

3. ŚRODOWISKO GEOGRAFICZNE

Zbigniew Rdzany

3.1. Budowa geologiczna i rzeźba terenu

Wstęp

Pradolina Bzury-Neru jako ostoja siedliskowa Natura 2000 jest odcinkiem pradoliny warszawsko-berlińskiej – największej bruzdy dolinnej obszaru staroglałacjalnego w Polsce i jednej z największych form wklęsłych Nizy Środkowoeuropejskiego, biegnącej pomiędzy Warszawą a Berlinem.

Wszystkie znane z literatury geomorfologiczne ujęcia formy rzeźby zwanej pradolina Bzury-Neru, mimo różnic poglądów między autorami, odnoszą się do terenów bardziej rozległych w porównaniu z terenami sieci Natura 2000: obszarem ochrony siedlisk: „Pradolina Bzury-Neru” (kod PLH100006) i obszarem specjalnej ochrony ptaków „Pradolina Warszawsko-Berlińska” (kod PLB 100001). Po korekcie zasięgu obszaru PLH100006 (zwiększenie do 23369,0 ha) oba te obszary chronione pokrywają się niemal całkowicie. Jednakże zasięgi te obejmują w zasadzie nisko położone części pradoliny jako formy rzeźby, bez uwzględnienia znacznej części stoków.

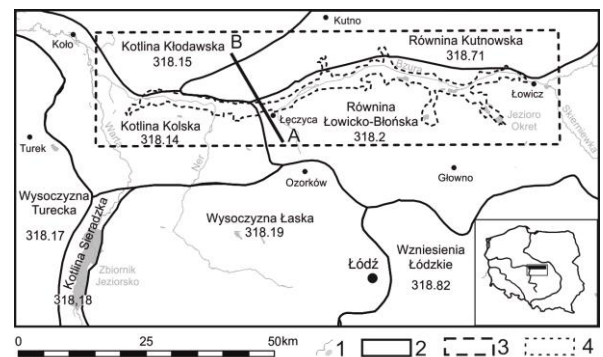
W niniejszym opracowaniu obszar Pradoliny Bzury-Neru przeanalizowano wraz szerokim sąsiedztwem geomorfologicznym. Aby pełniej przedstawić złożoność środowiska abiotycznego, objęto analizą teren o powierzchni ok. 2000 km² (ryc. 1).

Ani Pradolina Bzury-Neru, ani forma główna: pradolina warszawsko-berlińska – w szerokim znaczeniu geomorfologiczno-paleogeograficznym, nie są z reguły wydzielane jako regiony mniejszej lub większej rangi we współczesnych regionalizacjach fizycznogeograficznych. Wyjątkiem jest podział A. Dylikowej (1973), w którym wyróżniono pradolinę warszawsko-berlińską (lub Warty-Odry) jako formę pierwszoplanową Krainy Wielkich Dolin. Na opisywanym terenie przecina ona Niekę Łęczycką, rozciągającą się między tzw. moreną kutnowską na północy a Równiną Szadzkowską na południu. W często cytowanym podziale J. Kondrackiego (2001) analizowany odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej zwany Pradolina Bzury-Neru mieści się w podprovincji Nizin Środkowopolskich, zajmując pogranicze makroregionów Niziny Południowowielkopolskiej i Niziny Środkowomazowieckiej.

W obrębie pierwszego z makroregionów stanowi wschodnią część mezoregionu Kotliny Kolskiej (od Dąbia do okolic Łęczycy na wschodzie), zaś w obrębie drugiego – zachodnią część mezoregio-

nu Równiny Łowicko-Błońskiej po Łowicz na wschodzie. Zajmuje także brzeżne, południowe partie Kotliny Kłodawskiej i Równiny Kutnowskiej.

Budowa geologiczna, rzeźba i geneza pradoliny były przedmiotem wielu publikacji, opisanych w ujęciach syntetycznych, stąd autor czuje się zwolniony z opisu historii badań. Przejrzyste naświetlenie postępu badań nad pradolinaми przedstawili m.in. S.Z. Różycki (1967) i R. Galon (1968), którzy podkreślili znaczenie nawet prac pionierskich z przełomu XIX i XX wieku, w szczególności badań G. Berendta, K. Keilhacka, G. Maasa i F. Wahnschaffego.



Ryc. 1. Położenie obszaru analizy – pradoliny Bzury-Neru z pasem wysoczyzn – na tle jednostek fizycznogeograficznych J. Kondrackiego (2000).

1 – wody, 2 – granice mezoregionów, 3 – zasięg analizy, 4 – obszar chroniony Pradolina Bzury-Neru (PLB100006), linia AB – przebieg przekroju geologicznego, przedstawionego na fig. 3

Powstanie obecnego zarysu pradoliny warszawsko-berlińskiej (*sensu lato*) związane jest najczęściej z etapem funkcjonowania ostatniego lądolodu na ziemiach polskich, w okresie jego największego rozwinęcia i we wczesnych etapach jego ustępowania z południowego pasa Pojezierzy Południowobałtyckich (faza leszczyńska i faza poznańska zlodowacenia wisły). Miało to miejsce w środkowej części późnego plenivistulianu, który trwał od 25 do 15 tys. lat BP (w uproszczeniu: lat temu; BP – *before present*; umownie przed 1 stycznia 1950).

Zasadniczy rozwój opisywanej formy dolinnej wynikał z przepływania w kierunku zachodnim aż do Łaby i w rezultacie do Morza Północnego wód roztopowych lądolodu, połączonych z wodami tzw. rzek ekstraglałacyjnych (Warty, Neru i in.), które dopływały od południa.

Często podkreśla się także starsze od vistuliańskich założenia pradoliny. Istnieją przesłanki, aby sądzić o przedwarciańskim okresie powstania wielkiej doliny w jej obecnym pasie przebiegu, m.in. charakterystyczne ułożenie przestrzenne warstwy gliny lodowcowej warciańskiej w wielu przekrojach poprzecznych, nawiązujące do zarysu tej formy w powierzchni terenu. Cecha ta potwierdza, że rozległe obniżenie typu dolinnego istniało już przed nasunięciem lądolodu zlodowacenia Warty, a lądolód je wypełnił warstwą gliny i osadów wodnolodowcowych (Krzemiński 1987, Rdzany 2009).

Należy tu przypomnieć, iż istnieją poglądy kwestionujące funkcjonowanie wschodniej części tej formy jako pradoliny *sensu stricto*, czyli walnej doliny odprowadzającej połączone wody roztopowe lądolodu zlodowacenia wisły z wodami Wisły i innych rzek ekstrapolacyjnych w rejonie Kotliny Warszawskiej (Wiśniewski, Andrzejewski 1994, Wiśniewski 2003, 2005). Jednakże jej odcinki położone od Łowicza na zachód (ewentualnie od ujścia Ochni), tj. opisywany tutaj odcinek zwany Pradolina Bzury-Neru, a także pradolina Warty-Odry, nie są w tym sensie sporne.

Budowa geologiczna

Pod względem geologicznym opisywany obszar należy do trzech jednostek tektonicznych: **niecki łódzkiej** (część zachodnia), **wału środkowopolskiego** (część środkowa i wschodnia) i **niecki brzeźnej** (wschodni kraniec w okolicach Łowicza).

W głębokich profilach geologicznych obszaru, podobnie jak w innych częściach Niżu Polskiego w zasięgu platformy paleozoicznej, występują trzy piętra strukturalne: podpermskie, permsko-mezozoiczne i kenozoiczne.

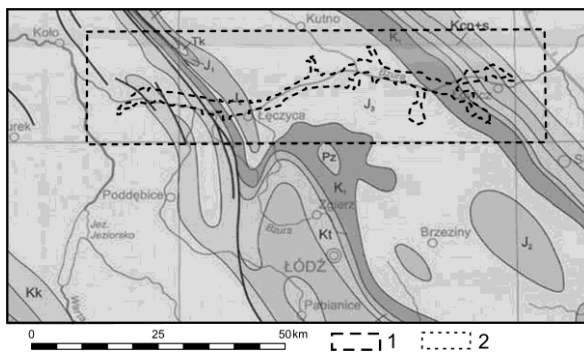
Piętro podpermskie – najstarsze, o stropie na głębokości od 5-6 km i bliżej nieznaną granicę w głębi litosfery (9-10 km?) stanowią słabo poznane, bo zbadane jedynie pod względem geofizycznym, jednostki paleozoiczne i prekambryjskie. Przypuszczalnie tworzą one głęboko pograżone w litosferze struktury fałdowe kaledonidów (Karnkowski 1980).

Piętro środkowe – permsko-mezozoiczne, najlepiej rozbudowane przestrzennie, budują struktury geologiczne permu, triasu, jury i kredy. Jest to kompleks skał osadowych, w zdecydowanej większości pochodzenia morskiego, o grubości rzędu 5-6 km w zasięgu opisywanego obszaru (Karnkowski 1980). Utwory stropu tego piętra strukturalnego ukazują się na powierzchni topograficznej jedynie w małych wychodniach w okolicy Roźniatowa i Świnic koło Dąbia (Szmidt 2012).

Najstarsze ogniwo piętra permsko-mezozoicznego stanowią osady morskie cechsztynu (górnego permu), w postaci soli kamiennych i potasowych, gipsów i anhydrytów. Osady te odróżniają się spośród całego kompleksu największą zmiennością miąższości. Najczęściej osiągają 1-2 km, jednak lokalnie

mogą pogrubiać się nawet do 4-5 km, tworząc ciała solne: diapiry i poduszki. Największą strukturę diapirową – kłodawski wysad solny, biegnący z NW na SE wzdłuż linii: Izbica-Kłodawa-Lęczycza-Solca Wielka, można uważać za sprawcę ważnego elementu geomorfologicznego i hydrologicznego okolic Łęczycy – występowania działu wodnego I rzędu (między dorzecziami Wisły i Odry) w obrębie pradoliny (Jewtuchowicz 1967, 1970).

Ten najwyższy położony odcinek dna pradoliny nawiązuje do południowej części kłodawskiego wysadu solnego. Mimo, że w okolicach Łęczycy utwory permu dochodzą najbliżej powierzchni podkenozoicznej, struktura wysadu jednak nie przebiega tutaj utworów mezozoicznych – podobnie jak w okolicy Kłodawy i Izbicy. Antyklinalna struktura powstała ponad ciałem solnym wykazuje w górnej części ślady denudacji (brak utworów wieku kredowego) i odsłania na powierzchni podkenozoicznej najstarsze skały w skali całego odcinka pradoliny, którymi są utwory jury środkowej (Dadlez i in. 2002; ryc. 2).



Ryc. 2. Wiek utworów powierzchni podkenozoicznej obszaru analizy wg Dadleza i in. (2002, fragment mapy).

Utwory permu (P): Pz – cechsztyń; utwory triasu: Tk – kajper (część górnego triasu); utwory jury (J): J₁ – jura dolna, J₂ – jura środkowa, J₃ – jura górna; utwory kredy (K): K₁ – kreda dolna (nie rozdzielona), K₂+c – alb górny i cenoman, Kcn+s – koniak i santon, Kk – kampan, Km – mastrycht; 1 – zasięg analizy, 2 – obszar chroniony Pradolina Bzury-Neru (PLB100006)

Analiza profili głębokich wierceń, wykonanych w zasięgu analizowanego obszaru pozwala stwierdzić, że utwory mezozoiczne: triasu, jury i kredy wykazują znacznie mniejsze zróżnicowanie miąższości w porównaniu z osadami permu. Są to głównie zliżyfikowane osady morza płytkich i średnich głębokości: piaskowce, mułowce, wapienie, margle, opoki, ilowce i łupki ilaste.

Piętro permsko-mezozoiczne cechują deformacje fałdowe, które mają charakter struktur wielkopromiennych oraz zdyslokowanie nieciągłe – w postaci uskoku, tworzących w planie charakterystyczny, ortogonalny układ przestrzenny.

Mimo swoistej izolacji soli permu od powierzchni terenu w okolicach Łęczycy, istnienie ortogonalnego systemu uskoku w nadległych utworach jurajskich i przepuszczalność nadległych osadów plejstocenu, sprzyja migracji słonych wód wglębnych ku

powierzchni, czego odzwierciedleniem jest roślinność słonolubna, np. słone łąki i szuwały halofilne między Błoniem a Wilczkowicami Starymi (Krzemiński 1987, Olaczek 1987).

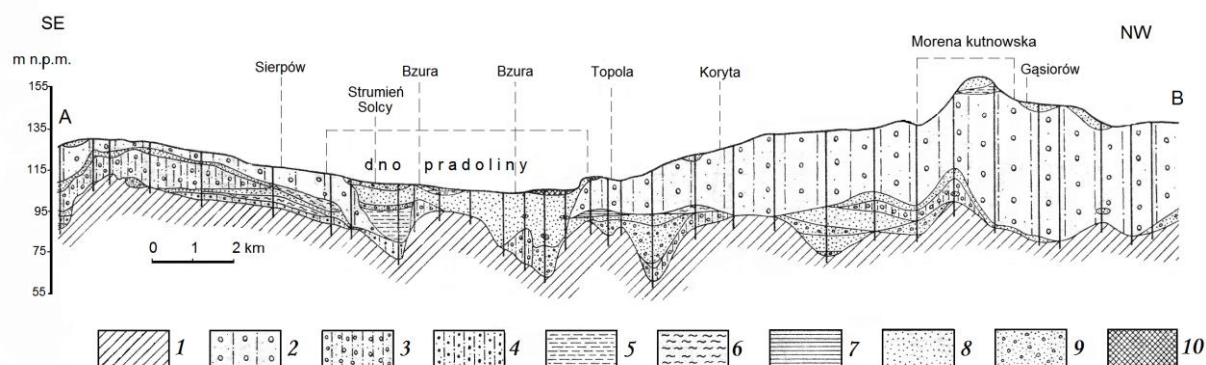
Utwory górn jurajskie występują na powierzchni podkenozoicznej między okolicami Łęczycy i Piątku. Tylko na niewielkim, kilkukilometrowym odcinku koło Łęczycy są one rozdzielone pasem utworów jury środkowej. Często są bezpośrednim podłożem osadów plejstocenu – tam, gdzie nie zachowały się osady paleogenu i neogenu. Utwory paleogenu i neogenu występują natomiast wyspowo i odznaczają się urozmaiconym stropem, co wynika z deformacji glacytektonicznych, które jednak bardziej są rozwinięte na południe od pradoliny. W okolicach Piątku zaburzenia te widoczne są w sztucznych odsłonięciach (por. Ber 2006).

Powierzchnia podkenozoiczna zestawiona z obrazem współczesnej rzeźby wskazuje, że pradolinę przecinają skośnie formy wklęsłe podłoża biegnące z NW na SE, natomiast tylko na niewielkim odcinku koło Łowicza pokrywa się to z przebiegiem odcinka pradoliny (Szmidt 2012). Analiza ta pozwala wykluczyć istnienie większej jednolitej formy dolinnej wieku przedplejstocenijskiego na linii pradoliny Bzury-Neru. Przedplejstocenijską predyspozycją dla powsta-

nia obniżenia pradoliny w plejstocenie mógł być wklęsły zarys misy tzw. depresji centralnej, istniejącej w neogenie na obszarze Polski Środkowej (Różycki 1967).

Biorąc pod uwagę cechy podłoża plejstocenu i cechy osadów w przekrojach poprzecznych pradoliny Bzury-Neru, można sądzić, że wielka forma dolinna powstała tu w plejstocenie, przed zlodowaceniem Warty. Jako typowa pradolina mogła funkcjonować w czasie zanikania lądolodu Warty, jednakże w tym sensie rozwinęła się najlepiej w trakcie najmłodszego zlodowacenia: w środkowej części plenivistulianu.

Piętro strukturalne kenozoiczne odznacza się zmienną miąższością profilu osadów w granicach od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (ryc. 3), tylko miejscami w rowach tektonicznych – rzędu stu kilkudziesięciu metrów. Charakterystyczną cechą jego górnej części jest znaczny udział miąższych glin zlodowaceń środkowopolskich: Warty i Odry – są to zwykle kilkunastometrowe warstwy. Pokłady tych glin na południe od pradoliny leżą w przybliżeniu współkształtnie do powierzchni terenu, co wskazuje w odniesieniu do transgresji lądolodów, które je zdeponowały, rosnący opór przedpola w związku z pokonywaniem przeciwstoku. Po pokonaniu strefy stokowej Wzniesień Łódzkich i sąsiednich wysoczyzn, lądolody



Ryc. 3. Przekrój przez pradolinę Bzury-Neru w okolicach Łęczyczy wg Jewtuchowicza (1967, ryc. 14, opisy nieco zmienione). Przebieg linii przekroju AB oznaczono na ryc. 1.

1 – podłoże czwartorzędowe, 2 – glina lodowcowa zlodowacenia Warty, 3 – glina lodowcowa zlodowacenia Odry, 4 – glina lodowcowa zlodowacenia sanu, 5 – mulki, 6 – iły, 7 – iły warwowe, 8 – piaski, 9 – żwir, 10 – torf

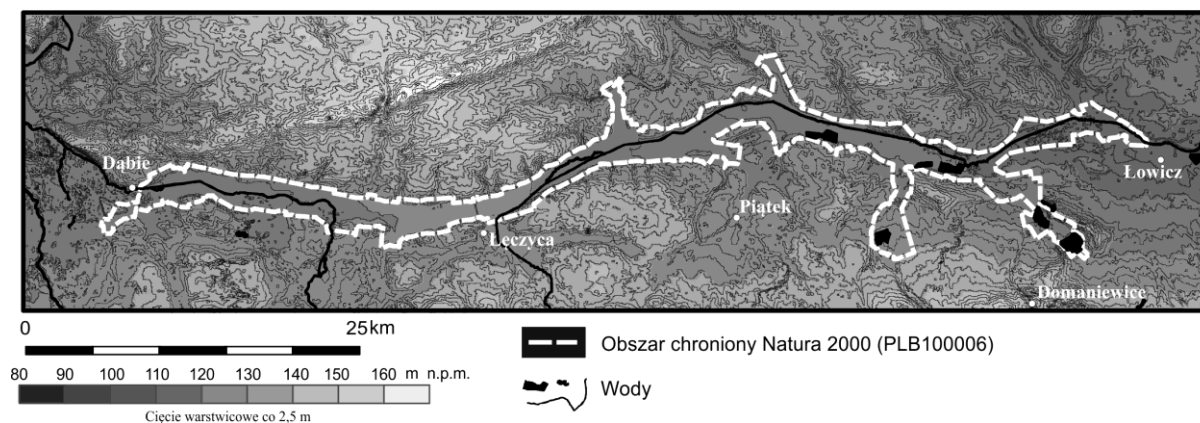
odkładały już znacznie cieńsze warstwy gliny lodowcowej, zwykle rzędu kilku metrów (Rdzany 2009).

W rozcięciach erozyjnych w osadach zlodowacenia warty i starszych utworów plejstocenijskich włożone są serie rzeczne z końcowej części ostatniego piętra zimnego, głównie ze schyłku plenivistulianu i późnego vistulianu. Tworzą one rozległe poziome teras nadzalewowych w pradolinie. Niekiedy powleczone są piaszczystymi pokrywami eolicznymi lub nadbudowane wydrami ze schyłku plejstocenu. Z kolei w rozcięciach erozyjnych w obrębie osadów rzecznych zimnego piętra wiśły (vistulianu) włożone są kilkumetrowej miąższości utwory rzeczne den dolinnych wraz z bardzo rozpowszechnionymi osadami

bagiennie-torfowiskowymi, osadzone w warunkach klimatu umiarkowanego w holocenie (ryc. 3).

Rzeźba terenu

Przewodnią cechą krajobrazu geomorfologicznego pradoliny Bzury-Neru jest małe urozmaicenie. Dominacja równin fluwialnych, niezbyt wysokie stoki ponad nimi oraz znaczny udział równin wysoczyznowych w sąsiedztwie pradoliny wywołują wrażenie znacznej monotonii rzeźby terenu. W skali całej analizowanej pradoliny Bzury-Neru i jej sąsiedztwa wysoczyznowego, maksymalna deniwelacja przekracza nieco 60 metrów (ryc. 4).



Ryc. 4. Rzeźba pradoliny Bzury-Neru na tle sąsiednich wysoczyzn lodowcowych. Izohipsy wygenerowane na podstawie danych numerycznego modelu terenu. Przedstawiono wycinek terenu o powierzchni ok. 2000 km² i wymiarach 88 km x 22,5 km. Poziomice co 2,5 m w przedziale od 80 do 160 m.

Analizowaną formę pradoliną ograniczają od północy i południa wysoczyzny wznoszące się od około 120 do ponad 160 m n.p.m. (168 m w obrębie tzw. moren kutnowskich i ponad 160 m na Wale Domaniewickim koło Łowicza i na sąsiedniej wysoczyźnie). Jeśli uwzględnimy wyraźniejsze krawędzie płatów wysoczyzn lodowcowych po stronie południowej, np. krawędź terenową na linii Głowno-Domaniewice, można by przyjąć, że pradolina na tym odcinku osiąga ponad 20 km szerokości. Taka „szeroka” interpretacja rozmiarów pradoliny jest charakterystyczna dla starszych poglądów (np. Jewtuchowicz 1967). Jednakże w nowszych publikacjach poziomy równinne lub faliste, ukształtowane w czasie zlodowacenia Warty, rozpościerające się ponad terasą nadzalewową wistulianką, zbudowane z gliny lodowcowej i/lub osadów rzecznotrudowcowych, nie są włączane do zasięgu pradoliny, lecz są traktowane jako niskie poziomy wysoczyznowe (Wiśniewski, Andrzejewski 1994, Wiśniewski 2003, Kobojeck 2009). Jeśli uznać, że do pradoliny należy zaliczyć jedynie poziomy terasowe rzeczne, tj. terasy nadzalewowe z wistulianu (pleniwistulianu i późnego wistulianu) oraz terasy zalewowe holocenijskie Bzury i Neru, bez poziomów wyższych i stoków, tak rozumiana pradolina osiągać będzie na większości odcinków jedynie szerokość 3-4 km.

Największe urozmaicenie obszarów wysoczyznowych, towarzyszących od północy pradolinie występuje pomiędzy wsią Dąbie a ujściowym odcinkiem rzeki Ochni – lewego dopływu Bzury. Występuje tam zespół pagórków i wzgórz o maksymalnej wysokości względnej do 30 m, których geneza wiązana jest z intensywną akumulacją wodnotrudowcową i lodowcową w strefie marginalnej lądolodu zlodowacenia Warty. Pośród tych form występują zarówno moreny czołowe obudowie fluwioglacjalnej, jak i kemy fluwioglacjalne, które powstały w rozległych rozpadlinach zanikającego lądolodu, w otoczeniu martwego lub stagnującego lodu lodowcowego.

Z kolei po południowej stronie pradoliny do najwybitniejszych form należy zespół Wzgórz Domaniewickich, stanowiący rodzaj wyraźnego półwyspu

Wzniesień Łódzkich, uznany niegdyś w wyniku pionierskich badań glacialnych za morenę czołową (Lencewicz 1927), jednakże w wyniku szczegółowych badań przeprowadzonych w latach 60. i 70., a także na przełomie stuleci – zinterpretowany jako zespół trzech wielkich kemów fluwioglacjalnych (Klajnert 1978, Jaksa 2006).

Stoki wysoczyznowe, opadające na terasy pradolinne mają zwykle kilka-kilkanaście metrów wysokości. Wyjątkowo tylko zachodnia część Wzniesień Łódzkich, towarzysząca środkowemu odcinkowi pradoliny, opada kilkoma charakterystycznymi wysokimi stopniami i przedzielającymi je spłaszczeniami, zaś całość zwana jest strefą krawędziową Wzniesień Łódzkich, a dawniej – strefą krawędziową Wyżyny Łódzkiej (Klatkowska 1972, Dylikowska 1973).

Terasa nadzalewowa w pradolinie zbudowana jest zarówno z osadów fluwialnych (ściśle: fluwioperyglacialnych) i fluwioglacjalnych wistulianu, jak i z gliny lodowcowej – głównie ze zlodowacenia Warty. Biorąc pod uwagę fakt występowania zarówno rozległych pokryw akumulacyjnych, jak i ściętych erozyjnie rozległych cokołów starszych osadów (tzn. sprzed wistulianu), należy podtrzymać pogląd S. Jewtuchowicza (1967) o jej złożonej genezie akumulacyjno-erozyjnej. W ogólnych zarysach zasięg tych poziomów przedstawiony został na mapie geomorfologicznej regionu łódzkiego autorstwa K. Turkowskiej (2006).

Terasa nadzalewowa wistulianka opisana została szczegółowo m.in. przez T. Krzemińskiego (1987) z okolic Łęczycy oraz przez E. Kobojeck (2009) z obszaru między Łęczycą a Łowiczem. Jej osady to głównie utwory korytowe rzek roztokowych, usypujące ówczesne dno pradoliny. Częściowo, w obszarach podstokowych terasa ta jest nadbudowana osadami piaszczystych lub piaszczysto-żwirowych stożków napływowych i osadów stokowych. Miąższość jej osadów wynosi przeważnie kilkanaście metrów, zaś główną cechą uziarnienia jest zdecydowana dominacja frakcji piaszczystej z domieszką żwirów. Terasa ta w wielu miejscach pradoliny, zwłaszcza we wscho-

dniej części Kotliny Kolskiej w okolicach Dąbia, nadbudowana jest wydrami i pokrywami eolicznymi. Procesy wydymotwórcze, zapisały się głównie w późnym wistulianie (ok. 15-10 tys. lat BP) oraz w mniejszym stopniu w holocenie (Krajewski 1977).

Od terasy nadzalewowej odcina się rozległe, równinne dno pradoliny. Pomiędzy Łęczycą a Tumem na pradolinym dziale wodnym wznosi się ono najwyżej, osiągając rzędną ok. 101 m n.p.m. Tę część dna pradoliny Bzury-Neru charakteryzuje jednocześnie wyraźne zwężenie rzędu około 1 km. Od tego miejsca terasa zalewowa opada zarówno na wschód – do 82 m n.p.m. w Łowiczu, jak i na zachód – do 94 m n.p.m. we wsi Dąbie. W kotlinowatych rozszerzeniach pradoliny dno również się rozszerza, osiągając maksymalnie ok. 2,5 km (np. w okolicy Świąc na zachód od Łowicza). Należy zauważyć, że różnice szerokości dna są tu znacznie mniejsze niż w pradolinie toruńsko-eberswaldzkiej. Powierzchnia dna dolinnego dominuje jednak na większości odcinków pradoliny, tj. podmokłe i zatorfione dno pradoliny osiąga przeważnie szerokość większą od szerokości pozostałych teras. Spadek dna waha się od ok. 0,17‰ do 0,5‰.

Dno pradoliny, mimo iż w ogólnych zarysach ukształtowane zostało w późnym plejstocenie, ulegało procesom fluwialnym w ciągu całego holocenu. Utwory rzeczne i biogeniczne holoceniowe – najmłodszy element pradoliny to osady teras rzecznych Neru, Bzury i ich dopływów. Utwory te wykształcone są w facjach typowych dla rzek meandrujących i anastomozujących (wielokorytowych). Ich dokładną charakterystykę sedymentologiczną, przeprowadzoną na podstawie badań terenowych i laboratoryjnych przedstawiła ostatnio E. Kobjek (2009).

W pradolinie Bzury-Neru człowiek zaczął działalność rolniczą już w paleolicie, jednakże intensywne zagospodarowanie osadnicze i rolnicze rozwija się od średniowiecza. Zaznacza się ono głównie na terasie nadzalewowej.

Terasa zalewowa pradoliny Bzury-Neru, jako jeden z większych w Polsce środkowej obszarów bagiennych była obiektem licznych regulacji koryt, eksploatacji torfów i innych działań mających znaczny wpływ na funkcjonowanie ekosystemów. Z badań E. Kobjek (2009) wynika, że szczególnie złożone skutki antropopresji zauważyć można w funkcjonowaniu rzek wielokorytowych (np. odcinek Bzury między Sobotą a Łowiczem), we fragmentach dna pradolinowego o najmniejszych spadkach – rzędu 0,2‰. Odlesienie tego terenu, zresztą o naturalnych predispozycjach do zabagnień, spowodowało dodatkowe podniesienie wód gruntowych i w – rezultacie – wzrost zasilania koryt przez gruntowe wody dolinne, wzrost przepływów i powstawanie dodatkowych koryt. Kolejnym czynnikiem sprzyjającym istnieniu obszarów podmokłych były młyny wodne ze stawami. Okresem największej rozbudowy systemu korytowego i rozrostu powierzchni obszarów mokradeł był wiek XVII, XVIII i początek XIX w., co zbieгло się także ze wzrostem opadów, charakterystycznym dla tzw.

małej epoki lodowej. W połowie XIX w. przeprowadzono w pradolinie intensywne prace regulacyjne, których skutkiem są dziś gęste systemy rowów melioracyjnych, a w dolinie Bzury dwa ustabilizowane koryta. Należy podkreślić także skutki kilkunastuletniej eksploatacji torfów w postaci licznych dołów potorfowych (torfianek), a także szeroko zakrojonej melioracji wodnej, zrealizowanej w drugiej połowie XX w.

W ostatniej dekadzie konfliktogenny charakter ze środowiskiem przyrodniczym miała budowa autostrad. Wskutek tego analizowane tu tereny chronione systemu „Natura 2000” są przecięte dwiema autostradami: A1 (obszar konfliktu w zlewni rzeki Ochni w gminie Krzyżanów wynosi 3 km²) i A2 (obszar konfliktu w gminie Świnice Warckie w okolicach Dąbia oraz w gminie Łęczycza obejmuje 0,33 km²).

Podsumowanie

„Pradolina Bzury-Neru” i „Pradolina Warszawsko-Berlińska” rozumiane jako właściwie pokrywające się pod względem zasięgu specjalne obszary ochrony siedlisk sieci Natura 2000 stanowią dominującą część pradoliny Bzury-Neru w rozumieniu formy rzeźby terenu (*sensu lato*), obejmując jej najniższe części. Pradolina Bzury-Neru stanowi wschodni element pradoliny warszawsko-berlińskiej – największej bruzdy dolinnej obszaru staroglacjalnego w Polsce i jednej z największych form wklęsłych Niżu Środkowoeuropejskiego.

Analizy budowy geologicznej podłoża plejstocenu oraz osadów czwartorzędu w przekrojach poprzecznych pradoliny Bzury-Neru pozwalają przyjąć, że w plejstocenie – jeszcze przed zlodowaceniem Warty – powstała tutaj wielka forma dolinna w ogólnych zarysach podobna do pradoliny współczesnej. Jako pradolina mogła funkcjonować zarówno w czasie zanikania lądolodu Warty (deglacji), jak i w trakcie najmłodszego zlodowacenia – w pleniwistulianie (25-15 tys. lat BP). W środkowej części pleniwistulianu nastąpił zasadniczy rozwój opisywanej formy jako typowej pradoliny. Wynikał on z przepływania w kierunku zachodnim aż do Łaby i w rezultacie do Morza Północnego wód roztopowych lądolodu, połączonych z wodami tzw. rzek ekstraglacjalnych (np. Neru), które dopływały od południa.

W holocenie, wskutek naturalnych uwarunkowań morfologicznych i hydrogeologicznych, sprzyjających powstawaniu zabagnień, oprócz osadów mineralnych rzek meandrujących i anastomozujących, powstały znaczne nagromadzenia osadów organicznych (głównie torfów). Człowiek wpływał na niektóre procesy przyrodnicze w pradolinie już w neolicie, lecz bardziej intensywna antropopresja zaznacza się od średniowiecza do czasów nam współczesnych.

W ostatniej dekadzie konfliktogenny charakter miała budowa autostrad. Analizowane tu obszary chronione „Natura 2000” zostały przecięte dwiema autostradami (A1 i A2), co spowodowało powstanie obszarów konfliktu o łącznej powierzchni około

3,3 km². Ślady naruszenia elementów abiotycznych stopniowo zanikają. W najbliższych latach nie przewiduje się zmian antropogenicznych w budowie geologicznej i rzeźbie terenu, które w istotny sposób mogą zmienić stan środowiska przyrodniczego tego obszaru. Za przykład zagrożeń dla osadów biogenicznych dna pradoliny można uznać z geologicznego punktu widzenia ich osuszanie, prowadzące do procesów deflacyjnych (wywiewania w czasach susz), zwłaszcza na murszejących torfowiskach. Występuje tam także zagrożenie pożarami torfów. Zagrożenia eksploatacją piasków i żwirów, tworzących formy pagórkowate w sąsiedztwie pradoliny są obecnie stosunkowo niewielkie ze względu na zakończenie na tym obszarze wielkich inwestycji drogowych. Należy zwrócić jednak uwagę, że nie zrehabilitowane małe

odkrywki na wysoczyznach w pobliżu pradoliny obniżają wartości estetyczno-jakościowe krajobrazu.

Z punktu widzenia klasyfikacji krajobrazów T. Chmielewskiego (2012), opisywany obszar pradoliny Bzury-Neru – jeden z ważniejszych w Polsce Środkowej korytarzy ekologicznych – obejmuje krajobrazy przyrodnicze harmonijnie użytkowane, zaś tereny otaczające mogą w obecnym stanie być zaliczone do typów przyrodniczo-kulturowych harmonijnych, z nielicznymi wyspami krajobrazów przyrodniczo-kulturowych dysharmonijnych.

Serdecznie dziękuję

Panu dr. Aleksandrowi Szmidtowi za pomoc w opracowaniu ilustracji do artykułu.