Acta Agrophysica, 2003,1(2), 217-232

GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNA EWOLUCJA PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI POLESIA WOŁYŃSKIEGO

A. Bogucki[1], I. Zaleski[2], N. Karpenko[1], I. Kowalczuk[1], J. Krawczuk[1]

[1]Lwowski Uniwersytet Państwowy im. I. Franko, Lwów, Ukraina
[2]Równieńska Ekspedycja Geologiczna, Równe, Ukraina

S t r e s z c z e n i e. W artykule przedstawiono zarys budowy geologicznej oraz warunki rozwoju rzeźby północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego (Pojezierze Szackie). Omówiona została ewolucja geostrukturalna brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej od prekambru po czwartorzęd. Na tym tle dokonano szczegółowej charakterystyki współczesnej rzeźby Pojezierza Szackiego. Zasadniczą uwagę zwrócono zwłaszcza na rolę podłoża w kształtowaniu czwartorzędowej morfogenezy analizowanego obszaru.

S ł o w a k l u c z o w e: platforma wschodnioeuropejska, ewolucja geostrukturalna, paleogeografia czwartorzędu, morfogeneza, Pojezierze Szackie, Polesie Wołyńskie

WSTĘP

Północno-zachodnia część Polesia Wołyńskiego to region Ukrainy o szczególnym, wręcz unikatowym charakterze, cechujący się wyraźną odrębnością hydrologiczną, florystyczną, faunistyczną i klimatyczną. W krajobrazie wyraźnie dominuje tu rzeźba równinna, urozmaicona jedynie obecnością licznych jezior i zespołów bagienno-torfowiskowych. Znajdują się tu tak znane jeziora jak: Świtaź, Piaseczno, Pulemieckie i in., należące do grupy tzw. Jezior Szackich, określanych często w literaturze jako Pojezierze Szackie. Na powierzchni obszaru przeważają glacigeniczne osady piaszczyste ze zlodowacenia dnieprowskiego (=odry); wytworzyły się na nich gleby darniowo-bielicowe, porośnięte zwartymi kompleksami lasów sosnowych. Dla zachowania cennych elementów środowiska tego obszaru został tu utworzony Szacki Przyrodniczy Park Narodowy.

Celem pracy jest przedstawienie szczegółowej charakterystyki warunków geologiczno-geomorfologicznych tego unikalnego terenu. Dobra znajomość budowy geologicznej i rzeźby wydaje się sprawą konieczną dla rozwiązywania

problemów o charakterze przyrodniczo-technogenicznym, zwłaszcza w obszarach chronionych.

Prezentowane w pracy mapy sporządzone zostały na podstawie najnowszych danych będących w posiadaniu Równieńskiej Ekspedycji Geologicznej, uzyskanych dzięki prowadzonym na szeroką skalę badaniom geologicznym, hydrogeologicznym i geomorfologicznym. Budowę geologiczną regionu ilustruje geologiczna mapa utworów przedmezozoicznych (Rys. 1), przekrój geologiczny (Rys. 2), mapa powierzchni kredowej (Rys. 3), mapa utworów czwartorzędowych (Rys. 4).

PRZEDCZWARTORZĘDOWA EWOLUCJA BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Pod względem geostrukturalnym omawiany teren znajduje się w obrębie bałtycko-przydnieprowskiej strefy perykratonicznych zapadlisk, będącej jedną z największych struktur brzeżnych platformy wschodnioeuropejskiej. Główną jednostką strukturalną jest północna część tzw. monokliny wołyńsko-podolskiej. W jej obrębie obszar Pojezierza Szackiego lokuje się w granicach poleskiego bloku karelidów.

W okresie górnego proterozoiku założone zostały 2 strefy tektoniczne o kierunku NE-SW: Midniwska (jej południowa krawędź przebiega wzdłuż linii: Jezioro Pulemieckie – Piszcza, a dalej w kierunku Białorusi) oraz Wyżiwsko-Mińska (jej północna część przecina Jezioro Zgorańskie). Wyodrębnione strefy niejednokrotnie wykazywały aktywność tektoniczną, co więcej – ruchy tektoniczne w ich obrębie przejawiają się również we współczesnym okresie rozwoju geologicznego.

Najstarsze utwory w północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego – to skały dolnego proterozoiku, budujące fundament krystaliczny – tzw. kompleks ośnicki, reprezentowany przez granity biotytowe, granitoidy i dioryty. Strop fundamentu krystalicznego znajduje się na głębokości od 1400 m (rejon Szacka) do 2000m (dolina Zachodniego Bugu). Cokół krystaliczny nadbudowany jest utworami tzw. poleskiej serii ryfeju o charakterystycznym czerwonym zabarwieniu i miąższości 820 m. Sedymentacja wymienionych osadów miała miejsce w warunkach płytkiego basenu morskiego w obrębie obniżenia wołyńskiego, będącego częścią ówczesnego zapadliska wołyńsko-orszańskiego. Midniwska strefa tektoniczna stanowiła wówczas północno-zachodnie obramowanie basenu poleskiego.

W okresie osadzania utworów serii poleskiej rozpoczęła się reorganizacja jednostek strukturalnych, uwarunkowana założeniem tzw. halickiej geosynkliny wzdłuż zachodniej krawędzi platformy. Wówczas pod platformą w osłabionych strefach skorupy gromadziła się magma, a na przełomie ryfeju-wendu rozpoczęła się erupcja wulkaniczna. W początkowej fazie tzw. trapowego wulkanizmu na omawianym terenie miała miejsce eksplozja wulkanicznych popiołów oraz rozwój intruzji gabrodolerytów.

Warstwa utworów serii poleskiej o dużej miąższości nadbudowana jest przez różnoziarniste piaski i piaskowce tzw. serii gorbaszewskiej, będące bazalną (podścielającą) warstwą dla utworów serii wołyńskiej. Szczególną cechą serii gorbaszewskiej jest brak oznak przerwy sedymentacyjnej. Akumulacja materiału odbywała się najprawdopodobniej w warunkach okresowego podtapiania rozległej równiny; wskazują na to cechy strukturalno-teksturalne osadów. Dużą rolę odgrywały wówczas również procesy proluwialno-deluwialne na stokach i zboczach.

W okresie formowania serii gorbaszewskiej praktycznie zamarły procesy wulkaniczne. Były one jednak bardzo aktywne w okresie berestowieckim, powodując powstanie utworów, zaliczanych do wołyńskiego piętra strukturalnego. Maksymalna miąższość produktów wulkanizmu eksplozywnego została odkryta w rejonie wsi Zgorany. Odpowiada ona Wyżiwsko-Mińskiej tektonicznej strefie zgniatania.

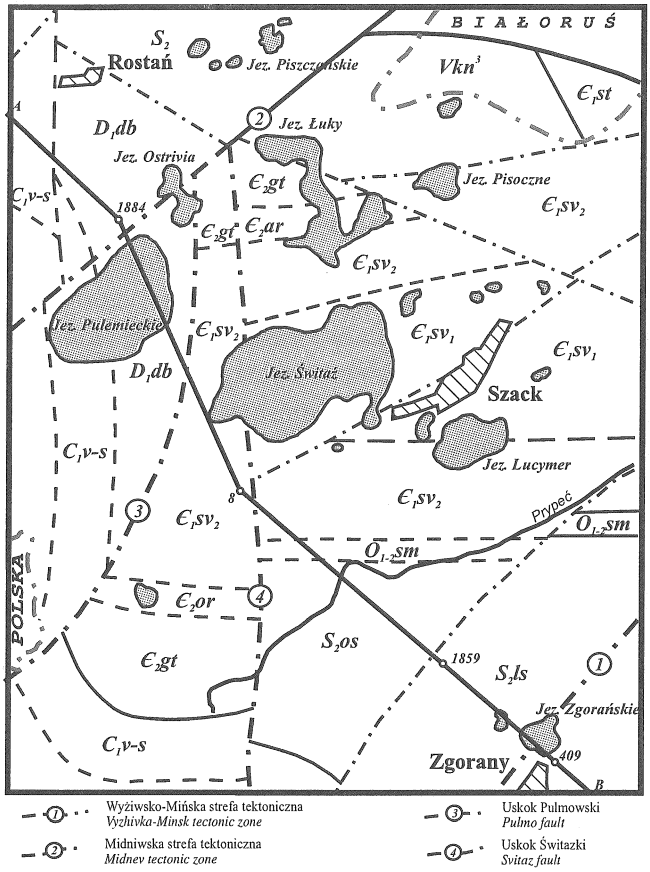
Pod koniec okresu kształtowania się formacji trapowej wulkaniczne plateau zaczęło „zapadać się" powodując rozpoczęcie transgresji morskiej na wielką skałę i sedymentację utworów serii mogilewsko-podolskiej. W rejonie Pojezierza Szackiego utwory tej serii mają znikomą miąższość, ponieważ osadzane były w warunkach obrzeża zapadliska Odesko-Kowelskiego.

W okresie kanyliwskim (górny wend) strefa maksymalnego zginania przesunęła się ku zachodowi (teren obecnej doliny rzeki Zachodni Bug). Transgresywny charakter kanyliwskiego basenu morskiego odzwierciedla się w charakterze sedymentowanych wówczas utworów. Jedyne miejsce na omawianym terenie, gdzie w przekroju mezo-kenozoiku zostały stwierdzone utwory kanyliwskie, znajduje się pomiędzy jeziorem Łuki a granicą z Białorusią (Rys. 1, 2).

Akumulacja utworów na przełomie wendu-kambru miała charakter ciągły. Świadectwem tego są pozostałości fauny morskiej, szczególnie kompleksów akritarh. Rozpoczęła się wówczas kaledońska epoka orogeniczna, powodująca kolejną transformację ówczesnej rzeźby.

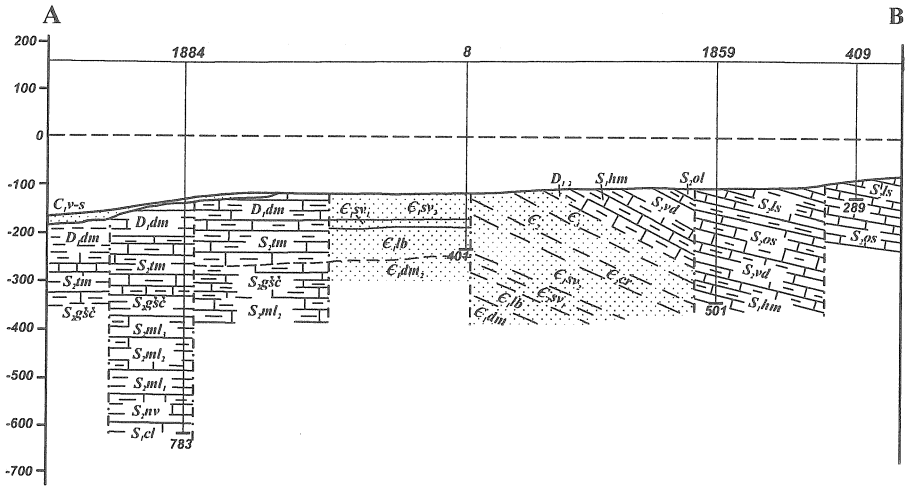
Z epoką kaledońską związane jest założenie lwowskiego zapadliska brzeżnego w strefie łączenia galicydów z platformą. Miała wówczas miejsce aktywizacja starych uskoków Midniwskiej i Wyżiwsko-Mińskiej stref tektonicznych.

Dla okresu kambryjskiego charakterystyczna jest ciągła zmienność cykli sedymentacyjnych, rozdzielonych dłuższymi fazami przerw w sedymentacji, podczas których formowała się zwietrzelina. Największe rozpowszechnienie wśród utworów kambru mają utwory serii świtazkiej. Stratotypem tej serii są utwory z odwiertu nr 8 (wieś Pidmanowe) w przedziale od -288,0 do -365,0 m (Rys. 2). Towarzyszą one dyslokacjom najstarszych stref rozłamowych: Midniwskiej i Wyżiwsko-Mińskiej. Aktywność tektoniczną przejawiały rozłamy o kierunku NW-SE, szczególnie uskok



C_1v-s - karbon (wizen-serpuchów): przewarstwienia argilitów, aleurolitów, piaskowców i wapieni
D_1db - dewon (czortków; seria dubicka): argility z przewarstwieniami wapieni
D_1dm - dewon (seria domaczewska): argility, wapienie
S_2tm - sylur (łudków; seria tomaszewska): margle
S_2gsc - sylur (seria guszczyńska): margle z przewarstwieniami wapieni
S_2ml$_3$ - sylur (seria miłowańska - górna część): margle czarne
S_2ml$_2$ - sylur (seria miłowańska - środkowa część): margle szare
S_2ml$_1$ - sylur (seria miłowańska dolna część):margle
S_2nv - sylur (seria nowińska): przewarstwienia margli i wapienia
S_2ol - sylur (seria oleszkowicka): margle czarne z przewarstwieniami wapieni
S_2ls - sylur (seria leśniańska): przewarstwienia wapieni i margli
S_2os - sylur (seria ostromecziwska): margle zielone
O_{1-2}sm - ordowik (seria somińska): wapienie
Є$_2$gt - kambr (seria gutyńska): piaskowce
Є$_2$or - kambr (seria orichiwska): aleurolity

Rys. 1. Mapa utworów przedmezozoicznych
Fig. 1. Map of the pre-Mesozoic deposits



Rys. 2. Przekrój geologiczny przez Pojezierze Szackie. Lokalizacja i objaśnienia jak na Rys. 1
Fig. 2. Geological cross-section through the Shack Lakeland. Location and explanations as in Fig. 1

Rostański, oraz rozłamy o kierunku subpołudnikowym: Pulemiecki i Pulmowski, które są na północy swoistym „tektonicznym echem" Chustsko-Chełmskiego głębokiego rozłamu.

Obecnie utwory serii świtazkiej zachowały się jedynie na terenie ograniczonym przez miejscowości Stołyński Smolary – Pulmo – Ostriwia – Zatyszia Melnyki – Szack – Gojadyn.

W obrębie serii świtazkiej wyróżnia się 2 jednostki litologiczne: dolnoświtazką (aleurolity) i górnoświtazką (piaskowce).

Utwory kambru nadbudowane są przez utwory ordowiku, dla których charakterystycznym jest brak przerwy w sedymentacji morskiej. Teren znajdował się wówczas w obrębie tzw. Zachodniopoleskiego Obwodu Bałtyckiego basenu epikontynentalnego. Pełny przekrój ordowiku o miąższości 99,9 m został zbadany w okolicach wsi Piszcza. Na utwory starsze od mezozoiku i kenozoiku pasem o szerokości 1,0 km wdzierają się utwory serii solińskiej. Wspomniany pas rozciąga się od Smolarów Switazkich w kierunku wschodnim.

Na granicy ordowiku i syluru aktywizowały się procesy tektoniczne, powodując powstanie antyklinorium Szackiego. Utwory ordowiku są nadbudowane przez osady syluru. Granica pomiędzy nimi wykazuje niezbyt dużą niezgodność kątową i stratygraficzną. W okresie sylurskim istniało tu morze; formowały się wówczas margle przewarstwiane wapieniami. W rejonie wsi Rostań na powierzchni podkredowej

odsłaniają się (w postaci oddzielnego bloku ograniczonego przez rozłamy tektoniczne) margle, zaliczane do serii zabrodiwskiej, zaś w rejonie pomiędzy miejscowością Zgorany a górnym biegiem Prypeci względnie duże rozpowszechnienie mają margle górnego syluru, zaliczane do serii ostromecziwskiej i lesnianskiej, które powstały w warunkach transgredującego morza. Pod koniec syluru rozpoczęła się kolejna regresja morza, która trwała jeszcze na początku dewonu, powodując powstanie warstwy węglanowo-terygenicznej. Luka stratygraficzna pomiędzy sylurem a dewonem nie została ustalona. Dewońskie utwory zachowały się na terenie pomiędzy miejscowościami Pulemiec a Rostań. Ich maksymalna miąższość sięga 114,0 m.

Regredujące morze dewońskie na długo opuściło teren dzisiejszego Pojezierza. Plany strukturalne utworów poszczególnych pięter dewonu nakładają się na siebie z zachowaniem cech morfologicznych poprzedniej rzeźby; są one zorientowane w kierunku NW-SE. W okresie następującym po dewonie intensywnie podnosiła się północno-zachodnia część Polesia Wołyńskiego. Doprowadziło to do rozbicia jednolitej bałtycko-przydnieprowskiej strefy perykratonicznych obniżeń na szereg struktur drugorzędnych, jedną z których została monoklina wołyńsko-podolska.

Następna transgresja morza miała miejsce w dolnym karbonie i obejmowała tylko zachodnią cześć omawianego terenu (obecną dolinę rzeki Zachodni Bug). Warunki sedymentacji osadów zmieniały się od typowo morskich do lagunowych. Po tym, jak wykształciła się warstwa utworów dolnego karbonu na omawianym terenie rozpoczął się trwały kontynentalny okres rozwoju, spowodowany podnoszeniem się terenu. Dominowały wówczas procesy erozji.

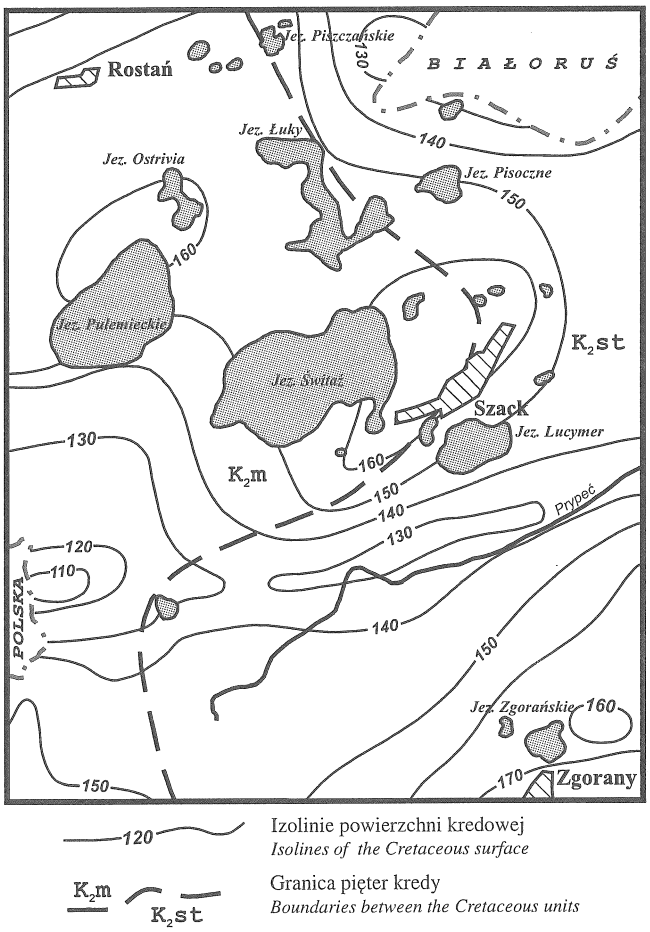
U schyłku okresu jurajskiego na omawianym terenie panował ciepły i wilgotny klimat, sprzyjający powstaniu zwietrzeliny o dużej miąższości, rozmytej w późniejszych okresach geologicznych.

Kolejna transgresja morska rozpoczęła się w górnym cenomanie, a jej maksimum miało miejsce w turonie. Aktywizacja procesów tektonicznych stała się głównym powodem następnej – górnokredowej transgresji morza. Największą rolę odgrywały wówczas rozłamy o kierunku NW-SE (Rostańskim) i południkowym (Pulemiecki, Pulmowski). W okresie późniejszym morze cofało się na zachód, a w mastrychcie ostatecznie opuściło teren Pojezierza Szackiego.

Utwory górnej kredy mają powszechne rozpowszechnienie na terenie północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego. Zalegają one niezgodnie (niezgodność kątowa) na rozmytej powierzchni utworów powstałych przed mezozoikiem. Nadbudowują je głównie utwory czwartorzędowe i tylko miejscami – utwory paleogeńskie. Utwory górnej kredy, zaleganie których wykazuje nieduże nachylenie ku zachodowi, tworzą dużą monoklinę w granicach północno-

wschodniego skrzydła lwowsko-lubelskiego obniżenia kredowego. W kierunku zachodnim zwiększa się miąższość utworów górnej kredy (od 70 m na wschodzie do 850 m na zachodzie) kosztem pojawienia się w ich przekroju coraz młodszych pięter stratygraficznych. Utwory kredy na omawianym terenie reprezentowane są przez kredę piszącą i margle kredowe, często wzajemnie przewarstwione. Charakterystyczną ich cechą jest duża zawartość krzemieni.

Współczesna powierzchnia kredowa jest rozcięta przez procesy erozyjne (Rys. 3). Minimum hipsometryczne powierzchni kredowej znajduje się w rejonie źródeł rzeki Prypeć (poniżej 130 m), zaś w rejonie Wzniesienia Szackiego strop kredy znajduje



Rys. 3. Mapa powierzchni kredowej
Fig. 3. Map of the Cretaceous surface

się na wysokości 160 m n.p.m. Stratygraficzna granica pomiędzy santonem a mastrychtem przebiega wzdłuż jezior Piszczańskich – wzdłuż jeziora Łuki – na Szack – następnie zmienia kierunek na południowo-zachodni – do Smolarów Świtazkich. Wszystkie większe jeziora Pojezierza Szackiego usytuowane są w obrębie wzniesień powierzchni kredowej.

Na przełomie kredy i paleogenu miało miejsce zastępowanie węglanowej formacji morskiej przez regresywną formację terygeniczną. Utwory paleogenu mają ograniczone rozprzestrzenienie. Reprezentowane są przez utwory eoceńskiej serii obuchiwskiej, zalegającej na nierównej powierzchni górnej kredy w postaci odrębnych, odizolowanych pakietów, które ocalały od intensywnego rozmycia na przełomie neogenu i czwartorzędu. Pod względem litologicznym są to glaukonitowo-kwarcowe piaski i gliny o miąższości od 0,1 do 15 m, zawierające otoczaki krzemieni i ciemno-szarych fosforytów.

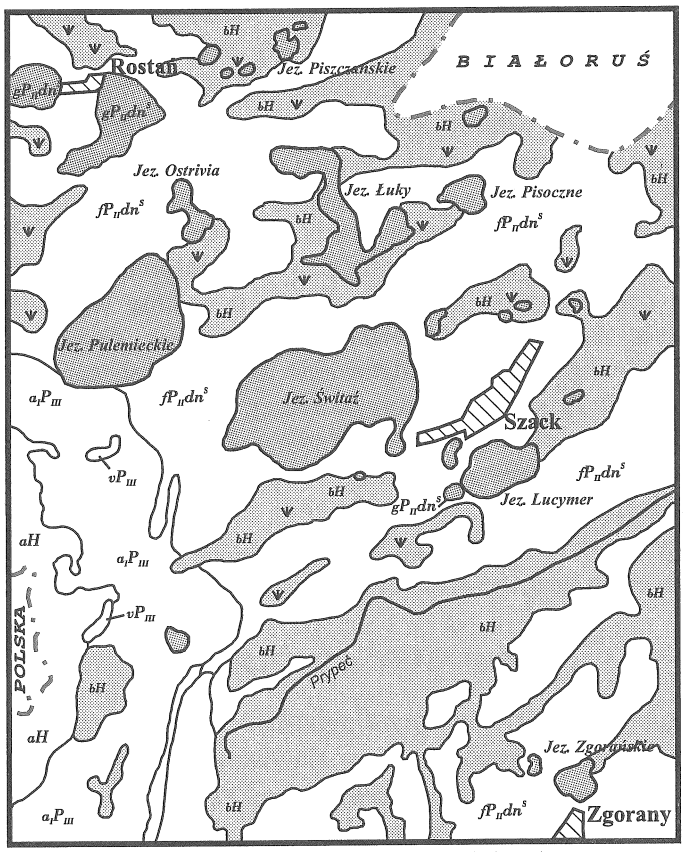
Najbardziej zasadnicza strukturalna przebudowa obszaru miała miejsce w neogenie, kiedy to doszło do inwersji rzeźby w stosunku do rzeźby przedkredowej. W okresie neogenu teren Pojezierza Szackiego podnosił się, na skutek czego rozmyte zostały utwory górnego eocenu. Prawdopodobnie wówczas miało miejsce powstanie erozyjno-krasowych form oraz założenie sieci hydrograficznej.

ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ W CZWARTORZĘDZIE

Dość skomplikowaną historię rozwoju północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego w czwartorzędzie podajemy w oparciu o międzyregionalny schemat stratygraficzny czwartorzędu platformy wschodnioeuropejskiej.

W okresie przedplejstoceńskim na omawianym terenie istniała embrionalna sieć hydrograficzna ze spływem wód w kierunku północnym i północno-wschodnim. Ślady po najstarszych zlodowaceniach nie zachowały się jednak do dnia dzisiejszego. Zlodowacenie narwi najprawdopodobniej nie dotarło na omawiane tereny. Dalsza historia geologiczna terenu zrekonstruowana została w oparciu o analizę przekrojów warstw plejstocenu w dolinie rzeki Prypeć. W okresie interglacjału białowieskiego trwała transformacja rzeźby – w obrębie stoków (Szackie Plateau) miały miejsce intensywne procesy denudacyjne, materiał denudacji wynoszony był w lokalne obniżenia i doliny rzeczne. Wykształciły się wówczas trzy typy krajobrazów: krajobraz równiny jeziorno-bagiennej, krajobrazy rzeźby deluwialno-aluwialnej i rzeźby erozyjno-denudacyjnej.

Dolnoplejstoceńskie zlodowacenie okskie (=sanu) całkowicie zajęło nie tylko omawiany teren, ale i tereny znajdujące się bardziej na południe. Zlodowacenie nie zostawiło wyraźnych śladów w rzeźbie, mimo to utwory glacigeniczne mają szerokie rozpowszechnienie w dolinie Prypeci i przylegających do niej obszarach.



aH	Aluwialne utwory terasy zalewowej Bugu (holocen) *Alluvial deposits of the Bug river floodplain (Holocene)*
a_IP_{III}	Aluwialne utwory Bugu (plejstocen) *Alluvial deposits of the Bug river (Pleistocene)*
bH	Utwory biogeniczne: torf, utwory jeziorno-bagienne (holocen) *Biogenic deposits: peat, lacustrine-swamp deposits (Holocene)*
vP_{III}	Utwory eoliczne: piaski (plejstocen) *Eolian deposits: sands (Pleistocene)*
$fP_{II}dn^s$	Glacifluwialne utwory, poziom dnieprowski, stadium deglacjacji *Glaciofluvial deposits (Dnieprian; deglaciation stage)*
$gP_{II}dn^s$	Utwory morenowe, poziom dnieprowski *Moraine deposits (Dnieprian)*

Rys. 4. Mapa utworów czwartorzędowych

Fig. 4. Map of the Quaternary deposits

Podczas interglacjału lichwińskiego na skutek globalnego ocieplenia zwiększył się spływ powierzchniowy, powodując aktywizację procesów akumulacyjno-erozyjnych. Wykształciła się wówczas pradolina rzeki Prypeć, szerokość której w rejonie wsi Galedin osiągała w owym czasie 5,0 km. Kierunek spływu wód był podobny do obecnego.

W okresie zlodowacenia dnieprowskiego (=odra) omawiany teren był zajęty przez lądolód, a dokładniej przez tzw. lob Prypecki. Lodowcowe utwory transgresywne, czyli morenę denną można podziwiać w odsłonięciu szackiej cegielni, w okolicach jeziora Lucymer. Duża ilość eratyków pochodzenia skandynawskiego znajduje się we wschodniej części akwenu jeziora Świtaź.

Geologiczne dane świadczą o decydującej roli zlodowacenia dnieprowskiego w kształtowaniu krajobrazów północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego. Dotychczas nie określono precyzyjnie faz powstania zespołu akumulacyjnych form lodowcowych (morenowych) znajdujących się w rejonie wsi Rostań. Autorzy artykułu skłonni są uważać, iż ostatnie powstały w okresie zlodowacenia moskiewskiego (=warta). Problem datowania form w okolicach Rostania można rozwiązać na drodze korelacji stratygraficznej, prowadzonej na większa skalę i uwzględniającej podobne utwory na terenie Polski i Białorusi. W górnym plejstocenie trwały procesy rzeźbotwórcze, które doprowadziły do powstania współczesnej rzeźby.

Rozpowszechnienie utworów czwartorzędowych w północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego ilustruje mapa utworów czwartorzędowych (Rys. 4).

WARUNKI GEOMORFOLOGICZNE

Pod względem geomorfologicznym północno-zachodna część Polesia Wołyńskiego zaliczana jest do Górnoprypeckiej aluwialno-morenowej równiny nizinnej [1], lub do Górnoprypeckiej niziny akumulacyjnej [4].

Dla rzeźby omawianego regionu właściwe są płaskie i słabo faliste niziny oraz pagórkowato-faliste wzniesienia, powierzchnia których jest urozmaicona przez liczne jeziora zróżnicowane pod względem genetycznym. Równinny charakter rzeźby uwarunkowany jest charakterem sedymentacji utworów czwartorzędowych, ich genezą i miąższością oraz geologicznymi osobliwościami budowy i rzeźby powierzchni podczwartorzędowej. Wysokości bezwzględne lokują się w przedziale od 160,7 do 182,6 m. Najniżej położone są terasy zalewowe (rzeka Kopaiwka – 160,7 m), kotliny jezior (jezioro Moszno – 161,4 m). Najwyżej położone zaś są kulminacje ozów i kemów (182,6 m), oraz wydm (175-177,5 m). Większość terenu charakteryzuje się jednak wysokościami rzędu 163-166m n.p.m. (średnio 164,6 m n.p.m.).

Stopień rozczłonkowania terenu jest ściśle uwarunkowany genezą rzeźby. Główne nierówności powierzchni powstały na skutek nierównomiernej akumulacji utworów lodowcowych. Minimalne wysokości względne (rzędu 0,3-0,6 $m \cdot km^{-2}$) właściwe są dla równin jeziorno-aluwialnych i sandrowych; maksymalne zaś (ponad 10 $m \cdot km^{-2}$) – dla kulminacji ozów i kemów oraz form rzeźby eolicznej. Średnie wysokości względne kształtują się na poziomie 3,3-5 $m \cdot km^{-2}$. Dominacja płaskiej rzeźby powoduje, iż główny europejski dział wodny w obrębie Polesia Wołyńskiego często jest pozbawiony wyraźnych granic. Przebiega on w kierunku: Zabużia – Smolary Świtazkie – Szack – Guta. Niestety prace melioracyjne, prowadzone na Polesiu na wielką skalę w dużym stopniu nie tylko zdeformowały strefę działu wodnego, ale i zakłóciły równowagę ekologiczną całego systemu przyrodniczego. Ogólne obniżenie powierzchni współczesnej rzeźby w kierunku północnym jest zgodne z obniżeniem powierzchni kredowej.

Gęstość rozcięcia powierzchni siecią dolinną wynosi 0,1-0,4 $km \cdot km^{-2}$. W niektórych miejscach zwiększa się do 1,1 $km \cdot km^{-2}$. Główny kierunek spływu rzek jest ku NW i NE. Północno-wschodnią orientację ma większość kotlin jeziornych. W rozmieszczeniu sieci hydrograficznej dużą rolę odgrywa tektonika (szczelinowatość tektoniczna).

Bezpośredni udział w budowie współczesnej rzeźby mają utwory kredy górnej (santon, mastrycht), tworzące rozległą monoklinę i urozmaicone przez erozyjne obniżenia i wzniesienia. Centralna część terenu znajduje się w obrębie górnokredowego wzniesienia (strop kredy sięga tu 166 m n.p.m.) oddzielającego dolinę Zachodniego Bugu od doliny Prypeci. Utwory górnej kredy miejscami odsłaniają się na powierzchni. Pod względem litologicznym są to szaro-białe margle i biała kreda pisząca z dużym udziałem krzemieni. Średnia miąższość utworów górnokredowych wynosi 40-70 m, a w rejonie jeziora Świtaź – 370 m.

Współczesna rzeźba terenu ukształtowała się w czwartorzędzie. Utwory czwartorzędowe cechuje duża zmienność facjalna oraz duże zróżnicowanie miąższości. W obrębie wzniesień kredowych miąższość czwartorzędu jest znikoma, miejscami jego osady są całkowicie zdenudowane. Miąższość czwartorzędu w obrębie erozyjnych kotlin i odcinków pradoliny Zachodniego Bugu i Prypeci wynosi około 40 m, zaś w dolinach lodowcowej egzaracji osiąga miąższość 100 m i więcej. Zlodowacenie dnieprowskie (=odra) odegrało największą rolę w kształtowaniu współczesnej rzeźby na omawianym terenie. Cały badany obszar znajdował się wówczas pod pokrywą lądolodu [2,3,5,7]. Ślady najstarszego zlodowacenia na omawianym terenie, stwierdzane w dolinie rzeki Prypeć, datowane są na zlodowacenie okskie (=san).

Kształtowanie rzeźby północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego odbywało się w warunkach wzajemnego oddziaływania czynników egzogenicznych, endogenicznych i technogenicznych, powodującego różnorodność typów i form rzeźby. Na poszczególnych etapach kształtowania rzeźby dominowały różne procesy rzeźbotwórcze.

Rzeźba, która powstała w okresie zlodowacenia dnieprowskiego swój wygląd zawdzięcza erozyjnej i akumulacyjnej działalności lądolodu. Dużą rolę odegrała też rzeźba preglacjalna. Kredowe grzbiety działowe stanowiły naturalną przeszkodę na drodze lądolodu. Rzeźba glacjalna powstała w procesie bocznej erozji i akumulacji lądolodu i jest świadectwem postmaksymalnego stadium rozpowszechnienia glacjalnych utworów zlodowacenia dnieprowskiego [6]. Osady moreny czołowej rejestrują etapy tymczasowej stabilizacji w ruchu lądolodu, określając aktywne i pasywne fazy jego rozwoju. W morfologii odzwierciedla się to w występowaniu na zmianę pasów ozów i kemów oraz falistych równin morenowych.

Duże rozpowszechnienie w granicach omawianego obszaru mają równiny sandrowe, które powstały na przedpolu lądolodu podczas jego deglacjacji. Sandry zajmują niższe pozycje hipsometryczne (w granicach od 165 do 170-175 m n.p.m.). Słabo faliste równiny sandrowe powstały na skutek powierzchniowego spływu na przedpolu lądolodu, kiedy to topniejące wody lodowcowe niosły ze sobą różnorodny materiał piaszczysty i akumulowały go na przedpolu w postaci garbów, wałów wzniesień. Względne wysokości owych form nie przekraczają 5 m, zaś swoim kształtem przypominają często wydmy. W obrębie obniżeń bryły lodu topniały nieco wolniej, powodując powstanie wewnątrzsandrowych bagien; w najbardziej obniżonych ich częściach znajdują się jeziora. Rzeźba nizin sandrowych jest urozmaicona przez niewysokie, słabo faliste wydmy.

Rzeźba fluwialna reprezentowana jest przez doliny Zachodniego Bugu i jego dopływów: Kopaiwki i Raty, należących do zlewiska Morza Bałtyckiego. Do zlewiska Morza Czarnego na omawianym obszarze należy natomiast Prypeć i jej dopływy. Prawy dopływ Wisły – Zachodni Bug jest rzeką graniczną pomiędzy Ukrainą a Polską. Jest to największa rzeka regionu. Szerokość koryta w granicach omawianego obszaru nie przekracza 50 m, głębokość wynosi średnio 1,5-3,7 m, prędkość przepływu wody: 0,5-0,8 $m \cdot s^{-1}$. Koryto ma charakter meandrujący, z licznymi rękawami, mieliznami, wyspami; wskaźnik meandrów wynosi 1,65. Morfologia dna doliny jest dość urozmaicona. W jej rzeźbie dobrze wyróżnia się niska (1,5-2 m) terasa zalewowa i wysoka (4-5 m) terasa powodziowa. Szerokość terasy zalewowej Zachodniego Bugu waha się w granicach od 0,05-0,1 do 2,0-2,5 km. Jej powierzchnię urozmaicają wały przykorytowe i liczne starorzecza. Przykorytowe wały w postaci

wąskich grzebieniowatych form o wysokości 0,3-0,5 m wyciągniętych w kierunku koryta, zbudowanych z drobnoziarnistych piasków towarzyszą wewnętrznym stronom meandrów. Cofanie się koryta rzeki i powstanie przybrzeżnej mielizny sprzyja tworzeniu się starorzeczy, znajdujących się w różnych stadiach rozwoju. Zachodni Bug ma dobrze rozwiniętą pierwszą terasę nadzalewową, wznoszącą się 2-4 m nad terasę zalewową. Powierzchnia terasy jest równa, urozmaicona przez liczne, zabagnione bezodpływowe obniżenia.

Dolina Prypeci w obrębie północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego posiada tylko terasę zalewową o szerokości 1,5 km. Terasa została w dużym stopniu zniekształcona na skutek prac melioracyjnych. Antropotransformacja objęła również koryto rzeki, które w wielu odcinkach zostało skanalizowane.

Północno-zachodnia część Polesia Wołyńskiego jest zabagniona. Sprzyja temu równinny charakter niziny, cechy litologiczne utworów czwartorzędowych, płytkie występowanie wód gruntowych i ich częste zasilanie przez szczelinowo-krasowe wody naporowe, związane z utworami górnej kredy.

Powstawanie torfu na omawianym terenie odbywało się na dwa sposoby: w warunkach nadmiernego uwilgotnienia oraz w drodze zarastania jezior. Zabagnione równiny i obniżenia na różnych poziomach hipsometrycznych różnią się między sobą zajmowaną powierzchnią, miąższością warstwy torfu i stopniem ich rozkładu. Formowanie torfowisk na omawianym terenie rozpoczęło się pod koniec plejstocenu i trwało w holocenie. Wyróżnia się kilka etapów w ich rozwoju.

Pod względem reżimu zasilania i charakteru pokrywy roślinnej można wyróżnić torfowiska: wysokie, niskie i przejściowe. Najbardziej rozpowszechnione są torfowiska niskie, obejmujące 5% terenu. Powierzchnia ich jest najczęściej płaska lub lekko wklęsła. Charakterystycznym elementem torfowisk niskich jest występowanie kęp o wysokości nie przekraczającej 0,3-0,7 m, różnorodnych kształtach i powierzchni. Miąższość warstwy torfowej wynosi średnio 1-3 m. Torfowiska wysokie i przejściowe zajmują 1% terenu w obrębie Szackiego Parku Narodowego. Dla omawianych grup torfowisk właściwa jest większa, niż w przypadku torfowisk niskich, miąższość torfu – ponad 15 m.

Rzeźba eoliczna Polesia Wołyńskiego jest dość urozmaicona; została ona dość szczegółowo opisana już przez Tutkovskiego [9], który uznawał jej obecność za najważniejszy dowód istnienia na Polesiu postglacjalnej pustyni. Na przełomie późnego glacjału i holocenu, w warunkach suchego klimatu peryglacjalnego, miała miejsce intensywna deflacja i transport eoliczny drobnoziarnistego materiału piaszczystego. W dolinie rzeki Zachodni Bug wydmy i grzędy eoliczne zlokalizowane są głównie w przykrawędziowej części terasy nadzalewowej, choć

znane są również formy eoliczne w obrębie samej terasy. Dłuższa oś grzęd eolicznych zorientowana jest zgodnie z kierunkiem biegu rzeki Zachodni Bug i wynosi 0,5-2,0 km. Ich stoki są dość strome. Wysokości względne kształtują się na poziomie 10-15 m, czasami przekraczają 25 m. Pojedyncze wydmy z reguły mają kształt paraboliczny z czołem zwróconym ku wschodowi. Stoki dystalne wydm są strome, proksymalne zaś łagodnie pochylone. Powierzchnia wydm porośnięta jest roślinnością, chroniącą je przed rozwiewaniem. W górnych biegach rzek grzędy eoliczne o szerokości 100-150 m towarzyszą terasom zalewowym. Forma grzęd jest dość urozmaicona lecz wszystkie one są wydłużone w kierunku biegów rzek. Najbardziej rozpowszechnione są wydmy paraboliczne oraz wydmy podłużne. W obrębie powierzchni szczytowych działów wodnych można spotkać pojedyncze księżycopodobne wydmy. Piaski eoliczne tworzą nie porośnięte przez roślinność pola piasków, intensywnie rozwiewanych przez wiatr. Wydmy usytuowane wzdłuż brzegów jezior w odległości 0,3-0,5 km od brzegu są wyciągnięte w kierunku linii brzegowej. Wysokość grzęd wydmowych wynosi 5-10 m, szerokość - 100-200 m, zaś długość - 0,2-2,0 km. Stoki grzęd eolicznych są utrwalone przez roślinność. Na zachodnim brzegu jeziora Świtaź znajduje się pierścieniopodobna wydma o wysokości 4-9 m. W jej ssiedztwie występują pojedyncze wydmy o mniejszych wymiarach.

Intensywny rozwój procesów krasowych uwarunkowany jest płytkim występowaniem łatwo rozpuszczalnych utworów kredowych, (margli i kredy piszącej), ich dużą szczelinowatością oraz rozbudowaną siecią wód powierzchniowych i podziemnych. Procesy krasowe mają miejsce na wszystkich poziomach hipsometrycznych. O krasie kredowym na Polesiu Wołyńskim w swoim czasie dużo pisał Tutkovskiy [8,10]. Do najbardziej rozpowszechnionych form krasu powierzchniowego w północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego zaliczane są miseczkowate werteby krasowe o średnicy 20-60 m, miejscami - 100-110 m. Ich zbocza są krótkie (1-2 m, czasami 3-4 m), o nachyleniu 10-20°. Głębokość form wynosi 0,5-2,0 m, rzadziej 3-4 m, dno jest płaskie, często zabagnione, porośnięte roślinnością krzewiastą lub wierzbą, brzozą, olchą. W okresach bezdeszczowych dno wertebów jest suche, usiane kępami turzycy bagiennej. Genezę krasową ma większość jezior omawianego terenu. Różnej wielkości jeziora krasowe usytuowane są zazwyczaj w miejscach niegłębokiego występowania kredy lub w miejscach odsłonięcia kredy na powierzchni. Większość jezior jest zasilana przez szczelinowo-krasowe wody naporowe należące do górnokredowej warstwy wodonośnej.

Antropogeniczna transformacja rzeźby rozpoczęła się na wielką skalę nie tak dawno. Do głównych technogenicznych form zaliczane są: kanały melioracyjne i odkrywki poeksploatacyjne (eksploatację plejstoceńskich osadów mineralnych zaprzestano kilka lat temu w związku z powstaniem tu Parku Narodowego). Sieć kanałów melioracyjnych Pojezierza jest dość gęsta: 1,5-2,0 $km \cdot km^{-2}$. Szerokość kanałów waha się od 1,5 do 3,0-6,0 m, a głębokość wynosi średnio 1,0-2,0 m. Intensywne antropogeniczne obciążenie rzeźby powoduje całkowity zanik wielu charakterystycznych form rzeźby glacjalnej, bagien i torfowisk, małych rzek. Dlatego zadanie ochrony i zachowania form rzeźby jest jednym z pierwszorzędnych na terenie Szackiego Parku Narodowego.

Szczegółowa analiza budowy geologicznej oraz współczesnych procesów morfodynamicznych pozwala na wyodrębnienie w granicach północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego 4 regionów geomorfologicznych; są to:

- Górnoprypecka jeziorno-aluwialna równina akumulacyjna
- Rostańska równina sandrowa z fragmentami form morenowych
- Nadbużańska równina jeziorno-aluwialna
- Szacka równina wododziałowa.

Do Górnoprypeckiej równiny jeziorno-aluwialnej zaliczano dolinę Prypeci (jej górny bieg) z otaczającymi ją obszarami zabagnionymi. Pod względem morfometrycznym jest to płaska równina wykazująca znikome nachylenie (1-3°) w kierunku północnym. Wysokości bezwzględne wahają się tu od 161 do 165 m.

Rostańska równina sandrowa wyróżnia się z morfologicznej monotonii omawianego terenu, dzięki słabo falistej rzeźbie, urozmaiconej przez formy ozowo-kemowe (rejon Rostania), wydłużone obniżenia oraz wydmy. Gęstość sieci dolinnej wynosi tu 1,0 $km \cdot km^{-2}$. Maksymalna wysokość w obrębie powierzchni szczytowej grzędy Rostańskiej wynosi189,4 m n.p.m.

Do Nadbużańskiej równiny jeziorno-aluwialnej zaliczono prawobrzeżną część doliny Zachodniego Bugu. Pod kątem morfologicznym wyróżnia się w jej obrębie terasa zalewowa oraz terasa nadzalewowa, szerokość której w rejonie wsi Smolary wynosi 5,0 km. Równinna rzeźba doliny jest urozmaicona przez liczne formy eoliczne (wydmy, wały piaszczyste) oraz przez niegłębokie zabagnione zagłębienia. Wysokości bezwzględne wahają się od 160 do 178 m.

Szacka równina wododziałowa zajmuje w obrębie pojezierza dominujące położenie pod względem hipsometrycznym. Strop powierzchni kredowej również zajmuje wysokie położenie hipsometryczne (≥160 m m n.p.m.), często odsłania się również na powierzchni. Pokrywa czwartorzędowa ma znikomą miąższość. Wspomniane wyżej uwarunkowania geologiczne sprzyjały intensywnemu rozwojowi procesów krasowych w utworach kredowych i powstaniu licznych jezior.

Porównanie położenia powierzchni górnokredowej (160 m n.p.m.) z poziomem lustra wodnego największych jezior: Świtaź – 163,2 m n.p.m., Pulemieckie – 162,0 m n.p.m., Łuki – 162,0 m n.p.m., Lucymer – 165 m n.p.m., pozwala na stwierdzenie, iż: 1) omawiane jeziora założone zostały w utworach kredy, 2) jeziora są zasilane przez naporowe wody górnokredowej warstwy wodonośnej oraz przez wody paleozoiczne docierające na powierzchni poprzez system rozłamów tektonicznych.

PIŚMIENNICTWO

1. **Cys' P.M.:** Geomorfologiya URSR, Lviv, Vid. Lvivskogo Univ., 223, 1962.
2. **Dorofeyev L.M.:** L'odovykovi ta vodno-l'odovykovi vidkady. Stratygrafia URSR, XI, Antropogen. Naukova Dumka, Kiev, 147-170, 1969.
3. **Dorofeyev L.M.:** Volynskiy pojas lednikovykh akkumulatiwnykh form reliefa, ikh polozeniye i stroyeniye. Materialy po chetvertichnomu periodu Ukrainy, 296-309, 1974.
4. **Marinich A.M:** Geomorfologiya juzhnogo Polesiya. Izd. Kievskogo Univ., Kiev, 250, 1963.
5. **Zaleskiy I.I.:** Krajevyye lednikovye obrazowaniya sewero-zapada Ukrainy w rayonie Luboml-Shack. Krayewyye obrazovaniya materykovykh oledenieniy, 89-96, 1978.
6. **Palienko W.P.:** Osobiennosti glacioreliefa krayevoy zony dnieprovskogo lednika w predelakh Volynskogo Polesiya. Materialy po izucheniyu chetvertichnogo perioda na teritorii Ukrainy, 203-211, 1982.
7. **Tutkovskiy P.A.:** Koniechnye moreny, valunnyje polosy i ozy w Yuzhnom Polesiye. Zapiski Kievskogo obshchestva yestestvoispytateley, 17, 2, 353-460, 1902.
8. **Tutkovskiy P.A.:** Geologicheskiye issledovaniya vdol' stryashcheysia Kievo-Kovelskoy zhelieznoj dorogi. Izviestiya Geologicheskogo komiteta, 21, 5-67, 1902.
9. **Tutkovskiy P.A.:** Iskopayemyye pustyni Sewernogo polushariya, 314, 1910.
10. **Tutkovskiy P.A.:** Karstovyye yawleniya i samobytnyye artezianskiye kluchi w Volynskoy Gubernii. Trudy obshchestva issledovateley Volyni, 4, 1-127, 1911.

GEOLOGIC-GEOMORPHOLOGIC EVOLUTION OF THE NORTH-WESTERN PART OF THE VOLHYNIA POLESIE

A. Bogucki[1], I. Zaleski[2], N. Karpenko[1], I. Kowalczuk[1], J. Krawczuk[1]

[1]Department of Geomorphology, Ivan Franko National University, Lvov, Ukraine
[2]Rovno Geological Station, Rovno, Ukraine

S u m m a r y. Geologic structure and conditions of relief development in the north-western part of the Volhynia Polesie (Shack Lakeland) are presented in this paper. Geostructural evolution of the marginal part of the East-European platform is described from the Precambrian to the Quaternary. Modern relief of the Shack Lakeland is characterized in detail. Special attention is given to the role of basement in the Quaternary morphogenesis of the examined area.

K e y w o r d s: East-European platform, geostructural evolution, Quaternary paleogeography, morphogenesis, Shack Lakeland, Volhynia Polesie