

GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU RZEŹBY POLESIA

R. Dobrowolski, M. Harasimiuk

Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin

S t r e s z c z e n i e. Rzeźba Polesia, mimo równinnego charakteru i pozornej monotonii krajobrazowej, jest wyraźnie zróżnicowana pod względem wiekowym i genetycznym; wykazuje przy tym dużą typologiczną zmienność przestrzenną. Decydujący wpływ na jej współczesne oblicze miały procesy plejstoceńskiej akumulacji glacialnej (złodowacenie odry i warty) i limnicznej (złodowacenie wisty) oraz holocenińskiej akumulacji organogenicznej. Znaczący wpływ, choć głównie pośredni, w kształtowaniu kenozoicznej morfogenezy tego obszaru miały czynniki endogeniczne związane z neotektoniczną reaktywacją starych rozłamów strukturalnych. Warunkowały one i ukierunkowywały zarówno przebieg procesów erozyjno-denudacyjnych (fluwialnych, krasowych, glacialnych i fluwioglacialnych), jak i akumulacyjnych (glacialnych, limnicznych, organogenicznych).

S ł o w a k l u c z o w e: kraton wschodnioeuropejski, neotektonika, kenozoiczna morfogeneza, Polesie.

WSTĘP

W podziałach regionalnych Europy Polesie stanowi znaczącą jednostkę fizycznogeograficzną rangi podprowincji. Położone w dorzeczach Prypeci, Bugu, Dniepru i Desny zajmuje powierzchnię ok. 200 tys. km² (według różnych źródeł od 150 nawet do 270 tys. km²)¹. Mimo pozornej monotonii krajobrazowej jest to obszar niezwykle zróżnicowany wewnętrznie, zarówno w sensie geologicznym, jak i morfogenetycznym. To "głęboko zakorzenione" fizjograficzne zróżnicowanie obszaru daje podstawę do wydzielania jednostek regionalnych niższego rzędu, rangi makroregionów (pasowy subrównoleżnikowy układ) oraz mezoregionów.

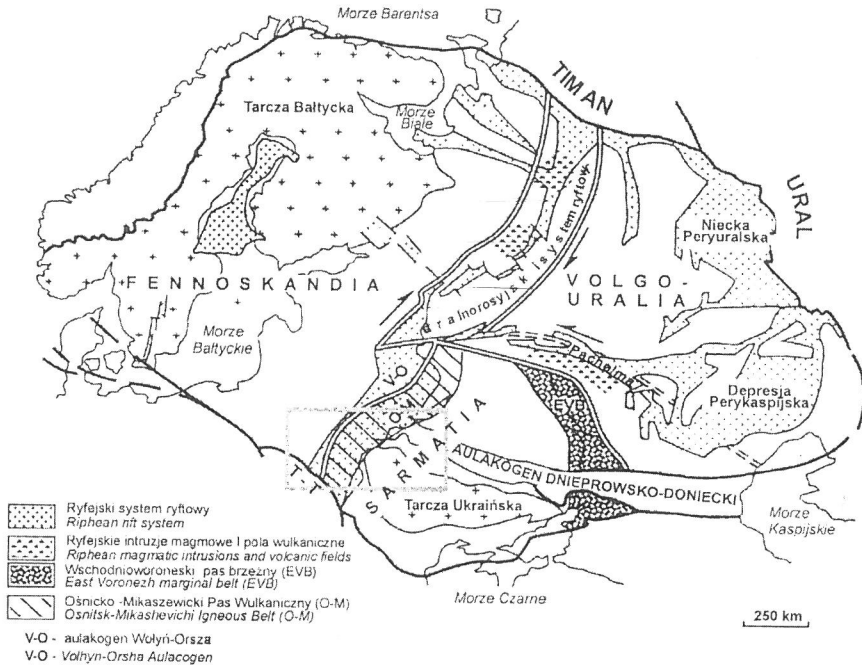
¹Jest to efekt przyjmowania odmiennych kryteriów regionalizacji fizycznogeograficznych, a co za tym idzie odmienniej delimitacji granic obszaru.

W pracy przedstawiono ogólny zarys warunków geologiczno-gemorfologicznych Polesia. Szczególną uwagę zwrócono przede wszystkim na rolę czynnika endogenicznego (przejawy aktywności neotektonicznej) w kształtowaniu kenozoicznej morfogenezy obszaru.

ZAŁOŻENIA STRUKTURALNE

Polesie zajmuje obszar o dość szczególnej pozycji strukturalnej. W całości położone w granicach kratonu wschodnioeuropejskiego, w obrębie dwóch jego głównych segmentów (megabloków): Fennoskandii (część północno-zachodnia) oraz Sarmatii (część centralna i wschodnia). Segmenty te są dużymi, złożonymi terranami o niezależnej (odmiennej) historii, sięgającej archaiku i wczesnego proterozoiku [1,8,9], połączonymi w ryfeju transkratoniczną strefą ryftową (odpowiadają jej jednostki strukturalne typu aulakogenów: Wołyń-Orsza oraz Ośnick-Mikaszewicze). Południowo-zachodnia granica Polesia pokrywa się natomiast z wałną strefą rozłamową T-T, rozdzielającą platformę prekambryjską od platformy paleozoicznej (Rys. 1). Dominującą rolę w planie strukturalnym fundamentu krystalicznego tej części kratonu wschodnioeuropejskiego odgrywają dyslokacje (strefy dyslokacyjne) o orientacji: NE-SW (wiek wczesnoproterozoiczny), NW-SE (wczesny proterozoik-ryfej) i W-E (ryfej); podrzędne znaczenie mają również subpołudnikowe dyslokacje o założeniach sięgających wczesnego archaiku [1,9,18]. Wszystkie te głęboko zakorzenione rozłamy strukturalne miały istotny wpływ na przebieg, dynamikę i ukierunkowanie procesów endogenicznych w kolejnych cyklach aktywności tektonicznej obszaru, włączając w to również aktywność neotektoniczną i współczesne ruchy tektoniczne. Dość zgodnie przypuszcza się, że były one reaktywowane jako horyzontalne ruchy przesuwcze lub/i pionowe ruchy blokowe i ekshumowane w nadległych kompleksach strukturalnych [2,10,13-15]. Udokumentowane okresy uaktywniania ruchu przesuwczego w podłożu wzdłuż wałnych uskoków NW-SE przypadają na: wałdaj, ordowik-wczesny sylur, alb-cenoman, eocen, sarmat; natomiast ruch przesuwczy wzdłuż uskoków poprzecznych (NE-SW) na: ryfej, środkowy i górny dewon, turon-koniak [15].

Głębokość zalegania cokołu krystalicznego w obrębie Polesia jest silnie zróżnicowana. W obrębie tarczy ukraińskiej (międzyrzecze Horynia i Dniepru) skały intruzywne oraz metamorficzne archaiku/dolnego proterozoiku odsłaniają się na powierzchni, bądź występują pod niewielkiej miąższości pokrywą mezozoiczną. W granicach jednostek podniesionych zalegają one na głębokości do ok. 1500 m, zaś w jednostkach obniżonych na głębokości 2000-5000 m [15,18].



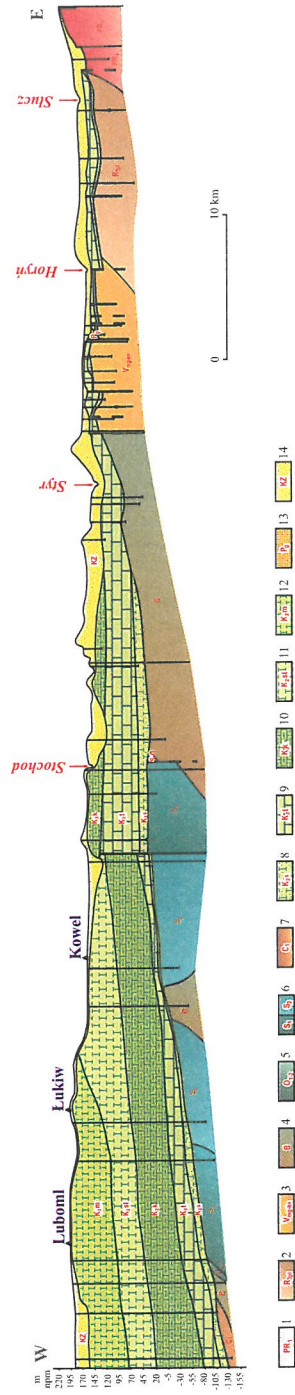
Rys. 1. Jednostki strukturalne kratonu wschodnioeuropejskiego [1]

Fig. 1. Structural domains of the East European Craton [1]

Poza obszarem tarczy ukraińskiej podłoże kratonu przykryte jest niesfałdowanymi, zróżnicowanymi litogenetycznie i stratygraficznie kompleksami skalnymi (Rys. 2,3): paleozoiku (głównie dolno- i środkowopaleozoicznymi), mezozoiku (zwłaszcza kredowymi) i kenozoiku (w części północnej – zarówno trzeciorzędowymi jak i czwartorzędowymi, zaś w południowej – niemal wyłącznie czwartorzędowymi).

RUCHY NEOTEKTONICZNE I ICH ZNACZENIE W KSZTAŁTOWANIU KENOZOICZNEJ MORFOGENEZY

Neotektoniczny etap rozwoju strukturalnego platformy wschodnioeuropejskiej (ostatnie 2,5-3 Ma) odegrał istotną rolę w kształtowaniu współczesnej rzeźby Polesia; wpływał bowiem na ukierunkowanie oraz dynamikę procesów decydujących o zasadniczych rysach rzeźby. Można mówić o etapowym morfogenetycznym rozwoju tego obszaru, nawiązującym do młodszych faz wzmożonej



Rys. 2. Przekrój geologiczny brzożnej SW części kratonu wschodnioeuropejskiego (wg Zaleskiego – materiały niepublikowane): 1 – dolny proterozoik, 2 – ryfej, 3 – wend, 4 – kambr, 5 – ordowik, 6 – sylur, 7 – dolny karbon, 8 – kreda górna (cenoman), 9 – kreda górna (turon), 10 – kreda górna (santon), 11 – kreda górna (mastrycht), 12 – paleogen, 13 – kenozoik (nierozdzielony)

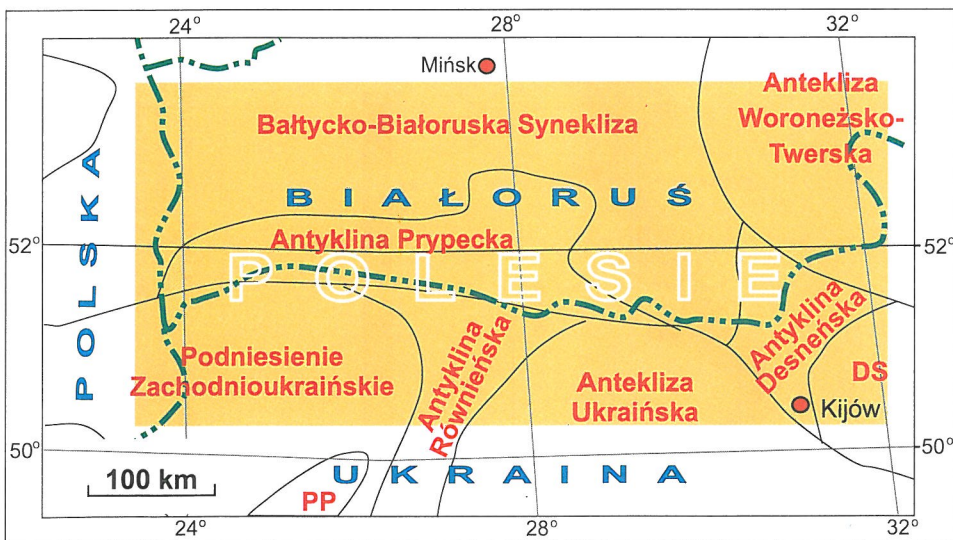
Fig. 2. Geological cross-section of marginal southern-west part of the East European Craton (after Zaleski – unpublished materials): 1 – Lower Proterozoic, 2 – Riphean, 3 – Vendian, 4 – Cambrian, 5 – Ordovician, 6 – Silurian, 7 – Lower Carboniferous, 8 – Upper Cretaceous (Cenomanian), 9 – Upper Cretaceous (Turonian), 10 – Upper Cretaceous (Santonian), 11 – Upper Cretaceous (Maestrictian), 12 – Palaeogene, 13 – Cainozoic (unseparated)



Rys. 3. Przekrój geologiczny przez osady czwartorzędowe Polesia Wołyńskiego [26]: 1 – piasek drobnoziarnisty, 2 – piasek gruboziarnisty, 3 – piasek gliniasty, 4 – pył piaszczysty, 5 – glina piaszczysta, 6 – piasek mułkawy, 7 – margiel i kreda pisząca

Fig. 3. Geological cross-section through the Quaternary sediments of the Volhynia Polesie: 1 – fine-grained sand, 2 – coarse-grained sand, 3 – clayey sand, 4 – sandy silt, 5 – silty clay, 6 – silty sand, 7 – marl and chalk.

aktywności tektonicznej megacyklu alpejskiego. W obszarze platformowym aktywność neotektoniczna miała charakter okresowy i przejawiała się nasileniem, bądź spowolnieniem pionowych ruchów blokowych podłoża, będących pochodną transpresji lub transtensji, dokonującej się wzdłuż starych rozłamów strukturalnych [2,22]. W granicach analizowanego obszaru wydziela się zazwyczaj trzy zasadnicze etapy aktywności neotektonicznej: późnopaleogeński, wczesnoneogeński i późnoneogeńsko-czwartorzędowy [21]. W pierwszym z nich, trwającym od późnego eocenu po środkowy oligocen, względnie słabe pionowe ruchy wznoszące zaznaczyły się jedynie w obrębie zachodniego skłonu tarczy ukraińskiej. Dominowały tu wówczas procesy planacyjne, prowadzące do formowania rozległych równin denudacyjnych. Na pozostałym obszarze, gdzie miały miejsce ruchy obniżające, przeważały procesy akumulacyjne. Etap wczesnoneogeński (późny oligocen – wczesny pliocen) był głównym okresem przebudowy morfostrukturalnej całego obszaru. Ostatecznie ukształtowane zostały wówczas jednostki neotektoniczne o randze regionalnej (Rys. 4); dokonana się zasadnicza zmiana dynamiki procesów endogenicznych w obrębie wszystkich platformowych morfostruktur Polesia. Wyłączywszy tarczę ukraińską, gdzie nadal zaznaczała się tendencja do stałego dźwignia, w obrębie pozostałych jednostek miały miejsce zmienne w czasie i dynamice naprzemienne ruchy podnoszące i obniżające, których morfogenetyczną konsekwencją było, bądź nasilenie tempa denudacji

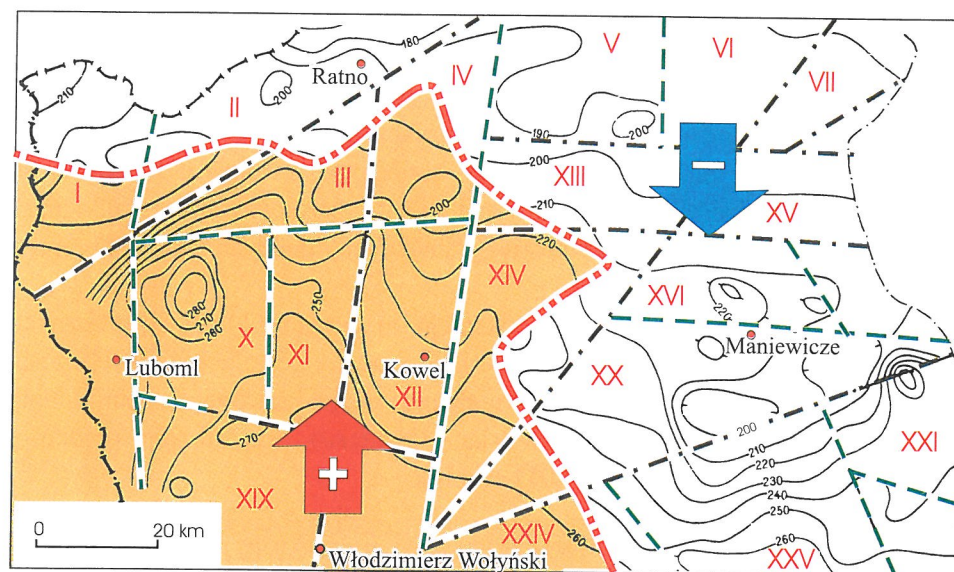


Rys. 4. Jednostki neotektoniczne Polesia [18]

Fig. 4. The neotectonic domains of Polesie

(ruchy wznoszące), bądź akumulacji (ruchy obniżające). W etapie późnoneo-geńsko-czwartorzędowym miało miejsce nasilenie aktywności neotektonicznej; jego maksimum przypadało na schyłek pliocenu i początek plejstocenu. Na większej części analizowanego obszaru zaznaczył się wówczas wyraźny wzrost dyferencjalnych ruchów podnoszących, zwłaszcza w brzeżnej strefie Podniesienia Zachodnioukraińskiego (Rys. 5); relatywne obniżanie zachodziło jedynie w obrębie morfostruktur centralnopoleskich (Antyklina Prypecka).

W plejstocenie, na aktywność neotektoniczną nałożyły się dodatkowo kompensacyjne glacioizostaticzne ruchy skorupy ziemskiej. W efekcie, wczesno- i środkowoplejstocenijski etap rozwoju morfostrukturalnego obszaru charakteryzował się wysokim stopniem przestrzennej zmienności w aktywności morfostruktur oraz znaczną rzeźbotwórczą rolą mezo- i neoplejstocenijskich lądolodów.



— 200 —
izoanabazy ruchów neogeńsko-czwartorzędowych
isobases of the Neogene-Quaternary movements

— A —
— B —

neotektonicznie aktywne rozłamy strukturalne określone na podstawie kryteriów: A - geologiczno-geomorfologicznego, częściowo potwierdzonego geofizycznie; B - geofizycznego
active neotectonic faults determined on the basis of the criteria: A - geological-geomorphological, partly confirmed geophysically; B - geophysical

—
granica obszarów z dominującą tendencją do podnoszenia (SW) i obniżania (NE) w czwartorzędzie
boundary between the areas with dominant uplifting (SW) and lowering (NE) tendencies in the Quaternary

XXIV
indeksy cyfrowe bloków neotektonicznych
number indices of neotectonic blocks

Rys. 5. Mapa sumarycznych amplitud neotektonicznych ruchów podnoszących na Polesiu Wołyńskim [21]
Fig. 5. Map of total amplitudes of neotectonic uplift movements in the Volhynia Polesie

Dyferencjalne ruchy blokowe podłoża miały istotny wpływ na proces sedymentacji glacialnej. Miąższość osadów plejstoceniowych można pośrednio traktować jako wykładnik mobilności podłoża; największa miąższość plejstocenu notowana jest ponad granicznymi strefami morfostruktur cechujących się odmiennym znakiem, bądź zróżnicowanym tempem neotektonicznych ruchów pionowych [18,21]. Znaczna część form marginalnych lądolodu odry (=dniepru), zarówno z faz jego transgresji, jak i recesji, układa się na Polesiu zgodnie z przebiegiem transregionalnych stref rozłamowych, charakteryzujących się drobnoblokową strukturą i podwyższoną mobilnością neotektoniczną. Największe formy tego typu na Polesiu Wołyńskim związane są z przebiegiem zrębowej struktury łukowsko-ratnowskiej.

Późnoplejstoceniowo-holoceniowski podetap rozwoju neotektonicznego obszaru Polesia charakteryzuje się powszechną aktywnością struktur platformowych i dobrze wyrażoną zmiennością kierunków ruchów blokowych. Najbardziej intensywnie dźwigane morfostruktury w tym okresie to: Małopolesko-Wołyńska (południowe obrzeżenie Polesia) oraz większa zachodnia część tarczy ukraińskiej. Słabe podniesienie charakteryzuje natomiast północno-wschodnią część tarczy ukraińskiej, zaś tendencje obniżające zaznaczają się w obrębie Polesia Wołyńskiego i Brzeskiego [18,21]. Strefy obniżanych morfostruktur zajęte są przez młode aluwialne równiny, formowanie których ściśle nawiązywało do przebiegu rowów tektonicznych, bądź do stref granicznych między morfostrukturami o odmiennych wektorach ruchu.

Na podstawie analizy miąższości poszczególnych ogniw litostratygraficznych kompleksu mezo-kenozoicznego Palienko [21] szacuje, że w południowej części Polesia sumaryczna amplituda maksymalnego neotektonicznego podniesienia sięgała +280 m (morfostruktury Kowelska i Owrucka), przy średniej prędkości ruchów podnoszących rzędu 0,01-0,013 mm/rok.

GLÓWNE ELEMENTY RZEŻBY PRZEDCZWARTORZĘDOWEJ I WSPÓŁCZESNEJ

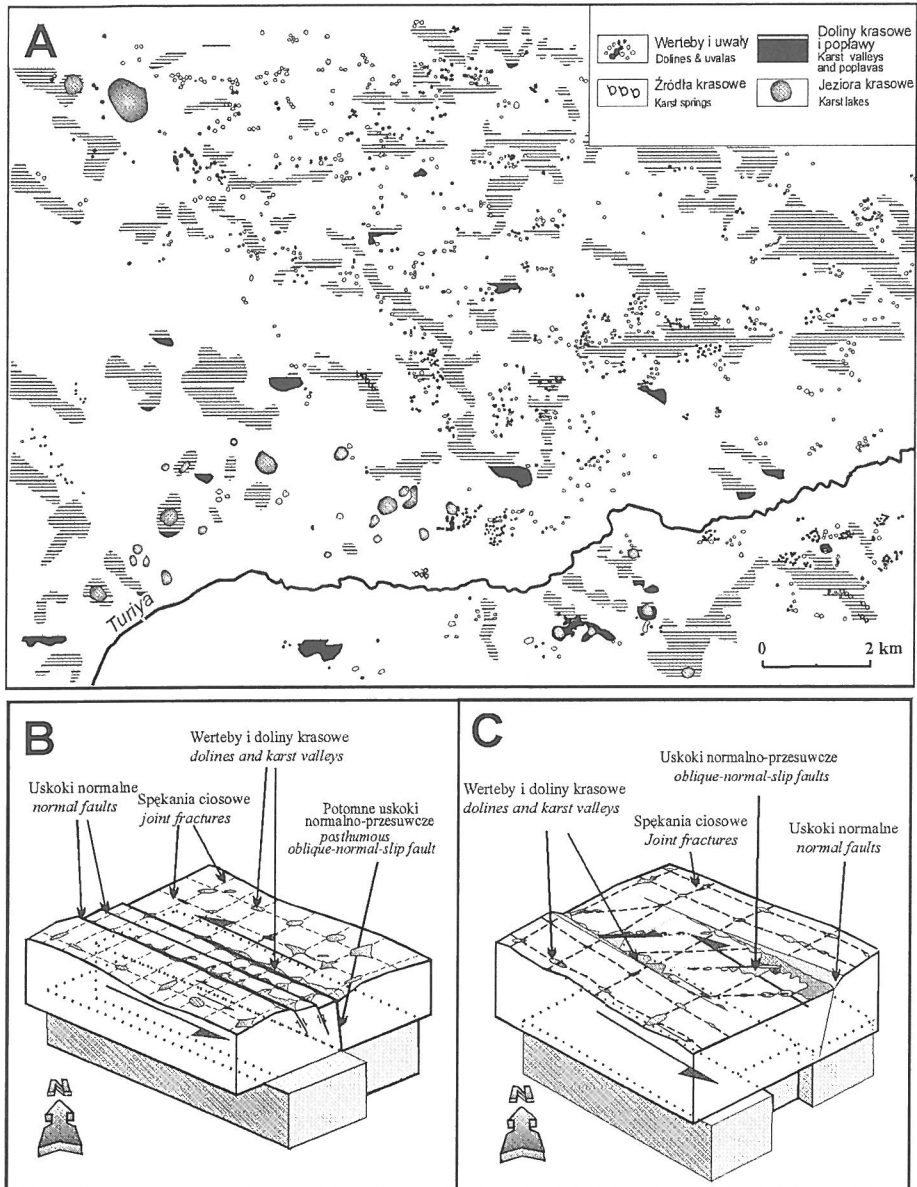
Podczwartorzędową powierzchnię morfologiczną w zdecydowanej przewadze tworzą węglanowe skały kredowe, wykształcone głównie w mniej odpornych na niszczenie facjach - kredy piszącej i marglistej. Mniejsze znaczenie, ze względu na ograniczone rozprzestrzenienie (w zwartych płatach występują jedynie w północnej części Polesia) mają skały trzeciorzędowe. Strop osadów podczwartorzędowych ma charakter erozyjno-denudacyjny i cechuje się dużym stopniem rozczłonkowania powierzchni oraz znacznymi deniwelacjami, przekraczającymi niekiedy 100 m (Rys. 3). Najbardziej czytelnymi elementami rzeźby kopalnej są

głębokie na kilkadziesiąt metrów rynny erozyjne, interpretowane zazwyczaj jako kopalne doliny rzeczne założone na dyslokacjach tektonicznych [11,23], częściowo przekształcone przez egzarację lub erozję subglacjalną [4,12,18]. Poza nimi wyraźnie wyodrębniają się również rozległe, choć znacznie płytsze od dolin, kotlinowate obniżenia z gęstą siecią wertebów i uwałów krasowych w dnach [5,7]. Poza wklęsłymi elementami rzeźby istotną rolę, zwłaszcza na Polesiu Wołyńskim, odgrywają także kredowe garby o różnej wielkości i różnym stopniu rozczłonkowania. W wielu przypadkach stanowią one zarazem istotny element współczesnej rzeźby tego obszaru, urozmaicający monotonię krajobrazu poleskiego. Wzniesienia te, górujące 10-20 m ponad powierzchnią równin akumulacyjnych, mają cechy ostańców denudacyjnych o wyraźnie płaskich, wyrównanych kulminacjach, będących efektem górnoplioceniowych procesów planacyjnych [10,12].

Rzeźba przedczwartorzędowa została zasadniczo przemodelowana w plejstocenie, głównie przez procesy akumulacji glacialnej i fluwioglacialnej, w mniejszym stopniu również egzaracji lodowcowej (obszar Polesia co najmniej trzykrotnie znajdował się w strefie marginalnej lądolodów skandynawskich: narewian, odranian, wartanian). Paleomorfologia obszaru wywarła istotny wpływ na przebieg transgresji kolejnych zlodowaceń, a następnie charakter ich deglacjacji. Na współczesny wizerunek rzeźby znaczący wpływ miała także późnoglacialna i holoceniowa akumulacja organogeniczna, zaś w obrębie garbów kredowych – procesy krasowe [5,7,20]. Rozwój zjawisk krasowych na Polesiu wykazuje bardzo ścisły związek ze strukturą podłoża [6,7,24,25]. Gęstość form, ich wielkość i ukierunkowanie stanowią pochodną uszczelinienia węglanowego masywu skalnego; stanowią zatem morfologiczny zapis ewolucji neotektonicznej obszaru (Rys. 6).

Uwarunkowania strukturalne decydują o odrębności krajobrazowej północnej (białoruskiej) i południowej (ukraińskiej) części Polesia. Polesie Białoruskie utworzone zostało na obszarze ze stosunkowo głęboko zalegającym cokołem krystalicznym. Równiny Polesia Ukraińskiego cechuje względnie płytkie zaleganie skał krystalicznego podłoża, wyraźnie mniejsza miąższość utworów plejstoceniowych, wzrost wysokości bezwzględnych oraz wyraźna przewaga równin akumulacji wodnolodowcowej [4,18,19]. Na obszarze Polesia Białoruskiego formy glacialne mają wyraźnie ograniczone rozprzestrzenienie. Doliny rzeczne są szerokie, znacznych rozmiarów są równie zalewowe. Głębokość erozyjnego wcięcia rzek nie przekracza 10-15 m, rzadko przekracza 20 m.

Współczesna rzeźba Polesia jest stosunkowo młoda. W części południowej jej zasadnicze rysy zostały ukształtowane dopiero po recesji lądolodu zlodowacenia odry (=dniepru), w części północnej zaś po zlodowaceniu warty (=moskiewskie);



Rys. 6. Warunki rozwoju rzeźby krasowej na Polesiu Wołyńskim [7]: A - rozmieszczenie form krasowych w centralnej części Polesia Wołyńskiego (okolice Turijska), B-C - interpretacja morfosrukturnalna

Fig. 6. The conditions of development karst relief in the Volhynia Polesie [7]: A - distribution of karst forms in the central part of the Volhynia Polesie (the environs of Turijsk), B-C - morphostructural interpretation.

neogeńskie założenia mają jedynie zrównania denudacyjne na kulminacjach kredowych garbów na Polesiu Wołyńskim. Stadia recesyjne lądolodów środkowopolskich (odry i warty) znaczone są na Polesiu przez wyraźne ciągi marginalnych form glacialnych (układ grzędowy; ich długość wynosi 500-3000 m, przy szerokości ok. 300 m), wiązanych z kolejnymi fazami dynamicznej aktywności lądolodu. Rozdzielają je rozległe powierzchnie falistej moreny dennej, przekształconej przez późniejsze czynniki morfotwórcze w równiny denudacyjne. Ze stadiami recesyjnymi zlodowacenia odry, ale przede wszystkim ze stadiem maksymalnym zlodowacenia warty, wiązać należy obecność na jego przedpolu równin glacialnych (jeziorno-rozlewiskowych), rozdzielających uformowane wcześniej partie wysoczyznowe. W czasie vistulianu całe Polesie znajdowało się w zasięgu strefy peryglacjalnej, zaś dominującym czynnikiem rzeźbotwórczym były procesy denudacji. Przyczyniły się one w znacznym stopniu do dalszego, wyraźnego złagodzenia starszej morfologii. Efekt ten był w kolejnych okresach interglacjalnych dodatkowo pogłębiany przez wzmożoną akumulację organiczną i organiczno-mineralną.

Charakterystyczną cechą rzeźby Polesia jest ubóstwo form erozyjnych. Rzeki płyną w płaskodennych, słabo wciętych dolinach; jedynie w przypadku dużych rzek o regionalnym charakterze (Bug, Prypeć, Dniepr) przejawy cyklicznej erozji i akumulacji doprowadziły do wykształcenia w plenivistulianie i u schyłku glacjału systemu teras erozyjno-akumulacyjnych. W późnym glacialu istniały ponadto dogodne warunki dla rozwoju procesów eolicznych. Wydmy śródlądowe (szerokość największych wałów wydmowych sięga 2 km, długość do 7 km, wysokość do 10 m) i pola piasków zwydmionych stanowią istotny element rzeźby centralnej części Polesia. W kompleksie z nimi występują rozległe formy deflacyjne (do 2,5 km średnicy); większość z nich jest zabagniona.

Oś morfologiczną obszaru wyznacza rozległa, subrównoleżnikowo zorientowana dolina Prypeci; wysokości bezwzględne w jej obrębie lokują się w przedziale 120-150 m n.p.m. Podobną pozycję hipsometryczną zajmuje również słabofalista powierzchnia równiny jeziorno-rozlewiskowej. Równiny wodnolodowcowe ze zlodowaceń środkowopolskich (odry – w części południowej i warty – w części północnej) występują w interwale wysokości 130-160 m n.p.m. Ich wyrównana, lekkofalista powierzchnia (deniwelacje <5m) rozczłonkowana jest gęstą siecią bezodpływowych, kotlinowatych zagłębień o zróżnicowanej wielkości i genezie (wytopiskowych, termokrasowych, krasowych), często wypełnionych osadami limnicznymi. Najwyższe wysokości bezwzględne na Polesiu rejestrowane są

w strefach rozprzestrzenienia form marginalnych zlodowacenia odry (=dniepru) i sięgają 170-185 m n.p.m. (miejscami nawet powyżej 200 m n.p.m.).

PODSUMOWANIE

Współczesna rzeźba Polesia jest słabo zróżnicowana pod względem hipsometrycznym. Mimo pozornej monotonii krajobrazowej cechuje ją duża różnorodność genetyczna form (denudacyjne, glacygeniczne, limniczne, krasowe aluwialne, eoliczne, organogeniczne). Warunki geomorfologiczne są przy tym wyraźne zróżnicowane przestrzennie. Przejawia się to dominacją odmiennych typów genetycznych form w części północnej (białoruskiej) i południowej (ukraińskiej). Istotny wpływ na czwartorzędową morfogenezę obszaru miały ruchy neotektoniczne. Neotektonika warunkowała charakter i tempo zarówno procesów sedymentacji glacygenicznej oraz organicznej, jak i denudacji (mechanicznej i chemicznej).

PIŚMIENNICTWO

1. **Bogdanowa S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I.:** Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, 268, 1-21, 1996.
2. **Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H.:** Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Przegląd Geologiczny*, 29, 385-397, 1981.
3. **Chiżniakow A.W., Żelichowski A.M.:** Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 18, 4: 707-719, 1974
4. **Cys' P.M.:** Geomorfologija URSR, Lviv, Vid. Lvivskogo Univ., 223 ss, 1962.
5. **Dobrowolski R.:** Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. *Wyd. UMCS, Lublin*: 88 ss, 1998.
6. **Dobrowolski R., Bogucki A., Zaleski I.:** Morfometryczne kryteria oceny związku powierzchniowych form krasowych z tektoniką na przykładzie podniesienia Lubomla (Ukraina NW). *Przegląd Geologiczny*, 48, 7, 634-638, 2000.
7. **Dobrowolski R., Bogucki A., Zaleski I.:** Morphogenesis of chalk karst in the Volhynia Elevation (NW Ukraine). *Kras i Speleologia*, 11 (XX), 2002- w druku.
8. **EUROBRIDGE Seismic Working Group:** Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus. *Tectonophysics*, 314, 193-217, 1999.
9. **Gareckij R.G., Dankevič I.W., Karataev G.I., Kuznecov J.N. Najdenkov I.W.:** Geofizyczna charakteristika głubinnych razlomov litosfery Belarusi. *Litasfera*, 13, 101-113, 2000.
10. **Harasimiuk M.:** Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Rozpr. habilitacyjna*, *Wyd. UMCS, Lublin*, 136 ss, 1980.
11. **Harasimiuk M., Henkiel A.:** Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwartalnik Geologiczny*, 15, 1, 147-161, 1981.

12. **Harasimiuk M., Wojtanowicz J.:** Budowa geologiczna i rzeźba terenu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Jeziora łęczyńsko-włodawskie. Monografia przyrodnicza. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Wyd. UMCS, PIOŚ, Lublin, 41-53, 1998.
13. **Herbich P.:** Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii warunków wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy okolic Chełma. Techniki Poszukiwań Geologicznych, 3, 27-32, 1980.
14. **Krynicky T.:** Effect of tectonics on relief in the southern part of the Lublin region. Geological Quarterly, 40, 4, 595-612, 1996.
15. **Kruglov S.S., Cypko A.K.:** Tektonika Ukrainy. Nedra. Moskva, 254 ss, 1988.
16. **Kulczyński S.:** Torfowiska Polesia, I-II, Kraków, 777 ss, 1939.
17. **Lencewicz S.:** Międzyrzecze Bugu i Prypeci. Przegląd Geograficzny, 9, 1-72, 1931.
18. **Machnač A.C., Gareckij R.G., Matveeva A.W.:** Geologija Belarusi, Minsk, 2001.
19. **Marinič A.M.:** Geomorfologija južnogo Polesija. Izd. Kijevskogo Univ., Kijev, 250 ss, 1963.
20. **Maruszczak H.:** Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (Typ krasu kredy piszącej). Przegląd Geograficzny, 38, 3, 339-370, 1966.
21. **Palienko V.P.:** Novejšaja geodinamika i ee otrazenije v rel'efe Ukrainy. Naukova Dumka, Kijev: 116 ss, 1992.
22. **Palienko V.P.:** Neotektonicznie aktywne rozłamy i ich wpływ na rzeźbę Ukrainy. Materiały IV Zjazdu Geomorfologów Polskich, UMCS, Lublin, 71-73, 1998.
23. **Rühle E.:** Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia. Biuletyn PIG, 34, 1-120, 1948.
24. **Rühle E.:** Uwagi o zjawiskach krasowych między środkową Wisłą a Bugiem oraz Bugiem i Styrem. Studia Soc. Sc. Torunensis, 8, 4-6, 257-277, 1976.
25. **Tutkovskij P.A.:** Karstowye jawlenija i samobytnyje artieżianskije kluči w Wolynskoj gubernii. Trudy Obšč. Izsled. Wolyni, III, 1, Żytomir, 1-125, 1911.
26. **Zaleski I.:** Karta estestvennoj zaščicennosti podzemnych vod Ukrainskoj SSSR, 1:200000, Wolynskaja oblast' - ob'jasnitelnaja zapiska. Kijev, 55 ss, 1989.

GEOLOGICAL CONDITIONS OF RELIEF DEVELOPMENT IN THE POLESIE

R. Dobrowolski, M. Harasimiuk

Institute of Earth Sciences, Maria Curie-Skłodowska University
Akademicka 19 str., 20-033 Lublin

S u m m a r y. The recent Polesie relief, despite its flat character and apparent landscape monotony, is clearly diversified in terms of age and genesis. It is characterised by a high typological spatial variety. Its contemporary picture has been determined by the processes of Pleistocene glaciogenic (the Odra and Warta glaciation) and limnic (the Vistula glaciation) accumulation and Holocene organogenic accumulation. Endogenic factors, related to the neotectonic reactivation of old structural fissures, had a considerable, though mostly indirect, influence on Cainozoic morphogenesis of the area. The factors shaped and directed the course of both erosional-denudational (fluvial, karst, glacial and fluvio-glacial) and depositional (glaciogenic, limnic, organogenic) processes.

K e y w o r d s: East European Craton, neotectonics, Cainozoic morphogenesis, Polesie.