

Współczesny morfosystem strefy młodoglacjalnej

Present-day morphosystem of young glacial zone

**Andrzej Kostrzewski¹, Zbigniew Zwoliński*¹, Leon Andrzejewski², Waław Florek³,
Małgorzata Mazurek¹, Władysław Niewiarowski², Zbigniew Podgórski²,
Grzegorz Rachlewicz¹, Ewa Smolska⁴, Alfred Stach¹, Jacek Szmańda²,
Józef Szpikowski¹**

¹ *Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Zakład Geoekologii, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań*

² *Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, ul. Gagarina 9, 87-100 Toruń*

³ *Akademia Pomorska w Słupsku, Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk*

⁴ *Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa*

Zarys treści: Współczesny morfosystem północnej Polski obejmuje zespół form rzeźby pochodzenia glacialnego, przekształcanego w okresie holocenu. Wśród licznych uwarunkowań tej unikalnej, najmłodszej strefy morfogenetycznej Polski należy zwrócić uwagę na uwarunkowania litologiczne i klimatyczno-hydrologiczne oraz udział człowieka w kształtowaniu powierzchni morfologicznej tej części kraju. Biorąc pod uwagę morfogenezę strefy młodoglacjalnej, jej różne podziały fizycznogeograficzne i pełnione w niej współczesne funkcje morfodynamiczne, w ujęciu taksonomicznym można wydzielić co najmniej cztery duże współczesne morfosystemy: wysoczyzn morenowych i równin sandrowych, stoków, dolin rzecznych i antropogeniczne, odpowiadające głównym kaskadom współczesnego morfosystemu strefy młodoglacjalnej. Współczesna rzeźba strefy młodoglacjalnej kształtowana jest przede wszystkim pod wpływem denudacji chemicznej przeważającej nad denudacją mechaniczną, erozji i akumulacji wód spływających po powierzchniach równinnych i stokowych, intensywnej erozji wgłębnej w górnych biegach rzek, procesów nadbudowywania równin zalewowych i erozji bocznej w dolnych biegach rzek oraz procesów, zarówno degradacyjnych, jak i agradacyjnych, wywołanych przez działalność człowieka. Od przełomu XX i XXI w. obserwuje się wzrost występowania różnych zjawisk ponadprzeciętnych, w tym ekstremalnych.

Słowa kluczowe: procesy geomorfologiczne, geomorfologia regionalna, strefa młodoglacjalna, północna Polska

Abstract: The present-day morphosystem of Northern Poland includes landform set of glacial origin that was transformed in the Holocene. Among numerous controls of this unique and youngest morphogenetic zone of Poland attention should be paid to lithological, climatologic and hydrological conditions as well as man impact on forming the morphological surface in this part of the country. Taking into consideration the morphogenesis of the young glacial zone and contemporary morphodynamic functions as well as varied physico-geographical divisions of that zone, at least four large morphosystems can be distinguished: a) morainic uplands and outwash plains, b) slopes, c) river valleys and d) a man-made morphosystem. These separate morphosystems correspond to main system cascades of the present-day young-glacial zone in the taxonomic frame. The present-day relief of the young glacial zone is formed mostly by chemical denudation prevailing over mechanical denudation, ero-

* e-mail: zbzwa@amu.edu.pl

sion and accumulation of sheet and rill wash across plains and slopes, intensive incision in the upper parts of rivers, sedimentation processes onto floodplains, bank erosion in the lower parts of rivers, as well as both degradation and aggradation processes generated by man activity. Since the turn of the 21st century an increase of varied extreme phenomena has been noticed.

Key words: geomorphological processes, regional geomorphology, young-glacial zone, Northern Poland

Indywidualność geograficzna współczesnej morfogenezy strefy młodoglacjalnej warunkowana jest położeniem w umiarkowanej strefie klimatycznej, sąsiedztwem Morza Bałtyckiego, litologią podłoża, dominacją morfologii polodowcowej oraz różnokierunkową w czasie i przestrzeni działalnością człowieka. Rzeźba młodoglacjalna wraz z retuszem morfogenezy holocenińskiej należy do najmłodszych na terenie Polski. Obszary o tym typie rzeźby rozciągają się w północnej części kraju pomiędzy strefą staroglacjalną na południu a wybrzeżem Bałtyku na północy. Cały obszar młodoglacjalny na terenie Polski należy do Niżu Zachodnioeuropejskiego. Pod względem hipsometrycznym zaliczany jest do obszarów nizinnych. Jednakże część terenów, szczególnie garb czołowo-morenowy fazy pomorskiej, przekracza wysokość 200 m n.p.m. Najwyższym wzniesieniem strefy młodoglacjalnej jest Wieżyca, której kulminacja sięga 328,6 m n.p.m. Najniższe położonymi obszarami są okolice Żuław, dla których najmniejsza wysokość to 1,8 m p.p.m. (tab. 1).

Trzy cechy odróżniają wyraźnie strefę młodoglacjalną od staroglacjalnej, a mianowicie: większe zróżnicowanie hipsometryczne, rozwijająca się i złożona sieć dolinna oraz występowanie gęstej sieci rynien poglacjalnych i zagłębień bezodpływowych, w tym także wypełnionych jeziorami. Strefa ta reprezentowana jest przez zespoły form rzeźby poglacjalnej, stokowej, fluwialnej i eolicznej. Najbardziej charakterystycznymi zespołami form w krajobrazie młodoglacjalnym są zróżnicowane hipsometrycznie wzgórza i wały czołowomorenowe, rozległe łagodnie sfalowane obszary wysoczyzn dennomorenowych, równinne obszary sandrowe, niekiedy głęboko wcię-

te rynny subglacjalne, doliny rzeczne zazwyczaj o przebiegu południkowym, pradoliny o przebiegu równoleżnikowym. Retusz późnoglacjalny i holoceniński obejmuje głównie krawędzie erozyjne przemodelowane przez peryglacjalne niecki denudacyjne, różnowiekowe rozcięcia erozyjne ze stożkami napływowymi na ich przedpolu, jak również równinne obszary zwydmione. Współczesna rzeźba strefy młodoglacjalnej kształtowana jest głównie pod wpływem denudacji chemicznej przeważającej nad mechaniczną, erozji i akumulacji wód spływających po powierzchniach równinnych i stokowych, intensywnej erozji wgłębnej w górnych biegach rzek, procesów nadbudowywania równin zalewowych i erozji bocznej w dolnych biegach rzek oraz procesów, zarówno degradacyjnych, jak i agradacyjnych, wywołanych przez działalność człowieka. Strefa młodoglacjalna jest bardziej rozprzestrzeniona w części zachodniej aniżeli we wschodniej, co jest efektem zróżnicowanej dynamiki lądolodu w czasie jego recesji.

Dominującymi typami krajobrazu naturalnego strefy młodoglacjalnej są krajobrazy nizinne: równinne, faliste, pagórkowate i wzgórzowe rozdzielane krajobrazami dolin i obniżeń. Pod względem genetycznym za podstawowe typy krajobrazów należy uznać krajobrazy wysoczyzn morenowych, równin sandrowych i pojezierzy. Krajobraz strefy młodoglacjalnej nie ma zbyt wielu opracowań syntetycznych, niemniej na uwagę zasługuje drugi tom „Geomorfologii Polski” pod redakcją Galona (1972), trzy północne arkusze „Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski” pod redakcją Starkla (1980) i monografia rzeźby czwartorzędowej Mojskiego (2005). Liczne są regionalne syntezy geomorfologiczne, np.

Tabela 1. Charakterystyki morfometryczne pasów morfogenetycznych w oparciu o cyfrowy model wysokościowy strefy młodoglacjalnej (DEM wg DETD2); mediany oraz skośność obliczono na podstawie 1% próbki losowej

Pas morfo- genetyczny	Powierzchnia [km ²]	Wysokość bezwzględna terenu						Średni spadek terenu	Mediana ekspozycji stoków
		minimum	średnia	mediana	maksimum	odchylenie standardowe	skośność		
Ia	14 873,7	19	83,06	83	219	20,84	0,195	0,949	225
Ib	6 521,4	101	138,11	134	218	16,72	1,005	1,180	180
IIa	22 024,9	13	89,22	91	223	24,93	0,118	1,220	270
IIb	26 186,7	2	106,92	107	311	42,19	-0,151	1,448	225
III	24 700,8	0	128,96	130	324	47,57	0,020	2,168	297
IV	21 992,2	0	44,19	39	216	35,47	0,812	1,364	342

dla Niziny Wielkopolskiej (Krygowski 1961), Pomorza (Augustowski 1977), Doliny Dolnej Wisły (Augustowski 1982) czy Pojezierza Mazurskiego (Ber 2000). Najliczniejsze są jednak prace szczegółowe, zazwyczaj dotyczące małych jednostek przestrzennych lub wybranych form.

Dzisiejsza powierzchnia morfologiczna strefy młodoglacjalnej nawiązuje lokalnie do:

- struktur tektonicznych wyniesienia Łęby, antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz antekliny mazursko-suwałskiej (Znosko 1998, Alexandrowicz 1991), co przejawia się w mniejszych miąższościach osadów czwartorzędowych,
- niektórych regionalnych stref uskokowych (Mojski 2005), które wpływają na przebieg dolin rzecznych (np. Odry, Wisły) oraz na występowanie diapiry strukturalnych solnych (np. w okolicach Wapna, Inowrocławia),
- do współczesnych ruchów neotektonicznych w granicach od $-3,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ w południowej i wschodniej części strefy młodoglacjalnej do $0,5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ w północnej i zachodniej części strefy (Zuchiewicz i in. 2007).

Miąższość osadów czwartorzędowych mieści się w przedziale od kilkudziesięciu do kilkuset metrów i nawiązuje do zróżnicowanej rzeźby przedczwartorzędowej. Podłoże podczwartorzędowe reprezentowane jest głównie przez jurajskie i kredowe skały węglanowe oraz trzeciorzędowe osady o różnej genezie, które często na obszarach młodoglacjalnych są inkorporowane w osady czwartorzędowe jako porwaki różnej wielkości. Maksymalna miąższość pokrywy czwartorzędowych występuje w zagłębieniu Szeszupy i wynosi 335 m. Ostatnio, w drugiej połowie XX w. oraz w latach 2004 i 2006, odnotowano niewielkie trzęsienia ziemi w pasie od Zatoki Gdańskiej do Suwałk, które choć nie dokonały zmian w morfologii terenu, to jednak mogły wpłynąć na zmiany strukturalne w osadach czwartorzędowych.

Rzeźba młodoglacjalna jest efektem pobytu ostatniego lądolodu skandynawskiego zlodowacenia wisły¹, którego najdalszy zasięg na południe wyznacza granicę między strefą młodo- a staroglacjalną². Ocenia się, że wiek najdalszego nasunięcia lądolodu skandynawskiego, odpowiadającego fazie leszczyńskiej wynosi ok. 20 000 lat. Kolejne fazy związane z wycofywaniem się lądolodu skandynawskiego to fazy: poznańska datowana na mniej niż 19 000 lat, krajeńska – 17 200 lat, pomorska – 16 000–15 000 lat i gardzieńska – 14 500–14 000 lat (Kozarski 1981, 1986, Mojski 2005).

Rozmieszczenie przestrzenne rzeźby młodoglacjalnej jest efektem chronologicznego następstwa zdarzeń, zaczynając od maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły i sypania powierzchni sandrowych

na jego przedpolu na Nizinie Południowowielkopolskiej (np. Dolina Konińska czy Kotlina Kolska). Najbardziej rozległe obszary wysoczyznowe i sandrowe występują w pasie pojezierzy (Pomorskiego, Wielkopolskiego, Mazurskiego), które są przeciętne siecią dolin rzecznych o układzie kratowym stwarzających z systemami pradolinowymi i porozielnymi pasami wzgórz bądź masywów morenowych o zróżnicowanej genezie. Tutaj także powierzchnie sandrowe, głównie na przedpolu fazy pomorskiej (sandry Gwdy i Brdy), osiągają największe rozmiary na sprzyjającym odpływowi proglacjalnemu południowym skłonie garbu pojeziernego. Pobrzeże Bałtyku (Południobałtyckie i Wschodniobałtyckie), o nachyleniu w kierunku północnym (tab. 1), cechuje schodowy układ poziomów wysoczyznowych (Karczewski 1998), o dużym udziale powierzchni równinnych (np. Równina Gryficka, Wysoczyzna Damnicka, Nizina Sępolska), będących m.in. efektem proglacjalnej akumulacji zastoiskowej.

Holocen to najmłodsze ogniwo w poglacjalnej ewolucji rzeźby strefy młodoglacjalnej, w którym wyróżnić można kilka charakterystycznych okresów. Pierwszy z nich to późnoglacialne przeobrażenia periglacialne i wytapianie brył pogrzebanego lodu. W preboreale zaznaczyło się powstawanie meandrów o mniejszych promieniach krzywizny. Kolejny okres to intensywny rozwój zbiorowisk roślinnych ukształtowanych do ok. 6,0 ka BP, konserwujących w części przekształconą już rzeźbę polodowcową. W okresie atlantyckim tworzyły się powszechnie gleby bielcowe, płowe i brunatne na piaszczystych powierzchniach równinnych i stokowych, a na początku okresu subborealnego były intensywnie deponowane osady organogeniczne, wypełniające zagłębienia bezodpływowe i misy jeziorne. Od neolitu funkcjonował zespół procesów morfogenetycznych zbliżonych swoją naturą do znanych współcześnie oraz wzrastał stopień przekształcania rzeźby przez gospodarczą działalność człowieka. Niespełna 2000 lat temu wystąpił wzrost wielkich wezbrań we wszystkich dolinach rzecznych (np. Parsęta). Ostatnie kilkaset lat (głównie od wczesnego średniowiecza, kiedy osadnictwo masowo wkroczyło na wysoczyzny morenowe oraz gdy rozpoczęły się trwałe odlesienia i ulepszyła technika uprawy ziemi) to tworzenie form antropogenicznych (np. wzmożenie erozji gleb), szczególnie na powierzchniach stokowych (terasy rolne, miedze) i w dnach dolin rzecznych (obwałowania przeciwpowodziowe, budowle hydrotechniczne). Od tego czasu zmiany krajobrazu stały się częste i znaczące.

Strefa młodoglacjalna odznacza się pasowością rozmieszczenia form, osadów i współczesnych procesów morfogenetycznych, a granice między nimi są korelowane z przebiegiem kolejnych faz zlodowace-

1 Zlodowacenie wisły było wcześniej nazywane zlodowaceniem północnopolskim, bałtyckim i vistulian.

2 Dyskusję nad maksymalnym zasięgiem ostatniego zlodowacenia, szczególnie w części wschodniej kraju, przedstawia Mojski (2005).

nia wisły: leszczyńskiej, poznańskiej (w tym krajeńskiej) i pomorskiej. W części zachodniej strefy młodoglacjalnej wyróżniono cztery pasy morfogenetyczne: południowy, środkowy (podzielony na część południową i północną), północny oraz północny (tab. 1). Na wschód od doliny dolnej Wisły ulegają one redukcji przestrzennej (poza pasem północnym) aż do całkowitego zaniku pasa środkowego na Pojezierzu Mazurskim. Charakterystykę morfometryczną pasów przedstawiono w tabeli 1. Charakterystyczną cechą pasów młodoglacjalnych jest sekwencja morfologiczna w kierunku południkowym od pradolin na południu poprzez obszary sandrowe do obszarów morenowych na północy. Ten modelowy układ morfogenetyczny jest niekiedy zakłócany występowaniem łobów z zagłębieniami końcowymi, np. Odry, Parsęty, Słupi, Wisły, Łyny, Szeszupy.

Dwie masy powietrza, a mianowicie polarnomorskiego z nad północnego Atlantyku i polarnokontynentalnego z Syberii, kształtują przestrzenny rozkład warunków termicznych, opadowych, wilgotnościowych i anemologicznych oraz przebieg i zmienność typów pogód. Masy polarnomorskie zazwyczaj mają wpływ łagodzący na klimat, natomiast masy polarnokontynentalne wzmagają surowość klimatu poprzez wzrost amplitud wielu elementów meteorologicznych. Dlatego obszary młodoglacjalne Niżu Polskiego w części zachodniej są cieplejsze i wilgotniejsze, a w części wschodniej są bardziej chłodne i suche. W kierunku wschodnim wydłuża się czas zalegania pokrywy śnieżnej i skraca się okres wegetacyjny. Z uwagi na dużą rozciągłość południkową strefy młodoglacjalnej zmienny jest dopływ promieniowania słonecznego. Wpływ Morza Bałtyckiego najwyraźniej odzwierciedla się w rozkładzie południkowym temperatur powietrza i sum opadów atmosferycznych oraz w czasie trwania charakterystycznych pór roku: im dalej od morza, tym lato i zima trwają dłużej, natomiast wiosna i jesień – krócej. Zróżnicowanie przestrzenne elementów meteorologicznych wpływa wyraźnie na sezonowość i intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych.

Sieć rzeczna strefy młodoglacjalnej jest genetycznie związana z warunkami morfologicznymi i hydrogeologicznymi odziedziczonymi po ostatnim okresie glacialnym. Reprezentowana jest ona przez systemy dolin rzecznych i systemy rzeczno-jeziorne. Należy zwrócić uwagę, że w kreowaniu odpływu powierzchniowego ważną rolę pełnią systemy rzeczno-jeziorne w części środkowej i wschodniej omawianej strefy (np. Brda, Wda, Wierzyca, Krutynia, Szeszupa, Czarna Hańcza), natomiast w części zachodniej i południowej przeważają systemy rzeczne (np. Rega, Parsęta, Słupia, Barycz, Proсна, Noteć). Doliny rzeczne są w większości poligenetyczne (posiadają odcinki m.in. pradolinne, rynnowe, przełomowe) i policykliczne. Sieć odwodnienia zmierza w różnych kierunkach ku Morzu Bałtyckiemu, południkowymi

tranzytowymi dolinami Odry, Warty i Wisły oraz równoleżnikowymi pradolinami: Warszawsko-Berlińska, Toruńsko-Eberswaldzką i Pomorską.

Rzeki i jeziora są zasilane wodami podziemnymi, opadowymi i śnieżnymi (Dynowska 1971). Przepływy wezbraniowe na rzekach występują przede wszystkim wiosną podczas roztopów oraz latem w czasie intensywnych opadów. Ważną rolę retencyjną odgrywają liczne zagłębienia bezodpływowe w pozycjach międziodoliny, wypełnione najczęściej mokradłami i torfowiskami. We współczesnym krajobrazie młodoglacjalnym charakterystyczne są zarastające oczka polodowcowe, a także duże zbiorniki jeziorne o różnym stopniu przekształceń. W obiegu wody, a szczególnie dla wykształcenia poziomów wodonośnych, nie bez znaczenia jest litologia podłoża stanowiona m.in. przez łatwo przepuszczalne osady piaszczysto-żwirowe (obszary sandrowe) oraz słabo przepuszczalne pokłady glin zwałowych (obszary wysoczyznowe). Na osadach tych wykształciły się w głównej mierze gleby brunatne, płowe i bielcowe – typowe gleby strefowe, których rozwój uzależniony jest zarówno od warunków klimatyczno-roślinnych, jak i od litologii podłoża.

Biorąc pod uwagę morfogenezę strefy młodoglacjalnej, jej różne podziały fizycznogeograficzne i pełnione w niej współczesne funkcje morfodynamiczne, w ujęciu taksonomicznym w strefie młodoglacjalnej można wydzielić co najmniej cztery duże współczesne morfosystemy:

- wysoczyzn morenowych i równin sandrowych,
- stoków,
- dolin rzecznych,
- antropogeniczne.

Morfosystemy wysoczyzn morenowych i równin sandrowych kształtowane są przez denudację chemiczną, deflację i akumulację eoliczną, a w mniejszym stopniu przez erozję wodną i sufozję. Roślinność odgrywa ważną rolę we współczesnym systemie morfogenetycznym wysoczyzn morenowych i równin sandrowych. Zaznacza się to głównie w formie transformacji cech fizykochemicznych opadów, które są ważnym etapem obiegu wody w morfosystemach równin strefy młodoglacjalnej. Wartość denudacji chemicznej dla morfosystemów równin wysoczyznowych i sandrowych zamyka się w granicach 62–90 t·km⁻²·a⁻¹, natomiast opad eoliczny osiąga 300, a nawet ponad 600 t·km⁻²·a⁻¹.

Stoki odgrywają ważną rolę w funkcjonowaniu morfosystemów strefy młodoglacjalnej, jako obszar przejściowy między równinami a dnami obniżeni i dolin. Najważniejszym procesem kształtującym rzeźbę stoków młodoglacjalnych jest splukiwanie, przy niewielkim udziale erozji wąwozowej i minimalnym ruchów masowych. Szczegółowe badania pozwalają stwierdzić, że rozbryzg i splukiwanie rozproszone jest procesem powszechnym na słabo nachylonych i krótkich powierzchniach stokowych. Denudacja che-

miczna zaznacza się natomiast w miejscach wilgotnych, a więc najczęściej w dolnych odcinkach stoków. Wartość splukiwania jest uzależniona od typu użytkowania terenu i litologii. Dla stoków zadarnionych wynosi maksymalnie do $1,5 \text{ t} \cdot \text{ha} \cdot \text{a}^{-1}$, podczas gdy w uprawach okopowych może sięgać $30 \text{ t} \cdot \text{ha} \cdot \text{a}^{-1}$. Współczesne przemiany powierzchni stokowych to głównie tendencja do spłaszczenia powierzchni użytkowanych ornice, a na stokach trawiastych zwiększenie udziału wypukłej części profilu stoku. Procesy o charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym doprowadzają do fragmentacji stoków młodoglacjalnych siecią nieregularnych rozcięć i wąwozów.

Ważną strukturą młodoglacjalnej strefy krajobrazowej są morfosystemy dolin rzecznych, które ze względu na tranzytowy charakter przecinający poszczególne pasy morfogenetyczne, odgrywają dużą rolę we współczesnych przemianach krajobrazowych. Funkcjonowanie morfosystemów dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej określają warunki pogodowe umiarkowanej strefy klimatycznej, litologia podłoża, rzeźba poglacjalna, użytkowanie terenu i wahania poziomu Morza Bałtyckiego. Charakterystyczną cechą współczesnego rozwoju dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej jest z jednej strony tendencja do coraz głębszego przerabiania aluwiów korytowych, a z drugiej nadbudowywanie równin zalewowych osadami pozakorytowymi. W dolinach o małych spadkach dominuje przyrost pokryw powodziowych, natomiast działalność erozyjna jest niewielka. Równiny zalewowe rzek meandrujących mają urozmaiconą morfologię, głównie kształtowaną przez przepływy wezbraniowe. Morfosystemy dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej są w skali holocenu dość stabilne pod względem morfologicznym. Należy dodać, że nawet stany wezbraniowe nie doprowadzają do większych przemian równin zalewowych. Postulatem praktycznym jest takie kształtowanie stosunków hydrologicznych w zlewniach i planowanie prac hydrotechnicznych w dolinach rzek, aby ograniczyć, a nie zupełnie wyeliminować wylewy powodziowe. Wezbrania są ważnym czynnikiem wpływającym na utrzymanie georóżnorodności i bioróżnorodności równin zalewowych.

Działalność człowieka stanowi ważny czynnik współczesnego rozwoju morfosystemów strefy młodoglacjalnej. W strukturze krajobrazów młodoglacjalnych niewiele jest obszarów pozbawionych form antropogenicznych. Rzeźba terenu, jak również sieć rzeczna są najsilniej przekształcone przez rozwój osadnictwa, sieci komunikacyjnej oraz eksploatację surowców mineralnych. Zaznacza się też wpływ innych form działalności człowieka, a mianowicie gospodarki wodnej, przemysłu, rolnictwa, działalności militarnej, a także religijnej. Współcze-

sne oddziaływanie gospodarki na morfosystemy strefy młodoglacjalnej jest aktualnie w większym stopniu kontrolowane, poprzez uwzględnianie w coraz większym stopniu zasady zrównoważonego rozwoju, co jest warunkiem ochrony i zachowania struktury krajobrazowej strefy młodoglacjalnej.

Procesami najczęściej kształtującymi rzeźbę strefy młodoglacjalnej są procesy fluwialne, stokowe, eoliczne i antropogeniczne. Natomiast obserwuje się wyraźny wzrost natężenia występowania i oddziaływania na współczesny system rzeźbotwórczy różnych zjawisk ponadprzeciętnych, w tym ekstremalnych, szczególnie od przełomu XX i XXI w.

Literatura

- Alexandrowicz W. 1991. Budowa geologiczna Polski. [W:] L. Starkel (red.), Środowisko przyrodnicze Polski. PWN, Warszawa, s. 224–248.
- Augustowski B. 1977. Pomorze. PWN, Warszawa.
- Augustowski B. 1982. Dolina Dolnej Wisły. Ossolineum, Wrocław.
- Ber A. 2000. Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Prace PIG*, 170: 1–89.
- Dynowska I. 1971. Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ*, 18, *Prace Geogr.*, 28: 1–155.
- Galon R. 1972. Główne etapy tworzenia się rzeźby Niziny Polskiej. [W:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*. T. 2. Niz Polski. PWN, Warszawa, s. 35–110.
- Karczewski A. 1998. The North Pomeranian Baltic-facing slope as a privileged area for the formation of ice-dammed lakes. *Quaest. Geogr.*, 19/20: 51–56.
- Kozarski S. 1981. Stratygrafia i chronologia vistulianu Niziny Wielkopolskiej. PWN, PAN Oddział w Poznaniu, ser. *Geogr.*, 6: 1–44.
- Kozarski S. 1986. Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niziny Polskim. *Czasop. Geogr.*, 57(2): 247–270.
- Krygowski B. 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I. Geomorfologia. PTPN, Poznań.
- Mojski J. 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie: zarys morfogenezy. PIG, Warszawa.
- Starkel L. (red.) 1980. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Znosko J. 1998. Tectonic Atlas of Poland. PIG, Warszawa.
- Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M. 2007. Neotectonics in Poland: an overview of active faulting. *Stud. Quarter.*, 24: 5–20.