

Procesy ekstremalne w zapisie osadów i form warciańskich regionu łódzkiego

Zbigniew Rdzany*

Uniwersytet Łódzki, Zakład Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

W regionie łódzkim w osadach i formach zlodowacenia warty przeanalizowano ślady zdarzeń ekstremalnych celem określenia ich roli w morfogenezie glacialnej. Zapis ten, niezwykle różnorodny genetycznie i strukturalnie, powstawał sporadycznie w różnych okresach rozwoju i zaniku łądolodu.

Łądolód aktywny

Transgresja łądolodu warty w regionie łódzkim jest zaznaczona licznymi śladami erozji glacialnej i glacialnej. Erozja glacialna jest wyrażona w postaci subglacialnych rynien erozyjnych typu N, wciętych zwykle od kilkunastu do ponad 30 m poniżej spągu gliny lodowcowej i wypełnionych w znacznej mierze gruboklastycznymi seriami glacialnymi. Występują one zarówno w brzeżnej, jak i wewnętrznej strefie wielkich lobów, przeciętnie co kilkanaście kilometrów. Za przykłady mogą służyć osady części korzeniowej ozu Rylska koło Rawy Mazowieckiej (Jaksa, Rdzany 2002) czy dolne partie ozu Antoniówki w okolicach Kamieńska (Baraniecka 1971). Zarówno struktury rynien erozyjnych, jak i ich wypełnienie świadczą o silnej, choć krótkotrwałej erozji wód subglacialnych w warunkach ciśnienia hydrostatycznego, oraz skokowych, wielkoskalowych zmianach siły nośnej wód roztopowych.

Wypełnienia struktur rynien i kanałów zawierają stosunkowo dobrze obtoczony materiał. Na szybki postęp obróbki wskazują szczególnie klasty materiału jurajskiego lub kredowego w grubożwirowych osadach glacialnych, wyerodowane w płytko występującym podłożu skał mezozoicznych. Stwierdzono to m.in. w wypełnieniach kanałów subglacialnych

i supraglacialnych w Siedlątkowie na północ od Sieradza. Nawet transport na dystansie rzędu kilkuset metrów – kilku kilometrów mógł powodować znaczny postęp obróbki ziaren, zwłaszcza w materiale podatnym na abrazję, np. w wapieniu marglistym. W osadach wypełniających rynnowe rozcięcia znaleziono mięszcze litofacie żwirów o zawartości klastów skał miejscowego podłoża we frakcji żwirowej nawet ok. 90%. W sąsiedztwie, w równowiekowej glinie, udział skał miejscowego podłoża także był lokalnie zwiększony, lecz nie przekraczał 50%. Oznacza to, że w przypadku subglacialnych przepływów, m.in. związanych z formowaniem ozów i rynien subglacialnych, erozja wgłębna w podłożu skał podplejstoceniowych w warunkach wysokoenergetycznych przepływów, zwłaszcza pod ciśnieniem hydrostatycznym, dostarczała znacznie więcej materiału z podłoża niż erozja glacialna działająca w szerszych strefach, lecz płycej.

W regionie łódzkim już od kilkudziesięciu lat znane są liczne miejsca, gdzie udokumentowano aktywne, spiętrzające i deformujące działanie czoła łądolodu warty. Wiele z tych stanowisk uwzględniła w syntetycznej pracy Klatkova (1996). Obserwacje autora pozwalają poszerzyć liczbę znanych stanowisk, choć należy podkreślić, że nie wykraczają one poza określone już od dawna główne strefy występowania tego typu struktur (ryc. 1). Badania te prowadzą jednakże do wniosków, że największa aktywność deformująca łądolodu nie wiąże się z głównym nasunięciem łądolodu warty, lecz miała miejsce po fazie zasięgu maksymalnego, w części kataglacialnej zlodowacenia, kiedy to dochodziło do krótkotrwałych uaktywnień łądolodu o cechach szarży. W analizowanym obszarze doszło do dwóch takich ponownych awansów w zasięgu lobu południowowielkopolskiego oraz jednego – na pograniczu zachodniej części

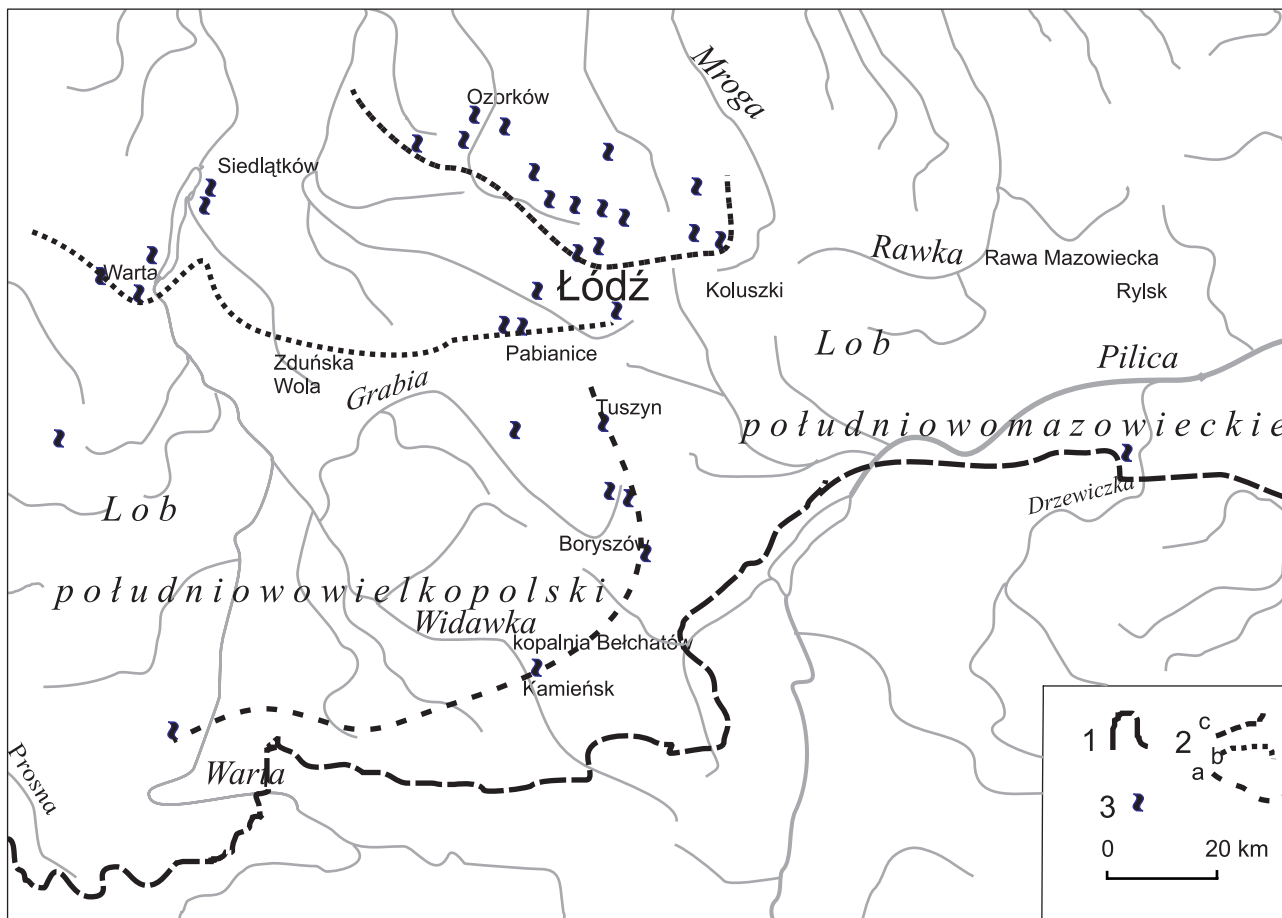
* e-mail: zrdzany@geo.uni.lodz.pl

Wzniesień Łódzkich, północnej części Wysoczyzny Łaskiej i Równiny Łowicko-Błońskiej. Zdarzenia te, zapewne niskiej rangi klimatostatygraficznej (subfazy?), przerywały postęp deglacjacji w zachodniej i północnej części regionu łódzkiego. Choć szarże trwają od kilku miesięcy do kilku lat, jak wynika z obserwacji współczesnych, ze względu na serię następstw bezpośrednich i pośrednich, które wywołały, można je traktować jako procesy ekstremalne.

Skutki tej aktywności lądolodu w osadach mają postać różnych struktur deformacyjnych: łusek, fałdów diapirowych, dajek klastycznych, powierzchni ścięć, zespołów uskoków odwróconych i in. Zaobserwowano liczne przejawy erozji glacialnej: porwaki materiału podłoża i wkładki piaszczyste (z zachowanym warstwowaniem i w postaci płatów deformacyjnych), kliny i żebra gliniaste oraz struktury rozwleczenia materiału podłoża. Istotne są także skutki morfologiczne. Pierwsza aktywność pomaksymalna lądolodu miała postać szybkiego awansu strumieni lodowych Warty i Widawki o cechach szarży na zapleczu zasięgu maksymalnego zlodowacenia warty, od kilku do ok. 30 km na północ i zachód od ostatnio przyjmowanej linii. Autor nazywa to nasunięcie subfazą dobrzynki, gdyż aktywność lądolodu objęła

rejon źródłowy rzeki Dobrzyńki (ryc. 1, linia 2a). Doszło w efekcie tego awansu, oprócz deformacji osadów, do wzrostu miąższości lodu i napływu znacznej ilości moreny. Kiedy lód następnie w wyniku ekstensji, a być może także wstrząsów tektonicznych popękał, rozpoczęła się w pociętym licznymi kanionami śródlodowymi obrzeżeniu lobu intensywna akumulacja materiału glacialnego i ablacyjnego. W wąskim pasie brzeżnym lobu powstały pagórki o strukturze stożków marginalnych, a na ich bliskim zapleczu – kemy glacialne. Uformowany w ten sposób pas rzeźby na linii Borowa Góra–Boryszów–Tuszyn stanowi wyraźniejszą strefę morfologiczną niż zasięg maksymalny zlodowacenia warty (Turkowska 2006).

W okresie wyciszenia lądolodu po szarży nastąpił rozwój deglacjacji arealnej w centrum lobu Widawki. Proces ten został powstrzymany nowym, dość gwałtownym napływem lodu, który także może być interpretowany jako szarża, choć o mniejszym zasięgu niż nasunięcie poprzednie. Awans ten sięgnął linii biegnącej przez pagórki warciańskie na północ od Sieradza, okolice Zduńskiej Woli, Pabianic i Łodzi (subfaza neru: ryc. 1, linia 2b). Efektem jest zespół struktur glacitektonicznych oraz formy marginalne i kemy, tworzące pas o szerokości nawet 20 km.



Ryc. 1. Główne strefy zapisu procesów ekstremalnych w czasie zlodowacenia warty w regionie łódzkim

1 – zasięg maksymalny lądolodu warty; 2 – zasięgi pomaksymalnych awansów strumieni lodowych lądolodu warty w regionie łódzkim: a – subfaza dobrzynki, b – subfaza neru, c – subfaza bzury; 3 – miejsca występowania struktur glacitektonicznych, które mogą być związane z ekstremalną aktywnością strefy brzeżnej lądolodu warty

Kolejny, trzeci pomaksymalny napływ lodu o ekstremalnym charakterze, miał miejsce w zachodniej części Wzniesień Łódzkich, północnej części Wyżyny Łaskiej i przyległej części Równiny Łowicko-Błońskiej. Klatkova (1972, 1996) uważała, że na tym obszarze łądolód etapowo uformował stopnie terenowe, sięgając coraz bardziej na południe w czasie głównej transgresji warciańskiej. W pracy z 1996 r. zinterpretowała te awanse jako szarże. Nie podważając interpretacji dynamicznej, autor uważa, że miało to miejsce jednak w okresie kataglacialnym zlodowacenia warty, zaś kolejne szybkie awanse (oscylacje) zajmowały coraz mniejszy obszar. To nasilenie przejawów dynamiki łądolodu autor nazywa, ze względu na zasięg w dorzeczu Bzury – subfazą bzury (ryc. 1, linia 2c). Związana z tym glaciektonika nie była jedynym procesem, który odpowiada za uformowanie tzw. stopni krawędziowych. Duże znaczenie miały także wody glacyfluwalne, które wyrównywały przedpole żywego łądolodu w okresach wyciszenia łądolodu między szarżami, tworząc pokrywy typu poziomów sandrowych lub teras kemowych. Nie wykazują one śladów przekroczenia przez łądolód. Przykładem – rozległy poziom sandrowy, występujący w okolicach Strykowa.

Ładolód zanikający

Liczne ślady zapisu procesów ekstremalnych znaleziono w osadach i formach związanych z deglacją obszaru.

Z procesami deglacji można łączyć ślady katastrofalnej aktywności tektonicznej zapisane w strukturze różnych form. Na ich znaczenie wskazywano już od dawna (m.in. Baraniecka 1975, Klajnert 1978). Ostatnio Goździk i van Loon (2007) zaliczyli do nich dajki klastyczne, występujące w budowie wzgórza kemowego Czubata Góra, odsłoniętego na terenie kopalni Bełchatów.

Również w budowie tzw. pagórków warciańskich na północ od Sieradza i na wschód od zbiornika Jeziorsko autor stwierdził kilkanaście struktur diapiarów i dajek, w tym zbudowane wyłącznie ze żwirów, przebijające osady form glacyfluwalnych. Większość może być wiązana z aktywnością łądolodu w czasie pomaksymalnej szarży łądolodu warty. Niektóre z tych struktur, w szczególności dajki i diapiry żwirowe o szerokości nawet około 10 m, mogły powstać w wyniku silnych trzęsień ziemi, niezależnie od przejawów glacygenicznych procesów deformacyjnych. Jest to kolejny przykład struktur potwierdzających istnienie fazy tektonicznej u schyłku zlodowacenia warty (por. Baraniecka 1975). Podobne struktury dajek żwirowych opisane zostały przez Mörnera (2005) ze Skandynawii jako skutek wstrząsów tektonicznych pod koniec ostatniego glacyfału, o magnitudzie prze-

kraczącej 8°. Nie można wykluczyć, że mechanizmem spustowym wielu innych deformacji były także wstrząsy tektoniczne. Istnieje prawdopodobieństwo, że liczne przypadki upłynnienia osadów, struktur ucieczkowych, pogrążeń i ślady gwałtownych sływów, spotykane w formach deglacyjnych regionu, mogły powstać jako wynik stosunkowo silnych wstrząsów tektonicznych. W szczególności mogły one przyspieszać dezintegrację lodu martwego, choć udowodnienie tej zależności jest trudne.

Duże znaczenie morfotwórcze miała także erozja wód roztopowych, zachodząca w różnych obszarach deglacji arealnej. Przykładem – liczne poziomy erozyjne, wycięte w stokach doliny Rawki i stokach wałów i pagórków kemowych w kotlinie górnej Rawki pomiędzy Koluškami a Rawą Mazowiecką. Dowodzą one zaistnienia gwałtownych zjawisk hydrologicznych o charakterze małych jökulhlaupów. Związane są z nagłymi sływami intraglacialnych zbiorników wód roztopowych w trakcie zaawansowanej deglacji. Poziomy te, opisane już wcześniej (Klajnert, Rdzany 1989, Rdzany 1997), świadczą o tym, że schodowy układ stoków, spotykany w morfologii wielu kemów obszaru, powstał nie tylko przez dobudowanie kolejnych teras kemowych w ślad za ustępującym podparciem lodu martwego, lecz także wskutek gwałtownych zjawisk erozyjnych w trakcie sływu zbiorników glacylimnicznych.

Uwagi końcowe

Obserwacje osadów i form regionu łódzkiego, pochodzących ze zlodowacenia warty, wskazują na wielkie znaczenie w ich powstaniu procesów ekstremalnych, skrajnie krótkotrwałych w stosunku do przebiegu zlodowacenia, charakteryzujących się wielkoskalowymi wahaniami energii. Zapisane są skutki katastrofalnych wstrząsów tektonicznych, wysokoenergetyczne przepływy wód płynących, wielkie wartości naprężeń ścinających w trakcie transgresji łądolodu. Procesy o nieprzeciętnej częstotliwości zachodziły zarówno w czasie transgresji łądolodu, jak i jego zanikania, w różnych stanach dynamicznych łądolodu. Analiza tych sporadycznych zdarzeń wskazuje, że wiele z nich skutkowało nie tylko charakterystycznym zapisem w strukturze osadów, lecz także znalazło wydzźwięk w ukształtowaniu licznych form rzeźby. Prawidłowością jest to, że im bardziej wyraziście zespół form rzeźby glacygenicznej, tym więcej przejawów procesów ekstremalnych. Nawet najbardziej urozmaicone zespoły form glacyjalnych mogły być ukształtowane przez serię incydentalnych zdarzeń w tak krótkich okresach, że nie ma podstaw do przypisania im określonej rangi klimatostratygraficznej.

Z przeprowadzonej analizy wynika, że w czasie zlodowacenia warty zarówno kluczowe zmiany spo-

sobu sedymentacji, jak i zmiany kierunku działania procesów rzeźbotwórczych były inicjowane przez procesy ekstremalne.

Nawet przeprowadzona analiza osadów względnie dobrze wysortowanych, występujących w kemach glacialimnicznych, wskazuje, że dominującą rolę w trakcie sedymentacji odgrywały często spływy turbidytowe, które mogą być interpretowane także jako skutek procesów typu katastrofalnego. Okresy funkcjonowania spływów były rozdzielone dysproporcjonalnie długimi interwałami mało efektywnej depozycji zawieszinowej.

Literatura

- Baraniecka M.D. 1971. Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 11–36.
- Baraniecka M.D. 1975. Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Nizy Polskiego. *Biul. IG*, 288, Z badań czwartorzędu w Polsce, 16: 5–97.
- Goździk J., van Loon A.J. 2007. The origin of a giant downward directed clastic dyke in a kame (Bełchatów mine, central Poland). *Sedimentary Geology*, 193, 71–79.
- Jaksa Z., Rdzany Z. 2002. Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXII – Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, Toruń, 109: 169–181.
- Klajnert Z. 1978. Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38: 1–149.
- Klajnert Z., Rdzany Z. 1989. Glacifluwialna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 21–39.
- Kłatkowa H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: 1–220.
- Kłatkowa H. 1996. Elementy glacitektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 72: 7–103.
- Mörner N.-A. 2005. An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics*, 408: 265–307.
- Rdzany Z. 1997. Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku łądolodu warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 73: 1–146.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, s. 1–238.