



Wykorzystanie badań batymetrycznych w identyfikacji morfodynamiki stref korytowych rzek na przykładzie wybranych odcinków Wisły i Bugu

Tomasz Falkowski¹, Piotr Ostrowski¹



T. Falkowski



P. Ostrowski

The use of bathymetric studies to identify zones of channel morphodynamics of rivers, exemplified by selected sections of the Vistula and Bug rivers. *Prz. Geol.*, 65: 375–382.

Abstract. One of channel features, which seems to be important for river engineering projects, is possibility of existence of natural trends of currents distribution. The recurrence of thalweg direction can be connected among other reasons with the susceptibility to erosion of deposits that build up the channel zone. The aim of the study was determination of alluvia basement influence on channel morphodynamics. The article presents the results of bathymetric measurements that were carried out in two non-engineered sections of the Bug River channel within its Podlaski Gorge and two sections of the Middle Vistula: in the Basonia (Małopolska Gorge) and Dęblin (examples of engineered channel) regions. The study was conducted with the use of sonar coupled with a DGPS receiver. Measurements were performed under conditions of low

and medium water levels. The study also included geological research of the river channel (drillings). The analysis of channel morphology changes was performed in GIS environment. The studies have shown a link between morphology of the alluvia basement (composed of erosion-resistant deposits) and the flow directions. This phenomenon is observed in the river channel regardless of the flow rate.

Keywords: bathymetric measurement, river channel, thalweg line

GeSym 2016

Geologiczno-inżynierska prognoza opisująca stan i ewolucję procesów geodynamicznych przebiegających w efekcie zmian sposobu zagospodarowania (por. Kowalski, 1988), w przypadku badań koryt rzecznych (koryta wielkiej wody proksymalnej części równiny zalewowej; Allen, 1970; Miall, 1996) wymaga przede wszystkim określenia charakteru i dynamiki zmian rzeźby, które wiążą się ze zdefiniowanym reżimem hydrologicznym (Falkowski, 1967). Procesy kształtujące współczesne koryta rzek podlegają ewolucji (Vanderberghe, 2002), a jej główną przyczyną poza zmianami klimatycznymi (np. Knox, 2000) jest stały wzrost stopnia przeobrażenia środowiska zlewni rzeki i jej doliny przez człowieka (Falkowski, 1967, 1971, 1982; Starkel, 1983, 2001).

Poszczególne odcinki dolin rzek nizinnych mogą się charakteryzować odmiennym przebiegiem ewolucji środowiska fluwialnego. Fakt ten może wynikać ze zróżnicowania budowy geologicznej obszarów rozcinanych przez dolinę rzeczna (np. Migiros i in., 2011), a także z budowy geologicznej samej doliny (Falkowski, 2015). Na obszarze Niżu Polskiego podział dolin rzecznych na odmienne odcinki (odcinki morfogenetyczne, por. Falkowski, 1990, 1995) jest przede wszystkim skutkiem wyraźnej strefowości rzeźby tego obszaru (Różycki, 1972; Mojski, 2005), a także glacialnej poligenezy tych form (Falkowski, 1971; Florek,

1991; Musiał, 1992; Falkowski, 1995; Kobjek, 1996). Efektem niedojrzałości geomorfologicznej dolin jest brak w pełni wykształconego cokołu erozyjnego. Objawia się on między innymi (Falkowski, 1990) występowaniem bezpośrednio w dnie koryta lub pod niewielkiej miąższości warstwą piaszczystych aluwów morfologicznych kulminacji powierzchni stropowej ich podłoża, zbudowanych z utworów o większej odporności na rozmywanie (trudno rozmywalnych – Falkowski, 2007; Falkowska & Falkowski, 2015). Przebiegający współcześnie proces ewolucji środowiska fluwialnego, który polega na dalszym pogłębianiu się różnic pomiędzy przepływami i stanami ekstremalnymi rzek (Ozga-Zielińska, 1997), wyeksponował znaczenie takich kulminacji dla współczesnej morfodynamiki koryt (Falkowski, 2006; Ostrowski, 2011). Kulminacje podłoża aluwów, szczególnie w czasie wezbrań, mogą być odsłaniane w dnie koryta, a ich morfologia oddziałuje wtedy na układ głównego nurtu (Falkowski, 2007). Zróżnicowanie dynamiki przepływu w poszczególnych strefach koryta w konkretnych warunkach przepływu (Żelazo, 1992) powoduje, że jego powierzchnia jest odsłaniana spod warstwy aluwów korytowych tylko w określonych miejscach (np. w strefach intensywnej eworsji). Położenie takich miejsc powinno się jednak zmieniać odpowiednio do zmian wielkości natężenia przepływu (Leopold i in., 1964) i położenia mezofarm korytowych. Zmiany warunków przepływu na poszczególnych odcinkach koryta mogą być także związane z budową i stopniową deterioracją budowli regulacyjnych.

Celem badań było określenie charakteru zmian morfologii koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Wisły i Bugu, a także identyfikacja na tej podstawie trwałych

¹ Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa; tomasz_falkowski@sggw.pl, piotr_ostrowski@sggw.pl.

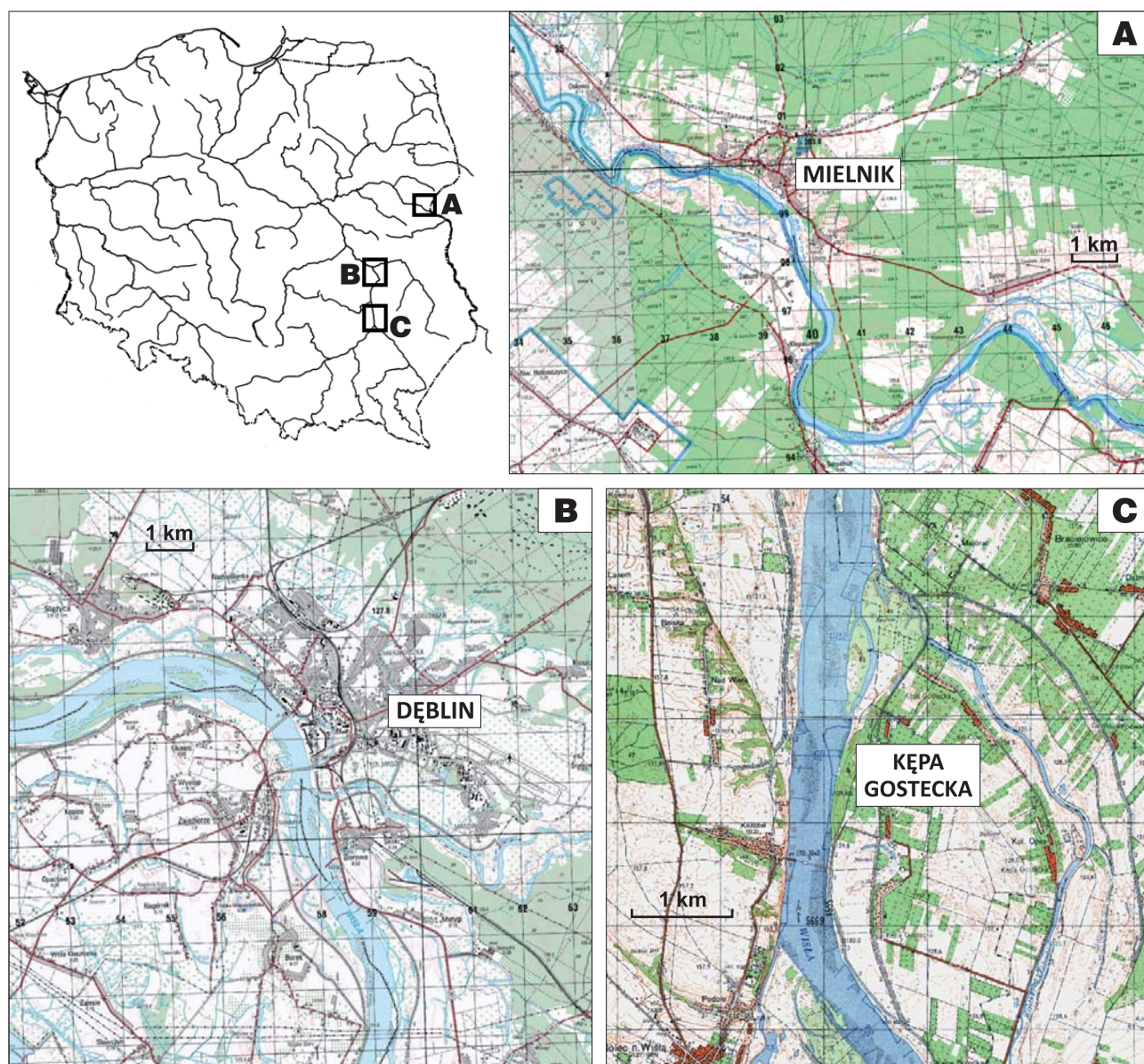
elementów ich morfodynamiki oraz określenie ich związku z budową geologiczną koryta (głównie położeniem stropu i litologią podłoża aluwów). Badania te obejmowały odcinek doliny Wisły od Annopola do Modlina oraz odcinek Bugu od Niemirowa do Mierzwic. Identyfikacja określonych tendencji w procesie kształtowania się rzeźby dna koryta może być przydatna w konstruowaniu geologiczno-inżynierskich prognoz dotyczących bezpieczeństwa budowli hydrotechnicznych w korycie (Falkowski, 2007) oraz bezpieczeństwa budowli ochrony przeciwpowodziowej (Wierzbicki i in., 2013). Powinna być także istotną podstawą dla projektów renaturyzacji koryt (Babiński, 2005; Żelazo & Poppek, 2002).

W niniejszej pracy zagadnienie zmian morfologii koryt omówiono na przykładzie dwóch wybranych odcinków uregulowanego koryta Wisły oraz nieuregulowanego i nieobwałowanego koryta Bugu na odcinku jego Podlaskiego Przełomu (ryc. 1). W dolinie Wisły analizowano odcinek rejonu Kępy Gosteckiej (330–335 km biegu rzeki), gdzie podłoże aluwów tworzą skały lite kredy górnej, a także

odcinek w rejonie Dębina (390–394 km biegu rzeki), gdzie cokolwiek erozyjny budują spoieste utwory oligocenu. Analizowane w niniejszej pracy dwa odcinki doliny Bugu są wykształcone w glacialnych osadach plejstocenu (ryc. 1).

METODYKA

Badania rzeźby dna koryta prowadzono z wykorzystaniem zestawu złożonego z echosondy jednozakresowej zintegrowanej z odbiornikiem DGPS działającym w systemie EGNOS. Zestaw ten umożliwiał jednoczesny pomiar głębokości wody w korycie i współrzędnych geograficznych punktu pomiarowego z częstotliwością jednej sekundy. Minimalna głębokość pomiaru wynosiła 0,35 m. Granice koryta i mezoform korytowych określano, używając ręcznych odbiorników DGPS. Pomiary prowadzono w warunkach różnych stanów wody, wykonując poprzeczne przekroje koryta oddalone od siebie od ok. 100 do 200 m. Założony przebieg przekrojów był weryfikowany także w trakcie prowadzenia badań, ze względu na występujące w korycie



Ryc. 1. Lokalizacja analizowanych odcinków rzek; **A** – 174–197 km biegu Bugu, **B** – 386–399 km biegu Wisły, **C** – 330–337 km biegu Wisły
Fig. 1. Location of the analysed channel reaches; **A** – Bug River 174–197 km, **B** – Vistula River 386–399 km, **C** – Vistula River 330–337 km

przeszkody, takie jak pozostałości rozmytych budowli regulacyjnych (w przypadku Wisły) czy mielizny. Punkty pomiarowe zagęszczono dodatkowo, wykonując wzdłuż biegu koryta jeden lub dwa profile batymetryczne. Wyniki punktowych pomiarów głębokości zostały poddane interpolacji w programie Surfer. Na jej podstawie wykonano mapy batymetryczne badanych odcinków. W przypadku odcinków koryta Wisły otrzymane mapy zostały przekształcone w mapy ukształtowania powierzchni dna koryta (mapy hipsometryczne). Opis takiej procedury zawiera praca Bracha i in. (2015).

Oprócz badań morfologii koryt rozpoznano litologię aluwii korytowych oraz ich bezpośredniego podłoża. Wiercenia geologiczne w korycie wykonywano zestawem do wierceń ręcznych rurowanych firmy Ejilkelkamp, z wykorzystaniem dwóch łodzi pneumatycznych.

WYNIKI BADAŃ

Odcinek 1, dolina Wisły, Kępa Gostecka

Na podstawie echosondażu wykonanego 26.06.2004 r. w warunkach stanów średnich stwierdzono, że przebieg głównego nurtu był w zasadzie zgodny z przebiegiem trasy regulacyjnej (ryc. 2). Rzędne dna koryta w linii głównego nurtu (płosa) osiągały wartości do 121 m n.p.m. W dnie koryta były widoczne odizolowane wyboje o charakterze kotłów eworsyjnych. Poniżej przeprawy promowej, pod prawym brzegiem stwierdzono odgaślenie głównego nurtu, biegnące w górę rzeki w kierunku nasady wału prze-

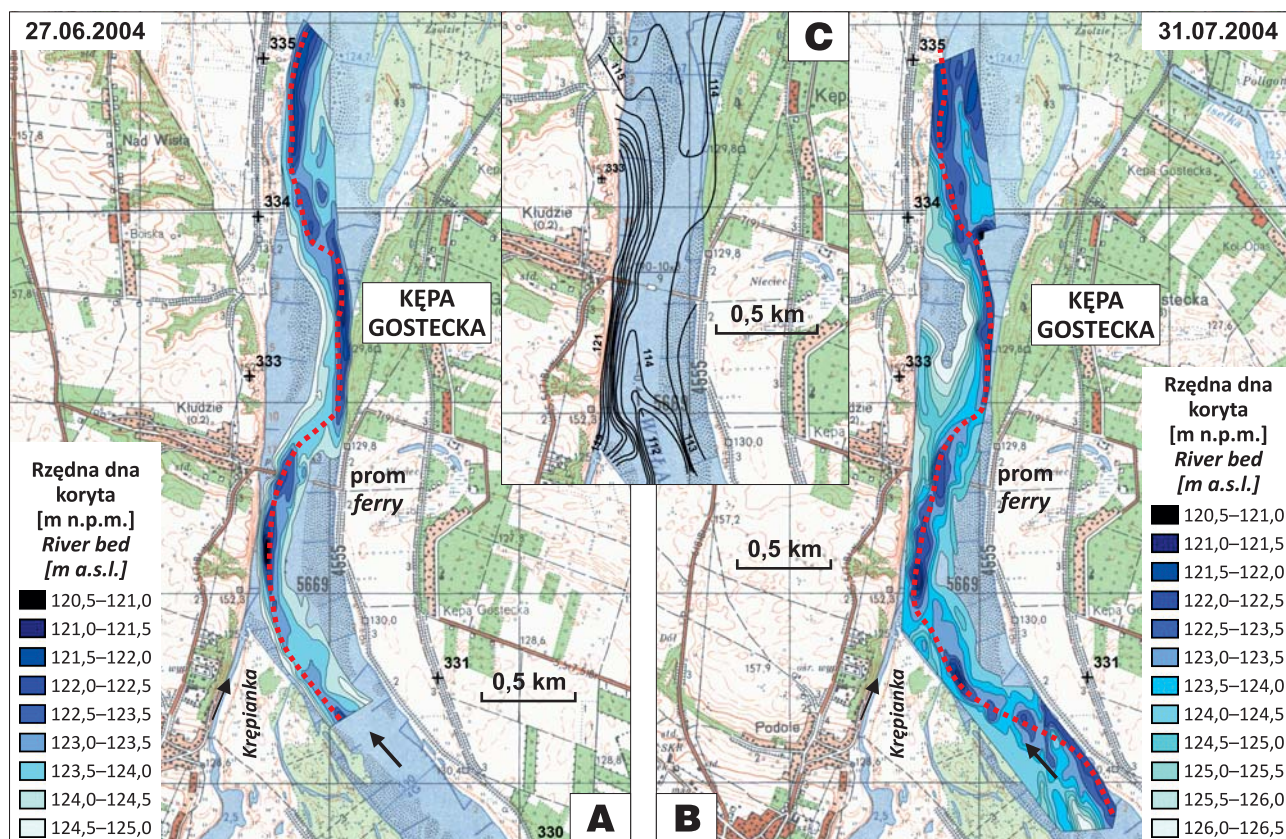
prawy promowej. Strefa ta znajduje się poza osią trasy regulacyjnej.

W czasie wezbrania (31.07.2004 r.) przebieg głównego nurtu był zgodny z kierunkiem zarejestrowanym w warunkach stanów średnich. Charakterystyczna dla tego mierzonego odcinka była większa ilość wybojów (kotłów eworsyjnych), w obrębie których minimalne rzędne dna wyniosły ok. 120 m n.p.m. Na wysokości 333,3 km od głównego nurtu oddzieliła się linia nurtu, która biegła pod lewym brzegiem koryta. Niezgodną z przebiegiem trasy regulacyjnej linię nurtu stwierdzono także pod prawym brzegiem w górę od 331 km oraz pod lewym brzegiem u ujścia Krepianki.

Podłoże aluwii na tym odcinku budują margle glaukonitowe, wapienie i opoki dolnego masztychu, przykryte ich gliniastą zwietrzeliną, zawierającą okruchy opok, margli, a także ziarna dobrze obtoczonego kwarcu. Sporadycznie w wierceniach spotykano otoczaki krystalicznych skał skandynawskich. Powierzchnia podłoża aluwii tworzy tu rynnę o osi zgodnej z przebiegiem współczesnego koryta. Rzędne stropu podłoża wynoszą przy lewym brzegu koryta (pod stromą, poprzecinaną wąskimi i głębokimi wąwozami skarpą wysoczyzny) ok. 123 m n.p.m., w jego części centralnej ok. 114 m n.p.m, a w rejonie prawego brzegu koryta ok. 116–117 m n.p.m.

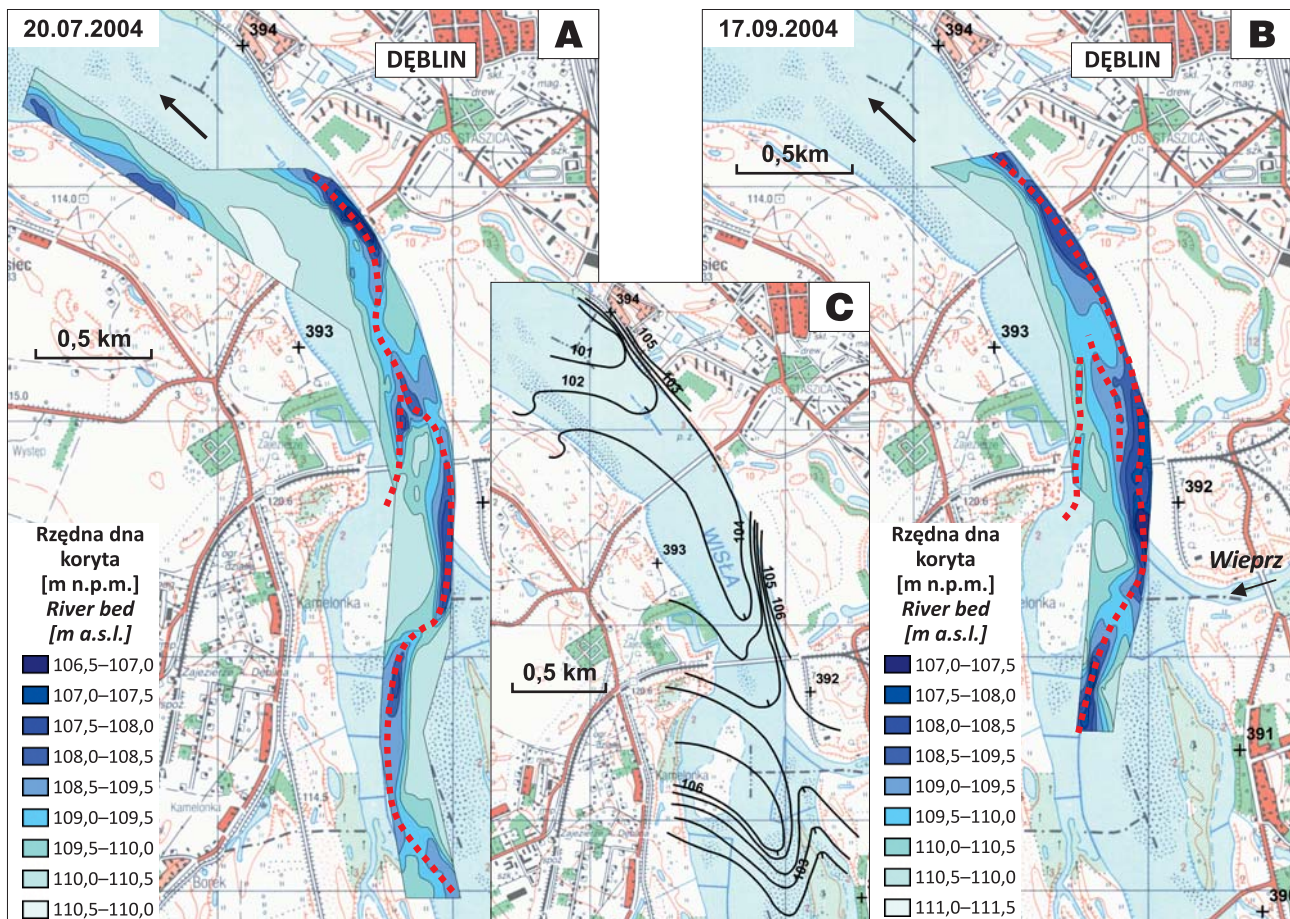
Odcinek 2, dolina Wisły, Dęblin

Badania morfologii dna koryta przeprowadzono w dniach 20.07.2004 r. i 17.09.2004 r. w warunkach stanów niskich (ryc. 3). W lipcu 2004 r. na wysokości 390 km



Ryc. 2. Porównanie wyników echosondaży koryta Wisły w okolicach Kępy Gosteckiej (A, B) oraz izolinie stropu podłoża aluwii (C); przerywana linia – przebieg nurtu

Fig. 2. Comparison of bathymetric measurements of the Vistula River channel near Kępa Gostecka (A, B) with isolines of the channel alluvia basement (C); dashed line – thalweg course



Ryc. 3. Porównanie wyników echosondaży koryta Wisły w Dęblinie (A, B) oraz izolinie stropu podłoża aluwii (C); przerywana linia – przebieg nurtu

Fig. 3. Comparison of bathymetric measurements of the Vistula River channel in Dęblin (A, B) with isolines of the channel alluvia base (C); dashed line – thalweg course

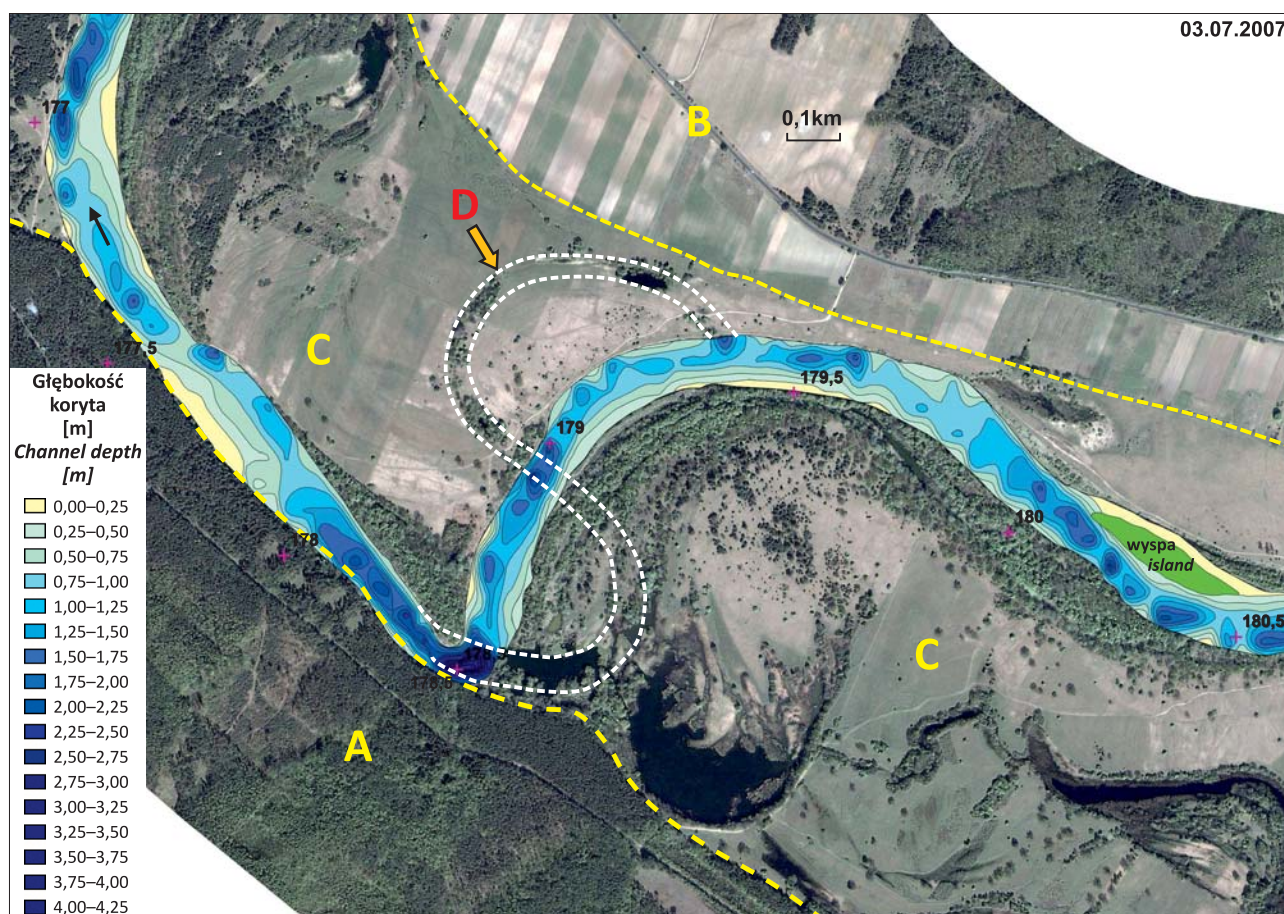
stwierdzono łączenie się dwóch linii nurtu – wschodniego, związanego z rynną erozyjną wód wezbraniowych biegnącą wzdłuż wału przeciwpowodziowego, oraz drugiego, mającego związek z osią trasy regulacyjnej. Nieco powyżej ujścia Wieprza główny nurt skręcał na NE, prześlizgując się po powierzchni kulminacji podłoża holocenijskich aluwii. Do mostu kolejowego główny nurt tworzył skoncentrowaną strefę. Poniżej niego w dnie koryta stwierdzono istnienie wybojów o charakterze kotłów eworsyjnych. Jest to strefa występowania bardzo wyraźnych wirów. Płoso na tym odcinku biegło pod prawym brzegiem koryta. Od 393,5 km głębsza rynna w korycie występowała także pod lewym brzegiem. Największą głębokość posiadało płoso w prześwicie mostu drogowego pod prawym brzegiem i nieco poniżej, gdzie rzędna dna wynosiła ok. 106,5 m n.p.m. Wybój ten jest związany z koncentracją strumienia na skutek oddziaływania filarów mostowych. We wrześniu 2004 r. ukształtowanie powierzchni dna było bardzo podobne. Minimalne jego rzędne były o ok. 0,5 m wyższe od stwierdzonych w lipcu.

Podłoże holocenijskich aluwii na omawianym odcinku budują gliny pylaste ze szczątkami organicznymi oligocenu dolnego (Zarski, 1991, 1993; Ziemińska-Tworzydło, 2005), przykryte lokalnie żwirowo-głazowym brukiem. Oprócz niego w podłożu holocenijskich aluwii stwierdzano obecność prawdopodobnie plejstocenijskich, silnie zagęszczonych osadów rzecznych, piasków i żwirów. Na ich powierzchni znajduje się także warstwa rezydualna zbudowana ze żwi-

rów i głazów. Powierzchnia podłoża aluwii w strefie korytowej tworzy rynnę biegnącą wzdłuż prawego brzegu współczesnego koryta Wisły. Na wysokości ustabilizowanego budowłami hydrotechnicznymi ujścia Wieprza, w centralnej części koryta stwierdzono obecność kulminacji – garbu (rys. 3C), którego powierzchnia znajduje się na rzędnej ponad 106 m n.p.m. Pełni ona rolę rygla, blokującego przepływ wielkich wód zgodnie z przebiegiem współczesnego koryta.

Odcinek 3, dolina Bugu, 177–179 km biegu rzeki

Echosondaż morfologii dna koryta Bugu wykonano w dniu 03.07.2007 r. w warunkach stanu średniego rzeki (ryc. 4). Charakterystyczną cechą jego ukształtowania na odcinku pomiędzy 177 a 180 km jest występowanie licznych wybojów o charakterze kotłów eworsyjnych. W rejonie 178,5 km występuje strefa największych na analizowanym odcinku głębokości, przekraczających 4,25 m. Koryto w tym miejscu pod kątem ostrym zmienia kierunek z N–S na SE–NW, biegnąc na odcinku ok. 1 km u podnóża skarpy wysoczyzny morenowej. Na powierzchni równiny zalewowej są widoczne ślady migracji koryt meandrowych, a także ślady współczesnych przepływów wezbraniowych (Ostrowski, 2011). Położenie najgłębszych kotłów eworsyjnych pokrywa się z miejscami przecięcia paleomeandra widocznego na wysokorozdzielczym zobrazeniu satelitarnym (ryc. 4).



Ryc. 4. Morfologia koryta Bugu na odcinku 177–179 km biegu rzeki; **A** – wysoczyzna morenowa, **B** – taras plejstoceniński, **C** – równia zalewowa, **D** – paleomeander

Fig. 4. Morphology of the Bug River channel in the reach 177–179 km of the river course; **A** – morainic plateau, **B** – Pleistocene terrace, **C** – floodplain, **D** – palaeomeander belt

Odcinek 4, dolina Bugu, 188–195 km biegu rzeki

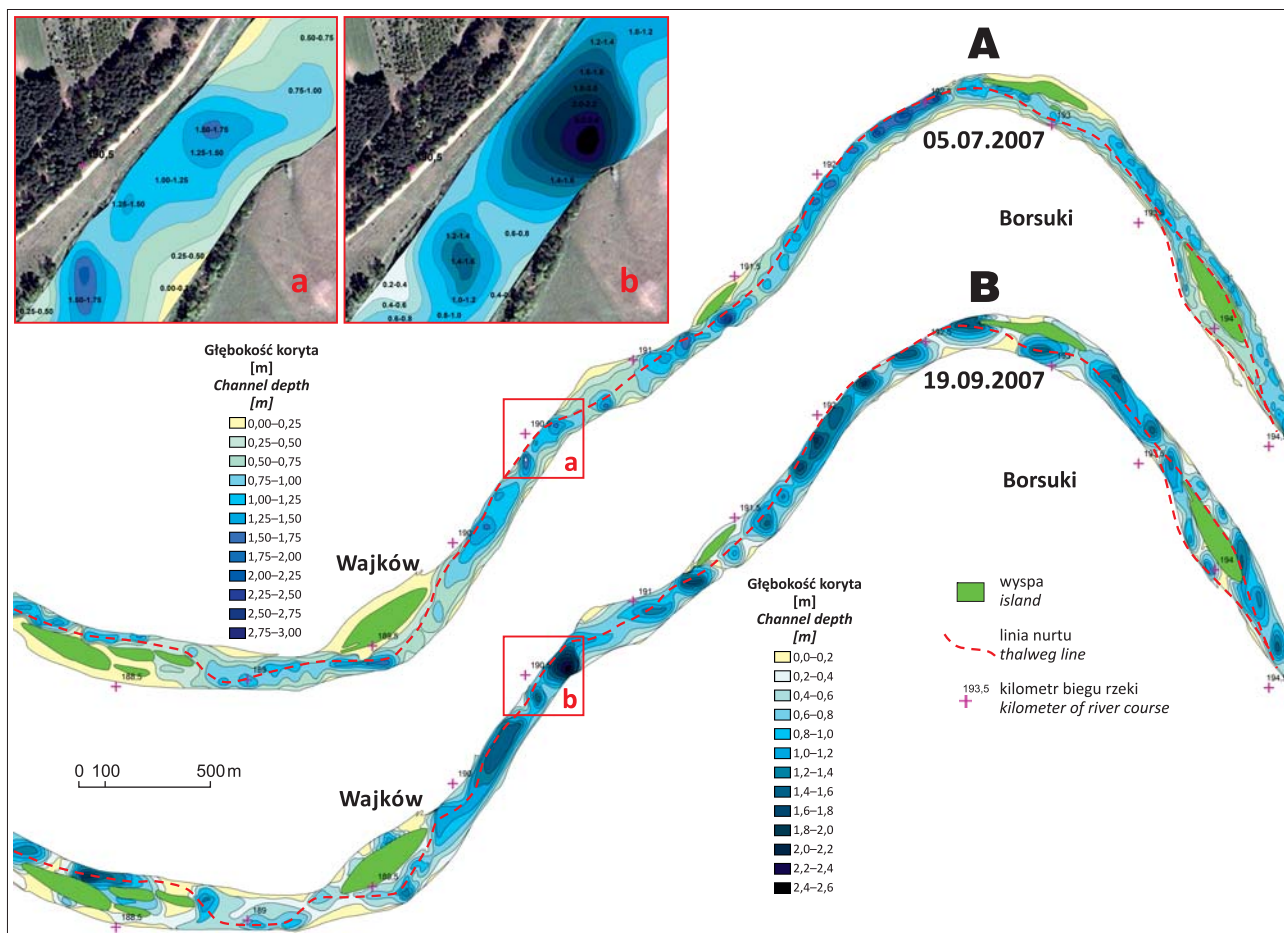
Badania morfologii koryta Bugu na odcinku o długości 7 km przeprowadzono w warunkach przepływów średnich niższych (ryc. 5A) i średnich wyższych (ryc. 5B). Maksymalna głębokość koryta rzeki w czasie pierwszego pomiaru wynosiła 3,0 m, a w czasie drugiego 2,6 m. Koryto Bugu w trakcie obu pomiarów charakteryzowało się występowaniem licznych obniżów eworsyjnych. Ich położenie zmieniło się w niewielkim zakresie. Linia głównego nurtu, wyznaczona na podstawie układu i kształtu wybojów jest w obu przypadkach niemal identyczna. Charakteryzuje ją także nieregularny przebieg.

Podłoże aluwów korytowych na analizowanym odcinku buduje glina lodowcowa przykryta rezydualnym brukiem, zbudowanym z drobno- i średnioziarnistych żwirów. Osady te odsłaniają się w dnie koryta, na przykład w rejonie 189,5 i 188,5 km (ryc. 6). Najniżej strop podłoża stwierdzono w rejonie 191,5 km (na rzędnej 112 m n.p.m) oraz w rejonie 188 km biegu rzeki (na rzędnej 112,5 m n.p.m). Położenie stropu podłoża aluwów pod lewym brzegiem koryta nie jest identyczne z położeniem tego stropu pod brzegiem prawym (Ostrowski, 2011). Ponad stropem podłoża występuje warstwa aluwów korytowych w postaci piasków ze żwirami. Lokalnie w profilu osadów budujących strefę korytową stwierdzano także namuły organiczne (ryc. 6).

DYSKUSJA

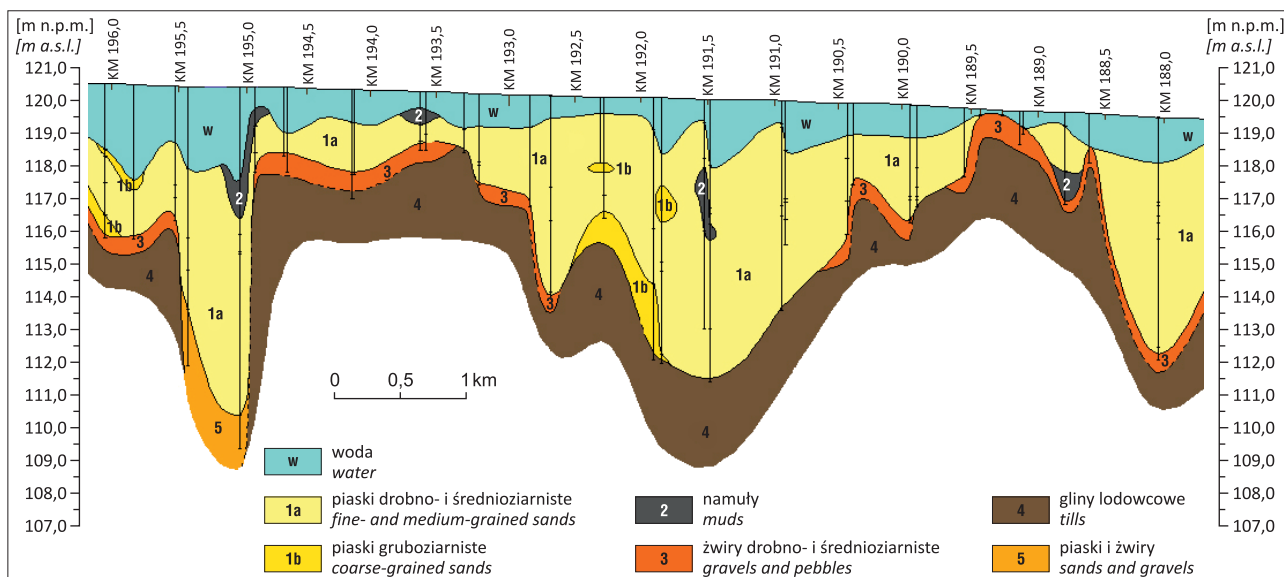
Zarówno morfologia koryt, jak i litologia utworów je budujących może się zmieniać w sposób znaczący nie tylko po każdym wezbraniu (por. Leopold i in., 1964), ale także w czasie długotrwałych okresów niskich czy średnich stanów wody (Falkowski & Ostrowski, 2012). Zmiany te wynikają z procesu migracji bocznej koryt(a) (Miall, 1996) albo z utrwalonej tendencji do agradacji czy erozji (Allen, 1970). W przypadku analizowanych odcinków istotne znaczenie mają jednak inicjalne warunki przebiegu współczesnych procesów fluwialnych, wynikające z budowy geologicznej doliny. W przypadku doliny Bugu są to przede wszystkim kulminacje powierzchni stropowej podłoża współczesnych aluwów, zbudowanego z osadów (głównie glin) lodowcowych. Na tej powierzchni została wykształcona warstwa rezydualna, tworząca w wielu miejscach „kamienne rafy” (por. Babiński, 1997). Są one przyczyną powstawania licznych, naturalnych stref eworsyjnych. Koryto Bugu nie było nigdy na tym odcinku uregulowane. Jak dowodzą przeprowadzone pomiary batymetryczne położenie takich stref nie zmienia się w znaczącym stopniu wraz ze zmianą natężenia przepływu. Stały jest zatem na analizowanych odcinkach Bugu układ linii głównego nurtu.

Strop trudno rozmywalnego podłoża współczesnych aluwów korytowych posiada skomplikowaną morfologię. Wydaje się jednak, że w okresie meandrowania w optimum



Ryc. 5. Porównanie wyników dwóch echosondaży koryta Bugu na odcinku 188–195 km biegu rzeki wykonanych 05.07.2007 r. (A) i 19.09.2007 r. (B)

Fig. 5. Comparison of bathymetric measurements of the Bug River channel in the reach 188–195 km of the river course, carried out on 05.07.2007 (A) and 19.09.2007 (B)



Ryc. 6. Litologia koryta i jego podłoża na odcinku 188–196 km biegu rzeki

Fig. 6. Lithology of the channel alluvia and their direct substrate in the channel reach 188–196 km of the river course

klimatycznym holocenu (Falkowski, 1971) krępowano ono koryto rzeki w mniejszym stopniu niż obecnie (Ostrowski, 2011). Być może aktualne położenie powierzchni cokołu erozyjnego jest wynikiem wznoszących ruchów neotekto-

nicznych tej strefy, o których wspominał Nitychoruk (1995). Wpływ tych ruchów na przebieg procesów morfotwórczych może potwierdzać rzeźba powierzchni równi zalewowej na odcinku Podlaskiego Przełomu Bugu. Można tu

wyróżnić wyraźne rozszerzenia i zwężenia tej powierzchni (Kondracki, 2001; Kusznierzuk, 2008). Ślady meandrowania są czytelne na powierzchni równi zalewowej w strefach jej rozszerzenia. W strefach zwężeń na tej powierzchni są widoczne jedynie ślady współczesnych przepływów (Ostrowski, 2011).

Zachowanie paleomeandra, czytelnego na zobrazowaniu satelitarnym przedstawiającym obszar proksymalnej równi zalewowej na odcinku 177–179 km biegu rzeki (ryc. 4), świadczy o dużym znaczeniu budowy geologicznej w kształtowaniu procesów korytowych w dolinie Bugu. Forma ta powinna zostać przez współczesną rzekę zniszczona. Znaczna jej część znajduje się bowiem w strefie działalności współczesnego koryta – w proksymalnej części równi zalewowej. W profilu osadów budujących brzegi koryta nie stwierdzono jednak tutaj występowania znaczących miąższości warstw spoistych utworów wezbraniowych, które mogą ograniczać swobodę współczesnej erozji rzecznej (por. Falkowski, 1971). Jednak meandry, których kształt jest efektem uwarunkowania koryta litologią i układem wychodni utworów budujących dno doliny Bugu (spoiste mady, ruda darniowa, bruki rezydualne i pnie drzew), opisywał na odcinku Drohiczyń–Nur (poniżej analizowanej strefy) Falkowski (1971).

Wykonane badania echosondażowe wykazały występowanie przegłębień koryta w miejscach, gdzie współczesne koryto Bugu przecina wspomniany paleomeander. Najgłębszy wybój powstał u podnóża skarpy wysoczyzny, gdzie koryto współczesnego Bugu po przecięciu drugi raz pętli meandrowej skręca pod ostrym kątem na NW. W miejscu tym stwierdzono największe na analizowanym odcinku Podlaskiego Przełomu Bugu głębokości koryta, przekraczające w warunkach stanu średniego rzeki siedem metrów. Czynnikiem towarzyszącym powstaniu w tym miejscu wybój jest także separacja strumieni wód wezbraniowych i wsteczna cyrkulacja jednego z nich (por. Brierley & Fryirs, 2005). Śladem takiej działalności jest wyraźna strefa depozycyjna, a także połączenie koryta ze znajdującym się na wschód od niego starorzeczem. Być może odpreparowanie koryta meandrowego jest również przyczyną intrygującego przebiegu współczesnego koryta Bugu w tym miejscu. Zbliżając się do wysoczyzny, rzeka pod ostrym kątem zmienia kierunek (ryc. 4). Na analizowanym przez Ostrowskiego (2011) odcinku koryta Bugu od Niemirowa (198 km) do Mierzwic (174 km) znajdują się takie trzy, podobne do siebie odcinki koryta.

Nieco innej natury jest stabilizacja morfologii koryta na omawianych odcinkach środkowej Wisły. Strop trudno rozmywalnych utworów z podłoża aluwii jest tu znacznie rzadziej odsłaniany spod warstwy aluwii korytowych, a mimo to układ głównego nurtu pozostaje w zasadzie stały. Dzieje się tak nawet wbrew oddziaływaniu budowli regulacyjnych, co bywa często przyczyną ich awarii (por. Falkowski, 2007). Prawdopodobnie rzeka chętniej rozmywa luźne aluwia korytowe, zdeponowane w korycie w czasie opadania ostatniego wezbrania, które odsłoniło strop ich podłoża. Starsze aluwia korytowe, wykazujące większe zagęszczenie (Falkowski, 2007), stanowią zatem strefy utrudnionej erozji. W ten sposób w strefach występowania kulminacji podłoża aluwii rzeka zachowuje swoistą „pamięć koryta”.

Czynnikiem stabilizującym morfodynamikę koryta środkowej Wisły mogą być także utwory wezbraniowe, szczególnie w miejscach, gdzie tworzą one w strefach brzegowych ciągłe profile. Są to albo serie spoistych mad pochodzące z okresu meandrowania rzeki, albo warstwy bardziej pylastych utworów wezbraniowych deponowanych przez współczesną, roztokową Wisłę (Myślińska, 1984). W profilu współczesnych utworów wezbraniowych warstwy glin i pyłów występują przeważnie na przemian z piaskiem. Może on jednak zostać usunięty w wyniku sufozji aktywizowanej w czasie opadania fali wezbraniowej (por. Falkowski, 2015). Pozbawione oparcia warstwy utworów spoistych, pochylając się fleksuralnie, mogą przykryć brzeg koryta, stabilizując proces erozji bocznej.

WNIOSKI

We wszystkich analizowanych odcinkach koryt rzecznych stwierdzono zależność pomiędzy budową geologiczną strefy korytovej (koryta wielkiej wody) a ukształtowaniem powierzchni dna koryta. Za główny czynnik stabilizujący układ głównego nurtu należy uznać litologię i ukształtowanie powierzchni bezpośredniego podłoża współczesnych aluwii korytowych. Poza strefami występowania kulminacji trudno rozmywalnego podłoża aluwii zmiany morfologii współczesnego koryta mają charakter procesu stochastycznego (Falkowski & Ostrowski, 2012) lub są wynikiem oddziaływania budowli regulacyjnych.

Oddziaływanie elementów budowy geologicznej strefy korytovej może objawiać się także w postaci zachowania swoistej „pamięć koryta”, wynikającej z różnic zagęszczenia poszczególnych serii holocenijskich aluwii korytowych.

Identyfikacja tendencji w morfodynamice koryta na danym odcinku powinna się opierać na obserwacji zmian jego morfologii. Idealnym narzędziem do prowadzenia takich badań są zestawy hydrograficzne składające się z echosondy współpracującej z odbiornikiem GNSS (DGPS), a także bazy danych GIS.

Autorzy dziękują Recenzentom za wnikliwe uwagi do pierwotnej wersji artykułu. Prezentowane wyniki są efektem prac prowadzonych w ramach dwóch tematów badawczych finansowanych przez Komitet Badań Naukowych (KBN 8 TO7G 020 21 oraz KBN 2P04E 069 29).

LITERATURA

- ALLEN J.R.L. 1970 – Physical processes of sedimentation. George Allen and Unwin LTD, London.
- BABIŃSKI Z. 1997 – Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek, ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego zbiornika Nieszawa. PAN IGIPIZ, Toruń, s. 46.
- BABIŃSKI Z. 2005 – Renaturyzacja dna doliny dolnej Wisły metodami hydrotechnicznymi. *Prz. Geogr.*, 77 (1): 21–36.
- BRACH M., FALKOWSKI T., OSTROWSKI P. & PRZYWÓZKI M. 2015 – Structure and utilisation possibilities of channel digital model in example of Vistula River in Warsaw. *Ann. Warsaw Univ. Life Sci. – SGGW, Land Reclamation*, 47 (4): 289–304.
- BRIERLEY G.J. & FRYIRS K.A. 2005 – Geomorphology and river management: Applications of the river styles framework. Blackwell Publications, s. 398.
- FALKOWSKI E. 1967 – Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. *Biul. Inst. Geol.*, 198: 57–148.
- FALKOWSKI E. 1971 – Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biul. Geol., Wydz. Geol. UW*, 12: 5–121.

- FALKOWSKI E. 1982 – Some regularities of the valley floor evolution of the Middle Vistula river valley. [W:] Starkel L. (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Issue, 1. PAN IGIPZ: 9–20.
- FALKOWSKI E. 1990 – Morphogenetic classification of river valleys developing in formerly glaciated areas for needs of mathematical and physical modeling in hydro technical projects. Geogr. Pol., 58: 55–67.
- FALKOWSKA E. & FALKOWSKI T. 2015 – Trace metals distribution pattern in floodplain sediments of a lowland river in relation to contemporary valley bottom morphodynamics. Earth Surf. Process. Landf., 40 (7): 876–887.
- FALKOWSKI T. 1995 – Poligeniza jako czynnik warunkujący kształtowanie się modeli dolin w aspekcie oceny wodonośnych struktur aluwialnych i stabilizacji erozji wgłębniej. Zesz. Nauk. Akad. Rol. we Wrocławiu, 270 (2): 29–35.
- FALKOWSKI T. 2006 – Naturalne czynniki stabilizujące wybrane odcinki strefy korytowej Wisły środkowej. Wyd. SGGW ser. Rozpr. Nauk. i Monogr., s. 128.
- FALKOWSKI T. 2007 – Geomorphological analysis of a the Vistula River valley in evaluating the safety of regulation structures. Acta Geol. Pol., 57 (3): 377–390.
- FALKOWSKI T. 2015 – Różnicowanie warunków przepływu wód współczesnych równi zalewowych na Niżu Polskim na przykładzie doliny środkowej Wisły. Prz. Geol., 63, (10/2): 710–714.
- FALKOWSKI T. & OSTROWSKI P. 2012 – Wpływ budowy geologicznej na zróżnicowanie dynamiki procesów korytowych w warunkach silnej antropopresji na przykładzie Wisły warszawskiej. Acta Geogr. Lodz., 100: 51–63.
- FLOREK W. 1991 – Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku, s. 238.
- KNOX J.C. 2000 – Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. Quatern. Sci. Rev., 19: 439–457.
- KOBOJEK E. 1996 – Wpływ warciańskich procesów glacialnych na morfologię doliny Rawki. Acta Geogr. Lodz., 71: 67–78.
- KONDRACKI J. 2001 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa, s. 441.
- KOWALSKI W.C. 1988 – Geologia inżynierska. Wyd. Geol., Warszawa, s. 549.
- KUSZNERCZUK M. 2008 – O czwartorzędowej morfogenezie doliny Bugu pod Janowem Podlaskim. Ann. UMCS, Sect. B, 5: 105–112.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G. & MILLER J.P. 1964 – Fluvial processes in geomorphology. W.H. Freeman & Co, San Francisco, s. 522.
- MIALL A.D. 1996 – The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer, s. 582.
- MIGIROS G., BATHRELLOS G.D., SKILODIMOU H.D. & KARAMOUSALIS T. 2011 – Pinios (Peneus) River (Central Greece): hydrological-geomorphologic elements and changes during the Quaternary. Cent. Eur. J. Geosci., 3 (2): 215–228.
- MOJSKI J.E. 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol. & Min. Środ., Warszawa, s. 404.
- MUSIAŁ A. 1992 – Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. Wyd. UW, s. 203.
- MYŚLIŃSKA E. 1984 – Kryteria oceny inżyniersko-geologicznych właściwości mad. Kwart. Geol., 28: 143–162.
- NITYCHORUK J. 1995 – Stratygrafia plejstocenu i paleogeografia południowego Podlasia. Tow. Przyjaciół Nauk, Międzyrzec Podlaski, s. 91.
- OSTROWSKI P. 2011 – Wykorzystanie wysokorozdzielczych zdjęć satelitarnych do identyfikacji form rzeźby wybranego fragmentu doliny Bugu. Manuskrypt rozprawy doktorskiej, Wyd. Bud. i Inż. Środow. SGGW w Warszawie.
- OZGA-ZIELIŃSKA M. 1997 – O konieczności określania dla rzek polskich maksymalnych wiarygodnych wezbrań wywołanych maksymalnymi wiarygodnymi opadami. Forum naukowo-techniczne – Powódź 1997, IMGW, Warszawa, t. 2: 1–10.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w późnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa, s. 316.
- STARKEL L. 1983 – The reflection of hydrologic changes in fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. [W:] Gregory J. (red.), Background to paleohydrology. J. Wiley, Chichester: 213–234.
- STARKEL L. 2001 – Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Monogr. IGIPZ PAN, 1. Warszawa, s. 263.
- VANDERBERGHE J. 2002 – The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. Quatern. Internat., 91: 17–23.
- WIERZBICKI G., OSTROWSKI P., MAZGAJSKI M. & BUJAKOWSKI F. 2013 – Using VHR multispectral remote sensing and LIDAR data to determine the geomorphological effects of overbank flow on a floodplain (the Vistula River, Poland). Geomorphology, 183: 73–81.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 2005 – Opinia o wieku osadu z próbki Dęblin 61 na podstawie analizy palinologicznej. Arch. Katedry Geoinżynierii SGGW, Warszawa.
- ŻARSKI M. 1991 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 50 000. Arkusz Dęblin, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻARSKI M. 1993 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 50 000. Arkusz Dęblin, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻELAZO J. 1992 – Badania prędkości i oporów przepływu w naturalnych korytach rzek nizinnych. Rozpr. Nauk. i Monogr. Wyd. SGGW, Warszawa.
- ŻELAZO J. & POPEK Z. 2002 – Podstawy renaturyzacji rzek. Wyd. SGGW, Warszawa, s. 319.

Praca wpłynęła do redakcji 23.05.2016 r.
Akceptowano do druku 19.04.2017 r.