

DROGI KRAŻENIA WÓD W LODOWCACH FIORDU HORNSUND NA SPITSBERGENIE

UKD 551.324.86:551.324.2(984 fiord Hornsund) (079.3)(438)'1979'

Polskie badania glaciologiczne Spitsbergenu mają już długie tradycje i charakteryzują się poważnymi osiągnięciami naukowymi. Koncentrują się one głównie na obszarze fiordu Hornsund w południowym Spitsbergenie (6; J. Szupryczyński, 1978). Ostatnio intensywne badania glaciologiczne i meteorologiczne tego fiordu i pobliskich wybranych lodowców prowadzone są przez ekspedycje naukowe Polskiej Akademii Nauk oraz Uniwersytetów Wrocławskiego i Śląskiego. Główną bazą tych wypraw jest Polska Stacja Naukowa w Isbjørnhamna na Hornsundzie.

Rozpoznanie reżimu wodnego lodowców stanowi główną część prowadzonych badań nad dynamiką i reżimem lodowców. Autor artykułu, uczestnik Polskiej Ekspedycji Naukowej PAN w sezonie letnim 1979 r., miał możliwość śledzenia dróg krążenia wód w kilku lodowcach Hornsundu. Wyniki początkowych obserwacji, przy uwzględnieniu dorobku naukowego innych polskich badaczy przedstawiono poniżej.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU

Obszar badań glaciologicznych w rejonie fiordu Hornsund (ryc. 1) leży między $76^{\circ}23'$ a $77^{\circ}09'$ szerokości geograficznej północnej oraz $15^{\circ}10'$ a $16^{\circ}07'$ długości geograficznej wschodniej. Uwzględniając glaciologiczno-klimatyczną rejonizację Svalbardu przedstawioną przez L. S. Troickiego i in. (15) obszar Hornsundu zaliczyć należy do rejonu południowego. Charakteryzuje się on częściowym pokryciem przez lodowce. Ze względu na powierzchnię pokrycia lodem zajmuje on pozycję pośrednią między rejonami całkowicie pokrytymi przez lodowce a rejonami cechującymi się występowaniem lodowców górskich. W stosunku do tych ostatnich lodowce rejonu południowego wyróżniają się na ogół większymi powierzchniami oraz występowaniem kilku obszarów spływu, przy wspólnym obszarze akumulacji.

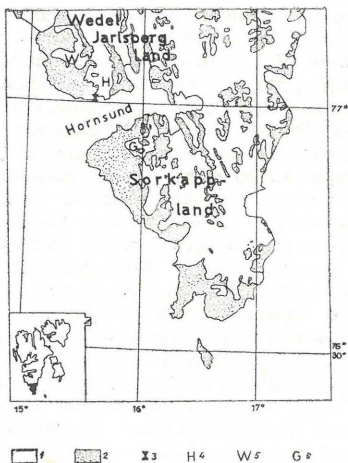
Lodowce rejonu południowego pokrywają zarówno kulminacje, jak i depresje podłoża skalnego, głównie jednak wypełniają tereny dolin międzygórskich i plato. Zajmują one 59,6% ogólnej powierzchni rejonu południowego. Lodowce i ich obszary akumulacji położone są nisko, na rzędnych ok. 300—500 m. Obserwuje się znaczne zmienności ukształtowania rzeźby powierzchni lodowców, co należy wiązać z dużym zróżnicowaniem morfologii ich podłoża.

Rozwój i istnienie lodowców, jak również i ich reżim wodny są ściśle uzależnione od klimatu. Spitsbergen znajduje się na granicy wpływu odkrytych akwenów Morza Norweskiego i Barentsa oraz zaledzonego basenu centralnej Arktyki. Klimat charakteryzuje się tu formą przejściową od morskiego do kontynentalnego. Objawia się to występowaniem niskich średnich temperatur powietrza oraz umiarkowanych opadów.

Pobrzeże rejonu południowego cechuje się swoim mikroklimatem, typowa dla tego obszaru jest stosunkowo duża ilość opadów, wynosząca średnio ok. 100—120 mm. Obszar ten charakteryzuje się także stosunkowo niskimi temperaturami zimą i wysokimi latem, jak również długimi okresami z temperaturami dodatnimi. Dodatkowo średnie miesięczne temperatury występują od czerwca do września, ujemne zaś w pozostałych miesiącach. Maksymalna intensywność procesu ablacynego obserwowana jest od czerwca do sierpnia włącznie.

Średnie temperatury okresu akumulacji i ablacji wahają się odpowiednio od -10°C do -11°C oraz od 3°C do 5°C . Suma opadów na wysokości granicy zasilania lodowców waha się od 500 do 600 mm. Straty ciepła związane z ablacją wynoszą 4000—5000 kal/cm².

Poważny wkład w poznanie klimatu rejonu południowego, a zwłaszcza pobrzeża fiordu Hornsund,



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań.

1 — lodowce, 2 — obszary niezlodowacone, 3 — baza główna Polskiej Ekspedycji Naukowej PAN w Isbjørnhamna, 4 — lodowiec Hans, 5 — lodowiec Werenskiöld, 6 — lodowiec Gäs.

Fig. 1. Location map of the studied area.

1 — glaciers, 2 — unglaciated areas, 3 — major base of Polish Scientific Expedition of Polish Academy of Sciences at Isbjørnhamna, 4 — Hans glacier, 5 — Werenskiöld glacier, 6 — Gäs glacier.

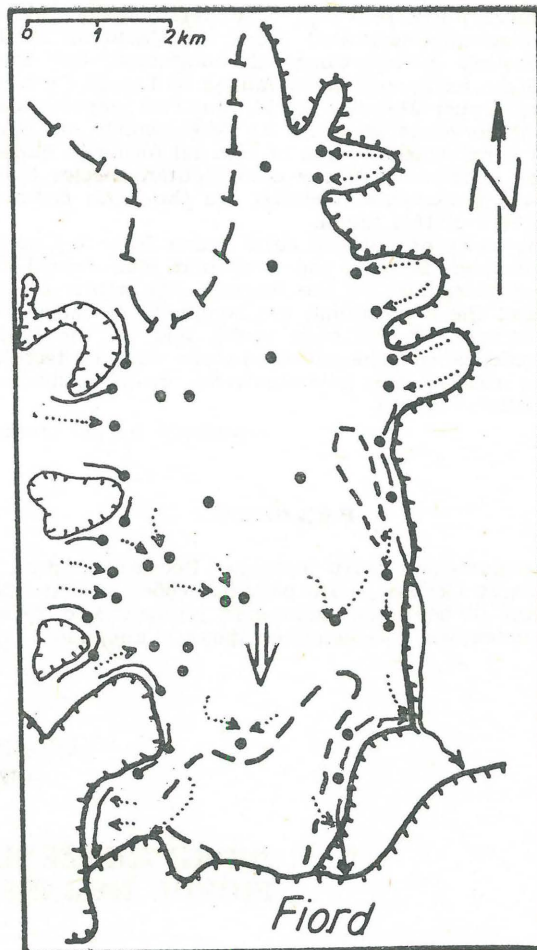
wnieśli polscy badacze: S. Baranowski (2—4), S. Baranowski, B. Głowicki (5), A. Kamiński (7), A. Kosiba (8, 9) i in. Szczególnie cennych informacji meteorologicznych dostarczą, po ich zakończeniu i opracowaniu, wyniki całorocznych obserwacji dokonanych w latach 1978—1980 w bazie Polskiej Ekspedycji Naukowej PAN.

CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH LODOWCÓW OBSZARU HORNSUNDU

Lodowce pobrzeża fiordu Hornsund wypełniają obniżenia międzygórskie. Duże lodowce (o powierzchni kilkunastu lub kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych) posiadają na ogół wspólne pola firnowe na obszarach plato, natomiast małe górskie lodowce mają swe pola firnowe w pobliżu grani górskich. Duże lodowce posiadają często swe ujścia w fiordzie, kończąc się wysoko podciętą przez morze ścianą lodową. Większość mniejszych lodowców spływa na płaskie tarasy morskie, znacząc swe czoła wałami moren, lub zasila lodowce duże.

Lodowce w rejonie Hornsundu są w stanie recesji. Obserwowana w okresie ostatnich 40 lat recesja czoł lodowców wynosiła ok. 300—400 m.

S. Baranowski (4) w swym opracowaniu monograficznym lodowców Spitsbergenu zalicza lodowce Hornsundu do typu subpolarnego — morskiego. Lodowce takie posiadają skomplikowany reżim cieplny. Zgodnie z obserwacjami S. Baranowskiego (4) charakteryzują się one „ciepłymi” strefami akumulacji i „chłodnymi” strefami ablacji, oprócz powierzchniowej warstwy latem. Są one wilgotne w całej swej masie lub jej części w strefie akumulacyjnej oraz na powierzchni strefy ablacyjnej w okresie letnim. Latem na całej ich powierzchni zachodzi topnienie śniegu i lodu, głównie wskutek wysokich wartości bilansu radiacyjnego, wymiany turbulencyjnej i kondensacji pary wodnej. W strefie akumulacyjnej, z powodu intensywnego topnienia i znacznej porowatości firnu, wody ablacyjne infiltrują w głąb lodowca powodując topnienie lodu. Szczególnie intensywne topnienie lodu zachodzi w strefie ablacyjnej. Spływ wód z lodowca ma charakter powierzchniowy, inglacjalny oraz subglacjalny. Obserwuje się zróżnicowanie charakteru przepływu wód w zasięgu poszczególnych lodowców i w miesiącach letnich.



Ryc. 2. Schemat systemu krążenia wód w strefie ablacyjnej lodowca Hansa.

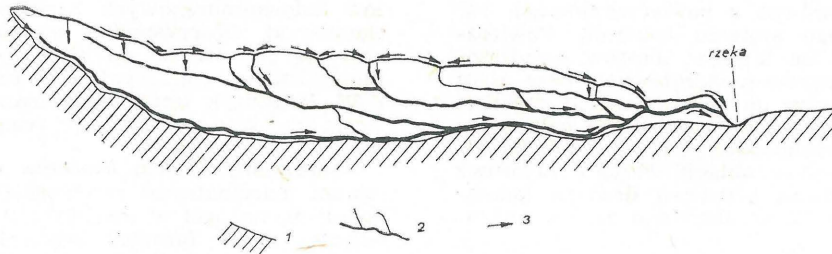
1 — zasięg występowania lodowca, 2 — linia firnu, 3 — większe studnie lodowcowe, 4 — obszar występowania seraków, 5 — potoki marginalne, 6 — większe potoki lodowcowe, 7 — rzeki lodowcowe (poza zasięgiem lodowca), 8 — główny kierunek spływu wód wewnątrz lodowca.

Fig. 2. Scheme of water circulation system in ablation zone of the Hans glacier.

1 — extent of glacier, 2 — firn line, 3 — major glacier wells, 4 — area of occurrence of seracs, 5 — marginal streams, 6 — larger glacier streams, 7 — glacier rivers (beyond the glacier), 8 — main direction of water within glacier.

Obserwacje hydrologiczne autora przede wszystkim dotyczyły lodowca Hansa. Dla celów porównawczych prowadzono również rekonesansowe rozpoznanie lodowców Gäs, Werenskiöld, Arie oraz Viennertinden, ponadto autor miał możliwość współpracy przy rozpoznawaniu reżimu wód lodowca Berthil leżącego w północnym Spitsbergenu. Lodowiec Hans o powierzchni ok. 45 km², różnicy wysokości między strefą akumulacji a czołem lodowca 500 m, ma ujście w fiordzie Hornsund, gdzie wysokość czoła lodowca wynosi 20—30 m. Zasilanie następuje w strefie akumulacji oraz poprzez boczne lodowce typu górskiego.

Badania geofizyczne prowadzone przez ekspedycję w 1979 r. wykazały, że miąższość lodowca w odległości ok. 1,5 km od jego czoła wynosi 40—60 m, zaś w odległości 5 km — dochodzi do 200 m (S. Małozzewski, R. Czajkowski — informacje ustne). W stre-



Ryc. 3. Przypuszczalny schemat hydrauliczny lodowców subpolarnych.

1 — podłoże lodowca, 2 — głębny system krążenia wykorzystujący formy krasu lodowego, 3 — kierunki spływu wód.

nie akumulacji miąższości powinny być wyższe, gdyż linia firnu przebiega w odległości ok. 6 km od frontu lodowca.

Urozmaicona rzeźba podłoża lodowca powoduje zróżnicowanie jego miąższości i ukształtowania powierzchni wzdłuż drogi spływu. Silne poprzeczne głębokie zeszczelinowanie obserwowane jest w strefie ablacyjnej na obszarze wyniesień skalnego podłoża. Powierzchnia lodowca, pochylona ku S (tj. w kierunku przesuwania się lodu), charakteryzuje się spadkiem 1,5–5,2‰, a w strefie marginalnej wzrasta do 20‰. Lodowiec odwadniany jest powierzchniowym i podpowierzchniowym systemem krążenia. Podstawę drenażu stanowi fiord Hornsund (ryc. 2).

Lodowiec Gäs o powierzchni ok. 10 km² i zróżnicowaniu wysokości w granicach 500 m charakteryzuje się łagodnym nachyleniem powierzchni (5,7‰). Jest on intensywnie zeszczelinowany w górnej swej części. W okresie ablacyjnym ulega on intensywnemu topnieniu na całej swej powierzchni. Odwadniany jest od SW strony przez jezioro zaporowe Goes, zaś od NW przez potoki płynące równiną sandrową w kierunku fiordu.

Lodowiec Werenskiöld szczegółowo opracowany przez S. Baranowskiego (4) posiada powierzchnię ok. 28 km² oraz charakteryzuje się zróżnicowaniem wysokości między czołem lodowca a górną częścią strefy akumulacji ok. 50 m. Cechuje się łagodnym kątem nachylenia powierzchni ok. 5,8‰, wzrastającym w górnej strefie akumulacji do 20–30‰. Odwadniany jest powierzchniowym oraz głębym systemem krążenia, podstawę drenażu tworzy rzeka.

Lodowce Arie i Viennertinden charakteryzują się powierzchniami ok. 1,5 i 0,8 km², są to typowe lodowce górskie, głównie drenowane powierzchniowym systemem krążenia.

CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA BADANYCH LODOWCÓW

Złożony reżim cieplny lodowców subpolarnych — morskich wpływa zasadniczo na formowanie się dróg krążenia wód lodowcowych, zwłaszcza na charakter ich przepływu oraz drenażu. Kartowanie hydrologiczne wykazało występowanie w okresie ablacyjnym trzech podstawowych systemów krążenia wód lodowcowych: 1) powierzchniowego, 2) marginalnego, 3) głębokiego.

Wody powierzchniowego systemu krążenia reprezentowane są przez wody potoków lodowcowych, jezior zaporowych i rzek. Zgodnie z obserwacjami V. Schytta (12) system ten jest stały i wyraźnie zaznacza się w rzeźbie powierzchni lodowca. Założenia potoków lodowcowych należy szukać w systemach szczelin i płaszczyn poślizgu lodowca. Potoki płyną w kanałach o meandrującym przebiegu, głębokość ich jest na ogół kilkumetrowa, ulega ona pogłębieniu wraz z rozwojem procesów ablacji. Szerokość kanałów waha się od kilkudziesięciu do kilkuset centymetrów. Nachylenie powierzchni lodowca określa kierunek spływu i spadki hydrauliczne potoków.

Notowane prędkości przepływu w strefie ablacyjnej mieściły się w granicach 0,2–2,0 m/s. Przeciętne

Fig. 3. Inferred hydraulic scheme of subpolar glaciers.

1 — glacier basement, 2 — deep circulation system utilizing ice karst forms, 3 — directions of water flow.

prędkości, w okresie intensywnej ablacji, wahały się w granicach 0,6–1,1 m/s, malejąc we wrześniu do dziesiątych m/s. Spływ wód w strefie akumulacyjnej jest znacznie wolniejszy. Przepływy wód w potokach lodowcowych wahały się w granicach 1–352 l/s. Latem zróżnicowania wielkości przepływu, zależnie od intensywności procesu ablacji, przekraczały 1000%, zaś temperatura wód wynosiła 0,1–0,2°C.

Zasilanie powierzchniowego systemu krążenia odbywa się wyłącznie w okresie ablacji. Na początku tego okresu obserwuje się pionowe przesiąkanie i retencjonowanie wód roztopowych oraz deszczowych w profilu śniegu i firnu. Po nasyceniu strefy śniegowo-firnowej następuje poziomy przepływ wód potokami do obniżen morfologicznych powierzchni lodowca, w których po odkryciu się studni lodowcowych następuje intensywny drenaż zretencjonowanych wód. W czasie intensywnego tajania w strefie akumulacji następuje dalsze topienie śniegu i firnu, natomiast w strefie ablacji wytopianiu ulega lód. Po zakończeniu procesu ablacji potoki powierzchniowe ulegają zamrożeniu i wypełniają się śniegiem.

Obszarem zasilania potoków są zlewnie morfologiczne uformowane na powierzchni lodowca. Deniwelacje powierzchni lodowca w ramach tych zlewni nie przekraczają kilkudziesięciu metrów. Powierzchnie zlewni wynoszą od pół do kilku kilometrów kwadratowych.

Drenaż powierzchniowego systemu krążenia następuje poprzez studnie lodowcowe, zaś w brzeżnych partiach lodowca — przez potoki marginalne, jeziora zaporowe oraz rzeki (ryc. 2). Studnie lodowcowe widoczne były wyłącznie w strefie ablacyjnej, ich głębokości pionowe wahały się w granicach od 3 do 40 m. Następnie z reguły przechodziły one w pochylony spiralny kanał odprowadzający wodę w głąb lodowca. Średnice studni są zmienne od 0,2 do 4,0 m. Dopyły wód do studni w sezonie ablacyjnym przeciętnie osiągały od kilku do stu kilkudziesięciu l/s, sporadycznie dochodząc do 1100 l/s. Pochodziły one z jednego lub kilku potoków lodowcowych.

Badania prowadzone przez M. Pulinę i W. Krawczyk (informacja ustna) wykazały, iż ogólna mineralizacja wód doprowadzanych do studni wahała się od kilkunastu do kilkudziesięciu mg/dm³. Studnie, charakteryzujące się maksymalnymi dopywami, występują w obszarach o słabo rozwiniętym zeszczelinowaniu lodowca. W obszarach tych lodowiec ulega działaniu naprężeń kompresyjnych. Istniejące tu zlewnie powierzchniowe drenowane są na ogół przez 2–3 studnie w niewielkich wzajemnych odległościach. Studnie zlokalizowane są w obniżeniach morfologicznych zlewni.

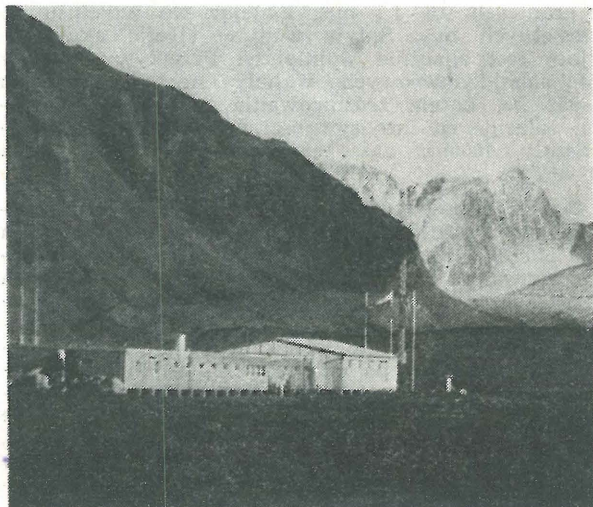
Dużymi dopywami cechowały się również studnie położone w strefach czołowych mniejszych lodowców, zbierające wodę z całej ich powierzchni. Na obszarach występowania rozwiniętych szczelin i spękań lodowca (w zasięgu działania naprężeń tensyjnych) studnie drenują punktowo szczelinę lub zespół szczelin. Dotyczy to zwłaszcza obszaru występowania seraków.

Jeziora zaporowe oparte o wały morenowo-lodowe zbierają wodę zarówno z powierzchniowego, jak i podpowierzchniowego systemu krążenia. Powierzchnie jezior wynoszą od kilkuset metrów kwadratowych do kilku kilometrów kwadratowych, przy czym głębokości ich dochodzą do kilkudziesięciu metrów. Większość z nich ulega częściowemu lub całkowitemu drenażowi powierzchniowemu, in- lub subglacialnemu pod koniec sezonu ablacji. Jeziora zaporowe tworzą wielokrotnie główną podstawę drenażu lodowców. Obserwacji tego typu dokonano m. in. na lodowcu Gäs.

Rzeki lodowcowe zbierają wody z powierzchniowego i podpowierzchniowego systemu krążenia, od-

prowadzając je do fiordu. Na ogół wypływają z wałów lodowo-morenowych kanałem otwartym lub in-glacialnym. Obserwowane wielkości przepływu wahały się od kilkuset do kilku tysięcy l/s, natomiast mineralizacja wód, zgodnie z badaniami M. Puliny i W. Krawczyk (informacja ustna), od stukilkudziesięciu do 200 mg/dm³, zaś temperatury dochodziły do 4°C.

Marginalny system krążenia związany jest z potokami marginalnymi przebiegającymi wzdłuż moren bocznych, na ogół w martwym lodzie. Przepływ wód odbywa się w formach krasu lodowego: kanałach, tunelach, szczelinach i jaskiniach lodowo-skalnych, głównie in- i subglacialnie. Powierzchnie przekrojów



Ryc. 4. Baza główna Polskich Ekspedycji Naukowych PAN w Isbjörnhamna, na drugim planie czolo lodowca Hansa.

Fig. 4. Major base of the Polish Scientific Expeditions of the Polish Academy of Sciences at Isbjörnhamnu; front of the Hans glacier is visible in the background.



Ryc. 5. Potok lodowcowy, lodowiec Hansa.

Fig. 5. Glacial stream; Hansa glacier.



Ryc. 6. Czolo lodowca Hansa, obszar intensywnego zeszcelinowania strefy ablacyjnej.

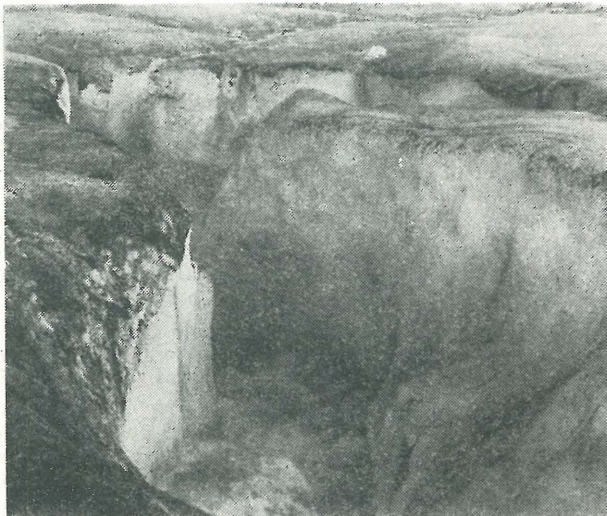
Fig. 6. Front of the Hans glacier. Intensively fissured part of the ablational zone.

form krasowych są zmienne od 0,1 do 8,0 m², lokalnie większe. Głębokości położenia dna obserwowanych potoków marginalnych wahały się od kilku do dwudziestu kilku metrów. Ruch wód jest turbulentny, lokalnie występuje mieszany, w przypadku przepływu przez osady fluwioglacjalne wypełniające formy krasowe. Badania M. Puliny i W. Krawczyk (1979, informacja ustna) wykazały, że mineralizacja ogólna wód wynosi tu sto kilkadziesiąt mg/l. Temperatury wód są zmienne od 0,1 do 0,3°C.

Prędkości przepływu, mierzone odcinkowo w kanałach, osiągają 0,2—1 m/s, zmniejszając się zależnie od spadków hydraulicznych i form przewodów krasowych. Pomiary znacznikowe dokonane w lodowcu Berthil w systemie krążenia o długości 600 m, przy spadku hydraulicznym 0,1, wykazały średnią prędkość przepływu 0,0035 m/s. Obliczony stąd współ-

czynnik fluacji wynosi 0,011 m/s. Mierzone wielkości przepływu były zmienne wynosząc od kilku do kilkuset l/s. Obserwowano kilkusetprocentowe zróżnicowanie wielkości przepływu w ciągu kilku dni zależnie od intensywności procesu ablacji.

Zasilanie opisywanego systemu krążenia ma miejsce wzdłuż jego dróg, poprzez powierzchniowe potoki lodowcowe oraz potoki górskie ze stożków nasypowych. Częstokroć, jak to obserwowano m. in. na lodowcu Hansa, zasilanie ma charakter punktowy poprzez studnie lodowcowe (ryc. 2). Podstawę drenażu tego systemu krążenia tworzą jeziora zaporowe oraz cieki powierzchniowe wypływające z wałów lodowcowo-morenowych. Badania znacznikowe przeprowadzone na lodowcu Hansa wykazały, że w strefie ablacyjnej potok marginalny jest drenowany studniami lodowcowymi przez wgłębny system krążenia.



Ryc. 7. Drenaż potoku przez studnię lodowcową.
Fig. 7. Drainage of stream by glacial hole.

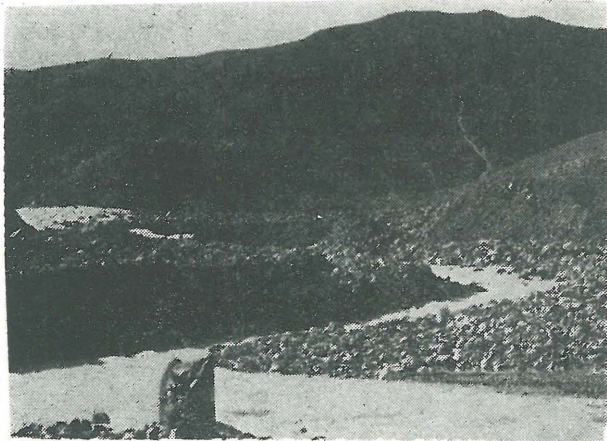


Ryc. 8. Marginalny system krążenia, lodowiec Gäs.
Fig. 8. Marginal circulation system; Gäs glacier.



Ryc. 9. Drenaż lodowca Gäs przez rzekę lodowcową.
Fig. 9. Drainage of the Gäs glacier by glacial river.

W lodowcach górskich marginalny system krążenia wraz z powierzchniowym stanowi podstawę odprowadzenia wód lodowcowych. Obserwacje w tym zakresie poczyniono na lodowcu Arie i Viennertinden. Marginalny system krążenia wód, ze względu na swe płytkie położenie, zamarza. Zgodnie z opinią T. Stenborga (14) jego założenia należy szukać w systemie spękań i nachyleń płaszczyzn ślizgu lodowca.



Ryc. 10. Wyływ rzeki lodowcowej z wałów lodowcowo-morenowych lodowca Gäs.

Fot. autor

Fig. 10. Glacial river flowing out of glacial-moraine ridges of the Gäs glacier.

Photos by the author

Wgłębny system krążenia ma charakter in- i subglacjalny. Na obszarze Hornsundu system ten rozpoznano fragmentarycznie. Powierzchnie przekrojów form krasu lodowego obserwowane na lodowcach Werenskiöld i Berthil były zmienne i wynosiły od dziesiętnych do kilkunastu metrów kwadratowych. Zaznacza się on meandrującym przebiegiem kanałów i tuneli lodowych. Schemat hydrauliczny opisywanego systemu krasu lodowego przedstawiono na ryc. 3. Ruch wód wgłębnych jest turbulentny, odbywając się systemem kanałów, tuneli, studni i jaskiń lodowych. Zasilanie w okresie ablacyjnym ma miejsce poprzez studnie lodowcowe drenujące zlewnie powierzchniowe lodowca i potoki marginalne, skąd woda płynie kaskadowo do głównych kanałów drenażu podpowierzchniowego.

Zimowy przepływ wód wgłębnych należy wiązać według Stenborga (13) z ruchem wód zretencjonowanych w podłożu lodowca. S. Baranowski (4) wiąże przepływ zimowy subglacjalny z topnieniem lodu spowodowanym przez ciepło geotermiczne. Ruch wód może odbywać się wyłącznie w kanałach o temperaturach dodatnich. Zimowe wypływy subglacjalnych wód z lodowców subpolarnych obserwowane były przez licznych badaczy (1, 10, 11). Wyraźnym świadectwem wypływu wód jest tworzenie się u czoła lodowca pokrywy lodu typu naledzi. Zjawiska takie zaobserwowano m. in. u czoła lodowców: Hansa, Werenskiöld i Gäs. Należy wspomnieć, iż radzieckie osiedle górnicze w Piramidén (płn. Spitsbergen) zapatruje się podczas zimy w wodę z ujęcia lodowcowej wody wgłębnej.

Podstawę drenażu wgłębego systemu krążenia tworzą jeziora zaporowe oraz rzeki lodowcowe wypływające z wałów lodowco-morenowych, co obserwowano na lodowcach Werenskiöld i Gäs. W przypadku lodowców mających swe ujście w morzu obserwuje się wypływy wód u czoła lodowca kanałami oraz bramami lodowcowymi. Przykładem tego typu drenażu może być lodowiec Hansa.

W subglacjalnych lodowcach chłodny lód ściętego ablacją lodowca blokuje swobodny przepływ wód in- i subglacjalnych. Powoduje to podpiętrzanie spływających wód. W związku z tym wypływy mają często charakter ascenzyjny, zaś ich miejsca ulegają przemieszczeniu. Zjawiska tego typu obserwowano na lodowcach Werenskiöld i Berthol, a opisano je w pracach S. Baranowskiego (1, 3).

Badania hydrologiczne prowadzone przez polskich badaczy umożliwiły ustalenie głównych prawidłowości rządzących krążeniem wód w lodowcach subglacjalnych Spitsbergenu. Wymagane są jednak dalsze studia nad reżimem wodnym lodowców w celu ustalenia ilościowych wartości podstawowych ich parametrów hydrologicznych.

LITERATURA

1. Baranowski S. — Geyser — like water spouts at Werenskiöldbreen, Spitsbergen. Symp. on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, 7—13 Sept. 1969 IASH, Publ. No 95, 1973.
2. Baranowski S. — Glaciological investigations and glaciomorphological observation made in 1970 on Werenskiöld Glacier and its forefield. Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970—1974, Vol. I, Acta Univ. Wratislaviensis, No 251, 1975.
3. Baranowski S. — The climate of West Spitsbergen in the light of material obtained from Isfjord Radio and Hornsund. Ibidem.
4. Baranowski S. — Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu. Acta Univ. Wratislaviensis, No 393, Studia Geograf. XXXI, 1977.
5. Baranowski S., Głowicki B. — Meteorological and hydrological investigations in the Hornsund region made in 1970. Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970—1974. Vol. I, Acta Univ. Wratislaviensis, No 251, 1975.
6. Jahn J. — Geneza i historia polskiej myśli polarniej. Czas. Geogr. L, 1979.
7. Kamiński A. — Meteorological investigations in South Spitsbergen in the summer of 1978. Field investigations performed during the Spitsbergen Expedition of the Silesian University in the summer of 1978. Univ. Śl. Wydz. Nauk o Ziemi, 1979.
8. Kosiba A. — Badania glaciologiczne na Spitsbergenie w lecie 1957 r. (wyniki wstępne). Prz. Geof., 1958 z. 2.
9. Kosiba A. — Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen. Zesz. Nauk. U. Wr., Ser. B., 1960 nr 4.
10. Liestol O. — Glacier surges in West Spitsbergen. Canadian Journ of Earth Sci., Vol. 6, No 4, 1969.
11. Różycki S. Z. — Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na Ziemi Torella (Spitsbergen). Biul. Peryglac. 1957, nr 5.
12. Schytt V. — Some comments on glacier surges in eastern Svalbard. Canadian Journ of Earth Sci., Vol. 6, No 4, 1969.
13. Stenborg T. — Problems concerning winter run-off from glaciers. Geogr. Ann., Vol. 47A, No 3, 1965.
14. Stenborg T. — Studies of the internal drainage of glaciers. Geogr. Ann., Vol. 51A, No 1—2, 1969.
15. Troickij L. S., Zinger E. M., Korjakin W. S., Markin W. A., Michaljew W. I. — Ołjedenienije Spitsbergena (Svalbarda). Resultaty issledowanij po mjezdunarodnym geofiziceskim projektam. Izd. Nauka, 1975.

SUMMARY

The Polish glaciological studies in Svalbard have a long tradition and remarkable scientific achievements. They were concentrated on the Hornsund Fiord area, southern Svalbard (A. Jahn, 1979, J. Szupryczyński, 1978).

In the last years, the Hornsund Fiord area and some of its glaciers were covered by intense glaciological and meteorological studies carried out by scientific expeditions of the Polish Academy of Sciences and Wrocław and Śląski Universities. The Polish Scientific Station at Isbjörnhamn, Hornsund, was used as the major base for these expeditions. The recognition of water regime of the glaciers was an important part of the studies on glacial dynamics and regime. The present author had an opportunity to trace water circulation routes in some glaciers of the Hornsund area. The paper presents the obtained results with the reference to the results of studies carried out by other Polish researches.

РЕЗЮМЕ

Польские гляцитектонические исследования Шпицбергена имеют многолетнюю традицию и характеризуются значительными научными достижениями. Они главным образом сосредоточены в районе фиорда Хорсунда в южном Шпицбергене (А. Ян, 1979, Й. Шупричиньски, 1978).

За последние годы научные экспедиции Польской Академии Наук, а также Вроцлавского и Силезского Университетов, проводят интенсивные гляциологические и метеорологические исследования на территории фиорда Хорсунда и избранных ледников этого района. Главной базой этих экспедиций является польская научная станция в Исбйорнхамна на Хорсунде. В испытаниях динамики и режима ледников значительную роль играет разведка их водного режима. Автор статьи, участник польской научной экспедиции Польской Академии Наук в летнем сезоне 1979, следил пути циркуляции воды в нескольких ледниках Хорсунда. Результаты проведенных в этой области наблюдений, с учётом научных достижений других польских исследователей, представлены в настоящей статье.