

Wytapianie się pogrzebanych brył martwego lodu w późnym glacie i wczesnym holocenie a zdarzenia ekstremalne¹

Mirosław Błaszkwicz*

Instytut Geografii i PZ PAN, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu, ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń

Zagadnienie udziału brył martwego lodu w morfogenezie obszarów objętych zlodowaceniami plejstoceńskimi jest szeroko dyskutowane w literaturze. Zawiera ono w sobie szereg różnych aspektów, wśród których szczególnie istotna jest kwestia morfotwórczej działalności brył martwego lodu oraz problem przebiegu i czasu jego ostatecznego wytopienia.

Morfotwórcza rola brył stagnującego i martwego lodu lodowcowego była szczególnie istotna w pierwszych fazach zaniku lądolodu. Na obszarach, na których miał on charakter arealny bądź arealno-strefowy, z reguły występują całe inwentarze form tworzących rzeźbę wytopiskowo-kemową czy też krajobrazy moren martwego lodu (Niewiarowski 1959, Paul 1983, Brodzikowski, van Loon 1991). Formy te najczęściej powstawały w efekcie akumulacji glaciolimnicznej, w różnego rodzaju zbiornikach tworzących się w obrębie brył martwego lodu, nazywanych przez Brodzikowskiego (1993) zbiornikami paraglaciolimicznymi. Według podziału jezior glacialnych zaproponowanego przez Ashley (1988) większość form kemowych występujących na obszarze Niżu Polskiego jest efektem akumulacji bądź to w izolowanych jeziorach supraglacialnych, bądź też w sieciach jezior w stagnującym lodzie.

Szczególnie spektakularne zdarzenia geomorfologiczne następowały w trakcie gwałtownych spływów dużych jezior podpartych przez lód. Powodowały one daleko idące przekształcenia rzeźby terenu, a w przypadku etapowego spływu jeziora Agassiz nawet globalne zmiany klimatu (Teller i in. 2002). Również środowisko sedymentacji w obszarach fundamentalnych tych zbiorników, pomimo częstego występowania warw, było wysoce niestabilne. Bardzo

interesujący sedymentologiczny zapis zdarzenia ekstremalnego zarejestrowano na obszarze zastoiska gniewskiego (Błaszkwicz 2005, Błaszkwicz, Gruszka 2005). Prawdopodobnie spływ wyżej położonego jeziora lodowcowego do gniewskiego zbiornika zastoiskowego zainicjował powstanie megaturbitytu i gwałtowną akumulację kilkunastometrowej warstwy ilów masywnych.

Bryły martwego lodu jako element konserwujący wcześniej powstałe obniżenia

W trakcie badań geomorfologicznych i paleobotanicznych prowadzonych w obrębie mis jeziornych na obszarach młodoglacialnych dostarczono wielu dowodów na udział brył martwego lodu (fazę konserwacji) w ich późnoglacialnej i wczesnoholocenijskiej ewolucji. Zostały one zebrane przez autora i zaprezentowane we wcześniejszych publikacjach (Błaszkwicz 2005, 2007). Konserwacja obniżeń przez bryły martwego lodu jest jedną z zasadniczych przyczyn rozbieżności czasowej pomiędzy powstaniem obniżeń a pojawieniem się w nich jezior. Jest ona dostrzeżona w morfogenezie większości obniżeń jeziornych na młodoglacialnych obszarach Polski, Niemiec, Białorusi, krajów nadbałtyckich, a także Stanów Zjednoczonych i Kanady. Podsumowanie odpowiedniej literatury znajduje się w cytowanych powyżej pracach autora.

Pomimo iż zagadnienie roli brył martwego lodu w morfogenezie obniżeń na obszarach młodoglacial-

* e-mail: mirek@geopan.torun.pl

¹ Opracowanie powstało w ramach realizacji projektu badawczego N N306 0318 33.

nych doczekało się już sporej liczby opracowań, to ciągle wzbudza wiele kontrowersji. W literaturze obok zdecydowanych nadinterpretacji nie popartych wyraźnymi dowodami, np. sugerowanie przetrwałości brył martwego lodu na młodoglacjalnym obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego do okresu atlantyckiego (Gripp, Schütrumpf 1953, Liberacki 1958, Stasiak 1971), istnieją także poglądy minimalizujące, a nawet pomijające udział brył martwego lodu w morfogenezie obniżeń (Pachur, Röper 1987, Marks 1996).

Dużo nieporozumień w tym względzie powoduje stosowanie niespójnych klasyfikacji genetycznych mis jeziornych, w których nie zawsze uwzględnia się potrzebę odróżnienia mechanizmów formowania obniżeń od dalszej ich ewolucji z powstaniem jezior włącznie. Przykładowo wyróżnianie jezior wytopiskowych jako osobnej grupy genetycznej mis jeziornych, obok np. jezior rynnowych, które w większości przechodziły fazę konserwacji i wytapiania brył martwego lodu, jest tylko wtedy uzasadnione, gdy czynnikiem sprawczym powstania obniżenia, a nie kolejnym etapem w jego ewolucji, była obecność brył pogrzebanego martwego lodu. Tego typu sytuacja może zaistnieć wtedy, gdy nastąpi pogrzebanie bryły martwego lodu w akumulowanej masie osadowej, a późniejsze jego wytopienie prowadzi do powstania zagłębienia bezodpływowego. Dobrym przykładem takich stricte wytopiskowych form są niektóre zagłębienia występujące na sandrach przedpola lodowca Skeidarar na Islandii (Klimek 1972, Molewski 1996).

Po akcie założenia obniżeń większość z nich została wypełniona bryłami martwego lodu i weszła w fazę konserwacji, która przynajmniej początkowo, zgodnie z aktualnymi modelami rozprzestrzeniania się dziedziny peryglacjalnej na obszarach uwalnianych od lądolodu (Liedtke 1993; Kozarski 1995; Böse 1995; Błaszkiwicz 2005), przebiegała w warunkach występowania wieloletniej zmarzliny o prawdopodobnie nieciągłym charakterze.

Zróznicowanie czasu wytapiania się brył martwego lodu w obniżeniach

Badania prowadzone na młodoglacjalnych obszarach Europy Środkowej wskazują na dużą rozpiętość czasową procesów wytapiania się brył martwego lodu w obniżeniach, trwającą od najstarszego dryasu po schyłek okresu preborealnego (m.in. Nitz 1984, Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988, Nowaczyk 1994, Kaiser 2001, Niewiarowski 2003, Błaszkiwicz 2005). W niektórych obniżeniach na Pomorzu Wschodnim okres konserwacji przekroczył nawet 5 tys. lat (Błaszkiwicz 2005). Wśród przyczyn tego zróznicowania najczęściej wymienia się zmienną miąższość warstwy mineralnej przykrywającej martwy lód (Nowaczyk

1994, Böse 1995). Niewątpliwie był to bardzo ważny czynnik konieczny do dłuższego zachowania się brył martwego lodu i jednocześnie wpływający na przebieg jego wytapiania. Należy jeszcze wziąć tutaj dodatkowo pod uwagę termoizolacyjną rolę narastającego płaszcza torfowego zarówno wieku allerödskiego, jak i preborealnego. Obok miąższości pokrywy mineralnej istotne znaczenie w przebiegu procesów wytopiskowych miała z pewnością także wielkość i morfologia brył martwego lodu. Można przyjąć, iż pewnym czynnikiem hamującym tempo procesów wytopiskowych był też wzrost miąższości pokrywy mineralnej, który następował poprzez sukcesywne wytapianie materiału morenowego zawartego w pogrzebanej bryle lodu.

Jednak, jak wskazują m.in. także ostatnie prace autora (Błaszkiwicz 2005), szczególnie istotnym czynnikiem sprzyjającym dłuższemu zachowaniu się brył martwego lodu była lokalna morfologia obniżeń i powiązana z nią możliwość ich stałego drenażu. Warunek ten spełniały szczególnie te obniżenia, które były położone w sąsiedztwie cieku wodnego, podlegającego wcinaniu się w czasie późnego glacjału. W takich przypadkach woda pochodząca ze stopniowego wytapiania się martwego lodu oraz woda opadająca odprowadzana była poza obniżenie, które praktycznie przez cały późny glacjał nie było jeziornym basenem sedymentacyjnym. Z kolei tam, gdzie warunki morfologiczne sprzyjały długiemu utrzymywaniu się wód stojących, termiczne oddziaływanie wody na zalegający poniżej martwy lód prowadziło do jego szybkiego wytapiania i pełnego ukształtowania się misy jeziornej już na początku późnego glacjału. Przyspieszone wytapianie się pogrzebanych brył martwego lodu następowało dopiero po pierwszym sezonie zimowym, w którym woda w tworzącym się jeziorze nie przemarzała do dna. Było to swego rodzaju przejście progowe, po którym wytapianie się brył martwego lodu miało charakter samowzmacniającego się procesu.

Przebieg procesów wytopiskowych a zdarzenia ekstremalne

O ile, jak już wcześniej wspomniano, na młodoglacjalnym obszarze Polski w sprzyjających okolicznościach konserwacja obniżeń przez bryły martwego lodu mogła trwać bardzo długo, to w warunkach termokrasu procesy wytopiskowe przebiegały niezwykle szybko. Warto zaznaczyć, iż w sytuacji pojawienia się warstwy wody, która nie przemarzała zimą do dna, szybkie tempo procesów wytopiskowych miało miejsce zarówno w przypadku jezior, które pojawiły się w kompleksie bölling-alleröd, jak i jezior wczesnoholocenińskich (Błaszkiwicz 2005). Wiele faktów, m.in. niezaburzona laminacja w spągowych partiach gytii,

leżących bezpośrednio na torfach bazalnych w niektórych jeziorach na Pomorzu Wschodnim (Błaszkiwicz 2005), czy też pojawienie się organizmów głębokowodnych już w pierwszym centymetrze gytii powyżej torfów allerödskich w jeziorze Kreutz (Homann i in. 2002), sugeruje, iż wytopienie się brył o miąższościach kilkudziesięciu m mogło nastąpić nawet w ciągu kilkunastu–kilkudziesięciu lat.

Tak błyskawiczne tempo wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu miało istotny wpływ na charakter procesów geomorfologicznych w tworzących się jeziornych basenach sedimentacyjnych. W wyniku osiadania podłoża lodowego w powyżej leżących osadach składających się z pierwotnej pokrywy mineralnej, a także utworów morenowych pochodzących z wytapiania się lodu oraz synwytopiskowych, spągowych części osadów jeziornych powstawały rozliczne struktury deformacyjne, wśród których dominowały deformacje antytetyczne. Jednocześnie przemieszczenia te implikowały powstawanie splotów subakwalnych, najczęściej o charakterze prądów turbiditytowych, które znacznie skomplikowały sedimentologiczny zapis późnoglacialnych odcinków w profilach osadów jeziornych (Więckowski 1966, Błaszkiwicz 2005).

Procesy wytopiskowe, obok bezpośredniego wpływu na przebieg ewolucji mis jeziornych, odegrały także istotną rolę w późnoglacialnej ewolucji dolin rzecznych na obszarach młodoglacialnych. Misy jeziorne i doliny rzeczne tworzą tam ewolucyjnie powiązane ze sobą systemy hydrograficzne (Koutaniemi, Rachocki 1981, Florek 1991, Andrzejewski 1994, Błaszkiwicz 1998, 2005, Helbig, De Klerk 2002, Kaiser 2001, Lorenz, Schult 2004). Niejednokrotnie procesy wytopiskowe prowadziły do zasadniczych zmian w przebiegu dolin rzecznych. Dobrym tego przykładem jest obecnie badany przez autora, w ramach projektu badawczego N N306 0318 33, środkowy odcinek doliny Wdy.

Na południe od miejscowości Ziemianek, w rejonie Szlagi, znajduje się suchy, porzucony fragment asymetrycznej doliny zakolowej o długości około 3 km. W jej obrębie występują wyraźnie wykształcone struktury fluwialne, w tym erozyjno-akumulacyjna terasa nadzalewowa i dawna równina zalewowa z paleokorytami wypełnionymi osadami biogenicznymi. Wstępne analizy palinologiczne oraz pierwsze analizy radiowęglowe tych wypełnień, a także osadów jeziornych pod utworami delty stożkowej znajdującej się u wylotu suchej doliny (metr gytii węglanowej pod 18-metrową serią piaszczysto-żwirową stożka) wskazują, iż forma ta funkcjonowała w czasie całego późnego glacialu, a jej porzucenie przez Wdę nastąpiło najprawdopodobniej na przełomie młodszego dryasu i preboreału. Współczesna Wda w tym rejonie płynie w obrębie rynien subglacialnych. Zmiana biegu Wdy związana była niewątpliwie z przebiegiem procesów wytopiskowych w rynnach, na co wskazują

występujące tam torfy bazalne przykryte osadami jeziornymi i rzecznoymi, znajdujące się na znacznych głębokościach do 20 m poniżej poziomu współczesnej równiny zalewowej.

Literatura

- Andrzejewski L. 1994. Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. Rozprawy UMK, Toruń, 112 ss.
- Ashley G.M. 1988. Classification of glaciolacustrine sediments. [W:] R.P. Goldthwait, C.L. Matsch, (red.), Genetic Classification of Glacigenic Deposits. Balkema, Rotterdam, s. 243–260.
- Błaszkiwicz M. 1998. Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie. Dokum. Geogr., 10: 1–116.
- Błaszkiwicz M. 2005. Późnoglacialna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). Prace Geogr., 201: 1–192.
- Błaszkiwicz M. 2007. Geneza i ewolucja mis jeziornych na młodoglacialnym obszarze Polski – wybrane problemy. Studia Limnologica et Telmatologica, 1, 1: 5–16.
- Błaszkiwicz M., Gruszka B. 2005. Development and infill of Vistulian glacial Lake Gniew (N Poland): a sedimentological analysis. Geological Quarterly, 49, 4: 37–50.
- Böse M. 1995. Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain, Quaternary International, 28: 123–125.
- Brodzikowski K. 1993. Sedimentacja glacialimniczna. Cz. I. Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacyjna. Acta Geogr. Lodz., 62.
- Brodzikowski K., van Loon A.J. 1991. Glacigenic Sediments. Developments in Sedimentology, 49, Elsevier, Amsterdam, s. 1–674.
- Florek W. 1991. Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. WSP, Słupsk.
- Gripp K., Schütrumpf R. 1953. Ein nacheiszeitliches ungewöhnliches Torflager und über das Tieftauen in Holstein. Die Naturwissenschaften, 40: 55.
- Helbig H., De Klerk P. 2002. Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns, Eiszeitalter und Gegenwart, 51: 51–66.
- Homann M., Merkt J., Müller H. 2002. Sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen einiger mecklenburgischer Seen – ein West – Ost – Transekt, Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 35–38.
- Kaiser K. 2001. Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg – Vorpom-

- mern. Greifswalder Geographische Arbeiten, 24: 1–208.
- Klimek K. 1972. Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia). Prace Geogr. IGiPZ PAN, 94.
- Koutaniemi L., Rachocki A. 1981. Palaeohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland. *Fennia* 159, 2: 335–342.
- Kozarski S. 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka→10 ka BP). *Dokum. Geogr.*, 1: 1–82.
- Liberacki M. 1958. Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy. *Zesz. Nauk. UMK, Nauki Matem.-Przyr.* 4, *Geografia*: 47–70.
- Liedtke H. 1993. Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 93: 69–94.
- Lorenz S., Schult M. 2004. Das Durchbruchstal der Mildnitz bei Dobbartin (Mecklenburg) – Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Talentwicklung an Terrassen und Schwemmfächern, *Meyniana*, 56: 47–68.
- Marks L. 1996. Rola martwego lodu w kształtowaniu mis jeziornych obecnych pojezierzy. *Acta Geographica Lodziensia*, 71: 181–193.
- Molewski P. 1996. Nowe fakty dotyczące genezy zagłębień wytopiskowych na sandrach przedpola lodowca Skeidarár (Islandia). *Przeegl. Geogr.*, 68, 3–4: 405–426.
- Niewiarowski W. 1959. Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Stud. Soc. Sci. Torun.*, v. IV, nr 1, sectio C: 180.
- Niewiarowski W. 2003. Pleniglacial and late Vistulian glacial lakes, their sediments and landforms: a case study from the young glacial landscape of northern Poland. [W:] A. Kotarba (red.), *Holocene and late Vistulian paleogeography and paleohydrology*. *Prace Geogr.* 189: 61–85.
- Nitz B. 1984. Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 128, 2: 133–141.
- Nowaczyk B. 1994. Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. *AUNC, Geografia* 27: 97–110.
- Pachur H.J., Röper H.P. 1987. Zur Paläolimnologie Berliner Seen. *Berliner Geographische Abhandlungen*, 44.
- Paul M.A. 1983. The supraglacial landsystem. [W:] N. Eyles (red.), *Glacial Geology*, s. 71–90.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L. 1988. Record of the hydrological changes during the Holocen in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. *Folia Quaternaria* 57: 91–127.
- Stasiak J. 1971. Holocen Polski północno-wschodniej. *Rozpr. UW*, 47: 1–110.
- Teller J., Leverington D., Mann J. 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21: 879–887.
- Więckowski K. 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego. *Prace Geogr.*, 57: 1–112.