

REKONSTRUKCJA DRENAŻU SUBGLACJALNEGO LODOWCA WERENSKIOLDA (SW SPITSBERGEN) NA PODSTAWIE MODELOWANIA NUMERYCZNEGO

RECONSTRUCTING SUBGLACIAL DRAINAGE OF WERENSKIOLD GLACIER (SW SPITSBERGEN) BASED ON NUMERICAL MODELLING

AGNIESZKA M. PIECHOTA¹, SŁAWOMIR SITEK², DARIUSZ IGNATIUK¹,
JAN A. PIOTROWSKI³

Abstrakt. W niniejszej pracy autorzy przedstawiają próbę rekonstrukcji drenażu subglacjalnego lodowca Werenskiolda na podstawie modelowania numerycznego w programie FEFLOW v. 6.0.

Obszar modelu numerycznego obejmuje 36,2 km² basenu politermalnego lodowca, z czego 75% wypełnia lód (27,1 km²). Bazując na badaniach przeprowadzonych w latach 2009–2011 na lodowcu Werenskiolda, podjęto próbę zastosowania modelowania przepływu dla odzwierciedlenia drenażu subglacjalnego w warstwie osadów moreny dennej i stropowej części skał podłoża. Na przedpolu oraz w jego strefie czołowej założono za Replewską-Pękałową (2004) występowanie wieloletniej zmarzliny i warstwy czynnej o miąższości do 2 m. Celem badań była próba określenia rozkładu dróg przepływu, ciśnienia pod lodowcem i na jego przedpolu.

Rozkład przestrzenny ciśnienia i dróg przepływu wód pod lodowcem zależy od jego geometrii (miąższości), warunków termicznych, wielkości zasilania wodami ablacyjnymi i opadowymi oraz parametrów hydrogeologicznych podłoża. Wielkość wód przepływających przez warstwę wodonośną pod lodowcem i na jego przedpolu w okresie ablacyjnym została wymodelowana na 4624 m³/d, co stanowi ok. 8% sezonowych wód ablacyjnych i opadowych (z tego ok. 5% przepływa w osadach pod stopą lodowca). Pozostałe 92% wód ablacyjnych i opadowych jest transportowana turbulentnie systemem kanałów drenażu in- i subglacjalnego.

Słowa kluczowe: drenaż subglacjalny, modelowanie numeryczne, FEFLOW, Lodowiec Werenskiold, Spitsbergen.

Abstract. The paper attempts to describe subglacial drainage of the Werenskiold Glacier based on numerical modelling using FEFLOW software version 6.0.

The model covers 36.2 km² of a polythermal glacier basin, 75% of which is filled with ice (27.1 km²). Numerical modelling was preceded by field research carried out on Werenskiold during the summers of 2009–2011. The model illustrates the subglacial drainage in a ground moraine layer and the top of the bedrock. Permafrost and active layer of a maximum thickness of 2 m under the glacier snout and in its forefield were assumed (Replewska-Pękałowa, 2004). The aim of this study was to obtain the subglacial groundwater flow field and the spatial distribution of hydraulic pressures beneath the glacier and in its forefield.

The spatial distribution of hydraulic pressure and groundwater flow paths beneath the glacier are controlled by its geometry (thickness), thermal conditions, the amount of ablation and rainfall water, and the hydrogeological parameters of the bed. The water flux in the ablation season in the aquifer under the glacier and in its forefield was estimated at 4624 m³/day, what corresponds to 8% of the seasonal ablation water and rainfall (5% of which drains through the sediments under the glacier). The remaining 92% of the ablation water is evacuated through in- and subglacial channel system.

Key words: subglacial drainage, numerical modelling, FEFLOW, Werenskiold Glacier, Spitsbergen.

¹ Uniwersytet Śląski, Katedra Geomorfologii, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: agnieszka.m.piechota@us.edu.pl

² Uniwersytet Śląski, Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: slawomir.sitek@us.edu.pl

³ Aarhus University, Department of Geoscience, Høegh-Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Denmark; e-mail: jan.piotrowski@geo.au.dk

WSTĘP

Produkcja, magazynowanie i transport wody mają duży wpływ na zachowanie lodowców. Tempo ruchu lodowców jest wrażliwe na obecność wody w podłożu, a woda ma istotny wpływ na erozję lodowca, transport osadów oraz właściwości lodu (Benn, Evans, 2010). W obrębie lodowca źródła wody są różne, a drogi przepływu zależą od jej ilości oraz stanu termicznego lodu (Jania, 1993).

W niniejszym artykule podjęto próbę zastosowania numerycznych metod modelowania przepływu do odzwierciedlenia wgłębnego (subglacjalnego) systemu drenażu wód lodowcowych w osadach moreny dennej (przepływ laminarny). Celem badań była próba określenia dróg przepływu i rozkładu ciśnień pod lodowcem i na jego przedpolu dla uśrednionych warunków meteorologiczno-hydrologicznych letniego okresu z 2010 roku.

LOKALIZACJA

Lodowiec Werenskiolda jest zlokalizowany jest w południowo-zachodniej części największej wyspy archipelagu – Spitsbergenie, na obszarze Ziemi Wedela Jarlsberga. Basen lodowca obejmuje powierzchnię 44,1 km² (Jania, 1988), z czego lodowiec wypełnia 27,1 km² (Ignatiuk, 2012).

Lodowiec Werenskiolda ma wyraźnie określony obszar zlewni. Rozciąga się od czoła na wysokości 40–60 m n.p.m.

po pola firmowe znajdujące się na wysokości ok. 650 m n.p.m. Składa się z dwóch głównych strumieni lodowych, oddzielonych wyraźną moreną środkową (fig. 1). Strefa proglacjalna jest zamknięta od zachodu wyraźną moreną czołową z jądrem lodowym (Szponar, 1975).

GEOLOGIA OBSZARU BADAŃ

Lodowiec Werenskiolda leży na podłożu zbudowanym z wielu formacji skalnych zróżnicowanych pod względem wieku, wykształcenia litologicznego i tektoniki, zaliczanych do nadgrupy Hecla-Hoek (Czerny i in., 1993).

Południową część lodowca podścielają skały grupy Skalfhellet i formacji Steinvikskardet zbudowane głównie z amfibolitów, a także migmatytów i kwarcytów. W części centralnej i wschodniej występują skały z grupy Deilegga wykształcone jako łupki i zlepieńce kwarcytowe oraz podrzędnie jako marmury, wapienie i dolomity. Pod strefą czołową lodowca znajdują się skały podgrupy Vimsodden, na północy zbudowane z zieleńców, a w części centralnej i południowej – z łupków kwarcowych i podrzędnie marmurów (Czerny i in., 1993).

Na wymienionych wyżej skałach leżą najmłodsze osady czwartorzędowe związane z działalnością lodowca i wód fluwioglacjalnych. Największa miąższość tych osadów występuje w strefie marginalnej lodowca (Czerny i in., 1993).

Tektonika całego obszaru jest bardzo skomplikowana, przechodząca główna strefa dyslokacji Vimsodden–Kosibapasset o orientacji WNW–ESE dzieli go na dwa bloki. Budowa geologiczna obszaru była wielokrotnie przemodelowana począwszy od fałdowań kaledońskich oraz w późniejszych okresach górotwórczych. Najmłodsze procesy tektoniczne są związane z plejstoceniowymi zlodowaceniami oraz występującymi wtedy ruchami izostatycznymi.

WARUNKI HYDROLOGICZNE

Zlewnia lodowca Werenskiolda jest dobrze poznana od sływu powierzchniowego poprzez drenaż wewnętrzny i podlodowcowy, do pomiarów na rzece lodowcowej gromadzącej wody z całego basenu lodowca (Majchrowska, 2008). Badania drenażu powierzchniowego oraz rozmieszczenia studni lodowcowych są prowadzone od początku obserwacji na lodowcu (Baranowski, 1975, 1977; Głowicki, 1982; Řehak i in., 1990 w Pulina, 1992; Krawczyk, 1992; Ja-

nia, Pulina, 1994; Pulina, Kolondra, 1999; 2009–2011 badania autorów).

Wyptywy z lodowca Werenskiolda mają formę wywierzyisk, gejzerów oraz wypływów subglacjalnych w kanałach typu R (wciętych w lodzie). Główny odpływ znajduje się w północnej części lodowca, wypływając z bramy na jego czole (Ignatiuk, 2012). Po południowej stronie moreny środkowej działa wypływ Duszana, najdalej na południe jest

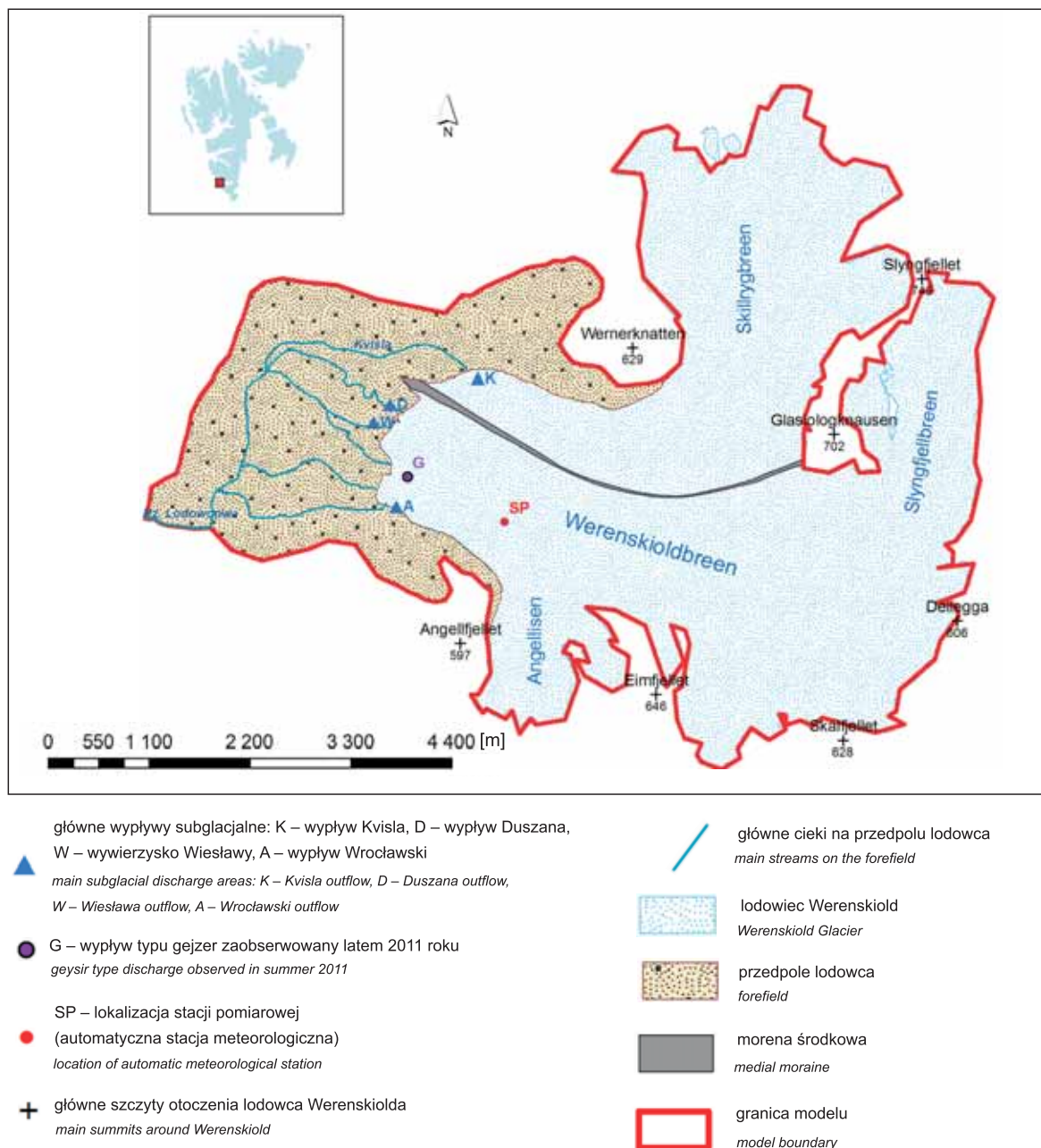


Fig. 1. Mapa lodowca Werenskiolda

Map of Werenskiold Glacier

położony wypływ Wrocławski odwadniająca obszar Angellisen. Na obszarze przedpola są obserwowane również wywierzyska, czyli wypływy typu gejzer z martwego lodu (Wywierzisko Wiesławy) (fig.1). Wszystkie wypływy łączą się na przedpolu lodowca Werenskiolda tworząc Rzekę Lodowcową, która pokonuje morenę czołową poprzez przełom zlokalizowany w jej południowej części. Część cieków z południowej części lodowca przepływa przez Jezioro Mewie.

Duży wpływ na rozwój dróg krążenia w lodowcu i strefie subglacjalnej ma złożona termika lodowca. Lodowiec Werenskiolda reprezentuje politermalny typ lodowca z war-

stwami lodu ciepłego i zimnego (Pälli i in., 2003). Ze względu na znajdujące się pod lodowcem głównie skały metamorficzne, głęboka infiltracja tych wód w podłoże jest raczej niemożliwa. Infiltracja wód do systemu wgłębnego odbywa się zarówno przez szczeliny w lodzie, jak i w wyniku rozwinięcia się systemu studni i kanałów, z których pomocą woda z powierzchni może zasilać wody subglacjalne. Rozmieszczenie, głębokość i trwałość większości tych studni zmieniają się sezonowo. Warstwa wodonośna pod lodowcem i na jego przedpolu jest zasilana przede wszystkim wodami opadowymi i ablacyjnymi. Dodatkowo wody ze strefy marginalnej, na granicy pomiędzy moreną boczną a zboczem

skął, również stwarzają możliwość przesączania się wody do strefy subglacialnej.

W strefie czołowej lodowca jest przymarznięty bezpośrednio do podłoża. Dlatego w tym obszarze dochodzi do tamowania odpływu wód subglacialnych i formowania się wysokich ciśnień piezometrycznych, rozładowywanych przez ascenzyjny wybuch wody wraz z zawiesiną w postaci fontann na przedpolu lodowca. Zjawisko to występuje także

podczas okresu zimowego tworząc charakterystyczne pokrywy lodowe typu naledzi.

Modelowanie przepływu wód subglacialnych dla lodowca Werenskiolda przedstawiali wcześniej w swych pracach Pälli i in. (2003) oraz Grabiec i in. (2012). Grabiec i in. (2012) przedstawili modele drenażu wykonane dla lodowca Werenskiolda dla 1936 i 2008 roku, potwierdzając wyniki swoich modeli sondowaniami GPR (Ground-Penetrating Radar).

MODEL DRENAŻU SUBGLACJALNEGO

MODEL KONCEPCYJNY

Ze względu na szczególną specyfikę obszarów zlodowionych charakteryzującą się bardzo dużą zmiennością przepływu dla wszystkich rodzajów wód lodowcowych (zależną od pory roku, czasu ablacji lodu, a nawet pory dnia) model koncepcyjny zakładał odwzorowanie uśrednionych warunków panujących w okresie letnim 2010 r.

Model drenażu subglacialnego zakłada przepływ laminarny pod lodowcem oraz na jego przedpolu w dwuwarstwowym ośrodku o miąższości minimalnej 1,5 m (fig. 2; związany z wieloletnią zmarzliną oraz warstwą czynną; Mięka i in., 2004; Replewska-Pękalowa, 2004). W pierwszej warstwie, bezpośrednio pod lodowcem założono występowanie półmetrowej warstwy osadów podlodowcowych, w której możliwy jest przepływ wód roztopowych. Druga, podścielająca warstwa została zróżnicowana na

część wschodnią i zachodnią. W części zachodniej (na przedpolu i przymarzniętej strefie czołowej) założono miąższość 1 m – do głębokości rozmarzania warstwy czynnej. W części wschodniej drugiej warstwy (poza zasięgiem wieloletniej zmarzliny), w słabo przepuszczalnych skałach leżących pod lodowcem, granicę spągu modelu wyznaczono na rzędnej 50 m.

W modelowaniu przyjęto zasilanie wód podziemnych pochodzące głównie z ablacji i opadów deszczu na przedpolu. Założono także możliwość występowania topnienia bazalnego. Tempo topnienia bazalnego, przy założeniu wolnego poślizgu lodowca Werenskiold (ok. 5,7 m/rok; Ignatiuk, 2012), oszacowano na 7 mm/rok.

Zlewnia badanego obszaru stanowi zamknięty basen drenowany przez system rzek na przedpolu, uchodzących do morza jednym przełomem skalnym w południowo-zachodniej części.

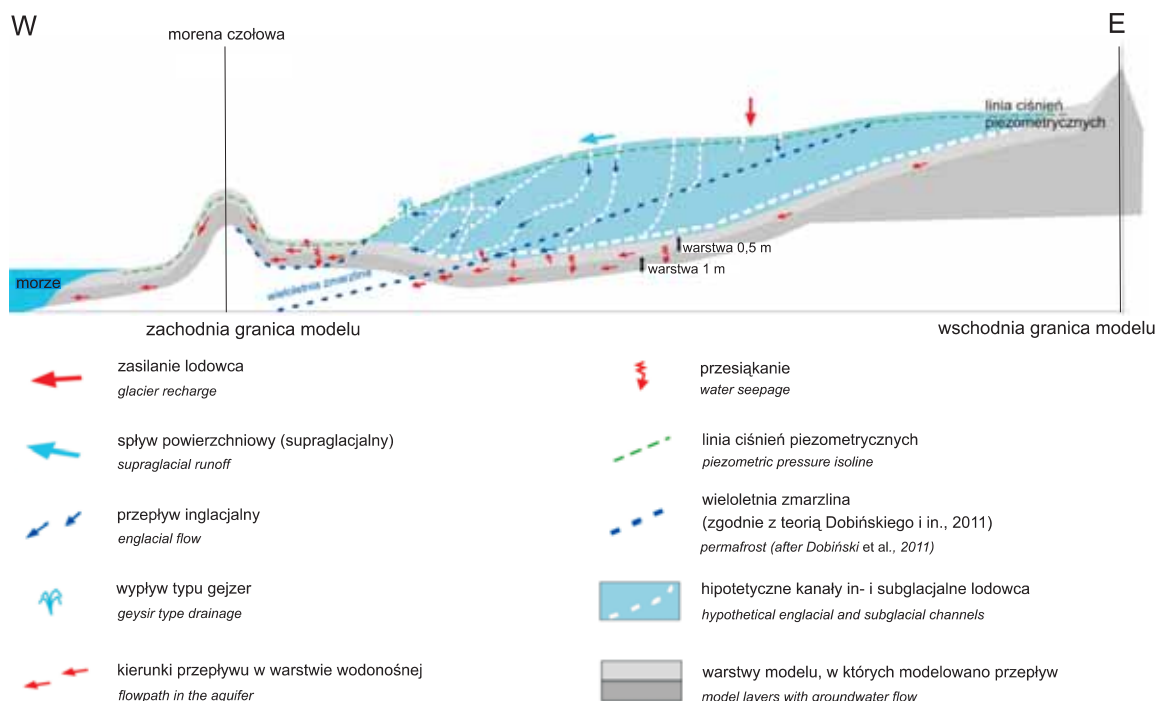


Fig. 2. Model koncepcyjny

Conceptual model

GRANICE MODELU

Obszar modelu obejmuje powierzchnię 36,2 km². Granice modelu na północy, wschodzie i południu stanowią szczyty słabo przepuszczalnych skał metamorficznych, zamykające zlewnię lodowca i uniemożliwiające dopływ boczny do modelu. W części zachodniej modelu granica biegnie po kulminacjach moreny czołowej oraz niewielkim fragmentem wzdłuż brzegu morza i rzeki lodowcowej odprowadzającej wszystkie wody z przedpola lodowca.

Granice pionowe modelu wyznaczają od góry spąg lodowca oraz zawadzone obszary sandrów i osadów morenowych na przedpolu lodowca. Spąg modelu wyznacza granica rozmarzania wieloletniej zmarzliny zbudowanej z osadów glacialnych i fluwioglacjalnych do około 1,5 m w części zachodniej modelu oraz stropowa część podłoża skalnego w części wschodniej.

PARAMETRY MODELU

Model został wykonany w programie FEFLOW (Finite Element subsurface FLOW system) 6.0 firmy DHI-WASY GmbH (Diersch, 2005). Jest to program, który oblicza równanie przepływu w pełnej trójwymiarowej przestrzeni, bazując na metodzie elementów skończonych. Model zbudowany dla warunków ustalonych odwzorowuje sezon letni z 2010 roku. Na modelu zostały odwzorowane dwie warstwy wodonośne o zwierciadle napiętym. Warstwę napinającą stanowi lodowiec Werenskiolda. Jedynie w skrajnie zachodniej części modelu na przedpolu lodowca w rejonie występowania sandrów i moreny czołowej może występować pod glinami morenowymi zwierciadło swobodne lub lekko napięte.

Siatkę dyskretyzacyjną modelu stworzono przy użyciu automatycznego modułu „Triangle Mesh Generator”. Z kilku wygenerowanych początkowo siatek wybrano tę, która miała najmniejszą liczbę elementów niespełniających kryterium Delaunay’a (0.6% elementów na modelu). Łączna ilość trójkątów dla dwóch warstw wyniosła 10 932 elementy (9000 węzłów).

Do oszacowania topografii podłoża lodowca wykorzystano pomiary GPR/GPS z wiosny 2008 (Grabiec i in., 2012). Dane te zostały użyte do stworzenia numerycznych modeli terenu podłoża i powierzchni lodowca Werenskiolda. Modele zbudowano na siatce 100 × 100 m.

Opisane wcześniej granice modelu odwzorowano przy wykorzystaniu trzech warunków granicznych: I rodzaju – wykorzystano do odwzorowania brzegu morskiego, III rodzaju – do odwzorowania rzek. W pozostałej, przeważającej części obszaru został wybrany warunek z granicą bez przepływu (II rodzaju) poprowadzony po szczytach skał – dział wód powierzchniowych.

W celu odwzorowania zasilania w głębokiego systemu wód podziemnych pod lodowcem i na jego przedpolu zostały wykorzystane dane o opadach w okresie letnim dla 2010 roku z Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie i dane o ablacji po-

wierzchniowej na lodowcu Werenskiolda (Ignatiuk, 2012). Początkowo przyjęto wartość 15% sumy ablacji oraz opadu, która była kalibrowana na dalszym etapie budowy modelu. Drenaż wód podziemnych był odwzorowany przez rzeki na przedpolu lodowca i brzegu morza.

Współczynnik filtracji został zróżnicowany na podstawie danych literaturowych, w zależności od wykształcenia litologicznego warstw. Wartości największe – rzędu $1 \cdot 10^{-5}$ m/s charakteryzują osady morenowe na przedpolu lodowca. Najmniejsze współczynniki filtracji rzędu $1 \cdot 10^{-10}$ m/s odwzorowuje podłoże skalne w drugiej warstwie modelu. Dla osadów z przyjętą wieloletnią zmarzliną przyjęto $k = 1 \cdot 10^{-9}$ m/s (Flowers, 2003; Marciniak, Dragon, 2010).

KALIBRACJA I WERYFIKACJA MODELU

Przyjęte początkowo wartości zasilania oraz współczynnika filtracji podlegały modyfikacji na etapie kalibracji modelu. Zasilanie z ablacji pod lodowcem zostało podzielone na kilka stref, których granicami były poziomicę wyznaczone co 100 m n.p.m. (fig. 3). Ich wydzielenia dokonano na podstawie wyników badań Ignatiuka (2012), w których wykorzystał dane dotyczące przestrzennego rozkładu i gęstości pokrywy śnieżnej. Ostatecznie wielkość całkowitego zasilania pod lodowcem została wymodelowana w granicach od 0 mm/r w obszarze przymarznięcia czoła lodowca do podłoża do 93 mm/r w strefie o najszybszym tempie ablacji.

W wyniku kalibracji modelu zmodyfikowano także wartości współczynników filtracji. Wartości te nie różniły się jednak znacząco od przyjętych początkowo na modelu (tab. 1). Największą zmianę, obejmującą zwiększenie współczynnika filtracji o dwa rzędy wielkości, wprowadzono przy odwzorowaniu warstwy drugiej. Przyczyną tych zmian były otrzymywane niewiarygodnie wysokie ciśnienia piezometryczne. Dodatkowo bazując na danych literaturowych dotyczących przepływu wód podziemnych w skałach krystalicznych (Staško, 2010), które stwarzają niekorzystne warunki do gromadzenia i przewodzenia wody, w strefie przypowierzchniowej mogą tworzyć się warstwy wodonośne związane z pokrywami zwietrzelinowymi, strefami spękań wietrzeliowych i strefami uskokowymi.

Wyniki modelowania numerycznego zweryfikowano na podstawie materiału pozyskanego z badań terenowych przeprowadzonych podczas ekspedycji w latach 2009–2011. Dodatkowymi punktami odniesienia były pomierzone chwilowe wypływy z bram lodowcowych lub w ich bezpośrednim sąsiedztwie.

Wartości wysokości hydraulicznej zostały wymodelowane i skalibrowane z danymi ze stacji automatycznej mierzącej ciśnienie pod lodowcem na głębokości 213 m (zlokalizowanej w części południowej, ablacyjnej strefy lodowca – por. fig. 1). W okresie letnim dane mierzonego ciśnienia piezometrycznego dla tego punktu wahały się średnio w granicach 170–190 m n.p.m. Wymodelowane ciśnienie w węźle punktu pomiarowego wynosiło – 170 m n.p.m.

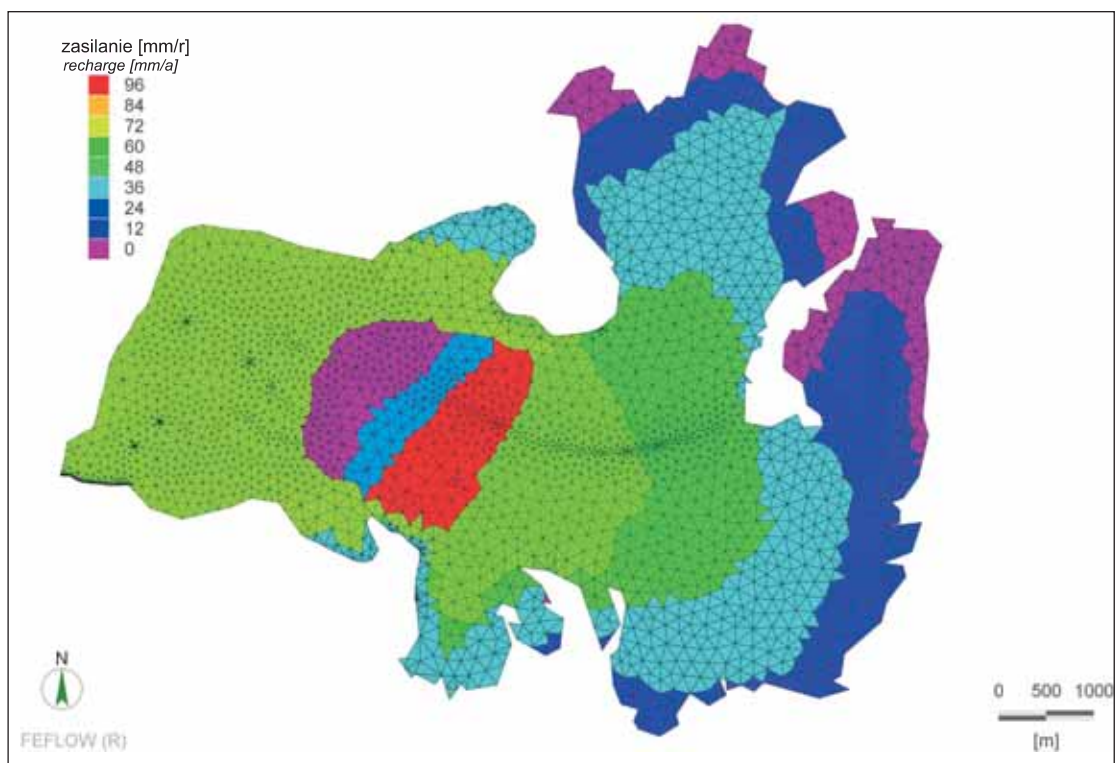


Fig. 3. Rozkład przestrzenny stref zasilania (gradient co 100 m n.p.m.)

Spatial distribution of recharge zones (gradient every 100 m a.s.l.)

Wytarowany model został poddany badaniu wrażliwości na zmianę najbardziej czułych elementów modelowanego systemu, tj. wartości współczynnika filtracji i infiltracji efektywnej. Analiza polegała na obserwacji błędu bezwzględnego, w związku ze zmianami wartości infiltracji i współczynnika filtracji o 5, 10 i 15% przy założeniu, że dla wykalibrowanego modelu wartość błędu bezwzględnego jest równa zero (fig. 4).

Wyniki badania wrażliwości modelu wskazują, że model jest najbardziej wrażliwy na zmianę infiltracji efektywnej. W mniejszym zakresie model reaguje na zmianę współczynnika filtracji. Zmiany poziomu zwierciadła wody spowodowane zmianą wartości współczynnika filtracji są większe dla obydwu warstw w przypadku obniżania jego wartości.

Uzyskany w wyniku kalibracji modelu rozkład wysokości hydraulicznej oraz dróg przepływu, potwierdzony badaniem wrażliwości modelu, a także domkniętym bilansem wodnym

Tabela 1

Współczynniki filtracji dla odwzorowanych warstw modelu

Hydraulic conductivities used in the model

Nr warstwy na modelu	Współczynnik filtracji k [m/s]		
	przedpole	czoło	pod lodem
1	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$
2	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-8}$	

modelu (por. tab. 2), daje podstawy do uznania, że model jest dobrze skonstruowany i w sposób prawidłowy odzwierciedla strukturę i funkcjonowanie modelowanego systemu wodno-nośnego pod lodowcem Werenskiolda.

WYNIKI BADAŃ I ICH DYSKUSJA

Rozkład przestrzenny ciśnień i dróg przepływu wód pod lodowcem zależy od parametrów hydrogeologicznych warstw podłoża, geometrii lodowca (miąższości), jego warunków ter-

micznych oraz wielkości zasilania wodami ablacyjnymi i opadowymi. W mniejszym stopniu zależy od zasilania wodami pochodzącymi z topnienia bazalnego (fig. 5).

Rozkład ciśnień hydrostatycznych, który uzyskano w procesie kalibracji modelu dla pierwszej warstwy wodonośnej, bardzo dobrze odzwierciedla dużą zmienność ukształtowania podłoża basenu modelowanego lodowca. Najwyższe ciśnienie (ponad 4000 kPa) występują w przegłębieniach podłoża pod lodowcem Werenskiolda (we wschodniej jego części) i w częściach osiowych lodowców Skillygg i Slyngfjell (fig. 6).

Rozkład linii ekwipotencjalnych wskazuje na główny przepływ wód pod lodowcem z kierunku SE na NW.

Występowanie w strefie czołowej lodowca wieloletniej zmarzliny pośrednio przyczynia się do formowania trzech uprzywilejowanych stref przepływu (północnej, południowej i środkowej).

Większość wód subglacjalnych z modelu znajduje ujście w północnej części czoła lodowca, zasilając rzekę Kvislę (65% całkowitego drenażu rzeczno). Potwierdzają to badania Ignatiuka (2012), który wskazuje, że 74% wód znajdujących się na przedpolu wydostaje się bramą lodowcową zasilającą Kvislę. Północny odpływ drenuje wody zarówno z lodowców Skillygg i Slyngfjell, jak i z NE części lodowca Werenskiolda. Dominujący kierunek przepływu wód w tej części lodowca to z SE na NW. Lokalizacja studni lodowcowych bardzo dobrze pokrywa się z drogami drenażu podziemnego.

Drugie ujście mniejsza ilość wód subglacjalnych znajduje w południowej części – odpływ przy Angellfjellet. Obszar drenażu obejmuje tu głównie południową część lodowca Werenskiolda i lodowiec Angellisen. Dominuje tu

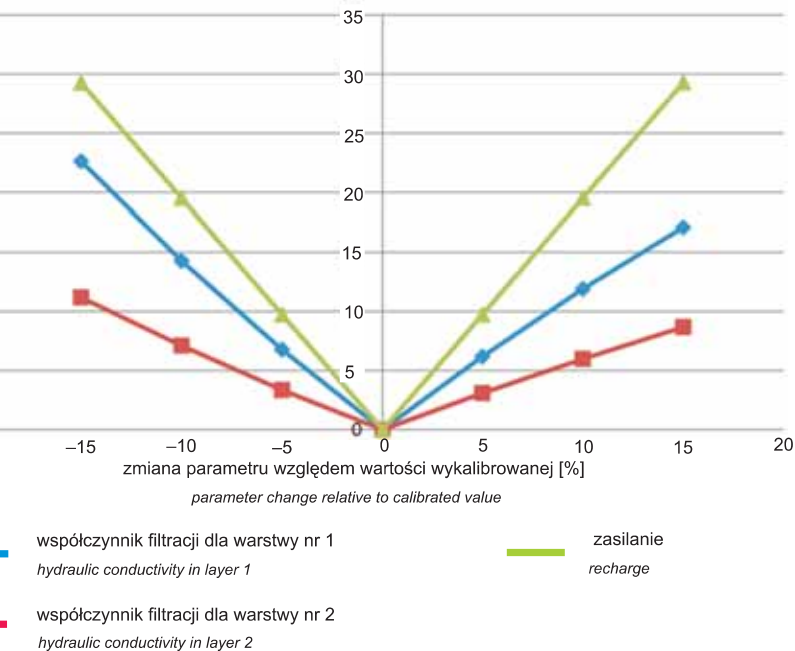


Fig. 4. Wrażliwość systemu wodonośnego na zmiany współczynnika filtracji i zasilania

Sensitivity of the groundwater flow system to changes in hydraulic conductivity and recharge

przepływ zbliżony do kierunku E–W. Tak jak w przypadku ujścia w części północnej, przeważa drenaż w strefie lateralnej lodowca.

Trzecia, najmniejsza strefa uprzywilejowana to południowo-zachodnie obrzeżenie moreny środkowej, która jest drenowana przez Wywierzyisko Wiesławy. Wywierzyisko to odprowadza wody tylko ze środkowej części strefy czołowej. Drogi przepływu w tej strefie są zdecydowanie krótsze niż w dwóch opisanych wcześniej (północnej i południowej) i bardziej rozproszone (fig. 5).

Łączny drenaż do rzek wód z modelu dla drugiej i trzeciej strefy wynosi 35%.

Przepływ wód w części północnej (strefa lateralna) jest zgodny z wynikami Puliny i Řehaka (1990). Autorzy opisują bardzo podobne rozkłady przebiegu wód podlodowcowych na podstawie badań terenowych (eksploracja speleologiczna studni i kanałów lodowcowych, ustalenia kierunku przepływu metodą barwienia wód). Drogi przepływu oznaczają oni na mapie jako „stwierdzone kierunki przepływu wód in- i subglacjalnych”. Najbardziej różniącą się strefą jest część środkowa czoła. Pulina i Řehak (1991) wskazują tu dość długie drogi przepływu (od basenu lodowca Angellisen). Jedyna droga, oznaczona na mapie Puliny i Řehaka jako „stwierdzona”, pokrywa się dokładnie z wynikami modelowania autorów w programie FEFLOW, jest to krótki odcinek biegnący od studni lodowcowej do czoła Werenskiolda. W części południowej przebiegi linii w obu przypadkach również wyglądają bardzo podobnie, choć drogi przepływu wynikające z przedstawionych powyżej modeli

Tabela 2

Bilans krążenia wód subglacjalnych w okresie letnim w 2010 roku (obszar modelu $A = 36,2 \text{ km}^2$)

Subglacial groundwater flow balance for summer season 2010 (model area $A = 32.6 \text{ km}^2$)

Składniki bilansu		[m ³ /d]	[dm ³ /s/km ²]	[mm/rok]	[%]
Zasilanie	infiltracja efektywna	4316,81	1,38	43,49	93,36
	dopływ z rzek	306,88	0,10	3,09	6,64
Suma zasilania (Σz)		4623,69	1,48	46,59	100,00
Drenaż	drenaż do rzek	4541,66	1,45	45,76	98,22
	drenaż do morza	82,08	0,03	0,83	1,78
Suma drenażu (Σd)		4623,74	1,48	46,59	100,00
Błąd bilansu $\Sigma z - \Sigma d$		-0,05	0,00	0,00	0,00

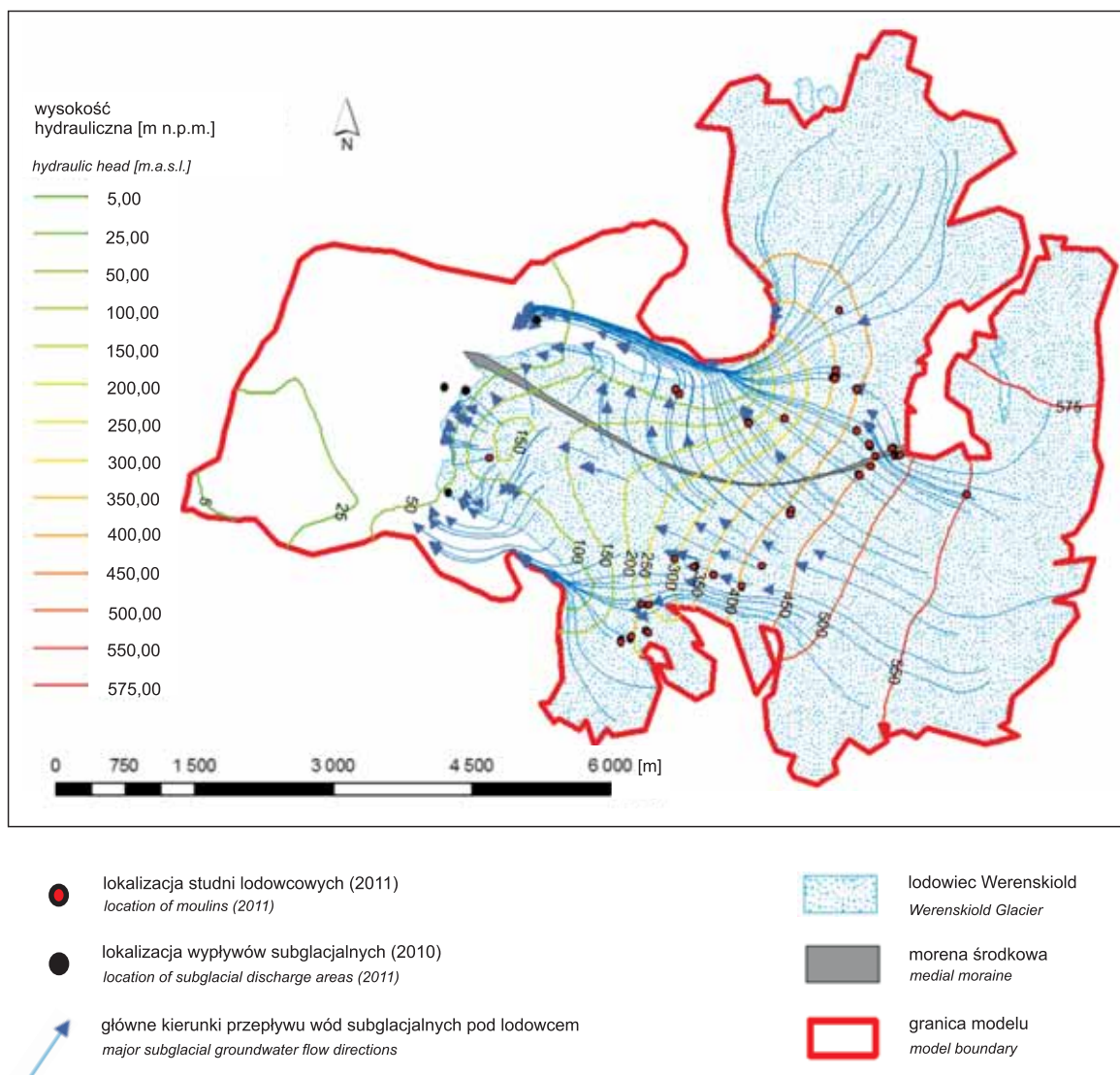


Fig. 5. Rozkład przestrzenny drenażu subglacjalnego pod lodowcem Werenskiöld wraz z oznaczonymi wypływami subglacjalnymi oraz głównymi studniami lodowcowymi na tle rozkładu hydroizohips (uśrednione dane dla sezonu letniego 2010 roku) – dane z modelu numerycznego stworzonego w programie FEFLOW v. 6.0.

Spatial distribution of the subglacial drainage beneath Werenskiöld with marked subglacial discharge areas, main moulins, and hydraulic head distribution data (average for summer season 2010) from the FEFLOW v. 6.0 model

wskazują na dłuższą drogę przepływu (sięgającą wschodnich granic lodowca).

Wielkość wód przepływających przez warstwę wodonośną pod lodowcem i na jego przedpolu w okresie ablacyjnym została wymodelowana na ok. 4624 m³/dobę (tab. 2), co stanowi ok. 8% sezonowych wód ablacyjnych i opadowych (z tego ok. 5% przepływa w osadach pod stopą lodowca). Zasobność odwzorowanych warstw wodonośnych jest mała i wynosi 1,48 l/s/km². Pozostałe 92% wód ablacyjnych i opadowych transportowana jest turbulentnie systemem kanałów drenażu in- i subglacjalnego.

Łączna ilość wód zasilających osady pod lodowcem (z ablacji, opadów i topnienia bazalnego) wynosi 43,5 mm/r (93,4% ogółu zasilania).

Bilans krążenia wód subglacjalnych wskazuje, że ponad 98% z nich (4541,7 m³/d) zasila rzeki płynące na przedpolu (z czego 65% stanowi drenaż rzeki Kvisli), a niespełna 2% to wody uchodzące do morza (82,1 m³/d).

Wykonane modelowanie przepływu laminarnego w warstwie moreny dennej pod lodowcem oraz w warstwie czynnej na jego przedpolu, za pomocą metody elementów skończonych w programie FEFLOW v. 6.0 należy traktować jako próbę zrozumienia tej części drenażu subglacjalnego oraz próbę uzupełnienia istniejących modeli przepływu turbulentnego pod lodowcem (Pälli i in., 2003; Grabiec i in., 2012).

Porównanie opisanych powyżej rezultatów modelowania za pomocą metody elementów skończonych w programie

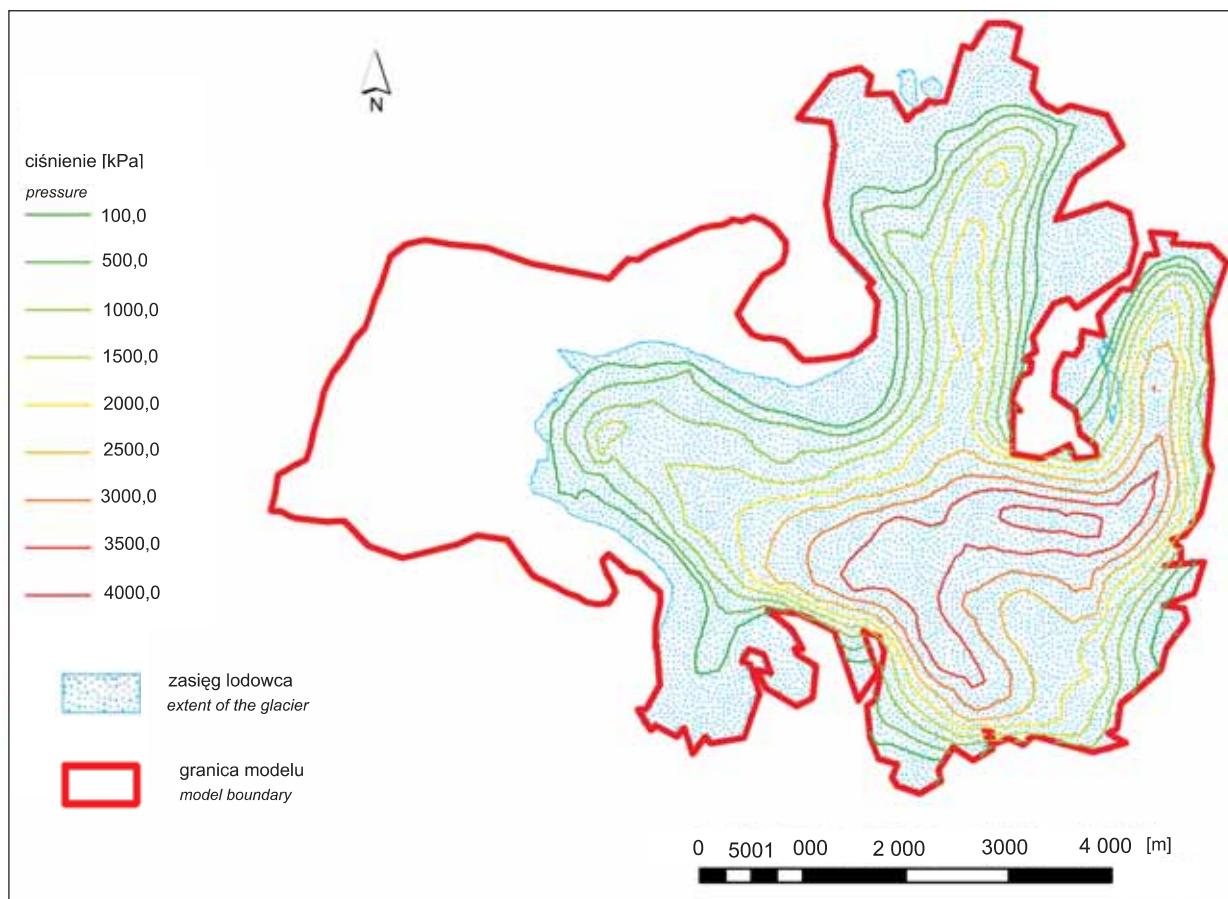


Fig. 6. Rozkład ciśnień hydrostatycznych pod lodowcem Werenskiolda dla pierwszej warstwy modelu

Pressure distribution under Werenskiöld for the first layer

FEFLOW v. 6.0 z modelami Pälli i in. (2003) za pomocą metody D8 i D^∞ w programie TauDEM oraz Grabca i in. (2012) w programie ArcMap, ukazują spore rozbieżności w przebiegu predysponowanych miejsc przepływu wód subglacjalnych na obszarze zlewni lodowca Werenskiöld. Główną przyczyną rozbieżności jest fakt, że w modelach wymienionych autorów symulacje były wykonane tylko na podstawie wyliczonego stosunku ciśnienia wód podlodowcowych i nadległego lodu (wg teorii Shreve'a, 1972). W modelach Grabca i in. przyjęto najbardziej prawdopodob-

ną wartość tego stosunku $K = 0,85$ (Grabiec i in., 2012). W tych pracach nie uwzględniano zróżnicowania warunków hydrogeologicznych, zależnych od litologicznego wykształcenia skał oraz występowania wieloletniej zmarzliny we frontalnej części lodowca. Wyniki dotyczące lodowca Werenskiöld z analiz przeprowadzonych przez zespół Pälli i in. (2003) pokazują całkowicie różne drogi prawdopodobnego przepływu wód, skupiające się na jednym lub dwóch głównych odpływach w centralnej części czoła lodowca.

WNIOSKI

1. Ilościowe szacunki wskazują, że w okresie ablacyjnym 8% wód przepływa przez warstwę wodonośną pod lodowcem (5%) i na jego przedpolu (3%), natomiast 92% – w systemie kanałów drenażu in- i subglacjalnym. Bilans krążenia wód subglacjalnych wskazuje, że ponad 98% z nich ($4541,7 \text{ m}^3/\text{d}$) zasila rzeki płynące na przedpolu, z czego 65% stanowi drenaż rzeki Kvisli. Niespełna 2% to wody uchodzące bezpośrednio do morza.

2. Założenie w modelowaniu numerycznym zalegania wieloletniej zmarzliny w części czołowej lodowca jest rzeczą nową. Przemarznięta strefa czołowa reorganizuje przepływ wód w tej części podłoża i pośrednio przyczynia się do formowania trzech uprzywilejowanych stref przepływu (północnej, południowej i środkowej).

3. Autorzy są świadomi, że uzyskane wyniki badań modelowych, ze względu na specyfikę obszarów polarnych

oraz trudność prowadzenia prac terenowych w tych rejonach, mogą być obciążone pewnym błędem. Szczególnie słabo rozpoznane właściwości hydrogeologiczne skał zalegających bezpośrednio pod lodem, ich miąższość i zasięg zalegania wieloletniej zmarzliny sprawiają, że dane z modelowania są traktowane jako szacunkowe. Pewnym uproszczeniem w tej fazie modelowania jest założenie zasilania powierzchniowego, bez zasilania punktowego związanego z systemem kanałów i studni lodowcowych. Niemniej jednak, uzyskane rezultaty badań modelowych wydają się być cennym materiałem badawczym, informującym o wielkości, znaczeniu i sposobie drenażu subglacjalnego lodowca w warstwie wodonośnej. Wskazują także kierunek prowa-

dzenia dalszych badań terenowych w celu zweryfikowania poniższych wniosków.

Badania terenowe i ich analizy wykonano w ramach projektu finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego (N N 306 179737) „Model zmian systemu drenażu in-isubglacjalnego politermalnych lodowców na Svalbardzie w warunkach ocieplania klimatu (na przykładzie Werenskioldbreen)”. Ostatnia faza prac wsparta została ze środków projektu BS/KG/2012 – Rozpoznanie współczesnych procesów geomorfologicznych, hydrologicznych i kriogenicznych w obszarach krasowych oraz zlodowaconych z wykorzystaniem metod teledetekcji, GIS oraz badań ilościowych.

LITERATURA

- BARANOWSKI S., 1975 — Glaciological investigations and glaciomorphological observations made in 1970 on Werenskiold Glacier and in its forefield. *W: Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970–1974, Vol. 1. Acta Univ. Wratisl.*, **251**: 69–94.
- BARANOWSKI S., 1977 — Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu. *Acta Univ. Wratisl.*, **393**: 157.
- BENN D.I., EVANS D.J., 2010 — Glaciers and glaciations. Hodder Education.
- CZERNY J., KIERES A., MANECKI M., RAJCHEL J., 1993 — Geological map of SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen 1:25 000: 1–61. *Inst. Geol. Miner. Deposit., Kraków.*
- DIERSCH H.-J.G., 2005 — WASY Software FEFLOW (R) – Finite element subsurface flow and transport simulation system: reference manual. WASY GmbH Inst. Water Res. Plan. System. Res., Berlin, Germany.
- DOBIŃSKI W., GRABIEC M., GADEK B., 2011 — Spatial relationship in interaction between glacier and permafrost in different mountainous environments of high and mid latitudes, based on GPR research. *Geol. Quart.*, **55**, 4: 375–388.
- FLOWERS G.E., 2003 — A multicomponent coupled model of glacier hydrology. [pr. doktor.]. University of British Columbia.
- GŁOWICKI B., 1982 — Some hydrological phenomena observed in the outflow from the Werenskiold Glacier Basin. Spitsbergen Expeditions IV. *Acta Univ. Wratisl.*, **525**: 49–56.
- GRABIEC M., JANIA J., BUDZIK T., PUCZKO D., GAJEK G., KOLONDRĄ L., 2012 — Development of subglacial drainage system in relation to geometry changes of Spitsbergen Glaciers. *Hydrol. Sci. J.* (w druku).
- IGNATIUK D., 2012 — Bilans energetyczny powierzchni lodowca a zasilanie system drenażu glacjalnego Werenskioldbreen. [pr. doktor.]. Uniw. Śląski, Sosnowiec.
- JANIA J., 1988 — Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen. *W: Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984, t. 2: 12–47.* Uniw. Śląski, Katowice.
- JANIA J., 1993 — Glacjologia. PWN, Warszawa.
- JANIA J., PULINA M., 1994 — Polish hydrological studies at Svalbard: a review of some results. Tenth International Northern Research Basins Symposium and Workshop, Norwegia.
- KRAWCZYK W.E., 1992 — Chemical characteristics of water circulating in the Werenskiold Glacier (SW Spitsbergen). *Proceedings 2-nd International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Sosnowiec: 65–80.*
- MAJCHROWSKA E., 2008 — Transport zawiesiny z politermalnego lodowca Werenskiolda (Spitsbergen) w okresie ablacji. [pr. magister.]. Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski.
- MARCINIĄK M., DRAGON K., 2010 — The influence of groundwater discharge on the runoff of an arctic stream (Ebba River, Central Spitsbergen). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **441**: 93–100.
- MIGAŁA K., GŁOWACKI P., KLEMENTOWSKI J., 2004 — Dynamika rozmarzania warstwy czynnej zmarzliny w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen) i jej przyczyny. *Pol. Polar Stud.*, **30**: 251–262.
- PÄLLI A., MOORE J.C., JANIA J., GŁOWACKI P., 2003 — The drainage pattern of Hansbreen and Werenskioldbreen, two polythermal glaciers in Svalbard. *Polar Res.*, **22**, 2: 355–371.
- PULINA M., 1992 — Werenskioldbreen, field workshop on glaciological research in Svalbard, current problems. Uniw. Śląski.
- REPLEWSKA-PĘKAŁOWA J., 2004 — Active layer dynamics at the Calypsostranda CALM site, Recherche Fiord region, Spitsbergen. *Polar Geogr.*, **28**, 4: 326–340.
- PULINA M., KOLONDRĄ L., 1999 — Charting of cryokarst forms on Werenskiold Glacier (SW Spitsbergen). *Pol. Polar Stud.*, XXVI Polar Symposium, Lublin.
- PULINA M., REHAK J., 1991 — Glacial caves in Spitsbergen. 1-st International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions, *Proceedings, Madryt: 97–117.*
- ŘEHAK J., OUHRABKA V., BRAAUN J., 1990 — New information about the internal drainage of subpolar glaciers and the structure of medial moraines on southwest Spitsbergen. *Stud. Carsologica*, **1**.
- REPLEWSKA-PĘKAŁOWA J., 2004 — Active layer dynamics at the Calypsostranda CALM site, Recherche Fiord region, Spitsbergen. *Pol. Geogr.*, **28**, 4: 326–340.
- STAŚKO S., 2010 — O wodach podziemnych w utworach krystalicznych Sudetów i ich przedpola. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **440**: 135–144.
- SHREVE I.A., 1972 — Movement of water in glaciers. *J. Glaciol.*, **11**, 62: 205–214.
- SZPONAR A., 1975 — Ablation of ice-moraine ridges and its morphological effects, with glaciers of the Hornsund region as example. *W: Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970–1974, Vol. 1. Acta Univ. Wratisl.*, **251**: 101–125.

SUMMARY

The modelling results are the first attempt to apply numerical methods commonly used in hydrogeology to simulate water drainage in subglacial morainic sediments and bedrock beneath Werenskiold in southern Spitsbergen.

Quantitative estimates indicate that in the ablation period 8% of water drains through the subglacial aquifer (5% beneath the glacier and 3% through its forefield). The remaining 92% of the ablation water is evacuated through in- and subglacial channel system.

The subglacial groundwater budget shows that over 98% of this water (4542 m³/day) is discharged by rivers (65% of which is the Kvisla River drainage). Less than 2% discharges directly to the sea.

The assumption of permafrost under the snout of the glacier profoundly modifies water flowlines in the area and

contributes to the formation of three preferential drainage paths (northern, southern and middle).

The authors are aware that the modelling results may contain certain errors primarily caused by the difficulties in carrying out fieldwork in this polar environment. Especially imprecise are the spatial characteristics and hydrogeological properties of subglacial rocks and the extent of permafrost. A certain simplification is the assumption of surface recharge not considering point recharge via a system of channels and moulins. However, the results obtained seem valuable as first-order approximation of the size, nature and importance of the subglacial and proglacial groundwater drainage to be verified and refined by future research.