

*Krystyna Turkowska*

**STAN WIEDZY NA TEMAT ROZWOJU  
DOLIN EKSTRAGLACJALNYCH NA NIŻU POLSKIM  
W OKRESIE PRZEJŚCIOWYM PLEJSTOCEN–HOLOCEN**

**THE STATE OF KNOWLEDGE OF VALLEY EVOLUTION IN  
NON-GLACIATED REGIONS OF THE POLISH PLAIN DURING THE  
TRANSITION PERIOD FROM PLEISTOCENE TO HOLOCENE**

Zebrano poglądy na temat ewolucji dolin w okresie przejściowym plejstocen – holocen (20 000–8000 lat BP) na nizinnych, ekstraglacialnych obszarach Polski. Podkreślono różnorodność typów i wielkości dolin oraz wynikającą z nich złożoność procesów w omawianym okresie. We wszystkich dolinach należy wyróżnić trzy główne fazy rozwoju: 1) 20 000–14 500 lat BP – faza rzeki roztokowej o zasilaniu glacialnym i/lub peryglacialnym i przewadze agradacji den dolinnych, 2) 14 500–10 000 lat BP – wieloetapowe rozcinanie dolin, a jednocześnie zmiana odpływu roztokowego na meandrujący (meandry wielkopromienne), 3) 10 000–8000 lat BP – faza odpływu meandrowego, przejście od meandrów wielkopromiennych do małopromiennych.

Znajomość rozwoju dolin ekstraglacialnych na niżu uznano za zaawansowaną, chociaż stan badań jest bardzo różny, a stosowane metody badawcze często nieporównywalne, co w przyszłości należałoby zmienić.

Okres przejściowy między plejstocenem i holocenem jest przede wszystkim czasem recesji i zaniku ostatniego lądolodu skandynawskiego. Zarówno przyczyny jak i efekty tego zaniku, a także zjawiska synchroniczne, nie mające z nim powiązań bezpośrednich, budzą żywe zainteresowania badawcze, których wyrazem w ostatnich latach stał się międzynarodowy program IGCP 253: „Termination of the Pleistocene – changes across a glacial-interglacial transition 18 000–8000 BP evidenced by geological records”, kierowany przez prof. J. Lundquista ze Sztokholmu. Zmiany głównych elementów środowiska Polski w tym okresie zostały zarysowane na łamach Przeglądu Geologicznego, nr 10 (474), w ramach opracowania „Depositional changes in non-glacial regions” pod kierunkiem prof. B. Manikowskiej. Osady rzeczne i ewolucję dolin w południowej Polsce omówili L. Starkel

i P. Gębica (1992), a w nizinnych obszarach Polski autorka niniejszego artykułu (Turkowska 1992). Znaczenie okresu dla dzisiejszego obrazu dolin rzecznych, a także rola dolin dla rekonstrukcji paleogeograficznych, skłaniają do podjęcia tego samego tematu w pełniejszej formie.

W opracowaniu zebrano poglądy dotyczące ewolucji dolin od górnego plenivistulianu do dolnego holocenu w strefie Niżu Polskiego zawartej między zasięgiem zlodowacenia odry a zlodowacenia wisły (rys. 1). Ze względu na bezpośrednie sąsiedztwo przestrzenne jak i czasowe oraz znaczenie badań dla znajomości całości zagadnień dolinnych, uwzględniono również badania w Kotlinie Płockiej i w dolinie środkowej Warty, zajętych przez łądogłód vistuliański. Ograniczenie zainteresowań do nizinnych obszarów starogłacialnych uznano za kryterium porównywalności omawianych zjawisk. W wyborze terenu bez wątpienia istotny był również fakt, że z dolin wycinka tego właśnie obszaru – Wyżyny Łódzkiej – pochodzi dorobek badawczy autorki, dotyczący między innymi analizowanych zagadnień i okresu (Kuydowicz-Turkowska 1975, Turkowska 1988, 1990, 1992 a).

Sieć dolinna w omawianym obszarze jest silnie rozwinięta i złożona. Właśnie doliny – od suchych dzisiaj dolin denudacyjnych po rozległe, też tylko częściowo wykorzystane pradoliny – stanowią tutaj formę powierzchni uznaną za najbardziej charakterystyczną. Od wielkości i położenia dolin zależał w okresie ostatniego zlodowacenia typ ich zasilania (przede wszystkim glacialne lub/i peryglacialne), a także istnienie lub brak innych związków z łądogłodem (np. podparcie wód i zablokowanie odpływu). Już te cechy warunkowały olbrzymią różnorodność procesów dolinnych i określają złożoność omawianego zagadnienia. Podsumowując istniejący dorobek można uznać, że wszystkie główne typy form dolinnych funkcjonujących w omawianym okresie doczekały się szczegółowych badań, chociaż w skali całego niżu badania te są rozłożone bardzo nierównomiernie i dotyczą głównie trzech obszarów (rys. 1). Za pierwszy z nich należy uznać dolinę środkowej Wisły, szczególnie intensywnie badaną w ostatnich latach w ramach Programu IGCP 158 A (Andrzejewski 1991, Baraniecka Konecka-Betley 1987, Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiąłło 1987, Mycielska-Dowgiąłło 1987, Sarnacka 1987, Starkel 1983 a, 1990, Wiśniewski 1987). Dolina ta w omawianym okresie była kształtowana zarówno przez spływ z górnych, górskich części dorzecza, jak i pod bezpośrednim wpływem łądogłodu skandynawskiego i jego wód. Metodycznie najbardziej zaawansowane są badania w dolinie Prosnycy, w całości położonej w strefie peryglacialnej, ale której baza erozyjna związana była z zmieniającym się zasięgiem łądogłodu vistuliańskiego (Rotnicki 1988, Rotnicki, Borówka 1990, Rotnicki, Latałowa 1986, Rotnicki, Młynarczyk 1988) oraz w dolinie środkowej Warty, położonej w obrębie fazy

leszczyńskiej, a więc funkcjonującej od fazy poznańskiej jako pradolina, a od fazy pomorskiej jako dolina rzeczna (Antczak 1985, Gonera, Kozarski 1987, Kozarski 1983 a, b, Kozarski, Gonera, Antczak 1988, Kozarski, Rotnicki 1978, Witt 1975). Trzeci z obszarów badań stanowi wododziałowa Wyżyna Łódzka, na obszarze której badania są możliwe jedynie w górnych odcinkach dolin małych rzek, ale w których wpływy peryglacialne nie krzyżowały się już z glacialnymi (Kuydowicz-Turkowska 1975, Turkowska 1988, 1990, 1992 a). Duże znaczenie dla znajomości całokształtu procesów dolinnych mają tutaj badania dolin denudacyjnych, których wypełnienia zostały poznane w pełnych przekrojach, co rzadko jest możliwe w formach większych (Klatkowska 1965, 1989).

W dolinach rzek strefy ekstraglacialnej maksymalny zasięg łądolodu vistuliańskiego poprzedzony był fazą erozji. Fazę tę K. Rotnicki (1988) proponuje nazwać fazą Proсны, w dolinie której jest ona datowana (między 23 000–24 000 a 18 000–20 000 lat BP) i ma rangę najbardziej znaczącą ze wszystkich faz erozji. K. Rotnicki wiąże tę erozję ze zwilgotnieniem klimatu, którego głównym efektem była transgresja łądolodu skandynawskiego. Podkreśla, że nie jest ona rozpoznana w innych dolinach. Stwierdzenie to nie jest ścisłe. Na przykład w górnych odcinkach dolin na Wyżynie Łódzkiej dwudzielność osadów plenivistuliańskiej terasy wysokiej, wynikająca z istnienia powierzchni erozyjnej z „pau Dorf”, określono jako naczelną cechę wypełnienia doliny Mrogi już dawno (Kuydowicz-Turkowska 1975), a następnie potwierdzono w innych dolinach (Turkowska 1988, 1992 a). W dolinie górnego Neru stwierdzono, że omawiana faza erozji była młodsza od  $21\,720 \pm 200$  lat BP, a w sąsiedniej, kopalnej dolince, starsza od  $17\,100 \pm 200$  lat BP (Turkowska 1992 c). W ostatnim przypadku doszło do rozwoju nowych form dolinnych, wyciętych w warciańskiej glinie zwałowej. Daty  $22\,200 \pm 220$  lat BP (Manikowska 1992) i  $21\,970 \pm 810$  lat BP (Baraniecka 1982) potwierdzają podobny wiek tej fazy erozji w dorzeczu Widawki. Wszystkie wymienione datowania pochodzą z osadów pleniglacialnych o charakterze pozakorytowym, być może związanych z odpływem anastamozującym, budujących trzon terasy wysokiej w dolinach na Wyżynie Łódzkiej i najwyższą (II) terasę vistuliańską w dolinie Proсны. Piaszczysto-mułkowe, synchroniczne z terasowymi osady wypełniające dolinę denudacyjną w Rudunkach były datowane metodą TL (Klatkowska 1989). Przy przyjęciu, zgodnie z sugestią H. Klatkowej, wieku osadów odpowiadającego górnej granicy określonej przez błąd pomiaru, możemy uznać, że również te badania umiejscawiają rozwój powierzchni niezgodności na nieco wcześniejszej niż 20 000 lat (rys. 2, tab. 1).

Wyniki datowań bezwzględnych osadów rzecznych w ekstraglacialnym obszarze Niżu Polskiego z okresu przejściowego plejstocen–holocen  
Results of the absolute age dating of river deposits in non-glaciated regions of Polish Plains during the Pleistocene – Holocene transition period

Dolina	Lp.	Stanowisko	Wiek ka BP, <sup>14</sup> C (TL)	Osad i lokalizacja próby	Cytowana praca
Wisły	1	Kobylarnia	11 640 ± 100	torf, spąg wypełnienia koryta roz- tokowego (stożek drugiej generacji rozcięty w allerödzie	Mycielska-Dowgiałło (1987)
	2	Tarnobrzeg	9 070 ± 90	namuł organiczny, spąg wypełnienia paleomeandra drugiej generacji	
	3	Całowanie	11 380 ± 95	warstewka organiczna w spągu ławicy piaszczystej, gł. 3 m, warstewka torfu w stropie terasy praskiej, gł. 2 m, wyżej wydmy i torfowisko	Baraniecka, Konecka- -Betley (1987)
	4	Wiązownia-Piekiełko	19 500 ± 2900 (TL) 13 600 ± 1700 (TL)	piaski i b. drobne piaski, strop terasy otwockiej (wydmowej), synchroniczna akumulacja fluwioglacialna i rzeczna	jw.
	5	Granica	16 100 ± 570 (TL) 14 450 ± 300 (TL)	mułki, strop terasy wysokiej piaski, strop terasy wysokiej	jw.
	6	Kamion	14 590 ± 270	kopalna gleba w stropie terasy wydmowej pod wydumą	Manikowska (1992)
	7	Nowa Wieś Wola Ładowska	9 640 ± 100 8 450 ± 105	gytia, opuszczone koryto, TP-2 " " " "	Florek E.
	8	Bończa Juliszewo	11 900 ± 500 10 500 ± 270	gytia, opuszczone koryto, TP-1 " " " TP-2	Florek W. Mycielska-Dowgiałło (1987)
		Słupna	9 620 ± 300	" " " "	

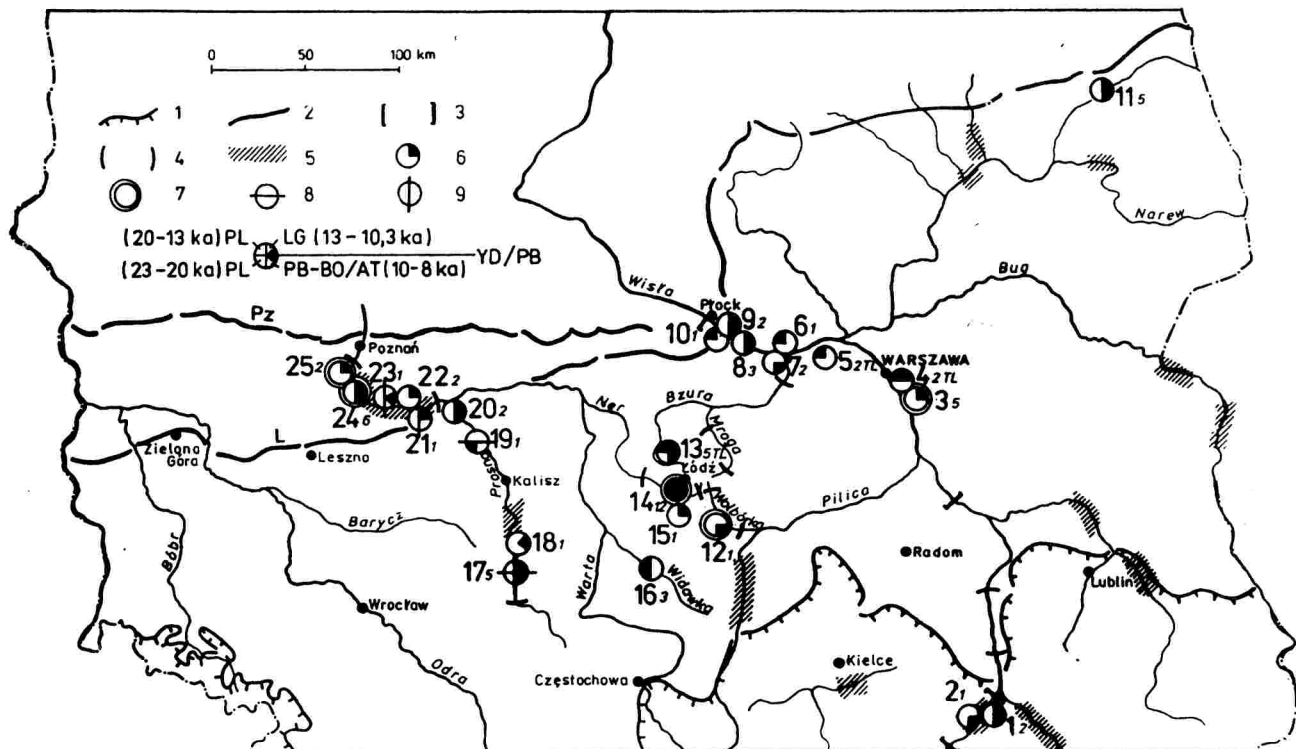
	9	Liszyno	10 400 ± 180	poziom glebowy pod wydumą, TP-2	
	10	Budki Ciechomickie	14 390 ± 160	torf, opuszczone koryto rzeki roz- tokowej, TP-1	
Biebrzy	11	Wizna (torfowisko)	12 610 ± 190	torf turzycowo-mszysty w spągu torfowiska (poniżej 40 cm gytii ilastej) na terasie pradolinnej	Żurek (1991)
Wolbórki	12	Świątniki	9 570 ± 100	torf, spąg torfowiska, dno doliny, agradacja w eo- i neoholocenie	Turkowska (1988)
denuda- cyjna	13	Rudunki	12 800 ± 1900 (TL) 17 500 ± 2600 (TL) 19 600 ± 2900 (TL) 20 300 ± 3000 (TL)	wypełnienie suchej doliny, piaski drobno laminowane wypełnienie suchej doliny, seria piaszczysto-mułkowa	Klatkowa (1989)
Neru	14	Lublinek (GOŚ)	8 180 ± 220 8 240 ± 160 8 350 ± 160  8 400 ± 200 9 380 ± 250 9 200 ± 70 9 800 ± 190 9 850 ± 250 12 950 ± 390 13 800 ± 200  21 720 ± 220	namuł organiczny, spąg wypełnienia małego koryta meandrowego szyszka w odsypie meandrowym namuł organiczny, spąg wypełnienia koryta torf, strop wypełnienia koryta detrytus organiczny, odsypy meandrowe pień dębu, ø 80 cm pień sosny, ø 30 cm bryła mady organicznej jw. namuł organiczny, spąg wypełnienia kopalnego koryta o dużych parame- trach, 8 m poniżej stropu terasy plenivistuliańskiej mułek piaszczysty, słabo organiczny, osady pozakorytowe	Turkowska (1988, 1990)          jw.   jw.

Tabela 1 (cd.)

Dolina	Lp.	Stanowisko	Wiek ka BP, <sup>14</sup> C (TL)	Osad i lokalizacja próby	Cytowana praca
		Lubliniek – stacja	8 250 ±150 11 320 ±180 12 470 ±180 16 200 ±200 17 100 ±200	gałązka, stożek bocznej dolinki, górną część namuł organiczny, wypełnienie ko- palnej dolinki, strop serii dolnej, mułkowo-piaszczystej poziomy glebowe w piaszczysto- -mułkowym wypełnieniu kopalnej dolinki	Turkowska (1992 c)  jw.
Pabianki	15	Bychlew (Dąbrowa)	14 200 ±400	soczewka torfu w mułkach, wypeł- nienie suchej doliny	Klatkowa (1989)
Widawki	16	Bełchatów	14 350 ±170 21 200 ±220 21 970 ±810	szyszka, strop terasy plenivistuliańskiej namuł organiczny, osady pozakorytowe " " " "	Goździk (1992) Manikowska (1992 b) Baraniecka (1982)
Proсны	17	Wieruszów (Mirków)	9 380 ±210 9 770 ±250 10 610 ±130 11 630 ±220	torf, wypełnienie paleokoryta	Rotnicki (1988)
	18	Brzeziny	10 280 ±80	spąg wypełnienia wielkopromiennego meandra pierwszej generacji	Rotnicki, Latałowa (1986)
	19	Macew	20 500 ±500	warstwa mułów organicznych poniżej stropu tersay III z fazy Ileszczyńskiej	Rotnicki, Borówka (1990)
	20	Żerków	10 470 ±190	spąg torfu w piaskach wydmowych pokrywających najniższą terasę	Rotnicki (1988)
Warty	21	Gogolewko	11 960 ±180	spąg wypełnienia wielkopromiennego meandra	Kozarski, Gonera Antczak (1988)

22	Mechlin	11 500 ±100		
23	Czmoń	10 250 ±190 10 850 ±180	wypełnienie paleomeandra, zmniejszone parametry	
24	Jaszkowo	8 495 ±95 9 650 ±240 9 770 ±230 9 780 ±340 11 450 ±630	torf gytia detrytusowa namuł organiczno-wapienny detrytus organiczny gytia wapienna	Kozarski, Rotnicki (1978)
25	Żabinko	12 680 ±90 12 770 ±190	wypełnienie koryta roztokowego w stropie osadów terasy bifurkacyjnej, pod wydmą	Kozarski, Gonera, Antczak (1988)

U w a g a: zacytowano tylko ważniejsze daty (najczęściej ze spągu wypełnień paleokoryt) ze stanowisk zlokalizowanych na rys. 1 oraz powołano się na wybrane pozycje literatury, często o kilka lat późniejsze od odkrycia stanowiska.

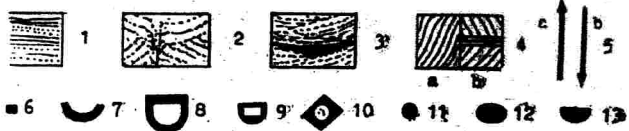
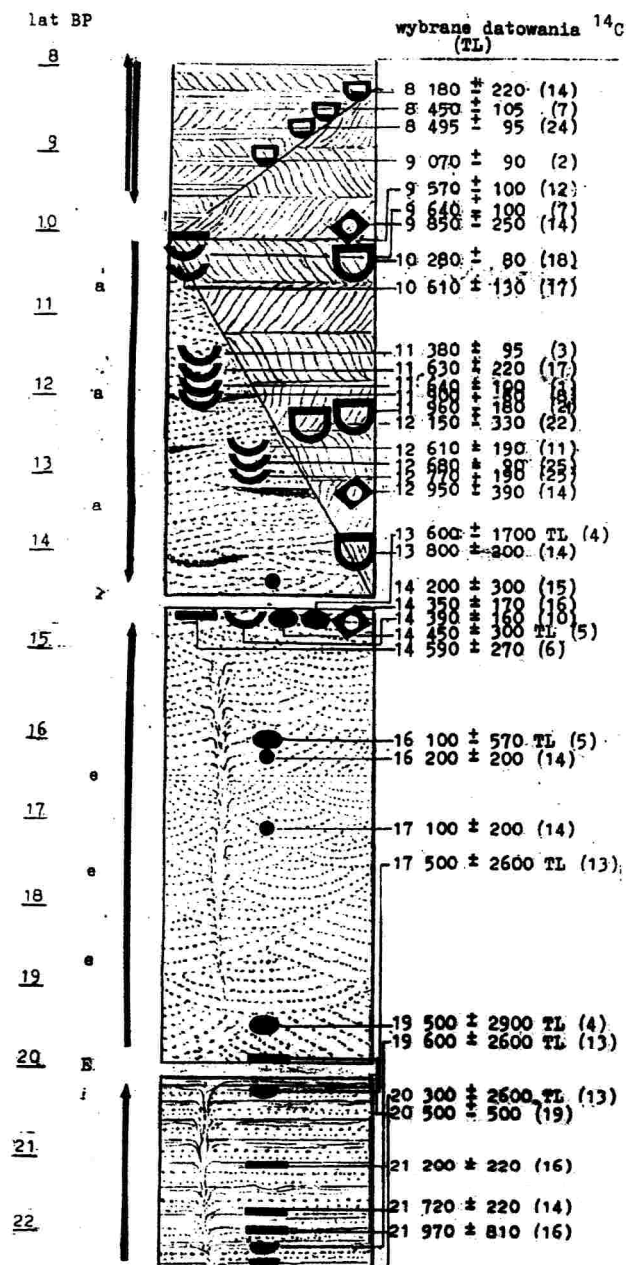




Rys. 1. Stan rozpoznania osadów i dolin rzecznych z okresu 20 – 8 ka BP w środkowej Polsce (według: Turkowska 1992 b)  
 1 – zasięg zlodowacenia Odry; 2 – zasięg zlodowacenia Wisły (L – faza leszczyńska, P – faza poznańska); 3 – fragmenty doliny Wisły szczególnie zbadane w ramach Programu IGCP–158A; 4 – inne fragmenty dolin dobrze rozpoznane geologicznie i morfologicznie; 5 – wycinki dolin o typie odpływu analizowanym na podstawie zdjęć lotniczych i szczegółowych map topograficznych; 6 – stanowiska datowane metodą  $^{14}\text{C}$  (lub TL). Numer stanowiska według wykazu, liczba prób i orientacyjne wyniki datowań: PL – plenivistulian, LG – późny vistulian, PB – preboreał, BO – boreał, AT – atlanty, YD/PB – przełom młodszego dryasu i preboreału; 7 – stanowiska datowane palinologicznie; 8 – szczegółowe opracowania litologiczne; 9 – estymacja paleoprzepływów. Stanowiska: 1 – Kobyłarnia, 2 – Tarnobrzeg, 3 – Całowanie, 4 – Wiązowania-Piekiełko, 5 – Granica, 6 – Kamion, 7 – Nowa Wieś i Wola Ładowska, 8 – Bończa, Juliszewo, Słupna, 9 – Liszyno, 10 – Budki Ciechomickie, 11 – Wizna, 12 – Świątniki, 13 – Rudunki, 14 – Lublinek, 15 – Bychlew, 16 – Bełchatów, 17 – Wieruszów, 18 – Brzeziny, 19 – Macew, 20 – Żerków, 21 – Gogolewko, 22 – Mechlin, 23 – Czmoń, 24 – Jaszkowo, 25 – Żabinko

Fig. 1. The state of research on sediments and river valleys from the period of 20 000–8000 BC in Central Poland (after K. Turkowska 1992)

1 – Odra Glaciation limit; 2 – Wisła Glaciation limit (L – Leszno stage, P – Poznań stage); 3 – fragments of the Wisła valley examined in detail under the IGCP–158A Programme; 4 – other fragments of valleys with the geology and morphology examined; 5 – fragments of valleys analysed with the use of aerial photographs and detailed topographical maps; 6 – sites  $^{14}\text{C}$  dated (or TL). A site number as on the list below, amount of samples, approximate results of dating: PL – pleni-Vistulian, LG – Late Vistulian, PB – pre-Boreal, BO – Boreal, AT – Atlantic, YD/PB – turn of Younger Dryas and pre-Boreal; 7 – sites with palinological dating; 8 – detailed lithological studies; 9 – paleodischarge estimation. Sites: 1 – Kobyłarnia, 2 – Tarnobrzeg, 3 – Całowanie, 4 – Wiązowania-Piekiełko, 5 – Granica, 6 – Kamion, 7 – Nowa Wieś i Wola Ładowska, 8 – Bończa, Juliszewo, Słupna, 9 – Liszyno, 10 – Budki Ciechomickie, 11 – Wizna, 12 – Świątniki, 13 – Rudunki, 14 – Lublinek, 15 – Bychlew, 16 – Bełchatów, 17 – Wieruszów, 18 – Brzeziny, 19 – Macew, 20 – Żerków, 21 – Gogolewko, 22 – Mechlin, 23 – Czmoń, 24 – Jaszkowo, 25 – Żabinko



Rys. 2. Główne serie osadów rzecznych z okresu 20 – 8 ka BP w środkowej Polsce  
 Osady: 1 – piaski z przewarstwieniami mułków, przewaga agradacji pionowej, pozakorytowej (odpływ anastamozujący, rozlewiska peryglacjalne), struktury mrozowe; 2 – piaski różnoziarniste, przewaga agradacji pionowej korytowej (odpływ roztokowy), struktury mrozowe; 3 – piaski różnoziarniste, korytowe i pozakorytowe, osady organiczne w opuszczonych korytach (odpływ roztokowy); 4 – piaski różnoziarniste odsypów meandrowych, piaski różnoziarniste i muły pozakorytowe, muły organiczne i torfy starorzeczy, a – meandry wielkopromienne, b – meandry małopromienne. Tendencje rozwoju dolin: 5 a – ujemny bilans erozji, 5 b – dodatni bilans erozji, 5 ab – równowaga dynamiczna den dolinnych. Datowania <sup>14</sup>C: 6 – poziomy glebowe, warstewki mułów organicznych, torfy; 7 – wypełnienia koryt roztokowych; 8 – wypełnienia meandrów wielkopromiennych; 9 – wypełnienia meandrów małopromiennych; 10 – datowania osadów lub makroszczałków na wtórnym złożu (bryły osadów pozakorytowych, gałązki i pnie drzew, szyszki itp.); 11 – przewarstwienia organiczne w wypełnieniach suchych dolin. Datowania TL: 12 – piaski i piaski mułkowate terasowe; 13 – osady piaszczysto-mułkowe w wypełnieniu suchej doliny. Przy poszczególnych datach w nawiasach umieszczono numery stanowisk według rys. 1.

Fig. 2. Main series of fluvial deposits from the period 20 000–8000 BP in Central Poland  
 Deposits: 1 – sand interbedded with silt, dominance of vertical outside channels (anastomosing pattern of flow, periglacial overflowing, frost structures); 2 – vary-grained sand, dominance of vertical aggradation within channels (braided pattern of flow), frost structures; 3 – vary-grained sand, accumulation inside and outside channels, organic sediments an abandoned channels (braided pattern of flow); 4 – vary-grained sand of point-bars, vary-grained sand and silt of outside channel accumulation, silt with organic matter and peat of ox-bow lakes, a – huge meanders, b – small meanders. Tendency of river valley development: 5 a – adverse balance, 5 b – favourable erosion balance, 5 ab – dynamic balance of valley floors. <sup>14</sup>C dating. 6 – soil horizons, layers of organogenic silt and peat; 7 – infills of braided rivers; 8 – infills of huge meanders; 9 – infills of small meanders; 10 – dating of allochthonic sediments and macro-remnants (lumps of outside channel sediments, tree trunks, cones, etc.); 11 – organic interbedding in the infill of dry valleys. TL dating: 12 – sand and silty sand of terraces; 13 – sandy and loamy deposits of dry valley infill. The numbers of sites, according to Fig. 1, are given in brackets at each dating

Omówiona granica erozyjna określa więc dolną powierzchnię zainteresowań w wyznaczonym przedziale czasowym. Kolejny etap rozwoju dolin na niezlodowaczonych obszarach nizu sięga do fazy epe (*vide* Kozarski 1991) lub najstarszego dryasu i w większości przypadków prowadzi do najwyższego zasypania vistuliańskiego. Wyjątek stanowią tutaj doliny podparte przez czoło cofającego się lądolodu, takie jak np. dolina Proсны, w której K. Rotnicki (1988) opisuje cztery terasy włożone (III–VI), odpowiadające kolejno fazie leszczyńskiej, poznańskiej, oscylacji gnieźnieńskiej i fazie pomorskiej. Cechą stwierdzoną we wszystkich dolinach, którą jako pierwszy podkreślał w powiązaniu z warunkami klimatycznymi E. Falkowski (1969, 1975, 1980), jest odpływ roztokowy. Przemarznięte podłoże, uniemożliwiające infiltrację, zwiększało ilość wód powierzchniowych i gwałtowność powodzi. W niektórych dolinach, np. Mrogi, udokumentowano rozwój nalodzi (Kuydowicz-Turkowska 1975). Znana jest rola transportu poprzecznego w dolinach i udział osadów stokowych (szczególnie w niewielkich, wciętych formach) oraz proluwialnych w formowaniu pokryw den dolinnych. Dostawę materiału mineralnego na dno koryta przyspieszała erozja termiczna. Roztokowe rozwinięcie koryta udokumentowane jest na podstawie pomiarów kierunkowych, stwierdzających niewielki rozrzut biegów w analizowanych osadach odpowiednich, na podstawie analizy przekrojów poprzecznych przez kopalne koryta (szerokie, płytkie, symetryczne) oraz analizy ich układu na powierzchni, często dobrze widocznego na szczegółowych mapach topograficznych i zdjęciach lotniczych (rys. 1) (Szumański 1982, 1983). Jak wiadomo, znakomita większość rzek w omawianym okresie ma ujemny bilans erozji i agraduje (rys. 2). Powstają piaszczyste pokrywy wielocykliczne, złożone prawie wyłącznie z osadów korytowych i niezawierające najmniejszych domieszek organicznych. Są one włączane do wieloletniej zmarzliny, czego dowodem są syngenetyczne wieloboki kontrakcji termicznej udokumentowane w wielu dolinach (Goździk 1992). Osady składane przez wody peryglacjalne, w odróżnieniu od synchronicznych, dolinnych pokryw glacialnych (Goździk, Wachecka 1992, Rotnicki 1986) są silnie eolizowane. Ziarna RM i  $\gamma$  stanowią często powyżej 50% ziarn frakcji 0,5–0,8 mm, czyli tyle, ile występuje w wyżej leżących pokrywach eolicznych i wydmach (Goździk 1992, Manikowska 1992). Cecha ta jest między innymi interpretowana jako dowód na krótkotrwałość transportu wodnego. O gwałtowności spadku fali powodziowej świadczy wybitnie złe wysortowanie omawianych osadów.

W dolinie środkowej Wisły, w okresie zlodowacenia bałtyckiego, wody rzeczne i glacialne złożyły osady najwyższej terasy vistuliańskiej, określanej między innymi jako otwocka, wydmowa (Baraniecka, Konecka-Betley 1987, Sarnacka 1987) i TP-1 (Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło 1987, Mycielska-Dowgiałło 1987). Tylko w Kotlinie Warszawskiej w stanowiskach Wiązownia–Piekielko i Granica bezpośrednio datowano osady terasowe metodą TL (rys. 1, 2, tab. 1).

Jak wspomniano już, nie zawierają one żadnych szczątków organicznych, co jest efektem surowych warunków klimatycznych, a prawdopodobnie również żywej dynamiki okresowego odpływu. Dopiero w stropie terasy rozwinęły się pokrywy glebowe i organiczne wypełnienia opuszczonych koryt rzeki roztokowej, będące jednocześnie dowodem ocieplenia klimatycznego i początku rozcinania dna dolinnego. Data otrzymana dla poziomu glebowego pod wydumą w Kamionie koło Wyszogrodu –  $14\,570 \pm 270$  lat BP (Manikowska 1992 b) i podobna dla spągu wypełnienia opuszczonego, roztokowego koryta o głębokości 3 m w Budkach Ciechomickich –  $14\,390 \pm 160$  lat BP (Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło 1987) dowodzą, że dno dolinne przestało funkcjonować w ciepłej fazie epe, opisywanej w stratygrafii duńskiej. B. Manikowska (1992 b) proponuje wprowadzenie w literaturze polskiej nazwy „faza Kamion” od wspomnianego, pierwszego w Polsce stanowiska z tego okresu, a jednocześnie „jedynego stanowiska wydmowego, w którym reprezentowane są wszystkie późnovistuliańskie serie eoliczne a datowany jest poziom podścielający (wspomniany wyżej) oraz dzielące poziomy glebowe” (Manikowska 1992 b).

W dolinie środkowej Warty, od fazy poznańskiej do najstarszego dryasu funkcjonowała terasa bifurkacyjna (III w nazewnictwie T. Bartkowskiego) (Kozarski, Rotnicki 1978, Witt 1975). B. Nowaczyk w 1981 r. w stanowisku Żabinko, pod wydumą o wysokości 14 m, udokumentował osady rzeki roztokowej zawierające w stropie wypełnienie poleokoryta datowane na bölling ( $12\,770 \pm 190$  i  $12\,680 \pm 90$  lat BP) (vide Kozarski, Gónera, Antczak 1988). Granica najstarszy dryas/bölling uważana jest za okres przejścia tundry krzewiastej w tundrę parkową i właśnie zmianę typu pokrywy roślinnej uważa S. Kozarski (1983 a, b) za przyczynę zmian w tendencjach rozwoju den dolinnych. Jak wynika z porównania przedstawionych danych z doliny Wisły i z doliny Warty, od warunków lokalnych zależy, czy zmiana ujemnego bilansu erozji na bilans dodatni dokonała się przed najstarszym dryasem, a więc wraz z pojawieniem się pierwszej roślinności tundrowej na obszarze pustyni arktycznej, czy dopiero po tym okresie, kiedy typową formacją na Niżu Polskim stała się tundra parkowa. Bez wątplenia istotne – a może decydujące – było tutaj położenie danej doliny w stosunku do ustępującego lądolodu, a więc bezpośredni wpływ zmiany bazy erozyjnej. Jak już wspomniano na przykładzie doliny dolnej Proсны, czynnik ten mógł wywołać tendencje do pogłębiania dna dolinnego, powracające wielokrotnie w omawianym okresie (Rotnicki 1988).

W rzecznych dolinach peryglacialnych na Wyżynie Łódzkiej, dla górnego plenivistulianu charakterystyczna jest agradacja den dolinnych i powstanie poligenetycznych (procesy stokowe, proluwialne, rzeczne), różnoziarnistych (przewaga piasków), silnie zróżnicowanych lokalnie serii o miąższości 1,5–3,0 m, budujących strop terasy wysokiej, a więc zalegających powyżej

opisanej powierzchni niezgodności erozyjnej sprzed 20 000 lat BP (rys. 2) (K u y d o w i c z - T u r k o w s k a 1975, T u r k o w s k a 1988, 1992). Osady te mają tylko jedną datę bezwzględną, w dodatku o ograniczonej wartości interpretacyjnej. Analiza  $^{14}\text{C}$  szyszki ze stropu terasy plenivistuliańskiej w Bełchatowie dała wynik  $14\,350 \pm 170$  lat BP (G o ź d z i k 1992), a więc określiła koniec akumulacji na młodszy niż około 14 500 lat BP.

W dolinach denudacyjnych osadom stropu terasy wysokiej odpowiada „górnny” (K l a t k o w a 1965) poziom kamienisty.

Późny vistulian jest generalnie okresem pogłębienia dolin rzecznych na Niżu Polskim, chociaż często jest ono wielofazowe, przerwane agradacją. Na przykład w dolinie Wisły, według M. D. B a r a n i e c k i e j i K. K o n e c k i e j - B e t l e y (1987), rozcinanie terasy otwockiej (wydmowej) trwało od fazy agard do böllingu, po czym składane były osady terasy falenickiej, a po kolejnej fazie erozyjnej, przypisywanej starszemu dryasowi, osady terasy praskiej, opuszczonej w allerödzie. W młodszych dryasie powstały osady budujące terasę Nowego Dworu. Fazy erozyjne dokumentowane są poprzez datowania osadów wypełniających opuszczone koryta, a także poziomów glebowych rozwiniętych na osuszonych powierzchniach, wkrótce zajętych przez procesy wydmowe, a czasem, jak w Całowaniu, również zasiedlone przez człowieka. Umożliwiło to szczególnie kompleksowe badania w tym stanowisku (*vide* B a r a n i e c k a, K o n e c k a - B e t l e y 1987, S a r n a c k a 1987). Na podstawie badań w dolinie Wisły między Kępą Polską a Płockiem i porównania ich wyników z wynikami badań w odcinku tarnobrzeskim oraz w Całowaniu, E. M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o (1987) uważa, że intensywne erozja denna w dolinie środkowej Wisły miała miejsce między  $11\,900 \pm 500$  a  $10\,500 \pm 270$  lat BP i że właśnie ta erozja doprowadziła do powstania wysokiej krawędzi oddzielającej terasę TP-1 od TP-2 (F l o r e k E., F l o r e k W., M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1987). Częściej jednak za główną fazę erozji późnovistuliańskiej uważa się wspomnianą już erozję starszą od 13 000 lat BP, bezsporną również w dorzeczu górnej Wisły, chociaż jest tam wyrażona tylko geologicznie, poprzez wypełnienie osadami mułkowymi paleokoryt z tego okresu, położonych poniżej współczesnych równin aluwialnych. Nawet w Polsce południowej jest ona interpretowana jako erozja wsteczna, postępująca wraz z deglacjacją i obniżaniem bazy erozyjnej dolnej Wisły (S t a r k e l, G ę b i c a 1992).

W pradolinie Biebrzy i Narwi rozcięcie terasy pradolinnej do dna zalewowego „nie później niż 13 000 lat temu” skończyło glacialny, a rozpoczęło postglacialny etap rozwoju formy, wyrażający się przede wszystkim powstaniem odrębnych basenów torfowiskowych. Właśnie wiek spągowej warstwy torfu w torfowisku Wizna –  $12\,610 \pm 190$  lat BP, pod którym zalega jeszcze 40 cm gytii ilastej, określa czas rozcięcia na starszy od böllingu (Ż u r e k 1991).

Badania w dolinie górnego Neru dowodzą, że już przed 14 000 lat terasa plenivistuliańska została rozcięta na głębokość 8 m, czyli do najniższego stwierdzonego poziomu dna doliny późnovistuliańskiej. Wiek namułów

organicznych ze spągu wypełnienia paleokoryta określono na  $13\,800 \pm 200$  lat BP, a wykonana przez Z. Bałwierz ekspertyza palinologiczna „nie przeczy tej dacie”. Prawdopodobnie jest to również najstarsze z datowanych dotychczas koryto meandrowe. Niestety, zniszczenie górnej części wypełnienia przez procesy holocenijskie i przykrycie osadami młodszymi, częściowo na wtórnym złożu, uniemożliwiły rekonstrukcję parametrów koryta i zmniejszają wiarygodność hipotezy. Należy jednak przypomnieć, że już wcześniej, na podstawie analizy strukturalno-teksturalnej fragmentów osadów późnovistuliańskich odsłoniętych w wykopach budowlanych pod oczyszczalnię ścieków dla Łodzi i cech morfologicznych doliny górnego Neru, przyjęto hipotezę o zmianie typu rozwinięcia koryta z roztokowego na meandrujące w tej dolinie właśnie bezpośrednio po fazie pomorskiej (Turkowska 1990). Jak wykazano poprzez porównanie z innymi dolinami na Wyżynie Łódzkiej, gdzie do zmiany tej doszło dużo później (np. w dolinie Mrogi dopiero na przełomie vistulianu i holocenu), czynnikiem, który określał typ odpływu w późnym vistulianie, przy tych samych warunkach geologicznych i klimatycznych, była lokalna rzeźba dolinna. Płaskość doliny sprzyjała szybkiej zmianie, podczas gdy urozmaicenie rzeźby, stymulujące intensywność procesów stokowych, opóźniało ją (Turkowska 1988, 1992).

Zagadnienie zmiany typu rozwinięcia koryta pozostaje od wielu lat jednym z głównych wątków w badaniach fluwialnych (Falkowski 1969, 1975, 1980, Kozarski, Rotnicki 1978). Jak wspomniano na przykładzie badań prowadzonych na Wyżynie Łódzkiej, nie ulega już wątpliwości, że obok ogólnych przyczyn klimatycznych podstawową rolę odgrywają tutaj czynniki lokalne. Oczywiście stały się więc różnice wyników datowań wypełnień i rozbieżności ocen początku funkcjonowania odpływu meandrowego. Jako najbardziej krańcowe przykłady należy tu wymienić wspomnianą już dolinę górnego Neru, z meandrowym rozwinięciem koryta już przed 14 000 lat, oraz wzmiankowany przez K. Rotnickiego fragment doliny dolnej Proсны pod Kakawą, gdzie odpływ roztokowy nie przestał funkcjonować od vistulianu do czasów współczesnych (Rotnicki, Starkel 1991). Od połowy lat siedemdziesiątych S. Kozarski podtrzymuje tezę o rozwoju meandrów wielkopromiennych w dolinie środkowej Warty, w poziomie tzw. terasy przejściowej, od böllingu. Paleokoryta z tej fazy odpływu były wypełniane od starszego dryasu, co udokumentowano palinologicznie i szeregiem datowań  $^{14}\text{C}$ , najczęściej już z allerödu, np. w Jaskowie ( $11\,430 \pm 630$  lat BP), w Mechlinie ( $11\,500 \pm 100$  lat BP) czy w Gogolewku ( $11\,960 \pm 180$  lat BP). Koryta czynne w allöredzie, np. koryto udokumentowane w Czmoniu, były głębiej wcięte i miały nieco mniejsze parametry, a spąg ich wypełnień pochodzi z młodszego dryasu (tab. 1) (Kozarski, Gonera, Antczak 1988). Należy przypomnieć, że w dolinie Wisły E. Mycielska-Dowgiąłło, a w dolinie dolnego Sanu A. Szumański właśnie na alleröd datowali początek

rozwoju odpływu meandrowego, który zresztą E. Falkowski w dorzeczu Wisły, a K. Rotnicki w Prośnie widzieli dopiero w preboreale (Kozarski, Rotnicki 1978). Późniejsze badania wielkopromiennego paleomeandra w Brzezinach koło Wieruszowa dowiodły jednak, że Proсна była rzeką meandrującą już w młodszym dryasie (Rotnicki, Latałowa 1986).

Prace metodyczne i modelowe prowadzone w latach osiemdziesiątych w Instytucie Badań Czwartorzędu UAM w Poznaniu rozpoczęły nowy etap w badaniach osadów i dolin rzecznych. Osiąganie coraz pełniejszej charakterystyki ilościowej zmieniło w sposób zasadniczy stan wiedzy na temat osadów, paleohydrologii i rozwoju doliny Proсны oraz Warty w późnym vistulianie i holocenie. Wśród tematów podjętych w dolinie Proсны należy wymienić obliczanie parametrów paleokoryt i estymacje paleoprzepływów (Rotnicki 1983), rekonstrukcje dynamiki przepływu na podstawie szczegółowej analizy mineralnych wypełnień paleokoryt (Rotnicki, Młynarczyk 1988) czy rekonstrukcje zmian klimatycznych i faz rozwoju roślinności w świetle analizy wypełnień organicznych (np. Rotnicki, Latałowa 1986). Wszystkie te zagadnienia są realizowane również w dolinie Warty (Kozarski 1983 a, b, Kozarski, Gonera, Antczak 1988, Gonera, Kozarski 1987). Na podstawie przeprowadzonych badań określono, że przepływy w wielkopromiennych meandrach późnovistuliańskich w dolinie Warty i Proсны były pięciokrotnie większe od współczesnych. Średni roczny przepływ Proсны wynosił w młodszym dryasie  $23,6 \text{ m}^3\text{sek}^{-1}$  co, zdaniem K. Rotnickiego, należy wiązać z nierównomiernym rozłożeniem opadów, które z kolei wynikało z dużo niższej, niż obecnie, średniej temperatury roku. Charakterystyczne jest szybkie zapełnianie odciętego starorzecza w tym okresie (średnio 2,8 mm/rok), przy zdecydowanej przewadze akumulacji mineralnej nad organiczną. Koniec młodszego dryasu był równoznaczny z końcem wysokich stanów wód – wyżej w wypełnieniu starorzecza brak wkładek piaszczystych (Rotnicki, Latałowa 1986).

Zwrócenie uwagi na rolę ochłodzenia w młodszym dryasie wysunięto jako jeden z postulatów badawczych podczas konferencji IGCP 252 nt. „Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen – holocen, 20 000–8000 lat BP” w Łodzi, w październiku 1992. W świetle dotychczasowych badań, reakcja rzeki na zaostrzenie warunków klimatycznych i powrót tundry parkowej jest oczywista w wielu dolinach. Oprócz badań nowych, jak zacytowane wyżej w dolinie Proсны czy w dolinie Warty, np. analiza paleokoryta w Czmoniu (Kozarski, Gonera, Antczak 1988), należy przypomnieć również wcześniejsze interpretacje dotyczące np. doliny Warty w odcinku przelomowym (Krzemiński 1965) czy Mrogi (Kurdowicz-Turkowska 1975), gdzie właśnie z młodszym dryasem wiązano zahamowanie erozyjnych tendencji rozwoju doliny i agradację, która złożyła osady terasy niskiej. Zgodnie ze schematem E. Falkowskiego (1975),



w młodszym dryasie w dolinach Niżu Polskiego powrócił odpływ roztokowy. W dolinach rzek karpackich, na granicy alleröd – młodszy dryas stwierdza się ostrą zmianę warunków sedymentacyjnych – osady organiczne przykrywane są przez mady, a mułkowate przechodzą w piaski. W wyniku rozrzedzenia pokrywy roślinnej nastąpiło ożywienie transportu rumowiska, wzrosła częstotliwość powodzi, typowa była agradacja den dolinnych przy jednoczesnej erozji bocznej (Starkel, Gębica 1992).

Należy więc podkreślić, że chociaż generalnie późny vistulian charakteryzuje się dodatnim bilansem erozji, to w górnych odcinkach dolin i tym razem bilans ten może być ujemny. Podobnie jest w dolinach denudacyjnych na Wyżynie Łódzkiej, gdzie seria tzw. piasków drobnolaminowanych (górných) zalega nad górnoplenivistuliańskim poziomem kamienistym (Klatkova 1965, 1989).

Jak wiadomo, granica późny vistulian/holocen zaznacza się w diagramach pyłkowych poprzez gwałtowny spadek zawartości pyłku roślin zielnych (NAP), a wzrost pyłku brzozy i sosny, świadczące o rozwoju zwartych pokryw leśnych. Ocieplenie i zmniejszenie opadów jest więc jednoczesne ze zmniejszeniem spływu powierzchniowego i zahamowaniem występowania wysokich stanów wód, co w osadach paleokoryt wyraża się poprzez zanik wkładek piaszczystych i rozwój zwartych wypełnień organicznych. Na przykład we wspomnianym już starorzeczu Proсны w Brzezinach, podczas preboreału i boreału miało miejsce wypełnianie torfowe, przy czym w drugim okresie był to torf drzewny, wskazujący na wkroczenie lasu. Wypełnienie zachodziło z prędkością 0,9–0,6 mm/rok, czyli było trzy–cztery razy wolniejsze niż w młodszym dryasie, a około 8500 lat BP zakończyło się (Rotnicki, Latałowa 1986). Warunki progowe powodują nowe odcięcia koryt, np. Wisły, w których spąg wypełnień datowany jest na okres preborealny (Mycielska-Dowgiałło 1987, Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło 1987) (rys. 2). Naczelną cechą rozwoju den dolinnych we wczesnym holocenie, w warunkach ciągłej pokrywy leśnej, a więc uregulowanego odpływu, są tendencje do zmniejszania parametrów meandrów i zwężania pasa meandrowego. Obok starszych dokumentacji, opartych na analizie zdjęć lotniczych (Falkowski 1975, Szumański 1982, 1983) należy wyróżnić badania określające – obok parametrów poziomych – również głębokość i spadek koryt, prowadzące do estymacji paleoprzepływów (Rotnicki 1983). Na przykładzie doliny Warty możemy powiedzieć, że przystosowanie się koryt do zmiany warunków odpływu u progu holocenu wywołało zmniejszenie ich średniej szerokości o około jedną czwartą (w środkowej Warcie z 58,9 m do 45,0 m), a średniej głębokości o prawie połowę (z 3,64 m do 2,17 m), podobnie jak promienia meandrowego (z 247,1 m do 140,6 m) (Kozarski 1983 b). W dolinach o tendencjach do agradacji w holocenie omawiane zmiany wczesnoholocenijskie zachowane są w stanie kopalnym. Przykładem jest tutaj dolina górnego Neru, gdzie małe koryta z wypełnieniem organicznym datowanym na  $8400 \pm 150$  lat BP,

8350 ± 160 lat BP i 8170 ± 220 lat BP, rozcinające późnovistuliańskie odsypy meandrów wielkopromiennych, zalegają około 4,5 m od współczesnej powierzchni dna.

Jak wynika z przedstawionego przeglądu wyników badań, rozpoznanie rozwoju dolin w ekstraglacialnej części Nizy Polskiego w okresie przejściowym plejstocen – holocen można uznać za zaawansowane. Szczególnie korzystne dla ogólnego stanu wiedzy wydaje się prowadzenie badań w dolinach bardzo różnej wielkości, różnie usytuowanych w stosunku do linii czoła lądolodu o i różnych warunkach lokalnych. Sytuacja ta oddaje naturalną złożoność zjawisk. Ujemną stroną faktu zaangażowania w badania dolinne i rzeczne wielu ośrodków i osób jest często odmienna metodyka badań oraz różny stopień ich zaawansowania, co utrudnia, a czasami uniemożliwia, porównywanie wyników. Dalsze wysiłki prowadzące do ujednoczenia tych metod, podejmowane między innymi w ramach kolejnych ogólnopolskich lub międzynarodowych programów badawczych oraz dążenie do coraz pełniejszego uzupełnienia metod opisowych metodami ilościowymi i modelowymi można uznać za najogólniej wytyczony kierunek postępowania w najbliższym czasie. Większą uwagę należy zwrócić na ocenę charakteru czynników rozwoju poszczególnych dolin oraz dążyć do możliwie precyzyjnego odróżniania czynników ogólnych, głównie klimatu i jego bezpośrednich pochodnych, od czynników lokalnych. Coraz wyraźniej zdajemy sobie sprawę, że procesy fluwialne również w ujęciu paleogeograficznym powinny być analizowane na tle charakterystyki wszystkich innych elementów środowiska i ich wzajemnych powiązań (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988). Konieczność ekologicznego spojrzenia w interpretacjach paleogeograficznych omawianego okresu przejściowego plejstocen – holocen była silnie podkreślona na wspomnianej już konferencji w Łodzi w październiku 1992 r. W ramach oceny roli poszczególnych odcinków czasowych tego okresu w kształtowaniu współczesnego środowiska przyrodniczego oraz oceny stopnia ich dotychczasowego rozpoznania uznano, że szczególnie duże zainteresowanie badawcze powinno być skierowane na fazę młodszego dryasu.

#### LITERATURA

- Antczak B., 1985, *Rhythmites on lower terraces of the Warta river, Poland, and their paleohydrologic implications*. Quaest. Geogr., Special Issue, 1.
- Andrzejewski L., 1991, *The course of fluvial processes in the lower Bzura river valley during the last 15 000 years*. Geogr. Stud. Special Issue, 6.
- Baraniecka M. D., 1982, *Stanowiska osadów środkowego vistulianu w rejonie Belchatowa*. [W:] *Czwartorzęd rejonu Belchatowa. I Sympozjum*. Wrocław-Warszawa.
- Baraniecka M. D., Konecka-Betley K., 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin*, Geogr. Stud., Special Issue, 4.

- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost-Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*. Biul. Inst. Geol., 198.
- Falkowski E., 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the holocene*. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, 9.
- Falkowski E., 1980, *Problemy genezy i interpretacji ukształtowania doliny środkowej i dolnej Wisły*. Przegł. Geol., 6.
- 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:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*. Geogr. Stud., Special Issue, 4.
- Gonera P., Kozarski S., 1987, *River channel changes and rough paleodischarge estimates for the Warta River, West - Central Poland*. Geogr. Ann., 69 A (1).
- Goździk J., 1992, *Etudes des fentes de gel en Pologne Centrale*. Biul. Perygl., 33.
- Goździk J., Wachęcka L., 1992, *Stanowisko Antoniew - Interferencja materiału glacialnego i peryglacialnego w dolinach systemu dolnej Bzury*. [W:] *Przewodnik konferencji: Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen - holocen*. Łódź.
- Klatkowska H., 1965, *Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi*. Acta Geogr. Lodz., 19.
- Klatkowska H., 1989, *Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin, przykłady z Wyżyny Łódzkiej*. Acta Geogr. Lodz., 59.
- Kozarski S., 1983 a, *River channel changes in the middle reach of the Warta valley. Great Poland Lowland*. Quater. Stud. Pol., 4.
- Kozarski S., 1983 b, *River channel adjustment to climate change in west central Poland*. [W:] *Background to Palaeohydrology*. J. Wiley and Sons Ltd., Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
- Kozarski S., 1991, *Paleogeografia Polski w vistulianie*. [W:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., Gonera P., Antczak B., 1988, *Valley floor development and palaeohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland)*. [W:] *Lake, Mire and River Environments during the last 15 000 years*. Balkema, Rotterdam.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*. PTPN. Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. TPN, 19.
- Krzemiński T., 1965, *Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską*. Acta Geogr. Lodz., 21.
- Kuydowicz-Turkowska K., 1975, *Rzeczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi*. Acta Geogr. Lodz., 36.
- Manikowska B., 1992 a, *Etat des études des processus éoliens dans la région de Łódź (Pologne centrale)*. Biul. Perygl., 33.
- Manikowska B., 1992 b, *Stanowisko Kamion-Młodzianaszek. Późnovistuliańskie wydmy i gleby kopalne fazy Epe (Kamion), Boling i Allerod w dolinie Wisły u ujścia Bzury*. [W:] *Przewodnik konferencji: Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen - holocen*. Łódź.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1987, *Morphogenesis of Vistula valley in northern part of Sandomierz Basin in the Late Glacial and Holocene*. Geogr. Stud., Special Issue, 4.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, *Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland*. Folia Quater., 57.
- Rotnicki K., 1983, *Modelling past discharges of meandering rivers*. [W:] *Background to Palaeohydrology*. J. Wiley and Sons Ltd., Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
- Rotnicki K., 1986, *Granica zasięgu zlodowacenia vistulianu granicą obszarów o różnym stopniu eolizacji z ostatniego okresu zimnego*. Spraw. Pozn. TPN, 105 [za 1984 r.].
- Rotnicki K., 1988, *Main phases of erosion and accumulation in the Prosna valley in the last glacial - interglacial cycle*. Geogr. Polon., 53.

- Rotnicki K., Borówka R. K., 1990, *New data on the age of the maximum advance of the Vistulian ice sheet during the Leszno Phase*. Quater. Stud. Pol., 9.
- Rotnicki K., Latałowa M., 1986, *Paleohydrology and fossilization of a meandering channel of Yanger Dryas age in the middle Prosna river valley*. Quater. Stud. Pol., 7.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1988, *Late Vistulian and Holocene channel forms and deposits on the middle Prosna River and their palaeohydrological interpretation*. Quaest. Geogr., 13.
- Rotnicki K., Starkel L., 1991, *Ewolucja den dolin*. [W:] *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa.
- Sarnacka S., 1987, *Evolution of the Vistula valley between the outlets of Radomka and Oider rivers in the Late Glacial and Holocene*. Geogr. Stud., Special Issue, 4.
- Starkel L., 1983 a, *Progress of research in the IGCP – 158 A, Fluvial environment*. Quater. Stud. Pol., 4.
- Starkel L., 1983 b, *The reflexion of hydrological changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*. [W:] *Background to Paleohydrology*. J. Wiley and Sons, Ltd., Chichester, New York.
- Starkel L., (red.), 1990, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part III*. Geogr. Stud., Special Issue, 5.
- Starkel L., Gębica P., 1992, *Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 18 000–8000 lat BP w południowej Polsce*. Przegl. Geol., 10 (474).
- Szumański A., 1982, *The evolution of the Lower San river valley during the late Glacial and Holocene*. Geogr. Stud., Special Issue, 3.
- Szumański A., 1983, *Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland*. Quater. Stud. Pol., 4.
- Turkowska K., 1988, *Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie*. Acta Geogr. Lodz., 57.
- Turkowska K., 1990, *Main fluvial episodes in the Ner valley in the last 22 000 years; a detailed study at Lublinek near Łódź, Central Poland*. Quater. Stud. Pol., 9.
- Turkowska K., 1992 a, *La morphogenèse périglaciaire dans les vallées fluviales du Plateau de Łódź et sa différenciation dans le temps et dans l'espace*. Biul. Perygl., 33.
- Turkowska K., 1992 b, *Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 20 000–8000 lat BP na niezlodowaconych, nizinnych obszarach Polski*. Przegl. Geol., 10 (474).
- Turkowska K., 1992 c, *Lublinek – Metachronizm procesów dolinnych w dorzeczu górnego Neru w okresie 20 000–8000 lat BP*. [W:] *Przewodnik konferencji: Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen – holocen*. Łódź.
- Wiśniewski E., 1987, *Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Plock Basins during the last 15 000 years*. [W:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*. Geogr. Stud., Special Issue, 4.
- Witt K., 1975, *Rekonstrukcja kierunku przepływu wód w poziomie najwyższej terasy przelomowego odcinka Warty pod Poznaniem*. Bad. Fizjogr. Pol. Zach., ser. A, 27.
- Żurek S., 1991, *Geomorfologia pradoliny Biebrzy*. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 372.

Instytut Geografii Fizycznej  
i Kształtowania Środowiska  
Uniwersytetu Łódzkiego

Artykuł złożono do druku w 1993 r.

## SUMMARY

During the transition period between Pleistocene and Holocene, from 20 000 to 8000 BC, river valleys were subject to the impact of vistulian ice-sheet or to the influence of periglacial climate. Their development was dependent on their width and position in relation to the edge of the ice-sheet.

In the southern part of the Polish Plain three areas where advanced river valley research is carried out can be distinguished (Fig. 1). The first of these is the middle Vistula valley which was formed by water inflow from the upper mountainous part of the basin and by the direct influence of the Scandinavian ice-sheet. The second area where research is the most advanced methodologically encloses the Prosna river valley and the middle Warta river valley. The Prosna valley was situated in a periglacial zone and the Prosna base level changed according to the vistulian ice-sheet location. The middle Warta river valley was embraced by the Leszno stage zone and thus is of pradolina origin. The Łódź Upland situated on a watershed is the third area of valley studies. Here the research is concerned with the upper parts of small valleys, where climatic and glacial factors did not mingle with each other. Also investigations of denudational valley infill are valuable for the valley studies.

During the transitional period three stages of river valley development (Fig. 2) can be recognized:

1. 20 000–14 500 B.C. – the braided river phase with glacial, periglacial and mixed supplies. Aggradation of valley floors was characteristic of the phase and cut and built terrace formation occurred rarely.

2. 14 500–10 000 B.C. – the complex phase of valley floor cutting with simultaneous change from braided to widely meandering channel patterns. Present results show that the alternation did not occur at the same time in different valleys or even fragments of valleys and was strongly dependent on local conditions.

3. 10 000–8000 B.C. – the meandering river phase with decreasing meander proportions until mezo-Holocene.

In general the state of knowledge of valley development in non-glaciated regions of the Polish Plain in the transition period is regarded as advanced. That is, to a considerable extent, the result of various conditions in the areas where the studies are conducted.

It is recommended that the research methods should be perfected and standardized. This would enable the distinction and comparison of local and general determinants of valley evolution to be made more precisely. Expansion of model application from the Warta river study area to others would speed the transition from quality to quantity characteristics of the process.