

Odczytywanie tych zdarzeń w południowej części Niżu Polskiego, położonego poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia, rozpoczęło się zaledwie kilka dekad temu (Falkowski 1967, 1970; Kozarski, Rotnicki 1977; Falkowski 1982; Tomczak 1982; Kozarski 1983; Szumański 1983; Wiśniewski 1987; Starkel 1977, 1983, 1988; Turkowska 1988). Jeżeli chodzi o dolinę Bugu, mimo trwających badań, niewiele dostarczono informacji na temat warunków jej rozwoju i czwartorzędowej morfogenezy. Bardziej kompleksowe próby geologiczno-morfologicznego rozpoznania doliny podjęto na odcinku granicznym z Ukrainą (Rzechowski 1963; Harasimiuk i in. 1995; Wojtanowicz 1995; Szwajgier 1998; Harasimiuk, Szwajgier 2004), jak również poza nim (m.in. Zaborski 1927; Kondracki 1933; Falkowski 1970; Terpiłowski i in. 2004), pozostawiając na uboczu zaś tę część, gdzie rzeka stanowi granicę z Białorusią.

Celem moich badań jest identyfikacja procesów fluwialnych zachodzących w dolinie Bugu, dużej dolinie rzecznej położonej w strefie marginalnej jednego ze starszych zlodowaceń. Odczytania zapisu zdarzeń bezpośrednio po ustąpieniu mas lodowych dokonano głównie na podstawie dostępnej literatury i pewnych przesłanek wynikających z analizy budowy geologicznej oraz rzeźby terenu, zaś szczegółową analizą objęto te zdarzenia, które zapisane są w formach i osadach dna doliny. Prace badawcze prowadzono głównie wzdłuż lewobrzeżnej (polskiej) części doliny. Charakterystykę przebiegu procesów fluwialnych prawobrzeżnej (białoruskiej) części doliny, w związku z brakiem możliwości prowadzenia prac terenowych, oparto głównie na analizie zgromadzonego materiału kartograficznego.

OBSZAR BADAŃ

Badaniami objęto odcinek doliny środkowego Bugu pod Janowem Podlaskim, między Zaczopkami a Gnojnem (ryc. 1). Charakteryzuje się on generalnie kotlinowato-przewężeniowym zarysem. Przeważnie szerokie (do 6 km) dno doliny zwęża się w przełomie do 1,5 km, a jej łagodne zbocza przechodzą w wyraźną krawędź o wysokości do 30 m. W zależności od szerokości doliny zmieniają się parametry koryta. Swobodnie meandrująca w rozszerzeniu rzeka $P = 1,54$ (wskaźnik rozwinięcia rzeki *vide* Leopold, Wolman 1957; Brice 1964) ulega w przełomie „skrępowaniu”, a koryto staje się kręte $P = 1,08$.

Ten unikatowy, nietypowy jak dla rzeki nizinnej charakter rzeźby fluwialnej podkreśla dodatkowo dobrze zachowany system teras z żywą mezo- i mikrorzeźbą. Najlepiej zachowały się terasy między Derłem a Piaskami. Tu przy znacznej szerokości doliny zaznaczają się w postaci wąskich półek lub izolowanych wysp dwie nadzalewowe terasy vistuliańskie oraz rozległa holocenińska równia zalewowa. Powierzchnia wyższej terasy nadzalewowej, wykształconej w postaci wąskiej listwy przyległej do zbocza doliny, nie wykazuje śladów zróżnicowania. Niższa vistuliańska terasa nadzalewowa odznacza się szerokimi i długimi paleoodsypami (ławicami) oraz rozdzielającymi je nieckowatymi kanałami. Holoceniską równię zalewową wyróżniają zróżnicowane skalą odcięte meandry z towarzyszącymi im wałami meandrowymi. Strefę przełomową cechuje inny typ rzeźby. Można tu jedynie wyróżnić wąską równię zalewową wraz z charakterystycznymi dla niej formami erozyjno-depozycyjnymi.

STRUKTURALNE ZAŁOŻENIA DOLINY

Objęty opracowaniem odcinek doliny Bugu położony jest w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 2A), w obrębie zrębu łukowskiego, należącego do waryscyjskich jednostek strukturalnych. Zarówno granice zrębu, jak i dyslokacje w jego obrębie mają postać uskoku normalnych i normalno-przesuwczych o kierunku NE–SW. Dyslokacje te reaktywowane były w kolejnych

etapach aktywności tektonicznej i odmładzane w wyższych piętrach strukturalnych (Żelichowski 1972). Wśród tych uskoków, o podobnym NE–SW ukierunkowaniu, podłoże krystaliczne tej części doliny Bugu przecina uskoki Janowa Podlaskiego (rów tektoniczny Janowa Podlaskiego *sensu* Nitychoruk 1994). Przyjmuje się, że jego reaktywowanie w postaci obniżania dna następowało prawdopodobnie w neogenie wskutek ruchów alpejskich (faza sawska, attycka, wołoska). Zaangażowanie tektoniczne tego obszaru mogło mieć miejsce jeszcze u schyłku zlodowacenia Wisły, na co wskazuje zróżnicowana miąższość osadów budujących terasę nadzalewową. Nie wyklucza się również jego holocenijskiej aktywności (Nitychoruk i in. 2003). Obecny zrzut w obrębie rowu wynosi 50 m (ryc. 2B).

CZWARTORZĘDOWA EWOLUCJA DOLINY

Plejstocen. Ukształtowana przedczwartorzędowa rzeźba strefy doliny uległa w znaczny sposób przemodelowaniu w wyniku kilkukrotnego nasunięcia lądolodów. W stropie utworów podczwartorzędowych (kreda pisząca – kreda górna, kampan) zaznacza się niewielkie obniżenie, do którego nawiązuje współczesny Bug. Jest ono wypełnione miąższą (do 110 m) sekwencją osadów glacyogenicznych. Zasadniczo w ich profilu litostratygraficznym można wyróżnić glacialne, limno- i fluwioglacjalne osady nidy 1, sanu 2, odry oraz piaski i mułki rzeczne vistulianu i holocenu (Nitychoruk i in. 2003).

Istnieją przesłanki, że dolina na tym odcinku została założona w obrębie rynny subglacialnej, związanej z warciańskim lądolodem. Wprawdzie dość kontrowersyjnie podchodzi się do zasięgu lądolodu warty w tej części Polski (Zaborski 1927; Nowak 1973; Mojski 1972; Lindner i in. 1985; Lindner 1988; Marks i in., 1995; Nitychoruk i in. 2003; Marks 2005), ale raczej zgodnie przyjmuje się lobowy charakter wykształcenia jego krawędzi, wskazując ponadto na dwie fazy nasunięć (Mojski 1972; Lindner 1988; Albrycht 1997; Terpiłowski 2000; Terpiłowski i in. 2004, Marks 2005). W fazie zasięgu maksymalnego lobu Bugu dotarł prawie do doliny Krzny, pełniąc w tym okresie rolę pradoliny, którą wody proglacialne odpływały na wschód do dorzecza Prypeci (Zaborski 1927; Marks, Lindner, Nitychoruk 1995; Harasimiuk i in. 2004). Wysoko położoną wysoczyznę wraz z mało zaznaczającymi się formami moreny czołowej Bug rozcina w okolicach Janowa Podlaskiego. Tu na blisko 4-kilometrowym odcinku, między Buczycami Starymi a Bulem Starym, rzeka tworzy przełom, jeden z najbardziej spektakularnych w całym „podlaskim przełomie Bugu” (terminologia za: Kondracki 1933). Do jego powstania mogło dojść w wyniku „przelania się wód” bezpośrednio po recesji lądolodu warty, tak jak to przyjmowali Woldstedt (1920) i Zaborski (1927) dla przełomu Bugu pod Mielnikiem (*vide* Terpiłowski i in. 2004). Za taką genezę przemawiają cechy rzeźby glacyogenicznej i fluwialnej tego obszaru.

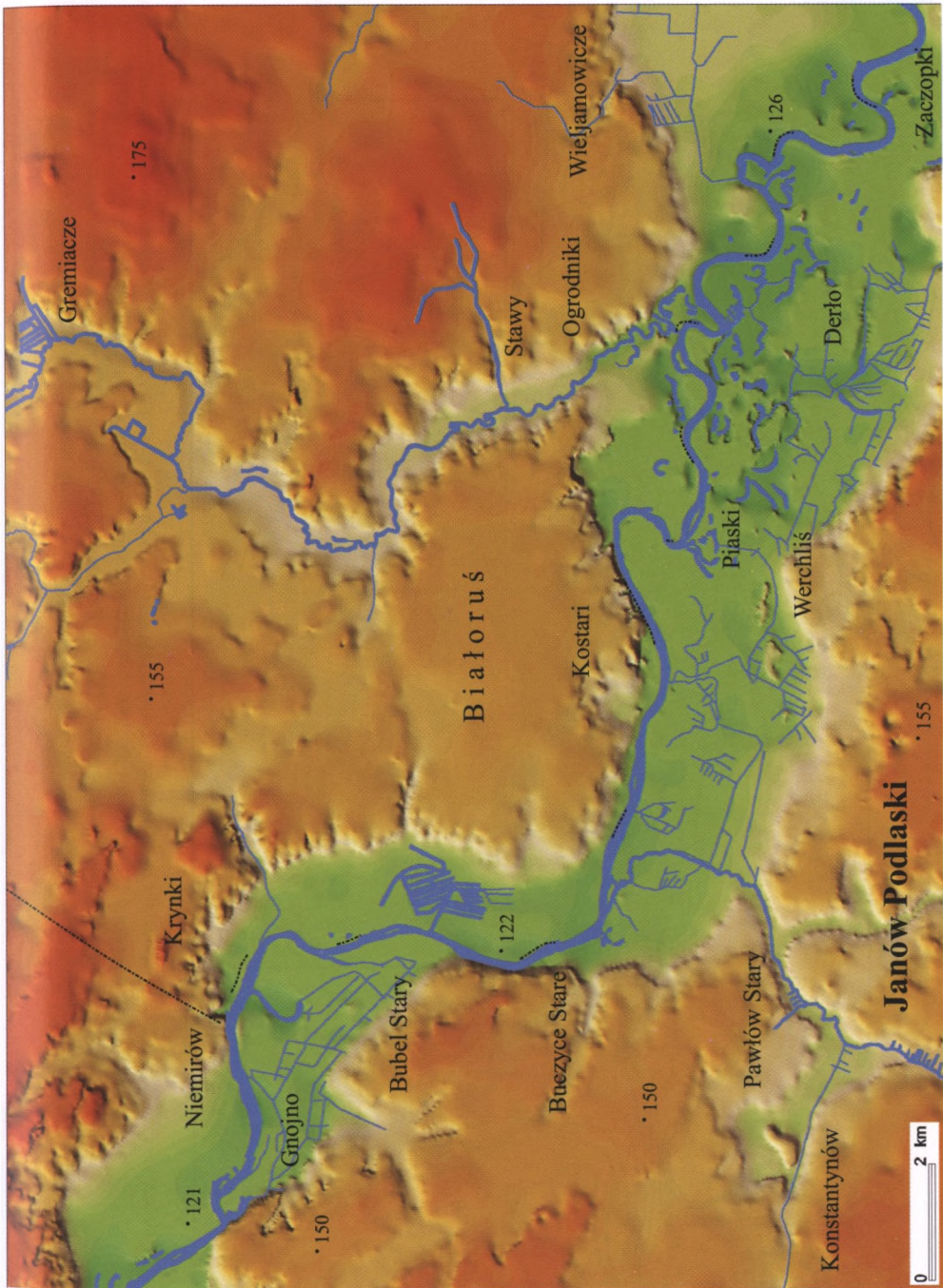
Okres postglacialny zaznaczył się w dolinie wykształceniem kilku poziomów terasowych. Wyróżniające się na powierzchni vistuliańskiej terasy nadzalewowej

formy wskazują jednoznacznie na ich rozwój w okresie funkcjonowania rzeki roztokowej. W świetle analizy wskaźników granulometrycznych według Folka i Warda (1957), paleoodosypy budują pylaste osady drobnopiaszczyste, średnia średnica ziarn (M_z) waha się w zakresie 2,50–2,95 ϕ (0,1294–0,1768 mm). Są to osady dobrze wysortowane, o czym świadczy σ_1 zawierający się w zakresie 0,22–0,45. Oznacza to, że sedimentacja odbywała się w warunkach dość ustabilizowanej dynamiki przepływu, pozwalającej na wytrącanie się materiału z zawiesiny. Zachodziła również depozycja z rytmicznego transportu przydennego w postaci saltacji. Zdeponowane osady reprezentują dolny ustrój prądu (przepływ podkrytyczny) w warunkach piaszkodennej rzeki roztokowej (*sensu* Zieliński 1998).

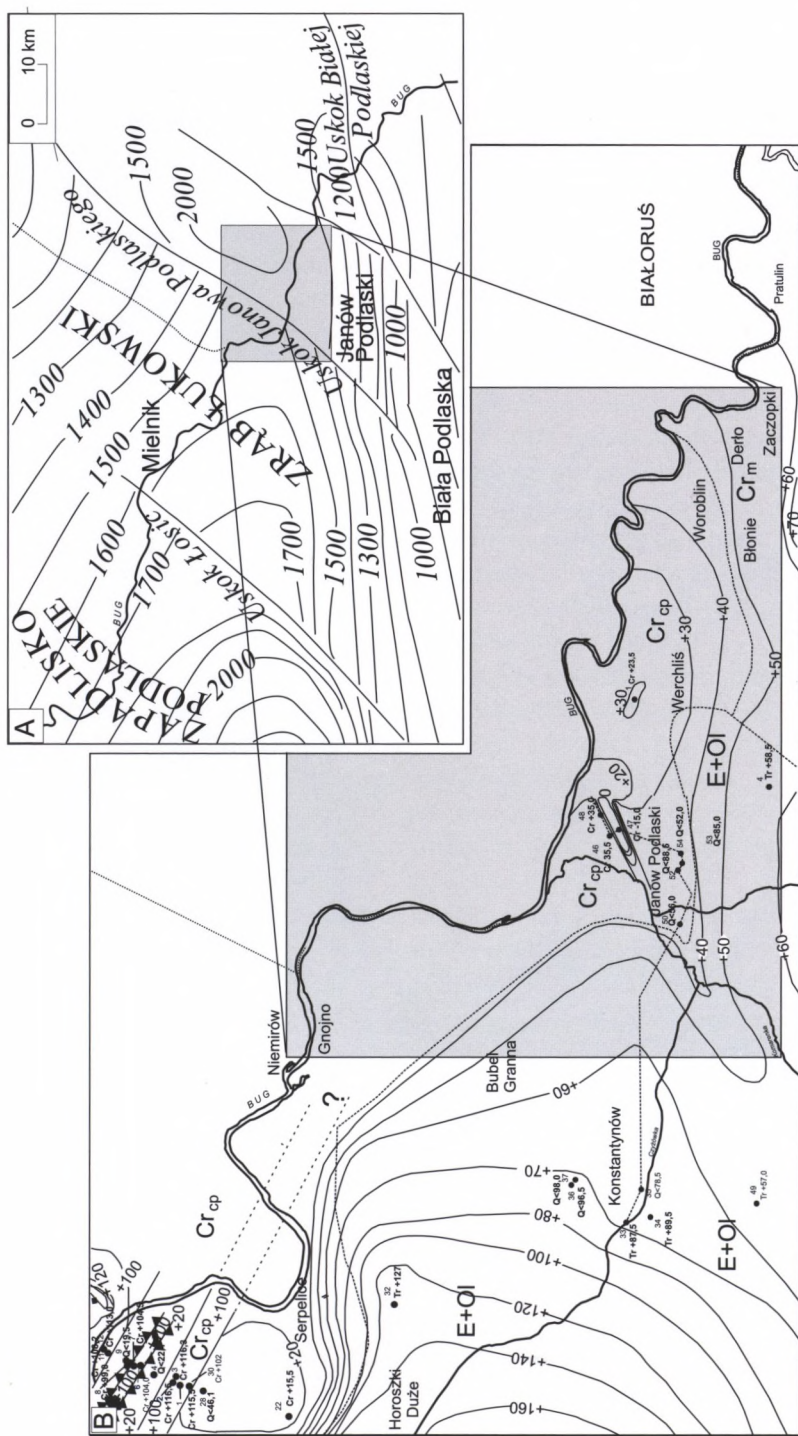
Intrygująca jest zewnętrzna równia zalewowa w okolicach Woroblina. Położona jest ona około 2 metrów poniżej niższej terasy nadzalewowej, na której powierzchni rysują się mało czytelne (ze względu na poprowadzone kanały melioracyjne) formy świadczące o okresie roztokowania Bugu. Wspomniany fragment równi nosi najprawdopodobniej ślady reorganizacji koryta z roztokowego na roztokowo-meandrujący jeszcze w ostatnim okresie glacialnym. Za taką genezą przemawiają łukowato wygięte zespoły długich i wąskich paleołań wyścielających rozległe (do 1 km) obniżenie. Dokładne określenie czasu i sposobu organizacji koryta wymaga jednak znacznie szczegółowszych badań.

Pod koniec okresu glacialnego nastąpiła kolejna istotna transformacja koryta. Bug osiągnął wówczas fazę meandrów wielkopromiennych. Z tego okresu pochodzi przypuszczalnie paleomeander w okolicach Zaczopek (ryc. 3), tworzący charakterystyczne, wypełnione torfami, rozległe łukowate obniżenie. Podcina on niszę podstokową prawdopodobnie o genezie termokrasowej, związaną z degradacją wieloletniej zmarzliny (podobne formy w dolinie Bugu w Obniżeniu Dubienki znajdował Szwajgier 1998).

H o l o c e n. W ostatnim, holocenijskim etapie ewolucji nastąpiły kolejne zmiany układu koryta. Zmiany te warunkował głównie klimat, a w ostatnich kilkuset latach dodatkowo działalność człowieka. Zmiana warunków klimatycznych (wzrost wilgotności i średniej temperatury powietrza – m.in. Lamb 1973) na przełomie okresu preborealnego i atlantyckiego powodowała w wielu dolinach ożywienie procesów fluwialnych (Gębica, Starkel 1987). Zwiększenie przepływów wpłynęło na pogłębianie i poszerzanie koryta, a wzmożona erozja boczna przyspieszyła rozwój i odcinanie meandrów. Zaowocowało to szybkim przeorganizowaniem meandrów wielkopromiennych w meandry o mniejszych promieniach (Szwajgier 1999). Powstawały liczne starorzecza, które również współcześnie pełnią rolę drugorzędnych koryt podczas wiosennych stanów powodziowych (Kusznerczuk 2007). Są one wtedy odmładzane i tworzą wraz z systemem koryt przelewowych skomplikowany wzór rzeki meandrowo-anastomozującej lub anastomozującej. Zmiana rozwinięcia koryta następuje głównie powyżej uskoku (rowu tektonicznego) Janowa Podlaskiego, w miejscu zmniejszonego spadku dna doliny. Taką zmianę lokalnego rozwinięcia koryta powyżej stref dyslokacyjnych, przecinających

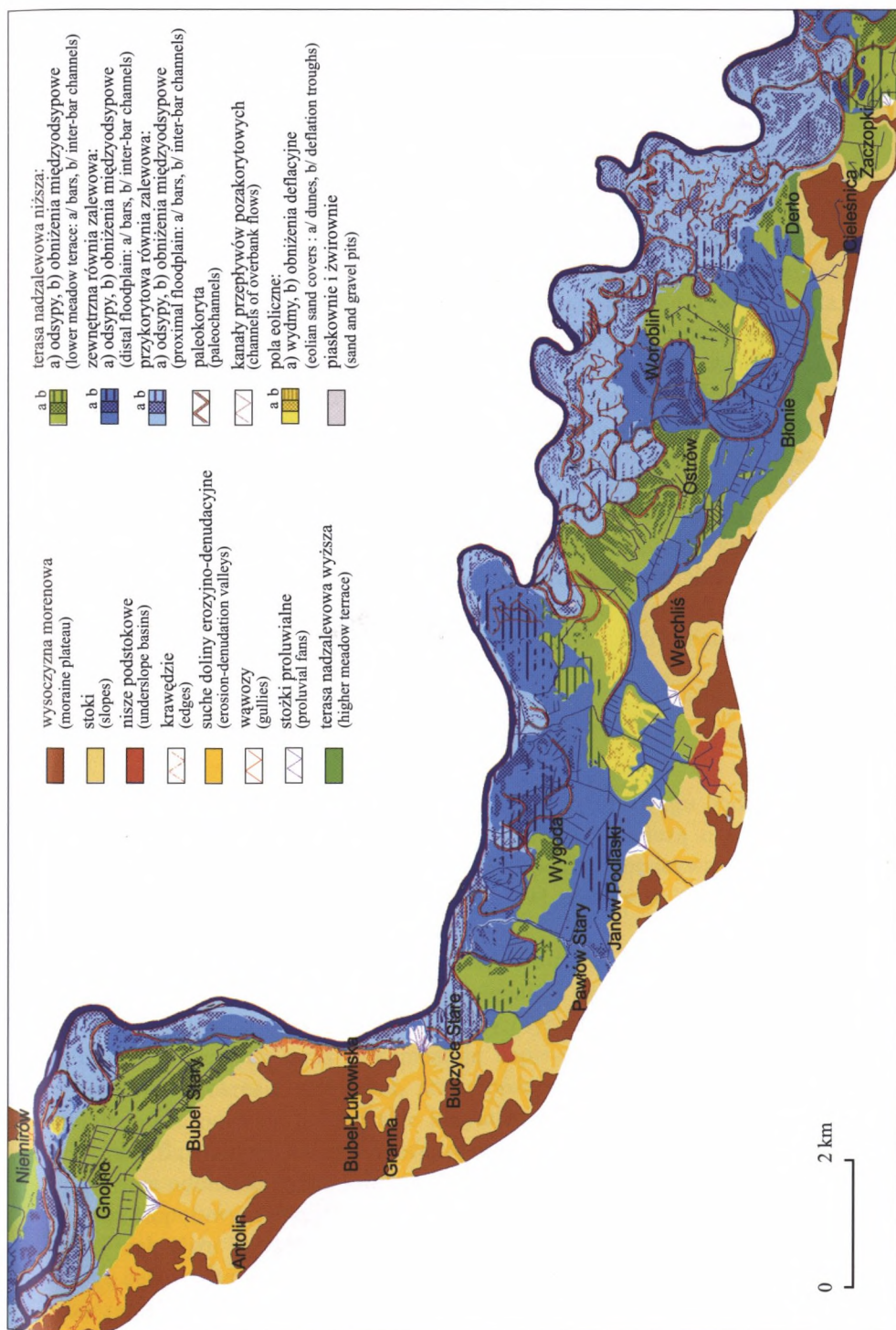


Ryc. 1. Zasadnicze rysy rzeźby doliny Bugu pod Janowem Podlaskim
Morphological sketch of the Bug river valley near Janów Podlaski



Ryc. 2. Położenie obszaru na tle: A – podziału tektonicznego (Żelichowski 1974), izohipsy oznaczają głębokość zalegania podłoża krystalicznego;

B – szkicu geologicznego odkrytego (Nitychoruk i in. 2003, w druku), izohipsy oznaczają strop utworów podzwartorzędowych. Location of the investigated area against the background of: A – tectonic division (Żelichowski 1974), isolines signify the depth of crystalline basement occurrence; B – uncovered geological sketch (Nitychoruk et al. 2003), isolines signify the depth of the sub-Quaternary surface



Ryc. 3. Sytuacja geomorfologiczna dna doliny Bugu pod Janowem Podlaskim
Geomorphological situation in the bottom of the Bug river valley near Janów Podlaski

poprzecznie dolinę Bugu na odcinku między Horodłem a Włodawą, zauważył również Szwejgier (1999).

Istotną rolę w kształtowaniu procesów fluwialnych warunkujących cechy morfogenetyczne doliny pełni działalność gospodarcza człowieka. W zlewniach wielu rzek, na skutek wylesiania oraz w wyniku intensyfikacji rolniczej, m.in. wprowadzenia upraw okopowych, doszło do zmniejszenia retencyjności dorzecza (Wyźga 1992) oraz zwiększenia intensywności spływu powierzchniowego (Klimek 1987). Wzrost dostawy osadów do koryta w wyniku intensyfikacji działalności rolniczej (Łajczak 1988) powoduje rozszerzanie i spłykanie koryta, zwiększając zdolność rzeki do przenoszenia materiału dennego (Carling 1983). Rzeka, która osiągnęła poziom równowagi, nie jest w stanie przetransportować tak dużej ilości rumowiska. Każde dodatkowe zasilanie osadami powoduje zatem jej przeciążenie. W profilu wodowskazowym Krzyczew (kilka kilometrów w górę rzeki) obliczony dla lat 1961–1990 stosunek średnich mas transportu rumowiska unoszonego do wleczonego (5:1) wskazuje na tendencję do osadzania osadów (Brański, Kondzielski 1976; Brański 2003). Wyraźne przeciążenie rzeki widoczne jest zwłaszcza w odcinku przełomowym. Jest to strefa agradacji mająca swoje odzwierciedlenie m.in. w powstawaniu odsypów korytowych. Rzeka ewoluuje ku wzorowi rzeki roztokowej. Taką kolejną transformację koryta obserwuje się także od około 300 lat, zwłaszcza dla Wisły Środkowej, zaś przyczyn jego „dziczenia” należy szukać w niezamierzonej działalności człowieka (Falkowski 1967; Falkowski 1970; Bański 1992).

UWAGI KOŃCOWE

Opisane cechy geologiczno-morfologiczne doliny Bugu pod Janowem Podlaskim wskazują na jej złożoną genezę. Badania świadczą o ścisłej zależności uwarunkowań jej rozwoju od ukształtowania podłoża podczwartorzędowego oraz od cech rzeźby postwarciańskiej. Ostatnie zaś zmiany w dolinie należy wiązać z gospodarczą działalnością człowieka.

Paleomorfologia doliny sugeruje istnienie rynny pra-Bugu wykorzystywanej początkowo przez wody roztopowe, a następnie – po przypuszczalnie warciańskim okresie „przelania się wód” – przez wody płynącej już na północ rzeki. System dobrze zachowanych teras dokumentuje zapis ewolucji koryta ze wzoru rzeki roztokowej w okresie vistulianu, przez późnoglacialną fazę meandrów wielkopromiennych, po małe holocenijskie koryta meandrowe. Takie zmiany w ewolucji systemów fluwialnych, odznaczające się m.in. zmianą parametrów koryt rzecznych, są głównie odbiciem zmian klimatu. Ostatni okres transformacji koryta, zaznaczający się stopniowym przejmowaniem cech rzeki roztokowej, obserwowany jest dla wielu rzek Niżu Polskiego od około 300 lat (m.in. Falkowski 1970). Biorąc pod uwagę cechy omawianego w tym opracowaniu granicznego odcinka doliny Bugu, „dziczenie” koryta obrazuje się w postaci kilku dość stabilnych odsypów koryto-

wych położonych głównie w strefie przełomowej. Ich wyraźny rozwój (przyrost zarówno w strefie proksymalnej, jak i dystalnej) zauważalny jest zwłaszcza w tym najmłodszym, zaledwie kilkudziesięcioletnim okresie. To najprawdopodobniej ślad gospodarczej działalności człowieka w dorzeczu w postaci wylesiania czy zmian użytkowania ziemi (z dużymi powierzchniowo skolektywizowanymi gospodarstwami włącznie). Niezwykle istotne, z punktu widzenia dynamiki procesów fluwialnych, byłoby określenie dalszych tendencji w kształtowaniu koryta.

LITERATURA

- Albrycht A., 1997: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Łosice wraz z objaśnieniami. Wyd. Geol., Warszawa.
- Babiński Z., 1992: Współczesne procesy korytowe Dolnej Wisły. Pr. Geogr. 157, Wrocław-Warszawa-Kraków: 169.
- Brański J., 2003: Transport rumowiska, [w:] J. Dojlido, W. Kowalczewski, R. Miłaszewski, J. Ostrowski: Rzeka Bug, zasoby wodne i przyrodnicze. IMGW, Warszawa: 72–80.
- Brański J., Kondzielski A., 1976: Charakterystyka ruchu rumowiska w granicznym odcinku rzeki Bug. Arch. IMGW, Warszawa.
- Brice J. C., 1964: Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska. US Geol. Surv. Prof. Paper 422-D: 1–41.
- Carling P. A., 1983: Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. Earth Surf. Proc. and Landforms, 8: 18.
- Falkowski E., 1967: Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. Biul. Inst. Geol., 198: 57–142.
- Falkowski E., 1970: Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. Biul. Geol., UW, 12: 5–121.
- Falkowski E., 1982: Some regularities of the valley floor evolution of the Middle Vistula river valley, [w:] L. Starkel (red.): Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geographical Studies IGiPZ PAN, Spec. Iss., 1: 9–20.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Jour. of Sedim. Petrol., 27: 1.
- Gębica P., Starkel L., 1987: The evolution of the Vistula valley at the northern margin of Niepołomice Forest during the last 15 000 years, [w:] L. Starkel (red.): Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geographical Studies IGiPZ PAN, Spec. Iss., 4: 71–86.
- Harasimiuk M., Rzechowski J., Sz waj g i e r W., 1995: Wpływ ruchów neotektonicznych na warunki rozwoju równi zalewowej i koryta Bugu w Obniżeniu Dubienki (Polesie Zachodnie). Annales UMCS, B, 48: 123–127.
- Harasimiuk M., Sz waj g i e r W., 2004: Ewolucja doliny Bugu na wołyńskim i poleskim odcinku w okresie późnego Wistulianu i w Holocenie. Monumenta Studia Gothica IV, Europa Barbaria, UMCS: 147–155.
- Harasimiuk M., Sz waj g i e r W., Terpiłowski S., 2004: Wpływ lądolodu zlodowacenia warty na rzeźbę północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.): Zlodowacenie warty w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin: 163–171.
- Klimek K., 1987: Man's impact on fluvial processes in the Polish Western Carpathians. Geogr. Ann., 69A: 221–226.
- Kondracki J., 1933: Terasy dolnego Bugu. Przegl. Geogr., 13, 2–4: 104–126.
- Kozarski S., 1983: River channel adjustment to climatic change in the west central Poland, [w:] Background to Paleohydrology: A Perspective. J. Wiley and Sons, Chichester.

- Kozarski S., Rotnicki K., 1977: Valley floors and changes of the river channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Würn and Holocene. *Quaest. Geogr.*, 4.
- Kusznierzuk M., 2007: Zróźnicowanie czynników morfotwórczych kształtujących współcześnie dolinę Bugu pod Janowem Podlaskim, [w:] M. Harasimiuk (red.): *Materiały z I Ogólnopolskiej Konferencji Geografów-Doktorantów*, Wydawnictwo Akademickie, Lublin, 12–14 czerwca 2006: 119–126.
- Lamb H. H., 1973: *Climate: Present, Past and Future*, 2. *Climatic History and the Future*, Methuen, London.
- Leopold L. B., Wolman M. G., 1957: River channel patterns – braided, meandering and straight. *US Geol. Surv. Prof. Paper* 282-B: 39–85.
- Lindner L., 1988: Zarys stratygrafii plejstocenu rejonu Białej Podlaskiej wraz z próbą korelacji z przyległymi obszarami Związku Radzieckiego. *Prz. Geol.*, 11: 637–647.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985: Zasięg i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (Saalian) między górną Wartą a Bugiem. *Prz. Geol.*, 32,2: 57–64.
- Łajczak A., 1988: Impact of various land use on the intensity of sediment runoff in the Polish Carpathians flysch catchments. *Interpraevent 1988-Graz, Tagungspubl.*, 3: 131–165.
- Marks L., 2005: Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Przegl. Geol.*, 53, 10/2: 988–993.
- Marks L., Lindner L., Nitychoruk J., 1995: New approach to a stratigraphic position of the Warta Stage in Poland. *Acta Geographica Lodziensia*, 68: 135–147.
- Mojski J. E., 1972: *Nizina Podlaska*, [w:] R. Galon (red.): *Geomorfologia Polski*, 2, Niż Polski. PWN, Warszawa: 318–362.
- Nitychoruk J., 1994: *Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia*. Rocznik Międzyrzeczki, 26, Międzyrzec Podlaski: 23–107.
- Nitychoruk J., Dzierżek J., Stańczuk D., 2003: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Janów Podlaski wraz z objaśnieniami. *PIG*, Warszawa.
- Nowak J., 1973: *Mapa geologiczna Polski 1: 200 000, ark. Biała Podlaska*, wyd. A., Wyd. Geol., Warszawa.
- Rzechowski J., 1963: Młodozwartorzędowe osady doliny Bugu w Okolicach Dubienki. *Annales UMCS, B*, 16: 37–60.
- Starkel L., 1977: *Paleogeografia holocenu*. PWN, Warszawa.
- Starkel L., 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 Paleohydrology: A Perspective*. J. Wiley and Sons, Chichester.
- Starkel L., 1988: Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet. *Geogr. Pol.*, 55.
- Szymański A., 1983: Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland. *Quaternary Studies in Poland*, 4: 207–216.
- Szwajgier W., 1998: Plejstoceńska ewolucja doliny Bugu w Obniżeniu Dubienki, [w:] R. Dobrowolski (red.): *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy*. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Lublin 3–6 czerwca 1998. *Przewodnik wycieczkowy*. Wyd. UMCS, Lublin: 275–289.
- Szwajgier W., 1999: Warunki rozwoju doliny Bugu na odcinku Horodło–Włodawa w czasie późnego wistulianu i w holocenie. *Ann. UMCS, B*, 54,6: 99–110.
- Terpiłowski S., 2000: Poglądy na zasięg oraz rozwój warciańskiej strefy glacialmarginalnej w obszarze nadbużańskim (stanowisko Mielnik–Małe Uszeście), [w:] S. Terpiłowski (red.): *Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glacialmarginalnej na Nizinie Podlaskiej*, Warsztaty Terenowe, Lublin–Mielnik 25–29 września 2000. *Materiały*. Lublin: 123–124.

- Terpiłowski S., Dobrowolski R., Górnikowska M., 2004: Przełom Bugu pod Mielnikiem – geneza i ewolucja środowiska fluwialnego, [w:] R. Dobrowolski, S. Terpiłowski (red.): Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski. Wyd. UMCS, Lublin: 275–280.
- Tomczak A., 1982: The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski in the Late Glacial and Holocene [w:] L. Starkel (red.): The evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geographical Studies IGiPZ PAN, Spec. Iss., 4, IGiPZ PAN.
- Turkowska K., 1988: Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia*, 57.
- Wiśniewski E., 1987: The evolution of the Vistula river valley between Warsaw and Płock Basins during the last 15 000 years, [w:] L. Starkel (red.): The evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geographical Studies IGiPZ PAN, Spec. Iss., 2, IGiPZ PAN: 171–187.
- Wojtanowicz J., 1995: Charakterystyka litologiczna i stratygraficzna osadów plejstoceniowych w dolinie Bugu koło Uhruska. *Annales UMCS, B*, 48: 297–309.
- Woldstedt P., 1920: Die Durchbrüche von Schtschara und Bug durch den westrussischen Landrücken, *Zeitschr. D. Gessel für Erdk. zu Berlin*: 215–225.
- Wyżga B., 1992: Zmiany w geometrii koryta i układzie facji jako odzwierciedlenie transformacji reżimu hydrologicznego Raby w ciągu ostatnich 200 lat. *Czas. Geogr.*, 63(3–4): 3–18.
- Zaborski B., 1927: Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Przegl. Geogr.*, 7: 1–52.
- Zieliński T., 1998: Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.): Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. *Wydz. Geogr. i Stud. Region. UW, Warszawa*: 195–257.
- Żelichowski A. M., 1972: Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263: 97.

SUMMARY

This paper is focused on the genesis and evolution of the Bug river valley near Janów Podlaski (borderland of the Belarus territory). In this area, the connection between geological and morphological situation and non-direct human activity is clearly visible. The section of the valley between Zaczopki and Gnojno has a variable width of the bottom. It changes from 6 to 1.5 km as a result of crossing the marginal zone of Wartanian ice-sheet. In the narrow part of the valley a gap is formed. In the cross-section of the wider bottom of the valley there are two higher terraces and the wide distal and proximal floodplains with many traces of the changing channel pattern from the Vistulian braided river through Late-Glacial large meanders to Holocene small meandering channels. Considering the existing natural conditions, which shape mainly the valley, the human impact is noticeable in the fast change of deposition processes. It is leading to the development of new morphological forms, especially in the channel. These are different types of bars, which are formed in the place where river competence is low. The Bug river has a tendency to braiding again.