

INSTITUTE OF GEOPHYSICS
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

PUBLICATIONS
OF THE INSTITUTE OF GEOPHYSICS
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

MONOGRAPHIC VOLUME
M-30 (400)

ROLA PROCESÓW FIZYCZNO-CHEMICZNYCH
W KSZTAŁTOWANIU STRUKTURY WEWNĘTRZNEJ
I OBIEGU MASY LODOWCÓW SPITSBERGENU

PIOTR GŁOWACKI



WARSZAWA 2007

INSTITUTE OF GEOPHYSICS
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

PUBLICATIONS
OF THE INSTITUTE OF GEOPHYSICS
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

MONOGRAPHIC VOLUME

M-30 (400)

ROLA PROCESÓW FIZYCZNO-CHEMICZNYCH
W KSZTAŁTOWANIU STRUKTURY WEWNĘTRZNEJ
I OBIEGU MASY LODOWCÓW SPITSBERGENU

ROLE OF PHYSICAL AND CHEMICAL PROCESSES
IN THE INTERNAL STRUCTURE FORMATION AND MASS CIRCULATION
OF SPITSBERGEN GLACIERS

PIOTR GŁOWACKI

INSTITUTE OF GEOPHYSICS
POLISH ACADEMY OF SCIENCES

WARSZAWA 2007

Editorial Committee

Roman TEISSEYRE (Editor), Jerzy JANKOWSKI (Deputy Editor),
Janusz BORKOWSKI, Maria JELEŃSKA, Anna DZIEMBOWSKA (Managing Editor)

Editor of Issue

Kazimierz PEKALA

Editorial Office

Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk
ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa, Poland

SUBSCRIPTION

**Subscription orders should be addressed
directly to the Editorial Office.**

**The list of issues to be published in 2007
is on the inside back cover.**

© Copyright by Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk, Warszawa 2007

Photo on the front cover from the Archives of the Polish Polar Station Hornsund

This publication is partly financed by the Ministry of Sciences and Higher Education

Circulation: 300 copies

ISBN-83-88765-72-8

ISSN-0138-015X

Camera ready copy prepared by:
Dział Informacji i Wydawnictw Naukowych
Instytutu Geofizyki PAN

Printed and bound by:
PPH Remigraf sp. z o.o.
Ratuszowa 11, 03-450 Warszawa

SPIS TREŚCI

1. Wstęp	5
2. Cel i zakres pracy	7
2.1. Kontekst środowiskowy	9
2.2. Obszar badań	13
3. Metodyka badań	16
3.1. Metody standardowe	18
3.2. Metody opracowane i zaproponowane przez autora	28
4. Wyniki badań	33
4.1. Opady	33
4.2. Uwarunkowania klimatyczne	50
4.3. Obszary zlodowacone	60
4.4. Perkolacja	76
4.5. Spływ powierzchniowy	85
4.6. Drenaż wewnętrzny	88
4.7. Wody powierzchniowe w zlewniach niezlodowaconych	98
4.8. Interakcja z morzem.....	101
5. Dyskusja wyników	103
6. Wnioski	112
7. Podziękowania	115
8. Literatura	117
9. Summary – Role of Physical and Chemical Processes in the Internal Structure Formation and Mass Circulation of Spitsbergen Glaciers	141

1. WSTĘP

W globalnym obiegu wody i energii na Ziemi lodowce spełniają rolę, której nie można pominąć. Choć powierzchnia zlodzenia na Ziemi wynosi niespełna 16,3 mln km² (Szumski, Krenke 1965), co stanowi 11% powierzchni lądów naszego globu, to obszary pokryte lodowcami znacząco oddziałują nie tylko na tereny przyległe, ale również, co należy podkreślić, na klimat w sensie globalnym. Jednocześnie lodowce podlegają wpływom zmieniającego się klimatu. Reakcja lodowców na zmiany klimatyczne jest zróżnicowana i zależy przede wszystkim od ich wielkości oraz cech termicznych (Sugden, John 1976; Paterson 1994; Jania 1997), jest także różna dla lodowców zimnych, ciepłych i lodowców o złożonej strukturze termicznej zwanych politermalnymi. Te ostatnie uważane są za czuły wskaźnik procesów interakcji atmosfery i kriosfery w obszarach polarnych. W odróżnieniu od lodowców zimnych, efekty oziębiania czy ocieplania się klimatu są tu dość szybko zauważalne. Na lodowce politermalne mają wpływ nie tylko zróżnicowane temperatury powietrza, ale także zmienne ilości oraz struktura opadów atmosferycznych. W przypadku lodowców zimnych każdy opad atmosferyczny w strefie akumulacji będzie prowadził do przyrostu masy lodowej, podczas gdy bilans mas lodowców ciepłych powiększą tylko opady śniegu. Natomiast lodowce politermalne reagują nie tylko na opady zestalone, ale też te w postaci ciekłej, na co do tej pory nie zwracano większej uwagi. Wraz ze zmianą temperatury powietrza mają one wpływ na bilans masy lodowców, jak również na ich wewnętrzną strukturę hydrotermiczną.

Badania ostatnich lat wskazują, że w Arktyce zaznacza się trend wzrostu temperatur powietrza o +0,05 °C/10 lat (Christy 1995; Balling, Christy 1996; Albritton, Meria Filho 2002). W innych pracach (Nicholls i inni 1996; IPCC 2001; Hanssen-Bauer 2002) postuluje się nawet bardziej intensywne ocieplenie Arktyki. Proces ten jest jednak słabszy od zjawiska ocieplania się Oceanu Arktycznego, dla którego wzrost temperatury w latach 1961-1990 wynosił +0,07 C/10 lat (Martin i inni 1997; Zhang 2005). Stały lód morski o średniej powierzchni 7-8 mln km², pokrywający latem Ocean Arktyczny, reaguje na współczesne zmiany klimatyczne zmniejszaniem swojego zasięgu (Kotlyakov 1984; Grotfendt i inni 1998; AMAP 2003; Comiso 2003; Polyakov i inni 2003; Styszyńska 2004a, 2005). Monitoring satelitarny wykazuje, że w Arktyce występują zarówno obszary gdzie notowany jest wzrost temperatur powietrza, jak i miejsca gdzie ulegają one obniżaniu (AMAP 1998, 2003). Ocieplenie w Arktyce widoczne jest przede wszystkim w rejonie Alaski i Skandynawii, natomiast tendencja do ochładzania rejestrowana jest we wschodniej Kanadzie i na dalekiej Syberii (Przybylak 2002, 2007). Rejon Svalbardu leży na granicy obszarów, gdzie występuje zarówno ocieplenie jak i oziębianie, dlatego też zachowanie się lodowców na Spitsbergenie może świadczyć o kierunku i tempie zmian jakie zachodzą w atlantyckim sektorze Arktyki oraz być sprawdzianem aktualnych modeli matematycznych dotyczących prognozowania zmian środowiskowych i przyrodniczych. W rozważaniach powyższych należy wziąć pod uwagę wpływ ewentualnych zmian kierunków ciepłych i zimnych prądów morskich, a także współczesnych zjawisk tektonicznych (Czuba i inni 2004, 2005; Ritzmann i inni 2004).

W badaniach systemów lodowcowych, zagadnienie roli składu chemicznego opadów atmosferycznych (przede wszystkim śniegu) związane jest w dużej mierze z analizą rdzeni lodowych. Rozkład przestrzenny domieszek i ich skład chemiczny stanowią podstawę oceny umożliwiającej odtworzenie warunków paleośrodowiskowych (Delmas i inni 1985; Koerner 1997; Watanabe i inni 2001; Goto-Azuma i inni 2002; Rasmussen i inni 2002; Isaksson i inni 2003; Hofstede i inni 2004; Moore i inni 2005). Należy jednak zaznaczyć, że problem w jakim stopniu skład chemiczny opadów wpływa na procesy zachodzące w obrębie lodowców, a tym samym na ich ewolucję w okresie zmian klimatu, nie był do tej pory rozpatrywany kompleksowo. Powyższy kierunek badawczy, którego prekursorem był Profesor Marian Pulina (Pulina 1975), rozwijany był w końcu lat osiemdziesiątych (Głowacki 1989; Pulina 1991; Głowacki, Pulina 1992; Głowacki, Leszkiewicz 1994).

Niniejsza praca stanowi próbę oceny roli opadów atmosferycznych i związanych z nimi procesów fizyko-chemicznych w aspekcie ich wpływu na funkcjonowanie systemów lodowcowych.

Pod pojęciem procesów fizyko-chemicznych, w odniesieniu do systemów lodowcowych, autor rozumie czasowe zmiany wielkości fizycznych i parametrów określonych dla wody w jej różnych stanach skupienia. Są to w szczególności zmiany temperatur przejść fazowych – jak temperatura topnienia i parowania, czy też spowolniony, przy wyższych wartościach domieszek w opadach, proces sublimacji. Obecność domieszek zmienia też właściwości dielektryczne wody, jej lepkość i wartość napięcia powierzchniowego, jak również powoduje zaburzenia w strukturze krystalicznej lodu. Procesy chemiczne wywołane zanieczyszczeniami to przede wszystkim zmiany szybkości reakcji przy przejściu z roztworów o nieskończone małych stężeniach do roztworów bardziej stężonych. Od składu jonowego zanieczyszczeń zawartych w śniegu i lodzie uzależnione są stałe równowagi reakcji chemicznych i dyfuzji. Liczyć się również należy z efektami wspólnego jonu oraz możliwością zamiany niektórych procesów w reakcjach odwracalnych na nieodwracalne. Analizowane procesy obejmują transformacje związków chemicznych zawartych w opadach atmosferycznych, pokrywie śnieżnej, w masie firnowo-lodowej oraz w wodach lodowcowych.

Należy podkreślić, że rola domieszek soli mineralnych w opadach atmosferycznych dla procesów zachodzących w pokrywie śnieżnej jest dotychczas stosunkowo mało poznana. Podstawowym efektem występowania zanieczyszczeń jest ich wpływ na temperaturę topnienia śniegu (obniżając ją), a tym samym na tempo migracji wód roztopowych w pokrywie śnieżnej oraz w firnie. Ma to istotne znaczenie dla kształtowania się struktury hydrotermicznej lodowców oraz jej ewolucji postępującej wraz z ociepleniem. W związku z większym prawdopodobieństwem wzrostu domieszek aerozoli morskich w opadach wywołanym ociepleniem się klimatu (mniejsza pokrywa lodów morskich, zmiany cyrkulacji atmosferycznej), należy spodziewać się zwiększonej mineralizacji opadów atmosferycznych, a tym samym wód roztopowych migrujących w obrębie lodowca i opuszczających lodowiec. W wyniku obniżenia temperatury krzepnięcia wód lodowcowych, związanego z większą mineralizacją, należy się liczyć z większą efektywnością procesu oddawania ciepła krzepnięcia otoczeniu po wnikięciu jej w chłodne warstwy firnu. Prowadzi to także do zwiększenia obecności

wody w postaci cieczy w całym systemie lodowcowym, wpływając również na wzrost ilości wód podlodowcowych. Mogą zatem następować zmiany we właściwościach reologicznych mas lodu lodowcowego. Oba te czynniki prowadzą do przyśpieszenia ruchu lodowców w wyniku deformacji wewnętrznych, zwłaszcza poprzez ułatwienie poślizgu po podłożu (Bindschadler 1983; Vieli i inni 2000; 2002). Występuje też wiele innych zjawisk i procesów związanych z obecnością domieszek chemicznych w opadach i wodach krążących w obrębie lodowców (Rys. 1.1). Schemat powyższy ilustruje niesłychaną złożoność i mnogość procesów związanych z obiegiem wody w polarnym środowisku przyrodniczym.

Wody roztopowe, zamarzające poniżej zimowej pokrywy śnieżnej, korygują zapewne bilans masy lodowców mierzony metodami tradycyjnymi (po stronie akumulacji). Jest to zasilanie wewnętrzne. Wody te, w zależności od składu jonowego i stopnia mineralizacji, mogą w różnym stopniu reagować z rozkruszonym materiałem mineralnym znajdującym się w lodzie oraz ze skałami podłoża. Mają one zatem wpływ bezpośredni i pośredni na denudację chemiczną i obieg materii w systemie glacialnym.

Analiza przestrzenna rozkładu zanieczyszczeń w rocznej pokrywie śnieżnej, oraz zaburzenia w strukturze warstw i ich składzie chemicznym pozwalają określić miejsca oraz dynamikę redepozycji śniegu w wyniku przewiewania i wywiewania, jak również informują o cyrkulacji i procesach aerozolowych w dolnych warstwach atmosfery.

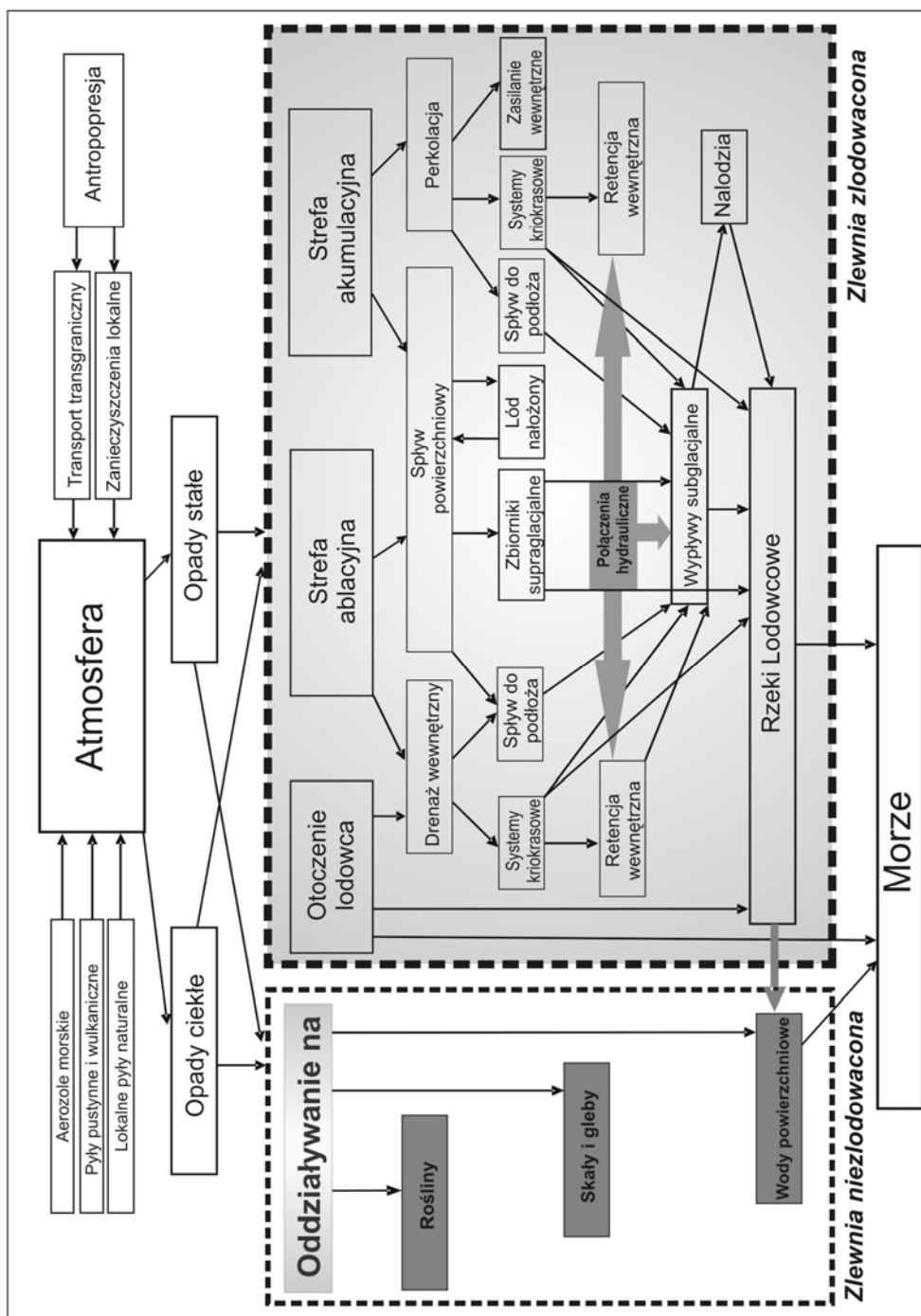
Główna część pracy bazuje na oryginalnych pomysłach i metodach zaproponowanych przez autora. Kluczowym ich elementem jest analiza wpływu opadów i zawartych w nich zanieczyszczeń na obieg masy i energii w obrębie lodowców i pokryw lodowych. Analiza uzyskanych danych umożliwiła również autorowi przedstawienie nowego spojrzenia w zakresie oddziaływań zanieczyszczeń na środowisko biotyczne i abiotyczne.

2. CEL I ZAKRES PRACY

Podstawowym celem niniejszej pracy, opartej na wynikach badań przeprowadzonych na Spitsbergenie, jest analiza wpływu soli mineralnych z transportu atmosferycznego na przebieg procesów topnienia śniegu, migracji i zamarzania wód roztopowych (akumulacja wewnętrzna) w obrębie lodowców politermalnych strefy klimatu oceanicznego Arktyki. Dodatkowym celem jest wykazanie, że obserwowane współcześnie zmiany zawartości soli oraz pyłów mineralnych w opadach atmosferycznych są wynikiem zmian klimatycznych (cyrkulacji atmosferycznej, wiatrów, rozprzestrzenienia lodu morskiego) i mogą mieć istotne oddziaływanie na ewolucję systemów lodowcowych tej części Arktyki.

Dla realizacji powyższych celów autor prowadził prace w zakresie:

- określenia rodzaju i wielkości ładunków zanieczyszczeń w opadach atmosferycznych na Spitsbergenie,
- ustalenia związków pomiędzy warunkami meteorologicznymi a procesami fizyko-chemicznymi zachodzącymi w czasie metamorfozy śniegu,



Rys. 1.1. Schemat obiegu wody i zanieczyszczeń w strefach polarnych *Schematic diagram of water and pollutants circulation in polar regions.*

- poznania dróg migracji zanieczyszczeń we wnętrzu lodowców subpolarnych,
- oszacowania wielkości transportu zanieczyszczeń poprzez opady na terenie zlewni zlodowaconych,
- określenia znaczenia wód perkolacyjnych dla bilansu masy lodowców.

Dodatkowo przedstawiono złożoność wpływu wód lodowcowych na ekosystem polarny.

Dla osiągnięcia celu pracy autor prowadził fizyko-chemiczne badania opadów, pokrywy śnieżnej, firnu oraz wód lodowcowych. Studia objęły także obserwacje bezpośrednie (technika speleologiczna) oraz wykorzystanie metod geofizycznych, w szczególności techniki radarowej w zakresie 20-800 MHz. Jest to obecnie najczęściej używana metoda badawcza na lodowcach, stosowana obok tradycyjnych wierceń rdzeniowych w lodzie, które są znacznie bardziej kosztowne.

Zakres terytorialny badań obejmuje lodowce zlokalizowane w pobliżu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie: Hansbreen, Werenskioldbreen i Amundsenisen. Badania powyższe obejmują w przybliżeniu okres ostatnich trzydziestu lat, pokrywając się z okresem gdy stacja Hornsund działała w cyklu rocznym.

W przeprowadzonej analizie wykorzystano również prace prowadzone w innych rejonach Spitsbergenu na Ziemi Nordenskiolda, Wedel Jarlsberga, Olava V i Oscara II.

2.1 Kontekst środowiskowy

Badania procesów, które są przedmiotem niniejszej pracy, uwzględniają kontekst środowiskowy analizowanych lodowców.

Granice Arktyki

Arktyka, która obejmuje lądy stałe, wyspy i Ocean Arktyczny z przylegającymi morzami, nie ma jednoznacznie określonych granic. Jej granice, w zależności od rozważanego problemu i opisywanych zjawisk przyjmowane są według różnych kryteriów (Baird 1964; Jahn (Ed.) 1967b; Atlas Arktiki 1985, AMAP 1997; Przybylak 2003) i znacznie odbiegają od granicy astronomicznej, biegnącej wzdłuż arktycznego koła polarnego. Obszar Arktyki to prawie 27 mln km², z czego tylko mniej niż 10% stanowią obszary lądowe. Pozostała część pokryta jest lodami morskimi, których powierzchnia zmienia się znacznie w ciągu roku i których średnia grubość wynosi niepełna 3 m. Wśród zwartego paku lodowego występują także torosowe spiętrzenia wywołane wiatrem i prądami morskimi, osiągające grubość 20-30 m, jak również obszary wolnej wody, czyli polynie (Zakharov 1976; Łomniewski i inni 1979; Dunbar 1969; Fulton 1989; Winsor, Björk 2000; Laxon i inni 2003). Zasięg lodu morskiego osiąga swoje minimum na początku września i wtedy granica pojawiania się lodu sięga powyżej 82° N (ACIA 2004). Występujące na obszarach lądowych Arktyki czapy lodowe i lodowce stanowią podstawowy element krajobrazu (Rys. 2.1).

Budowa geologiczna

Archipelag Svalbard zajmuje szczególną pozycję w systemie geotektonicznym Oceanu Arktycznego i północnego Atlantyku. Wraz z wyspami Ziemi Franciszka Józefa

stanowi on najbardziej na północ wysunięty, wynurzony ponad poziom morza, fragment platformy euroazjatyckiej. Przyjmuje się, że działające w przeszłości (jak również aktualnie) wzdłuż grzbietu śródoceanicznego Morza Grenlandzkiego procesy tektoniczne, spowodowały odłączenie się Svalbardu od Grenlandii i jego przyłączenie do szelfu Morza Barentsa. Aktywna śródoceaniczna strefa ryftowa jest odpowiedzialna nie tylko za zjawiska geotektoniczne, ale jest też czynnym komponentem wpływającym na środowisko przyrodnicze. Należy zaznaczyć, że Svalbard charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem geologicznym, obejmującym skały od wczesnego proterozoiku aż po współczesne osady powstające w dynamicznym środowisku strefy polarnej. Duża aktywność tektoniczna znajduje swoje odzwierciedlenie w formacjach skalnych Svalbardu. W profilu geologicznym południowego Spitsbergenu, na przestrzeni 30 kilometrów, zapisana jest prawie kompletna historia tego regionu, poczynając od skał wczesnego proterozoiku (1,5-2 miliarda lat) na osadach trzeciorzędu kończąc (Hjelle 1993). Układ formacji geologicznych, podobnie jak i głównych jednostek strukturalnych, ma orientację NNW-SSE zgodną z usytuowaniem zachodniej krawędzi Spitsbergenu. W równoleżnikowym profilu Hornsundu, posuwając się ku wschodowi, można zaobserwować występowanie coraz młodszych utworów. Sfałdowane i w różnym stopniu zmetamorfizowane podłoże tworzą skały formacji Hecla Hoek o łącznej miąższości 15-17 km (Birkenmajer 1990). Wielokrotnie fałdowane przed kambrem, uległy ostatecznej konsolidacji w trakcie orogenezy kaledońskiej. Najmłodsze ogniwa sukcesji należą do dolnego paleozoiku. Formacje młodsze, z trzeciorzędem włącznie, tworzą pokrywę pokaledońską, która w trzeciorzędzie, w kolejnych stadiach rozwoju Oceanu Atlantyckiego, znalazła się w zasięgu fałdowań alpejskich, których skala i przebieg jest jednak przedmiotem dyskusji (Harland 1997). Fałdowania te na pewno nie objęły rejonu wschodniej części fiordu, gdzie szybko ustępujący w ostatnich latach lodowiec Horn odsłania płasko leżące, w niewielkim stopniu zdeformowane, warstwy najmłodszych skał kredowych i paleogeńskich. Warto tu nadmienić, że podłoże skalne w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie tworzą najstarsze skały południowego Spitsbergenu, należące do grupy Isbjørnhamna. Ich wiek, określony metodami izotopowymi (Rb-Sr oraz U-Pb cyrkon), przekracza 1 miliard lat (Balashov i inni 1996). Są to łupki krystaliczne granatowo-mikowe (formacje Skoddefjellet i Revdalen) z pojawiającymi się w środkowej części profilu poziomami marmurów (Czerny i inni 1993). Problemem, który czeka jeszcze na dokładniejsze wyjaśnienie jest zagadnienie współcześnie powstających osadów w dynamicznym środowisku strefy polarnej.

Rzeźba

Rzeźba Spitsbergenu jest odzwierciedleniem zróżnicowanej budowy geologicznej i nawiązuje do struktur podłoża. Istotnym czynnikiem morfogenetycznym są lodowce. Charakterystycznym rysem rzeźby obszarów nadmorskich są podniesione terasy morskie, o wysokości ponad 300 m n.p.m. (Zaja, Skiba 2002), powstałe w efekcie ruchów glacioizostatycznych.

Występowanie w rejonie Hornsundu wielu różnych formacji geologicznych na niewielkiej przestrzeni sprawia, że krajobraz ma tu charakter bardziej alpejski w po-

równaniu z północną częścią wyspy. Masywy i grzbiety górskie zajmują około 10% powierzchni (Jahn 1960, 1967a, 1977; Szupryczyński 1983; Karczewski i inni 1984; Lindner i inni 1987; Stankowski i inni 1989; Ziaja 1993; Migoń 1997). Równiny występują w pasie nadmorskim, a ich szerokość zmienia się od kilkuset metrów do kilku kilometrów. W zasadzie tylko w środkowej części wyspy zauważyć można większe, płaskie, polodowcowe doliny o powierzchniach dochodzących do 200 km². Obszar niezlodowacony to nunataki, masywy górskie i równiny nadmorskie, z wieloletnią zmarzliną w podłożu, stanowi około 40% powierzchni Svalbardu. Miąższość wieloletniej zmarzliny jest zróżnicowana: od 100 m na wybrzeżu do 500 metrów w górach (Humlum i inni 2003). Warstwa czynna w okresie arktycznego lata rozmarza do głębokości około 2 metrów na suchych podniesionych terasach morskich i osiąga stan zbliżony do izotermiczności w pierwszej dekadzie września (Miętus, Filipiak 2001; Migala i inni 2004). Tereny podmokłe, pokryte grubą warstwą mchów i porostów, rozmarzają tylko do głębokości około 40 cm (Åkerman 1982; Grześ 1985; Repelewska-Pękałowa, Gluza 1988; Dolnicki 2002; Repelewska-Pękałowa, Pękała 2003; Christiansen i inni 2003; Leszkiewicz, Caputa 2004).

Klimat

Klimat Arktyki, budzący coraz większe zainteresowanie badaczy, w dużej mierze wpływa na zmiany klimatu nie tylko w Subarktyce, ale także na całej kuli ziemskiej (Przybylak 2003). Wiele zjawisk ekstremalnych w średnich szerokościach geograficznych ma swoje korzenie w strefach polarnych. Arktyka w przeciwieństwie do Antarktyki o wiele szybciej reaguje na wszelkie globalne bodźce klimatyczne, których źródłem są zarówno naturalne procesy występujące na naszym globie, jak również zjawiska wynikające z działalności człowieka. Głównym czynnikiem kształtującym klimat tego rejonu globu jest znaczny dopływ promieniowania słonecznego w czasie dnia polarnego oraz jego brak w okresie nocy polarnej (Budyko 1975; Hisdal 1985). Na charakter pogody w Arktyce wpływa również stopień zlodzenia Oceanu Arktycznego i przyległych mórz. Duża aktywność i zmienność prądów morskich w tym rejonie decyduje o intensywności oddziaływania oceanu na klimat, a tym samym o stopniu kontynentalizmu poszczególnych obszarów (Marsz 1996; Styszyńska 2004b). Te same czynniki oddziałują również na klimat innych archipelagów wchodzących w skład Arktyki. Jedynie klimat atlantyckiego sektora Arktyki może być poddany znaczącym wpływom Grenlandii z jej lądolodem.

Archipelag Svalbard zlokalizowany jest u tzw. atlantyckich „wrót do Arktyki”. Położony między głębokim Morzem Grenlandzkim i szelfowym Morzem Barentsa, charakteryzuje się dużym stopniem oceanizmu. Spitsbergen, będący największą wyspą tego archipelagu, pozostaje także pod znacznym wpływem oddziaływania oceanicznej cyrkulacji atmosferycznej. O dynamice przemieszczania się mas powietrza z Atlantyku na wschód i północny-wschód decydują przede wszystkim dwa centra: Niż Islandzki i Wyż Grenlandzki. Zdecydowanie ważniejszą rolę odgrywa Niż Islandzki, który wraz z Wyżem Azorskim steruje przemieszczaniem się mas powietrza w regionie Atlantyk Północny – Eurazja, obejmującym także omawianą część Arktyki. Wielkość i charakter cyrkulacji atmosferycznej we wspomnianym regionie ocenia się

ostatnio najczęściej za pomocą indeksu Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) (Rogers 1984; Marshal 2001; Marsz, Styszyńska (Eds.) 2002). Adwekcja mas powietrza nad Spitsbergen jest więc uwarunkowana zmiennością cyrkulacji odpowiedzialnej za kształtowanie się temperatury i wilgotności powietrza oraz zachmurzenia i opadów (Nordli i inni 2000; Przybylak 2000; Niedźwiedz 2001; Łupikasa 2001). Wpływ cyrkulacji oceanicznej na klimat Spitsbergenu związany jest przede wszystkim z działaniem ciepłego Prądu Zachodniospitsbergeńskiego oraz zimnego Prądu Wschodniospitsbergeńskiego z Morza Barentsa. Prądy te, odpowiedzialne za znaczny transport energii, decydują o zróżnicowaniu klimatycznym Spitsbergenu (Styszyńska 2005). Ciepłe wody na zachodnich brzegach wyspy podwyższają temperaturę powietrza i są odpowiedzialne za większe sumy opadów. Centralny i wschodni obszar Spitsbergenu ma klimat bardziej kontynentalny, ponieważ Morze Barentsa w tej części pozostaje przez większą część roku w okowach lodu lub paku lodowego niesionego z wnętrza Arktyki przez zimny prąd. Obserwuje się tu większe różnice temperatury powietrza pomiędzy latem a zimą, oraz mniejsze sumy opadów. Rejon Hornsundu odznacza się szczególną kontrastowością i dynamiką zmian klimatycznych ze względu na nasilone działanie i znaczne zróżnicowanie wszystkich wymienionych wyżej czynników klimatycznych na małej powierzchni. Przemierzając zatem fiord Hornsund z zachodu na wschód można wybrać reprezentatywne miejsca do badań zmian klimatycznych, charakterystyczne dla poszczególnych rejonów Spitsbergenu, a nawet całego archipelagu Svalbard. Z tego też względu, stacja Hornsund, oznaczona symbolem N-103, została wybrana jako stacja bazowa pracująca na Spitsbergenie w ramach międzynarodowej sieci World Meteorological Organisation (WMO).

Zanieczyszczenia

Zmiany zawartości soli oraz pyłów mineralnych w opadach atmosferycznych wynikają z tempa ich pobierania z otaczającego środowiska, jak również są wynikiem zmian w emisji soli i pyłów ze źródeł antropogenicznych, których wielkość występowania w Arktyce zależy od typu transportu z rejonów emisji. Emisje związków chemicznych oraz pyłów mineralnych, zawartych w opadach w Arktyce, pochodzą z różnych źródeł, związanych również z działalnością ludzi. Główne z nich to: elektrownie i elektrociepłownie, małe paleniska domowe, huty, zakłady chemiczne, petrochemiczne i materiałów budowlanych, spalarnie odpadów oraz transport. Istotny wpływ na wielkość emisji ma również produkcja rolna. Ilościowe informacje o wielkości tych emisji zawarte są w bazach danych różnych międzynarodowych organizacji i programów mających na celu redukcję emisji oraz zmniejszenie ich oddziaływania na środowisko i powstających z tego zagrożeń. Główne bazy danych o antropogenicznych emisjach pyłów i gazów – prekursorów soli rozpuszczalnych w opadach atmosferycznych, znajdują się w programie European Monitoring and Evaluation Programme (EMEP – <http://www.emep.int>), funkcjonującym w ramach Europejskiej Konwencji o Transgranicznym Transporcie Zanieczyszczeń (UN ECE LRTAP – <http://www.unece.org>). Informacje o emisjach ze źródeł zlokalizowanych na innych kontynentach dostępne są w bazie danych programu Global Emission Inventory Activities (GEIA – <http://geiacenter.org>).

Część zanieczyszczeń emitowanych ze źródeł antropogenicznych na Półkuli Północnej transportowana jest z masami powietrza do rejonów arktycznych i tam deponowana (AMAP 2004a). Ich ilość zależy od: wielkości emisji, warunków meteorologicznych, przemian fizyko-chemicznych gazów i pyłów zachodzących w czasie transportu, właściwości fizyko-chemicznych pyłów i gazów oraz odległości źródeł emisji od rejonów arktycznych. Transport i depozycja związków chemicznych pochodzących ze źródeł antropogenicznych do Arktyki jest przedmiotem badań w ostatnich kilku dekadach (Ottar i inni 1986; AMAP 1997, 2004a). Wyniki tych badań pokazują, że większość zanieczyszczeń gazowych i pyłowych deponowana w europejskiej części Arktyki pochodzi ze źródeł zlokalizowanych na terenach rosyjskich, zwłaszcza na półwyspie Kolskim, w rejonie Norylska oraz w rejonie Uralu.

Istotny wpływ na transport i imisję zanieczyszczeń w Arktyce, która jest wywołana działalnością ludzką, mają zmiany klimatyczne, w szczególności zmiany kierunku i szybkości przemieszczania się mas powietrza do rejonów arktycznych (Romanov 2004; Vana 2004).

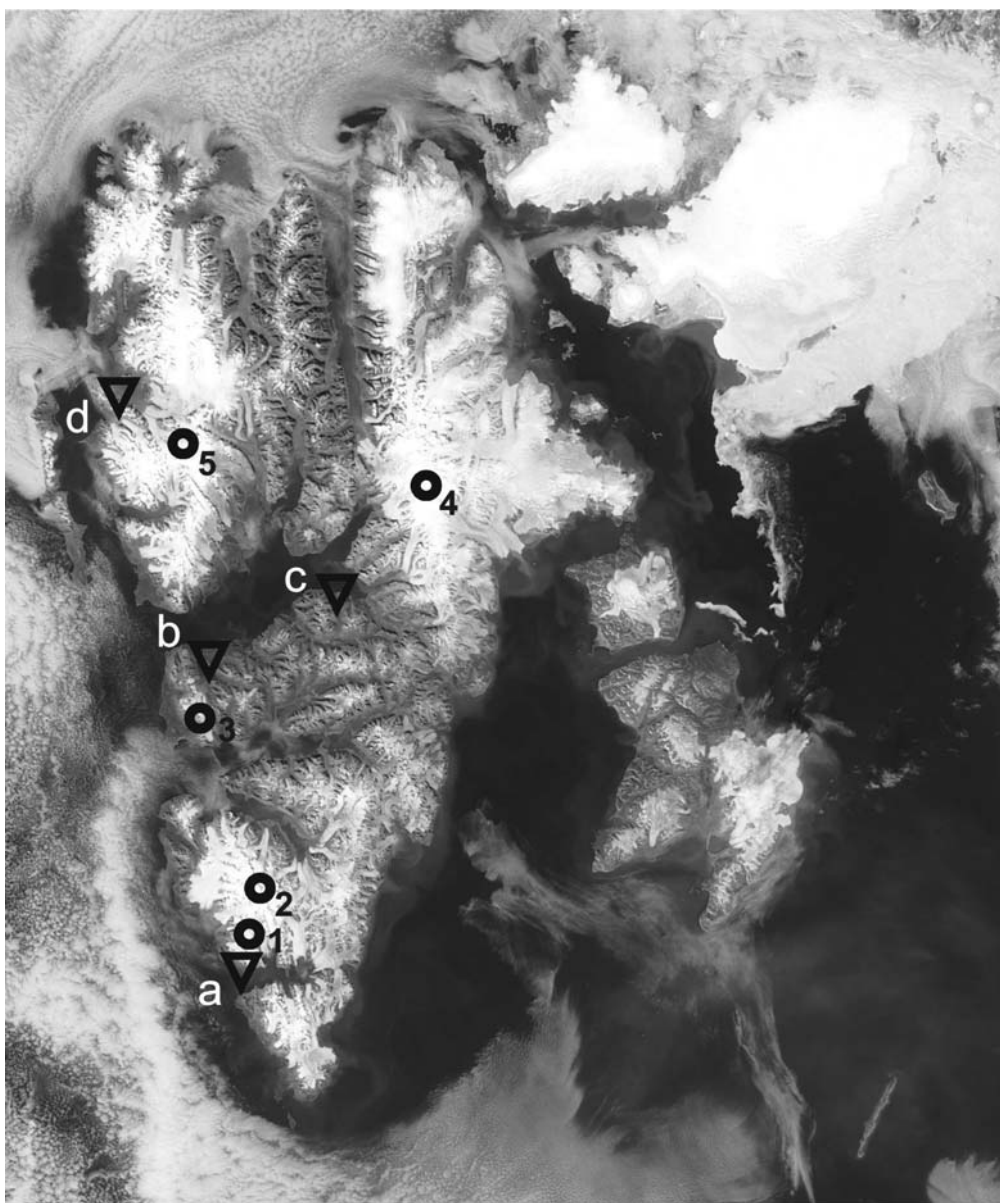
Autor nie prowadził bezpośrednich badań składu gazowego atmosfery na Spitsbergenie. Pierwsze bezpośrednie stałe pomiary wybranych zanieczyszczeń gazowych powietrza na Spitsbergenie rozpoczęto w Ny-Ålesund w roku 1977 (Pacyna i inni 1984; 1985; Barrie 1986; Barie, Barie 1990; Semb, Dovland 1986). Monitoring atmosfery poszerzono o badania aerozoli i pyłów (Pacyna, Winchester 1990; Djupström i inni 1993; Foltescu i inni 1996; Ström i inni 2003) oraz stężenia metali ciężkich, m.in. ołowiu Pb 210 (Paatero i inni 2002). Od roku 1992 prowadzone są w stacji na Zeppelinfjellet badania zawartości dwutlenku węgla w atmosferze (Eneroth i inni 2003). Napływ zanieczyszczeń w rejon Arktyki jest przedmiotem zainteresowania międzynarodowego programu Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP 1993), a wyniki pomiarów oraz badań są na bieżąco prezentowane i udostępniane na stronach internetowych (<http://www.nilu.no/niluweb/services/zepelin>) oraz w literaturze (Pacyna, Ottar 1985; Heintzenberg 1989; AMAP 1998; 2002; 2004a; 2004b; Tuovinen i inni 1993; Virkkula i inni 1995; Semb i inni 1995; Ekimov i inni 2001; Burzyk i inni 2001; König-Langlo 2003).

2.2 Obszar badań

Obszar badań jest zlokalizowany na Spitsbergenie, największej z wysp wchodzących w skład Archipelagu Svalbard, jednostki fizjograficznej Arktyki charakteryzującej się występowaniem wielu typów lodowców i brakiem lądolodu (Liestøl 1993; Dowdeswell 1986; Hagen i inni 1993). Obserwacje i pomiary prowadzono głównie w rejonie fiordu Hornsund. Lokalizację punktów badawczych przedstawiono na zdjęciu (Rys. 2.1) zaś charakterystykę basenu hydrologicznego Hornsundu na tle archipelagu Svalbard i wyspy Spitsbergen w Tabeli 2.1.

Lodowce

Na Spitsbergenie dominują, ze względu na uwarunkowania klimatyczne, lodowce politermalne (por. Blatter 1990, Rys. 2.2), zwane także subpolarnymi (Baranowski 1977; Jania 1997).

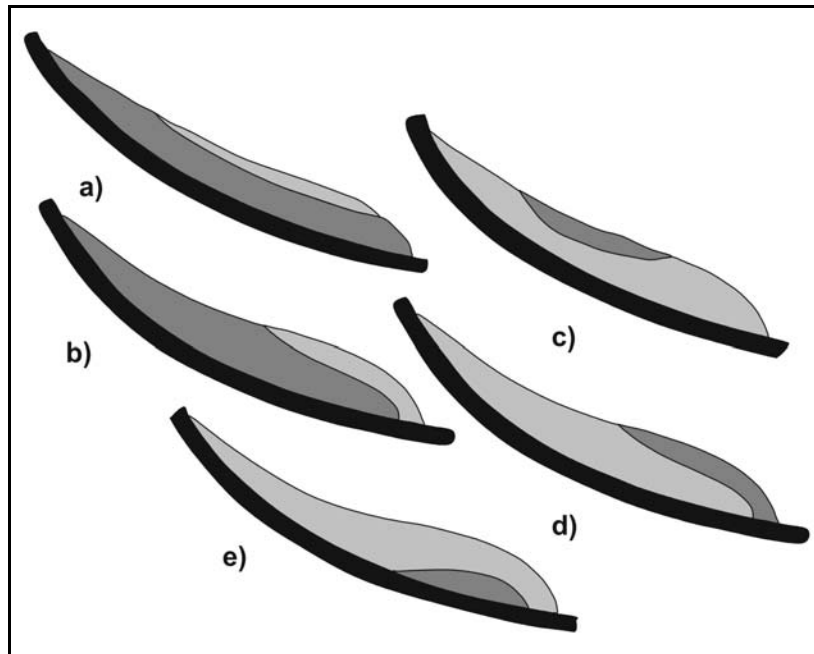


Rys. 2.1. Svalbard – zdjęcie satelitarne z Terra Modis, sierpień 2002 (NASA). Lokalizacja badań i miejsc pomiarowych: ▼ – stacje meteorologiczne: a – Hornsund, b – Barentsburg, c – Longyearbyen, d – Ny-Ålesund; ○ – lodowce: 1 – Hansbreen, 2 – Amundsenisen, 3 – Fridtjovbreen, 4 – Lomonosovfonna, 5 – Kongsvegen. *Svalbard – satellite image from Terra Modis, August 2002 (NASA). Location of investigations and measurements: ▼ – meteorological stations: a – Hornsund, b – Barentsburg, c – Longyearbyen, d – Ny-Ålesund; ○ – glaciers: 1 – Hansbreen, 2 – Amundsenisen, 3 – Fridtjovbreen, 4 – Lomonosovfonna, 5 – Kongsvegen.*

Tabela 2.1

Charakterystyka basenu hydrologicznego Hornsundu na tle archipelagu Svalbard i wyspy Spitsbergen (uzupełnione zgodnie z Hagenem 1993 i Kaczmarek 2001). *Characteristics of Hornsund hydrological basin, Svalbard archipelago and Spitsbergen (supplemented with data from Hagen (1993) and Kaczmarek (2001))*

Rejon		Svalbard	Spitsbergen	Hornsund
Powierzchnia	[km ²]	61 680	39 170	1 232
Powierzchnia lodowców	[km ²]	36 598	21 805	904
Ilość lodowców		2 229	1 619	43
Złodzenie	[%]	59	56	73
Linia brzegowa	[km]	5 407	3 068	172
Klif lodowe	[km]	1 028	484	42
Udział klifów lodowych w linii brzegowej	[%]	19	16	24
Średnia wysokość lodowców	[m n.p.m.]	450	501	306
Średnia ELA	[m n.p.m.]	366	389	260
Objętość lodu	[km ³]	6988	3 899	422



Rys. 2.2. Schematyczne przekroje lodowców termalnych wg H. Blattera (1990): kolor czarny – podłoże, szary – lod zimny, jasny – lod w temperaturze przejścia fazowego; a,b,c,d,e – typy lodowców omawiane w tekście. *Schematic cross-sections of glaciers, after Blatter (1990): black – basement, dark grey – cold ice, bright grey – ice at the temperature of phase change.*

Dla lodowców uchodzących do morza typową strukturą termiczną jest kilkudziesięciometrowa warstwa zimnego lodu na powierzchni ich części ablacyjnej (typ c). Lodowce kończące się na lądzie, najczęściej, ze względu na występującą zmarzlinę, mają czoło przymarzniete do podłoża (typ d).

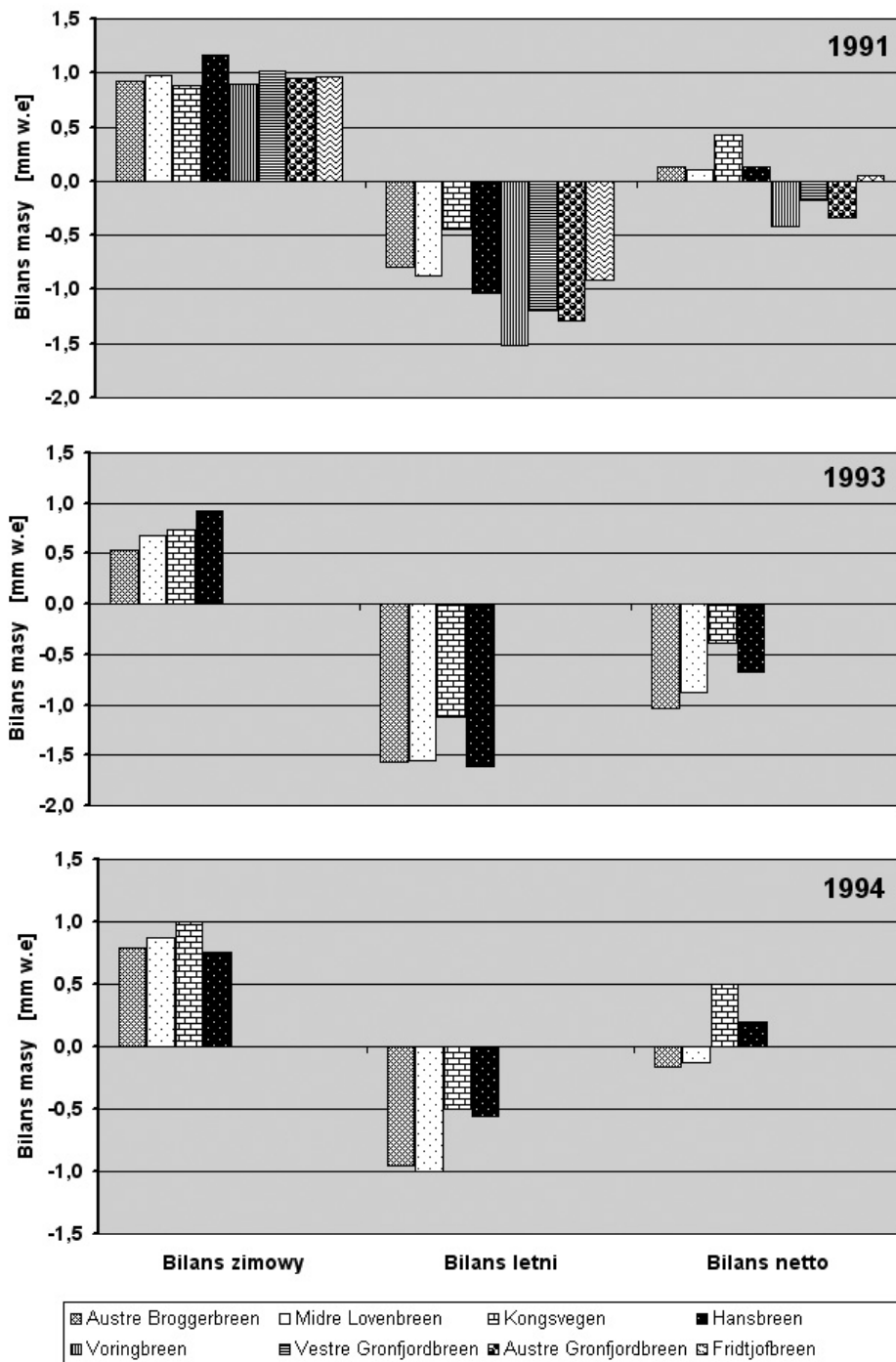
Fiord Hornsund posiada udokumentowane kartograficznie zmiany zasięgu lodowców w okresie ostatnich stu lat (Vasiliev 1915; Pillewizer 1939; Szupryczyński 1963; Marks 1981; Karczewski 1984; Kolondra, Jania 1998; Jania 1999; Jania i inni 2004; Ziaja 2001). Występują tam lodowce o zróżnicowanej dynamice, np. szybko zmieniające swój zasięg jak Hornbreen, którego czoło cofnęło się o prawie 17 km, szarżujące (Mendelejevreen i Paierlbreen), oraz o niewielkich fluktuacjach zasięgu (Körberbreen). Hansbreen jest jednym z lodowców objętych światowym monitoringiem World Glacier Monitoring Service (UNEP, IHP). Podobnie jak dla innych lodowców, dla których prowadzone są pomiary bilansu masy na Svalbardzie (Fluctuations of Glaciers 2000, 2005), dla Lodowca Hansa istnieją dobrze udokumentowane dane ilustrujące jego reakcje na współczesne zmiany klimatyczne. Przedstawiony na wykresach (Rys. 2.3) wieloletni materiał porównawczy dotyczący bilansu masy dla najbardziej skrajnych lat glaciologicznych 1991, 1993 i 1994 pokazuje w jakim stopniu poszczególne lodowce reagują na zachodzące zmiany klimatu.

Do porównań bilansu masy, wybrano dane z lodowców o różnej wielkości i ekspozycji względem padającego promieniowania słonecznego. Bilans roku 1991 jest reprezentatywny dla bardzo śnieżnych zim, oraz umiarkowanie ciepłego i słonecznego okresu letniego. Średnie i duże lodowce wykazały w takich warunkach dodatni bilans masy, podczas gdy dla małych lodowców bilans jest ujemny. Na wartość bilansu roku 1993 miały wpływ stosunkowo niskie opady zimowe, oraz bardzo ciepłe i suche lato. W takich warunkach klimatycznych, na wszystkich branych pod uwagę lodowcach wystąpił znaczący ubytek masy. Rok 1994 charakteryzował się niezbyt mroźną zimą z odwilżami i średnimi opadami śniegu, przy jednocześnie chłodnym, pochmurnym okresie letnim, z dużą ilością opadów. W tym przypadku, podobnie jak w roku 1991, stwierdza się dodatni bilans masy dużych lodowców, pozostałe zaś wykazały ubytek masy.

W związku z istnieniem stosunkowo długiej serii pomiarowej bilansu masy dla Lodowca Hansa, można stwierdzić, że jest on jest w pełni reprezentatywny dla dokonania analizy procesów zachodzących na Spitsbergnie. Ponadto, postuluje się tu jeszcze bardziej generalny wniosek, że pod względem budowy geologicznej, rzeźby terenu, stopnia zlodowacenia i warunków klimatycznych, rejon Hornsundu wydaje się być reprezentatywny dla całego atlantyckiego sektora Arktyki.

3. METODYKA BADAŃ

Metodyka badań, omawiana w kontekście informacji dotyczących wykorzystanych w pracy wyników i danych obserwacyjnych, jest przedstawiona poniżej tylko w ogólnych zarysach. Szersze omówienie poszczególnych zastosowanych metod, wraz z ich charakterystyką, przedstawiono w Rozdziale 4. Niniejsza rozprawa stanowi syntezę



Rys. 2.3. Bilans masy wybranych lodowców Spitsbergenu (wg.: Jania i Hagen 1996). *Mass balance of selected Spitsbergen glaciers (after Jania and Hagen 1996).*

wyników badań własnych oraz będących efektem realizacji programu badań środowiskowych Polskiej Stacji Polarnej Hornsund na Spitsbergenie, prowadzonych pod opieką merytoryczną autora. Wykorzystano w niej również materiały udostępnione autorowi przez innych badaczy polarnych oraz wyniki znajdujące się w materiałach internetowych baz danych i publikacjach dotyczących problematyki omawianej w pracy. W badaniach terenowych oraz laboratoryjnych, na których opiera się praca, zastosowano klasyczne standardowe metody, omówione pokrótce poniżej. Metody te zostały uzupełnione o techniki badawcze opracowane lub zmodyfikowane przez autora.

3.1. Metody standardowe

Pomiary meteorologiczne

Charakterystykę stanu atmosfery w rejonie Svalbardu opracowano na podstawie danych meteorologicznych zarejestrowanych w stacji synoptycznej Hornsund, pracującej w standardowej sieci WMO, zlokalizowanej przy Polskiej Stacji Polarnej na Spitsbergenie (Rys. 3.1.1).



Rys. 3.1.1. Polska Stacja Polarna Hornsund na Spitsbergenie (foto L. Buchert). *Polish Polar Station Hornsund in Spitsbergen (photo by L. Buchert).*

Archiwum danych meteorologicznych ze Stacji Polarnej Hornsund, którymi się posłużono, obejmuje okres od lipca 1978 roku do lipca 2006 roku (od lipca 1981 do lipca 1982 – dane dotyczą jedynie średnich wartości dobowych podstawowych elementów). W niniejszej pracy wykorzystano przede wszystkim średnie dobowe warto-

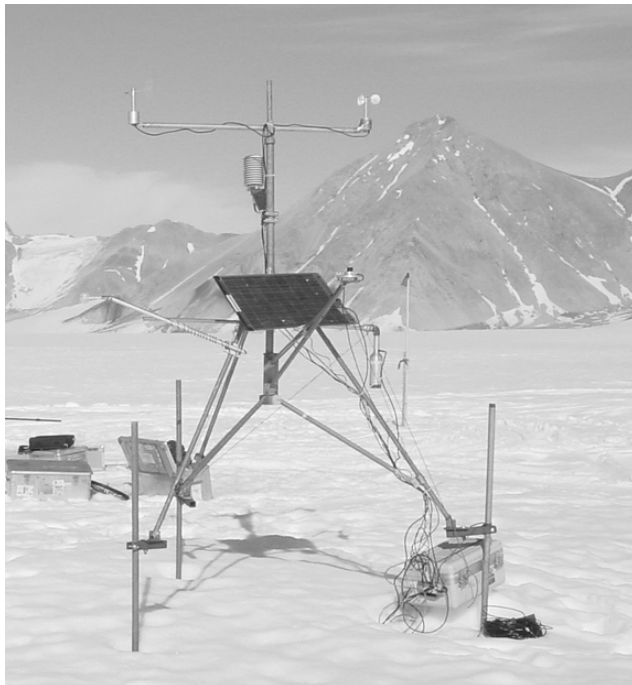
ści takich elementów jak: temperatura powietrza, wielkość i rodzaj opadu atmosferycznego, prędkość i kierunek wiatru oraz usłonecznienie. Do interpretacji danych niezbędne były także: dobowe maksimum absolutne temperatury oraz dobowa minimalna temperatura przy gruncie. Dla procesów o dużej dynamice posiłkowano się również danymi z obserwacji terminowych prowadzonych co 3 godziny.

W pracy wykorzystano także dane z automatycznego zapisu temperatury gruntu do głębokości 2 m, z powierzchni gruntu i powierzchni śniegu, z dokładnością nie mniejszą niż $0,1^{\circ}\text{C}$.

Rejestracje dopływu energii promieniowania padającego i promieniowania odbitego prowadzone były na terenie zlewni Fuglebekken na analogowo-cyfrowym rejestratorze LOGGER firmy GEOPAN z dokładnością $\pm 2\text{ W/m}^2$, z krokiem czasowym zapisu co 10 minut.

Dla oceny zjawisk meteorologicznych o dużej dynamice i w celu porównań pomiędzy warunkami w Stacji Polarnej a Lodowcem Hansa, wykorzystano dane z rejestracji minutowych (temperatura, albedo, wiatr) z automatycznych stacji Vaisala (Model QLC-50) w Hornsundzie i rejestracji co godzinę przez stację CAMPBELL (Model CR7X) na Lodowcu Hansa (Rys. 3.1.2).

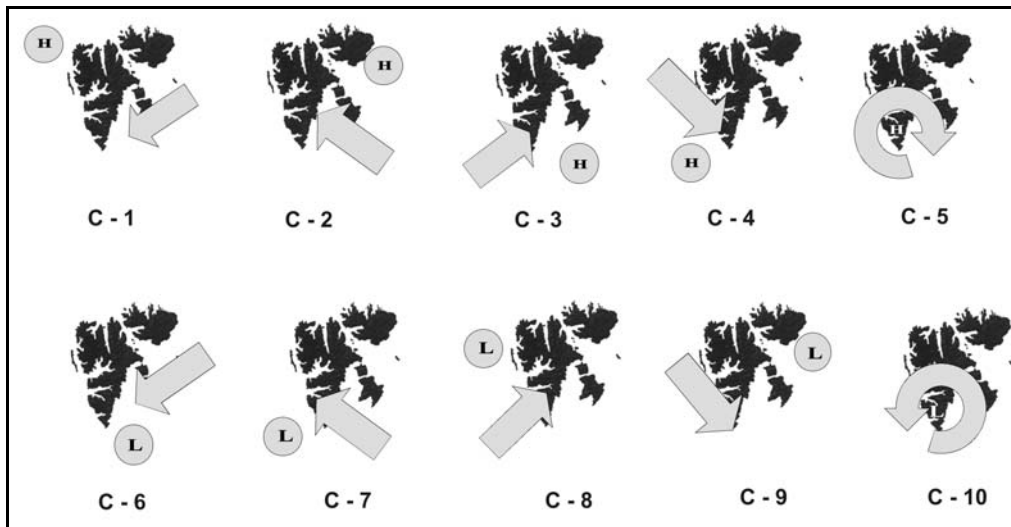
Dla oceny zróżnicowania przestrzennego warunków klimatycznych na Spitsbergenie sięgnięto do wybranych danych ze stacji meteorologicznych w Barentsburgu i Ny-Ålesund (temperatura i opad z lat 1990-1995) oraz danych termicznych z Isfjord Radio (z lat 1990-1995) i Longyearbyen Lufthavn (za okres 1911-2002; Forland i inni 1997).



Rys. 3.1.2. Automatyczna stacja pomiarowa CAMPBELL (Model CR7X) na Lodowcu Hansa na Spitsbergenie (foto P. Głowacki).
Automatic station CAMPBELL (Model CR7X) on Hansbreen, Svalbard (photo by P. Głowacki).

Cyrkulacja atmosferyczna

W analizie cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Svalbardu zastosowano jedną z klasyfikacji opracowaną przez T. Niedźwiedzia (1997a; Rys. 3.1.3). Obejmuje ona 10 typów cyrkulacji w warunkach wysokiego (H) i niskiego (L) ciśnienia, w których głównym kryterium doboru był kierunek adwekcji powietrza lub brak wyraźnego napływu (jedenasty typ cyrkulacji). Cyrkulacje określano na podstawie codziennych map synoptycznych.



Rys. 3.1.3. Typy cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Svalbardu (wg.: Niedźwiedź (2002), graficznie opracowanie autora). *Types of atmospheric circulation in Svalbard region (after Niedźwiedź (2002), drawing by the author).*

Zbiór danych z cyrkulacjami atmosferycznymi za okres 1950-2005, które stanowiły wyjściowy materiał analizy, autor uzyskał dzięki uprzejmości prof. Tadeusza Niedźwiedzia. Dla bardziej szczegółowych obliczeń korelacyjnych posłużono się również wskaźnikami cyrkulacji omówionymi w pracach klimatologicznych (Niedźwiedź 1997b; 2001; 2006).

Badania opadów atmosferycznych

Badania opadów atmosferycznych wiążą się ściśle z problemem napływu zanieczyszczeń w rejon Svalbardu, które określano na podstawie znanych relacji pomiędzy składem chemicznym atmosfery a zawartością jonów w opadach atmosferycznych (Best 1950; Georgii 1960; Whitehead, Feth 1964; Beilke, Georgii 1968; Petrenchuk, Drozdova 1968; Semb i inni 1984, Kulisz 1988; Berner, Berner 1996; Simões, Zagorodnov 2001). Regularne badania składu chemicznego opadów atmosferycznych w Hornsundzie rozpoczął autor w lecie 1988 roku, w punkcie pomiarowym usytuowanym na terenie zlewni Fuglebekken w pobliżu Stacji Polarnej w Hornsundzie. W tej niezlodowaczonej zlewni prowadzone były, w trakcie wcześniejszych polskich wypraw

na Spitsbergen, badania hydrologiczne i biologiczne. Na stanowisku pomiarowym odległym o około 500 metrów na północny wschód (NE) od budynku Polskiej Stacji Polarnej, ustawiono stojak, w którym na wysokości 2 metrów zainstalowano polipropylenowy lej opadowy o powierzchni zbiorczej 0,25 m² (Rys. 3.1.4).



Rys. 3.1.4. Lej zbierający opady atmosferyczne w rejonie Stacji Polarnej Hornsund (foto A. Nawrot). *Atmospheric precipitation collecting funnel at Polar Station Hornsund (photo by A. Nawrot).*

W okresie letnim opady z leja zbierano do polietylenowych butelek o pojemności 500 cm³. Ze względu na konieczność zgromadzenia ilości umożliwiającej wykonanie analiz fizyko-chemicznych (około 100 cm³), starano się pobierać próbę przy każdym opadzie, którego ekwiwalent wodny (angielski termin: water equivalent, w.e.) był większy niż 0,5 mm. Lej był zamykany w okresie bezopadowym i przemywany okresowo (przed spodziewanymi opadami) wodą destylowaną. Przyjęto strategię pobierania każdego opadu, różną od ogólnie stosowanych metod bazujących na próbkach tygodniowych lub miesięcznych.

Niestety, początkowe próby wyznaczenia domieszek soli zawartych w opadach atmosferycznych, zbieranych jeden raz w tygodniu, podjęte przez XII Wyprawę PAN na Spitsbergen w okresie 1989/1990, zakończyły się niepowodzeniem. W wyniku przyjętej wtedy procedury (standard EMEP), w leju gromadziły się pyły eoliczne, odchody ptasie i części organiczne nawiane z tundry. Największy wpływ na zawartość chemiczną zebranych prób opadu miały jednak aerozole morskie osadzające się na leju w okresie bezopadowym i splukiwane z jego powierzchni przez późniejszy opad. Wyniki uzyskanych w ten sposób analiz wykazywały przewodność elektryczną właściwą (SpC – angielski termin: specific conductivity) od 70 mS/m do 250 mS/m. Przekraczały więc ponad dziesięciokrotnie wartość przewodnictwa właściwego, z jaką spotykamy się wystawiając czysty lej na poszczególny opad. Informacja powyższa ma

liczącą się wartość naukową, gdyż świadczy o dużym wpływie aerozoli morskich na skład chemiczny opadów badanych w tym rejonie.

W okresie od 1988 do 2004 roku zebrano i poddano analizie 1200 próbek opadów atmosferycznych ze stacji Hornsund. W poszczególnych latach zbierano od 43 do 146 próbek opadów, co stanowiło średnio ponad 75% wszystkich odnotowanych opadów powyżej 0,5 mm w.e. Właściwości fizykochemiczne opadów atmosferycznych określano stosując metody terenowe (Krawczyk 1996). Podczas zimy zbierano świeży opad śniegu, który następnie pozostawiano do stopienia się w temperaturze pokojowej w pomieszczeniu laboratorium (Burzyk, Głowacki 1998; Głowacki, Pulina 2000).

Odczyn wody oznaczano pH-metrami stosując: w latach osiemdziesiątych model N-5123 firmy Mera-Elwro o dokładności $\pm 0,05$ pH, następnie model MAT-102 firmy Mediat o dokładności $\pm 0,02$ pH, a od roku 1991 przyrządy firmy Elmetron (modele CP-311, CP-315 i CP-401) o dokładności $\pm 0,01$ pH.

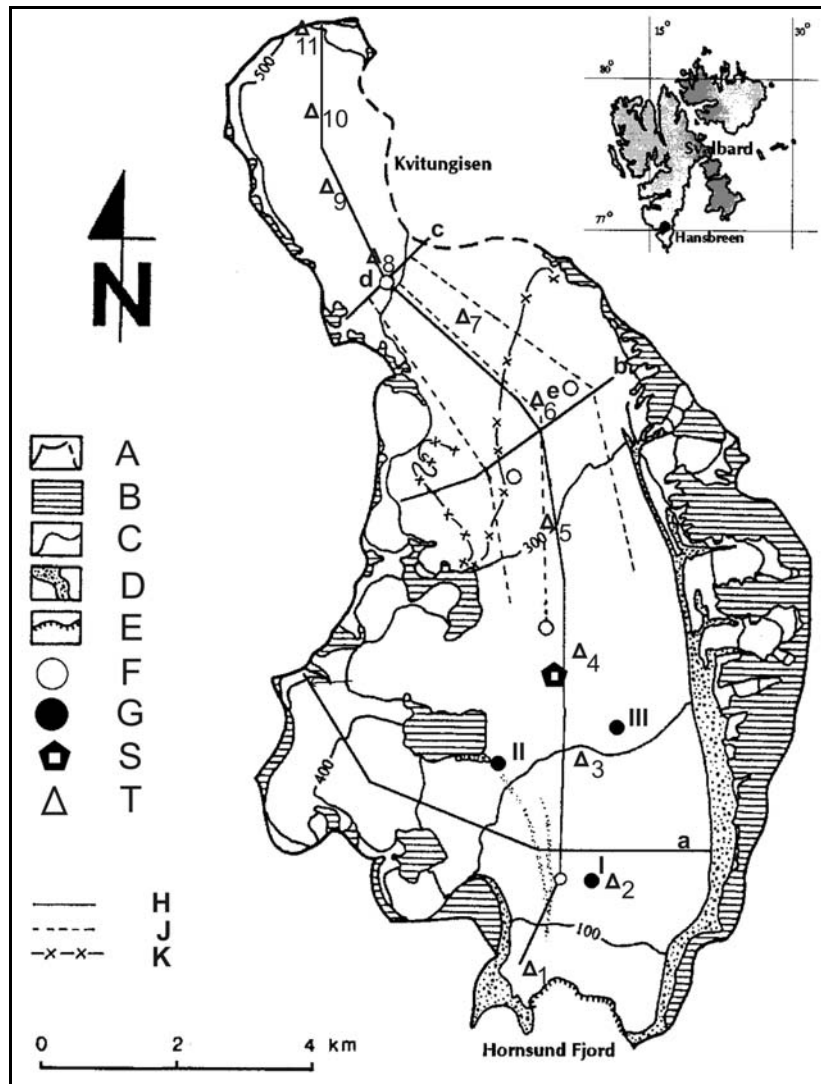
Przewodnictwo elektryczne właściwe SpC (odpowiadające zawartości rozpuszczonych w wodzie soli), mierzono za pomocą konduktometrów N-5721 firmy Mera-Elwro, z dokładnością $\pm 0,25$ mS/m, a od 1991 roku, przyrządami firmy Elmetron (modele CC-311, CC-317 i CC-401), z dokładnością $\pm 0,1$ mS/m.

W pierwszym okresie badań wykonano tylko oznaczenia stężeń jonów chlorkowych, stosując miareczkową metodę Mohra (Krawczyk 1996). Od roku 2000 prowadzono już pełną analizę opadów w Laboratorium Hydrochemii na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, przy zastosowaniu metody chromatografii jonowej oraz atomowej spektrometrii absorpcyjnej. Wynikiem analizy były dane dotyczące stężenia anionów (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) oraz kationów (NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) uzyskane przy zastosowaniu chromatografu jonowego IC-761 szwajcarskiej firmy Metrohm. Aniony oznaczono metodą z supresją, z dokładnością rzędu 0,2 ppm (Krawczyk i inni 2002). Stężenia kationów otrzymano wykorzystując również chromatograf jonowy IC-761 Metrohm, stosując kolumnę C-2 oraz kwas szczawiowy/kwas dipikolinowy jako eluent. Przy niskich stężeniach jonów K^+ w próbkach opadów, oznaczenia wykonywano na spektrometrze absorpcji atomowej SOLAAR M6 (Krawczyk i inni 2002).

Próbki opadów atmosferycznych zebrane w stacji meteorologicznej w Barentsburgu były analizowane przez pracowników tej stacji w oparciu o metodykę i przyrządy – stosowane w Stacji Polarnej w Hornsundzie. Część pozyskanych na Spitsbergenie próbek analizowano także w laboratoriach w Akademii Górniczo-Hutniczej oraz na Uniwersytecie w Bergen w Norwegii.

Badania bilansu masy lodowców

W badaniach bilansu masy i pokrywy śnieżnej wykorzystano podstawowe metody stosowane w glaciologii (Østrem, Brugman 1991), jak również nowoczesne metody geofizyczne. Bilans masy Lodowca Hansa o powierzchni 56 km² określono tradycyjną metodą pomiarów na tyczkach ablacyjnych i w szurfach śnieżnych (Jania, Głowacki 1996). Stały profil pomiarowy oparto na 11 punktach, zróżnicowanych wysokościowo od 60 do 550 m n.p.m. Lokalizację tyczek wyznaczono w oparciu o badania pokrywy śnieżnej wykonane wiosną 1989 roku w 112 punktach. Przeprowadzona w oparciu o powyższe dane analiza umożliwiła optymalny wybór miejsc pomiarowych (Leszkiewicz, Pulina 1999; Szafraniec 2002; Grabiec i inni 2005, 2006); patrz Rys. 3.1.5.



Rys. 3.1.5. Lokalizacja tyczek, szurfów, badanych studni lodowcowych, wierceń i profili radarowych na Lodowcu Hansa. **A** – granice basenu lodowca; **B** – stoki górskie; **C** – poziomice, **D** – moreny; **E** – klif lodowy; **F** – odwierty z termistorami (d, e – prezentowane dane pomiarowe); **G** – jaskinie lodowcowe (**I** – Baza cave, **II** – Cristal Cave, **III** – Gouffre Félix); **H** – profile radarowe 50 MHz (a – strefa ablacyjna, b – strefa równowagi, c – strefa kumulacyjna); **J** – profile radarowe (200 MHz); **K** – średni wieloletni przebieg linii równowagi; **S** – automatyczna stacja meteorologiczna, **T** – tyczki ablacyjne (1-11). *Location of stakes, snow profiles, glacier wells, drillings and radar profiles on Hansbreen. A – borders of glacier basin; B – mountain slopes; C – contour lines; D – moraines; E – ice cliff; F – bore holes with thermistors (d, e – data presented); G – glacier caves (I – Baza cave, II – Cristal Cave, III – Gouffre Félix), H – 50 MHz radar profiles (a – ablation zone, b – equilibrium zone, c – accumulation zone); J – 200 MHz radar profiles; K – mean ELA range; S – automatic meteorological station; T – ablation stakes (1-11).*

Badania fizykochemiczne pokrywy śnieżnej prowadzone były corocznie pod koniec sezonu zimowego (pierwsza połowa maja) w trzech punktach: w strefie ablacyjnej na czole lodowca na wysokości 60 m n.p.m., na linii równowagi 320 m n.p.m. oraz w strefie akumulacyjnej na lododziale Hans-Vrangpeisbreen na wysokości 550 m n.p.m. Stratyfikacja warstw w każdym z badanych szurfów śnieżnych była opisywana według klasyfikacji międzynarodowej zmodyfikowanej przez M. Pulinę (Pulina 1991), pozwalającej wydzielić 22 formy śnieżno-firnowo-lodowe. Szurfy sięgające głębokości od 60 cm do 560 cm obejmowały zasadniczo pokrywę śnieżną z okresu zimowego. W wybranych miejscach w strefie akumulacyjnej wkop obejmował również jednoroczną lub dwuletnią warstwę firnu. Po dokonaniu klasyfikacji warstw, w szurfach określano zapas wody w śniegu i firnie. Dodatkowo, mierzono też temperaturę na różnych głębokościach poprzez wprowadzenie do wnętrza warstwy termometru rtęciowego, z dokładnością odczytu $\pm 0,1$ °C. Dla uzyskania materiału do dalszych badań fizyko-chemicznych pobierano próby z poszczególnych warstw do litrowych polipropylenowych słoików. W przypadku występowania warstw bardzo cienkich lub nie dających się jednoznacznie wydzielić, pobierano jedną próbę z przedziału głębokościowego, wyznaczonego dwoma wyraźnymi granicami rozdzielającymi warstwy. Te same procedury stosowano również w prowadzonych przez autora badaniach pokrywy śnieżnej na innych lodowcach (Leszkiewicz, Głowacki 2001). W roku 1991, oprócz wkopów wykonanych na dwóch lodowcach Amundsenisen i Kongsvegen, do badań głębszych warstw w strefach akumulacyjnych wykorzystano urządzenie do pobierania rdzenia o średnicy 7 cm.

W północno zachodniej części Spitsbergenu na lodowcu Kongsvegen powyżej granicy równowagi ($78^{\circ}48'15''$ N, $13^{\circ}05'20''$ E, 580 m n.p.m.), wykonano odwiert sięgający głębokości ponad 5 m, który obejmował oprócz zimowej warstwy rocznej, również warstwy firnu z lat 1988-1990. Opis i klasyfikacja warstw świeżego śniegu z pozyskanego rdzenia są obarczone większym błędem (ze względu na zniekształcenia i kompresję) od wyników pozyskiwanych w szurfach.

Na Amundsenisen ($77^{\circ}15'45''$ N, $15^{\circ}39'35''$ E, 700 m n.p.m.), największym polu akumulacyjnym w rejonie Południowego Spitsbergenu, badania pokrywy śnieżnej okresu zimowego przeprowadzono w szurfie o głębokości 4,5 m. Badania wieloletniego firnu i warstw lodu bazowały na 11,5 m rdzeniu lodowo-firnowym z odwiertu. Pozyskany rdzeń po opisie i określeniu zapasu wody przecinano wzdłuż (na miejscu). Połówkę rdzenia po jego rozdzieleniu na warstwy, umieszczano w słoikach polipropylenowych do dalszych badań fizyko-chemicznych w Stacji Polarnej w Hornsundzie, a próbę z drugą połową rdzenia po specjalnej obróbce, analizowano w laboratorium izotopowym w Grenoble (LGGE – Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement; Pourchet i inni 1995).

Pobór prób w roku 1990 i 1991 dla badań specjalistycznych składu chemicznego zimowej pokrywy śnieżnej w strefach akumulacyjnych Lomonosovfonna ($78^{\circ}49'10''$ N, $17^{\circ}30'20''$ E, 1200 m n.p.m.), Amundsenisen i Kongsvegen odbywał się w tych samych szurfach omówionych wyżej. Różnicą było jedynie to, że próby śniegu do analiz pobierano do zakręcanych pojemników na całej głębokości wkopu co 10 cm, niezależnie od układu naturalnego poszczególnych warstw śniegu czy lodoszreni.

Pobrane do butelek i zamknięte szczelnie próby śniegu, firnu i lodu, były następnie analizowane w Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) w New Hampshire, USA (Arkhipov i inni 1992).

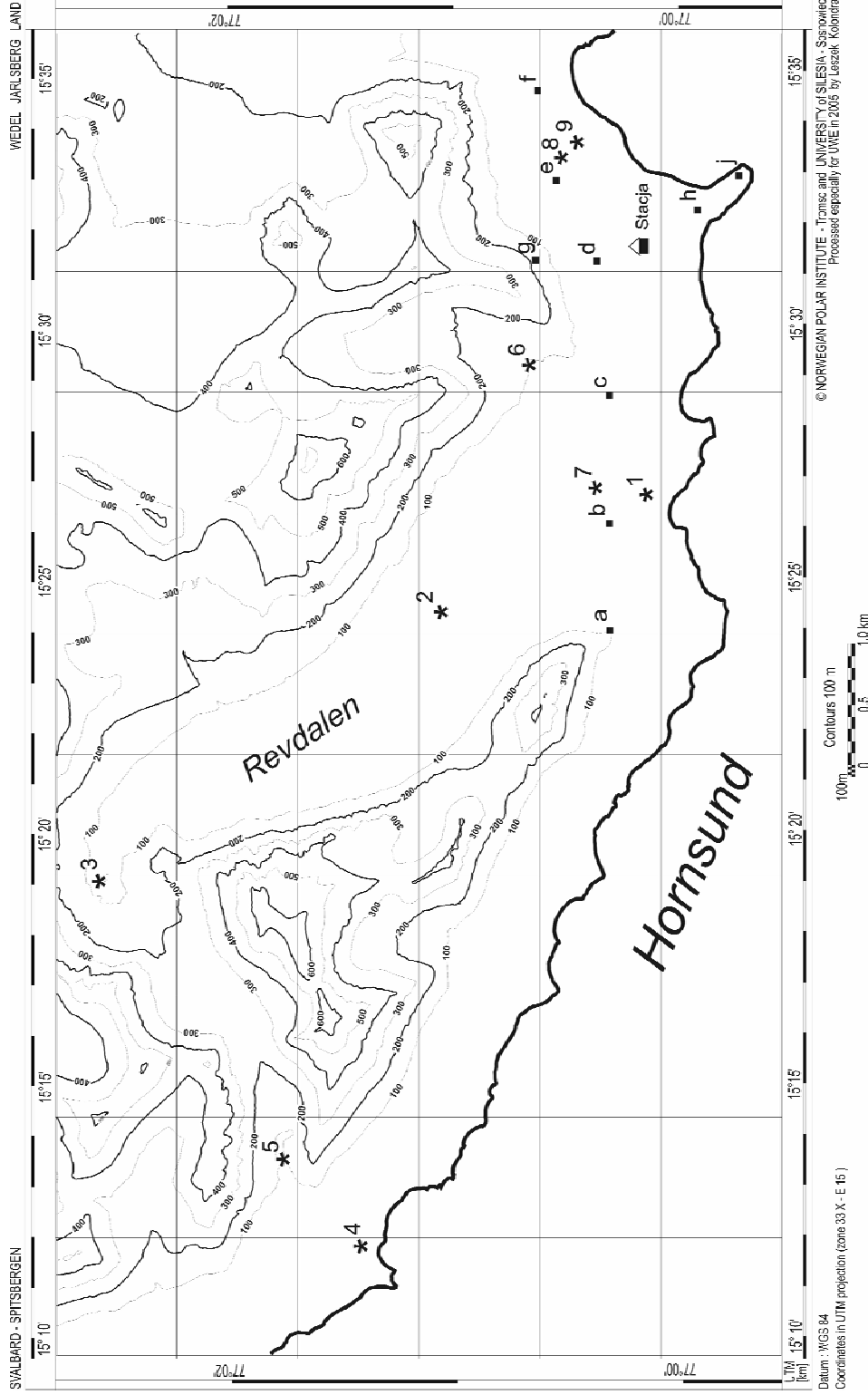
Badania wód lodowcowych

Badania wód roztopowych na lodowcach Hansa i Werenskiolda prowadzono w wybranych punktach na ciekach supraglacialnych, pobierając próby wody do szczelnie zamykanych 0,5 litrowych butelek polietylenowych. Wody z drenażu wewnętrznego (studni lodowcowych, jaskiń, korytarzy) pobierano w okresach ich dostępności. Pełniejszy cykl obserwacyjny prowadzony był w jaskini lodowej Cristal Cave na Hansbreen w sezonie zimowym 2003/2004. Oprócz pobierania prób wody, które następnie poddawano badaniom laboratoryjnym w takim samym zakresie jak w przypadku opadów atmosferycznych, mierzono również zmiany poziomu zwierciadła wody w studniach taśmą mierniczą z dokładnością do 1 cm, w stosunku do reperów zainstalowanych we wnętrzu lodowca. Ponadto, rejestrowano tempo zaciskania się ścian korytarzy, specjalnie w tym celu przerobionym przez autora limnigrafem, z dokładnością do 1 mm.

Wody z wypływów subglacialnych i w rzece lodowcowej na terenie zlewni Lodowca Werenskiolda były przedmiotem szczegółowych studiów wielu badaczy (Pulina i inni 1984b; Kropka, Rehak 1987; Krawczyk i inni 1990; Leszkiewicz, Rehak 1989; Pereyma 1991; Krawczyk 1992; Krawczyk, Wach 1993; Krawczyk, Opołka-Gądek 1994; Krawczyk, Leszkiewicz 1995; Leszkiewicz, Pulina 1996; Pulina 1999; Pälli i inni 2003b). Autor również uczestniczył w niektórych z tych badań, prowadząc okresowe rejestracje temperatury, odczynu i przewodności elektrycznej właściwej wypływających wód w sezonie letnim 1983 roku. Dla prześledzenia dynamiki zmian składu chemicznego tej zlewni, na profilu pomiarowym przepływu wody w rzece lodowcowej, przecinającej morenę boczną Lodowca Werenskiolda, zamontowano taśmowy rejestrator analogowy NSK 61 firmy Mera-Kwap, który rejestrował co 1 minutę temperaturę wody, pH, przewodnictwo elektryczne właściwe przekazywane z przyrządów pomiarowych N-5123 i N-5721 Mera-Elwro. Celem uzyskania wyników w szerszym przedziale czasowym, rejestrator włączany był przez zegar o pełnej godzinie na okres pięciu minut. Wyniki pomiarów (po kalibracji taśm na kartometrze typu KAR-A2/M PCO-Warszawa) charakteryzowały się odpowiednio dokładnością: $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$, $\pm 0,1\text{ pH}$ oraz $\pm 0,5\text{ mS/m}$.

Pomiary wypływu wód lodowcowych z moreny bocznej Lodowca Hansa prowadzono w latach 1998-2001. Okresowo pobierano próby do butelek polietylenowych dla określenia odczynu i zawartości rozpuszczonych soli bezpośrednio po pobraniu próby. Oznaczenia składu jonowego metodami analizy miareczkowej i metodami jonoselektywnymi wykonywano w laboratorium Stacji Polarnej, a metodą chromatografii jonowej w Laboratorium Hydrochemicznym na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego.

Badania dotyczące oddziaływania opadów atmosferycznych i pokrywy śnieżnej na skład chemiczny cieków powierzchniowych obszaru niezlodowaczonego wzdłuż wybrzeża od Isbjørhamny do domku traperskiego Hyttevika, prowadzono w latach 1993-2002 w punktach pomiarowych przedstawionych na Rys. 3.1.6.



Rys. 3.1.6. Lokalizacja miejsc pomiarowych śniegu oraz poboru prób wody z cieków w północno-zachodniej części fiordu Hornsund. (wykorzystano fragment mapy Werenskioldbreen – Kolondra 2002). Punkty pomiarowe: 1 – rzeka Revelva w przewężeniu powyżej cofki morskiej, 2 – rzeka Revelva wypływ z Revvatnet, 3 – potok zasilający Revvatnet, 4 – potok z Gangpasset powyżej jeziora nad brzegiem morza, 5 – wypływ potoku z doliny Gangpasset, 6 – wypływ potoku z Ariedalen, 7 – potok Ariebecken przed połączeniem z Revelvą, 8 – potok Fuglebekken przy wodowskaziu opodal domku środowiskowego, 9 – potok wypływający z moreny bocznej Hansa przy „Lisich norach”, a – zbocze Rotjesfiellet (obok latarni), b – Revdalen (w korycie rzeki), c – Ariedalen (w środkowej części pomiędzy progiem stoku i ujściem do Revelwy), d – skałki w okolicy masztu radiosondy, e – obok kontenera środowiskowego, f – przy morenie bocznej Hansa, g – stok zbocza Arieekammen, h – w okolicy tzw. „domku policjanta”, j – Wilczekodden (w okolicy domku traperskiego). *Location of snow and surface water sampling sites in NW part of Hornsund fjord (fragment of Werenskioldbreen map – Kolondra (2002).*

Punkty zlokalizowano na początku cieków i po ich przepłynięciu przez obszar tundry. Pobór wody z tych miejsc odbywał się po większym (znaczącym) opadzie atmosferycznym. Próby analizowano w podobny sposób jak wody z rzek lodowcowych. W latach 1993-2001 przeprowadzono również oznaczenia stężenia wybranych jonów metali ciężkich (Cu, Pb, Cd, Zn) metodą woltamperometryczną przyrządem firmy Radius i pulsopolarografem PP-04A firmy Telpod z dokładnością do 1 ppb (Burzyk, Głowacki 1998; Burzyk i inni 2004).

Badania stref wypływu wód lodowcowych kanałami subglacjalnymi bezpośrednio do morza prowadzono w okresie ablacyjnym 1993 w trzech profilach, oddalonych od czoła lodowca o 200, 500 i 2000 m, na głębokościach 1, 5 oraz 35 metrów. Próby wody pobierano batymetrem i następnie analizowano w laboratorium Stacji Polarnej. Bardziej szczegółowe badania morskie w tym zakresie prowadzone były przez zespół oceanologów z Instytutu Oceanologii PAN (Węsławski i inni 1995; Beszczyńska-Möller i inni 1997).

Pomiary geofizyczne

W badaniach struktury wewnętrznej lodowców i dynamiki zmian ich powierzchni stosowano również metody geodezyjne i geofizyczne. Dla lokalizacji punktów pomiarowych wykorzystywano przyrządy: tachimetr laserowy Leica TCR 1105 oraz DGPS Aztech Z-Surveior i Leica GX 1230 (Eiken i inni 1997; Vieli i inni 2002).

Dla poznania struktury i właściwości wnętrza lodowca bardzo użyteczna okazała się technika radarowa wykorzystująca fale elektromagnetyczne w zakresie 20-800 MHz, która pozwala na określenie jego struktury termicznej, stratyfikacji, nasycenia wodą, lokalizacji wewnętrznych szczelin, kanałów oraz materiału morenowego (Harrison 1973; Czajkowski 1980; Macheret, Zhuravlev 1982; Dowdeswell i inni 1984; Bogorodsky i inni 1985; Macheret i inni 1991, 1993; Hamran i inni 1996; Ødegård i inni 1997; Frolov, Macheret 1998; Moore i inni 1999; Macheret, Glazovsky 2000; Murray i inni 2000; Benjumea i inni 2003; Pälli i inni 2003a; 2003b). Badania struktury

ry warstw śniegu i firnu prowadzono z użyciem radaru Ramac GPR (Malå Geoscience) o częstotliwości 200 MHz (Pälli i inni 2003a). Dla poznania grubości lodowców i ich struktury termicznej do głębokości 350 m stosowano ten sam radar z wykorzystaniem częstotliwości 50 i 25 MHz (Moore i inni 1999; Pälli i inni 2003b). Badania struktury pola akumulacyjnego Amundsenisen do głębokości 700 m oraz zmian zawartości wody w lodzie, prowadzono radarem monoimpulsowym VIRL-6 pracującym na częstotliwości 20 MHz (Vasilenko i inni 1987; 2002; 2003; Jania i inni 2005).

Badania z wykorzystaniem technik radarowych pozwalają na bezinwazyjne poznanie przestrzenne struktur pokryw śnieżno-lodowych do znacznej głębokości i na dużym obszarze. Są one technikami nowymi i ciągle udoskonalanymi, z dużym potencjałem wykorzystania ich w badaniach pokryw lodowych w przyszłości.

3.2. Metody opracowane i zaproponowane przez autora

Opisane poniżej procedury, opracowane przez autora, umożliwiają oszacowanie ilości wód ablacyjnych lodowca jaka zamarza w jego wnętrzu i tym samym stanowią kluczowy element służący ocenie bilansu masy lodowców (Głowacki 1998). W kontekście ich opisu wydaje się celowe przedstawienie ogólnych rozważań dotyczących procesów zachodzących w lodowcach i prowadzonych na nich badaniach, mających związek z metodami zaproponowanymi przez autora. Należy zaznaczyć, że nie jest dotychczas znana żadna metoda, która byłaby uniwersalna i kompleksowa. Nie opracowano wcześniej metody, pozwalającej na bezpośrednie śledzenie procesów hydrologicznych i hydrochemicznych we wnętrzu lodowców co pozwoliłoby na określenie wielkości zasilania wewnętrznego. Znane są, w szczególności, pośrednie metody geofizyczne (radarowe) pozwalające jedynie na oszacowanie zawartości wody w lodzie i firnie, bez oceny jej chemizmu.

Druga podstawowa metoda pozwalająca na uzyskanie danych o strukturze lodowca, to wiercenia rdzeniowe, wykonywane zazwyczaj w jego polu akumulacyjnym. Uzyskane tą drogą wyniki wskazują na duże przestrzenne zróżnicowanie termiki lodowców i stopnia zmetamorfizowania warstw, w zależności od miejsca i lokalizacji punktów pomiarowych.

Rozwijająca się w ostatnim dwudziestolecu speleologia glacialna (Mavludov 2006), umożliwia czasami nieregularny pobór prób wody z wnętrza lodowca, głównie w jego strefie ablacyjnej. Dzięki tym działaniom uzyskuje się dane o reżimie oraz intensywności procesów hydrologicznych i fizyko-chemicznych w tej partii lodowca, w szczególności umożliwiające oszacowanie, jaka część wód ablacyjnych pozostaje w jego wnętrzu (Stenborg 1968; 1969; Bjornsson 1975; Rózkowski 1980; Pulina 1981; 1984a; 1984b; Leszkiewicz 1982; 1996; Gokhman, Khodakov 1985; Holmlund 1988; Krawczyk, Pulina 1991; Lambertom 1991; Pulina, Rehak 1991; Schroeder 1991; 1994; Badino 1991; 1992; Krawczyk 1992; Eraso, Pulina 1994; Lauritzen 1996; Wadham i inni 2000; Vatne, Refsnes 2003; Salomon, Pulina 2005; Bingham i inni 2005). Należy jednak podkreślić, że dane uzyskiwane tą drogą mają charakter sporadyczny.

Niedostępne do bezpośrednich pomiarów zasilania wewnętrznego pozostają ciągle strefy akumulacyjne lodowców, a w szczególności rejonu, w których występuje

firn i tzw. „biały lód”, znajdujące się w temperaturze punktu topnienia lodu, która zależy od panującego tam ciśnienia.

Zimowe wychłodzenie górnej warstwy pokrywy śnieżnej i firnu powoduje, że osiąga ona temperaturę zbliżoną do średniej rocznej temperatury powietrza w badanym rejonie. Perkolujące (przesączające się) w głąb śniegu i firnu wody ablacyjne oraz opady ciekłe w okresie letnim ulegają częściowemu zamarzaniu w głębszych jego warstwach, oddając przy tym znaczne ilości ciepła (Golubev 1976; Loth i inni 1993; Paterson 1994; Loth, Graf 1998).

Po ustaleniu się równowagi termicznej w okresie polarnego lata, strefa firnowa nasycona jest wodą i jej strukturę porównać można do gąbki. Woda która nie zamarzła w górnych warstwach, przesiąka dalej, zasilając kanały inglacjalne i subglacjalne oraz niżej położone strefy lodu, będące w temperaturze topnienia lodu (pod wpływem ciśnienia panującego na tej głębokości), znanego pod nazwą „ciepły lód” (porównaj Jania 1997).

W literaturze przedmiotu coraz więcej uwagi poświęca się retencji i hydrologii wód we wnętrzu lodowców, o czym mogą świadczyć prace licznych autorów (Röthlisberger 1972; Walder, Hallet 1979; Ambach i inni 1981; Seaberg i inni 1988; Röthlisberger, Lang 1987; Fountain 1996; Iken i inni 1996; Fountain, Walder 1998; Glazovsky i inni 1998; Macheret, Glazovsky 2000).

Specjalne prowadzenie badań przy użyciu technik radarowego sondowania lodowców, pozwoliło w ostatnich latach na wyznaczenie stref i stopnia nasycenia wodą w obszarze „ciepłego lodu”. Ilość wody, okresowo wypełniającej luki i przestrzenie nieciągłości w strukturze sieciowej takiego lodu, może dochodzić do 6% w okresie ablacji i zmniejszyć się do 0,4% w okresie zimowym (Lliboutry 1996; Benjumea i inni 2003; Jania i inni 2005). W strefie firnu, ze względu na jego porowatość i chłonność, ilość ta może być znacznie większa. Oznacza to, że mając na uwadze znaczną miąższość stref firnowych oraz duże obszary występowania „ciepłego lodu” w lodowcach Spitsbergenu, nie można pomijać znaczenia wody przesiąkającej z powierzchni. Musi być ona uwzględniona zarówno w bilansie masy lodowców, jak i w procesach decydujących o ich dynamice.

Punktowe pomiary temperatury w odwiertach stref akumulacyjnych lodowców pozwalają oszacować ilości wody wtórnie zamarzającej w jego wnętrzu oraz skorygować bilans jego masy w badanym miejscu. Trzeba jednak zaznaczyć, że wielkość powierzchniowej ablacji może wyraźnie różnić się w wybranych punktach (nawet gdy są one położone blisko siebie). Aproksymacja danych z punktowych pomiarów termicznych na całą strefę akumulacyjno-firnową obarczona jest znacznym błędem (Golubev, Dyurgerov 1976).

Politermalna struktura lodowców spitsbergeńskich, z zimną warstwą powierzchniową rozciągającą się od czoła do strefy linii równowagi, oraz rozwinięta sieć drenażu powierzchniowego i wewnętrznego sprzyja szybkiemu spłynięciu i odprowadzeniu wody w trakcie lata z ablacyjnej części lodowca. Inaczej wygląda to w strefie akumulacyjnej lodowca, gdzie ze względu na małe nachylenie powierzchni proces ten jest znacznie wolniejszy. Wody powstałe z częściowo stopionego śniegu przede wszystkim przesiąkają wolniej do głębszych warstw śniegu i firnu. W trakcie topnienia

zimowej pokrywy śnieżnej obserwowany jest proces wymywania zdeponowanych w niej domieszek chemicznych pochodzenia naturalnego i antropogenicznego (Johannessen, Henriksen 1978; Reuss i inni 1995; Raben, Theakstone 1997; Głowacki, Pulina 2000). Intensywność procesu wymywania tych domieszek z pokrywy śnieżnej zależy od intensywności jej topnienia (Głowacki i inni 1996).

Autor zaproponował nową metodę szacowania ilości wód ablacyjnych lodowca jakie zamarzają w jego wnętrzu (Głowacki 1998). W metodzie tej wykorzystany jest fakt występowania domieszek chemicznych w pokrywie śnieżnej, które w okresie topnienia dostarczane są do wnętrza lodowca wraz z wodami o określonej mineralizacji. Przedstawiona metoda jest prosta, nie wymaga specjalnych kosztownych urządzeń oraz może być stosowana przy okazji innych prac glaciologicznych. Proponowane jest postępowanie według schematu przedstawionego na Rys. 3.2.1 i krótko omówione poniżej:

(a) Pierwszym punktem stosowanej procedury jest wykonanie dodatkowych badań zawartości domieszek chemicznych (soli) w śniegu, w ramach rutynowych pomiarów dotyczących zimowej pokrywy śnieżnej prowadzonych w szurfach. Uzyskane dane stanowią podstawę do obliczenia wielkości ładunku soli zdeponowanego na obszarze, w którym w okresie letnim może wystąpić perkolacja.

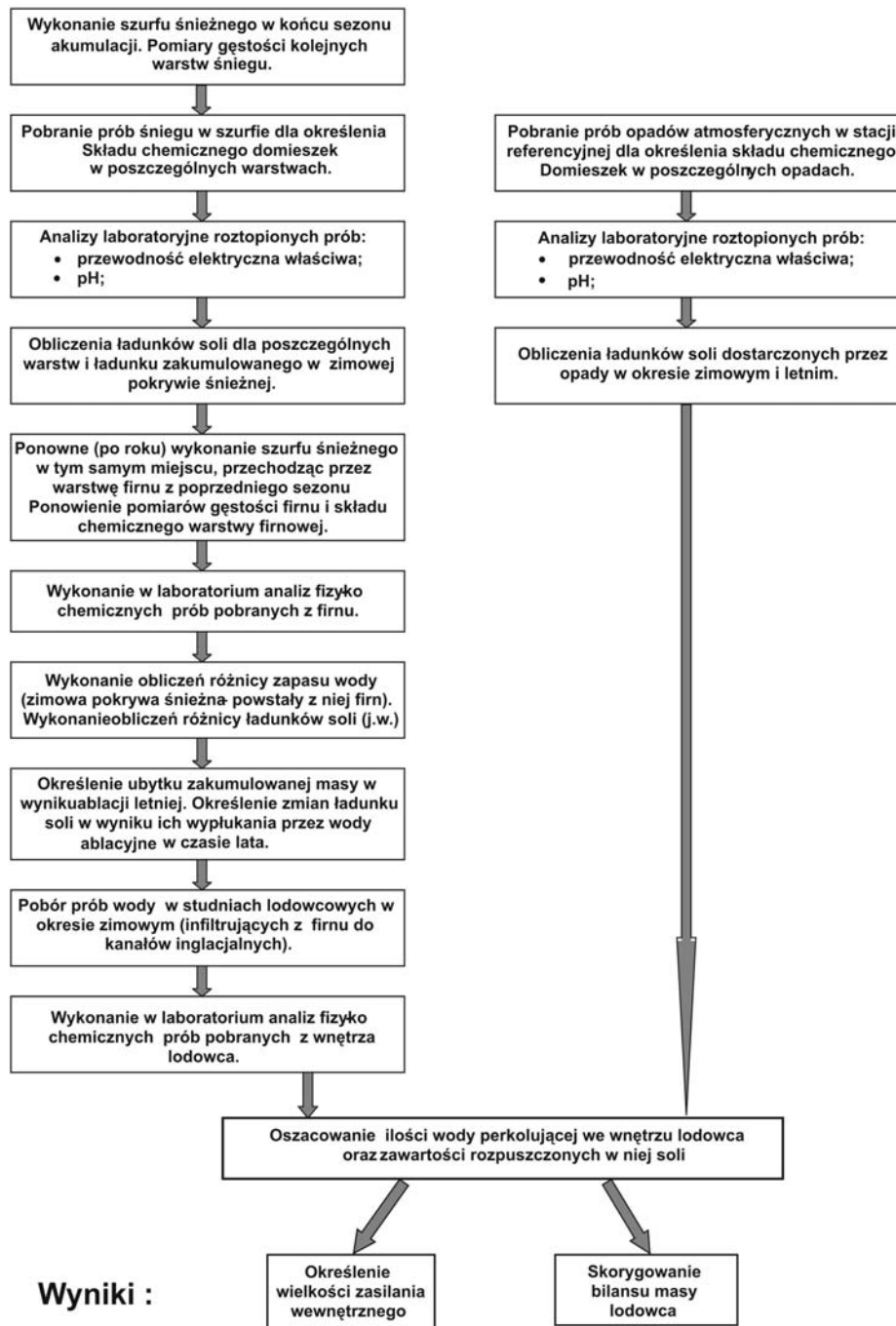
Dodatkową rekomendowaną czynnością jest wyodrębnienie i oddzielne pobranie we wkopie prób z poszczególnych warstw i wykonanie pomiaru średniej wartości przewodności właściwej (SpC) oraz zakwaszenia wód (pH). Znajomość tych danych nie tylko umożliwia zmniejszenie błędu z jakim wyznacza się zawartość soli, ale pozwala również na powiązanie warstw z określonymi w czasie epizodami opadowymi. Badania te należy wykonywać przed końcem okresu zimowego, w celu uniknięcia ewentualnych zmian w stratyfikacji śniegu.

(b) Kolejnym elementem procedury jest określenie ilości wody roztopowej, która przeniknęła do wnętrza lodowca poprzez śnieg i firn. Wielkość tę uzyskuje się na podstawie pomiarów zmian wysokości tyczek ablacyjnych, po zakończeniu sezonu ablacji na lodowcu.

Prowadzone w następnym sezonie zimowym badania pokrywy śnieżnej rozszerzono o badania dotyczące warstwy firnu powstałego z metamorfozy śniegu w trakcie poprzedniego sezonu letniego. Struktura tego firnu, zapas wody i pozostałe w nim resztki domieszek chemicznych pozwalają na zbilansowanie i wyznaczenie ładunku soli (angielski termin: total dissolved salt, TDS) jaki przeniknął do wnętrza lodowca. Na tej podstawie określa się średnią wartość przewodności właściwej (SpC) oraz zakwaszenie wód pozostających we wnętrzu lodowca.

(c) Te słabo zmineralizowane wody, zamarzając w głębszych warstwach firnu zwiększają stężenie zawartych w nich soli w wyniku procesu kriochemicznego (Pulina 1984b). Zmiana (zwiększenie) stężenia rozpuszczonych soli w wodach perkolacyjnych, opuszczających strefę akumulacyjną lodowca, staje się miarą wielkości zasilania wewnętrznego tej strefy.

Należy pamiętać, że w udrożnionych w okresie letnim kanałach inglacialnych i supraglacialnych oraz w studniach w lodowcu, minimalne stany wody występują po zakończeniu okresu ablacyjnego. Potwierdziły to eksploracje speleologiczne jaskiniowych systemów lodowcowych (Schroeder 1991). Na początku okresu zimowego zamarzają miejsca wypływu tych wód lodowcowych, blokując powolny spływ wody

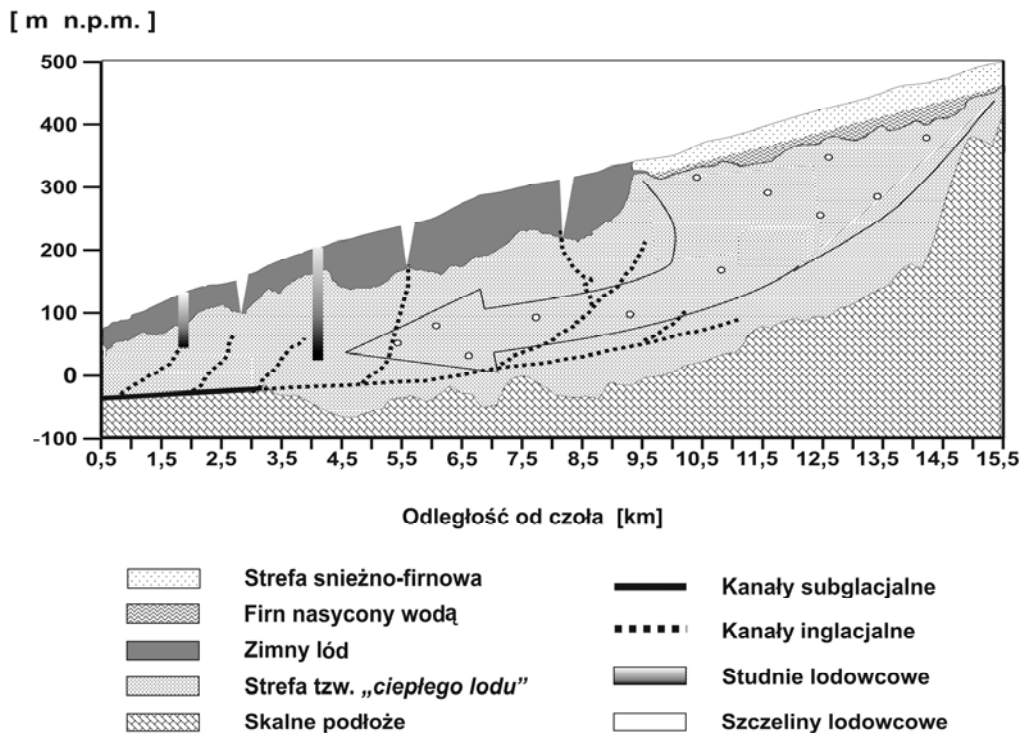


Rys. 3.2.1. Schemat procedur i czynności zastosowanych do określenia wielkości zasilania wewnętrznego Lodowca Hansa na Spitsbergenie, zaproponowany przez autora. *Schematic diagram for procedures and activities undertaken to determine internal feeding of Hansbreen, Spitsbergen, proposed by the author.*

z wyżej położonych stref firnowych (Bukowska-Jania, Szafraniec 2005). W okresie zimowym woda ta wypełnia wewnętrzny system retencyjny lodowca, czego dowodem jest podnoszenie się powierzchni lustra wody w studniach lodowcowych nawet o kilkadziesiąt metrów.

Analizując próby wody pobrane ze studni lodowcowych można je sklasyfikować pod względem typu i właściwości chemicznych. Pozwala to wyróżnić te studnie, w których wypełniająca je woda nie miała kontaktu z materiałem skalnym rozproszonym w lodzie bądź z podłożem. Okres spływu wód perkolacyjnych do studni zależy od rozmiarów lodowca i jego nachylenia, może więc być dłuższy od jednego cyklu rocznego. Schemat takiego obiegu wody przedstawiono na modelu graficznym (Rys. 3.2.2).

Przedstawione powyżej rozważania sugerują wypracowanie nowych metod, które pozwalałyby na uzyskanie bezpośrednich wyników pomiarowych w wydrążonych wewnątrz lodowca komorach z zainstalowanym systemem monitorowania ilości i składu chemicznego perkolujących i przepływających wód (Lappegard i inni 2006).



Rys. 3.2.2. Schemat drenażu wód i wewnętrzna struktura Lodowca Hansa na Spitsbergenie z zaznaczonymi możliwymi kierunkami przepływu wód. *Schematic diagram of water circulation and internal structure of Hansbreen, Spitsbergen.*

4. WYNIKI BADAŃ

4.1. Opady

Opady, które zasilają lodowce w masę oraz związki chemiczne, stanowią podstawowy element wyjściowy w złożonym kompleksie zjawisk zachodzących we wnętrzu lodowców. Obszerne omówienie wyników w tym zakresie, bazujące na danych uzyskanych w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie na Spitsbergenie, przedstawione jest poniżej. Przed ich prezentacją graficzną niezbędne jest jednak bardziej szczegółowe omówienie kryteriów według których dobierano i opracowano dane, w kontekście ich merytorycznych uwarunkowań i celów stawianych w niniejszej pracy.

Należy zaznaczyć, że w zależności od rodzaju prowadzonych badań polarnego środowiska przyrodniczego, różnie definiowane były zarówno pory roku, jak i przedziały czasowe do nich zaliczane (Baranowski 1968; Gawriłowa, Sokołov 1969; Hisdal 1985; Leszkiewicz 1987; Kwaśniewska, Pereyma 2004). Nie istnieje zatem jednolity system i kryteria podziału, które stosowane są powszechnie. Z tego też względu porównywanie danych z różnych miejsc badań i ośrodków prowadzących te badania, nie jest proste. Wykorzystywane wcześniej kryterium stosowane przez glaciologów, definiujących sezon letni jako okres ze średnią temperaturą powyżej $+2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Baranowski 1968), nie może być stosowane bezkrytycznie. Oparcie się na tak zwanym kryterium miesięcy letnich (czerwiec-sierpień, bądź czerwiec-wrzesień), wiąże się z koniecznością jego ciągłych modyfikacji w związku z występującym trendem ocieplenia Arktyki. Widać to szczególnie przy porównaniu danych z Hornsundu za wrzesień z lat siedemdziesiątych (kiedy przeważały opady stałe) i dziewięćdziesiątych (występowanie w większości opadów ciekłych).

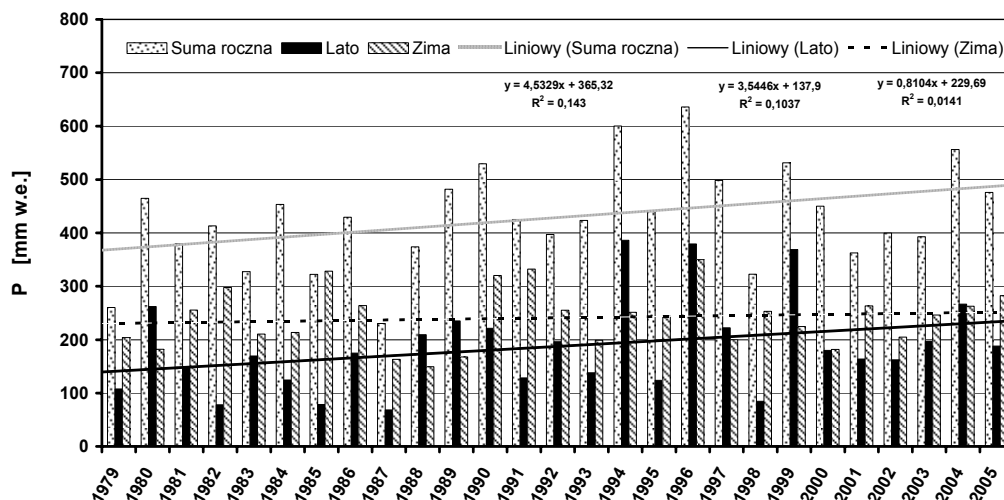
W niniejszej pracy przyjmuje się, że dla omawianych procesów najbardziej właściwe jest przyjęcie tylko dwóch okresów: zimy i lata polarnego. Dla ich definicji, autor przyjął kryterium terminów ruchomych, oparte na dodatniej, bądź ujemnej średniej dobowej temperatury powietrza w rejonie prowadzonych badań (Głowacki, Niedźwiedz 1997). Takie kryterium pozwala na obiektywne porównania dynamiki zjawisk i procesów nie tylko w skali lokalnej, ale i regionalnej, co wiąże się z rozgraniczeniem okresów występowania opadów stałych i ciekłych. Na podstawie analizy serii obserwacyjnych bilansu masy lodowców stwierdzono, że ważny jest właśnie rodzaj opadu (stały czy ciekły). Okresy z opadami stałymi i ciekłymi autor nazywa odpowiednio „zimą rzeczywistą” i „latem rzeczywistym”, konsekwentnie używając tych terminów (bez cudzysłowu) w dalszej części pracy. W przybliżeniu, okres zimy rzeczywistej odpowiada okresowi akumulacji na lodowcach. Przyjęcie powyższego kryterium ma jeszcze bardziej istotne implikacje w odniesieniu do problemu ładunku soli i zanieczyszczeń, jakie dostarczane są z opadami do środowiska przyrodniczego. Prace licznych autorów cytowane we wstępie, koncentrują się na fakcie jak efektywnie usuwane są z atmosfery zanieczyszczenia przez śnieg, a szczególnie przez sadź (patrz też Głowacki i inni 1996; Mc Donald i inni 2000). Według autora bardzo istotny jest jednak charakter bezpośredniej reakcji zanieczyszczeń i domieszek dostarczanych z opadem na powierzchnię lodowca, bądź do zlewni niezlodowaconych. Opady ciekłe mają możliwość szybkiej reakcji z glebą lub skałą, natomiast w przypadku opadów stałych

należy liczyć się z akumulacją i opóźnioną do czasu roztopów, reakcją zanieczyszczeń z otoczeniem. Dobrym tego przykładem może być bezpośrednio dostarczanie wraz z „kwaśnym deszczem” jonów wodorowych do podłoża skalnego. Zgodnie z zasadami kinetyki reakcji chemicznych (Bielański i inni 1980), rzeczywista szybkość reakcji tych jonów ze skałą, w tym samym środowisku i małym przedziale temperatur, zależy przede wszystkim od stężenia jonów zawartych w opadzie. Spływająca po podłożu woda jest w takim przypadku stosunkowo szybko buforowana w miejscach pierwszego kontaktu deszczu z podłożem. Jest sprawą bezdyskusyjną, że ten sam opad, ale w postaci stałej, nie będzie reagował z podłożem w takim samym czasie i z taką samą szybkością. Oczywiście jest, że dopiero po przejściu fazowym śniegu, firnu bądź lodu w wodę, nastąpi efektywny proces wzajemnego oddziaływania jonów akumulowanych w topniejącej pokrywie z podłożem. Należy wówczas oczywiście uwzględnić dodatkowe czynniki wpływające na kinetykę tej reakcji chemicznej. Wymywane, wraz z wodą roztopową, różne jony zawarte w zimowej pokrywie śnieżnej, mają z jednej strony możliwość wzajemnego reagowania, z drugiej zaś strony należy się liczyć z możliwością wystąpienia tzw. efektu wspólnego jonu lub katalitycznego przyspieszenia reakcji oddziaływania na podłoże. Największy jednak wpływ na procesy oraz efekty reakcji chemicznych z udziałem wód roztopowych ma przejście fali podwyższonego stężenia jonów. Jony zakumulowane w zimowej pokrywie śnieżnej wymywane są o wiele szybciej, niż trwa proces topienia się śniegu. Dlatego też stężenia jonów docierających do powierzchni skały mogą nawet kilkakrotnie przewyższać stężenia notowane w poszczególnych epizodach opadowych. W konsekwencji, może to nawet doprowadzić do rozszerzenia przestrzennego lub zmiany miejsca oddziaływania zanieczyszczeń poza miejsca, gdzie opad wystąpił.

W świetle powyższych informacji, przy analizie roli opadów w całokształcie procesów zachodzących w środowisku polarnym, wydaje się niezbędne ich czasowe uszeregowanie nie tylko w kategorii opadów łącznych, ale również oddzielnie dla okresu zimowego i letniego.

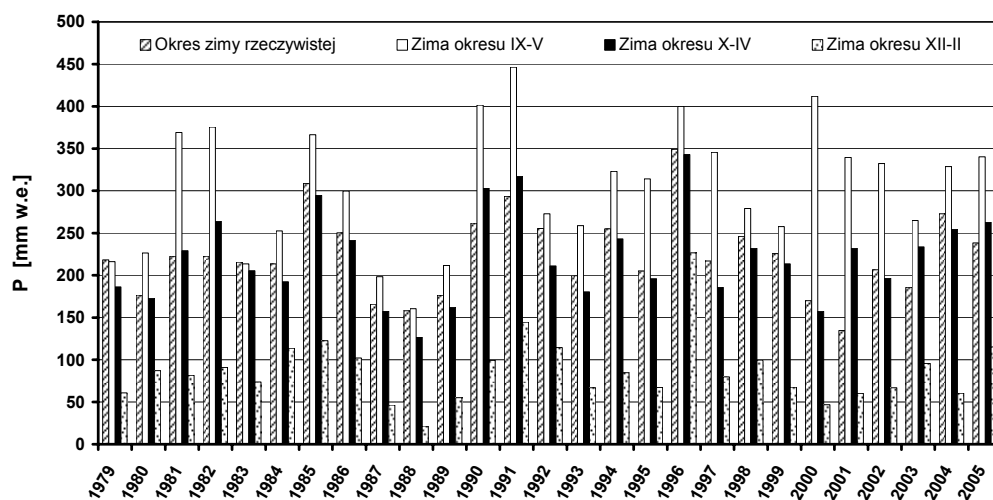
Rysunek 4.1.1 stanowi graficzną prezentację ponad 25-letniej serii pomiarowej rocznych i sezonowych (rzeczywiste zimy i lata) sum opadowych w Hornsundzie.

Na uwagę zasługuje fakt znacznej długości okresu dla którego podane są dane; jak wiadomo długość serii czasowych ma istotne znaczenie dla poprawnego wyznaczenia trendów procesów opisywanych przez te serie. Liniowe trendy, pokazane zarówno na wykresie (Fig. 4.1.1) jak i dalszym tekście, opisywane są wzorem $y = ax + b$, gdzie y oznacza mierzoną wielkość, zaś x czas mierzony od początku badanej serii. R^2 oznacza współczynnik determinacji. Cechą charakterystyczną histogramu są duże fluktuacje opadu w poszczególnych latach. Minimalne opady zarejestrowano w 1987 roku (230,2 mm w.e.), a najwyższe w 1996 (635,9 mm w.e.) przy średniej z wiekolecia wynoszącej 425,8 mm w.e. Odchylenia sum opadów zimowych od średniej dochodziły do 96%; w przypadku sum opadów letnich odchylenia od średniej są jeszcze wyższe. Widoczny jest wzrost sum opadowych w latach 1990-1999, szczególnie w okresie polarnego lata. Wyznaczone linie trendu dla całego okresu wskazują na ogólną tendencję wzrostową opadów dla tego rejonu Spitsbergenu, szczególnie w okresach letnich, jednak, co należy zaznaczyć, uzyskane wyniki w tym względzie są nieistotne statystycznie (R^2 rzędu 0,1).



Rys. 4.1.1. Sumy opadowe w Hornsundzie w latach 1979-2005 z podziałem na okres lata i zimy (opracowanie autora na podstawie danych obserwacyjnych ze stacji meteorologicznej Hornsund i materiałów archiwalnych IGF PAN). *Precipitation totals in Hornsund (1979-20005) in summer, winter and whole year (elaborated by the author from meteorological station in Hornsund data and archives of IGF PAN).*

Kolejny wykres (Fig. 4.1.2) przedstawia sumy opadowe w okresie zimowym występujące w Hornsundzie w latach 1979-2005. Dane podane są dla okresu zimy rzeczywistej, jak również dla trzech różnych ustalonych okresów: wrzesień-maj, październik-kwiecień oraz grudzień-luty. Jak już wspomniano powyżej, okres zimowy definiowany jest różnie przez poszczególnych badaczy. Ilościowe dane pokazane na Fig. 4.1.2 wyraźnie ilustrują jak znaczący wpływ ma długość przyjętego okresu, w którym mierzy się całkowitą wielkość opadów.



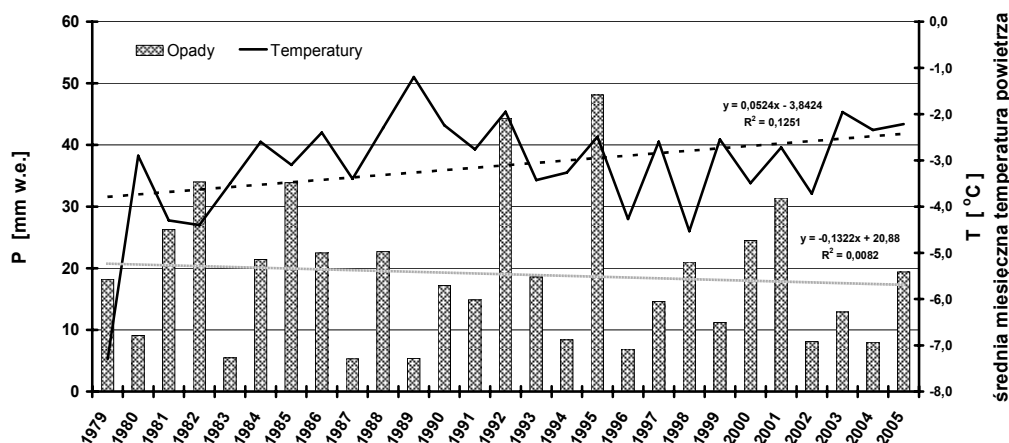
Rys. 4.1.2. Sumy opadowe w Hornsundzie w latach 1979-2005 mierzone dla okresów: zimy rzeczywistej, wrzesień-maj, październik-kwiecień oraz grudzień-luty. *Precipitation totals in Hornsund in 1979-2005 for the periods: real winter, September-May, October-April and December-February.*

Dla przykładu, suma opadów w zimie 2000/2001 dla okresu wrzesień-maj (najdłuższy okres zimowy, przyjmowany w starszej literaturze) stanowi 152% opadów notowanych podczas zimy rzeczywistej. Najkrótszy okres zimowy (od początku grudnia do końca lutego, jest rekomendowany przez program AMAP (2006) w celu monitoringu akumulacji zanieczyszczeń na obszarze szeroko rozumianej Arktyki (obejmującej obszar od koła podbiegunowego). Mierzone w trakcie zimy 1987/1988 w tym trzymiesięcznym okresie opady w rejonie Hornsundu stanowiły zaledwie 14% wszystkich opadów jakie wystąpiły w okresie zimy rzeczywistej.

Na marginesie omawianych wyżej wyników można zauważyć, że dane dla sum opadowych w okresie zimowym są prawdopodobnie zaniżone w związku z efektem silnego wywiewania śniegu z urządzeń pomiarowych (Forland, Hanssen-Bauer 2000). Efekt ten wychwycono porównując zimowe opady zmierzone na brzegowych stacjach meteorologicznych na Spitsbergenie z danymi wynikającymi z bilansu masy lodowców. Odpowiadające im różnice dla okresów letnich są znacznie mniejsze (Kejna 2001). Wyżej wymienione zaniżenie zimowych sum opadowych nie ma jednak wpływu na wnioski formułowane w niniejszej pracy.

Dla całego rejonu Arktyki trudno jest przyjąć jeden konkretny termin wykonania pomiarów bilansu masy lodowców.

Analizując dane opadowe z rejonu Południowego Spitsbergenu można stwierdzić, że w ostatnich kilkunastu latach, najbardziej zbliżonym przedziałem czasowym występowania warunków zimowych jest 7-miesięczny okres od początku października do końca kwietnia. Średnie odchylenie sum opadowych mierzonych w tym okresie jest niższe tylko o 2% od opadów zanotowanych w czasie zimy rzeczywistej. Z tego też względu pomiary grubości pokrywy śnieżnej wraz z określeniem zapasu wody wykonywane jest z reguły w pierwszej połowie maja. Miesiąc ten, pomimo utrzymujących się średnich dobowych temperatur poniżej zera, jest często pomijany w obliczeniach bilansu masy lodowców spitsbergeńskich, ze względu na bardzo małe opady – średnio 19 mm w.e. (Fig. 4.1.3).

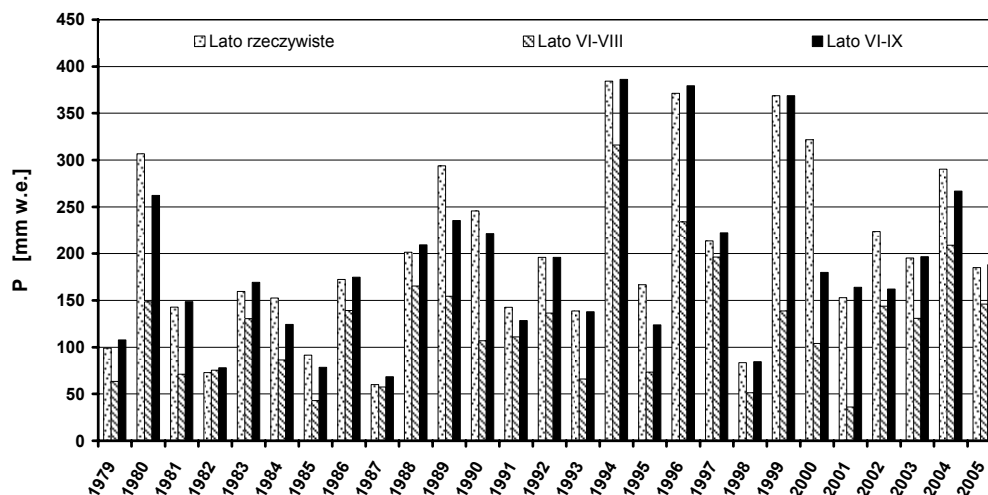


Rys. 4.1.3. Sumy opadów, temperatura oraz trendy tych wielkości w Hornsundzie dla miesiąca maja w latach 1979-2005 (dane ze stacji meteorologicznej Hornsund i materiałów archiwalnych IGF PAN). *Precipitation totals and air temperature of May in Hornsund (1979-2005) with trend lines included (data from meteorological station Hornsund and archives of IGF PAN).*

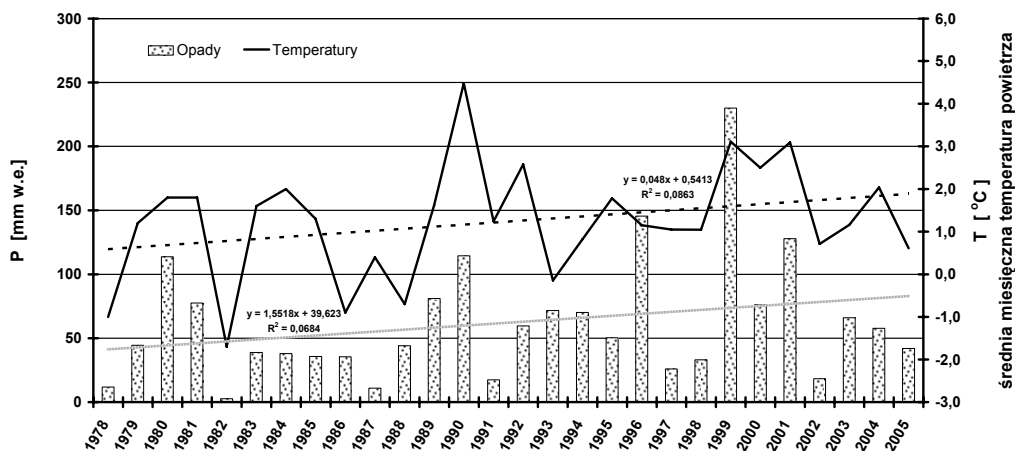
Występujące w niektórych latach większe majowe opady są konsystencji ciekłej i zazwyczaj mało zanieczyszczone domieszkami chemicznymi. Nie powiększają więc one zbyt dużej ilości akumulowanych w pokrywie śnieżnej soli, mogą natomiast zmienić strukturę i skład chemiczny poszczególnych warstw. Jest to zatem element znacznie komplikujący lub wręcz uniemożliwiający dokonanie szczegółowej interpretacji wyników w okresie późniejszym, w szczególności, właściwe przypisanie warstw do poszczególnych epizodów opadowych.

Dane o opadach okresu letniego, pokazane na wykresie (Rys. 4.1.4), dotyczą lata rzeczywistego oraz okresów czerwiec-sierpień i czerwiec-wrzesień. Na podkreślenie zasługuje fakt, że sumy opadowe dla lata rzeczywistego wykazują bardzo dobrą zgodność (korelacja prawie 94%) z sumami opadowymi wyznaczonymi dla 4-miesięcznego okresu czerwiec-wrzesień. Z drugiej zaś strony, przyjmowany dotychczas okres lata polarnego na Spitsbergenie (czerwiec-sierpień) charakteryzuje się znacznie niższymi wartościami sum opadowych w odniesieniu do wartości zarejestrowanych w okresie lata rzeczywistego. O faktycznym wydłużeniu okresu letniego w rejonie Południowego Spitsbergenu (o wrzesień) można mówić od roku 1989, ponieważ średnia miesięczna dobowa temperatura września była już później prawie zawsze wyższa od zera, co zaprezentowano na wykresie (Rys. 4.1.5).

Wrzesień stał się jednocześnie najbardziej mokrym miesiącem roku, ze średnimi sumami opadowymi powyżej 62 mm w.e. W niektórych latach zanotowano wręcz ekstremalne opady, dla przykładu, 230 mm w.e. we wrześniu 1999 roku, które stanowiły aż 43% rocznej sumy opadowej. Występujące rzadko w strefie polarnej deszcze nawalne (Chomicz 1951), pojawiające się uprzednio w lipcu i sierpniu (40,5 mm w.e. – 28 lipca 1986; 58,3 mm w.e. – 1 sierpnia 1994), wystąpiły w ostatnich latach we wrześniu (52,6 mm w.e. – 5 września 1996; 43,9 mm w.e. – 12 września 2001). Fakt ten także przemawia za włączeniem września do okresu letniego w rejonie Hornsundu.



Rys. 4.1.4. Porównanie sum opadowych dotyczących sezonu letniego dla rzeczywistego lata oraz okresów czerwiec-sierpień i czerwiec-wrzesień w latach 1979-2005. *Comparison of summer precipitation totals for "real" summer, June-August and June-September, in 1979-2005.*



Rys. 4.1.5. Miesięczne sumy opadów i średnie temperatury oraz ich trendy zanotowane we wrześniu w stacji Hornsund w latach 1978-2005. *Monthly precipitation totals and mean air temperature of September in Hornsund (1978-2005) with trend lines included.*

W Tabeli 4.1.1 przedstawiono szczegółowe dane dotyczące sum opadowych, ładunków soli oraz jonów wodorowych dostarczanych wraz z opadami zimowymi w rejonie Stacji Polarnej Hornsund w latach 1990-2005.

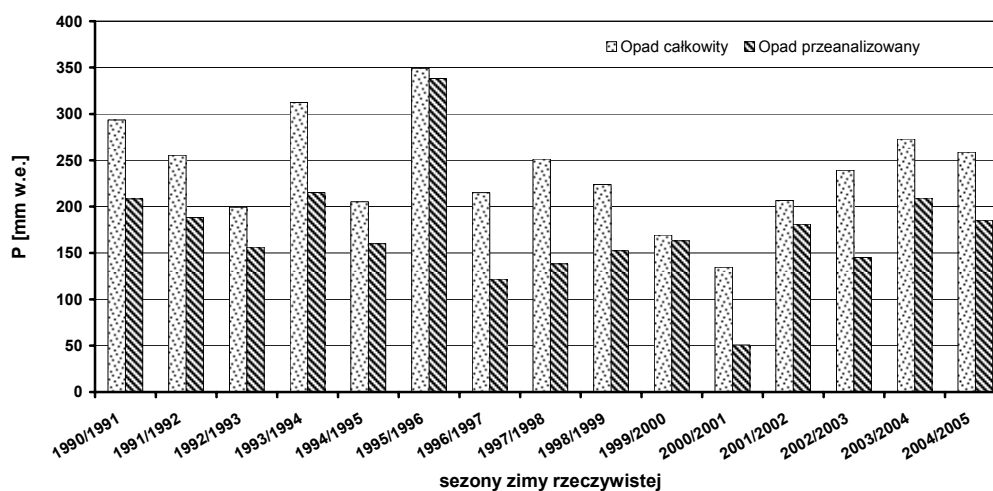
Tabela 4.1.1

Charakterystyka opadów zimowych w Stacji Polarnej Hornsund na Spitsbergenie.
Characteristics of winter precipitation at Polar Station Hornsund, Spitsbergen

Sezon zimowy	Opad całkowity	Opad analizowany	Wielkość analizowana	Średnie ważone	Ładunek H ⁺	Średnie ważone przewodnictwo	Ładunek soli	Średnie zasolenie opadów
	[mm w.e.]	[mm w.e.]	[%]	[pH]	[mg/m ²]	[mS/m]	[g/m ²]	[mg/dm ³]
1990/1991	293,50	208,50	71,04	4,45	10,58	13,96	18,44	62,84
1991/1992	255,40	188,30	73,73	4,21	15,94	10,06	11,56	45,26
1992/1993	199,30	156,50	78,52	5,30	1,01	8,24	7,39	37,06
1993/1994	250,10	154,50	61,78	4,26	13,88	24,80	27,91	111,61
1994/1995	205,20	160,10	78,02	4,68	4,30	7,11	6,56	31,99
1995/1996	349,10	338,20	96,88	4,90	4,44	8,26	12,97	37,16
1996/1997	215,20	121,80	56,60	5,11	1,68	1,81	1,75	8,14
1997/1998	251,30	138,40	55,07	4,99	2,56	4,15	4,70	18,69
1998/1999	223,90	152,40	68,07	4,78	3,76	2,52	2,54	11,33
1999/2000	169,33	163,13	96,34	5,35	0,77	4,85	3,70	21,84
2000/2001	134,60	50,60	37,59	5,68	0,29	3,88	2,35	17,46
2001/2002	206,60	181,00	87,61	5,61	0,52	5,07	4,71	22,82
2002/2003	185,80	94,60	50,91	5,25	1,04	6,19	5,17	27,84
2003/2004	272,90	209,30	76,69	4,82	4,12	4,64	5,70	20,88
2004/2005	258,70	185,30	71,63	4,70	5,18	4,42	5,14	19,88
Średnia	229,45	165,52	70,63	4,96	4,64	7,54	8,25	33,92
Maksimum	349,10	338,20	96,88	5,68	15,94	24,80	27,91	111,61
Minimum	134,60	50,60	37,59	4,21	0,29	1,81	1,75	8,14

Przedstawiona w tabeli wielkość ładunku soli oraz jonów wodorowych została obliczona ze średniej ważonej dla całkowitego opadu atmosferycznego zarejestrowanego w tym rejonie. Jak widać z Tabeli 4.1.1, ładunek wszystkich soli wymywanych z atmosfery przez opady w okresie ostatnich 15 lat wykazywał dużą zmienność, od niecałych 2 g/m^2 do ponad 27 g/m^2 . W niektórych latach (np. zimą 1993/1994), były to ilości znaczące dla procesów środowiskowych, o których wspomniano pokrótce na początku rozdziału.

Stopień wiarygodności obliczonego ładunku jest określony przez stosunek ilości przeanalizowanych opadów do wszystkich zjawisk opadowych. W okresach zimowych średnio poddano analizie ponad 70% z całej sumy opadów. Szczegółowe dane w formie graficznej, które ilustrują wielkość powyższego stosunku dla zim w latach 1990-2005, przedstawia histogram (Rys. 4.1.6).

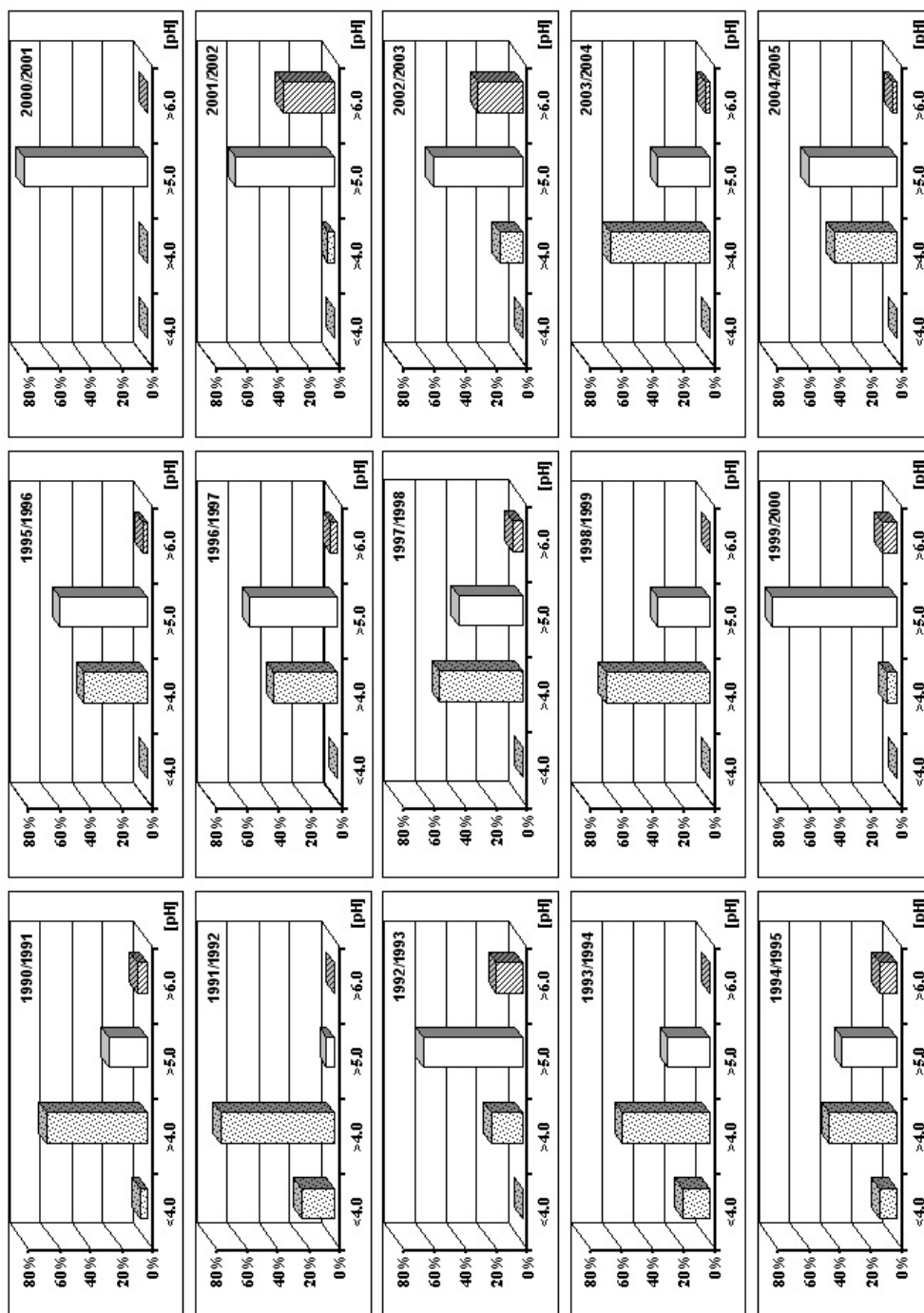


Rys. 4.1.6. Ilość zimowych opadów atmosferycznych poddanych analizie w Stacji Polarnej w Hornsundzie w okresie 1990-2005. *Totals of winter precipitation (P) measured and analyzed at Hornsund Station in 1990-2005.*

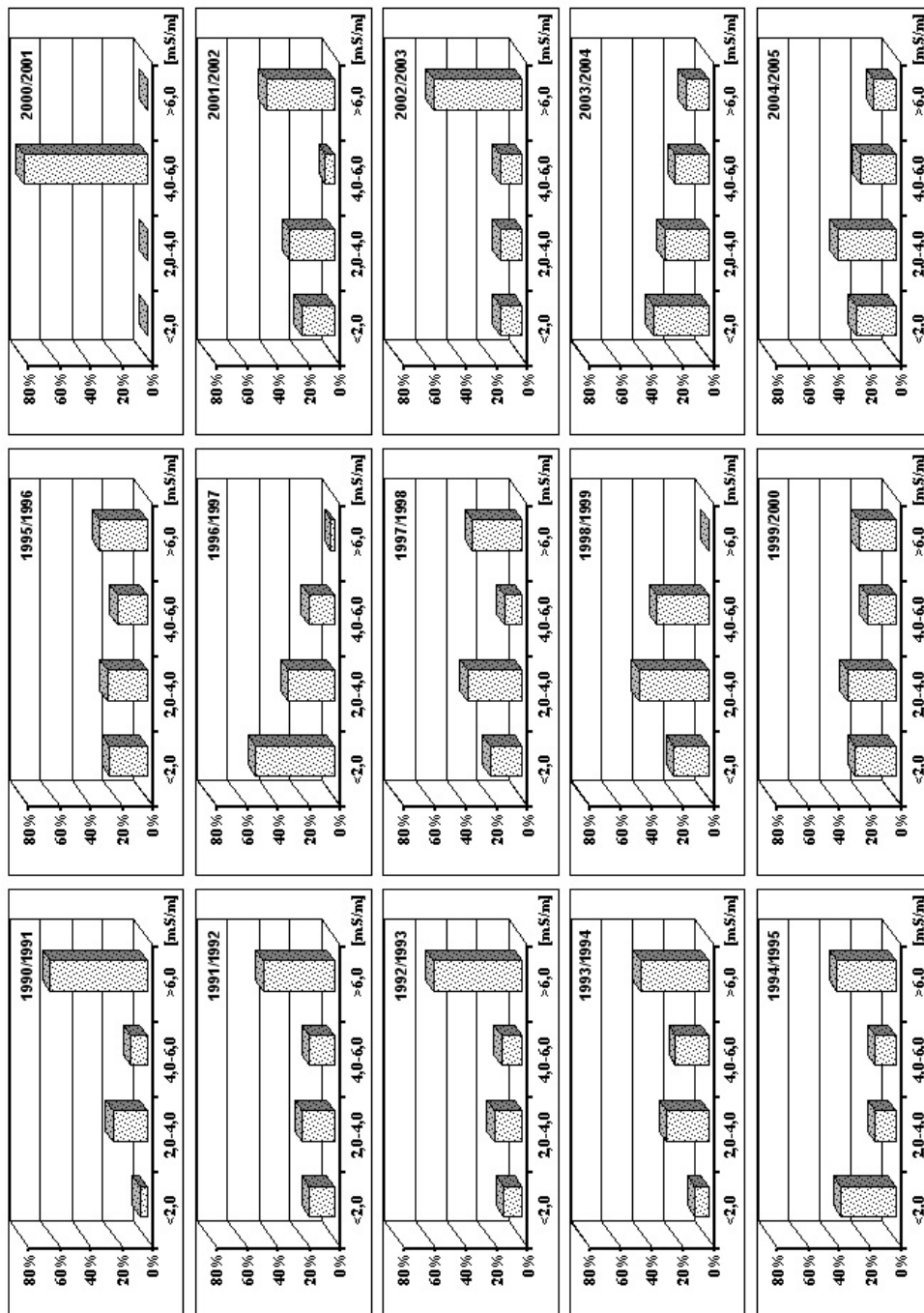
Najmniej opadów (niespełna 38%) przebadano w okresie zimy 2000/2001. Była to bowiem krótka i najsuchsza zima w całym 25-leciu, a całkowity opad wyniósł tylko 134 mm w.e. Ponadto opady były bardzo rozproszone w czasie, a huraganowe wiatry utrudniały pobranie prób o objętości niezbędnej do przeprowadzenia analiz. Pominięcie w badaniach pojedynczych prób opadu, z całej kilkudniowej serii opadowej, może sugerować małą wiarygodność wyników. Jednak wyznaczony dla tej zimy ładunek soli dobrze korespondował z wielkościami zdeponowanych soli w zimowej pokrywie śnieżnej na lodowcach.

Średnie zasolenie opadów w okresie zimy w Stacji Hornsund w latach 1990-2005 wyniosło około 34 mg/dm^3 . Sole zakumulowane w czasie zimy w pokrywie śnieżnej dla tych lat stanowiły średnio ponad 8 g/m^2 .

Średni odczyn opadów (Tabela 4.1.1) wskazywał na ich charakter kwaśny, o $\text{pH} = 4,96$. Bardziej szczegółowa informacja dotycząca przedziałów pH odnoszących się do opadów zimowych w latach 1990-2004 jest podana w formie histogramów (Rys. 4.1.7).



Rys. 4.1.7. Procentowy udział zakresów pH w opadach zimowych zmierzony w stacji Hornsund w okresie 1990-2005 (opady teoretycznie niezanieczyszczone o $5 < \text{pH} < 6$ wyróżniono kolorem białym). *Histograms of pH in winter precipitation at Hornsund Station in 1990-2005 (the theoretically non-polluted precipitation ($5 < \text{pH} < 6$) marked by white stakes).*



Rys. 4.1.8. Udział procentowy poszczególnych zakresów przewodnictwa elektrycznego właściwego zanotowanych w opadach zimowych na stacji Hornsund w latach 1990-2005. *Histograms of SpC in winter precipitation at Hornsund Station in 1990-2005.*

Ładunek jonów wodorowych jaki docierał z falą roztopową do podłoża to średnio niecałe 5 mg/m². Na początku monitorowania składu chemicznego opadów w rejonie Hornsundu ładunek ten czasami osiągał wartość 15 mg/m², co jest już wielkością znaczącą w kategoriach obciążenia środowiska przyrodniczego.

Omawiając stopień zakwaszenia opadów celowe jest zaznaczyć, że jako bardzo kwaśne należy uznać wszystkie opady o wartości pH poniżej 4. Opady w latach 1999-2001 wykazywały odczyn obojętny. Z drugiej strony, początek lat 90-tych charakteryzował się często opadami bardzo kwaśnymi, szereg z nich miał wartości pH poniżej 4, osiągając 7 grudnia 1991 roku najniższą wartość 3,6. Ponowny sukcesywny wzrost udziału kwaśnych opadów nastąpił po roku 2003. Opady śniegu, które po stopieniu wykazują odczyn pH o wartości pomiędzy 5 a 6, można uznać za obojętne dla środowiska. Odczyn taki ma ścisłe odniesienie do zawartości dwutlenku węgla w powietrzu. Pamiętać bowiem należy, że CO₂ bardzo dobrze rozpuszcza się w wodzie w niskich temperaturach, co przy rozbudowanej powierzchni płatków śniegu przekłada się na ich wysoki stopień nasycenia CO₂. Wartości pH opadów powyżej 6 występują rzadko i związane są przede wszystkim z obecnością i rodzajem pyłu w opadzie. Sugerowane niekiedy podwyższanie wartości pH w opadach przez niesiony wiatrem aerozol morski, można pominąć.

Wyniki badań dotyczących przewodności elektrycznej właściwej opadów w Hornsundzie w latach 1990-2005 ilustrują histogramy (Rys. 4.1.8). Najwyższą ich wartość, wynoszącą 203 mS/m, zanotowano w połowie listopada 1993 roku. (Występujący wówczas trzydniowy opad o wielkości 16 mm w.e., dostarczył do pokrywy śnieżnej ładunek soli przekraczający 12 g/m².) Zdarzały się też opady wyjątkowo czyste, których przewodnictwo elektryczne nie przekraczało 1 mS/m. Najczystszy opad, o przewodności poniżej 0,1 mS/m, zanotowano w kwietniu 1999 roku.

Analizując dane dotyczące przewodnictwa elektrycznego opadów, przeprowadzono również korelację pomiędzy zasoleniem opadów a średnią zimową prędkością wiatru. Otrzymane wyniki wskazują na niewielką lub wręcz brak korelacji między powyższymi wielkościami fizycznymi. Można również wspomnieć o nieco zaskakującym wyniku, zgodnie z którym wzrostowi udziału kwaśnych opadów jakie nastąpiły po roku 2003, towarzyszyło dość stabilne przewodnictwo elektryczne, na poziomie 5 mS/m. Dodatkowo, należy zaznaczyć, że w wyniku przeprowadzonych testów stwierdzono, że przewodność elektryczna właściwa aerozolu morskiego wpływa na wartość pH opadów dopiero po przekroczeniu wartości 130 mS/m.

Charakterystyka opadów letnich w Stacji Polarnej Hornsund na Spitsbergenie z lat 1990-2004 (wielkość opadu, pH, ładunek jonów wodorowych, przewodnictwo elektryczne, ładunek soli, zasolenie) jest przedstawiona w Tabeli 4.1.2.

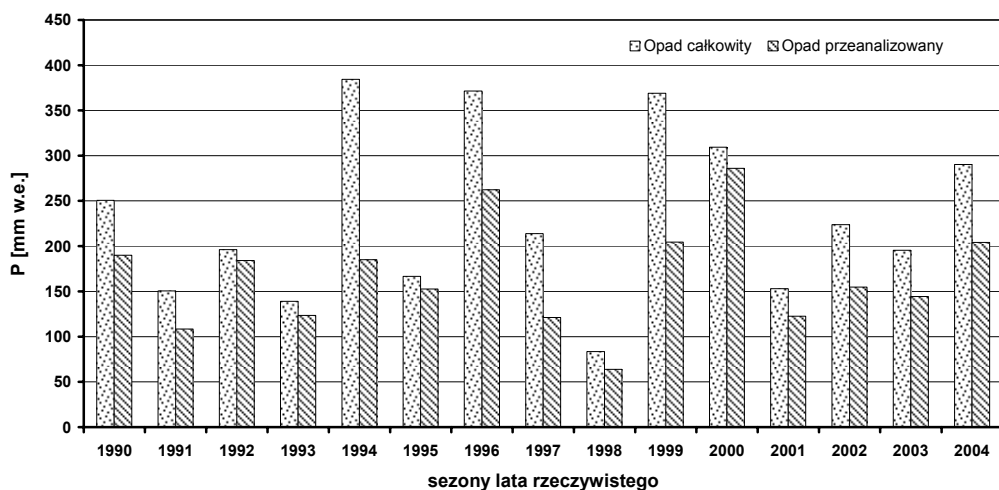
W omawianym okresie średnio poddano analizie prawie 75% występujących opadów, a ich rozkład na poszczególne lata w formie histogramu przedstawiono na wykresie (Rys. 4.1.9).

Najmniej, bo tylko 48% opadów, przebadano latem 1994 roku. Było to najbardziej deszczowe lato, z częstymi opadami nawalnymi, zatem pominięcie pojedynczych opadów w końcu czerwca i w połowie lipca znacząco wpłynęło na taki wynik.

Tabela 4.1.2

Charakterystyka opadów letnich w Stacji Polarnej Hornsund na Spitsbergenie.
Characteristics of summer precipitation at Polar Station Hornsund, Spitsbergen

Sezon letni	Opad całkowity	Opad analizowany	Wielkość analizowana	Średnie ważone	Ładunek H ⁺	Średnie ważone przewodnictwo	Ładunek soli	Średnie zasolenie opadów
	[mm w.e.]	[mm w.e.]	[%]	[pH]	[mg/m ²]	[mS/m]	[g/m ²]	[mg/dm ³]
1990	250,50	189,80	75,77	4,60	6,41	8,25	9,30	37,11
1991	150,60	108,40	71,98	4,57	4,09	3,47	2,35	15,63
1992	196,00	184,10	93,93	4,89	2,52	5,07	4,48	22,83
1993	139,00	123,60	88,92	4,74	1,19	5,48	3,42	24,64
1994	384,30	184,90	48,11	5,37	1,66	7,57	13,10	34,09
1995	166,70	152,70	91,60	4,65	3,78	2,58	1,94	11,63
1996	371,40	262,20	70,60	5,09	3,07	1,58	2,64	7,11
1997	213,70	121,30	56,76	4,89	2,80	2,86	2,75	12,88
1998	83,60	63,90	76,44	4,60	2,12	3,06	1,15	13,78
1999	368,90	204,30	55,38	5,18	2,47	2,60	4,31	11,69
2000	309,40	285,90	92,40	4,65	7,05	3,20	4,46	14,40
2001	153,00	122,60	80,13	5,21	0,94	1,71	1,18	7,72
2002	223,60	154,90	69,28	5,35	0,57	2,89	2,91	13,02
2003	195,30	144,40	73,94	4,73	3,69	1,82	1,60	8,17
2004	290,20	204,10	70,33	4,92	3,50	1,95	2,54	8,76
Średnia	229,00	164,50	74,66	4,89	3,03	3,73	3,97	16,76
Maksimum	384,30	285,90	93,93	5,37	7,05	8,25	13,10	37,11
Minimum	83,60	63,90	48,11	4,57	0,57	1,58	1,15	7,11



Rys. 4.1.9. Ilość letnich opadów atmosferycznych przeanalizowanych w stacji Hornsund w okresie 1990-2004. *Totals of summer precipitation (P) measured and analyzed at Hornsund Station in 1990-2004.*

Należy zaznaczyć, że w ostatniej dekadzie XX wieku w Hornsundzie obserwowano zbliżone średnie sumy opadowe okresów zimowych i letnich (Tabele 4.1.1 i 4.1.2), jednak opady okresu letniego były mniej zanieczyszczone niż opady zimowe. Ich średnie zasolenie było o połowę niższe i wynosiło niecałe 17 mg/dm^3 . Zróżnicowanie zawartości (ilości) zanieczyszczeń w poszczególnych latach zaznaczało się słabiej w porównaniu do zim, ale co ciekawsze, ich korelacja ze średnią prędkością wiatru była nadal niewielka (współczynnik korelacji $R = 0,25$) i porównywalna do korelacji z okresów zimowych. Najbardziej zanieczyszczone opady wystąpiły latem 1994 roku; na powierzchnię 1 metra kwadratowego spadło w sumie aż 13 gramów soli. Najmniejsze ładunki soli zawarte w opadach, nie przekraczające 2 g/m^2 , zanotowano w roku 1996 i 2001.

Odczyn opadów w okresach letnich 1990-2004 w formie histogramów przedstawiają wykresy (Rys. 4.1.10). Opady letnie charakteryzowały się odczynem podobnym do tego z okresów zimowych, ze średnią ważoną wartością $\text{pH} = 4,89$. Sytuacja powyższa wystąpiła pomimo tego, że zawartość zanieczyszczeń gazowych w powietrzu latem była niższa niż zimą, na co wskazuje ładunek jonów wodorowych docierających do zlewni w okresie lata, który wynosił tylko od $0,5$ do 7 mg/m^2 . Główny wpływ na całkowity wynik miały, występujące w tym okresie sporadycznie, ale za to bardzo kwaśne opady, o wartości pH poniżej 4.

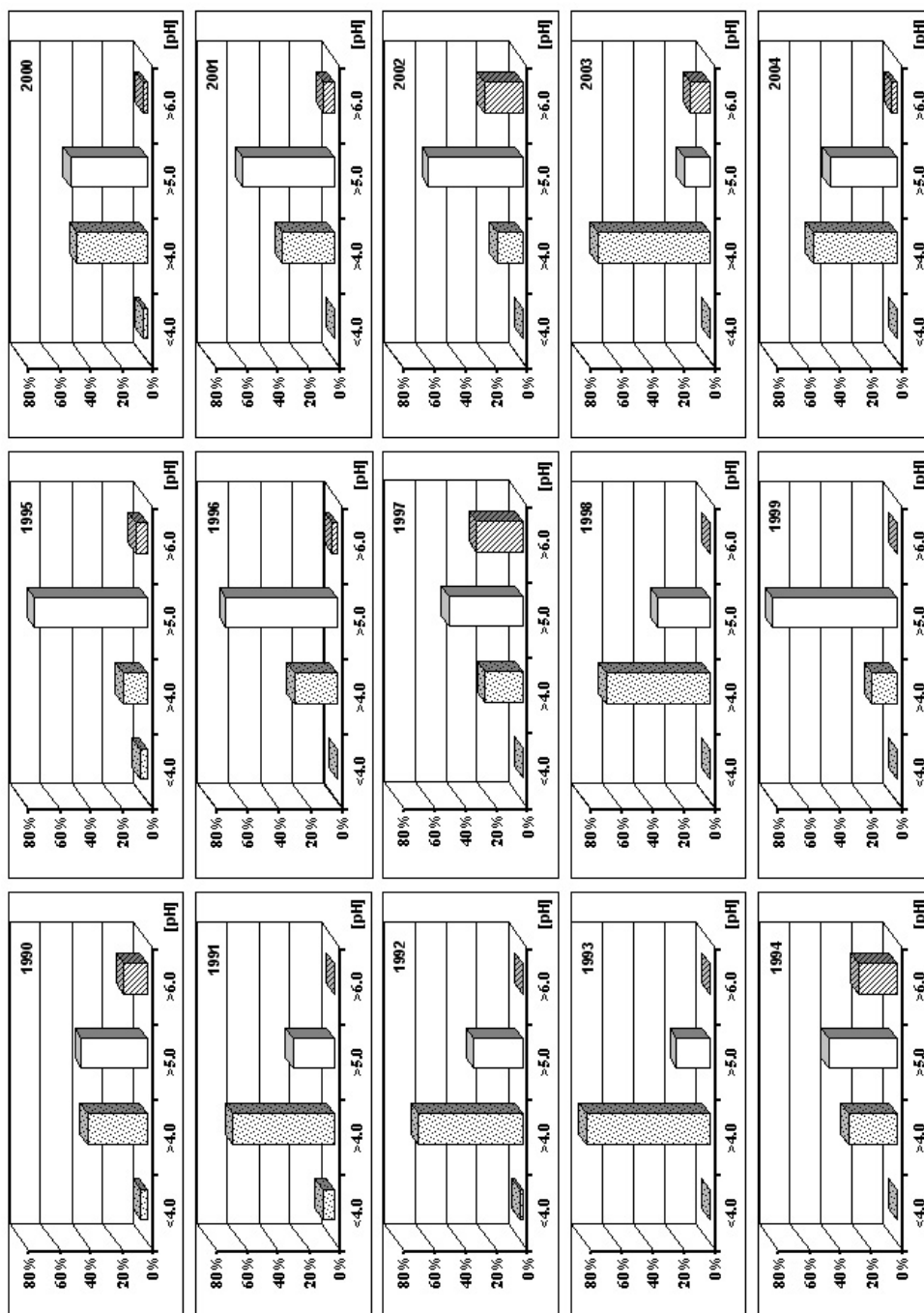
Udział opadów o odczynie obojętnym oraz mniej zanieczyszczonych (niskie wartości SpC) zaczął dominować w latach 1995-2002. Podobne tendencje można było zauważyć w tym samym okresie również zimą. Od roku 2003 zaznaczył się ponowny wzrost ilości opadów bardziej kwaśnych, o $\text{pH} < 5$.

Wykresy (Rys. 4.1.11) przedstawiają histogram dotyczący zakresów przewodnictwa elektrycznego właściwego opadów letnich. Warto odnotować fakt, że latach 2003 i 2004 przewodność elektryczna opadów cechowała się relatywnie niewielkimi wartościami, podobnie jak w latach 1995-1996.

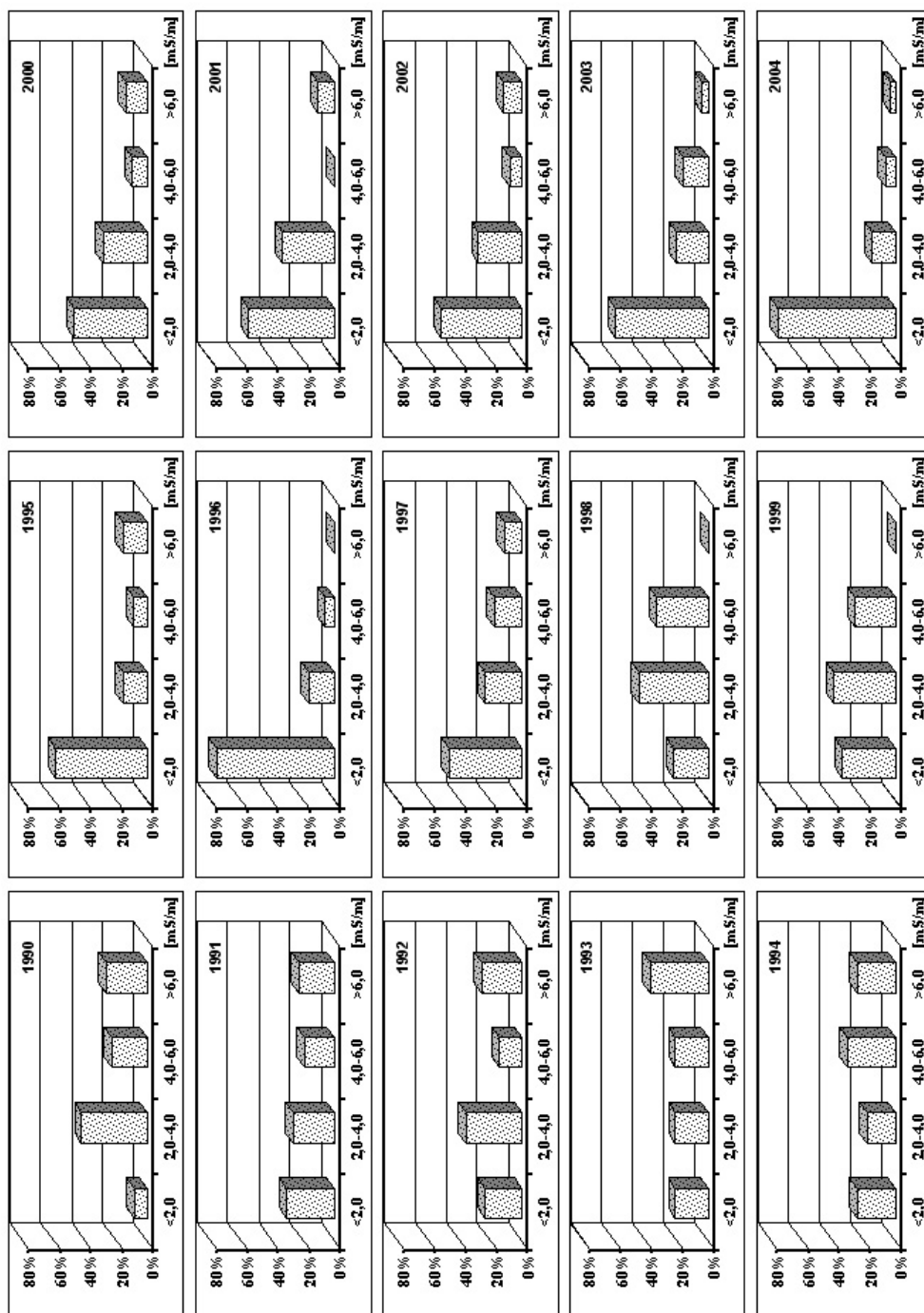
Przedstawione powyżej szczegółowe dane prezentujące właściwości fizykochemiczne opadów atmosferycznych w rejonie Południowego Spitsbergenu wskazują, że jest to obszar Arktyki o dużej dynamice zmian, nie tylko w odniesieniu do poszczególnych sezonów, ale rozpatrywanych również w wieloletnich horyzontach czasowych.

Przedstawione dane dotyczące opadów w latach 1990-2004 (Rys. 4.1.12 i Rys. 4.13) wskazują na trend zmniejszania się ilości rozpuszczonych jonów w opadach atmosferycznych, czego dowodem jest obniżanie ich średniej ważonej wartości przewodności elektrycznej oraz wzrost ich wartości średniego ważonego pH . Należy jednak zaznaczyć, że trendy te są nieistotne statystycznie, szczególnie trend dla odczynu, dla którego $R^2 = 0,26$. Jedynie trend przewodności właściwej opadów letnich ($R^2 = 0,50$) może świadczyć o pewnej tendencji malejącej SpC .

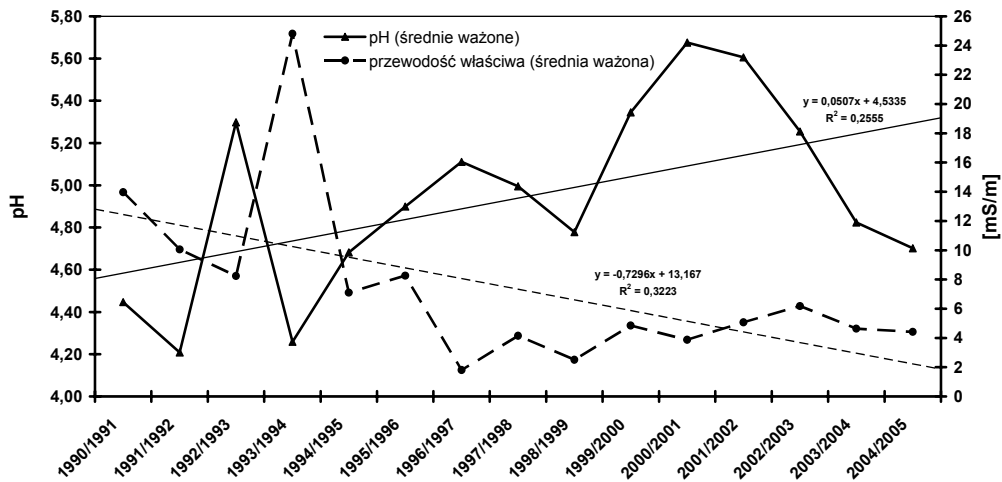
Duże zmiany dotyczące wielkości pH i SpC jakie wystąpiły w okresie lat 1990-2004 (Rys. 4.1.12 oraz Rys. 4.1.13), sugerują konieczność dalszego monitorowania opadów na tym obszarze w celu bardziej wiarogodnego określenia istniejących trendów.



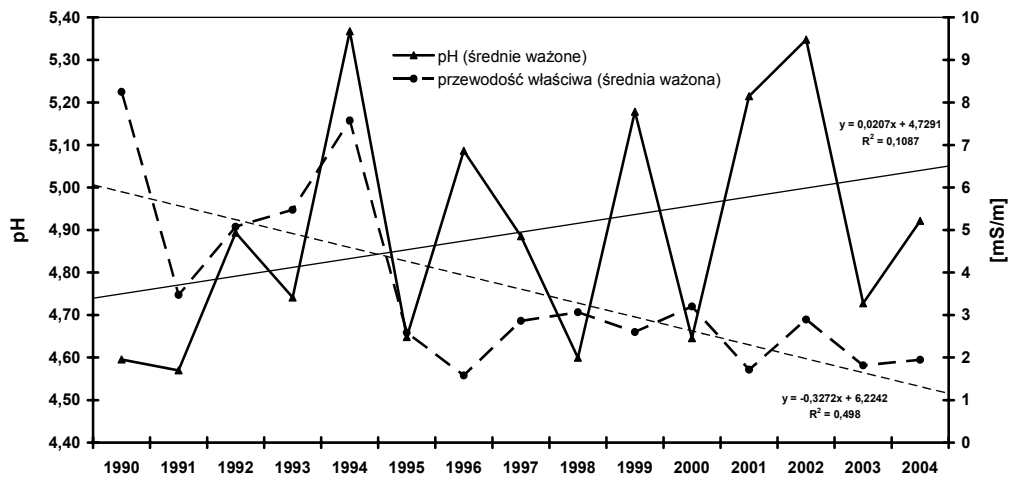
Rys. 4.1.10. Procentowy udział poszczególnych zakresów pH w opadach letnich zanotowanych na stacji Hornsund w okresie 1990-2004 (opady teoretycznie niezanieczyszczone o $5 < \text{pH} < 6$ wyróżniono kolorem białym). *Histograms of pH in summer precipitation at Hornsund Station in 1990-2004 (the theoretically non-polluted precipitation ($5 < \text{pH} < 6$) marked by white stakes).*



Rys. 4.1.11. Udział procentowy poszczególnych zakresów przewodnictwa elektrycznego właściwego w opadach letnich zanotowanych na stacji Hornsund w latach 1990-2004. *Histograms of SpC in summer precipitation at Hornsund Station in 1990-2004.*



Rys. 4.1.12. Średnie ważone pH i SpC w rejonie Hornsundu w okresie zimy w latach 1990-2005. *Mean (v/w) pH and SpC of winter precipitation in 1990-2005, Hornsund region.*

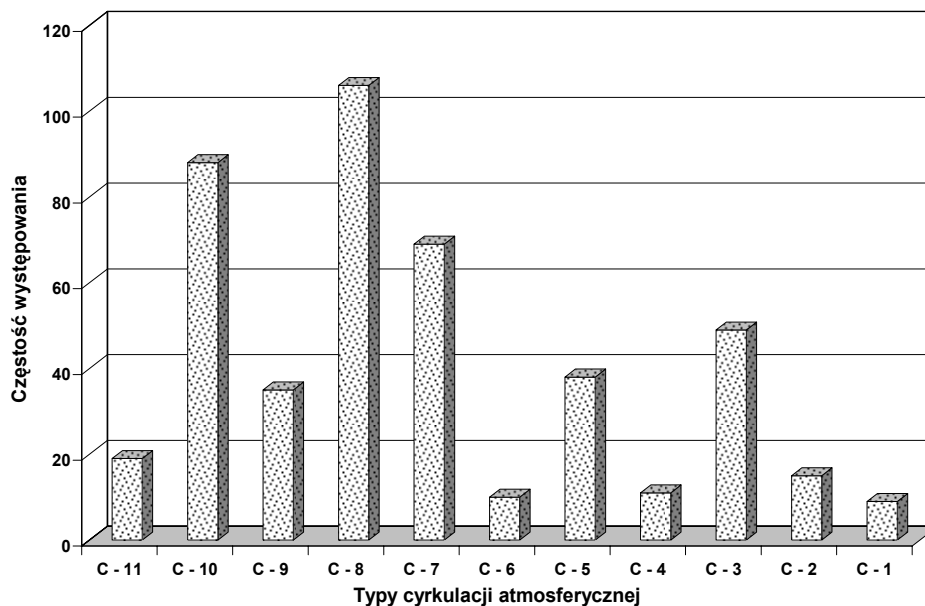


Rys. 4.1.13. Średnie ważone pH i SpC w rejonie Hornsundu w okresie lata polarnego dla lat 1990-2004. *Mean (v/w) pH and SpC of summer precipitation in 1990-2004, Hornsund region.*

Kwaśny charakter opadów należy wiązać przede wszystkim z napływem zanieczyszczeń do Arktyki. W rejonie prowadzonych badań są to przede wszystkim zanieczyszczenia napływające wraz z masami powietrza z Europy i północnych rejonów Rosji. Celem uzyskania bardziej szczegółowej informacji na ten temat niezbędne jest powiązanie stopnia zanieczyszczenia opadów z kierunkami adwekcji mas powietrza, wskazującego jakie cyrkulacje atmosferyczne miały i mają decydujący wpływ na degradację środowiska w europejskim sektorze Arktyki.

W tym celu opadom kwaśnym (o obniżonej wartości $\text{pH} < 5$) przypisano dominujący typ cyrkulacji związanej z każdym opadem, według klasyfikacji cyrkulacji zaproponowanej przez T. Niedźwiedzia (patrz Rys. 3.1.3). W latach 1990-2005 opady

o obniżonym pH zanotowano aż 483 razy, co stanowi 44% udziału we wszystkich opadach poddanych analizie. Dominującymi w tym okresie były trzy typy cyrkulacji C-8, C-10 i C-7 związane z niżem zlokalizowanym na zachodzie i południu Svalbardu oraz, w mniejszym stopniu, z typem antycyklonalnym C-3. Kwaśny opad, chociaż rzadziej, występował również przy wszystkich pozostałych cyrkulacjach. Szczegółowe dane w tym zakresie przedstawia histogram (Rys. 4.1.14).



Rys. 4.1.14. Typy cyrkulacji atmosferycznej odpowiedzialnej za obniżenie odczynu pH opadów w rejonie południowego Spitsbergenu w latach 1990-2005. *Types of atmospheric circulation connected with decreasing pH of precipitation in the region of southern Spitsbergen, 1990-2005.*

Bardzo kwaśne opady, o $\text{pH} < 4$, mające duży degradujący wpływ na środowisko nie tylko biotyczne, zanotowano 34 razy, przede wszystkim na początku lat 90-tych. Tak kwaśny opad w 30% wystąpił przy adwekcji mas powietrza z południowego zachodu (cyrkulacja C-8). Nie zanotowano przypadku takich opadów przy napływie mas powietrza z północnego wschodu, co ma miejsce w okresie zalegania wyżu nad Morzem Grenlandzkim.

W latach 1990-1999 oprócz pomiarów przewodnictwa elektrycznego i odczynu pH opadów wykonywano również oznaczenia jonów chlorkowych, wapniowych i azotanowych. Stosowane wówczas metody analityczne (np. oznaczanie chlorków metodą argentometryczną) cechowały się niską dokładnością (Krawczyk i inni 2002) i obciążone były dużym błędem, więc autor nie zamieścił ich w niniejszym opracowaniu.

W szerszym zespole badaczy wykonano również kilkuletnią serię pomiarów zawartości wybranych jonów metali w wodach opadowych. Uzyskane wyniki (Burzyk i inni 2004) świadczą o napływie w badany rejon zanieczyszczeń pochodzących z

erupcji wulkanicznych, które miały w tym czasie miejsce w wysokich szerokościach geograficznych półkuli północnej (np. na Islandii w 1996 roku).

Od roku 2000 część prób z opadami poddawano szczegółowej analizie, z użyciem chromatografii jonowej. Wybrane wyniki tych analiz zamieszczono w Tabeli 4.1.3.

Tabela 4.1.3

Ładunki poszczególnych jonów w opadach letnich w okresie 2000-2002.
Ion loads in summer precipitation, 2000-2002

Sezon letni	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻
	[mg/m ²]	[mg/m ²]	[mg/m ²]	[mg/m ²]	[mg/m ²]	[mg/m ²]	[mg/m ²]
2000	74,40	97,82	832,23	48,39	312,07	1470,16	19,19
2001	30,66	13,02	140,70	11,96	80,83	238,72	56,93
2002	152,35	103,32	544,90	8,74	204,05	642,24	13,87

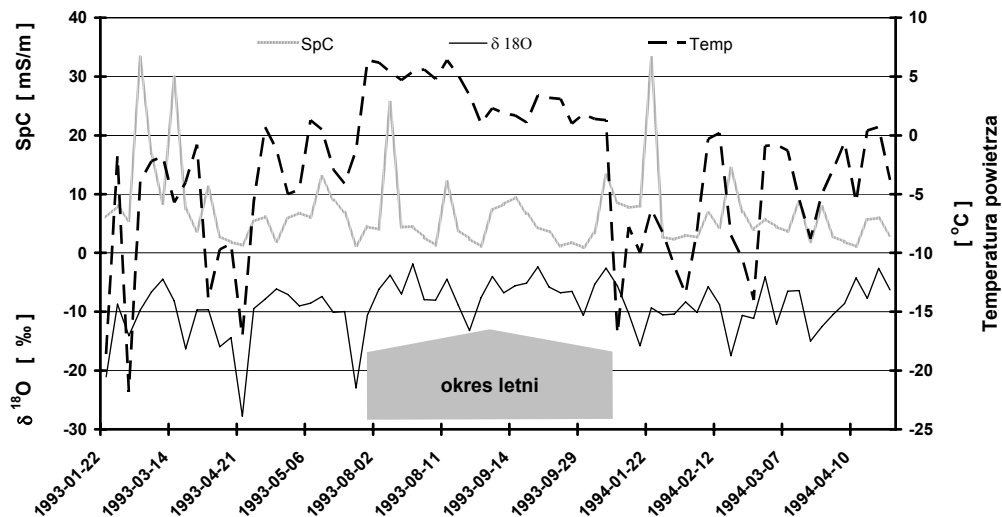
Przedstawione powyżej dane to średnie ważone ładunki poszczególnych jonów dostarczone wraz z letnimi opadami do środowiska w rejonie Stacji Polarnej w Hornsundzie. Dane zawarte w tabeli jednoznacznie wskazują na duże zróżnicowanie sezonowe pomiędzy ilością jonów zawartych w opadach.

W badaniach wód oraz opadów atmosferycznych dla identyfikacji źródeł ich pochodzenia wykorzystywane są również metody izotopowe. W rejonie Hornsundu pierwsze badania zawartości izotopów stabilnych tlenu ¹⁸O oraz deuteru w śniegu, firnie i lodzie na lodowcach oraz w ciekach płynących wykonano latem 1979 roku (Grabczak, Rózkowski 1984). Od stycznia 1993 do kwietnia 1994 roku prowadzono również badania izotopów stabilnych w opadach atmosferycznych w Hornsundzie. Wyniki zawartości izotopu tlenu ¹⁸O są trudne do interpretacji, ponieważ nie mieściły się w przyjmowanych w literaturze charakterystykach (Dansgaard 1964, Jouzel i inni 2000). Zmianom zawartości δ ¹⁸O od -2,5 do -21‰ odpowiadają temperatury +17 °C i -28 °C. Przedstawione na wykresie dane (Rys. 4.15) o temperaturze powietrza w momencie wystąpienia opadu i przewodnictwo elektryczne opadu pokazują, że nie zawsze można bezpośrednio odnieść zawartość ciężkiego izotopu tlenu do temperatury otoczenia, w jakiej ten opad wystąpił.

Próba korelacji zwiększonej zawartości tlenu ¹⁸O w opadach z ewentualnym udziałem wody morskiej (Delague i inni 2000) niesionej wraz z aerozolem podczas huraganowych wiatrów (Petelski 2002), przy mocno podwyższonym SpC opadu, nie daje dobrego wyniku (R = 0,13). Nie istnieje też korelacja między zawartością ciężkiego tlenu a odczynem opadów. Lepszą korelację uzyskuje się jedynie dla relacji wiążącej zawartość ciężkiego tlenu z temperaturą (R = 0,56).

Generalnie, dane literaturowe dotyczące zawartości izotopów stabilnych tlenu i wodoru w wodach opadowych z innych rejonów Ziemi wskazywały na ich lepszą korelację z temperaturą niż ma to miejsce w rejonie Hornsundu, gdzie szczególnie słabo widoczny jest wzrost zwiększonej zawartości ¹⁸O w okresie lata polarnego.

W okresie zimowym pomimo niskich temperatur powietrza zaznaczają się wyraźne piki podwyższonej zawartości $\delta^{18}\text{O}$ (która wynosi -4‰) i można je wiązać z szybkim napływem mas powietrza z ciepłych rejonów Atlantyku i Europy (np. 3 marca 1994). Potwierdzeniem słuszności takiego wniosku jest zanotowane bardzo niskie pH = 3,84 w dniu 3 marca 1994 roku oraz wystąpienie w następnych dniach krótkiej odwilży (Cole i inni 1999).



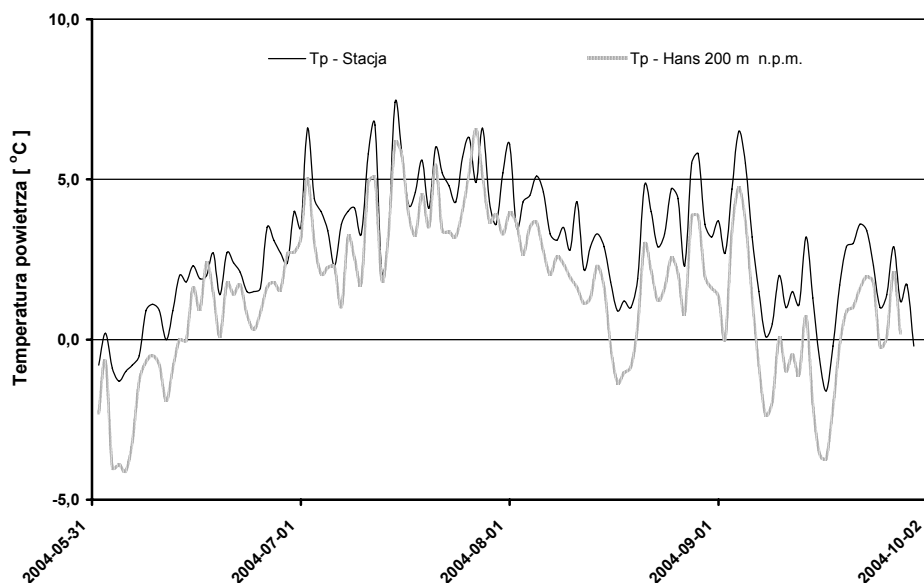
Rys. 4.1.15. Zmiany zawartości $\delta^{18}\text{O}$ i przewodnictwa elektrycznego w próbkach opadów w zależności od temperatury w trakcie której nastąpił opad na stacji Hornsund (na podstawie wspólnych badań autora z S.-E. Lauritzenem – dane niepublikowane). *Plot of $\delta^{18}\text{O}$ and SpC in precipitation samples in relation to air temperature at Hornsund Station (unpublished data of research carried out jointly with Stein-Erik Lauritzen).*

4.2. Uwarunkowania klimatyczne

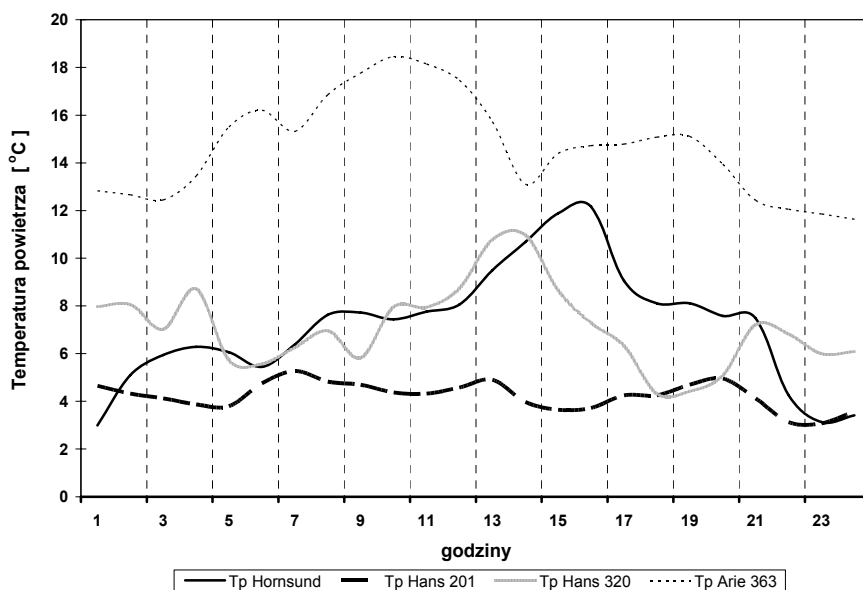
Zagadnienie uwarunkowań klimatycznych badań prowadzonych na Spitsbergenie jest istotnym elementem, który nie może być pominięty w niniejszej rozprawie ze względu na jego ważną rolę w analizie bilansu masy lodowców i depozycji zanieczyszczeń. Kluczową pozycję w poniższych rozważaniach stanowią wyniki uzyskane na Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie, które następnie dyskutowane są w odniesieniu do danych pomiarowych uzyskanych w innych rejonach Spitsbergenu.

Punktem wyjściowym rozważań zawartych w tym rozdziale jest postulat, że dane z Hornsundu, po uwzględnieniu lokalnych uwarunkowań topoklimatycznych, można uznać za reprezentatywne dla całego Południowego Spitsbergenu.

Przykładem potwierdzającym powyższą tezę jest porównanie warunków termicznych na Stacji Hornsund i na stanowisku pomiarowym oddalonym o 4 km od morza, w środkowej, ablacyjnej części lodowca Hansa (200 m n.p.m.; Rys. 4.2.1), które wskazuje na dobrą zgodność w przebiegu temperatury rejestrowanej w różnych punktach, pomimo ich odmienności podłoża i odległości od morza. Widoczne jest średnie obniżenie temperatury z wysokością, wynoszące około $0,75^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, w skrajnych przypadkach wzrastające do $1,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.



Rys. 4.2.1. Zróżnicowanie przebiegu dobowych temperatur powietrza zarejestrowanych w Stacji Polarnej Hornsund i na Lodowcu Hansa w okresie ablacyjnym 2004 roku. *Mean daily air temperature at Polar Station Hornsund and Hansbreen during ablation period of 2004.*



Rys. 4.2.2. Zróżnicowanie przebiegu godzinowych temperatur powietrza zarejestrowanych w lipcu 2005 roku w Stacji Polarnej Hornsund (8 m n.p.m.) i na zboczu Ariekammen (363 m n.p.m.) oraz na Lodowcu Hansa w strefie ablacyjnej (200 m n.p.m.) i linii równowagi (320 m n.p.m.). *Hourly air temperatures recorded in July 2005 at Polar Station Hornsund (8 m asl), on the slopes of Ariekammen (363 m asl) and at ablation zone (200 m asl) and ELA (320 m asl) of Hansbreen.*

W kontekście powyższej informacji, celowe jest jednak zwrócenie uwagi na występowanie sytuacji wyjątkowych, w których ma miejsce inwersja temperatury połączona niekiedy z jednoczesną adwekcją ciepłego powietrza z południa i które należy uwzględniać w analizie danych dotyczących depozycji zanieczyszczeń w wyższych partiach lodowców. Między innymi, wyjątkowo silne zjawisko inwersji, które przedstawiają wykresy (Rys. 4.2.1), zarejestrowano 7 lipca 2005 roku zarówno w części akumulacyjnej lodowca, jak i na stokach górskich. Pod nisko położoną granicą inwersji zalegało zachmurzenie warstwowe z chmurami typu stratus, które blokowało dopływ promieniowania do powierzchni gruntu w rejonie Stacji. Powyżej tej granicy, przy sprzyjających warunkach radiacyjnych, adwekcja ciepłego powietrza kształtowała wyjątkowo korzystne warunki termiczne na lodowcu (Migała i inni 2006; Migała i inni 2007).

W Tabeli 4.2.1 przedstawiono dane z okresu 1979-2004, które uwzględniają lokalne uwarunkowania topoklimatyczne i dotyczą częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosferycznej, średnich rocznych temperatur powietrza, sumy opadu, usłonecznienie i prędkości wiatru w Hornsundzie.

Tabela 4.2.1

Częstość występowania poszczególnych typów cyrkulacji atmosferycznej, średnie roczne wartości temperatury powietrza, sumy opadowe, usłonecznienie oraz średnia prędkość wiatru w Hornsundzie w latach 1979-2004. *Frequency of types of atmospheric circulation, mean annual air temperature, precipitation totals, sunshine duration and mean wind velocity at Hornsund in 1979-2004*

ROK	Neokreślona	C - 10	C - 9	C - 8	C - 7	C - 6	C - 5	C - 4	C - 3	C - 2	C - 1	Temp.	Opad	Wiatr	Usłonecz.
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[°C]	[mm w.e.]	[m/s]	[godz.]
1979	3,29	7,12	5,75	5,48	24,66	11,78	9,32	1,64	5,21	15,89	9,86	-6,23	260,30	6,24	1177,20
1980	0,82	10,38	7,38	10,38	13,66	17,76	13,66	2,19	3,01	9,56	11,20	-5,77	464,80	4,96	1082,80
1981	2,74	9,86	4,66	10,96	17,26	13,70	9,86	3,01	2,74	12,88	12,33	-5,92	379,70	-----	-----
1982	2,47	9,59	5,21	9,59	26,85	16,44	10,96	3,01	1,92	6,58	7,40	-5,77	413,20	-----	-----
1983	3,01	10,96	4,93	8,77	24,66	20,27	7,67	2,47	0,82	9,32	7,12	-5,49	327,60	5,56	879,00
1984	1,91	7,65	7,10	13,11	19,40	11,75	10,11	3,28	8,74	10,93	6,01	-2,27	453,30	5,37	902,90
1985	2,19	9,32	4,93	5,75	14,25	15,34	12,05	1,64	4,38	17,53	12,60	-4,38	288,60	4,78	1330,10
1986	4,93	11,78	4,93	9,86	20,00	12,60	15,89	1,64	3,56	6,85	7,95	-5,03	429,50	4,82	1043,90
1987	2,74	13,42	6,30	6,30	16,16	11,23	14,79	4,38	4,93	10,96	8,77	-5,19	230,20	5,12	1126,20
1988	3,01	11,75	7,65	9,56	15,57	11,20	13,39	3,01	3,83	10,11	10,93	-7,25	373,70	5,08	1149,50
1989	3,84	12,60	6,58	13,70	17,26	13,15	13,15	1,92	3,84	5,48	8,49	-5,03	481,88	5,04	887,30
1990	4,66	9,04	4,66	10,96	23,56	11,23	11,78	2,74	6,58	8,49	6,30	-2,83	529,30	5,59	1036,30
1991	6,03	12,05	6,30	8,22	16,44	13,15	13,15	2,74	4,11	8,22	9,59	-3,81	425,20	5,56	1097,00
1992	5,19	14,48	7,38	7,10	20,77	8,20	10,11	4,92	3,83	9,84	8,20	-4,03	397,00	5,66	926,50
1993	1,10	10,96	2,47	10,14	15,07	12,88	16,16	2,19	4,11	11,23	13,70	-5,29	423,20	5,83	1278,60
1994	4,11	10,96	7,67	11,78	21,64	14,25	10,41	3,56	3,01	7,12	5,48	-4,53	600,00	5,43	755,40
1995	6,30	12,33	6,30	6,85	13,97	15,62	9,04	3,29	3,56	7,40	15,34	-5,28	439,90	5,71	1018,70
1996	4,37	14,75	6,56	10,38	14,21	8,74	14,21	4,64	6,01	5,46	10,66	-4,50	635,90	5,18	1079,00
1997	4,93	10,14	7,40	10,41	13,15	16,71	14,79	2,47	3,84	7,40	8,77	-4,85	498,30	5,33	1058,20
1998	2,47	9,04	2,47	5,21	18,08	12,05	20,55	1,64	1,64	17,26	9,59	-4,92	322,70	6,33	1287,10
1999	4,66	13,97	5,75	10,41	18,90	16,71	9,59	2,19	2,74	11,78	3,29	-3,04	531,30	6,10	884,90
2000	3,55	15,03	6,01	9,56	18,85	15,03	11,75	3,28	1,64	7,65	7,65	-3,21	450,20	5,56	1095,10
2001	3,01	15,07	5,75	8,22	12,60	14,52	13,70	3,56	2,19	13,15	8,22	-3,85	362,70	5,73	1178,00
2002	2,19	11,51	7,12	4,93	13,97	15,89	14,52	4,93	8,49	6,85	9,59	-3,51	399,60	5,80	991,10
2003	3,01	11,78	7,12	6,85	15,34	18,08	13,97	2,74	3,84	6,58	10,68	-5,02	392,80	5,23	969,90
2004	2,46	15,85	4,92	8,47	22,68	11,48	9,56	2,19	3,28	10,11	9,02	-3,59	556,20	6,15	760,10
Średnia	3,42	11,59	5,90	8,96	18,04	13,84	12,47	2,90	3,92	9,79	9,18	-4,64	425,66	5,51	1041,45
Max	6,30	15,85	7,67	13,70	26,85	20,27	20,55	4,93	8,74	17,53	15,34	-2,27	635,90	6,33	1330,10
Min	0,82	7,12	2,47	4,93	12,60	8,20	7,67	1,64	0,82	5,46	3,29	-7,25	230,20	4,78	755,40

Jak już wykazano wcześniej (w pierwszej części rozdziału), jednym z podstawowych elementów decydującym o jakości opadów, które docierają do Spitsbergenu, jest typ cyrkulacji atmosferycznej (Rys. 3.1.3). Z danych przedstawionych w Tabeli 4.2.1 widać, że w rozkładzie rocznym sytuacje cyklonalne są wyraźnie czynnikiem dominującym (58% występowania) i kształtującym pogodę na Spitsbergenie. W niektórych latach spadki ciśnienia związane z cyrkulacją cyklonalną i przechodzeniem frontów w tym rejonie występowały nawet w ciągu 253 dni w roku.

Rzadko zdarza się na Spitsbergenie, żeby w ciągu roku pojawiała się taka sama ilość cyrkulacji cyklonalnych co antycyklonalnych. Wówczas sezon letni jest suchy i ciepły. Największe letnie sumy opadowe występują wtedy, gdy sytuacje wyżowe nie występują w roku częściej niż 30%. Na uwagę zasługuje fakt, że wraz z cyklonalnymi adwekcjami mas powietrza z południa, w rejonie Hornsundu zaobserwowano również zwiększony (69% przypadków) napływ zanieczyszczeń.

Tylko dwa typy cyrkulacji: C-8 (cyklonalna adwekcja z południowego zachodu) i C-2 (antycyklonalna adwekcja z południowego wschodu), charakteryzują się dość dobrą korelacją z opadami atmosferycznymi (współczynnik korelacji 0,6). Nie występuje żadna korelacja między typem cyrkulacji a średnią roczną temperaturą powietrza, oraz średnią roczną szybkością wiatru. Jedynie roczna wielkość usłonecznienia wykazuje pewną zależność korelacyjną z trzema cyrkulacjami wyżowymi C-5, C-2 i C-1 (współczynnik korelacji 0,57).

Zagadnienie dotyczące związków między wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej i typami pogody na Spitsbergenie zostało szerzej przeanalizowane przez T. Niedźwiedzia (1997a, 1997b, 2001, 2002, 2003, 2004, 2006).

Pierwszą obszerną analizę dotyczącą elementów meteorologicznych o podstawowym znaczeniu dla procesów glaciologicznych, obejmującą piętnastoletni okres ciągłych obserwacji w Hornsundzie, przedstawiono w pracy Głowackiego i Niedźwiedzia (1997). W pracy tej rozróżnia się dwa podstawowe okresy: zimy i lata. Dane te, uzupełnione o nowe wyniki, odnoszące się do okresów zimowych w latach 1978-2005, przedstawiono w Tabeli 4.2.2. Wyniki dotyczą temperatury, opadu, usłonecznienia, wskaźników PDD i NDD oraz średniej dobowej prędkości wiatru. (Przez okresy zimowe i letnie rozumie się w poniższym tekście zimy i lata rzeczywiste, zdefiniowane już uprzednio.)

Parametry PDD (Positive Degree Day – w tłumaczeniu polskim: „potencjalny wskaźnik ciepła” oraz NDD (Negative Degree Day – „potencjalny wskaźnik chłodu” są ważnymi wskaźnikami charakteryzującymi intensywność procesów w okresie zimowym (Braithwaite 1995). Wielkości te są definiowane odpowiednio jako iloczyn długości okresu (liczba dni) i średnich dobowych wartości dodatnich (PDD) i ujemnych (NDD) temperatur.

Okres zimy polarnej w rejonie Hornsundu wynosi średnio 246 dni. Najdłuższą zimą od końca lat 70-tych do chwili obecnej była zima 1982/1983, która rozpoczęła się 31 sierpnia 1982 roku i trwała 283 dni, do 9 czerwca 1983r. Najkrótsze okresy zimowe zanotowano w przełomie lat 2002/2003 (214 dni) oraz 1990/1991 (218 dni). Można przyjąć z dużym prawdopodobieństwem, że sezon zimowy dla południowego

rejonu Svalbardu rozpoczyna się na przełomie września i października, a kończy z reguły na przełomie maja i czerwca. Długa zima nie zawsze wiąże się z jej surowością. Najniższą średnią temperaturę dla całego okresu zimowego ($-11,5^{\circ}\text{C}$) zanotowano na przełomie 1980/1981 roku. Wtedy też padł absolutny rekord mrozu w analizowanym okresie – temperatura przy powierzchni gruntu wyniosła $-40,3^{\circ}\text{C}$. W ostatnim dziesięcioleciu temperatury przy gruncie w tym rejonie były już tylko sporadycznie niższe od -30°C .

Tabela 4.2.2

Wybrane elementy meteorologiczne w Hornsundzie w sezonie zimowym w latach 1978-2005 (Głowacki, Niedźwiedź 1997, po aktualizacji). *Selected meteorological parameters in winter seasons 1978-2005 (Głowacki, Niedźwiedź 1997, updated)*

Sezon zimowy	Okres	Czas [dni]	Temperatura			Opad [mm w.e.]	Usłonecz. [godz.]	(PDD+) Stopniodni	(NDD-) [m/s]	Wiatr średni dobowy
			Średnia dobowa [$^{\circ}\text{C}$]	Max. absolutne [$^{\circ}\text{C}$]	Min. przy gruncie [$^{\circ}\text{C}$]					
1978/1979	09.09-14.06	279	-9,8	3,9	-39,6	218,2	704,3	6,4	-2744,0	5,7
1979/1980	30.09-19.05	233	-8,3	5,5	-37,6	176,4	537,5	21,4	-1959,1	5,7
1980/1981	07.10-15.06	252	-11,5	4,7	-40,3	222,4	710,6	5,5	-2903,5	6,3
1981/1982	27.09-09.06	256	-8,5	4,7	-30,9	298,1	497,0	18,8	-2196,7	---
1982/1983	31.08-09.06	283	-7,3	4,5	-30,2	215,6	527,1	18,5	-2082,3	6,5
1983/1984	24.09-20.05	240	-8,7	3,0	-30,3	213,5	420,1	16,3	-2093,9	6,4
1984/1985	11.10-06.06	239	-6,0	4,4	-28,6	308,7	622,4	31,9	-1467,1	4,9
1985/1986	11.10-30.05	232	-9,6	4,0	-35,4	250,3	524,0	13,7	-2243,6	5,7
1986/1987	13.09-06.06	267	-7,5	5,4	-29,8	165,6	666,9	40,3	-2040,4	5,5
1987/1988	18.09-30.05	256	-10,0	4,8	-33,5	157,8	598,5	14,7	-2577,8	5,8
1988/1989	11.09-01.06	264	-10,4	5,0	-38,7	176,3	509,7	20,0	-2776,8	5,5
1989/1990	14.10-01.06	231	-7,3	5,6	-29,7	261,8	556,9	28,3	-1704,6	6,1
1990/1991	11.10-16.05	218	-7,6	3,8	-27,4	293,5	416,9	13,8	-1677,2	6,4
1991/1992	29.09-01.06	247	-7,8	3,7	-34,1	255,4	396,8	17,2	-1942,7	6,4
1992/1993	30.09-03.06	247	-9,4	5,1	-32,0	199,3	593,8	7,4	-2324,9	6,6
1993/1994	02.10-03.06	245	-7,4	4,2	-29,1	255,0	496,8	30,7	-1840,8	6,3
1994/1995	24.09-16.05	235	-8,8	3,2	-35,1	205,2	470,8	13,9	-2088,7	6,8
1995/1996	11.10-02.06	236	-8,9	5,1	-37,4	349,1	635,8	23,1	-2115,9	5,4
1996/1997	21.09-07.06	260	-8,4	5,0	-34,1	216,9	527,7	38,6	-2217,8	5,9
1997/1998	07.10-31.05	236	-9,3	3,6	-34,8	246,1	598,3	4,5	-2207,5	6,8
1998/1999	24.09-04.06	253	-6,3	4,5	-28,8	225,5	585,6	36,2	-1624,2	7,1
1999/2000	02.10-28.05	240	-7,3	4,7	-27,7	169,9	444,2	24,3	-1325,6	6,5
2000/2001	25.10-08.06	227	-7,0	3,0	-30,3	134,6	646,9	16,2	-1601,5	6,1
2001/2002	25.09-24.05	242	-6,4	5,0	-32,0	206,6	388,4	30,8	-1956,3	6,8
2002/2003	15.10-16.05	214	-9,1	5,2	-31,2	185,8	437,6	17,9	-1961,3	5,9
2003/2004	18.09-07.06	264	-7,1	4,2	-29,9	272,9	386,3	33,9	-1910,0	6,7
2004/2005	04.10-01.06	241	-6,3	4,3	-27,1	238,2	505,2	20,3	-1545,9	7,0
Średnia	28.09-03.06	246	-8,2	4,4	-32,2	226,6	533,6	20,9	-2041,9	6,1
Maksimum	31.08-09.06	283	-6,0	5,6	-27,1	349,1	710,6	40,3	-1325,6	7,1
Minimum	11.10-16.05	214	-11,5	3,0	-40,3	134,6	386,3	4,5	-2903,5	4,9

Ważnym parametrem dla określenia surowości okresu zimowego, który jest pomocny w analizie bilansu energetycznego jest parametr NDD. Zgodnie z nim najbardziej srogie zimy wystąpiły w roku 1980/1981 (NDD = 2903) oraz w roku 1988/1989 (NDD = 2777). Należy zaznaczyć, że łagodne zimy w latach 1984/1985 (NDD = 1467), 1999/2000 (NDD = 1326) oraz 2004/2005 (NDD = 1546) nie należały jednocześnie do najkrótszych (około 240 dni).

Dodatkowym czynnikiem łagodzącym surowość zimy, a jednocześnie mającym duży wpływ na kształtowanie się i metamorfozę pokrywy śnieżnej są występujące często odwilże. Parametrem, który ujmuje zimą w sposób ilościowy powyższy proces jest wskaźnik PDD, którego najwyższa wielkość osiągnęła wartość około 40.

Przechodząc do omówienia prędkości wiatru należy zauważyć, że jest to ważny element meteorologiczny, który pokazuje z jak wielkim potencjałem do przemieszczania się śniegu (redepozycji pokrywy śnieżnej), należy się liczyć prowadząc badania struktury pokrywy śnieżnej na lodowcach i w zlewniach niezlodowaconych Spitsbergenu (Grześ, Sobota 2000; Grabiec i inni 2006; Leszkiewicz, Głowacki 2001).

Dochodzące do Południowego Spitsbergenu w okresie zimy, ciepłe fronty atmosferyczne rodzą huraganowe wiatry osiągające często prędkość ponad 40 m/s. Ich częstotliwość jest przyczyną, że średnia prędkość wiatru mierzona na Stacji Hornsund w okresie zimowym wynosi ponad 6 m/s. Dla zim o bardzo dużej aktywności cyklonalnej (1998/1999 oraz 2004/2005), może ona wzrosnąć do ponad 7 m/s. Nawet w czasie zim spokojnych (na przykład, 1984/1985), które zdarzają się rzadko, średnia prędkość wiatru wynosi tylko nieco poniżej 5 m/s.

Sezon letni ma decydujący wpływ na szybkość procesów zachodzących w zlewniach zlodowaconych i niezlodowaconych. Przepływ masy i energii w tym okresie determinowany jest przede wszystkim takimi czynnikami jak temperatura i wiatr, w mniejszym stopniu wpływa na to usłonecznienie oraz opady (Tabela 4.2.3). Jak już wspomniano, okres polarnego lata na Spitsbergenie systematycznie ulega wydłużeniu. Porównując dane z opracowania z 1996 roku (Głowacki, Niedźwiedź 1997), lato wydłużyło się już średnio do 120 dni, od początku czerwca do końca września. O ile rozpoczęcie lata (przypadające na początek czerwca) ma od szeregu lat charakter stabilny, to przejście od lata do okresu zimowego jest nieregularne oraz podlega dużym wahaniom i następuje pomiędzy drugą połową września a pierwszą połową października.

Prostym wskaźnikiem określającym wielkość docierającej energii słonecznej, w szczególności liczbę dni pogodnych, w sezonie letnim jest usłonecznienie, które w badanym okresie w rejonie Hornsundu wyniosło średnio 505 godzin. Maksymalna insolacja przez 705 godzin wystąpiła w 1985 roku. Pamiętać jednak należy, że w szerokości geograficznej Hornsundu, słońce latem nie chowa się za horyzontem fizycznym przez ponad 20 godzin w ciągu doby. Najbardziej pochmurne i jednocześnie najbardziej mokre lato, z sumą usłonecznienia równą 256 godzin, zanotowano w 1994 roku. Tak duże różnice (275%) w bezpośrednim dopływie energii mają swoje odbicie nie tylko w procesach zachodzących na powierzchni lodowców, ale również na powierzchni tundry determinując przemiany biologiczne.

Należy jednak podkreślić, że w rejonie Hornsundu słoneczne lato nie zawsze jest równoznaczne z ciepłym sezonem. Parametrami, które dodatkowo ilustrują letnie warunki meteorologiczne są wskaźniki PDD i NDD (Szafraniec 2002). Pierwszy z nich (PDD) najwyższą swoją wartość osiągnął latem 1990 roku, gdy średnia temperatura całego okresu letniego miała wartość +4 °C; w przedstawionym okresie letnim nie wystąpiły prawie żadne przymrozki, których wyróżnikiem jest parametr NDD.

Tabela 4.2.3

Wybrane elementy meteorologiczne zarejestrowane w Hornsundzie w sezonie letnim w okresie 1979-2005 (Głowacki, Niedźwiedź 1997, po aktualizacji). *Selected meteorological parameters in summer seasons 1979-2005 (Głowacki, Niedźwiedź 1997, updated)*

Sezon letni	Okres	Czas [dni]	Temperatura			Opad [mm w.e.]	Usłonecz. [godz.]	(PDD+) Stopniodni	(NDD-)	Wiatr średni dobowy [m/s]
			Średnia dobowa [°C]	Max. absolutne [°C]	Min. przy gruncie [°C]					
			1979	15.06-29.09	107					
1980	20.05-06.10	140	2,8	9,4	-8,6	306,7	553,6	401,9	-11,4	3,8
1981	16.06-26.09	103	3,3	11,2	-3,4	142,9	352,6	329,5	-1,7	4,0
1982	10.06-30.08	82	2,0	-----	-5,6	-----	-----	-----	-0,4	-----
1983	10.06-23.09	106	3,2	4,7	-5,0	159,6	404,3	343,0	-6,2	4,5
1984	21.05-10.10	143	3,0	11,2	-6,8	152,5	490,4	437,6	-5,0	4,1
1985	07.06-10.10	126	3,0	11,2	-6,7	91,5	705,4	397,0	-19,4	4,1
1986	31.05-12.09	105	3,4	9,6	-1,9	172,4	430,5	353,8	0,0	3,7
1987	07.06-17.09	103	3,5	12,0	-2,2	60,0	528,4	364,2	0,0	3,5
1988	31.05-10.09	103	3,2	11,5	-5,8	201,5	508,1	332,5	-2,4	3,8
1989	02.06-13.10	135	2,6	12,0	-9,5	294,0	449,7	370,8	-15,8	3,8
1990	02.06-10.10	131	4,0	10,9	-7,4	245,7	468,0	527,2	-1,0	4,5
1991	17.05-28.09	135	2,9	9,1	-9,0	142,7	669,7	408,3	-12,6	4,3
1992	02.06-29.09	120	3,6	11,4	-5,3	196,0	540,0	427,6	-0,4	4,4
1993	04.06-01.10	120	2,6	12,2	-10,4	138,7	664,9	345,3	-35,1	4,5
1994	04.06-23.09	112	2,6	8,7	-6,7	384,3	256,0	298,2	-3,8	3,6
1995	17.05-10.10	147	2,5	9,5	-6,5	166,7	570,5	377,7	-5,4	4,3
1996	03.06-20.09	110	3,0	12,0	-6,2	371,4	448,0	328,1	-3,9	4,2
1997	08.06-06.10	121	2,7	8,5	-7,7	213,7	488,5	341,0	-14,6	4,2
1998	01.06-23.09	115	3,6	13,4	-6,0	83,6	648,2	411,6	-1,3	4,4
1999	05.06-01.10	121	3,6	12,6	-4,7	368,8	330,5	423,7	0,0	4,3
2000	29.05-24.10	149	3,2	10,5	-5,2	321,7	682,1	485,3	-8,8	4,6
2001	09.06-24.09	108	4,2	12,0	-4,9	153,0	489,5	455,9	-0,1	5,1
2002	25.05-14.10	143	3,4	11,7	-12,7	223,6	622,1	521,5	-29,2	3,6
2003	17.05-17.09	124	3,3	11,0	-8,3	195,3	482,1	412,1	-5,7	3,4
2004	08.06-03.10	118	3,1	12,1	-5,9	290,2	405,2	367,1	-2,6	4,6
2005	02.06-22.09	113	3,3	13,5	-8,0	185,2	353,7	375,8	-6,3	4,2
Średnia	04.06-01.10	120	3,1	11,0	-6,5	206,2	504,9	391,1	-7,5	4,2
Maksimum	17.05-10.10	149	4,2	13,5	-1,9	384,3	705,4	527,2	0,0	5,1
Minimum	08.06-30.08	82	2,0	4,7	-12,7	60,0	256,0	298,2	-35,1	3,4

W czasie stabilnej pogody i w okresie dużego nasłonecznienia, maksymalne temperatury powietrza mogą dochodzić w Hornsundzie do +13,5 °C, a promieniowanie całkowite przekracza 700 W/m² (Caputa, Głowacki 2002). Jak widać z Tabeli 4.2.3, temperatura w trakcie najchłodniejszych okresów letnich wykazuje wyraźną korelację z występowaniem warunków insolacyjnych i pluwialnych (małe usłonecznienie oraz duże opady).

Przemieszczanie się mas powietrza w rejonie Hornsundu w okresie lata polarnego odbywa się ze zdecydowanie mniejszą intensywnością niż ma to miejsce w przypadku zimy polarnej. Świadectwem tego są mniejsze średnie prędkości wiatru wynoszące tylko 4 m/s, w porównaniu z odpowiednimi wartościami dla okresów zimowych wynoszących 6.1 m/s (Tabela 4.2.2).

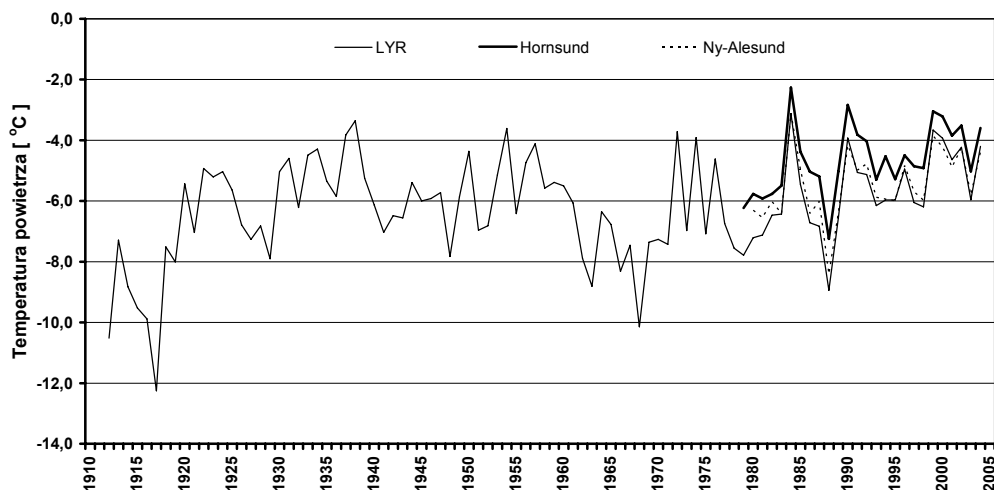
Szczegółowa analiza cyrkulacji, o których mowa była już wcześniej, pokazuje, że latem dominującym typem cyrkulacji jest cyrkulacja antycyklonalna C-5, natomiast zimą dominuje cyrkulacja cyklonalna C-7.

Narzuca się oczywiste pytanie, czy omówione powyżej uwarunkowania meteorologiczne dla Hornsundu dają podstawę do wnioskowania o procesach zachodzących w pozostałej części wyspy Spitsbergen. Problem ten jest aktualnie przedmiotem dyskusji wielu klimatologów. Można próbować to ocenić rozpatrując dostępne dane dotyczące zróżnicowania klimatologicznego poszczególnych rejonów Spitsbergenu (Gluza i inni 2004; Przybylak, Araźny 2005).

Dwie stacje położone dalej na północ, czyli Barentsburg i Ny-Ålesund, są również zlokalizowane we fiordach zachodniego wybrzeża. Pierwsza z nich położona jest w odległości 125 km, a druga 200 km na północny zachód od zatoki Isbjørhamna. Trzecia stacja, w Longyearbyen, pomimo lokalizacji nad głęboko wcięтым fiordem jest zdecydowanie osłonięta od bezpośredniego wpływu otwartego oceanu, co nadaje bezpośredniemu rejonowi tej stacji cechy kontynentalizmu, w przeciwieństwie do trzech pozostałych stacji zlokalizowanych na wybrzeżu zachodnim. Ponadto, pomimo stosunkowo nieznacznej odległości (140 km), stacja Longyearbyen oddzielona jest od Hornsundu trzema pasmami górskimi i dwoma fiordami.

Pomimo wspomnianych wyżej różnic przedstawione dalej wybrane dane klimatologiczne zebrane na wyżej wymienionych stacjach pozwalają stwierdzić, że jest możliwe znalezienie wspólnego elementu („klucza”) w analizie procesów zachodzących na powierzchni lodowców i w ich wnętrzu na tak dużym obszarze jak Spitsbergen.

Potwierdzeniem powyższego wniosku są dane dotyczące temperatury powietrza, która jest podstawową wielkością charakteryzującą klimat danego rejonu. Średnie roczne temperatury powietrza z istniejących wieloletnich ciągów obserwacyjnych uzyskanych na stacjach Longyearbyen-Lufthavn, Hornsund i Ny-Ålesund przedstawia wykres (Rys. 4.2.3).



Rys. 4.2.3. Przebieg średnich rocznych temperatur powietrza w stacjach meteorologicznych Longyearbyen-Lufthavn, Hornsund i Ny-Ålesund na Spitsbergenie (wykorzystano dane udostępnione przez Norweski Instytut Meteorologiczny oraz z archiwum Stacji Hornsund). *Mean annual air temperatures at Spitsbergen meteorological stations: Longyearbyen-Lufthavn, Hornsund and Ny-Ålesund (data kindly provided by Norwegian Meteorological Institute DNMI and from Hornsund Station archives).*

Regularne ciągle rejestracje temperatury powietrza w standardzie WMO rozpoczęto na Svalbardzie jesienią w 1911 roku przy Isfjord Radio (homogenizowane do stacji Longyearbyen-Lufthavn przez: Hanssen-Bauer 2002), a w Stacji Hornsund latem 1978 roku. Pomiary temperatury w Ny-Ålesund datują się od 1980 roku. Rozpoczęto je przy okazji badań fizyki atmosfery prowadzonych przez Norwegów i Niemców, a pomiary te wykonywano najpierw 3 razy w ciągu doby, zaś od 1996 roku już 8 razy na dobę. Wspólny okres dostępnych homogenicznych danych o przebiegu temperatury w tym rejonie Arktyki obejmuje więc ostatnie 25 lat.

Analizując przedstawione wyniki (Rys. 4.2.3) można zauważyć, że występujące przebiegi temperatury notowane w różnych rejonach Spitsbergenu mają ten sam charakter, przy występowaniu pewnych istotnych różnic. W szczególności, widać wyraźnie, że leżący na południu Hornsund ze średnią roczną temperaturą $-4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ jest cieplejszy o ponad $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ od rejonu Isfjordu (stacja Longyearbyen) i o $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ od Kongsfjordu (stacja Ny-Ålesund).

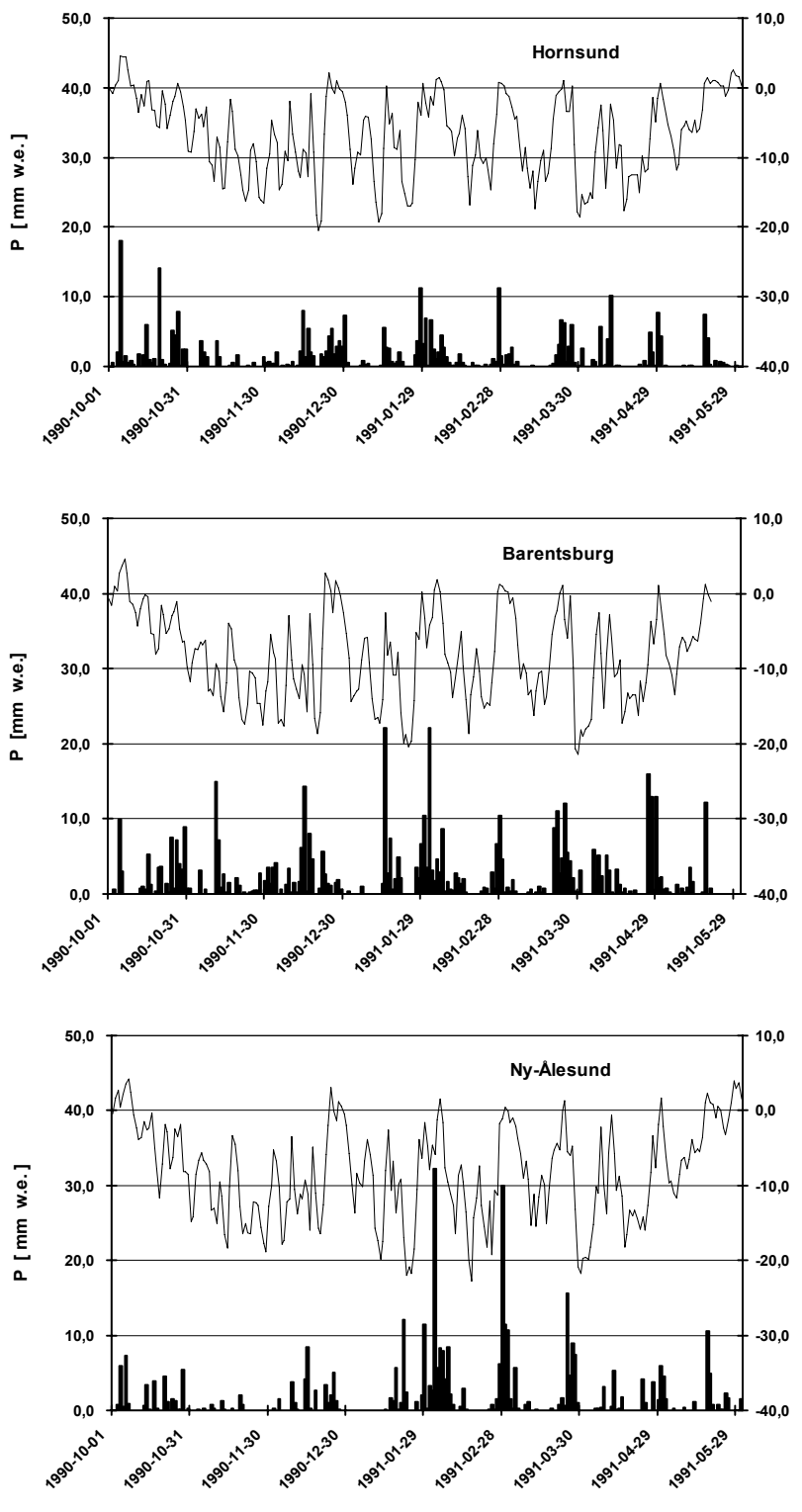
Stacje zlokalizowane na zachodnim wybrzeżu (Hornsund, Barentsburg, Ny-Ålesund) charakteryzują się mniejszymi amplitudami temperatury powietrza w przebiegu rocznym niż ma to miejsce w otoczeniu Longyearbyen. Średnia temperatura powietrza najcieplejszych miesięcy na zachodnim wybrzeżu dochodzi tu do plus $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, a najbardziej mroźnych do $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$. W rejonie Longyearbyen, w centralnej części wyspy, notowane są wyższe temperatury w okresie lata polarnego i niższe w okresie zimowym. Latem średnie miesięczne osiągają nawet $+8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, a w okresie zimowym aż $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Porównanie warunków termiczno-opadowych wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu, przedstawione dla okresu zimowego, mające decydujący wpływ na bilans masy lodowców zlokalizowanych w tym rejonie, ilustrują wykresy (Rys. 4.2.4).

Przedstawione wyniki dotyczą średnich dobowych temperatur oraz dobowych sum opadu atmosferycznego w okresie zimowym 1990/91 (październik-maj). Była to krótka zima, trwająca tylko 218 dni (przy średniej długości z wielolecia wynoszącej 246 dni), ale charakteryzowała się bardzo dużą ilością opadów i wyjątkowo grubą pokrywą śnieżną na wszystkich lodowcach Spitsbergenu.

Łatwo zauważyć, że zimowe przebiegi temperatury w trzech omawianych stacjach są bardzo podobne. Nie można tego powiedzieć o opadach, które wykazują zarówno podobieństwa, jak i istotne różnice. Sumy opadowe w rejonie Hornsundu i Ny-Ålesund były bardzo podobne i wyniosły odpowiednio 317 i 336 mm w.e. Opady różniły się jednak intensywnością i rozłożeniem w czasie; w okresie zimowych odwilży opady w Ny-Ålesund były znacznie bardziej intensywne, ale krótsze.

Odmianą sytuację zaobserwowano natomiast w odniesieniu do rozkładu czasowego opadów w rejonie Barentsburga i Hornsundu. W tym przypadku widoczne jest podobieństwo opadów w rozkładzie czasowym, ale przy dużej różnicy sum opadowych w okresie całego sezonu. Suma opadów zimowych zanotowanych w Barentsburgu wyniosła 465 mm w.e. i była wyższa o 40% niż w dwóch pozostałych stacjach. O różnicach tych zdecydowały epizody związane z przechodzeniem ciepłych frontów atmosferycznych.



Rys. 4.2.4. Średnie dobowe temperatury powietrza i sumy opadu atmosferycznego na stacjach Hornsund, Barentsburg i Ny-Ålesund znajdujących się na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu, w sezonie zimowym 1990/1991 (Głowacki, Pulina 2000). Mean daily air temperatures and precipitation totals at the stations located on the western coast of Spitsbergen: Hornsund, Barentsburg and Ny-Ålesund in the winter season of 1990/1991 (Głowacki, Pulina 2000).

4.3. Obszary zlodowacone

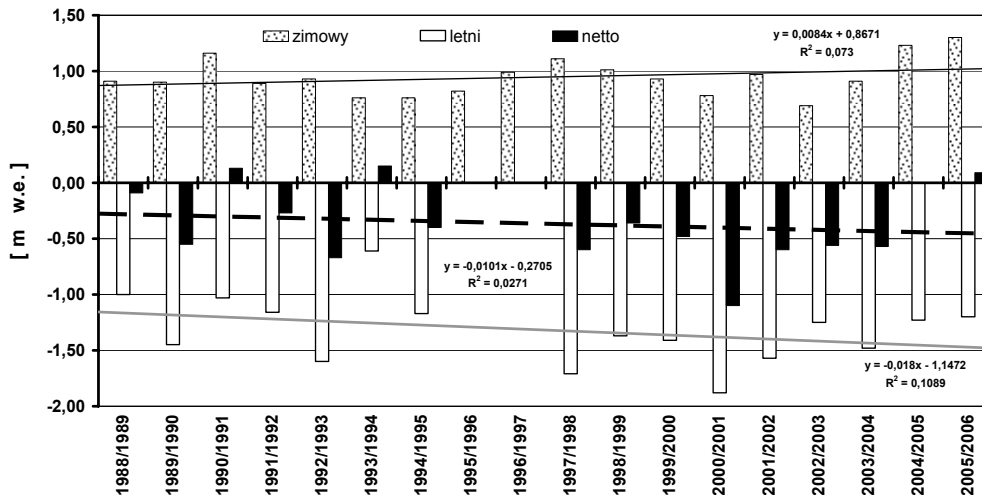
Problematyka dotycząca zlewni zlodowaconych obejmuje większość procesów zawartych w schemacie obrazującym obieg wody i zanieczyszczeń w rejonach polarnych (Rys. 1.1), stanowiąc główny obiekt badań autora i kluczowy element obecnej rozprawy. Uzyskane wyniki są przedstawione w trzech kolejnych rozdziałach, dotyczących kolejno procesów zachodzących w strefie akumulacyjnej, ablacyjnej i na przyległych stokach górskich.

Podstawowym obiektem wieloletnich badań w rejonie Hornsundu prowadzonych przez międzynarodowe zespoły glaciologów jest Lodowiec Hansa, omawiany już krótko uprzednio w rozdziale „Metodyka badań” (patrz, między innymi, Rys. 3.1.5).

Przeprowadzone badania pozwoliły na określenie bilansu masy lodowca. Należy zauważyć, że dla zlewni z lodowcami uchodzącymi do morza, nie jest możliwe proste bilansowanie typu: *opad atmosferyczny – parowanie = odpływ wód ze zlewni*. Ilości wód ablacyjnych, uchodzących z tego typu lodowców bezpośrednio do morza, nie da się zmierzyć czy oszacować w ten sposób. Dodatkowym procesem mającym duży udział w bilansie masy Lodowca Hansa jest utrata ponad 20 mln m³ lodu rocznie w procesie cielenia, co stanowi około 25% rocznej ablacji lodowca (Jania, Głowacki 1996). Wielkość utraty masy lodowca związanej z cieleniem oszacowano na podstawie pomiarów szybkości ruchu lodowca i zmian pozycji jego czoła (Jania i inni 1994).

Systematyczne pomiary pokrywy śnieżnej, stanowiące podstawę dla obliczania bilansu masy Lodowca Hansa rozpoczęto zimą 1988/1989. Bilans masy tego lodowca dla okresu lat 1988-2006, obliczony wyłącznie na podstawie pomiarów wysokości pokrywy śnieżnej przedstawiono na wykresie (Rys. 4.3.1).

Uzyskane rezultaty w sposób jednoznaczny wskazują, że w badanym okresie Lodowiec Hansa znajdował się generalnie w stadium recesji. W ciągu osiemnastu lat pomiarów zanotowano tylko trzy lata (1991, 1994 i 2006) kiedy ablacja była mniejsza od akumulacji; jedynie w roku 2005 akumulacja była prawie równa ablacji.



Rys. 4.3.1. Bilans masy Lodowca Hansa w latach 1989-2006. Słupki białe – ablacja, szare – akumulacja, czarne – bilans roczny. *Mass balance of Hansbreen in 1989-2006. White stakes – ablation, grey stakes – accumulation, black – annual balance.*

Akumulacja zimowej pokrywy śnieżnej na lodowcu, w przeliczeniu na ekwiwalent wodny zmieniała się w zakresie od 0,69 m w.e. (rok 2003) do 1,30 m w.e. (rok 2006); średnia wartość wyniosła 0,95 m w.e. Tylko w czterech sezonach zimowych (1991, 1998, 2005 i 2006) zanotowano grubszą od przeciętnej pokrywę śnieżną na tym lodowcu.

Wyniki dotyczące rozkładu w czasie akumulacji dla Lodowca Hansa wskazują na istnienie bardzo słabego trendu rosnącego w badanym okresie, jednak współczynnik determinacji w równaniu trendu ($R^2 = 0,07$) świadczy, że występowanie trendu liniowego nie znajduje jednoznacznego potwierdzenia w danych pomiarowych.

O recesji i ubytku masy Lodowca Hansa zadecydowała zmiana struktury opadów atmosferycznych, wydłużenie okresu ablacji i wyższe średnie temperatury w czasie lata polarnego, (o czym wspomniano w Rozdziale 4.1.). Ablacja letnia osiągnęła najwyższą wartość w roku 2001 (1,88 m w.e.). W trakcie najchłodniejszego lata w historii pomiarów w Hornsundzie (rok 1994) ablacja wyniosła 0,61 m w.e. Wtedy to, pomimo małych opadów w okresie zimy (0,76 m w.e.), bilans masy lodowca dla całego sezonu okazał się być dodatni.

Czasowy rozkład ablacji letniej Lodowca Hansa w badanym okresie wskazuje na bardziej widoczny trend rosnący (w porównaniu do trendu wyznaczonego dla zimowej akumulacji), jednak mała wartość współczynnika determinacji tego trendu ($R^2 = 0,11$) świadczy, że znaczenie statystyczne uzyskanych wyników jest wciąż niewielkie. Być może jest to także efekt krótkiej (15 letniej) serii pomiarowej w warunkach klimatycznych charakteryzujących się dużą międzysezonową zmiennością.

Kluczowe znaczenie wzrostu średniej temperatury i wydłużenia lata polarnego w rejonie Hornsundu dla bilansu Lodowca Hansa jest jednoznaczne i dobrze udokumentowane. Ważne są również inne czynniki, w szczególności charakter opadów zimowych i właściwości sezonowej pokrywy śnieżnej na lodowcu. Między innymi, można zauważyć, że w latach 1991 i 2006, w których występowała dostatecznie gruba i skonsolidowana pokrywa śnieżna, bilans masy lodowca był dodatni pomimo ciepłego lata (Tabela 4.2.3, Rys. 4.3.1). Przykład ten pokazuje jak dużą rolę odgrywa duża wartość albedo powierzchni śniegu w dostawie energii do lodowca. Dostatecznie gruba i zwarta na skutek zimowych odwilży pokrywa śnieżna, może skuteczniej odbijać promienie słoneczne w miesiącach największej insolacji (czerwiec-lipiec). Późniejsze (w sierpniu) odsłonięcie powierzchni lodu na lodowcu, gdy ilość dopływającej energii słonecznej jest znacznie mniejsza, nie jest już w stanie spowodować intensywnego topnienia lodowca.

Na marginesie powyższych informacji można dodać, że rola albedo w bilansie lodowców jest przedmiotem coraz większego zainteresowania badaczy polarnych (Greuell i inni 2006). Między innymi, na wartość albedo mają duży wpływ zawarte w śniegu zanieczyszczenia (np. sadza, materiał eoliczny), sole i aerozole pochodzenia morskiego. Jak wiadomo, zawartość soli w śniegu ułatwia szybsze jego topnienie i zanik pokrywy śnieżnej; zmniejszenie albedo na skutek obecności soli i zanieczyszczeń przyspiesza powyższy proces.

Obliczone z bilansu masy dla całego Lodowca Hansa średnie zmiany wysokości powierzchni wskazują na zmniejszanie się jego grubości w tempie 40 cm/rok. Dodając do tego ubytek masy związany z cieniem i parowaniem można oszacować, że grubość Lodowca Hansa zmniejszała się w ciągu ostatnich kilku lat o 0,5 metra rocznie.

W celu określenia udziału aerozoli morskich i ich wpływu na właściwości fizyko-chemiczne śniegu na lodowcach uchodzących bezpośrednio do morza lub położonych w bliskości otwartego oceanu, wykonano badania dotyczące soli zawartej w świeżej pokrywie śnieżnej pochodzącej z tych samych epizodów opadowych. Wyniki w zakresie odczynu pH i SpC na Lodowcu Hansa przedstawia Tabela 4.3.1.

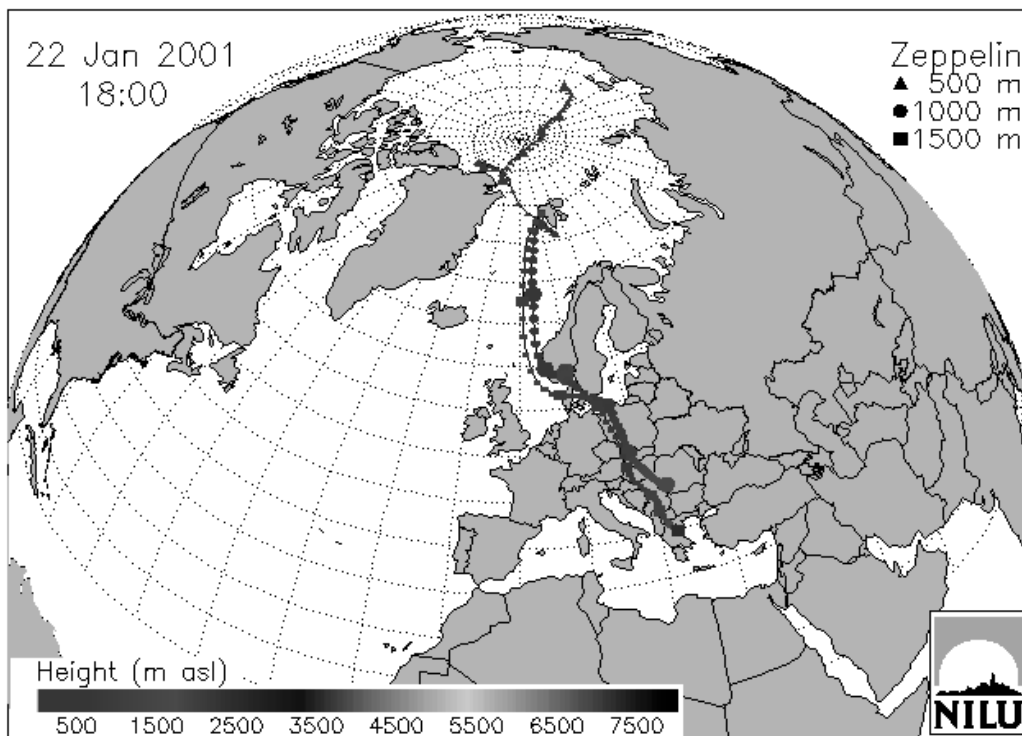
Tabela 4.3.1

Wartości SpC i pH wybranych opadów śniegu na Lodowcu Hansa w zależności od odległości od morza (lokalizację tyczek zaznaczono na mapie – Rys. 3.1.5). *Values of SpC and pH of selected snow falls on Hansbreen at different distances from the sea (location of stakes marked on the map in Fig. 3.1.5)*

Lokalizacja	Odległość od morza	Termin pomiaru		Termin pomiaru		Termin pomiaru	
		22-23.01.2001		18-19.02.2001		23.04.2001	
	[km]	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH
Tyczka Nr. 1 56 m n.p.m.	1,5	33,3	4,70	23,8	5,40	18,5	5,40
Tyczka Nr. 2 143 m n.p.m.	2,5	38,5	5,10	17,9	5,40	16,8	5,40
Tyczka Nr. 3 128 m n.p.m.	3,8	36,0	5,10	14,3	5,40	22,1	5,50
Tyczka Nr. 3a 128 m n.p.m.	3,8	30,7	5,10	10,9	5,40	16,0	5,40
Tyczka Nr. 3b 128 m n.p.m.	3,8	28,2	4,70	11,6	5,40	14,4	5,40
Tyczka Nr. 4 192 m n.p.m.	5,4	33,2	5,10	14,7	5,40	14,1	6,70
Tyczka Nr. 5 259 m n.p.m.	7,4	27,1	5,10	9,2	5,30	8,8	6,50
Tyczka Nr. 6 291 m n.p.m.	10,2	24,4	5,10	8,5	5,50	9,0	5,20
Tyczka Nr. 6a 291 m n.p.m.	10,2	26,5	4,90	7,3	5,50	9,5	5,00
Tyczka Nr. 6b 291 m n.p.m.	10,2	19,3	5,10	12,7	5,40	9,3	5,00
Tyczka Nr. 7 347 m n.p.m.	11,9	21,9	5,10	12,4	5,20	11,7	5,10
Tyczka Nr. 8 362 m n.p.m.	11,7	26,8	5,10	20,0	5,30	11,7	5,10
Tyczka Nr. 9 421 m n.p.m.	13,9	21,0	5,10	21,5	5,50	13,6	4,90
Tyczka Nr. 10 451 m n.p.m.	15,4	20,0	5,10	27,7	5,40	13,1	5,00
Tyczka Nr. 11 497 m n.p.m.	17,2	16,3	5,10	23,0	5,20	10,9	5,00

Badania przeprowadzono podczas trzech sesji pomiarowych w trakcie zimy 2001 roku, w tym dwukrotnie po wystąpieniu dużych opadów śniegu (w styczniu i kwietniu zarejestrowano w Stacji Hornsund pojedyncze opady w granicach 10 mm w.e.). Pierwszy duży opad wystąpił w dniach 22-23 stycznia 2001 roku, przy silnym porywistym wietrze z południa (max. prędkość wiatru 33 m/s). W profilu pomiarowym (Tabela 4.3.1), wyraźny jest generalny spadek przewodności elektrycznej z odległością od strefy czołowej lodowca (od maksimum wynoszącego 3,8 mS/m na wysokości 143 m n.p.m. (tyczka Nr. 2) do 1,6 mS/m, w najwyższym położonym punkcie obserwacyjnym na wysokość prawie 500 m n.p.m (tyczka Nr. 11). Występujące niewielkie odstępstwa w obserwowanej prawidłowości są wywołane lokalnymi obniżeniami powierzchni w otoczeniu punktów pomiarowych.

Odczyn pH pobranych prób (zbliżone wartości dla różnych punktów pomiarowych) dowodzi, że śnieg pochodził z tego samego opadu (epizodu opadowego) i prawie nie zawierał zanieczyszczeń pyłowych. Przebieg trajektorii mas powietrza w dniu 22 stycznia 2001 uzyskany przy pomocy programu FLEXTRA (Stohl 1998) wykazuje, że obserwowane niskie wartości odczynu (pH = 4,70) były związane z napływem zanieczyszczonych mas powietrza z Europy Środkowej (Rys. 4.3.2).



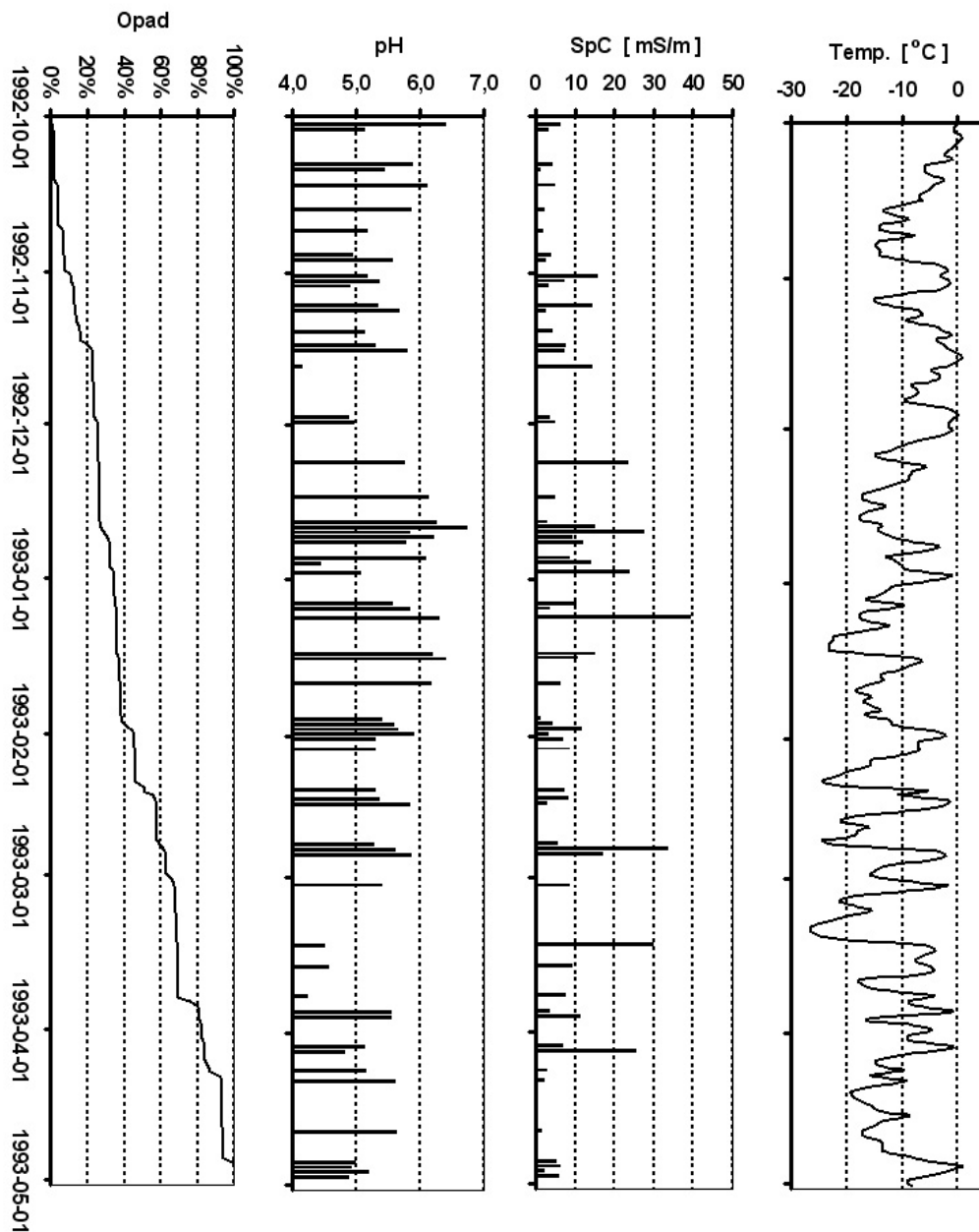
Rys. 4.3.2. Trajektorie przepływu mas atmosferycznych w Europie w dniu 22 stycznia 2001 roku uzyskane przy pomocy programu FLEXTRA. *Air mass trajectories from Europe to Svalbard on January 22, 2001, obtained with the FLEXTRA programme.*

Drugi analizowany opad (około 1,5 mm w.e.) wystąpił w dniach 18-19 lutego 2001 roku, przy średniej prędkości wiatru (rzędu 4 m/s). Wyznaczone dla tego samego profilu pomiarowego przewodnictwo elektryczne powierzchniowej warstwy świeżego śniegu było niskie i wahało się w granicach od 0,73 mS/m do 2,77 mS/m, przy czym najwyższe wartości zanotowano w górnych partiach lodowca. Wyrównany i obojętny odczyn pH pobranych prób wskazuje na w miarę równomierny rozkład zanieczyszczeń gazowych w całym profilu wysokościowym. Należy zaznaczyć, że w Stacji Hornsund zanotowano w tych dniach nagły wzrost temperatury, od -11°C do $+0,1^{\circ}\text{C}$, co pozwala sądzić, że podwyższone wartości SpC w górnych partiach lodowca mogły być związane z procesem „seeder-feeder” (Bryś 2002).

Trzeci analizowany opad śniegu miał miejsce 23 kwietnia 2001 roku. Od 16 marca do 23 kwietnia występowały zmienne warunki pogodowe. Charakteryzowały się one opadami śniegu o słabym natężeniu i małych sumach dobowych, a dolna podstawa chmur piętra niskiego często zalegała na wysokości 100-300 m n.p.m. Warunki występujące powyżej tej granicy (chmury, mgła, ujemna temperatura i wiatr) sprzyjały depozycji szadzi na powierzchni śniegu. Potwierdzeniem powyższego wyводу są pomiary pH śniegu, w których kwaśny charakter zauważa się na lodowcu od wysokości 300 m n.p.m. Przewodność elektryczna śniegu (w granicach od 0,88 mS/m do 1,75 mS/m) była średnio wyraźnie niższa i bardziej wyrównana w całym hipsometrycznym profilu lodowca niż miało to miejsce w poprzednio omawianych przypadkach.

W kompleksowej analizie dotyczącej pokrywy śnieżnej Lodowca Hansa bardzo wartościowe są dane reperowe ze stacji meteorologicznej w Hornsundzie (Leszkiewicz, Pulina 1999). Zbiornicze wyniki przedstawiające temperaturę, przewodność elektryczną właściwą opadu (SpC) i jego odczyn (pH) oraz narastającą grubość śniegu w okresie zimowym 1992/1993 przedstawiono na wykresie (Rys. 4.3.3). Ostatni wykres ilustruje również wielkości poszczególnych opadów. Narastająca grubość pokrywy śnieżnej jest wyznaczona wyłącznie na podstawie wielkości opadów, bez uwzględnienia efektu jej wywiewania, topnienia w okresach odwilżowych oraz procesu metamorfizacji).

Przebieg temperatury w czasie zimy 1992/1993 wskazuje, że większość opadów atmosferycznych, od początku października do początku maja wystąpiła w postaci śniegu. Najszybszy przyrost pokrywy śnieżnej zaobserwowano po 1 lutego 1993 r. Opady w okresie od października do grudnia 1992 charakteryzowały się niskimi wartościami stężenia rozpuszczonych soli (SpC niższe od 15 mS/m). Odczyn tych opadów zawierał się w zakresie $5 < \text{pH} < 6$. Jedynie 19 listopada 1992 r. odnotowano kwaśny opad o $\text{pH} = 4,15$ (najbardziej kwaśny opad w sezonie). Od stycznia do marca 1993 r. opady zawierały znacznie więcej rozpuszczonych soli, a niektóre wręcz były przesycone aerozolem morskim (np. 8 stycznia 1993 r. SpC wyniosło aż 39,3 mS/m). Większe stężenie rozpuszczonych soli zanotowano jeszcze 23 lutego (SpC = 33,3 mS/m), 14 marca (SpC = 29,3 mS/m) oraz 4 kwietnia 1993 r. (SpC = 25,3 mS/m.). Odczyn opadów od lutego do kwietnia systematycznie się obniżał. Niskie wartości pH zanotowano również 28 grudnia 1992 r. ($\text{pH} = 4,45$ oraz w serii opadowej 14-24 marca 1993 r. ($\text{pH} = 4,3$)).



Rys. 4.3.3. Cechy opadów atmosferycznych tworzących pokrywę śnieżną w rejonie Hornsundu w okresie zimy 1992/1993: temperatura powietrza, przewodność elektryczna właściwa, odczyn oraz wielkość skumulowanego opadu (Leszkiewicz, Głowacki 2001). *Air temperature and cummulated precipitation during winter 1992/1993 at Hornsund Station together with SpC and pH of snow samples (Leszkiewicz, Głowacki 2001).*

Szczegółowe dane, przedstawione na wykresach (Rys. 4.3.3), umożliwiają odtworzenie warunków pogodowych, jakie wystąpiły na sąsiednich lodowcach. Można też generalnie stwierdzić, że dane uzyskane w rejonie Hornsundu (w szczególności odnoszące się do Lodowca Hansa) okazały się niezwykle cenne dla opracowania przez autora metodyki (opisanej w dalszej części niniejszego rozdziału), która dotyczy określenia czasowo-przestrzennego rozkładu opadów i zanieczyszczeń pokrywy śnieżnej w skali nie tylko lokalnej, ale i regionalnej.

Dla pełnego prześledzenia zróżnicowania i charakterystyki pionowej struktury pokrywy śnieżnej, w profilu wysokościowym od linii brzegowej do wysokości 700 m n.p.m., wykonano pod koniec sezonu zimowego 1992/1993 pięć wkopów, poczynając od zlewni Fuglebekken poprzez lodowce Hansa (norweska nazwa: Hansbreen), Vrangpeisbreen do Amundsenisen. Należy zaznaczyć, że sezon ten był reprezentatywny dla typowych warunków meteorologicznych, jakie występują w tej części Południowego Spitsbergenu. Wyniki uzyskane z poszczególnych wkopów (próbki pobrane iz różnych warstw), przedstawiono w Tabeli 4.3.2.

Tabela 4.3.2

Grubość i właściwości fizyko-chemiczne pokrywy śnieżnej i opadów w rejonie Hornsundu w okresie zimy 1992/1993. *Depth and physico-chemical parameters of the snow cover at Hornsund region during winter 1992/1993*

Lokalizacja	Pokrywa śnieżna [cm]	Wodny ekwiwalent opadów [mm]	Ładunek soli dostarczony z opadami [t/km ²]	Stężenie soli w śniegu [mg/dm ³]	Ładunek jonów wodorowych [mg/m ²]	pH			SpC [mS/m]		
						Max.	Min.	Średn.	Max.	Min.	Średn.
Zlewnia Fuglebekken 5 m n.p.m.	82	367,1	20,4	55,6	4,00	6,38	4,26	4,96	78,10	2,19	12,32
Hansbreen 200 m n.p.m.	213	992,0	37,8	38,1	6,30	5,84	4,81	5,20	58,10	0,86	8,46
Hansbreen 300 m n.p.m.	200	725,9	20,9	28,7	6,54	5,00	4,58	5,05	25,80	0,42	6,39
Hansbreen 400 m n.p.m.	321	1420,1	23,0	16,2	29,13	5,39	3,98	4,69	15,83	1,03	3,60
Hans-Vrangpeisbreen 500 m n.p.m.	215	819,1	10,2	12,5	10,27	5,24	4,67	4,90	18,30	1,16	2,77
Amundsenisen 700 m n.p.m.	305	1293,5	20,7	16,0	21,33	5,72	4,11	4,78	7,82	1,05	3,56

Ładunek rozpuszczonych soli dostarczonych do środowiska wraz z opadami śniegu wynosi od 10,2 do 37,8 t/km². Pokrywa śnieżna zlokalizowana w odległości 0,5 km od morza zawiera 55,6 mg/l rozpuszczonych soli. Zawartość soli w pokrywie śnieżnej zmniejsza się ze wzrostem odległości od morza, mniej wyraźnie natomiast zaznacza się wpływ wzrostu wysokości. Ładunek soli w śniegu pochodzi głównie z aerozolu morskiego, co dobrze obrazują średnie ważone wartości przewodności elektrycznej próbek pobranych w poszczególnych badanych punktach.

Na lododziale Hansbreen-Vrangpeisbreen, gdzie silny wiatr mocno modyfikuje pokrywę śnieżną, ładunki deponowanych soli były najniższe. Te miejsca na lodowcu, gdzie w śniegu występują zanieczyszczenia pyłowe o charakterze alkalicznym (np. pyły zawierające CaCO_3) mogą odznaczać się podwyższonym odczynem. Maksymalne wartości pH, w warstwach z poszczególnych epizodów opadowych, zanotowano w pobliżu odsłoniętych moren na wybrzeżu i w tych partiach lodowca, gdzie w otoczeniu spotyka się niepokryte śniegiem stoki górskie.

Analiza warstw śniegu o najniższych wartościach odczynu ($\text{pH} < 4$) dostarcza kolejnego dowodu na to, że w partiach akumulacyjnych lodowców w śniegu występują rozpuszczone zanieczyszczenia gazowe (głównie tlenki siarki) pochodzenia antropogenicznego. Ładunek jonów wodorowych na Lodowcu Hansa wynosił 29 kg/km^2 . Oznacza to, że chemicznie agresywne wody roztopowe w okresie ablacji mogą szybko wchodzić w reakcje z materiałem skalnym i eolicznym zawartym w samej pokrywie śnieżnej lub występującym na powierzchni lodowca.

Jak już uprzednio wspomniano, grubość pokrywy śnieżnej jest nie tylko kształtowana przez warunki meteorologiczne w danym rejonie, ale rośnie ze zmianą wysokości nad poziom morza. Zależność miąższości pokrywy śnieżnej od wysokości nie daje się opisać prostą funkcją liniową, ponieważ duży wpływ na jej rozkład mają warunki orograficzne. Najczęściej jest ona opisywana wielomianem drugiego stopnia (Leszkiewicz, Pulina 1999). Na lodowcach w rejonie Hornsundu grubość pokrywy śnieżnej (wyrażona w mm w.e.), w funkcji wysokości, dla okresu zimowego 1992/1993, można opisać równaniem (Leszkiewicz, Głowacki 2001):

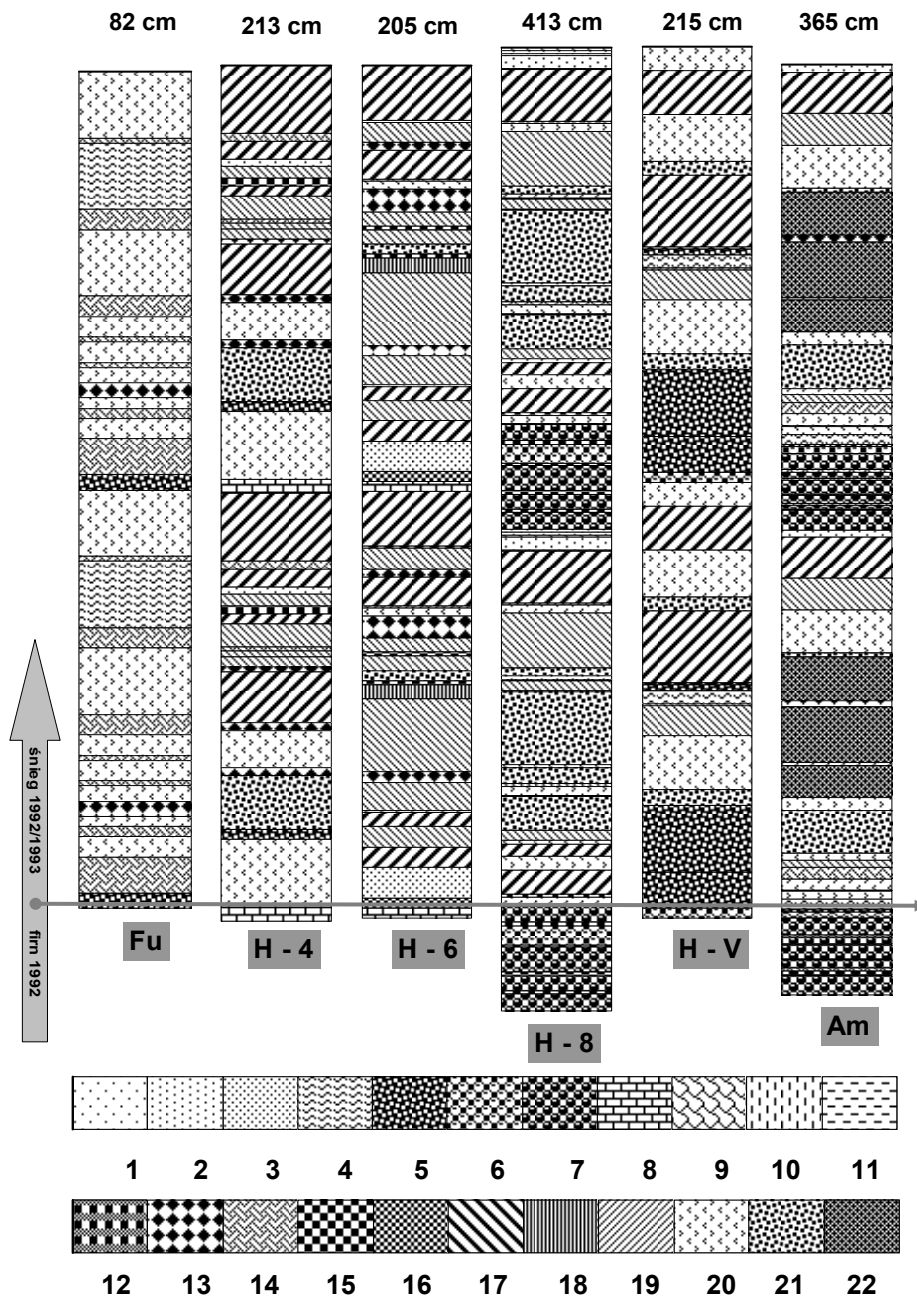
$$P_w(h) = 0,0012 h^2 + 2,2829 h + 247,2 \quad R^2 = 0,71$$

gdzie: P_w – wysokość opadów zimowych [mm w.e.]
 h – wysokość terenu [m n.p.m]

Bezpośrednie porównanie grubości zimowej pokrywy (i zawartego w niej zapasu wody) wskazuje na miejsca, gdzie śnieg będzie łatwo przewiewany oraz bardziej zbity. Największe zróżnicowanie grubości pokrywy śnieżnej można zauważyć na lododziałach pomiędzy lodowcami i przełęczami górskimi. Śnieg z tych miejsc przewiewany jest najczęściej do kotłów i zagłębień w strefach akumulacyjnych lodowców. Procesy występujące w trakcie przewiewania śniegu, w szczególności miejsca pojedynczej lub wielokrotnej redepozycji śniegu, najlepiej odzwierciedla stratygrafia warstw występujących w szurfach śnieżnych, bądź określonych na podstawie pobranych rdzeni. Stratyfografię zimowej pokrywy śnieżnej z jej właściwościami zawartymi w Tabeli 4.3.2, przedstawia Rys. 4.3.4.

Przedstawione pionowe przekroje odnoszą się do końcowego okresu zimy (maj 1993 roku). Poszczególne profile zostały dowiązane w pionie zgodnie z występowaniem charakterystycznej warstwy śniegu przewianego, która występuje w górnej części każdego z profili. Należy podkreślić, że pomimo tego, że pokrywa śnieżna we wszystkich badanych miejscach dotyczy tego samego okresu, każdy z wkopów przedstawia raczej odmienny obraz stratygraficzny, często bardzo trudny do interpretacji. Pomocne w takich przypadkach są występujące w pokrywie śnieżnej warstwy lodu lub lodoszreni które można dowiązać czasowo poprzez ich identyfikację z odnotowanymi

wcześniej epizodami odwilży. Trzeba jednak zaznaczyć, że znajdujące się w pokrywie śnieżnej warstwy lodowe i zbitej lodoszreni, których grubość i ilość jest odmienna w różnych miejscach, chroni jednocześnie pokrywę śnieżną przed jej wywiewaniem, co powoduje, że dla tej samej sumy opadów zimowych grubość śniegu może pod koniec sezonu znacznie się różnić, nawet w miejscach niezbyt odległych od siebie.



Rys. 4.3.4. Stratygrafia zimowej pokrywy śnieżnej 1992/1993 w rejonie Hornsundu (Leszkiewicz, Głowacki 2001). **Fu** Fuglebekken (5 m n.p.m.); **H-4** Hansbreen (200 m n.p.m.); **H-6** Hansbreen (300 m n.p.m.); **H-8** Hansbreen(400 m n.p.m.); **H-V** lodowisko Hans-Vrangpeisbreen (500 m n.p.m.); **Am** Amundsenisen (700 m n.p.m.); 1 – świeży puch; 2 – śnieg drobno-granulowany, luźny; 3 – śnieg średniogranulowany, luźny; 4 – śnieg częściowo przekryształizowany, luźny; 5 – śnieg średni i gruboziarnisty z oznakami firniczacji; 6 – firn średnioziarnisty; 7 – firn gruboziarnisty; 8 – lód lodowcowy; 9 – firn z lodem; 10 – śnieg wilgotny; 11 – śnieg mokry; 12 – slush; 13 – lodoszeń luźna; 14 – lodoszeń zwarta; 15 – lodoszeń zbita; 16 – lód nałożony; 17 – śnieg przewiany; 18 – śnieg uwarstwiony; 19 – śnieg zwarty; 20 – śnieg zbity; 21 – śnieg mocno zbity (tzw. „gips”); 22 – śnieg bardzo mocno zbity (tzw. „beton”). *Stratigraphy of the winter snow cover in 1992/1993 at Hornsund region (Leszkiewicz, Głowacki 2001). Fu Fuglebekken (5 m asl); H-4 Hansbreen (200 m asl); H-6 Hansbreen (300 m asl); H-8 Hansbreen(400 m asl); H-V Hans-Vrangpeisbreen (500 m asl); Am Amundsenisen (700 m asl); 1 – fresh snow; 2 – fine-grained snow; loose; 3 – medium-grained snow; loose; 4 – partly crystallised snow, loose (transition stage between snow and firn); 5 – medium and coarse grained snow partly turned into firn; 6 – medium-grained firn; 7 – coarse-grained firn; 8 – glacier ice; 9 – firn ice; 10 – damp snow; 11 – wet snow; 12 – slush; 13 – loose névé-ice (ice layers with firned snow); 14 – dense névé-ice; 15 – compact névé-ice; 16 – superimposed ice; 17 – windblown snow; 18 – deflated snow; 19 – dense snow, not very compact; 20 – compact snow; 21 – very compact snow; 22 – extremely compact snow.*

Niezależnie od profilu hipsometrycznego opadów i późniejszych modyfikacji pokrywy śnieżnej spowodowanej wiatrem, opad śniegu może pochodzić z chmur zalegających na różnych wysokościach. Fakt ten dodatkowo komplikuje próby powiązania poszczególnych warstw występujących w szurfach z obserwowanymi warunkami pogodowymi. Ponadto, stopień zmetamorfizowania starszych warstw śniegu może być różny w zależności od ich lokalizacji, a niektóre z warstw, z powodu dużej zmienności warunków pogodowych i pionowego gradientu temperatury powietrza, mogą nie zachować się w ogóle.

Komplikacje naszkicowane powyżej, nasunęły autorowi pomysł innego podejścia do problemu uzyskiwania nowych informacji o procesach zachodzących w zlewniach zlodowaconych na podstawie badań fizyko-chemicznych warstw wyodrębnionych we wkopach. Metodę powyższych badań ilustrują uzyskane wyniki dotyczące pionowego rozkładu przewodności elektrycznej (Rys. 4.3.5) oraz odczynu pH (Rys. 4.3.6) wykonane dla tych samych profili, których stratyfografię warstw przedstawia Rys. 4.3.4. Przewodność elektryczna określona w tych profilach pozwala na „datowanie” warstw w obrębie poszczególnych wkopów. Profile przewodności elektrycznej (Rys. 4.3.5) uszeregowano tak, aby warstwy o największym SpC korelowały się z opadem o najwyższej zawartości rozpuszczonych soli (SpC = 39,3 mS/m). Opad taki wystąpił w Stacji Hornsund w dniu 8 stycznia 1993 roku. Warstwa śniegu pochodząca z tego opadu została zidentyfikowana we wszystkich badanych wkopach.

Zidentyfikowana warstwa śniegu jest położona najgłębiej (około 1,5 m od powierzchni) i występuje w akumulacyjnych strefach badanych lodowców położonych wysoko nad poziomem morza. W części ablacyjnej lodowca leży ona na głębokości 80-90 cm, a w rejonie wybrzeża tylko na głębokości 50 cm. Zakres (szerokość) impul-

su SpC na wykresach (Rys. 4.3.5) odzwierciedla grubość pokrywy śnieżnej, jaką należy przypisać opisanemu wyżej epizodowi opadowemu. Pozostałe opady atmosferyczne okresu zimowego 1992/1993 zaznaczyły się już mniej wyraźnie w badanych profilach. Należy zwrócić przy tym uwagę, że na profilu z lododziału Hansbreen-Vrangpeisbreen nie można wyróżnić (szczególnie w drugiej części zimy) pików SpC, które świadczyłyby o podwyższonej zawartości soli. Słabo widoczne są również piki SpC na profilu na Lodowcu Hansa, na wysokości 200 m n.p.m. Pozwala to wnioskować, że w tych miejscach śnieg był przewiewany i zachowane warstwy nie odzwierciedlają występujących cykli opadowych.

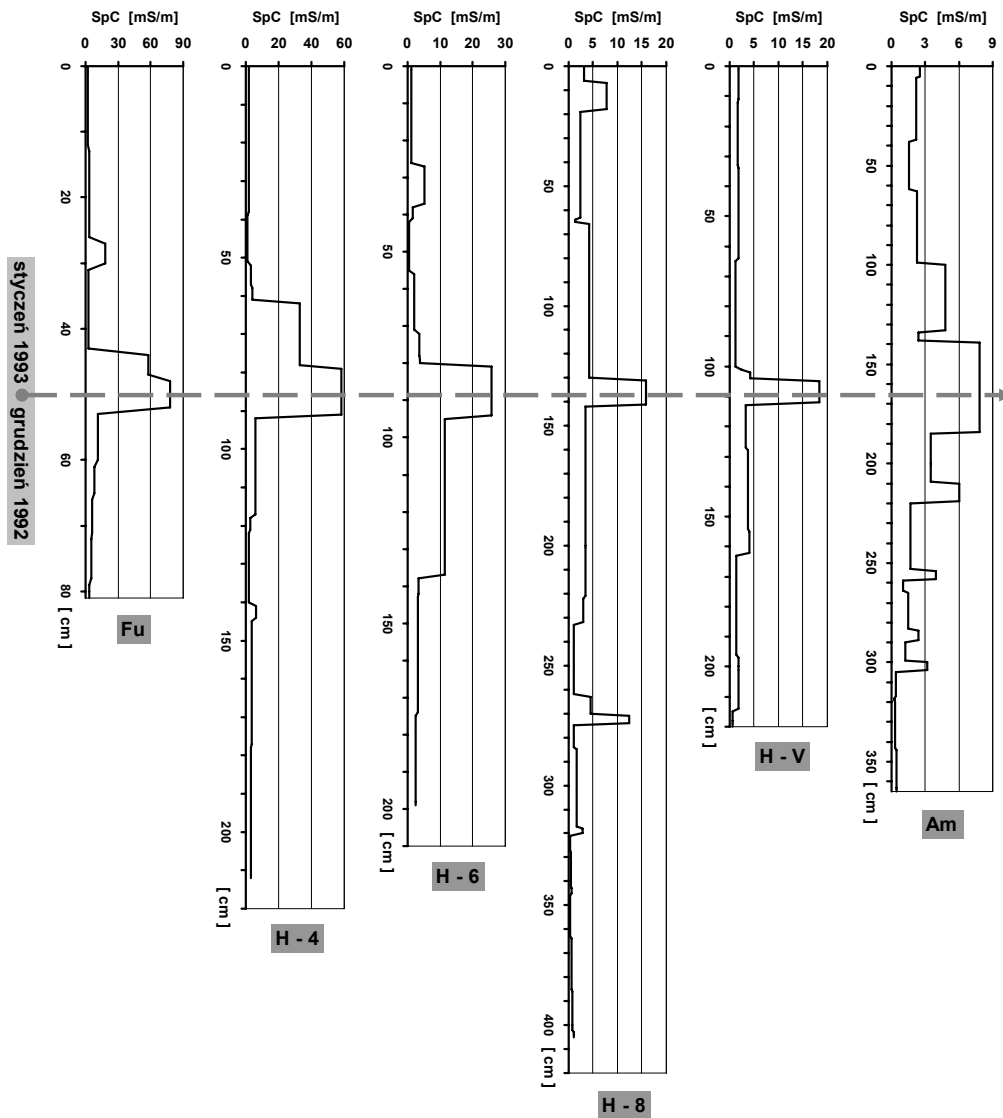
Analizując przedstawione wykresy, można również odpowiedzieć na pytanie dotyczące czasu, w jakim w górnych partiach lodowców zaczęła się formować pokrywa śnieżna. Takim markerem może być pierwszy jesienny opad charakteryzujący się wysokim przewodnictwem elektrycznym. W części akumulacyjnej lodowców Hansbreen i Amundsenisen odpowiadający jesiennemu opadowi (5,8 mm w.e.) pik SpC odnajduje się w warstwie położonej 0,5 m nad firnem zmetamorfizowanym w okresie lata 1992 roku. Pik o wartości $SpC = 15,8 \text{ mS/m}$ zidentyfikowano z opadem z dnia 1 listopada 1992 roku. Uzyskane wyniki pośrednio potwierdzają wniosek o wydłużeniu się lata polarnego w rejonie Południowego Spitsbergenu. Fakt, że nawet w górnych partiach lodowców opady atmosferyczne przybierają formę śniegu dopiero z końcem września jest tego wystarczającym przykładem.

W podobny metodycznie sposób można przeanalizować dane odnoszące się do odczynu poszczególnych warstw śniegu wyznaczonego dla omawianych profili (Rys. 4.3.6).

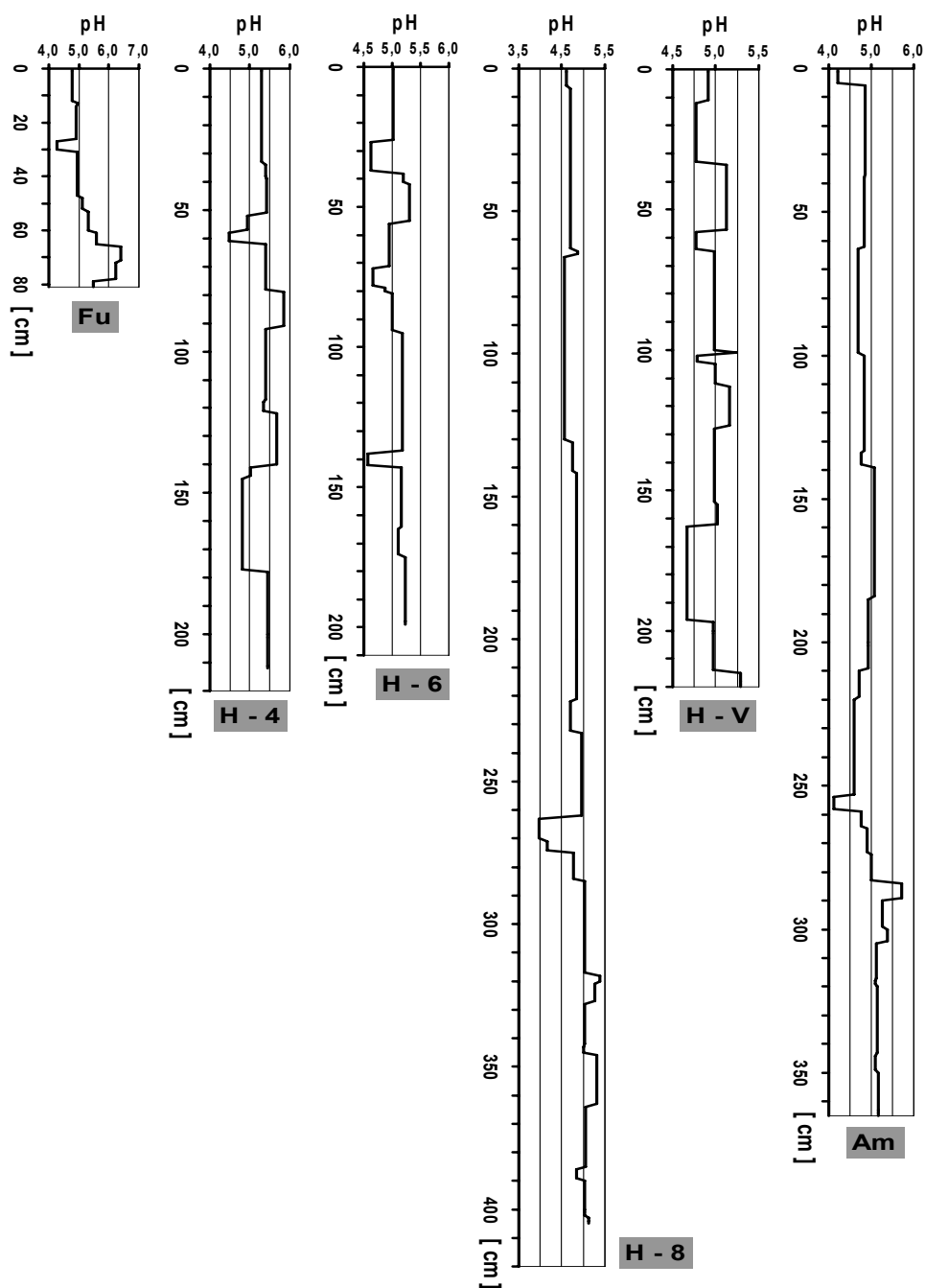
Profile na rysunku (Rys 4.3.6) są uszeregowane poprzez ich powiązanie z górną warstwą, tj. tą z końca zimy. Jak widać z porównania rysunków (Rys. 4.3.6 z Rys. 4.3.5) wartości pH dla poszczególnych profili dają znacznie więcej informacji o rozkładzie warstw w porównaniu do informacji uzyskanych z analizy SpC.

Należy zaznaczyć, że opady atmosferyczne notowane w Hornsundzie we wrześniu 1992 roku miały kwaśny odczyn ($pH < 5$). Nie znajduje to jednak odbicia w badanych warstwach śniegu pochodzących z początku zimy. Warstwy o niskim pH odnajduje się w profilach z akumulacyjnych partii lodowców dopiero około 0,5 m nad warstwą firnu. Jak już wcześniej wspomniano, najbardziej kwaśny opad w całym sezonie zimowym wystąpił 19 listopada 1992 r. Biorąc to pod uwagę oraz wyniki analiz SpC poszczególnych warstw świadczące o braku pokrywy śnieżnej na lodowcach we wrześniu, jak również małą ilość opadów zanotowanych w Hornsundzie w pierwszej połowie listopada, możemy stwierdzić, że o ile opady w fazie stałej w wyższych partiach lodowców zaczynają się z początkiem października, to w niższych ablacyjnych częściach stała pokrywa śnieżna zaczyna tworzyć się dopiero pod koniec listopada.

Jak już zaznaczono wcześniej, odczyn opadów mierzony w stacji Hornsund od stycznia do połowy marca 1993 roku nie wykazywał kwaśnego charakteru. Dopiero po 14 marca zanotowano serię niewielkich opadów o wyraźnie obniżonym odczynie, które dotarły w ten rejon wraz z serią ciepłych frontów atmosferycznych.



Rys. 4.3.5. Przewodnictwo elektryczne (SpC) pokrywy śnieżnej w rejonie Hornsundu w okresie zimowym 1992/1993 (Leszkiewicz, Głowacki 2001). **Fu** Fuglebekken (5 m n.p.m.); **H-4** Hansbreen (200 m n.p.m.); **H-6** Hansbreen (300 m n.p.m.); **H-8** Hansbreen(400 m n.p.m.); **H-V** lodowisko Hans-Vrangpeisbreen (500 m n.p.m.); **Am** Amundsenisen (700 m n.p.m.). *Electric conductivity SpC of the snow cover at Hornsund region during winter 1992/1993 (Leszkiewicz, Głowacki 2001). Fu Fuglebekken (5 m asl); H-4 Hansbreen (200 m asl); H-6 Hansbreen (300 m asl); H-8 Hansbreen(400 m asl); H-V Hans-Vrangpeisbreen (500 m asl); Am Amundsenisen (700 m asl).*



Rys. 4.3.6. Odczyn warstw pokrywy śnieżnej w rejonie Hornsundu w okresie zimowym 1992/1993 (Leszkiewicz, Głowacki 2001). **Fu** Fuglebekken (5 m n.p.m.); **H-4** Hansbreen (200 m n.p.m.); **H-6** Hansbreen (300 m n.p.m.); **H-8** Hansbreen(400 m n.p.m.); **H-V** lododział Hans-Vrangpeisbreen (500 m n.p.m.); **Am** Amundsenisen (700 m n.p.m.). *pH of the snow cover layers at Hornsund region during winter 1992/1993 (Leszkiewicz, Głowacki 2001). **Fu** Fuglebekken (5 m asl); **H-4** Hansbreen (200 m asl); **H-6** Hansbreen (300 m asl); **H-8** Hansbreen(400 m asl); **H-V** Hans-Vrangpeisbreen (500 m asl); **Am** Amundsenisen (700 m asl).*

Opady te znalazły swoje wyraźne odbicie w warstwach zlokalizowanych stosunkowo blisko powierzchni śniegu, w trzech profilach zlokalizowanych w przedziale wysokościowym 5-300 m n.p.m. Zakresy wartości pH określone dla poszczególnych profili wskazują na wyraźnie kwaśny charakter śniegu zdeponowanego w strefach akumulacyjnych i w rejonie przełęczy. Muszą więc tu zachodzić procesy kondensacji zanieczyszczeń gazowych i depozycji sadzi nawet w tych okresach, kiedy w stacji meteorologicznej znajdującej się blisko morza, nie zanotowano opadu atmosferycznego. Dzieje się tak często w warunkach, kiedy strefy akumulacyjne znajdują się powyżej podstawy chmur piętra dolnego.

Aby odpowiedzieć na pytanie, w jakim stopniu wyniki badań uzyskane dla rejonu Hornsundu są reprezentatywne dla innych rejonów Spitsbergenu, przeprowadzono dodatkowe studia. Badania dotyczyły pięciu lodowców i pól akumulacyjnych, dostarczając informacji, w jakim stopniu struktura i właściwości fizyko-chemiczne pokrywy śnieżnej występującej w powyższych obszarach odzwierciedlają zachodzące zmiany klimatyczne (Głowacki, Leszkiewicz 1994; Głowacki, Pulina 2000; Grabiec i inni 2006).

Biorąc jako punkt odniesienia wysokość pokrywy śnieżnej i jej właściwości fizyko-chemiczne, można wydzielić trzy odrębne prowincje występowania na Spitsbergenie. Do pierwszej z nich (południowa część Spitsbergenu), obejmującej obszar od Sørkapland po Bellsund i Van Keulendfjorden, należy Lodowiec Hansa o powierzchni 56 km² i pole akumulacyjne Amundsenisen o powierzchni około 80 km². Centralną część wyspy (druga prowincja) reprezentuje najwyżej położona na Spitsbergenie kopała lodowa Lomonosovfonna o powierzchni około 600 km². Natomiast lodowce Fridtjofbreen o powierzchni 48,7 km² oraz Kongsvegen o powierzchni 189 km² leżą w obrębie trzeciej, północno-zachodniej prowincji, będącej pod wpływem ciepłego morskigo Prądu Zachodniospitsbergeńskiego. Kompleksowe zestawienie danych dotyczących wymienionych wyżej lodowców przedstawiono w Tabeli 4.3.3.

Wyniki przedstawione w tabeli odnoszą się do partii akumulacyjnych lodowców, które determinują procesy fizyczne zachodzące w ich wnętrzu, w dalszych stadiach ich transformacji.

Powyższe okresy są reprezentatywne dla zim z dużą ilością opadów (zima 1990/1991) oraz dla zim charakteryzujących się małymi opadami i grubością pokrywy śnieżnej zbliżoną do średniej wieloletniej (zima 1992/1993). Największą pokrywę śnieżną, niezależnie od charakteru zimy, notuje się na polu akumulacyjnym Amundsenisen, którego centralna część położona jest na wysokości 700 m n.p.m. Prowadzone tam od szeregu lat badania bilansu masy wskazują, że w latach 1989-1997 grubość sezonowej pokrywy śnieżnej wahała się w granicach od 2,8 do 5 metrów.

Wyżej położona kopała lodowa Lomonosovfonna (1200 m n.p.m), będąca pod większym wpływem klimatu kontynentalnego, ma pokrywę śnieżną o grubości nie przekraczającej 2 m. Dodatkowo, poza mniejszymi opadami (efekt cech przestrzennych klimatu), na tak dużej nieosłoniętej powierzchni jaką jest kopała lodowa Lomonosovfonna ma miejsce znaczne przewiewanie śniegu do niżej położonych lodowców, dodatkowo zasilając ich masę.

Tabela 4.3.3

Grubość pokrywy śnieżnej oraz jej właściwości fizyko-chemiczne; na wybranych lodowcach Spitsbergenu, koniec okresów zimowych 1990/1991 i 1992/1993. *Depth of the snow cover and physico-chemical parameters on selected Spitsbergen glaciers; end of winters 1990/1991 and 1992/1993.*

zima 1990/1991											
Lokalizacja	Pokrywa śnieżna	Wodny ekwiwalent opadów	Ładunek soli dostarczony z opadami	Stężenie soli w śniegu	Ładunek jonów wodorowych	pH			SpC [mS/m]		
	[cm]	[mm]	[t/km ²]	[mg/dm ³]	[mg/m ²]	Max.	Min.	Średn.	Max.	Min.	Średn.
Hansbreen 300 m n.p.m.	310	1357,6	30,1	22,2	32,81	5,27	4,42	4,56	13,0	0,8	5,7
Amundsenisen 700 m n.p.m.	442	1952,0	31,4	16,1	27,22	5,46	4,43	5,00	7,7	1,4	2,9
Fridtjovbreen 400 m n.p.m.	263	1059,3	13,4	12,6	9,24	6,95	4,64	5,01	4,7	0,6	2,7
Kongsvegen 580 m n.p.m.	283	1092,8	11,5	10,5	13,27	5,50	4,70	5,09	4,1	0,4	1,7
Kongsvegen 580 m n.p.m.	283	1092,8	11,5	10,5	13,27	5,50	4,70	5,09	4,1	0,4	1,7
Lomonosovfonna 1200 m n.p.m.	175	670,0	2,9	4,3	2,53	5,87	5,15	5,41	1,2	0,4	1,0
zima 1992/1993											
Hansbreen 300 m n.p.m.	200	725,9	20,9	28,7	6,54	5,00	4,58	5,04	25,8	0,4	6,6
Amundsenisen 700 m n.p.m.	305	1293,5	20,7	16,0	21,33	5,72	4,11	4,89	7,8	1,1	3,0
Fridtjovbreen 400 m n.p.m.	221	826,0	23,3	28,2	6,52	7,55	4,80	5,35	24,8	1,4	5,2
Kongsvegen 580 m n.p.m.	185	652,4	5,7	8,7	2,55	5,92	5,20	5,45	4,9	0,5	1,8
Lomonosovfonna 1200 m n.p.m.	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Na lodowcach Hansbreen, Fridtjovbreen i Kongsvegen mających bezpośredni kontakt z morzem, pokrywa śnieżna powyżej linii równowagi (ELA) wynosi od 2 do 3 metrów, w zależności od charakteru zimy.

Pomimo występowania różnic w grubości pokrywy śnieżnej na poszczególnych lodowcach Spitsbergenu każda z nich wykazuje charakterystyczną zawartość zdeponowanych w śniegu soli. Południowa część Spitsbergenu po Bellsund, miała zdeponowaną w pokrywie śnieżnej, w badanych okresach zimowych, największą ilość soli, dochodzącą do 30 t/km²; zaś przewodność elektryczna niektórych warstw śniegu, która, jak wiadomo, ściśle koreluje z ilością soli zawartej w śniegu, dochodziła do 13 mS/m.

Śnieg z okresu zimy 1990/1991 na lodowcach położonych bardziej na północ, pomimo ich sąsiedztwa z morzem, zawierał znacznie mniej soli: 13,4 t/km² (Fridtjovbreen) i 11,5 t/km² (Kongsvegen), a przewodność elektryczna próbek pobranych z różnych warstw śniegu nie przekraczała 5 mS/m.

Śnieg na kopule lodowej Lomonosovfonna (położonej na dużej wysokości i w znacznej odległości od otwartego morza) wykazywał najmniejsze zawartości rozpusz-

czonych soli (maksymalna wartość SpC to tylko 1,2 mS/m), a zdeponowany zimowy ładunek soli nie przekraczał 3 t/km².

Jak wspomniano wcześniej, charakter odczynu i korelująca z pH ilość jonów wodorowych, nagromadzonych w pokrywie śnieżnej, decydują o aktywności chemicznej wód roztopowych, docierających do podłoża lodowców lub otaczających skał.

Przedstawione dane (Tabela 4.3.3) jednoznacznie wskazują, że w okresie zimowym Południowy Spitsbergen jest najbardziej narażony na kwaśne opady, w odróżnieniu od pozostałych dwóch prowincji, to jest centralnej i północnej. Wyznaczony ładunek jonów wodorowych dla zimy 1990/1991 wynosił powyżej 30 kg/km², zaś odczyn warstw śniegu z niektórych epizodów opadowych miał wyjątkowo niską wartość (pH rzędu 4,2).

Im dalej na północ tym wyznaczony ładunek jonów wodorowych był mniejszy, osiągając na Kongsvegen tylko 13 kg/km², podczas gdy pH najbardziej kwaśnego epizodu opadowego wynosiło 4,7.

Jeszcze niższy ładunek jonów wodorowych był zgromadzony w pokrywie śnieżnej zimą 1990/1991 na Lodowcu Fridtjof (9,24 kg/km²). Niską wartość jonów wodorowych w tym przypadku można jednak wiązać z oddziaływaniem alkalicznych pyłów emitowanych z elektrociepłowni w Barentsburgu. Powyższy wniosek wynika ze szczegółowej analizy poszczególnych warstw śniegu Lodowca Fridtjof, gdzie wykryto zarówno warstwy kwaśne o pH = 4,64 jak i niespotykane na innych lodowcach warstwy o pH > 6,95.

Odczyn opadów na kopule lodowej Lomonosovfonna był zbliżony do odczynu naturalnego, nie zanieczyszczonego antropogenicznie opadu; minimalna wartość pH była większa od 5,1. Ładunek jonów wodorowych zgromadzony w zimowej pokrywie śnieżnej 1990/1991 na tej kopule wynosił tylko 2,5 kg/km².

Analizując właściwości pokrywy śnieżnej z okresu zimy 1992/1993 można zauważyć, że ze względu na jej mniejszą grubość, ładunki zdeponowanych w niej soli są o ponad połowę niższe od ładunków zdeponowanych zimą 1990/1991. Natomiast wyznaczone stężenia soli w wodzie roztopowej pochodzącej z pokrywy śnieżnej w obu przypadkach pozostają prawie na tym samym poziomie.

Wyjątkiem jest jedynie Lodowiec Fridtjof, na którym ładunek zdeponowanych soli jest większy, a ich stężenie w wodzie ablacyjnej powstałej z pokrywy śnieżnej jest dwukrotnie wyższe. Podobnie jak to opisano wyżej, wytłumaczeniem tego faktu może być wyjątkowo duży udział zanieczyszczeń pyłowych z Barentsburga (występowanie warstw o pH > 7,5) oraz zwiększona ilość aerozoli niesionych silniejszymi porywami wiatru z otwartego morza. Dodatkowym potwierdzeniem tej hipotezy są bardzo wysokie wartości przewodnictwa elektrycznego pojedynczych warstw śniegu (SpC rzędu 25 mS/m).

Warto również odnotować fakt, że na polu lodowym Amundsenisen pomimo mniejszego o połowę ładunku soli w śniegu, ładunek jonów wodorowych zmniejszył się tylko o 25%. Daje to podstawę do stwierdzenia, że do pokrywy śnieżnej na tym lodowym plateau przeniknęły zawarte w chmurach antropogeniczne zanieczyszczenia

gazowe dalekiego pochodzenia. Dowodem na to są wyselekcjonowane warstwy śniegu o wyjątkowo niskim pH (rzędu 4,1).

W kontekście powyższych wyników celowe wydaje się zauważyć, że w rejonie Hornsundu również notowane są latem i zimą sporadycznie większe zanieczyszczenia opadów w rejonach przełęczy i lododziałów, nawet znacznie oddalonych od morza. Przyczyn tego zjawiska można doszukiwać się w meteorologicznych i orograficznych uwarunkowaniach opadu atmosferycznego. Powszechne w tym rejonie niskie, o małej miąższości chmury warstwowe typu *stratus*, z towarzyszącym często zjawiskiem mgły nie dają obfitych opadów. Tym niemniej, ze względu na dużą efektywność wymywania zanieczyszczeń w czasie procesu „seeder-feeder” występującego w chmurze i roli depozycji mgielnej (Choularton, Perry 1986; Bryś 2002) wpływają one znacząco na ilość zanieczyszczeń dostarczanych do powierzchni ziemi. Procesy te są również obserwowane w górach w różnych strefach klimatycznych (Woźniak 1984; Fowler i inni 1988; Sobik, Migąła 1993; Sobik i inni 1998; Dore i inni 1999; Eleftheriadis i inni 2001).

4.4. Perkolacja

Jak już wspomniano uprzednio, poniższy podrozdział stanowi integralny fragment podstawowej części pracy bazującej na wynikach badań własnych autora. Dotyczy on perkolacji wód do wnętrza lodowca, w kontekście różnych uwarunkowań fizycznych i chemicznych związanych z występowaniem tego zjawiska.

Perkolacja jest jedną z trzech podstawowych form przemieszczania się wód powierzchniowych na lodowcach. Wody te pojawiają się prawie wyłącznie w okresie letnim na skutek topnienia śniegu (w małym fragmencie również z topnienia lodu). W niewielkiej części mogą pochodzić one także z intensywnych opadów deszczu. Dwie pozostałe drogi przemieszczania się wód to spływ powierzchniowy po nieprzepuszczalnej powierzchni lodowca oraz drenaż wewnętrzny z wykorzystaniem systemu szczelin i pęknięć w lodzie lodowcowym i firnie.

W przeciwieństwie do dwóch ostatnich form przemieszczania się wody, które mają charakter relatywnie szybki, perkolacja jest procesem powolnym polegającym na przesączaniu się wody poprzez intergranularne przestrzenie w obrębie śniegu i firnu (Colbeck 1972; Conway, Benedit 1994; Bales, Harrington 1995). Postuluje się również (Zagorodnov, Zotikov 1981; Zagorodnov 1985; Jania 1997; Nakawo, Hayakawa 1998), że w obrębie firnu, białego lodu lodowcowego oraz nawet błękitnego lodu polikrystalicznego, perkolacja może zachodzić poprzez mikro-kanaly pomiędzy ziarnami firnu lub kryształami lodu lodowcowego o średnicach rzędu kilku, a nawet kilkunastu milimetrów. Powyższe makroporowate struktury występujące w różnego typu lodowcach (Raymond, Harrison 1975; Nye, Frank 1973; Liboutry 1983, 1996; Schneider 2000) są jednak stosunkowo słabo poznane, między innymi ze względu na niewielką ilość wykonanych dotychczas wierceń w lodowcach politermalnych. Dalsze prace w tym zakresie wydają się niezbędne dla lepszego ilościowego poznania zjawiska perkolacji (Stenborg 1968; Kotlyakov i inni 1985).

Należy podkreślić, że proces perkolacji jest według autora kluczowym elementem decydującym o zasilaniu wewnętrznym lodowców. Jak już wspomniano uprzednio, bezpośredni pomiar ilości wody przenikającej do wnętrza lodowca drogą perkolacji jest bardzo utrudniony, a niekiedy wręcz niemożliwy. Z uwagi na złożoność problemu, większość glaciologów szacuje wielkość zasilania wewnętrznego związanego z perkolacją tylko z dużym przybliżeniem, a niektórzy badacze wręcz pomijają ten element w prezentowanych bilansach masy lodowca. Dotychczas, szacunkowe określenie zasilania wewnętrznego dla lodowca było uzyskiwane z porównania, w dłuższym przedziale czasu, jego bilansu zimowego ze zmianami wysokości jego powierzchni. W przypadku lodowców górskich dodatkowym niezbędnym elementem w rozważaniach była wielkość odpływającej masy wody. Można też wykorzystać w tym celu znaczniki (pyły wulkaniczne, izotopy z wybuchów jądrowych) zawarte w rdzeniach z odwiertów wykonanych na lodowcu.

Dla bardziej precyzyjnego określenia ilości perkolującej wody do wnętrza lodowca, autor wykorzystał swoją metodę (patrz schemat przedstawiony na Rys. 3.2.1), w której znacznikami są domieszki chemiczne dostarczane na powierzchnię lodowca wraz z opadami, przede wszystkim śniegu. Wody roztopowe przesączające się z powierzchni lodowca wymywają z pokrywy śnieżnej zawarte w niej sole. Proces ten jest generalnie bardzo efektywny i zależy przede wszystkim od dwóch czynników: rodzaju soli skumulowanych w śniegu w okresie zimowym oraz ilości przesączającej się w głąb lodowca wody. Zgodnie z prawami termodynamiki, powyższe sformułowanie jest słuszne wówczas, gdy proces rozpuszczania zachodzi przy zachowaniu stałej temperatury. Warunek powyższy jest spełniony, ponieważ perkolująca w głąb lodowca woda ma temperaturę bliską zera. Stan ten ma swoje fizyczne konsekwencje, bowiem ciepło dostarczane do powierzchni lodowca po osiągnięciu przez śnieg temperatury 0 °C dalej zamieniane jest już tylko na ciepło topnienia śniegu. Znajdujące się głębiej, chłodniejsze warstwy śniegu są natomiast ogrzewane przez perkolującą przez nie wodę, która częściowo w nich zamarzając oddaje znaczne ilości ciepła. Jak wysoce energetyczny jest powyższy proces, można wnioskować z bilansu kalorymetrycznego, z którego wynika, że każdy litr perkolującej i zamarzającej głębiej, w zbitym śniegu wody, ogrzeje o 1 °C aż 160 kg śniegu (Szumski 1955; Szumski, Krass 1983).

Niezwykle ważne w procesie perkolacji jest zjawisko częściowego wymarzenia przesączających się w głąb wód roztopowych, przez co zwiększa się w nich stężenie wypłukanych ze śniegu soli i rozpuszczonych zanieczyszczeń, obniżając tym samym ich temperaturę krzepnięcia (Pulina 1984b). Tak więc wody te mają szansę przenikania nawet przez warstwy o temperaturze niższej od 0 °C. Autor, zainspirowany tą problematyką przez profesora Mariana Pulinę, wykonał w obszarach górskich Polski badania zmian fizyko-chemicznych pokrywy śnieżnej w sezonach zimowych 1992/1993 i 1993/1994 (Głowacki i inni 1996). Badania te wskazują, że proces wymywania zanieczyszczeń z pokrywy śnieżnej jest dużo bardziej efektywny niż sam proces jej topnienia. Dlatego też należy się liczyć ze zwiększonymi stężeniami zanieczyszczeń w wodach wypływających z pokryw śnieżno-firnowych w pierwszym okresie roztopów.

Liczbowe dane ilustrujące charakter opisanego wyżej procesu (efektywność wymywania soli) na lodowcach Spitsbergenu w różnych okresach letnich prezentuje Tabela 4.4.1.

Tabela 4.4.1

Efektywność wymywania soli w trakcie metamorfozy zimowej pokrywy śnieżnej w firm na wybranych polach akumulacyjnych lodowców południowego Spitsbergenu (na podstawie badań autora wspomaganego przez uczestników wypraw polarnych do stacji polarnej Hornsund). *Efficiency of wash-up of salts during winter snow cover metamorphosis into firm at selected accumulation fields of southern Spitsbergen glaciers (from author's research, with the help of members of polar expeditions to Hornsund Station).*

Sezon	Pokrywa śnieżna	Zapas wody	Ładunek soli w pokrywie	Zasolenie pokrywy śnieżnej	Roczny firm	Zapas wody	Pozostały ładunek soli	Zasolenie firmu	Efektywność wymywania soli
	[cm]	[mm w.e.]	[g/m ²]	[mg/dm ³]	[cm]	[mm w.e.]	[g/m ²]	[mg/dm ³]	[%]
Pole akumulacyjne Amundsenisen - 700 m n.p.m.									
1989/1990	382	1450,7	11,03	7,60	100	437,0	1,08	2,47	67,46
1990/1991	442	1952,0	31,40	16,09	150	775,0	0,96	1,24	92,30
1991/1992	310	1195,4	7,58	6,34	60	312,0	0,54	1,73	72,74
1992/1993	305	1293,5	20,66	15,97	108	556,4	0,78	1,40	91,22
1993/1994	362	1656,4	18,58	11,22	130	693,5	2,65	3,81	66,00
1994/1995	278	1226,2	9,10	7,42	96	535,6	0,84	1,56	78,99
1995/1996	330	1274,5	14,47	11,35	57	294,8	0,33	1,12	90,14
Lododział Hansbreen-Vrangpeisbreen - 500 m n.p.m.									
1988/1989	212	778,9	8,79	11,29	50	290,0	0,60	2,05	81,83
1991/1992	220	917,1	6,87	7,50	0	0,0	0,00	0,00	100,00
1992/1993	215	819,1	10,28	12,55	35	207,5	1,18	5,68	54,72
Strefa akumulacyjna Kongsvegen - 580 m n.p.m.									
1989/1990	260	910,0	6,38	7,01	60	265,0	0,38	1,42	79,69

Uzyskane wyniki dotyczą trzech pól firmowych różniących się zarówno ich wielkością, jak i wysokością występowania nad poziomem morza. W przypadku pola akumulacyjno-firmowego Amundsenisen oraz lododziału Hans-Vrangpeisbreen, badane procesy korelowano dodatkowo z warunkami meteorologicznymi (wielkością usłonecznienia, maksimum absolutnym temperatury i średnią prędkością wiatru) zarejestrowanymi w Polskiej Stacji Polarnej Hornsund.

Przedstawione dane dla pola akumulacyjno-firmowego Amundsenisen wskazują na dużą efektywność procesu topnienia śniegu w okresie letnim na tym polu, pomimo jego znacznej wysokości nad poziomem morza. Pokrywa śnieżna w badanym 7-letnim okresie osiągała średnio pod koniec zimy grubość 3,5 m, co w przeliczeniu na zgromadzony w niej zapas wody daje prawie 1500 litrów na każdy metr kwadratowy powierzchni. Śnieg w niej zawarty przeobrażał się w okresie lata polarnego w firm osiągając średnio grubość 1 metra, co w przeliczeniu na wodę stanowi już tylko 500 l/m². Oznacza to, że w badanym okresie czasu każdego lata do wnętrza tego najgrubszego na Svalbardzie pola akumulacyjnego średnio przesączyło się około 1000 litrów wody z każdego metra powierzchni. Na pytanie jaka część tej ilości wody zamarznie ponownie w jego wnętrzu nie jest się w stanie odpowiedzieć w sposób bezpośredni. Uzyskane przez autora ogólne oszacowania, stanowiące kluczowy element w ogólnej analizie bilansu masy lodowców, przedstawione są dalej w tekście.

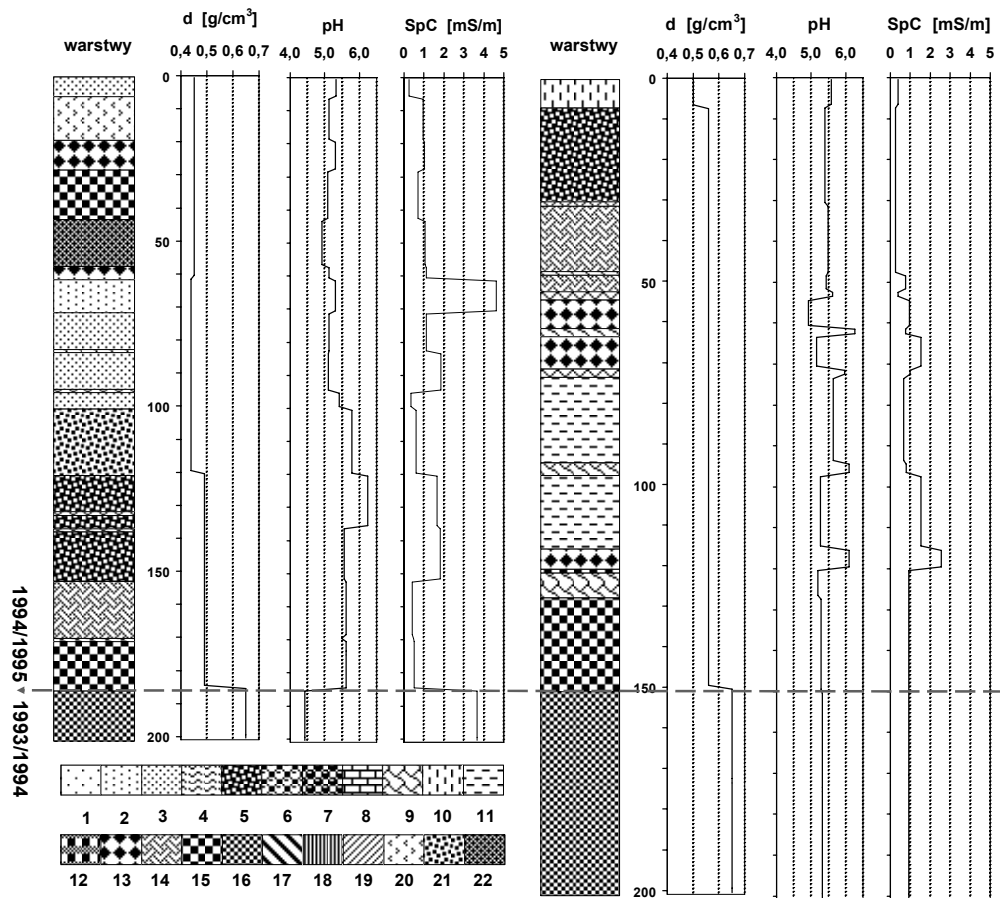
Istotnym elementem w powyższych rozważaniach są dane dotyczące zmian ilości soli zakumulowanych w zimowej pokrywie śnieżnej, jak również w powstałym z niej firmie (Tabela 4.4.1).

Średni zdeponowany ładunek soli w zimowej pokrywie śnieżnej w polu akumulacyjno-firnowym Amundsenisen, wynosił w badanym 7-letnim okresie około 16 g/m^2 . Po przekształceniu się tej warstwy w firn, pozostał w nim już tylko średnio 1 gram soli/ m^2 . Tak więc efektywność wymywania soli ze śniegu, w procesie firnizacji dla wysoko położonego pola akumulacyjno-firnowego Amundsenisen (700 m n.p.m), wyniosła ponad 79%, i najlepiej koreluje się ona ($R = 0,7$) ze średnim usłonecznieniem lata. Na niżej położonym lododziale Hans-Vrangpeisbreen (500 m n.p.m.), pokrywa śnieżna w końcu zimy osiągała w omawianym 3-letnim okresie średnią grubość 215 cm (838 mm w.e.), a zdeponowany w niej ładunek wynosił ponad 8 g soli na m^2 . Z tej pokrywy po okresie letnim pozostało średnio tylko 28 cm firnu, a zawarte w nim sole to około $0,6 \text{ g/m}^2$. W porównaniu do pola akumulacyjno-firnowego Amundsenisen firn ten był bardziej zbity (o większej gęstości). Efektywność wymywania soli przez przesiąkającą wodę na lododziale Hans-Vrangpeisbreen wyniosła średnio prawie 79%, bardzo podobnie jak miało to miejsce dla pola akumulacyjno-firnowego Amundsenisen. Woda ta w ilości 673 litrów na metr kwadratowy, równocześnie transportuje w głąb około $2,6 \text{ mg/l}$ soli. W przypadku lododziału Hans-Vrangpeisbreen proces zmniejszania się zawartości soli w trakcie przeobrażania się śniegu w firn dobrze koreluje ($R > 0,9$) z danymi zanotowanymi w stacji Hornsund dotyczącymi wielkości usłonecznienia, maksimum absolutnym temperatury i średniej prędkości wiatru.

Wyniki uzyskane dla lodowca Kongsvegen, położonego dalej na północ Spitsbergenu (jednoroczny okres badawczy), wskazują na podobną efektywność oczyszczania się pokrywy śnieżnej podczas procesu metamorfozy w firn (usunięte zostaje około 79% soli), jak miało to miejsce dla pola akumulacyjno-firnowego Amundsenisen i lododziału Hans-Vrangpeisbreen.

Aby odpowiedzieć na pytanie, jak szybko przebiega proces wymywania zanieczyszczeń (domieszek chemicznych) ze śniegu na Spitsbergenie i jakie są jego uwarunkowania, w tej strefie klimatycznej w porównaniu do rejonów górskich Polski, autor wykonał dodatkowe badania pokrywy śnieżnej w wybranym miejscu na lodowcu Hansa, w początkowym okresie sezonu ablacyjnego. W miejscu zlokalizowanym w pobliżu ostatniej tyczki ablacyjnej (500 m n.p.m.) na Lodowcu Hansa, w dniu 2 czerwca 1995 roku wykonano szurf do głębokości 3,2 metra, obejmujący: całą pokrywę śnieżną z okresu zimy 1994/1995 (głębokość od 0 do 185 cm); warstwę firnu po zimie 1993/1994 (głębokości od 185 do 321 cm) dochodzącą do bardzo zbitej lodoszreni z okresu zimy 1992/1993. Wykonany wkop przedłużono o kilka metrów w kierunku południowym dnia 28 czerwca 1995 roku, odsłaniając nie zaburzone wcześniejszymi pracami warstwy śniegu.

Stratyfografię wkopów i właściwości fizyko-chemiczne śniegu przedstawia Rys. 4.4.1 i Tabela 4.4.2. Skale wielkości pH i SpC dla obydwóch profili są takie same, różne natomiast są skale głębokości wkopów. Profile dowiązane są na poziomie górnej warstwy firnu powstałej w okresie roku 1993/1994, co umożliwia wizualizację kompresji pokrywy śnieżnej w okresie prowadzenia eksperymentu.



Rys. 4.4.1. Stratygrafia warstw i właściwości fizyko-chemiczne śniegu dla wkopów wykonanych na lododziale Hans-Vrangpeisbreen na początku okresu ablacyjnego (2 czerwca, lewa część) – oraz miesiąc później (28 czerwca 1995, prawa część). Opis warstw jak na Rys. 4.3.4. *Stratigraphy of snow layers and physico-chemical parameters of snow in snow pits situated on Hans-Vrangpeisbreen ice-divide at the beginning of 1995 ablation period (June 2, left part) and one month later (June 28, right part). Description of layers as in Fig. 4.3.4.*

Przedstawiona stratygrafia profili śnieżnych w sposób jednoznaczny demonstruje dynamiczny charakter zmian zachodzących w obrębie pokrywy śnieżnej w początkowym okresie polarnego lata. Po upływie stosunkowo krótkiego czasu prawie żadna z warstw nie zachowała swojej pierwotnej struktury i składu chemicznego. Zachowała się jedynie najniższa położona warstwa lodoszreni, ale i ona zwiększyła prawie dwukrotnie swoją grubość. Występujące na początku czerwca warstwy śniegu w okresie 26 dni w znacznym stopniu przeobraziły się w lodoszrenie.

Oprócz widocznych zmian reologicznych śniegu, określono również zmiany wartości odczynu i przewodności elektrycznej wody powstałej po stopieniu z różnych warstw śniegu. Wielkość tych zmian obrazuje Tabela 4.4.2.

Tabela 4.4.2

Zmiany właściwości fizyko-chemicznych pokrywy śnieżnej na lododziale Hansbreen-Vrangpaisbreen w początkowej fazie ablacji w czerwcu 1995 roku (Głowacki 1997). *Changes of physico-chemical parameters of snow cover on Hansbreen-Vrangpaisbreen ice-divide at the beginning of ablation in June 1995 (Głowacki 1997)*

Termin pomiaru	Pokrywa śnieżna	Zapas wody	Zdeponowany ładunek soli	Zasolenie pokrywy śnieżnej	Ładunek jonów wodorowych	pH			SpC [mS/m]		
	[cm]	[mm w.e.]	[g/m ²]	[mg/dm ²]	[mg/m ²]	Max.	Min.	Średn.	Max.	Min.	Średn.
2 czerwca 1995	185	760,1	4,6	6,0	6,00	6,24	4,43	5,10	4,62	0,25	13,36
28 czerwca 1995	150	760,8	2,8	3,7	3,31	6,26	4,91	5,36	2,55	0,26	8,28
Wielkość zmiany	-18,9%	0,1%	-37,9%	-38,0%	-44,8%	0,3%	10,8%	5,1%	-44,8%	4,0%	-38,0%

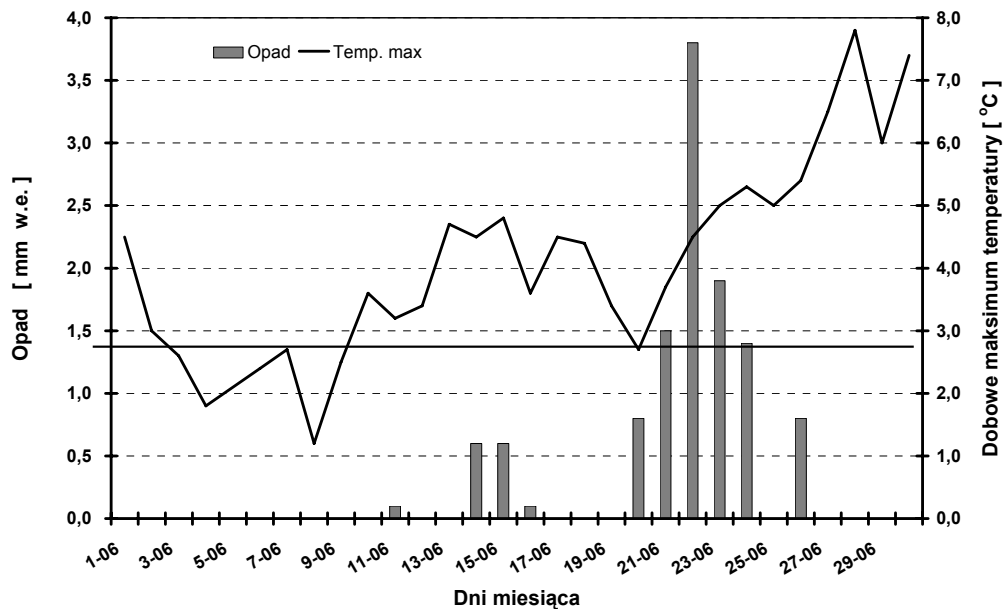
W miejscu prowadzenia eksperymentu pokrywa śnieżna zmniejszyła w czerwcu 1995 swoją grubość ze 185 do 150 cm, ale zgromadzony w niej zapas wody pozostał prawie bez zmian, na poziomie około 760 mm w.e. Istotny jest fakt, że ładunek nagromadzonych w niej soli uległ w tym samym czasie zmniejszeniu o 38%. Na podstawie danych dotyczących SpC na badanych profilach (Rys. 4.4.1), widać wyraźne przemieszczenie się maksymalnych wartości zasolenia z warstwy położonej na głębokości 70 cm – do warstw głębszych. W trakcie eksperymentu przenikające od powierzchniowej warstwy śnieżnej krople wody, przemyły prawie całkowicie z soli 50 cm górnych warstw śniegu, co widać z porównania wartości SpC oraz pH dla obu profili. Widać również, że fala przemieszczających się w dół zanieczyszczeń została częściowo zahamowana na głębokości 80 cm od powierzchni śniegu.

Analizując bardziej szczegółowo powyższe dane można stwierdzić, że redukcja ilości soli w śniegu jest inna dla różnych jonów tworzących te sole. W szczególności z faktu, że pH górnych warstw śniegu uległo zwiększeniu średnio z 5,1 do 5,5 wynika, że ładunek jonów wodorowych w tej części pokrywy śnieżnej zmniejszył się o prawie 45%.

Należy zaznaczyć, że zjawisko zmiany składu jonowego zanieczyszczeń wymywanych ze śniegu przez wody roztopowe jest ciągle przedmiotem szerokiej dyskusji, w aspekcie wykorzystywania informacji zapisanych w rdzeniach lodowych do odtwarzania zmian klimatycznych i ewolucji wielkości zanieczyszczeń powietrza w czasie (Davies i inni 1987; Raben, Theakstone 1993, 1997; Głowacki i inni 1996; Głowacki 1997, 1998; Wadham i inni 1998, 2000; Moore i inni 2005).

Aby odnieść się do dynamiki procesów, jakie zaszły w badanej pokrywie śnieżnej, należy prześledzić lokalne warunki klimatologiczne, które w głównej mierze są odpowiedzialne za inicjację zmian (Krenke, Khodakov 1966). Generalnie, nawiązując do już wcześniej prezentowanej charakterystyki lata polarnego (Tabela 4.2.3), w przybrzeżnej stacji Hornsund, dodatnie średnie dobowe temperatury powietrza rejestruje się na początku czerwca, a w miejscu eksperymentu na lododziale lodowca można się ich spodziewać dwa tygodnie później. W roku 1995 lato w Hornsundzie rozpoczęło się już 17 maja (wcześniej niż zazwyczaj), a czerwiec był ciepły, z małą ilością opa-

dów. Przebieg temperatury (dobowe maksima temperatury) i opadów atmosferycznych na stacji Hornsund przedstawia wykres (Rys. 4.4.2). Dane powyższe stanowią punkt odniesienia do warunków panujących w miejscu przeprowadzonych badań.



Rys. 4.4.2. Warunki termiczno-opadowe zanotowane w stacji meteorologicznej Hornsund na początku okresu ablacyjnego (czerwiec 1995 roku). *Mean daily air temperature and precipitation at the beginning of ablation period (June 1995), Hornsund Station.*

Dobowe maksima temperatury zarejestrowane w stacji Hornsund oscylowały w trakcie prowadzenia eksperymentu w granicach od 1,2 do 7,8 °C. Przyjmując, że ze względu na wysokość położenia szurfów (około 500 m n.p.m), spodziewana w ich otoczeniu temperatura była niższa o około 3 °C w odniesieniu do stacji Hornsund, można przyjąć, że po 10 czerwca wystąpiły na lododziale Hans-Vrangpeisbreen dogodne warunki do topnienia powierzchniowej warstwy śniegu, inicjującej proces perkolacji. Dodatkowym impulsem dla tego procesu mógł być niewielki opad atmosferyczny w dniu 11 czerwca. Widoczne na przekrojach (Rys. 4.4.1) – (prawa część), wypłukanie z soli górnej części zimowej pokrywy śnieżnej (około 1/3 jej grubości), zostało prawdopodobnie spowodowane serią opadów pomiędzy 20 a 24 czerwca 1995 roku. Uruchomiona w ten sposób fala wody (szacunkowo około 25 dm³/m²), wspomagana występowaniem dodatnich temperatur powietrza, przeszła przez cały profil śniegu do warstw firnu, który powstał poprzedniego lata (rok 1994).

Miejsca gdzie perkolująca woda częściowo zamarzała (ogrzewając chłodniejsze warstwy śniegu), zaznaczyły się zwiększonymi wartościami SpC i niższymi wartościami pH. Potwierdzeniem powyższego przebiegu zdarzeń jest fakt, że pomimo opadu atmosferycznego, zapas wody w śniegu zarówno przed, jak i po eksperymencie – pozostał ten sam.

Należy zaznaczyć, że straty masy lodowców spitsbergeńskich związane z parowaniem i sublimacją wynoszą tylko około 1% (Kotlyakov 1968; Baranowski 1977) i nie muszą być brane pod uwagę w analizie danych odnoszących się do bilansu ich masy. Należy też podkreślić, że inicjacja procesu perkolacji na powierzchni lodowca może być powolna i rozciągnięta w czasie, ale późniejszy jego przebieg jest dynamiczny i trudny do zatrzymania z tej racji, że przesiąkająca w głąb woda staje się coraz bardziej zmineralizowana, głębiej leżące warstwy śniegu czy firnu są podgrzewane na skutek częściowego zamarzania perkolującej wody, a jeszcze głębiej położone warstwy mają temperaturę bliską zera (Rys. 4.4.3). Należy jednak podkreślić, że obliczenia dotyczące perkolacji można stosować tylko do tych obszarów lodowca, w których występują tzw. strefy ciepłego firnu i lodu. Pozostała część powierzchni lodowca jest dla procesu perkolacji niedostępna. W jego wyższych partiach (w okolicach linii równowagi) woda zamarza częściowo na zimnej powierzchni lodowca tworząc lód nałożony; a w części ablacyjnej lodowca położonej niżej, woda spływa po jego powierzchni lub poprzez szczeliny czy studnie do jego wnętrza i dalej kanałami inglajalnymi bądź subglajalnymi wypływa na jego przedpolu.

Powierzchnia w obrębie Lodowca Hansa, gdzie wody ablacyjne mogą potencjalnie perkolować w głąb, wynosi prawie 22 km². Pełne zestawienie rozszerzonego bilansu wodnego dla tego lodowca, w okresie 1989-2005, przedstawia Tabela 4.4.3.

Tabela 4.4.3

Zestawienie bilansu wodnego dla Lodowca Hansa w latach 1989-2005. **Zs** – średnie zasolenie śniegu; **Wa** – objętość wód ablacyjnych; **Wp** – objętość wód perkolacyjnych w strefie akumulacji; **Wp/Wa** – udział wód perkolacyjnych w całości wód ablacyjnych; **Za** – średnie zasolenie wód ablacyjnych; **ELA** – linia równowagi; **Oa** – objętość opadu letniego w strefie akumulacyjnej; **Zo** – średnie zasolenie opadu letniego; **Pf** – wielkość perkolacji przez firn; **Zp** – średnie zasolenie wód perkolacyjnych. *Water balance of Hansbreen in 1989-2005. Zs – mean TDS of snow; Wa – volume of ablation waters; Wp – volume of percolation waters in the accumulation zone; Wp/Wa – percentage of percolation water in the total of ablation water; Za – mean TDS of ablation water; ELA – equilibrium line; Oa – volume of summer precipitation in the accumulation zone; Zo – mean TDS of summer precipitation; Pf – percolation through the firn layers; Zp – mean TDS of percolation waters*

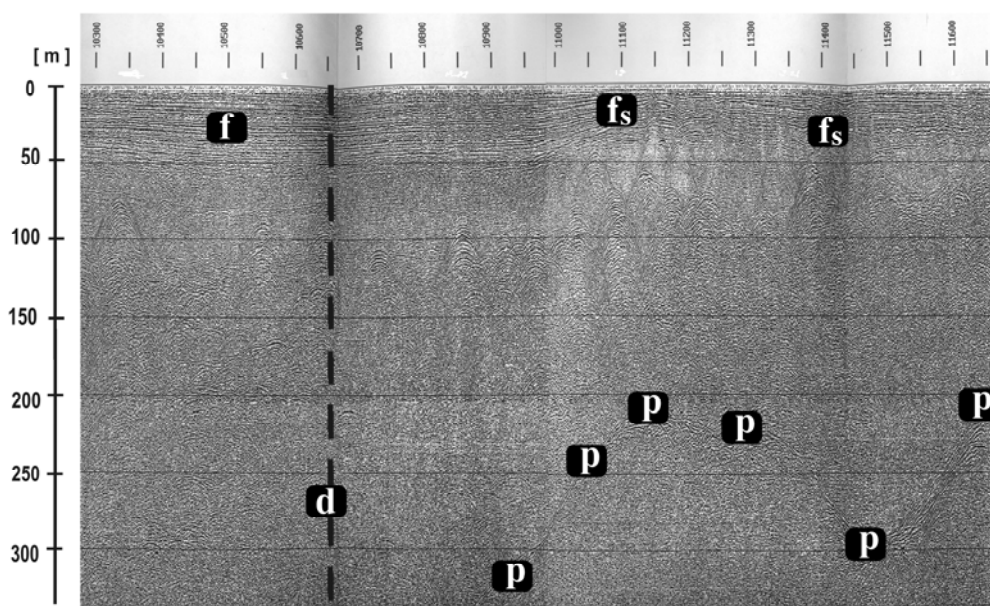
Rok	Bilans zimowy	Ładunek soli w śniegu	Zs	Bilans letni (Wa)	Wp	Wp / Wa	Za	Bilans netto	ELA	Oa	Zo	Pf	Zp
	[m ³ x10 ⁶]	tony	[mg/dm ³]	[m ³ x10 ⁶]	[m ³ x10 ⁶]	[%]	[mg/dm ³]	[m ³ x10 ⁶]	[m n.p.m.]	[m ³ x10 ⁶]	[mg/dm ³]	[dm ³ /m ²]	[mg/dm ³]
1988/1989	51,7	618,1	12,0	56,5	14,4	25,5	9,8	-4,8	365	9,7	---	1083,4	---
1989/1990	51,1	562,6	11,0	82,3	17,1	20,7	6,2	-31,2	380	10,0	16,5	1220,6	10,0
1990/1991	65,8	1445,3	22,0	58,5	5,3	9,1	22,3	7,3	280	9,1	7,5	648,3	13,0
1991/1992	50,4	426,9	8,5	66,0	19,5	29,5	5,8	-15,6	380	8,7	11,4	1269,3	7,5
1992/1993	53,4	1534,0	28,7	92,6	23,6	25,5	14,9	-39,1	380	9,2	12,4	1475,7	14,2
1993/1994	43,2	387,2	9,0	34,7	5,7	16,5	10,0	8,5	240	12,9	17,1	837,7	14,9
1994/1995	43,3	192,9	4,5	66,1	16,3	24,7	2,6	-22,9	380	8,2	5,0	1103,8	3,4
1995/1996	46,5	468,0	10,1	---	---	---	---	---	---	12,4	3,6	---	---
1996/1997	56,4	472,0	8,4	---	---	---	---	---	---	9,9	6,5	---	---
1997/1998	63,2	462,9	7,3	97,0	27,4	28,2	4,3	-33,8	390	6,5	6,9	1527,0	4,8
1998/1999	57,1	722,2	12,6	77,8	16,1	20,7	8,4	-20,6	350	12,3	5,9	1278,7	7,3
1999/2000	52,5	517,6	9,9	79,8	25,6	32,1	5,8	-27,3	500	8,0	5,6	1514,7	5,8
2000/2001	44,0	599,8	13,6	106,4	30,6	28,8	5,1	-62,4	550	7,2	4,1	1705,8	4,9
2001/2002	54,8	1048,8	19,1	89,5	27,8	31,1	10,5	-34,7	390	7,2	5,1	1577,1	9,4
2002/2003	39,1	---	0,0	71,2	16,7	23,5	---	-32,1	380	8,7	3,7	1145,8	---
2003/2004	51,4	503,0	9,8	84,2	27,4	32,5	5,4	-32,8	390	8,9	4,7	1633,2	5,2
2004/2005	69,9	578,5	8,3	67,8	20,1	29,7	7,7	2,1	360	8,4	4,8	1282,5	6,8
Srednia	52,6	658,7	11,4	75,4	19,6	25,2	8,5	-22,6	381	9,2	7,5	1286,9	8,2

Przedstawione w tabeli dane ilustrują w sposób ilościowy skalę wielkości masy wód i soli biorących udział w procesach występujących na lodowcach.

Na Lodowiec Hansa średnio rocznie w okresie zimy spada około 53 milionów ton śniegu, a wraz z nimi prawie 660 ton soli. W czasie polarnego lata, na powierzchni tego lodowca, w wyniku ablacji powstaje 75 milionów metrów sześciennych wody. Część tej wody (średnio około 25%) ma możliwość perkolacji w głąb strefy firnowej. Woda ta (w ilości prawie $20 \times 10^6 \text{ m}^3$) wnosi jednocześnie w formie rozpuszczonej do wnętrza lodowca 166 ton soli.

Pamiętać należy, że deszcze, padające w okresie lata polarnego w strefie akumulacyjnej Lodowca Hansa, dodatkowo zasilą wnętrze lodowca w wodę i zanieczyszczenia. Z szacunków i obliczeń wykonanych przez autora wynika, że poprzez firn przeniknie z opadów letnich ponad 9 mln m^3 wody, a wraz z nimi wniesionych zostanie dodatkowo do wnętrza lodowca 71 ton rozpuszczonych soli.

Sumując więc wszystkie wody, jakie średnio rocznie mogą pojawić się w strefach akumulacyjnych na Lodowcu Hansa i które mają warunki do przesiąkania przez śnieg i firn w jego głębsze warstwy, należy stwierdzić, że do wnętrza tego lodowca przez każdy metr kwadratowy perkoluje aż prawie 1300 litrów wody o średniej mineralizacji ponad 8 mg/l. Wody te w czasie powolnej infiltracji, jak już to wcześniej powiedziano, w znacznym procencie zamarzają, zateżając w sobie rozpuszczone sole, a oddane ciepło zostaje zużyte na ogrzanie wnętrza lodowca.



c

Rys. 4.4.3. Zdjęcie radarowe (częstotliwość 50 MHz) profilu części akumulacyjnej Lodowca Hansa w roku 1998r z zaznaczoną lokalizacją pionowego profilu termicznego (patrz Rys. 3.5 – profil c oraz punkt pomiarowy d; warstwy firn – f; zaburzone ułożenie warstw firn – f_s ; podłoże lodowca – p). *Radar measurements (50 MHz frequency) in the profile of Hansbreen (accumulation part) in 1998 with marked location of the vertical thermic profile (see Fig. 3.5 – profile c and measuring point d; f – firn layer; f_s – firn dislocation layers; p – bedrock).*

Wykonane w tej strefie badania radarowe (Glazovsky i inni 1992; Pälli 1998; Moore i inni 1999) oraz pomiary termiczne śniegu, firnu i lodu w profilach od powierzchni lodowca do jego podłoża (Jania i inni 1996) potwierdzają słuszność interpretacji przedstawionego wyżej procesu (ogrzewanie wnętrza lodowca, patrz też Rys. 5.1). Fakt powyższy ilustruje zapis sondowań radarowych lodowca do głębokości 350 m, obejmujący strefę firnową, co przedstawia wycinek profilu na Rys. 4.4.3.

Na zaprezentowanym przekroju lodowca można jedynie wyróżnić roczne warstwy firnu do głębokości około 50 m. Zgodnie z uzyskanym obrazem radarowym, położony poniżej ośrodek jest prawie jednorodny, a prędkości propagacji fal są zgodne z prędkością rozchodzenia się fal radiowych (o częstotliwości 50 MHz) w lodzie, będącym w temperaturze bliskiej przejścia fazowego (upłynniania się). Na zdjęciu nie zarejestrowano sygnału odbicia fal radiowych od podłoża skalnego, które znajduje się w tym przypadku na głębokości około 400 m, ponieważ fale te szybko się rozpraszają i ulegają wytlumieniu w ciepłym lodzie i ich penetracja w miejscu omawianego sondowania jest ograniczona tylko do głębokości 300-350 m.

4.5. Spływ powierzchniowy

Wody płynące na powierzchni lodowca pojawiają się w tzw. okresie ablacyjnym, w trakcie występowania dodatnich temperatur powietrza. Wody te występują głównie w strefie lodowca stanowiącej obszar, w którym dochodzi do całkowitego stopienia rocznej warstwy śniegu, gdzie odsłania się lód lodowcowy. Płynące wody występują również w okolicy linii równowagi stanowiącej obszar, w którym powierzchnia firnu została zastąpiona warstwą lodu nałożonego.

Zagadnieniu hydrologii lodowcowej poświęcono wiele artykułów naukowych, jak również kilka monografii i podręczników (Golubev 1976; Röthlisberger, Lang 1987; Paterson 1994; Jania 1997; Sharp i inni 1998).

Wody supraglacialne, których temperatura jest bliska 0°C, charakteryzują się pod względem chemicznym stosunkowo niewielką koncentracją rozpuszczonych soli, co uwidoczniła ich niska przewodność elektryczna właściwa (SpC w zakresie 2-4 mS/m; Krawczyk i inni 1990). Ich pH (7,1-7,3) wskazuje na nieznacznie zasadowy charakter, są one jednocześnie słabo zbuforowane, w związku z czym mogą stosunkowo szybko wzbogacać swój skład jonowy napotykając na drodze spływu rozdrobniony materiał skalny.

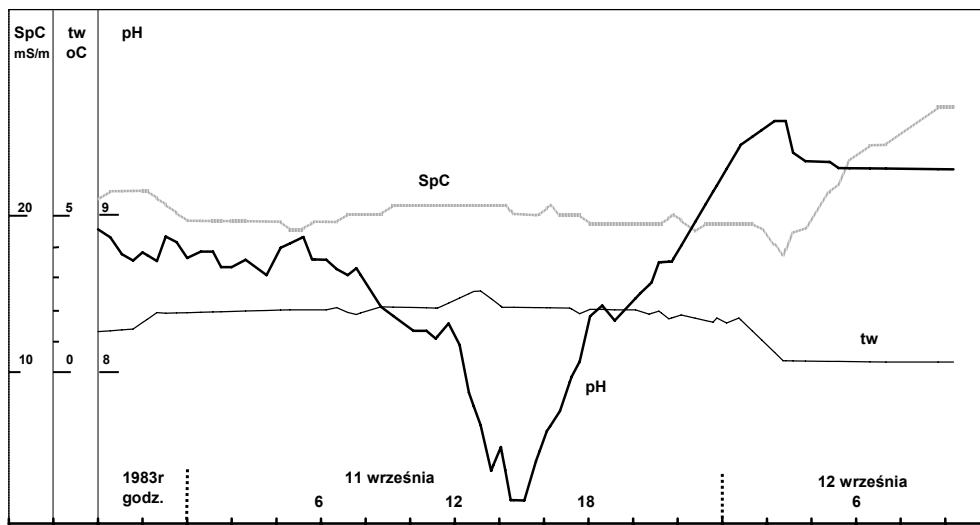
Celowe wydaje się zwrócenie uwagi na znaczną dynamikę zmian w systemie spływu powierzchniowego wód na lodowcach, szczególnie w początkowym okresie ablacji. Do czynników kontrolujących spływ wód zaliczyć należy zmiany nachylenia powierzchni lodowców, wywołane przemieszczaniem się lodu oraz czynniki wpływające na procesy ablacji i akumulacji, które mogą modyfikować istniejącą sieć potoków supraglacialnych w relatywnie krótkich przedziałach czasowych. W ich wyniku często dochodzi lokalnie do spiętrzenia spływającej wody, prowadzącego niekiedy do powstania okresowych jezior. Należy zauważyć, że ilość wód supraglacialnych zależy przede wszystkim od ilości ciepła docierającego do powierzchni lodowca, często więc można zauważyć w rozkładzie ilościowym przepływu cykl dobowy lub sezonowy. Zwiększenie natężenia przepływu wód supraglacialnych występuje również po opadach deszczu lub po wystąpieniu efektu fenowego.

Wody opuszczające zlewnię zlodowaconą są wynikiem wymieszania wód supraglacialnych, inglacialnych, subglacialnych oraz fluwioglacialnych. Efekt sumaryczny wymieszania, a w szczególności charakterystyka chemiczna wody wypływającej ze zlewni lodowcowej, zależy od proporcji poszczególnych składników oraz procesów fizyko-chemicznych występujących po wymieszaniu.

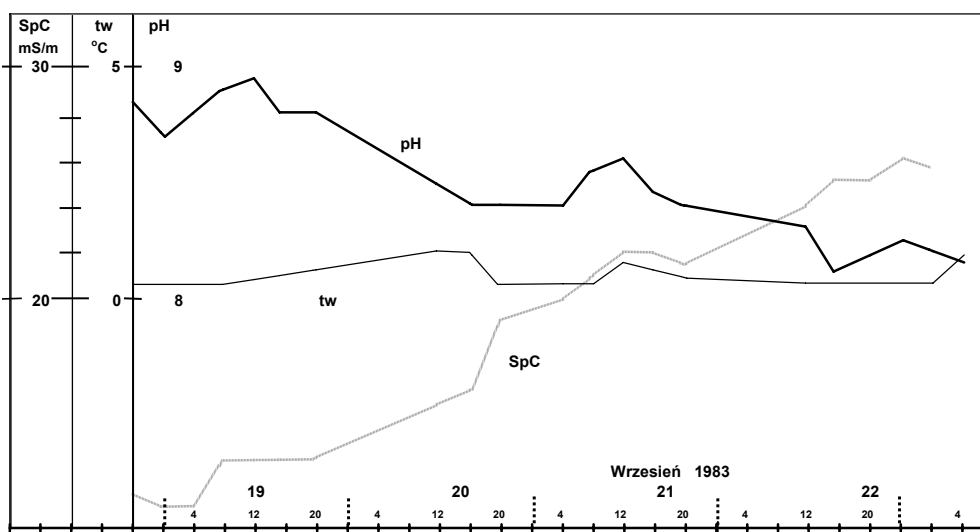
Przykładem ilustrującym powyższe procesy (oraz ich złożoność) są wyniki rejestracji z września 1983 r przedstawione na wykresach (Rys. 4.5.1 i Rys. 4.5.2), które wymagają omówienia w szerszym kontekście. Mianowicie, w pierwszej dekadzie września zauważa się w rejonie fiordu Hornsund wpływ skracania się dnia polarnego na przebieg szeregu procesów przyrodniczych. W szczególności, występujące nocą spadki temperatury ograniczają znacząco efektywność ablacji na lodowcu, w wyniku czego maksymalne dobowe natężenia przepływu ulegają znacznemu obniżeniu. Impulsem dla zwiększonej ablacji są natomiast występujące niekiedy w tym okresie zjawiska fenowe. W omawianym tu wrześniu 1983 roku w okresie bezopadowym (6-11 września), przepływy w rzece lodowcowej wypływającej ze zlewni Lodowca Werenskiolda ustabilizowały się na poziomie $Q = 6 \text{ m}^3/\text{s}$. Przedstawione wykresy pH, SpC i t_w (Rys. 4.5.1) ilustrują opóźniony efekt wystąpienia zjawiska fenowego, które trwało około 12 godzin, od godziny 15 w dniu 10 września do godziny 3 w nocy 11 września 1983, przy wietrze wiejącym ze średnią prędkością 11 m/s i podniesieniu się temperatury powietrza z +3,9 do +5,5 °C. Efektem zwiększonej ilości wody z topniejącego lodu było powstanie niewielkiej fali wezbraniowej na rzece lodowcowej, której kulminacja ($\Delta Q = 0,45 \text{ m}^3/\text{s}$) w przełomie przez morenę boczną lodowca pojawiła się z prawie dobowym opóźnieniem. Zwiększona dostawa wód ablacyjnych na przedpolu lodowca spowodowała znaczące obniżenie się odczynu wody opuszczającej zlewnię, z pH = 8,85 do pH = 7,2. Pewnym zaskoczeniem był fakt, że nie zarejestrowano oczekiwanego obniżenia się wartości SpC, co można tłumaczyć występowaniem liczących się ilości soli zdeponowanych w osadach na przedpolu lodowca, pochodzących z aerozoli morskich, które uległy rozpuszczeniu w słabo zmineralizowanej wodzie ablacyjnej.

W końcowym okresie ablacji na lodowcu, kiedy średnie dobowe temperatury powietrza spadają poniżej 0 °C, udział wód spływających po jego powierzchni znacząco maleje. Wody te mają coraz mniejszy udział w ogólnym bilansie wody wypływającej jeszcze ze zlewni.

Po 18 września 1983, po kilkudniowym ochłodzeniu, kiedy średnia dobowa temperatura powietrza w okolicy Stacji Polarnej Hornsund spadła poniżej zera, a natężenie przepływu w rzece lodowcowej Werenskiolda obniżyło się z 5 do 3 m^3/s , nastąpiła wyraźna zmiana składu chemicznego wody (Rys. 4.5.2). Znaczny wzrost przewodności elektrycznej właściwej z 11 do 26 mS/m wyraźnie wskazuje na zasadnicze, postępujące w czasie, ograniczenie ilości wód spływających po powierzchni lodowca. W okresie tym widoczne jest również stopniowe obniżanie się odczynu wody, co można tłumaczyć mniejszym stężeniem zawiesiny mineralnej w rzece lodowcowej oraz spowolnieniem procesu rozpuszczania się tej zawiesiny w wodzie, której przepływ ma już charakter spokojny i nieturbulentny. Należy zaznaczyć, że wody pochodzące z różnych systemów krążenia wewnątrz lodowca często wykazują charakterystyczny dla każdego z nich skład jonowy (Krawczyk 1992).



Rys. 4.5.1. Zmiany pH, SpC i t_w (temperatury) wody w rzece lodowcowej Lodowca Werenskiolda po wystąpieniu zjawiska fenowego we wrześniu 1983 roku (Głowacki 1983). *Changes of pH, SpC and temperature (t_w) of water in a glacial river discharging from Werenskioldbreen in September 1983, after phen phenomena (Głowacki 1983).*



Rys. 4.5.2. Właściwości fizyko-chemiczne (pH, SpC i t_w) wód rzeki lodowcowej Werenskiolda u schyłku okresu ablacji, we wrześniu 1983 (Głowacki 1983). *Physico-chemical properties (pH, SpC and t_w) of water in the Werenskioldbreen glacier river at the cessation of ablation in September 1983 (Głowacki 1983).*

4.6. Drenaż wewnętrzny

Badania dotyczące drenażu wewnętrznego lodowców na Spitsbergenie obejmują szerokie spektrum działań, na które składają się, między innymi, prowadzony od 1989 roku stały monitoring bilansu masy Lodowca Hansa oraz okresowe studia na Lodowcu Werenskiolda, wraz z badaniami fizyko-chemicznymi zimowej pokrywy śnieżnej w kilku strefach wysokościowych, a także badania wody migrującej do wnętrza lodowca uzyskane dzięki eksploracji systemów jaskiniowych i studni lodowcowych.

Wody ablacyjne powstałe ze śniegu i lodu w okresie lata charakteryzują się niskimi wartościami SpC (2,0-2,5 mS/m) i mają lekko kwaśny charakter ($\text{pH} < 6$). Jak wynika z przedstawionych wcześniej danych (Rozdział 4.4.), na Spitsbergenie do końca sezonu ablacyjnego ponad 90% soli zdeponowanych w pokrywie śnieżnej rozpuszcza się i migruje z wodą w głąb lodowca. Średnia mineralizacja wód perkolujących powyżej linii równowagi do jego wnętrza wynosi $8,5 \text{ mg/dm}^3$ (patrz Tabela 4.4.3).

Zawartość wody we wnętrzu lodowców zmienia się znacznie w czasie okresu ablacyjnego, jednak fluktuacje jej zawartości występują również w okresie zimy. Ilość wody wewnątrz lodowca w okresie lata zależy od intensywności dopływu wód roztopowych z powierzchni oraz prędkości jej odpływu poza lodowiec; zawartość wody w lodowcu w zimie jest oczywiście kontrolowana tylko przez drugi z wyżej wymienionych czynników.

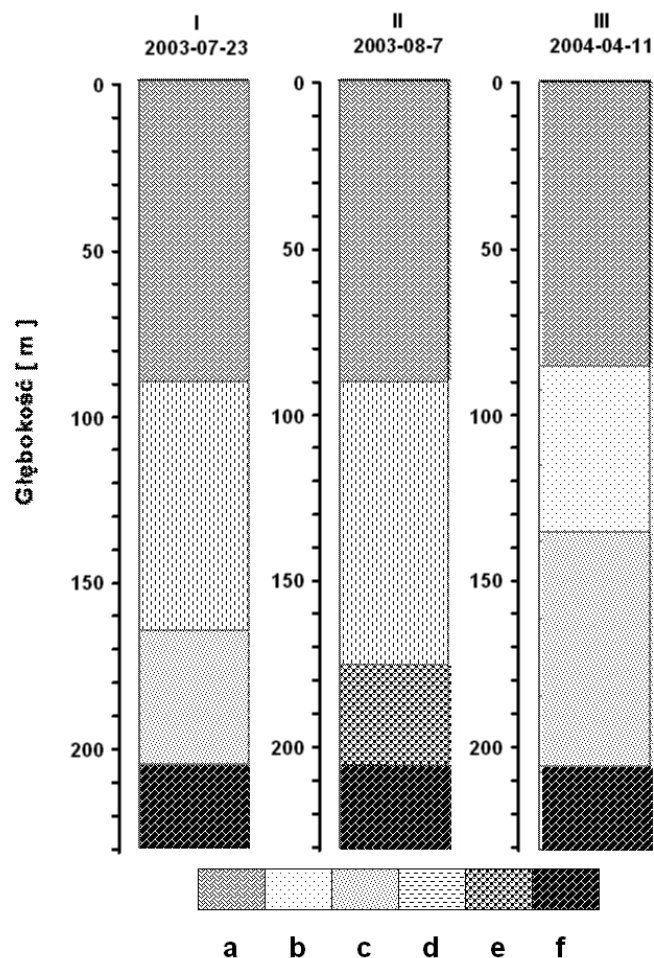
Mówiąc o zawartości wody w lodowcu należy pamiętać, że woda wypełnia nie tylko kanały inglacjalne, subglacjalne i wertykalne studnie, do których spływają potoki wody z powierzchni, ale zmienia się również napełnienie wodą mikrokanalików i żyłek pomiędzy kryształami w warstwie „ciepłego lodu” (Nye, Frank 1973; Raymond, Harison 1975; Bamber 1988; Jania i inni 2005).

Niezwykle ważnym instrumentem badawczym umożliwiającym ilościowe wyznaczenie zawartości wody w lodowcu są sondowania radarowe (Macheret, Glazovsky 2000). Obszary o zwiększonej zawartości wody znajdującej się w stanie ciekłym, znajdują swoje odbicie w obniżeniu prędkości propagacji fal radiowych w lodzie. Ponadto, rozpraszanie fali radiowej silnie zmienia się w zależności od stopnia nasycenia wodą.

Powyższy wniosek ilustrują wyniki badań (Rys. 4.6.1) przeprowadzonych na Lodowcu Hansa w punkcie zlokalizowanym w odległości około 200 m w kierunku NW od automatycznej stacji meteorologicznej na lodowcu Hansa (patrz też Rys. 3.1.5). Wyniki te są bardziej szczegółowo omawiane poniżej.

W początkowym okresie ablacji (I), przypadającym na koniec lipca, najpierw nasycą się wodą górna warstwa „ciepłego lodu”, położona w sąsiedztwie warstwy zimnego lodu (patrz Rys. 3.2.2). Zawartość wody w tej warstwie lodu podnosi się tu do wartości 2,2%, podczas gdy niższe warstwy aż do podłoża zawierają nadal tylko 0,6% wody.

W pierwszej połowie sierpnia (II), kiedy zanika na powierzchni lodowca warstwa śniegu i wody są szybko odprowadzane systemem studni i szczelin do jego wnętrza, występuje największe wypełnienie wodą całego systemu retencji wewnętrznej. Zawartość wody w warstwach przy podłożu lodowca może dochodzić wtedy nawet do 6,8%.



Rys. 4.6.1. Zawartość wody w lodzie politermalnym na Lodowcu Hansa określona eksperymentalnie techniką radarową dla trzech stadiów aktywności lodowca (Jania i inni 2005). I – 23 lipca 2003, II – 7 sierpnia 2003, III – 11 kwietnia 2004; (a) zimny lód; (b) 0,4% wody; (c) 0,6% wody; (d) 2,2% wody; (e) 6,8% wody; (f) podłoże lodowca. *Water content in the polythermal ice on Hansbreen determined experimentally with radar method for three stages of glacier activity (Jania i inni 2005). I – July 23 2003, II – August 7 2003, III – April 11 2004; (a) cold ice; (b) 0,4% of water; (c) 0,6% of water; (d) 2,2% of water; (e) 6,8% of water; (f) bedrock.*

W okresie jesiennym, kiedy dopływ wód do wnętrza lodowca zostaje mocno ograniczony, w pierwszej kolejności opróżnieniu ulegają duże kanały subglacjalne, a potem inglacjalne, co stwierdzono i szeroko udokumentowano podczas eksploracji jaskiń lodowcowych (Mavludov 2006). W okresie zimowym, kiedy kanały subglacjalne zamykają się w wyniku zaciskania lub w efekcie zamarznięcia wypływającej z nich wody, dochodzi do ponownego spiętrzania się wód spływających i przesączających się z partii lodowca położonych wyżej, przede wszystkim z cieplejszej strefy

akumulacyjnej. Dowodem na to są pomiary zawartości wody w lodzie lodowcowym w okresie wiosennym (III) – w terminologii stosowanej przez autora (Rozdział 4.1) jest to jeszcze okres zimowy. Uzyskane wyniki wyraźnie wskazują na występowanie zależności nasycenia lodu wodą od głębokości, zwiększające się od 0,4% w górnych partiach „ciepłego lodu” do 2,2% przy spagu.

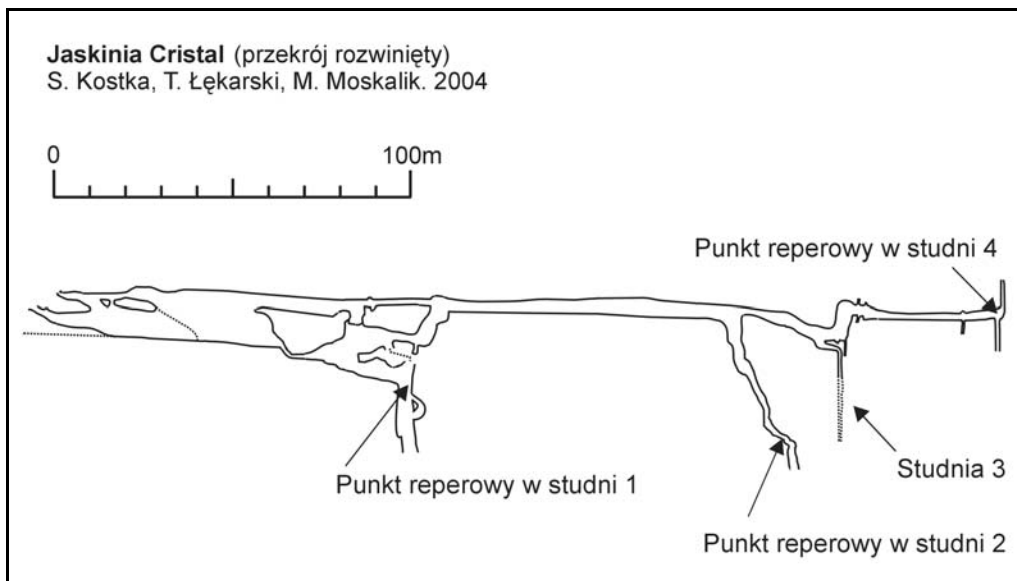
Zjawisko podnoszenia się lustra wody w systemach jaskiniowych w lodowcach w okresie zimy zostało dobrze udokumentowane w roku 1992, w czasie eksploracji jaskiń w Lodowcu Hansa przez kanadyjską ekipę speleologiczną (Schroeder 1998). W niektórych jaskiniach lodowych, jak na przykład Gouffre Félix, poziom wody mierzony od powierzchni lodowca, w okresie od października 1991 roku do maja 1992, podniósł się z głębokości 92 m do 28 m. Wyniki powyższe wskazują na znaczny wzrost ciśnienia hydrostatycznego oddziaływującego na cały lodowiec. Powstają zatem warunki dla zwiększonego wypływu wód przy czole lodowca i intensywnego powstawaniu na przedpolach lodowców kończących się na lądzie nalodzi. Zjawisko wypływu wody pod podwyższonym ciśnieniem może występować zarówno w okresie letnim, jak i zimowym, nawet przy bardzo niskich temperaturach powietrza.

Część studni zlokalizowanych w środkowej części strefy ablacyjnej lodowca wypełnia się podczas zimy wodami, których SpC osiąga 20 mS/m, a pH zawiera się w zakresie 6-7. Oznacza to, że przewodność elektryczna właściwa tych wód jest o rząd wielkości wyższa niż powierzchniowych wód ablacyjnych. Można przyjąć, że jest to woda, która infiltrowała do tych studni i kanałów z obszaru firnowego mając ograniczony kontakt zarówno z podłożem lodowca, jak i z rozproszonym w lodzie materiałem skalnym, a jej właściwości i skład chemiczny zostały ukształtowane głównie na skutek procesów kriochemicznych zachodzących w jego wnętrzu.

Próby wody pobierane z nalodzi oraz niektórych studni lodowcowych charakteryzują się znacznie wyższą mineralizacją. Ich SpC dochodzi do 70 mS/m przy jednoczesnym wzroście pH do wartości ponad 8. Wody te są charakterystyczne dla marginalnych i subglacjalnych systemów drenażu. Zwiększyły one zawartość rozpuszczonych soli w wyniku dwóch procesów: wietrzenia chemicznego rozdrobnionego materiału skalnego w morenie dennej przez aktywne chemicznie wody ablacyjne oraz na skutek wymarzania wody prowadzącego do wzrostu stężenia jonów (Pulina 1990).

W 1998 roku we współpracy z Uniwersytetem w Oslo podjęto próbę ciągłej rejestracji zmian poziomu wody w Jaskini „Baza”. Niestety, w okresie zimowym woda w studni, w której zamontowano czujnik, całkowicie zanikła. Negatywny wynik wypełniania się systemu kanałów w okresie zimowym w tej części Lodowca Hansa należy wiązać z dwoma prawdopodobnymi przesłankami. Pierwszą z nich była możliwość odwadniania systemu Jaskinia „Baza” i spływu wód bezpośrednio do morza, gdzie w okresie zimowym nie dochodzi do zakorkowania kanałów subglacjalnych. Drugą przyczyną może być fakt relatywnie dużej prędkości ruchu lodowca w tej strefie i wejście tej jaskini w obszar oddziaływania szczelin rozwijających się od klifu lodowego.

W 2003 roku rozpoczęto regularne pomiary poziomu wody w studniach systemu Jaskini Cristal zlokalizowanej w okolicach nunataka Tuva, w zachodniej ablacyjnej części Lodowca Hansa (Rys. 4.6.2).



Rys. 4.6.2. Pionowy przekrój przez system Jaskini Cristal w Lodowcu Hansa na Spitsbergenie (przygotowany i udostępniony przez Szymona Kostkę); 1, 2, 3 i 4 – studnie lodowcowe. *Vertical profile of Cristal Cave system in Hansbreen, Spitsbergen (prepared and provided by Szymon Kostka); 1, 2, 3 i 4 – glacier shafts.*

Jaskinia Cristal należy do systemu, w którym można zarejestrować i prześledzić elementy drenażu, które opisano wcześniej (Rys. 3.2.2). Ten system jaskiniowy znany jest już od dwudziestu lat i pomimo ruchu lodowca odtwarza się każdego polarnego lata z niewielkimi zmianami. W kolejnych sezonach obserwuje się jednak postępujące obniżanie się spągu głównego korytarza odwadniającego jaskinię. Zinventaryzowana długość wszystkich korytarzy aktualnie przekracza 500 m, a pionowe studnie mają głębokość około 30 m. Górna część jaskini znajduje się w obrębie lodu zimnego, a ciągi położone najniżej, mające częściowo kontakt z podłożem skalnym, są już w strefie „lodu ciepłego”. Rejestracje przeprowadzone z użyciem zaciskografu wykazały, że tempo zaciskania się korytarzy w okolicach studni nr 1 jest różne, a szybkość zbliżania się do siebie ścian może dochodzić do 3-7 mm na dobę. Charakterystykę fizykochemiczną i zmiany poziomu wody w poszczególnych studniach przedstawiono w Tabeli 4.6.1. W opisie zamieszczonym poniżej wykorzystano również dodatkowe wyniki badań składu jonowego przeprowadzonych w Stacji Polarnej.

Do studni pierwszej docierają latem zarówno wody powierzchniowe z lodowca, jak i z przyległego stoku górskiego. Wypełniają ją wody o zróżnicowanym, okresowo zmiennym pH i SpC. Wahania zwierciadła wody w okresie zimowym dochodziły tu do kilkunastu metrów. Prawdopodobnie można je wiązać z występującymi w czasie zimy okresami odwilży. Studnia ta jednak nie ma powiązania z subglacjalnym systemem drenażu lodowca, o czym świadczą niskie wartości pH i SpC.

Studnia nr 2 nie miała w okresie od 7.03 do 21.04.2004 powiązania z kanałami inglacjalnymi i subglacjalnymi oraz powierzchnią lodowca, o czym świadczą ustabilizowane w tym okresie wartości pH i SpC. Najprawdopodobniej była ona zasilana

Tabela 4.6.1

Charakterystyka fizyko-chemiczna wód retencyjnych Lodowca Hansa w okresach zimowych w latach 2004-2006 (próby pozyskane przez speleologów: Sz. Kostkę, T. Lęcarskiego i A. Adamka). *Physico-chemical characteristics of retention waters in Hansbreen, winter seasons in 2004-2006 (samples taken by the speleologists: Sz. Kostka, T. Lęcarski and A. Adamek)*

Studnia I				Studnia II				Studnia IV			
Data	SpC	pH	od repera	Data	SpC	pH	od repera	Data	SpC	pH	od repera
	[mS/m]		[m]		[mS/m]		[m]		[mS/m]		[m]
2004-02-11	13,61	6,79	0,00	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	2004-03-07	18,21	7,03	0,00	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	2004-03-17	18,20	7,08	0,13	-----	-----	-----	-----
2004-03-30	14,38	6,73	-2,15	2004-03-30	17,78	7,10	0,31	-----	-----	-----	-----
2004-04-14	15,79	5,94	-2,60	2004-04-06	18,42	7,05	0,40	2004-04-14	43,49	6,64	0,00
2004-04-21	15,84	5,87	-2,84	2004-04-21	18,34	7,06	0,68	2004-04-21	44,17	6,59	0,23
2004-05-18	11,18	6,30	20,77	-----	-----	-----	-----	2004-05-01	8,08	4,11	13,49
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	2004-05-27	14,70	4,65	-----
-----	-----	-----	-----	2004-06-09	11,54	6,28	29,12	2004-06-09	15,06	4,85	-----
2005-02-22	15,63	6,68	0,00	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2005-03-10	19,27	6,94	0,30	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2005-03-25	19,12	6,65	1,70	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2005-04-02	15,13	6,81	3,34	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2005-04-10	16,01	6,74	5,12	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2005-05-07	17,26	6,83	5,31	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2005-06-01	17,70	6,89	6,98	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2005-09-29	14,04	6,09	0,00	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2005-10-12	5,86	5,12	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	2006-02-11	27,20	4,71	0,00
2006-02-18	27,70	6,51	18,60	-----	-----	-----	-----	2006-02-18	27,60	5,03	-0,17
2006-03-02	27,00	5,95	20,20	-----	-----	-----	-----	2006-03-02	29,10	4,90	0,03
2006-03-08	26,90	6,47	20,25	-----	-----	-----	-----	2006-03-08	27,50	4,72	0,05
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	2006-03-17	28,80	5,24	-0,30
2006-03-25	29,40	5,83	20,08	-----	-----	-----	-----	2006-03-25	33,20	5,27	-0,01
2006-04-13	28,70	6,22	19,18	-----	-----	-----	-----	2006-04-13	31,50	5,20	0,01
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	2006-04-22	30,00	5,45	0,02
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	2006-04-25	13,62	4,24	1,30

wodami z powolnej infiltracji poprzez mikrokanaliki w strukturze „ciepłego lodu”, wskutek czego w okresie zimowym poziom wody powoli i systematycznie w niej wzrastał. Można zatem wnioskować, że była to woda, która pozostała w strukturach firnowo-lodowych po procesach kriochemicznych oraz woda stanowiąca pozostałość z tzw. zasilania wewnętrznego, na co wskazuje jej skład jonowy (najwyższe stężenia wodorowęglanów w porównaniu do innych studni).

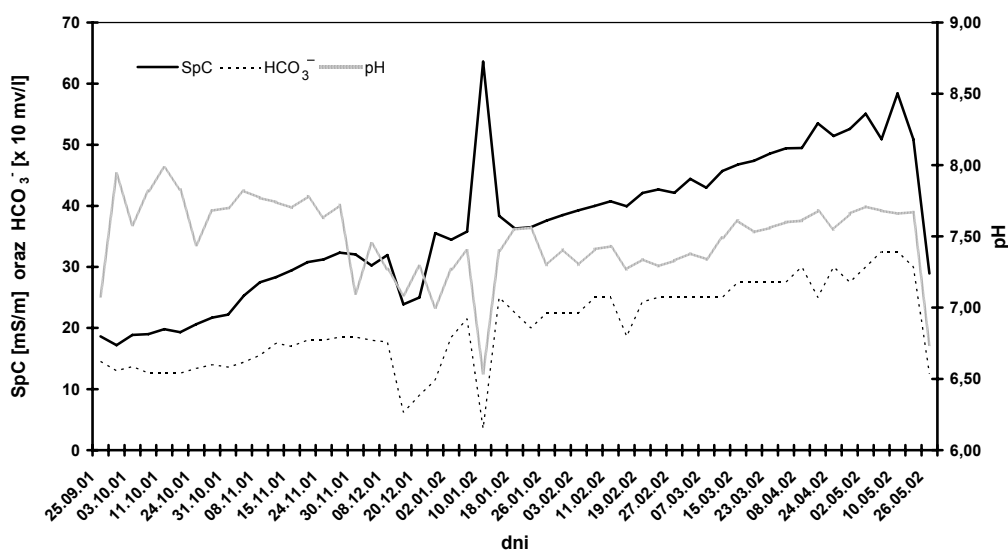
Studnia nr 4, o głębokości około 16 m, nie jest bezpośrednio połączona z systemem głównego odwodnienia Jaskini Cristal. W okresie letnim, po całkowitym wytopieniu śniegu na powierzchni lodowca, jaskinia była otwarta i spływały do niej wody ablacyjne. W okresie jesiennym padający i nawiewany śnieg tworzył w niej korki śnieżno-lodowe. Studnia ta w całości znajduje się w warstwie lodu zimnego i nie obserwuje się tu efektu zaciskania i zmniejszania jej przekroju, a rejestracje wykonane zaciskografem wskazują na występowanie nawet niewielkiej tensji (ściany w okresie miesiąca rejestracji uległy niewielkiemu rozsunięciu rzędu 7 mm). Poziom wody w tej studni w okresie zimowo-wiosennym zmieniał się tylko w okresach wystąpienia sil-

nych odwilży. Ma to swoje odbicie w pomiarach odczynu i mineralizacji wody. Pojawiające się tu bardzo niskie wartości pH (często poniżej 5) oraz wysokie wartości SpC, przy niskiej zawartości wodorowęglanów wskazują, że do tej studni docierają w okresie odwilży sole pochodzenia morskiego oraz zanieczyszczenia antropogeniczne (siarczany i azotany), zakumulowane w zimowej pokrywie śnieżnej i intensywnie wymywane.

Sporadycznie dochodzi do prawie całkowitego wypełnienia jaskini wodą. Taki epizod miał miejsce 26 i 27 kwietnia 2004 roku. Niespotykane o tej porze roku opady deszczu (42 mm w.e.) oraz temperatura powietrza dochodząca do +3,5 °C spowodowały zalanie jaskini wodą roztopową i gwałtowne podniesienie się lustra wody w studniach.

Systemy odwadniania, funkcjonujące w lodowcu, mogą być stale lub okresowo hydraulicznie połączone ze sobą (patrz Rys. 1.1). Dlatego też woda wypływająca z wnętrza lodowca kanałami subglacjalnymi może w poszczególnych okresach roku zmieniać swoją wydajność i skład jonowy. Aby odpowiedzieć na pytanie, czy woda wypływająca z kanałów w morenach bocznych lub z lodu martwego na przedpolu lodowca jest wodą dalekiego i głębokiego krążenia, należy przeprowadzić (od jesieni do wiosny) rejestrację zmian wartości pH i SpC tej wody. Przykłady opisanego wyżej połączenia hydraulicznego w Lodowcu Werenskiolda zawarte są w pracach (Pulina i inni 1984b; Krawczyk, Wach 1993).

Wyniki badań wykonanych na Lodowcu Hansa dotyczące wypływu z jego moreny bocznej, które ilustrują funkcjonowanie systemu retencji wewnętrznej przedstawiają poniższe wykresy (Rys. 4.6.3).

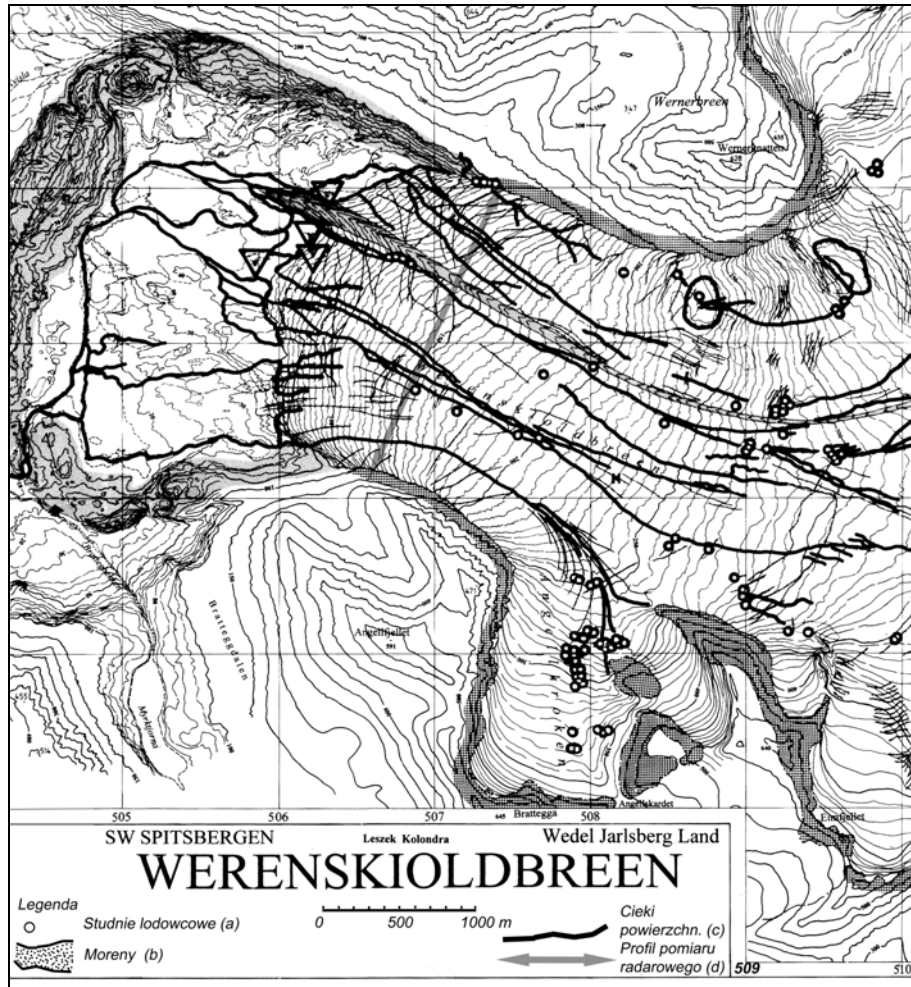


Rys. 4.6.3. Zmiany SpC i pH stężenia jonów wodorowęglanowych (HCO_3^-) wód wypływających z moreny bocznej Hansa w okresie zimowym, jako przykład funkcjonującego systemu wewnętrznej retencji lodowca (dane zebrane w trakcie XXIV Wyprawy PAN na Spitsbergen). *Plot of SpC, pH and bicarbonate (HCO_3^-) concentration in water outflow from the lateral moraine of Hansbreen in winter period (October 2001-May 2002). This outflow is an example of internal retention system in the glacier. Data collected during the 24th Polar Expedition to Spitsbergen.*

Analiza i interpretacja przedstawionych danych wskazuje, że badany wypływ ma dobry kontakt hydrauliczny z kanałami subglacjalnymi i inglacjalnymi Lodowca Hansa. Ujemne temperatury powietrza na lodowcu zanotowano w pierwszej dekadzie października 2001 roku, a okres roztopowy zaczął się w ostatniej dekadzie maja 2002 roku. Pomimo niskich temperatur powietrza, dochodzących do $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$, wypływ wody funkcjonował przez cały okres zimowy, a woda pod ciśnieniem wydostawała się na powierzchnię lodu utworzonego na jeziorcu przy wypływie. Obserwowany stały wzrost SpC świadczy o zateżnieniu się rozpuszczonych w tej wodzie soli, jako wynik procesu kriochemicznego (Pulina 1984a, 1990). Jednocześnie do połowy listopada obserwuje się prawie stały poziom stężenia jonów wodorowęglanowych, po czym stężenie tego anionu nieznacznie wzrasta. W tym samym czasie odczyn zmieniał się z zasadowego na obojętny, a pH osiągnęło w końcu grudnia wartość 7,0-7,1. Od połowy stycznia do czasu wystąpienia gwałtownych roztopów, wartość pH oscylowała w granicach 7,2-7,6. Na szczególną uwagę zasługują zmiany, jakie wystąpiły w wypływającej wodzie pomiędzy 6 a 12 stycznia 2002 roku. Zaobserwowano w tym czasie silny wzrost SpC, przy jednoczesnym obniżeniu stężenia jonów wodorowęglanowych i spadku wartości pH. Zjawisko to można wytłumaczyć wzrostem udziału wód pochodzących z topnienia śniegu, zawierających rozpuszczone sole z aerozolu morskiego oraz zanieczyszczenia antropogeniczne, które dostały się poprzez system studni do wnętrza lodowca. Natomiast w pierwszej połowie grudnia znacznemu obniżeniu stężenia jonów wodorowęglanowych towarzyszył równoczesny spadek wartości SpC, a pH w tym czasie nieznacznie wzrastało. Zmiana składu jonowego wypływającej wody jest najprawdopodobniej konsekwencją zmiany w zasilaniu wewnętrznym (Krawczyk 1992). Należy przypuszczać, że wody w lodowcu znajdowały się wcześniej w stanie równowagi jonowej. Dalsze wymarzenie wody we wnętrzu lodowca najprawdopodobniej spowodowało wytrącanie się węglanu wapnia i zmianę składu jonowego wody. Widoczne na wykresie 4.6.3 obniżenie stężenia jonów HCO_3^- , nieznaczny wzrost pH i obniżenie SpC (dane z dnia 20 grudnia), można interpretować jako wynik wspomnianych wyżej procesów (Bukowska-Jania 2003, 2007).

Analizując szczegółowo przebieg, nawet drobnych, zmian właściwości fizykochemicznych wody wypływającej z tego systemu, w kontekście przebiegu temperatury od jesieni do wiosny, daje się zauważyć następującą prawidłowość: znaczące wzrosty temperatury powietrza i silne odwilże inicjują procesy, które można dostrzec w badanym wypływie z prawie miesięcznym opóźnieniem. Przykładem może być bardzo duża odwilż zarejestrowana w Stacji Hornsund pomiędzy 30 listopada a 12 grudnia 2001, która zaznaczyła się wyraźnie w wypływie dopiero 10 stycznia 2002. Silne spadki temperatury, intensyfikujące proces kriochemiczny, mają swoje odbicie w wypływie także z miesięcznym opóźnieniem. Dłuższe okresy silnych mrozów zanotowano w Hornsundzie pomiędzy 29 października a 18 listopada 2001 oraz w okresie 17-23 stycznia 2002. Krótsze gwałtowne spadki temperatury powietrza zarejestrowano 24-26 grudnia 2001, 18-20 lutego 2002 i 1-4 marca 2002. Każdy z tych okresów znajduje swoje odbicie po okresie około miesiąca w występujących anomaliach przebiegu SpC, pH i stężenia HCO_3^- . Przedstawione wyżej opóźnienie, określające czas reakcji jaki upływa od wystąpienia zjawiska atmosferycznego do zarejestrowania zmian we właściwościach wypływającej wody, zależeć będzie przede wszystkim od pojemności

kanałów subglacialnych, przez które ta woda płynie i wydajności badanego źródła. Oznacza to, że ilość wody, która w okresie miesiąca wypłynęła ze źródła, może być wskaźnikiem objętości systemu wewnętrznej retencji.

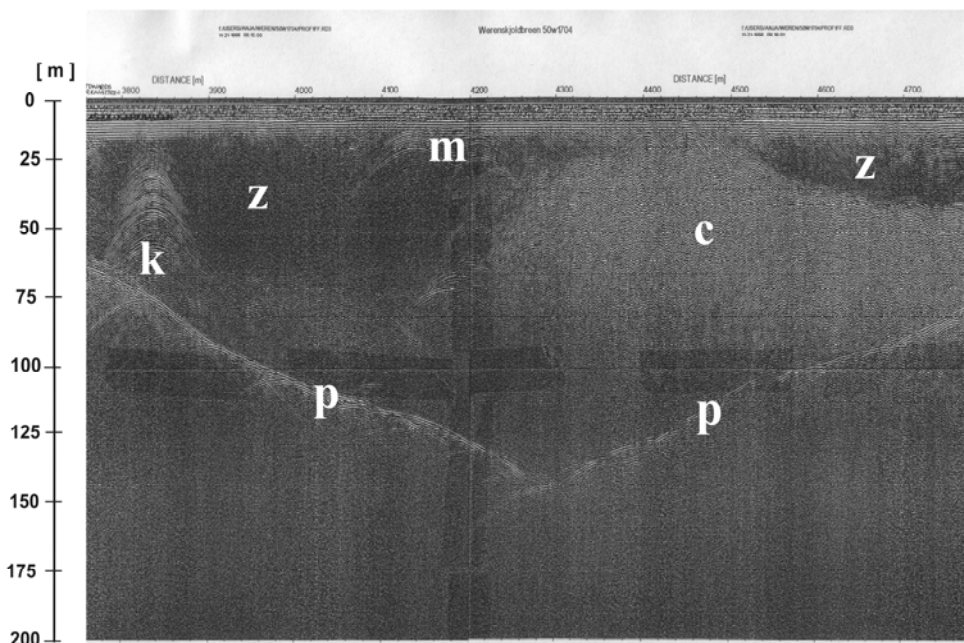


Rys. 4.6.4. Wycinek mapy z części czołowej Lodowca Werenskiolda z zaznaczonymi studniami, siecią hydrologiczną i poprzecznym profilem pomiarów radarowych wykonanych w 2002 roku (mapę uzyskano dzięki uprzejmości L. Kolondry). (a) studnie lodowcowe, (b) moreny, (c) potoki supraglacialne, (d) miejsce profilu radarowego. *Fragment of map showing frontal part of Werenskioldbreen with shafts, hydrography and radar profile executed in 2002 marked (map obtained by courtesy of L. Kolondra). (a) glacier shafts, (b) moraines, (c) supraglacial streams, (d) radar profile.*

Jak już wspomniano uprzednio, systemy subglacialne w lodowcach można badać również metodami geofizycznymi. Na Lodowcu Werenskiolda, który charakteryzuje się zimnym i przymarzniętym do podłoża czołem, przeprowadzono gęstą sieć sondowań radarowych wzdłuż profili z wykorzystaniem częstotliwości 50 i 200 MHz. Bardziej szczegółowo omawiane są wyniki uzyskane na poprzecznym profilu (częstotli-

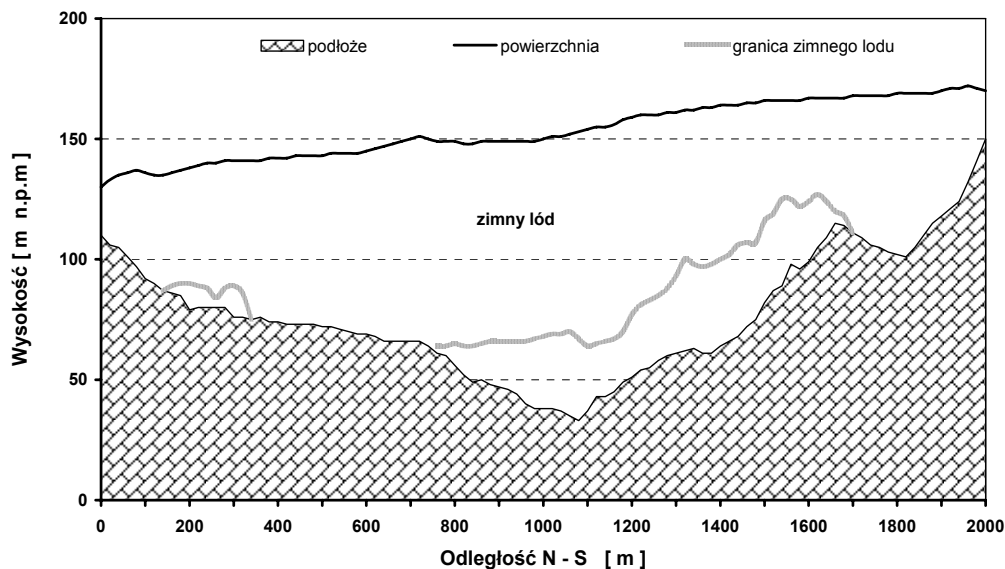
wość 50 MHz), położonym w odległości około 1 km w górę od czoła lodowca, w rejonie o zróżnicowanej morfologii (Rys. 4.6.4). W okresie letnim w miejscu wyznaczonego profilu widoczne są charakterystyczne elementy rzeźby, takie jak: moreny boczne, morena środkowa, studnie lodowcowe oraz dobrze rozwinięta sieć cieków supraglacialnych.

Na uzyskanym zdjęciu radarowym (Rys. 4.6.5) wyraźne są odbicia fali od podłoża, zaznacza się również duży kanał subglacialny po północnej stronie systemu marginalnego Kvisla. Wyniki wskazują również na obecność, do głębokości około 40 m, materiału skalnego związanego z moreną środkową. Wyraźnie widoczna jest struktura politermalna lodu. Zimny lód sięga aż do podłoża skalnego w części północnej. Jedyne fragment związane z kanałem subglacialnym jest cieplejszy. Natomiast po południowej stronie lodowca, od powierzchni występuje warstwa zimnego lodu, która przechodzi w „ciepły lód” w miejscach, gdzie w okresie letnim wody powierzchniowe wpadają do jego wnętrza systemem studni.



Rys. 4.6.5. Obraz radarowy (częstotliwość 50 MHz) profilu poprzecznego Lodowca Werenskiolda z widocznymi kanałami inglacialnymi, subglacialnymi, szczelinami i materiałem morenowym (z – zimny lód, c – „ciepły lód”, k – kanał subglacialny, m – materiał skalny moreny środkowej, p – podłoże skalne). *Radar measurements (50 MHz) results of Werenskiöldbreen transverse profile; englacial, and subglacial channels, fissures and morainic material are seen (z – cold ice, c – “warm ice”, k – subglacial channel, m – rock material of median moraine, p – bedrock).*

Pełny 2 km przekrój poprzeczny Lodowca Werenskiolda z dokonaną interpretacją wszystkich dostępnych danych uzyskanych na tym profilu, przedstawiono na Rys. 4.6.6.



Rys. 4.6.6. Przekrój poprzeczny Lodowca Werenskiolda z zaznaczonym zróżnicowaniem termicznym lodu (na podstawie danych uzyskanych z sondowań radarowych w kwietniu 2004 roku – Pälli i inni 2003b). *Transverse profile of Werenskiöldbreen with thermics of ice marked (data obtained during radar sounding in April 2004, Pälli et al. 2003b).*

Powierzchnia lodowca w miejscu profilu położona jest na wysokości około 150 m n.p.m, a maksymalna grubość lodu wynosi 120-130 m. Miąższość lodu zimnego dochodzi do 80 m i jest największa w miejscach, gdzie na powierzchni występują największe nachylenia. W świetle badań Baranowskiego (1977), które znalazły potwierdzenie w interpretacji przekroju radarowego, lodowiec ten nie wykazuje w części czołowej ślizgu dennego, na skutek jego przymarznięcia do podłoża. Niewielki kąt nachylenia podłoża wzdłuż osi lodowca, w okolicy jego czoła, wyznaczony z pomiarów wysokościowych, nie stwarza również warunków do ruchu lodu. Potwierdzeniem przymarznięcia czoła do podłoża są także obserwacje zatapiających na powierzchni lodowca tyczek ablacyjnych, które z upływem czasu zmieniają swój kąt nachylenia w kierunku czoła, co świadczy jednoznacznie o występowaniu ścinania i roli poślizgu międzywarstwowego, na co już zwracał uwagę Jania (1988).

Występujące nieciągłe warstwy „ciepłego lodu” w niektórych partiach lodowca, związane są z zamrażającą w kanałach subglacjalnych wodą i ogrzewaniem tych fragmentów lodowca przez ciepło uwalniane podczas zamarzania. Potwierdzeniem tego są wykonywane od szeregu lat badania wód wypływających z pokryw lodu nalożonego na przedpolu Lodowca Werenskiolda. Przewodność właściwa badanych w okresie zimowym wód dochodzi tu do 60 mS/m i jest znacznie wyższa w porównaniu z wodami subglacjalnymi wypływającymi z Lodowca Hansa. Sieć drenażu w partii czołowej Lodowca Werenskiolda nie jest tak bogata, jak to ma miejsce w wyżej położonych częściach lodowca, w efekcie czego warstwa „ciepłego lodu” w całości oddziela podłoże od górnej warstwy chłodnej.

4.7. Wody powierzchniowe w zlewniach niezłodowaconych

Badania hydrologiczne i hydrochemiczne wód powierzchniowych na obszarach niezłodowaconych w rejonie Polskiej Stacji Polarnej Hornsund rozpoczęto w latach 1957-1960, podczas wypraw 3. Międzynarodowego Roku Geofizycznego. Badaniami objęto zlewnię Revdalen oraz małe zbiorniki wodne na tundrze (Kuziemski 1968; Rakusa-Suszczewski 1968). W roku 1979 rozpoczęto badania w zlewni Fuglebekken; ich wynikiem był opis funkcjonowania zlewni niezłodowaconej podczas pełnego roku hydrologicznego 1979-1980 (Krawczyk, Pulina 1982; Pulina i inni 1984a). Podjęto również próbę określenia wpływu wybranych substancji biogennych pochodzących z kolonii ptasich i roślinności na skład jonowy wody (Krzyszowska 1985). Stwierdzono, że denudacja chemiczna w zlewni Fuglebekken w roku hydrologicznym 1979-1980 wynosiła $6-7 \text{ m}^3 \text{ km}^2/\text{rok}$ (Krawczyk 1994). Badano również wpływ substancji biogennych na procesy denudacji chemicznej w zlewni Fuglebekken (Burzyk 2004; Burzyk i inni 2007). Badania autora, koncentrujące się na problemie wpływu zanieczyszczeń i soli dostarczanych do zlewni niezłodowaconych rejonu Hornsundu z opadami atmosferycznymi, na jakość wód płynących, w szczególności na ich właściwości fizyko-chemiczne, zostały rozpoczęte w końcu lat 80 tych. Uzyskane wyniki w tym zakresie zawarte są częściowo w pracach: Burzyk, Głowacki 1998; Burzyk i inni 2001, 2004.

Tabela 4.7.1 stanowi ważne uzupełnienie opublikowanych dotychczas danych należących do opisanej wyżej kategorii. Przedstawione wyniki zawierają obszerny materiał obserwacyjny (dane uzyskane w dziewięciu punktach pomiarowych północno-zachodniego wybrzeża Hornsundu), obejmujące długi przedział czasowy.

Usytuowanie punktów, w których prowadzono pomiary dobrano tak, aby uzyskać wielkości parametrów fizyko-chemicznych wód w punktach początkowym i ujściowym poszczególnych zlewni, umożliwiając tym samym poszerzenie informacji o wpływie transportu wód na ich charakterystykę fizyko-chemiczną. Terminy pomiarów przypadają na początkowy okres roztopów oraz w czasie lata po znaczących opadach deszczu zawierającego znaczne ilości soli i zanieczyszczeń. (Decyzje o terminach poboru prób podejmowano w oparciu o dane uzyskane z monitoringu opadów atmosferycznych w Stacji Hornsund.)

Można oczekiwać, że ze względu na dużą ilość informacji zawartych w Tabeli 4.7.1, przedstawione w niej wyniki mogą być pomocne dla badaczy realizujących różnorodne, w szczególności biologiczne, prace naukowe w obrębie teras nadmorskich i dolin północno-zachodniego obrzeża fiordu Hornsund.

Uzyskane wyniki pomiarowe wykazują, że wody opuszczające baseny złodowacone (Gangpasset, Ariedalen) charakteryzują się obniżoną wartością odczynu pH (w granicach 4,5-6,9). Zjawisko to występuje szczególnie w początkowym okresie zanikania pokrywy śnieżnej. Wody te, przepływając w tym okresie po zamrażniętym podłożu zlewni, nie wchodzi w reakcję z minerałami skał podłoża, niosąc dalej znaczny ładunek niezbuforowanych jonów wodorowych aż do ujścia do morza. Daje to podstawę do postawienia hipotezy, że w zaistniałych warunkach może występować wymywanie z zastoisk i osadów rzecznych metali, które przy obniżonym pH wód stają się bardziej reaktywne i tym samym mogą szybciej przenikać do środowiska biologicznego.

Tabela 4.7.1

Wyniki pomiarów pH i SpC w dziewięciu punktach pomiarowych zlewni północno-zachodniego wybrzeża Hornsundu, wykonanych w okresie 1994-2002 przez obserwatorów środowiskowych Polskiej Stacji Polarnej (lokalizacja punktów przedstawiona jest na Rys. 3.1.6). *Results of measurements of pH and SpC in 9 sampling points in basins of NW coast of Hornsund fjord performed in 1994-2002 by environmental observers of Polish Polar Station (location of points is shown in Fig. 3.1.6)*

Lokalizacja	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
Termin pomiaru	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]	pH	SpC [mS/m]
25 lipca 1994	6,24	7,11	5,98	6,03	6,03	3,32	6,37	8,71	6,27	7,11	6,65	7,72	6,79	7,96	7,06	15,15	7,27	14,82
14 sierpnia 1994	6,37	7,70	6,39	7,97	6,39	5,80	6,85	11,95	5,92	7,70	6,79	13,86	6,85	11,48	7,21	16,66	7,45	18,87
6 września 1994	6,61	10,10	6,77	6,98	5,65	3,06	6,57	13,75	6,38	10,10	6,71	9,95	6,72	10,30	7,05	16,13	-----	-----
28 lipca 1995	7,49	6,13	7,07	4,89	6,21	2,30	6,88	5,00	6,75	6,13	7,09	5,08	7,23	5,91	8,69	12,05	7,65	10,69
30 sierpnia 1995	7,30	5,61	7,12	4,42	6,77	2,97	7,40	7,60	6,91	5,61	7,23	5,97	7,71	8,72	7,81	13,05	7,91	14,55
21 września 1995	7,13	7,73	7,08	4,34	6,66	4,02	7,11	9,65	6,80	7,73	7,50	9,55	7,48	9,94	7,36	18,76	7,51	15,34
7 czerwca 1996	4,89	38,00	6,03	4,26	4,55	15,61	6,49	5,51	6,41	38,00	6,79	17,78	5,72	15,13	7,24	26,70	7,40	17,55
10 czerwca 1996	5,47	5,92	4,82	4,32	4,65	15,53	-----	-----	-----	5,92	6,63	11,85	5,97	4,94	6,35	8,17	7,12	12,96
18 czerwca 1996	6,85	5,76	6,66	4,92	5,60	6,82	-----	-----	-----	5,76	6,90	6,97	7,22	12,55	6,80	7,21	7,42	6,23
15-16 sierpnia 1998	6,98	18,20	6,21	3,60	6,17	2,10	6,81	2,70	5,69	18,20	6,84	4,60	7,21	5,90	7,14	15,60	7,81	12,70
10-12 września 1998	7,46	52,70	7,12	3,70	7,00	5,10	7,10	17,70	6,42	52,70	7,41	13,40	7,67	10,30	10,14	17,50	8,29	12,60
6-9 listopada 1999	7,22	4,76	7,24	4,49	7,33	7,22	7,28	15,10	7,21	4,76	7,18	6,01	7,21	5,69	7,71	10,88	7,87	17,06
12-15 czerwca 2000	7,96	6,70	7,67	6,29	-----	-----	7,94	14,88	7,86	6,70	8,57	13,17	7,15	9,73	7,87	10,10	9,01	14,16
25-26 czerwca 2000	8,71	6,50	7,67	6,29	-----	-----	-----	-----	-----	6,50	8,07	9,54	8,59	9,07	8,76	7,67	8,81	8,71
11-12 lipca 2000	7,52	9,70	7,87	3,70	7,55	2,10	-----	-----	7,37	9,70	-----	-----	7,60	6,20	8,12	7,80	8,50	6,70
24 lipca 2000	7,56	7,20	7,33	3,90	7,16	2,30	7,50	6,40	7,27	7,20	7,36	6,30	7,55	6,70	8,24	8,40	8,20	10,90
9 sierpnia 2000	7,56	4,30	7,10	4,40	6,92	2,50	7,31	5,70	7,28	4,30	7,29	4,90	7,69	6,50	8,15	12,40	8,77	14,00
26 września 2000	7,51	7,00	7,18	4,30	7,04	3,60	7,50	11,30	7,28	7,00	7,50	9,50	7,55	8,60	7,95	13,80	7,91	12,30
24 października 2000	7,36	5,80	7,56	5,20	6,96	4,30	7,71	12,80	7,11	5,80	7,51	9,00	7,44	8,80	7,48	12,80	7,76	14,00
13-15 lipca 2001	6,89	5,12	6,99	4,13	6,46	1,85	7,19	3,56	6,97	5,12	7,28	5,72	7,40	5,07	7,51	11,24	7,79	12,20
roztopy czerwiec 2002	6,70	6,93	6,63	6,93	6,76	6,77	6,02	8,98	5,87	6,93	6,26	17,47	6,46	8,11	6,14	15,40	6,26	15,40
po zam.gr.czerwiec 2002	6,65	7,05	6,78	7,05	6,76	5,08	6,33	6,56	6,12	7,05	6,69	8,04	6,80	7,23	5,98	5,88	6,70	8,61
swob. spływ czerwiec 2002	7,13	6,57	6,80	4,87	6,77	4,14	7,31	9,41	6,69	6,57	7,24	7,32	7,30	7,32	7,29	6,30	7,63	14,95
29-30 sierpnia 2002	6,95	10,69	6,57	5,65	6,52	4,99	7,15	12,76	6,84	10,69	7,18	23,76	7,35	17,22	-----	-----	-----	-----

Punkty pomiarowe: 1 – rzeka Revelva w przewężeniu powyżej cofki morskiej (N 77°00060' E 15°26711'); 2 – rzeka Revelva wypływ z Revvatnet (N 77°00952' E 15°24735'); 3 – potok zasilający Revvatnet (N 77°02578' E 15°19456'); 4 – potok z Gangpasset powyżej jeziora nad brzegiem morza (N 77°01380' E 15°11822'); 5 – wypływ potoku z doliny Gangpasset (N 77°01774' E 15°12819'); 6 – wypływ potoku z Ariedalen (N 77°00606' E 15°29045'); 7 – potok Ariebekken przed połączeniem z Revelvą (N 77°00225' E 15°26979'); 8 – potok Fuglebekken przy wodowskaziu opodal domku środowiskowego (N 77°00386' E 15°33178'); 9 – potok wypływający z moreny bocznej Hansa przy „Lisich norach” (N 77°00375' E 15°33512')

Przedstawione w tabeli dane wskazują na znaczący wpływ kontaktu płynących wód z podłożem skalnym i osadami manifestujący się zmianami ich kwasowości i aktywności chemicznej. Jednakże, niewielkie ilości łatwo rozpuszczalnych skał węglanowych występujących w skałach formacji Hecla Hoek na tym obszarze powodują, że odczyn części wód płynących jest nadal słabo kwaśny. Dodatkowo można zauważyć, że tak duży zbiornik wodny jakim jest jezioro Revvatnet, nie stanowi wystarczającego bufora dla spływających do niego bardzo kwaśnych wód roztopowych. Jest ono często pokryte lodem do połowy lipca, więc proces mieszania wód roztopowych z wodami jeziora może być utrudniony. Największą przewodność właściwą dla cieków prezentowanego rejonu obserwuje się w okresie transportowania soli zdeponowanych w topniejącej pokrywie śnieżnej oraz po wystąpieniu kwaśnych opadów atmosferycz-

nych, szczególnie w miejscach podatnych na korozję skał lub wymywanie materiału z osadów.

Dodatkowe dane umożliwiające ilościowe oszacowanie wielkości ładunku jonów wodorowych i soli dostarczanych przez zimowe opady do pokrywy śnieżnej przedstawia Tabela 4.7.2. Przedstawiono w niej wyniki pomiarów pH i SpC wykonanych po opadach śnieżnych w okresie zimy 1994/95, w punktach położonych na dwóch profilach, biegnących z zachodu na wschód i z południa na północ, przecinających się obok Polskiej Stacji Polarnej. Jako okres zimowy przyjmuje się tu czas, w trakcie którego rejestrowane temperatury są ujemne (patrz Rozdział 4.1.). Badany obszar jest zlokalizowany w strefie bezpośredniego oddziaływania morza na zlewnie położone na północno-zachodnim obrzeżu fiordu Hornsund.

Tabela 4.7.2

Właściwości fizyko-chemiczne (pH, SpC) pokrywy śnieżnej na terenie małych zlewni niezlodowaconych wybrzeża rejonu Hornsundu uzyskane z pomiarów wykonanych w zimie 1994/1995 (Pomiary wykonane przez mgr R. Blankiewicza). *Physico-chemical properties (pH, SpC) of the snow cover in small, ice-free catchments, Hornsund fjord, in winter 1994/1995 (measurements made by R. Blankiewicz)*

Lokalizacja punktów pomiarowych		a	b	c	d	e	f	g	d	h	j
Data poboru prób	Analiza	Profil z zachodu na wschód wzdłuż wybrzeża (4 km)						Profil z północy na południe (2 km)			
05-12-1994 (śnieg 5,0 mm w.e.)	pH	4,18	4,64	4,16	3,86	4,23	4,74	3,92	3,86	4,29	3,95
	SpC [mS/m]	6,40	6,30	5,00	5,80	6,20	5,00	5,70	5,80	6,50	8,60
16-12-1994 (śnieg 8,6 mm w.e.)	pH	4,62	4,55	4,48	4,55	4,86	4,74	4,50	4,55	4,46	4,49
	SpC [mS/m]	2,80	2,20	2,00	2,30	2,10	2,70	2,60	2,30	3,00	5,00
12/13-03-1995 (śnieg 16,0 mm w.e.)	pH	5,53	5,43	5,38	5,75	5,59	5,98	5,90	5,75	5,81	5,71
	SpC [mS/m]	6,37	38,70	16,64	79,30	47,40	11,20	21,60	79,30	24,00	71,80
11-04-1995 (śnieg 9,7 mm w.e.)	pH	3,52	3,43	3,35	3,77	4,03	3,38	3,91	3,77	3,69	3,61
	SpC [mS/m]	3,25	4,17	4,75	3,80	8,90	4,47	7,06	3,80	3,36	4,08
20/21-04-1995 (śnieg 0,8 mm w.e.)	pH	4,64	4,20	4,15	4,38	4,55	4,40	4,35	4,38	5,18	5,10
	SpC [mS/m]	0,87	1,34	0,59	0,99	0,82	1,06	1,26	0,99	73,30	1,00
22-05-1995 (śnieg 8,7 mm w.e.)	pH	5,01	5,03	5,01	5,10	5,01	5,03	5,04	5,10	5,10	5,10
	SpC [mS/m]	1,29	1,66	1,39	1,48	1,55	1,35	1,17	1,48	1,66	1,22
21-05-1995 (wody roztopowe)	pH	-----	6,90	7,15	6,06	6,48	6,38	7,00	6,06	6,42	7,02
	SpC [mS/m]	-----	8,34	21,10	38,40	27,60	15,70	12,40	38,40	11,60	20,60
24-05-1995 (wody roztopowe)	pH	-----	-----	6,71	6,14	6,55	7,66	6,56	6,14	6,99	7,32
	SpC [mS/m]	-----	-----	10,54	8,50	10,25	12,30	12,60	8,50	7,35	6,40

Punkty pomiarowe: a – zbocze Rotjesfiellet (obok latarni), b – Revdalen (w korycie rzeki), c – Ariedalen (w środkowej części pomiędzy progiem stoku i ujściem do Revelwy), d – skałki w okolicy masztu radiosondy, e – obok kontenera środowiskowego, f – przy morenie bocznej Hansa, g – stok zbocza Ariekammen, h – w okolicy tzw. „domku policjanta”, j – Wilcekkodden (w okolicy domku traperskiego).

Główny wniosek, jaki można wysnuć z wyników przedstawionych w Tabeli 4.7.2, zawarty jest w stwierdzeniu, że prawie wszystkie pobrane próby z opadami śniegu charakteryzowały się znacznie obniżonymi wartościami pH. Stała pokrywa śnieżna w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie utworzyła się 12 października-

ka 1994, a jej zanik nastąpił 2 czerwca 1995. Średni zakumulowany w śniegu ładunek soli, w zależności od miejsca pobranych prób, wynosił od 1 do 6 g/m².

Na marginesie powyższych informacji można nadmienić, że grubość pokrywy śnieżnej w badanym rejonie jest znacznie modyfikowana przez silne wiatry oraz odwilże i nie zawsze odzwierciedla zimową sumę opadów atmosferycznych. Dla przykładu, pokrywa śnieżna na płaskim, nieosłoniętym terenie osiągnęła zimą 1994/1995 maksymalną grubość 43 cm, równoważną 129 mm w.e., przy całkowitej sumie opadów atmosferycznych w tym okresie wynoszącej 168,5 mm w.e. Maksymalną grubość pokrywy śnieżnej zanotowano w zimie 1998 roku (78 cm = 282,9 mm w.e.), a minimalną rok później w zimie 1999 roku (28 cm = 100,8 mm w.e.). Pokrywa śnieżna w miejscach zawietrznych może lokalnie dochodzić do 2,5 m grubości.

W zakończeniu niniejszego rozdziału wydaje się celowe nadmienić, że wieloletnie obserwacje wykonane przez autora, dotyczące cieków przepływających przez obszary pokryte tundrą, w szczególności w miejscach bogatych w glony, wykazują w okresie silnej insolacji wzrost pH nawet do wartości 10-11. W tym samym czasie obserwuje się tylko niewielki wzrost SpC badanych cieków. Efekt ten należy jednoznacznie wiązać z zachodzącymi w wodzie procesami biologicznymi czasowo zaburzającymi reakcje chemiczne. Wniosek ten potwierdzają też inni autorzy (Pecher 1994; Lien i inni 1995; Stutter, Billett 2003; Burzyk i inni 2006).

4.8. Interakcja z morzem

Jest sprawą oczywistą, że bezpośrednie sąsiedztwo morza i lodowców musi wpływać na procesy w nich zachodzące. Skala tych oddziaływań nie jest jednak bardzo duża i problem ten, opisany poniżej, jest ujęty jedynie w sposób bardzo skrótowy.

Najważniejsze z punktu widzenia niniejszej rozprawy jest zagadnienie oddziaływanie aerozolu morskiego na skład chemiczny opadów i pokrywy śnieżnej w strefie przybrzeżnej fiordu Hornsund, postulowane już dziesiątki lat temu (Marks 1978). Głównym efektem bliskości morza jest wzbogacenie się opadów i pokrywy śnieżnej w jony chlorkowe, sodowe i magnezowe. Woda morska bogata jest również w jony metali ciężkich (Pb, ZN, Cu, Cd i inne), które porywane silnymi wiatrami w aerozolu z powierzchni morza, mogą przeniknąć bezpośrednio lub z opadami do wód płynących zarówno w zlewniach zlodowaconych, jak i niezlodowaconych. Można też oczekiwać, że rodzaj i ładunek jonów zdeponowanych w rejonie badań może korelować ze zmianami składu chemicznego wody morskiej, modyfikowanej sezonowo przez znaczne ilości wody słodkiej wypływającej z lodowców. Jest to ważne w kontekście przedstawionego wcześniej problemu zakwaszenia opadów (patrz Rozdział 4.5). Przy wysokim odczynie wody morskiej (pH > 8) jony metali pozostają mało aktywne. Jony te mogą stać się bardziej labilne i aktywne w środowisku kwaśnym i czasowo oddziaływać na systemy przyrodnicze (Burzyk, Głowacki 1998).

Sezonowe zmiany składu chemicznego wody morskiej mogą być również źródłem informacji o miejscach i ilości wód wypływających z lodowców uchodzących do morza. Skalę takich zmian w okresie intensywnej ablacji latem 1993 roku w zatoce przed Lodowcem Hansa przedstawiono w Tabeli 4.8.1.

Tabela 4.8.1

Charakterystyka fizyko-chemiczna wody morskiej przed Lodowcem Hansa w zatoce Isbjørhamna w okresie lipiec-październik 1993 (Burzyk, Głowacki 1998). *Physico-chemical characteristics of sea water in Isbjørhamna, at the front of Hansbreen, in July-October 1993 (Burzyk, Głowacki 1998)*

Odległość od czoła Lodowca Hansa			200 m			500 m			2000 m		
Głębokość od powierzchni	Jony	jednostki	1 m	10 m	35 m	1 m	10 m	35 m	1 m	10 m	35 m
24.07.1993	pH		8,24	7,96	8,16	8,28	8,16	8,29	8,28	8,24	8,22
	SpC	[S/m]	4,99	-----	-----	4,91	-----	-----	5,05	-----	-----
	Cl	[mg/dm ³]	1670	1721	1762	1598	1742	1761	1720	1801	1742
	Cu	[ppb]	2,30	8,60	4,70	<1,0	11,60	3,40	<1,0	7,60	2,60
	Pb	[ppb]	3,40	4,60	3,80	3,90	4,80	3,80	2,30	3,60	2,80
	Cd	[ppb]	<1,0	1,30	1,20	1,10	1,60	1,30	1,00	1,90	1,40
16.08.1993	pH		8,45	7,87	8,20	8,24	8,23	8,15	8,26	8,25	8,19
	SpC	[S/m]	3,12	4,75	4,78	4,62	4,77	4,77	4,75	4,65	4,86
	Cl	[mg/dm ³]	1161	1817	1781	1727	1825	1825	1808	1757	1924
	Cu	[ppb]	1,70	43,20	21,30	1,20	19,60	2,80	<1,0	17,50	1,10
	Pb	[ppb]	3,60	6,50	3,60	2,00	4,70	2,80	2,90	3,70	2,10
	Cd	[ppb]	1,30	2,00	1,30	1,20	1,80	1,40	1,50	1,20	1,30
02.09.1993	pH		8,22	8,23	8,22	8,24	8,23	8,27	8,26	8,22	8,26
	SpC	[S/m]	4,75	4,77	4,77	4,71	4,71	4,70	4,71	4,71	4,73
	Cl	[mg/dm ³]	1715	1719	1733	1675	1692	1742	1751	1742	1790
	Cu	[ppb]	<1,0	8,90	7,10	1,10	8,60	15,00	3,70	8,90	6,30
	Pb	[ppb]	2,10	2,90	2,00	2,90	3,20	2,30	2,60	2,60	2,50
	Cd	[ppb]	1,90	1,70	1,40	<1,0	<1,0	1,10	1,50	1,40	1,00
06.10.1993	pH		8,23	8,24	8,23	8,23	8,24	8,25	8,22	8,24	8,25
	SpC	[S/m]	4,78	4,77	4,71	4,77	4,77	4,81	4,82	4,83	4,90
	Cl	[mg/dm ³]	1879	1845	1775	1865	1852	1941	1843	1843	1914
	Cu	[ppb]	1,80	5,30	10,10	2,90	4,20	5,00	<1,0	7,10	8,80
	Pb	[ppb]	5,60	9,90	7,90	3,60	3,90	3,20	2,00	1,50	2,00
	Cd	[ppb]	3,10	2,40	4,10	2,00	2,60	2,20	1,30	<1,0	2,40
	Zn	[ppb]	5,90	2,40	2,50	1,40	<1,0	2,00	1,00	1,70	5,20

Przedstawione wyniki pokazują, że wody uchodzące z lodowca bezpośrednio do morza najbardziej manifestują swoją obecność w warstwie powierzchniowej, do głębokości 10 m. W sierpniu, czyli w okresie najintensywniejszej ablacji, wysłodzenie powierzchniowej warstwy wody w zatoce, bezpośrednio przed czołem lodowca może przekroczyć 30%. Mniejsze okresowe zmiany zasolenia widoczne są we fiordzie nawet w dalszej odległości od lodowca. Cechą charakterystyczną wynikającą z pomiarów wykonanych w zatoce Isbjørhamna we fiordzie Hornsundu (Tabela 4.8.1) jest obniżenie stężenia jonów metali w okresie letnim, występujące nie tylko w warstwie powierzchniowej wody, ale w całym profilu głębokościowym. Przebadane zmiany stężenia metali ciężkich nie zawsze są skorelowane ze zmianami zasolenia wody. Problem oddziaływań atmosfera-lód morski-morze jest jeszcze niedostatecznie rozpoznany. Tym niemniej, w ostatnich latach, powyższa tematyka znalazła się w centrum

zainteresowania wielu badaczy reprezentujących różne dyscypliny naukowe (między innymi patrz OASIS – <http://www.oasishome.net/>).

5. Dyskusja Wyników

Przedstawiony w poprzednim rozdziale bogaty materiał faktograficzny prezentuje dane z prawie 30-letniego okresu obserwacji i badań terenowych prowadzonych na Spitsbergenie. Mając na względzie optymalne zobrazowanie badanych zjawisk i procesów, w ich opisie posłużono się danymi z różnych lat, w których określone zjawisko było przedmiotem szczególnego zainteresowania wyprawy polarnej, lub gdy wystąpiły dogodne warunki dla rozwiązania zadanego problemu.

Głównym celem prac badawczych autora było określenie roli, jaką odgrywają zanieczyszczenia w procesach zachodzących we wnętrzu lodowców, a w szczególności oszacowanie zasilania wewnętrznego, umożliwiającego dokonanie pełnego i poprawnego obliczenia bilansu Lodowca Hansa. Kluczowe w realizacji powyższego celu odegrało zastosowanie własnej metody przedstawionej na Rys. 3.2.1, którą można określić jako metodę chemiczną. Mając wyznaczony (za pomocą sondowań radarowych) obszar przepuszczalnej strefy firnowej lodowca, można obliczyć ile wód ablacyjnych wnika średnio w roku do wnętrza lodowca. Kolejnym krokiem jest uwzględnienie wielkości zasolenia pokrywy śnieżnej w obrębie strefy, w której dochodzi do perkolacji wód ablacyjnych. Ważnym elementem metody jest porównanie wartości SpC wód przesiąkających z rocznej warstwy śniegu z wartościami SpC wód zasilających kanały i systemy inglacjalne. Końcowym efektem przeprowadzonej analizy jest oszacowanie, ile z perkolującej wody ponownie zamarznie, stanowiąc tzw. zasilanie wewnętrzne lodowca.

Integralny proces infiltracji wody, początkowo przez warstwę firnu, a później w obrębie „ciepłego lodu”, jest stosunkowo powolny. Podobnie odbywa się to w skałach porowatych. W przypadku Lodowca Hansa stwierdzono w sposób jednoznaczny, że występuje przesunięcie czasowe dynamicznej reakcji (ruchu) na ilość wód ablacyjnych wnikających do wnętrza lodowca w obszarze akumulacyjnym. Szacuje się, że wynosi ono przynajmniej dwa lata (Puczko i inni 2006). Można wnioskować, że wody wypełniające kanały inglacjalne oraz wertykalne studnie zlokalizowane w części ablacyjnej migrują z niewielką prędkością, a ich okres spływu może dochodzić nawet do kilku lat.

Przestrzennie zróżnicowana porowatość firnu oraz mikrokanalików w lodzie stwarza dogodne warunki do mieszania się perkolującej wody z poszczególnych letnich okresów ablacyjnych. Świadczy o tym niewielkie zróżnicowanie SpC (wahające się od 18 do 20 mS/m) i niska mineralizacja wód w studniach lodowcowych, nie mających kontaktu z systemami marginalnymi i podłożem lodowca. Średnia wieloletnia mineralizacja wód perkolacyjnych w akumulacyjnej części Lodowca Hansa wynosi 8,2 mg/dm³. Natomiast woda wypełniająca studnię nr 2 w Jaskini Cristal (w części ablacyjnej przy czole lodowca), która pozostała po przesączeniu się w „ciepłym lodzie” wykazywała zawartość rozpuszczonych w niej soli równą 81,9 mg/dm³. Proces powyższy jest konsekwencją znacznego zwiększenia się mineralizacji wód, w wyniku

procesów kriochemicznych, które w coraz mniejszej ilości przemieszczają się w lodowcu.

Wykorzystując informacje przytoczone powyżej, a dotyczące zmian stężenia rozpuszczonych soli w różnych wodach, można wnioskować, że prawie 90% perkolującej wody zamarza we wnętrzu lodowca. Bardziej szczegółowe, ilościowe dane przedstawiono w Rozdziale 4.4. Szacuje się (Tabela 4.4.3), że z 1290 litrów wody, która (średnio) przenika poprzez 1 m² firnu w ciągu roku do jego wnętrza, aż 1160 litrów stanowi jego zasilanie wewnętrzne.

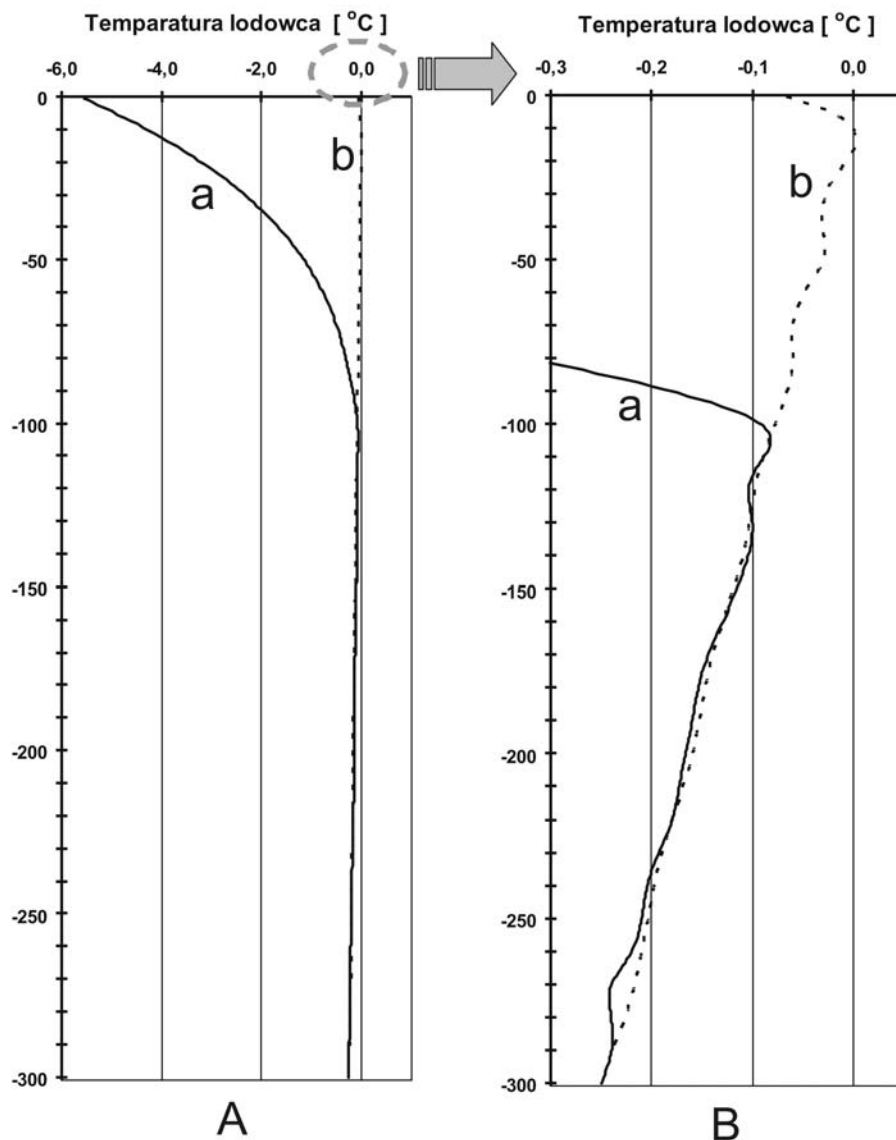
Przedstawiony przez autora sposób określenia wielkości zasilania wewnętrznego lodowca nie był dotąd opisany w literaturze. Wyłania się tu jednak podstawowe pytanie, z jakiego rzędu błędem należy się liczyć przy opisanym wyżej oszacowaniu wielkości zasilania wewnętrznego dla Lodowca Hansa.

Pomocne w tym względzie mogą być szczegółowe badania wykonane na tym lodowcu w pogodowo skrajnie odmiennych okresach w latach 1989-1992 oraz 2001-2004. Średnia mineralizacja wód perkolujących z topniejącej pokrywy śnieżnej okresu zimowego 1989/1990 była niska (około 6,2 mg/dm³). Wody te zostały zasilone w okresie letnim 1990 roku opadami atmosferycznymi o dużej zawartości soli i zanieczyszczeń. SpC perkolującej wody w omawianym sezonie osiągnęło poziom 2,2 mS/m. Badania przeprowadzone w pionowych studniach lodowcowych w końcu polarnego lata 1990 i 1991 roku, w środkowej części ablacyjnej Lodowca Hansa, wykazały minimalne poziomy zwierciadła wody lub jej całkowity brak. Pomiarów przewodności elektrycznej właściwej wód (18 prób), które napłynęły do studni lodowcowych w czasie zimy 1991/1992 wykazywały średnie SpC o wartości 19,5 mS/m. Wzrost stopnia zmineralizowania tej wody jako efekt zasilania wewnętrznego wynosi około 88%. Wyniki powyższe oznaczają zatem, że akumulacja wewnętrzna zimą 1991/92 mogła wynieść około 1070 litrów z 1220 litrów wody, która przeniknęła przez każdy metr kwadratowy powierzchni firnu do jego wnętrza w 1990 roku.

Sytuację odwrotną zanotowano w sezonie 2001/2002, w trakcie którego zimowa pokrywa śnieżna była silnie zanieczyszczona, a wody powstałe z jej topnienia miały średnią mineralizację 10,5 mg/dm³. Występujące latem 2002 roku duże opady były natomiast mało zanieczyszczone; średnie SpC perkolującej wody wyniosło 2 mS/m. Pomiarów SpC wody wypełniającej studnie w sezonie zimowym 2003/2004 kształtowały się na poziomie 18 mS/m, co oznacza, że zasilanie wewnętrzne wyniosło około 89% z 1580 litrów/m² wody, która przesaczyła się w głąb lodowca w jego polu firmowym.

Różnice w wielkości zasilania wewnętrznego w poszczególnych latach (dochodzące do 300 l/m²), przy porównywalnie chłodnych zimach, znajdują swoje odbicie w strukturze termicznej lodowca (zauważalne zmiany grubości zimnego lodu), co zostało potwierdzone wynikami badań przeprowadzonych na profilach radarowych, wykonywanych na lodowcu Hansa w odstępach kilkuletnich.

Na uwagę zasługuje fakt dobrej zgodności wyników uzyskanych metodą chemiczną z danymi uzyskanymi z odwiertów pionowych wykonanych na lodowcu Hansa w latach 1994-1998 (Mochnacki – dane nie publikowane), które zlokalizowane były na wspomnianych profilach radarowych. Uzyskane wyniki w formie wykresów ilustruje Rys. 5.1.



Rys. 5.1. Profile termiczne odwiertów wykonanych w Lodowcu Hansa w latach 1994-1995 (wyniki uzyskane przez Mochnackiego; Jania i inni 1996). Skala pionowa podana jest w m, A – pełna skala temperatury, B – skala temperatury powiększona w okolicy 0°C , (a) linia ciągła – strefa ablacyjna zlokalizowana w sąsiedztwie linii równowagi (320 m n.p.m.) z występującą warstwą zimnego lodu do głębokości 90 m, (b) linia przerywana – strefa akumulacyjna powyżej linii równowagi (370 m n.p.m.) z warstwą firnu i „ciepłego lodu”. *Temperature profiles in Hansbreen bore holes made in 1994-1995 (results obtained by Mochnacki; Jania et al. 1996). Vertical scale in metres, A – full scale, B – scale extended around 0°C , (a) continuous line – ablation zone located near ELA (320 m asl) with cold ice layer up to the depth of 90 m, (b) dashed line – accumulation zone above the ELA (370 m asl) with the layer of firn and “warm ice”.*

W kontekście danych przedstawionych na Rys. 5.1, można przyjąć, że powierzchnia na wykresie 5.1A, zawarta pomiędzy linią 0°C a przebiegiem temperatury lodu i firnu w pionowych profilach termicznych (czyli wartość odpowiedniej całki) obrazuje swego rodzaju „rezerwar chłodu” zakumulowany w warstwie o zadanej miąższości. Na Lodowcu Hansa, w miejscu średniego wieloletniego przebiegu linii równowagi (320 m n.p.m.), warstwa zimnego lodu wynosi średnio 70 m, miejscami dochodząc nawet do 90 m, przy maksymalnej grubości lodu osiągającej 330 m. Z drugiej strony, położone niespełna 50 m wyżej i oddalone około 2 km na północ pole firnowe, w całym swoim profilu głębokościowym (wynoszącym około 400 m, Rys. 5.1A, linia przerywana) osiąga temperatury pomiędzy 0,0 °C a –0,2 °C. Na głębokości około 100 m od powierzchni lodowca, temperatury w obydwu punktach pomiarowych mają praktycznie taki sam przebieg.

Korzystając z programu MATLAB, policzono zdefiniowany wyżej „rezerwar chłodu” wokół otworu pomiarowego, dla walca o wysokości (głębokości) 100 m i podstawie o powierzchni 1 m², który wynosi odpowiednio:

- (a) dla strefy z lodem nałożonym i głębiej położonym zimnym lodem (Rys. 5.1A, linia ciągła) –165,31 °C·m³,
- (b) dla strefy firnowej (Rys. 5.1A, linia przerywana) –3,93 °C·m³.

Przyjmując, że masa lodu i firnu w wyznaczonych profilach lodowca do głębokości 100 m wynosi odpowiednio 90 ton w obszarze linii równowagi i 83 tony w polu firnowym, otrzymuje się dla różnicy w bilansie cieplnym pomiędzy omawianymi „rezerwarami chłodu” wielkość 145 500 kg·°C.

Jak już wspomniano wyżej, ilość wody stanowiąca zasilanie wewnętrzne dla obszaru firnowego Lodowca Hansa, oszacowana z wykorzystaniem metody chemicznej, wynosi średnio rocznie 1,16 t/m². Woda ta zamarzając w 100 metrowym profilu firnowo-lodowym, jest w stanie dostarczyć aż 386 900 kJ energii, co po uwzględnieniu ciepła właściwego lodu pozwoli na ogrzanie o 1°C 184 200 kg masy firnowo-lodowej.

Nadwyżka energii powstałej z zamarzającej perkolującej wody, w przedstawionych bilansach „rezerwuarów chłodu” w ilości 38 700 kg·°C jest pozorna, ponieważ pionowy profil pomiarowy położony na polu firnowym lodowca jest zlokalizowany wyżej (różnica 50 m) niż profil położony w okolicy linii równowagi. W związku z powyższym należy się liczyć z niższymi średnimi rocznymi temperaturami powietrza, które schładzają firn. Ponadto firn, przez który przesącza się woda, wykazuje zmieniające się okresowo ciepło właściwe. Dla suchego firnu można przyjąć, że jego ciepło właściwe jest porównywalne z ciepłem właściwym lodu (2,09 kJ/kg·°C); mokry firn w zależności od stopnia nasycenia wodą będzie wykazywał większą wartość ciepła właściwego, które dla czystej wody wynosi aż 4,2 kJ/kg·°C. Wobec powyższego w cyklu rocznym zmienia się również pojemność cieplna tej części lodowca.

Gdyby wziąć pod uwagę tylko ilość wód przesączających się do warstwy firnu, powstałych wyłącznie z topnienia pokrywy śnieżnej w okresach letnich (a jest to średnio 883 dm³/m²) oraz zakładając, że całość perkolującej wody zamarzłaby we wnętrzu lodowca, uzyskalibyśmy w wyniku tego procesu około 294 000 kJ energii. Ciepło to byłoby zdolne ogrzać 140 metrową warstwę firnu tylko o 1 °C, a więc dostępna ilość wody byłaby niewystarczająca do znaczącego ogrzania warstw firnowo-lodowych pól

akumulacyjnych Lodowca Hansa, gdzie średnia roczna temperatura z wielolecia wynosi przynajmniej $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Na sąsiadującym z Lodowcem Hansa Lodowcu Werenskiolda, dla porównywalnych warunków hydrologiczno-meteorologicznych, warstwy lodu zimnego osiągają większą miąższość, co wiązać należy z większym nachyleniem powierzchni jego stref akumulacyjnych, w wyniku czego wody ablacyjne oraz wody pochodzące z opadów letnich mają mniej korzystne warunki do perkolacji i większa ich ilość spływa po powierzchni lodowca.

Mając zdefiniowany obszar, gdzie wody ablacyjne mogą przesączać się do wnętrza lodowca (dla Lodowca Hansa jest to powierzchnia około 22 km^2) oraz wielkość zasilania wewnętrznego, możemy wyliczyć średnią poprawkę do przedstawionego w Rozdziale 4.3. bilansu masy, która wynosi $0,45\text{ m w.e.}$ Jest to znaczący dodatkowy przychód masy, biorąc pod uwagę, że wieloletni bilans netto Lodowca Hansa, wyznaczany tylko na podstawie pomiarów akumulacji i ablacji na tyczkach, bez uwzględniania procesu cielenia wynosi $-0,37\text{ m w.e.}$

Procesy sublimacji i parowania (patrz Rozdział 4.4) nie mają znaczącego wpływu na powierzchniowy bilans masy, są one ponadto minimalizowane osadzeniem sadzi. Zatem po uwzględnieniu poprawki wynikającej z zasilania wewnętrznego, można mówić o niewielkim średnim rocznym przyroście masy tego lodowca równym $0,08\text{ m w.e.}$ Pamiętać jednak należy, że wielkość cielenia tego lodowca, szacowana na 20 mln m^3 , powoduje w skali roku średnie obniżenie jego powierzchni o $1,22\text{ m w.e.}$ (Jania i inni 2004). Tak więc, pomimo znaczącego zasilania wewnętrznego, Lodowiec Hansa charakteryzuje się negatywnym bilansem masy. Jednakże obserwowane w ostatnich latach zmiany, manifestujące się w obniżaniu jego powierzchni oraz cofaniu się jego czoła, nie są tak spektakularne jak w przypadku lodowców Hornbreen czy Paierlbreen, zlokalizowanych także w rejonie Hornsudu.

Przedstawione powyżej obliczenia wieloletniego zasilania wewnętrznego dla Lodowca Hansa są oczywiście obarczone błędem, którego wielkość może się zmieniać w czasie. Analiza błędów zastosowanych metod pomiarowych (patrz Rozdział 3) wskazuje jednak, że powyższe błędy nie przekraczają 10% wartości wyliczonego zasilania wewnętrznego. W świetle dostępnych danych literaturowych można stwierdzić, że problemem oszacowania zasilania wewnętrznego zajmowało się stosunkowo niewielu badaczy (Golubev 1976; Zagorodnov 1985; Woodward i inni 1997; Hagen i inni 2003). W większości prac podnoszony jest problem modelowania zasilania lodowców związany z lodem nałożonym. Szacowania wielkości zasilania wewnętrznego dokonywano przede wszystkim w oparciu o obliczenia tzw. „zapasu zimna” w lodzie i firnie lodowcowym. Uzyskiwane w ten sposób dane o zasilaniu wewnętrznym nie były w pełni weryfikowane bezpośrednio lub w oparciu o inne metody badawcze.

Dla lodowców górskich Rosji szacowana przez Golubeva (1976) ilość wody zamarzającej w ich wnętrzu wynosiła $0,15\text{--}0,4\text{ m w.e.}$ Najnowsze dane o akumulacji wewnętrznej tych lodowców, podawane przez Lebedevą (Kotlyakov i inni 2006), należy wiązać ze średnią letnią temperaturą powietrza mierzoną na polu firnowym lodowca. Okazuje się, że dla lodowców górskich Rosji, przy średniej temperaturze okresu letniego niższej od $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$, może zamarznąć w ich wnętrzu cała, powstała w tym

okresie, woda ablacyjna, powiększona dodatkowo w okresie letnim o opady deszczu. Podejmowane próby pełnego zbilansowania obiegu wody w ramach zlewni dla małych lodowców (Willis 2002; Hodson i inni 2005) dotyczą przede wszystkim okresów letnich.

Przedstawione w poprzednich rozdziałach wyniki badań dają autorowi również podstawę do dyskusji na temat możliwości odtworzenia zmian klimatycznych i zanieczyszczenia atmosfery na podstawie analizy rdzeni lodowych. Problemowi temu poświęcono już wiele uwagi w czasie „International Symposium on Ice Cores and Climate” odbywającym się w Kangerlussuaq na Grenlandii, w sierpniu 2001 (Annals of Glaciology, 35, 2002). Mocno dyskusyjne są wnioski wyciągane z badań rdzeni pozyskiwanych na lodowcach politermalnych lub wręcz ciepłych, gdzie jednym z ważniejszych problemów jest wybór i lokalizacja miejsca wiercenia. Najbardziej krytyczne stanowisko w tej kwestii przedstawili w najnowszych publikacjach Severinghaus i inni (2001) oraz Jaworowski (2007). W wyborze odpowiedniego miejsca pod wiercenie niezwykle pomocne jest wcześniejsze rozpoznanie radarowe. Miejsca te powinny charakteryzować się również brakiem redepozycji śniegu w okresie zimowym. Te obszary na lodowcu, w których warstwy nie nawiązują jakościowo i ilościowo do poszczególnych epizodów opadowych, nie dają gwarancji wiarygodnego odtworzenia uwarunkowań klimatycznych.

Przedstawione w Rozdziale 4.1 dane o składzie izotopowym opadów sugerują, że w okresach o dużej dynamice cyrkulacji mas powietrza, proste odnoszenie zawartości cięższych izotopów tlenu czy wodoru w opadach atmosferycznych do warunków termicznych otoczenia badanego lodowca mogą być znacznie zniekształcone, ze względu na możliwość wystąpienia opadów niosących parę wodną pochodzącą z cieplejszych stref klimatycznych. Rola perkolacji i ewentualnego przemieszczania cięższych izotopów pomiędzy warstwami jest w tym przypadku znacznie zredukowana. Cięższe izotopy tlenu, a szczególnie wodoru (deuter D) ze względu na silniejsze oddziaływanie wiązań wodorowych podwyższają temperaturę topnienia tzw. „ciężkiego lodu”. Lód utworzony wyłącznie z cząsteczek D_2O , którego temperatura topnienia wynosi $+3,82\text{ }^{\circ}C$, będzie się topił znacznie wolniej w porównaniu z lodem utworzonym z cząsteczek H_2O .

Uzyskane przez autora wyniki stwarzają możliwość weryfikacji danych otrzymywanych w sposób pośredni (w szczególności metodami geofizycznymi) z unikalnymi pomiarami wynikającymi z bezpośrednich obserwacji prowadzonych we wnętrzu lodowców.

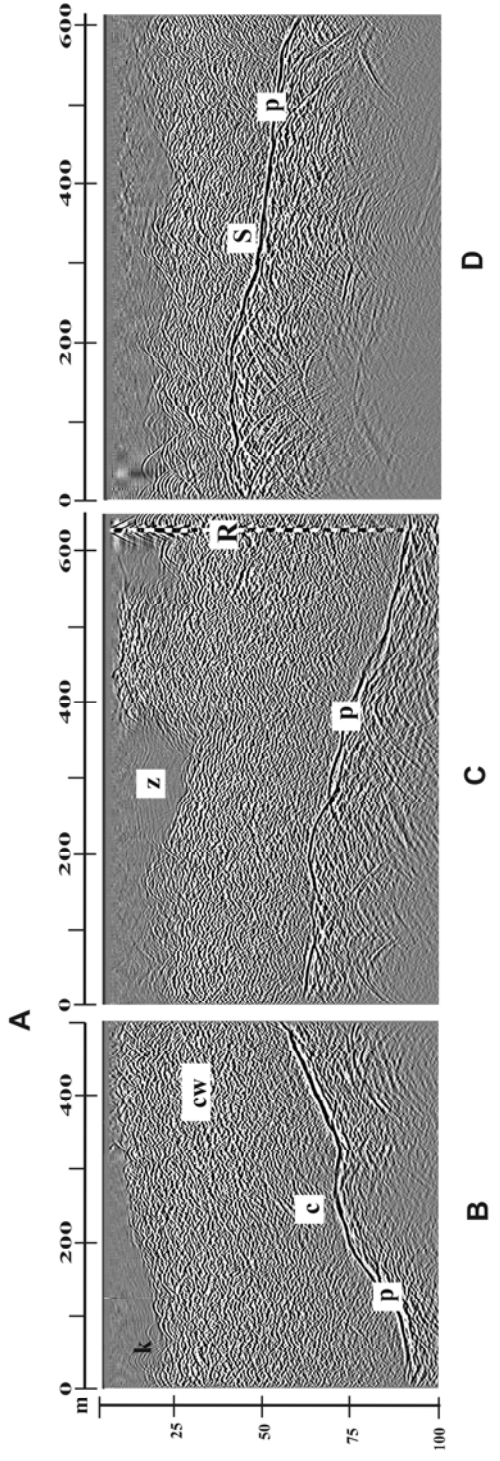
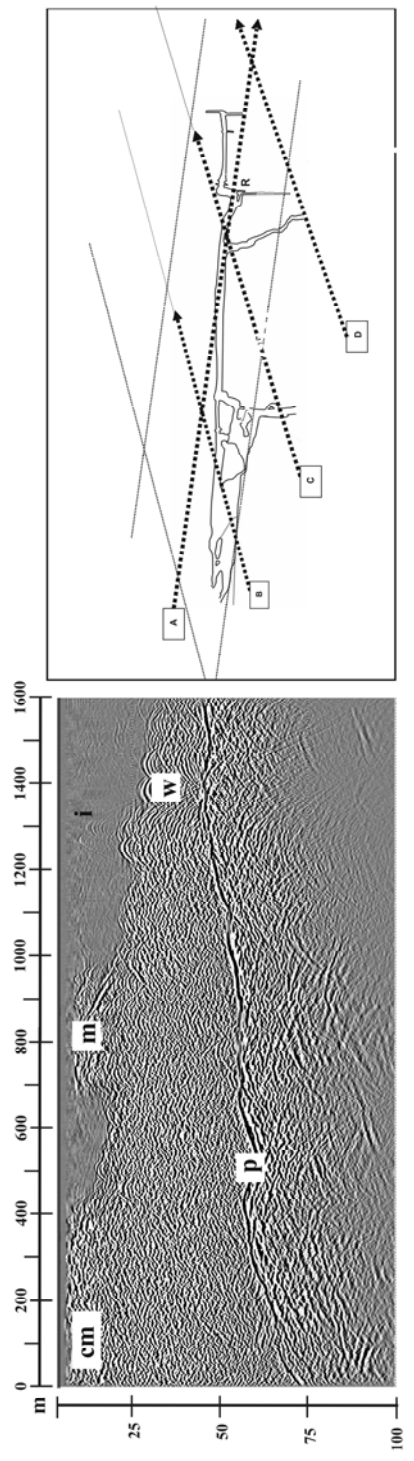
Na podkreślenie zasługują również prace, których celem było opracowanie metodyki służącej właściwej interpretacji wyników otrzymanych na profilach radarowych. Prace powyższe zostały zainicjowane z sukcesem przez międzynarodowy zespół geofizyków z udziałem autora w 2004 roku. Dogodnym obiektem dla ich wykonania okazał się systemem Jaskini Cristal w Lodowcu Hansa. W okresie dwóch tygodni wykonano na powierzchni lodowca pomiary na gęstej sieci profili radarowych. Jednocześnie we wnętrzu jaskini śledzono zmiany poziomu wody w studniach, przebiegi głównych korytarzy oraz wypełnienie kanałów materiałem skalnym. W newralgicznych miejscach jaskini (np. w połączeniu korytarza poziomego ze studnią)

zostały specjalnie zamocowane reflektory odbijające fale radarowe. Uzyskane wyniki i zdobyte doświadczenie stanowiły podstawę do nowego podejścia do interpretacji zdjęć radarowych, pozwalającego na bardziej precyzyjne określenie grubości poszczególnych warstw lodu oraz ich wysycenia wodą. Przykład uzyskanych wyników i efekty interpretacji obrazu radarowego przedstawia poniższe zdjęcie (Rys. 5.2).

Sądząc po ilości publikacji, jakie ukazują się w ostatnich latach, dotyczących wykorzystania techniki radarowej w badaniach glaciologicznych, można przypuszczać, że to narzędzie badawcze będzie w przyszłości jeszcze bardziej wykorzystywane w określeniu subtelnych różnic w strukturze lodu i firnu oraz w wyznaczaniu obszarów akumulacji wewnętrznej. Trzeba pamiętać również o tym, że przy określaniu grubości politermalnych pokryw firnowo-lodowych, w których zawartość ciekłej wody może się szybko zmieniać w czasie, błąd pomiaru z wykorzystaniem radaru dochodzi do 5%. Jest on konsekwencją zmian prędkości propagacji fali radiowej w lodzie o różnej zawartości wody. Dla uzyskania dokładniejszych wyników niezbędne jest w tym przypadku użycie radarowej techniki refleksyjnej oraz zagęszczenie punktów pomiarowych.

Wpływ antropopresji na środowisko polarne był i jest przedmiotem zainteresowania licznych programów międzynarodowych i jest bogato udokumentowany w literaturze. Dlatego w badaniach autora pracy, najbardziej istotne było określenie sumarycznego ładunku zanieczyszczeń i jego wpływu na procesy zachodzące w rejonie badań, bez względu na to czy zanieczyszczenia pochodziły ze źródeł naturalnych czy były efektem działalności człowieka. Z przedstawionego materiału faktograficznego i danych wynika, że w Arktyce często mamy do czynienia ze splotem zdarzeń, które mogą potęgować niektóre obserwowane procesy będące konsekwencją nałożenia się emisji przemysłowych z erupcjami wulkanicznymi, przy określonych adwekcjach mas powietrza. Wyniki uzyskane przez autora wskazują na możliwość o wiele szybszego przepływu zanieczyszczeń z rejonu Europy do Arktyki niż wynikałoby to ze stosowanych modeli matematycznych. Modele te zakładają krótszą drogę przemieszczania się mas powietrza z Europy do Arktyki w okresie zimy, poprzez Rosję i Ural oraz dłuższą i na większej wysokości poprzez Syberię w okresie lata. Przedstawione w pracy informacje o cyrkulacjach atmosferycznych występujących w Hornsundzie, obejmujące również Atlantycki sektor Arktyki, pozwalają twierdzić, że wyjściowy stan atmosfery w Europie ma większy niż należało oczekiwać wpływ na ilość zanieczyszczeń dostarczanych i deponowanych z opadami atmosferycznymi na Spitsbergenie. Wniosek ten znalazł potwierdzenie w ostatnich pracach naukowców z Norwegii (Stohl 2007). Oznacza to między innymi, że zanotowane na przełomie lat 1996-1998 znaczne obniżenie ładunku zanieczyszczeń dostarczonych z opadami w rejon Południowego Spitsbergenu, nie może być wiązane tylko z kryzysem gospodarczym w Europie Środkowej. Mogły się na to także nałożyć zmiany w cyrkulacji atmosferycznej.

W świetle przedstawionych badań można stwierdzić, iż wpływ zanieczyszczeń zdeponowanych w pokrywie śnieżnej nie ogranicza się często tylko do badanej zlewni zlodowaczonej. Wzbogacone o sole i zanieczyszczenia wody mogą w wyniku głębokiego i złożonego krążenia przenikać do środowiska morskiego bądź do zlewni niezlo-



Rys. 5.2. Zdjęcia radarowe (20 MHz) z części ablacyjnej Lodowca Hansa (okolice Jaskini Cristal) wykonane w roku 2004 przez zespół pod kierunkiem E. Vasilenki. A – profil podłużny; B, C i D – profile poprzeczne; R – reflektor umieszczony w studni jaskiniowej; p – skały podłoża i stoku lodowcowego; s – kanał supraglacialny; i – kanał inglacialny suchy; c – „ciepły lód” o mniejszej zawartości wody; cw – „ciepły lód” o większej zawartości wody; cm – „ciepły lód” z materiałem morenowym; z – zimny lód; k – kanał bez wody; w – kanał inglacialny wypełniony wodą; m – meandrujące korytarze z materiałem skalnym. *Plot of radar measurements (20 MHz) in the Hansbreen ablation zone (Cristal Cave area) profile made in 2004 by E. Vasilenko group. p – bedrock; s – supraglacial channel; i – dry englacial channel; c – warm ice with lower content of water; cw – warm ice with higher content of water; cm – warm ice with morainic material; z – cold ice; k – dry channel; R – reflect wire.*

dowaconych, nie tylko w okresie ablacji, ale także i zimą. Niezwykle istotny dla środowiska biotycznego jest fakt pojawiania się fali z wysokimi stężeniami jonów wodorowych w początkowym okresie topnienia zimowej pokrywy śnieżnej. Często te bardzo kwaśne wody uruchamiają procesy korozji skał z większą efektywnością niż w cieplejszych rejonach Ziemi. Spływająca pierwsza woda roztopowa może zawierać również podwyższone stężenia metali ciężkich, które mogą być w krótkim okresie, lecz za to intensywnie, wyługowywane z osadów czy skał podłoża.

Nie należy się więc dziwić dużej zmienności wyników, problemom z ich statystycznym uporządkowaniem czy trudnościom ich opisanie za pomocą prostych modeli matematycznych. Ważną dla przyrodnika pomocą w zrozumieniu występujących zjawisk mogą okazać się sytuacje ekstremalne, gdzie szybkość i intensywność procesów zachodzących w konkretnym obiekcie lub miejscu, ma swoje odbicie w dynamice zjawisk zachodzących w dalszym otoczeniu. Jako przykłady można wymienić wiosenny „szok” chemiczny w czasie spływu wód roztopowych, oraz szarżę lodowca, które mogą zaburzyć funkcjonowanie ekosystemu w miejscach odległych i nie podlegających wcześniej ich oddziaływaniu.

Należy zaznaczyć, że podział roku w Arktyce wyłącznie na sezon letni i zimowy, pozwala na bardziej szczegółowe i wnikliwe osiągnięcie postawionych celów badawczych z analizą uzyskanych wyników i jest także w tej strefie klimatycznej bardziej uzasadniony w kontekście zjawisk przyrodniczych. Zdaniem autora stosowanie terminologii i wydzielenie pór roku według klucza stosowanego w średnich szerokościach geograficznych, jest dyskusyjne i może prowadzić do złej interpretacji wyników. Na lato przypada tu aktualnie 120 dni, a na zimę 245 dni, co zdaniem autora jest ważnym stwierdzeniem, wobec często przyjmowanego w literaturze (Kwaśniewska, Pereyma 2004) krótszego, 3-miesięcznego okresu lata polarnego. W oparciu o długą serię danych można dla południowego rejonu Svalbardu przyjąć, że przejście z okresu zimowego w okres letni jest stosunkowo szybkie oraz w miarę regularne i przypada na pierwsze dni czerwca. Krótki, niespełna dwutygodniowy okres przejścia z ujemnych średniodobowych temperatur powietrza na wartości dodatnie, można by ewentualnie uznać za okres wiosny. Tak szybka zmiana pory roku ma swoje konsekwencje i wpływ na procesy zachodzące także w warstwie czynnej zmarzliny, która nie osiąga w trakcie przejścia z okresu zimowego do okresu letniego stanu izotermiczności (Głowacki i inni 1990; Leszkiewicz, Caputa 2004). Natomiast przejście z okresu letniego

na zimowy jest bardziej wydłużone w czasie i może trwać nawet 1,5 miesiąca. Dlatego też w tym okresie (przyjmowanym często za jesienny) dochodzi czasami do zahamowania wód spływających po powierzchni lodowca i na tundrze. Należy też zauważyć, że w tak długim okresie przejściowym warstwa czynna zmarzliny ma warunki do osiągnięcia nawet dwutygodniowej izotermii (Miętus, Filipiak 2001).

6. WNIOSKI

W świetle przeprowadzonych badań oraz literatury problemowej można z pełnym przekonaniem stwierdzić, że sole mineralne transportowane drogą atmosferyczną mają istotne znaczenie dla przebiegu procesów topnienia śniegu i lodu oraz migracji wód roztopowych, a tym samym ogólnego bilansu masy systemów lodowcowych w strefie klimatu oceanicznego Arktyki.

Ładunki soli i rozpuszczonych zanieczyszczeń zakumulowane w pokrywie śnieżnej okresu zimowego na Spitsbergenie mogą przekraczać nawet ponad 30 g/m². Największe wartości zanotowano na Ziemi Wedela Jarlsberga i Ziemi Torella (20-30 g/m²), znacznie mniejsze na Ziemi Jamesa I i Ziemi Nordenskiolda (10-20 g/m²), a najmniejsze na Ziemi Olava V (do 3 g/m²). Występuje zatem wyraźny gradient zmian ich zawartości od południowego-zachodu ku centrum wyspy i w kierunku północno-wschodnim.

Obserwowane jest duże zróżnicowanie dostarczonych ładunków zanieczyszczeń wraz z opadami w poszczególnych sezonach zimowych. Najmniejszy ładunek zanieczyszczeń w opadach zanotowano zimą 1996/97, wynosił on tylko 1,75 g/m². Natomiast w czasie zimy 1993/1994 z opadami spadło aż 27,9 g/m² soli. Ilość soli w opadach letnich jest prawie o połowę niższa od zanieczyszczeń, które docierają do Spitsbergenu zimą. Średni ładunek soli zanotowany w opadach w okresach letnich 1990-2004 to niecałe 4 g/m², natomiast podczas zim 1990-2005 było to ponad 8 g/m². Daje się również zauważyć, szczególnie w pierwszej połowie lat 90. zmniejszenie ładunków zanieczyszczeń napływających nad Południowy Spitsbergen. Po 1998 roku tendencja ta w okresie lata polarnego jest już mniej zauważalna, natomiast dla okresów zimowych notuje się ponowny wzrost ładunku zanieczyszczeń w opadach. Obserwowane tendencje zmian ładunku zanieczyszczeń deponowanych w rejonie Svalbardu w ostatnich dwudziestu latach wykazują, że zmiany te mogą być częściowo efektem ograniczenia emisji zanieczyszczeń w Europie Środkowej i Centralnej.

Zagadnienie dużej międzyrocznej zmienności ładunków świadczy o niestabilności i wrażliwości tego obszaru Arktyki na zmiany klimatu oraz o presji na środowisko wywoływanej przez duże skupiska ludzi zlokalizowane w północnej części naszego globu. Stwierdzono, że transport zanieczyszczeń z Europy do Arktyki jest zróżnicowany, ponieważ cyrkulacja atmosferyczna w dolnej troposferze w Arktyce jest różna latem i zimą. Podczas zimy strefy wysokiego ciśnienia rozciągają się nad kontynentami, a strefy niskiego ciśnienia – nad oceanami. W wyniku takiego układu tworzy się „korytarz”, którym są przenoszone zanieczyszczone masy powietrza z rejonu Europy Środkowej i Wschodniej oraz Syberii nad archipelag Svalbard (AMAP 2004). Zimą Front Polarnej nie ogranicza dopływu zanieczyszczeń. Podczas lata Front Polar-

ny przesuwa się dalej na północ i powstaje bariera meteorologiczna uniemożliwiająca dopływ zanieczyszczeń z południa (AMAP 2004).

Zanieczyszczenia zakumulowane w zimowej pokrywie śnieżnej wraz z wodami roztopowymi i ciekłymi opadami atmosferycznymi przesączają się do wnętrza lodowca, przede wszystkim w okresie letnim. Proces wymywania zanieczyszczeń ze śniegu jest bardzo efektywny i zależy od ilości wody perkolującej w głąb firnu. W dogodnych warunkach może on dochodzić nawet do 90% soli zgromadzonych w pokrywie śnieżnej. Pozostała w firnie ilość soli nie zawsze odzwierciedla ilościowo ich pierwotne stężenia sprzed okresu roztopowego. Stwierdzono, że oprócz składu chemicznego, zmienia się często także kwasowość i agresywność pozostałej w firnie wody.

W procesie wymywania zanieczyszczeń z zimowej pokrywy śnieżnej, największe skutki dla otaczającego środowiska ma jego pierwsza faza. Spływająca na początku okresu roztopowego woda niesie o wiele wyższe stężenia jonów (szczególnie wodorowych) w porównaniu do ich średnich zawartości odnotowanych w opadach atmosferycznych. Ten wiosenny epizod, który można nazwać „szokiem” chemicznym, jest związany ze spływającymi pierwszymi wodami roztopowymi. Ma on również znaczący wpływ na przebieg oraz dynamikę procesów przyrodniczych tego rejonu, a obszar oddziaływania fali wód roztopowych z zawartymi zanieczyszczeniami może rozciągnąć się również na sąsiednie obszary.

Zainicjowanie perkolacji wód w głąb pokrywy śnieżnej lub firnu może być wywołane czterema czynnikami: (a) wystąpieniem dodatnich temperatur powietrza, (b) ciekłym opadem atmosferycznym, (c) zjawiskiem fenowym oraz (d) promieniowaniem słonecznym. Przedstawiona powyżej kolejność wskazuje na efektywność poszczególnych czynników i ich udział lub znaczenie dla dynamiki procesu przesączania się wody.

Wody perkolacyjne stanowią około 25% wszystkich wód powstałych w czasie letniej ablacji na polach akumulacyjnych Lodowca Hansa, zajmujących prawie 40% jego powierzchni. W strefie firnowej tego lodowca, po uwzględnieniu również ciekłych opadów atmosferycznych z okresu letniego, przez każdy m² powierzchni prześląka aż 1160 litrów wody (średniorocznie). Na lodowcach o większym nachyleniu powierzchni lub z mniejszą powierzchnią stref firnowych, ilość wody przesączającej się do ich wnętrza w okresie ablacji może być mniejsza.

Część wód infiltrujących w głąb lodowca na skutek zimowego wychłodzenia górnej warstwy firnu zamarza w jego wnętrzu, stanowiąc jego zasilanie wewnętrzne. Powiększa ona składową akumulacji w bilansie masy. Roczna wielkość zasilania wewnętrznego dla Lodowca Hansa, określona metodą chemiczną, wynosi średnio 0,45 m w.e. Skorygowany średni bilans netto tego lodowca w latach 1989-2006, bez uwzględnienia cielenia, jest dodatni i wynosi 0,08 m w.e.

Zamarzająca we wnętrzu lodowca woda podnosi jego temperaturę, co w konsekwencji objawia się powstaniem struktury politermalnej lodowca, a w szczególności wystąpieniem tzw. „ciepłego lodu i firnu” w strefach akumulacyjnych.

Przeprowadzone badania wykazały, że obserwowane aktualnie domieszki soli i pyłów mineralnych w opadach atmosferycznych oraz pokrywie śnieżnej na Spitsber-

genie są wynikiem przede wszystkim postępujących zmian klimatu. Na przełomie XX i XXI wieku zauważa się wzmożenie cyrkulacji strefowej atmosfery na Północnym Atlantyku (Elsner 2007; Nyberg i inni 2007). Generuje ono ekstremalne sytuacje w cyrkulacji regionalnej i lokalnej. Efektem modyfikacji cyrkulacji atmosferycznej w północnej części Atlantyku jest skrócenie drogi napływu mas powietrza, a wraz z nimi zanieczyszczeń, z rejonów uprzemysłowionych do Arktyki. Dostrzegany jest także zwiększony transport zanieczyszczeń pochodzenia eolicznego. Niezwykle istotne jest zmniejszanie się zasięgu lodu morskiego na Oceanie Arktycznym, szczególnie w okresie lata polarnego. Mniejszy zasięg lodu morskiego umożliwi intensywniejszy pobór aerozoli morskich, a tym samym powiększa zasięg oddziaływania tych aerozoli na dużym obszarze. Odnotowane w latach dziewięćdziesiątych XX wieku znaczne obniżenie ilości zanieczyszczeń docierających w rejon Svalbardu już minęło. Aktualnie daje się zauważyć, że ilość opadów atmosferycznych o podwyższonej zawartości zanieczyszczeń jest z roku na rok coraz większa, co prowadzi do wzrostu ładunków soli zdeponowanych w pokrywie śnieżnej. Ze zmianami klimatu wiążą się także zmiany struktury opadów. W rejonie Południowego Spitsbergenu obserwuje się wyraźną tendencję wzrostu udziału opadów ciekłych w rocznej sumie opadowej, co ma swoje szczególne odbicie na obszarach zlewni zlodowaconych.

Zwiększona ilość wód, często o podwyższonej mineralizacji, która perkoluje w głąb stref firnowych prowadzi do zmniejszania grubości bądź objętości lodu zimnego w lodowcach.

Wydłużony okres ablacji oraz dogodne warunki do przenikania większej ilości wody do wnętrza i podłoża lodowców powodują przyspieszenie ich ruchu, dynamizuje to również procesy cielenia. W sprzyjających warunkach zwiększa także prawdopodobieństwo występowania szarzy lodowców.

W badaniach pokryw lodowych i śnieżnych stosuje się wiele nowych metod pomiarowych. Autor opracował i zaproponował oryginalną metodę chemiczną pozwalającą na estymację zasilania wewnętrznego lodowców. Metoda ta daje możliwość skorygowania bilansu masy lodowców politermalnych bądź ciepłych. Metoda proponowana i zastosowana przez autora jest szczególnie przydatna w obszarach gdzie występują zanieczyszczone opady (zawierające wyższe stężenia jonów). Ograniczeniem w jej stosowaniu będą duże ilości materiału morenowego rozproszonego na powierzchni lub we wnętrzu lodowca. Nie można jej zastosować dla lodowców nie zasilanych bezpośrednio ze stref firnowych, a tylko poprzez lawiny śnieżne lub lodu spływającego z wyżej położonych czap lodowych.

Wykorzystanie i porównanie klasycznej metody GPR (*ground-penetrating radar*) oraz innych geofizycznych technik badawczych na lodowcach (sejsmologiczne rejestracje *icequakes*) bądź laserowe pomiary geodezyjne czy technika GPS) z unikalnymi badaniami speleologicznymi, pozwalają na przedstawienie także metodycznych wniosków dotyczących badań glaciologicznych. Możliwość wykonania pomiarów i poboru prób we wnętrzu lodowców pozwoliła na weryfikację wyników uzyskiwanych metodami pośrednimi. Informacje otrzymane z interpretacji obrazów radarowych o suchych korytarzach bądź studniach, czy też wypełnieniu kanałów inglacialnych lub subglacialnych wodą, a także rozgraniczenie stref ciepłego i zimnego lodu, zostały

potwierdzone wynikami bezpośrednich obserwacji. Uwagi i spostrzeżenia metodyczne związane z badaniami chemizmu rocznej pokrywy śnieżnej, pomagają w identyfikacji warstw oraz ich czasowo-przestrzennego rozkładu. Mogą być one również pomocne w wyborze miejsc do badań paleoklimatycznych i pobierania rdzeni lodowych.

Przeprowadzone z udziałem autora wieloletnie badania interdyscyplinarne na Spitsbergenie, przy współudziale specjalistów z wielu dziedzin, nie rozwiązały wszystkich problemów związanych z wpływem domieszek chemicznych na funkcjonowanie systemów lodowcowych. W świetle wykonanych badań istotne jest przeprowadzenie reinterpretacji analiz rdzeni wiertniczych, zwłaszcza z niżej położonych obszarów akumulacyjnych. Bez rozważenia opisanych w tej pracy procesów kształtowania składu chemicznego warstw firnu niemożliwe są poprawne interpretacje.

Wraz z dostrzeganym w literaturze światowej rozwojem tego kierunku badań, wskazane byłoby powiązanie dotychczasowych wyników z nowym głębokim wierceniem rdzeniowym i odpowiednimi analizami chemicznymi tego rdzenia firnowo-lodowego. Wiele wskazuje na to, że dogodnym obiektem może być rozważane w pracy pole akumulacyjne Amundsenisen. Zgromadzono dla tego obszaru wiele danych z pomiarów geofizycznych. Określono zmiany jego topografii w czasie, wyznaczono dynamikę ruchu z wykorzystaniem techniki GPS, przedstawiono trójwymiarowy model pola lodowego. Z sondowań radarowych poznano jego strukturę termiczną, a metodami klasycznymi obliczono średnie wielkości akumulacji i ablacji rocznej, zaś akumulację wieloletnią zweryfikowano metodami izotopowymi. Pole lodowe Amundsenisen o złożonej strukturze politermalnej i najprawdopodobniej z subglacialnym jeziorem (lub jego osadami) jest perspektywnym obiektem dla nowych projektów badawczych oraz nowych technik i metod pomiarowych, jak np. sejsmika refleksyjna.

Procesom interakcji pomiędzy atmosferą, morzem i lądem poświęca się wiele uwagi. Pyły mogą być traktowane jako znaczniki źródeł emisji w miejscach monitorowania opadów atmosferycznych, analiza izotopowa pyłów pozwala także na ich identyfikację i dowiązanie do określonych erupcji wulkanicznych. Otwierają się tu nowe pola badawcze, wiele uwagi poświęca się ostatnio badaniom sadzy („black carbon”). Sadza bowiem ma o wiele większy wpływ na albedo w porównaniu z pyłami mineralnymi.

Obszar Południowego Spitsbergenu znajduje się na granicy ścierania się frontów atmosferycznych, w strefie oddziaływania ciepłego Prądu Zachodniospitsbergeńskiego oraz zimnego Prądu Wschodniospitsbergeńskiego z Morza Barentsa. Jest także niezbyt odległy od uprzemysłowionych rejonów Europy. Stanowi dogodny obszar dla śledzenia zjawisk przyrodniczych reprezentatywnych dla atlantyckiego sektora Arktyki, także tych zachodzących tam w przeszłości.

7. PODZIĘKOWANIA

Autor w tym miejscu pragnie podziękować wszystkim osobom, organizacjom i instytucjom, dzięki którym możliwe było zebranie materiałów i napisanie tej pracy.

W pierwszym rzędzie słowa wdzięczności należą się nieżyjącemu już Profesorowi Marianowi Pulinie, który zaszcześcił autorowi pasję poznawania obszarów polar-

nych, włączając go w 1983 roku w skład zespołu przygotowującego i uczestniczącego w V Wyprawie Glacjologicznej Uniwersytetu Śląskiego na Spitsbergen. Dzięki Jego inspiracji i determinacji poznania procesów ukrytych pod powierzchnią lodowca, w tzw. „czarnej skrzynce” – jak to zwykł nazywać, zrodził się u autora upór w zgłębianiu tego problemu.

Szczególne słowa podziękowania należą się również Profesorowi Jackowi Jani, który dzieląc się swoimi cennymi uwagami doskonalił autora w „rzemiośle” glacjologicznym na przestrzeni ostatnich dwudziestu lat.

Praca ta nie zostałaaby sfinalizowana, gdyby nie pomocna dłoń i stałe mobilizowanie ze strony Profesora Kacpra Rybickiego, który poświęcił autorowi sporo czasu w trakcie jej redagowania.

W zbieraniu i gromadzeniu niezbędnych materiałów naukowych, autor miał niewątpliwe szczęście spotkać ludzi, którzy nie szczędzili sił i czasu, aby mu pomóc w osiągnięciu założonego celu, jakim było możliwie pełne poznanie funkcjonowania polarnego środowiska przyrodniczego. Do ich grona należy zaliczyć przede wszystkim uczestników wypraw i ekspedycji polarnych na Spitsbergen i do Stacji Hornsund, z którymi przyszło mu wspólnie zimować lub pracować sezonowo. Byli to między innymi obserwatorzy środowiskowi z załóg Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie, począwszy od VIII do XXX Wyprawy PAN na Spitsbergen w 2007 r., która aktualnie kończy swoje zimowanie.

Gorące podziękowania autor również kieruje do zagranicznych kolegów i przyjaciół, u których pobierał nauki fachowego wykorzystania najnowszych technik badawczych w zakresie badań abiotycznego środowiska polarnego. Byli to w szczególności specjaliści glacjolodzy Andrey Glazovsky, Youri Macheret i Evgeny Vasilenko z Instytutu Geografii Rosyjskiej Akademii Nauk, Jon Ove Hagen, Bernard Lefacounier i Jan Gunnar Winter z Norweskiego Instytutu Polarnego i Uniwersytetu w Oslo, John More ze współpracownikami z Centrum Arktycznego w Rovaniemi oraz Francisco Nawarro ze współpracownikami z Politechniki w Madrycie.

Spełnienie i umożliwienie realizowania pasji badawczych autora byłoby niemożliwe bez wsparcia merytorycznego i logistycznego Uniwersytetu Śląskiego oraz Instytutu Geofizyki PAN.

W zakończeniu autor pragnie szczególnie podziękować Ministerstwu Nauki i Szkolnictwa Wyższego za życzliwe podejście do tematyki badań polarnych. To dzięki środkom finansowym uzyskanym z Ministerstwa mogła powstać niniejsza praca. Jej zakończenie stało się możliwe po przyznaniu grantu (IPY/279/2006) i środków finansowych na naukę w latach 2007-2010.

8. LITERATURA

- ACIA, 2004: *Impacts of a Warming Arctic. Arctic Climate Impact Assessment*, Cambridge University Press: 140 pp.
- Albritton D.L., Meira Filho L.G. (Ed.), 2002: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Technical Summary. Intergovernmental Panel for Climate Change*, Cambridge University Press: 83 pp.
- Åkerman J., 1982: Studies on naledi (icings) in West Spitsbergen. *In: Proceedings of the 4th Canadian Permafrost Conference*: 189-202.
- AMAP 1993: The Monitoring Programme for Arctic Monitoring and Assessment Programme. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway. 121 pp.
- AMAP 1997: Arctic Pollution Issues: A State of the Arctic Environment Report. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway: 188 pp.
- AMAP 1998, AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway: 859 pp.
- AMAP 2002: Arctic Pollution 2002. Persistent Organic Pollutants. Heavy Metals. Radioactivity. Human Health. Changing Pathways. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway: 112 pp.
- AMAP 2003: AMAP Assessment 2002: The Influence of Global Change on Contaminant Pathways to, within, and from the Arctic. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway: 65 pp.
- AMAP 2004a: AMAP Assessment 2002: Persistent Organic Pollutants in the Arctic. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway: 309 pp.
- AMAP 2004b: AMAP Assessment 2002: Radioactivity in the Arctic. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway: 100 pp.
- AMAP 2006: AMAP Assessment 2006: Acidifying, Pollutants, Arctic Haze, and Acidification in the Arctic. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, Oslo, Norway: 118 pp.
- Ambach W., Blumthaler M. and Kirchlechner P., 1981: Application of the gravity flow theory to the percolation of meltwater through firn. *Journal of Glaciology*, 27: 67-75.
- Arkipov S., Moskalevsky M., Glazovsky A., Mayewski P. and Whitlow S., 1992: Snow cover geochemistry on the Kongsvegen Glacier and Amundsenisen (Spitsbergen). *In: Proc. 2nd Intern. Symp. Glacier Caves and Karst in Polar Regions*, University of Silesia, Poland, Sosnowiec, 1992: 7-20.
- Atlas Arktiki*, 1985: Glavnoe Upravlenie po Geodezii i Kartografii pri Sovete Ministrov SSSR, Moskva: 300 pp.
- Badino G., 1991: Fisica dei buchi nell'acqua. *In: A. Eraso (Ed.) Actas I International Symposium Glacier Caves and Karst in Polar Regions*, Madrid (Spain): 119-133.

- Badino G., 1992: Ice shaft genesis: a simple numerical approach. *In: Proc. of 2nd Intern. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Regions*, Międzygórze 1992: 21-28.
- Baird P.D., 1964: *The Polar World*. Longmans, Green and Co., London: 328 pp.
- Balashov Yu.A., Peucat J.J., Tebenkov A.M., Ohta Y., Larionov A.N., Sirotkin A.N. and Bjornerud M., 1996: Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon datings of the granitic-gabbroic rocks from the Skålfjellet Subgroup, southwest Spitsbergen. *Polar Research*, 15: 167-181.
- Bales R.C., Harrington R.F., 1995: Recent progress in snow hydrology. *Rev. Geophys.*, 33: 1011-1020.
- Balling R.C., Christy J.R., 1996: Analysis of satellite-based estimates of tropospheric diurnal temperature range. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101 (D8): 12827-12832.
- Bamber J.L., 1988: Enhanced radar catering from water inclusions in ice. *Journal of Glaciology*, 34 (118): 293-296.
- Baranowski S., 1968: Termika tundry peryglacjalnej SW Spitsbergen. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 68.
- Baranowski S., 1977: Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 410: 94.
- Baranowski S., Pękala K., 1982: Nival-eolian processes in the tundra area and in the nunatak zone of the Hans Werenskiöld glacier (SW Spitsbergen). *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 525: 11-28.
- Barrie L.A., 1986: Arctic air-pollution – an overview of current knowledge. *Atmospheric Environment*, 20: 643-663.
- Barrie L.A., Barrie M.J., 1990: Chemical components of lower tropospheric aerosols in the high Arctic: Six years of observations. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 11 (3): 211-226.
- Benjumea B., Macheret Yu.Ya., Navarro F. and Teixidó T., 2003: Estimation of water content in a temperate glacier from radar and seismic sounding data. *Annals of Glaciology*, 37: 317-324.
- Beilke S., Georgii H.W., 1968: Investigation on the incorporation of sulfur-dioxide into fog-and rain-droplets. *Tellus*, 20 (3): 435-442.
- Best A.C., 1950: The size distribution of raindrop. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 76: 302-311.
- Berner E.K. and Berner R.A., 1996: *Global Environment: Water, Air and Geochemical Cycles*. Prentice Hall Inc., New Jersey, 376 pp.
- Beszczynska-Möller A., Węsławski J.M., Walczowski W., Zajączkowski M., 1997: Estimation of Glacial meltwater discharge into Svalbard coastal waters. *Oceanologia*, 39 (3): 289-298.
- Bielanski A., Gumiński K., Kamiński B., Pigoń K., Sobczyk L. (Eds), 1980: *Chemia fizyczna*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 1980: 1258 pp.

- Bindschadler R., 1983: The importance of pressurized subglacial water in separation and sliding at the glacier bed. *Journal of Glaciology*, 29 (101): 3-19.
- Bingham R.G., Nienow P.W., Sharp M.J., Boon S., 2005: Subglacial drainage processes at a High Arctic polythermal valley glacier. *Journal of Glaciology*, 51 (172): 15-24.
- Birkenmajer K., 1990: *Geology of the Hornsund area, Spitsbergen. Explanations to the map 1:75000 scale*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Björnsson H., 1975: Subglacial water reservoirs, jökulhlaups and volcanic eruptions. (Ágrip). *Jökull*, 25: 1-14.
- Blatter H., 1990: *Effect of climate on the cryosphere. Climatic conditions and the polythermal structure of glaciers*. Federal Institute of Technology, 190, Zürich: 101 pp.
- Bogorodsky V.V., Bentley C.R. and Gudmandsen P.E., 1985: *Radioglaciology*. Dordrecht., D. Reidel Publishing Co.: 254 pp.
- Braithwaite R.J., 1995: Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology*, 41 (137): 153-160.
- Bryś T., 2002: Meteorologiczne i orograficzne uwarunkowania depozycji jonowej z opadów i osadów atmosferycznych w rejonie Hornsundu w okresie lipiec 1999 – czerwiec 2000. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 89-106.
- Budyko M.I., 1975: *Klimat i Życie*. PWN, Warszawa: 528 pp.
- Bukowska-Jania E., 2003: *Rola systemu lodowcowego w obiegu węgla wapnia w środowisku przyrodniczym (na przykładzie Svalbardu i młodoglacjalnych obszarów Polski Północno-Zachodniej)*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice: 247 pp.
- Bukowska-Jania E., Szafraniec J., 2005: Distribution and morphometric characteristics of icing in Svalbard. *Polar Research*, 24 (1-2): 41-53.
- Bukowska-Jania E., 2007: The role of glacier system in migration of calcium carbonate on Svalbard. *Polish Polar Research*, 28(2): 137-155.
- Burzyk M. 2004. *Wpływ wybranych substancji biogennych na procesy denudacji chemicznej w małych niezlodowaconych zlewniach Spitsbergenu*. Praca doktorska, Uniwersytet Śląski: 179 pp.
- Burzyk J., Głowacki P., 1998: Heavy metals in the surface waters of the raised beach areas of SW Spitsbergen. In: P. Głowacki and J. Bednarek (Eds.) *Polish Polar Studies 25th International Polar Symposium*, Warszawa, 1998. Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences, Warszawa: 67-76.
- Burzyk M., Burzyk J. and Głowacki P., 2001: Comparative chemical characteristics of precipitation in the Hornsund region (SW Spitsbergen) in the years 1993-1994 and 1998-1999. *Polish Polar Research*, 22 (3-4): 233-247.
- Burzyk J., Zjawiony I., Burzyk M., Głowacki P., 2004: Changes of heavy metals' concentrations in the surface waters of SW Spitsbergen as an effect of volcanic eruptions in subpolar zone. *Ecohydrology and Hydrobiology*, 4 (1): 399-405.

- Burzyk M., Pulina M., Sajewicz M., Zjawiony I. 2006: Uric acid in the surface waters of Spitsbergen and its role in the dissolution processes which affect carbonate rocks. *Polish Polar Research*, 27 (4): 327-340.
- Caputa Z., Głowacki P., 2002: Pomiary termiki gruntu oraz promieniowania słonecznego w latach 1989-1995 Hornsund, SW Spitsbergen. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 8: 111-123.
- Choullarton T.W., Perry S.J., 1986: A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112: 335-345.
- Christiansen H.H., Akerman J.H. and Repelewska-Pękalowa J., 2003: Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden. In: *8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts on Current Research and Newly Available Information*, Zurich: 19-20.
- Christy J.R., 1995: Temperature above the surface layer. *Climatic Change*, 31 (2-4): 455-474.
- Chomicz K., 1951: Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*. PIHM, Warszawa, T. II, z. 3: 5-88.
- Chromow S.P., 1969: *Meteorologia i Klimatologia*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa 1969: 488 pp
- Colbeck S.C., 1972: A theory of water percolation in snow. *Journal of Glaciology*, 11 (63): 369-385.
- Cole J.E., Rind R.D., Webb R.S., Jouzel J., Healy R., 1999: Climatic controls on interannual variability of precipitation $\delta^{18}\text{O}$: The simulated influence of temperature, precipitation amount and vapor source region. *Journal Geophysical Research*, 104 (D12): 14223-14235.
- Comiso J.C., 2003: Warming trends in the Arctic from clear sky satellite observation. *Journal of Climate*, 16 (21): 3498-3510.
- Conway H., Benedit R., 1994: Infiltration of water into snow. *Water resources Research*, 30 (3): 641-649.
- Czajkowski R., 1980: Radar measurements of thickness of "warm" glaciers. *Polish Polar Research*, 1 (4): 21-41.
- Czerny J., Kieres A., Manecki M. (Ed.), Rajchel J., 1993: *Geological map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Explanation to the map 1:25000 scale*, Institute of Geology and Mineral Deposits of Mining and Metallurgy, Cracow.
- Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A. and Jokat W., 2004: Crustal structure of the continent-ocean transition zone along two deep seismic transects in north-western Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 25 (3-4): 205-221.
- Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A. and Jokat W., 2005: Crustal structure of northern Spitsbergen along the deep seismic transect

- between the Molly Deep and Nordaustlandet. *Geophysical Journal International*, 161: 347-364.
- Dansgaard W., 1964: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436-468.
- Davies T.D., Brimblecombe P., Tranter M., Tsiouris S., Vincent C.E. and Abrahams I.L., 1987: The removal of soluble ions from melting snowpacks. In: Jones H.G. and W.J. Orville-Thomas (Eds). *Seasonal snow-covers: physics, chemistry hydrology. Series C*, 211: 337-392.
- Delaygue G., Jouzel J., Dutay J.C., 2000: Oxygen 18-salinity relationship simulated by an oceanic general circulation model. *Earth and Planetary Science Letters*, 178 (1-2): 113-123.
- Delmas R.J., Legrand M., Aristarian A.J. and Zanolini F., 1985: Volcanic deposits in Antarctic snow and ice. *Journal of Geophysical Research*, 90 (D7): 12901-12920.
- Dolnicki P., 2002: Wpływ pokrywy śnieżnej na termikę i grubość warstwy czynnej zmarzliny w obszarze tundrowym rejonu Polskiej Stacji Polarnej (SW Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 107-116.
- Dore A.J., Sobik M., Migala K., (1999): Pattern of precipitation and pollutant deposition in the Western Sudetes Mountains, Poland. *Atmospheric Environment*, 33: 3301-3312.
- Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestol O. and Orheim O., 1984: Radio echo-sounding of Spitsbergen glaciers: problems in the interpretation of layer and bottom returns. *Journal of Glaciology*, 30 (104): 16-21.
- Dowdeswell J.A., 1986: Drainage-basin characteristics of Nordaustlandet ice caps, Svalbard. *Journal of Glaciology*, 32 (110): 31-38.
- Dunbar I.M., 1969: The geographical position of the North Water. *Arctic*, 22: 438-441.
- Djupström M., Pacyna J.M., Maenhaut W., Winchester J.W., Li S.-M. and Shaw G.E., 1993: Contamination of Arctic air at three sites during a haze event in late winter 1986. *Atmospheric Environment*, 27A (17/18): 2999-3010.
- Eiken T., Hagen J.O. and Melvold K., 1997: Kinematic GPS survey of geometry changes on Svalbard glaciers. *Annals of Glaciology*, 24: 157-163.
- Ekimov S.V., Samodova I.V., Petrov I.M., Troitsky V.V. and Burstein M.A., 2001: Russian smelter emissions. *Mining Journal*, London November 23, 2001: 393 pp.
- Eleftheriadis K., Nyeki S., Torseth K., Colbeck I., 2001: *Black carbon and ionic species in the Arctic aerosol. In: Environmental research in the Arctic 2000, Proc. of the second Int. Symp. on Environ. Res. in the Arctic and fifth Ny-Alesund Scientific Seminar 23-25 February 2000*, NIPR, Tokyo, Mem. National Inst. Polar Res., Spec. Issue, 54, Tokyo, March 2001: 91-99.
- Elsner J.B., 2007: The frequency of severe hurricanes in the North Atlantic has increased during the past decade. Scrutiny of the prehistoric record left by such

- storms helps to assess the factors contributing to hurricane activity. *Nature*, 447: 647-649.
- Eneroth K., Kjellström E. and Holmén K., 2003: A trajectory climatology for Svalbard; investigation atmospheric flow how patterns influence observed tracer concentration. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29: 1191-1203.
- Eraso A., Pulina M., 1994: *Cueva en hielo y ríos bajo los glaciares*, McGraw-Hill, Madrid 1994: 242 pp.
- Foltescu V.L., Selin Lindgren E., Isakson J., Öblad M., Pacyna J.M. and Benson S., 1996: Gas-to-particle conversion of sulphur and nitrogen compounds as studied at marine stations in Northern Europe. *Atmospheric Environment*, 30 (18): 3129-3140.
- Fountain A.G., 1996: Effect of snow and firn hydrology on the physical and chemical characteristics of glacial runoff. *Hydrological Processes*, 10: 509-521.
- Fountain A.G., Walder J.S., 1998: Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, 36 (3): 299-328.
- Forland E.J., Hanssen-Bauer I. and Bordi P.Ø., 1997: Climate statistics and longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. In: Oslo, Det Norske Meteorologiske Institutt, *DNMI Klima Rapport 21/97*.
- Forland E.J., Hanssen-Bauer I., 2000: Increased precipitation in the Norwegian Arctic – true or false. *Climatic Change 2000*, 46 (4): 485-509.
- Fowler D., Cape J., Leith I., Choularton T., Gay M., Jones A., 1988: The influence of altitude on rainfall composition. *Atmospheric Environment*, 22: 1355-1362.
- Frolov A.D. and Macheret Yu.Ya., 1998: Otsenka sodержaniya vody v subpolarnykh i teplykh lednikakh po dannym iznereeni skorosti rosprostraneniya radiovoln. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*, 84: 148-154.
- Fulton R.J. (Ed.), 1989: Quaternary geology of Canada and Greenland. In: *Geology of Canada*, No.1, Geological Survey of Canada, Ottawa: 839 pp.
- Gavriłova Ł.A., Sokołov S.I., 1969: Vriemiennaja izmienczivost' tiempieratury vozducha w Arktikie. *Trudy Arkt. i Antarkt. Nauczno-Isslied. Instit.*, 287, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Georgii H.W., 1960: Untersuchungen über atmosphärische spurenstoffe und ihre bedeutung für die chemie der Niederschläge. *Geofisica Pura e Applicata*, 47 (3): 155-171.
- Glazovsky A.F., Kolondra L., Moskalevskiy M.Yu., Jania J., 1992: Research into the Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen. *Polar Geography and Geology*, 16 (3): 243-252.
- Glazovsky A.F., Krass M.S., Macheret Yu.Ya., 1998: Hydrothermal regime and dynamics of subpolar glaciers in changing climate. In: P.Głowacki and J.Burzyk (Eds.) *Polish Polar Studies. 25th International Polar Symposium, Warszawa, 1998*. Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences, Warszawa, 1998: 77-91.

- Głuza 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.
- Głowacki P., 1983: Recording some of the physicochemical variations that occurred in the Werenskiöld Glaciers waters. In: *Field Investigations Performed During The Glacial Spitsbergen Expedition in 1983 – Interim Report* Silesian University: 19-25.
- Głowacki P., 1989: Rozszerzenie stałych obserwacji w Hornsundzie o nowe elementy geofizyczne. In: A. Olszewski (Ed.) *XVI Sympozjum Polarne, Toruń 19-20.09.1989, Dorobek i Perspektywy Polskich Badań Polarnych*. Rozprawy UMK, Toruń: 78-79.
- Głowacki P., Pulina M., Wach J., 1990: Some Geomorphological and hydrochemical processes in the active zone of permafrost in the Hornsund Fjord (Spitsbergen) in the hydrological year 1985-1986. In: *Spitsbergen Geographical Expeditions of M. Curie-Skłodowska University. Materials of Polar Session "Periglacial Phenomena of Western Spitsbergen"*, UMCS, Lublin: 203-214.
- Głowacki P. and Pulina M., 1992: Physico-chemical properties of the Spitsbergen snow cover in 1991. In: *Glaciological Research in Svalbard Current Problems. Field Workshop at the Polish Polar Station, Hornsund, Spitsbergen, 26-30.04.1992*, Uniwersytet Śląski: IV/12-12a.
- Głowacki P. and Leszkiewicz J., 1994: Physico-chemical properties of precipitation and snow cover in Spitsbergen in the winter season 1992/1993. In: S.M. Zalewski (Ed.) *XXI Polar Symposium. 60 Years of Polish Research of Spitsbergen, Warszawa, September 23-24, 1994*. Instytut Geofizyki PAN, Warszawa 1994: 199-205.
- Głowacki P., Pulina M. and Rehak J., 1996: Zmiany składu chemicznego wód powierzchniowych i opadów atmosferycznych. In: *Masyw Śnieżnika - zmiany w środowisku przyrodniczym*. Polska Agencja Ekologiczna S.A. Wydawnictwa PAE: 169-187.
- Głowacki P. and Niedźwiedź T., 1997: Climatological conditions in Hornsund (Spitsbergen) during Polish Polar Expeditions. In: P. Głowacki (Ed.) *Polish Polar Studies. 24th Polar Symposium, Warszawa, 1997*. Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences, Warszawa: 81-94.
- Głowacki P., 1997: The mass balance of Hans glacier in the light of cryochemical investigation. In: P. Głowacki (Ed.) *Polish Polar Studies. 24th Polar Symposium, Warszawa, 1997*. Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences, Warszawa: 75-79.
- Głowacki P., 1998: The cryochemical processes and mass balance of Hans Glacier. In: *Abstracts. Polar Aspects of Global Change. International Symposium Tromsø, Norway, 24-28 August, 1998*: S5/7.
- Głowacki P. and Pulina M., 2000: The physico-chemical properties of the snow cover of Spitsbergen (Svalbard) based on investigations during the winter season 1990/1991. *Polish Polar Research*, 21 (2): 65-88.

- Głowacki P., Krawczyk W.E. and Niedźwiedź T., 2002: Precipitation in Hornsund (SW Spitsbergen) in summers of 2000 and 2001 – its chemistry and influence of atmospheric circulation. *In: G.G. Matishov and G.A. Tarasov (Eds.) International Conference Proceedings Collection – The complex investigations of the Spitsbergen Nature*. Russian Academy of Sciences, Kola Science Centre, Apatity, 2002: 112-116.
- Głowacki P. and Krawczyk W.E., 2002: Long range transport of pollutants - evidence from rainfall chemistry in Hornsund (Svalbard). *In: The Changing Physical Environment. Proceedings from the sixth Ny-Ålesund International Scientific Seminar. Tromsø, Norway, 8-10 October 2002*. Norsk Polarinstitutt, Internrapport, Nr.10: 65-68.
- Gokhman V.V. and Khodakov V.G., 1985: Gidrologija ledników i lednikowych basjenov. (Hydrology of glaciers and glacier basins.) *In: V.M. Kotljakov (Ed.) Glaciologia Spitsbergena. (Glaciology of Spitsbergen)*, Moskwa: 64-78.
- Golubev G.N., 1976: *Gidrologija ledników*. Leningrad, Gidrometeoizdat: 248 pp.
- Golubev G.N. and Dyurgerov M.B., 1976: The errors of determine in ice ablation at the point. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*, Moscow, 26: 218-221.
- Goto-Azuma K., Koerner R.M. and Fisher D.A., 2002: An ice-core record over the last two centuries from Penny Ice Cap, Baffin Island, Canada. *Annals of Glaciology*, 35: 29-35.
- Grabiec M., Leszkiewicz J., Jania J., Głowacki P., 2005: Akumulacja śniegu na lodowcach Svalbardu. *In: M. Józwiak i R. Kozłowski (Eds.) Funkcjonowanie obszarów polarnych oraz jego współczesne i reliktowe cechy w krajobrazach*. XXXI Sympozjum Polarne, Kielce 12-14 września 2005 r. 38-43.
- Grabiec M., Leszkiewicz J., Jania J., Głowacki P., 2006: Distribution of snow accumulation on glaciers of Svalbard. *Polish Polar Research*, 27 (4): 309-236.
- Grabczak J., Rózkowski A., 1984: Water in the Hornsund glaciers in the light of isotopic investigations. *Polish Polar Research*, 5 (3-4): 295-317.
- Grotefendt K., Logemann K., Quadfasel D., Ronski S., 1998: Is the Arctic Ocean warming? *Journal of Geophysical Research*, 103: 27679-27687.
- Greuell W., Kohler J., Obleitner F., Głowacki P., Melvold K., Bernsen E. and Oerlemans J., 2006: Assessment of interannual variations in the surface mass balance of 18 Svalbard glaciers from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer/Terra albedo product. *Journal of Geophysical Research*, 112 (D7): D07105.
- Grześ M., 1985: Warstwa czynna wieloletniej zmarzliny na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu. *Przegląd Geograficzny*, Warszawa, 57 (4): 671-691.
- Grześ M., Sobota I., 2000. Winter snow accumulation and discharge from the Walde-mar Glacier, northwestern Spitsbergen in 1996-1998. *Polish Polar Research*, 21 (1): 19-32.
- Hagen J.O., Liestøl O., Roland E. and Jørgensen T., 1993: Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. *Norsk Polar Institutt Meddelelser 129*, Oslo: 141 pp.

- Hagen J.O., Kohler J., Melvold K. and Winther J-G., 2003: Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux. *Polar Research*, 22 (2): 145-159.
- Harland W.B., 1997: The Geology of Svalbard, *The Geological Society Memoirs*, 17: 1-521.
- Hamran S.E., Arnholt E., Hagen J.O. and Mo P., 1996: Estimation of relative water content in a sub-polar glacier using surface-penetration radar. *Journal of Glaciology*, 42 (142): 533-537.
- Hanssen-Bauer I., 2002: Temperature and precipitation in Svalbard 1912–2050: measurements and scenarios. *Polar Record*, 38 (206): 225 – 232.
- Harrison C.H., 1973: Radio echo sounding of Horizontal layers in ice. *Journal of Glaciology*, 12 (66): 383-397.
- Heintzenberg J., 1989: Arctic Haze: Air pollution in polar regions. *Ambio*, 18: 50-55.
- Hisdal V., 1985: *Geography of Svalbard*. Norsk Polarinstitutt, Oslo: 81 pp.
- Hjelle A., 1993: *Geology of Svalbard*, Oslo, 1993: 162 pp.
- Hodson A., Kohler J., Brinkhaus M., 2005: Multi-year water and surface energy budget of a high-latitude polythermal glacier: evidence for overwinter water storage in a dynamic subglacial reservoir. *Annals of Glaciology*, 42: 42-46.
- Hofstede C.M., van de Wal R.S.W., Kaspers K.A., van den Broeke M.R., Karlöf L., Winther J-G., Isaksson E., Lappégard G., Mulvaney R., Oerter H., Wilhelms F., 2004: Firm accumulation records for the past 1000 years on the basis of dielectric profiling of six cores from Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 50 (169): 279-291.
- Holmlund P., 1988: Internal geometry and evolution of moulins, Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, 34 (117): 242-248.
- Humlum O., Instanes A., Sollid J.L., 2003: Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges. *Polar Research*, 22 (2): 191-215.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001: Observed climate variability and change. In: J.T. Houghton, et al. (Eds): *Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge: 99-181.
- Iken A., Fabri K. and Funk M., 1996: Water storage and subglacial drainage conditions inferred from borehole measurements on Gornergletscher, Valais, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 42: 233-248.
- Isaksson E., Hermanson M., Hicks S., Igarashi M., Kamiyama K., Moore J., Motoyama H., Muir D., Pohjola V., Vaikmäe R., van de Wal R.S.W., Watanabe O., 2003: Ice cores from Svalbard-useful archives of past climate and pollution history. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28: 1217-1228.
- Jahn A., 1960: Some remarks on evolution of slopes on Spitsbergen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1: 49-58.

- Jahn A., 1967a: Some features of mass movement on Spitsbergen slopes. *Geografiska Annaler*, 49A (2/4): 213-225.
- Jahn A. (Ed.), 1967b: Arktyka. *Geografia Powszechna*, PWN, Warszawa, tom V: 7-15.
- Jahn A., 1977: Periglacial forms produced by shore ice at Hornsund (Spitsbergen). In: Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970-1974 (2). *Acta Univeritatis Wratislaviensis*, 387: 19-29.
- Jania J., 1988: Dynamiczne procesy glacialne na Spitsbergenie (w świetle badań foto-interpretacyjnych i fotogrametrycznych). *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 955: 258 pp.
- Jania J., Kolondra L., Schroeder J., 1994: *Hans Glacier Topographic Map, 1:25 000*. Universite du Quebec, Norsk Polarinstitut. Katowice.
- Jania J. and Głowacki P., 1996: Is the Hansbreen in South Spitsbergen (Svalbard) a surge-type glacier? In: W.E. Krawczyk (Ed.) *23rd Polar Symposium*, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec 1996: 27-43.
- Jania J., Hagen J.O., (Eds.)1996: *Mass balance of Arctic glaciers*. IASC Report No. 5, Sosnowiec-Oslo 1996, 62 pp.
- Jania J., Mochnecki D., Gądek B., 1996: The thermal structure of Hansbreen, a tide-water glacier in southern Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 15: 53-66.
- Jania J., 1997: *Glacjologia. Nauka o lodowcach*. PWN, Warszawa, 358 pp.
- Jania J., 1999: Zmiany zasięgu i kształtu lodowców rejonu Hornsundu na Spitsbergenie. In: A.T.Jankowski, T.Szczypek (Eds). *25 lat Ośrodka Geograficznego w Uniwersytecie Śląskim: Pamięci Profesora Jana Trembaczowskiego*. Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec 1999: 63-83.
- Jania J., Głowacki P., Bukowska-Jania E., Kolondra L., Perski Z., Pulina M., Piechota A.M., Szafraniec J., Dobiński W., Piwowar B.A., 2004: Lodowce otoczenia Hornsundu. *Warsztaty Glacjologiczne Spitsbergen 2004*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen: 68-97.
- Jania J., Macheret Yu., Navarro F., Glazovsky A., Vasilenko E., Lapazaran J., Głowacki P., Migala K., Balut A., and Piwowar B.A., 2005: Temporal changes in the radiophysical properties of a polythermal glacier in Spitsbergen. *Annals of Glaciology*, 42: 125-134.
- Jaworowski Z., 2007: CO₂: The greatest scientific scandal of our time. *EIR Science*, March 16, 2007: 38-53.
- Johannessen M. and Henriksen A., 1978: Chemistry of snow meltwater: changes in concentration during melting. *Water Resources Research*, 14 (4): 615-619.
- Jouzel J., Hoffmann G., Koster R.D., Masson V., 2000: Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates. *Quaternary Science Reviews*, 19: 363-379.
- Karczewski A., 1984: Koncepcja i opracowanie mapy geomorfologicznej rejonu Fiordu Hornsund (SW Spitsbergen). In: W. Stankowski (Ed.), *XI Sympozjum Polarne*, Poznań, Referaty i Sprawozdania: 60-64.

- Karczewski A., Andrzejewski L., Chmal J., Jania J., Kłysz P., Kostrzewski A., Lindner L., Marks L., Pękala K., Pulina M., Rudowski S., Stankowski W., Szczypek T., Wisniewski E., 1984: *Hornsund Spitsbergen, Geomorphology. Explanations to the map 1:75 000 scale*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Kejna M., 2001: Warunki meteorologiczne na lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) w sezonie letnim 1999 roku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 55-65.
- Koerner R., 1997: Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in areas of high melt. *Journal of Glaciology*, 43 (143): 90-97.
- Kolondra L., Jania J., 1998: Changes of longitudinal profiles of large glaciers in southern Spitsbergen based on the airborne laser altimetry. In: P. Głowacki and J. Bednarek (Eds.) *Polish Polar Studies. 25th International Polar Symposium, Warszawa, 1998*. Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences, Warszawa: 273-277.
- Kolondra L., 2002: Werenskioldbreen and surrounding areas, Spitsbergen, Svalbard, Norway. *Orthophotomap 1:25 000 scale*, Uniwersytet Śląski Sosnowiec and Norsk Polarinstittutt Tromsø.
- Kotlyakov V.M., 1968: *Snieżni pokrwy Zemli i ledniki*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 479 pp.
- Kotlyakov W.M. (Ed.), 1984: *Glaciologiczeskij słowar*. Gidromietieoizdat, Leningrad: 527 pp.
- Kotlyakov W.M. (Ed.), 1985: *Glaciologija Szpicbergena*. Nauka, Moskwa: 200 pp
- Kotlyakov W.M. (Ed.), 2006: *Oledinienje Sewernej i Centralnoj Ewroazji w sowremennuju epoku*. Moskwa Nauka: 482 pp
- König-Langlo G, 2003: One year of particle size distribution and aerosol chemical composition measurements at the Zeppelin Station, Svalbard, March 2000-March 2001. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28: 1181-1190.
- Krawczyk W.E., Pulina M., 1982: Wstępne wyniki badań hydrologicznych i hydrochemicznych w zlewni Fugleberget (SW Spitsbergen). *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1977-1980, tom I*. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 543, Katowice: 167-180.
- Krawczyk W.E., Głowacki P., Pulina M., 1990: Hydrochemical diurnal cycle on the turn of summer and autumn in the glacial river of Werenskiold, SW Spitsbergen. In: *Spitsbergen Geographical Expeditions of M. Curie-Skłodowska University. Materials of Polar Session "Periglacial Phenomena of Western Spitsbergen"*, UMCS, Lublin: 189-202.
- Krawczyk W.E., Pulina M., 1991: Thermokarstic and glaciokarstic hydrology in Spitsbergen glaciers. In: *I International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Proceedings*, Madrid: 185-198.
- Krawczyk W.E., 1992: Chemical characteristics of water circulating in the Werenskiold Glacier (SW Spitsbergen). In: *Proceedings 2nd International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions*, Sosnowiec: 65-80.

- Krawczyk W.E., Wach J., 1993: Winter outflows of waters from the Werenskiold Glacier in the hydrological year 1985/1986. *In: J. Repelewska-Pękalowa, K. Pękala (Eds.) XX Polar Symposium, Man Impact on Polar Environment*, Lublin, June 3-5, 1993: 403-411.
- Krawczyk W.E., Opołka-Gądek J., 1994: Suspended sediment concentrations in waters of the Werenskiold glacier basin in 1986. *In: S.M. Zalewski (Ed.) XXI Polar Symposium, 60 Years of Polish Research of Spitsbergen*, Warszawa, September 23-24, 1994: 215-224.
- Krawczyk W.E. 1994. *Denudacja chemiczna w wybranych zlewniach SW Spitsbergenu*. Praca doktorska, Uniwersytet Śląski: 233 pp.
- Krawczyk W.E., Leszkiewicz J., 1995: An attempt to model outflow from the Werenskiold Glacier Basin (SW Spitsbergen). *In: Actes du 3e symposium international Cavites glaciares et cryokarst en regions polaires et de haute montagne, Chamonix – France, 1er-6 novembre 1994*, Annales litteraires de l'universite de Besancon no 561, serie Geographie no 34, ed. M.Griselin, Besancon: 55-60.
- Krawczyk W.E., Głowacki P. and Niedźwiedz T., 2002: Charakterystyka chemiczna opadów atmosferycznych w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen) latem 2000 r. na tle cyrkulacji atmosferycznych. *In: A. Kostrzewski and G. Rachlewicz (Eds.) Polish Polar Studies – Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych*. Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań 2002: 187-202.
- Krawczyk W.E., 1996: Manual for karst water analysis. *International Journal of Speleology, Handbook 1: Physical Speleology*, Bologna: 51 pp.
- Krenke A.N., Hodakov V.G., 1966: O swiazi powierzchniowego tajanija lednikow s temperaturuj wozducha. *Materialy Glaciologiczeskich Issledowanij*, 12: 153-163.
- Kropka J., Rehak J., 1987: Badania hydrologiczne i glaciokrasowe zlewni lodowca Werenskiolda w 1986r. *In: XIV Sympozjum Polarne, Lublin, Aktualne Problemy Badawcze w Arktyce i Antarktyce*: 280.
- Krzyszowska A., 1985: Chemistry of the freshwater of the Fugleberget drainage basin. *Polish Polar Research*, 6 (3): 341-347.
- Kuziemski J., 1968: Hydrological conditions in the vicinity of the Polish Base at Isbjörnhamna, Hornsund, 1958. *In: K. Birkenmajer (Ed). Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Summary of Scientific Results*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 67-75.
- Kulisz I., 1988: *Kwaśne opady i ich wpływ na środowisko*. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa 1988: 67 pp.
- Kwaśniewska E., Pereyma J., 2004: Termiczne pory roku w Hornsundzie (SW Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 157-169.
- Lamberton J., 1991: Groenland, 157m sous la glace. *Spéléo*, 4, spécial glaciaire: 1-5.
- Lappegard G., Kohler J., Jackson M. and Hagen J.O., 2006: Characteristics of subglacial drainage systems deduced from long-term load-cell measurements at Engabreen, Norway. *Journal of Glaciology*, 52 (176): 137-148.

- Lauritzen S.-E., 1996: Calibration of speleothem stable isotopes against historical records: a Holocene temperature curve for north Norway. *In: S.-E. Lauritzen (Ed.) Climatic change: the Karst Record*, vol. 2. Karst Waters Institute Special Publication, Charles Town, West Virginia: 78-80.
- Laxon S., Peacock N. and Smith D., 2003: High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region. *Nature*, 425: 947-950.
- Leszkiewicz J., 1982: Dynamika odpływu powierzchniowego zlewni potoku lodowca Nordfall (południowy Spitsbergen). *In: M. Pulina, T. Szczypek (Eds.) Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1977-1980*, 543, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, 543: 77-86.
- Leszkiewicz J., 1987: Charakterystyczne cechy zlewni polarnych oraz próba modelowania statystycznego topnienia śniegu i odpływu ablacyjnego w zachodniej części Spitsbergenu. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 920, Katowice: 84 pp.
- Leszkiewicz J., 1996: Zjawiska hydrologiczne w lodowcach Spitsbergenu wywołane efektem buchnięcia wody. *In: W.E. Krawczyk (Ed.) XXIII Sympozjum Polarne, 27-29 września 1996, Sosnowiec*: 129-138.
- Leszkiewicz J., Rehak J., 1989: Odpływ ze zlewni zlodowaczonej rzeki lodowcowej Werenskiolda i niezlodowaczonej potoku Fuglebekken (Spitsbergen) w okresie lata i jesieni 1988r. *In: A. Olszewski (Ed.) XVI Sympozjum Polarne, Toruń, 19-20 września 1989r., Dorobek i Perspektywy Badań Polarnych*, Rozprawy UMK, Toruń: 209-211.
- Leszkiewicz J., Pulina M., 1996: Comparison of the outflow from the glacier and karst massif based on the studies of the basin of the Werenskiold Glacier river (Spitsbergen) and the streams Ancon and Canilla (West Cuba, Pan de Guajaibon). *In: Spitsbergen Geographical Expeditions, Polar Session "Problems of the Contemporaneous and Pleistocene Periglacial Zone"*, UMCS, Lublin: 93-112.
- Leszkiewicz J., Pulina M., 1999: Snowfall phases in analysis of a snow cover in Hornsund, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 20: 3-24.
- Leszkiewicz J. and Głowacki P., 2001: Metamorfoza pokrywy śnieżnej w rejonie południowego Spitsbergenu w sezonie 1992/1993. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 41-54.
- Leszkiewicz J. and Caputa Z., 2004: The thermal condition of the active layer in the permafrost at Hornsund, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 25 (3-4): 223-239.
- Lliboutry L., 1983: Modifications to the theory of intraglacial waterways for the case subglacial ones. *Journal of Glaciology*, 29 (102): 216-226.
- Lliboutry L., 1996: Temperate ice permeability, stability of water veins and percolation of internal meltwater. *Journal of Glaciology*, 42 (141): 201-211.
- Lien L., Henriksen A., Traaen T. 1995: Critical loads of acidity to surface waters: Svalbard. *The Science of Total Environment*, 160/161: 703-713.

- Liestøl O., 1993: Glaciers of Svalbard, Norway. *In: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, Europe. United States Geological Survey Professional Paper 1386-E*, R.S. Williams and J.G. Ferrigno (Eds.), United States Government Printing Office, Washington: 164 pp.
- Lindner L., Marks L., Pełkala K., 1987: Quaternary chronostratigraphy of South Spitsbergen. *Polar Research*, 5: 273-274.
- Lliboutry L., 1996: Temperate ice permeability, stability of water veins and percolation of internal meltwater. *Journal of Glaciology*, 42: 201-211.
- Loth B., Graf H.-F. and Oberhuber J.M., 1993: A snow-cover model for global climate simulations. *Journal of Geophysical Research*, 98: 10451-10464.
- Loth B., Graf H.-F., 1998: Modeling the snow cover in climate studies. 1. Long-term integrations under different climatic conditions using a multilayered snow-cover model. *Journal of Geophysical Research*, 103 (D10): 11313-11327.
- Łomniewski K., Zaleski J., Żmudziński L., 1979: *Morze Arktyczne*, PWN, Warszawa: 460 pp.
- Łupikasza E., 2001: Wieloletnia zmienność opadów w atlantyckim sektorze Arktyki. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 27-40.
- Macheret Yu.Ya. and Zhuravlev A.B., 1982: Radio echo-sounding of Svalbard glaciers. *Journal of Glaciology*, 28 (99): 295-314.
- Macheret Yu.Ya., Bobrova L.I. and Sankina L.V., 1991: Ob'yemnoye gidrotermicheskoye sostoyaniye i rezhim lednikov Shpitsbergena po dannym aeroradiozondirovaniya. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*, 71: 40-53.
- Macheret Yu.Ya., Moskalevsky M.Yu. and Vasilenko E.V., 1993: Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime. *Journal of Glaciology*, 39 (132): 373-384.
- Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., 2000: Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data. *Polar Research*, 19 (2): 205-216.
- Marks L., 1981: Przebieg ostatniej deglacjacji na półwyspie Treskelen (Hornsund, Spitsbergen). *In: A. Jahn, J. Jania, M. Pulina (Eds.) VIII Sympozjum Polarne, Sosnowiec*, 1: 129-138.
- Marks R., 1978: O emisji i przenoszeniu aerozolu morskiego w rejonie fiordu Hornsund na Spitsbergenie. *In: D. Bogucki, S. Swerpel, M. Węslawski, W. Wierzbicki (Eds.) V Sympozjum Polarne, Gdańsk, Gdynia, 1978*, zeszyt 2: 60-64.
- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M., 2001: North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology*, 21 (15): 1863-1898.
- Marsz A., 1996: Rozkład wielkości wskaźnika oceanizmu termicznego na obszarze Arktyki. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 5: 11-19.

- Marsz A., Styszyńska A. (Eds), 2002: *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Wydawnictwo Uczelniane Akademii Morskiej w Gdyni, Gdynia: 222 pp.
- Martin S., Munoz E. and Drucker R., 1997: Recent observations of a spring-summer surface warming over the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 24 (10): 1259-1262.
- Mavludov B.R., 2006: *Vnutrennye drenashnye sistemy lednikov*. Institut Geografii RAN, Moskwa 2006: 395 pp.
- McDonald M., de Zafara R.L. and Muscari G., 2000: Millimeter wave spectroscopic measurements over the South Pole, 5, Morphology and evolution of HNO₃ vertical distribution, 1993 versus 1995. *Journal of Geophysical Research*, 105: 17739-17750.
- Miętus M., Filipiak J., 2001: Temperatura gruntu w rejonie Stacji Polarnej w Hornsundzie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 67-80.
- Migała K., Głowacki P., Klementowski J., 2004: Dynamika rozmarzania warstwy czynnej zmarzliny w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen) i jej przyczyny. In: A. Styszyńska and A. Marsz (Eds). *Polish Polar Studies. XXX International Polar Symposium, Gdynia*: 251-262.
- Migała K., Piwowar B.A., Puczko D. 2006. A meteorological study of the ablation process on Hans Glacier, SW Spitsbergen. *Polish. Polar Research*, 27 (3): 243-258.
- Migała K., Puczko D., Jania J., Głowacki P., 2007: Ablation of Hans Glacier (Svalbard) estimated using energy balance from the AWS data. In: J. Oerlemans and C.H. Tijm-Reijmer (Eds). *The dynamics and mass budget of Arctic glaciers. Extended abstracts. Workshop and GLACIODYN (IPY) Meeting 15-18 January 2007, Pontresina (Switzerland)*. Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Utrecht University, The Netherlands: 67-70.
- Migoń P., 1997: Post-emergence modification of marine cliffs and associated shore platforms in a periglacial environment, SW Spitsbergen: Implications for the efficacy of cryoplanation processes. *Quaternary Newsletter*, 81: 9-17.
- Moore J.C., Pälli A., Ludwig F., Blatter H., Jania J., Gadek B., Glowacki P., Moch-nacki D., and Isaksson E., 1999: High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar. *Journal of Glaciology*, 45 (151): 524-532.
- Moore J.C., Grinsted A., Kekonen T. and Pohjola V., 2005: Separation of melting and environmental signals in an ice core with seasonal melt. *Geophysical Research Letters*, 32 (10): L10501.
- Murray T., Stuart G.W., Fry M., Gamble N.H. and Crabtree M.D., 2000: Englacial water distribution in temperate glacier from surface and borehole radar velocity analysis. *Journal of Glaciology*, 46 (154): 389-398.
- Nakawo M., Hayakawa N., (Eds) 1998: *Snow and ice science in hydrology*. Nagoya University, 1998: 135 pp.

- Nicholls N., Gruza G.V., Jouzel J., Karl T.R., Ogallo L.A., Parker D.E., 1996: Observed Climate Variability and Change. *In: J.T. Houghton, L.G. Meila Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (Eds.). Climate Change 1995: The Science of Climate Change.* Cambridge University Press: 133-192.
- Niedźwiedź T., 1997a: Częstość występowania typów cyrkulacji nad Spitsbergenem (1951-1995). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 9-17.
- Niedźwiedź T., 1997b: Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i ich rola w kształtowaniu temperatury powietrza. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 19-39.
- Niedźwiedź T., 2001: Zmienność cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem w drugiej połowie XX wieku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 7-26.
- Niedźwiedź T., 2002: Wpływ cyrkulacji atmosfery na wysokie opady w Hornsundzie (Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 65-75.
- Niedźwiedź T., 2003: Współczesna zmienność cyrkulacji atmosfery, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na Spitsbergenie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 79-92.
- Niedźwiedź T., 2004: Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu temperatury powietrza w styczniu na Spitsbergenie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 59-68.
- Niedźwiedź T., 2006: Główne cechy cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem (XII.1950-IX.2006). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16: 91-105.
- Nordli P.O., Forland E.J., Niedźwiedź T., 2000: Wind-chill temperature at Svalbard and Jan Mayen. *Klima Report No. 07/00*, Det Norske Meteorologiske Institutt, Oslo: 47 pp.
- Nyberg J., Malmgren B.A., Winter A., Jury M.R., Kilbourne K.H., Quinn T.M., 2007: Low Atlantic hurricane activity in the 1970s and 1980s compared to the past 270 years. *Nature*, 447: 698-702.
- Nye J.F., Frank F.C., 1973: Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier. *IHAS Publications*. 95: 157-161.
- Oeschger H. and Langway C.C. (Eds.), 1989: *The Environmental Records in Glaciers and Ice Sheets.* A Wiley-Interscience Publication, John Wiley and Sons, Chichester: 404 pp.
- Ødegård R.S., Hagen J.O. and Hamran E.E., 1997: Comparison of radio-echo sounding (30-1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwaldbreen, southern Spitsbergen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 24: 262-267.
- Østrem G. and Brugman M., 1991: Glacier Mass-Balance Measurements. A manual for field and office work. *NHRI Science Report No.4*, Minister of Supply and Services Canada 1991: 224 pp.
- Ottar B., Gotaas Y., Hov Ø., Iversen T., Joranger E., Oehme M., Pacyna J., Semb A., Thomas W., Vitols V., 1986: *Air pollutants in the Arctic. Final report of a re-*

- search programme conducted on behalf of British Petroleum, Ltd.* Norwegian Institute For Air Research (NILU), Lillestrøm, Norway: 80 pp.
- Paatero P., Hopke P.K., Song X.-H., Ramadan Z., 2002: Understanding and controlling rotations in factor analytic models. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 60: 253-264.
- Pacyna J.M., Vitols V., Hanssen J.E., 1984: Size-differentiated composition of the Arctic aerosol at Ny-Ålesund, Spitsbergen. *Atmospheric Environment*, 18 (11): 2447-2459.
- Pacyna J.M., Ottar B., 1985: Transport and chemical composition of the summer aerosol in the Norwegian Arctic. *Atmospheric Environment*, 19 (12): 2109-2120.
- Pacyna J.M., Ottar B., Tomza U. and Maenhaut W., 1985: Long-range transport of trace elements to Ny-Ålesund, Spitsbergen. *Atmospheric Environment*, 19: 857-865.
- Pacyna J.M. and Winchester J.W., 1990: Contamination of the global environment as observed in the Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeology (Global and Planetary Change Section)*, 82: 149-157.
- Paterson W.S.B., 1994: *Physics of Glaciers* – 3rd edition. Butterworth-Heinemann, Oxford: 480 pp.
- Pälli A., 1998: *Analysis and interpretation of ground penetrating radar data of polythermal glacier, Hansbreen, Svalbard*. MSc thesis, University of Oulu, Finland.
- Pälli A., Moore J.C., Rolstad C., 2003a: Firn-ice transition-zone features of four polythermal glaciers in Svalbard seen by ground-penetrating radar. *Annals of Glaciology*, 37: 298-304.
- Pälli A., Moore J.C., Jania J. and Głowacki P., 2003b: The drainage pattern of Hansbreen and Werenskioldbreen, two polythermal glaciers in Svalbard. *Polar Research*, 22 (2): 355-371.
- Pecher K. 1994: Hydrochemical analysis of spatial and temporal variations of solute composition in surface and subsurface waters of a high arctic catchments. *Catena*, 21: 305-327.
- Pereyina J., 1991: Climatic conditions of outflow ablative waters from Werenskiold Glacier in Spitsbergen. In: *I International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Proceedings*, Madrid: 135-150.
- Petelski T., 2002: Rozkłady rozmiarów aerozoli morskich nad morzami europejskiej Arktyki. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 8: 125-135.
- Petrenchuk O.P., Drozdova O.P., 1968: Chimicheskiy sostav oblachnoy vady pri razlichnoy mikrostrukturie ablakov. In: M.E. Berljand (Ed.) *Voprosy atmosfernoj diffuzii i zagryaznenia vozducha*, *Trudy Glavnoj Geofiziceskoj Observatorii*, 207: 82-86.
- Pillewizer W., 1939: Der Gänsegletscher, 1:25 000 (topographic map). In: *Die Kartographischen und Gletscherkundlichen Ergebnisse der Deutschen Spitsbergexpedition 1938*. Petermanns Geographische Mitteilungen 238, Gotha.

- Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Makshtas A.P., Walsh D., 2003: Variability and trends of air temperature and pressure in the Maritime Arctic, 1875–2000: *Journal of Climate*, 16 (12): 2067-2077.
- Pourchet M., Lefauconnier B., Pinglot J.F. and Hagen J.O., 1995: Mean net accumulation of ten glacier basins in Svalbard estimated from detection of radioactive layers in shallow ice cores. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, B 31: 73-94.
- Przybylak R., 2000: Diurnal temperature range in the Arctic and its relation to hemispheric and Arctic circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 20: 231-253.
- Przybylak R., 2002: *Variability of air temperature and atmospheric precipitation in the Arctic*. Kluwer Academic Publishers. 2002 (25), 332 pp.
- Przybylak R., 2003: *The climate of the Arctic. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, 26. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 270 pp.
- Przybylak R., Araźny A., 2005: Porównanie warunków klimatycznych i bioklimatycznych północnej części Ziemi Oskara II z innymi obszarami zachodniego Spitsbergenu w okresie 1975-2000. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 15: 119-131.
- Przybylak R., 2007: Recent air-temperature changes in the Arctic. *Annals of Glaciology*, 46: 316-324.
- Puczko D., Jania J., Głowacki P. and Migala K., 2006: Considerations on short-term and seasonal fluctuations of Hansbreen – A Svalbard tidewater Glacier. In: J.Oerlemans and C.H. Tijm-Reijmer (Eds). *The mass budget of Arctic glaciers. Extended abstracts. Workshop and GLACIODYN Planning Meeting 29 January- 3 February 2006, Obergurgl (Austria)*. Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Utrecht University, The Netherlands: 73-77.
- Pulina M., 1975: Preliminary studies on denudation in SW Spitsbergen. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences*, 22 (2): 83-99.
- Pulina M., 1981: Działalność naukowa wyprawy zimującej na Spitsbergenie w sezonie 1970/80. In: A. Jahn, J. Jania, M. Pulina (Eds.) *VIII Sympozjum Polarne, Sosnowiec*, 2: 5-6.
- Pulina M., 1984a: Glacier karst phenomena in Spitsbergen. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 38: 163-168.
- Pulina M., 1984b: The effects of cryochemical processes in the glaciers and the permafrost in Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 5 (3-4): 137-163.
- Pulina M., Krawczyk W., Pereyma J., 1984a: Water balance and chemical denudation in the unglaciated Fugleberget basin (SW Spitsbergen). *Polish Polar Research*, 5 (3-4): 183-205.
- Pulina M., Pereyma J., Kida J., Krawczyk W., 1984b: Characteristics of the polar hydrological years 1979-80 in the basin of the Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 5 (3-4): 165-182.

- Pulina M., 1990: Geomorphological effects of the cryochemical process. *Quaestiones Geographicae*, 13/14: 99-112.
- Pulina M., 1991: Stratification and physico-chemical properties of snow in Spitsbergen in the hydro-glaciological year 1989/1990. *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. Materiały sesji Polarnej "Arctic Environment Research"*, UMCS, Lublin: 191-213.
- Pulina M., Rehak J., 1991: Glacier caves in Spitsbergen. *In: I International Symposium of Glacier Caves and Karst in Polar Regions*, Proceedings, Madrid: 93-113.
- Pulina M., 1999: *Kras. Formy i procesy*. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice: 375 pp.
- Raben P. and Theakstone W.H., 1993: Isotopic and ionic changes in a snow cover at different altitudes: observations at the glacier Austre Okstindbreen in 1991. *Annals of Glaciology*, 19: 85-91.
- Raben P. and Theakstone W.H., 1997: Use of the total input and output of ions to measure melt water runoff time through a glacier accumulation area. *Annals of Glaciology*, 24: 148-154.
- Rakusa-Suszczewski S., 1968: Thermics and chemistry of shallow water ponds in the Hornsund area, Vestspitsbergen, 1960. *In: K. Birkenmajer (Ed). Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Summary of Scientific Results*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 77-88.
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Siggaard-Andersen M-L., Clausen H., 2002: Extracting the annual signal from Greenland ice-core chemistry and isotopic records. *Annals of Glaciology*, 35: 131-135.
- Raymond C.F., Harrison W.D., 1975: Some observations on the behavior of the liquid and gas phases in temperate glacier ice. *Journal of Glaciology*, 12: 19-44.
- Repelewska-Pękalowa J., Gluza A., 1988: Dynamics of permafrost active layer – Spitsbergen. *In: V International Conference on Permafrost, Proceedings I*, Trondheim, Norway: 448-453.
- Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 2003: Spatial and temporal variation in active layer thickness, Calypsostranda, Spitsbergen. *In: Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, II*, Zurich: 941-945.
- Reuss J.O., Vertucci F.A., Musselman R.C., Sommerfeld R.A., 1995: Chemical fluxes and sensitivity to acidification of two high-elevation catchments in southern Wyoming. *Journal of Hydrology*, 173: 165-189.
- Ritzmann O., Jokat W., Czuba W., Guterch A., Mjelde R. and Nishimura Y., 2004: A deep seismic transect from Hovgård Ridge to northwestern Svalbard across the continental-ocean transition: A sheared margin study. *Geophysical Journal International*, 157 (2): 683-702.
- Rogers J.C., 1984: A comparison of the mean winter pressure distribution in the extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation. *In: H. van*

- Loon (Ed.) *Studies in Climate*, NCAR Technical Note 227, Boulder, Co.: 208-226.
- Romanov V.F., 2004: Northern hemispheric air circulation. In: S. Skreslet (Ed.) *Jan Mayen Island in Scientific Focus*, NATO Science Series, IV. Earth and Environmental Sciences, 45, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 55-66.
- Rózkowski A., 1980: Water circulation routes in glaciers of the Hornsund Fiord area. *Przegląd Geologiczny*, 5 (525): 307-313.
- Röthlisberger H. and Lang H., 1987: Glacial hydrology. In: A.M. Gurnell, M.J. Clark (Eds.) *Glacio-fluvial Sediment Transfer. An Alpine perspective*, John Wiley and sons Ltd., London: 207-284.
- Röthlisberger H., 1972: Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, 11 (62): 177-203.
- Salomon J.-N., Pulina M., 2005: Les karsts des régions climatiques extrêmes. *Karstologia Mémoires-14-2005*, L.G.P.A., Bordeaux: 220 pp.
- Schneider T., 2000: Hydrological processes in the wet-snow zone of glaciers – a review. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 36: 89-105.
- Schroeder J., 1991: Les cavités du Hansbreen creusées par les eaux de fonte, Svalbard, 77⁰ lat. N. In: *1^{er} Simposium Internacional de Cuevas Glaciers y Karst en Regiones Polares, Proceedings actas*, Madrid: 21-33.
- Schroeder J., 1994: Les moulins du glacier Hans de 1988 à 1992. In: M. Griselin (Ed.) *Actes du 3e Symposium International, Cavités Glaciaires et Cryokarst en Régions Polaires et de Haute Montagne, 1-6 novembre 1994, Chamonix, France, Paris, Les Belles Lettres: 31-39.* (Annales Littéraires de l'Université de Besançon 561, Série Géographie 34.)
- Schroeder J., 1998: Hans Glacier moulins observed from 1988 to 1992, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 52: 79-88.
- Seaberg S.Z., Seaberg J.Z., Hooke R.L. and Wiberg D.W., 1988: Character of the englacial and subglacial drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciaren, Sweden, as revealed by dye-trace studies. *Journal of Glaciology*, 34, 117: 217-227.
- Semb A. and Dovland H., 1986: Atmospheric deposition in Fennoscandia: characteristics and trends. *Water, Air and Soil Pollution*, 30: 5-16.
- Semb A., Brækkan R. and Joranger E., 1984: Major ions in Spitsbergen snow sample. *Geophysical Research Letters*, 11 (5): 445-448.
- Semb A., Hanssen J.E., Francois F., Maenhaut W., Pacyna J.M., 1995: Long range transport and deposition of mineral matter as a source for base cations. *Water, Air and Soil Pollution*, 85: 1933-1940.
- Severinghaus J.P., Grachev A. and Battle M., 2001: Thermal fractionation of air in polar firn by seasonal temperature gradients. *Geochemistry Geophysics Geosystems, An Electronic Journal of the Earth Sciences*, 2: 2000GC000146.

- Sharp M., Richards K.S., Tranter M. (Eds) 1998. *Glacier Hydrology and Hydrochemistry. Advances in Hydrological Processes*. John Wiley and Sons.
- Simões J.C., Zagorodnov V.S., 2001: The record of anthropogenic pollution in snow and ice in Svalbard, Norway. *Atmospheric Environment*, 35: 403-413.
- Sobik M., Migala K., (1993): The role of cloudwater and fog deposits on the water budget in the Giant Mountains. *ALPEX-Reg.-Bull.*, 21:13-15.
- Sobik M., Błaś M., Quiel F., 1998: Udział osadów mgielnych w przychodzie wody z atmosfery i depozycji zanieczyszczeń w lasach Sudetów Zachodnich. *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy. Materiały sesji naukowej Przesieka 15-18.X.1997*, Poznań: 151-162.
- Stankowski W., Kasprzak L., Kostrzewski A., Rygielski W., 1989: An outline of morphogenesis of the region between Hörbyendalen and Ebbadalen, Petuniabukta, Billefjorden, central Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 10 (3): 267-276.
- Stenborg T., 1968: Glacier drainage connected with ice structures. *Geografiska Annaler*, 50A (1): 25-53.
- Stenborg T., 1969: Studies on internal drainage of glaciers. *Geografiska Annaler*, 51: 13-41.
- Stohl A., Hittenberger M., and Wotawa G., 1998: Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiments. *Atmospheric Environment*. 32: 4245-4264.
- Stohl A., Berg T., Burkhardt J.F., Færaa A.M., Foster C., Herber A., Hov Ø., Lunder C., McMillan W.W., Oltmans S., Shiobara M. Simpson D., Solberg S., Stebel K., Ström J., Tørseth K., Treffeisen R., Virkkunen K. and Yttri K.E., 2007: Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7: 511-534.
- Ström J., Umegård J., Tørseth K., Tunved P., Hansson H.-C., Holmén K. Wismann V., Herber A., König-Langlo G., 2003: One year of particle size distribution and aerosol chemical composition measurements at the Zeppelin Station, Svalbard, March 2000-March 2001. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28: 1181-1190.
- Stutter M.I., Billett M.F. 2003: Biogeochemical controls on stream water and soil solution chemistry in a High Arctic environment. *Geoderma*, 113: 127-146.
- Styszyńska A., 2004a: Stan termiczny Atlantyku Północnego a zlodzenie mórz Barentsa i Grenlandzkiego (1972-1994): *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 39-57.
- Styszyńska A., 2004b: Współzależności zmian klimatycznych w Arktyce w XX wieku z procesami oceanicznymi. *Polish Polar Studies*, 30: 357-368.
- Styszyńska A., 2005: *Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki*. Wydawnictwo Uczelniane Akademii Morskiej w Gdyni: 109 pp.
- Sugden D.E., John B.S., 1976: *Glaciers and landscape. A geomorphological approach*. Edward Arnold (Publishers) Ltd. London: 376 pp.

- Szafraniec J., 2002: Influence of positive degree-days and sunshine duration on the surface ablation of Hansbreen, Spitsbergen glacier. *Polish Polar Research*, 23 (3-4): 227-240.
- Szumski P.A., 1955: *Osnovy strukturnogo ledovyedyeniya*. Izdatelstvo AN SSSR, 1955: 492 pp.
- Szumski P.A., Krass M.S., 1983: *Dinamika i tyeplovoy rezhim lednikov*. Nauka, 1983: 86 pp.
- Szumski P.A., Krenke A.N., 1965: Sowriemiennoje oledienienije Ziemli i jego izmieniennija. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*, 5: 29-34.
- Szupryczyński J., 1963: Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. *Prace Geograficzne*, Instytut Geografii PAN, 39: 1-163.
- Szupryczyński J., 1983: Some problems of the Quaternary on Spitsbergen. *In: Studies in Quaternary Geomorphology*. Geo Books, Cambridge: 149-156.
- Tuovinen J.-P., Laurila T., Lättilä H., Ryboshapko A., Brukhanov P. and Korolev S., 1993: Impact of the sulphur dioxide sources in the Kola Peninsula on air quality in northernmost Europe. *Atmospheric Environment*, 27A: 1379-1395.
- Vana M., 2004: Natural and anthropogenic aerosols in Arctic areas. *In: S. Skreslet (Ed.) Jan Mayen Island in Scientific Focus*, NATO Science Series, IV. Earth and Environmental Sciences, 45, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 67-77.
- Vasilenko E.V., Gromyko A.N., Macheret Yu.Ya., 1987: Opyt primeneniya nizkochtotoy radiolokatsionnoy apparatury dlya zondirovaniya lednikov Tyan-Shanya i Shpitsbergenu. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*, 60: 193-199.
- Vasilenko E.V., Sokolov V.A., Macheret Yu.Ya., Glazovski A.F., Cuadrado M.L., Navarro F.J., 2002: A digital recording system for radioglaciological studies. *Bulletin of Royal Society of New Zealand*, 35: 611-618.
- Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Navarro F.J., Sokolov V.G. and Shiraiwa T., 2003: Georadar VIRL for radio-echo sounding of glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*, 94: 225-234.
- Vasiliev A.S., 1915: *Na Spicbergen i po Spicbergenu vo vremya gradusnogo izmieriennya. Nablyudeniya, puteshestviya i zamietki*. Odessa, "Kommercheskaya Tipografiya" B.I. Sapozhnikova. (Zapiskon Novorossyiskavo Obshchestva Yestiestvoispytateliev XXXIX.)
- Vatne G., Refsnes I., 2003: Channel pattern and geometry of englacial conduits. *In: Proceedings 6th International Symposium: Glacier caves and karst in polar regions*: 181-188.
- Vieli A., Funk M. and Blatter H., 2000: Tidewater glaciers: frontal flow acceleration and basal sliding. *Annals of Glaciology*, 31: 217-221.
- Vieli A., Jania J., Kolondra L., 2002: The retreat of a tidewater glacier: observations and model calculations on Hansbreen, Spitsbergen. *Journal of Glaciology*, 48 (163): 592-600.

- Virkkula A., Mäkinen M., Hillamo R. and Stohl A., 1995: Atmospheric aerosol in the Finnish Arctic: particle number concentrations, chemical characteristics and source analysis. *Water, Air and Soil Pollution*, 85: 1997-2002.
- Wadham J.L., Hodson A.J., Tranter M. and Dowdeswell J.A., 1998: The hydrochemistry of meltwaters draining a polythermal-based, High-Arctic glacier, south Svalbard: I. The ablation season. *Hydrological Processes*, 12: 1825-1849.
- Wadham J.L., Tranter M. and Dowdeswell J.A., 2000: Hydrochemistry of meltwaters draining a polythermal-based, High-Arctic glacier, south Svalbard: II. Winter and early Spring. *Hydrological Processes*, 14: 1767-1786.
- Walder J. and Hallet B., 1979: Geometry of former subglacial water channels and cavities. *Journal of Glaciology*, 23: 335-346.
- Watanabe O., Motoyama H., Igarashi M., Kamiyama K., Matoba S., Goto-Azuma K., Narita H. and Kameda T., 2001: Studies on climatic and environmental changes during the last few hundred years using ice cores from various site in Nordaustlandet, Svalbard. *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue*, 54: 227-242.
- Węśławski J.M., Koszteyn J., Zajączkowski M., Wiktor J., Kwaśniewski S., 1995: Fresh water in Svalbard fjord ecosystems. In: H.R. Skjoldal, C.C. Hopkins, K.E. Erikstad and H.P. Leinaas (Eds.) *Ecology of fjords and coastal waters*, Elsevier Sci. B V: 229-241.
- Whitehead H.C. and Feth J.H., 1964: Chemical composition of rain, dry fallout, and bulk precipitation at Menlo Park, California, 1957-1959. *Journal of Geophysical Research*, 69: 3319-3339.
- Willis I., Arnold N., Brock B., 2002: Effect of snowpack removal on energy balance, melt and runoff in a small supraglacial catchment. *Hydrological Processes*, 16 (14): 2721-2749.
- Winsor P., and Björk G., 2000: Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997. *Journal of Geophysical Research*, 105:8789-8803.
- Woodward J., Sharp M., Arendt A., 1997: The influence of superimposed-ice formation on the sensitivity of glacier mass balance to climate change. *Annals of Glaciology*, 24: 186-190.
- Woźniak Z., 1984: Osady z mgły w Sudetach. *Prace Karkonoskiego Towarzystwa Naukowego*, 53: 24-34.
- Zagorodnov V.S., 1985: Ldoobrazovanie i glubinnoye stroyeniye lednikov. In: V.M. Kotlyakov (Ed). *Glyatsiologiya Shpitsbergena. Rezultaty Issledovaniy po Mezhdunarodnym Geofizicheskim Proyektam*. Moscow, Nauka: 119-147.
- Zagorodnov V.S., Zotikov I.A., 1981: Vnutrilednikovyye kanaly. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*, 41:200-2002.
- Zakharov V.F., 1976: Cooling of the Arctic and ice cover in the Arctic seas. *Trudi AANI*, 337: 95.

- Zhang J., Rothrock D. and Steele M., 2000: Recent changes in the Arctic sea ice: The interplay between ice dynamics and thermodynamics. *Journal of Climate*, 13 (17): 3099-3114.
- Zhang J., 2005: Warming of the arctic ice-ocean system is faster than the global average since the 1960s. *Geophysical Research Letters*, 32, L19602, doi: 10.1029/2005GLO24216.
- Ziaja W., 1993: Landscape differentiation and development of the south-eastern Sørkapp Land, Spitsbergen. In: *XX Polar Symposium*, Lublin: 479-484.
- Ziaja W., 2001: Glacial recession in Sørkappland and central Nordenskiöldland, Spitsbergen, Svalbard, during the 20th century. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 33: 36-41.
- Ziaja W., 2002: Zmiany w strukturze środowiska przyrodniczego Sørkapplandu. In: W.Ziaja, S. Skiba (Eds.) *Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Sørkapplandu*. Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 18-50.

Role of Physical and Chemical Processes in the Internal Structure Formation and Mass Circulation of Spitsbergen Glaciers

Summary

While analyzing the global circulation of water and energy on the Earth, the role of glaciers cannot be neglected. This is so in spite of the fact that the glaciation area on the Earth is only 16.3 million km², i.e., 11% of the surface of lands on our globe (Szumski, Krenke 1965). It is to be noted, however, that the areas covered by glaciers significantly affect not only the adjacent regions, but also the climate in global scale. At the same time, glaciers are influenced by the changing climate. The response of glaciers to the climate changes varies, depending, first of all, on their size and thermal properties (Sugden, John 1976; Paterson 1994; Jania 1997). Generally speaking, the glaciers are divided into cold, warm, and polythermal ones. The latter, of complex thermal structure, are regarded as a sensitive indicator of processes of atmosphere-cryosphere interactions in polar regions. In the case of cold glaciers, each atmospheric precipitation in the accumulation zone leads to the ice mass growth, while the mass balance of warm glaciers is only a function of the snowfall amount. In contrast to cold glaciers, the response of polythermal glaciers to climate change is much more visible. The polythermal glaciers are affected not only by air temperatures, but also by the amount and structure of atmospheric precipitation. It should be also noted that these glaciers are affected not only by solid precipitation, but also liquid, which has mostly been neglected thus far. Hence, they are sensitive to air temperature variations, and the precipitation affects not only their mass balance, but also their internal, hydrothermal structure.

The recent research indicates that the air temperature in the Arctic grows by +0.05 °C per 10 years (Christy 1995; Balling, Christy 1996; Albritton, Meria Filho 2002). Nicholls *et al.* (1996), IPCC (2001) and Hanssen-Bauer (2002) postulate that the warming of the Arctic is even more intense. However, the process is slower than the warming of the Arctic Ocean, for which the increase of temperature in the years 1961-1990 was +0.07 °C per 10 years (Martin *et al.* 1997; Zhang 2005). The solid marine ice that covers the Arctic Ocean in the summer, of a total area of 7-8 million km², responds to the recent climate changes by a decrease in range (Kotlyakov 1984; Grotefendt *et al.* 1998; AMAP 2003; Comiso 2003; Polyakov *et al.* 2003; Styszyńska 2004a, 2005). In 2005, for instance, the area of marine ice shrunk to 5.3 million km².

The region of Svalbard lies in the boundary region experiencing both the warming and the cooling of climate. This means that the study of Spitsbergen glaciers may provide important information on the direction and rate of changes in the Atlantic sector of the Arctic, and may be a basis for testing the reliability of mathematical models forecasting the impending changes in the environment and nature. In such considerations, one should take into account the effect of possible changes in direc-

tions of warm and cold sea currents, as well as the recent tectonics (Czuba *et al.* 2004, 2005; Ritzmann *et al.* 2004).

Of great importance in the study of glacier systems is an analysis of ice cores, enabling, in particular, the recognition of chemical composition of atmospheric precipitation (mostly of snow). The spatial distribution and chemical composition of admixtures make it possible to reproduce the paleoenvironmental conditions (Delmas *et al.* 1985; Koerner 1997; Watanabe *et al.* 2001; Goto-Azuma *et al.* 2002; Rasmussen *et al.* 2002; Isaksson *et al.* 2003; Hofstede *et al.* 2004; Moore *et al.* 2005). It is to be emphasized, though, that the problem to what extent the chemical composition of precipitation affects the processes within the glaciers, and, consequently, their evolution during the climate change, has not yet been studied in a complex manner. In the present work, an attempt was made to analyse the role of atmospheric precipitation and related physical-chemical processes in the aspect of their influence on the functioning of glacier systems.

The chemical processes caused by contamination of varying intensity manifest themselves, first of all, by changes in the rate of reactions taking place in the water environment. The equilibrium constants of chemical reactions and diffusion depend upon the ionic composition of contaminants contained in snow and ice. One can also expect the common ion effect and a possible change of some processes from reversible into irreversible. The processes analysed cover transformations of chemical compounds contained in the precipitation, snow cover, firn-ice mass, and glacier waters.

It is to be emphasized that thus far our knowledge of what is the role of admixtures of mineral salts contained in atmospheric precipitation in the processes within the snow cover has been relatively poor. The main effect of the occurrence of contaminants is their influence on (decrease of) the melting temperature of snow, and hence the rate of migration of meltwater in the snow cover and firn. This is of great importance for the formation of hydrothermal structure of glaciers and its evolution on account of the climate warming. With a view to a greater probability of the increase of marine aerosol admixtures in precipitation caused by climate warming (lesser marine ice cover, changes in atmospheric circulation), one can expect a greater mineralization of atmospheric precipitation, and consequently a greater amount of meltwater migrating within the glacier and leaving the glacier. As a result of lowering of the glacier water solidification temperature, related to the greater mineralization, one can also expect a greater efficiency of emitting the solidification heat to the environment after the water enters the cooler firn layers. This also leads to an increase of the amount of water in liquid phase in the whole glacier system, increasing at the same time the amount of subglacial waters. Hence, there may occur changes in rheological properties of glacier mass ice. Both the above-mentioned factors accelerate the glacier motion as a result of internal deformations, mostly by facilitating the sliding on the glacier bed (Bindschadler 1983; Vieli *et al.* 2000; 2002).

The meltwater freezing in the glacier below the winter snow cover, defined as its internal feeding, is an important element in the balance (accumulation) of glacier mass, which has not been accounted for in traditional measurement methods. These waters, depending on their ionic composition and mineralization, interact – to a differ-

ent degree – with crashed mineral material present in ice and with rocks of the substratum. Hence, they exert a direct and indirect influence on chemical denudation and mass circulation in the glacial system.

A spatial analysis of the distribution of contaminants in annual snow cover, as well as perturbations in the structure of layers and their chemical composition, make it also possible to determine the location and dynamics of snow redeposition due to blow-in and blow-out, and also give information about circulation and aerosol processes in the lower layers of the atmosphere.

The main objective of the present work, based on the research performed in Spitsbergen, is an analysis of the influence of mineral salts originating from atmospheric transport on the course of processes of snow melting, migration and freezing of meltwater (internal accumulation) within polythermal glaciers of the oceanic climate zone of the Arctic. An additional aim was to demonstrate that the recent changes of the salt and mineral dust content in atmospheric precipitation are a result of climatic changes (atmospheric circulation, wind, marine ice expansion) and anthropogenic factors, and may substantially alter the evolution of glacier systems of this part of the Arctic.

With a view to the above-mentioned aims, the author conducted research in order to:

- determine the kind and amount of pollution loads in atmospheric precipitation in Spitsbergen,
- establish the relations between meteorological conditions and physical-chemical processes in the course of snow metamorphosis,
- find the ways of migration of pollutants inside sub-polar glaciers,
- evaluate the amount of precipitation-driven pollution transport in the glacial catchments,
- determine the share of percolation waters in the glacier mass balance.

The main part of the work is based on original ideas and methods proposed by the author. The key element is an analysis of the effect of precipitation and pollutants contained therein on the mass and energy circulation within glaciers and ice covers. An analysis of the obtained data made it also possible to get a new insight into the effect of contaminants on the biotic and abiotic environment. Alongside, the complexity of the influence of glacier waters on the polar ecosystem has been described.

The author carried out physical-chemical investigations of precipitation, snow cover, firn, and glacier waters. The research covered also direct observations (speleologic technique) and the use of geophysical methods, notably the radar technique.

The study area embraces glaciers located nearby the Polish Polar Station in Hornsund, namely Hansbreen, Werenskioldbreen i Amundsenisen. Investigations cover the period of about the last 30 years, i.e., the period of year-round activity of the station. Works performed in other regions of Spitsbergen, i.e., the Lands of Nordenskiöld, Wedel Jarlsberg, Olav V, and Oscar II, have also been used in the analysis.

The present book is a synthesis of the results of the author's own investigations as well as the outcomes of environmental research of the Polish Polar Station per-

formed under his scientific guidance. The use was also made of the materials kindly provided by other polar researchers, the results available through the Internet data bases and publications related to the problems discussed in the paper. The field and laboratory measurements applied in this work were made by means of classic, standard methods, supplemented by research techniques developed or modified by the author.

The procedures worked out by the author make it possible to determine the amount of ablation waters of the glacier which freezes in its interior, so they are the key element for assessing the glacier mass balance (Głowacki 1998). It is to be emphasized that no complex, universal method has been known that would enable direct monitoring of hydrological and hydrochemical processes inside glaciers and provide data on their internal feeding. Indirect geophysical (radar) methods are only able to assess the amount of water in ice and firn, not the water chemistry.

In the light of the performed investigations and the literature it can be with full certainty stated that mineral salts transported in the atmosphere are essential in the snow and ice thawing processes and meltwater migration, and consequently, in the general mass balance of glacier systems in the oceanic climate zone of the Arctic.

The load of salt and dissolved pollutants accumulated in the snow cover of the winter season in Spitsbergen may be even in excess of 30 g/m^2 . The greatest values, of $20\text{-}30 \text{ g/m}^2$, were recorded in the Wedel Jarlsberg Earth and Torell Earth, smaller, of $10\text{-}20 \text{ g/m}^2$, at the James I Earth and Nordenskiöld Earth, and the smallest, up to 3 g/m^2 , at the Olav V Earth. Hence, there is a clear gradient of pollution changes from southwest to the center of the island, and further on, towards the northeast.

Large differentiation has been observed in the precipitation-driven contamination loads in various winter seasons. The least contamination load, only 1.75 g/m^2 , was noted in the winter of 1996/1997. Yet in the 1993/1994 winter, the precipitation carried as much as 27.9 g/m^2 of salt. The amount of salt in summer precipitation is at least by half lower than that reaching Spitsbergen in the winter. The mean salt load in the summer seasons of 1990-2004 was less than 4 g/m^2 , while during winters 1990-2005 it was over 8 g/m^2 . Also noticed was a decrease in the contamination load flowing over South Spitsbergen, in particular in the first half of 1990s. A large variability of loads from year to year points to an instability and vulnerability of this area of the Arctic to climate change, and considerable pressure on the environment exerted by the activity of large human communities in the northern part of our globe. It was found that the pollution transport from Europe to the Arctic is variable, on account of different kind of atmospheric circulation in summer and winter in the lower troposphere in the Arctic region. During winter, the high-pressure zones extend over the continents, while the low pressures prevail over the oceans. As a result of such a system, a "corridor" is formed, through which the polluted air masses travel from Central and Eastern Europe and Siberia over the Svalbard archipelago (AMAP 2004). In this period, the Polar Front does not limit the pollution inflow. During summer, the Polar Front moves further north, and the meteorological barrier hampers the pollution inflow from the south (AMAP 2004).

The contamination accumulated in the winter snow cover, together with meltwater and liquid atmospheric precipitation, infiltrate into the glacier's interior, mainly in the summer season. The process of pollution wash-out from snow is very efficient, and depends on the amount of water percolating depthward into the firn. Under suitable conditions, it may even reach 90% of salt collected in the snow cover. The salt that remained in the firn does not always correspond to the primary concentration before the thaw season. It was found that in addition to chemical composition, the acidity and reactivity of the water that remained in the firn change as well.

The wash-out of pollution from the winter snow cover exerts greatest effects for environment in the first phase of wash-out. The water that outflows at the beginning of the thaw period has much greater concentrations of ions (notably hydrogen ions) as compared to their mean concentrations observed in atmospheric precipitation. The spring episode, that can be called a "chemical shock", has also a substantial influence on the course and dynamics of natural processes in the region, and the area of action of polluted meltwater may expand onto adjacent areas.

Percolation of water into the snow cover or firn can be initiated by the four factors: (a) occurrence of positive air temperatures, (b) liquid atmospheric precipitation, (c) phoen phenomena, and (d) solar irradiance. The order in which the above factors are listed correlates with their efficiency, share, and dynamics of the water infiltration process.

The percolating waters make up about 25% of all waters created during the summer ablation on accumulation fields of the Hans Glacier, covering about 40% of its surface. In the firn zone of this glacier, upon taking into account also the liquid atmospheric precipitation from the summer season, each square meter of surface is infiltrated by as much as 1160 liters of water (the mean annual value). Of course, at glaciers whose surface is more inclined, or whose firn zones are smaller, the amount of water that infiltrates into their interior during ablation may be lower.

Part of the water that infiltrates inside the glacier freezes in its interior due to winter cooling, constituting its internal feeding. Hence, it enlarges the accumulation component in the mass balance. The mean annual amount of internal feeding for the Hans glacier, determined by chemical method, is 0.45 m w.e., while the average balance, determined by classical methods, is negative (-0.37 m w.e.). The corrected mean net balance of this glacier in the years 1989-2006, without accounting for calving, is positive and amounts to 0.08 m w.e.

The water freezing inside the glacier causes an increase in the glacier's temperature, which manifests itself by the creation of its polythermal structure, and, in particular, the occurrence of the so-called "warm ice and firn" in the accumulation zones.

The research performed has shown that the recently observed admixtures of salt and dust in atmospheric precipitation and snow cover at Spitsbergen are a result, first of all, of the ongoing climate changes. On the turn of centuries XX and XXI, an enhancement of zonal atmospheric circulation has been noticed in North Atlantic (Elsner 2007; Nyberg *et al.* 2007).

This generates extreme situations in regional and local circulation. As a result of the modified atmospheric circulation in northern part of the Atlantic, the path of the air mass inflow, and hence the pollution, from the industrial region to the Arctic, has become shorter. Noticeable is also an increased transport of pollution of eolic origin. Of utmost importance is also a decrease in the range of marine ice on the Arctic Ocean, predominantly in the polar summer. The reduced range of marine ice enables a more intense intake of marine aerosol, thereby increasing the range of influence of this aerosol on a large area. A considerable diminishing of the pollution load reaching the area of Svalbard, as observed in the 1990s, has already terminated. Presently one can notice that the amount of atmospheric precipitation of increased pollution content is growing from year to year, giving rise to an increase of salt amount deposited in the ice cover. The climate changes are also associated with the change in the precipitation structure. In South Spitsbergen we observe a distinct tendency of an increased share of liquid precipitation in the annual precipitation total, particularly pronounced in glaciated catchment areas. The increased water amount, often of enhanced mineralization, which percolates deep into the firn zones, leads to reduction of thickness or volume of cold ice in the glaciers.

The extended ablation period and favorable conditions for water infiltration to the interior and basement of glaciers accelerate the glacier's motion and enhance the calving processes. Under favorable conditions, the probability of the occurrence of glacier surging grows as well.

The method proposed and described by the author is simple, does not involve any special, expensive instruments, and can be used alongside other glaciological works. The method gives a possibility of correcting the mass balance of polythermal or warm glaciers. It is particularly useful in regions with contaminated precipitation (with higher ion concentrations). A limitation for its use may be a large amount of moraine material dispersed at the surface or inside the glacier. Neither can it be used for glaciers that are not fed directly from firn zones, but are supplied through snow avalanches or ice downflowing from the ice caps located at higher elevations.

The use and comparison of the classical GPR (ground penetrating radar) method, other geophysical techniques of research on glaciers (seismological recording of ice-quakes), laser geodetic measurements or GPS technology with unique speleological investigations, make it also possible to present new methodological conclusions relating to glaciological research. A possibility of making measurements and collecting samples in the glaciers' interiors enabled to verify the results obtained by indirect methods. Information obtained from interpretation of radar images relating to dry corridors or wells, or the infiltration of in-glacial or sub-glacial channels by water, as well as separation of the zones of warm and cold ice, was confirmed by the results of direct observations. Methodological remarks and observations relating to the chemistry of the annual snow cover are helpful for identifying the layers and their time-space distribution. They may be also helpful for selecting sites for paleoclimatic research and ice core collection.

The many-year interdisciplinary research done by the author in Spitsbergen, in cooperation with specialists of various disciplines, have not solved all the problems

relating to the effect of chemical admixtures on the glacier systems functioning. In the light of the research done it is important to make a reinterpretation of drilling core analyses, notably from the accumulation regions of lower location. Without accounting for the processes of formation of chemical composition of firn layers, as described in the present publication, it is impossible to make a correct interpretation. Along with the progress in this direction of research, noted in the literature, it would be advisable to relate the hitherto obtained results with a new deep core drilling and suitable chemical analyses of the firn-ice core. Many arguments indicate that a suitable object may be the Amundsenisen accumulation field considered in this work, for which many data have already been collected from geophysical measurements. Its temporal topographic changes have been determined, the motion dynamics has been established with the use of GPS technique, and three-dimensional ice field model was constructed. Its thermal structure has been recognized by radar sounding; mean values of accumulation and annual ablation have been calculated with the classical methods, and the many-year accumulation has been verified by isotopic methods. The Amundsenisen field, of complex polythermal structure and probably a sub-glacial lake (or its deposits), is a potential object for new research projects and new measurement techniques and methods, as, e.g., the reflection seismic surveys.

The interaction processes between the atmosphere, sea and land deserve much attention. Dust can be treated as an indicator of the emission source in the sites where the atmospheric precipitation is monitored; also, the isotopic analysis of dust enables its identification and association with specific volcanic eruptions. This gives rise to new research areas; much attention is recently given to the study of soot (black carbon), which has much greater effect on albedo than the mineral dust.

The South Spitsbergen area lies at the clashing atmospheric fronts boundary, in the interaction zone of warm West Spitsbergen Current and cold East Spitsbergen Current from the Barents Sea, and constitutes a representative site for monitoring the natural phenomena in the Atlantic sector of the Arctic. At the same time, it is not very far away from the industrial regions of Europe, so it is a suitable region for studying natural phenomena occurring there in the past. That is why the permanent interdisciplinary monitoring of ecosystem of this part of our planet is of utmost importance.

**PUBLICATIONS OF THE INSTITUTE OF GEOPHYSICS
POLISH ACADEMY OF SCIENCES**

M. Miscellanea

List of our publications since 2000 dealing with the Earth magnetism; the full list is published on the cover of our former issues.

- M-19 (281)** Badania sejsmiczności w kopalniach (Seismicity in Mines). Materiały XXIII Polsko-Czesko-Słowackiej Konferencji, Ustroń-Zawodzie, 21-22 października 1994 r.
- M-20 (294)** Podstawowe problemy głębokich badań geofizycznych i geologicznych obszaru Polski (Basic Problems of Deep Geophysical and Geological Investigations of Poland).
- M-21 (309)** Proceedings of the International Conference "Nuclear Geophysics '97" Kraków, 20-23 October 1997.
- M-22 (310)** Mining Geophysics. Proceedings of the XXVI Polish-Czech-Slovakian Symposium, Wiśła, Poland, September 23-25, 1998 (Geofizyka Górnicza. Referaty przedstawione na XXVI Polsko-Czesko-Słowackim Sympozjum w Wiśle, 23-25 września 1998).
- M-23 (314)** Bibliography of Polish Research in Spitsbergen Archipelago. Part I - 1930-1996.
- M-24 (340)** Monographic volume – Mining Geophysics.
- M-25 (347)** Wybrane problemy geofizyki współczesnej (Some current problems in geophysics), Stanisław Kramsztyk (1841-1906) in memoriam.
- M-26 (348)** 50 lat Instytutu Geofizyki PAN, 1952-2003, Bibliografia 1994-2003 (50 years of the Institute of Geophysics, 1952-2003, Bibliography 1994-2003)
- M-27 (352)** Badania geofizyczne środowiska geologicznego (Geophysical research of geological environment).
- M-28 (363)** Monographic volume – Geology, Geophysics, Geothermics and Deep Structure of the West Carpathians and Their Basement, Editors: J. Golonka and M. Lewandowski.
- M-29 (395)** Monographic volume – Mining and Environmental Geophysics, Editors: A. Idziak and R. Dubiel

ISBN-83-88765-72-8