

Próba oszacowania maksymalnych przepływów wód lodowcowych lądolodu Wisły na Pomorzu

Attempt of the calculation of the Pomeranian ice sheet maximum meltwater discharges

Joanna Szafraniec

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; joanna.szafraniec@us.edu.pl

Zarys treści: Zgodnie z zasadą aktualizmu geologicznego, postawiono hipotezę, że początek formowania się wielu powierzchni sandrowych Pomorza był związany z fazą aktywną szarży lodowcowej. Istotnym etapem tego procesu było nacinięcie wału moren czołowych i powstawanie przełomów. Dla 168 takich miejsc na bazie cyfrowego modelu wysokościowego opracowano profile poprzeczne, dla których pomierzono i obliczono różne parametry hydrauliczne, m.in. prędkość płynięcia wody oraz wielkość przepływu. Obliczenia te wskazują, że ekstremalne przepływy wód lodowcowych na Pomorzu podczas buchnięcia spowodowanego przejściem niestabilnego drenażu subglacjalnego z powrotem w system tunelowy mogły być rzędu 5×10^3 do 1×10^5 m³/s.

Słowa kluczowe: Pomorze, szarża lodowcowa, odpływ wód lodowcowych, przepływy ekstremalne, wskaźnik urzeźbienia

Abstract: According to the concept of uniformity in geological processes it was assumed a hypothesis that the beginning of the Pomeranian outwash fans accumulation was controlled by the active phase of the glacier surge when processes of the end moraine ridges incision and the canyon formation started. There were prepared cross sections used for different hydraulic parameters measurements and calculations (e.g. flow velocity and discharges) for 168 canyons on the basis of the DEM. The transition of the instability subglacial drainage system into the tunnel drainage caused violent outburst floods. Estimations suggest the extreme character of the Pomeranian meltwater discharges with a scale of 5×10^3 to 1×10^5 m³/s.

Key words: Pomerania, glacier surge, meltwater runoff, extreme discharges, relief intensity factor

Wprowadzenie

Badania paleoklimatyczne wskazują, że przejście od glacjału do interglacjału było szybkie (Bond, Lotti 1995, Wilson i in. 1999, Ganopolski, Rahmstorf 2001), czemu musiała towarzyszyć intensywna ablacja lodowcowa. Sprzyjało to gromadzeniu dużych ilości wód roztopowych w obrębie i w podłożu lądolodu. Ich uwolnienie mogło być zatem gwałtowne, co prawdopodobnie było związane ze zjawiskiem szarży lodowcowej.

Można wskazać wiele przesłanek i cech strefy marginalnej Pomorza, przemawiających za tą hipotezą. Jest to m.in.:

a) obecność depresji Bałtyku, sprzyjająca retencji wód roztopowych na kontakcie podłoże–lód;

b) obniżenia dolinne kopalnych rzek Pobrzeża Bałtyku, ułatwiające lobowe rozprzestrzenianie się lądolodu i jego egzarycyjną działalność na północ od garbu pojeziernego;

c) obecność elewacji garbu pojeziernego, stanowiąca przeszkodę dla nasuwającego się od północy lądolodu (Maksiak, Mróz 1978, Kłysz 1990, Karczewski 1994, Jania, Bukowska-Jania 1997), która sprzyjała deformacjom plastycznym lodu w obrębie czoła oraz niestabilności drenażu subglacjalnego;

d) obecność w podłożu podczwartorzędowym osadów słabo przepuszczalnych, głównie ilów i mułków, co ułatwiało poślizg po podłożu i stanowiło blokadę dla spływu podziemnego wód sub-

- glacialnych (Hermanowski i in. 2006, Piechota 2006, Piotrowski i in. 2009);
- e) obecność „rozmytych” form na przedpolu fazy pomorskiej (Klimek 1997) czy bezstrukturalność osadów budujących np. sandr międzyrzecza Piławy–Płytnicy (Jania, Bukowska-Jania 1997);
 - f) prawdopodobna intensywna ablacja, dostarczająca do wnętrza lodowca dużych ilości wód roztopowych (Jania, Bukowska-Jania 1997), na którą wskazują dane paleoklimatyczne mówiące o szybkim ocieplaniu klimatu pod koniec plejstocenu, oraz stosunkowo wysoka średnia roczna temperatura powietrza od około -1 do -2°C , sygnalizowana przez Kozarskiego (1995), a pośrednio – także obliczona przez niego średnia recesja lądolodu rzędu 51 m/rok;
 - g) oszacowany wysoki całkowity odpływ powierzchniowy wód lodowcowych (Jania, Bukowska-Jania 1997, Hermanowski i in. 2006, Piechota 2006, Hermanowski 2008, Piotrowski i in. 2009), któremu sprzyjała zmarzlina przed czołem, hamująca ich wsiąkanie w osady; h) cechy morfometryczne i relacje przestrzenne form strefy marginalnej Pomorza oraz analogia do prawidłowości rządzących procesami glacialnymi i fluwioglacialnymi w obrębie przedpola współczesnych lodowców (Szafraniec, w tym tomie).

W świetle powyższych faktów można podjąć rozważanie genezy większości rozległych powierzchni sandrowych Pomorza jako efekt procesów ekstremalnych, których natężenie znalazło odbicie m.in. w ich topografii.

Celem tego opracowania było odtworzenie prawdopodobnego zakresu ekstremalnych przepływów wód roztopowych w czasie fazy aktywnej szarży lodowcowej, jakie miały miejsce podczas formowania powierzchni sandrowych fazy pomorskiej zlodowacenia wisły.

Aby uzyskać informacje o przepływach, posłużono się charakterystyką morfometryczną kanałów dawnych wypływów wód subglacialnych. Tak więc obliczenia te bazują tylko i wyłącznie na topografii terenu, natomiast nie wykorzystywano danych sedimentologicznych, jak uczynił to Zieliński (1993) dla sandrów Polski północno-wschodniej.

Założenia metody i ograniczenia

Wiele przesłanek, o których pisano już wcześniej, wskazuje, że ostatni lądolód na Pomorzu był bardzo dynamiczny, a jego recesja mogła być przerywana względnie krótkotrwałymi okresami awansu, z powtarzającymi się fazami aktywnymi szarży lodowcowej (Szafraniec, w tym tomie). Jej cechą jest m.in. występowanie intensywnych wypływów wód lodowcowych, związanych z ponownym przejściem drenażu subglacialnego w odpływ tunelowy. Zjawisku

temu towarzyszy gwałtowne odblokowanie kanałów podlodowcowych i buchnięcie wód na przedpolu lodowca. Przy awansie lodowca czoło styka się z wałem morenowym, stąd bardzo częstym zjawiskiem jest rozcięcie tegoż wału i uformowanie przełomu bądź pogłębienie i poszerzenie przełomów już istniejących.

Cechą wału morenowego na Pomorzu jest występowanie licznych odcinków przełomowych, gdzie na zapleczu występuje zakorzeniona w morenie głęboka rynna subglacialna, będąca świadectwem drenażu tunelowego. Tymczasem na przedpolu, u wylotu rynny i przełomu, występują liczne powierzchnie sandrowe o charakterze stożka.

Przyjęto zatem, że skoro prawdopodobnie zachodziły szarże lodowcowe i w tym czasie lądolód stykał się z wałem morenowym, to przełomy w nim powstałe prezentują pewien etap, w którym wypływ wód lodowcowych miał natężenie ekstremalne. Zatem cechy przekroju poprzecznego przełomu mogą dostarczyć informacji o paleohydraulicie, a tym samym też o maksymalnych przepływach, jakie wówczas mogły mieć miejsce.

Należy jednak zaznaczyć, że tak obliczone parametry mogą być obarczone nawet dużym błędem, gdyż nie sposób jednoznacznie określić na podstawie morfometrii lokalnych uwarunkowań funkcjonowania przełomów. Przede wszystkim należałoby sprecyzować, w jakim momencie nastąpił przepływ ekstremalny przez przełom w wale morenowym, czyli inaczej mówiąc, czy nastąpiło to, gdy lądolód stykał się jeszcze z morenami, czy – gdy był już nieco oddalony. W zależności bowiem od stanu dynamicznego czoła (awans lub recesja), a tym samym jego geometrii, inaczej będą rozkładać się powierzchnie ekwipotencjalne. Stąd wypływy wód subglacialnych podczas awansu mogą znajdować się wyżej niż w czasie recesji. To z kolei będzie rzutowało na wielkość pola przekroju koryta i obwodu zwilżonego – parametrów wykorzystywanych w obliczeniach. Ponadto inne może być też nachylenie terenu – większe, gdy lądolód styka się z wałem.

Kolejnym ograniczeniem jest brak informacji o wysokości wyjściowej form i ich urzeźbieniu. Chodzi tutaj o obecność pogrzebanego lodu różnej genezy, stanowiącego we współczesnych strefach marginalnych lodowców Spitsbergenu i Islandii integralną część form, które podlegają dalszej ewolucji. Zarówno trzon lodowy w wale morenowym, jak i pogrzebane pod osadami fluwioglacialnymi płyty i bryły lodu lodowcowego i nalodziowego mogły mieć istotny wpływ na warunki hipsometryczne ówczesnego przedpola. Po wytopieniu się lodów warunki te z pewnością zmieniły się.

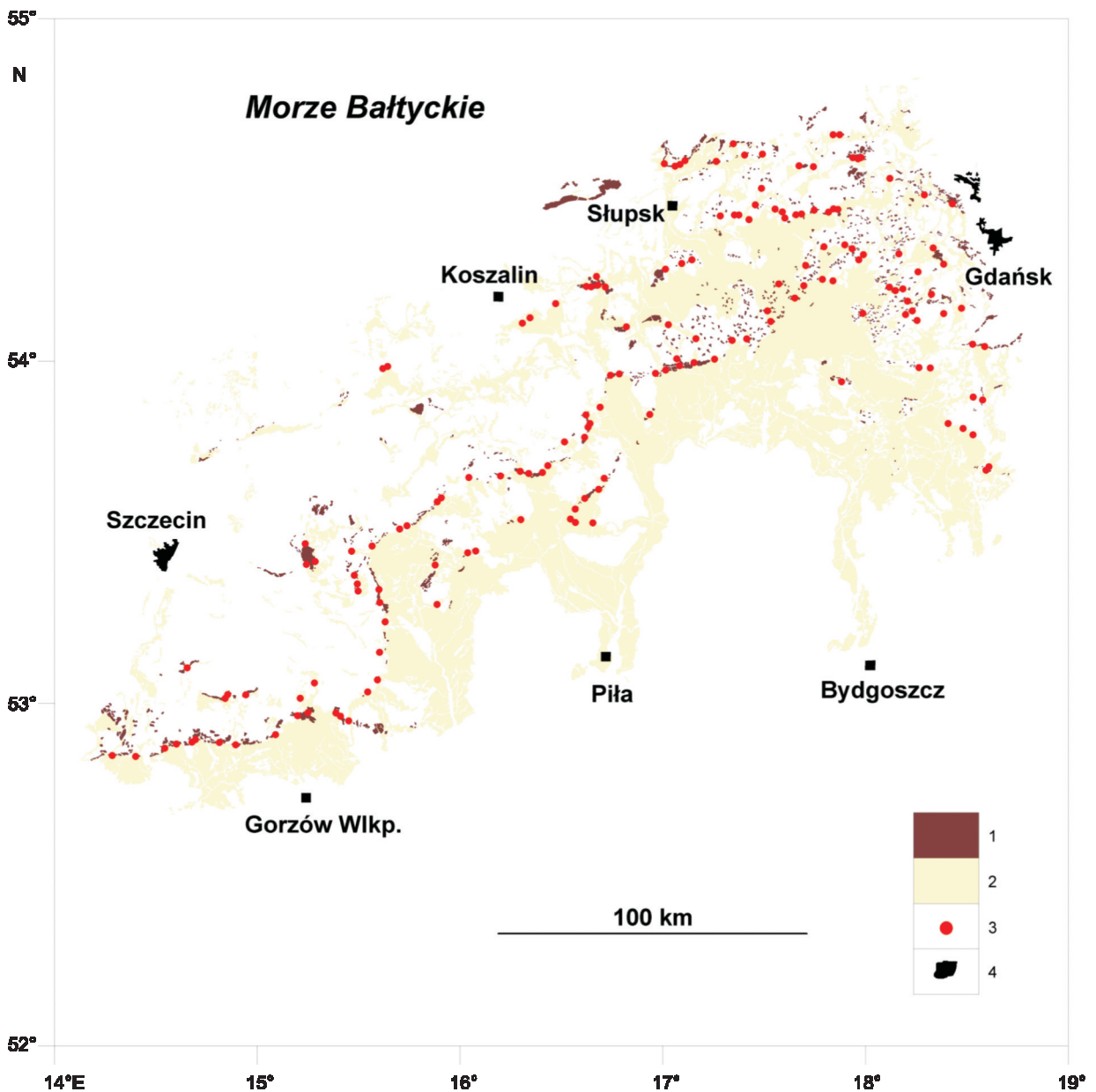
Do tych elementów niepewności trzeba dodać zmiany morfologii spowodowane oddziaływaniem procesów i zjawisk peryglacialnych oraz holocen-skich, zwłaszcza denudacyjnych.

Powyższe ograniczenia każą przypuszczać, że każdy profil może reprezentować różny etap funkcjonowania przełomów. Jedne mogą odzwierciedlać pojedynczy epizod gwałtownego splywu, gdzie przemieszczanie wody odbywało się przez cały przekrój. Tymczasem inne przełomy mogły być kilkakrotnie nacinane – poszerzane, pogłębiane czy nawet częściowo zasypywane podczas fazy opadania wód.

Wskazują na to występujące w przekroju terasy, co będzie przedmiotem rozważań w dalszej części opracowania.

Do obliczeń wybrano 168 kanałów w obrębie Pomorza (ryc. 1). Kryterium wyboru było położenie:

a) w obrębie strefy marginalnej fazy pomorskiej, zarówno maksymalnego zasięgu, jak i późniejszych oscylacji;



Ryc. 1. Rozmieszczenie przełomów w morenach czołowych fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, Pomorze (na podstawie map pod red. Mojskiego 1974–1981)

1) przestrzenny zasięg piasków, żwirów i głazów moren czołowych fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, 2) przestrzenny zasięg piasków i żwirów wodno-lodowcowych fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, 3) punkty profilowe paleokoryt w obrębie przełomów, 4) większe miasta

Fig. 1. Distribution of end moraine canyons of the Pomeranian stage during the vistulian glaciation (on the basis of maps edited by Mojski 1974–1981)

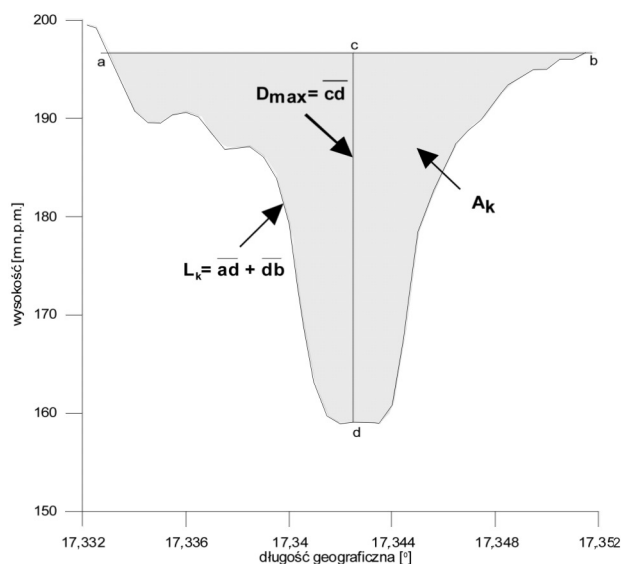
1) spatial distribution of end moraines sands, gravels and boulders of the Pomeranian stage of the vistula glaciation, 2) spatial distribution of fluvio-glacial sands and gravels of the Pomeranian stage of the vistula glaciation, 3) profile points of the paleochannels in end moraine canyons, 4) bigger cities

- b) u wylotu przełomu w wale moren czołowych, na którego przedpolu występują osady fluwioglacjalne;
- c) na przedłużeniu zakorzenionych na zapleczu moren potężnych rynien subglacjalnych, świadczących o tunelowym typie drenażu podlodowcowego.

Obliczenia wykonano dla całego przekroju poprzecznego koryta, co pozwala przyjąć zakres maksymalnej możliwej skali przepływów. Jednocześnie autorka uważa, że dane te mogą być reprezentatywne dla Pomorza, odzwierciedlając wypadkową wszelkich możliwych warunków przebiegu tego zjawiska. To z kolei daje podstawy, by przyjąć, że pewne przekroje będą miały parametry przeszacowane, inne z kolei niedoszacowane, z większym prawdopodobieństwem pierwszego odchylenia.

Metodyka odtwarzania parametrów paleohydraulicznych koryt

W celu analizy paleohydraulicznej kanałów wyprowadzających wody subglacjalne na przedpolu lodolodu podczas ich buchnięcia, związanego z fazą aktywną szarży lodowcowej, wykonano przekroje poprzeczne przez kanały w punktach zaprezentowanych na rycinie 1. Wykorzystano program Surfer v. 8.0, z opcją Slice, wykonującą to zadanie na plikach gridowych. Użyto do tego celu cyfrowego modelu wysokościowego dla Pomorza (DTED level 2 z Wojakowskiego Ośrodka Geodezji i Teledetekcji), na który nałożono rozkład przestrzenny utworów powierzchniowych, budujących moreny czołowe i powierzchnie sandrowe fazy pomorskiej zlodowacenia wiśły (na



Ryc. 2. Schemat prezentujący parametry mierzone bezpośrednio na profilu hipsometrycznym paleokanału
Fig. 2. Parameters measured directly on the paleochannel topographic profile

podstawie map geologicznych pod red. Mojskiego 1974–1981).

Tak wykonane przekroje posłużyły do skonstruowania profili hipsometrycznych każdego kanału. Te z kolei zostały wykorzystane do dalszych pomiarów i obliczeń następujących parametrów:

- A. Parametry mierzone na podstawie profilu hipsometrycznego (ryc. 2):
 - a) pole przekroju kanału A_k [m²];
 - b) głębokość maksymalna D_{max} [m];
 - c) obwód zwilżony L_k [m].
- B. Parametr obliczony na podstawie bezpośrednich pomiarów na cyfrowym modelu wysokościowym dla Pomorza, czyli nachylenie terenu S [m/m].
- C. Parametry obliczone ze wzorów:
 - a) szerokość średnia kanału W_k [m] (Williams 1988) – $W_k = 6,8 \times D_{max}^{1,54}$;
 - b) promień hydrauliczny R_h [m] (Klimek 1972) – $R_h = \frac{A_k}{L_k}$;
 - c) głębokość średnia D_k [m] (Williams 1988) – $D_k = \frac{A_k}{W_k}$;
 - d) współczynnik tarcia f (przekształcony wzór na n Manninga; Russell i in. 1999) – $f = \frac{8gn^2}{R_h}$, gdzie: g – przyspieszenie ziemskie (9,81m/s), n – współczynnik oporu Manninga (dla dna piaszczystego przyjmuje się wartości od 0,01 do 0,035, Williams, 1988; dla dna z dużymi kamieniami $n=0,04$, Radlicz-Rühlowa, Szuster 1987; dla dna zasypanego blokami lodowymi oderwanymi od czoła podczas gwałtownego wypływu wód powodzi w przełomie Gígjukvísl na Islandii $n=0,05$ (Russell i in. 1999); na podstawie tych danych przyjęto dwie wartości, wykorzystywane w dalszych obliczeniach – $n=0,01$ i $n=0,045$);
 - e) prędkość przepływu wody V [m/s] na podstawie równania Darcy’ego i Weisbacha (za Russellem i in. 1999) – $V = \left(\frac{8gR_h S}{f} \right)^{1/2}$;
 - f) przepływ wody Q [m³/s] (transformacja równań Gaucklera-Manninga; (za Williams 1988) – $Q = \frac{A_k R_h^{2/3} S^{1/2}}{n}$;
 - g) liczba Frouda F (Klimek 1972) – $F = \frac{V}{\sqrt{gD_k}}$;
 - h) naprężenia ścinające na dnie τ [N/m²] (Baker 2002b) – $\tau = \rho g D_k S$, gdzie: ρ – gęstość wody (1000 kg/m³);
 - i) energia strumienia ω [N/m/s] (Baker 2002b) – $\omega = \frac{\rho g Q S}{W_k}$;

j) liczba Reynoldsa Re (Klimek 1972) – $Re = \frac{VR_h}{\nu}$,

gdzie: ν – kinematyczny współczynnik lepkości, wyrażający stosunek lepkości wody μ (ok. 0,1–20 Pas dla ruchu turbulentnego (za Williamsem 1988) do jej gęstości ρ .

Należy nadmienić, że powyższe obliczenia należałoby wykonywać dla każdej części przekroju osobno, ze względu na odmienne wzajemne relacje pola, obwodu zwilżonego i głębokości maksymalnej, które rzutują na obliczone wartości pozostałych parametrów. Uznano jednak, że zakres ograniczeń wcześniej wymienionych jest tak duży, iż błędy powstałe na tym etapie nie będą miały większego znaczenia. Stąd w obliczeniach brano pod uwagę wartości odnoszące się do całego przekroju, a uzyskane wyniki mają charakter wstępny, wskazujący jedynie na skalę zjawiska możliwych przepływów ekstremalnych na Pomorzu u schyłku plejstocenu.

Skala maksymalnych przepływów na Pomorzu u schyłku plejstocenu

Syntetyczne zestawienie statystyk poszczególnych parametrów, uśrednionych dla całego Pomorza, przedstawiono w tabeli 1.

Jak już wcześniej wspomniano, obliczone wartości są zapewne obarczone dużym błędem. Ponieważ należy spodziewać się przeszacowania tychże parametrów, w związku z tym do analizy wyników nie wzięto pod uwagę wartości średnich, a medianę. Za jej wyborem przemawia również fakt, że oszacowane wartości dla Pomorza są bardzo zbliżone do wartości

obliczonych dla przełomu Gígjukvísl na Islandii (tab. 2) po potężnym jökulhlaup w listopadzie 1996 r. (Russell i in. 1999). Topografia przełomu i samego sandru ma podobną skalę, jak odpowiadające im formy typowe dla Pomorza.

Przeciętne wymiary kanałów dla Pomorza

Na podstawie pomierzonych wartości pola przekroju kanału, jego głębokości maksymalnej (na linii talwegu) i obwodu zwilżonego oraz obliczonych pozostałych danych, można stwierdzić, że ich przeciętne wartości (w obrębie rozstępu kwartylnego) oscylują wokół danych dla podobnych form na Islandii (por. tab. 2). Kanały te mają szerokość w granicach 200–900 m i głębokość średnią 7,5–18,5 m. Spływ wody mógł odbywać się po powierzchni o przeciętnym spadku 0,0018–0,008 m na 1 m wysokości. Typowe kanały miały powierzchnię przekroju rzędu 1600–12 600 m² i długość obwodu zwilżonego w granicach 500–1100 m.

Przeciętne wartości wybranych parametrów paleohydraulicznych dla Pomorza

W obliczeniach ważnym czynnikiem była wartość współczynnika oporu n Manninga, która ma istotny wpływ na pozostałe parametry hydrauliczne. Dane geologiczne dla Pomorza wskazują (m.in. dane z otworów wiertniczych do Mapy Hydrogeologicznej

Tabela 1. Statystyka parametrów paleohydraulicznych kanałów wyprowadzających wody lodowcowe na przedpolu łądolodu wisły na Pomorzu u schyłku plejstocenu

Table 1. Statistics of hydraulic parameters of the Pomeranian canyons draining meltwater on the vistula ice sheet forefield during the Pleistocene declining time

Statystyka	A_k	D_{max}	L_k	S	Rh	W_k	D_k	f	f	V	V
								(n=0,01)	(n=0,045)	(n=0,01)	(n=0,045)
Średnia	13997	19,06	958,76	0,0059	8,97	796,21	14,4	0,0045	0,0917	32,76	7,28
Mediana	4243	13,43	710,29	0,0036	6,1	371,33	11,45	0,0043	0,087	27,87	6,19
1 kwartyl	1639	8,65	513,3	0,0018	3,26	188,42	7,46	0,0034	0,0682	16,55	3,68
3 kwartyl	12595	23,83	1078,77	0,008	12,69	897,72	18,48	0,0053	0,1072	43,15	9,59
Odch. stand	47450	15,74	941,67	0,0066	8,49	1090,01	11,01	0,0015	0,0303	21,96	4,88
Statystyka	Q	Q	F	F	τ	ω	ω	Re	Re	Re	Re
	(n=0,01)	(n=0,045)	(n=0,01)	(n=0,045)		(n=0,01)	(n=0,045)	(n=0,01, $\mu=0,01$)	(n=0,045, $\mu=0,01$)	(n=0,01, $\mu=20$)	(n=0,045, $\mu=20$)
Średnia	725827	161295	2,95	0,66	748	32998	7333	37492008	8331557	18746	4166
Mediana	90058	20013	2,4	0,53	375	7774	1728	16260476	3613439	8130	1807
1 kwartyl	21249	4722	1,82	0,4	160	1781	396	6095977	1354662	3048	677
3 kwartyl	454361	100969	3,99	0,89	886	36690	8153	41753066	9278459	20877	4639
Odch. stand	2997779	666173	1,66	0,37	991	68059	15124	60498804	13444179	30249	6722

Tabela 2. Morfometria przekroju poprzecznego koryta Gígjukvísl (Islandia S) w przełomie przez moreny czołowe oraz wybrane parametry hydrauliczne; powódź lodowcowa (jökulhlaup) z listopada 1996 r. (za Russellem i in. 1999)

Table 2. Morphometry of the channel cross section of Gígjukvísl (Iceland S) in the end moraine canyon and selected hydraulic parameters; the November 1996 glacier-outburst flood (jökulhlaup) (after Russell et al. 1999)

Parametr	Wartości
W_k	495
D_k	9,25
R_h	8,92
S	0,0023–0,0049
A_k	4579
L_k	513,5
V	3,6–6,7* oraz 0,7–5,0**
Q	10513–28791 (średnia 19500)
F	0,43–0,66* oraz 0,13–0,65**
τ	166–223
ω	8000–16000 W/m ² (przełom), 400–900 W/m ² (2 km od przełomu)

* oraz ** – wartości powiązane wzajemnymi relacjami
 * and ** – values connected by interactions

Polski w skali 1:50 000, Zakład Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej – Centralny Bank Danych Hydrogeologicznych, Państwowy Instytut Geologiczny; dane z odwiertów ręcznych dla poligonu Bornego Sulinowa 1996, Kazimierz Klimek, Uniwersytet Śląski, Chybiorz 2007), że większość koryt miała dno piaszczyste z domieszką żwirów, lokalnie żwiry i głązy, tak więc bardziej prawdopodobne wydają się wartości parametrów policzone dla $n=0,045$.

Jeżeli przyjąć, że również na Pomorzu miało miejsce odrywanie się bloków lodowych od czoła podczas gwałtownego wypływu wód subglacjalnych na przedpolu lądolodu i ich osadzanie na dnie w for-

mie łach (por. inf. dla Skeiðarársundur; np. Russell i in. 1999), to tym bardziej wartość ta wydaje się uzasadniona. Lokalnie n mogło osiągać wartości powyżej 0,05, w zależności od wielkości bloków lodowych.

W świetle takich prawdopodobnych warunków na Pomorzu można przyjąć, że przy współczynniku tarcia przeciętnie w granicach 0,07 do 0,1 i liczbie Frouda 0,4–0,9, ruch wody miał charakter ruchu przejściowego z tendencją do podkrytycznego (rwącego). Mogła zatem miejscami dominować erozja, czyli rozcinanie pierwotnego dna kanału i jego pogłębianie oraz poszerzanie, co zaznacza się w wielu profilach hipsometrycznych w postaci teras.

Przy takich wartościach liczby Frouda przeciętne wartości maksymalnej prędkości płynięcia wody podczas powodzi, a więc istotnej informacji co do dynamiki środowiska prądowego, mogły być rzędu 3,7–9,6 m/s (3,0–3,9 m/s dla Polski północno-wschodniej wg Zielińskiego 1993), a przepływy w granicach 5×10^3 do 1×10^5 m³/s. Są to wartości porównywalne już z ekstremalnymi powodziami typu jökulhlaup na Islandii i chociaż prawdopodobnie miały charakter bardziej lokalny, mogły odegrać istotną rolę morfotwórczą.

Najlepszą miarą energii środowiska prądowego jest jednostkowa moc przepływu ω oraz naprężenia ścinające τ strumienia na dno (Zieliński 1993). Dla Pomorza wynoszą one przeciętnie odpowiednio 400–8150 N/m/s oraz 160–900 N/m². Wartości te świadczą również o dużym oddziaływaniu energii kinetycznej na dno. Liczba Reynoldsa, będąca miarą wystąpienia turbulencji, gdzie takowe występują w korytach otwartych już przy wartościach $Re = 500–2000$ (Klimek 1972), także wskazuje na dużą przewagę sił bezwładności nad siłami lepkości. W przypadku Pomorza Re przeciętnie zawiera się w przedziale $1,3 \times 10^6 – 9,3 \times 10^6$ przy niskiej wartości lepkości cieczy ($\mu=0,01$ Pas) oraz w granicach 700–4600 przy wyższych wartościach lepkości ($\mu=20$ Pas), która to wartość wydaje się bardziej prawdopodobna, ze względu na niską temperaturę wód subglacjalnych oraz dużą zawartość zawiesiny w początkowej fazie wypływu.

Tabela 3. Zestawienie porównawcze wyników pomiarów i obliczeń dla przeciętnego pomorskiego kanału na różnych etapach jego rozwoju

Table 3. Stages of the average Pomeranian channel/canyon development – results of measurements and calculations

Etap	A_k	D_{max}	L_k	S^*	R_h	W_k	D_k	f	V	Q	F	τ	ω	Re
I	2825	5,33	585,98	0,0080	4,82	89,47	5,33**	0,0941	5,67	16030	0,78	418	14061	1366
II	965	5,47	272,90	0,0018	3,54	93,11	10,36	0,1043	2,19	2114	0,22	183	401	388
III	4171	12,20	633,91	0,0020	6,58	320,26	13,02	0,0849	4,91	14564	0,43	256	892	1615

*ponieważ spadki terenu są różne na każdym etapie ewolucji kanału, dla wariantu I wybrano większy, dla II – mniejszy (przeciętne wartości dla Pomorza; por. tab. 1); ** w tym wypadku również średnia głębokość kanału jest zbliżona do maksymalnej ze względu na niemal prostokątny kształt kanału

*it was chosen more steep terrain slope for the 1st variant and less steep – for the 2nd one (averages for Pomerania; compare Table 1) due to different stages of the channel evolution; ** in this case the channel mean depth is also similar to the channel maximum depth because of its almost rectangular shape

Etapy nacinania kanałów

W zależności od etapu formowania się kanału zachodzą zmiany poszczególnych parametrów morfometrycznych i paleohydraulicznych. Wybrano w tym celu przeciętny dla Pomorza profil hipsometryczny dla wartości dotyczących mediany, z zaznaczonymi terasami (ryc. 3). Nie brano pod uwagę obecności pogrzebanych brył lodu lodowcowego lub naladziowego oraz zmian spowodowanych oddziaływaniem procesów peryglacialnych i współczesnych procesów denudacyjnych.

Wykonano obliczenia dla trzech wariantów, a w przypadku wzorów zawierających n stosowano wartość 0,045, natomiast dla μ – wartość 20 Pas.

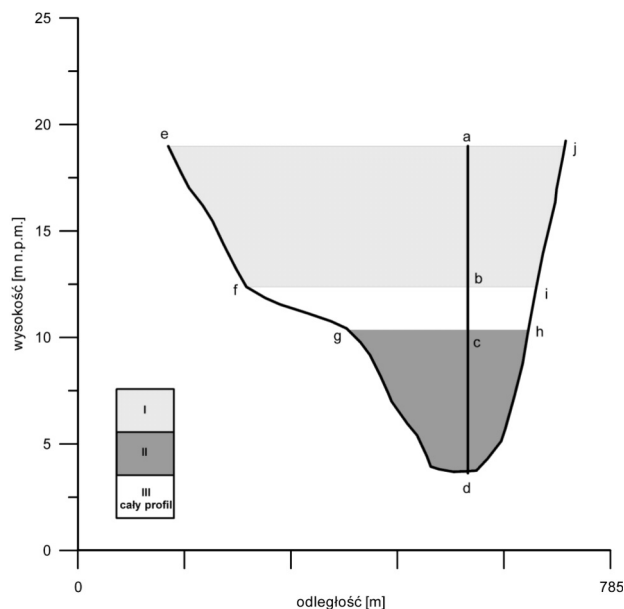
- I. Początek formowania przełomu – do pomiarów i obliczeń brano pod uwagę górną część profilu do poziomu pierwszej terasy (ryc. 3.I).
- II. Uformowany przełom po wielokrotnych epizodach przepływu ekstremalnego – dolna część profilu do poziomu ostatniej terasy (ryc. 3.II).
- III. Cały profil poprzeczny (ryc. 3.III).

Wartości głębokości maksymalnej określono dla linii talwegu: D_{max} dla I – odcinek ab, D_{max} dla II – odcinek cd, D_{max} dla III – odcinek ad. Obwód zwilżony: L_k dla I – suma długości krzywych ef, fb, bi, ij, L_k dla II – suma długości krzywych gd i dh, L_k dla III – suma długości krzywych ef, fg, gd, dh, hi, ij. Wyniki wszystkich pomiarów i obliczeń zestawiono w tabeli 3.

Powyższe zestawienie pokazuje, że wartości dla poszczególnych parametrów mogą różnić się w istotny sposób, na co wpływ ma kształt samego przekroju koryta. Charakterystyki istotne zwłaszcza z punktu widzenia dynamizmu wody i jej masy w przełomie to prędkości płynięcia wody V i jej przepływ Q .

W przypadku wariantu I, gdzie mamy do czynienia z fazą początkową formowania przełomu, powierzchnia jego przekroju stanowi 68% powierzchni przekroju całej formy wklęsłej. Z kolei w wariantie II – pod koniec ewolucji przełomu, powierzchnia jego przekroju stanowi zaledwie 23% całkowitej powierzchni przekroju poprzecznego formy wklęsłej. Różne są także spadki terenu – większe, gdy wypływy wód znajdują się wyżej. Zwłaszcza te dwa parametry mają szczególne znaczenie przy szacowaniu prędkości płynięcia wody V i jej przepływów jednostkowych Q . Dane w tabeli 3 wskazują, że w początkowym etapie formowania kanału oba parametry są bardzo zbliżone do tych obliczonych dla całej formy wklęsłej. Różnice sięgają odpowiednio 15% dla V i 10% dla Q , gdy tymczasem dla wariantu II – 45% dla V i 15% dla Q .

Jeżeli przyjmując, że formowanie wału morenowego nastąpiło wraz z nasunięciem łądolodu w fazie aktywnej szarży lodowcowej, to powstawanie przełomów także mogło zostać zainicjowane w tym czasie. Przyczyniły się do tego m.in. gwałtowne buchnięcia wód subglacialnych w momencie przejścia niestabil-



Ryc. 3. Profil hipsometryczny przeciętnego dla Pomorza kanału u wylotu przełomu w morenie czołowej fazy pomorskiej zlodowacenia wisły (na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego z Wojskowego Ośrodka Geodezji i Teledetekcji); I–III – części profilu, dla których wykonano pomiary i obliczenia w trzech wariantach (por. tab. 3)

Fig. 3. Topographic profile of the average Pomeranian channel in the canyon outlet of end moraines of the vistula glaciation (on the basis of DEM from Wojskowy Ośrodek Geodezji i Teledetekcji); I–III – parts of the profile; measurements and calculations in three variants were carried out for them (compare Table 3)

nego drenażu podlodowcowego w wypływy tunelowe. To z kolei pozwala przypuszczać, że podczas awansu łądolodu mogliśmy mieć powszechnie do czynienia z wariantem I. Zatem obliczone dla Pomorza przeciętne wartości V i Q mogą prezentować rzeczywistą skalę tego zjawiska lub bardzo do niej zbliżoną.

Podsumowanie

Cechą powierzchni sandrowych Pomorza jest powszechne występowanie obszarów, których urzeźbienie świadczy o dużej roli przepływów ekstremalnych w ich formowaniu (Szafraniec 2008c, 2009 oraz w tym tomie). Przyjęto założenie, że początek tego procesu był związany z fazą aktywną lobów wyprowadzających z czoła łądolodu, kiedy to przejściu niestabilnego drenażu z powrotem w system tunelowy towarzyszyło buchnięcie wód lodowcowych. Wówczas zostało zainicjowane nacinanie wału morenowego oraz formowanie przełomów, u wylotu których nastąpiła depozycja osadów fluwioglacjalnych.

Morfometria profili poprzecznych wspomnianych przełomów została wykorzystana do odtworzenia skały paleoprzepływów oraz innych parametrów

hydraulicznych kanałów. Były to więc obliczenia tylko i wyłącznie bazujące na cyfrowym modelu wysokościowym. Nie weryfikowano otrzymanych wyników innymi metodami, zwłaszcza opartymi na danych sedimentologicznych. Oszacowano w ten sposób, że ekstremalne przepływy na Pomorzu mogły być rzędu 5×10^3 do 1×10^5 m³/s. Lokalnie również inne czynniki mogły odegrać ważną rolę w generowaniu tak znacznych przepływów, co zostało już wcześniej opisane (Szafranec 2008c, 2009 oraz w tym tomie).

Te pierwsze obliczenia, odnoszące się do całej powierzchni Pomorza, wskazują na wiele innych zagadnień, które wymagają jeszcze zbadania bądź weryfikacji. Szczególnie interesujące byłoby opracowanie modelu spływu jezior zaporowych, które z pewnością funkcjonowały u schyłku plejstocenu. Innym ciekawym problemem wydaje się opracowanie modelu cofania bram lodowcowych i etapów rozwoju kolejnych generacji powierzchni sandrowych, związanych z tym procesem (częściowo dla sandru Gwdy; Chybiorz 2007). Wiąże się to m.in. z możliwością weryfikacji hipotezy o skokowym wygasaniu zlodowacenia, które prawdopodobnie miało charakter ogólnie postępującej recesji, przerywanej względnie krótkimi epizodami awansu, związanego z fazą aktywną szarży lodowcowej (Szafranec, w tym tomie).

Pracę wykonano w dużej mierze dzięki środkom przyznanych na realizację grantu nr 6 PO4E 014 21 pod kierownictwem prof. dr. hab. Jacka Jani.

Literatura

- Baker V.R., 2002. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. W: I.P. Martini, V.R. Baker, G. Garzon (red.), Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples. *International Association of Sedimentologists, Blackwell Science, Special Publication* 32: 3–15.
- Bond G.C., Lotti R., 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science* 267: 1005–1010.
- Chybiorz R., 2007. *Późnoplejstocenska i wczesnolodowcowa ewolucja sieci dolinnej międzyrzecza Płytnicy-Gwdy (Pojezierze Pomorskie)*. Praca doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Ganopolski A., Rahmstorf S., 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409: 153–158.
- Hermanowski P., 2008. *Paleoglacjologia lobu Odry w czasie zlodowacenia wisły, Polska północnozachodnia i północno-wschodnie Niemcy*. Praca doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Jania J., Bukowska-Jania E., 1997. Model procesów paleoglacjalnych fazy pomorskiej wistulianu w obrębie lobu Parsęty na podstawie badań obszarów aktualnie zlodowaconych. W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 27–57.
- Karczewski A., 1994. Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in western and central Pomerania. *Zeitsch. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 95: 35–48.
- Klimek K., 1972. *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeiðarársandur (Islandia)*. Zakład Nar. im. Ossolińskich, Wyd. PAN, Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk.
- Klimek K., 1997. Charakterystyka rzeźby i paleografii północnej części międzyrzecza Piławy – Płatnicy. W: E. Bukowska-Jania, M. Pulina (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa: 75–87.
- Kłysz P., 1990. *Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego*. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, 47. Poznań.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja Północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~ 20 ka–10 ka BP). *Prace IG i PZ PAN*, 1.
- Maksiak S., Mróz W.J., 1978. Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Z badań Czwartorzędu w Polsce*, 19, Biul. IG, 300: 97–152.
- Mojski E.J. (red.) 1974–1981. *Mapa geologiczna Polski. 1:200 000. A – Mapa utworów powierzchniowych. Arkusze: Słubice, Pyrzyce, Gorzów Wlkp., Piła, Nakło, Toruń, Szczecin, Świdwin, Szczecinek, Chojnice, Grudziądz, Dziwnów, Kołobrzeg, Koszalin, Słupsk, Gdańsk, Łeba, Puck*. Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Piechota A.M., 2006. *Drenaż subglacjalny lądolodu wistuliankiego na obszarze Polski NW w świetle metod geostatystycznych i modelowania numerycznego*. Praca doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Radlicz-Rühlowa H., Szuster A., 1987. *Hydrologia i hydraulika z elementami hydrogeologii*. Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Russell A.J., Knudsen Ó., Maizels J.K., Marren P.M., 1999. Channel cross-sectional area changes and peak discharge calculations in the Gígjukvísl river during the November 1996 jökulhlaup, Skeiðarársandur, Iceland. *Jökull* 47: 45–58.
- Szafranec J., 2008c. Sandry jako wskaźnik charakteru odpływu wód roztopowych w świetle analizy morfometrycznej. W: A. Kowalska (red.), *IV Międzynarodowy Rok Polarny*, skrypt XXXII. Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Wrocław: 86–87.
- Szafranec J., 2009. *Sandry jako wskaźnik charakteru odpływu subglacjalnego lądolodu Wisły na Pomorzu (w świetle współczesnych procesów na Spitsbergenie)*

- i Islandii*). Praca doktorska. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Williams G.P., 1988. Paleofluvial estimates from dimensions of former channels and meanders. W: V.R. Baker, R.C. Kochel, P.C. Patton (red.), *Flood geomorphology*. Wiley, New York–Chichester–Brisbane–Toronto–Singapore: 321–333.
- Wilson R.C.L., Drury S.A., Chapman J.L., 1999. *The Great Ice Age. Climate Change and Life*. 2000 The Open University. Routledge Taylor & Francis Group, London–New York.
- Zieliński T., 1993. *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*. Uniwersytet Śląski, Katowice.