- Frenzel B., 1992, *Vegetation during the maximum cooling of the last glaciation*, [w:] B. Frenzel, M. Pecsí, A.A. Velichko (red.), *Atlas of Palaeoclimates and Palaeoenvironments of the Northern Hemisphere*, INQUA/Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- (red.), 1995, *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, *Palaeoclimate Research, Spec. Issue*, 14, Stuttgart, 226 ss.
- Friedberg W., 1903, *Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 16. Arkusze: Rudnik i Ranizów, Ropczyce i Dębica, Rzeszów i Łańcut*, Wydawnictwo Komisji Fizyograficznej Akademii Umiejętności, Kraków, s. 1–147.
- Galon R., 1968, *New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć-Warta Pradolina and the valleys linked with it*, *Przeł. Geogr.*, 40, 2, s. 307–315.
- Gerlach T., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Pazdur M.F., 1993, *Nowe dane o pokrywie karpackiej odmiany lessów w Humniskach koło Brzozowa*, *Zeszyty IGiPZ PAN*, 16, s. 1–43.
- Gębica P., 1993, *Vistulian Kotliny Sandomierskiej między Niepołomicami a Opatowcem*, *Spraw. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN w Krakowie za rok 1991*, 35, 1–2, s. 310–114.
- 1995a, *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*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, *Geogr. Stud. Spec. Issue*, 8, s. 31–50.
- 1995b, *Ewolucja doliny Wisły między Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie*, *Dokum. Geogr.*, 2, s. 1–91.
- 2001, *Profil lessów w Szpitalarach koło Nowego Brzeska*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, UMCS, Lublin, s. 119–123.
- Gębica P., Alexandrowicz S.W., 2001a, *Profil lessów w Hebdowie na wschód od Krakowa*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, UMCS, Lublin, s. 111–115.
- 2001b, *Profil lessów w Trawnikach w dolinie Wisły koło Niepołomic*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, UMCS, Lublin, s. 116–118.
- Gębica P., Bluszcz A., Pazdur A. and Szczepanek K., 2002, *Chronostratigraphy of Late Pleistocene fluvial deposits in the Wisłok river valley between Rzeszów and Łańcut*, *South Poland, Geochronometria*, 21, s. 119–128.
- Gębica P., Budek A., 2001, *Wyniki geoarcheologicznych analiz laboratoryjnych próbek z rejonu stanowisk archeologicznych w Brzoskwini i Kryspinowie*, [w:] S. Kadrow (red.), *Przyroda i człowiek. Materiały do studiów, Via Archaeologica*.

Źródła z badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce, Wyd. Krak. Zespół do Badań Autostrad, Kraków, s. 37–46.

- Gębica P., Kalinowicz N., 2003, *Stratygrafia aluwioów vistuliańskich w Łukawcu w dolinie Wisłoka (Rywna Podkarpacka)*, [w:] *Lessy i paleolit Naddniestrza Halickiego*, XII ukraińsko-polskie seminarium terenowe „Stratygraficzna korelacja lessów i osadów lodowcowych Ukrainy i Polski”, Zakł. Geogr. Fiz. i Paleogeogr., UMCS, Lublin, s. 16–18.
- Gębica P., Radzki P., 1992, *Szkic geomorfologiczny arkusza Borzęcin. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, ark. Borzęcin, PiG, Warszawa.
- Gębica P., Sokołowski T., 2001a, *Sedimentological interpretation of crevasse splays formed during extreme 1997 flood in the upper Vistula river valley (South Poland)*, *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 71, s. 53–62.
- 2001b, *Wstępne wyniki badań osadów stokowych Wysoczyzny Tarnowskiej w Górze Motycznej koło Dębicy*, [w:] K. Klimek, K. Kocel (red.), *Symposium: Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym vistulianie i holocenie*, US, Sosnowiec, s. 11–13.
- 2002, *Crevasse of an inland dune during the 1998 flood in the upper Vistula river valley (South Poland)*, *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 72, s. 191–197.
- 2003, *Przejawy procesów peryglacjalnych w Rynnie Podkarpackiej pomiędzy Tarnowem a Łańcutem*, [w:] S.W. Alexandrowicz (red.), *Prace Kom. Paleogeogr. Czwartorzędu PAU 1*, Kraków, s. 15–18.
- Gębica P., Starkel L., 1987, *Evolution of the Vistula river valley at the northern margin of the Niepolomice Forest during the last 15 000 years*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, *Geogr. Stud. Spec. Issue*, 4, s. 71–86.
- Gębica P., Superson J., 2003, *Vistulian and Holocene evolution of the Wisłok river in the northern margin of the Sub-Carpathian Trough*, [w:] A Kotarba (red.), *Holocene and Late Vistulian Paleogeography and Paleohydrology*, *Prace Geogr.*, 189, Warszawa, s. 209–223.
- Gębica P., Szczepanek K., Pazdur A., Sańko A.F., 1998, *Vistulian terrace with loess cover in the Vistula river valley near Brzesko (Southern Poland)*, *Biul. Perygl.*, 37, s. 81–93.
- Gębica P., Woronko B., 1998, *Środkowo-i górnoplejstocieńskie formy i osady peryglacjalne – wybrane przykłady z Wyżyny Miechowskiej i Kotliny Sandomierskiej*, [w:] *Seminarium: "Rola plejstocieńskich procesów peryglacjalnych w modelowaniu rzeźby Polski"*, Katedra Badań Czwartorzędu UL, Łódź, s. 29–30.
- Gibbard P.L., Coope G.R., Hall A.R., Preece R.C., Robinson J.E., 1981, *Middle Devensian deposits beneath the "Upper Floodplain Terrace" of the Thames at Kempton Park, Sunbury, England*, *Proceedings of the Geologists Association*, 93, s. 275–289.
- Gilewska S., 1986, *Podział Polski na jednostki geomorfologiczne*, *Przeegl. Geogr.*, 58, 1–2, s.15–40.

- Gilot E., Niedziałkowska E., Sobolewska M., Starkel L., 1982, *Pleniglacial alluvial fan of the Biała Stream at Kaniów near Czechowice (The Oświęcim Basin)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 15, s. 115–124.
- Gofsztejn J.D., 1979, *Neotektonika zapadnoy Volyno-Podolii*, Naukova Dumka, Kiev,
- Goslar T., Arnold M., Bard E., Kuc T., Pazdur M.F., Ralska-Jasiewiczowa M., Róžański K., Tisnerat N., Walanus A., Wicik B., Więckowski K., 1995, *High concentration of atmospheric ^{14}C during the Younger Dryas*, *Nature*, 377, s. 414–417.
- Goździk J., 1995, *Vistulian sediments in the Belchatów open cast mine, Central Poland*, *Quat. Studies in Poland*, 13, s. 13–26.
- Goździk J., Pazdur M.F., 1987, *Frequency distribution of ^{14}C dates from Poland in the time interval 12–45 kyr BP and its paleogeographical implications*, *Zesz. Nauk. Polit. Śl., Seria Mat.-Fiz.*, 56, *Geochronometria*, 4, s. 27–42.
- Goździk J., Zieliński T., 1996, *Sedymentologia vistulianskich małych dolin środkowej Polski. Przykład z kopalni Belchatów*, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373, s. 67–77.
- Gregory K.J., Starkel L., Baker V.R. (red.), 1995, *Global Continental Palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, 334 ss.
- Grootes P.M., Stuiver M., 1997, *Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 103 to 105-year time resolution*, *J. Geophys. Research* 102, s. 26455–26470.
- Guiot J., Pons A., de Beaulieu J.L. and Reille M., A., 1989, *A 140 000 year continental climate reconstruction from two European pollen records*, *Nature*, 338, s. 309–314.
- Harasimiuk M., 1991, *Vistulian glacial cycle of the fluvial processes development in the valley of the middle Wieprz river (SE Poland)*, *Annales UMCS*, 46, 5, s. 81–109.
- Havliček P., 1995, *Constraints on the palaeoclimate control of Lateglacial and early Holocene terrigenous deposits in Czech Republic*, [w:] B. Frenzel (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, *Palaeoklimaforschung*, 14, Special Issue, ESF Project European palaeoclimate and Man, 9, s. 213–222.
- Hercman H., 2000, *Reconstruction of palaeoclimatic changes in Central Europe between 10 and 200 thousand years BP based on analysis of growth frequency of speleothems*, *Stud. Quatern.*, 17, s. 35–70.
- Hiller A., Litt T., Eissmann L., 1991, *Zur Entwicklung der Jungquartären Tieflandtäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von C-14 Daten, Eiszeitalter und Gegenwart*, 41, s. 26–46.
- Huijzer A.J., Vandenberghe J., 1998, *Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in north-western and central Europe*, *J. Quatern. Science*, 13, s. 391–418.
- Huisink M., 1998, *Changing river styles in response to climate change. Examples from Maas and Vecht during the Weichselian Pleni- and Late Glacial*, Thesis Vrije Universiteit Amsterdam, Wageningen, s. 5–127.

- Izmańłow B., 1975, *Geneza i wiek wydm Puszczy Niepołomickiej*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys. 9, s. 43–61.
- 2001, *Typy wydm śródlądowych w świetle badań struktury i tekstury ich osadów (na przykładzie dorzecza górnej Wisły)*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 358, Kraków, s. 5–282.
- Jahn A., 1956a, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, Prace Geogr. IG PAN, 7, Warszawa, 453 ss.
- 1956b, *The action of rivers during the Glacial Epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits*, Przegl. Geogr., 28, suppl., s. 101–104.
- 1957, *Przyczynki do znajomości teras karpackich*, Czasop. Geogr., 28, 2, s. 171–185.
- 1977, *Struktury związane z klinami lodowymi w osadach plejstocénskich*, Studia Geol. Polonica, 52, s. 177–194.
- Jersak J., 1973, *Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski*, Acta Geogr. Lodz., 32, s. 1–139.
- 1976, *Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski*, Acta Geogr. Lodz., 37, Łódź, s. 25–52.
- 1991, *Osady rzeczne fazy pełni zimnego piętra wisły w dolinie Wieprza między Szczebrzeszynom a Łańcuchowem*, [w:] J. Jersak (red.), *Less i osady dolinne*, Prace Naukowe UŚ, 1107, Katowice, s. 51–92.
- Jersak J., Sendobry K., 1991, *Vistulian deposits in the Valley of the Bierawka exemplified by the filling-sand mine in Kotlarnia*, [w:] J. Jersak (red.), *Less i osady dolinne*, Prace Naukowe UŚ, 1107, Katowice, s. 93–118.
- Jersak J., Sendobry K., Śnieszko Z., 1992, *Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce*, Prace Naukowe UŚ, 1227, Katowice, s. 5–198.
- Kalicki K., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 6, s. 11–37.
- 1992, *Zmiany rozwinięcia Wisły pod Krakowem w późnym vistulianie w świetle nowych stanowisk w Pleszowie i Łegu*, Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 23, s. 111–124.
- Kalicki T., Gębica P., 1999, *Lithologie et stratigraphie du loess à proximité du site archéologique de Kraków-Spadzista*, [w:] Escutenaire C. i in. (red.), *Les Chasseurs de mammoths de la vallée de la Vistule, Kraków-Spadzista B, un site Gravettien à amas d'ossements de mammoths*, Monographie de Prehistoire Generale, 4, Bruxelles, s. 29–31.
- Kalicki T., Zernickaya V., 1995, *Paleogeography of the Vistula valley near Cracow based on sediments and palynology of the Allerød paleochannel fill*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 8, IGiPZ PAN, s. 9–18.

- Kasse C., Bohncke S. J., Vandenberghe J., 1995, *Fluvial periglacial environments, climate and vegetation during the Middle Weichselian in the northern Netherlands with special reference to the Hengelo Interstadial*, Meded. Rijks Geol. Dienst, 52, s. 387–414.
- Kasza I., 1992, *Laserowa metoda określania składu granulometrycznego utworów gliniastych, pylastych i ilastych*, Przegl. Geol., 5, s. 323–325.
- Klatkova H., 1996, *Symptoms of permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years*, Biul. Perygl., 35, s. 45–86.
- Kleczkowski A., 1964, *Budowa geologiczna i wody gruntowe wysokiego tarasu Wisły na wschód od Krakowa*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 34, 1–2, s. 191–221.
- Klimaszewski M., 1937, *Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście*, Prace Inst. Geogr. UJ, 18.
- 1948, *Polskie Karpaty zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocl. Tow. Nauk., ser. B, 7, 236 ss.
- 1958, *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*, Przegl. Geogr., 30, 1, s. 1–43.
- 1971, *The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians)*, Folia Quatern., 38, Kraków, s. 1–18.
- Klimaszewski M. (red.), 1963, *Problems of geomorphological mapping*, Geogr. Stud. IG PAN, Warszawa, 46, 140 ss.
- Klimek K., 1983a, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa-Łódź.
- 1983b, *Raport o realizacji zadania badawczego MR 1/25 06.1.3. „Ewolucja i mechanizm transformacji dolin Wisły, Soły, Dunajca, Wisłoki i Sanu (w wybranych poligonach na przedpolu Karpat)” w 1983 roku*, Archiwum Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN w Krakowie, s. 1–5.
- 1987, *Vistula valley in the eastern part of the Oświęcim Basin during the Upper Vistulian and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 4, s. 13–29.
- 1992, *The age of transformation of subcarpathian river channel pattern during Late Vistulian*, Papers and Abstracts of Papers, Symposium on Global Continental Paleohydrology, Kraków-Mogilany, IX 1992, Zakład Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN w Krakowie.
- 1995, *The role of drainage basin orography in the river channel pattern transformation during Late Vistulian, Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*, Questiones Geographicae, Spec. Issue, 4, s. 147–153.
- Klimek K., Łanczont M., 1998, *Reconstruction of the past fluvial process intensity in the San river valley, Eastern Carpathian Foreland, Poland*, Carpatho-Balcanic Conference of Geomorphology, Baile Herculane-Orsova, Romania, s. 25–26.
- Klimek K., Łanczont M., Balaga K., 1997, *Późnovistuliańskie i holocenijskie wypełnienie paleomeandry w dolinie Sanu koło Stubna*, [w:] M. Łanczont (red.), *Seminarium*

terenowe: „*Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat wokolicy Przemysła*”, Krasieczyn, 22–24 IX 1997, Wyd. Instytutu Nauk o Ziemi UMCS, Lublin, s. 60–71.

- Klimek K., Mamakowa K., Starkel L., 1972, *The site III-1. Dęborzyn*, [w:] Guide-book of the Symposium 1972 INQUA Com. on Studies of the Holocene, part I, Poland, s. 56–59.
- Knox J.C., 1983, *Responses of river systems to Holocene climates*, [w:] H.E. Wright, S.C. Porter (red.), *Late Quaternary environments of the United States, 2, the Holocene*, University of Minnesota Press, s. 26–41.
- Konecka-Betley K., Madeyska T., 1985, *Loess section at Kraków-Zwierzyniec*, [w:] *Guide-book of Intern. Symp. "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses"*, Poland, 6–10 IX, 1985, UMCS, Lublin, s. 175–178.
- Konior K., 1946, *Geologia okolic Tarnowa*, Ann. UMCS, sec. B, 1, s. 3–61.
- Koperowa W., Środoń A., 1965, *Pleniglacial deposits of the Last Glaciation at Zator (West of Kraków)*, Acta Palaeob., 6, 1, s. 1–31.
- Korabiewski B., 1994, *Morfologia doliny Wisłoki w okolicy Pilzna*, Czasop. Geogr., 65, 3–4, s. 327–336.
- Kostrzewski A., 1984, *Sedimentary environment of selected West Carpathians river. as defined on the basis of granulometric properties of alluvia*, Quater. Stud. in Poland, 5, s. 59–73.
- Kozarski S., 1981, *Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej*, Geografia, 6, PAN, Oddz. Pozn., PWN, Warszawa, s. 5–44.
- 1991a, *Paleogeografia Polski w vistulianie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 80–105.
- 1991b, *Warta – A case study of a lowland river*, [w:] L. Starkel, J.K. Gregory, J. Thornes (red.), *Temperate Palaeohydrology*, J. Wiley and Sons Ltd, Chichester, s. 189–215.
- 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka > 10 ka BP)*, Dokum. Geogr., 1, 82 ss.
- Kozłowski J.K., 1969, *Problemy geochronologii paleolitu w dolinie Wisły pod Krakowem*, Folia Quaternaria, 31, s. 1–67.
- 2001, *Dwa mikroregiony osadnictwa późnograveckiego: dolina Wisły pod Krakowem oraz dolina Wagu pod Piast'ianami*, [w:] J.K. Kozłowski, E. Neustupny (red.), *Archeologia przestrzeni, metody i wyniki badań struktur osadniczych w dorzeczu górnej Łaby i Wisły*, PAU, Kraków.
- Kozłowski J.K., Kubiak H., Welc A., 1970, *A palaeolithic site with mammoth remains at Nowa Huta (Cracow, Poland)*, Folia Quaternaria, 36, s. 1–20.
- Krysiak Z., 2000, *Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation*, Geol. Quaterly, 44, 2, s. 137–156.
- Krzyszowski D., 1990, *Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland*, Boreas, 19, s. 333–350.
- Kulczyński S., 1932, *Die altdiluvialen Dryasfloren der Gegend von Przemysl*, Acta Societ. Botanicorum Poloniae, 9, s. 237–299.

- Kurek S., Preidl M., 2002, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Mielec*, PIG, Warszawa, s. 3–38.
- Kutzbach J.E., Gallimore R., Harrison S.P., Behling P., Selin R. and Laarif F., 1997, *Climate and biome simulations for the last 21 000 years*, Quatern. Science Reviews, 17, s. 473–506.
- Kwapisz B., Szajn J., 1987, *Nowe dane na temat pozycji stratygraficznej żwirów z północnego skłonu Płaskowyżu Kolbuszowskiego*, [w:] Materiały sympozjum: *Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej*, 22–24 VI 1987, Kraków, AGH, s. 58–62.
- Laskowska-Wysoczańska W., 1967, *Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa*, Acta Geol. Polonica, 17, 3, s. 495–507.
- 1971, *Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego*, Studia Geol. Polonica, 34, 109 ss.
- 1981, *Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej*, [w:] Materiały III Kraj. Symp. „*Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*”, 3, Ossolineum, Wrocław, s. 207–221.
- 1995, *Neotectonic and glacial control on geomorphic development of middle and eastern parts of the Sandomierz Basin and the Carpathian Margin*, Folia Quatern., 66, Kraków, s. 105–122.
- Laskowska-Wysoczańska W., Niklewski J., 1969, *Stratigraphical position of the skeleton of Mammuthus trogontherii from Rzochów near Mielec*, Bull. Acad. Pol. Science, Ser. Geol.-Geogr., 2, s. 131–141.
- Lewakowski J., 1935, *Mapa terenów powodzi lipcowej w 1934 r.*, Wiad. Służb. Geogr., 9, s. 288–294.
- Lindner L., 1992, *Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu*, [w:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*, Wyd. PAE, Warszawa, s. 441–633.
- 2002, *Problem wieku i zasięgu lodolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat*, Przegl. Geol., 49, 9, s. 819–821.
- 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.
- Lindner L., Siennicka-Chmielewska A., 1998, *The Witów series and the problem of the Tertiary/Quaternary boundary in South-Eastern Poland*, Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO 60, s. 287–292.
- Lindner L., Wojtanowicz J., 1997, *Korelacja schematów stratygraficznych plejstocenu wyżyn południowopolskich (zarys problematyki)*, Przegl. Geol., 45, 1, s. 76–80.
- Lindner L., Wojtanowicz J., Boguckij A., 1998, *Main stratigraphical units of the Pleistocene in southeastern Poland and the northwestern Ukraine, and their correlation in western and mid-eastern Europe*, Geological Quaterly, 42, 1, Warszawa, s. 73–86.

- Łanczont M., 1994, *Terasa lessowa w dolinie Sanu u wylotu z Karpat*, Georama, 2, Sosnowiec, s. 41–58.
- 1995, *Stratigraphy and paleogeography of loess on the Przemyśl Foothills (SE Poland)*, Annales UMCS, Sec. B, 50, Lublin, s. 89–126.
- 2001, *Contribution to chronostratigraphy and paleogeography of the Vistulian deposits in the river valleys of the Carpathian Foothills near Przemyśl*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 35, s. 89–99.
- Łanczont M., Alexandrowicz S.W., 1997, *Punkt II.2 – Buszkowice. Problem genezy i wieku terasy średniej (lessowej) Sanu u wylotu z Karpat*, [w:] M. Łanczont (red.), *Glacjal i peryglacjal Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla*, Krasieczyn, 22–24 IX 1997, UMCS, Lublin, s. 89–96.
- Łanczont M., Boguckij A., 2002, *Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Nadnadrza Halickiego*, [w:] T. Madeyska (red.), *Lessy i paleolit Nadnadrza Halickiego (Ukraina). Czwartorzęd Europy Środkowej, Część III*, Studia Geol. Polon., 119, ING PAN, Kraków, s. 33–181.
- Łanczont M., Madeyska T., Muzyczuk A., Valde-Nowak P., 2002, *Hłomża – stanowisko kultury magdaleńskiej w Karpatach polskich. Starsza i środkowa epoka kamienia w Karpatach polskich*, Muzeum Podkarpackie w Krośnie, s. 148–187.
- Łomnicki A.M., 1900, *Atlas geologiczny Galicyi*, Tekst do zeszytu 12, Akad. Umiejętności, Kraków.
- 1903, *Atlas Geologiczny Galicyi*, Tekst do zeszytu 15. Arkusze: Rozwadów, Tarnobrzeg, Mielec, Tarnów, Szczucin, Uście Solne, Akad. Umiejętności, Kraków, s. 1–84.
- Madeyska T., 1995, *Roślinność Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia*, Przegł. Geol., 43, 7, s. 595–599.
- 2001, *Stanowiska paleolityczne w lessach w Polsce*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, UMCS, Lublin, s. 30–48.
- Makowska D., 1986, *Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia*, Prace Inst. Geol., 120, s. 1–74.
- Malata T., 1999, *Budowa geologiczna proggu płaskowyżu lessowego na zachód od Jarosławia*, [w:] Materiały IV Konferencji stratygrafii plejstocenu Polski, Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej, Czudec 31VIII–4IX 1999, s. 43–47.
- Mamakowa K., 1962, *Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie*, Acta Palaeobot., 3, 2, s. 3–57.
- 1968, *Flora z interstadialu Paudorf w Łązku koło Zaklikowa*, Acta Palaeobot., 9, 1, s. 29–44.
- 1970, *Late Glacial and Early Holocene vegetation from the territory of Cracow*, Acta Palaeobot., 11, s. 3–12.
- 1988, *Pollen stratigraphy of the Eemian and adjoining glacial deposits based on continuous sequences in Poland*, Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Science, 36, 3–4.

- 1994, *Biostratigrafija i palieogioeografia pozdniego pleistocena tieritori Polszy po danym izuczeniu rastitelnosti*, [w:] A.A. Wieliczko, L. Starkel (red.), *Palieogioeograficzeskaja osnova sowriemiennych landszaftow*, Nauka-Moskwa, s. 93–99.
- Mamakowa K., Rutkowski J., 1989a, *Wstępne wyniki badań litologicznych i paleobotanicznych profilu z Kryspinowa*, [w:] Przewodnik 60 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 14–16 IX 1989, Kraków, s. 117–124.
- 1989b, *Wstępne wyniki badań paleobotanicznych profilu ze Ściejowic*, [w:] Przewodnik 60 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 14–16 IX 1989, Kraków, s. 113–117.
- Mamakowa K., Starkel L., 1974, *New data about the profile of young Quaternary deposits at Brzeźnica in Wisłoka valley, Sandomierz Basin*, *Studia Geomorph. Carpatho.-Balcan.*, 8, s. 47–59.
- 1977, *Stratigraphy of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgrodzie upon Wisłoka river*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 11, s. 101–110.
- Mamakowa K., Starkel L., Boratyn J., Brud St., 1997, *Stratigraphy of the Vistulian alluvial fills in the Wisłoka valley north of Dębica*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 31, s. 83–99.
- 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.
- Mamakowa K., Wójcik A., 1987, *Stanowisko osadów interstadialu eemskiego w Dąbrówce k. Jasła*, *Kwart. Geol.*, 1, 31. Wyd. Geol., Warszawa, s. 213–214.
- Manikowska B., 1991, *Dune processes, age of dune terrace and Vistulian decline in the Vistula valley near Wyszogród, Central Poland*, *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Science*, 39, 2, s. 137–148.
- 1995, *Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20-8 ka BP*, *Biul. Perygl.*, 34, s. 125–165.
- 1996, *Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce środkowej podczas Vistulianu*, *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373, s. 97–106.
- Marks L., Piotrowski J.A., Stephan H.-J., Fedorowicz S. and Butrym J., 1995., *First thermoluminescence indications of the Middle Weichselian (Vistulian) Glaciation in northwest Germany*, *Meyniana*, 47, s. 69–82.
- Maruszczak H., 1980, *Profil lessów w Radymnie*. [w:] Przewodnik Seminarium terenowego „*Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE*”, UMCS, Lublin, s. 62–65.
- 1985, *Loess section at Jarosław*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Guide-book of the Intern. Symp. "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses"*, Poland, 6th–10th September 1985, UMCS, Lublin, s. 147–150.
- 1987, *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation*, *Annales UMCS, sec. B*, 41, 2, s. 15–54.
- 1991, *Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce I*, UMCS, Lublin, s. 13–35.

- 2001, *Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce*, [w:] H. Maruszczak (red), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, UMCS, Lublin, s. 17–29.
- McKee E.D., Crosby E.J., Berryhill H.L., 1967, *Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965*, *J. Sedim. Petrol.*, 37, s. 829–851.
- Miall A.D., 1996, *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*, Springer, 563 ss.
- Mojski J.E., 1993, *Europa w plejstocenie. Ewolucja środowiska przyrodniczego*, Wyd. PAE, Warszawa, 333 ss.
- 1999, *Drobne jednostki stratygraficzne piętra wisły w obszarze perybaltyckim*, *Przegl. Geol.*, 47, 3, s. 247–254.
- Mol J., 1997, *Fluvial response to climate variations. The Last Glaciation in eastern Germany*, Thesis Vrije Universiteit Amsterdam, Enschede, s. 1–100.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1967, *Formy szczelinowe i inwolucyjne w piaskach i żwirach doliny Wisły koło Tarnobrzega*, *Biul. Perygl.*, 16, s. 203–212.
- 1978, *Rozwój rzeźby fluwialnej w północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedymentologicznych*, *Rozpr. Uniw. Warsz.*, 120, s. 7–148.
- 1987a, *Żwiry trzecio-i czwartorzędowe okolicy Tarnobrzega i Machowa*, [w:] *Materiały sympozjum: Trzecio-i czwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej*, 22–24 VI 1987, Kraków, Wyd. AGH, s. 46–50.
- 1987b, *Morphogenesis of Vistula valley in northern part of Sandomierz Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part II*, *Geogr. Stud.*, Spec. Issue, 4, s. 115–129.
- 1998, *Znaczenie interpretacyjne brył piaszczystych i żwirowych w osadach fluwialnych i fluwioglacjalnych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, *Wydz. Geogr i Stud. Region.*, UW, s. 115–120.
- Mycielska-Dowgiałło E. (red.), 1998, *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, *Wydz. Geogr. i Stud. Region. UW.*, Warszawa, 304 ss.
- Mycielska E., Woronko B., 1998, *Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna*, *Przegl. Geol.*, 46, 12, s. 1275–1281.
- Nawrocki J., Wójcik A., 1990, *On age of the „Witów series” in the light of palaeomagnetic studies*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 24, s. 3–11.
- Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczyk K., Słupczyński K., 1974, *Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-faejalnego utworów miocenu Zapadliska Przedkarpacciego*, *Prace Geol. PAN*, 82, s. 3–64.
- Niedziałkowska E., 1991, *The textural diversity of upper Quaternary fluvial deposits in the Carpathian Foreland*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, *Geogr. Stud.*, Spec. Issue 6, s. 119–146.

- Niedziałkowska E., Gilot E., Pazdur M.F., Szczepanek K., 1985, *The Upper Vistula valley near Drogomyśl in the Late Vistulian and Holocene*, Folia Quaternaria, 56, s. 101–132.
- Niedziałkowska E., Szczepanek K., 1993–1994, *Utwory pyłowe vistulianskiego stożka Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 27–28, s. 29–44.
- Nowaczyk B., 1976, *Eolian cover sands in Central-West Poland*, Questiones Geographicae, 3, s. 57–77.
- Nowak W.A., Żółkiewski M., 1989, *Kopalna rzeźba stropu miocenu pod doliną Wisły w obrębie Kotliny Oświęcimskiej i Sandomierskiej*, Studia Ośr. Dokum. Fizjogr., 17, s. 55–85.
- Okoński J., 1988, *Osada z epoki brązu w Dębnie Łętowskiej na tle współczesnego osadnictwa w okolicach Wojnicz*, Zesz. Wojnickie, 1, s. 11–22.
- Oszczypko N., 2001, *Rozwój zapadliska przedkarpaccyckiego w miocenie*, Przegl. Geol., 49, 8, s. 717–723.
- Panin A., Sidorczuk A., Baslerov S., Borisova O., Kovaliukh N., Sheremetskaya E., Vlasov M., 2000, *Abrupt river regime changes at the Pleistocene-Holocene transition in the south of the East-European Plain*, [w:] Conference Papers and Abstracts: "Hydrological consequences of global climate changes, geologic and historic analogs of future conditions", The Fourth International Meeting on Global Continental Palaeohydrology, Moscow and Central Part of Russian Plain, 21–26 VIII, 2000, s. 49–51.
- Pazdur A., Bluszcz A., Stankowski W., Starkel L. (red.), 1999, *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowań radiowęglowych i luminescencyjnych*, Winid J. Wojewoda, Wrocław, s. 5–287.
- Pazdur M.F., 1985, *Datowanie metodą C¹⁴ osadów organogenicznych, sprawozdanie za rok 1983*, Spraw. z badań nauk. Kom. Badań Czwart. PAN za rok 1983, 6, s. 5–17.
- Pazdur M.F., Stankowski W., Tobolski K., 1980, *Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organicznymi w Malińcu koło Konina (doniesienia wstępne)*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., ser. A, 23, s. 79–88.
- Penck A., Brückner E., 1909, *Die Alpen im Eiszeitalter*, 3, Leipzig, 1189 ss.
- Perkins N.K., Rhodes E.J., 1994, *Optical dating of fluvial sediments from Tattershill, UK*, Quaternary Geochronology. Quatern. Science Review, 13, s. 517–520.
- Pękala K., 1988, *Terasa średnia Sanu w Babicach*, [w:] 59 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., 16–18 IX 1988, Przemyśl, Inst. Geol., AGH, Kraków, s. 200–206.
- Płonczyński J., 1990, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Brzesko Nowe*, PIG, Warszawa, s. 1–44.
- 1993, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Krzeszowice*, PIG, Warszawa, s. 1–92.
- w druku, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Szczucin*, PIG, Warszawa.

- Połowicz S., 1967, *Młode ruchy tektoniczne przedgórza Karpat w okolicy Krakowa i ich wpływ na ewolucję dolin Wisły i Raby*, Kwart. Geol., 11, s. 699–706.
- 1991, *Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą*, Zesz. Nauk. AGH, 1446, Geologia, 17, 3, s. 19–57.
- Pożaryski W., 1955, *Osady rzeczne w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Prace Inst. Geol., Warszawa, s. 1–96.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1994, *Chronostratygrafia osadów plejstoceny i rozwój doliny Wisły Środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez Wyżyny Południowopolskie*, Prace Państw. Instytut. Geol., 59, s. 5–58.
- 1999, *Młodozwartorzędowe tarasy akumulacyjne i osady deluwialne w dolinie środkowej Wisły*, Przegl. Geol., 47, 9, s. 808–812.
- Punzet J., 1991, *Przeplawy charakterystyczne*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły, cz. I*, PWN, Warszawa, Kraków, s. 167–215.
- Radzki P., Łopusiński L., Widz D., 1992, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Borzęcin*, PIG, Warszawa, s. 1–33.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1980, *Late Glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts (Polish Eastern Carpathians)*, Acta Palaeobot. 20, Kraków, s. 1–202.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (red.), 1998, *Lake Gościąg, Central Poland. A monographic study, Part 1*, Szafer Institute of Botany, Pol. Ac. Sc., Kraków, 340 ss.
- Ran E., 1990, *Dynamics of vegetation and environment during the Middle Pleniglacial in the Dinkel valley (the Netherlands)*, Meded. Rijks Geol. Dienst, 44, 3, s. 141–205.
- Rehman A., 1891, *Dolne dorzecze Sanu badane pod względem postaci budowy i rozwoju gleby*, Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, 26, Kraków, s. 152–237.
- Romer E., 1911, *Wstęp do fizjografii powiatu Mieleckiego*, Kosmos, 36, Lwów, s. 585–624.
- Rotnicki K., 1987, *Main phases of erosion and accumulation in the middle and lower Prosna valley in the Last Glacial-Interglacial cycle*, Geogr. Polon., 53, PWN, Warszawa, s. 53–65.
- 1991, *Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.), *Temperate palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 431–471.
- 1996, *Możliwość retrodykacji składowych dawnego bilansu wodnego i jego zmian w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym na podstawie danych paleobotanicznych*, Biul. Inst. Geol., 373, s. 153–160.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1990, *New data on the age of the maximum advance of the Vistulian ice-sheet during the Leszno Phase*, Quatern. Stud. Pol., 9.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1969, *Stanowisko interstadialu Paudorf w Kępnie (południowo-wschodnia Wielkopolska)*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 23, ser. A, Geogr.-fiz., s. 119–127.

- Rousseau D., Atoine P., Hatte C., Lang A., Zöller L., Fontugne M., Othman Ben D., Luck J.M., Moine O., Labonne M., Bentaleb I., Jolly D., 2002, *Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the Last Glaciation*, Quatern. Science Review, 21, s. 1577–1582.
- Różycki S.Z., 1972, *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa, 315 ss.
- Ruddiman W.F., McIntyre A., Niebler-Hunt V. and Durazz J.T., 1980, *Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern Hemisphere Glaciation*, Quat. Research, 13, s. 33–64.
- Rutkowski J., 1987, *Vistula river valley in the Cracow Gate during the Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part II*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 4, IGiPZ PAN, s. 31–50.
- 1993, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, arkusz Kraków*, PIG, Warszawa, s. 1–46.
- Sawicki L., 1952, *Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego, lessowego na Zwierzyńcu pod Krakowem*, Biul. Państw. Instyt. Geol., 66, s. 5–52.
- Schirmer W., 1995, *Valley bottoms in the Late Quaternary*, Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl.-Bd., 100, s. 27–51.
- Sejrup H.P., Larsen E., Landvik J., King E.L., Hafliðason H., Nesje A., 2000, *Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region*, Quatern. Science Rev., 19, s. 667–685.
- Sitlivy V., Sobczyk K., Kalicki T., Escutenaire C., Zięba A., Kaczor K., 1999, *The new Palaeolithic site of Księcia Józefa (Cracow, Poland) with blade and flake reduction*, Prehistoire Européenne, 15, s. 87–111.
- Smith D.G., 1986, *Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena river, northwestern Columbia, South America*, Sedim. Geology, 46, s. 177–196.
- Sobolewska M., Starkel L., Środoń A., 1964, *Młodoplejstocenijskie osady z florą kopalną w Wadowicach*, Folia Quaternaria, 16, s. 1–64.
- Soergel W., 1921, *Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion*, Berlin.
- 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*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part II*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 4, IGiPZ PAN, s. 95–114.
- 1995, *Evolution of the lower course of the Dunajec valley during the Vistulian and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 8, IGiPZ PAN, s. 51–71.
- Sokołowski T., Wasylikowa K., 1984, *Utwory czwartorzędowe den dolin Wisły i Wilgi w rejonie Ludwinowa*, [w:] Materiały sympozjum, *Holocen okolic Krakowa*, wrzesień 1984, Wyd. AGH, Kraków, s. 29–34.

- Stanistreet I. G., McCarthy T.S., 1993, *The Okavango Fan and the classification of subaerial fan system*, [w:] C.R. Fielding (red.), *Current Research I fluvial sedimentology*, Sedim. Geol., 85, s. 115-133.
- Starkel L., 1957, *Rozwój morfologiczny progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą*, Prace Geogr. IG PAN, 11, 152 ss.
- 1960, *Rozwój rzeźby Polskich Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geogr. IG PAN, 22, 239 ss.
- 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (na przykładzie dorzecza górnego Sanu)*, Prace Geogr. IG PAN, 50, 160 ss.
- 1967, *Wisła wśród gór i wyżyn*, [w:] *Przewodnik geologiczny z biegiem Wisły*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 31–159.
- 1972, *Kotlina Sandomierska*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski, t. 1*, PWN, Warszawa, s. 138–166.
- 1977, *Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys*, Studia Geomorph. Carpat.-Balcan., 11, s. 33–51.
- 1980, *Stratigraphy and chronology of the Vistulian in the Polish Carpathians and Subcarpathians Basins*, Quat. Studies in Poland, 2, s. 121–135.
- 1983, *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*, [w:] K.J. Gregory (red.), *Background to palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 213–234.
- 1984, *Karpaty i kotliny podkarpackie*, [w:] *Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia*, Wyd. Geol., Instytut Geologiczny, Warszawa.
- 1988, *Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice-sheet*, Geogr. Polon., 55, s. 151–163.
- 1995a, *New data on the Late Vistulian and Holocene evolution of the Wisłoka river valley near Dębica*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 8, IGiPZ PAN, s. 73–90.
- 1995b, *Evolution of the Carpathian valleys and Forecarpathian Basins in the Vistulian and Holocene*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 29, s. 5–40.
- 1996, *Cykle glacialno-interglacialne w ewolucji systemu rzecznej Wisły*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 2, Wyd. UAM, Poznań, s. 297–305.
- 1999, *Chronostratygrafia schyłku vistulianu i holocenu Polski*, [w:] A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel, red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Wind J. Wojewoda, Wrocław, s. 280–283.
- 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie IGiPZ PAN, 1, Warszawa, 263 ss.
- 2002, *Younger Dryas – Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers*, Global and Planetary Change, 35, s. 157–167.
- Starkel L. (red.), 1980, *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1: 500 000*, IGiPZ PAN, Warszawa.

- 1982, 1987, 1990, 1991, 1995, 1996, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part I–VI*, Geogr. Stud., Spec. Issue 1, 4, 5, 6, 8, 9, IGI PZ PAN, Wrocław.
- (red.), 1999, *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 592 ss.
- Starkel L., Gębica P., 1995, *Evolution of river valleys in southern Poland during the Pleistocene-Holocene transition*, Biul. Perygl., 34, s. 177–190.
- Starkel L., Granoszewski W., 1995, *The Younger Dryas paleomeander of the Wistoka river at Wola Żyrakowska near Dębica*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years, part V*, Geogr. Stud., Special Issue, 8, IG i PZ PAN, s. 91–100.
- Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B., (red.), 1991, *Temperate palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, 548 ss.
- Starkel L., Klimek K., Mamakowa K., Niedzialkowska E., 1982, *The Wistoka river valley in the Carpathian foreland during the Lateglacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part I*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 1, IGI PZ PAN, s. 41–56.
- Starkel L., Gębica P., Kalicki T., Ludwikowska M., Niedzialkowska E., 1999, *Chronostratygrafia aluwii i form fluwialnych w południowej Polsce*, [w:] A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski, L. Starkel, (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Wind J. Wojewoda, Wrocław, s. 132–156.
- Starkel L., Gębica P., Niedzialkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991, *Evolution of both the Vistula floodplain and lateglacial-early Holocene palaeochannel systems in the Grobla Forest (Sandomierz Basin)*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part IV*, Geogr. Stud., Spec. Issue 6, IGI PZ PAN, s. 87–99.
- Straffin E.C., Blum M.D., Stokes S., 2000, *140 ka record of fluvial response to climate change in the middle Loire River basin, France*, Quaternaire, 10, 4, s. 271–282.
- Strzelecka L., 1958, *Historyczna dokumentacja niektórych młodszych zmian hydrograficznych na brzegu Karpat*, Czasop. Geogr., 29, 4, s. 455–472.
- Superson J., 1996a, *Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu Wisły*, Rozprawy Habilitacyjne, 53, UMCS, Lublin, 280 ss.
- 1996b, *Poligeneza vistulianskiego rozwoju dolin dorzecza Wieprza (Wyżyna Lubelska i Roztocze)*, Acta Geographica Lodziensia, 71, s. 219–231.
- Szafer W., 1933, *Flora plejstocenska w Jarosławiu*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 9, s. 3–9.
- Szczepanek K., 1960, *Flora dryasowa z Mokoszyna koło Sandomierza*, Biul. Inst. Geol., 150.
- 1965, *Młodoplejstocenska flora z Ustronia nad górną Wisłą*, Kwart. Geol., 1, s. 173–182.

- Szumański A., 1983, *Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland*, Quater. Stud. in Poland, 4, s. 207–216.
- 1986, *Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu*, Kwartalnik AGH, Geologia, 12, 1, s. 5–84.
- Środoń A., 1965, *O florach kopalnych w terasach dolin karpackich*, Folia Quaternaria 21, s. 1–27.
- 1968, *O roślinności interstadialu Paudorf w Karpatach Zachodnich*, Acta Palaeobotanica, 9, 1, s. 1–27.
- 1972, *Roślinność Polski w czwartorzędzie*, [w:] W. Szafer (red.), *Szata roślinna Polski, t. I.*, PWN, Warszawa, s. 527–569.
- Środoń A., Starkel L., 1961, *Pleistocene floras in the river system of the Upper Vistula*, Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras, Part III, VI INQUA Congress, Warszawa, s. 74–81.
- Trevisan L., 1949, *Genèse des terraces fluviales en relation avec les cycles climatiques*, C.C. Congress International Geographie Lisbonne, 2.
- Turkowska K., 1988, *Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie*, Acta Geogr. Lodziensia, 57, 157 ss.
- 1992, *La morphogenese periglaciaire dans les vallées fluviales du Plateau de Łódź et sa differenciation dans le temps et dans l'espace*, Biul. Perygl., 33, s. 153–164
- 1995, *Recognition of valley evolution during the Pleistocene-Holocene transition in non-glaciated regions of the Polish Lowlands*, Biul. Perygl., 34, s. 209–227.
- Tyczyńska M., 1968, *Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa*, Prace Geogr. UJ, 17, s. 5–70.
- Valladas H., Mercier N., Escutenaire C., Kalicki T., Kozłowski J.K., Sitlivy V., Sobczyk K., Zięba A., and Van Vliet-Lanoe, 2002, *The Late Middle Paleolithic blade technologies and the transition to the Upper Paleolithic in southern Poland: TL dating contribution*, Eurasian Prehistory, 1, 1, s. 57–82.
- Vandenbergh J., Maddy D. (red.), 2000, *Quaternary fluvial archives*, Geomorphology, 33, s. 127–237.
- Vandenbergh J., Van den Broek P., 1982, *Weichselian convolution phenomena and processes in fine sediments*, Boreas, 11, s. 299–315.
- Vandenbergh J., Gibbard P. and Van den Berg M. (red.), 1994, *Pleistocene river system in Europe*, Terra Nova, 6, 5, s. 433–434.
- Van der Hammen T., 1995, *The Dinkel valley revisited: Pleniglacial stratigraphy of the eastern Netherland and global climatic change*, Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 52, s. 343–355.
- Van der Hammen T., Wijmstra T.A. (red.), 1971, *The Upper Quaternary of the Dinkel valley, Twente, eastern Overijssel*, Meded. Rijks Geol. Dienst, 22, s. 55–213.
- Van Huissteden J., 1990, *Tundra rivers of the Last Glacial: sedimentation and geomorphological processes during the Middle Pleniglacial in Twente, eastern Netherlands*, Meded. Rijks Geol. Dienst, 44, 3, s. 3–138.

- Van Huissteden J., Gibbard P.L., Briant R.M., 2001, *Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3*, Quatern. Internat. 79, s. 75–88.
- Van Huissteden J., Vandenberghe J., Van Geel B., 1986, *Late Pleistocene stratigraphy and fluvial history of the Dinkel Basin (Twente, Eastern Netherlands)*, Eiszeitalter und Gegenwart, 36, s. 43–59.
- Wieczorek D., 1999, *Paleomeander Sanu w rejonie miejscowości Bobrówka – Wietlin, na wschód od Jarosławia*, [w:] VI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski. Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej, Czudec, 31 VIII–4IX 1999, Kraków, s. 121–126.
- Wiśniewski E., 1990, *The lower Vistula Valley*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part III*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 5, s. 146–153.
- Wojtanowicz J., 1968, *Wydmyny międzyrzecza Sanu i Łęgu*, Annales UMCS, sec. B, 20, 4, Lublin, s. 89–124.
- 1971, *Typy genetyczne wydm Niziny Sandomierskiej*, Annales UMCS, sec. B, 25, s. 1–45.
- 1972, *Rzeźba eoliczna na północnym przedpolu Płaskowyżu Kołbuszowskiego*, Annales UMCS, sec. B, 27, 1, s. 1–20.
- 1978, *Rozwój nizinnej części doliny Sanu na tle paleogeomorfologii Kotliny Sandomierskiej*, Rozprawy habilitacyjne UMCS, Lublin, s. 1–114.
- 1997, *Geneza i wiek utworów pylastych Kotliny Sandomierskiej*, [w:] Seminarium terenowe „Glacjal i peryglacjal Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla”, Krasieczyn, 22–24 września 1997, Lublin, s. 38–44.
- 2003, *Plenivistulian dunes in Poland. A new view on the development phases of inland dunes*, [w:] A. Kotarba (red.), *Holocene and Late Vistulian Paleogeography and Paleohydrology*, Prace Geogr., 189, s. 41–60.
- Wolf L., Alexowsky W., Dietze W., Hiller A., Krbetschek M., Lange J.M., Seifert M., Troger K.A., Voight T., Walther M., 1994, *Fluviatile und glaziare Ablagerungen am ausersten Rand der Elster- und Saale- Vereisung: die Spattertiare und Quaternare Geschichte des Sächsischen Elbgebietes*, Altenburger Naturwissenschaftlicher Forschungen, 7, s. 190–235.
- Woronko B., 2001, *Wyniki analizy stopnia obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcu ze stanowiska 10 w Krakowie-Kurdwanowie*, [w:] S. Kadrow (red.), *Przyroda i człowiek. Materiały do studiów*, Via Archaeologica. Źródła z-badań wykopaliskowych na trasie autostrady A4 w Małopolsce, Wyd. Krak. Zespół do Badań Autostrad, Kraków, s. 23–25.
- Wójcik A., 1999, *Stanowisko Grodzisko Dolne. Lessy Płaskowyżu Kołbuszowskiego w profilu Grodzisko Dolne*, [w:] VI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski „Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej”, Czudec, 31 VIII–4IX 1999, PIG, Kraków, s. 107–112
- 2003, *Czwartorzęd zachodniej części Dolów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne)*, Prace PIG, 78, Warszawa.

- Wójcik A., Jugowiec M., 1998, *The youngest members of the folded Miocene in the Andrychów region*, Przegł. Geol., 46, s. 763–770.
- Wójcik A., Malata T., Szczepanek K., 1999, *Stanowisko Grodzisko Nowe. Problem wieku plejstocenijskich teras piaszczystych w dolinie Sanu przy ujściu Wisłoka*, [w:] VI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski „Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej”, Czudec, 31 VIII–4 IX 1999, PIG, Kraków, s. 115–117.
- Zimnal Z., 1999, *Utwory czwartorzędowe na obszarze Wysoczyzny Kańczuckiej między Rzeszowem a Łańcutem*, [w:] VI Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski „Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej”, Czudec, 31 VIII–4 IX 1999, PIG, Kraków, s. 88–89.
- Zuchiewicz W., 1987, *Evolution of the Beskid Niski Mts. and morphotectonics of the Polish Carpathians*, Zesz. Nauk. AGH, Geologia, 13, 3–4, s. 3–167.
- 1995, *Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians*, Folia Quatern., 66, s. 145–204.
- 2001, *Geodynamika i neotektonika polskich Karpat zewnętrznych*, Przegł. Geol., 49, 8, s. 710–716.
- Żmuda A.J., 1914, *Fossile Flora des Krakauer Diluvium*, Bulletin Acad. Sci. Pol. B, 4, Kraków, s. 209–235.

THE COURSE OF FLUVIAL ACCUMULATION DURING THE UPPER VISTULIAN IN SANDOMIERZ BASIN

Summary

Sub-Carpathian Basins are an erosional lowering being an evidence of a mountain foredeep accompanying the Outer Carpathians. These basins correspond to the ones extending along the foot of the Alps. The Sub-Carpathian Basins have been acting as sedimentary traps that accumulate load of the rivers flowing from the Carpathians. The Last Glaciation period (the Vistulian) was the stage of intensive accumulation of fluvial deposits. At that time, alluvial plains and fans occupying the entire widths of the valleys had formed at the mountain foreland (Fig. 1).

Aim and methods

The undertaken field studies aimed at answering the question how the rivers acted in the Last Cold Stage and whether the river aggradation, which used to be related to the Glacials, was a continuous process or a process interrupted by erosional phases.

To meet this goal, fluvial forms and deposits, of the sites located in 12 different parts of the Sandomierz Basin have been characterised. These comprise sites, dated by absolute methods (C-14, TL, OSL), including 40 examined personally and about 60 cited in the literature (Fig. 1, Table 1, 2). The spatial extent and thickness of the members identified in the outcrops have been determined based on the analyses of 35 boreholes drilled with “Geomeres” borer. These analyses have been supplemented by the data from 250 archive boreholes and support 21 elaborated geological sec-

tions. Lithology has been characterised based on, i.a., 250 grain size analyses and examination of roundness and opaqueness of quartz grains.

Morphology and structure of river terraces

Floors of the river valleys, cut in the Miocene clays, are filled with alluvia that build the river terraces. The 13–18 m high middle terrace (II) as well as the lower, 8–10 (12) m high, terrace level (III), which has not been identified in the overview papers, originate from the Last Cold Stage. At the outlets of the Carpathian valleys and in the Vistula valley, the middle terrace (II) is covered with loess while in places more distant from the mountain margin this terrace has a sand cover which, at a top face, is dune-like (Fig. 3, 5, 8, 9, 10, 11). On the surface of this terrace the traces of winding channels are visible (Fig. 8B). The structure of terrace level II shows certain regularity. The Interstadial series of abandoned lake deposits and the inserted into them sandy-silt cover overlain with sands at the top face rest on the lower face river gravels and sands, which fill the floors of the fossil troughs. This sandy-silt cover identifies the high level of the Vistulian infilling (Figs. 10, 11, 25, 30). The forms characteristic of periglacial rivers: sand bars, natural levees and finger-like alluvial fans (splays) as well as traces of braided river morphology (Figs. 8, 16) occur at the surface of the 8–10 m high terrace (III) (Fig. 3, 7, 8, 11, 12). Terrace level III is built of 3–4 to 8 m thick sandy channel alluvia of a braided river. These alluvia, characterised by variable grain sizes and poor rounding, have been deposited at high water level while the overbank fine grained sands and horizontally laminated silts have been accumulated during sheet floods. An interesting feature of these rivers is a fact that fluvial deposition in the overbank zone often occurred simultaneous with a supply of eolian sand which could not have been overworked by the rivers (Figs. 13, 14, 18, 23, 25, 36). The alluvial cover of level III is inserted into Interpleniglacial deposits that have been dissected (Fig. 22, 24, 26, 27, 30, 31). It also builds fossil Interpleniglacial outliers buried under the floodplain 6–10 m high (level IV) (Fig. 20, 24, 26).

Stratigraphy and course of fluvial accumulation

Based on the personally examined profiles and cited sites an attempt the summerizing a stratigraphical and geomorphological changes in the river valleys has been taken (Fig. 32, Tab. 4).

The Interglacial (Eemian) period favoured erosion at the mountain foreland, where the alluvia of the Early Vistulian rest on the gravels that fill the fossil troughs descending 12 m below the present-day river level (Fig. 33). In the Early Vistulian at the Carpathian rivers outlets, the gravel covers or sandy fans, dated at 100–91 ka BP by TL method, were formed. Their heights are up to 10 m above the present-day river level. In the cut-off channels, peat with forest flora of the Brrrup Interstadial were deposited, and then accreted with younger loess and solifluction-deluvial deposits.

In the Lower Plenivistulian (75–58 ka BP), due to cooling of climate the Carpathians and their foreland became devoid of a continuous plant cover and were in the range of the periglacial tundra. The gravel-sandy deposits, filling up the fossil troughs of the Vistula, Dunajec, Bren, and Wisloka (Fig. 33, 34, 37, Table 4) were

accumulated in the Sandomierz Basin. At the Roztocze foreland the thick sandy covers, filling the fossil valleys of the Tanew and Łada, were formed. Those alluvial covers are 5–6 m above the present-day river level. The presence of frost-wedges is the evidence of a permafrost expansion during alluvia deposition. TL datings of the discussed series are in the range of 73 to 59 ka BP.

The Middle Plenivistulian (Interpleniglacial) (58–28/25 ka BP) comprises the period without a glacial cover in Poland (Fig. 32) and is characterised by several cold and warm climate oscillations. During warmer periods (Interstadials) a higher proportion of trees and forest-tundra communities occurred in the Sandomierz Basin. This period manifests itself in a higher river activity that is reflected in accumulation of differentiated facies of deposits (channel alluvia with tree trunks, abandoned channel fills, peat and fossil soils). The progressing aggradation of alluvia was interrupted by episodes of flood plain dissecting and channel deepening. Before 40 ka BP, erosion led to the widening of erosional socles and channel incision into alluvial cover. The abandoned channels and shallow thermokarst lakes were filled from 46 to 36 ka BP. After 36 ka BP, erosion resulted in the dissection of alluvia and the in-filling of a separate alluvial cover building level II was initiated. This alluvial cover comprises two members of Interstadial deposits. The older member, dated at 32–28/27 ka BP, and the younger one dated at 24–22 ka BP are cut off by the erosional surface (Fig. 34, 35). Due to the deepening and/or widening of the channel at that time, the vertical range of floods decreased. The dissection of the alluvial cover after 25 ka BP generally synchronises with climate aridity leading to an increased rate of accumulation of the younger upper loess (LMg) and drift sands at the top face of the terrace (Fig. 35)

The Upper Plenivistulian is characterised by the most severe climatic conditions during the whole Vistulian. Before the ice-sheet reached Plock, the in-filling of terrace level III (8–10 m), dated at 23–17 ka BP, and had been initiated (Fig. 37). During the maximum phase of the Last Glaciation (20–18 ka BP), between the dune-like patches of this level, the wide braided channels (of the Breń and Trześniówka rivers) functioned on alluvial fans. The channel became finally abandoned between 17–16 and 13 ka BP. It is in a good agreement with the results of the studies performed in the mountain foreland in the San valley where filling up of the abandoned channel started 15.2 ka BP. Some time later, a similar change took place in the Vistula valley downstream of Cracow (before 13.2 ka BP). If the Late Glacial meandering rivers might be attributed to expansion of a plant cover and to decrease in material load, then the earlier erosion should likely be related to a limited denudation in a dry continental climate. A huge aggradation in the zone of uplands during 25–15 ka BP and an abrupt erosion with the amplitude of 20 m at the end of the Pleniglacial (15–13 ka BP) are not confirmed in the Sandomierz Basin. This significant aggradation, for example, at the foreland of Roztocze and Silesian Upland can be attributed to the thick sandy covers building the valleys, which could have been degraded only under permafrost conditions.

Morphogenetical typology of alluvial fans and sections of river valleys

Due to a large diversity of the valley configuration, a classification of the valley reaches and alluvial fans in the Carpathian valleys has been attempted. The valley length, floor width, gradient and location in a longitudinal profile have been considered (Fig. 38). The West Carpathian tributaries of the Vistula river (Soła, Skawa, Raba and Dunajec) left off their alluvial fans of the highest gradients directly at the outlet from the Carpathians to the Vistula valley (Fig. 39A). The East Carpathian tributaries of the Vistula river (Wisłoka, Wisłok and San), flowing in the basin over the length of 60–150 km are characterised by three fundamental sections (genetic types) in their longitudinal profiles that are evidenced in the relief and river network evolution. In the southern section the rivers use the Sub-Carpathian trough, therefore, the widths of the Holocene fans left off at the outlets of the valleys are 4 to 10 km. In the middle section (transitional one), the valley floors are filled with alluvia of the Vistulian terraces. That resulted in the narrowing of the active zone of the valley floor (flood plain) to 1–2 km. The northern section (outlet section) is the widest (15–20 km) and comprises gentle alluvial fans left off at the outlet to the main valley (Fig. 39B). In the Vistula valley, these three fundamental types of the valley sections, i.e. valley narrowing, widening of fan-like features as well as and parallel, abandoned braided river channels, separated from the flood plain by erosional outliers form an alternated pattern (Fig. 39C).

Translated by:

Teresa Mrozek

Adres autora:

Piotr Gębica

Uniwersytet Rzeszowski, Wydział Ekonomii

ul. Ćwiklińskiej 2, 35–601 Rzeszów

E-mail: piotrgebica@wp.pl



Fot. 1. Stanowisko Dębina Łętowska w dolinie Dunajca. Gleba kopalna z interstadiału denekamp w madach datowana metodą radiowęglową na 27 600 lat BP (wysokość szpachelki 30 cm)

Dębina Łętowska site in Dunajec valley. Fossil soil from Denekamp Interstadial in alluvial clays radiocarbon dated to 27 600 years BP (trowel is 30 cm)



Fot. 2. Stanowisko Pilzno w dolinie Wisłoki. Piaskownia w terasie o wysokości 22–30 m (poziom I). Warstwowania przekątne rynnowe w piaskach ze żwirami (SGt) odstawiające się w dolnym kompleksie osadowym, w którym odkryto bogatą faunę ślimaków lessowych (wysokość szpachelki 30 cm)

Pilzno site in Wisłoka valley. Sand-pit in terrace 22–30 m high (level I). Trough-cross bedded sands with gravels (SGt) excavated in lower member of deposits, where a rich assemblages of loess malacofauna have been discovered (trowel is 30 cm)



Fot. 3. Stanowisko Łukawiec V w dolinie Wisłoka. Interstadialna warstwa organiczna datowana C-14 na 30 000 lat BP (tyczka 50 cm)

Łukawiec V site in Wistok valley. Interstadial organic layer, dated to 30 000 years BP (staff is 50 cm)



Fot. 4. Stanowisko Łukawiec V. Poziomo warstwowane piaski pylaste (fluwialno-eoliczne ?) (wysokość szpadla 110 cm)

Łukawiec V site. Horizontally bedded sands and silty-sands (fluvioeolian ?) (spade is 110 cm)



Fot. 5. Stanowisko Łukawiec I nad Wisłokiem. Osady mułkowo-organiczne wypełniają 80 cm wysokości formę w kształcie klina rozcinającego laminowane osady poza-korytowe Łukawiec I site on the Wisłok river. Organic silts infill wedge-like form, 80 cm thick cut laminated overbank sediments



Fot. 6. Stanowisko Czarna-Podbór II w dolinie Wisłoka. Struktury spływowo-pogrzazowe (piaszczysto-żwirkowe) w stopie oglejonych mułków ilastych (tyczka 70 cm) Czarna-Podbór II site in the Wisłok valley. Flowing-load casts structures (gravelly-sands) in the top of clayed silts (staff is 70 cm)



Fot. 7. Stanowisko Wola Mała n. Wisłokiem. Inwolucyjne „Struktury kropłowe” w laminowanych piaskach z górnego plenivistulianu (wysokość szpachelki 30 cm)
 Wola Mała site in the Wisłok valley. „Drop soils” involutions in laminated Upper Plenivistulian silty sands (trowel is 30 cm)



Fot. 8. Stanowisko Wola Mała. Rytmicznie warstwowane piaski i mulki pozakorytowe (zalewów warstwowych) z górnego plenivistulianu. Po prawej stronie widoczne pionowe przesunięcie warstw spowodowane osiadaniami podłoża? (wysokość szpadla 110 cm)
 Wola Mała site. Horizontally bedded Upper Plenivistulian alluvial silts and sands (sheet flooding). On the right vertically shifted layers caused by slumping? (spade is 110 cm)

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne:

- Geographia Polonica,
- Prace Geograficzne,
- Przegląd Geograficzny,
- Dokumentacja Geograficzna,
- Europa XXI,
- Geopolitical Studies,
- Bibliografia Geografii Polskiej,
- Atlas Warszawy,

oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

MONOGRAFIE

- 1 – T. Kozłowska-Szczęсна, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 – L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 – T. Kozłowska-Szczęсна, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, D. Limanówka, 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*.

ATLAS WARSZAWY

- 1 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 – Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 – Kozłowska-Szczęсна T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*.
- 5 – Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 – Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 – Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 – Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962–2000*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

– Księgarnia DHN Sp. z o.o. PAN, ul. Szczęśliwicka 2/17, 02–352 Warszawa, tel./fax 22/822–98–69; tel. 22/658–15–58.

– Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00–068 Warszawa, tel. 826–18–35.

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-34-9

<http://rcin.org.pl>

PRZEBIEG AKUMULACJI RZECZNEJ W GÓRNYM WISTULIANIE W KOTLINIE SANDOMIERSKIEJ