

Zmiany pokrywy lodów morskich i lodów szelfowych w Antarktyce

Andrzej A. Marsz

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej Akademii Morskiej
ul. Sędzickiego 19, 81–374 Gdynia

Lody szelfowe i lody morskie stanowią swoistego rodzaju "przedłużenie" kontynentu Antarktydy. Według pomiarów kartometrycznych podawanych przez SCAR, powierzchnia kontynentu wraz z lodami szelfowymi i wyspami w obrębie tych lodów wynosi 13.643 mln km². Powierzchnia samego kontynentu wraz z wyspami szacowana jest na około 12.093 mln km², co oznacza, że lody szelfowe zajmują według tych szacunków powierzchnię około 1.55 mln km². Według tych samych danych¹ powierzchnia lodów morskich otaczających Antarktydę zmieniać się ma w granicach od 22 mln km² w czasie maksimum ich rozwoju we wrześniu do około 4 mln km² w marcu, kiedy to ich zasięg jest najmniejszy.

Niezależnie od tego czy dane te są ściśle (o czym dalej) samo przedstawienie rozmiarów zmieniającej się pokrywy lodów morskich pośrednio daje wyobrażenie o skali i znaczeniu zmian tej powierzchni dla globalnego systemu klimatycznego. Wokółantarktyczne lody morskie, jako zmieniająca się w czasie i przestrzeni powierzchnia odcinająca strumienie ciepła z oceanu do atmosfery oraz w zasadniczy sposób zmieniająca albedo powierzchni oceanu, nie wspominając tu o innego rodzaju oddziaływaniach, z jednej strony stanowią rezultat działania istniejących warunków klimatycznych, z drugiej – w aktywny sposób na klimat oddziałują. Z tej przyczyny wszelkie zmiany ich powierzchni odbiegające od naturalnego cyklu rocznego, z jednej strony mogą stanowić wskaźnik zachodzących zmian klimatycznych, z drugiej – przyczynę zachodzących zmian klimatycznych. Znacznie mniejsza od lodów morskich i wykazująca powolne, nieokresowe zmiany powierzchnia lodów szelfowych nie ma tak dużego jak powierzchnia lodów morskich znaczenia dla bezpośredniego kształtowania zmian klimatycznych. W wielu jednak przypadkach lody szelfowe utrudniają, czy nawet "blokuja" sływ lodu z kopuły lądolodu antarktycznego; w przypadku ich zaniku czy dezintegracji, sływ lodu z kontynentu mógłby się nasilić. W takim przypadku, wobec wzrostu temperatury lodu, spowodowanej wydzielaniem się zwiększonej ilości ciepła w wyniku ruchu (tarcie wewnętrzne, tarcie o podłoże) i gwałtownej zmiany właściwości reologicznych lodowców antarktycznych mogłoby dojść w dalszej konsekwencji do niezmiernie gwałtownego sływu lodu kontynentalnego do oceanu (Jacobs i in. 1996, Dupont i Alley 2005). To ostatnie skutkowałoby,

¹ SCAR Antarctic Statistics (<http://www.scar.org/information/statistics>). SCAR – Scientific Committee on Antarctic Research.

między innymi, również zaistnieniem bardzo poważnych zmian klimatycznych i gwałtownym wzrostem poziomu Oceanu Światowego.

Na temat zmian pokrywy lodów morskich i lodów szelfowych na obszarze Antarktyki nawet w literaturze naukowej spotyka się wiele sprzecznych informacji. Badacze opierający się na danych satelitarnych NASA (np. Pielke i in. 2004) dowodzą, że w okresie od połowy lat 70-tych XX wieku do 2002 roku zaznaczył się dość wyraźny wzrost powierzchni lodów morskich w Antarktyce. Cavalieri i współautorzy (1997) szacują, że w okresie od listopada 1978 do grudnia 1996 r. nastąpił istotny przyrost powierzchni lodów – ich powierzchnia wzrosła o $1.3 \pm 0.2\%$. W tym samym czasie australijscy badacze analizujący zawartość kwasu metanosulfonidowego w lodzie Kopuły Lodowej Law twierdzą, że powierzchnia zlodzenia wód wokółantarktycznych dramatycznie zmniejszyła się w ciągu ostatniego pięćdziesięciolecia (od roku 1950 o 20%), a obrazy satelitarne są mało dokładne i nie można z ich interpretacji wnioskować o długookresowych zmianach powierzchni lodów morskich². De la Mare (1996) analizując zapisy pozycji³ statków norweskiej floty wielorybniczej z lat 1934–1992 operujących na wodach Subantarktyki i Antarktyki dochodzi do wniosku, że nastąpiło w tym okresie poważne cofnięcie się granicy lodów. W okresie między 1958 a 1972 rokiem miało nastąpić przesunięcie się zasięgu lodów o 2.8° na południe⁴. Jeszcze większy szum informacyjny na temat "dramatycznych" zmian zachodzących w powierzchni lodów morskich i lodów szelfowych Antarktyki wprowadzają, poprzez środki masowego przekazu, różnego rodzaju uważające się za naukowe, organizacje "ekologiczne". Z tej choćby przyczyny warto zapoznać się z problematyką zachodzących w ciągu ostatniego półwiecza zmian obu tych rodzajów lodów.

Lody morskie

Przedstawienie pełnej i szczegółowej charakterystyki zmian antarktycznych lodów morskich w dłuższym przekroju czasowym jest trudne, musi być ograniczone dla okresu ostatnich 25–50 lat. Przyczyną takiego stanu rzeczy jest brak pełnych i wiarygodnych danych o zasięgu krawędzi lodów z okresu sprzed lat pięćdziesiątych – sześćdziesiątych XX wieku. Wody wokółantarktyczne są obszarami najpóźniej penetrowanymi przez człowieka, żegluga na tych wodach uprawiana była sporadycznie, na dodatek ograniczała się głównie do okresu sezonu nawigacyjnego, czyli cieplej pory roku (grudzień – marzec).

² Mark Curran i Tas van Ommen (<http://www.aad.gov.au/default.asp?casid=14700>).

³ Czyli położenia (współrzędnych geograficznych w danym momencie). Z fachowego, nawigacyjnego punktu widzenia, cytowana praca jest porażająco naiwna. Założenie, że miejsce połowu wielorybów jest tożsame z granicą lodów jest co najmniej wątpliwe. Wiara de la Mare w wartość zapisów pozycji statków wielorybniczych nie ma żadnego uzasadnienia. Podawane pozycje statków wielorybniczych są mało precyzyjne. Nie było w tym czasie nawigacji satelitarnej. Jediną dostępną metodą określenia pozycji były metody astronawigacyjne; zachmurzenie lub obniżona widzialność wykluczały możliwość określenia pozycji, stosowano w takich warunkach pozycję zliczoną, której realna dokładność w tych warunkach była niewielka ($\pm 0.5-1^\circ$). Nadto, dla półkuli południowej Nautical Almanach podaje dane astronomiczne wyłącznie do 60°S , stąd znajdując się na szerokości większej od 60°S nie można było prawidłowo określić pozycji. Posługiwanie się np. ekstrapolacją efemeryd mogło spowodować błędy pozycji rzędu stopni w określeniu szerokości.

⁴ Czyli 168 Mm lub inaczej 311 km. Odpowiadałoby to zmniejszeniu się maksymalnej powierzchni lodów o około 6 mln km².

Do czasu I wojny światowej jedynymi akwenami, na których odbywała się względnie systematyczna żegluga, i dla których to akwenów zgromadzono względnie wiarygodne informacje na temat panujących tam warunków lodowych i ich zmienności, były wody Cieśniny Drake'a, rejonu zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego i wód rozpościerających się na zachód od Półwyspu, północnych części Morza Weddella wraz z ich atlantyckim otoczeniem (Morze Scotia). Przez Cieśninę Drake'a prowadził szlak z Atlantyku na Pacyfik, na pozostałych wymienionych akwenach od lat 20–30-tych XIX wieku uprawiano z różnym natężeniem wielorybnictwo i połowy fok. Po otwarciu Kanału Panamskiego (1914) żegluga przez Cieśninę Drake'a zaczęła zamierać, stosunkowo długo na tych akwenach żegluga była głównie związana z prowadzonym tam wielorybnictwem. Inne akweny wokółantarktyczne sporadycznie przemierzały statki ekspedycji badawczych, tych jednak było niewiele, a ich rejsy odbywały się w jedynie w sezonie nawigacyjnym. Dla ogromnych powierzchni wód wokółantarktycznych brak było jakichkolwiek danych z okresu zimowego, tylko dla niektórych fragmentów pojawiały się jednostkowe, w odstępach co kilka-kilkanaście lat, mało precyzyjne dane z okresu letniego (patrz odnośnik 3). Ze względu na trudne warunki pogodowe i lodowe szlaki żeglugowe do tej pory omijają wody antarktyczne⁵.

Zasadniczy postęp w uzyskiwaniu danych o pokrywie lodów wokółantarktycznych zaznaczył się w okresie po II wojnie światowej, zwłaszcza od połowy lat pięćdziesiątych. Początkowo amerykańskie operacje Highjump (1946–1947) i Windmill (1947–1948), ekspedycja norwesko – brytyjsko – szwedzka (1949–1952), później liczne rejsy (sezon letni 1955/1956) związane z budową stacji badawczych na potrzeby zbliżającego się Międzynarodowego Roku Geofizycznego (MRG, 1957–1958) dostarczyły wiele nowego materiału obserwacyjnego z tych samych lat i jednocześnie różnych sektorów wód wokółantarktycznych. W okresie MRG na Antarktydzie i w Subantarktyce działało już kilkanaście stacji, a niektóre z nich pracowały również po zakończeniu MRG, w latach sześćdziesiątych, później zakładano nowe stacje antarktyczne. Spowodowało to wzrost natężenia ruchu żeglugowego na wodach antarktycznych i jednocześnie obserwacje lodowe weszły na stałe do programów badawczych. Dodatkowo, niemal wszystkie ekspedycje po II wojnie światowej wykorzystywały lotnictwo, co pozwalało na dokumentację sytuacji lodowych na znacznie większych powierzchniach niż obserwacje wykonywane ze statków.

Praktycznie, dopiero od okresu MRG można mówić o względnie pełnym w sensie przestrzennym, choć jeszcze nieciągłym w czasie, pozyskiwaniu informacji o rozmiarach i wykształceniu pokrywy lodów morskich na wodach wokółantarktycznych. W latach 60-tych i 70-tych XX wieku zagadnieniu lodów morskich i gór lodowych na tym obszarze poświęcono bardzo wiele uwagi, gdyż problematyka ta, w związku z doktryną militarną obu światowych supermocarstw stała się nagle bardzo ważna. Prowadzono rozległe prace badawcze, lecz ich wyniki były zastrzeżone i znaczna ich część nie jest ujawniona do tej pory.

Przełomem w badaniach pokrywy lodowej na wodach wokółantarktycznych stało się zastosowanie technik satelitarnych. Od tego momentu (patrz artykuł A. Ciołkosza w tym tomie) uzyskuje się informacje ciągle zarówno w czasie, jak i w przestrzeni, o bardzo wysokiej wiarygodności. W latach dziewięćdziesiątych XX wieku uogólnione dane o powierzchni lodów morskich na obu

⁵ Żegluga na trasie Cape Town – Australia, Australia / Nowa Zelandia – Cieśnina Drake'a (i dalej na Atlantyk) nawet obecnie odbywa się po loksodromach zamiast po ortodromie. Warunki hydrometeorologiczne panujące na wodach wokółantarktycznych stwarzają tak duże ryzyko nawigacyjne, że znacznie korzystniejsze jest wydłużenie trasy i zwiększenie czasu rejsu niż ewentualne zyski ze skrócenia trasy.

półkulach pochodzące z pomiarów satelitarnych stały się powszechnie dostępne. Obecnie można wykorzystywać dane zarówno dobowe jak i miesięczne.

Dane satelitarne NASA o powierzchni pokrywy lodów morskich na danym akwenie, po odpowiednim ich przetworzeniu, podawane są w dwóch postaciach (miarach): powierzchnia (area) i zasięg (extent). Zasięg określa powierzchnię wody na danym akwenie pokrytą lodem o koncentracji od 100% do 15%, co w jednostkach skali zwarcia powierzchni lodu odpowiada wartościom od 10 do 2. Akweny, na których koncentracja lodu jest mniejsza niż 15% nie są brane pod uwagę. Powierzchnia określana "area" to przeliczona za pomocą odpowiednich algorytmów powierzchnia zajęta przez lód o koncentracji od 100 do 15% i stosownie do rozkładu stopnia koncentracji lodu sprowadzona do takiej powierzchni, na której koncentracja lodu byłaby równa 100% (całkowite pokrycie powierzchni oceanu lodem). W tej pracy posługiwać się będzie miarą "extent", jako realną, bliższą danym uzyskiwanym z obserwacji prowadzonych ze statków i jedyną możliwą do porównywania. Dane wykorzystane w tej pracy opracowane zostały przez NASA (Goddard Space Flight Center; GSFC) i pochodzą z NSIDC DAAC⁶; jest to zbiór `gsfc.bootstrap.month.extent.1978-2004.s`. Zbiór ten zawiera średnie miesięczne za okres od listopada 1978 do grudnia 2004 roku. Obejmuje on dane o powierzchni zasięgu (extent; km²) lodów w ujęciu regionalnym (na częściach Oceanu Południowego: kolejno Morze Weddella, sektor indyjski Oceanu Południowego, sektor Zachodnio-Pacyficzny, Morze Rossa, morza Amundsena i Bellingshausena) oraz na całej powierzchni Oceanu Południowego. Zbiór ten pozwala na przeprowadzenie dość szczegółowych analiz, w tym analizy trendów.

Wcześniejszych od 1978–1979 roku danych o podobnym stopniu szczegółowości nie ma. Można jedynie porównać z danymi zawartymi w zbiorze `gsfc.bootstrap.month.area.1978-2004.s` starsze dane na temat pokrywy lodowej całego perymetru Antarktydy.

Względnie pełne informacje na temat pokrywy lodowej mórz wokółantarktycznych i ich sezonowej zmienności z okresu "przed-satelitarnego" podaje Eskin (1969). Dane te są oparte na starszej literaturze przedmiotu, bezpośrednich obserwacjach lodowych radzieckiej flotyli wielorybniczej "Sława" (od roku 1947), rejsach radzieckich statków naukowo-badawczych i transportowych na wodach antarktycznych i lotniczym rozpoznaniu lodowym prowadzonym przez radzieckie ekspedycje antarktyczne oraz publikowanych wyników lotniczego rozpoznania lodowego przeprowadzonego przez ekspedycje innych państw w latach 1957–1965/1966. Tak więc dane Eskina (1969) stanowią obraz pokrywy lodów morskich na wodach wokółantarktycznych zbliżony do "średniego" z lat 1947–1965. Jaka metoda znalazła zastosowanie do dokonanych przez Eskina (1969) oszacowań – nie wiadomo. Nie wiadomo również jaki jest stopień szczegółowości danych podawanych przez Eskina i jakie są w tych danych możliwe błędy oceny powierzchni lodów. Można jedynie sądzić, że różnokierunkowe błędy asynchronicznych obserwacji w dokonywanych uśrednieniach w znacznej części zniósły się wzajemnie.

Dla porównania różnic jakie w ogólnym obrazie zlodzenia wód wokółantarktycznych zaszły między okresem 1947–1965 a 1979–2004, ze zbioru `gsfc.bootstrap.month.extent.1978-2004.s` obliczono średnie miesięczne powierzchnie lodów morskich dla poszczególnych miesięcy. Porównanie danych Eskina i średnich miesięcznych z danych NASA zawiera tabela 1, a ich graficzne przedstawienie – rysunek 1.

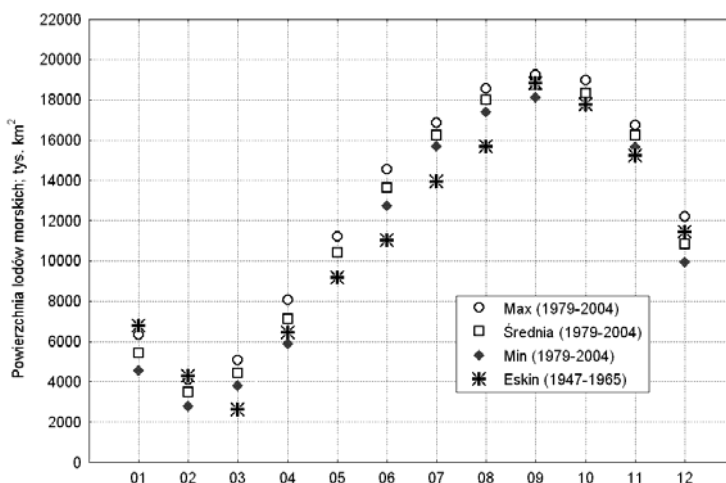
⁶ National Snow and Ice Data Center, Distributed Active Archive Centers (Boulder, Colorado, USA)

Tabela 1

Porównanie średniej miesięcznej powierzchni lodów morskich (mln km²) na wodach wokółantarktycznych z okresu 1947–1965 (Eskin, 1969) i okresu 1979–2004 (NASA, GSFC)

Miesiąc	Średnia z okresu 1947–1965	Średnia z okresu 1979–2004	Odchylenie standardowe z okresu 1979–2004
01	6.768	5.426	463.6
02	4.284	3.476	320.5
03	2.616	4.414	351.3
04	6.439	7.115	484.7
05	9.178	10.432	497.7
06	11.011	13.618	440.0
07	13.926	16.236	318.6
08	15.664	17.988	268.2
09	18.822	18.741	309.9
10	17.750	18.336	307.3
11	15.236	16.229	315.4
12	11.437	10.843	534.3

Większe w danym miesiącu powierzchnie lodów morskich są pogrubione



Rys. 1. Przebieg miesięcznych powierzchni zlodzenia wód wokółantarktycznych według Eskina, 1969 (średnia z lat 1947–1965) oraz miesięcznych, maksymalnych i minimalnych powierzchni lodów morskich w okresie 1979–2004 (według danych NASA GSFC)

Wobec zastrzeżeń poczynionych w stosunku do danych Eskina (1969) ryzykowne byłoby z porównania danych w tabeli 1 wyciąganie wniosków zbyt daleko idących. Analizując zawartość tabeli 1 nie trudno jednak zauważyć, że poza grudniem, styczniem i lutym, czyli najcieplejszymi miesiącami roku oraz wrześniem, pokrywa lodowa w pozostałych miesiącach jest w okresie 1979–2004 większa od pokrywy lodowej w okresie wcześniejszym.

Średnia pokrywa lodowa we wrześniu, czyli w czasie maksimum jej zasięgu w okresie 1979–2004 jest niemal taka sama (18.740 mln km²), jak powierzchnia szacowana na podstawie materiałów obserwacyjnych z lat 1947–1965 (18.822 mln km², Eskin; 1969). Różnica –82 tys. km² jest tu bez

znaczenia. Średnia wrześniowa powierzchnia lodów z okresu 1947–1965 mieści się w przedziale między obserwowanym minimum (18.087 mln km²) a obserwowanym maksimum (19.224 mln km²) w 26-leciu 1979–2004. Większe różnice zaznaczają się w miesiącach antarktycznego lata, porównanie wartości średniej powierzchni lodowej z grudnia, stycznia i lutego wskazuje, że w stosunku do połowy XX wieku powierzchnia lodów w tych miesiącach w ostatnim ćwierćwieczu zmniejszyła się odpowiednio o 595, 1342 i 808 tys. km².

Średnia roczna powierzchnia lodów morskich z okresu 1947–1965 według danych Eskina (1969) jest szacowana na 11.094 mln km², średnia roczna pokrywa lodowa w okresie 1979–2004 obliczona z danych zbioru `gsfc.bootstrap.month.extent.1978-2004.s` jest równa 11.904 mln km². Oznacza to wzrost średniej rocznej powierzchni lodów morskich w ostatnim półwieczu o 810 tys. km².

Jeśli przyjąć, że możliwą zmienność pokrywy lodowej w poszczególnych miesiącach z okresu 1947–1965 charakteryzują odchylenia standardowe podobnych wielkości co odchylenie standardowe z okresu 1979–2004, to zakładając 99% przedział ufności ($\pm 3 \sigma$) można stwierdzić, że między oboma szeregami brak jest istotnych różnic. Ryzykowne byłoby więc stanowcze twierdzenie, że pokrywa lodowa na wodach wokółantarktycznych w końcu XX wieku jest istotnie większa w stosunku do pokrywy lodowej z połowy wieku, co sugerują dane z tabeli 1. Jednak wyciąganie wniosków, że w ostatnim ćwierćwieczu XX wieku pokrywa lodów wokółantarktycznych jest mniejsza od tej, jaka występowała w połowie XX wieku jest całkowicie nieuprawnione.

Analiza trendów powierzchni zlodzenia wód wokółantarktycznych w kolejnych miesiącach roku z okresu 1979–2004 wykazała, że tylko w marcu występuje istotny statystycznie trend. Jest to trend dodatni (+20.24(± 8.42) tys. km²/rok). Wskazuje on na przyspieszanie procesów rozwoju lodów z początkiem okresu chłodnego w ostatnim ćwierćwieczu i uprawdopodobnia odnotowane w tabeli 1 przesunięcie momentu występowania minimum powierzchni zlodzonej z marca w połowie XX wieku na luty w końcu XX wieku. Przyspieszony rozwój pokrywy lodowej i istotne statystycznie wydłużenie się sezonu lodowego w latach 90-tych w stosunku do lat 80-tych XX wieku zostały na wodach antarktycznych stwierdzone wcześniej przez Watkinsa i Simmondsa (2000). W pozostałych miesiącach trendy, choć w przewadze dodatnie, są słabe, nieistotne lub praktycznie ich brak (lipiec–październik, grudzień–styczeń).

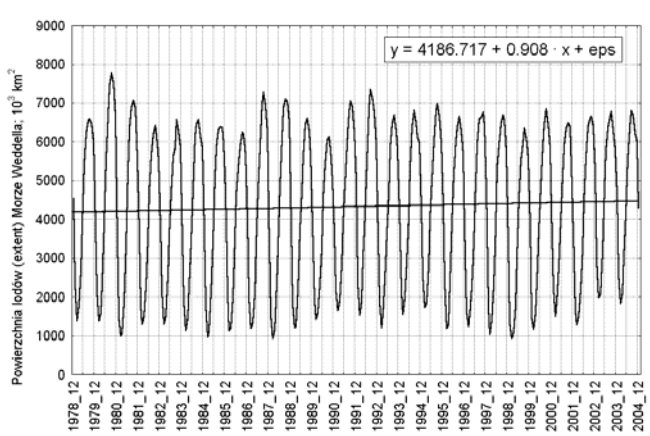
Bardziej szczegółowo można odnieść się do zmian powierzchni zlodzenia wód wokółantarktycznych zachodzących w ostatnim ćwierćwieczu (1979–2004). Analizę trendów przeprowadzono na danych miesięcznych dla poszczególnych akwenów, dla jakich GSFC integruje dane (patrz rys. 2).



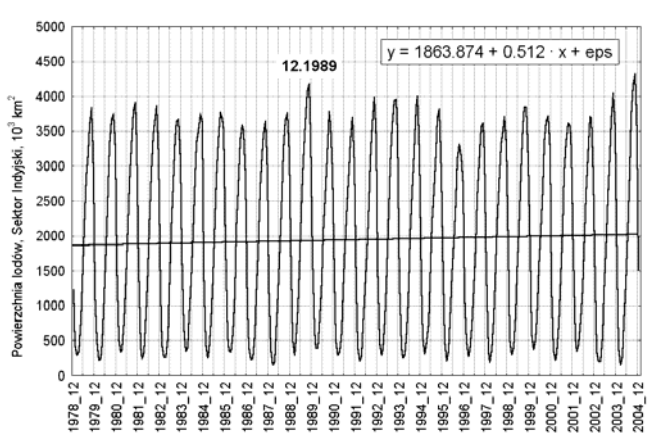
Rys. 2. Zasięg sektorów Oceanu Południowego, dla których GSFC integruje dane o powierzchni lodów morskich

Ze względu na to, że w wyniku działania cyklu rocznego zachodzą bardzo duże zmiany powierzchni złodzenia między grudniem a styczniem (różnica około 5.4 mln km²; patrz tab. 1) analizę trendów przeprowadzono nie dla pełnego 26-letniego okresu styczeń 1979 – grudzień 2004, lecz dla okresu od grudnia 1978 do grudnia 2004 roku. Dzięki temu unika się w szacunku wartości trendu długookresowego wpływu różnicy powierzchni lodów między grudniem a styczniem na jego finalną wartość.

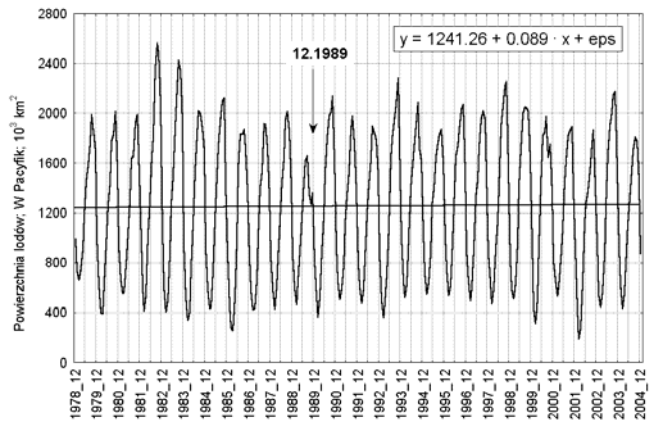
Wyniki analizy trendów są na tyle interesujące, że przedstawia się rysunki przebiegów miesięcznych powierzchni lodów morskich i linii trendów na poszczególnych akwenach i dla całego obszaru Oceanu Południowego (patrz rys. 3–7 oraz 9).



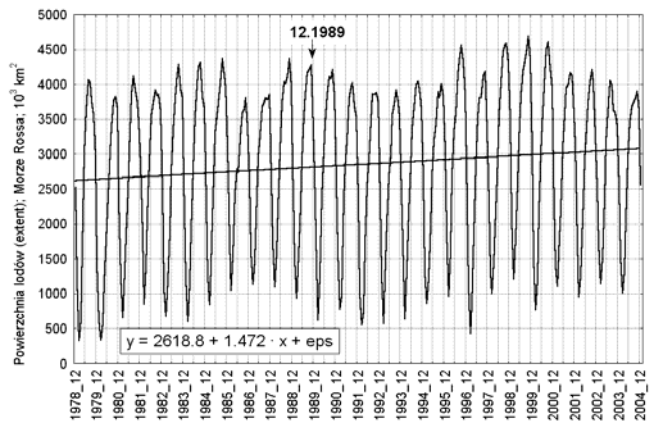
Rys. 3. Zmiany miesięcznych powierzchni lodów morskich w sektorze atlantyckim Oceanu Południowego (Morze Weddella) od grudnia 1978 do grudnia 2004 roku i wieloletni trend zmian powierzchni (tys. km²/miesiąc)



Rys. 4. Zmiany miesięcznych powierzchni lodów morskich w sektorze indyjskim Oceanu Południowego od grudnia 1978 do grudnia 2004 roku i wieloletni trend zmian powierzchni (tys. km²/miesiąc)



Rys. 5. Zmiany miesięcznych powierzchni lodów morskich w zachodniej części sektora pacyficznego Oceanu Południowego od grudnia 1978 do grudnia 2004 roku i wieloletni trend zmian powierzchni (tys. km²/miesiąc)

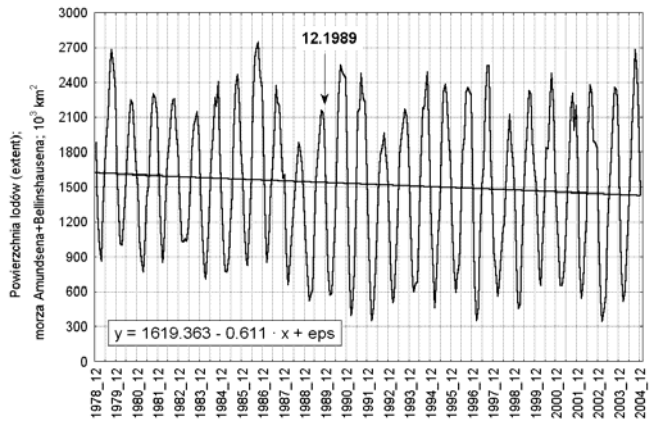


Rys. 6. Zmiany miesięcznych powierzchni lodów morskich w środkowej części sektora pacyficznego Oceanu Południowego (Morze Rossa) od grudnia 1978 do grudnia 2004 roku i wieloletni trend zmian powierzchni (tys. km²/miesiąc)

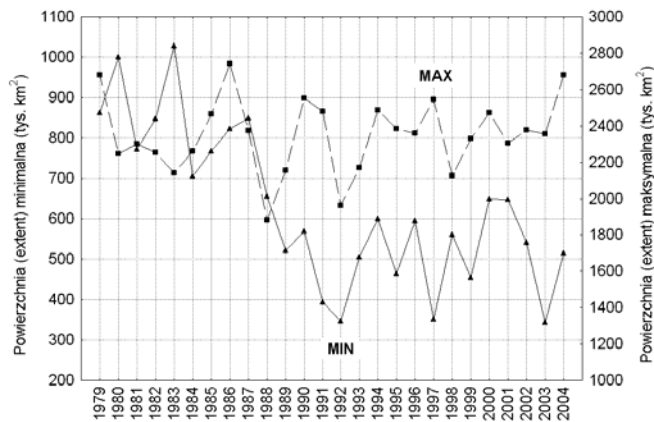
Analiza wykazuje, że w okresie ostatnich 26 lat (1979–2004) na wszystkich akwenach, poza morzami Amundsena i Bellingshausena, zaznaczył się wzrost powierzchni lodów morskich. Z tych akwenów tylko na Morzu Rossa trend wzrostowy jest istotny statystycznie (+1.472 tys. km²/miesiąc; $p < 0.044$). Na morzach Amundsena i Bellingshausena, jako jedynym akwenie, zaznacza się w okresie 1979–2004 ujemny trend powierzchni lodów (–0.611 tys. km²/miesiąc), który jednak nie osiąga progu istotności statystycznej. Ujemny trend powierzchni lodów na morzach Amundsena i Bellingshausena stanowi efekt gwałtownej zmiany zasięgu lodów w czasie ich najmniejszego rozwoju (luty-marzec), która nastąpiła między rokiem 1987 a 1992. W tym okresie powierzchnia minimalnego zasięgu lodów w lutym i marcu z około 840–850 tys. km² w latach 1979–1987 zmniejszyła się skokowo do około 450–470 tys. km² po roku 1992 (patrz rys. 8). O ile w pierwszym okresie

(1979–1987) minimum powierzchni lodów na tym akwenie występowało w lutym lub marcu, to po okresie spadku powierzchni minimalnej – wyłącznie w lutym.

Wynikiem sumarycznym tych zmian cząstkowych powierzchni lodów na poszczególnych akwenach jest nieistotny statystycznie, dodatni trend pokrywy lodowej na wodach Oceanu Południowego. Wartość tego trendu jest równa $6.27(\pm 5.05)$ tys. km^2/rok .



Rys. 7. Zmiany miesięcznych powierzchni lodów morskich w zachodniej części sektora pacyficznego Oceanu Południowego (morza Amundsena i Bellingshausena) od grudnia 1978 do grudnia 2004 roku i wieloletni trend zmian powierzchni (tys. $\text{km}^2/\text{miesiąc}$)

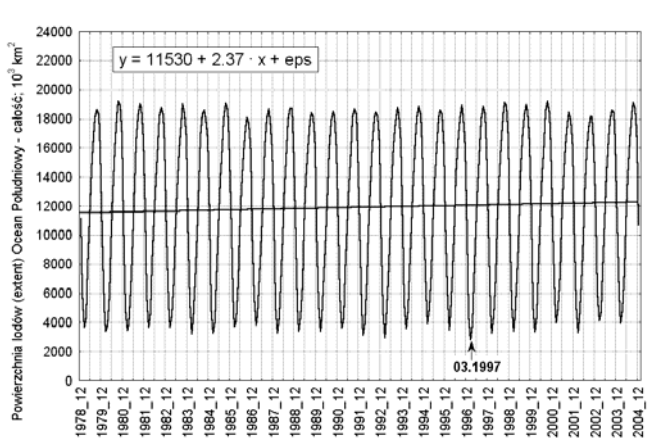


Rys. 8. Przebieg maksymalnych i minimalnych powierzchni zlodzenia na morzach Amundsena i Bellingshausena w latach 1979–2004

Ogólny rezultat analizy zbioru `gsfc.bootstrap.month.extent.1978-2004.s` daje podobne wyniki, jakie uzyskali Zwally i in. (2002) dla okresu 1979–1998. Trudno zresztą oczekiwać, aby wydłużenie obserwacji o 6 lat, wobec braku istotniejszych różnic w rozwoju pokrywy lodów wokółantarktycznych między okresem 1979–1998 a 1999–2004 dało wyraźniej różniące się rezultaty. Zaznaczające się

różnice między trendami na poszczególnych akwenach podawanymi w tym materiale i w pracy Zwally'ego i in. (2002) są nieistotne statystycznie. Dodatni, istotny statystycznie, trend rozwoju pokrywy lodowej na Morzu Rossa, którego istnienie wykazała analiza przeprowadzona przez autora, wykazują również wcześniej Zwally i współautorzy (2002). Ujemny trend powierzchni lodów na morzach Amundsena i Bellingshausena jest w pracy Zwally'ego i in. (2002) istotny statystycznie (-1.017 tys. $\text{km}^2/\text{miesiąc}$). Zatrzymanie się dalszego spadku powierzchni zlodzenia w okresie letnim na tych akwenach po roku 1992 i wydłużenie okresu obserwacji zmniejszyło nachylenie linii trendu i w wydłużonym szeregu obserwacyjnym utracił on istotność.

Cavalieri i in. (1997) oszacowali wzrost średniej powierzchni lodów wokółantarktycznych między listopadem 1978 a grudniem 1996 na 1.3%. Dokonując podobnych obliczeń można oszacować, że podobne tempo (w granicach dokładności obliczeń) przyrostu powierzchni lodów morskich między grudniem 1978 a grudniem 2004 roku utrzymuje się nadal.



Rys. 9. Zmiany miesięcznych powierzchni lodów morskich na wodach Oceanu Południowego od grudnia 1978 do grudnia 2004 roku i wieloletni trend zmian powierzchni (tys. $\text{km}^2/\text{miesiąc}$)

Podsumowując zagadnienia zmian powierzchni dryfujących lodów morskich na wodach wokółantarktycznych, można sformułować wnioski co do ich zachowania się.

1. W ciągu ostatnich 50 lat zmiany pokrywy lodów morskich na wodach wokółantarktycznych nie wykazują większych zmian lub też nastąpił wzrost tej powierzchni. Zmianie między okresem 1947–1965 a 1978–2004 najprawdopodobniej uległ moment, w którym pokrywa lodowa zajmowała najmniejszą powierzchnię. W latach 1947–1965 przypadało to na marzec (2.616 mln km^2), w okresie 1978–2004 lody najmniejszą powierzchnię osiągają już w lutym (średnio 3.476 mln km^2), natomiast w marcu powierzchnia lodów morskich już wyraźnie wzrasta (4.414 mln km^2).

2. W Antarktyce zaznacza się nieistotna statystycznie tendencja do wzrostu średniej pokrywy lodów morskich w ciągu ostatnich 26 lat (1979–2004). Jedynym akwenem na którym wzrost ten jest istotny statystycznie jest Morze Rossa (trend 17.7 tys km^2/rok ; $p = 0.0436$). Jedynym akwenem, na którym zaznacza się nieistotna statystycznie tendencja do zmniejszania się pokrywy lodów są morza Amundsena i Bellingshausena (-7.3 tys. km^2/rok). Zmniejszanie się tam średniej powierzchni

lodów odbywało się kosztem zmniejszania się powierzchni lodów w czasie minimum ich zasięgu (luty), przy braku większych zmian w czasie maksimum ich zasięgu (wrzesień, sierpień). Gwałtowne zmniejszenie się powierzchni letniej pokrywy lodowej na morzach Amundsena i Bellingshausena nastąpiło w sezonach letnich 1987–1992, a po roku 1992 dalszy spadek uległ powstrzymaniu.

Pozwala to sformułować tezę, że w okresie ostatniego czwierćwiecza największą dynamiką przeciwstawnych długokresowych zmian powierzchni pokrywy lodów dryfujących wykazuje się zachodnia część sektora pacyficznego Oceanu Południowego. Na pozostałych wodach wokółantarktycznych zaznacza się regionalnie różna, stosunkowo silna, jednak bezkierunkowa zmienność międzysezonowa i międzyroczna.

3. Wszelkie doniesienia o "dramatycznym zaniku pokrywy lodów morskich wokół Antarktydy" nie znajdują potwierdzenia w wiarygodnym materiale obserwacyjnym.

Nasuwa się pytanie, jakie czynniki decydują o wzroście powierzchni lodów dryfujących na wodach wokółantarktycznych lub przynajmniej o stabilizacji ich powierzchni w ostatnim ćwierćwieczu? Pytanie to staje się szczególnie istotne w sytuacji, w której stwierdza się występujące "globalne ocieplenie" ⁷. W literaturze z ostatnich lat znaleźć można cały szereg koncepcji próbujących wyjaśnić taki stan rzeczy.

Niemalą liczbę publikacji stanowią prace, w których ich autorzy zdecydowanie nie przyjmują do wiadomości stwierdzanego w ciągu ostatnich lat przez innych badaczy faktu, że pokrywa wokółantarktycznych lodów dryfujących wzrasta, a w każdym razie z całą pewnością nie maleje. Traktuje się tam wyniki obserwacji satelitarnych jako błędne lub też uzyskane z obserwacji satelitarnych powierzchnie lodów, jako stanowiące rezultat błędnych interpretacji obrazów satelitarnych (Wolff 2003). Niektóre z argumentów zwolenników poglądu o zmniejszaniu się powierzchni lodów wokółantarktycznych są co najmniej zastanawiające – na przykład – "nie może to być prawdziwe, gdyż modelowanie wyraźnie wskazuje, że powierzchnia lodów wokółantarktycznych maleje w tempie 0.8–1.0% rocznie" (Archer i in. 2003). Tymczasem inne, zarówno starsze (np. Wu i in. 1996), jak i nowsze (np. Fichetef i in. 2003) modele wykazują dobrą zgodność z obserwowanymi zmianami powierzchni antarktycznych lodów morskich, w tym występowanie trendu dodatniego (11.4 ±2.3 tys. km²/rok; Fichetef i in. 2003).

Znakomita większość oceanografów, meteorologów i klimatologów wiąże obserwowany wzrost powierzchni lodów dryfujących z obserwowanym w tym samym czasie wzrostem natężenia cyrkulacji strefowej nad Oceanem Południowym. Na wzrost natężenia cyrkulacji strefowej nad tym oceanem wskazuje szereg wskaźników cyrkulacyjnych – takich jak na przykład SAM (Oscylacja Antarktyczna; Southern Annular Mode; Marshall 2003, Marshall i in. 2002, 2004), czy zmiany frekwencji makrotypów (form) cyrkulacji środkowotroposferycznej (Ryżakov 2002).

Na temat mechanizmów, które mają powodować, że wzrost natężenia cyrkulacji strefowej pociąga za sobą rozrost powierzchni lodów dryfujących wokół Antarktydy zdania są mocno podzielone. Niektórzy badacze formują koncepcje, z których, w sensie kształtowania się zależności, niewiele wynika. Przykładowo Gillet i Thompson (2003) widzą taki ciąg zależności: zmniejszenie się zawartości ozonu stratosferycznego nad Antarktydą pociąga za sobą obniżenie temperatury dolnej

⁷ Niektórzy badacze, w tym klimatolodzy, kwestionują określenie "globalne ocieplenie", stwierdzając, że nie może być ono "globalne", skoro nie obejmuje całej powierzchni globu (np. Antarktydy).

stratosfery i zwiększenie aktywności wiru stratosferycznego, nasilenie wiru stratosferycznego wymusza wzrost natężenia cyrkulacji strefowej nad Oceanem Południowym, to z kolei pociąga za sobą wzrost powierzchni lodów morskich. W jaki sposób wzrost intensywności wiru stratosferycznego ma za sobą pociągać wzrost natężenia cyrkulacji strefowej, a ta – ma wpływać na rozrost powierzchni lodów nie wyjaśniają. Część badaczy traktuje wzrost powierzchni lodów morskich jako prosty skutek obniżania się temperatury powietrza nad tym obszarem, używając jako argumentu mającego świadczyć o prawdziwości takiej hipotezy powołanie się na literaturę wskazującą na obniżanie się temperatury powietrza nad Antarktydą. Temperatura powietrza nad Antarktydą rzeczywiście spada, jednak nad obszarem Oceanu Południowego w szerokościach 50–60°S takiego procesu nie obserwuje się.

Simmonds i Jacka (1994) wykazują, że wzrost powierzchni lodów morskich może być lub jest powiązany ze zmiennością działania Oscylacji Południowej (ENSO), która wywiera wpływ zarówno na cyrkulację atmosferyczną nad Oceanem Południowym, jak i cyrkulację wód Oceanu Południowego. Kwok i Comiso (2002) objaśniają mechanizm powiązań ENSO (SO) z późniejszą pokrywą lodów morskich, wskazując na szczególnie silne związki z fazą Oscylacji Południowej lodów na morzach Rossa, Amundsena i Bellingshausena. Eicken i Lemke (2001) wiążą wzrost powierzchni lodów ze zmiennością fali cirkumantarktycznej (White i Peterson 1996). Wzrost natężenia Oscylacji Antarktycznej (SAM) ma pociągać za sobą wzrost amplitudy fali cirkumantarktycznej. Tym samym te części fali, w których istnieją dogodne warunki do tworzenia się i rozrastania lodów, przy wzroście amplitudy fali wysuwają się dalej na północ niż poprzednio i powierzchnia zlodzona powiększa się. Yuan i Martinson (2000) widzą związek zasięgu lodów z funkcjonowaniem wykrytego przez nich "Dipola Antarktycznego"⁸, którego zmienność, podobnie jak fala cirkumantarktyczna (Peterson i White 1998) wykazuje związki z ENSO. Dalej ideę tę rozwija Holland i współautorzy (2005). W tej grupie poglądów, zmiany zasięgu i powierzchni lodów morskich na Oceanie Południowym wymuszane są przez zespoloną zmienność cyrkulacji atmosferycznej i zasobów ciepła w wodach, charakteryzowanych głównie przez anomalie temperatury powierzchni oceanu (TPO) na obszarach tropikalnych Pacyfiku. Skomplikowany układ zależności przenosi wpływy zmian TPO i cyrkulacji w równikowej strefie Pacyfiku na funkcjonowanie Prądu Cirkumpolarnego (w polskiej literaturze często nazywanego "Dryfem Wiatrów Zachodnich"), ten zaś, poprzez propagowanie ku wschodowi anomalii TPO wpływa zarówno na charakter cyrkulacji atmosferycznej w strefie wokółantarktycznej (czynnik dynamiczny), jak i poprzez temperaturę wody (czynnik termiczny), na zasięg lodów morskich. Niezależnie od tego, że w tej grupie prac rysują się dość poważne różnice poglądów co do mechanizmów sterowania przez wymienione czynniki zasięgami lodów w poszczególnych porach roku, to niemal wszystkie wykazują istnienie związków między wzrostem cyrkulacji strefowej nad Oceanem Południowym a zmianami zasobów ciepła w wodach strefy tropikalnej Pacyfiku.

Zwally i współautorzy (2002) tłumaczą związek wzrostu powierzchni lodów ze wzrostem cyrkulacji strefowej nad Oceanem Południowym poprzez działanie łącznika, jakim jest kształtowanie sum opadowych nad tym obszarem. Wzrost natężenia cyrkulacji strefowej pociąga za sobą wydatny wzrost sum opadów. Zwiększona suma opadów przyczynia się do wysładzania powierzchniowej warstwy wód Oceanu Południowego, co sprzyja procesom tworzenia się lodu. Szczególną rolę

⁸ Dipol Antarktyczny ma stanowić powiązane ze sobą zmiany anomalii TPO we wschodniej części środkowego Pacyfiku z anomaliami TPO w atlantyckim sektorze Oceanu Południowego.

odgrywają tu procesy akumulacji opadów na powierzchni lodów, które w momencie topnienia stosunkowo szybko uwalniają bardzo dużą ilość wód słodkich.

Najbardziej prawdopodobne mechanizmy związków między wzrostem natężenia cyrkulacji strefowej nad Oceanem Południowym a wzrastającą powierzchnią lodów morskich dryfujących wokół Antarktydy, są, zdaniem autora tych słów, nieco bardziej złożone. Można je przedstawić w postaci hipotezy, w której punktem wyjścia jest stwierdzony wzrost częstości i średniej prędkości wiatrów zachodnich nad wodami Oceanu Południowego.

Wzrost prędkości wiatru pociąga za sobą wzrost intensywności poboru ciepła z wody, tym samym zasoby ciepła w powierzchniowej warstwie wód maleją, wzrasta natomiast temperatura powietrza. Wzrost częstości i prędkości wiatrów zachodnich pociąga za sobą również wzrost natężenia przenosu ekmanowskiego; przy wiatrach zachodnich będzie on skierowany na N-NE. Zwiększony przenos ekmanowski w wodach przenosi chłodniejsze i silnie wysłodzone wody w kierunku północnym. Przypuszczalnie łączny efekt zwiększonego poboru ciepła z wód i zwiększonego natężenia przenosu ekmanowskiego wód zaznaczył się w statystycznie istotnym spadku temperatury powierzchni wód sektora pacyficznego Oceanu Południowego w pasie szerokości 60°S w ciągu ostatnich 25 lat (Marsz 2005). Ten sam przenos ekmanowski, wraz ze wzrostem sum opadowych (Zwally i in. 2002), przyczynił się do silniejszego wysłodzenia wód powierzchniowych w położonej dalej na północ strefie Oceanu Południowego, co ograniczyło tam możliwości transportu ciepła z głębszych, podpowierzchniowych warstw wód do powierzchni oceanu.

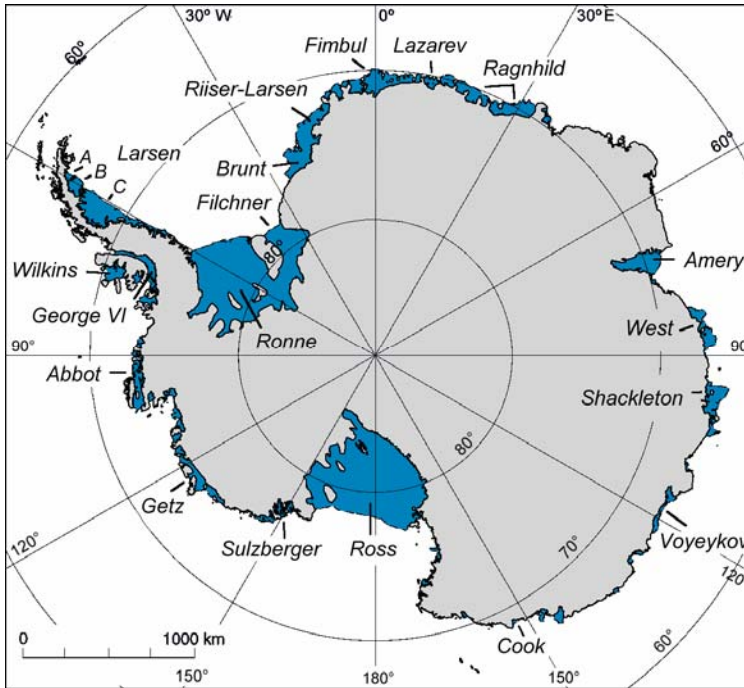
Również lody dryfujące podlegają przenosowi ekmanowskiemu. Tworzenie się lodów na morzu ma miejsce w wyższych szerokościach wszędzie tam, gdzie poza dwoma – trzema najcieplejszymi miesiącami roku, istnieją sprzyjające dla ich powstawania warunki termiczne. Wzrost częstości i prędkości wiatrów zachodnich powinien stanowić przyczynę ich szybszego dryfu w kierunku północnym⁹, a tym samym, wobec dywergentności dryfu zmniejszać stopień ich zwarcia w wyższych szerokościach, umożliwiając utrzymanie się tam dużego tempa procesów zamarzania. Lody, dryfując ze znaczną składową północną w stronę otwartej wody, napływają na wody chłodniejsze niż to było kiedyś, co ogranicza możliwość ich szybkiej destrukcji. Jednocześnie wzrost powierzchni i koncentracji lodów w niższych szerokościach będący skutkiem zwiększenia intensywności ich dryfu prowadzi do wprowadzenia przez te lody modyfikacji lokalnych warunków radiacyjno-termicznych, co prowadzi z kolei do sezonowego (jesień, zima, wiosna) nasilenia się procesów ich samopodtrzymywania. Ten sam, intensywniejszy dryf lodów w cieplej porze roku, w której jednocześnie występuje zwiększony dopływ radiacji słonecznej, powinien prowadzić do zmniejszenia się ich powierzchni w stosunku do stanu, w którym nasilenie cyrkulacji strefowej było słabsze.

Lody szelfowe

Lody dryfujące i zespolone z brzegiem lody stałe (*pripaj, fast ice*) zabezpieczają brzeg przed bezpośrednim termicznym i mechanicznym oddziaływaniem wody morskiej. Ponieważ około 92% z liczącej około 27 300 km linii brzegowej Antarktydy stanowią brzegi lodowe (Bujnicki 1973), istnienie pokrywy lodów dryfujących dla stabilizacji linii brzegowej Antarktydy jest zasadnicze.

⁹ Współczynnik dryfowy lodów na wodach wokółantarktycznych został oszacowany jako 0.02, kierunkowy dryfu jako -30° (Eskin 1969). Jak widać, wartości te nie różnią się wiele od wartości charakterystycznych dla prądu wiatrowego.

Szczególne znaczenie mają lody dryfujące dla stabilizacji pływających lodów szelfowych. Lody dryfujące przylegające bezpośrednio do barier lodowych spowalniają ruch lodu w lodzie szelfowym, gdyż ruch lodu szelfowego napotyka na opór lodów morskich. Wystąpienie polynii przedbarierowej¹⁰ pociąga za sobą poddanie bariery bezpośredniemu oddziaływaniu falowania i przyspieszenie ruchu lodu szelfowego na odcinku występowania polynii.

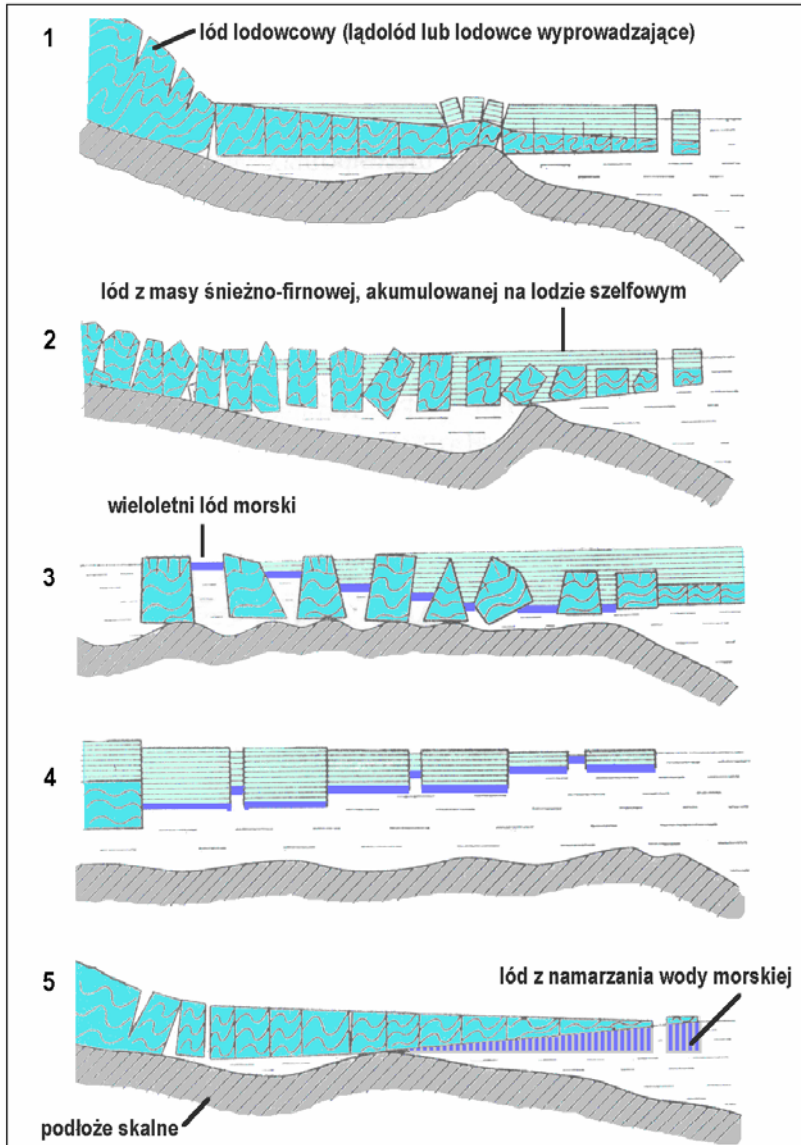


Rys. 10. Antarktyczne lody szelfowe

Dynamika lodów i budowa antarktycznych lodów szelfowych (patrz rys.10) jest obecnie dość dobrze poznana, znana jest typologia (patrz rys. 11) i "cykl życiowy" tych lodów. W zależności od typu lodu szelfowego znane grubości lodów wahają się średnio od 800–600 do 200 m, prędkość ruchu wynosi od kilku tysięcy do kilkuset metrów na rok. Podawanie bardziej szczegółowych wartości mija się tutaj z celem – te mogą odnosić się wyłącznie do konkretnego odcinka lodu szelfowego, w konkretnym momencie. Między innymi, jednym z ważniejszych wyników dotychczasowych badań glaciologicznych lodów szelfowych jest stwierdzenie, że w obrębie tego samego lodu szelfowego, prędkości i kierunki ruchu lodu mogą zmieniać się w bardzo szerokich granicach na stosunkowo niewielkich odległościach (Bujnicki 1973). Wobec braku tarcia o dno, różnice prędkości poszczególnych części (stref) lodu szelfowego powodują wystąpienie w lodzie dużych naprężeń,

¹⁰ Polynia, inaczej "plonia" – obszar wody wolnej od pokrywy lodowej (maksymalna koncentracja lodu nie większa od 2), otoczony ze wszystkich stron zwartym (> 7) lodem. Polynia przedbarierowa – polynia wykształcona między barierą lodową a lodem dryfującym (przed barierą). Bariera lodowa – stroma, zazwyczaj pionowa ściana lodowa, stanowiąca odmorski kraniec lodu szelfowego.

które są przyczyną jego silnego spękania. Spękania takie wyraźnie i silnie zaznaczają się w dolnych częściach lodów szelfowych, nie będąc ze względu na zamaskowanie ich warstwą śnieżno-firnową, przeważnie widoczne na ich powierzchni. Szczególnie silne spękanie lodów szelfowych występuje w rejonach, w których lody szelfowe napotykają na przeszkody podwodne położone płycej od zanurzenia dna lodu lub na przeszkody nadwodne (punkty kotwiczenia), i gdzie zmienia się gwałtownie prędkość lodu.



Rys. 11. Typy lodów szelfowych według Korotkeviča (1969).

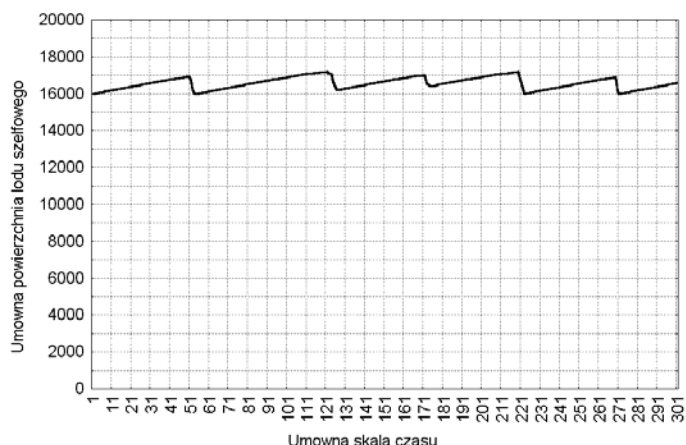
1 – typowy lód szelfowy (konwergencyjny), 2 – deltowy lód szelfowy (dywergencyjny),
3 – ajsbergowy lód szelfowy, 4 – przylepowy ("pripajowy") lód szelfowy, 5 – ablacyjny lód szelfowy

Systematyczny ruch lodów szelfowych w stronę morza powoduje przesuwanie się ich odmorskiej granicy (bariery). Zbyt dalekie wysunięcie się lodu szelfowego powoduje odłamywanie się fragmentów lodów szelfowych, następuje to na linii spękań. Przyczyną odłamywania się gór lodowych jest jednoczesne działanie całego szeregu czynników; wymienia się tu na pierwszych miejscach styczne naprężenia wiatru połączone z lokalnymi zmianami poziomu morza, lub też, co zdarza się rzadziej – kolizje pływającej dużej góry lodowej z barierą lodu szelfowego. Obłamywanie się gigantycznych gór lodowych wiązane jest z występowaniem tych samych procesów, tylko o odpowiednio większej skali – falami anemobarycznymi (Šilnikov 1969, Bujnickij 1973), tworzącymi się przy przechodzeniu głębokich układów niżowych.

Jednak, aby działanie czynników anemobarycznych mogło doprowadzić do odłamania się góry lodowej wcześniej działać musi zespół czynników osłabiających spoiwość lodu szelfowego. Tu wymienia się, oprócz uszczelnienia powstałego na skutek nierównej prędkości lodu, takie czynniki jak: zachodzące na powierzchni lodu szelfowego zmiany stosunku akumulacja-ablacja warunkowane zmianami sum opadowych, zmiany temperatury powietrza i dopływu radiacji, same procesy ablacji zachodzące w sytuacji wzrostu temperatury powietrza powyżej 0°C i wystąpienie ciekłej wody słodkiej na powierzchni lodu szelfowego, zmiany temperatury wody morskiej i prędkości prądów pod dnem lodów szelfowych przyczyniające się do procesów rozpuszczania bądź topnienia lodu szelfowego od dołu. Na tych lodach szelfowych, które zasilane są lodem kontynentalnym wnoszonym przez lodowce wyprowadzające (*outlet glacier*) dużą rolę odgrywa zmienność objętości wprowadzanego lodu i zmienność prędkości tego lodu. Wszystkie te procesy prowadzą do lokalnych zmian miąższości i gęstości lodu szelfowego, co w warunkach działania sił wyporu przekłada się na powstawanie w nim dodatkowych naprężeń i następnie pęknięć pionowych tnących lód od spagu do jego powierzchni. Rola poszczególnych procesów w kształtowaniu warunków sprzyjających obłamywaniu się lodu szelfowego jest różna w poszczególnych typach genetycznych lodów szelfowych.

Badania nad zmianami w funkcji czasu powierzchni kilku lodów szelfowych Antarktydy wykazują, że przebieg ten ma charakter asymetrycznej funkcji piłokształtnej (rys. 12). Przez stosunkowo długi czas, rzędu 20–40 lat powierzchnia lodu szelfowego stopniowo i powoli rośnie, po czym, po odłamaniu się lodu w szeregu następujących po sobie aktach dyskretnych, gwałtownie się zmniejsza. Po obłamaniu lodu następuje ponowny powolny wzrost powierzchni lodu i cykl powtarza się wielokrotnie. Bujnickij (1973) sformułował hipotezę, że w danych warunkach klimatycznych i danych warunkach zasilania lodem od strony kontynentu, odmorska granica konkretnego lodu szelfowego nie może wykraczać poza stosunkowo wąską strefę, ani w stronę morza, ani też cofać w stronę lądu. Jako przykład podaje położenie bariery Lodu Szelfowego Rossa, która mimo obłamywania się z niej licznych gór lodowych w ciągu 121 lat (1841–1962) utrzymywała się w strefie o szerokości 55 km¹¹. Mercer (1978) określa, że odmorska granica stabilnego lodu szelfowego pokrywa się w przybliżeniu z przebiegiem izotermi temperatury rocznej –4°C.

¹¹ Również w okresie 1965–2004 położenie bariery Lodu Szelfowego Rossa o długości około 990 km nie wykroczyło poza strefę, którą wyznaczył Bujnicki (1973, rys. 65). Dotyczy to również odłamania się gigantycznej góry-wyspy B-15 (280 x 40 km, marzec, 2000). Średnia prędkość lodu w Lodzie Szelfowym Rossa w pobliżu jego bariery o długości 990 km jest szacowana na około 1450 m/rok (1300–1800 m/rok). Przyjmując średnią prędkość lodu 1450 m/rok, "odbudowa" powierzchni lodu szelfowego po odłamaniu się góry wyspy lodowej B-15 i powrót bariery w poprzednie położenie trwać będzie zaledwie 27–28 lat.



Rys. 12. Idealizowany przebieg zmian powierzchni lodu szelfowego

W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat udokumentowane są przypadki znacznego zmniejszania powierzchni niektórych, wysuwających się w morze lodów szelfowych, a następnie ponownego zwiększania się ich powierzchni. Od Lodu Szelfowego Fimbula (Fimbul Ice Shelf) w latach sześćdziesiątych¹² odłamała się gigantyczna góra lodowa, która niesiona prądem zdryfowała na Morze Weddella, tam uległa podziałowi przed dojściem do wysokości wschodniej części bariery Lodu Szelfowego Filchnera. Następnie opłynęła, zgodnie z cyrkulacją wód, południową i zachodnią część Morza Weddella i wyszła na Południowy Atlantyk. Trasa największej z tych gór była śladowana przez ponad 14 lat, ostatecznemu rozpadowi uległa około 250 Mm na NE od Południowej Georgii. Po odłamaniu się tej góry lodowej powierzchnia Lodu Szelfowego Fimbula zmniejszyła się o połowę, obecna (2005) powierzchnia tego lodu szelfowego jest już zbliżona (w granicach błędów pomiaru Lodu Szelfowego Fimbula z roku 1962) do powierzchni z lat 60-tych, choć zarys linii brzegowej tego lodu szelfowego uległ zmianie. W roku 1956 (?), od Lodu Szelfowego Rossa, odłamała się gigantyczna góra – wyspa lodowa. Na pozycji 64°10'S, 175°04'W jako górę o rozmiarach 111 x 74 km obserwował i pomierzył ją w listopadzie 1956 roku USS "Glacier". W tym samym rejonie Lodu Szelfowego Rossa, z którego odłamała się ta wyspa lodowa, już w 2000 roku doszło do odtworzenia przebiegu linii bariery i ponownego odłamania się gigantycznej (295 x 37 km) wyspy lodowej (B-15). Podobnie, duże zmiany powierzchni odnotowano na wschodniej części Lodu Szelfowego Shackletona i w wielu innych miejscach.

Odłamane fragmenty lodów szelfowych tworzą różnych rozmiarów stołowe góry lodowe. W wielu wypadkach od lodów szelfowych odłamają się góry lodowe ogromnych rozmiarów – o szerokościach kilkudziesięciu i długości ponad stu kilometrów. Jedną z największych gór lodowych była, a właściwie jest, odłamana w marcu 2000 r. od Lodu Szelfowego Rossa płyta lodowa B-15 (patrz przypis 11). Powierzchnia tej góry – wyspy lodowej była w przybliżeniu równa powierzchni stanu Connecticut albo Jamajki. Istnienie gigantycznych gór lodowych, zarówno w bezpośrednim pobliżu Antarktydy,

¹² Najprawdopodobniej w marcu 1965 r. odłamał się wychodzący na około 90 km w morze Półwysep Czeluskińców (nazwa nadana przez badaczy radzieckich) – Trolltunga (nazwa nadana przez badaczy norweskich). W Atlasie Antarktyki, t.1 (1966) opisany jako Lód Szelfowy Bellingshausena.

jak i w znacznych od niej odległościach jest odnotowywane od początku żeglugi na tych akwenach i jak wykazują źródła¹³, ich liczba w funkcji czasu nie wykazuje ani tendencji wzrostowej, ani też spadkowej.

Taki stan rzeczy wskazuje wyraźnie, że dla poszczególnych lodów szelfowych Antarktydy charakterystyczne krótkookresowe, duże zmiany ich powierzchni i obłamywanie się ajsbergów czy nawet wielkich gór – wysp lodowych, stanowi przejaw naturalnego "cyklu życiowego" lodów szelfowych, które nie mogą nieprzerwanie rosnąć. Cały czas pamiętać należy, że "odwodnienie" Antarktydy, stanowiące wyrównanie bilansu masy tego kontynentu odbywa się przez spływ lodów z kopuły lądolodu. Przez brzegi tworzone przez lody szelfowe Antarktydy (~12.280 km; 41.3% długości linii brzegowej) usuwane jest nie mniej niż 50% masy lodu spływającego z kontynentu¹⁴ do morza, nie licząc masy opadów akumulowanych już bezpośrednio na samym lodzie szelfowym. Odpływ w fazie ciekłej jest, w porównaniu ze spływem lodu, zupełnie bez znaczenia dla bilansu wodnego Antarktydy (Šumskij i in. 1969). Trudno w takiej sytuacji traktować sam fakt okresowego, gwałtownego zmniejszania się powierzchni danego lodu szelfowego i obłamywania się ajsbergów z lodów szelfowych czy lodowców wyprowadzających Antarktydy jako wskaźnik zachodzących zmian klimatycznych. Również rozmiary oblamujących się gór nie świadczą o zachodzących zmianach klimatu. Dopiero stwierdzenie zachodzącego w ciągu kilkudziesięciu – kilkunastu lat konsekwentnego zmniejszania się powierzchni lodów szelfowych na większości lub części perymetru Antarktydy pozwoli wysnuć wniosek o zachodzących w skali kontynentu, lub jego regionu, zmianach klimatycznych.

Długookresowa zmienność całej powierzchni lodów szelfowych Antarktyki jest trudna do oceny. Pierwszą przyczyną tych trudności jest zróżnicowana dokładność map Antarktydy. Wczesne mapy tego obszaru nie cechowały się przesadną dokładnością, linia brzegowa była na nich wyznaczana ze statków. Wszystkie niedokładności w określeniu pozycji statku (patrz przypis 3) automatycznie zostawały przeniesione na mapy. Wykonywane na powierzchni fragmentów kontynentu i lodów szelfowych zdjęcia kartograficzne metodami klasycznymi dawały zróżnicowane efekty, lecz nawet wtedy, gdy przebieg bariery był precyzyjny, na ogół nie pozwalały na wyznaczenie "odładowej" granicy lodu szelfowego. Określenie kontynentalnej granicy lodów szelfowych stanowi bowiem poważny problem, gdyż jako granicę, od której lód lodowcowy lądolodu czy lodowca wyprowadzającego staje się lodem szelfowym, przyjmuje się linię wypływaną. Dokładne określenie położenia linii wypływaną jest możliwe za pomocą radiosondażu lodu lub badań sejsmicznych. Przybliżony przebieg takiej granicy jest również możliwy do wyznaczenia, na podstawie szeregu cech pośrednich, ze zdjęć lotniczych.

Z tych powodów wszelkie szacunki powierzchni lodów szelfowych, które opierają się na materiałach kartograficznych pochodzących sprzed zastosowania do ich konstrukcji jako głównego źródła zdjęć lotniczych, jeśli nawet dawały bliski rzeczywistości zarys linii brzegowej, nie pozwalały na wykonanie na nich pomiarów powierzchni mających walor porównywalności. Poszczególne badacze

¹³ Zestawienie wielkich i bardzo wielkich gór – wysp lodowych zawiera cały szereg publikacji. Z cytowanych w tej pracy starsze dane zawierają Atlas Antarktyki, t.2 (1969) i Bujnickij (1973). Z okresu obserwacji satelitarnych istnieją ogólnodostępne, obszerne bazy danych dostępne przez sieć (np. <http://nsidc.org/icebergs/>).

¹⁴ Według szacunków Šumskiego i in. (1969, tab. 9) około 56.8%. Pozostałą część lodu odprowadzają do morza głównie lodowce wyprowadzające kończące się bezpośrednio w morzu. Brzegi lodowe tworzone przez zlodowacenie pokrywowe wyprowadzają do kilku procent lodu z kontynentu. Wyniki późniejszych badań (Dolgušin i Osipova 1989) nie zmieniają w istotny sposób podanych wartości.

arbitralnie przyjmowali "odładowe" granice lodów szelfowych, czego wynikiem są bardzo duże rozbieżności w ocenie powierzchni nawet tych samych lodów szelfowych. Inną przyczyną różnic w ocenie powierzchni lodów szelfowych jest wliczanie przez jednych badaczy, zaś eliminacja przez innych, powierzchni tak zwanych "wysp lodowych"¹⁵ występujących w obrębie poszczególnych lodów szelfowych.

W starszej literaturze przedmiotu można znaleźć powierzchnie poszczególnych lodów szelfowych, jednak zestawienia te charakteryzują się zróżnicowanym stopniem szczegółowości i różną liczbą wydzielanych i charakteryzowanych przez poszczególnych badaczy lodów szelfowych. Rzutuje to na sumaryczną ocenę powierzchni lodów szelfowych Antarktydy. Przykładowo w zestawieniu Šumskiego i in. (1969) znajduje się 13 "większych" lodów szelfowych Antarktydy o łącznej powierzchni 1.315,6 tys. km². Zestawienie znajdujące się w pracy Dolgušina i Ospovej (1989) zawiera 27 "największych" lodów szelfowych o łącznej powierzchni 1.440,2 tys. km². Ze stosunkowo nowej (2004) statystyki SCAR wynika, że powierzchnia lodów szelfowych Antarktydy może być oceniana na 1.550 tys. km². Porównywanie ze sobą tych danych i wyciąganie na tej podstawie wniosków o zmianach powierzchni lodów szelfowych Antarktydy, choć niekiedy przeprowadzane, nie wydaje się mieć innego sensu, jak uświadomienie sobie jedynie tego, jak szybko zmienia się nasza wiedza w tym zakresie.

Obecnie (od roku 2000) 19 wielkich obszarów wybrzeża Antarktydy, których brzegi tworzą lody szelfowe znajduje się pod stałą obserwacją satelitarną (Scambos i in. 2001). Dla niektórych z tych obszarów zgromadzono pewną liczbę materiałów archiwalnych z wcześniejszych obserwacji satelitarnych (od roku 1980). Wszystkie te dane, ze względu na krótkie ciągi obserwacyjne nie pozwalają jednak na dokonanie generalnej oceny zachowania się lodów szelfowych.

Wiadomo natomiast jak zachowują się w dłuższym okresie lody szelfowe na niektórych odcinkach wybrzeża Antarktydy. Najlepiej pod tym względem poznane są trzy obszary wybrzeży – Lód Szelfowy Rossa, Lód Szelfowy Shackletona i lody szelfowe przylegające do zachodnich i wschodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego. Mniejsza ilość informacji dotyczy kilku innych lodów szelfowych.

Instrumentalne obserwacje zachowania się Lodu Szelfowego Rossa rozpoczęły się w pierwszych latach XX wieku, intensyfikacji uległy w okresie międzywojennym, a w okresie powojennym lód ten jest pod stałym i nieprzerwanym "nadzorem". Dotychczasowe obserwacje nie pozwalają na stwierdzenie występowania długookresowej tendencji zmian jego powierzchni. Lód Szelfowy Rossa, o czym wspomniano już wcześniej, charakteryzuje się dużą, lecz bezkierunkową, dynamiką. Powierzchnia lodu powoli wzrasta, po czym gwałtownie się zmniejsza, ponownie rośnie, ponownie gwałtownie maleje... Wielkość chwilowych zmian mieści się w granicach ± 3 –5% średniej powierzchni tego lodu, szacowanej na 525 tys. km² (Dolgušin i Osipova 1989) lub 490 tys. km² (SCAR Statistics 2004).

Drugi pod względem powierzchni szelfowy lód Antarktydy – Lód Szelfowy Filchnera-Ronne (powierzchnia według Šumskiego i in. (1969) – 416 tys. km², Dolgušina i Ospovej (1989) – 433 tys. km², według SCAR Statistics 2004 – 449 tys. km²) zachowuje się podobnie, jak Lód Szelfowy Rossa.

¹⁵ Są to obszary wyraźnie wyniesione w stosunku do pozostałej, otaczającej je powierzchni lodów szelfowych. Z reguły są to obszary, pod którymi znajdują się wyniesienia dna morskiego, na których lody szelfowe opierają się, lub też rzeczywiste wyspy, czyli całkowicie zlodowacone obszary wznoszące się powyżej poziomu morza. Przykłady – Berkner Island oddzielająca Lód Szelfowy Ronne od Lodu Szelfowego Filchnera (Morze Weddella) lub Masson Island w Lodzie Szelfowym Shackletona (Morze Davisa).

W okresie powojennym odłamywało się od niego wiele wielkich gór – wysp lodowych, niektóre z nich identyfikowane były przez statki, później rozpoznanie satelitarne pozwoliło opracować cały, wcale niemały, ich katalog. Na przykład w roku 1986 odłamała się góra lodowa o powierzchni 13 tys. km². Ten przypadek oderwania się części Lodu Szelfowego Filchnera był o tyle wyjątkowy, że na odłamanej górze – wyspie lodowej znajdowały się dwie stacje naukowe – opuszczona już argentyńska stacja General Belgrano I i radziecka letnia baza Drużnaya, na której utracono duże zapasy zgromadzonego tam paliwa, sprzętu i materiałów budowlanych. Zarówno na temat zmian powierzchni tego lodu, jak i jego bilansu masy jest kilkanaście pozycji literatury, z których jedne wykazują jego zmniejszanie się i ujemny bilans, inne, a jest ich więcej, wzrost powierzchni i dodatni bilans masy. Bardziej szczegółowo literaturę na ten temat omawiają Joughin i Bamber (2005). Najnowsze badania bilansu Lodu Szelfowego Filchnera, przeprowadzone przez tych badaczy wykazały, że lód ten ma dodatni bilans masy (39 ±26 Gt/rok; odpowiada to 1.6 ±1 cm/rok w ekwiwalencji wzrostu miąższości lodu), co wyjaśnia względną stabilizację położenia jego bariery, mimo intensywnego obłamywania się gór lodowych.

Lód Szelfowy Shackletona jest dobrze poznany, gdyż w jego pobliżu znajduje się najdłużej (od roku 1956) i bez przerwy pracująca radziecka, obecnie rosyjska stacja "Observatoriya Mirnyj" (Mirnyj). Na przełomie lat 60-tych i 70-tych XX wieku rozpoczęły się gwałtowne procesy destrukcji zachodniej, wysuniętej daleko w morze, części tego lodu szelfowego. Przyczyną takiego procesu było przyspieszenie ruchu lodowca wyprowadzającego (*outlet glacier*) Helen, który "podtrzymywał" zachodnie skrzydło lodu szelfowego. W marcu 1979 roku zachodnia krawędź lodu szelfowego cofnęła się na południe, sięgając szerokości 65°45'S, na morzu znajdowały się tysiące gór lodowych z jego rozpadu. Po tym epizodzie powierzchnia Lodu Szelfowego Shackletona zaczęła ponownie wzrastać i maksymalne rozmiary osiągnęła około 1986 roku, kiedy jego północne krawędzie doszły do szerokości 64°25'S opierając się o wyspę Pobjeda¹⁶. Po 1986 roku, północna część tego lodu szelfowego uległa, wraz z wyspą Pobjeda, szybkiej dezintegracji. Według obrazów satelitarnych z początku 2003 roku, czyli 17 lat później, północna granica zachodniej części Lodu Szelfowego Shackletona przesunęła się ponownie na północ (~ 64°10'S; przesunięcie około 100 km na N względem pozycji z 1979 r.) – i ponownie zaczęła ulegać intensywnej degradacji – obłamywały się z niej wielkie góry – wyspy lodowe. Obecnie (koniec 2005 roku) północna granica tego lodu przesunęła się około 18–20 km na południe względem stanu z 2003 roku, czyli nastąpiło wyraźne i silne jej cofnięcie, natomiast w morze, na zachód od nasady bariery, zaczyna się ponownie wysuwać jezior lodowca wyprowadzającego Helen.

Jedynym lodem szelfowym leżącym poza rejonem Półwyspu Antarktycznego, o którym wiadomo, że następują na nim nieznaczne ubytki powierzchni w dłuższym okresie i jednocześnie zmniejszanie się jego grubości jest Lód Szelfowy Pine Island (Morze Amundsena ~75°S, 105°W) Na tym stosunkowo niewielkim lodzie szelfowym, składającym się z szeregu mniejszych lodów oddzielonych od siebie wyspami lodowymi, miąższość lodu zmniejsza się ze względu na wzrost temperatury wody. Ten ostatni nastąpił w rezultacie dostania się na szelf cieplejszych wód pośrednich Morza Amundsena (Rignot 2002), być może dynamiki samego lodu, i nie ma związku ze zmianami temperatury powietrza, czy ogólnie – zmianą warunków klimatycznych (Jacobs i in. 1996, Shepherd i in. 2001).

¹⁶ Wyspa Pobjeda o powierzchni około 2.5 tys. km² była wielkim ajsbergiem osiadłym na dnie (Bujnicki 1973). Jest ona oznaczona na mapie w Atlasie Antarktydy (t. 1), tamże znajduje się jej plan hipsometryczny.

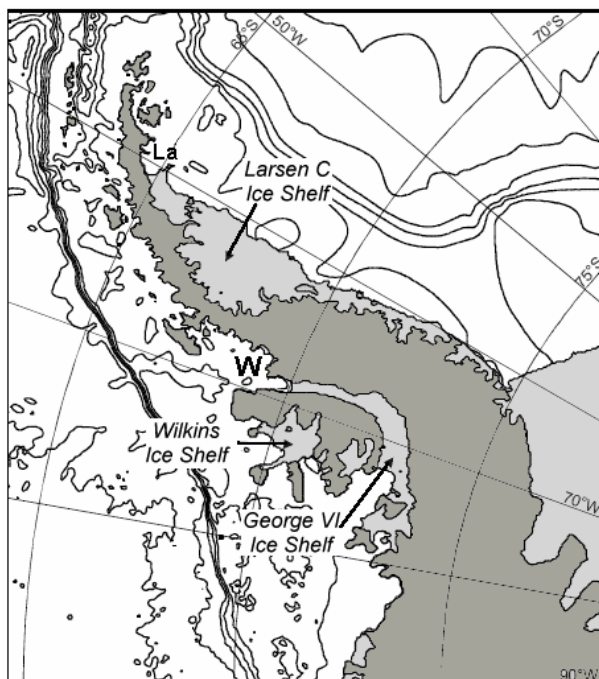
Najlepiej rozpoznane są zmiany zachodzące na lodach szelfowych przylegających do zachodnich i wschodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego. Powodów, dla których te właśnie lody szelfowe mają dobrą dokumentację zachodzących zmian jest kilka. Trzeba tu przypomnieć, że akweny przylegające do zachodnich i północnych wybrzeży Półwyspu Antarktycznego są stosunkowo łatwo dostępne. Ten czynnik spowodował, że były one i są często badane i stosunkowo wcześniej na tych obszarach przeprowadzono prace kartograficzne dobrej jakości. Wszelkie zmiany w zasięgu linii brzegowej tworzonej przez brzegi lodowe, w tym lodów szelfowych były dzięki temu możliwe do jednoznacznej identyfikacji. Innym czynnikiem jest to, że stosunkowo wcześniej na tych obszarach zaznaczyły się wyraźne zmiany charakteru i powierzchni lodów szelfowych, co skupiło na nich uwagę badaczy. Obszary przylegające do Półwyspu Antarktycznego są tymi, na których zachodzi intensywne destrukcja lodów szelfowych, na dodatek wyraźnie nasilająca się w ostatnich kilkunastu latach. Tym właśnie zachowanie się lodów szelfowych tego obszaru różni się od zachowania pozostałych lodów szelfowych Antarktydy. Ze względu na to, że procesom destrukcji lodów szelfowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego nadano ostatnio ogromny rozgłos, wydaje się, że zachodzi potrzeba przedstawienia tego zagadnienia w sposób bardziej szczegółowy.

Według danych BAS (British Antarctic Survey) w okresie między 1950 a 2000 r. powierzchnia lodów szelfowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego zmniejszyła się o nie mniej niż 8000 km². Procesy niszczenia lodów szelfowych zachodzą z obu stron półwyspu; powierzchnia Lodu Szelfowego Wilkinsa zmniejszyła w tym okresie o około 1200 km², a powierzchnia Lodu Szelfowego Larsena o około 6 800 km².

W pierwszych latach 70-tych XX wieku przyspieszonemu obłamywaniu ulegać zaczął Lód Szelfowy Wordie, znajdujący się w południowo-wschodnim zamknięciu Marguerite Bay oraz Lód Szelfowy Wilkinsa tworzący zachodnią część Wyspy Aleksandra (rys. 13). Oba te lody szelfowe znajdują się po zachodniej stronie Półwyspu Antarktycznego. Powierzchnia Lodu Szelfowego Wordie między 1974 a 1989 r. zmniejszyła się trzykrotnie (Rignot i in. 2005), systematycznie produkując corocznie znaczną ilość niewielkich gór lodowych. W roku 1980 nastąpiło gwałtowne przyspieszenie rozpadu tego lodu (Doake i Vaughn 1991), tak, że jego pozostałości oddzieliły się od zasilających go dawniej lodowców. Lód szelfowy Wilkinsa od 1936 do 1966 roku zwiększył nieznacznie swoją powierzchnię, po czym, do połowy lat 80-tych XX wieku, jego powierzchnia ustabilizowała się. W latach 1985–1989 tempo obłamywania się gór lodowych z tego lodu wyraźnie wzrosło i Lód Szelfowy Wilkinsa oraz przylegający do niego Lód Szelfowy Bacha zaczęły powoli tracić powierzchnię. Ponowny okres względnej stabilizacji powierzchni tych lodów szelfowych nastąpił w latach 1990–1998. W marcu 1998 roku odnotowano gwałtowny rozpad północno-zachodniej części Lodu Szelfowego Wilkinsa – nagłemu przekształceniu w druzgot stłoczonych gór lodowych uległo około 1100 km². Rozpad ten, jak wykazała późniejsza analiza obrazów satelitarnych był poprzedzony pojawieniem się na jego powierzchni zbiorników wód roztopowych. Lód Szelfowy Bacha, choć nie rozpadł się w 1998, cały czas od tego roku zmniejsza się.

W przybliżeniu w połowie – końcu lat 80-tych zaczął ulegać powolnej dezintegracji cienki lód szelfowy (pripajowy) wypełniający Kanał Księcia Gustava (Prince Gustav Channel) między północno-wschodnim krańcem Półwyspu Antarktycznego (Trinity Peninsula) a Wyspą Jamesa Rossa (James Ross Island; Morze Weddella), stanowiący najdalej na północ wysuniętą część Lodu Szelfowego Larsena. Początkowo zniszczeniu ulegały północne części tego lodu szelfowego. W roku 1994/1995, nagle i niespodziewanie lód szelfowy wypełniający Prince Gustav Channel uległ gwał-

townej dezintegracji, tak że już w lutym 1995 r. wyspa utraciła łączność z Trinity Peninsula. Łączna powierzchnia lodu szelfowego wypełniającego Prince Gustav Channel i zatoki Wyspy Jamesa Rossa była oszacowana na około 700 km².



Rys. 13. Lokalizacja lodów szelfowych rejonu Półwyspu Antarktycznego. W – rejon, w którym znajdował się Lód Szelfowy Wordie, La – Lód Szelfowy Larsena. W rejonie oznaczenia La znajdował się lód szelfowy oznaczany jako Larsen A, do którego zaliczano również lód szelfowy zajmujący przestrzeń między brzegiem Półwyspu Antarktycznego a Wyspą Jamesa Rossa (Prince Gustav Channel). Na południe od oznaczenia znajdował się, oznaczony na mapie jako lód szelfowy, obecnie już nieistniejący lód szelfowy Larsen B

W styczniu 1995 r., od leżącej dalej na południe części Lodu Szelfowego Larsena (Larsen B; między Półwyspem Jazon a Robertson Island) odłamała się góra – wyspa lodowa o rozmiarach 78 x 37 km, której grubość szacowano na około 200 m, a powierzchnię na około 1475 km². Góra ta, obracając się, uderzyła w barierę lodu szelfowego (12.02.1995), powodując dalsze gwałtowne obłamywanie się w czasie sztormu lodu z północnej części Lodu Szelfowego Larsena, leżącej na północ od Seal Nunatacks. Na tej części lodu szelfowego, która gwałtownie się rozpadła również występowały zbiorniki wód roztopowych. Łączne straty powierzchni Lodu Szelfowego Larsena w 1995 roku BAS ocenia na około 2 000 km². W latach 1998–1999 Lód Szelfowy Larsena stracił dalsze 1830 km² w wyniku wzmożonego odłamywania dużych gór lodowych. W 2002 r., w okresie od stycznia do marca, doszło do gwałtownej utraty stabilności Lodu Szelfowego Larsena – lód szelfowy zaczął pękać, strefa pęknięć przesuwiała się bardzo szybko w stronę półwyspu, spękane części oddzielały się od bariery i szybko zamieniały się w gęsto stłoczone góry lodowe. W ciągu 35 dni (31.01.–7.03.2002) rozpadła się część Lodu Szelfowego Larsena o powierzchni 3250 km². Rozpad tej części Lodu Szelfowego Larsena nie był zaskoczeniem – od listopada 2001 r. przewi-

dywał jego wystąpienie P. Skvarca z Argentyńskiego Instytutu Antarktycznego, stąd obszar ten był pod szczególnie baczna obserwacją. Przewidywania Skvarcy oparte były na stwierdzeniu latem poprzedzającego roku na powierzchni tego lodu szelfowego licznych jezior i stawów wypełnionych wodami roztopowymi (ponding). Choć rozpad tego lodu był przewidywany, skala procesu oraz jego przebieg i tempo stanowiło dla badaczy ogromne zaskoczenie.

Rozpad Lodu Szelfowego Larsena latem 2002 roku ma dobrą dokumentację – zarówno w postaci obrazów satelitarnych i zdjęć lotniczych jak i lotniczych zdjęć radarowych (Airborne Synthetic Aperture Radar), a nawet obserwacji prowadzonych ze statku (RRS "James Clark Ross"; 13.03.2002). Wydarzeniu temu środki masowego przekazu nadały bardzo duży rozgłos, znaczna część przekazywanych informacji miała zdecydowanie katastroficzny wydźwięk, niektóre z nich wieściły, że rozpoczął się proces rozpadu łądolodu antarktycznego, który doprowadzi w przeciągu kilkudziesięciu najbliższych lat do podniesienia się poziomu morza o kilkanaście do kilkudziesięciu metrów.

Po rozpadzie Lodu Szelfowego Larsena w 2002 roku nastąpiło uspokojenie zmian położenia nowych barier lodowych tego lodu. 31 stycznia 2005 roku, z położonej dalej na południe części Lodu Szelfowego Larsena (Larsen C, na S od Jazon Peninsula) doszło do obłamania się wielkiej góry – wyspy lodowej o rozmiarach 64 x 30 km (~1400 km²).

Łączne straty powierzchni lodów szelfowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego szacowane są odmiennie przez różnych badaczy. Shepherd i współautorzy (2003) oceniają zmniejszanie się powierzchni lodów szelfowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego od 1980 r. na około 300 km²/rok, do czego należy doliczyć dwa epizody katastrofalnego rozpadu Lodu Szelfowego Larsena w 1995 i 2002 roku o łącznej powierzchni 5250 km². Daje to, od 1980 do 2002 roku, zmniejszenie się powierzchni lodów szelfowych w tym rejonie o 12 150 km². Jest to, po uwzględnieniu korekty na rozpad Lodu Szelfowego Larsena B w 2002 (+ 3250 km²), wartość zbliżona do wartości szacowanej przez BAS ("nie mniej niż 8000 km² od 1950 do 2000 roku").

Z podliczenia podawanych w literaturze ubytków powierzchni lodów szelfowych w kolejnych latach wynika, że między sezonem 1994/1995 a 2001/2002 powierzchnia samego Lodu Szelfowego Larsena (B) zmniejszyła się o 7780 km². Jeśli doliczyć do tego zmiany powierzchni lodów szelfowych po zachodniej stronie Półwyspu Antarktycznego (Wordie i Wilkinsa), co może być szacowane na ~1800 km², daje to łącznie 9580 km².

Powierzchnia Lodu Szelfowego Larsena z okresu przed początkiem jego rozpadu (w 1971 r.) była szacowana na 63 000 km² (Dolgušin i Osipova 1989). Strata 7800 km² wyliczona z sumowania ubytków jego powierzchni w latach 1995–2002 oznacza zmniejszenie się jego powierzchni o około 12.4% w stosunku do 1971 roku. Skvarca i De Angelis (2002) szacują całkowity ubytek powierzchni tego lodu na północ od Półwyspu Jazon na 12 000 km², z czego 10 000 km² według ich badań rozpadło się w ciągu ostatnich 10 lat. 12 000 km² stanowi 19% powierzchni Lodu Szelfowego Larsena z okresu sprzed 1971 roku.

Ponieważ dokładne powierzchnie lodów szelfowych po obu stronach Półwyspu Antarktycznego nie są znane, a podawane przez poszczególnych badaczy ubytki powierzchni nie bilansują się, ściślejsze oszacowanie zmniejszenia się powierzchni lodów szelfowych w jednostkach powierzchni nie wydaje się możliwe. Przegląd obrazów satelitarnych z lat 2002–2005 i porównanie ich z zarysem linii brzegowej na brytyjskich mapach nawigacyjnych z lat 60–70-tych XX wieku pozwala sądzić, że odsetek ubytków powierzchni lodów szelfowych po zachodniej stronie Półwyspu Antarktycznego jest zbliżony do odsetka strat po wschodniej stronie półwyspu określonego z szacunków Skvarcy i De Angelisa (2002), i wynosi około 20%. Łączną powierzchnię lodów szelfowych po zachodniej

stronie Półwyspu Antarktycznego w 1971 roku według danych Dolgušina i Osipovej (1989) można określić¹⁷ na około 39 000 km². Oznacza to, w okresie 1971–2002 powierzchnia lodów szelfowych po zachodniej stronie Półwyspu Antarktycznego zmniejszyła się o około 7800 km². Łączne zmniejszenie się powierzchni lodów szelfowych po obu stronach Półwyspu Antarktycznego od początku lat 70-tych XX wieku do 2002 roku może więc być zgrubnie, przypuszczalnie z niewielkim nadmiarem, oszacowane na około 18–20 tysięcy km². Stanowi to 1.2–1.3% powierzchni lodów szelfowych Antarktydy.

Procesy destrukcji lodów szelfowych wzdłuż wybrzeży Półwyspu Antarktycznego wykazują wiele wspólnych cech. Najwcześniej rozpoczęły się w tych rejonach, gdzie po danej stronie półwyspu było najcieplej, w miarę upływu czasu procesy destrukcji przesunęły się coraz dalej na południe. Dochodziło najpierw do tworzenia się przed barierą lodu szelfowego połynii przedbarierowych i stopniowego cienienia tafli lodu szelfowego. Procesy gwałtownej dezintegracji były poprzedzone wyraźnym wzrostem natężenia ablacji – tak intensywnej, że na powierzchni lodu szelfowego pojawiały się liczne zbiorniki wód roztopowych w postaci stawów i jezior (*ponding*), często połączone okresowymi ciekami. Niemal wszyscy badacze są zgodni, że proces ten ma wyraźne uwarunkowanie klimatyczne i związany jest z zaznaczającym się na tym obszarze wzrostem temperatury powietrza i temperatury wód morskich.

Lody szelfowe północnych rejonów wybrzeży Półwyspu Antarktycznego powstały głównie jako przylepowe lub inaczej "pripajowe" lody szelfowe. Zaczynały się tworzyć na wieloletnim lodzie morskim¹⁸ trwale związanym z brzegiem, zazwyczaj na akwenach osłoniętych (zatoki, cieśniny, przestrzenie międzywyspowe). W ich bilansie masy główną rolę odgrywa akumulacja opadów, udział zasilania lodem lodowcowym w ogólnym bilansie masy jest niewielki lub pomijalnie mały. Ulegające akumulacji na powierzchni lodu morskiego opady, zamieniające się w firn, następnie lód lodowcowy, powodowały wzrost grubości warstwy lodowo-śnieżnej i obciążały taflę lodową, której zanurzenie stopniowo rosło. Z chwilą, gdy wysokość części nadwodnej tak uformowanej płyty lodowej osiągnęła 10 m n.p.m., płyta ta przekształciła się ze stadium wieloletniego stałego lodu brzegowego w lód szelfowy (Korotkevič 1969).

Przyjmując wyznaczoną przez Mercera (1978) izotermę -4°C temperatury średniej rocznej, jako rzeczywistą klimatyczną granicę zasięgu występowania trwałych lodów szelfowych, trzeba zauważyć, że nawet w warunkach nieco chłodniejszych od obecnych, lody szelfowe po zachodniej stronie Półwyspu Antarktycznego znajdowałyby się na granicy zasięgu ich stabilnego istnienia. Średnia wieloletnia temperatura roczna na brytyjskiej stacji Rothera (Rothera Point, $67^{\circ}34'S$, $068^{\circ}08'W$) jest równa -4.6°C , temperatura lata $+0.7^{\circ}\text{C}$ (Turner i in. 2003), jednak w ciągu ostatnich 30 lat już kilkanaście razy temperatura roczna była znacznie wyższa od -4°C . Stacja ta leży bezpośrednio na północ od Marguerite Bay, na której wschodniej części rozpościerał się Lód Szelfowy Wordie. Na położonej na północ od Rothery stacji Faraday/Vernadskij ($65^{\circ}15'S$, $064^{\circ}16'W$) średnia roczna wieloletnia temperatura powietrza jest równa niemal dokładnie -4°C , średnia wieloletnia temperatura lata $+0.3^{\circ}\text{C}$ (Turner i in. 2003)

¹⁷ Lody szelfowe: Wilkinsa – 16 000, George IV + Wordie – 18 000, Bacha – 4 400 km².

¹⁸ Lód stały wieloletni – trwale związany z brzegiem (nie dryfujący) lód morski, który przetrwał kilka kolejnych sezonów topnienia i narastania lodu morskiego. Ze względu na wiek – niemal całkowicie wysłodzony i o właściwościach mechanicznych zbliżonych do lodu słodkowodnego. Określenie w języku angielskim – multiyear fast ice, rosyjskim – mnogoletnij pripaj.

Lody szelfowe po wschodniej stronie Półwyspu Antarktycznego teoretycznie powinny być stabilne – roczna temperatura powietrza na leżącej na NW skraju Morza Weddella argentyńskiej stacji Marambio (Base Vicecomodoro Marambio, Seymour Island, 64°15'S, 056°39"W) wynosi -8.4°C , średnia wieloletnia temperatura lata -2.0° (Turner i in. 2003). Tak jednak nie jest – procesy destrukcji lodów szelfowych po chłodniejszej, wschodniej stronie półwyspu zachodzą znacznie intensywniej, niż po jego cieplejszej, zachodniej stronie.

Większość badaczy wiąże procesy rozpadu lodów szelfowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego ze wzrostem temperatury powietrza w tym rejonie. Rozpad Lodu Szelfowego Wordie, jako skutek wzrostu temperatury powietrza w regionie objaśniali już w 1991 roku Doake i Vaughn, zwracając uwagę na bardzo wysoki wzrost rocznej temperatury powietrza w 1989 roku. Jednak bardzo wysoka średnia roczna w 1989 r. była rezultatem wyjątkowo ciepłej zimy, natomiast temperatura powietrza w okresie ablacyjnym tego roku nie odbiegała od przeciętnej. Na fakt, że to nie temperatura roczna, lecz temperatura lata, decyduje o zachowaniu się lodów szelfowych zwrócili uwagę Scambos i współautorzy (2000). W wyniku występowania w okresie lata wysokich wartości temperatury powietrza, na lodach szelfowych tego rejonu zaczęły działać procesy intensywnej ablacji i lody te przekształciły się w lody szelfowe ablacyjne. Złożona na nich pokrywa śnieżna całkowicie topniała w okresie lata. Przewaga ablacji nad akumulacją doprowadziła do tego, że z czasem degradacji uległa również warstwa firnowa – i powierzchnię lodu szelfowego zaczął na dużych przestrzeniach tworzyć czysty lód, po którym zarówno powierzchniowo, jak i linearnie spływać mogła woda. Wody roztopowe zaczęły latem tworzyć na powierzchni lodu jeziora i jeziora oraz wypełniać szczeliny.

W wyniku obserwacji powierzchni Lodu Szelfowego Larsena, Scambos i współautorzy (2000) opracowali model zachowania się lodu szelfowego, na którego powierzchni pojawiają się duże ilości wód roztopowych. Czynnikiem decydującym o rozpadzie lodu szelfowego, poprzez roztrzaskiwanie lodu do jego dna na liniach istniejących, otwartych ku górze szczelin, okazało się wypełnianie szczelin wodą roztopową. Wystarczające do przełamania lodu o grubości 200 m jest wypełnienie istniejącej szczeliny wodą o głębokości od 5 do 15 m. Po przełamaniu lodu do dna woda spływa pod lód szelfowy, a niewielkie i słabe pod względem mechanicznym "mosty" lodowe między szczelinami utrzymują lód szelfowy jako całość. W momencie, gdy wystąpi odpowiednia, niesprzyjająca kombinacja fazy pływu, kierunku i siły wiatru dochodzi do rozerwania mostów między szczelinami i następuje gwałtowna dezintegracja osłabionej części lodu szelfowego (MacAyeal i in. 2003). Koncepcja ta jest zgodna z obserwacjami, które wykazały, że procesy gwałtownej dezintegracji lodu szelfowego poprzedza wystąpienie na powierzchni lodu szelfowego licznych zbiorników wód roztopowych.

Przeprowadzone obliczenia bilansowe wykazały jednak, że sam obserwowany wzrost temperatury powietrza na stacjach w rejonie Półwyspu Antarktycznego, szacowany na 2.5°C w przeciągu 50 lat (1950–2000; Turner i in. 2005) nie był wystarczający do tak dużej zmiany natężenia ablacji i zmniejszania się miąższości lodu szelfowego, jaki obserwowano na Lodzie Szelfowym Larsena (0.27 ± 0.11 m/rok; Shepherd i in. 2003). Cook i współautorzy (2005) stwierdzają, że oprócz wzrostu temperatury powietrza działać muszą i inne mechanizmy sterujące cofaniem się zasięgów lodowców uchodzących do morza i lodów szelfowych na Półwyspie Antarktycznym. Już wcześniej wysunięto tezę, że jedynym możliwym wyjaśnieniem obserwowanego tempa zmniejszania się miąższości lodów szelfowych na tym obszarze jest również topnienie dennych, spągowych warstw lodu pod wpływem wzrastającej temperatury wody morskiej (Kaiser 2003, Shepherd i in. 2003).

Objaśnienie procesów rozpadu lodów szelfowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego, które uległo wyraźnemu przyspieszeniu od początku – połowy lat 80-tych XX w. wymaga uwzględnienia zmian funkcjonowania większej liczby elementów systemu klimatycznego, niż tylko temperatury powietrza czy temperatury wody morskiej. Dotyczy to również całości zmian warunków klimatycznych obserwowanych w rejonie Półwyspu Antarktycznego, na co zwracają uwagę Vaughan i współautorzy (2001), objaśniając przyczyny, dla których modele globalnej cyrkulacji nie są w stanie w prawidłowy sposób odtwarzać zmian zachodzących na tym obszarze. Zdaniem tych badaczy, zachodzące w rejonie Półwyspu Antarktycznego zmiany klimatyczne stanowią efekt procesów regionalnych, uwarunkowanych przez specyficzne funkcjonowanie istniejącego na tym obszarze systemu klimatycznego.

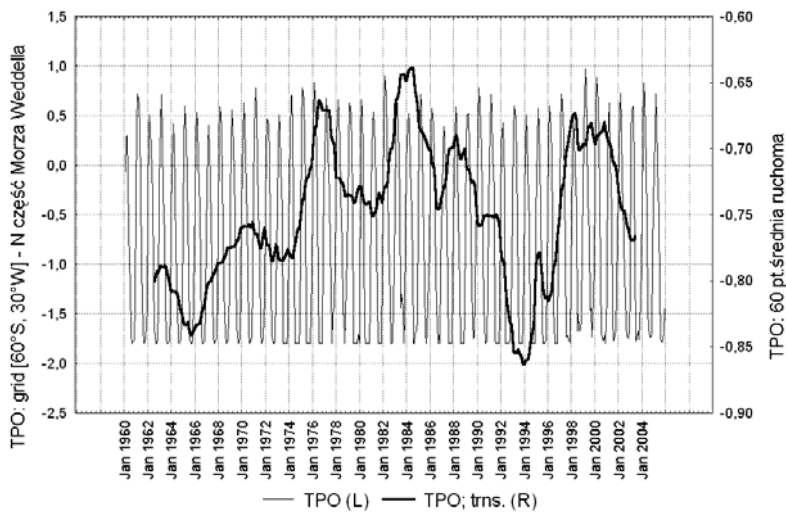
Punktem wyjścia do określenia przyczyn intensywnego rozpadu lodów szelfowych przy wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego mogą być trzy dobrze udokumentowane fakty: występowanie w okresach zimowych 1974–1976 wielkich połynii na Morzu Weddella¹⁹ (Moore i in. 2001), wzrost natężenia cyrkulacji strefowej w ostatnich 20–25 latach oraz stwierdzony gwałtowny spadek powierzchni lodów morskich na morzach Amundsena i Bellingshausena w okresie antarktycznego lata w latach 1987–1992.

Wystąpienie połynii, w rezultacie zachodzących na ich powierzchniach procesów wymiany ciepła i wilgoci między powierzchnią oceanu a atmosferą, przyczyniło się do produkcji ogromnych ilości wód silnie wychłodzonych i o zwiększonym zasoleniu. Wody te zapadały się w głąb, tworząc wody głębinowe Morza Weddella. Ubytek wód powierzchniowych musiał być zrekompensowany przez napływ wód z północy. Wody te były wodami cieplejszymi i o większym zasoleniu od wód powierzchniowych Morza Weddella. Wzrost temperatury wód powierzchniowych (rys. 14) i zwiększenie ich zasolenia spowodowały zmniejszenie intensywności procesów tworzenia się lodów morskich na Morzu Weddella. W miarę upływu czasu i wynoszenia lodów wieloletnich na północ, zmieniała się struktura lodów na tym akwenie – zwiększał się odsetek lodów zimowych (jednorocznych) – cieńszych, bardziej podatnych na dryf. W rezultacie, przy silniejszych wiatrach zachodnich coraz częściej przy wschodnich brzegach Półwyspu Antarktycznego tworzyły się w połynie przedbarierowe²⁰. Brak lodów morskich przyspieszał w lodzie szelfowym ruch lodu w stronę morza, przyczyniając się do zwiększenia jego uszczelinienia. Jednocześnie występujący przy wiatrach zachodnich upwelling, zachodzący w warunkach wzrostu temperatury wody, powodował intensyfikację natężenia procesów topnienia dennych części lodu szelfowego, prowadzących do zmniejszania jego miąższości.

Z wzrostem natężenia cyrkulacji strefowej powiązane jest zwiększenie częstości wiatrów zachodnich. Dla tego kierunku wiatrów górzysty i wysoki Półwysep Antarktyczny stanowi poprzeczną przeszkodę, a obszary wschodnich brzegów Półwyspu Antarktycznego stanowią obszar zawietrzny. Tym samym, wzrost częstości wiatrów zachodnich zwiększa również częstość występowania zjawisk fenowych w rejonie północnych części Półwyspu Antarktycznego.

¹⁹ Powierzchnia połynii zimowych w latach 1974–1976 wynosiła średnio od 200 do 350 tys. km².

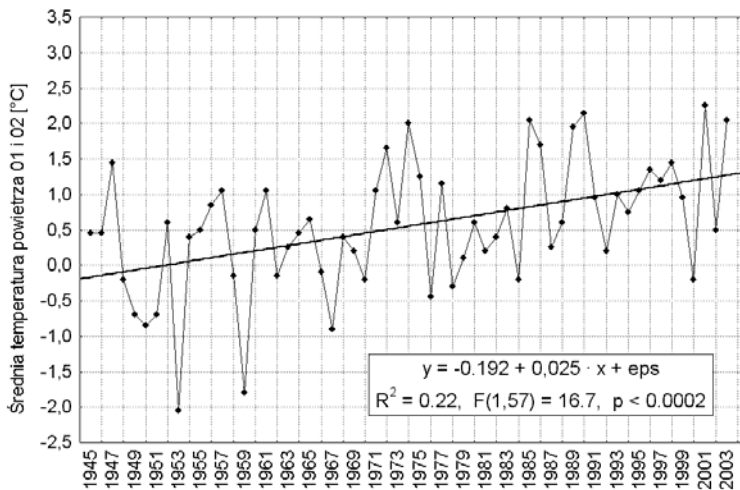
²⁰ Przykładem takiej sytuacji może być rok 1997, kiedy praktycznie całą zimę i wiosnę przy wschodnich brzegach północnych krańców Półwyspu Antarktycznego występowała wielka połynia przedbarierowa (źródło – analiza codziennych map koncentracji lodów FNMOC – OTIS 4.0: SSM/I).



Rys. 14. Zmiany miesięcznej temperatury wody powierzchniowej (TPO) w północnej części Morza Weddella (1961–2005) na powierzchni $2 \times 2^\circ$, której punkt centralny wyznaczają współrzędne 60°S , 030°W . Linia gruba – przebieg wyrównany 60-punktową średnią kroczącą. Widoczny pierwszy silny wzrost temperatury wód powierzchniowych w latach 1974–1976 z kulminacją w latach 1977–1978

W okresie zimowym wzrost częstości fenów prowadzi do zmniejszenia akumulacji śniegu na lodach szelfowych po wschodniej stronie półwyspu – opady wypadają na jego nawietrznych – zachodnich stokach. Wzrosty temperatury powietrza w okresie zimowym związane z występowaniem fenów rzadko przekraczają granicę 0°C . Wobec małej wysokości Słońca i krótkiego dnia, zmniejszenie zachmurzenia związane z występowaniem fenów nie odgrywa istotniejszej roli. W okresie lata, działanie fenów po wschodniej stronie półwyspu staje się wielostronne – prowadzi zarówno do zmniejszenia się sum opadowych jak i zmniejszenia się zachmurzenia po stronie zawietrznej, a tym samym – zwiększenia dopływu energii słonecznej do podłoża. Wobec wzrostu temperatury i wilgotności powietrza związanych z nagrzaniem i silnym jego nasyceniem parą wodną nad wolnymi od lodów powierzchniami mórz Amundsena i Bellingshausena, przy przechodzeniu powietrza nad Półwyspem Antarktycznym poziom kondensacji występuje już na wysokości 150–200 m. Jeżeli przyjąć, że średnia wysokość Półwyspu Antarktycznego jest równa 800 m, daje to wzrost temperatury powietrza po wschodniej stronie półwyspu o 3–4 deg w stosunku do wyjściowej temperatury powietrza po jego zachodniej stronie.

Średnia temperatura stycznia i lutego po zachodniej stronie półwyspu (stacja Faraday/Vernadsky) po roku 1985 wielokrotnie przekraczała wartość $+1^\circ$ (patrz rys. 15), temperatura dobową w styczniu i lutym na tej stacji często przekraczała $+7^\circ$. Oznacza to, że w czasie wystąpienia fenów temperatura powietrza na powierzchni Lodu Szelfowego Larsena mogła być wyższa od $+10^\circ\text{C}$. Jeśli dodać do tego intensywną operację słoneczną, rozmiary ablacji na Lodzie Szelfowym Larsena mogły osiągnąć bardzo duże natężenie. Wobec zmniejszenia się sum opadowych w tym samym czasie bilans masy na powierzchni Lodu Szelfowego Larsena musiał w takich warunkach stać się trwale ujemny. Zarówno przyspieszony ruch lodu w stronę morza i topnienie denne, jak i ablacja powierzchniowa doprowadziła do stwierdzonego (Shepherd i in. 2003) szybkiego zmniejszania się miąższości tego lodu szelfowego.



Rys. 15. Przebieg średniej temperatury stycznia i lutego na stacji Faraday/Vernadsky (1945–2003)

Intensywna ablacja prowadziła do tworzenia się na powierzchni lodów szelfowych zbiorników wód roztopowych. Należy mieć również na uwadze, że w stawach i jeziorach na powierzchni lodów szelfowych dochodziło dodatkowo do akumulacji ciepła słonecznego, a tym samym wzrostu zasobów ciepła w wodzie – i w każdym przypadku, gdy woda była w ruchu – przyspieszenia procesów termokrasowych, niszczących spójność lodu szelfowego. Tworzenie się zbiorników wód roztopowych i wypełnianie szczelin wodami roztopowymi nie tylko sprzyjało działaniu procesów "roztrzaskiwania" lodu do spągu, ale i zmieniało punktowe obciążenia lodu szelfowego. W przypadkach nagłego spłynięcia wód, działanie sił wyporu prowadzić musiało do tworzenia się dalszych spękań. W efekcie działania wszystkich tych procesów lód szelfowy stanowił zbiór luźno powiązanych ze sobą bloków lodu. W taki stan wystarczyło, że w strefie bariery zaczęły się obłamywać z dowolnej przyczyny bloki lodu o większej miąższości niż położone w większej odległości od brzegu i nastąpił wymuszony przez działanie sił wyporu lawinowy proces dezintegracji lodu szelfowego. Najprawdopodobniej taka kolejność wydarzeń, zdaniem autora, doprowadziła do katastrofalnych rozpadów wielkich fragmentów Lodu Szelfowego Larsena w styczniu 1995 i lutym 2002 roku.

U podłoża procesów zmniejszania się powierzchni i rozpadu lodów szelfowych przy wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego niewątpliwie leżą zmiany klimatyczne. Ich skutki mogły jednak osiągnąć takie rozmiary wyłącznie w sytuacji wystąpienia określonych, specyficznych dla rejonu Półwyspu Antarktycznego, warunków lokalnych. Warunki lokalne pozwoliły tu na wzmocnienie i kumulację efektów zmian klimatycznych, prowadzących do bardzo dużych zmian środowiskowych. Nie wydaje się, aby scenariusz rozpadu lodów szelfowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego mógłby powtórzyć się w takiej samej postaci na innych odcinkach wybrzeży kontynentu.

Wbrew temu, co dość często można przeczytać w literaturze, nie wspominając o środkach masowego przekazu, dezintegracja czy zmniejszanie się powierzchni lodów szelfowych nie ma żadnego wpływu na zmiany poziomu morza. Lody szelfowe, podobnie jak i powstające z nich góry lodowe, niezależnie od ich wielkości, są hydrostatycznie zrównoważone, co oznacza, że wypierana przez nie masa objętości wody jest dokładnie równa masie lodu, która tą wodę wypiera.

Likwidacja lodów szelfowych Larsena i Wordie, tak jak można tego było oczekiwać, przyspieszyła ruch lodowców górskich, które wcześniej zasilają te lody. Rignot i współautorzy (2005) przeprowadzili badania nad zachowaniem się lodowców zasilających uprzednio Lód Szelfowy Wordie. Prędkość ruchu Lodowca Fleming od czasu rozpadu lodu szelfowego w tym miejscu, w którym lodowiec ten dochodził do morza (1974) wzrosła o 50%. Lodowce, które zasilają poprzednio Lód Szelfowy Wordie, a które "odwadniają" basen o powierzchni 6400 km² odprowadzają do morza obecnie (1995–2004) o 84 ±30% więcej lodu, niż wynosi akumulacja śniegu na tym obszarze. Ich grubość maleje w tempie do 2 m/rok. Podobne badania przeprowadzone na lodowcach zasilających Lód Szelfowy Larsena B (Rignot i in. 2004, Scambos i in. 2004) wykazały, że po rozpadzie tego lodu szelfowego prędkość lodowców wzrosła od 2 do 6 razy. Przyspieszenie ruchu, spowodowane nagłym wzrostem nachylenia lodowców i likwidacją oporu lodu szelfowego doprowadziło do poważnego zmniejszenia się miąższości lodowców (w skrajnym przypadku o 38 ±6 m w ciągu 6 miesięcy). W tym samym czasie, dwa lodowce zasilające lód szelfowy, który nie uległ degradacji (Larsen C) nie zmieniły swojej prędkości.

Tak więc zachowanie się lodowców zasilających lody szelfowe po dezintegracji tych lodów jest zgodne z modelami. Gdyby za lodami szelfowymi rejonu Półwyspu Antarktycznego znajdował się lądolód, doszłoby do gwałtownego przyspieszenia dostawy lodu do morza. Są tam jednak lodowce dolinne, które również gwałtownie zwiększają dostawę lodu do morza. Cechą charakterystyczną jest to, że z każdym przypadkiem wzrostu prędkości tych lodowców związane jest przejście ich bilansu ze stanu równowagi lub okresowo dodatniego do bilansu ujemnego. Wyprowadzają one w ciągu roku znacznie większą masę lodu, niż masa opadów. W bliskiej przyszłości powinno to skutkować procesami postępującej deglacji obszarów lądowego zaplecza byłych lodów szelfowych.

Odnosząc się do wpływu wzrostu prędkości lodowców zasilających uprzednio istniejące lody szelfowe w rejonie Półwyspu Antarktycznego na poziom morza, należy zauważyć, że są to lodowce dolinne, w skali Antarktyki niewielkie. Zwiększona ilość lodu, który wprowadzają przez pewien czas po dezintegracji lodu szelfowego jest bez znaczenia dla realnych zmian poziomu morza. Po niedługim czasie, przypuszczalnie rzędu kilku – kilkunastu lat ustali się nowy typ równowagi i dostawa lodu do morza w najlepszym wypadku będzie równa sumie opadów. Jeśli jednak postępujące procesy deglacji, poprzez zwiększanie powierzchni lądowych wolnych od lodów i zmianie albedo powierzchni, doprowadzą do takich zmian topoklimatycznych, w których temperatura powietrza w warstwie przyziemnej wzrośnie, może dojść do całkowitego lub niemal całkowitego zaniku zlodowacenia na obszarze północnej części Półwyspu Antarktycznego. Zmniejszenie powierzchni zlodowaconych, czy też likwidacja zlodowacenia będzie w tym wypadku stanowiła efekt zmian wewnątrzsystemowych, zachodzących bez dalszego wpływu działania czynników zewnętrznych w stosunku do lokalnych.

Podsumowując rozważania na temat zachowania się lodów szelfowych można stwierdzić:

1. Rzeczywista destrukcja lodów szelfowych na perymetrze Antarktydy ma miejsce jedynie w rejonie Półwyspu Antarktycznego, gdzie ulegają lokalnie dezintegracji lody szelfowe Larsena, Wilkinsa, Wordie i Bacha. Łączne zmniejszenie się powierzchni lodów szelfowych na tym obszarze w okresie między początkiem lat 70-tych XX w. a 2002 rokiem może być oszacowane na 18– 20 tysięcy km².

2. Przyczyny które doprowadziły do zmniejszania się powierzchni lodów szelfowych na tym obszarze nie są do końca jasne; trudno określić jednoznacznie, który z czynników odgrywa rolę sterującą procesami ich degradacji. Rejon Półwyspu Antarktycznego jest obszarem, na którym obserwuje się statystycznie istotny, bardzo silny wzrost temperatury powietrza. Wzrost ten jest znacznie wyższy (około 5-krotnie) od wzrostu temperatury globalnej w okresie 1951–2000. Wraz ze wzrostem temperatury powietrza następuje wzrost natężenia cyrkulacji strefowej w tych szerokościach. Nie jest jasne w jakim stopniu wzrost temperatury powietrza stanowi skutek wzrostu natężenia cyrkulacji strefowej. Od 1972 r. obserwuje się wzrost temperatury wód Morza Weddella, następuje również wzrost temperatury wód w Cieśninie Drake'a oraz związany z tym anomalny stan letniej pokrywy lodów morskich w latach 1996–2002. Współwystępowanie tych czynników (wzrost temperatury powietrza, wzrost natężenia cyrkulacji strefowej, wzrost temperatury wody morskiej) zainicjowało zmniejszanie się powierzchni lodów szelfowych, jednak w procesie destrukcji lodów szelfowych rejonu Półwyspu Antarktycznego bardzo dużą rolę zdają się odgrywać lokalne warunki fizyczno-geograficzne.

3. Nie ulega wątpliwości, że w rejonie Półwyspu Antarktycznego obserwuje się duże zmiany środowiskowe, które związane są z ociepleniem, ale i które prowadzą do dalszego ocieplenia tego obszaru.

4. Obszary, na których dochodzi do destrukcji pokrywy lodów szelfowych są przestrzennie ograniczone. Ubytek powierzchni lodów szelfowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego stanowi obecnie około 1.2–1.3% powierzchni antarktycznych lodów szelfowych. Lodowce znajdujące się w zapleczu lodów szelfowych, które po rozpadzie lodów szelfowych przyspieszyły, są, jak na warunki antarktyczne, niewielkimi lodowcami górskimi. Wpływ zwiększonego spływu ich lodu do morza jest praktycznie bez znaczenia dla zmian poziomu morza.

5. Poza rejonem Półwyspu Antarktycznego lody szelfowe wykazują stan quasi-stabilny. Na poszczególnych lodach szelfowych obserwuje się okresowe, skokowe zmniejszenia ich powierzchni, związane z obłamywaniem się gór – wysp lodowych, następnie powolny przyrost ich powierzchni. Szereg lodów szelfowych i lodowców wyprowadzających obecnie rośnie – tworzy wychodzące daleko w morze języki lodów szelfowych (np. Drygalski Ice Tongue). Drugi co wielkości lód szelfowy Antraktydy (Filchner-Ronne) wykazuje w ciągu ostatnich 50. lat wzrost objętości i podobną do innych lodów szelfowych względną stabilność powierzchni (Joughin i Bamber 2005).

6. Żaden z lodów szelfowych, w zapleczu którego znajduje się lądolód nie wykazuje obecnie tendencji do nagłego zmniejszania powierzchni ani też do dezintegracji. Oznacza to, że nie zachodzi w najbliższym czasie niebezpieczeństwo spływu do Oceanu Południowego lodu zmagazynowanego w lądolodzie, a tym samym wzrostu poziomu Oceanu Światowego, spowodowanego przez "rozplwanie" się lądolodu antarktycznego.

7. Zmiany powierzchni samych antarktycznych lodów szelfowych nie mogą doprowadzić do zmian poziomu morza. Lody szelfowe są zrównoważone hydrostatycznie. Alarmistyczne głosy na temat wzrostu poziomu Oceanu Światowego mającego mieć przyczynę w topnieniu i dezintegracji antarktycznych lodów szelfowych nie uwzględniają elementarnych praw fizyki i są po prostu niepoważne.

8. Obserwacja zachowania się lodów morskich w ostatnich latach wskazuje na możliwość wystąpienia w ciągu kilku najbliższych lat większych zmian powierzchni lodów szelfowych w oto-

czeniu Morza Rossa. Wskazywać może na to występowanie tam wielkich zimowych polynii (np. w roku 2004, od czerwca do grudnia, powierzchnia około 100.000–250.000 km²), z którymi może być związany późniejszy wzrost temperatury wód morskich. Przymuszczalnie większe, choć nie wiadomo czy trwałe, zmiany mogą nastąpić w rejonie Pine Island Ice Shelf, gdzie stwierdzono cienienie lodu szelfowego (Shepherd i in. 2001, Rignot 2002).

Wnioski końcowe

Analiza zachowania się lodów morskich i lodów szelfowych na całym obszarze Antarktyki w ciągu ostatnich 50. lat pozwala stwierdzić, że ani pokrywa lodów morskich, ani też powierzchnia lodów szelfowych, jeśli traktować je jako wskaźnik zachodzących zmian klimatycznych, nie potwierdzają funkcjonowania mających zachodzić w Antarktyce procesów intensywnego ocieplenia. Obserwowane zmiany są różnokierunkowe, mają stosunkowo niewielką skalę i regionalny charakter, przez co można je traktować jako mieszczące się w granicach naturalnej zmienności geosystemu.

Literatura

- Archer D.E., Martin P.A., Milovich J., Brovkin V., Plattner G.K., Ashendel C., 2003, Model sensitivity in the effect of Antarctic sea ice and stratification on atmospheric pCO₂. *Paleoceanography*, 18 (1), 1012, doi:10.1029/2002PA000760.
- Atlas Antarktyki, t. 1., 1966, GUGIK MG SSSR, Moskwa – Leningrad: 237 s.
- Atlas Antarktyki, t. 2., 1969, Leningrad, Gidrometeorologičeskoe Izdatel'stvo: 599 s.
- Bujnickij V.H., 1973, Morskie l'dy i ajsbergi Antarktyki. Leningrad, Izdatel'stvo Leningradskogo Universiteta: 254 s.
- Cavalieri D.J., Gloersen P., Parkinson C.L., Comiso J.C., Zwally H.J., 1997, Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes. *Science*, 278: 1104–1106.
- Cook A.J., Fox A.J., Vaughan D.G., Ferrigno J.G., 2005, Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, 308 (5721): 541–544.
- de la Mare W.K., 1997, Abrupt mid-twentieth-century decline in Antarctic sea-ice extent from whaling records, *Nature*, 389: 87–90.
- Doake C.S.M., Vaughn D.G., 1991, Rapid disintegration of the Wordie ice shelf in response to atmospheric warming. *Nature*, 350: 328–330.
- Dolgušin L.D., Osipova G.B., 1989, Ledniki. Moskwa, Mysl': 447 s.
- Dupont T.K., Alley R.B., 2005, Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-shet flow. *Geophysical Research Letters*, 32, L04503, doi: 10.1029/2004GL022024.
- Eicken H., Lemke P., 2001, The response of polar sea ice to climate variability and change [w:] J. Lozán, H. Grassl, P.Hupfer (eds.): *Climate of the 21st century: Changes and risks*. GEO, Hamburg; 206–211.
- Eskin L.I., 1969, Morskie l'dy. [w:] Atlas Antarktyki, t. 2., Leningrad, Gidrometeorologičeskoe Izdatel'stvo: 449–455.
- Fichefet T., Tartinville B., Goosse H., 2003, Antarctic sea ice variability during 1958–1999: A simulation with a global ice-ocean model. *Journal of Geophysical Research*, 108, C3, 3102, doi:10.1029/2001JC001148.
- Gillett N.P., Thompson D.W.J., 2003, Simulation of recent Southern Hemisphere climate change, *Science*, 302: 273–275.
- Holland M.M., Bitz C.M., Hunke E., 2005, Mechanisms forcing an Antarctic dipole in simulated sea ice and surface ocean conditions. *Journal of Climate*, 18: 2052–2066.

- Jacobs S.S., Hellmer H.H., Jenkins A., 1996, Antarctic ice sheet melting in the southeast Pacific. *Geophysical Research Letters*, 23(9): 957–960.
- Joughin I., Bamber J.L., 2005, Thickening of the ice stream catchments feeding the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters* 32: L17503, doi:10.1029/2005FL023844.
- Kaiser J., 2003, Warmer ocean could threaten Antarctic ice shelves. *Science*, 302: 759.
- Korotkevič E.S., 1969, Šelfove ledniki. [w:] Atlas Antarktiki, t. 2., Leningrad, Gidrometeorologičeskoe Izdatel'stvo; 554–563.
- Kwok R., Comiso J.C., 2002, Southern Ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 15: 487–501.
- MacAyeal D.R., Scambos T.A., Hulbe C.L., Fahnestock M.A., 2003, Catastrophic ice-shelf break-up by an ice-shelf-fragment-capsize mechanism. *Journal of Glaciology*, Vol. 49 (164): 22–36.
- Marshall G.J., 2003, Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16 (24): 4134–4143.
- Marshall G.J., Lagun V.E., Lachlan-Cope T.A., 2002, Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956-99: a synthesis of observations and reanalysis data. *International Journal of Climatology*, 22: 291–310.
- Marshall G.J., Scott P.A., Turner J., Connolley W.M., King J.C., Lachlan-Cope T.A., 2004, Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2004GL019952.
- Mercer J.H. 1978, West Antarctic Ice Sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature* 271: 321–325.
- Marsz A., 2005, Trendy temperatury powierzchni oceanu w sektorze pacyficznym Oceanu Południowego. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 15: 17–26.
- Moore G.W.K., Alverson K., Renfrew I.A., 2001, Air-sea interaction associated with the Weddell Polynya. *Clivar Exchanges*, 22: 1–3.
- Peterson R.G., White R.G., 1998, Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic Circumpolar Wave with the tropical El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 103: 24573–24583.
- Pielke R.A. Sr., Liston G.E., Chapman W.L., Robinson D.A., 2004, Actual and insolation-weighted Northern Hemisphere snow cover and sea-ice between 1973–2002. *Climate Dynamics* 22: 591–595.
- Rignot E., 2002, Ice-shelf changes in Pine Island Bay, Antarctica, 1947–2000. *Journal of Glaciology*, 48 (161): 247–256.
- Rignot E., Casassa G., Gogineni S., Kanagaratnam P., Krabill W., Pritchard H., Rivera A., Thomas R., Turner J., Vaughan D., 2005, Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 32, L07502, doi:10.1029/2004GL021947.
- Rignot E., Casassa G., Gogineni P., Krabill W., Rivera A., Thomas R., 2004, Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf *Geophysical Research Letters*, 31, L18401, doi:10.1029/2004GL020697.
- Ryżakov L. Yu., 2002, Mnogoletnie tendencii povtoryaemosti form atmosferyj cirkulacii jużnogo polušariya i ikh proyavleniya v sinoptičeskikh processakh Antarktiki. *RAE Kwartalnyj Byuletin*, 4 (21): 50–57.
- Scambos T. A., Bohlander J.A., Shuman C.A., Skvarca P., 2004, Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31, L18402, doi:10.1029/2004GL020670, 2004
- Scambos T.A., Hulbe C., Fahnestock M., Bohlander J., 2000, The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula, *Journal of Glaciology*, 46 (154): 516–530.

- Scambos T.A., Raup B., Bohlander J.A., compilers. 2001, updated current year. Images of Antarctic ice shelves, March 2004. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media. (http://nsidc.org/data/iceshelves_images/)
- Shepherd A., Wingham D.J., Mansley J.A.D., Corr H.F.J., 2001, Inland thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica. *Science*, 291 (5505): 862–864
- Shepherd A., Wingham D., Payne T., Skvarca P., 2003, Larsen Ice Shelf has progressively thinned. *Science*, 302: 856–859.
- Simmonds I., Jacka T.H., 1994, Relationships between the Interannual Variability of Antarctic Sea Ice and the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 8 (3): 637–647.
- Skvarca P., De Angelis H., 2002, Impact assessment of climatic warming on glaciers and ice shelves on northeastern Antarctic Peninsula. Antarctic Peninsula Climate Variability Workshop, Hamilton. April 3-5, 2002 (<http://academics.hamilton.edu/workshops/antarctica/Abstracts/skvarca.html>)
- Šilnikov V.I., 1969, Ajsbergi. [w:] Atlas Antarktiki, t. 2., Leningrad, Gidrometeorologičeskoe Izdatel'stvo: 445-466.
- Šumskij P.A., Barkov N.I., Braslavskaya G.M., Dolgušin L.E., Kotlyakov V.M., Petrov V.N., 1969, Oledenenie. [w:] Atlas Antarktiki, t. 2., Leningrad, Gidrometeorologičeskoe Izdatel'stvo: 367–400.
- Turner J., Colwell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.D., Jagovkina S., 2003, The SCAR Reader Project: toward a high-quality database of mean antarctic meteorological observations. *Journal of Climate*, 17: 2890–2898.
- Turner J., Colwell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.D., Jagovkina S., 2005, Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25 (3): 279–294.
- Yuan X., Martinson D.G., 2000, Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity *Journal of Climate*, 13 (10): 1697–1717.
- Yuan X., Martinson D.G., 2001, The Antarctic Dipole and its predictability, *Geophysical Research Letters*, 28 (18): 3609–3612.
- Vaughan D., Marshall G.J., Connolley W.M., King J.C., Mulvaney R., 2001, Devil in the Detail. *Science*. 293 (5536): 1777–1779.
- Watkins A.B., Simmonds I. 2000, Current trends in Antarctic sea ice: The 1990s impact on a short climatology. *Journal of Climate*, 13: 4441–4451.
- White W.B., Peterson R., 1996, An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature, and sea ice extent. *Nature*, 380: 699–702.
- Wolff E.W., 2003, Whither Antarctic Sea Ice? *Science*, 302: 1164.
- Wu X., Simmonds I., Budd W.F., 1996, Modeling of Antarctic sea ice in a General Circulation Model. *Journal of Climate*, 10: 593–609.
- Zwally H.J., Comiso J.C., Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen P., 2002, Variability of Antarctic sea ice 1979–1998. *Journal of Geophysical Research* 107: 10.1029/2000JC000733.