

Wpłynęło 14.11.2013 r.
Zrecenzowano 11.12.2013 r.
Zaakceptowano 14.01.2014 r.

A – koncepcja
B – zestawienie danych
C – analizy statystyczne
D – interpretacja wyników
E – przygotowanie maszynopisu
F – przegląd literatury

DOLINA RZEKI CZARNA W PUSZCZY KNYSZYŃSKIEJ JAKO PRZYKŁAD PLEJSTOCENSKIEJ DOLINY WYTOPISKOWEJ

Krzysztof MICUN ^{ABCDEF}

Politechnika Białostocka, Katedra Ochrony i Kształtowania Środowiska

Streszczenie

Badania przeprowadzono w dolinie rzeki Czarna, w środkowej części Wysoczyzny Białostockiej. Celem badań było rozpoznanie budowy geologicznej i rzeźby oraz genezy obniżenia dolinnego. W trakcie badań przeprowadzono kartowanie geomorfologiczne. W odsłonięciach badano strukturę i teksturę utworów, wykonano analizy uziarnienia osadów dolinnych. Badania pozwoliły odtworzyć warunki sedimentacji i wnioskować o genezie doliny Czarnej. Obniżenie to zostało wykształcone w utworach plejstocенskich stadiu górnego zlodowacenia warty. Głębokość obniżenia nie przekracza 20 m, a jego dno na przeważającej części wyścielają żwiry gliniaste i piaski żwirowo-pylaste. Współczesna dolina Czarnej nosi ślady przekształceń peryglacjalnych (pokrywy deluwialne u podnóży zboczy), działania procesów fluwialnych (mady, piaski i żwiry aluwialne) i akumulacji biogenicznej (obecność torfów). Działalność rzeki zaznacza się tylko w najbliższym sąsiedztwie jej koryta. Brak śladów erozji rzecznej oraz aluwiów w częściach obniżenia oddalonych bardziej od rzeki jest dowodem wytopiskowej genezy całej formy. W bezpośrednim otoczeniu występują formy typowe dla deglacjacji arealnej, kemy, tarasy kemowe oraz moreny martwego lodu. Ich obecność pośrednio dowodzi wytopiskowej genezy obniżenia. W świetle przedstawionych wyników należy uznać obniżenie dolinne rzeki Czarna za formę wytopiskową.

Słowa kluczowe: doliny wytopiskowe, geneza rzeźby, Puszcza Knyszyńska

WSTĘP

Istniejący na terenie Wysoczyzny Białostockiej system obniżeń i dolin zajmowanych przez niewielkie rzeki wykazuje dużą złożoność. Sugeruje to różnorodność

Do cytowania For citation: Micun K. 2014. Dolina rzeki Czarna w Puszczy Knyszyńskiej jako przykład plejstocенskiej doliny wytopiskowej. Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie. T. 14. Z. 1(45) s. 53–66.

procesów morfologicznych, które doprowadziły do jego formowania. Można zatem przypuszczać, że geneza obniżeń wykorzystywanych przez rzeki jest często złożona. Takie formy bywają nazywane poligenicznymi [FALKOWSKA 2002]. W Supraśli i innych dolinach poligenicznych Polski Wschodniej stwierdzono występowanie utworów organicznych, ilów i glin, które pełnią rolę naturalnych barier chroniących wody gruntowe przed zanieczyszczeniami. Niezbędne jest dobre rozpoznanie takich obiektów i określenie sposobu ich ochrony [FALKOWSKA 2002; MYŚLIŃSKA i in. 1993].

W literaturze wskazywano już na istnienie na tym obszarze dolin wytopiskowych [FALKOWSKI i in. 1988; MUSIAŁ 1992] lub wytopisk połączonych korytarzami erozyjnymi, tworzących poligenetyczny system obniżeń na terenie Puszczy Knyszyńskiej [BANASZUK 1995b]. Wstępna analiza budowy geologicznej i geomorfologii sugeruje, że formą o tego typu złożonej genezie jest dolina Czarnej na Wysoczyźnie Białostockiej.

Celem badań było wyjaśnienie genezy obniżenia dolinnej rzeki Czarna na podstawie rozpoznania budowy geologicznej, a szczególnie analizy utworów powierzchniowych oraz rzeźby terenu.

OBIEKT BADAŃ

Dolina rzeki Czarna znajduje się w środkowej części Wysoczyzny Białostockiej [KONDRACKI 1978]. Rzeka jest prawobrzeżnym dopływem Supraśli, do której uchodzi w Wasilkowie (rys. 1). Zlewnia Czarnej należy do dorzecza Wisły i jest zlewnią IV rzędu. Długość rzeki wynosi 31 km, jej źródła znajdują się na wysokości 152,5 m n.p.m., a ujście na wysokości 115,7 m n.p.m. Średni spadek wynosi 1,2‰. Średni przepływ osiąga wartość $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, natomiast średni odpływ powierzchniowy ze zlewni wynosi $5,26 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ [MYŚLIŃSKI i in. 2005]. Zlewnia zajmuje powierzchnię ok. 197 km^2 , z czego niemal 84% stanowią lasy Puszczy Knyszyńskiej, pozostałą część zajmują grunty orne (ok. 10%) oraz użytki zielone (6%). Dolina Czarnej zachowała duży stopień naturalności i jest cenna ze względów przyrodniczych oraz warta lepszego poznania naukowego.

METODY BADAŃ

W trakcie prac terenowych przeprowadzono rozpoznanie geomorfologiczne. Dokonano także analizy istniejących odsłoneń terenowych w rejonie wsi Oleszkowo, Kosmaty Borek, Czarna Wieś Kościelna, Ogóły, Burczak, Kolonia Rato-wiec, Kolonia Mostek, Wólka Poduchowna, Woroszyły, Sochonie. W odsłoneń-ciach wykonano podstawowe pomiary sedymentologiczne: głębokości zalegania utworów, miąższości, biegu i upadu pozornego warstw i na tej podstawie określono

kierunki przepływu. W celu rozpoznania utworów powierzchniowych wykonano 30 wierceń świdrem ręcznym $\varphi = 50$ mm do głębokości 5 m. Pobrano próbki osadów z wyróżniających się makroskopowo warstw, które następnie poddano analizie granulometrycznej metodą sitową, uzupełnioną o analizę areometryczną Prószyńskiego [OSTROWSKA i in. 1991].

Analizie poddano stosunki hipsometryczne w obniżeniu i jego otoczeniu, zbadano nachylenie stoków, spadek rzeki i dna doliny na różnych odcinkach, cechy morfometryczne form terenowych, ich usytuowanie względem siebie i budowę. Na podstawie uzyskanych wyników sporządzono przekroje dokumentujące budowę geologiczną w górnym i dolnym biegu rzeki oraz opracowano szczegółowe szkice geomorfologiczne analizowanych fragmentów doliny.

Obliczono standardowe wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda [MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO 1995]. Średnią średnicę ziaren i odchylenie standardowe zestawiono na wykresie. Badania stopnia wysortowania, a także współzależności wskaźników uziarnienia umożliwiły rozpoznanie środowiska sedymentacji, a dzięki temu określenie pochodzenia badanych utworów.

WYNIKI BADAŃ I Dyskusja

BUDOWA GEOLOGICZNA ZLEWNI I DOLINY RZeki Czarna

Dolina Czarnej wykształciła się w utworach polodowcowych, których wiek łączy się ze zlodowaczeniem środkowopolskim [KONDRACKI 1972; KONDRACKI, PIETKIEWICZ 1967], a dokładniej ze zlodowaczeniem warty [BANASZUK 1995b; LASKOWSKI 1999; 2000; MUSIAŁ 1992; ŻUREK 1992]. W całości jest wykształcona w utworach plejstocenijskich i holocenijskich, których łączna miąższość osiąga tutaj prawie 200 m [LASKOWSKI 1999]. LINDNER i SEMIL [2007] dopatrują się na tym obszarze śladów sześciu zlodowaceń: narwi, nidy, sanu 1, sanu 2, krzny i odry. Inni autorzy (np. BANASZUK [1995a, b], LASKOWSKI [1999]) nie stwierdzają występowania osadów zlodowacenia narwi.

Podłoże plejstocenijskie stanowią przeważnie utwory górnokredowe wykształcone w postaci kredy piszącej, a w północnej części zlewni, w rejonie Czarnej Wsi Kościelnej, paleogenejskie piaski z glaukonitem [LASKOWSKI 1999].

Utwory plejstocenijskie obejmują trzy kompleksy glin zwałowych, przedzielone seriami utworów wodnolodowcowych [BANASZUK 1995a]. Dolny kompleks stanowią trzy warstwy gliny ze zlodowaceń południowopolskich. W kompleksie tym można wyróżnić osady zlodowacenia nidy, sanu 1 i sanu 2. Najniższy poziom gliny osiąga miąższość od 2 m w rejonie Kosmatego Borku, przez 9,2 m w Wasilkowie do 13 m w Świętej Wodzie. Gлина zlodowacenia sanu 1 osiąga miąższość od 10 do ponad 60 m (Święta Woda). Do zlodowacenia sanu 2 należą gliny o miąższości 19–29 m, występujące na poziomie 26–55 m n.p.m. w Wasilkowie [LASKOWSKI 1999].

Drugi kompleks utworów glacialnych na tym terenie BANASZUK [1995a] zaliczył do zlodowaceń środkowopolskich i łączył ze zlodowaczeniem odry. Miąższość gliny zlodowacenia odry wynosi 39 m w Świętej Wodzie, 22 m w Wasilkowie i 5 m w Kosmatym Borku.

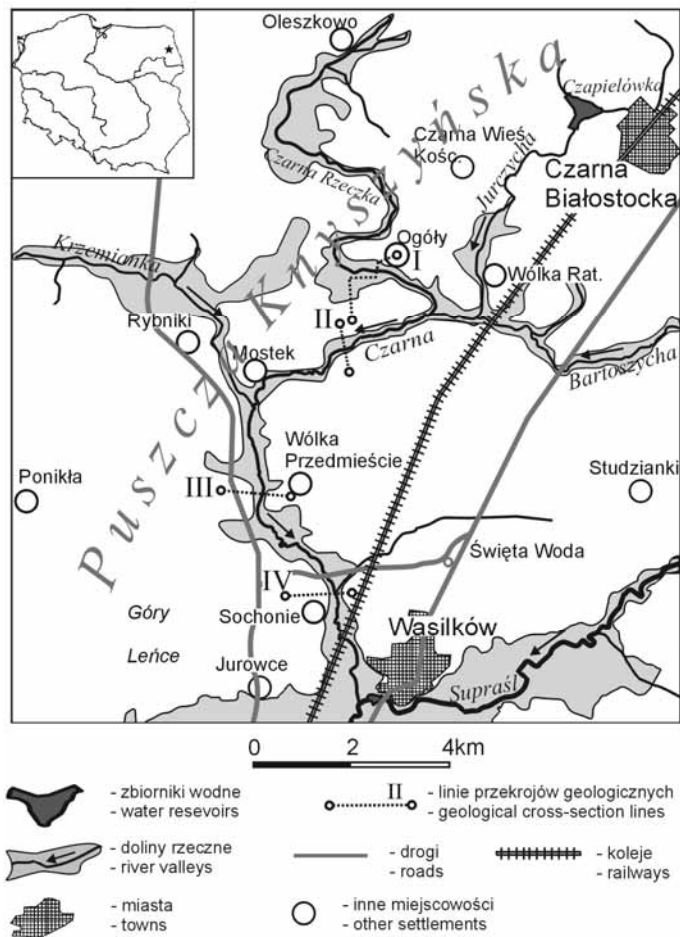
W rejonie zlewni rzeki Czarna utwory zlodowacenia warty reprezentują trzy stadiały: dolny, środkowy i górny [LASKOWSKI 1999], które można przypisać stadiom: radomki, wkry i mławy [RÓŻYCKI 1972], lub mazowiecko-podlaskiemu i północnomazowieckiemu [MOJSKI 1972]. Łączna miąższość serii warciańskich w otworze Kosmaty Borek wynosi ponad 50 m. Powierzchnię badanego terenu budują utwory zlodowacenia warty [BANASZUK 1995a, b; LASKOWSKI 1999; MUSIAŁ 1992]. Przeważającą część opisywanego terenu pokrywają piaski i żwiry kemów, ozów, moren martwego lodu oraz moren czołowych akumulacyjnych. Jedynie w górnej części zlewni pojawiają się większe płyty glin zwałowych moreny dennej (okolice Czarnej Wsi Kościelnej).

Należy tu wspomnieć, że wiek utworów i ich pozycja stratygraficzna nie są do końca wyjaśnione. Datowania TL osadów pobranych w pobliżu Wasilkowa sugerują ich młody, wistuliański wiek [FEDOROWICZ i in. 1995]. Również badania termoluminescencyjne materiału budującego formy z rejonu Studzianek nie rozstrzygają jednoznacznie tych wątpliwości. Uzyskane w nich daty $101,7 \pm 15,3$ ka BP i $92,7 \pm 13,9$ ka BP, według BANASZUKA [2010], przemawiają jednak za warciańskim pochodzeniem tych utworów. Z kolei obecność na terenie Puszczy Knyszyńskiej stanowisk eemskich bez pokrycia morenowego [KUPRYJANOWICZ 1991; 2008] wskazuje na środkowopolski wiek rzeźby tego terenu.

Obniżenie dolinne Czarnej utworzyło się w serii osadów warciańskich i ich nie przecina.

MORFOLOGIA DOLINY I TERENÓW PRZYLEGLYCH

Obniżenie dolinne rzeki Czarna rozciąga się generalnie z północy na południe, jednak jego przebieg jest bardzo kręty (rys. 1). Szerokość obniżenia waha się od ok. 150 m w pobliżu Karczmiska, 250 m w okolicy Kolonii Podratowiec do 1200 m w pobliżu ujścia i prawie 1800 m w rejonie Wólki Przedmieście. Dno doliny obniża się od 150 m n.p.m. do 115 m n.p.m. przy ujściu. Spadek dna doliny jest większy w odcinkach szerszych, osiągając ponad 2‰, a mniejszy w zwężeniach (1,0–1,7‰). Zbocza nie są zbyt wysokie, mają od kilku do kilkunastu metrów. Najwyższe, w okolicach tzw. Kozich Gór, wznoszą się do 30 m. Tam też ich nachylenie jest największe, sięgając ponad 15% (maksymalnie 25%). Najczęściej jednak nachylenie zboczy jest niewielkie i nie przekracza 5%. Zbocza łagodnie schodzą do dna, w terenie nie stwierdzono podcięć erozyjnych. Granica z wysoczyzną nie ma więc charakteru erozyjnego.



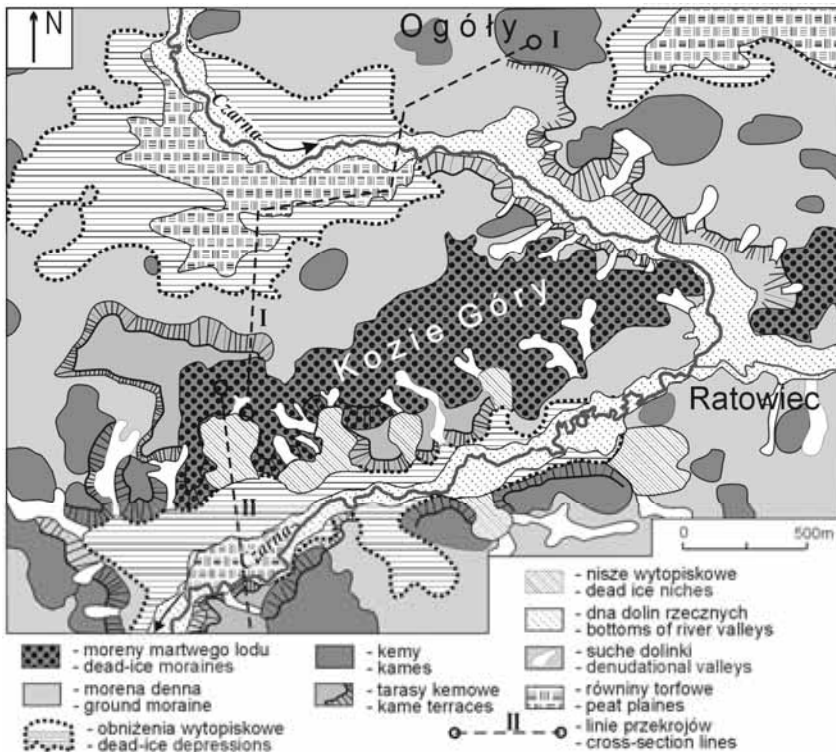
Rys. 1. Lokalizacja doliny rzeki Czarna; źródło: opracowanie własne

Fig. 1. Location of the Czarna River valley; source: own elaboration

Dolina Czarnej wykazuje charakterystyczny dla Wysoczyzny Białostockiej układ kratowy [GÓRNIAK, JEKATERYŃCZUK-RUDCZYK 1995]. Dno jest prawie płaskie i najczęściej zabagnione. Ślady działalności rzeki widoczne są jedynie przy samej rzece, nie dalej niż 30–50 m od jej brzegów. Na skraju obniżenia skupiają się formy akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej, głównie kemy. Otaczają one obniżenie w rejonie wsi Ogóły – Ratowiec (rys. 2). Rozpoznane formy są niewielkie, ich wysokość względna wynosi od 5 do 15 m, a średnica podstawy nie przekracza 500 m. Zbudowane są z drobnych żwirów i piasków, warstwowanych przekątnie. Charakterystyczne dla kemów z tego rejonu jest występowanie żwirowych czap bezstrukturalnych z dużym bogactwem białych krzemiennych, które obserwowano w rejonie Kolonii Ratowiec, Wólki Rakowieckiej i Kolonii Mostek.

Kemy powszechnie występują również wokół pozostałych części doliny Czarnej, w rejonie Wólki Przedmieście, aż do jej połączenia z obniżeniem dolinnym Supraśli. Są to klasycznie wykształcone kemy, prawie w całości zbudowane z piasków drobnych, mułkowatych, warstwowanych przekątnie lub poziomo. Miąższość utworów piaszczystych stwierdzona w kemie w Wólce Przedmieście i w Woroszyłach sięgała 10 m.

Innego rodzaju formy występują w odległości 1,5 km na południe od Ogółów (rys. 2). Są to tzw. Kozie Góry, umiejscowione w środkowym biegu rzeki, stanowią jakby „ostrogę”, podobną do opisanych przez BANASZUKA [1996] w dolinie Narwi w okolicach Suraza oraz wsi Bokiny i Wólka Waniewska. Rozciągają się ze wschodu na zachód na długości ok. 2 km i szerokości do 500 m. Maksymalnie osiągają wysokość 167 m n.p.m., czyli ok. 40 m ponad dnem doliny. Formy te od powierzchni budują żwiry grube, źle wysortowane i słabo warstwowane z wytrąceniami węgla wapnia. Na głębokości poniżej 130 cm występują piaski ze żwirem, których średnia średnica ziaren wynosi ok. 1,5 mm, a udział frakcji żwirowej sięga



Rys. 2. Szkic geomorfologiczny odcinka doliny rzeki Czarna w okolicach wsi Ogóły;
źródło: opracowanie własne

Fig. 2. A geomorphological sketch of a part of Czarna River valley near the Ogóły village;
source: own elaboration

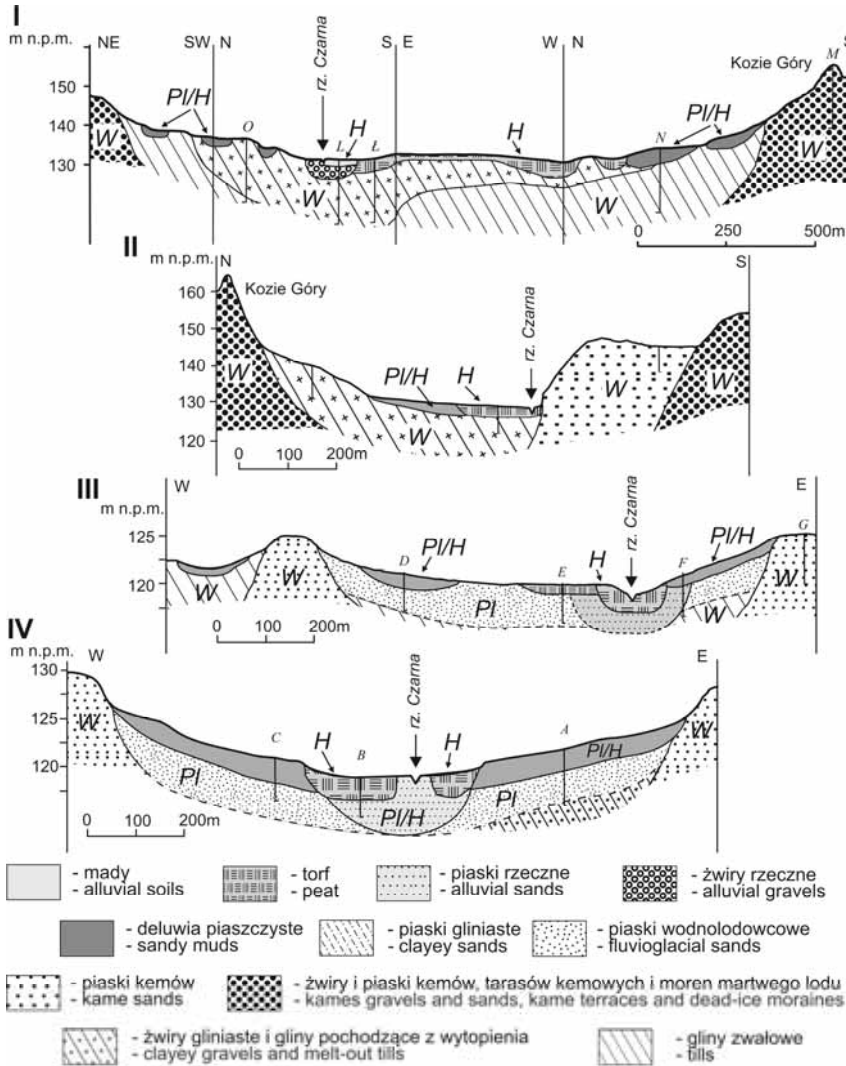
30%. Wysortowanie tych utworów jest również słabe. Na zboczach północnych występują głazy o średnicy do 1,2 m. Formę tę MUSIAŁ [1992] uznawał za prostopadłą odnogę tzw. ozu rybnickiego, BANASZUK [1995a] za wał kemowy, a LASKOWSKI [1999] za morenę czołową akumulacyjną. Jednak obecność stoków kontaktu lodowego, wraz z niszami wytopiskowymi, żwirowo-piaszczysta budowa formy oraz jej równoleżnikowe położenie skłaniają autora niniejszej pracy do uznania Kozich Gór za moreny martwego lodu. Bardzo słabe wysortowanie i śladowe warstwowanie utworów budujących formę wskazuje, że gromadziły się one w końcowym etapie deglacjacji w wyniku spływów z brył martwego lodu ze stosunkowo niewielkim udziałem wody. Podobnie proces powstawania moren martwego lodu na Nizinie Podlaskiej przedstawia TERPIŁOWSKI [2008]. Inne moreny martwych lodów zostały opisane na tych terenach przez LASKOWSKIEGO [1999] i MICUNA [2009a]. Za tego typu formy uznaje się wał Studzianek w strefie wododziałowej zlewni Czarnej.

Pomiędzy Kolonią Ratowiec i Kolonią Mostek dolina ma przebieg równoleżnikowy i jest wąska, osiągając 250–400 m. Zmniejsza się spadek dna doliny do zaledwie 1,02%. Do zboczy przylegają piaszczysto-żwirowe „półki” opadające wyraźną krawędzią ku rzece i wznoszące się od 3 do 10–12 m ponad współczesne dno doliny. Występują one też przy południowych i północnych stokach opisanej moreny martwego lodu Kozich Gór (rys. 2). Są to tarasy kemowe. Podobnie formy te klasyfikują MUSIAŁ [1992], BANASZUK [1995a, b] i LASKOWSKI [1999; 2000]. Zwraca uwagę stromy stok od strony południowej, którego nachylenie wynosi 20–33%. Ma on cechy stoku kontaktu lodowego. W zboczu stwierdzono obecność nisz wytopiskowych o wielkości od 2 do 7 ha (rys. 2). Dna ich obniżają się do ok. 130 m n.p.m., czyli do poziomu obniżenia wykorzystywanego przez Czarną. Przy przeciwnym zboczu występują wyżej opisane tarasy kemowe (rys. 3 – przekrój II). Budujące je serie piaszczysto-żwirowe pochylają się w kierunku południowym, a więc od doliny. Sugeruje to sedimentację materiału od strony obniżenia. Powierzchnia tarasów w opisywanym rejonie wznosi się do 145–146 m n.p.m., co odpowiada poziomowi górnej krawędzi nisz wytopiskowych po drugiej stronie doliny. Taka zbieżność wysokości nie jest przypadkowa. Wskazuje ona na etap zanikania martwego lodu.

Należy dodać, że podcięcia erozyjne pojawiają się tylko na długości niespełna 500 m prawie 5-kilometrowego fragmentu doliny. W wyniku erozji przecięty został niewielki pagórek kemowy, położony w zwężeniu doliny, ok. 600 m na południe od Kozich Gór. Taka sytuacja dowodzi jednoznacznie, że najpierw w tym zwężeniu musiał zanikać martwy lód.

Również w dolnym odcinku, między Wólką Przedmieście a Wasilkowem, do zboczy wysoczyzny przylegają tarasy kemowe, których obecność wskazywali BANASZUK [1995a] i LASKOWSKI [1999].

Morfologia obniżenia dolinnego rzeki Czarna, w tym obecność odcinków rozszerzonych i zwężonych, obecność kemów i moren martwego lodu w bezpośred-



Rys. 3. Przekroje geologiczne przez dolinę Czarnej w pobliżu miejscowości: I – Ogóły, II – Ratowiec, III – Wólka Przedmieście, IV – Sochonie (lok. rys. 1, 2); wiek utworów: H – holocen, PI – plejstocen, W – zlodowacenie warty; A–R – miejsca analizy uziarnienia; źródło: wyniki własne

Fig. 3. The geological cross-sections of the Czarna River valley near: I – Ogóły, II – Ratowiec, III – Wólka Przedmieście, IV – Sochonie villages; the age of deposits: H – Holocene, PI – Pleistocene, W – Warta Glaciation; A–R – granulation analyses; source: own studies

nim sąsiedztwie oraz tarasów kermowych w dnie obniżenia jednoznacznie świadczą, że obniżenie to ma genezę wytopiskową. Przewężenia dolin w Puszczy Knyżyńskiej i na Wzgórzach Sokólskich uznawano dotychczas za odcinki przełomowe, które powstały w wyniku przelewania się wód roztopowych pomiędzy obniże-

niami wytopiskowymi (rozszerzenia dolin) [BANASZUK 1995a; MICUN 2009b; MUSIAŁ 1992]. Analiza geomorfologiczna, w tym porównanie rozmieszczenia i wzajemnych relacji form terenowych, nachylenia i wysokości zboczy, wielkości spadku, daje podstawy do przypuszczeń, że niektóre z nich powstawały pierwotnie w wyniku wytapiania martwych lodów.

Sekwencja form, obecność tarasów kemowych i nisz wytopiskowych w zboczach przypomina dolinę wytopiskową Niedźwiedzicy w Kotlinie Biebrzy Górnej [MICUN 2006; MUSIAŁ 1992]. Podobny układ form i cechy morfologii terenu obserwuje się również w niektórych wąskich dolinach Wysoczyzny Białostockiej, np. w dolinie Olszanki w rejonie wsi Okopy pod Suchowolą, Zgierszczyzny czy też Kumiałki [MICUN 2012]. Obniżenie formowało się zapewne w wyniku zanikania lodów, które tworzyły ciąg brył wspólnie z lodami wypełniającymi dolinę Supraśli na odcinku między Wasilkowem i Jurowcami [MICUN 2009a].

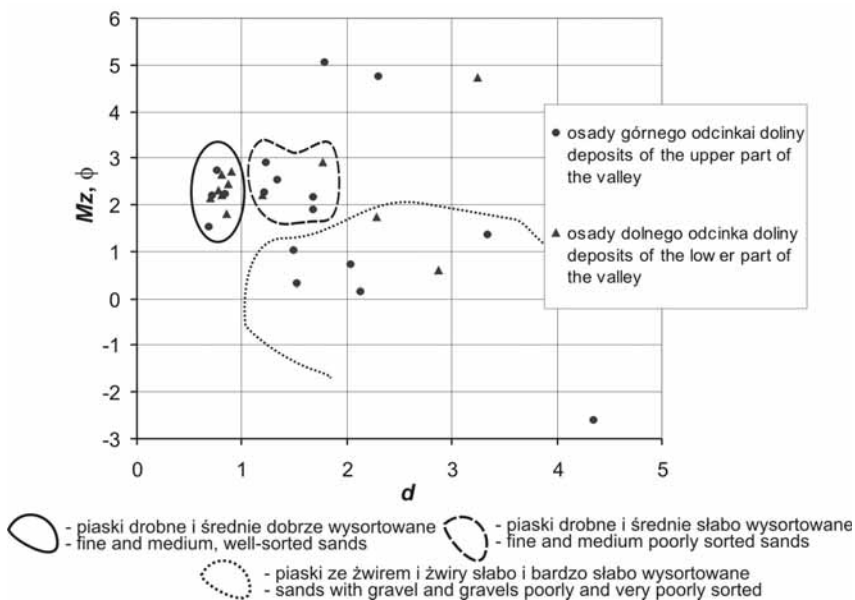
UTWORY POWIERZCHNIOWE W OBNIŻENIU DOLINNYM RZEKI CZARNA

Utwory wyścielające obniżenie Czarnej charakteryzują się dużą różnorodnością, ale osady związane z działalnością rzeki, tj. mady, żwiry i piaski aluwialne, występują tylko w wąskim pasie przykorytowym.

W odcinku górnym dno obniżenia budują niewielkiej miąższości utwory pochodzenia organicznego powstałe w podmokliskach lub torfowiskach olesowych [OKRUSZKO 1995], deluwia i niewielkie ilości aluwii. W rejonie Ogółów i Kolonii Ratowiec zaznacza się duży udział torfów olesowych, co jest typowe dla torfowisk niskich Wysoczyzny Białostockiej [DEMBEK 2000]. Bezpośrednio przy korycie rzeki występują mady piaszczyste i żwiry rzeczne (rys. 3 – przekrój I). W składzie granulometrycznym mad dominuje frakcja piasku drobnego (0,1–0,25 mm), której zawartość przekracza 70%, a domieszka frakcji pyłu wynosi ponad 15%. Pod 25–30-centymetrową warstwą mady znajdują się żwiry z otoczkami o średnicy do 5 cm. Geneza tych utworów nie do końca jest jasna. Zastanawia obecność dużych otoczek w żwirach w warunkach niewielkiego spadku rzeki (1,63‰). Badania uziarnienia wykazały bardzo słabe wysortowanie tych utworów, co mogłoby sugerować ich zwałowe lub wytopiskowe pochodzenie. Rozkład frakcji w próbkach jest wyraźnie dwumodalny, co wskazuje pewną rytmiczność w cyklu sedymentacji. Możliwe, że w odsypach przykorytowych gromadził się materiał żwirowy, grubszy, a w śródkorytowych drobniejszy, piaszczysty. Współczesne utwory korytowe pobrane z ławic przybrzeżnych na tym odcinku zawierają niemal 70% frakcji żwirowej, natomiast pobrane z ławic śródkorytowych – ponad 60% ziaren o średnicy 0,25–0,5 mm. Materiał śródkorytowy wykazuje wysortowanie umiarkowanie dobre, a przybrzeżny bardzo słabe.

Gorsze wysortowanie pojawia się zarówno wśród osadów w górnym, jak i w dolnym odcinku rzeki i bardziej zależy od średnicy ziaren. Drobniejsze osady

są lepiej wysortowane (rys. 4). Odchylenie standardowe wynosi od 1,495 do 4,352. Wskazuje to na transport materiału na małą odległość.



Rys. 4. Zależność średniej średnicy ziaren Mz od odchylenia standardowego d utworów wodnolodowcowych i rzecznych; źródło wyniki własne

Fig. 4. The relationship between an average grain diameter Mz and standard deviation d of fluvio-glacial and alluvial deposits; source: own studies

Zdecydowanie większą część dna obniżenia wypełniają żwiry gliniaste lub piaski gliniaste z pojedynczymi głazami o wymiarach do 30 cm (rys. 3 – przekroje I, II). Występują one także pod torfami i żwirami rzecznych. Charakteryzuje je duża zawartość piasków drobno- i średnioziarnistych, sięgająca 50%, znaczna żwirów (15,5%) i jednocześnie niewielka ilość ilów (ok. 8%). Pozostałą część stanowią piaski gruboziarniste i pyły. Średnia średnica ziaren wynosi 0,38 mm ($Mz - 1,38\phi$), a odchylenie standardowe $d - 2,87$. Osad jest bardzo źle wysortowany. Na wytopiskowe pochodzenie tego typu utworów wskazywał LASKOWSKI [1999]. W ich strukturze zauważalne są soczewki i smugi glin oraz smugowania piaszczyste towarzyszące dużym klastom. Podobne cechy glin z wytopienia podaje RATAJCZAK [2007] oraz RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH [1998]. Żwiry zaglinione, o zawartości frakcji ilowej sięgającej 15%, nawiercono pod współczesnymi osadami, pomiędzy Oleszkowem i Karczmiskiem. Obecność wytopiskowych piasków żwirowo-pylastych w górnej części obniżenia Czarnej stwierdził LASKOWSKI [1999]. Występowanie tych utworów jednoznacznie przemawia za wytopiskową genezą obniżenia dolinnej rzeki Czarna.

Inną budowę ma obniżenie dolinne od Kolonii Mostek do ujścia rzeki (rys. 3 – przekroje III, IV). W rejonie Wólki Przedmieście pod warstwą utworów sypkich występują gliny zwałowe. Wyściełają one zwartym płaszczem całe dno obniżenia. Na glinach zalegają piaski wodnolodowcowe. Są to piaski różnoziarniste o zawartości do 82% frakcji piasku, nieco ponad 5% frakcji żwiru i ponad 10% frakcji pyłu i ilu. Miąższość tych piasków przekracza 3 m. Na powierzchni terenu występują torfy, których miąższość pod Wólką Przedmieście dochodzi do 1,2 m. Piaski aluwialne pojawiają się tylko w bezpośrednim sąsiedztwie koryta rzeki. U podnóża zboczy występują piaski gliniaste (wiercenia „D” i „F” – rys. 3 – przekrój III). Są to piaski drobnoziarniste o zawartości frakcji 0,1–0,25 mm równej 53%. Cechuje je znacznie wyższy stopień wysortowania niż utworów fluwioglacjalnych (rys. 4). Na zboczach doliny występują piaski i żwiru, a miejscami również gliny, stwierdzone po wschodniej stronie rzeki na głębokości 150 cm.

Na wytopiskową genezę obniżenia dolinnej rzeki Czarna wskazuje obecność w dnie piasków gliniastych oraz piasków żwirowo-pyłastych o cechach utworów wytopiskowych. W północnej części takie utwory występują także na powierzchni terenu. W niedużym stopniu zostało ono przekształcone w górnej części, gdzie wśród utworów powierzchniowych dominują utwory ablacyjne, a w znacznie większym stopniu przekształcone w dolnej części, od Kolonii Mostek do ujścia. Ta część obniżenia dolinnej Czarnej funkcjonowała jako droga odpływu wód roztopowych, co sugerował już MUSIAŁ [1992].

WNIOSKI

1. Obniżenie dolinne rzeki Czarna jest wykształcone w utworach plejstocenijskich górnego stadiału zlodowacenia warty. Początek jego kształtowania wiąże się z deglacją Wysoczyzny Białostockiej.

2. Prawie całe obniżenie Czarnej do połączenia z doliną Supraśli ma genezę wytopiskową. Węższy odcinek w środkowym biegu, uznawany wcześniej za przełomowy, powstawał również w efekcie zanikania martwych lodów. Potwierdza to obecność kemów, moren martwego lodu, tarasów kemowych wokół obniżenia, a także nisz wytopiskowych w zboczach i ich hipsometryczne nawiązanie do dna doliny.

3. W górnym odcinku obniżenia przeważają utwory ablacyjne, a w dolnym fluwioglacjalne. Działalność rzeki zaznacza się tylko w najbliższym sąsiedztwie jej koryta. Brak śladów erozji rzecznej oraz aluwioów w częściach doliny oddalonych bardziej od rzeki jest także dowodem genezy wytopiskowej.

4. Występowanie utworów wodnolodowcowych w dolnym odcinku obniżenia Czarnej wskazuje, że w końcowej fazie deglacji fragment ten funkcjonował jako droga odpływu wód roztopowych. Powstał jednak wcześniej w efekcie wytapiania

się wielkiego płata martwych lodów, zalegającego w dzisiejszym obniżeniu Supraśl i południowej części obniżenia Czarnej.

Badania wykonano w ramach pracy statutowej S/WBiŚ/1/2011.

LITERATURA

- BANASZUK H. 1995a. Położenie Puszczy Knyszyńskiej, zarys rzeźby i budowy geologicznej. W: Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza. Pr. zbior. Red. A. Czerwiński. Supraśl. Zespół Parków Krajobrazowych w Supraślu s. 11–21.
- BANASZUK H. 1995b. Geneza i rozwój rzeźby terenu Puszczy Knyszyńskiej w świetle analizy geomorfologicznej i analiz termoluminescencyjnych. W: Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza. Pr. zbior. Red. A. Czerwiński. Supraśl. Zespół Parków Krajobrazowych w Supraślu s. 33–49.
- BANASZUK H. 1996. Paleogeografia. Naturalne i antropogeniczne przekształcenia Doliny Górnej Narwi. Białystok. Wydaw. Ekonomia i Środowisko. ISBN 83-85792-30-9 ss. 212.
- BANASZUK H. 2010. O wieku i genezie rzeźby polodowcowej Niziny Północnopodlaskiej na podstawie analizy geomorfologicznej i dat TL. W: Zagadnienia morfogenezy Niziny Północnopodlaskiej. Pr. zbior. Red. H. Banaszuk, P. Banaszuk. Rozprawy Naukowe. Nr 198. Białystok. Ofic. Wydaw. PB s. 7–130.
- DEMBEK W. 2000. Wybrane aspekty zróżnicowania torfowisk w młodo- i starogłajalnych krajobrazach Polski Wschodniej. Rozpr. Habil. Falenty. Wydaw. IMUZ. ISBN 83-85735-91-7 ss. 175.
- FALKOWSKA E. 2002. Geomorfologiczne uwarunkowania występowania naturalnych barier izolacyjnych w wybranych dolinach rzecznych Niżu Polskiego. Przegląd Geologiczny. T. 50 s. 929–936.
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J., KRAUZULIS K. 1988. Morfogeneza sieci rzecznej obszaru woj. białkopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacji. Przegląd Geologiczny. T. 36 s. 619–630.
- FEDOROWICZ S., ŁASKOWSKI K., LINDNER L. 1995. O możliwości dalszego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły w świetle datowań TL osadów lodowcowych w północnej części Wysoczyzny Białostockiej. Przegląd Geologiczny. T. 43 s. 941–944.
- GÓRNIAK A., JEKATERYŃCZUK-RUDCZYK E. 1995. Stosunki wodne regionu Puszczy Knyszyńskiej. W: Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza. Pr. zbior. Red. A. Czerwiński. Supraśl. Zespół Parków Krajobrazowych w Supraślu s. 49–71.
- KONDRACKI J. 1972. Polska Północno-Wschodnia. Wyd. 1. Warszawa. PWN ss. 271.
- KONDRACKI J. 1978. Geografia fizyczna Polski. Wyd. 6. Warszawa. PWN. ISBN 83-01-02323-6 ss. 463.
- KONDRACKI J., PIETKIEWICZ S. 1967. Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. W: Czwartorzęd Polski. Pr. zbior. Red. R. Galon, J. Dylak. Warszawa. PWN s. 206–258.
- KUPRYJANOWICZ M. 1991. Eemian, Early and Late Vistulian, and Holocene vegetation in the region of Machnacze peat-bog near Białystok (NE Poland) – preliminary results. Acta Paleobotanica. Vol. 31. No 1, 2 s. 215–225.
- KUPRYJANOWICZ M. 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie. Acta Palaeobotanica. Vol. 48. No 1 s. 3–130.
- ŁASKOWSKI K. 1999. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Wasilków wraz z objaśnieniami. Warszawa. Centr. Arch. Geol. PIG.
- ŁASKOWSKI K. 2000. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Supraśl wraz z objaśnieniami. Warszawa. Centr. Arch. Geol. PIG.
- LINDNER L., SEMIL J. 2007. Plejstocen w dolinie Supraśli między Fastami i Wasilkowem na północ od Białegostoku. Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach. No 16 s. 43–58.

- MICUN K. 2006. Geneza i rozwój rzeźby Kotliny Biebrzy Górnej. Zeszyty Naukowe Politechniki Białostockiej. Inżynieria Środowiska. Z. 17 s. 5–23.
- MICUN K. 2009a. Morfologia i budowa form polodowcowych w Św. Wodzie i Studziankach na Wysoczyźnie Białostockiej. W: Stratygrafia plejstocenu Polski. XVI Konferencja. Łuków. PiG. PAN. Komitet Badań Czwartorzędu. Polskie Towarzystwo Geologiczne s. 117–119.
- MICUN K. 2009b. Osady denne w niewielkich dolinach rzecznych na obszarach staroglacjalnych na przykładzie doliny Kamiennej wykształconej na terenie Wzgórz Sokólskich. Prace i Studia Geograficzne. T. 41 s. 127–135.
- MICUN K. 2012. Antropogeniczne transformations of the land relief in the valley of the Kumiąłka river on Białostocka Upland. W: Natural human environment: Dangerous, protection, education. Monographs of the University of Ecology and Management in Warsaw. Pr. zbior. Red. K.H. Dyguś. Warszawa. Ofic. Wydaw. WSEiZ s. 233–248.
- MOJSKI J.E. 1972. Nizina Podlaska. W: Geomorfologia Polski. Niż Polski. T. 2. Pr. zbior. Red. R. Galon. Warszawa. PWN s. 318–373.
- MUSIAŁ A. 1992. Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa. Wydaw. UW. ISBN 83-230-0748-9 ss. 203.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Pr. zbior. Red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski. Warszawa. UW Wydz. Geogr. i St. Region. s. 29–105.
- MYŚLIŃSKA E., FALKOWSKA E., HOFFMANN E., STĘPIEN A. 1993. Lithology of soils in the Supraśl River valley (E Poland) and their ability to hold pollution. Geological Quarterly. Vol. 37 No. 3 s. 467–484.
- MYŚLIŃSKI G., WÓJCIK B., TARCHALSKA E. 2005. Opracowanie ekofizjograficzne – podstawowe dane do studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego gminy Wasilków. Maszynopis. Wasilków. Urząd Miasta i Gminy.
- OKRUSZKO H. 1995. Mokradła – ich geneza i znaczenie w krajobrazie Puszczy Knyszyńskiej. W: Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza. Pr. zbior. Red. A. Czerwiński. Supraśl. Zespół Parków Krajobrazowych w Supraślu s. 239–254.
- OLACZEK R. 2000. Antropogeniczne czynniki przekształcania dolin rzecznych. W: Rzeki: kultura, cywilizacja, historia. T. 9. Pr. zbior. Red. T. Kołtuniak. Katowice. Wyd. Śląsk s. 119–142.
- OSTROWSKA A., GAWLIŃSKI S., SZCZUBIAŁKA Z. 1991. Metody analizy i oceny właściwości gleb i roślin. Wyd. 1. Warszawa. Dział Wydawnictw IOŚ ss. 334.
- RATAJCZAK M. 2007. Geneza i wiek glin lodowcowych oraz osady katastrofalnych wezbrań wód lodowcowych (stanowisko Dziembowo). Poznań. UAM. Inst. Paleogeogr. i Geoekol. s. 119–125.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 2. Warszawa. PWN ss. 316.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAICH H. 1998. Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. Pr. zbior. Red. E. Mycielska-Dowgiałło. Warszawa. UW. Wydz. Geogr. i St. Region. s. 13–40.
- TERPIŁOWSKI S. 2008. Kemy jako wskaźnik deglacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia warty. Lublin. Wydaw. UMCS. ISBN 9788322727881 ss. 107.
- ŻUREK S. 1992. Stratygrafia, rozwój i kierunki sukcesyjne torfowisk strefy wododziałowej w Puszczy Knyszyńskiej. Zeszyty Naukowe Politechniki Białostockiej. Inżynieria Środowiska. Z. 85(5) s. 253–317.

Krzysztof MICUN

**THE CZARNA RIVER VALLEY IN THE KNYSZYŃSKA PRIMEVAL FOREST
AS AN EXAMPLE OF A PLEISTOCENE VALLEY OF DEAD ICE ORIGIN**

Key words: *dead ice origin valley, Knyszyńska Primeval Forest, origin of the relief*

S u m m a r y

The study conducted in the Czarna River valley in middle part of Białostocka Upland was aimed at recognizing the genesis of valley depression based on analyses of geological structure, surface deposits and relief. Geomorphological mapping was performed within the study. The structure and texture of deposits in outcrops was studied and granulation analyses of the valley sediments were executed. The Czarna River depression was shaped in Pleistocene deposits of an upper stadium of the Warta Glaciation. The depression isn't deep, and its bottom is covered with clayey gravels and gravelly-silty sands of a melt-out origin. The contemporary Czarna River valley bears the traces of periglacial changes (deluvial covers at the feet of slopes), the influence of fluvial processes (sands and alluvial gravels) and of biogenic accumulation (the presence of peat). The river's activity is marked only in the closest surrounding of its channel. A lack of traces of alluvial erosion and alluviums in the parts of depression more distant from the river is a proof of dead ice origin of the whole form. Forms typical for the areal deglaciation: kames, kame terraces, and the dead-ice moraines can be found in the direct surrounding. Their presence indirectly proves a dead ice origin of the lowering. In view of presented results, the depression of the Czarna River valley should be considered a dead ice form.

Adres do korespondencji: dr K. Micun, Politechnika Białostocka, Katedra Ochrony i Kształtowania Środowiska, ul. Wiejska 45 A, 15-351 Białystok; tel. +48 85 746-96-53, e-mail: K.Micun@pb.edu.pl