



Stefan BARTOSZEWSKI
Andrzej GLUZA
Krzysztof SIWEK

Wybrane problemy kształtowania się warunków meteorologicznych i hydrologicznych NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)

Podstawowe cechy klimatu południowego obrzeżenia Bellsundu kształtowane są przez procesy związane z cyrkulacją atmosferyczną (typy cyrkulacji, charakter adwekcji, masy powietrza) oraz współoddziaływanie środowisk: morskiego (sąsiedztwo rozległego systemu wód fiordu Bellsund), lodowcowego (lodowce: Scotta i Renarda), lądowego - wolnego od trwałej pokrywy śnieżno-lodowej oraz masywów górskich (Bohlinryggen i Wijkanderberget). Bogate urzeźbienie terenu powoduje nasilenie lokalnych zakłóceń w przepływie mas powietrza, przez co wpływa modyfikująco na ogólne cechy cyrkulacji atmosferycznej (Gluza, Piasecki 1989). Efektem splotu działań tych czynników jest wykształcenie specyfiki przestrzennej zmienności elementów meteorologicznych zarówno w skali dużych jednostek geograficznych, jak i mniejszych np. wpływ na formowanie się mało jeszcze rozpoznanych systemów anemo-orograficznych. Dla klimatu i topoklimatu południowego obrzeżenia Bellsundu istotną rolę odgrywają trzy główne systemy: (1) fiordów Van Keulen - Bellsund (dla wschodnich form cyrkulacji), (2) fiordu Recherche (wraz z lodowcem Recherche i doliną Chamberlin, dla południowych form cyrkulacji), (3) dolin zachodniego wybrzeża Południowego Bellsundu (doliny: Logne, Dyrstad, Tjørn, dla zachodnich i wschodnich form cyrkulacji atmosferycznej) (Piasecki, Gluza 1988). Oddziaływanie tych systemów anemo-orograficznych było nietrwałe w czasie i jednoznacznie wiązało się z typem cyrkulacji atmosferycznej, a także było zmienne w przestrzeni np. poziomy teras na Calypsostrandzie (Siwek, Paczos 1990). Występowanie tych systemów wywoływało lub podkreślało lokalne różnice w przebiegu zjawisk meteorologicznych oraz decydowało o wielkości przestrzennego zróżnicowania topoklimatycznego.

Ważnym elementem warunkującym cechy klimatyczne Svalbardu są czynniki astronomiczne, które warunkują dopływ światła i ciepła słonecznego do powierzchni Ziemi podczas dnia polarnego. Inne uwarunkowania wynikają ze stopnia zachmurzenia i rodzaju chmur.

W bilansie promieniowania Arktyki ważną rolę odgrywają, ogólnie biorąc, trzy rodzaje powierzchni czynnych: ląd, lód i woda. Uwidoczniają się

one szczególnie w porze letniej: albedo wody wynosi wtedy średnio 10%, tundry 15 - 25%, tającego lodu 55 - 65% (Głowicki 1985, Gluza, Siwek 2005, Gurgul i in. 2003, Siwek i in. 2004). Duże znaczenie ma także pionowa wymiana ciepła w glebie i środowisku wodnym, a także turbulencyjna i konwekcyjna wymiana powietrza związana z procesami nagrzewania i wychładzania podłoża.

Obszar Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) od 20 lat jest terenem badań lubelskich meteorologów i klimatologów. Głównym celem ich badań było poznanie warunków klimatycznych, w różnych skalach, południowego obrzeża Bellsundu. W badaniach klimatycznych, w ramach Wypraw Geograficznych UMCS na Spitsbergen, brali udział następujący pracownicy Zakładu Meteorologii i Obserwatorium Meteorologicznego, Zakładu Klimatologii oraz Zakładu Meteorologii i Klimatologii (Anna Bilik, Piotr Czaban, Andrzej Gluza, Eugeniusz Ryzyk, Krzysztof Siwek). Ponadto, w pomiarach topo- i mikroklimatycznych uczestniczyli, w ramach Wyprawy, pracownicy innych Zakładów: Jan Rodzik i Maria Łanczont z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS oraz Jacek Piasecki z Zakładu Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego.

Głównym celem badań było poznanie warunków pogodowych, topoklimatu, mikroklimatu i bioklimatu okolic południowego obrzeża Bellsundu. W czasie pierwszej Wyprawy w 1986 roku założono stację meteorologiczną, na której prowadzono całodobowe pomiary. Została ona zlokalizowana na płaskiej terasie morskiej na wysokości 23 m. n.p.m., w odległości około 200 m od brzegu fiordu Recherche. Roślinność (tundra plamista) była dość uboga gatunkowo i składała się z kępek mchów, porostów, skalnic i wierzby polarnej o wysokości kilku centymetrów. Pokrywała ona około 60% powierzchni. Obserwacje były prowadzone co trzy godziny (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21) w czasie UTC. Mierzono następujące elementy meteorologiczne: ciśnienie atmosferyczne, temperaturę powietrza (aktualną, maksymalną, minimalną) i wilgotność względną na wysokościach 5 cm i 200 cm, wysokość opadów atmosferycznych, parowanie potencjalne (ewaporometr Wilda), kierunek i prędkość wiatru, chwilowe natężenie promieniowania całkowitego i odbitego, usłonecznienie, temperaturę gruntu (na różnych głębokościach 2, 5, 10, 20, 50 cm) oraz określano stopień zachmurzenia i rodzaj chmur. Ponadto zainstalowano samopisy (dobowe i tygodniowe) do ciągłej rejestracji ciśnienia atmosferycznego, temperatury powietrza i wilgotności względnej. W celu poznania warunków bioklimatycznych określano wielkość ochładzającą powietrza za pomocą katatermometru typu Hilla (Gluza 1988).

Oprócz stacji bazowej założono sieć stałych punktów pomiarowych w wybranych formach terenu, gdzie funkcjonował samopisy do rejestracji temperatury i wilgotności względnej powietrza. Zainstalowano również w wybranych środowiskach roślinno-glebowych (o różnym stopniu uwilgotnienia) stanowiska do pomiaru temperatury gruntu i temperatur ekstremalnych na wysokości 5 cm nad powierzchnią gruntu. W ramach prac nad termiką i dynamiką czynnej warstwy zmarzliny dokonywano pomiarów temperatury gruntu (na różnych głębokościach 50, 100, 150 i 200 cm) i głęboko-

ści zalegania zmarzliny (w wybranych profilach). W latach 1989 i 1990 kontynuowano badania oraz rozpoczęto pomiary topoklimatyczne wzdłuż wybranych transektów na Calypsostrandzie.

Badania topoklimatyczne prowadzone były w czasie trwania XV i XVI Wyprawy UMCS na Spitsbergen. Objęto nimi obszar Calypsostrandy, plażę oraz przedpole Lodowca Scotta. Była to kontynuacja badań prowadzonych na tym terenie w latach 1987-1990 oraz 1999 (Gluza, Piasecki 1989, Piasecki, Rodzik 1988, Ryżyk 1987, Rodzik 1989, Łanczont 1988, Siwek, Paczos 1990).

W latach 1986-1988 obserwacje prowadzono co trzy godziny w czasie UTC, a od 1989 roku w czterech terminach tj. co sześć godzin. W roku 1999 rozpoczęto pomiary meteorologiczne wykonywane za pomocą stacji automatycznych. Zastosowanie tej stacji umożliwiło wykonywanie pomiarów z krokiem czasowym 10 minut - czyli 144 razy na dobę.

W trakcie kolejnych Wypraw obserwacje meteorologiczne zaczynały się i kończyły w różnych terminach z tego powodu długość okresu obserwacji była różna i zależała od czasu jej trwania. Najdłuższy okres pomiarowy był w 1988 roku i wynosił 92 dni. Najwcześniej pomiary rozpoczęto 14 czerwca 1987 roku, a najpóźniej zakończono prowadzenie obserwacji 30 września 1988 roku.

W celu określenia warunków klimatycznych Bellsundu w sezonie letnim (średnich za lata 1986-2006) porównano dane z tego samego okresu, wspólnego dla największej liczby wypraw (11 wypraw) tj. 04.VII-24.VIII. Wartości średnie dobowe przeliczono dla 4 terminów, po uwzględnieniu uwag zawartych w opracowaniach metodycznych (Gluza, Siwek 2002).

Analizując warunki pogodowe podczas wszystkich Wypraw (za cały okres pomiarowy) można zauważyć, że miał na to wpływ czas ich trwania. Średnia temperatura ze wszystkich sezonów wyniosła $+5,0^{\circ}\text{C}$. Najcieplejszy był sezon letni w 1998 roku ze średnią $+6,2^{\circ}\text{C}$, a najchłodniejszy w 1987 - średnia $+3,0^{\circ}\text{C}$. Wtedy to też zanotowano najniższą średnią dobową temperaturę powietrza - $-7,9^{\circ}\text{C}$. Najwyższą średnią dobową zanotowano w roku 2002 - $+10,2^{\circ}\text{C}$.

Średnie zachmurzenie ogólne nieba (za cały okres) wyniosło 6,6 (w skali oktantowej). Najbardziej pochmurne były sezony 1994 i 2005 (7,4), a najniższe zachmurzenie zanotowano w sezonie 1992 (6,0). Średnia prędkość wiatru wyniosła 4,0 m/s. Najwyższe prędkości wiatru zanotowano w 1993 roku - 5,8 m/s, a najniższe (2,5 m/s) w sezonie 1996. W roku 1993 zanotowano również najwyższą średnią dobową prędkość wiatru - 21,0 m/s, a w 1996 - najniższą (0,0 m/s).

Suma opadów jest tym elementem, który cechuje się największą zmiennością. Zakres zmienności wynosi 71,7 mm. Najwyższą sumę opadu (75,2 mm) zanotowano w sezonie 1994, najniższą, tylko 3,5 mm w 1998. Najwyższa wartość sumy dobowej w wieloleciu wystąpiła w 1993 roku i wynosiła 36,3 mm. Średnia, dla wszystkich wypraw, suma opadu atmosferycznego wyniosła 38,4 mm.

Dla wspólnego okresu z wielolecia 1986-2006, średnia temperatura powietrza w Calypsobyen wynosiła $+5,6^{\circ}\text{C}$. Najcieplejszym był sezon 1990,

kiedy to zanotowano $+6,6^{\circ}\text{C}$, a najchłodniejszy 2005 ze średnią $+4,9^{\circ}\text{C}$. Najniższa średnia dobową temperaturą wynosząca $+1,2^{\circ}\text{C}$ wystąpiła w 2000 roku, a najwyższa ($+10,2^{\circ}\text{C}$) 13 lipca 2002 roku.

Średnie zachmurzenie ogólne nieba, dla okresu wspólnego, wynosiło 6,6 (w skali 0-8). Przebieg średnich wartości zachmurzenia w całym okresie 1986-2002 jest bardzo wyrównany. Wartości jego zmieniają się tylko o 1,8 stopnia (skali 0-8). Najbardziej „pogodny” był sezon 1991 (5,6), a najwyższym średnim zachmurzeniem cechował się sezon 1994 i 2005 (7,4). Na zachmurzenie ogólne nieba główny wpływ miało zachmurzenie przez chmury piętra niskiego (*Stratus* i *Stratocumulus*).

Stosunki anemometryczne w dużej mierze są uzależnione od warunków cyrkulacyjnych oraz od orografii terenu. Na tym obszarze duże znaczenie mają również wiatry fenowe i efekt tunelowy wzdłuż długiej osi fiordu (Gluza, Piasecki 1989). Średnia wieloletnia prędkość wiatru w Calypsobyen wynosiła 3,8 m/s. Najwyższą średnią zanotowano w 1988 roku - 5,9 m/s, a najniższą w sezonie 1995 - 2,0 m/s. Najwyższa średnia dobową prędkość wiatru - 14,2 m/s wystąpiła w sezonie 1987 - miało to związek z występowaniem cyrkulacji sprzyjającej powstawaniu wiatrów typu fenowego.

Największą zmiennością, spośród analizowanych elementów, w badanym wieloleciu cechują się opady atmosferyczne. Najwyższą sumę opadu (55,4 mm) zanotowano w sezonie 1994, najniższą (dla wspólnego okresu) - 0,0 mm w 1993 i 1998. Najwyższą wartość sumy dobowej w wieloleciu wystąpiła w sezonie 1993 i wynosiła 36,3 mm. Średnia, dla wielolecia, suma opadu atmosferycznego wyniosła 17,5 mm. Wprawdzie 18-letnia seria pomiarów dotyczy tylko sezonów letnich i jest za krótka, żeby stwierdzić ewentualne zmiany klimatu, ale doskonale pozwala na porównywanie poszczególnych sezonów na tle wielolecia oraz umożliwia porównywanie danych z różnych stacji na Spitsbergenie (Kejna i in. 2000, Brazdil i in. 1991). Na podkreślenie zasługuje fakt wystąpienia, w analizowanym okresie, dwukrotnie mniejszej sumy opadu atmosferycznego w Calypsobyen niż na Stacji PAN w Hornsundzie. Różnica ta spowodowana jest głównie lokalizacją stacji Calypsobyen, która jest osłonięta od bezpośredniego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego. Przebiegi pozostałych elementów meteorologicznych pomiędzy obu stacjami są zazwyczaj zbliżone do siebie. Istnieją jednak dni, w których różnice pomiędzy obydwoma stacjami są znaczne, ma to głównie związek z cyrkulacją atmosferyczną oraz czynnikami orograficznymi (Gluza i in. 2004).

Geograficzne położenie archipelagu Svalbard oraz warunki mezo- i topoklimatyczne w decydujący sposób wpływają na warunki występowania i krążenia wody. Warunki hydrograficzne omawianego obszaru są kształtowane przez oddziaływanie różnych komponentów środowiska przyrodniczego. Niewątpliwie, szczególnie duże znaczenie należy przypisać uwarunkowaniom klimatycznym. Decydują one o formie występowania wody (stan skupienia), wielkości zasilania atmosferycznego i wielkości strat wody.

Wody występujące w zlewniach polarnych pochodzą z różnych źródeł zasilania. Kryterium genetyczne pozwala na wyróżnienie wód proglacial-

nych, proniwalnych oraz zmarzlinowych i deszczowych. Uwzględniając dominującą składową odpływu można wyróżnić zlewnie zlodowacone i niezlodowacone. Istotne znaczenie dla warunków hydrograficznych ma obecność wieloletniej zmarzliny, która na omawianym obszarze ma miąższość rzędu 200-500 m (Hisdal 1998). Pierwsza grupa obejmuje zlewnie częściowo zlodowacone, w których ablacja lodowcowa stanowi dominującą składową odpływu osiągając 70-80 % całości. Druga grupa ma złożone zasilanie śnieżno-deszczowo-zmarzlinowe. Opady deszczu mogą powodować okresowe wezbrania i intensyfikować topnienie pokrywy śnieżnej. W skali całego roku mają one drugorzędne znaczenie w porównaniu z wodami proniwalnymi. Te ostatnie pochodzą z wiosennego topnienia zimowej pokrywy śnieżnej. W zlewniach Spitsbergenu stały odpływ rzeczny ma miejsce w okresie od czerwca do września, a tylko lokalnie obserwuje się odpływ wody ze źródeł lub wypływy na czole niektórych lodowców w pozostałej części roku (Killingtveit i in. 2003).

Celem badań hydrograficznych, zainicjowanych w 1986 roku, było poznanie wybranych zagadnień związanych z obiegiem wody w zlewniach północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga. Podstawowe badania dotyczyły oceny warunków akumulacji i ablacji pokrywy śnieżnej na obszarach zlodowaconych oraz kształtowania się warunków wodnych w czynnej warstwie zmarzliny. Szczególną uwagę zwrócono na proces odpływu w zlewniach o zróżnicowanych źródłach alimentacji, przede wszystkim na jego pochodzenie, dynamikę, i związek z innymi komponentami środowiska geograficznego. Badaniami hydrograficznymi objęto obszar ograniczony od północy fiordem Bellsund, od wschodu doliną Chamberlin, od południa doliną Dunder i od zachodu Morzem Grenlandzkim. Na obszarze badań wykonano przeglądowe kartowanie hydrograficzne, którego celem było zidentyfikowanie sposobów zasilania rzek, określenia zasięgu lodowców oraz ocena wielkości chwilowego odpływu.

Podstawowymi obiektami badawczymi były glacialna zlewnia Scotta, gdzie lodowiec zajmuje 50% powierzchni i niezlodowacona zlewnia rzeki Wydrzycy. Badania hydrograficzne prowadzono tam w latach 1986-1990, 1993, 2001-2002 oraz 2005-2006. Krótsze serie obserwacyjne mają częściowo zlodowacone zlewnie Blomli i Tjørn oraz niewielkie ciekły tundra na obszarze Calypsostrandy (Michalczyk 1990). Problemy akumulacji i ablacji pokrywy śnieżnej na obszarach zlodowaconych były przedmiotem badań rozpoczętych w 1987 roku i kontynuowanych w latach późniejszych (Piasecki 1988, Bartoszewski 1991, 1998, 2002, Bartoszewski i in. 2003, 2004a, 2004b, 2005, Zagórski, Bartoszewski 2005).

W zlewniach Blomli i Tjørn lodowce zajmują średnio kilkanaście procent ogólnej powierzchni. Czoła lodowców dochodzą do wysokich wałów morenowych nadbudowujących zmutonizowane progi skalne. Lodowce znajdują się w stadium szybkiej recesji, zarówno arealnej jak i frontalnej. Wody ablacyjne pojawiające się na przedpolu lodowców pochodzą prawie w całości z odpływu supraglacialnego. Gromadzą się one w niewielkich zastoiskach pomiędzy czołami lodowców i wałami moreny czołowej. Charakterystyczną cechą jest brak bezpośredniego odpływu powierzchniowego ze zlodowaconej

części zlewni. Wody ablacyjne infiltrują w podłoże i pojawiają się poniżej wałów morenowych w postaci wywierzysk (Bartoszewski 1998).

Zlewnia rzeki Scotta zajmuje powierzchnię 10,1 km². Najwyższe partie lodowca sięgają prawie 600 m n.p.m., czoło w 2002 roku schodziło do 80 m n.p.m. Długość lodowca wynosi 4 km, szerokość 1,1 - 1,8 km, a średni spadek 8°. Lodowiec wypełnia dolinę górską ograniczoną masywami Bohlinryggen i Wijkanderberget. System drenażu lodowcowego jest dobrze rozwinięty. Powierzchniową składową odpływu tworzą cieki supraglacialne, wcięte od około 0,5 m w części górnej do 3-4 m w pobliżu czoła. Ich sieć (podobnie jak system drenażu wewnętrznego) najsilniej jest rozwinięta w południowo-wschodniej (prawej) części lodowca. Tu znajduje się brama lodowcowa, z której odpływ stanowi około 50% całego odpływu lodowcowego. Prowadzone od 1986 roku badania wskazują na stopniowe przesuwanie się głównego wypływu subglacialnego z kierunku NW na SE. Wody proglacialne gromadzone są w płytkim zbiorniku zastoiskowym na przedpolu lodowca, skąd rzeka Scotta poprzez przelom w wale moren czołowych, wyprowadza je na obszar terasowej równiny nadmorskiej. Lodowiec znajduje się w stadium recesji. W latach 1960-87 cofnął się o 530 m, a miąższość lodu w strefie czoła zmalała o 75 m. Od 1987 roku cofnął się o ponad 300 m, co daje około 20 m recesji rocznie. Największą redukcję stwierdzono w okresie 1990-2000, gdy recesja roczna osiągnęła 37 m (Zagórski, Bartoszewski 2004). Średni odpływ ze zlewni rzeki Scotta oceniany jest na około 900 mm rocznie. Przeprowadzone badania wskazują na ujemny bilans masy, będący następstwem przewagi ablacji nad akumulacją.

Największym lodowcem na omawianym obszarze jest Renardbreen. Zlewnia Renarda ma powierzchnię 39 km². Lodowiec zajmuje 28 km². Jego długość sięga 8 km, a szerokość zawiera się w przedziale od 2,6 do 6 km. Najwyższe partie lodowca sięgają do 720 m n.p.m., a czoło schodzi prawie do poziomu morza. Obecnie lodowiec nie osiąga linii brzegowej, ale jeszcze w 1986 roku obserwowano zjawisko „cielenia się” lodowca. Badania prowadzone na lodowcu Renarda wskazują na istnienie skomplikowanego systemu drenażu wewnętrznego związanego z politermalnym charakterem lodowca. Główny wypływ subglacialny ma postać bramy lodowcowej położonej w centralnej części czoła. Jej wymiary są zmienne w poszczególnych latach, ale zwykle dochodzą do szerokości 8 m i wysokości 3-5 m. Charakterystyczną cechą omawianego lodowca jest występowanie tzw. efektu Stenborga. Zwykle jeszcze w pierwszej dekadzie lipca główna brama lodowca Renarda jest „zatkana” korkiem śnieżno-lodowym. Część wód z drenażu wewnętrznego pojawia się wówczas kilkadziesiąt metrów od czoła lodowca w postaci dużego wywierzyska. Wody lodowcowe odpływają do fiordu Recherche kilkoma ramionami. W środku sezonu letniego łączny odpływ z lodowca osiąga około 5 m³/s. Lodowiec jest aktywny hydrologicznie także w okresie zimowym, świadczą o tym rozległe pokrywy naledzi na jego przedpolu, utrzymujące się przez całe lato. Deglacjacja lodowca Renarda, którego czoło leży na poziomie morza, jest szybsza niż typowych lodowców górskich. W okresie 1960-90 lodowiec Renarda cofał się z prędkością dochodzącą do 50 m/rok, czyli dwukrotnie szybciej niż lodowiec Scotta.

Zlewnia rzeki Wydrzycy jest typowym obiektem w grupie zlewni niezlodowaconych rejonu Bellsundu. Jej większa część leży na nizinie nadbrzeżnej (Calypsostranda), a najwyższe partie sięgają zboczy górskich. W strukturze rocznego odpływu dominują wody proniwalne. Podczas wezbrania wiosennego odpływa zwykle $\frac{3}{4}$ całego odpływu w czynnym okresie hydrologicznym. Badania prowadzone od 1986 roku wskazują, że średni odpływ jest rzędu 400 mm (Bartoszewski 1998). Po zaniku zimowej pokrywy śnieżnej rzeka jest zasilana wodami pochodzącymi z tajania wieloletniej zmarzliny oraz z opadów deszczu. Przy niskim zasilaniu deszczowym zasoby wody zretencjonowanej w czynnej warstwie zmarzliny stopniowo się wyczerpują, krzywa przepływów ma charakter krzywej wysychania. W sytuacji, gdy wystąpią obfite opady przepływ cieków tundrowych gwałtownie rośnie, co jest następstwem niewielkiej pojemności wodnej warstwy saturacji.

LITERATURA

- BARTOSZEWSKI S., 1991: *Ablation of Scott Glacier and its role in river flow formation*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 107-121.
- BARTOSZEWSKI S., 1998: *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMCS. Rozprawy habilitacyjne, LX, Lublin, 1-167.
- BARTOSZEWSKI S., 2002: *Odpływ ze zlewni lodowca Scotta (Spitsbergen) w sezonie letnim 2001 r.* Polish Polar Studies, Poznań, 65-72.
- BARTOSZEWSKI S., GLUZA A., SIWEK K., 2003: *Meteorological conditions of the Scott Glacier's ablation in the summer of 2001. Meteorologiczne uwarunkowania ablacji lodowca Scotta w sezonie letnim 2001*. XXIX International Polar Symposium, Kraków, 143-147.
- BARTOSZEWSKI S., GLUZA A., SIWEK K., 2004a: *Ablacja i odpływ rzeczny z lodowca Scotta na tle warunków meteorologicznych*. XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Streszczenia wystąpień, Gdynia, 15-18.
- BARTOSZEWSKI S., GLUZA A., SIWEK K., 2004b: *Ablacja lodowcowa i odpływ rzeki Scotta (Spitsbergen) w sezonie letnim 2001*. Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia, 29-38.
- BARTOSZEWSKI S., GLUZA A., SIWEK K., 2005: *Ablacja lodowcowa i odpływ rzeki Scotta w sezonie letnim 2001*. Polish Polar Studies, Gdynia 2004, 29-38.
- BRAZDIL R., PROSEK P., PACZOS S., SIWEK., 1991: *Comparison of meteorological conditions in Calypsobyen and Reindalen in summer 1990*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 57-76.
- GŁOWICKI B., 1985: *Radiation conditions in the Hornsund area (Spitsbergen)*. Polish Polar Research, 6, 3, 301-318.
- GLUZA A., 1988: *Wyniki pomiarów ochładzania katatermometrycznego w lipcu i sierpniu 1986 r. w Calypsobyen (Zachodni Spitsbergen)*. Materiały XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 207-211.
- GLUZA A., PIASECKI J., 1989: *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu cech klimatu południowego Bellsundu na przykładzie sezonu wiosenno-letniego 1987 r.* Sesja Polarna, INoZ UMCS, Lublin, 9-28.
- GLUZA A., SIŁUCH M., SIWEK K., 2004: *Porównanie wybranych elementów meteorologicznych w sezonie letnim między stacjami Hornsund i Calypsobyen (Spitsbergen)*. Problemy Klimatologii Polarnej, 14, 183-188.

- GLUZA A., SIWEK K., 2002: *Wyznaczanie średniej dobowej temperatury powietrza w warunkach polarnych*. Polish Polar Studies „Funkcjonowanie i monitoring geoeosystemów obszarów polarnych”, Poznań, 105-111.
- GLUZA A., SIWEK K., 2005: *Zróżnicowanie albedo Calypsostrandy (Zachodni Spitsbergen) w sezonie letnim 2001*. Problemy Klimatologii Polarnej, 15, 113-117.
- GURGUL H., STAROŃ W., MIELNIK J., STOCHMAL W., 2003: *Albedo of water, snow and ice*. Polish Polar Studies, 29th International Polar Symposium, Kraków, 181-190.
- HISDAL V., 1998: *Geography of Svalbard*. Norsk Polarinstitut, Oslo.
- KEJNA M., ARAŻNY A., SIWEK K., 2000: *Spatial differentiation of weather conditions on Spitsbergen in summer 1999*. Polish Polar Studies 27th International Polar Symposium, Toruń, 191-203.
- KILLINGTVEIT A., PETTERSSON L.E. SAND K., 2003: *Water balance investigations in Svalbard*. Polar Research, 22 (2), 161-174.
- LANCZONT M., 1988: *Mikroklimat wybranych siedlisk tundry w rejonie Calypsostrandy (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 53-63.
- MICHALCZYK Z., 1990: *Hydrological characteristics of Calypsostranda*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS, Lublin, 75-91.
- PIASECKI J., 1988: *Przebieg ablacji i strefy glacialne lodowców Scotta i Renarda (Zachodni Spitsbergen) w sezonie ablacyjnym 1987*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS, Lublin, 77-91.
- PIASECKI J., GLUZA A., 1988: *Wybrane cechy topoklimatu Płd. Bellsundu w sezonie wiosenno-letnim 1987 r. (SW Spitsbergen)*. Materiały XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 217-225.
- PIASECKI J., RODZIK J., 1988: *Topoklimatyczne zróżnicowanie regionu południowego Bellsundu na tle ogólnych cech cyrkulacji atmosferycznej w sezonie wiosenno-letnim 1987 r. (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 3-20.
- RODZIK J., 1989: *Termiczno-opadowe zróżnicowanie południowego wybrzeża Bellsundu w sezonie letnio-jesiennym 1988 r.* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 29-41.
- RODZIK J., RYŻYK E., 1987: *Zróżnicowanie przestrzenne warunków termiczno-wilgotnościowych południowego obrzeżenia Bellsundu w sierpniu 1986 roku*. Materiały XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 195-199.
- SIWEK K., GLUZA A., BARTOSZEWSKI S., 2004: *Zróżnicowanie albedo lodowca Scotta (Zachodni Spitsbergen)*. Problemy Klimatologii Polarnej, 14, 127-132.
- SIWEK K., PACZOS S., 1990: *Differentiation of Calypsostranda thermal and humidity conditions in the summer 1989 (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 123-136.
- ZAGÓRSKI P., BARTOSZEWSKI S., 2005: *Próba oceny regresji lodowca Scotta (Spitsbergen) w oparciu o materiały archiwalne i pomiary GPS*. Polish Polar Studies, Gdynia 2004, 415-424.