

Konsekwencje globalnego ocieplenia dla kriosfery

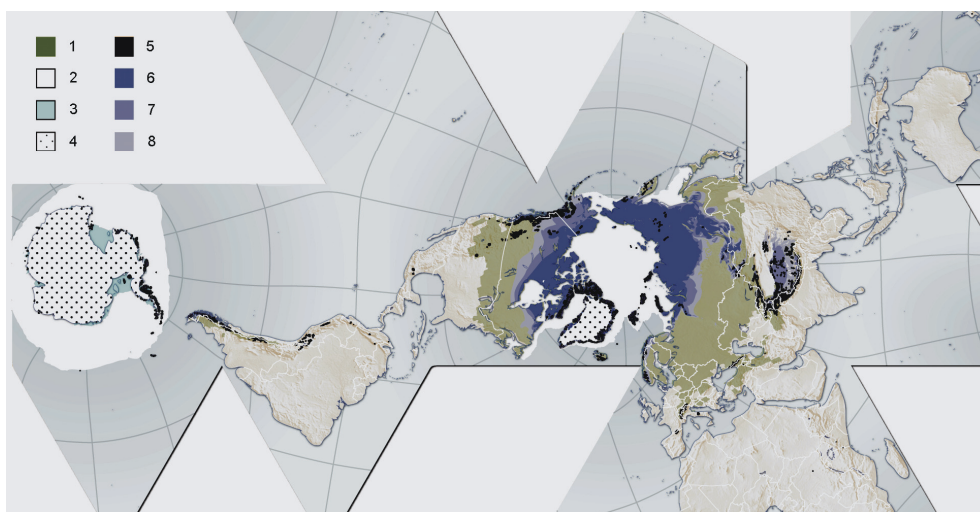
Wstęp

Ocieplenie klimatu oddziałuje na rozciągłość i masę lodu naturalnego w środowisku przyrodniczym w skali globalnej. Przemiany fazowe wody są istotnymi procesami przepływu energii w środowisku przyrodniczym. Krzepnięcie i topnienie, parowanie i kondensacja oraz sublimacja i resublimacja powodują pochłanianie lub wydzielanie odpowiednio: 333,6 J/g, 2257 J/g oraz 2834 J/g. Faza stała wody występuje szeroko w atmosferze, w obrębie polarnych obszarów morskich i na polarnych oraz wysokogórskich obszarach lądowych (por. ryc. 1). Zmiany klimatyczne są ściśle związane z interakcją między atmosferą, oceanami i kriosferą. Kriosfera jest integralną częścią globalnego systemu klimatycznego. Jej występowanie w istotny sposób zależy od warunków klimatycznych, a przemiany fazowe wody, poprzez pozytywne i negatywne sprzężenia zwrotne, oddziałują na klimat poprzez przepływ energii i masy (para wodna, chmury, opady atmosferyczne). Ma to wpływ na cyrkulację atmosferyczną i oceaniczną.

Kriosfera definiowana jest jako powłoka lodowa Ziemi, obejmująca warstwę od górnej troposfery do dolnej granicy gruntów przemarzniętych (wieloletniej zmarzliny). Jest ona w ścisłym związku z atmosferą, litosferą i hydrosferą. Do kriosfery należy lód w chmurach, lody lodowców i lodolodów, lód w wieloletniej zmarzlinie (i w okresowo zamarzającym gruncie), pokrywa lodowa mórz, rzek i jezior, a także śniegi stałe w wysokich górach i obszarach polarnych oraz okresowe w umiarkowanej strefie klimatycznej. Pojęcie kriosfery, od greckiego *kryos* (lód, zimno, chłód), wprowadził do literatury światowej A.B. Dobrowolski (1923) i kriologią nazywał naukę o wszelkich przejawach lodu w przyrodzie. O ile jeszcze kilkanaście lat temu w literaturze anglosaskiej preferowano termin „glacjologia” dla nauki zajmującej się wszystkimi rodzajami lodu naturalnego (por. Jania J., 1997), to obecnie terminy kriosfera i kriologia są w powszechnym użyciu.

Współczesne ocieplenie klimatu potwierdzone jest wieloletnimi ciągami obserwacyjnymi (IPCC, 2007) oraz danymi o zmianach środowiskowych (por. UNEP, 2008), zwłaszcza ewolucją kriosfery. Niezależnie od przyczyn ocieplenia, których powszechnie upatruje się w emisji gazów cieplarnianych (szklarniowych) m.in. dwutlenku węgla,

metanu, freonów i in., w wyniku działalności przemysłowej i gospodarczej człowieka (IPCC, 2007), śledzenie zmian kriosfery umożliwia ustalenie, czy tendencja klimatyczna jest trwała oraz ułatwia prognozowanie zmian. Ze względu na różną wrażliwość na ocieplenia klimatu poszczególnych komponentów kriosfery, należy rozpatrywać ich reakcje oddzielnie, jednakże wysnuwać szersze wnioski na podstawie wszystkich rezultatów.



Ryc. 1. Rozprzestrzenienie kriosfery na Ziemi: 1 – śnieg, 2 – lód morski, 3 – lodowce szelfowe, 4 – lądolody, 5 – lodowce i czapy lodowe, 6 – wieloletnia zmarzlina ciągła, 7 – wieloletnia zmarzlina nieciągła, 8 – wieloletnia zmarzlina wyspowa. Zasięg śniegu na półkuli północnej przedstawia średnią dla lutego w okresie 1966-2005, a na półkuli południowej średni zasięg w sierpniu dla okresu 1987-2003. Rozprzestrzenienie lodu morskiego na półkuli północnej – średnia dla marca z okresu 1979-2003; na półkuli południowej – średnia dla sierpnia z okresu 1979-2002. Nie przedstawiono danych o wieloletniej zmarzlinie w obszarach górskich i na półkuli południowej oraz lodu na jeziorach i rzekach (The Cryosphere, world map. UNEP/GRID-Arendal Maps and Graphics Library, June 2007, <http://maps.grida.no/go/graphic/the-cryosphere-world-map>.

Opracowanie: H. Ahlenius, UNEP/GRID-Arendal)

Brak jest w polskiej literaturze aktualnych prac przeglądowych, obejmujących interakcję między zmieniającym się klimatem a kriosferą. Wcześniejsze szersze opracowania (np. Jahn A., 1970; Jania, 1997) bardziej skupiały się na mechanizmach procesów w obrębie komponentów kriosfery niż na ich reakcji na zmiany klimatu. W literaturze światowej stosunkowo często pojawiają się prace dotyczące związków między ociepleniem klimatycznym a lodem morskim, lodowcami lub wieloletnią zmarzliną. Natomiast opracowania syntetyczne wiążą się z analizami zmian klimatu w skali globalnej (IPCC, 2001, 2007) lub regionalnej (ACIA, 2005). Mają one jednak istotne ułomności takie jak nieoszacowanie roli lodowców i lądolodów w interakcji z oceanami, zwłaszcza wpływem na wzrost poziomu oceanu światowego. Pojawiają się również prace monograficzne, stara-

jące się wszechstronnie rozpatrywać reakcje kriosfery na ocieplenie klimatu i wynikające z tego implikacje środowiskowe (np. Slaymaker O., Kelly R.E.J., 2006; UNEP, 2007). Niniejsza praca ma tę lukę w polskiej literaturze częściowo wypełnić. Jej celem jest przegląd najnowszych wyników badań nad reakcją kriosfery na postępujące ocieplenie klimatu, z uwzględnieniem wkładu polskich zespołów naukowych, oraz wskazanie oddziaływania zmieniającej się kriosfery na klimat i środowisko w skali globalnej. Ze względu na kompleksowość zagadnienia podjęto próbę zarysowania tylko najistotniejszych rezultatów i aktualnych kierunków badań. Rozpatrywana jest tutaj pokrywa śnieżna, lody morskie, lodowce oraz wieloletnia zmarzlina. Pominięto lód atmosferyczny oraz kriosferę w górach. Szczególną uwagę skoncentrowano na lodach morskich Arktyki oraz lodowcach i lądolodach.

Przestrzenny rozkład elementów kriosfery

Łatwiej jest zdefiniować przestrzenny zasięg kriosfery na Ziemi dla trwalszych jej przejawów, jak lodowce, lody morskie czy wieloletnia zmarzlina, zaś znacznie trudniej to zrobić dla sezonowej pokrywy śnieżnej oraz lodu w okresowo przemarzniętym gruncie. Poza zmianami sezonowymi, na obraz rozprzestrzenienia kriosfery nakładają się zmiany międzyroczne oraz długookresowe wahania lub tendencje. Zwykle (ale nie zawsze) są one efektem oddziaływania zmian klimatu. Techniki satelitarne, wykorzystujące obrazy pozyskane z różną częstością i o różnej rozdzielczości, są obecnie podstawą wnioskowania o zmianie rozkładu przestrzennego wielu komponentów kriosfery w skali regionalnej i globalnej. Nie można jednak obejść się bez trudnych, ale bardzo istotnych, bezpośrednich badań terenowych, szczególnie w odniesieniu do wieloletniej zmarzliny.

Rozkład przestrzenny kriosfery, ze względu na odmienne rozmieszczenie lądów i mórz na półkuli północnej i południowej jest na Ziemi nierównomierny (ryc. 1). W obszarze okołobiegunowym północnym dominuje „zlodowacenie morskie” i „zlodowacenie podziemne”, wg obrazowej terminologii A. Jahna (1977), zaś w południowym obszarze polarnym występuje rozległe „zlodowacenie naziemne” – lądolód Antarktydy. Sumaryczne zestawienie powierzchni poszczególnych elementów składowych kriosfery (z wyłączeniem powszechnie występujących chmur lodowych w wyższych partiach troposfery) wyraźnie wykazuje globalne znaczenie tego komponentu środowiska (tabela 1). Proporcje pomiędzy ogólnymi powierzchniami składowymi kriosfery są różne dla zimy i lata (na półkuli północnej) ze względu na przemienność pór roku na obu półkulach oraz różne proporcje między lądami i morzami. Powierzchnia lodów morskich na Ziemi zmienia się w zakresie 19-29 mln km². W wieloleciu 1979-2000 na półkuli północnej największy zasięg stwierdzano w marcu (14 mln km²), a najmniejszy obserwowany był we wrześniu (7-9 mln km²). Na półkuli południowej na wrzesień przypadało maksymalne rozprzestrzenienie lodowej pokrywy mórz wokół Antarktydy (17-20 mln km²), a minimal-

ne w lutym (3-4 mln km²), jak wynika z danych dla wielolecia 1979-1996 (IPCC, 2007; UNEP, 2007).

Tab. 1. Powierzchnie różnych elementów kriosfery na Ziemi w czasie zimy i lata na półkuli północnej (za O. Slaymaker i R.E.J. Kelly, 2006)

Powierzchnia elementów kriosfery	Zima [mln km ³]	Lato [mln km ³]
Pokrywa śnieżna	47	7
Okresowo przemarznięty grunt	54	0,7
Wieloletnia zmarzlina	25	25
Lód morski	20	28
Łądolody	16	16
Lodowce	0,5	0,5
Lód na jeziorach i rzekach	1	0,1

Na zlodowacenie lądowe Ziemi składają się łądolody i lodowce. Brak jest aktualnego inwentarza lodowców świata, jest on jednak tworzony, głównie na bazie analizy wysokorozdzielczych obrazów satelitarnych przez National Snow and Ice Data Center (NSIDC), przy szerokiej współpracy międzynarodowej (<http://nsidc.org/data>). Ogólna powierzchnia łądolodów i lodowców szacowana jest na ok. 16 mln km². Największym obszarem zlodowaconym jest Antarktyda z powierzchnią łądolodu i lodowców ok. 13,72 mln km². Średnia grubość łądolodu antarktycznego wynosi 2160 m, a jego grubość maksymalna 4776 m (Drewry D., 1983). Powierzchnia łądolodu grenlandzkiego określana jest jako 1,64 mln km² (Dowdeswell J.A. i Hagen J.O., 2004). Całkowitą objętość łądolodu Antarktydy obliczono na ok. 27,6 mln km³, a łądolodu grenlandzkiego na 2,9 mln km³ (UNEP, 2007). Natomiast całkowita objętość lądowych mas lodowych w Arktyce wynosi ok. 3,1 mln km³ (Dowdeswell J.A. i Hagen J.O., 2004).

Ogólna masa lodu zawartego w kriosferze szacowana jest na około $2,4 \div 2,6 \cdot 10^{16}$ t (wg różnych źródeł). Rozprzestrzenienie i masa kriosfery sprawiają, że jest ona bardzo istotnym elementem środowiska przyrodniczego Ziemi. Jest zatem bardzo ważnym czynnikiem oddziaływania na klimat, a na rozległych obszarach półkuli północnej determinuje warunki życia i gospodarowania ludzi.

Pokrywa śnieżna

Pokrywa śnieżna jest najbardziej zmiennym przestrzennie i czasowo elementem kriosfery. Pojawia się zimą na lądach i na pływających lodach morskich. Badania satelitarne występowania pokrywy śnieżnej rozpoczęła NOAA w 1966 r. w zakresie promieniowania widzialnego, a dane w zakresie mikrofalowym (*passive microwave*) zaczęto zbierać w 1978 r. dla okresów tygodniowych. Od 1999 r. analizę wizualną obrazów

zastąpiono automatyczną. Jeżeli brać pod uwagę tylko obszar lądów, to na półkuli północnej powierzchnia ta zmienia się w zakresie 1,9 mln km², przy minimalnym zasięgu w sierpniu, do 40-50 mln km², przy maksymalnym, osiąganym w styczniu lub lutym (ACIA, 2005). Zasięg minimalny ogranicza się do śniegu na lądolodzie Grenlandii oraz w strefach akumulacyjnych lodowców polarnych i górskich (Armstrong R.L., Brodzik M.J., 2005). Na półkuli południowej, poza lądolodem Antarktydy, sezonowa pokrywa śnieżna występuje w Andach, na Półwyspie Antarktycznym, w górach Nowej Zelandii i Australii. Zmienność tam jest mniejsza, co wynika z mniejszej powierzchni lądów w wyższych szerokościach geograficznych. Badania satelitarne oraz zestawienie wcześniejszych klasycznych danych archiwalnych pozwoliły na rekonstrukcję zmian powierzchni pokrytych śniegiem wiosną (marzec-kwiecień) na półkuli północnej od 1922 r. Istotny statystycznie trend liniowy wskazuje na zmniejszanie się powierzchni śnieżnych w tempie $2,7 \pm 1,5$ mln km² na 10 lat, czyli $7,5 \pm 3,5\%$ na dekadę. Natomiast w 2006 r. średnie rozprzestrzenienie śniegu wynosiło 24,9 mln km², czyli o 0,6 mln km² mniej niż średnia dla okresu 1966-2005 (UNEP, 2007). Wyniki te pokazują niewielki, ale istotny trend zmniejszania zasięgu pokrywy śnieżnej na lądach, przy dużej zmienności międzyrocznej. Płytką pokrywa śnieżna, zalegająca na niewielkich wysokościach w klimacie umiarkowanym jest najbardziej wrażliwa na zmiany temperatury.

Wielkość obszaru zajętego przez pokrywę śnieżną i czas jej zalegania zależy od sumy opadów śniegu formujących tę pokrywę oraz bilansu energetycznego jej powierzchni. Ocieplenie klimatu wywołuje wzrost temperatury powietrza, ale również powierzchni oceanów. Wzmaga to parowanie i stwarza warunki do powstawania bardziej obfitych opadów śnieżnych. Dotyczy to obszarów chłodniejszych, czyli wysokopolarnych i górskich. W Arktyce i w Skandynawii stwierdzono wzrost opadów śnieżnych na terenach położonych wyżej (centralne, najwyższe części lądolodu grenlandzkiego, najwyższe partie pól lodowych Svalbardu). W pobliżu stacji w Abisko (Szwecja) w okresie 1913-2002 stwierdzono wzrost grubości pokrywy śnieżnej o ok. 2 cm (5%) na dekadę, podczas gdy w okresie 1935-2002 o 10% na 10 lat. Również wszystkie sezonowe średnie wartości grubości śniegu wykazują dodatni trend w dłuższych okresach czasu (Kohler J. i in., 2006). Długość czasu zalegania pokrywy śnieżnej nie wykazała tam wyraźnej tendencji. W południowej Skandynawii i na obszarach położonych nisko w części północnej półwyspu stwierdzono istotny statystycznie trend skracania długości trwania pokrywy śnieżnej wiosną (luty-lipiec) o 1-4 dni na rok, na podstawie tygodniowych raportów satelitarnych NOAA dla okresu 1970-2004. Natomiast na położonych niedaleko wysokich fieldach notuje się wydłużenie o 1-3 dni na rok (UNEP, 2007). Czas zalegania pokrywy śnieżnej w pobliżu alaskańskiej stacji Barrow nad Morzem Arktycznym ulega skróceniu. W latach 50. XX wieku daty zaniku śniegu przypadają na drugą dekadę czerwca, podczas gdy w końcu lat 90. już od połowy maja pokrywa śnieżna zniknęła,

przy znacznie większej zmienności międzyrocznej niż przed pół wiekiem (ACIA, 2005). Generalny obraz tych zmian trwałości pokrywy śnieżnej jest regionalnie zróżnicowany. Skracanie okresu zalegania śniegu na gruncie jest wyraźniejsze w klimatach oceanicznych średnich szerokości geograficznych i na obszarach położonych niżej. Dotyczy to także niższych partii gór w tych regionach. Odpowiadają za to wyższe temperatury powietrza zimą, częstsze epizody zimowych odwilży i deszczy oraz fale gorących dni w okresie wiosennym.

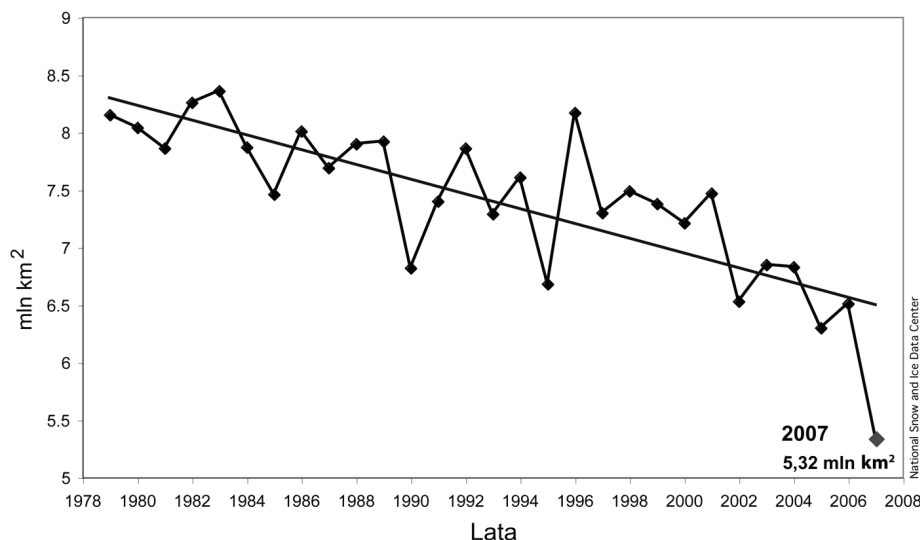
Zmniejszanie zasięgu i długości zalegania pokrywy śnieżnej wyraźnie oddziałuje na roczny bilans energetyczny powierzchni gruntu, a tym samym na klimat. Wiąże się to z różnicami albedo pokrywy śnieżnej i gruntu. Powierzchnia śniegu odbija 60-90% dochodzącego promieniowania krótkofalowego (w zależności od jej charakteru i ewentualnego zabrudzenia), podczas gdy roślinność i ciemna gleba zaledwie 10-20%. Pochłaniana energia podnosi temperaturę gruntu i oddziałuje na temperaturę dolnych warstw atmosfery. Tak więc zarówno rozprzestrzenienie pokrywy śnieżnej, jak i czas jej zalegania ma istotne znaczenie dla zmian klimatu.

Lód morski

Lód pokrywający morza można klasyfikować pod względem wielu cech fizycznych (por. np. Slaymaker O., Kelly R.E.J., 2006). Ze względu na oddziaływanie z atmosferą najprościej podzielić pokrywę lodową na jednoroczną i wieloletnią. Ta pierwsza jest cieńsza (0,3-2 m) i ma zwykle w miarę gładką powierzchnię, jest jednak bardziej krucha, więc łatwiej pęka i deformuje się. Wieloletni lód morski jest znacznie grubszy (2-4 m) i nosi cechy wcześniejszych deformacji pod wpływem wieloletniego dryfowania.

Cechy pokrywy lodu morskiego są wyraźnie różne na obu półkulach. Na otwartych przestrzeniach Oceanu Południowego rozwój przestrzenny lodu morskiego nieomalże nie jest ograniczany przez lądy. Tak więc sezonowa zmienność jego powierzchni sięga 600%, podczas gdy w Arktyce tylko nieco ponad 200%. Ta zmienność sezonowa obejmuje najczęściej lód „młody” z ostatniej zimy. Średnia grubość antarktycznych lodów morskich jest rzędu 1 m, podczas gdy w Arktyce wynosi ponad 2 m i waha się od 1,5 do prawie 5 m (Rothrock D.A. i in. 1999), a w spiętrzeniach nawet ponad 15 m.

Wieloletni monitoring satelitarny zmian powierzchni lodów morskich pokazuje, że na półkuli południowej, mimo wielkich fluktuacji sezonowych, do końca XX wieku notowano słabą tendencję wzrostu jego powierzchni o ok. 0,8% na 10 lat (UNEP, 2007). W ostatnim okresie notowane jest regionalne zmniejszanie powierzchni, ale nie można uznać, że następuje odwrócenie tej tendencji. Natomiast na półkuli północnej w okresie od lat 60. do końca XX wieku notowano średnie zmniejszanie powierzchni pokrywy lodowej o 2,9% na dekadę (ACIA, 2005). W pierwszych latach XXI wieku nastąpiło intensywne przyspieszenie zaniku arktycznych lodów morskich (ryc. 2).



Ryc. 2. Zmiany powierzchni lodów morskich Arktyki w sierpniu dla okresu 1979-2007 r. Widoczne fluktuacje międzyroczne oraz wyraźny trend spadkowy (wg National Snow and Ice Data Center - NSIDC, <http://nsidc.org/seaice> 2007).

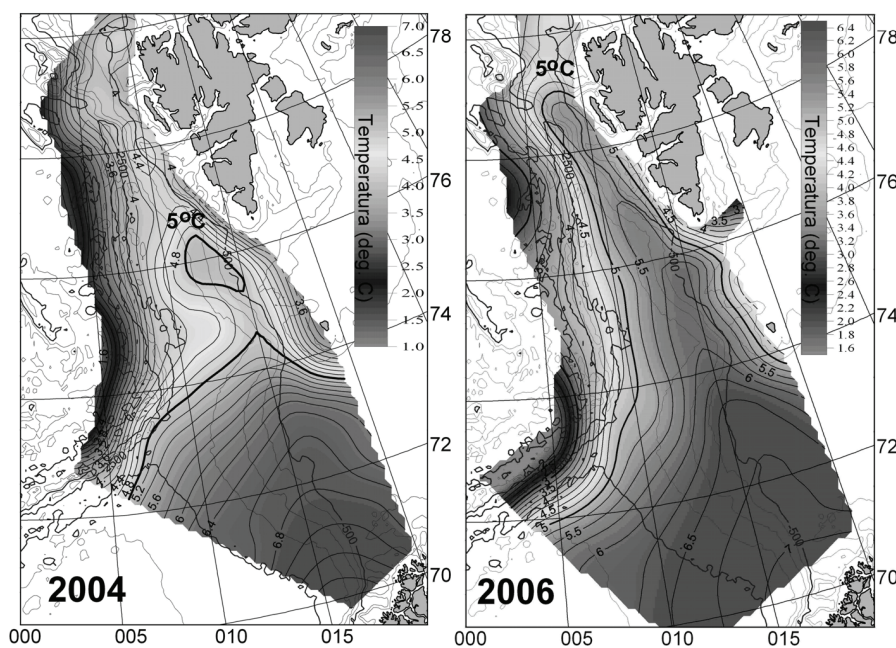
Po rekordowo małym zasięgu pokrywy lodowej w końcu sezonu topnienia (wrzesień) w 2005 r., gdy powierzchnia pokryta lodami zmniejszyła się do 5,32 mln km², we wrześniu 2007 r. zanotowano jeszcze mniejszą powierzchnię – 4,28 mln km². W ciągu 2 lat rozległość powierzchni wieloletnich lodów morskich zmniejszyła się o 23 %, a o 39% w stosunku do średniej z wielolecia (ryc. 3). Tak więc ogólny trend zmian powierzchni pokrytej lodem morskim w okresie 1978-2007 wzrósł aż do ponad 10% na 10 lat (wg National Snow and Ice Data Center – <http://nsidc.org>). W końcu lata 2007 r. istniały warunki, aby przepłynąć z Atlantyku na Pacyfik bez asysty lodołamacza. Intensywniejsze zmniejszanie pokrywy lodowej w Arktyce następuje asymetrycznie i jest wyraźniejsze w jej wschodniej części (ryc. 3). Dramatycznie szybki zanik morskich lodów Arktyki wyjaśniany jest działaniem wielu nakładających się procesów. Należy do nich wzmożone topnienie powierzchni lodu, intensywniejszy dryf i dezintegracja mechaniczna oraz dopływ cieplejszych wód atlantyckich i być może także pacyficznych do basenu Morza Arktycznego. Wzmożenie topnienia lodów morskich i zmniejszanie ich grubości obserwowano w dwóch ostatnich dekadach XX wieku (ACIA, 2005). Na podstawie wielu danych, w tym rejsów badawczych amerykańskich okrętów podwodnych w latach 1993-1997, stwierdzono wyraźne zmniejszanie grubości zanurzonej w wodzie części pokrywy lodowej. I tak w okresie 1956-1978 średnio w całym basenie wynosiła ona 3,1 m, podczas gdy w latach 1992-1997 zanotowano tylko 1,8 m (Rothrock, D.A. i in., 1999).



Ryc. 3. Mapa rozprzestrzenienia lodów morskich w Arktyce. Przedstawiono średni zasięg we wrześniu dla okresu 1979-2000, poprzednie minimum zasięgu we wrześniu 2005 oraz minimum wrześniowe w 2007 (na podstawie UNEP/GRID-Arendal, NSIDC, 2007; <http://nsidc.org/seaice>). Zaznaczono położenie Polskiej Stacji Polarnej na Spitsbergenie, Svalbard

Największy ubytek grubości lodu morskiego stwierdzono we wschodniej Arktyce, gdzie podwodna część zmniejszyła grubość z 3,4 m do 1,4 m. Francuski szkuner badawczy „Tara” z międzynarodową załogą podjął w badania oceanograficzne i lodów morskich przez wmarznięcie w nie we wrześniu 2006 r. w pobliżu wybrzeży Syberii. Było to powtórzenie pionierskiej ekspedycji F. Nansena specjalnie skonstruowanym żaglowcem motorowym „Fram” w latach 1893-1896. „Tara” odbyła dryf wraz z lodami morskimi i w styczniu 2008 r. uwolniła się z lodów w pobliżu Grenlandii w Cieśninie Fram. Była to część realizacji wielkiego programu europejskiego Damocles. Badania „Tary” przyniosły bardzo interesujące dane. Wstępne wyniki wskazują, że dryf odbywał się z prędkością dwukrotnie większą niż „Frama”. Sondáže aerologiczne wykazały latem temperatury powietrza nawet ponad $+10^{\circ}\text{C}$ na wysokości od 400-800 m nad lodem. Badania oceanograficzne ujawniły cieplejsze niż na powierzchni masy wód na głębokościach od 200 m do 800 m (<http://www.taraexpeditions.org>).

W programie Damocles uczestniczy Instytut Oceanologii PAN (IO PAN). Studia nad stratyfikacją wód Morza Grenlandzkiego i pogranicza z Morzem Barentsa pomiędzy Półwyspem Skandynawskim a Svalbardem prowadzone są od 1989 r. z jachtu badawczego „Oceania”. Badania wykonywane są corocznie latem wzdłuż tych samych profili sondowania. Daje to najdłuższą systematyczną serię badań własności fizycznych wód morskich w rejonie Arktyki (S. Primakov, 2007 – informacja ustna). Są one kluczowe dla określenia dopływu ciepłych wód z Północnego Atlantyku do basenu Morza Arktycznego w rejonie skłonu szelfu kontynentalnego. Zespół z IO PAN pod kierunkiem J. Piechury (Walczowski W., Piechura J., 2006, 2007) stwierdził intensywniejszy napływ cieplejszych i bardziej słonych wód atlantyckich na głębokościach poniżej 100 m. W ciągu 2 lat (2004-2006) lat izoterma $+5^{\circ}\text{C}$ (na głębokości 100 m) przesunęła się o ponad 4° szerokości geograficznej na północ (ryc. 4).



Ryc. 4. Porównanie przebiegu izotermy $+5^{\circ}\text{C}$ dla wody morskiej na głębokości 100 m we wschodnim Morzu Grenlandzkim pomiędzy Półwyspem Skandynawskim a archipelagiem Svalbard w latach 2004 i 2006 (wg W. Walczowskiego i J. Piechury, 2007)

Najprawdopodobniej te cieplejsze wody mogły być również wykrywane w czasie sondowań z dryfującej „Tary”.

Interakcja między oceanami a klimatem skutkuje dramatyczną dezintegracją pokrywy arktycznych lodów morskich. Odczuli je bezpośrednio uczestnicy ekspedycji oceanograficznej Instytutu Badań Arktyki i Antarktyki z St. Petersburga, umieszczonej na

wieloletnim lodzie morskim z lodołamacza atomowego „Rosija” dnia 7 czerwca 2007 r. na północ od Wysp De Longa (ok. 1000 km od bieguna północnego). Kilkanaście osób miało prowadzić badania morza i lodu w obozie ustawionym na wieloletnim, dryfującym lodzie morskim. Zaplanowano całoroczne wykorzystanie budynków obozu. Intensywne topnienie i dezintegracja wieloletniego paku lodowego w czasie lipca i sierpnia 2007 zmusiły do ewakuacji ekspedycji z obozu przez lodołamacz „Omsk” i statek badawczy „Akademik Fiodorov” dnia 22 sierpnia 2007 r., w odległości ok. 450 km od bieguna. Wieloletni, zwarty lód morski rozpadł się na wiele dużych kier lodowych, pokrytych płytkimi zagłębieniami z wodą roztopową, a obóz został zniszczony (S. Primakov, 2007 – informacja ustna).

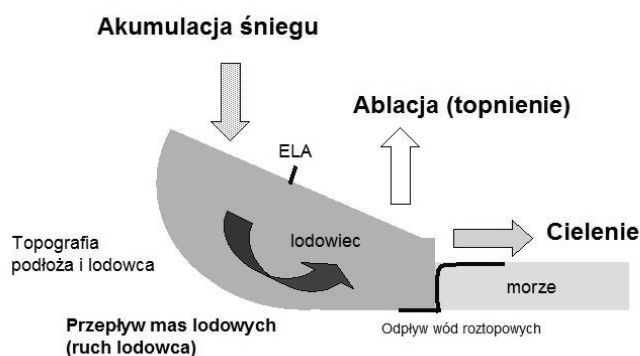
Intensywne zanikanie pokrywy lodów morskich Morza Arktycznego znacznie wyprzedza scenariusze wynikające z modeli klimatycznych. Z dotychczasowych prognoz wynikało, że minimalny zasięg z września 2007 r. był przewidywany do osiągnięcia dopiero w okresie 2040-2060 (por. ACIA, 2005). Najprawdopodobniej udział czynników oceanicznych, w postaci wlewu ciepłej wody z Atlantyku do basenu Morza Arktycznego, połączone z intensywniejszym topnieniem powierzchni lodu i zmniejszeniem jego albedo (z powodu przemoczenia śniegu i powstania wspomnianych zbiorników wodnych na lodzie), a także większą intensywnością cyrkulacji atmosferycznej, doprowadza do drastycznej dezintegracji wieloletnich lodów morskich. Na corocznej jesiennej konferencji Amerykańskiej Unii Geofizycznej (AGU Fall Meeting) w grudniu 2007 r. amerykański zespół, kierowany przez W. Maslowskiego, przedstawił nowy model numeryczny zmniejszenia grubości lodów morskich w całej Arktyce. Uwzględnia on także czynniki oceaniczne (Whelan, J. i in., 2007). Wynika z niego, że kompletny zanik pokrywy lodowej może nastąpić do 2013 r. Autorzy sugerują, że szybka dezintegracja obserwowana w ostatnich latach będzie się wzmacniać. Do podobnych wstępnych wniosków doszli uczestnicy ekspedycji „Tara” na podstawie swoich bezpośrednich obserwacji. Oznacza to drastyczne przyspieszenie reakcji arktycznych lodów morskich na ocieplenie klimatu. Skutkowac to będzie pozytywnym sprzężeniem zwrotnym. Zaniknięcie 4-5 mln km² lodu morskiego o wysokim albedo (rzędu 80%) sprawi, że w czasie lata polarnej odsłonięta powierzchnia morza (albedo rzędu 10%) będzie absorbować znacznie więcej promieniowania krótkofalowego. Morze pozbawione izolacji w postaci pokrywy lodowej ogrzewać będzie atmosferę. Należy spodziewać się globalnych, a nie tylko regionalnych skutków wzmoczenia ocieplenia obszaru Arktyki.

Lodowce i lądolody

Lodowce są to masy lodu położone na lądzie, utworzone z nagromadzonych opadów śniegu i znajdujące się w stałym, zazwyczaj powolnym, ruchu. Ta definicja odnosi się także do lądolodów, które różnią się od lodowców jedynie rozmiarami i wynikającymi

z tego różnicami w zachodzących procesach. Cechy lodowców i przebieg procesów w obrębie systemu glacialnego zależy wyraźnie od warunków klimatycznych, w których się rozwinęły i funkcjonują. Zależności od klimatu dotyczą przede wszystkim bilansu masy lodowców (ryc. 5) i bilansu energetycznego ich powierzchni (Jania J., 1997).

Dynamiczna odpowiedź lodowców na ocieplenie klimatu



$$\text{Akumulacja} \ll \text{Ablacja powierzchniowa} + \text{cielienie} = \text{Wzrost poziomu oceanów}$$

Ryc. 5. Schemat najważniejszych procesów w obrębie lodowca uchodzącego do morza, odpowiadających za ich dynamiczną reakcję na ocieplenie klimatu

W uproszczeniu obejmuje to akumulację zimową śniegu i letnie topnienie powierzchniowe. W przypadku lodowców uchodzących do morza, dodatkowo, istotna jest także interakcja z wodą morską. Ocieplenie klimatyczne wpływa przede wszystkim na topnienie powierzchniowe lodowców. Jednakże rozległość i grubość lodowców zależy także od procesów ruchu lodu. Lodowiec zachowuje niezmienną geometrię powierzchni (zasięg i rozkład przestrzenny masy lodu) przez dłuższy czas tylko wtedy, gdy przychody masy (akumulacja netto) są równe przepływowi mas lodu z pola akumulacyjnego do strefy ablacyjnej i równe są również ubytkom masy spowodowanym topnieniem lub obłamywaniem gór lodowych do morza (cielaniem). Cechy reologiczne lodu wyraźnie zależą od jego temperatury i obecności płynnej wody w masie lodowca lub w jego podłożu. Struktura termiczna lodowców kształtuje się pod wpływem warunków klimatycznych, w których występują. Wraz z ociepleniem klimatu następują zmiany struktury termicznej lodowców (por. Jania J., 1997). Intensywniejsze topnienie lodowców, które w całej swojej masie znajdują się w temperaturze punktu topnienia pod ciśnieniem (lodowce umiarkowane – „ciepłe”), lub lodowców o złożonej strukturze termicznej (lodowce politermalne – „subpolarne”), dostarcza większej ilości wód roztopowych do wnętrza i podłoża lodowców. Woda pod spodem lodowca redukuje tarcie i powoduje jego poślizg po podłożu. O ile mechanizm przyspieszenia ruchu w wyniku podnoszenia temperatury

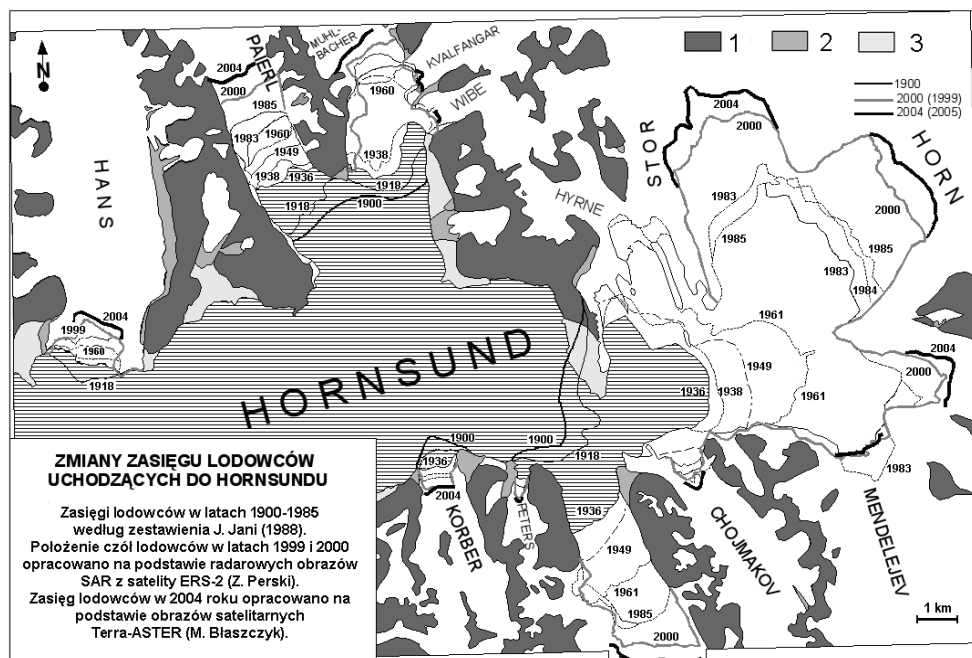
lodów działa bardzo powoli, o tyle wzrost dopływu wód roztopowych do podłoża może uruchamiać szybszy przepływ lodu w krótszym okresie czasu (Jania J., 1997). W specyficznych przypadkach dochodzi wtedy paradoksalnie do nasunięcia (awansu) lodowca w efekcie ocieplenia klimatu. Jest tzw. dynamiczna odpowiedź lodowców na ocieplenie klimatu. W wielu analizach wpływu ocieplenia klimatycznego na lodowce (IPCC, 2007, ACIA, 2005) dynamiczna odpowiedź lodowców nie była brana pod uwagę, a uwzględniano jedynie ich bilans masy.

Polskie badania glaciologiczne na Spitsbergenie (Svalbard) już od 1982 r., jako jedne z pierwszych na świecie, zaczęły uwzględniać znaczenie dynamiki lodowców uchodzących do morza dla ich bilansu masy i geometrii (Jania J., 1988). Podjęto, kontynuowane do dzisiaj, obserwacje na Lodowcu Hansa (Hansbreen), położonym w pobliżu Polskiej Stacji Polarnej nad fiordem Hornsund (ryc. 6).



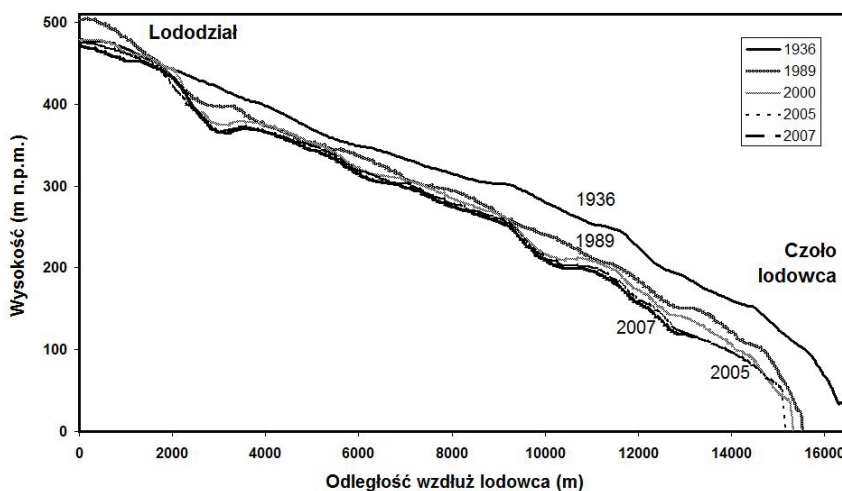
Ryc. 6. Lodowiec Hansa – uchodzący do fiordu Hornsund. Jeden z najlepiej poznanych lodowców Arktyki. Na nizinie nadmorskiej Polska Stacja Polarna im. Stanisława Siedleckiego (Fotografia dzięki uprzejmości University of Leeds)

Wyniki badań procesów w obrębie spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza dostarczają informacji o ich reakcji na zmiany klimatu i mają także charakter modelowy dla większych mas i strumieni lodowych, np. Grenlandii. W odniesieniu do lodowców południowego Spitsbergenu stwierdzono wyraźne zmniejszanie ich zasięgu w ciągu XX wieku (ryc. 7). Spod ustępujących lodowców odsłaniał się fiord w średnim tempie 1 km^2 na rok. Następowало także zmniejszanie grubości lodowców (Jania J. i in., 2003).



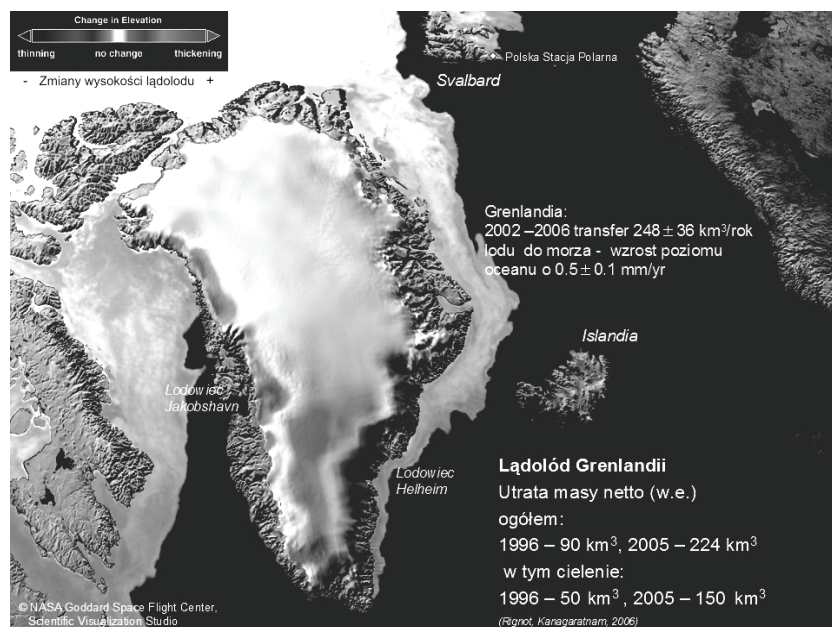
Ryc. 7. Zmniejszanie się zasięgu lodowców uchodzących do fiordu Hornsund, południowy Spitsbergen, Svalbard w XX w. na podstawie różnych źródeł kartograficznych i satelitarnych (za Jania J. i in., 2003, uaktualnione). Rok pomiaru podano przy liniach położenia czoł lodowców. 1 – masywy górskie, 2 – moreny, 3 – równiny nadmorskie. Zakreskowano obszar fiordu w roku 1936 (wg map topograficznych Norweskiego Instytutu Polarnego)

Efektom ocieplenia klimatu jest również ewolucja struktury termicznej lodowców politermalnych. W przypadku Lodowca Hansa zanotowano podniesienie temperatury górnej warstwy lodu zimnego i zmniejszenie jej grubości oraz sezonowe zwiększanie zawartości wody w lodzie ciepłym (w okresach intensywnego topnienia). Stwierdzono to na podstawie bezpośrednich pomiarów temperatury w otworach wiertniczych i powtarzanych sondowań radarowych (Jania J., i in, 2005). Epizody przyspieszonego ruchu tego lodowca są wynikiem jego poślizgu po podłożu. Występują w okresach intensywnego topnienia i wysokich ciśnień wód podlodowcowych (Vieli A. i in., 2004). Stwierdzono także, iż przepływ lodu w dół jezora jest szybszy niż przepływ bilansowy. Powoduje to obniżanie górnej części lodowca, co potwierdzono precyzyjnymi pomiarami GPS (ryc. 8). Bilans masy lodowca jest negatywny, ze względu na istotną utratę masy w wyniku obłamywania się gór lodowych do morza – cielenia. Cielenie stanowi ok. 20% ogólnego ubytku jego masy. Wszystkie opisane cechy i procesy w obrębie Lodowca Hansa dobrze reprezentują reakcje na ocieplenie klimatu arktycznych politermalnych lodowców uchodzących do morza.



Ryc. 8. Zmiany grubości Lodowca Hansa Spitsbergen, Svalbard w okresie 1936-2007 r. Profile podłużne wzdłuż linii centralnej na podstawie map oraz powtarzanych precyzyjnych pomiarów metodą kinematyczną GPS przez wyprawy Uniwersytetu Śląskiego

W ostatnich trzech dekadach XX wieku stwierdzono znaczącą przewagę w ujemnego bilansu masy w obrębie zdecydowanej większości lodowców całej Arktyki (Jania J., Hagen J.O., 1996, Dowdeswell J.A., i in. 1997). Jedynie łądolód grenlandzki uważany był, na podstawie nielicznych danych pomiarowych, za będący w równowadze bilansowej. Notowano stopniową recesję czoł uchojących do fiordów lodowców wyprowadzających, jak na przykład najlepiej zbadany Jakobshavns Isbrae, przy jednoczesnym wzroście akumulacji w wyższych partiach kopuły lodowej (UNEP, 2007). Po 2000 r. nastąpiła intensywne ablacja lodu, tak w wyniku zwiększonego topnienia w niższych częściach łądolodu, jak i zwiększonego cielenia i recesji lodowców wyprowadzających (ryc. 9). Ogólne ubytki masy lodowej wzrosły w ostatnich latach ponaddwukrotnie w stosunku do sytuacji z lat 90. XX wieku. łądolód Grenlandii utracił w 1996 r. masę netto 90 km^3 (w ekwiwalencie wodnym – w.e.), podczas, gdy w 2005 – 224 km^3 (w.e.). W tym na cielecie przypadało odpowiednio: 50 km^3 (w.e.) w 1996 i 150 km^3 (w.e.) w 2005 r. (Rignot E., Kanagaratnam P., 2006). Warto zwrócić uwagę, że intensywność cielenia wzrosła trzykrotnie. Wiąże się to ze znacznym przyspieszeniem ruchu lodowców wyprowadzających, spowodowanym dużym dopływem wód roztopowych do ich podłoża w wyniku większego topnienia podczas serii wyjątkowo ciepłych sezonów letnich po 2000 r. W górnych partiach strefy ablacyjnej pojawiły się liczne zbiorniki wód roztopowych na powierzchni lodu, które w okresie sezonu letniego były drenowane w głąb łądolodu, zapewne do podłoża. Lodowiec Jakobshavn od 2000 roku przyspieszył prędkość ruchu ponaddwukrotnie w stosunku do przełomu lat 80. i 90., osiągając $15,6 \text{ km/rok}$ w 2005 r., na linii gruntowania (Howat I.M. i in., 2007).



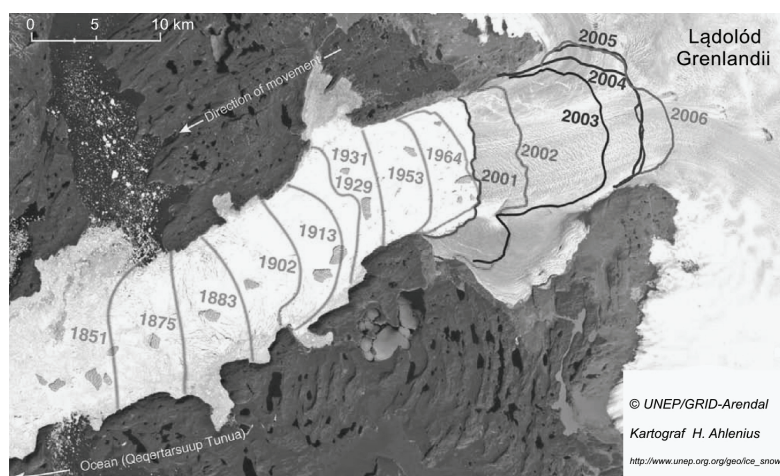
Ryc. 9. Zmiany wysokości łądolodu grenlandzkiego na podstawie powtarzanych badań satelitarnych i lotniczych altymetrią laserową (lata 90. do 2003). Ciemnoszare odcienie na brzegach łądolodu reprezentują wyraźne obniżanie jego powierzchni, zwłaszcza w basenie lodowca Jakobshavns Isbrae. Jaśniejsze i szare odcienie w centrum łądolodu wskazują na pewne pogrubianie, zwłaszcza w części południowej (na podstawie NASA/Goddard Space Flight Center Scientific Visualization Studio, <http://svs.gsfc.nasa.gov>, 2007).

Podano dane o ogólnej utracie masy łądolodu oraz odpływie masy lodowej do morza.
Zaznaczono położenie Polskiej Stacji Polarnej na Svalbardzie

Dodatkowym czynnikiem przyspieszenia ruchu lodowców wyprowadzających było ich intensywne cienielenie i szybko postępująca recesja czoła (ryc. 10). Zmniejszyła to tarcie o brzegi doliny fiordowej i redukowało naprężenia wsteczne. Ułatwiało to zatem przemieszczanie większych mas lodowych z obrębu łądolodu do jezora. Zdziałało tutaj kilka pozytywnych sprzężeń zwrotnych, zapoczątkowanych impulsem klimatycznym. Zwiększone topnienie i przyspieszony ruch lodowców wyprowadzających wpływa na obniżanie powierzchni niższych części łądolodu, a wzrost opadów śnieżnych powyżej 2000 m nadbudowuje jego wyższe obszary akumulacyjne (Dowdeswell J.A., 2006).

Dynamiczna odpowiedź lodowców Grenlandii na ocieplenie klimatu przyszła wyraźniej później niż w przypadku lodowców Svalbardu i innych wysp arktycznych. Jednakże ze względu na skalę zjawisk ma ona istotne znaczenie dla środowiska w skali globalnej. Przemieszczenie mas lodu z łądu do morza w postaci gór lodowych sprawia, że wypierają one wodę (ponad poziom morza wystaje 1/8 góry lodowej). Tak więc szybszy ruch

i cielenie lodowców wyprowadzających z łądolodu grenlandzkiego przyspiesza wzrost poziomu oceanu światowego. Jest to proces szybszy niż ich topnienie w wyniku ocieplenia. Odpowiedź lodowców grenlandzkich na ocieplenie spowodowała w latach 2002-2006 transfer $248 \pm 36 \text{ km}^3/\text{rok}$ lodu do morza, co odpowiada za wzrost poziomu oceanu o $0,5 \pm 0,1 \text{ mm/rok}$ (Rignot E., Kanagaratnam P., 2006). Porównując to z udziałem topnienia małych lodowców w podnoszeniu poziomu mórz, szacowanym na $0,5 \pm 0,18 \text{ mm/rok}$ w okresie 1961-2003 i $0,77 \pm 0,22 \text{ mm/rok}$ ostatnio (IPCC, 2007), należy stwierdzić, że dynamiczna reakcja łądolodu grenlandzkiego jest bardzo efektywna.



Ryc. 10. Zmiany położenia czoła lodowca Jakobshavns Isbrae, Grenlandia Zachodnia w okresie 1851-2006. Uwagę zwraca podobny zakres recesji w okresie 2001-2006, jak i w ciągu całego XX wieku (za UNEP/GRID-Arendal, opracowanie kartograficzne H. Ahlenius; obraz satelitarny – NASA/Goddard Space Flight Center Scientific Visualization Studio, dane historyczne o położeniach czoła lodowca – A. Weidick i O. Bennike, http://www.unep.org/geo/ice_snow, 2007)

Natomiast badania zmian geometrii łądolodu Antarktydy metodami satelitarnymi wykazują obszary, w których występuje niewielkie zwiększanie grubości lodu, ale także obniżanie jego powierzchni. Nie można obecnie jednoznacznie stwierdzić, czy Antarktyda odpowiada za wzrost, czy obniżanie poziomu oceanu światowego (Voughan D.G., 2005). Odpowiadałoby to szacunkom IPCC (2007). W związku z obserwowaną intensywną dynamiczną odpowiedzią łądolodu Grenlandii na ocieplenie klimatu i towarzyszący jej powolny wzrost poziomu mórz, rozważane są scenariusze zachowania Antarktydy (np. Truffer M., Fahnestock M., 2007). Szczególnie wrażliwy na potencjalne zmiany jest łądolód Antarktydy Zachodniej (WAIS – *West Antarctic Ice Sheet*), gdyż jego spód spoczywa poniżej poziomu morza, a drenowany jest przez strumienie lodowe. Współtworzą one dwa wielkie lodowce szelfowe: Rossa i Ronnie-Filchnera, a także mniejsze lodowce wyprowadzające, jak Pine Island Glacier. Potencjalna dezintegracja lodowców szelfo-

wych mogłaby przyspieszyć ruch strumieni lodowych i przemieścić znaczące masy lodu z lądu do morza, a tym samym wpłynąć na znaczny wzrost jego poziomu. Pierwszy taką możliwość rozważał J.H. Mercer (1968), sugerując potencjalny wzrost poziomu oceanów o 4-6 m w ciągu najbliższego stulecia w wyniku dezintegracji WAIS. Numeryczne modele zachowania WAIS, opracowane na podstawie dostępnych danych, wskazują raczej na powolny i ograniczony wzrost poziomu oceanu światowego w wyniku dopływu lodu z WAIS. Udział we wzroście poziomu morza może wnosić od 0-19 cm/100 lat do 60-120 cm/100 lat w okresie 500-700 lat, a nawet tylko 200-400 lat. Mało prawdopodobne są scenariusze idące śladem hipotezy J.H. Mercera (1968), ale nie można ich zupełnie odrzucić (Oppenheimer M., 1998). Najnowsze rozważania T. Pfeffera (2008 – informacja ustana) dowodzą, iż katastroficzne scenariusze szybkiego wzrostu poziomu mórz w wyniku dynamicznej reakcji lądolodów na ocieplenie klimatu nie mają pełnych podstaw fizycznych. Badacz ten wskazuje, że topografia otoczenia lądolodu grenlandzkiego umożliwi rozpływanie się lodu do morza tylko przez „bramy” topograficzne – głębokie doliny fiordowe, których szerokość i głębokość są ograniczone. Podobnie jest w odniesieniu do Antarktydy Zachodniej. Zatem dla uzyskania wzrostu poziomu oceanów, np. o 2 m, szybkość ruchu lodowców wyprowadzających musiałaby wzrosnąć 30 razy, co jest zupełnie nierealistyczne i nigdy takich prędkości ruchu lodowców nie notowano. Jednakże, uwzględniając dynamiczną odpowiedź lądolodu Grenlandii w obserwowanej obecnie skali, do końca XXI wieku można spodziewać się wzrostu poziomu oceanu światowego o 80-120 cm, co jest znacznie więcej niż wzrost sugerowany w raporcie IPCC (2007). Zagrożenia dla nisko położonych wybrzeży sprawia, że problem skali wzrostu poziomu mórz w wyniku topnienia i dynamiki lodowców jest niezwykle aktualny. Dostrzegła to Unia Europejska, ogłaszając, w ramach 7 Programu Ramowego, konkurs na projekt badawczy, mający rozwiązać problem zakresu i tempa wzrostu poziomu mórz w wyniku topnienia oraz cielenia lodowców i lądolodów. W międzynarodowym konsorcjum, które złożyło wniosek projektowy („Ice2sea”) i uzyskało finansowanie, znajduje się zespół badawczy z Uniwersytetu Śląskiego i Instytutu Geofizyki PAN. Planowane jest rozszerzenie badań dynamiki ruchu i cielenia Lodowca Hansa, jako jednego z lodowców wzorcowych, oraz studia innych lodowców Svalbardu.

Wieloletnia zmarzlina

Grunt będący w temperaturze poniżej 0 °C przez co najmniej dwa kolejne lata określany jest mianem wieloletniej zmarzliny (ang. *permafrost*) (Brown J., Christiansen H.H., 2005). Przemarznięte grunty, zwykle z zawartością lodu (o ile są porowate), zajmują ok. 17% powierzchni Ziemi i ok. 25% powierzchni lądów na półkuli północnej. Zmarzlina jest szeroko rozprzestrzeniona na wielkich obszarach Azji i Ameryki Północnej (Brown J. i in., 1997; por. ryc. 1) i stanowi tam bardzo istotny element środowiska przyrodnicze-

go oraz warunków życia ludzi. Wieloletnia zmarzlina jest najbardziej stabilnym, konserwatywnym elementem kriosfery, zarówno pod względem zasięgu przestrzennego, jak i grubości. O ile w północnej Kanadzie grubość zmarzliny osiąga do 500 m, to maksymalnie sięga ona prawie 1500 m w Górach Wierchojańskich (Jakucja). Grube warstwy wieloletniej zmarzliny są pozostałością po warunkach klimatycznych z okresu zlodowaceń w plejstocenie.

Na grubość, zasięg i temperaturę wieloletniej zmarzliny ma wpływ dopływ energii z wnętrza Ziemi oraz bilans energetyczny powierzchni gruntu, zależny od warunków klimatycznych. Ocieplenie klimatu sprawia, że wieloletnia zmarzlina zmienia swój zasięg, temperaturę oraz grubość warstwy rozmarzającej latem (warstwa czynna). Zmiany zasięgu przemarzniętego gruntu są trudniejsze do wykrycia metodami teledetekcji niż w przypadku innych elementów kriosfery. Studia nad ewolucją permafrostu wymagają zatem więcej bezpośrednich badań terenowych. W wyniku ocieplania klimatu następuje głębsze rozmarzanie – zwiększanie grubości warstwy czynnej. Stopniowo prowadzi to do degradacji grubości i rozległości zmarzliny. Na zmieszanie zasięgu i zanikanie najbardziej narażone są jej izolowane płyty oraz zmarzlina nieciągła.

Pogrubianie warstwy czynnej obserwowane jest w większości obszarów występowania permafrostu. Na podstawie danych z systematycznych pomiarów stwierdzono wzrost średniej rocznej temperatury gruntu na głębokości 40 cm o $1,2^{\circ}\text{C}$ w basenie rzeki Ob., o $0,8^{\circ}\text{C}$ w basenie Jeniseju i o $1,5^{\circ}\text{C}$ w basenie Leny w okresie 1930-1999. Wzrost ten był najwyraźniejszy od połowy lat 60. Doprowadziło to do zwiększenia grubości warstwy czynnej o 32 cm w okresie 1956-1990 w basenie rzeki Lena (na podstawie danych z 17 stacji). Opóźnił się także okres zamarzania zimowego tej warstwy. Umożliwiło to uwolnienie wody retencjonowanej w lodzie gruntowym i zwiększenie przepływów w tych rzekach, także w miesiącach zimowych (Zhang T. i in. 2005). Zwiększanie grubości warstwy czynnej jest sprawozdawane z większości punktów obserwacji zmarzliny. Przykładowo, w stacji Gakona na Alasce zanotowano wzrost grubości warstwy czynnej z 3,5 m w 1989 r. do 5 m w 2004 r. (Romanovsky i in., 2003). W pobliżu polskiej stacji polarnej na Spitsbergenie w ostatnich latach stwierdzono wzrost grubości warstwy czynnej o ok. 50% w stosunku do wartości obserwowanych w latach 80. XX wieku (Dolnicki P., 2007 – informacja ustna).

Wzrost temperatur przemarzniętego gruntu notowany jest w wielu miejscach wieloletnich obserwacji, jak na przykład w dorzeczu Angary w okolicach Irkucka, 467 m n.p.m., gdzie prowadzone są od roku 1898. W okresie od 1931 do 2000 r. na głębokości 2,5 m temperatura wzrosła o prawie 2°C (Barry, R., T. i in., 2001). Również na większych głębokościach następuje ogrzewanie zmarzliny. W otworach wiertniczych, zlokalizowanych na północnych stokach Gór Brooksa i na nizinie północnej Alaski, na głębokości 20 m zanotowano wzrost o $0,5\text{-}2^{\circ}\text{C}$ w ciągu ostatnich 20-25 lat (ACIA, 2005).

Podnoszenie się temperatur górnych warstw wieloletniej zmarzliny oraz zwiększanie grubości warstwy czynnej rozległych obszarów bagiennych i torfowisk na nizinach Syberii i północnej Kanady powoduje uwalnianie do atmosfery metanu (istotnego gazu cieplarnianego). W zamrożonych nawodnionych warstwach organicznych gruntu metan wchodzi w związki klatkowe (klatraty) z wodą (wodzian metanu). Rozmarznięcie takiej warstwy uwalnia gazowy metan. Jest on uważany za istotne źródło wzrostu zawartości tego gazu cieplarnianego w atmosferze (UNEP, 2007). Proces ten, jako efekt ocieplania klimatu, jest elementem pozytywnego sprzężenia zwrotnego między wzrostem temperatur powietrza i gruntu a stopniowym zanikaniem wieloletniej zmarzliny.

Podsumowanie

Konsekwencje ocieplenia dla kriosfery

Poszczególne komponenty kriosfery reagują na globalne ocieplenie z różną intensywnością. Reakcje te są stosunkowo szybkie, ale także występują z opóźnieniem. W Arktyce oraz w górach wysokich reakcje te są szybkie i wyraźne. W Subantarktyce są dostrzegalne, a na Antarktydzie są powolne, jednakże pojawiają się pewne symptomy takich reakcji.

Pokrywa śnieżna jest najbardziej przestrzennie i sezonowo zmiennym elementem kriosfery. Stwierdzono wyraźnie mniejszy średni zasięg i krótsze zaleganie śniegu w obszarach morskiego klimatu umiarkowanego na niższych wysokościach. Natomiast w wyższych partiach gór i na położonych wyżej nad poziomem morza polach akumulacyjnych lodowców arktycznych notowany jest wzrost opadów i grubości pokrywy śnieżnej. Dotyczy to także wyższych partii lądolodu grenlandzkiego (powyżej 2000 m n.p.m.). Notowany jest niewielki ujemny trend zmian ogólnej powierzchni pokrywy śnieżnej.

W ostatniej dekadzie wzrosło tempo redukcji rozciągłości i grubości arktycznych lodów morskich. Wskazuje się na wysokie prawdopodobieństwo, szybszego niż prognozowano wcześniej, zaniku morskiej pokrywy lodowej Arktyki oraz upodobnienia jej zmienności czasowej do pokrywy na morzach wokółantarktycznych. To znaczy tworzenia się zimną rozległej, grubej pokrywy lodowej, która w całości lub w znaczącej części będzie znikać w ciągu lata.

Lodowce i lądolody reagują z różną intensywnością na ocieplenie klimatu. Najszybciej zareagowały małe lodowce i czapy lodowe półkuli północnej. Z pewnym opóźnieniem, ale bardzo wyraźnie, lądolód Grenlandii. Notowane są pierwsze symptomy topnienia w obrębie Antarktydy. Skala i zakres reakcji zależą od wielkości masy lodowej i warunków klimatycznych, w których występują. Szybciej i intensywniej reagują lodowce położone w morskich klimatach umiarkowanych i polarnych. Wolniej w zimnych klimatach kontynentalnych. Zmiany lodowców na całym świecie są widoczne niezależnie od ich skali. Zmniejsza się ich zasięg i masa (z wyjątkiem Antarktydy).

Wieloletnia zmarzlina najwolniej odpowiada na ocieplenie klimatu poprzez wzrost temperatur gruntu w sezonowo rozmarzającej warstwie i głębszych stale przemarzniętych oraz zwiększenie grubości warstwy czynnej.

Wszystkie przejawy zmian w obrębie kriosfery wskazują na znaczną jej redukcję przestrzenną. Szybkie zanikanie lodów morskich Arktyki oraz wyraźna redukcja zasięgu i mas lodowcowych na półkuli północnej potwierdzają pogląd, że zmiany kriosfery są nieodwracalne (w horyzoncie czasowym stuleci). Nie ma możliwości zatrzymania lub spowolnienia tych procesów naturalnych. Tak więc najprawdopodobniej redukcja kriosfery postępować będzie przez kolejne stulecia. Ocieplenie klimatu i wzrost poziomu mórz będzie postępować aż do czasu zmian tendencji w globalnej cyrkulacji termohalinowej (skala czasu tysięcy lat) (ACIA, 2005, IPCC, 2007).

Globalne skutki redukcji kriosfery

Skutki środowiskowe zanikania kriosfery są niezwykle ważne lokalnie i regionalnie oraz istotne w skali globu:

- bezpośrednio, przez wzrost poziomu oceanu światowego;
- pośrednio przez wzrost temperatur powietrza oraz intensyfikację cyrkulacji atmosferycznej.

W perspektywie podniesienia poziomu oceanu światowego o kilkadziesiąt centymetrów oraz dalszego wzrostu temperatury wód oceanicznych, spodziewana jest dynamiczna odpowiedź lodowców wyprowadzających z lądolodu Antarktydy Zachodniej. Modele wskazują, że udział we wzroście poziomu morza wnosić będzie od ok. 20 cm/100 lat do nawet 120 cm/100 lat, jednakże w skali czasowej wielu stuleci. Mało prawdopodobne są scenariusze mówiące o podniesieniu poziomu oceanów o 4-6 m w ciągu 100 lat. Nie można ich zupełnie odrzucić, ale w perspektywie najbliższych 100 lat takie scenariusze są nieprawdopodobne, chociażby ze względu na topograficzne ograniczenia możliwości szybkiego przepływu mas lodowych z lądu do morza. Prognozy takie mogą być rozważane jednak w kilkusetletniej perspektywie czasowej postępującego ocieplenia klimatu. Dezintegracja lądolodu Antarktydy Zachodniej, niezależnie od jej skali i perspektywy czasowej, będzie nieodwracalna i katastrofalna w skutkach dla środowiska całego globu.

Redukcja kriosfery wywołuje pozytywne sprzężenia zwrotne z klimatem. Głównym czynnikiem jest wyraźne zmniejszenie albedo powierzchni lądu i mórz w porównaniu z wysokimi jego wartościami dla powierzchni pokrytych śniegiem, lodem morskim i lodowcami. Z wymienionych elementów najwyraźniej zmniejszają swoją powierzchnie lody na morzach w obszarze arktycznym.

W splocie wzajemnych oddziaływań pomiędzy klimatem, oceanem i kriosferą można wyróżnić wiele pozytywnych i negatywnych sprzężeń zwrotnych o różnym znaczeniu dla

systemu globalnego. Poszerzając koncepcję F.S. Chapina III (2005), można wyróżnić najistotniejsze:

- 1) Pozytywne sprzężenie zwrotne pomiędzy zanikającym lodem morskim a ocieplaniem powierzchni odsłanianego oceanu i atmosfery w polarnych szerokościach geograficznych.
- 2) Pozytywne sprzężenie zwrotne pomiędzy zmniejszającym się rozprzestrzenieniem pokrywy śnieżnej i krótszym jej zaleganiem, a wzrostem temperatury odsłoniętych gleb, a tym samym atmosfery, w wysokich i średnich szerokościach geograficznych.
- 3) Pozytywne sprzężenie zwrotne pomiędzy zmniejszaniem się zasięgu lodowców a wzrostem temperatury odsłanianych akwenów morskich oraz gruntu, a w konsekwencji atmosfery w skali lokalnej i regionalnej.
- 4) Pozytywne sprzężenie zwrotne pomiędzy przyspieszeniem przepływu mas lodowych z lądu do morza a wzrostem poziomu oceanu światowego. Podnoszenie poziomu mórz redukuje tarcie o podłoże jeziorów lodowych, przyspieszając ich ruch.
- 5) Pozytywne sprzężenie zwrotne pomiędzy głębszym rozmarzaniem warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny a uwalnianiem metanu z osadów organicznych, wzmagającego efekt cieplarniany.
- 6) Bardzo istotne jest negatywne sprzężenie zwrotne pomiędzy wzrostem parowania z oceanów a tworzeniem się chmur, w tym wysokich chmur lodowych, które wyraźnie redukuje ilość promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi.

Wymienione sprzężenia zwrotne zachodzą i mają najistotniejsze oddziaływanie na obszary, w których występuje zmieniająca się kriosfera. W związku z międzystrefową cyrkulacją atmosferyczną ich oddziaływanie ma skalę globalną.

Skomplikowany splot zależności pomiędzy zarysowanymi procesami wymaga dalszych szerokich badań interdyscyplinarnych. Sprzyja im zorganizowanie prac IV Międzynarodowego Roku Polarnego (2007-2008). Wyniki polskich badań oceanologicznych i glaciologicznych, rozszerzone w ramach programów Roku Polarnego, wnoszą istotny wkład do nauki światowej w zakresie zrozumienia mechanizmów rządzących interakcją między klimatem, kriosferą i oceanem.

Podziękowania

Autor dziękuje za udostępnienie oryginalnych ilustracji i niepublikowanych informacji prof. Janowi Piechurze z Instytutu Oceanologii PAN. Za przekazanie niepublikowanych danych dziękuję dr. Siergiejowi Primakovowi z Instytutu Badań Arktyki i Antarktydy (Rosja), prof. Tadowi Pfefferowi z University of Colorado w Boulder (USA). Wykorzystano także niepublikowane wyniki badań Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego i Instytutu Geofizyki PAN. Praca stanowi część realizacji projektu badawczego specjalnego IPY-269/2006 (GLACIODYN-PL), finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego. Artykuł jest poszerzoną

wersją referatu wygłoszonego w czasie sesji naukowej Zgromadzenia Ogólnego PAN dnia 13 grudnia 2007 r. w Warszawie.

Literatura

- ACIA *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press, Cambridge 2005, s. 1042.
- Armstrong R.L., Brodzik M.J., *Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent version 3*. National Snow and Ice Data Center, Boulder, Digital media, 2005.
- Barry R., Zhang T., Gilichinsky D., (compilers), *Russian historical soil temperature data*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media, 2001.
- Brown J., Christiansen H.H., *International Permafrost Association. Episodes*, 2005, nr 28 (4), s. 301-302.
- Brown J., Ferrans Jr. O.J., Heginbottom J.A., Melnikov E.S., (red.) *Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions*. Washington, DC: U.S. Geological Survey in Cooperation with the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Circum-Pacific Map Series CP-45, scale 1:10,000,000, 1997, 1 sheet.
- Cabanes C., Cazenave A., Le Provost C., *Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations*. „Science” 2001, 294, s. 840-842.
- Chapin III F.S., Sturm M., Serreze M.C. et al. *Role of land surface changes in Arctic summer warming*. „Science” 2005, 310, s. 657-660.
- Dowdeswell J. A., *The Greenland Ice Sheet and Global Sea-Level Rise*. „Science” 2006 Vol. 311. nr 5763, s. 963-964.
- Dowdeswell J.A. and Hagen J.O., *Arctic ice masses*. Chapter 15. [w:] *Mass Balance of the Cryosphere*, (red.) J.L. Bamber, A.J. Payne. Cambridge University Press, Cambridge 2004, s. 712.
- Dowdeswell J.A., Hagen J.O., Bjornsson H. et al. *The mass balance of circum-Arctic glaciers and recent climate change*. „Quaternary Research” 1997, 48, s. 1-14.
- Drewry D., (red.) *Antarctica: glaciological and geophysical folio*. Scott Polar Research Institute, University of Cambridge 1983.
- Howat, I.M., Joughin, I.R., Scambos, T.A., *Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers*. *Science* 2007, 315(5818), s. 1559-1561.
- IPCC, *Climate Change 2007. Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Pachauri R.K. and Reisinger A. (red.), IPCC, Genewa, Szwajcaria, s. 104.
- Jahn A., *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*. PWN, Warszawa 1970.
- Jahn A., *Świat polarny*, [w:] *Symposium Polarne – 1977*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Wrocław, s. 7-18.
- Jania J., *Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie w świetle badań foto-interpretacyjnych i fotogrametrycznych*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice 1988, s. 258.
- Jania J., *Glacjologia. Nauka o lodowcach*. Wydawnictwo PWN 1997, Warszawa.
- Jania J., *Calving intensity of Spitsbergen glaciers*. [w:] *The Changing Physical Environment. Proceedings from the Sixth Ny-Aalesund International Scientific Seminar*, Norsk Polar-institutt, „Internal Report” 2002, s. 117-120.

- Jania J., Hagen J.O. (red.) *Mass Balance of Arctic Glaciers*. International Arctic Science Committee Report 1996, nr. 5, Sosnowiec – Oslo, s. 62.
- Jania J., Kaczmarek M., *Hans Glacier – a tidewater glacier in southern Spitsbergen: summary of some results*. [w:] C.J. Van der Veen (red.). *Calving Glaciers: Report of a workshop*, February 28-March 2, 1997, Byrd Polar Research Center, Report nr. 15. Ohio State University, s. 95-104.
- Jania J., Głowacki P., Kolondra L. et al. *Lodowce otoczenia Hornsundu. Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geosystemów Spitsbergenu*. [w:] A. Kostrzewski i Z. Zwoliński (red.). *Warsztaty Geomorfologiczne, Spitsbergen 10-21 lipca 2003*. Poznań-Longyearbyen 2003, s. 94-117, s. 177-186.
- Jania J., Macheret Yu.Ya., Navarro F.J. et al. *Temporal changes of radiophysical properties of a polythermal glacier in Spitsbergen*. „Annals of Glaciology” 2005, nr 42, s. 125-134.
- Kohler J., Brandt O., Johansson M., Callaghan T.V., *A long record of arctic snow-depth measurements from Abisko, northern Sweden, 1913-2002*. „Polar Research” 2006, nr 25, s. 91-113
- Oppenheimer M., *Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet*. „Nature” 1998, nr 393, s. 325-332.
- Osterkamp T.E., *A thermal history of permafrost in Alaska*. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, July 21-25, 2003, Zurich, Switzerland, M. Phillips, Springman S.M., Arenson L.U., (red.). Lisse, The Netherlands, A.A. „Balkema” 2003, nr 2, s. 863-868.
- Mercer J. H., *Antarctic ice and Sangamon Sea level*. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Symp.* 1968, 79, s. 217-225.
- Richter-Menge J., Overland J., Proshutinsky A. et al. *State of the Arctic Report. NOAA OAR Special Report*, NOAA/OAR/PMEL 2006, Seattle, WA, s. 36.
- Rignot E., Kanagaratnam P., *Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet*. „Science” 2006, Vol. 311. nr 5763, s. 986-990.
- Romanovsky V. E., Sergueev D. O., Osterkamp T.E., *Temporal variations in the active layer and near-surface permafrost temperatures at the long-term observatories in Northern Alaska*. [w:] Permafrost, Phillips, M., Springman, S. and L. U. Arenson (red.), Swets Zeitlinger, Lisse, 2003, s. 989-994.
- Rothrock D.A., Yu, Y., Maykut G.A., *Thinning of the Arctic sea-ice cover*. „Geophys. Res. Lett.” 1999, nr 26 (23), s. 3469-3472.
- Stearns L., Hamilton G., Dynamics of large tidewater glaciers in East Greenland: recent results from satellite remote sensing and fieldwork. [W:] The Mass Budget of Arctic Glaciers. Extended abstracts. Workshop and GLACIODYN Planning Meeting, 29 January - 3 February 2006, Obergurgl (Austria), IASC Working Group on Arctic Glaciology 2006, IMAU, Utrecht, s. 102-104.
- Slaymaker O., Kelly R.E.J., *The Cryosphere and Global Environmental Change*. Blackwell Publishing 2006, s. 272.
- Truffer, M. and Fahnestock, M., *Rethinking ice sheet time scales*. „Science”, 2007, 315(5818), s. 1508-1510.
- UNEP, *Global Outlook for Ice and Snow*. Nairobi 2007, s. 235.
- UNEP, 2008: *UNEP 2007 Annual Report*. Nairobi, s. 121.
- UNEP/GRID, *The Cryosphere, world map*. UNEP/GRID-Arendal Maps and Graphics Library. June 2007, <http://maps.grida.no/go/graphic/the-cryosphere-world-map>.
- Vaughan D.G., *How does the Antarctic ice sheet affect sea level rise?* „Science” 2005, 308 (5730), s. 1877-1878. DOI: 10.1126/science.1114670.

- Vieli A., Jania J., Blatter H., Funk M. *Short-term velocity variations on Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen*. „J. Glaciol.”, 2004 Vol. 50, No 170, s. 389-398.
- Walczowski W., Piechura J., *Pathways of the Greenland Sea warming*, „Geophys. Res. Lett.”, 34, L10608, doi:10.1029/2007GL029974.
- Walczowski W., Piechura J., *New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean*, „Geophys. Res. Lett.” 2006, 33, L12601, doi:10.1029/2006GL025872.
- Whelan J., Maslowski W., Kinney C.J.L., Jakacki J., *Understanding Recent Variability in the Arctic Sea Ice Thickness and Volume – Synthesis of Model Results and Observations*, AGU Fall Meeting, San Francisco, 2007, Abstract C22A-06.
- Zhang T., O. W., Frauenfeld M.C., Serreze A.J. et al. *Spatial and temporal variability of active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin*. „J. Geophys. Res.” 2005 110, D16101, doi:10.1029/2004JD005642.

Consequences of global warming in cryosphere

Scale of changes of particular components of cryosphere due to global warming is presented. Cryosphere diminishes its spatial extend and the total volume of all kinds of ice is reduced. The Arctic sea ice cover has recently diminished most intensely. It reached its minimal extend (4.28 mln km²) in September 2007. One expects accelerated disintegration of sea ice of the Arctic as a result of coadjuvancy of oceanic and atmospheric factors. In consequence, more intense warming of climate coming from warmer ocean water is predicted in the Arctic basin. Increase of melting of glaciers during the last three decades results in decrease of their extend and thickness. Additionally, more meltwater is reaching bed of glaciers and is accelerating their flow velocity due to faster basal sliding. Such processes result in more intense breaking off the icebergs from fronts of glaciers terminating into the sea. Dynamic response of Greenland outlet tidewater glaciers has been detected after 2000 and it affects significantly global ocean level rise by ca 0.5 mm/yr. The Antarctic Ice Sheet is actually only insignificantly reacting to global warming. The paper discusses possible scenarios of the consequences of dynamic reaction of the West Antarctic Ice Sheet for increasing warming and slow sea level rise. Permafrost is reacting in a less distinct but detectable scale. The paper is giving not only description of consequences of climate warming for cryosphere, important impact of its spatial extend and features on atmosphere and oceans are considered either. A series of positive feedbacks between warming climate and cryosphere are listed. Described evolution of cryosphere is suggesting that distinct trend of climate warming is irreversible for the next centuries. One can also expect systematic rise of global ocean level as the consequence of glacier melting and dynamic transfer of ice masses based on land to the sea.

Key words: cryosphere, climate warming, sea ice, glacier dynamics, sea level rise