

BERNARD CEDRO

KSZTAŁTOWANIE SIĘ KRAJOBRAZU DOLINNEGO W OBSZARZE MŁODOGLACJALNYM NA PRZYKŁADZIE DOLINY REGI W OKOLICY ŁOBZA

WPROWADZENIE

Kształtowanie się sieci rzecznej i powstawanie dolin rzecznych na młodoglacjalnym obszarze Polski jest już od dawna dyskutowane w literaturze. Główne zainteresowanie badaczy koncentrowało się najczęściej na dużych formach pradolinnych i dolinnych, a przede wszystkim na pradolinie Noteci-Warty, pradolinach nadmorskich, (a szczególnie Redy-Leby) oraz dolinie dolnej Wisły i dolinie dolnej Odry (Kozarski, 1962; Galon, 1968, 1972; Brykczyński, 1986). Badania geologiczno-geomorfologiczne w obrębie mniejszych form dolinnych rozpoczęto z pewnym opóźnieniem w stosunku do dużych dolin rzecznych (Sylwestrzak, 1978; Florek, 1991; Błaszkiwicz, 1998, 2005). Obecnie przyjmuje się, że największy wpływ na kształtowanie się rzeźby dolin obszarów przymorskich miały:

- procesy odpływu wód roztopowych prowadzące do rozwoju rynien jeziornych i dolin sandrowych,
- wytapianie się brył martwego lodu,
- spływ wód roztopowych i ekstraglacjalnych prowadzący do powstania pradoliny,
- procesy spływu wód ekstraglacjalnych zasilanych opadami prowadzące do rozwoju dolin o genezie fluwialnej.

OBSZAR I CEL BADAŃ

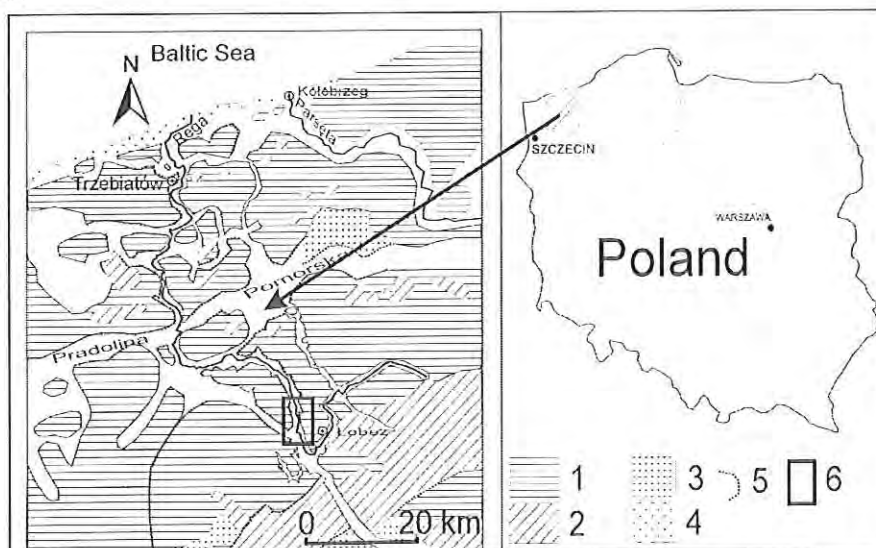
Teren badań obejmował dolinę Regi na obszarze Wysoczyzny Lobeskiej (ryc. 1). Rega jest jedną z największych rzek Pomorza o długości 199 km. Bierze swój początek na Pojezierzu Drawskim w gminie Polczyn Zdrój na zapleczu głównych moren czołowych w rejonie miejscowości Imienko koło Bierzwnicy na wysokości 177,5 m. n.p.m. Należy do bezpośredniego zlewiska Bałtyku, zbiera wody z obszaru 2724,9 km² i wprowadza je w rejonie Mrzeżyna do Bałtyku. Na omawianym odcinku dolina Regi wykorzystuje fragment łączących się dwóch rynien subglacjalnych wciętych w powierzchnię wysoczyzny morenowej na głębokość 45 – 50 metrów (ryc. 2). Dzisiejsze dno doliny znajduje się na wysokości od 51 m n.p.m. w części południowej do 47 m n.p.m. w części północnej. Spadek rzeki na tym obszarze wynosi 0,8‰. Równina zalewowa na analizowanym fragmencie doliny Regi ma bardzo zmienną szerokość od 50 do 300 m.

Dolina Regi jest bardzo słabo rozpoznana od strony geologicznej. Podobnie jak większe rzeki północnego skłonu Pomorza wypływa ze strefy morenowej tak zwanego garbu pojeziernego - strefy wododziałowej, która uformowała się w efekcie oddziaływania kilku zlodowaceń plejstoceńskich. Obszar ten kształtował się poprzez degradację czaszy łądolołu w bardzo krótkim przedziale czasu (Kozarski, 1995). Skomplikowane procesy deglacjacji wytworzyły mozaikę powierzchni morenowych i glacyfluwialnych, rozciętych siecią dolin marginalnych i erozyjnych. Celem prowadzonych badań jest poznanie głównych etapów rozwoju

doliny Regi zarówno podczas deglacjacji lądolodu u schyłku plenivistulianu, jak i podczas późnego glaciału i holocenu. Cel ten może być zrealizowany dzięki analizie morfologii obszaru samej doliny oraz jej bezpośredniego otoczenia. Także badania litostratygraficzne i charakterystyka pokrywy osadowej złożonej na dnie doliny oraz na poszczególnych poziomach terasowych pozwolą na przybliżenie poszczególnych etapów rozwoju. Rekonstrukcja zmian zachodzących na badanym obszarze będzie także możliwa poprzez rozpoznanie miąższości, rozprzestrzenienia i charakteru litologicznego osadów doliny Regi, oraz określenie tempa i warunków sedymentacji osadów w dnie doliny.

Do tej pory jedynie Rega z większych rzek przymorskich nie doczekała się kompleksowego obrazu rozwoju doliny podczas późnego glaciału i holocenu. Autor podjął już pierwsze próby zmiany takiego rozpoznania (Cedro, 2003, 2004a, 2004b, 2005, 2006).

Przedstawione w niniejszym artykule badania były finansowane z grantu KBN nr 2PO4E 04129.



Ryc. 1. Schematyczna mapa geomorfologiczna wg B. Augustowskiego (1977) zmodyfikowana.

1 - wysoczyzny dennomorenowe, 2 - wzniesienia czolowomorenowe, kemowe i ozowe, 3 - sandry, 4 - pola wydymowe, 5 - wysokie krawędzie wysoczyzn i dolin, 6 - obszar badań.

Fig. 1. Geomorphological sketch after B. Augustowski (1977), modified.

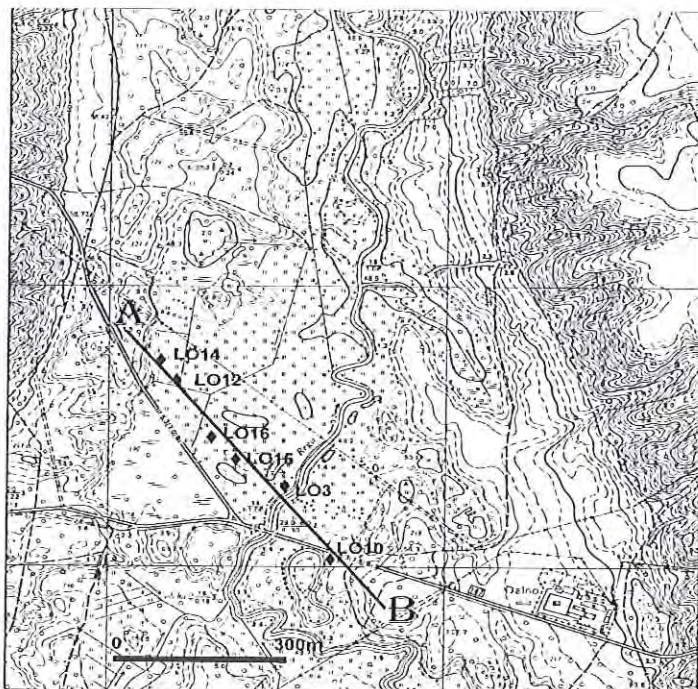
1 – morainic plateau, 2 – accumulation morainic hills, 3 – outwash plains, 4 – dunes fields, 5 – high edges of uphills and valleys, 6 – research area.

METODY BADAŃ

Na podstawie mapy hipsometrycznej (ryc. 2.), dla poszczególnych analizowanych odcinków doliny Regi skonstruowano szereg profili poprzecznych i podłużnych teras. Poziome terasowe identyfikowano na podstawie analizy mapy topograficznej w skali 1:10000 oraz zestawionych profili poprzecznych przez dolinę Regi wykonywanych średnio, co 0,5-1 km.

Budowę geologiczną wybranego odcinka doliny Regi (Ryc. 1.) rozpoznano w latach 2002-2005, dzięki możliwości wykonania szeregu własnych wierceń badawczych umożliwiających precyzyjny pobór próbek do analiz laboratoryjnych. Za pomocą wiertnicy „MERES” (Rotnicki

i in. 1999) wykonano 16 wierceń sięgających głębokości od 5,5 do 12,5 m. Sześć z nich zlokalizowano w rynnowym odcinku doliny na północ od mostu na Redze, przy drodze łączącej Lobeż z Nowogardem. Z wybranych profili oznaczono metodą sitową skład mechaniczny osadów piaszczystych i piaszczysto-żwirowych¹, osadów piaszczysto-mulistych i mulisto-ilastych², a wiek izotopowy wybranych próbek osadów organicznych oznaczono metodą radiowęglową³.



Ryc. 2. Fragment mapy hipsometrycznej z zaznaczoną lokalizacją profili wiertniczych.
Fig. 2. A fragment of hipsographic map with location of boreholes.

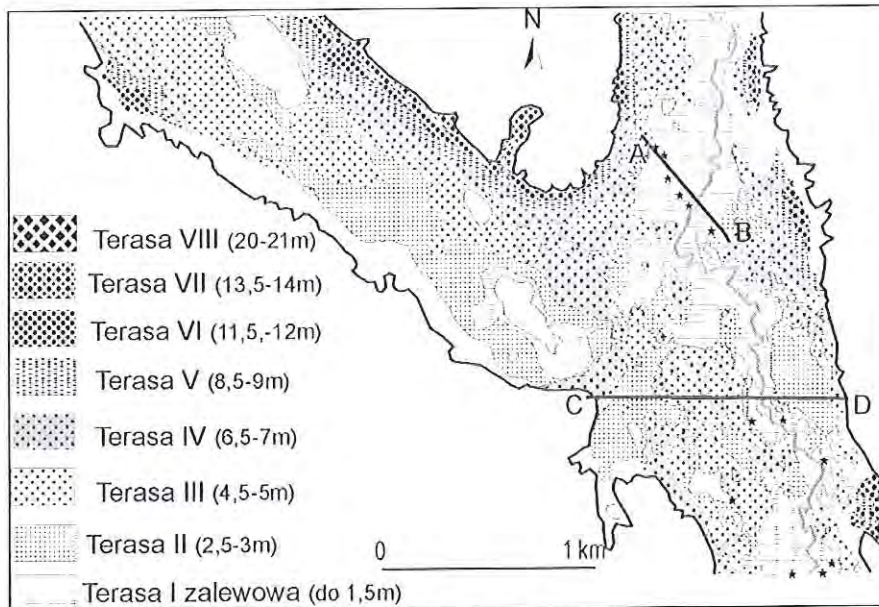
WYNIKI

Na analizowanym obszarze (ryc. 3.) wyróżniono 8 poziomów terasowych (Cedro, 2006): I najniższa terasa (równina) zalewowa obejmuje powierzchnię do 1,5 m ponad poziom wody w Redze, II terasa (nadzalewowa) znajduje się na wysokości 2,5-3 m, III znajduje się na wysokości 4,5-5 m, kolejna IV ma wysokość 6,5-7 m i terasa V obserwowana jest na wysokości 8,5-9 m, VI poziom terasowy znajduje się na wysokości 11,5-12 m, a poziom VII 13,5-14 m. Ostatni VIII poziom rozpoznawany jest na wysokościach 20-21 m nad dnem doliny i na omawianym odcinku jest praktycznie niewidoczny.

¹ przy użyciu zestawu sit firmy Retsch oraz wytrząsarki tej samej firmy typu AS200 control „g”.

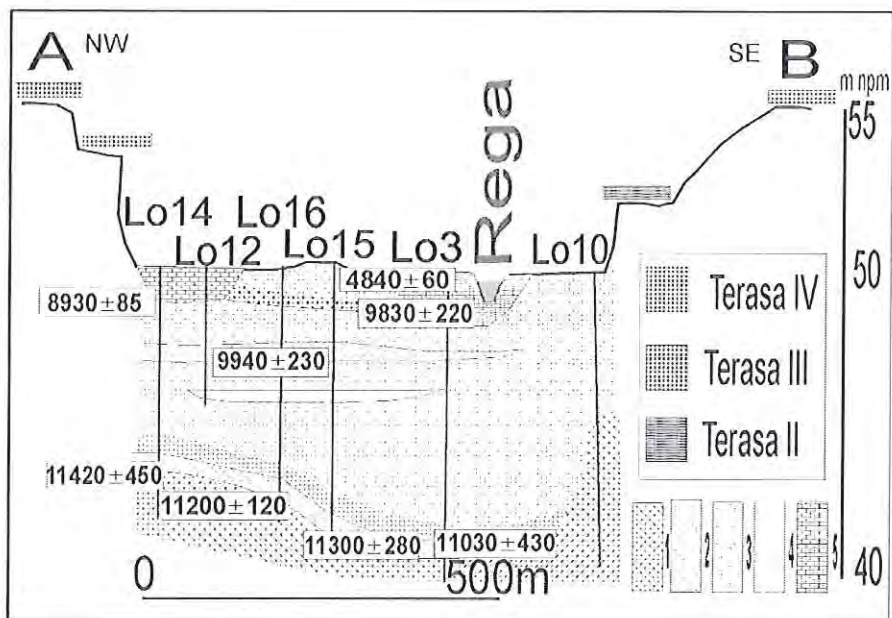
² oznaczono przy pomocy laserowego miernika wielkości cząstek (Mastersizer) firmy Malvern o zakresie pomiarowym od 300 do 0,3 mikrometra.

³ oznaczenie wykonano w Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach.



Ryc. 3. Zasięg poziomów terasowych w dolinie Regi koło Lobza.
 Fig. 3. Terrace levels range in the Rega valley, near Lobez.

Określono z dużym przybliżeniem, że najstarsze osady o znanym wieku nawiercone w profilach Lo3, Lo14, Lo15, Lo16 (ryc. 4) deponowane były w allerródzie (odpowiednio 11030±430 BP - Gd-18324, 11420±450 PB - Gd-17321, 11300±280 BP - Gd-30121, 11200±120 BP - Gd-12890). Osady te w profilu Lo16 nawiercono na głębokości 6 m, gdzie pod cienkim poziomem torfowym występują piaski i mulki z makroszczątkami roślin oraz malakofauną słodkowodną w postaci ślimaków *Gyraulus albus*, *Armiger crista f. cristatus*, *Valvata pulchela*, *Valvata piscinalis* czy *Limnea sp.* oraz małży *Pisidium sp.* Podścielają je piaski średnio i gruboziarniste o średniej średnicy około 1Φ (ryc. 5.). Piaski leżące powyżej dolnego poziomu organicznego wykazują zmienność uziarnienia. Średnia średnica tych osadów waha się w granicach od 0,7 do 2,8Φ. Posiadają one ujemną skośność (średnio około -0,2), oraz wysoką wartość kurtozy w granicach 1,0 - 1,4. W stropowej części profilu Lo3 obserwowane są osady sedimentacji biogenicznej, z dolnej części tych osadów uzyskano datę 9830±220 BP - Gd-16399, natomiast z górnej części 4840±60 BP - Gd-12804. Ponad tymi osadami występują utwory drobnopiaszczyste i mulkowe. Podobną sekwencję (z wyjątkiem braku w stropowej części osadów piaszczystych i mulowych) odnotowano w profilu Lo 14 gdzie z warstwy spągowej o charakterze biogenicznym uzyskano datę 11420±450 PB - Gd-17321, a z górnej części tego profilu z torfów 8960±85 BP - Gd-12884. Rozdzielają je piaski drobnoziarniste i mulki o miąższości 3,5 m. Stropowe odcinki obu profili reprezentują osady wypełnień paleomeandrów.



Ryc. 4. Przekrój geologiczny zlokalizowany na północ od mostu na Redze, przy drodze Lobez-Nowogard.

1 - piaski gruboziarniste i żwiry, 2 - piaski humusowe i torfy, 3 - piaski średnio- i drobnoziarniste, 4 - gytie, 5 - torfy, piaski zatorfione i gytie wypełniające starorzecza.

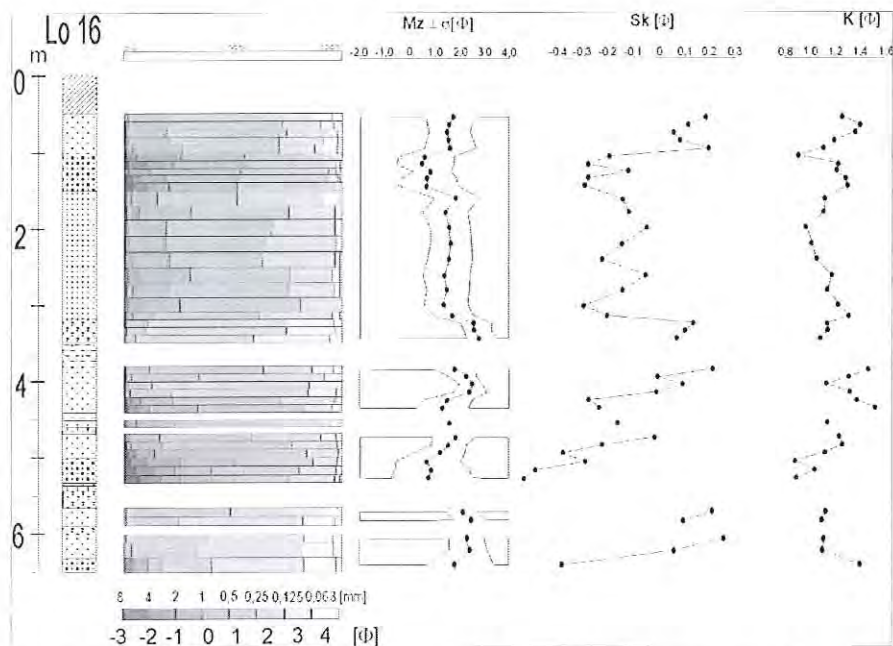
Fig. 4. Geological cross section, located N of bridge over the Rega, by the Lobez-Nowogard road.

1- coarse sands and gravel, 2 – organic sands and peat, 3 – medium and fine sands, 4 – gyttja, 5 – peat, muddy sands and gyttja infilling palcochannels.

DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Ewolucja koryt rzek przymorskich (w tym także Regi) rozpoczęła się u schyłku plenivistulianu, kiedy to powstały poziomy glacialfluwialne: sandrowe i sandrów dolinnych. Szybko postępowała deglacjacja, a brak pokrywy roślinnej sprzyjał mobilności i wysokiej podaży rumowiska (Florek, 1991). W tym czasie wody roztopowe w obecnej dolinie Regi płynęły korytem ku południowi i dalej ku południowemu zachodowi (Galon, 1968). Okres ten zakończył się na przelomie plenivistulianu i późnego vistulianu, gdy doszło do uformowania się odpływu w kierunku północnym. Na podstawie analizy morfologicznej poziomów terasowych w dolinie Regi można przyjąć, że starsze terasy V - VIII mogą mieć charakter kemowy. Występują najczęściej w postaci izolowanych nieregularnych poziomów i spłaszczeń na zboczach rynny. Obszary, w których zachodziła akumulacja form kemowych ograniczały się do niewielkich przestrzeni pomiędzy zboczami obniżen rynnowych, a wypełniającym go lodem, bądź też drobnych zagłębien w obrębie lodu. W chwili obecnej nie rozpoznano jeszcze kierunku splywu wód związanego z tworzeniem się tych poziomów. Natomiast terasy II, III i IV rozwijały się prawdopodobnie w warunkach roztokowego przepływu wód. Świadczy o tym występowanie w dnie doliny licznych izolowanych wzniesień i obniżen o wydłużonym kształcie i płaskich powierzchniach, które można interpretować jako łachy międzykorytowe i koryta roztokowe. Większość z nich ma ułożenie południe-północ, co jest szczególnie dobrze

widoczne w pobliżu linii 'C-D'. Jednocześnie terasa IV jest najlepiej rozpoznawalna i widoczna we wszystkich (także poza omawianym tu obszarem okolic Lobza) analizowanych odcinkach dna doliny. Terasa (IV) występująca na całym odcinku powyżej Trzebiatowa, wyznacza okres, od którego prawdopodobnie rzeka zaczęła funkcjonować jako jednolity system fluwialny (Cedro, 2006).



Ryc. 6. Profil LO16. Pionowe zmiany uziarnienia osadów, oraz pozostałych wskaźników uziarnienia: wg Folk, Warda.

$Mz \pm \sigma$ – średnia średnica \pm odchylenie standardowe, Sk – skośność, K – kurtoza.

Fig. 6. Profile LO16. Vertical changes in grain size and other grain parameters after Folk, Ward.

$Mz \pm \sigma$ - mean \pm standard deviation, Sk – skewness, K – kurtosis.

Proces wytapiania brył martwego lodu najintensywniej przebiegał w allerdzie. W tym także czasie nastąpiło zdeponowanie materii organicznej, rozpoznanej w wierceniach Lo3, Lo14, Lo15, Lo16. Są to najprawdopodobniej zachowane fragmenty kopalnego poziomu glebowego. Sporadyczne występują tu także osady płytkiego zbiornika powstającego w miejscu wytapiania się wielkiej bryły martwego lodu, na co wskazują znalezione makroszczątki roślin oraz malakofauna słodkowodna. Miąższość wyżej występującej pokrywy mineralnej (do 6m) świadczy o szybkim tempie przyrostu osadów. Omawiane tu osady piaszczyste i mulkowe deponowane były synchronicznie wraz z wytapianiem bryły martwego lodu. Obserwowana pionowa zmienność uziarnienia polegająca na istnieniu licznych przewarstwień zwirowych i ilasto-mulkowych wśród osadów piaszczystych wskazuje na roztokowy system odpływu wód. Od okresu preborealnego rozwijał się system odpływu meandrowego, o czym świadczą osady wypełnień paleomeandrów stwierdzone w profilach Lo3 oraz w Lo14 i Lo12. Z występujących tu torfów uzyskano daty wskazujące na początek holocenu. W okresie preborealnym strefa migracji

rzeki była bardzo szeroka i ona wyznacza dzisiejsze rozmiary poziome terasy zalewowej. Podobne wnioski wysuwa W. Florek (1991) dla rzek Pomorza Środkowego. Jest to zrozumiałe, jeśli weźmie się pod uwagę, że na początku holocenu średni roczny przepływ rzek był wielokrotnie większy od dzisiejszego, na co wskazują wyniki badań paleohydrologicznych nie tylko dla obszaru Pomorza (Florek, 1991), ale także dla obszaru Niziny Polskiej (Rotnicki, 1991; Kozarski, Rotnicki, 1978; Rotnicki, Młynarczyk, 1989). Stosunkowo duża prędkość płynięcia wody przy stanach pełnokorytowych była przyczyną szybkiej erozji brzegów i szybkiej migracji koryt, na co wskazują stosunkowo niewielkie różnice wiekowe uzyskane z torfów paleomeandrów znajdujących się w pobliżu profili Lo3 oraz Lo12 i Lo14 przy dzielącej je odległości około 400m. Wysoka podatność brzegów koryta na erozję wynikała z luźnej w tym czasie szaty roślinnej. Z początkiem okresu subborealnego obserwuje się niewielką agradację dna doliny w wąskim pasie przyległym do obecnego koryta Regi. Na torfach wczesnholoceńskich zalegają piaski bardzo drobno ziarniste i mulki z dużą ilością materii organicznej, z których uzyskano datę radiowęglową 4840 ± 60 BP. Taka sytuacja wskazuje na większą dostawę materiału mineralnego do koryta rzecznego. Najprawdopodobniej pozostaje to w związku z postępującym odlesianiem zlewni przez ludność neolityczną.

Z uzyskanych danych wynika, że proces kształtowania się krajobrazu dolinnego najintensywniej przebiegał od allerołu do początku holocenu podczas wytapiania się brył martwego lodu. Ostatnie 10000 lat to okres stosunkowo niewielkich zmian wywołanych głównie przez meandrowanie rzeki. Jednocześnie w tym czasie powstaje wiele odcinków kopalnych oraz obecnie istniejących starorzeczy.

LITERATURA:

- Augustowki B., 1977: Pomorze. Warszawa.
- Błaszkiwicz M., 1998: Dolina Wierzycy, jej rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie. Dokumentacja Geograficzna 10: 1-116.
- Błaszkiwicz M., 2005: Późnoglacialna i wczesnholoceńska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). Prace Geograficzne 201: 1-192.
- Brykczyński M., 1986: O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Niziny Polskiej w czwartorzędzie. Artykuł dyskusyjny. Przegląd Geograficzny 58, 3: 411-440.
- Cedro B., 2003: Postglacialne i holoceneskie osady fluwialne, jeziorno-bagiennie i morskie w dolinie Regi koło Mrzeżyna [w:] Człowiek i środowisko przyrodnicze Pomorza Zachodniego (red.): R. K. Borówka, A. Witkowski, Oficyna IN PLUS Szczecin: 47-49.
- Cedro B., 2004a: Rekonstrukcja sedymentacji postglacialnych i holoceneskich osadów fluwialnych, morskich i jeziorno-bagiennych doliny Regi w rejonie Mrzeżyna. Dokumentacja Geograficzna 31: 29-31.
- Cedro B., 2004b: Rekonstrukcja zmian środowiskowych zapisanych w vistuliańskich i holoceneskich osadach doliny Regi w okolicy Mrzeżyna [w:] Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych (red.): M. Błaszkiwicz, P. Gierszewski, Prace Geograficzne nr 200: 59-67.
- Cedro B., 2005: Wstępne uwagi o wieku osadów wypełniających dolinę Regi w rejonie Łobza i jej ujściowym odcinku w rejonie Mrzeżyna [w:] Plejstoceneskie i holoceneskie przemiany środowiska przyrodniczego Polski (red.): R.K. Borówka, Wybrane aspekty. Oficyna InPlus: 13-16.
- Cedro B., 2006: Poziomy terasowe w dolinie Regi koło Łobza [w:] Człowiek i Środowisko Przyrodnicze Pomorza Zachodniego (red.): Cz. Koźmiński, M. Dutkowski, T. Radziejewska, t. III, Print Group, Szczecin: 76-83.
- Florek W., 1991: Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. WSP Słupsk: 1-238.

- Galon R., 1968: Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lądolodu [w:] Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (red.): R. Galon, Prace Geograficzne IG PAN 74: 101-120.
- Galon R., 1972: Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego. [w:] Galon R. (red.) Geomorfologia Polski, t. 2 Warszawa: 35-110.
- Kozarski S., 1962, Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty. Prace Kom.Geogr.-Geol., PTPN, Poznań, 2, 3.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978: Problemy późnowiśmiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim. Prace Kom.Geogr.-Geol., PTPN 19, Poznań.
- Kozarski S., 1995: Deglacjacja północno-zachodniej Polski: Warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka→ 10 ka BP). Dokumentacja Geograficzna 1: 1-82.
- Rotnicki K., 1991: Retrodiction of paleodischarges of meandering and sinus alluvial rivers and paleoclimatic implications [w:] Temperate paleohydrology (red.): L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thomes, Wiley, Chichester: 431-470.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989: Późnowiśmiańskie i holocenijskie formy i osady korytowe w dolinie środkowej Prosy i ich paleohydrologiczna interpretacja, Geografia 43, UAM Poznań: 1-76.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., Szczot S., 1999: „MERES” – małogabarytowe urządzenie do płytkich wierceń geologicznych [w:] Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku (red.): R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań-Szczecin: 161-168.
- Skomski S., 1969: Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej, Biul PIG , 220 : 175-258.
- Sylwestrzak J., 1978: Zagadnienia morfologii i typizacji dolin północnego skłonu Pomorza. Biul. Inst. Geol. 306, Z badań czwartorzędu w Polsce 21: 199-231.
- Wiśniewski E., 1985: Wiek terasy zalewowej Wisły pomiędzy Wyszogrodem a Płockiem w świetle datowań metodą radiowęglową. Przegląd Geograficzny 57, 4: 553-559.

SUMMARY

VALLEY LANDSCAPING IN THE YOUNG-GLACIAL AREA ON THE EXAMPLE OF REGA VALLEY IN LOBEZ VICINITY

The geological structure of the Rega valley is very poorly known. Previous geomorphological and geological studies in Pomerania have indicated that the Rega valley is a mosaic of glaciofluvial distal, marginal, channel and modern valleys for Central Pomerania. Almost the whole region was shaped by continental glacier deglaciation over proceeding during a very short period. Deglaciation was accompanied by the flow of sander and outwash valley waters, postglacial channel formation and ice burying. Moraine areas are cut through by subglacial channels and erosive valleys, hence a modern valley system with frequent changes in the direction of the river streams.

dr Bernard Cedro

Uniwersytet Szczeciński

Wydział Nauk Przyrodniczych

Instytut Nauk o Morzu

ul. Felczaka 3a, 71-412 Szczecin

e-mail: petromin@univ.szczecin.pl

TOMASZ DUDA, RYSZARD K. BORÓWKA

ZMIANY W KRAJOBRAZIE DOLINY DOLNEJ ODRY NA TLE ROZWOJU PALEOGEOGRAFICZNEGO REGIONU

WPROWADZENIE

Współczesny krajobraz doliny dolnej Odry jest wynikiem szeregu zmian zachodzących na jej obszarze w ciągu ostatnich 25 tysięcy lat. W rezultacie oddziaływania zmian klimatycznych oraz związanych z nimi różnorodnych procesów kształtujących rozwój doliny, zmieniał się charakter rzeki, a także sposób rozwinięcia jej koryta. Zmieniał się również krajobraz samej doliny, zależny między innymi od reżimu rzeki, rodzaju transportowanego i akumulowanego osadu oraz charakteru szaty roślinnej. Znaczący wpływ na współczesny krajobraz doliny wywarła także działalność człowieka, a zwłaszcza prace regulacyjne i melioracyjne prowadzone na tym terenie w XIX i XX wieku (Born, 1948; Urbański, 2005). Pomimo znacznych przekształceń zachowały się na tym terenie ślady dawnego układu koryt Odry, a sama dolina posiada do dzisiaj charakter bagienny, tak charakterystyczny dla tego odcinka Odry od połowy holocenu (Jasnowski, 1962; Dobracki, Piotrowski, 2002; Borówka i in., 2002, 2005). Obecnie Dolina Dolnej Odry jest jednym z największych obszarów bagiennych w Europie Zachodniej i Środkowej, położonych w dolinie rzecznej, a wykształconych jako tzw. bagno fluwiogeniczne. Ta rozległa równina z licznymi starorzeczami oraz siecią naturalnych koryt i sztucznych kanałów stanowi obszar siedliskowy licznych gatunków ptaków, a także miejsce występowania wielu cennych gatunków roślinności bagiennej (Borysiak, 2002). Teren ten jest w znacznej części chroniony przez Park Krajobrazowy Doliny Dolnej Odry po stronie polskiej oraz Park Narodowy Unteres Odertal po stronie niemieckiej, które powstały z inicjatywy wspólnego, polsko-niemieckiego zespołu przyrodników (por. Jasnowski, 2002).

POŁOŻENIE I WSPÓŁCZESNY KRAJOBRAZ DOLINY

Dolina dolnej Odry położona jest na terenie Niziny Szczecińskiej. Za jej południową granicę uważa się okolice Cedyni, gdzie Odra zmienia kierunek swojego biegu z północno-zachodniego na północno-wschodni (Kondracki, 1998). Tuż przy Widuchowej Odra rozdziela się na dwa, równoległe biegnące koryta – Odrę Wschodnią (Regalicę) i Odrę Zachodnią, pomiędzy którymi rozpościera się równina bagienna tzw. Międzyodrza z licznymi starorzeczami oraz siecią naturalnych i sztucznych kanałów o łącznej długości ponad 200 km (ryc. 1 B). O ile koryto Odry Zachodniej jest całkowicie naturalne, o tyle koryto Regaliczy, w rejonie położonym w okolicach Gryfina, jest sztucznym przekopem, powstałym wskutek regulacji Odry przeprowadzonej na początku XX wieku (Urbański, 2005).

Szerokość doliny jest zróżnicowana. Na odcinku od Cedyni do Widuchowej nie przekracza 2-3 km, a wzrasta do około 10-12 km w okolicach Szczecina oraz powyżej 15 km na wysokości jeziora Dąbie. Jezioro to, czwarte pod względem wielkości w Polsce, jest dużym i płytkim rozlewiskiem w Dolinie Dolnej Odry, ciągnącym się na długości ponad 15 km. Od strony południowej, wschodniej i północnej jest ono otoczone nisko położonymi