

**CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW BATYMETRYCZNYCH  
I TERMICZNYCH KOMPLEKSU JEZIOR  
NA PRZEDPOLU LODOWCA AAVATSMARKA, SVALBARD**

BATHYMETRIC AND THERMAL CONDITIONS OF LAKES  
LOCATED IN THE FOREFIELD OF AAVATSMARK GLACIER, SVALBARD

Ireneusz Sobota, Marcin Nowak

Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Instytut Geografii UMK  
ul. Gagarina 9, 87–100 Toruń  
irso@umk.pl

**Zarys treści.** W sezonach letnich 2009 i 2010 roku przeprowadzono badania warunków batymetrycznych i termicznych kompleksu jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka. Określono czasowe i przestrzenne różnicowanie temperatury powierzchniowej warstwy wody oraz uwarstwienie termiczne w pionach pomiarowych zlokalizowanych w wybranych punktach jezior, a także ich związek z wybranymi warunkami meteorologicznymi. Stwierdzono rzadko spotykane uwarstwienie termiczne masy wodnej jeziora. Sporządzono również plan batymetryczny akwenu i określono jego wybrane cechy morfometryczne.

**Słowa kluczowe:** termika jezior, batymetria jeziora, Svalbard.

## 1. Wstęp

Jeziora znajdujące się w strefach okołobiegunowych reprezentują szeroki zakres typów genetycznych (Pienitz i in. 2008). Wyróżnić można zbiorniki leżące w obrębie systemów lodowcowych (supraglacialne i subglacialne), zbiorniki znajdujące się na obszarze stref marginalnych lodowców (których powstanie warunkowane było charakterem deglacjacji danego obszaru), zbiorniki przybrzeżne (powstałe np. wskutek izostatycznego dźwignia się lądu) czy też zbiorniki funkcjonujące w obrębie obszarów tundrowych (związane z funkcjonowaniem wieloletniej zmarzliny).

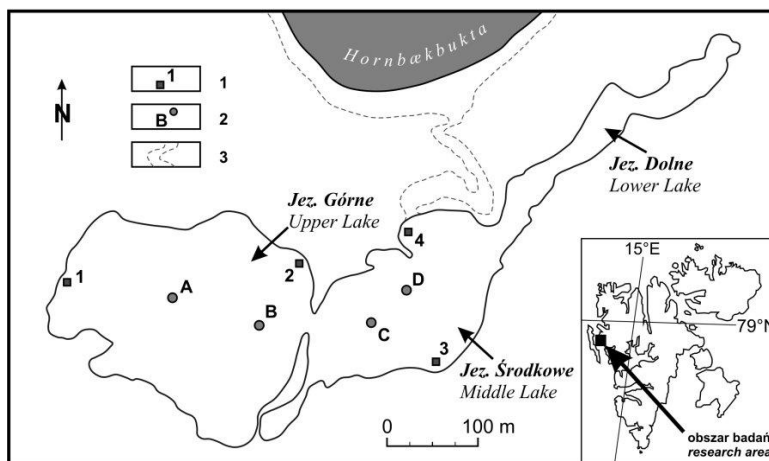
Temperatura wody w jeziorach strefy subpolarniej jedynie w krótkim okresie lata polarnego jest wyższa od 4°C (Hutchinson 1957). Większość takich jezior przez przeważającą część roku pokryta jest lodem. Obserwuje się jednak duże różnicowanie warunków ich reżimu termicznego i hydrologicznego, takich jak np. stopień zmineralizowania wody, jej odczyn, stopień wykształcenia stratyfikacji termicznej czy charakter przebiegu zlodzenia (Vincent i in. 2008a). Specyfika i charakter kształtowania większości z tych elementów w dużym stopniu zależą od źródeł zasilania poszczególnych jezior. Te które są położone w obszarach współcześnie zlodowaconych, oprócz opadów atmosferycznych i topnienia śniegu zalegającego na obszarze zlewni, mogą być zasilane również przez wody pochodzące z ablacji lodowcowej. Warunki wykształcenia ustroju hydrologicznego i termicznego danego

zbiornika są także odpowiednio modyfikowane w przypadku jego połączenia z morzem, w przypadku nieznacznych różnic wysokości lustra wody obu akwenów.

Celem badań przeprowadzonych w sezonach letnich 2009 i 2010 roku było określenie wybranych cech batymetrycznych i termicznych akwenów położonych na południowym skrzydle przedpola Lodowca Aavatsmarka. W oparciu o przeprowadzone pomiary sporządzono plan batymetryczny zbiorników oraz określono ich wybrane cechy morfometryczne. Warunki termiczne określono na podstawie pomiarów czasowej i przestrzennej zmienności temperatury powierzchniowej warstwy wody oraz jej rozkładu pionowego. Wcześniej badania batymetrii, dynamiki i wybranych elementów termicznych jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka (Svalbard) prowadzili m.in. Pietrucień (1977), Pietrucień i Skowron (1983, 1987), Skowron (1995), Sobota (2005) oraz Sobota i in. (2010). Powtórzenie badań tych zbiorników w kolejnych latach stanowi realizację prac mających na celu określenie kierunków i tempa ewolucji krajobrazu młodoglacjalnego na przedpolu Lodowca Aavatsmarka.

## 2. Obszar i metody badań

Kompleks jezior, który był obiektem badań położony jest na przedpolu Lodowca Aavatsmarka (ryc. 1 i 2). Znajduje się on w północnej części nadmorskiej równiny Kaffiøyra, która leży na północno-zachodnim brzegu Spitsbergenu.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań oraz punktów pomiarowych. 1 – punkty ciągłej rejestracji temperatury powierzchniowej warstwy wody, 2 – punkty pomiaru rozkładu temperatury wody w pionie, 3 – obszar wpływu wód morskich do jeziora

Fig. 1. Location of investigations area and measurements points. 1 – measurements points of surface layer water temperature, 2 – measurements points of vertical water temperature changes, 3 – area of the sea water flowing to the lake

Kompleks ten składa się z trzech połączonych ze sobą jezior: Górnego, Środkowego i Dolnego (ryc. 1 i 2). Nazwy jezior zaproponował Pietrucień (1977). Łącznie zajmują one powierzchnię 85 700 m<sup>2</sup>. Są to typowe zbiorniki morenowe, zajmują obniżenia terenowe znajdujące się po wewnętrznej stronie łuku moren czołowo-bocznych Lodowca Aavatsmarka. Oś akwenu przebiega równoleżnikowo,



Ryc. 2. Jeziora na przedpolu Lodowca Aavatsmarka (fot. A. Tretyn)  
Fig. 2. The lakes in the forefield of Aavatsmark Glacier (photo by A. Tretyn)

a jego powstanie związane było z kolejnymi fazami recesji Lodowca Aavatsmarka. Na podstawie dostępnych materiałów kartograficznych (Isachsen 1912, Lankauf 2002) należy stwierdzić, że misa najbardziej na zachód wysuniętego jeziora Górnego została odsłonięta pomiędzy fazą maksymalnego zasięgu Lodowca Aavatsmarka w czasie Małej Epoki Lodowej (przełom XIX i XX wieku), a latami 40. XX wieku, zaś pozostała część akwenu utworzyła się w latach następnych.

Zasilanie powierzchniowe jezior ma miejsce jedynie w okresie topnienia śniegu, w początkowej fazie lata polarnego. Charakterystyczną cechą akwenu jest jego okresowe połączenie z morzem wynikające z rytmu pływów morskich (ryc. 3). W wyniku występowania wlewno silnie zasolonych wód morskich, w akwenu tworzy się specyficzne uwarstwienie halinowe (Pietrucień 1977, Małachowski i Sobota 2002, Sobota 2007). Są to zbiorniki o pionowym rozkładzie temperatury i zasolenia zbliżonym dla jezior meromiktycznych (Pietrucień i Skowron 1987, Skowron 1995, Sobota 2007), w których mieszanie zachodzi głównie w powierzchniowej warstwie wody.

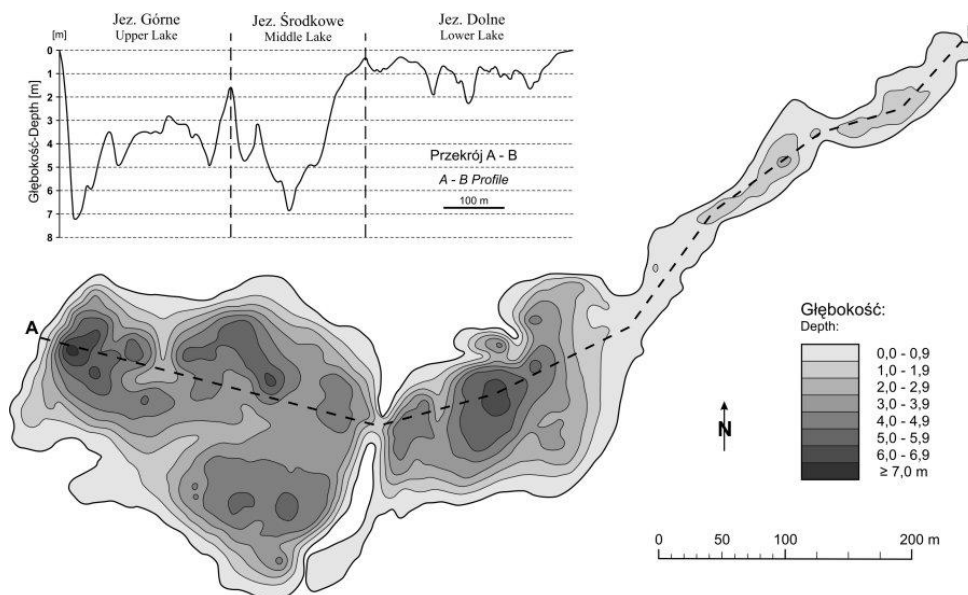
W celu określenia uwarstwienia termicznego wody prowadzono pomiary jej temperatury w pionach zlokalizowanych w wybranych miejscach jezior Górnego i Środkowego (ryc. 1). Dodatkowo prowadzono ciągłą rejestrację temperatury powierzchniowej warstwy wody (na głębokości 0.4 m) w strefie brzegowej jezior (ryc. 1). W sezonie letnim 2010 roku wykonano również szczegółowe sondowanie głębokości akwenu z zastosowaniem techniki GPS, wykorzystując echosondę Garmin 178C sprzężoną z odbiornikiem GPS. Uzyskane wyniki nawiązano do średniego stanu wody w okresie sezonu letniego. Technikę GPS zastosowano również do wyznaczenia przebiegu linii brzegowej jeziora.

### 3. Wyniki

Podstawą do wydzielenia poszczególnych mis akwenu jest kształt dna (ryc. 3). Wyraźną granicę między jeziorami Górnym i Środkowym stanowi znaczne wypłylenie przebiegające prostopadle do osi jezior. Jest ono subakwalną częścią przebiegającego w pobliżu wału ozu. Ciągłość formy podwodnej i jej zgodność z przebiegiem pozostałego odcinka wskazuje na to, że prawdopodobnie w pierwszej

kolejności mogła powstać wspólna niecka obydwu współcześnie funkcjonujących jezior, na którą następnie została nałożona forma ozowa. W miejscu jej utworzenia zagłębienie zostało wyraźnie wypłycone, tworząc istniejące obecnie dwie oddzielone misy jeziorne (ryc. 3). Za granicę pomiędzy jeziorami Środkowym i Dolnym uznano przebieg izobaty 0.5 m, w miejscu znacznego zmniejszenia głębokości akwenu.

Cały kompleks zajmuje łącznie powierzchnię 85 700 m<sup>2</sup>, zaś jego objętość wynosi 223 800 m<sup>3</sup>. Średnia głębokość trzech zbiorników wynosi 2.6 m. Długość kompleksu wynosi 870 m, a jego maksymalna szerokość 260 m. Wskaźnik wydłużenia jest zatem równy 3.35. Długość linii brzegowej wynosi 2 560 m (tab. 1).



Ryc. 3. Plan batymetryczny kompleksu jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka

Fig. 3. Bathymetric map of group of lakes in the forefield of Aavatsmark Glacier

Tabela 1 – Table 1

Wybrane parametry morfometryczne kompleksu jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka

Selected morphometric parameters of the lakes located in the forefield of Aavatsmark Glacier

Parametr – Parameters	A	V	$h_{max}$	$h_{sr.}$	l	$B_{sr.}$	$B_{max}$	$\lambda$	L	$\alpha$
	[m <sup>2</sup> ]	[m <sup>3</sup> ]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	-	[m]	[°]
Kompleks – All	85 700	223 800	7.3	2.6	870	100	260	3.35	2 560	5.6
J. Górne – Upper Lake	48 300	144 300	7.3	3.0	295	165	235	1.26	940	5.9
J. Środkowe – Middle Lake	26 800	71 500	6.9	2.7	340	80	150	2.27	830	6.0
J. Dolne – Lower Lake	10 600	8 000	2.3	0.8	370	30	55	6.73	790	3.8

A – powierzchnia; V – objętość masy wody;  $h_{max}$  – głębokość maksymalna;  $h_{sr.}$  – głębokość średnia;  
l – długość;  $B_{sr.}$  – szerokość średnia;  $B_{max}$  – szerokość maksymalna;  $\lambda$  – wskaźnik wydłużenia;  
L – długość linii brzegowej;  $\alpha$  – średnie nachylenie dna

A – area; V – volume;  $h_{max}$  – maximum depth;  $h_{sr.}$  – mean depth; l – length;  $B_{sr.}$  – mean width;  
 $B_{max}$  – max width;  $\lambda$  – elongation rate; L – shore line length;  $\alpha$  – mean bottom slope

Spośród jezior tworzących kompleks największe jest jezioro Górne (tab. 1). Jego powierzchnia stanowi 56% powierzchni akwenu i wypełnia je 64% objętości jego wody. Jest to również najgłębszy zbiornik, ze średnią głębokością wynoszącą 3.0 m, zaś maksymalną sięgającą 7.3 m. Ważną cechą tego jeziora jest również fakt, że jest ono zbiornikiem najbardziej odizolowanym od reszty kompleksu. Nieco płytsze jest jezioro Środkowe (odpowiednio: 2.7 m oraz 6.9 m). Pod względem zajmowanej powierzchni jest ono jednak prawie dwukrotnie mniejsze od jeziora Górnego. Stanowi 31% areалу kompleksu i mieści 32% objętości wody. Najmniejsze i najpłytsze jest jezioro Dolne. Zajmuje ono 12% powierzchni kompleksu i stanowi jedynie 4% jego objętości.

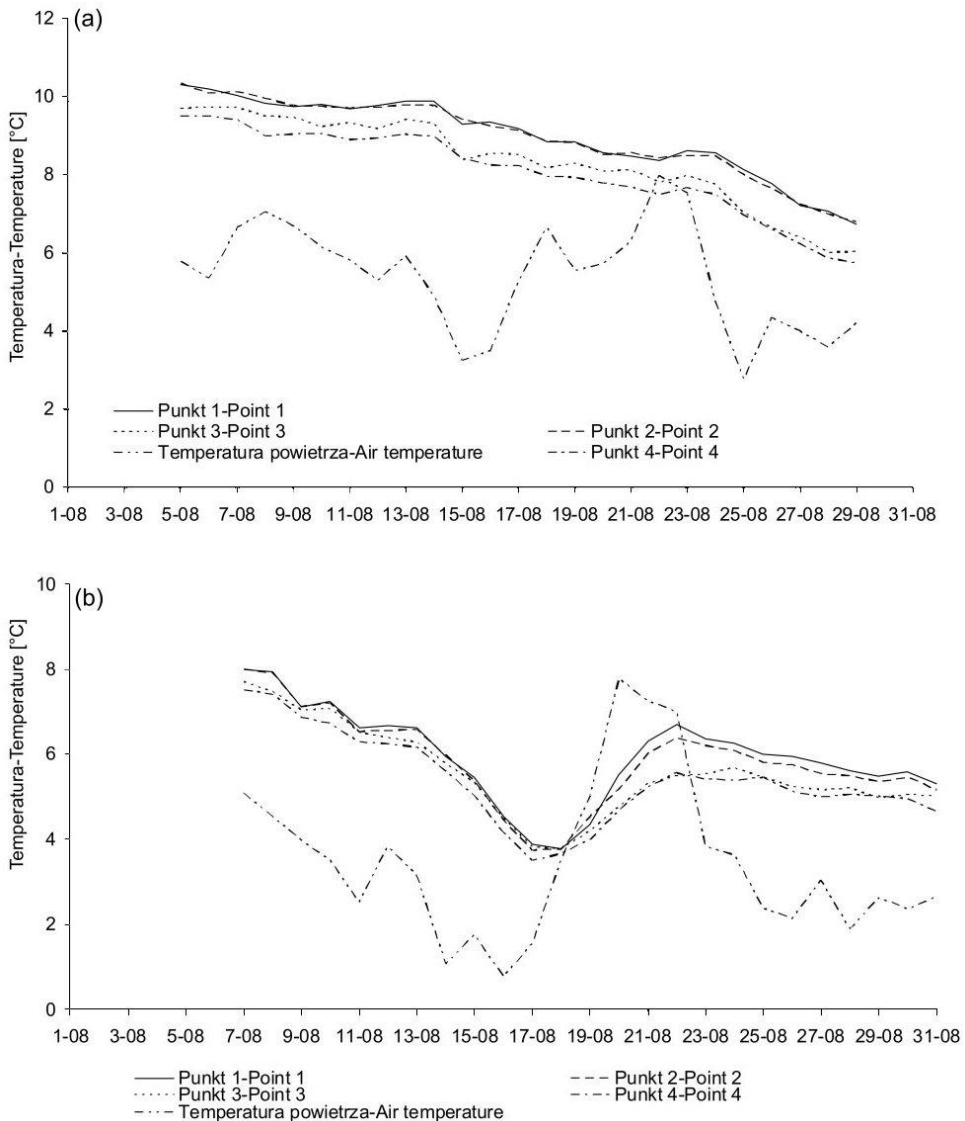
Przebieg temperatury powierzchniowej warstwy wody wykazywał ścisły związek z temperaturą powietrza (ryc. 4). Zaznaczyły się wyraźne różnice w charakterystyce termicznej obydwu sezonów letnich. Średnia temperatura powietrza w trakcie trwania pomiarów w 2009 roku wyniosła 5.4°C, zaś w 2010 roku była niższa o 2.0°C. Znalazło to swoje odzwierciedlenie w warunkach termicznych wody. Średnie wartości jej temperatury w punktach zlokalizowanych w jeziorach Górnym i Środkowym w 2009 r. wyniosły odpowiednio: 9.0 i 8.2°C, zaś w roku 2010: 5.8 i 5.2°C. Wyższą temperaturę wody odnotowaną w Jeziorze Górnym wiązać należy ze znacznym odizolowaniem jego misy od reszty akwenu, co stanowiło istotną barierę dla swobodnej cyrkulacji wlewów zimniejszej wody morskiej. W 2009 r. najwyższe wartości temperatury powierzchniowej warstwy wody obserwowano na początku okresu pomiarowego. Temperatura wody w trakcie trwania tego okresu obniżyła się od 3.5°C w Jeziorze Środkowym do 3.8°C w Jeziorze Górnym. Okresowe wzrosty wartości temperatury powietrza nie wpływały na zaburzenie tego rytmu. Odmienne warunki stwierdzono w roku 2010. Na początku trzeciej dekady sierpnia zaznaczył się istotny wzrost temperatury wody, wynikający ze znacznego, kilkudniowego wzrostu temperatury powietrza. Powierzchniowa warstwa wody kompleksu na przestrzeni całego okresu pomiarowego obniżyła się średnio o 3.5°C.

W obydwu sezonach letnich stwierdzono również istotne różnice w rozkładach pionowych temperatury wody (ryc. 5). W 2009 r. wzrost temperatury wody z głębokością zanotowano jedynie w przydennej warstwie najgłębszego pionu pomiarowego (ryc. 5a: D). Pozostałe punkty (ryc. 5a: A, B, C) w lipcu charakteryzowały się systematycznym spadkiem temperatury wody wraz z głębokością, zaś w sierpniu występował w nich stan homotermii. W 2010 r. podobną sytuację stwierdzono jedynie w obrębie Jeziora Górnego (ryc. 5b: A, B). Wody Jeziora Środkowego (ryc. 5b: C, D) wykazywały wyraźne uwarstwienie termiczne na przestrzeni całego okresu pomiarowego. W połowie lipca wzrost temperatury wody postępował od 1.5 m do 3.0 m głębokości. W punkcie C między tymi głębokościami temperatura wody wzrosła o 4.5°C, zaś w punkcie D o 5.1°C. Poniżej głębokości 3.0 m spadała ona systematycznie, by na głębokości 5.0 m osiągnąć wartości zbliżone lub nieco niższe od temperatury powierzchniowej warstwy wody. W trakcie sezonu letniego obserwowano obniżanie się w profilu pionowym opisaną powyżej termokliny. Na początku sierpnia rozpoczynała się ona na głębokości 4.0 m, zaś najcieplejszą warstwę wody stwierdzono 1.5 m głębiej. W drugiej połowie sierpnia stwierdzono ją jedynie w najgłębszym punkcie D. Do głębokości 5.0 m obserwowano systematyczny spadek temperatury wody, zaś poniżej tej głębokości, aż do dna następował gwałtowny jej wzrost.

Należy podkreślić, że opisany pionowy rozkład temperatury wody występujący w sezonach letnich 2009 i 2010 roku został stwierdzony głównie w najgłębszych miejscach Jeziora Środkowego (ryc. 5). W sezonie letnim 2009 r. współczynnik stratyfikacji termicznej wyniósł 1.01, a w 2010 r. osiągnął 1.18, pomimo, że obserwowano wyraźne zmiany temperatury wody w pionie, zarówno jej wzrost, jak i spadek. Były to zatem wartości charakterystyczne dla katotermii zimowej. Wyniki te świadczą o nietypowym

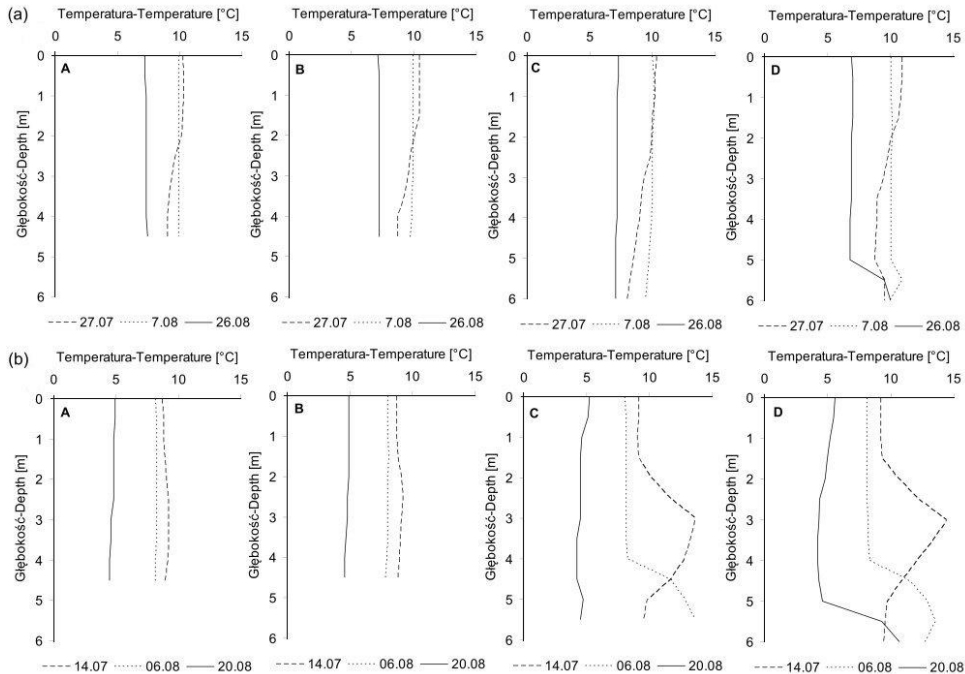
uwarstwieniu termicznym badanych jezior. Odwróconą stratyfikację termiczną obserwowano również w sezonach letnich w latach wcześniejszych.

Na podstawie przeprowadzonych dotychczas badań stwierdzono podobny charakter uwarstwienia termicznego wód kompleksu w poszczególnych latach (ryc. 6). W warstwie powierzchniowej (wód wysłodzonych) obserwowano stan homotermii lub niewielki spadek temperatury wraz z głębokością.



Ryc. 4. Średnia dobowa temperatura powierzchniowej warstwy wody jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka w sezonie letnim 2009 (a) i 2010 roku (b). Dane temperatury powietrza – Zakład Klimatologii UMK

Fig. 4. Daily average surface layer water temperature in lakes located in the forefield of Aavatsmark Glacier and air temperature in summer 2009 (a) and 2010 (b). Data of air temperature – Department of Climatology N. Copernicus University



Ryc. 5. Pionowy rozkład temperatury wody w wybranych punktach jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka w 2009 (a) i 2010 roku (b)

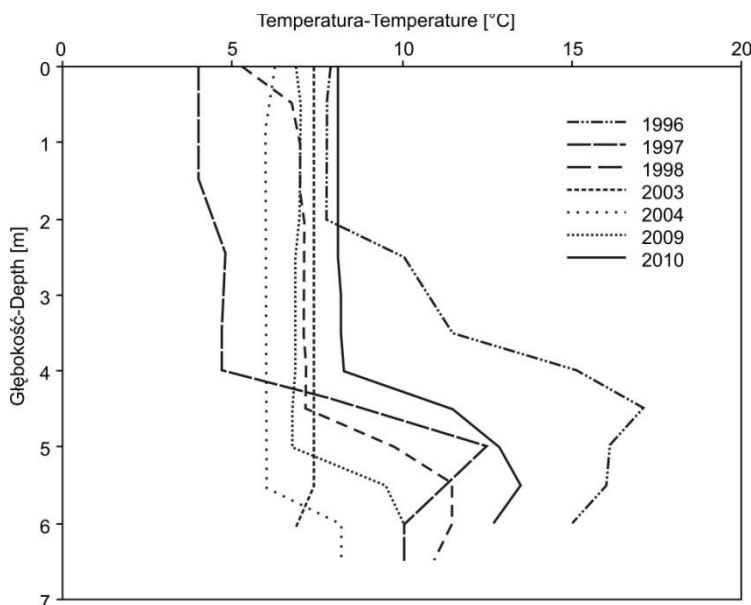
Fig. 5. The vertical distribution of water temperature in selected points of lakes located in the forefield of Aavatsmark Glacier in 2009 (a) and 2010 (b)

Poniżej, w warstwie wód słonych, następował na ogół nagły wzrost temperatury (Małachowski i Sobota 2002). Najwyższa temperatura wody występowała w strefie głębokości od 4 do 6 m (ryc. 6), niezależnie od zmian temperatury zachodzących w warstwie znajdującej się wyżej (Małachowski i Sobota 2002, Sobota 2005, 2007). Granica między warstwą niżej leżących wód zasolonych o dużej gęstości, a silnie wysłodzonymi wodami powierzchniowymi o małej gęstości stanowiła granicę dla przepływu ciepła z głębszych partii jeziora do warstwy powierzchniowej.

W okresie zlodzenia obserwowano katotermiczny rozkład temperatury wody, z najwyższymi wartościami w warstwie o największym zasoleniu (Małachowski i Sobota 2002). Świadczy to o tym, że główną przyczyną kształtowania się opisanego pionowego profilu termicznego w przypadku Jeziora Środkowego było zmienne w pionie zasolenie wody. Podobny układ warstw cieplnych stwierdzili w przypadku tych zbiorników Pietrucień i Skowron (1983). Pietrucień (1977) wysunął hipotezę, że wzrost temperatury na granicy warstw o różnym zasoleniu spowodowany jest wydzielaniem się ciepła w procesie dyfuzyjnego rozcieńczania się wody o większym zasoleniu.

#### 4. Podsumowanie

W sezonach letnich 2009 i 2010 roku przeprowadzono badania warunków batymetrycznych i termicznych kompleksu jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka (Ziemia Oscara II, NW Spitsbergen). Składa się on z trzech połączonych ze sobą zbiorników: Jeziora Górnego, Środkowego i Dolnego.



Ryc. 6. Pionowy rozkład temperatury wody jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka w latach 1996-2010 (sierpień)

Fig. 6. The vertical distribution of water temperature in lakes located in the forefield of Aavatsmark Glacier in 1996-2010 (August)

Na podstawie przeprowadzonych pomiarów stwierdzono utrzymywanie się, wykrytego już wcześniej, nietypowego uwarstwienia termicznego, polegającego na wyraźnym wzroście temperatury wody na pewnej głębokości. Wiąże się to z okresowym połączeniem masy Jeziora Środkowego z morzem, wynikającego z rytmu pływów morskich. W wyniku wlewów wody morskiej oraz zasilania jeziora przez wody roztopowe z topniejących śniegów i wody opadowe, tworzą się w tym zbiorniku warstwy wody o różnym zasoleniu (Pietrucień 1977, Pietrucień i Skowron 1983, Skowron 1995, Małachowski i Sobota 2002). W jeziorach strefy polarnej, w których pokrywa lodowa topnieje całkowicie każdego lata, powierzchniowa warstwa lżejszej wody słodkiej może ulegać miksji, podczas gdy głębsze warstwy pozostają w dużej mierze odcięte od oddziaływania powierzchni wskutek powstania silnego gradientu zasolenia oraz rozwinięcia piknokliny między tymi dwiema warstwami (Vincent i in. 2008b). Warstwa skoku zasolenia (haloklina, będąca tu równocześnie piknokliną) tworzy granicę zasięgu konwekcji występującej w warstwie powierzchniowej wód. Niewielkie rozmiary omawianych zbiorników powodują, że rozwijające się na ich powierzchni falowanie wiatrowe nie może osiągnąć większych rozmiarów. W takich warunkach głównym czynnikiem powodującym mieszanie w profilu pionowym staje się konwekcja. Wychłodzona w rezultacie wymiany ciepła z atmosferą przypowierzchniowa warstwa wody o większej gęstości zapada w głąb w obrębie wysłodzonej warstwy powierzchniowej, jednak jej gęstość jest mniejsza od niżej leżącej wody o dużym zasoleniu. W rezultacie konwekcja nad piknokliną ustaje. Dolna warstwa silnie zasolonych wód, posiadająca większą gęstość, jest izolowana od kontaktu z atmosferą przez zalegającą na niej warstwę wód wysłodzonych. Z tej przyczyny nie bierze ona udziału w procesie konwekcji, przez co fizycznie jest odcięta od możliwości wymiany ciepła z atmosferą. Tym samym nie występują w tej warstwie straty ciepła spowodowane



wypromieniowaniem, wymianą ciepła jawnego z powietrzem, czy straty ciepła na parowanie. Niezależnie od przyczyny, która powoduje, że zasób ciepła w warstwie wód słonych jest duży, brak jest możliwości intensywniej przebiegających procesów wymiany ciepła z otoczeniem, co powoduje, że temperatura wód zasolonych jest wysoka i nie wykazuje krótkookresowych zmian nawiązujących do zmian warunków pogodowych. Z kolei, w warunkach izolacji od atmosfery i stałego dużego zasolenia jedynym czynnikiem powodującym zmiany gęstości wód głębszej warstwy jest temperatura. To stanowi przyczynę, że najwyższe wartości temperatury wody zasolonej występują bezpośrednio poniżej granicy między wodą wysłodzoną a zasoloną, czyli tam, gdzie gęstość wody zasolonej jest najmniejsza.

W trakcie pomiarów wykonanych w kolejnych latach (patrz ryc. 6) stwierdza się nierównomiernie rozkładające się w czasie obniżanie się termokliny. To obniżanie można wiązać z powolnym wysładzaniem się warstwy powierzchniowej i obniżaniem się stropu warstwy wody słonej, a zatem obniżaniem się hamującej przepływ ciepła halokliny.

Stwierdzono, że istotny wpływ na kształtowanie warunków wymiany wody pomiędzy zbiornikami mają ich warunki batymetryczne. Szczególnie uwidacznia się to w przypadku wyraźnego progu będącego subakwalną częścią ozu, stanowiącego granicę pomiędzy Jeziorem Górnym i Środkowym. W dużym stopniu ogranicza on cyrkulację cięższej, silnie zasolonej wody morskiej i uniemożliwia pełne wykształcenie opisanego wyżej uwarstwienia halinowego w obrębie Jeziora Górnego. Znajduje to swoje odzwierciedlenie w jego warunkach termicznych.

### **Podziękowania**

Autorzy pragną podziękować mgr Marcinowi Ćmielewskiemu i Michałowi Walczakowi za pomoc w przeprowadzeniu pomiarów oraz prof. A.A. Marszowi za cenne wskazówki.

### **Literatura**

- Hutchinson G.E., 1957. A treatise on limnology, vol. 1. Geography, Physics and Chemistry, Wiley, Nowy Jork: 1015 s.
- Isachsen G., 1912. Mapa – Spitsberg (Partie Nord-Ouest), Mapa w skali 1: 200 000, 1909-1910, Paris, 1912-1914.
- Lankauf K.R., 2002. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemi Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku, Prace Geograficzne, 183, Warszawa: 221 s.
- Małachowski A., Sobota I., 2002. Pionowy rozkład temperatury i przewodnictwa elektrycznego wody Jeziora Górnego (NW Spitsbergen), a warstwy odzieży w technologii Thermoactive. [w:] Funkcjonowanie i monitoring geoeosystemów obszarów polarnych, Materiały konferencyjne XXVIII MSP, Poznań: 63–68.
- Pienitz R., Doran P.T., Lamoureux S.F., 2008. Origin and geomorphology of lakes in the polar regions. [w:] Polar Lakes and Rivers – Limnology of Arctic and Antarctic Aquatic Ecosystems, Oxford Press: 25–42.
- Pietrucień C., 1977. Hydrological investigations of moraine lakes in the forefield of Aavatsmark Glacier. Acta Universitatis Nicolai Copernici, 43 (Geografia, 13): 127–143.
- Pietrucień C., Skowron R., 1983. Anomalie uwarstwienia termicznego wód jezior na przedpolu Lodowca Aavatsmarka. Polskie Badania Polarne 1970-1982, Toruń: 224–238.
- Pietrucień C., Skowron R., 1987. Morfometria i batymetria jezior morenowych na południowym przedpolu Lodowca Aavatsmarka, Acta Universitatis Nicolai Copernici, 43 (Geografia, 20): 83–105.
- Skowron R., 1995. Dynamika temperatury wody i zasobów ciepła w meromiktycznym jeziorze strefy polarnej (NW Spitsbergen) w okresie lata polarnego. [w:] XXII Sympozjum Polarne - Jedność środowiska przyrodniczego Arktyki i Antarktyki, Zamek Książ, 27-28.X.1995: 69–83.

- Sobota I., 2005. Zarys hydrografii Kaffiøry. [w:] Kaffiøyra. Zarys środowiska geograficznego Kaffiøry (NW Spitsbergen), Instytut Geografii UMK, Toruń: 13–16.
- Sobota I., 2007. Selected problems of changes in morphometry, bathymetry and thermal conditions in the lake complex at the forefield of Aavatsmarkbreen. *Landform Analysis*, 5: 151–152.
- Sobota I., Nowak M., Ćmielewski M., 2010. Thermal conditions of the lakes located in the forefield of Aavatsmarkbreen, Svalbard. [w:] Grabowski M., Pabis K., Konopacka A. (red.), *Nauka polska w Międzynarodowym Roku Polarnym 2007-2009, abstrakty XXXIII Sympozjum Polarne*, Łódź.
- Vincent W. F., Hobbie J. E., Laybourn-Parry J., 2008a. Introduction to the limnology of high-latitude lake and river ecosystems. [w:] *Polar Lakes and Rivers - Limnology of Arctic and Antarctic Aquatic Ecosystems*, Oxford Press: 1–24.
- Vincent W. F., MacIntyre S., Spigel R. H., Laurion I., 2008b. The physical limnology of high-latitude lakes. [w:] *Polar Lakes and Rivers – Limnology of Arctic and Antarctic Aquatic Ecosystems*, Oxford Press: 65–81.

Wpłynęło: 14 września 2011, poprawiono: 19 listopada 2011.

### Summary

In summer 2009 and 2010 the measurements of thermal conditions of the lakes located in the forefield of Aavatsmark Glacier, Oscar II Land, NW Spitsbergen, have been conducted. The object of research was the complex of a three moraine lakes: Upper, Middle and Lower. So far the bathymetry and selected elements of thermal and salinity conditions of those lakes was studied (Pietrucień and Skowron 1983; Małachowski and Sobota 2002, Sobota 2007). The results showed distinct differences in depth of lakes, which (beside physic characteristics and dynamic of water circulation) are the most important feature forming thermal conditions of water. The authors took regular measurements of the thermal stratification and temperature of a surface water layer (measured 0.4 m under water level). The area of the whole complex takes approximately 86 000 m<sup>2</sup>, with mean depth 2.6 m.

These lakes are linked with the sea, so specific thermal and salinity conditions were observed. The heat flow in those reservoirs is mainly formed and dependent on characteristic salt and fresh water layers which has been shaped by water exchange between lakes and sea. Inflow of strongly saline sea water causing specific salinity stratification. In consequence the water masses with a different ability of heat absorption and cumulation are forming. Surface inflow is active only in a snowmelt period. Rainfall doesn't take important role in lakes alimentation. There is a need of further researches to define a detailed water circulation conditions.

**Key words:** thermal conditions of lakes, lakes bathymetry, Svalbard.