

Zmiany klimatyczne w Arktyce a procesy oceaniczne

Anna Styszyńska

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

Klimat Arktyki nie jest stabilny, wykazuje zmiany. Przyczyny zmian klimatu Arktyki stanowią od wielu dziesięcioleci przedmiot zainteresowania meteorologów i klimatologów, w wielu pracach wyraża się opinie, że zrozumienie przyczyn prowadzących do zmian klimatycznych w Arktyce jest kluczowe dla oceny dalszej ewolucji czy też zmian klimatu półkuli północnej (m.in. Przybylak 1996, 2000a, Alekseev i in. 2000, Rigor i in. 2000, Alekseev 2003, Bobylev i in. 2003, Polyakov i in. 2003, 2004, Bengtsson i in. 2004). Celem tego artykułu jest przedstawienie roli procesów oceanicznych w kształtowaniu zmian klimatu Arktyki. Ponieważ za najbardziej syntetyczny wskaźnik zmian klimatu uważa się zmiany temperatury powietrza (IPCC 2001), w tej pracy ograniczy się do wskazania roli, jaką procesy oceaniczne odgrywają w kształtowaniu zmian temperatury powietrza w Arktyce.

Zainteresowanie możliwymi zmianami klimatycznymi w Arktyce rozpoczęło się bardzo wcześnie, już od połowy XIX – początku XX wieku. Przyczyn tego zainteresowania nie stanowiły rzeczywiste zmiany klimatu Arktyki, bo te w owym czasie były jeszcze nieznane, lecz poszukiwane analogie między klimatem Arktyki a klimatem chłodnych okresów plejstocenu, czyli jak je wtedy nazywano – "dyluwialnych epok lodowych". To między innymi próba poznania warunków klimatycznych Arktyki i funkcjonowania jej mechanizmów klimatycznych, która mogła pomóc wyjaśnić wielką zagadkę zaistnienia i zaniku zlodowaceń, stanowiła jedną z przyczyn organizacji Pierwszego Międzynarodowego Roku Polarnego (1882–1883). Poznanie warunków klimatycznych Arktyki i funkcjonowania systemu klimatycznego Arktyki doprowadziło do sformułowania pierwszych wniosków o aktywnym oddziaływaniu pokrywy lodowej na klimat Arktyki.

Modele zmian klimatu Arktyki

Radiacyjny model Brooksa

Brooks, już w latach dwudziestych poprzedniego wieku sformułował hipotezę, że wysokie albedo lodu i śniegu znacznie ograniczające pochłanianie dopływającej energii promieniowania słonecznego przez podłoże prowadzi do tego, że temperatura powietrza w Arktyce jest znacznie niższa od tej, jaka byłaby, gdyby na tym obszarze nie było pokrywy lodowej. W następnych latach Brooks wielokrotnie rozwijał i uzupełniał swoją hipotezę (Brooks 1950 i inne), która ostatecznie przybiera postać zawierającą element dodatniego sprzężenia zwrotnego między temperaturą powietrza a powierzchnią lodów arktycznych. Układ zależności między powierzchnią lodów a temperaturą jest tu następujący:

... temperatura powietrza (spadek, wzrost) → powierzchnia lodów morskich (wzrost, spadek)
→ wielkość średnia albedo w regionie (wzrost, spadek) → odpowiednia do znaku zmian albedo
zmiana bilansu radiacyjnego → odpowiednia do zmiany znaku bilansu radiacyjnego zmiana
bilansu cieplnego → zmiana temperatury powietrza (spadek, wzrost)
→ zmiana powierzchni lodów morskich (wzrost, spadek → ...

Ten jakościowy model wyjaśnia zdaniem Brooksa (1950) samorozwój pokrywy lodowej Arktyki. W momencie, gdy pokrywa lodów osiągnie pewną krytyczną powierzchnię, każde dalsze zwiększenie tej powierzchni pociągnie za sobą dalszy spadek temperatury, który z kolei doprowadzi do zwiększenia się powierzchni lodów, która następnie wymusi spadek temperatury powietrza, i tak dalej. W konsekwencji doprowadzi to do rozwoju zlodowacenia na lądach, które doprowadzi do dalszego spadku temperatury powietrza. Odwrotnie – w przypadku gdy powierzchnia lodów zmniejszy się do pewnej wielkości krytycznej, wzrost temperatury powietrza doprowadzi do zmniejszenia się powierzchni lodów, która pociągnie za sobą dalszy wzrost temperatury powietrza. Ochłodzenie Arktyki spowodowane istnieniem tam lodów morskich nie będzie w stanie podtrzymać w takich warunkach dalszego istnienia trwałej pokrywy lodów, w rezultacie dojdzie do zaniku pokrywy lodowej Arktyki i trwałego wzrostu temperatury powietrza.

W modelu Brooksa, czynnikiem sterującym zmianami klimatycznymi Arktyki, pierwotnym w stosunku do później zachodzących zmian, są zmiany temperatury powietrza. Model ten nie uwzględnia, poza temperaturą powietrza i powierzchnią lodów morskich oraz powierzchnią śniegów i zlodowacenia na lądach, innych czynników mogących wpływać na kształtowanie zmian klimatu w Arktyce. Jak pisze Budyko (1969), model Brooksa, jako "nie poparty obliczeniami bazującymi na metodach klimatologii fizycznej, które w czasach, gdy Brooks prowadził swoje badania były bardzo słabo rozwinięte", nie zyskał szerszej aprobaty i wpływ lodów polarnych na klimat w wysokich szerokościach geograficznych do niedawna nie był uwzględniany w teorii klimatu¹.

W latach 20-tych i 30-tych XX wieku doszło w Arktyce do gwałtownej zmiany warunków klimatycznych – nastąpiło ocieplenie, którego skala jest różnie oceniana. W maksimum ocieplenia, które przypadało na koniec lat 30-tych Budyko (1974) szacuje wzrost średniej rocznej temperatury w Arktyce na około 1°C, a temperatury okresu zimowego na 1.7°C. Lugina i współautorzy (2003), wykorzystując większą liczbę stacji niż tę, którą dysponował Budyko, oceniają wzrost temperatury średniej rocznej jako wyraźniejszy – o 1.22–1.37° w latach 1937 i 1938 (maksimum ocieplenia) i 2.23–2.40°C zimą i jesienią tych samych lat. Budyko w licznych pracach określa ocieplenie Arktyki lat 30-tych XX wieku jako największą obserwowaną w ciągu całego okresu prowadzenia obserwacji instrumentalnych zmianę klimatyczną (Budyko 1974, 1975).

Klimatolodzy i meteorolodzy stanęli przed rzeczywistością zachodzącą zmianą klimatyczną, której rozmiary wykroczyły poza skalę obserwowanych do tej pory granic amplitudy i czasu trwania fluktuacji temperatury powietrza. Postawiło to pytanie o przyczyny, które spowodowały wzrost temperatury w Arktyce, ale i ogólnie – o przyczyny, które mogą doprowadzić do różnokierunkowych zmian termiki na tym obszarze. Opracowano cały szereg koncepcji mających wyjaśnić zachodzące w Arktyce zmiany klimatu. Koncepcje te podzielić można na dwie grupy.

¹ Stwierdzenie to dotyczy stanu poglądów na funkcjonowanie systemu klimatycznego w pierwszej połowie XX wieku.

Pierwsza, koncentrowała się na objaśnieniu przyczyn obserwowanych zmian klimatycznych w Arktyce jako rezultatu zmiany bilansu radiacyjnego i w konsekwencji bilansu cieplnego Arktyki. W tej grupie znajdują się prace wielu badaczy. W najpełniejszy sposób idee te rozwinął w szeregu kolejnych prac Budyko. Tę grupę poglądów będzie się dalej nazywało "radiacyjnymi".

Druga grupa koncepcji objaśniała zmiany termiki w Arktyce jako wynik zachodzących zmian cyrkulacji atmosferycznej, powodujących zwiększony lub zmniejszony napływ ciepła do Arktyki wraz napływającymi tam masami powietrza z niższych szerokości. Prekursorem takiego objaśnienia przyczyn zmian klimatu w Arktyce był Wangengejm (koncepcje "cyrkulacyjne").

Radiacyjny model Budyki

W grupie koncepcji radiacyjnych zasadniczej przyczyny zachodzących zmian klimatycznych dopatrywano się w zmianach ilości dopływającej do Arktyki energii promienistej. Dominowały tu raczej proste wyobrażenia o przyczynach zmiany bilansu energetycznego. Większość badaczy dopatrywała się przyczyn tych zmian jako skutku zmieniających się ilości energii słonecznej dopływającej do górnej granicy atmosfery. Miało to być spowodowane przez zmieniającą się aktywność Słońca, przechodzenie Układu Słonecznego przez obłoki pyłu kosmicznego o zmiennej gęstości lub inne, bliżej niejasne przyczyny. Badania jednak nie potwierdziły, aby występowały zmiany stałej słonecznej wykraczające poza wartości błędu jej pomiaru. Inne poglądy, uwzględniające stałość dopływu energii słonecznej do górnej granicy atmosfery, przyczyn zmian ilości energii dopływającej do powierzchni Ziemi dopatrywały się w zmianach przezroczystości atmosfery, powodowanej głównie przez zmiany koncentracji pyłów wulkanicznych w atmosferze². Wszystkie te proste koncepcje miały jednak zasadniczy niedostatek – gdyby rzeczywiście zmiany dopływającej energii słonecznej do górnej granicy atmosfery lub do powierzchni Ziemi miały być przyczyną obserwowanych zmian klimatycznych, to te powinny mieć skalę globalną, a ponadto skala zmian powinna być raczej większa w niższych niż wysokich szerokościach lub też równomiernie rozkładać się na powierzchni globu. Tymczasem w niskich szerokościach geograficznych zmiany temperatury nie obserwowano, w szerokościach umiarkowanych półkuli północnej zmiany te osiągały umiarkowaną amplitudę, natomiast największa skala zmian temperatury powietrza obserwowana była w Arktyce.

Budyko, w szeregu prac (1969, 1974, 1975 i wcześniejsze, nie cytowane tu pozycje) zajął się bardzo szczegółowo kwestią przyczyn prowadzących do silniejszego wzrostu temperatury powietrza w wysokich niż niskich szerokościach. Przeprowadzona przez niego analiza wykazała, że podstawową rolę w kształtowaniu większej w Arktyce, niż w niższych szerokościach, reakcji temperatury powietrza na zmiany dopływającej energii słonecznej grają zwiększone zmiany udziału promienienia całkowitego do rozproszonego przy zmieniającej się przezroczystości atmosfery (zapylenie) w warunkach dużej masy optycznej atmosfery, współdziałające z bardzo wysokim albedo podłoża, jakim w Arktyce są lody morskie. Ogólnie, obliczenia Budyki wykazały realność modelu Brooksa i aktywne obniżenie temperatury powietrza w Arktyce przez pokrywą lodów morskich.

Przeprowadzone przez Budykę (1969, 1975) obliczenia wykazały również, że zmiany przezroczystości atmosfery mogły doprowadzić do obserwowanych zmian temperatury powietrza. Przyczyny zmian przezroczystości atmosfery Budyko widział w zmiennej aktywności wulkanicznej. Główną przyczyną prowadzącą do ocieplenia Arktyki w latach 30-tych XX wieku był zdaniem Budyki

² Pełne omówienie poglądów, wraz ze wskazaniem odpowiednich pozycji, obecnie już historycznej literatury, zainteresowany czytelnik znajdzie w pracach Budyki (1969, 1974, 1975).

wzrost przezroczystości atmosfery, który nastąpił po opadnięciu pyłów wulkanu Katmai³, po którym przez długi czas nie było większych wybuchów o charakterze erupcyjnym.

W ten sposób, w modelu Budyki głównym czynnikiem sterującym zmianami temperatury powietrza na Ziemi są zmiany dopływającej energii słonecznej, sterowane przez zmiany przezroczystości atmosfery, która z kolei stanowi odbicie aktywności wulkanicznej. W Arktyce, dzięki współdziałaniu z lodami morskimi, zmiany te ulegają odpowiedniemu wzmocnieniu. Gdyby odnieść model Budyki do modelu Brooksa, pętla dodatniego sprzężenia zwrotnego między powierzchnią lodów a temperaturą w modelu Brooksa powinna być uzupełniona o człon modulujący temperaturę powietrza na wejściu. Czynnikiem modulującym są zmiany przezroczystości atmosfery, lub/i, gdyby wystąpiły – zmiany stałej słonecznej⁴.

Budyko (1969, 1975) oszacował bilans radiacyjny i bilans cieplny Arktyki. Jednak bilans cieplny, który dla Arktyki obliczał Budyko (patrz Budyko 1975, s. 271–278), oparty jest na przynajmniej kilku wątpliwych wartościach. Wątpliwe, zdecydowanie za duże, są przyjęte wartości albedo równe 0.7 dla letniej powierzchni lodów morskich "w okresie najaktywniejszego topnienia" (s. 273). Podobnie wątpliwa, zdecydowanie zaniżona, nawet dla okresu, w którym Budyko szacował bilans cieplny, a jeszcze bardziej zaniżona w stosunku do obecnie obserwowanej, jest powierzchnia wody wolna od lodów (2–12% powierzchni latem, nie więcej niż 1% zimą) oraz tym samym – ilość ciepła przekazywanego z powierzchni morza do atmosfery. Rola ciepła przekazywanego z oceanu do atmosfery w Arktyce została określona przez Budykę w sposób następujący: "*Na obszarach Arktyki wolnych od lodu odbywa się zatem intensywne oddawanie ciepła wód oceanicznych, ale należy sądzić, że ich znaczenie dla bilansu cieplnego całej centralnej Arktyki jest dość ograniczone. Wniosek ten wypływa z oceny składowych bilansu cieplnego tych obszarów Morza Arktycznego, które są zajęte przez ciągłą pokrywę lodową.*" (1975, s. 275).

Podobnie zaniżona w szacunkach Budyki (1969, 1975) jest roczna ilość ciepła wprowadzana wraz z cyrkulacją oceaniczną do centralnej Arktyki (+3–4 kcal/cm²), którą jest praktycznie równa (kompensowana) parowaniu z powierzchni lodów (–3.2 kcal/cm²) i kilka innych wartości (np. ilość lodów morskich wyprowadzanych z Arktyki na południe). Analizując procesy zamarzania, czyli tworzenia się lodu morskiego, Budyko zakłada, że procesy te praktycznie stanowią funkcję jednej zmiennej – temperatury powietrza. Przy procesach topnienia pominięto całkowicie utajone ciepło topnienia lodów.

Ostateczną konkluzją Budyki jest, że z powodu dużego albedo pokrywy lodowej bilans promieniowania Arktyki jest przez cały rok ujemny, łącznie "*z miesiącami letnimi, kiedy przychód promieniowania do górnej granicy atmosfery jest wielki.*" Roczny bilans promieniowania, –80.9 kcal·cm², jest kompensowany przez poziomy dopływ ciepła z niższych szerokości, przy czym zdaniem Budyki główną rolę w dostawie ciepła jawnego i utajonego pełni cyrkulacja atmosferyczna. Odgrywa ona szczególnie ważną rolę zimą, kiedy przychód energii słonecznej jest zerowy. W konkluzji znajduje się również wyraźne stwierdzenie, że "*przytoczona ocena wskazuje, że ciepło przenoszone przez prądy morskie jest bardzo małe w porównaniu z bilansem promieniowania*" (Budyko 1969, s. 15; 1975, s. 278), czyli w domyśle – jest pomijalnie małe. To ostatnie stwierdzenie, wobec wielkiego autorytetu naukowego Budyki, spowodowało, że ciepło wnoszone wraz z cyrkulacją oceaniczną

³ Półwysep Alaska, erupcja 6–9 czerwca 1912 r.

⁴ To ostatnie mogłoby mieć zasadnicze znaczenie dla kształtowania zmienności długookresowej, jeśli uwzględnić zmiany stałej słonecznej zgodne z cyklami Milankoviča (patrz: Kukla 1980).

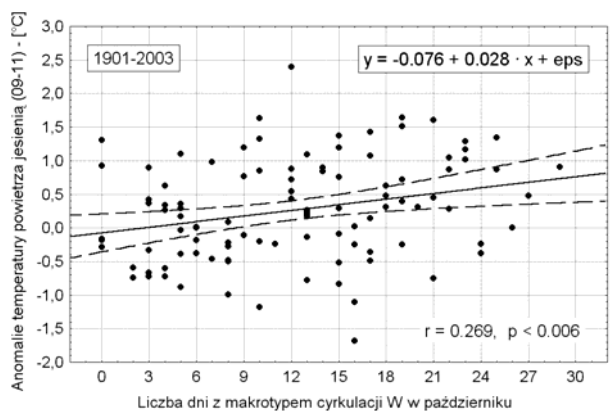
do Arktyki nie było przez długi czas rozpatrywane ani jako czynnik mogący stanowić jedną z przyczyn zachodzących zmian klimatycznych, ani też nie było uwzględniane jako czynnik mogący wpływać na rozmiary pokrywy lodowej.

Cyrkulacyjne modele zmian klimatu

Cyrkulacja atmosferyczna, jako czynnik wpływający na zmiany klimatu w Arktyce została dostrzeżona w końcu lat 30-tych XX wieku, kiedy Wangengejm stwierdził⁵ występowanie związków między niektórymi cechami cyrkulacji atmosferycznej a przebiegiem temperatury powietrza i opadów w Arktyce. Późniejsze badania wykazały istnienie związków między różnie opisywanymi typami cyrkulacji atmosferycznej a temperaturą powietrza. Najbardziej rozpowszechnione, w odniesieniu do Arktyki, są dwie klasyfikacje typów cyrkulacji – tak zwane makrotypy cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma (1952) oraz klasyfikacja typów cyrkulacji dolnej Dydiny (1958). Mniej rozpowszechniona jest typologia tak zwanych "elementarnych mechanizmów cyrkulacyjnych" Dzerdzeewskiego (1957).

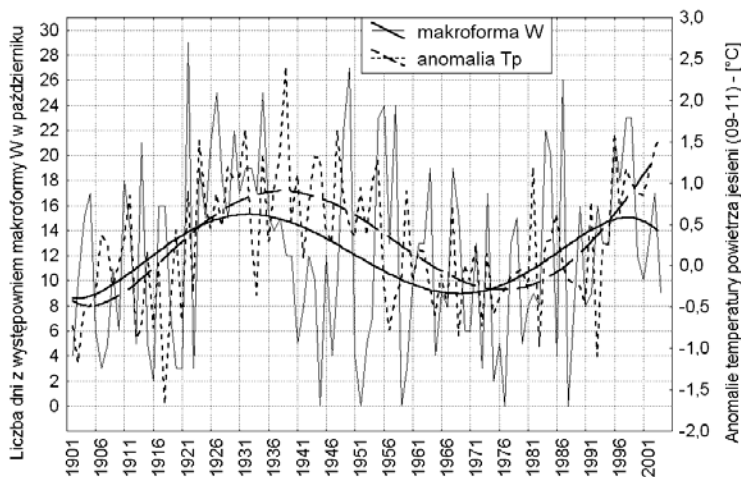
Typologia Wangengejma początkowo obejmowała atlantycko-euroazjatycki sektor cyrkulacyjny, później rozszerzona została przez Girsę (1971, 1974) na całą półkulę. Jest to typologia ułożenia fal długich (górnej planetarnej strefy frontalnej, jak nazywali to badacze radzieccy) w środkowej troposferze. Typologia Dydiny (1958) jest typologią rozkładu dolnych układów barycznych w Arktyce i Subarktyce.

Szereg prac badaczy radzieckich, ale również i polskich (patrz Przybylak 1994, 1996a, 1996b, 2000a) wykazało występowanie zależności między frekwencją (liczbą dni w miesiącu, sezonie lub roku) danego typu cyrkulacji a temperaturą powietrza w Arktyce. Zależności te nie rozkładają się jednolicie w czasie. Istnieją pory roku lub miesiące, w których związki frekwencji danych typów cyrkulacji z temperaturą powietrza stają się silniejsze i istotne statystycznie (patrz rys. 1 i 2), gdy w innych sezonach czy miesiącach zmienność frekwencji danego typu cyrkulacji nie wykazuje żadnego liczącego się związku z temperaturą.



Rys. 1. Związek liczby dni z makrotypem cyrkulacji W Wangengejma-Girsy w październiku z wielkością anomalii temperatury powietrza w strefie szerokości 60–90° (wg Luginy i in. 2003) jesienią (09–11)

⁵ Pierwsza praca poświęcona typologizacji tak zwanych makroprocesów synoptycznych Wangengejma ukazała się drukiem w 1937 roku.



Rys. 2. Przebieg jesennych (09-11) anomalii temperatury powietrza w strefie 60–90°N (wg Luginy i in. 2003) oraz liczby dni z makroformą cyrkulacji W Wangengejma-Girsa w październiku w latach 1901–2003

Podobne prace stały się znacznie liczniejsze, po wprowadzeniu nowych regionalnych wskaźników cyrkulacyjnych, takich jak NAO (Oscylacja Północnego Atlantyku), lub mających być wskaźnikami hemisferycznymi – jak AO (Arctic Oscillation, Oscylacja Arktyczna). Prace te wykazują, zwłaszcza w ostatnim 30-leciu, dość ścisły, niekiedy zadziwiająco ścisły w jeszcze krótszych okresach, związek między temperaturą powietrza w Arktyce (np. Rigor i in. 2000).

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej, jako czynnika regulującego zmienność klimatu Arktyki wydaje się oczywisty – wraz ze wzrostem intensywności transferu cieplejszych mas powietrza z niższych szerokości do Arktyki i wyprowadzania z niej na południe wychłodzonych mas powietrza (cyrkulacja południkowa) wzrasta temperatura powietrza w Arktyce, osłabienie tej cyrkulacji, przy znacznym ujemnym bilansie cieplnym Arktyki, przyczynia się do spadku temperatury powietrza. Koresponduje to dobrze z ocenami bilansu cieplnego Arktyki przeprowadzonymi przez Budykę.

Problemy pojawiają się jednak w momencie, gdy dokonuje się analizy związków między frekwencją typów cyrkulacji atmosferycznej lub wskaźników cyrkulacyjnych z temperaturą powietrza w dłuższych niż kilkunastoletnie odcinkach czasu. Omawiane związki okazują się być niestabilne, zależności zmieniają znaki. Zaznaczają się okresy, w których korelacje temperatury z wskaźnikami cyrkulacyjnymi stają się stosunkowo ścisłe i okresy, w których korelacji takich brak, co wskazuje na niestacjonarność związków. W niektórych okresach, na przykład w okresie ocieplenia Arktyki lat 30-tych XX wieku średnie wartości wskaźnika NAO były ujemne, w okresie ostatniego ocieplenia Arktyki (1982–2003) są dodatnie (Styszyńska 2005). Współczynniki korelacji między temperaturą powietrza sezonu lub roku a np. wartością wskaźnika NAO w 100-letnim szeregu stają się nieistotne (patrz tabela 1).

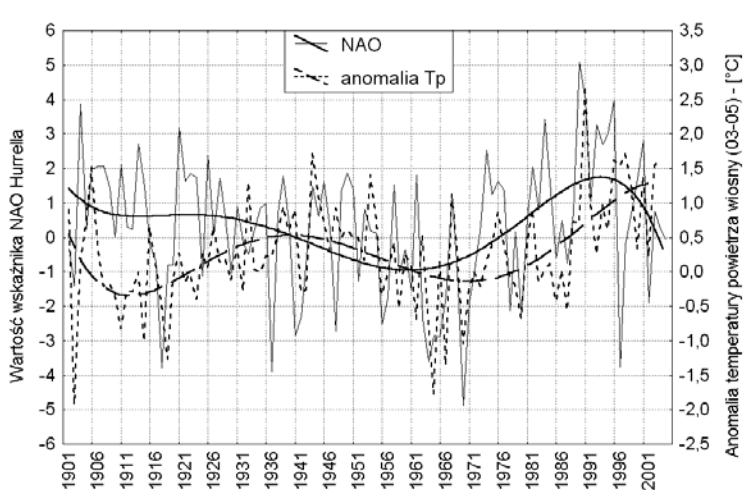
W przebiegach długookresowych pojawiają się wspólne, choć przesunięte względem siebie w czasie wzrosty i spadki, odpowiadające tak zwanym "epokom cyrkulacyjnym" (patrz rys. 2 i 3), w których oba przebiegi w przybliżeniu, w tych samych okresach, mają trendy o takich samych znakach. Sugeruje to, że istotne korelacje w krótszych okresach stanowić mogą efekt występowania w obu szeregach jednoimiennych trendów. Przeprowadzone analizy wykazują, że tak jest

rzeczywiście. Po eliminacji trendów z jednego szeregu, istotne statystycznie korelacje, które występowały w krótszych okresach stają się nieistotne. Bardzo wyraźnie zaznacza się to na przykład w ostatnim okresie silnego ocieplenia Arktyki, jaki nastąpił po roku 1979, a które to ocieplenie jest przez wielu badaczy interpretowane jako skutek wzrostu intensywności AO czy NAO (np. cytowany już wcześniej Rigor i in. 2000).

Tabela 1

Wartości współczynników korelacji (r) i ich poziomu istotności statystycznej (p) między wskaźnikiem NAO Hurrella a sezonowymi i rocznymi anomaliami temperatury powietrza w strefie 60–90°N. A – okres 1901–2003, $n = 103$; B – okres 1921–1950, $n = 30$; C – okres 1971–2000, $n = 30$.
Wartości współczynników istotnych na poziomie $p < 0.05$ pogrubiono

Okres		Zima (12–02)	Wiosna (03–05)	Lato (06–08)	Jesień (09–11)	Rok (01–12)
A (1901–2003)	r	0.1085	0.3420	0.1177	0.0744	0.1898
	p	0.275	0.000	0.236	0.455	0.055
B (1921–1950)	r	-0.1835	0.0038	-0.2302	-0.0651	-0.1060
	p	0.332	0.984	0.221	0.733	0.577
C (1971–2000)	r	0.2837	0.3870	0.3683	0.0138	0.3256
	p	0.122	0.031	0.041	0.941	0.077



Rys. 3. Przebieg wiosennych (03-05) anomalii temperatury powietrza w strefie 60–90°N (wg Luginy i in. 2003) oraz zimowego wskaźnika NAO Hurrella w latach 1901–2003

Tak kształtujące się związki między cyrkulacją atmosferyczną a temperaturą powietrza w Arktyce wskazują, że to nie zmiany cyrkulacji atmosferycznej są głównym czynnikiem sterującym zmianami klimatycznymi w Arktyce, lecz zmiany temperatury powietrza w Arktyce zachodzą jednocześnie, lub z niewielkim przesunięciem czasowym, ze zmianami charakteru wielkoskalowej, hemisferycznej cyrkulacji atmosferycznej.

Wpływ lodów morskich na zmiany klimatu

Z modelu Brooksa i modelu Budyki wynika wyraźnie, że kluczowym elementem systemu klimatycznego Arktyki jest pokrywa lodów morskich. Ta, w odróżnieniu od pokrywy zlodowacenia kontynentalnego może stosunkowo szybko zmieniać swoją powierzchnię pod działaniem różnych czynników zewnętrznych. Niestabilna powierzchnia lodów musi za sobą pociągać również i wzrost zmienności temperatury powietrza. Stabilna powierzchnia lodów morskich powinna stabilizować przebieg temperatury powietrza w Arktyce.

Należy zastanowić się, od jakich czynników uzależnione są procesy zamarzania wody morskiej, czyli tworzenia się lodów. W modelu Budyki ilość tworzących się lodów jest funkcją temperatury powietrza. Jest to bardzo daleko idące uproszczenie.

Aby mogło dojść do zamarznięcia wody, jej temperatura musi osiągnąć temperaturę krzepnięcia. Temperatura krzepnięcia wody morskiej zależy od jej zasolenia. Dla wód o zasoleniu 35 PSU (średnie dla wód Oceanu Światowego) wynosi -1.91°C , dla wód o zasoleniu typowym dla Arktyki (34–33 PSU) około -1.80 do -1.71°C . Aby woda osiągnęła taką temperaturę musi oddać zawarte w niej ciepło do atmosfery, czyli ogrzać powietrze. Prędkość przekazywania ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery jest uzależniona od różnicy temperatury powierzchni wody i powietrza (Δt), różnicy prężności pary nasyconej w temperaturze powierzchni oceanu i prężności aktualnej powietrza (Δe) oraz prędkości wiatru nad wodą (V_w)⁶. Im większe są podane wartości, tym szybciej następuje przepływ ciepła jawnego i utajonego z powierzchni oceanu do atmosfery.

W miarę spadku temperatury wody rośnie jej gęstość. Gęstość jest funkcją dwu zmiennych – zasolenia i temperatury. Im zasolenie jest większe, tym gęstość wody jest większa, im temperatura jest niższa, tym gęstość wody wzrasta. W przypadku, gdy kolumna wody wykazuje jednolite zasolenie w pionie, czyli ocean jest niestratyfikowany, zmiany gęstości można traktować jako funkcję zmian temperatury wody. Prawa równowagi hydrostatycznej powodują, że na powierzchni muszą znajdować się wody o najmniejszej gęstości, czyli w tym wypadku – o najwyższej temperaturze. W przypadku spadku temperatury wody powierzchniowej wzrost jej gęstości powoduje jej tonięcie i na powierzchnię wypływa woda cieplejsza, o mniejszej gęstości. Zaczyna działać proces konwekcji, wynoszący zasoby ciepła do powierzchni oceanu. W wodach o zasoleniu większym niż 24.7 PSU temperatura najwyższej gęstości przy danym zasoleniu jest niższa od jej temperatury zamarzania. Z tej przyczyny, nawet w bardzo niskiej temperaturze, bliskiej temperaturze zamarzania wody powierzchniowej, proces konwekcji nie ustaje. O momencie zamarzania nie decyduje w tym wypadku wyłącznie temperatura powietrza, ale i zasoby ciepła w kolumnie wody. Ze względu na wielkie ciepło właściwe wody, zasoby ciepła w kolumnie wody są duże, nawet wtedy, gdy średnia temperatura wody wydaje się być niska (np. $+1^{\circ}\text{C}$). Nawet gdy pobór ciepła z powierzchni wód jest bardzo intensywny, konwekcja nadaża z wynoszeniem ciepła do powierzchni, co uniemożliwia rozpoczęcie

⁶ Wielkość strumienia ciepła z oceanu do atmosfery można określić jako sumę strumieni ciepła jawnego (P; wymiana turbulencyjna) i ciepła utajonego (LE; utajone ciepło parowania). Średni miesięczny strumień ciepła jawnego z oceanu do atmosfery oszacować można z formuł (Sukhovej 1977): $P = 0.212 N (t_w - t_p) \cdot V_w$ (MJ/m²/mies) oraz $LE = 0.326 N (e_w - e) \cdot V_w$ (MJ/m²/mies), gdzie: N – liczba dni w miesiącu, t_w – miesięczna temperatura wody, t_p – miesięczna temperatura powietrza, V_w – miesięczna prędkość wiatru na wysokości ~10 m n.p.m. (m/s), e_w – prężność maksymalna pary wodnej w temperaturze powierzchni morza (hPa), e – miesięczna prężność pary wodnej (hPa). W przenosie ciepła z oceanu do atmosfery główną rolę odgrywa przenos substancjalny (utajone ciepło parowania), zdecydowanie podrzędną – wymiana turbulencyjna.

procesu zamarzania, jeśli tylko akwen jest wystarczająco głęboki. Szacunki wykazują, że dla wychłodzenia kolumny wody w północnej części Morza Norweskiego do tego stopnia aby mógł rozpocząć się proces zamarzania⁷, zima o typowych dla tego obszaru warunkach klimatycznych trwać by musiała bez przerwy przez około 3.5 roku. Zwykła obserwacje potwierdzają te szacunki – wody te nigdy nie zamarzają, nawet w czasie najbardziej surowych i najdłuższych zim.

W Arktyce, na wielkich przestrzeniach wody wykazują jednak stratyfikację termohaliczną. Na powierzchni wód o większym zasoleniu rozpościerają się wody wystudzone, o mniejszym zasoleniu noszące nazwę Powierzchniowych Wód Arktycznych (PWA). O ile dla wód atlantyckich charakterystyczne zasolenie jest równe 34.85–35.26 PSU, to dla PWA zasolenie to wynosi poniżej 34.41 PSU. Między oboma warstwami wód wykształca się stosunkowo cienka warstwa przejściowa – haloklina, w której zasolenie gwałtownie rośnie. Haloklina jest również warstwą skoku gęstościowego – piknokliną. Ponieważ zmiany zasolenia w znacznie większym stopniu wpływają na gęstość wód niż zmiany temperatury, osiągające temperaturę bliską temperaturze zamarzania PWA, opadające w głąb mają gęstość mniejszą, niż leżące pod piknokliną znacznie od nich cieplejsze, lecz silniej zasolone wody atlantyckie lub Arktyczne Wody Przejściowe (AWP). Konwekcja sięga tylko do poziomu piknokliny⁸ (halokliny) i zasoby ciepła z oceanu, które mogą zostać przekazane do atmosfery redukują się do zasobów ciepła wód zalegających nad piknokliną, zasoby ciepła niżej leżących wód stają się niedostępne do wymiany z atmosferą. Akwen pod względem termicznym reaguje tak, jak gdyby jego głębokość była równa głębokości do piknokliny. O możliwości tworzenia się lodów decyduje w ten sposób istnienie i miąższość Powierzchniowych Wód Arktycznych.

Geneza Powierzchniowych Wód Arktycznych związana jest z procesami topnienia lodów oraz dostawą wód słodkich z opadów i spływu z lodów otaczających akweny wchodzące w skład Arktyki.

W trakcie zamarzania wody morskiej sole w niej rozpuszczone tworzą skoncentrowaną solankę o bardzo dużej gęstości, która opada w głąb wody (tonie). W trakcie pierwszych kilkunastu dni po utworzeniu się lodu morskiego resztki solanki znajdującej się lodzie, poprzez wytapiane przez nią kanaliki drenażowe (temperatura krzepnięcia takiej solanki wynosi -40 do -50°C) spływają pod lód i toną. W rezultacie, z wody o zasoleniu 34–33 PSU powstaje lód, którego zasolenie pod koniec zimy wynosi 6–10 PSU (zależnie od szybkości zamarzania). Proces wysładzania lodu jest jeszcze bardziej zaawansowany w lodach wieloletnich, te są już niemal całkowicie wystudzone (1–3 PSU). Topnienie takiego lodu, na którym znajduje się dodatkowo złożony w czasie całego okresu zimowego opad, przyczynia się do wytworzenia się na powierzchni wód o większym zasoleniu warstwy wody silnie wystudzonej, oddzielonej od niżej leżącej warstwy halokliną, która jest jednocześnie piknokliną.

Drugim źródłem wód słodkich przyczyniających się do tworzenia PWA są wody rzeczne. Spływ wielkich rzek syberyjskich i Mackenzie dostarcza wielkich ilości wód słodkich, rozprzestrzeniających się po powierzchni wód słonych na morzach szelfowych. Ilość wód słodkich wprowadzanych do basenu Morza Arktycznego przez same wielkie rzeki syberyjskie oraz Peczorę przekracza

⁷ W szacunkach tych pomija się poziomy dopływ ciepła zachodzący w rezultacie transportu wód przez prądy.

⁸ Piknoklina, pod względem dynamicznym, stanowi analog poziomu inwersyjnego w atmosferze. Ruch unoszącego się powietrza zostaje w nim zatrzymany w momencie, gdy powietrze wznoszące się osiągnie taką samą gęstość, jaką ma powietrze otaczające i siły wyporu hydrostatycznego stają się równe zeru (równowaga stała). Nie ma możliwości kontynuowania ruchu w górę powietrza o większej gęstości w otoczeniu powietrza o mniejszej gęstości (równowaga skrajnie stała).

średnio 1780 km³ (Berezovskaya i in., 2004) – 2093 km³ rocznie (Macdonald i in. 2003)⁹. Podobną wielkość średniego odpływu rzek syberyjskich podają Aagaard i Carmack (1989) – 2100 km³/rok. Trudniejsza do ustalenia jest ilość wód roztopowych z topniejących lodowców Grenlandii i innych wysp arktycznych. W tym przypadku szacunki wykazują bardzo duże rozbieżności dochodzące nawet do jednego rzędu wielkości¹⁰. Różnice w wielkościach podawanych przez różnych autorów wynikają nie tylko z różnych okresów uśredniania, ale także z tego czy są to wielkości mierzone, czy też wynikające z założenia bilansu zrównoważonego danego lodowca.

Zasoby ciepła w Powierzchniowych Wodach Arktycznych są, siłą rzeczy niewielkie, co przyspiesza procesy zamrażania. Na rozwój PWA i ich rozprzestrzenianie się ma wpływ zwiększone ponad "normę" topnienie pokrywy lodowej – po takich okresach PWA zwiększa swoją miąższość i zajmowaną przez siebie powierzchnię. Jeśli wzrośnie temperatura powietrza, który doprowadził do zwiększonego topnienia lodów morskich oraz lądolodu i lodowców na lądach towarzyszy wzrost opadów na obszarach otaczających basen Morza Arktycznego, rozwój PWA może osiągnąć takie rozmiary, że z początkiem okresu chłodnego nastąpi gwałtowny rozwój lodów na dużej, znacznie większej niż poprzednio, powierzchni. W rezultacie działania sprzężeń zwrotnych, o których była już mowa, może to doprowadzić do zmiany długookresowego kierunku (tendencji) rozwoju pokrywy lodowej.

Procesy tworzenia się pokrywy lodów morskich nie stanowią więc jedynie funkcji temperatury powietrza lecz rezultat kształtowania się bilansu cieplnego powierzchni oceanu. Ten zaś zależy od wzajemnego stosunku strumieni ciepła skierowanego z powierzchni oceanu do atmosfery i strumieni ciepła skierowanego z głębi wód do ich powierzchni. Dopiero w momencie, gdy strumień ciepła skierowany z oceanu do atmosfery przewyższa strumień ciepła z głębi wód do ich powierzchni i temperatura powierzchni wód obniży się do temperatury zamrażania, pojawia się kompensacja bilansu obu strumieni w postaci procesów wydzielania utajonego ciepła krystalizacji i tworzy się lód morski.

Z chwilą utworzenia się lodu morskiego zmienia się mechanizm przepływu ciepła do atmosfery. Ustaje działanie przepływu ciepła na drodze wymiany turbulencyjnej. Ciepło z oceanu przekazywane jest przez lód do atmosfery drogą przewodnictwa cieplnego, ten proces jest zaś bardzo mało wydajny. Przy grubości lodu przekraczającej 30 cm i zwarciu lodu równym, większym od 7, wartość strumienia ciepła przepływającego do atmosfery przez lód i z powierzchni "czystej" wody między lodem pływającym, w porównaniu z wymianą ciepła między wolną od lodu powierzchnią wody a atmosferą, staje się pomijalnie mała. Powoduje to gwałtowny spadek temperatury powietrza nad lodem, odpowiednio szybki spadek temperatury powierzchni lodu i spadek temperatury jego spągu. Rozpoczyna się powolne namrażanie lodu na jego dolnej powierzchni.

Strumień ciepła z oceanu do atmosfery zależy od różnicy temperatury między powierzchnią oceanu a powietrzem. Ta, nawet w pozornie niskiej temperaturze powierzchni wody, na przykład

⁹ Według Macdonalda i in. (2003, rys. 3.11) średni odpływ Kołomy szacowany jest na 132, Indygirki – 61, Leny – 525, Khatangi – 85, Jeniseju – 620, Obi – 429, Pechory – 131 i Północnej Dżwiny – 110 km³/rok. Po stronie amerykańskiej – Mackenzie odprowadza średnio 330, a Yukon – 195 km³ wody rocznie.

¹⁰ Na przykład średnia roczna (1961–1993) ilość wód roztopowych pochodzących z lodowców kanadyjskiej Arktyki (wraz lodowcami Svalbardu) szacowana jest przez Serreze i in. (2000) na 26 km³ i w poszczególnych latach waha się od kilku do 154 km³ (patrz także Macdonald i in. 2003, rys. 3.25). Roczny spływ z lodowców Svalbardu szacowany jest przez Serreze i in. (2000) na 16 km³. Dla tego samego rejonu Mirovoj wodny bilans (1974) podaje 23.1 km³ rocznie odpływu ciekłego i 5 km³/rok w postaci gór lodowych.

-1°C, jest z reguły duża, ze względu na temperaturę powietrza w granicach minus kilku do ponad minus kilkunastu stopni, stąd i strumienie ciepła z oceanu do atmosfery są odpowiednio duże. Temperaturę powierzchni oceanu w warunkach braku dopływu energii słonecznej reguluje strumień ciepła z głębi wód.

W przypadku występowania PWA na powierzchni strumień ten początkowo jest silny, po wyczerpaniu się zasobów ciepła w warstwie nad piknokliną gwałtownie maleje, temperatura wody spada poniżej temperatury zamarzania i dochodzi do szybkiego tworzenia się lodów. Tym samym dochodzi również do gwałtownego przerwania strumienia ciepła z oceanu do atmosfery i postępującego spadku temperatury powietrza.

W przypadku braku PWA na powierzchni wód początek procesu zamarzania uzależniony jest od zasobów ciepła w kolumnie wody. Ten stanowi iloczyn głębokości akwenu i średniej temperatury wody. Na ogół, jeśli tylko zasoby ciepła w kolumnie wód są wystarczające, nie dochodzi do wystąpienia procesu zamarzania. Śledząc przebieg maksymalnej granicy lodów na morzach Barentsa i Grenlandzkiego zauważa się, że pokrywa się on z granicą zasięgu PWA (Zakharov 1981). W takich warunkach silne strumienie ciepła z oceanu do atmosfery funkcjonować mogą przez całą zimę, przyczyniając się do wzrostu temperatury powietrza.

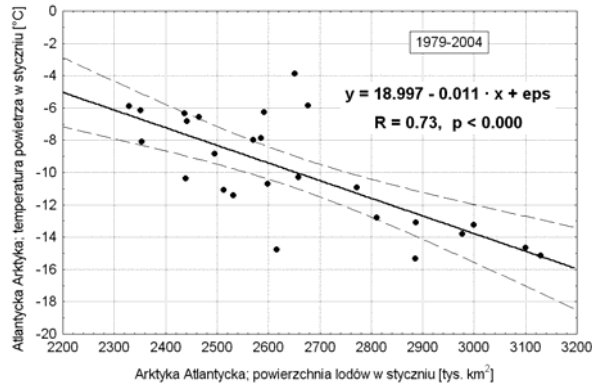
Analiza korelacyjna i analiza regresji nie jest w stanie udzielić odpowiedzi na pytanie, czy to temperatura powietrza określa rozmiary powierzchni lodów, czy też powierzchnia lodów określa temperaturę powietrza w Arktyce; wykazują jednak, że obie wielkości są ze sobą silnie i istotnie powiązane. Typową sytuacją jest, że współczynniki korelacji między powierzchnią lodów a temperaturą powietrza na ogół osiągają maksymalne wartości synchronicznie, jednak niemal na każdej stacji położonej w Arktyce pojawiają się również istotne statystycznie związki asynchroniczne – między powierzchnią lodów a temperaturą powietrza w następującym lub następujących miesiącach. Wyjątek stanowi marzec – miesiąc, w którym pokrywa lodowa w Arktyce osiąga maksymalną powierzchnię i jednocześnie rozpoczyna się dopływ do powierzchni promieniowania słonecznego.

O ile w okresie dnia polarnego związki między powierzchnią lodów a temperaturą powietrza łatwo można objaśnić korzystając z omówionych już wcześniej zależności występujących w modelu Brooksa-Budyki, czyli wpływem wysokiego albedo lodu morskiego, to w okresie zimowym (patrz rys. 4) tego rodzaju objaśnienie nie wytrzymuje krytyki. Wobec braku dopływu promieniowania krótkofalowego do powierzchni wysokie albedo lodu morskiego nie ma znaczenia dla kształtowania spadku temperatury. Spadek temperatury powietrza zimą świadczy o ujemnym bilansie cieplnym, czyli o zmniejszeniu się dopływu ciepła do systemu. Przy zerowej wartości dopływu promieniowania krótkofalowego ciepło to stanowi sumę ciepła wnoszonego do Arktyki przez cyrkulację atmosferyczną i ciepła pochodzącego z powierzchni oceanu niepokrytego przez lody. Międzyroczna zmienność temperatury powietrza w okresie zimy może w takiej sytuacji być traktowana jako funkcja zmienności pokrywy lodowej oraz wskaźników opisujących charakter i intensywność cyrkulacji atmosferycznej.

Wobec braku wskaźników cyrkulacyjnych charakteryzujących w sposób kompleksowy warunki cyrkulacji atmosferycznej w całej Arktyce¹¹, wykonanie szacunków wielkości wpływu opisanych zmiennych dla całego obszaru Arktyki nie wydaje się możliwe. Takie oszacowanie jest natomiast wykonalne dla obszaru Arktyki Atlantyckiej, w której zmiany temperatury powietrza są najsilniej

¹¹ Wskaźnik AO (Oscylacji Arktycznej) nie spełnia takiego warunku.

skorelowane z temperaturą powietrza całej Arktyki (Przybylak 1996). Możliwe jest to dzięki temu, że dla obszaru atlantyckiej Arktyki Niedźwiedź (1992, 1993b, 1997a, 2001) opracował kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej, którego wynikiem są miesięczne i sezonowe wskaźniki cyrkulacyjne: W (cyrkulacji strefowej), S (cyrkulacji południkowej) oraz C (cykloniczności). Pełne omówienie konstrukcji tych wskaźników oraz ich interpretacji znajduje się w pracach Niedźwiedzia (1993a, 1997b, 2001).



Rys. 4. Związek pomiędzy powierzchnią lodów w Arktyce Atlantyckiej (łącznie morza Grenlandzkie, Barentsa i Karskie) wg NISDICA a średnią temperaturą powietrza na stacjach atlantyckiej Arktyki (Jan Mayen, Svalbard-Lufthavn, Bjornoya, Hopen, Małe Karmakule, Dikson) w styczniu. Okres 1979–2004

Jako wielkość charakteryzującą średnią miesięczną temperaturę powietrza w Arktyce Atlantyckiej obliczono średnią temperaturę ze stacji Jan Mayen, Svalbard-Lufthavn, Hopen, Bjornoya, Małe Karmakule i Ostrov Dikson (oznaczenie AAT z indeksem miesiąca). Wartości te potraktowano jako zmienne zależne. Jako zmienne niezależne przyjęto miesięczne powierzchnie lodów w Arktyce Atlantyckiej¹², stanowiące sumy powierzchni lodów na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim (oznaczenie L z indeksem miesiąca) oraz miesięczne wartości wskaźników cyrkulacyjnych Niedźwiedzia (W, S).

Analiza regresji wykazuje, że w okresie zimowym (grudzień–luty), kiedy nie ma dopływu promieniowania słonecznego, zmienność powierzchni lodów morskich oraz cyrkulacji atmosferycznej objaśnia około 75–88% wariacji temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej. Najsilniejsze objaśnienie zmienności temperatury powietrza przez powierzchnię lodów i cyrkulację atmosferyczną ma miejsce w styczniu. Równanie regresji wielokrotnej wiążące zmienną zależną ze zmiennymi niezależnymi ma postać:

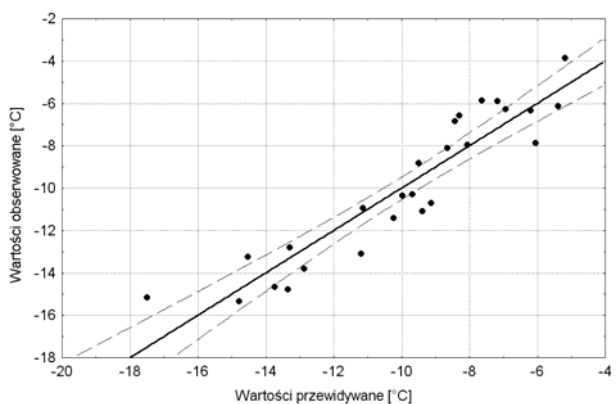
$$AAT_{01} = 16.138(\pm 3.418) - 0.009(\pm 0.001) \cdot L_{01} + 0.199(\pm 0.030) \cdot S_{01} + 0.076(\pm 0.024) \cdot W_{01}. \quad [1]$$

Charakterystyka statystyczna tego równania jest następująca: $R = 0.93$, $R^2 = 0.88$, $F(3,22) = 47.8$, $p < 0.000\ 000$, a błąd standardowy estymacji wynosi 1.34°C . Wykres rozrzutu wartości miesięcznej

¹² Wykorzystano (również w dalszej części pracy) zbiór gsfbootstr.month.extent.1978-2004.n udostępniony przez NISDICA (National Snow and Ice Data Center; University of Colorado, Boulder).

temperatury stycznia przewidywanych za pomocą powyższego równania względem wartości obserwowanych przedstawia rysunek 5.

Prosta analiza równania [1] wskazuje, że temperatura powietrza na obszarze Arktyki Atlantycznej w styczniu spada wraz ze wzrostem powierzchni lodów (o 0.009°C z przyrostem powierzchni lodów o 1000 km^2) i rośnie w przypadku wzrostu natężenia cyrkulacji z południa (wskaźnik S ze znakiem dodatnim) oraz z zachodu (wskaźnik W ze znakiem dodatnim). Najistotniejszy jest jednak odsetek objaśnionej zmienności temperatury przez poszczególne zmienne niezależne. W równaniu [1] zmiany powierzchni lodów w styczniu objaśniają 53.9%, zmiany natężenia i charakteru cyrkulacji południkowej 26.7%, a zmiany natężenia i charakteru cyrkulacji strefowej 6.6% zmienności temperatury powietrza nad obszarem atlantyckiej Arktyki w styczniu. Inne, nieuwzględnione w analizie, czynniki objaśniają łącznie zaledwie 13–14% zmienności temperatury powietrza w styczniu. Ogólnie, podobne proporcje objaśnienia zmienności temperatury powietrza w atlantyckiej Arktyce, z około 50% objaśnieniem zmienności przez zmiany powierzchni lodów i 20–30% objaśnieniem zmienności przez zmienność cyrkulacji atmosferycznej występują i w pozostałych miesiącach zimy.



Rys. 5. Związek powierzchni lodów na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim oraz charakteru cyrkulacji atmosferycznej w atlantyckiej Arktyce z temperaturą powietrza w tym rejonie w styczniu (równanie [1]) w latach 1979–2004

Wskazuje to wyraźnie, że zimą decydującą rolę w kształtowaniu zmienności temperatury powietrza w atlantyckiej Arktyce odgrywa zmienność powierzchni lodów morskich, która reguluje sumaryczne rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery. Można sądzić, że wniosek ten jest słuszny dla całej Arktyki. W świetle powyższego, opinia Budyko o "dość ograniczonym" znaczeniu strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, przynajmniej w okresie zimowym, wydaje się być wątpliwa i powinna zostać poddana rewizji.

Wpływ cyrkulacji oceanicznej na zmiany klimatu Arktyki

O zmienności powierzchni lodów decyduje zmienność zasięgu i miąższości Powierzchniowych Wód Arktycznych oraz zasoby ciepła w wodach tych akwenów, na których nie występuje PWA. Jak już wspomniano, zasób ciepła w kolumnie wody określa iloczyn głębokości i średniej tempera-

tury wody w kolumnie. Głębokość jest wartością stałą w funkcji czasu, w związku z czym nie może wprowadzać ona elementów zmienności¹³. Jedyнным czynnikiem, który może wprowadzać zmienność zasobów ciepła w kolumnie jest temperatura wody. Ta w warunkach Arktyki określana jest przez działanie czynnika adwekcyjnego. Wzrost dopływu ciepłych wód do Arktyki pociąga za sobą wzrost średniej temperatury wody, spadek dopływu – odpowiednie zmniejszenie średniej temperatury – i tym samym zmniejszenie zasobów ciepła w wodach.

Marsz (1995) analizując czynniki, które mogłyby doprowadzić do trwałego "rozchwiania" systemu klimatycznego Arktyki i wystąpienia tak zwanej "Arktyki bezlodowej" wskazuje na jedyną możliwość realizacji takiego scenariusza – wzrost ilości ciepła wprowadzanego wraz z wodami morskimi do Arktyki przez system prądowy. Podstawowa ilość ciepła wnoszonego przez wody do Arktyki, to ciepłe i silnie zasolone wody atlantyckie prowadzone przez Prąd Norweski, a następnie prądy Zachodniospitsbergeński i Nordkapski. Rola wód pacyficznych wprowadzanych do Arktyki przez Cieśninę Beringa jest, wobec niewielkich zasobów ciepła i wyraźnie obniżonego zasolenia tych wód, niewielka. Zasoby ciepła w wodach wnoszonych do Zatoki Baffina przez Prąd Zachodniogrenlandzki są duże, ale mają jedynie znaczenie lokalne, gdyż ich kontakt z pozostałymi akwenami Arktyki jest ograniczony.

Zasoby ciepła niesione przez Prąd Norweski zależne są od dwóch parametrów – przepływu i temperatury wód. Ciągłych – i co najważniejsze jednorodnych – danych o przepływach Prądu Norweskiego wykraczających poza kilkanaście ostatnich lat brak. Liczniejsze są dane o temperaturze wód prowadzonych przez ten prąd. Wody atlantyckie nim wejść do systemu cyrkulacji Prądu Norweskiego przepływają przez Bramę Farero-Szetlandzką – głębokowodną cieśninę między Szetlandami a Wyspami Owczymi. Z tego względu Brama Farero-Szetlandzka stanowi dogodne miejsce, w którym można kontrolować temperaturę, a więc pośrednio – ilość ciepła wprowadzanego do Prądu Norweskiego.

Wcześniejsza analiza przeprowadzona przez autorkę (Styszyńska 2005) wykazała, że zmiany ilości ciepła wnoszonego przez Bramę Farero-Szetlandzką do Prądu Norweskiego można opisać przez średnią temperaturę powierzchni wody z czterech miesięcy zimowych – stycznia, lutego, marca i kwietnia. W tym okresie powietrze napływające nad obszar Bramy Farero-Szetlandzkiej jest chłodniejsze od wody, dzięki czemu procesy konwekcji wynoszą cieplejsze wody z głębi do powierzchni. Procesy zimowej konwekcji zachodzą tu bez utrudnień, gdyż wody atlantyckie nie wykazują stratyfikacji zasoleniowej. Od powierzchni do głębokości 600–800 m zasolenie wód atlantyckich jest niemal stałe (> 35 PSU). Temperatura powierzchni morza charakteryzuje wtedy zasoby ciepła głębszych warstw wód atlantyckich, przynajmniej do głębokości kilkudziesięciu – stukilkudziesięciu metrów (Fuevrik 2000, 2001).

Temperatura powierzchni wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej z pozostałych miesięcy roku nie zawiera informacji, które mogłyby określać zasoby ciepła w wodach niesionych następnie przez Prąd Norweski. W okresie od maja do końca jesieni na powierzchni występuje warstwa wód wygrzanych, oddzielona od głębiej leżących wód termokliną. Temperatura wód nad termokliną letnią nie charakteryzuje zasobów ciepła w głębiej leżących wodach atlantyckich, lecz zapisuje się w niej jedynie przebieg dostawy energii słonecznej i warunków pogodowych w okresie letnio-jesiennym nad NE Atlantykiem i Morzem Norweskim. Zasoby ciepła w wodach nad termokliną letnią są nie-

¹³ Zmienność głębokości akwenów wprowadza przestrzenną, nie czasową, zmienność zasobów ciepła w wodach.

wielkie i ulegają wyczerpaniu z końcem jesieni – początkiem zimy, znacznie wcześniej niż wody te dotrą do Arktyki. Warstwa wygrzanych wód nad termokliną letnią stanowi jednak warstwę izolującą wody atlantyckie przemieszczające się wraz z Prądem Norweskim od kontaktu z atmosferą. W rezultacie tego procesu transportowane na północ przez Prąd Norweski wody atlantyckie w całym okresie letnio-jesiennym nie tracą ciepła. Wymienione czynniki stanowią, że średnia zimowa temperatura wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej (dalej oznaczenie FS1-4) może być uznana za zmienną informującą pośrednio o zasobach ciepła w wodach, które zostaną następnie wniesione do Arktyki.

Zimowa temperatura powierzchni wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej¹⁴ wykazuje silne i wysoce istotne korelacje z zimową temperaturą wody na południowej i środkowej części Prądu Norweskiego, co związane jest ze stosunkowo powolną zmiennością temperatury wód prowadzonych przez systemy prądowe¹⁵. Wykazuje ona również stosunkowo silne korelacje z powierzchnią lodów i temperaturą powietrza na obszarze Arktyki. Cechą charakterystyczną tych korelacji są występujące opóźnienia – temperatura powietrza czy też powierzchnia lodów morskich wykazuje opóźnioną reakcję na zmiany wartości FS1-4. Skala opóźnień jest różna i wykazuje dość wyraźne zróżnicowanie regionalne.

Ze zmiennością zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej i na Prądzie Norweskim dodatnio związana jest letnia temperatura powietrza na obszarze atlantyckiej Arktyki w lipcu, sierpniu i wrześniu tego samego roku. Przeprowadzone analizy wykazały, że przyczyną tych związków są sterowane przez zasoby ciepła w wodach modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej, która kieruje ciepłe powietrze do atlantyckiej Arktyki oraz prowadzi do zmniejszenia tam zachmurzenia (Styszyńska 2005). Zmienność FS1-4 objaśnia około 47% zmienności średniej temperatury powietrza okresu lipiec–wrzesień na obszarze atlantyckiej Arktyki ($r = 0.68$, $p < 0.000$, $n = 26$)¹⁶.

Ta sama zimowa temperatura w Bramie Farero-Szetlandzkiej z poprzedniego roku (oznaczenie FS1-4P) jest powiązana ze średnią temperaturą powietrza listopada i grudnia w atlantyckiej Arktyce ($r = 0.57$, $p < 0.002$, $n = 26$). Związek temperatury powietrza w listopadzie i grudniu z zimową temperaturą wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej z poprzedniego roku, jak wykazały analizy (Styszyńska 2005) ma swoją przyczynę w stosunkowo silnym wpływie FS1-4P na powierzchnię lodów w atlantyckiej Arktyce ($r = -0.58$, $p < 0.002$, $n = 27$; patrz rys. 6).

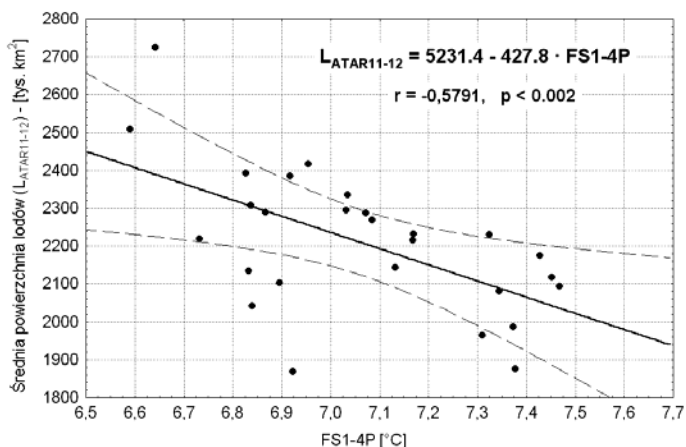
W ten sposób, zmiany zasobów ciepła wód atlantyckich wprowadzanych do Arktyki przez prądy Norweski, a następnie Zachodniospitsbergeński i Nordkapski regulują, z ponad rocznym opóźnieniem, powierzchnię lodów na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim. Wzrost temperatury wód powoduje opóźnienie w tworzeniu się lodów morskich na tych akwenach, strumienie ciepła

¹⁴ Wartość tę stanowi średnia temperatura powierzchni oceanu w polu $2 \times 2^\circ$, którego centralny punkt ma współrzędne 62°N , 004°W . Dane pochodzą ze zbioru NOAA NCDC ERSST version 2 (Smith i Reynolds 2004). Dokładność tych danych Smith i Reynolds (2004) określają na około 0.2°C w pierwszej połowie XX wieku i 0.1°C lub mniej po 1950 roku. Danych z okresu 1854–1889 nie wykorzystano, ze względu na zbyt duży błąd (0.4°C lub powyżej).

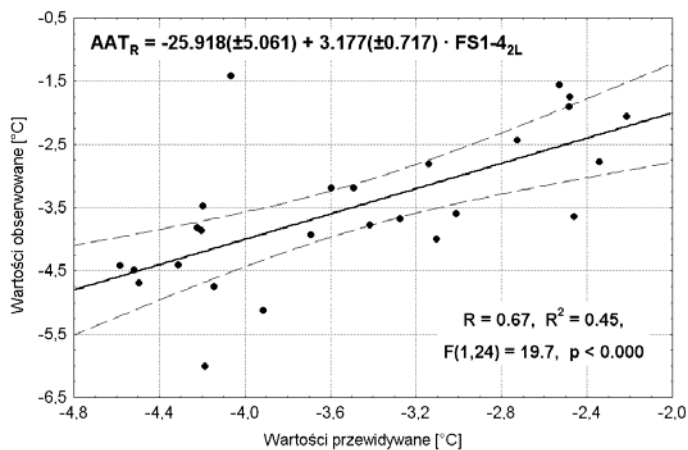
¹⁵ Wpływ na siłę korelacji ma również stosunkowo długi, bo 4-miesięczny okres uśredniania temperatury wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej.

¹⁶ Ze względu na porównywalność siły związków ze zmianami powierzchni lodów, dla których szeregi danych istnieją od 1979 roku, wszystkie podawane dalej współczynniki korelacji i determinacji, etc., dotyczą okresu 1979–2003 (25 lat) lub 1979–2004 (26 lat). Podobne związki w dłuższych szeregach, tam, gdzie można je ze względu na istnienie danych obliczyć, charakteryzują się na ogół nieco mniejszymi wartościami współczynników korelacji czy determinacji, ale nieporównanie wyższym poziomem istotności statystycznej.

z oceanu do atmosfery działać mogą dłużej, i to z nasilającą się, wraz z postępującym spadkiem temperatury powietrza, aktywnością. W rezultacie temperatura powietrza w listopadzie i grudniu wzrasta. Odwrotnie – spadek temperatury prowadzonych przez system prądowy wód atlantyckich przyspiesza tworzenie się lodów i pociąga za sobą spadek temperatury powietrza w początku zimy. Między rejestracją zmian zasobów ciepła Prądu Norweskiego w Bramie Farero-Szetlandzkiej a reakcją powierzchni lodów i temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej zachodzi w tym wypadku około półtoraroczne (18 miesięcy) opóźnienie. Jest to czas niezbędny, aby wody atlantyckie niesione w podpowierzchniowych warstwach wód kolejnych prądów dotarły do Arktyki.



Rys. 6. Związek zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej z poprzedniego roku (FS1-4P) ze średnią powierzchnią lodów w Arktyce Atlantyckiej w listopadzie i grudniu (L_{ATAR11-12})



Rys. 7. Związek zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej z ostatnich dwóch lat (FS1-4_{2L}) z roczną temperaturą powietrza w Arktyce Atlantyckiej (AAT_R)

W przebiegu temperatury powietrza na stacjach Arktyki Atlantyckiej zaznaczają się w ciągu roku dwa okresy, w których pewien regulujący wpływ wywierają zasoby ciepła wód morskich wprowadzanych do Arktyki – jest to okres od lipca do września oraz listopad i grudzień. Na temperaturę powietrza w okresie od lipca do września wpływ wywiera zasób ciepła w Bramie Farero-Szetlandzkiej zarejestrowany zimą w tym samym roku, na temperaturę listopada i grudnia zasób ciepła w wodach zarejestrowany zimą poprzedniego roku. Rozpatrując wartość rocznej temperatury powietrza na obszarze atlantyckiej Arktyki można więc twierdzić, że stanowi ona funkcję średniej zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej z dwóch ostatnich lat. Wielkość ta (oznaczenie FS1-4_{2L}) objaśnia 45% zmienności średniej temperatury rocznej na obszarze Arktyki Atlantyckiej ($r = 0.67$, $p < 0.000$, $n = 26$; patrz rys. 7).

Cyrkulacja oceaniczna a zmiany pokrywy lodów morskich

Oddziaływanie zasobów ciepła wnoszonych do basenu Morza Arktycznego nie ogranicza się tylko do atlantyckiej Arktyki, lecz obejmuje również cały obszar tego basenu. Najsilniejsze działanie wielkości FS1-4_{2L} przejawia się w regulowaniu pokrywy lodów morskich.

Najwyraźniej, oprócz atlantyckiej Arktyki, zmienność FS1-4_{2L} reguluje powierzchnię lodów na Morzu Arktycznym wraz z otaczającymi je morzami szelfowymi¹⁷, czyli największym akwenem Arktyki, rozpościerającym się wokół bieguna północnego. Zmienność FS1-4_{2L} objaśnia 44% zmienności średniej rocznej powierzchni lodów na tym akwenie i aż 56% zmienności powierzchni lodów w czasie minimalnego ich zasięgu we wrześniu. Na obszarze Arktyki Kanadyjskiej (Zatoka Baffina, wody Archipelagu Kanadyjskiego) wpływ zmian FS1-4_{2L} na zmiany powierzchni zlodzenia jest praktycznie zerowy. Wobec faktu, że zasoby ciepła wnoszonego przez system Prądu Norweskiego nie docierają na te akweny, taki rezultat analizy wariancji jest oczywisty.

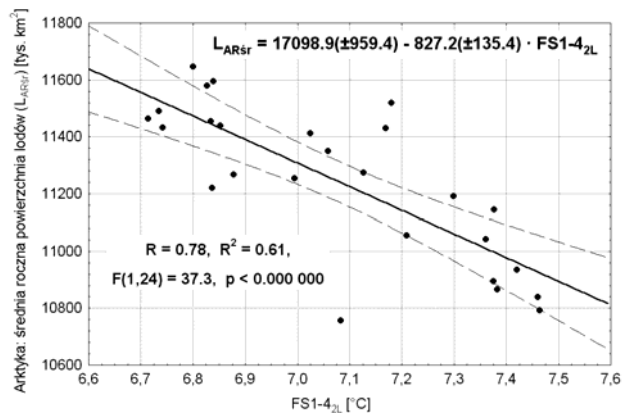
Powierzchnia zaladzona na obszarze Arktyki Atlantyckiej i w basenie Oceanu Arktycznego (według nazewnictwa stosowanego w zbiorze `gsfc.bootstrap.month.extent.1978-2004.n`) stanowi około 70% pokrywy lodowej całej Arktyki, tym samym zmienność FS1-4_{2L} powinna stanowić istotny regulator rozmiarów zmienności zlodzenia całej Arktyki. Przeprowadzone analizy wykazują, że w okresie 1979–2004 zmienność wielkości FS1-4_{2L} objaśnia 53% zmienności powierzchni lodów całej Arktyki w momencie ich minimalnego zasięgu, czyli we wrześniu i aż 61% zmienności średniej rocznej powierzchni lodów morskich w całej Arktyce (rys. 8).

Ponieważ powierzchnia lodów w okresie zimowym reguluje rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, a w okresie dnia polarnego bilans radiacyjny – a przez to i bilans cieplny Arktyki – należy oczekiwać, że między wartością FS1-4_{2L} a temperaturą powietrza w całej Arktyce powinny występować również związki. Analiza regresji i analiza wariancji pozwoli wyjaśnić, jaki odsetek zmienności temperatury powietrza wyjaśnia zmienność FS1-4_{2L}.

Wobec trudności z uzyskaniem wartości temperatury powietrza dla Arktyki jako całości, do weryfikacji tej tezy wykorzystano ciąg anomalii rocznej temperatury powietrza w strefie 60–90°N opracowany przez Luginę ze współautorami (2004). Anomalie obliczane są według średniej temperatury w tej strefie z 25-lecia 1951–1975. W strefie 60–90°N leży cała Arktyka oraz znaczne części obszarów zaliczanych do Subarktyki, a na obszarze Europy nawet do strefy umiarkowanej. Wobec tego, że zmiany średniej temperatury w skali półkuli północnej generowane są głównie przez

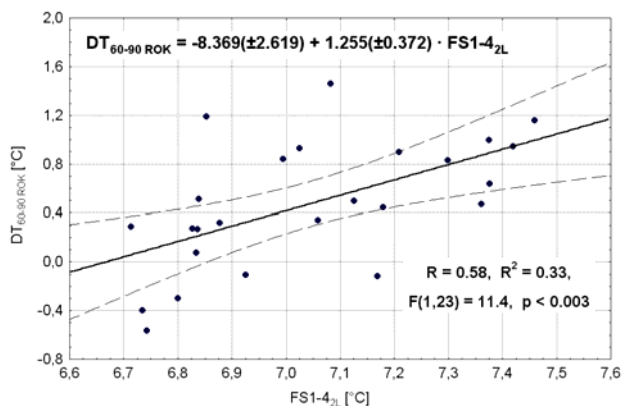
¹⁷ Czyli morzami Beauforta, Czukockim, Wschodniosyberyjskim i Łaptiewów. Taki podział został przyjęty w zbiorze danych charakteryzujących powierzchnie lodów w Arktyce (patrz odnośnik 12), w którym Morze Arktyczne i wymienione akweny noszą nazwę "Oceanu Arktycznego".

zmiany temperatury powietrza w Arktyce, mimo pewnych niedoskonałości przyjętej miary, można uważać, że uzyskany wynik będzie miarodajny również i dla Arktyki. Roczne anomalie temperatury powietrza w strefie 60–90°N oznaczone będą dalej symbolem $DT_{60-90ROK}$.

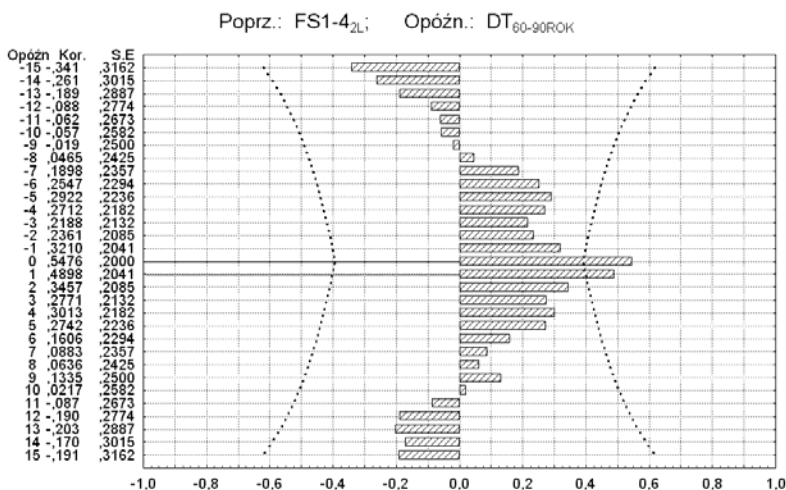


Rys. 8. Związek zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej z ostatnich dwóch lat ($FS1-4_{2L}$) ze średnią roczną powierzchnią lodów w Arktyce (L_{ARsr})

Analiza regresji wykazuje, że zmienność $FS1-4_{2L}$ objaśnia 33% zmienności anomalii rocznej temperatury powietrza w strefie 60–90° półkuli północnej w latach 1979–2003 (patrz rys. 9). Analiza korelacji wzajemnych wykazuje jednak, że istotne statystycznie korelacje między $FS1-4_{2L}$ a $DT_{60-90ROK}$ występują nie tylko w roku "0", czyli bez przesunięcia czasowego, ale pojawiają się i w roku "1", czyli następnym (patrz rys. 10). Oznacza to, że działanie zmiennej $FS1-4_{2L}$ na przebieg temperatury powietrza w najwyższych szerokościach geograficznych półkuli północnej jest rozciągnięte w czasie i trwa nie krócej niż 3 kolejne lata od momentu rejestracji wartości $FS1-4$.



Rys. 9. Związek zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej z ostatnich dwóch lat ($FS1-4_{2L}$) z anomaliami rocznej temperatury powietrza w strefie 60–90°N ($DT_{60-90ROK}$) w latach 1979–2003



Rys. 10. Korelacje wzajemne zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej z ostatnich dwóch lat (FS1-4_{2L}) i anomalii rocznej temperatury powietrza w strefie 60–90°N (DT_{60-90ROK}) w latach 1979–2003

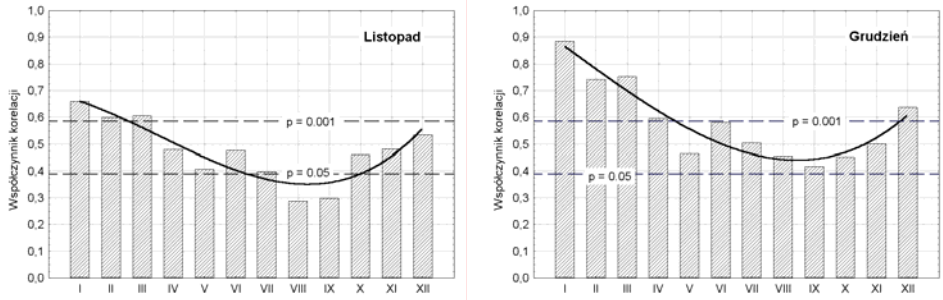
Uwzględnienie tych dodatkowych, opóźnionych korelacji przy wprowadzeniu dodatkowej zmiennej¹⁸, jaką jest roczny wskaźnik AO (Oscylacji Arktycznej) wskazuje, że zasoby ciepła wprowadzane z cyrkulacją oceaniczną do Arktyki z kolejnych trzech lat (roku bieżącego i dwóch lat poprzedzających) objaśniają łącznie 46% zmienności anomalii temperatury powietrza strefy 60–90°N, międzyroczna zmienność wskaźnika AO objaśnia natomiast tylko około 13% tej samej zmienności. Łącznie zmienność zasobów ciepła wprowadzanych wraz z wodami atlantyckimi do Arktyki i zmienność charakteru cyrkulacji atmosferycznej opisanej przez roczny wskaźnik AO, objaśniają 58% zmienności temperatury powietrza najwyższych szerokości półkuli północnej.

Pełne wyjaśnienie zaobserwowanego faktu opóźnionych korelacji FS1-4_{2L} z DT_{60-90ROK} wymaga wkroczenie w zagadnienie "pamięci pokrywy lodowej" i jej związków z późniejszą temperaturą powietrza. Wzrost temperatury wody jesienią i z początkiem zimy, jak już wspomniano opóźnia tworzenie się lodów. Wobec opóźnionego tworzenia się lodów, funkcjonujące jeszcze w początku zimy zwiększone strumienie ciepła z oceanu do atmosfery powodują wzrost temperatury powietrza. Grubość pokrywy lodowej stanowi funkcję "stopniodni mrozu"¹⁹. Ciepłszy początek zimy redukuje

¹⁸ Wynika to z czysto rachunkowych problemów z określeniem współczynnika regresji przy nowej zmiennej. Ponieważ wartość FS1-4_{2L} stanowi średnią FS1-4 z roku k i k-1, a w skład nowej zmiennej wejdzie wartość FS1-4 z roku k-1 i roku k-2, siłą rzeczy obie zmienne będą ze sobą skorelowane i wystąpią problemy z nadmiarowością (redundancją) w równaniu regresji wielokrotnej, nie pozwalające na statystycznie istotne oszacowanie jednego ze współczynników regresji. W takim przypadku trzeba do równania włączyć trzecią, nieskorelowaną z nimi, zmienną.

¹⁹ Stopniodni mrozu – suma ujemnych średnich dobowych temperatur powietrza liczona w okresie narastania lodu. Wykorzystywana jest do oszacowania przyrostu grubości lodu morskiego. Stworzono szereg formuł empirycznych pozwalających na określenie grubości lodu czystego bądź pokrytego śniegiem. Dla mórz arktycznych najczęściej stosuje się dla lodu czystego formułę Zubova (1945) lub Lebedeva (1938, za: Lindsay 2001). Ta ostatnia została dla rejonu Morza Barentsa zmodyfikowana przez Vinje (1985, za: Smith i Lydersen 1991). Dla lodu pokrytego śniegiem najczęściej dla rejonu mórz arktycznych wykorzystuje się formułę Nikolaewej i Šesterikova (1970, za: Zakrzewski 1983) lub Eickena (w: Eicken i in. 2005).

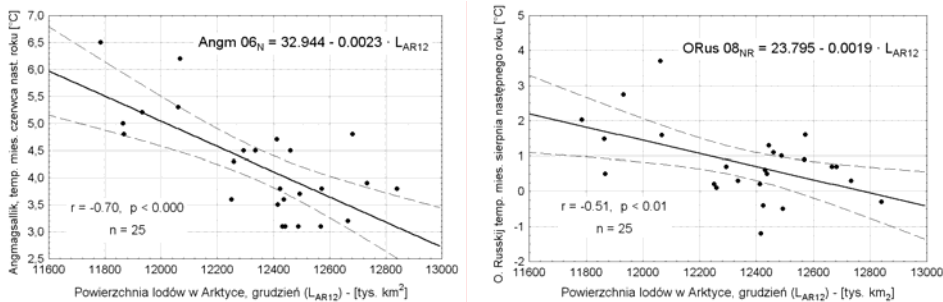
rozmiar stopniodni mrozu w okresie zimowym, w rezultacie czego grubość pokrywy lodowej i stopień jej zwarcia ulega zmniejszeniu. Przejawia się to występowaniem silnych korelacji dodatnich między pokrywą lodową w listopadzie i grudniu a powierzchnią lodów w kolejnych miesiącach następnego roku (rys. 11). Szczególnie silny wpływ na rozmiary powierzchni lodów w następnym roku wywierają rozmiary pokrywy lodowej w grudniu.



Rys. 11. Rozkład współczynników korelacji między powierzchnią lodów w Arktyce w listopadzie i grudniu a powierzchnią lodów w Arktyce w kolejnych miesiącach następnego roku (1978–2004)

Pokrywa lodowa o mniejszej zwartości pozwala na funkcjonowanie silniejszych strumieni ciepła z oceanu, niż w przypadku gdy pokrywa ta jest bardziej zwarta. W rezultacie, jeszcze w okresie zimy, zwłaszcza w styczniu, dochodzi do pewnego złagodzenia głębokich spadków temperatury powietrza. Te wzrosty wywierają wpływ na wartość temperatury następnego roku.

Cieńsza pokrywa lodowa szybciej ulega destrukcji, w związku z czym w okresie nadchodzących wiosny i lata zmienia się bilans radiacyjny i cieplny Arktyki, następuje wzrost ilości zakumulowanego ciepła w wodach i wzrost temperatury powierzchni wody, czego skutkiem jest wzrost temperatury powietrza. Najwyraźniej powiązany z powierzchnią lodów w listopadzie–grudniu jest wzrost temperatury powietrza okresu maj–wrzesień następnego roku (patrz rys. 12), przy czym zaznacza się w tym przypadku wyraźne zróżnicowanie regionalne. Na stacjach atlantyckiej Arktyki najsilniejsze, istotne statystycznie, związki między pokrywą lodową w Arktyce we grudniu i listopadzie zaznaczają się z temperaturą powietrza w maju–czerwcu następnego roku (wschodnia Grenlandia, Jan



Rys. 12. Związki powierzchni lodów w Arktyce w grudniu z temperaturą powietrza w następnym roku w czerwcu w Angmagsallik (Grenlandia) i w sierpniu na Ostrowie Russkij (1979–2004)

Mayen, Hopen), w miarę przemieszczania się na północ i wschód moment wystąpienia najsilniejszych związków opóźnia się – występują dopiero w sierpniu lub wrześniu następnego roku (np. Ostrov Russkij czy Mys Gołomyannyj na Ziemi Północnej). Na niektórych stacjach związki średniej miesięcznej temperatury powietrza w kolejnych miesiącach następnego roku z powierzchnią lodów w Arktyce w listopadzie i grudniu nie są silne – w żadnym miesiącu nie przekraczają progu istotności statystycznej, ale kumulacja korelacji z jednakowym znakiem powoduje, że temperatura średnia roczna następnego roku wykazuje związek z powierzchnią lodów w listopadzie–grudniu, przekraczając próg istotności statystycznej.

Tak więc, oprócz "pamięci oceanu", w Arktyce działa również "pamięć pokrywy lodowej", która dodatkowo przesuwając w czasie działanie zmian zasobów ciepła we wprowadzanych do Arktyki wodach atlantyckich opisanych przez zmienną FS1-4_{2L}. Działanie tego sprzężenia przypuszczalnie wzmacnia impuls wprowadzany przez zmienność zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej z ostatnich dwóch lat (FS1-4_{2L}), gdyż umożliwia w czasie dnia polarnego dodatkowe wykorzystanie przez system klimatyczny Arktyki energii słonecznej na wzrost temperatury powietrza.

Po przedstawieniu tych faktów można podsumować dotychczasowe rozważania na temat roli ciepła wnoszonego do Arktyki wraz z wodami atlantyckimi. Dotychczas przeprowadzone szacunki wskazują, że około 46% całej obserwowanej zmienności rocznej temperatury powietrza w strefie szerokości 60–90°N, a więc również w Arktyce, jest objaśniana przez zmienne zasoby ciepła wprowadzane przez cyrkulację oceaniczną do basenu Morza Arktycznego w ciągu kolejnych trzech lat. Oznacza to, że cyrkulacja oceaniczna stanowi jeden z najbardziej znaczących czynników decydujących o zachodzących zmianach w klimacie Arktyki. Poglądy Budyki (1969, 1974) o znikomym znaczeniu ciepła dostarczanego wraz z wodami do Arktyki, dla kształtowania bilansu cieplnego Arktyki nie znajdują potwierdzenia. W świetle przedstawionych wyników badań wątpliwe staje się również, aby to zmiany przezroczystości atmosfery stanowiły główną przyczynę kolejnych ociepleń i ochłodzeń Arktyki. Silne, choć rozciągnięte w czasie, opóźnione związki temperatury wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej, zarówno z powierzchnią lodów w Arktyce, jak i z temperaturą powietrza w Arktyce zdają się wskazywać, że to ilość, temperatura i zasolenie wód atlantyckich wprowadzanych do Prądu Norweskiego reguluje bezpośrednio i pośrednio zmienność klimatyczną Arktyki.

Zmiany ilości ciepła wprowadzanego do Arktyki wraz z wodami atlantyckimi oddziałują na klimat Arktyki poprzez uruchomienie całego łańcucha dość skomplikowanych procesów, funkcjonujących w jej systemie klimatycznym. Procesy te są odmienne w okresie nocy polarnej od procesów działających w czasie dnia polarnego. Najważniejszy człon oddziaływania zmiennych zasobów ciepła na klimat Arktyki realizuje się poprzez regulowanie powierzchni lodów morskich. Te w okresie nocy polarnej regulują strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, w okresie dnia polarnego – stosunek powierzchni o skrajnym zróżnicowaniu albedo, czyli wód wolnych od lodu morskiego i pokrytych lodami.

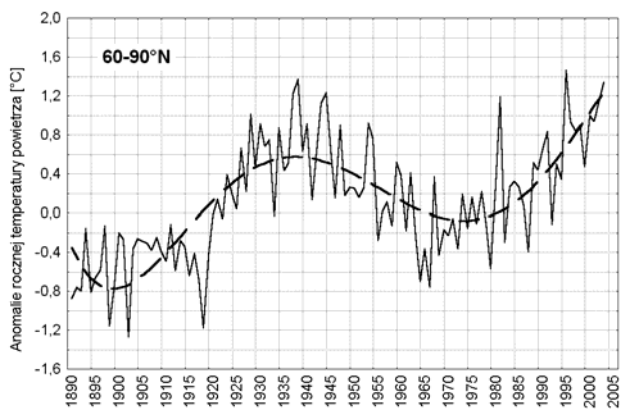
Prąd Północnoatlantycki i delta Gofsztrumu

Zmiany ilości i temperatury wód przepływających przez Bramę Farero-Szetlandzką, wnoszących ciepło do Arktyki, uzależnione są od charakterystyki przepływów w Prądzie Północnoatlantyckim. Ten prąd doprowadza relatywnie ciepłe i silnie zasolone wody atlantyckie do północno-wschodniej części Atlantyku Północnego, z których część przepływa następnie przez żłób Rockall i głębokowodną rynnę między Farerami a Szetlandami do Morza Norweskiego. Rysuje się więc problem,

jakie procesy sterują przepływami i charakterystyką termohaliczną Prądu Północnoatlantyckiego. Te procesy będą "odpowiedzialne" za zmiany klimatu Arktyki.

Objaśnienie tej kwestii wymaga wyjścia poza horyzont ostatnich dwudziestokilku lat i zajęcie się przebiegiem temperatury powietrza w Arktyce w okresie ostatniego stulecia. Zmiany temperatury w najwyższych szerokościach półkuli północnej, jakie zachodziły w okresie ostatnich stulecia, nastu lat charakteryzuje przebieg anomalii temperatury powietrza opracowany przez Luginę i współautorów (2003). W przebiegu tym wyraźnie widoczne są (patrz rys. 13) cztery wyraźnie różniące się okresy termiczne. Pierwszy okres, charakteryzujący się relatywnie niskimi wartościami temperatury rocznej obejmuje lata od 1890 do 1917. Od 1917 do 1929 roku obserwuje się bardzo szybki wzrost temperatury rocznej. W latach trzydziestych i czterdziestych XX wieku trwa silne ocieplenie, które gwałtownie kończy się w końcu lat czterdziestych. Po kilku wahnięciach o dużej amplitudzie, w których przeważają spadki, od roku 1956 rozpoczyna się okres silnego ochłodzenia, trwający do początku lat 70-tych XX wieku. Od tego momentu rozpoczyna się niemal nieprzerwane ocieplenie, które trwa do chwili obecnej.

Mimo, że obraz ten obejmuje powierzchnię większą od ściśle definiowanej Arktyki, w przebiegu anomalii doskonale widoczne są znane epizody zmian klimatycznych w Arktyce: chłodny okres początku XX wieku, ocieplenie lat 30-tych, ochłodzenie lat 60-tych XX wieku oraz współczesne ocieplenie. Nietrudno zauważyć, że traktowanie ostatniego ocieplenia jako "nie mającego precedensu" jest dość umowne, gdyż podobny epizod gwałtownego ocieplenia miał już miejsce w latach trzydziestych XX wieku.



Rys. 13. Przebieg rocznych anomalii temperatury powietrza w strefie 60–90°N według Luginy i in (2003)

Badania mające wyjaśnić przyczyny obserwowanych w Arktyce wahań klimatycznych dają zróżnicowane wyniki i interpretacje. Ocieplenie Arktyki lat 30-tych, jak już wspomniano, Budyko (1969, 1974, 1975) objaśniał zwiększonym dopływem promieniowania bezpośredniego, co miało być skutkiem wzrastającej przezroczystości atmosfery. Ochłodzenie lat 60-tych XX wieku, Budyko (1974) konsekwentnie tłumaczył jako skutek zmniejszenia przezroczystości atmosfery, jakie miało nastąpić po wybuchach wulkanicznych (m.in. wulkanów kamczackich) w latach 50-tych XX wieku. Dla badaczy amerykańskich ochłodzenie lat 60-tych stanowiło pewne zaskoczenie, wysunęli tezę,

że przypuszczalnie oznacza ono "wymuszony" koniec interglacjału. Zainspirowani wynikami prac Budyki przyczynę tego ochłodzenia znaleźli w działaniu czynnika radiacyjnego, lecz zmniejszenie dopływu promieniowania miało stanowić rezultat działalności antropogenicznej. Intensywny rozwój przemysłu i związana z nim wzrastająca emisja zanieczyszczeń do atmosfery, rozwój komunikacji, w tym lotniczej, naziemne wybuchy termojądrowe przeprowadzane przez Związek Radziecki, miały doprowadzić do wzrostu koncentracji cząstek stałych w tropo- i stratosferze, skutkiem czego zmniejszeniu uległo natężenie promieniowania bezpośredniego. Dodatkowo wzrost koncentracji stałych produktów spalania i aerozoli w troposferze miał doprowadzić do zwiększenia się zachmurzenia ogólnego (jądra kondensacji), które zwiększyło albedo Ziemi. Modelowanie, jak je wtedy nazywano "matematyczne", potwierdziło, że spadek temperatury będący skutkiem wzrostu antropogenicznego zapylenia atmosfery będzie na tyle silny, że może doprowadzić do rozwoju zlodowacenia (Mitchell 1971). Postępujące po roku 1974 ocieplenie półkuli północnej osłabiło zainteresowanie tym kierunkiem badawczym. Z tych koncepcji pozostały do tej pory "zima jądrowa" i ochładzająca rola aerozoli siarczanowych w stratosferze. Te ostatnie mają wywierać znaczny wpływ na temperaturę powietrza w Arktyce (Baling i Idso 1991). Zwierni i Weaver (2000) przyczyn ochłodzenia lat 60-tych dopatrują się w przerwaniu ocieplenia powodowanego przez działanie czynnika antropogenicznego przez okresowy wzrost zanieczyszczeń atmosfery produktami pyłowymi wybuchów wulkanicznych, w tym aerozoli siarczanowych.

Semenov i Bengtsson (2003), Bengtsson, Semenov i Johannessen (2004) oraz Johannessen i współautorzy (2004) analizując przyczyny zmian klimatycznych w Arktyce doszli do wniosku, że ocieplenie lat 30-tych XX wieku miało swoją przyczynę w działalności procesów naturalnych, natomiast ocieplenie końca XX wieku ma swoje przyczyny w działaniu czynnika antropogenicznego.

Według tych badaczy przyczyną ocieplenia lat 30-tych XX wieku miał być losowy wzrost natężenia wiatrów zachodnich nad obszarem Morza Barentsa w początku lat 20-tych XX wieku. Spowodowało to przemieszczanie granicy lodów dalej na wschód i wzrost strumienia ciepła z powierzchni tego morza do atmosfery. Zwiększyło to cykloniczność nad Morzem Barentsa, która spowodowała wzrost częstości i średniej prędkości wiatrów zachodnich i południowo-zachodnich nad tym akwenem, w rezultacie czego dalszy proces stał się procesem samonapędzającym (zawierającym element dodatniego sprzężenia zwrotnego). Rezultatem tego procesu był postępujący wzrost temperatury powietrza i cofanie się granicy lodów. Koncepcja ta dobrze objaśnia regionalny obraz najsilniejszego ocieplenia (atlantycka Arktyka) oraz rozkład w czasie trendów temperatury powietrza (maksymalny wzrost temperatury powietrza w okresie zimowym). Nie bierze jednak pod uwagę faktu, że Morze Barentsa jest morzem szelfowym o niezbyt dużych głębokościach i bez stałego uzupełniania ciepła traconego przez jego wody na ogrzewanie atmosfery, rozpoczynające się w latach 20-tych XX wieku ocieplenie skończyłoby się po 4–5 latach.

Na temat przyczyn ochłodzenia lat 60-tych XX wieku cytowani badacze nie wypowiadają się. Ostatnie ocieplenie, które według Semenowa i Bengtssona (2003) oraz Johannessena i in. (2004) rozpoczęło się około roku 1980, i trwa nadal, stanowi według wyników przeprowadzonych przez nich badań modelowych głównie rezultat efektu cieplarnianego, choć nie wykluczają pewnej roli, jaką może odgrywać w tym przypadku adwekcja wód atlantyckich.

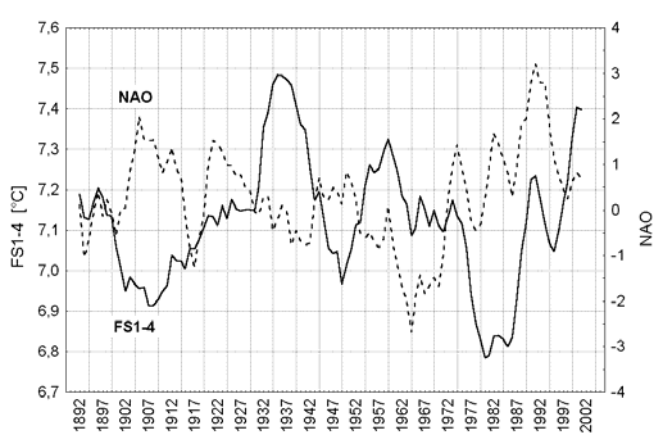
Polyakov i Johnson (2000) analizując przebieg ciśnienia atmosferycznego, temperatury powietrza, zmian zasięgu zlodzenia i charakteru dryfu lodów odkryli występującą w Arktyce długookresową oscylację, nazwaną przez nich LFO (low-frequency oscillation), o okresie około 60–80 lat.

Następne prace (Polyakov i in. 2002, 2003) wyjaśniły bardziej szczegółowo funkcjonowanie tej nisko-częstotliwościowej oscylacji. Dodatnia faza LFO charakteryzuje się spadkiem ciśnienia nad Arktyką, lody zostają intensywnie wyprowadzane przez cieśninę między Ziemią Franciszka Józefa a Spitsbergenem na południe, przez co warunki lodowe w basenie euro-azjatyckim ulegają poprawieniu. Spadek ciśnienia nad Arktyką powoduje wzrost poziomu morza, co wymusza wzrost intensywności dopływu ciepłych wód atlantyckich do Arktyki. Zwiększony dopływ tych wód, zmniejszenie się zwarcia lodów oraz wzrost częstości adwekcji powietrza z niższych szerokości prowadzą do wzrostu temperatury powietrza w Arktyce. Ujemna faza LFO charakteryzuje się wzrostem ciśnienia, antycyklonalnym krążeniem lodów, początkowo utrzymującym lody morskie w basenie kanadyjskim, później euroazjatyckim, a po "przepełnieniu" basenu Morza Arktycznego lodami – ich wyprowadzenie na Morze Grenlandzkie. W efekcie grubość i stopień zwarcia lodów rośnie, ich zasięg przesuwa się na południe, warunki lodowe się pogarszają. Wzrost ciśnienia atmosferycznego nad Arktyką prowadzi do obniżenia się poziomu morza, co zmniejsza intensywność dopływu wód atlantyckich do Arktyki. Wzrost ciśnienia utrudnia adwekcje ciepłego powietrza z południa, co razem ze wzrostem powierzchni lodów prowadzi do spadku temperatury powietrza.

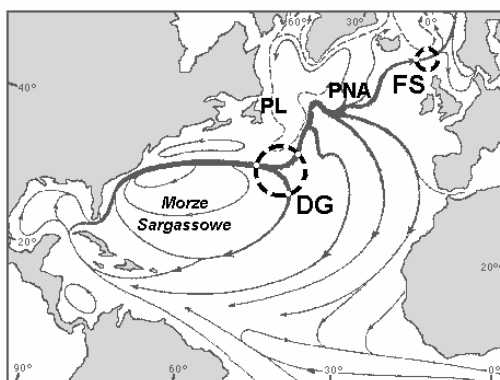
Polyakov i Johnson (2000) oraz Polyakov i współautorzy (2003) uważają, że występowanie LFO stanowi przejaw działania procesów naturalnych, które odbywają się na tle globalnego dodatniego trendu temperatury powietrza. Interpretacja przebiegu temperatury w Arktyce w świetle przebiegu LFO jest prosta i przekonująca – ocieplenie lat 30-tych XX wieku i współczesne ocieplenie Arktyki stanowi przejaw dodatnich faz LFO, ochłodzenie Arktyki lat 60-tych XX wieku stanowi przejaw występowania ujemnej fazy LFO, oddzielającej fazy dodatnie.

Dopływ ciepłych wód atlantyckich do Arktyki w niewielkim (?) stopniu zależy tylko i wyłącznie od procesów funkcjonujących w samej Arktyce. Zmiany intensywności dopływu ciepłych wód atlantyckich do Arktyki kształtowane są przez procesy funkcjonujące na Atlantyku Północnym. Analiza procesów, które mogą prowadzić do zmian zasobów ciepła w wodach Prądu Północnoatlantyckiego wykazała, że procesy wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej nad Atlantykiem Północnym, jeśli uwzględnia się okres dłuższy niż ostatnie lata (1982–2004) w stosunkowo niewielkim stopniu objaśniają zmienność temperatury wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej (Styszyńska 2005, rys. 14). Współczynnik korelacji między zmiennością wskaźnika NAO Hurrella a synchronicznymi wartościami FS1-4 w szeregu z lat 1890–2004 (115 lat) jest równy 0.17 ($p = 0.071$). Nieco silniejsze korelacje, przekraczające próg istotności statystycznej między wskaźnikiem NAO Hurrella a FS1-4 zaznaczają się z opóźnieniem trzyletnim ($r = -0.266$; FS1-4 opóźnione o trzy lata).

Analiza kilku procesów, które potencjalnie mogłyby regulować ilość ciepła przenoszonego przez Prąd Północnoatlantycki w kierunku Bramy Farero-Szetlandzkiej wykazały, że najważniejszą rolę odgrywają tu procesy zmiany kierunku dystrybucji wód w delcie Gofsztromu (rejon 35–40°N, 40–55°W). W delcie Gofsztromu, ciepłe i silnie zasolone atlantyckie wody tropikalne bifurkują; część wód zawraca na SE, kierując się następnie do północno-wschodnich części Morza Sargassowego (gałąź południowa), część w postaci słabo zorganizowanych strug kieruje się na E (gałąź wschodnia), część zaś kieruje się na N–NE (rys. 15) opływając od południa i wschodu chłodne wody Prądu Labradorskiego (gałąź północna). Wody gałęzi północnej, po procesach mieszania się z wodami subarktycznymi na wschodnim skraju frontu hydrologicznego transformuje się w wody atlantyckie. Z tych wód tworzy się następnie Prąd Północnoatlantycki.



Rys. 14. Przebieg średniej zimowej (styczeń–kwiecień) temperatury wody powierzchniowej w Bramie Farero-Szetlandzkiej (FS1-4) i zimowego wskaźnika NAO Hurrella (NAO) wyrównane 5-punktową średnią kroczącą

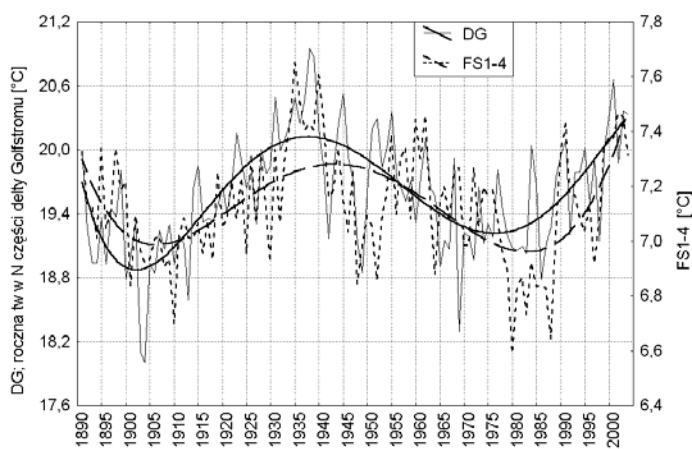


Rys. 15. Schemat cyrkulacji prądów powierzchniowych na Atlantyku Północnym (za: Sverdrup i in. 1942, zmienione). DG – delta Gofsztromu, PL – Prąd Labradorski, PNA – Prąd Północnoatlantycki, FS – Brama Farero-Szetlandzka

Ilość i temperatura wód Gofsztromu doprowadzanych do rejonu jego delty są zmienne. Również przepływy w poszczególnych gałęziach prądowych w delcie wykazują długookresową zmienność. Największa ilość wód Gofsztromu kierowana jest do gałęzi południowej. Jednak w okresie, gdy przepływy w południowej gałęzi prądowej zmniejszają się, dochodzi do wzrostu przepływów w północnej gałęzi prądowej, przez co zasoby ciepła w wodach, które znajdują się następnie w rejonie tworzenia się Prądu Północnoatlantyckiego rosną (Baranov 1979). Czynniki, które powodują "prze-rzucanie" się wód Gofsztromu w jego delcie z jednej gałęzi prądowej do drugiej nie są do tej chwili jednoznacznie określone. Według Baryševskiej i Šinkevič (1979) zmniejszenie przepływów w południowej gałęzi prądowej delty Gofsztromu i wzrost przepływów w gałęzi północnej następuje w okresach, w których przepływy w Gofsztromie właściwym rosną. Proces ten nie wykazuje korelacji ze zmianami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej funkcjonującej nad Atlantykiem Północnym.

Wzrost przepływów w północnej gałęzi prądowej delty Golsztromu w obrazie przestrzennym przejawia się jej przesuwaniem na północ, gdzie ciepłe wody tropikalne "spychają", również ku północy, bardzo silnie wychłodzone wody arktyczne (labradorskie). Badając zmiany temperatury powierzchni wód na obszarze leżącym w strefie granicznej między wodami tropikalnymi północnej gałęzi a wodami labradorskimi można określić, w jakich okresach dochodzi do wzmocnienia północnej gałęzi prądowej. Po analizie obrazu przestrzennego zmian temperatury wody w północnej części delty Golsztromu wybrano powierzchnię kontrolną $2 \times 2^\circ$, której centralny punkt wyznaczają współrzędne 40°N , 50°W . W okresach, w których następuje przesunięcie ku północy północnej gałęzi prądowej, średnia temperatura wody na tej powierzchni wzrasta, w okresach osłabnięcia północnej gałęzi prądowej, czyli przesunięcia się jej na południe, średnia temperatura na tej powierzchni spada. Dodatkowo, średnia temperatura wody na tej powierzchni pośrednio informuje o zasobach ciepła, które mogą być następnie transportowane wraz z wodami Prądu Północnoatlantyckiego.

Przebieg rocznej temperatury wody na wybranej powierzchni północnej części delty Golsztromu wykazuje dobrą zgodność z przebiegiem zimowej temperatury powierzchni wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej (patrz rys. 16). Zaznaczające się na przebiegach wyrównanych wielomianem piątego stopnia przesunięcia minimów i maksimów względem siebie można interpretować, jako wynik opóźnienia zmian temperatury wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej w stosunku do zmian temperatury w delcie Golsztromu związanego z czasem przepływu wód od delty Golsztromu do Bramy Farero-Szetlandzkiej. Istotnie statystycznie korelacje między roczną temperaturą wód w północnej części delty Golsztromu (DG; zmienna poprzedzająca) a zimową temperaturą wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej (FS1-4; zmienna opóźniona) są mocno rozciągnięte w czasie. Maksimum osiągają współczynniki korelacji synchronicznie (przesunięcie 0; +0.55), w miarę upływu czasu maleją (przesunięcie +1, czyli rok później; +0.42, przesunięcie +2; +0.34, przesunięcie +3; +0.26). Pojawiają się również istotne statystycznie korelacje odwrotnego charakteru, w których zmiana temperatury w Bramie Farero-Szetlandzkiej wyprzedza o rok zmiany temperatury wody w północnej części delty



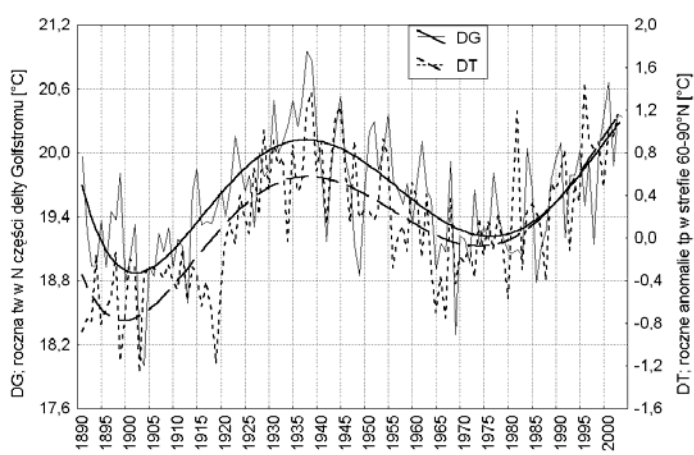
Rys. 16. Przebieg średniej zimowej (styczeń–kwiecień) temperatury wody powierzchniowej w Bramie Farero-Szetlandzkiej (FS1-4) i rocznej temperatury wody powierzchniowej w północnej części delty Golsztromu (DG)

Golfsztromu (przesunięcie -1; +0.49). Takiego rodzaju przesunięcia czasowe w korelacji wzajemnej są charakterystyczne dla niewłaściwego doboru częstości próbkowania sygnału w stosunku do jego rzeczywistego przebiegu. Przymuszczalnie stanowi to rezultat przyjęcia do analizy zimowej temperatury wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej²⁰.

Podobnie silnie ze zmianami rocznej temperatury wody w północnej części delty Golfsztromu (DG) są powiązane anomalie temperatury powietrza w strefie 60–90°N ($DT_{60-90ROK}$) – patrz rys. 17. Również i w tym przypadku korelacje są rozciągnięte w czasie, z synchronicznym maksimum ($r = +0.58$). Zmiany DG objaśniają 34.2% zmian $DT_{60-90ROK}$ w tym samym roku, 28.2% zmian $DT_{60-90ROK}$ w roku następnym i 22.1% zmienności $DT_{60-90ROK}$ za dwa lata.

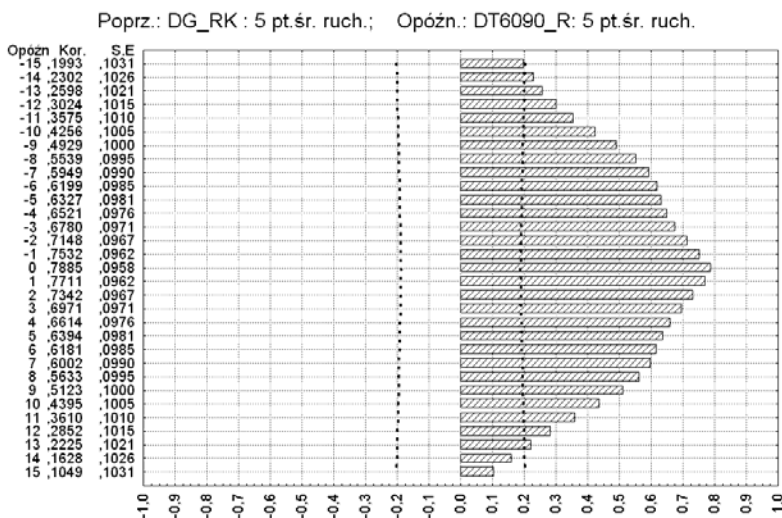
W przypadku wyrównania szeregów rocznej temperatury wody w północnej części delty Golfsztromu (DG) i zimowej temperatury wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej (FS1-4) oraz anomalii rocznej temperatury powietrza w szerokościach 60–90°N ($DT_{60-90ROK}$) średnimi kroczącymi 5-letnimi, uzyskuje się bardzo silne korelacje między DG a FS1-4 i $DT_{60-90ROK}$ osiągające średnio około +0.8. Jeśli analizuje się korelacje wzajemne tak wyrównanych szeregów stwierdza się również silne rozciągnięcie związków w czasie (patrz rys. 18). W tym przypadku rozciągnięcie związków w czasie, niezależnie od przyczyn powodujących taki stan, stanowi dodatkowy rezultat tego, że kolejne wyrazy w szeregach są od siebie zależne. W szeregach, których kolejne wyrażenia stanowią wartości wyrównane 5-punktową średnią kroczącą, zmienność DG objaśnia 63.4% zmienności $DT_{60-90ROK}$ ($F(1,107) = 185.7, p < 0.000\ 000$).

Tak więc zmiany zimowej temperatury wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej i zmiany anomalii temperatury powietrza w strefie szerokości 60–90°N wykazują przesunięte w czasie, opóźnione, ale istotne statystycznie związki ze zmianami temperatury wody w północnej części delty Golfsztromu. Obszar delty Golfsztromu nie leży w Arktyce. Trudno również sądzić, że to długookresowa oscylacja (LFO) Polyakova i Johnsona (2000) występująca w Arktyce steruje zmianami przepływów wód tropikalnych w delcie Golfsztromu.



Rys. 17. Przebieg rocznych anomalii temperatury powietrza w strefie 60–90°N (DT; wg Luginy i in 2003) i rocznej temperatury wody powierzchniowej w północnej części delty Golfsztromu (DG)

²⁰ Czyli stanu, w którym zmiany temperatury wód atlantyckich w Bramie Farero-Szetlandzkiej są poza kontrolą przez okres od maja do grudnia włącznie.



Rys. 18. Korelacje wzajemne rocznej temperatury wód w północnej części delty Golsztromu (DG_RK) i anomalii rocznej temperatury powietrza w strefie 60–90°N (DT6090_R) wyrównanych 5-punktową średnią kroczącą (1979–2004)

Odnosząc obserwowane w ciągu ostatnich stukilkunastu lat zmiany klimatyczne w Arktyce do powyższych stwierdzeń, trzeba zauważyć, że obu epizodom wzrostu temperatury powietrza w Arktyce odpowiada wzrost ilości ciepła wprowadzanego do Arktyki przez system cyrkulacji oceanicznej funkcjonującej na Atlantyku Północnym. Tak więc, z punktu widzenia poznanych zależności, oba epizody wielkich wahań klimatycznych mają taką samą przyczynę.

W przypadku objaśniania ostatniego wzrostu temperatury powietrza w Arktyce przez pośrednie (poprzez cyrkulację oceaniczną) lub bezpośrednie działanie cyrkulacji atmosferycznej (NAO i/lub AO), jak czyni to ostatnio bardzo wielu badaczy, trzeba wyraźnie stwierdzić, że w pierwszym okresie wzrostu temperatury powietrza w Arktyce przeważały ujemne wartości wskaźników NAO, gdy w następnym – silne dodatnie (patrz rys. 14). Wyjaśnia to, że zarówno charakter cyrkulacji oceanicznej, jak i reakcja temperatury powietrza w Arktyce nie wykazują elementarnych cech zgodności ze zmianami charakteru wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej w atlantyckim sektorze cyrkulacyjnym.

Okresowi ochłodzenia Arktyki odpowiada osłabienie transferu ciepła z delty Golfstromu do Prądu Północnoatlantyckiego i dalej z Prądem Norweskim do Arktyki. Jednak szczegółowa analiza przebiegów wartości rocznych anomalii temperatury powietrza i zimowej temperatury powierzchni wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej (patrz rys. 17) wykrywa pewną niezgodność – spadek temperatury powietrza, odpowiadający ochłodzeniu Arktyki w latach 60-tych XX wieku następuje szybciej, niż minimum FS1-4, odpowiada natomiast dość dobrze zmianom temperatury w delcie Golsztromu. Zagadnienie to wymaga nieco obszerniejszego naświetlenia.

Kwestią genezy ochłodzenia Arktyki lat 60-tych zajmował się Zakharov (1976, 1981). Według Zakharova (1977) rozwój pokrywy lodowej w latach 60-tych nastąpił jako reakcja na gwałtowne procesy topnienia lodów morskich i północnej części lądolodu Grenlandii oraz wzmożone przepływy

Mackenzie, które nastąpiły jako skutek ocieplenia Arktyki lat 30-tych XX wieku. W wyniku wzrostu ilości wód słodkich, początkowo na morzach szelfowych, następnie w basenie Morza Arktycznego, od połowy lat 50-tych XX wieku zaczęły rozprzestrzeniać się PWA (Powierzchniowe Wody Arktyczne), stopniowo ograniczając kontakt wód atlantyckich z atmosferą i jednocześnie sprzyjając rozwojowi pokrywy lodowej. Redukowało to strumienie ciepła z oceanu do atmosfery zimą i stopniowo opóźniało topnienie lodów w okresie letnim, przyczyniając się do postępującego spadku temperatury powietrza na obszarze Arktyki. "Przepełnienie" basenu Morza Arktycznego doprowadziło do "wyrzutu" PWA przez Cieśninę Fram na Morze Grenlandzkie, na powierzchni którego doszło do ich rozprzestrzenienia się, co doprowadziło go gwałtownego rozrostu pokrywy lodowej na tym morzu. Podobne procesy, choć na nieco mniejszą skalę funkcjonowały i na Morzu Barentsa.

Rozprzestrzenianie się silnie wysłodzonych PWA poza swoje przeciętne granice występowania na Morzu Grenlandzkim zostało stwierdzone już we wczesnych latach 60-tych na północ od Islandii. Latem 1964 roku, między Islandią a wyspą Jan Mayen zasolenie spadło poniżej 34.7 PSU, w następnych latach doszło do gwałtownej ekspansji lodów na Morzu Grenlandzkim (Vinje 2001). Wyrzut ogromnych ilości wysłodzonych PWA i lodów morskich z basenu Morza Arktycznego na Morze Grenlandzkie i następnie na Atlantyk, przy jednoczesnym zmniejszeniu się opadów na obszarze basenu Morza Arktycznego zmniejszył ilość wód wysłodzonych w wysokiej Arktyce, ale doprowadził do powstania na Atlantyku tak zwanej Wielkiej Anomalii Zasoleniowej (Great Salinity Anomaly: Dickson i in. 1988, Häkkinen 1999).

Ekspansja lodów na południe dodatkowo pogłębiła spadki temperatury powietrza w Arktyce i przyczyniła się do zwiększenia częstości silnych adwekcji chłodu w sektorze atlantycko-europejskim, zwłaszcza, że nad Arktyką, skutkiem silnego wychłodzenia, wzrosła częstość sytuacji wyżowych. Wystąpienie Wielkiej Anomalii Zasoleniowej na Atlantyku Północnym, w której konwekcja była ograniczona do poziomu halokliny (Häkkinen 1999, Natural Climate Variability... 1995) oraz wzrost częstości adwekcji chłodu nad Atlantyk Północny, doprowadziło do silnego spadku temperatury wód powierzchniowych. Z pewnym opóźnieniem te wysłodzone wody dostały się do Bramy Farero-Szetlandzkiej, gdzie zostało zarejestrowane ich przechodzenie jako minimum temperatury zaznaczające się w latach 1980–1988. Można zauważyć (patrz rys. 16), że ten właśnie spadek temperatury w przebiegu FS1-4 nie zaznacza się w podobnym, wcześniejszym przebiegu rocznej temperatury w delcie Gofsztromu.

Taki przebieg procesów ochłodzenia Arktyki lat 60-tych XX wieku wyjaśnia zarówno przyspieszenie wystąpienia tego ochłodzenia względem przebiegu temperatury wód w północnej części delty Gofsztromu i Bramie Farero-Szetlandzkiej (FS1-4), jak i relatywnie duże odstępstwa przebiegu temperatury powietrza w Arktyce w latach 1980–1988 od przebiegu zmian FS1-4 w tym samym okresie. Wydaje się jednak kwestią wymagającą podkreślenia, że omawiane ochłodzenie Arktyki miało swoją genezę w procesach oceanicznych działających w samej Arktyce i na jej atlantyckim przedpolu, na dodatek zbiegając się w czasie z obniżeniem transferu ciepła z delty Gofsztromu do Prądu Północnoatlantyckiego.

Wnioski

Podsumowując, można stwierdzić, że zasadnicze cechy obserwowanej w okresie od schyłku XIX wieku do chwili obecnej zmienności klimatu Arktyki objaśniają funkcjonujące w tym czasie procesy oceaniczne. Główny rytm zmian klimatycznych w Arktyce wymuszają procesy funkcjonujące

na Atlantyku Północnym w strefie subtropikalnej i strefie umiarkowanej²¹, natomiast system klimatyczny samej Arktyki wzmacnia lub osłabia poszczególne impulsy oceaniczne dochodzące "z zewnątrz", przyczyniając się do wzrostu lub zmniejszenia amplitudy międzyrocznych wahań temperatury powietrza, zwiększając zmienność międzyroczną w stosunku do zmienności wymuszającej (Marsz i Styszyńska 2005). Procesy te są procesami naturalnymi, choć nie do końca poznanymi i nie do końca zrozumiałymi. To ostatnie odnosi się szczególnie do kwestii mechanizmów funkcjonowania delty Gólfstronu. Zaznacza się tam okresowość około 70-letnia (od minimum do minimum przebiegu; Styszyńska 2005).

Jest to średnia z okresowości, jaką Polyakov i in. (2000, 2003) wykrywają w LFO (60–80 lat). Opisywana przez Polyakova i Johsona (2000) długookresowa oscylacja LFO, której model działania ostatnio (Polyakov, Beszczynska i in., 2005) został ponownie skonkretyzowany, i w której to pracy jej autorzy wskazują na działanie dodatniej fazy LFO jako głównej przyczyny obserwowanego obecnie ocieplenia, również jest procesem naturalnym. Nie jest potrzebny do jej funkcjonowania efekt cieplarniany, ani też zewnętrzny wzrost temperatury. To dodatnia faza LFO generuje ocieplenie Arktyki. Jednak niemal idealna zgodność okresowości i fazy tej oscylacji²² z okresowością funkcjonującą w delcie Gólfstronu stawia pytanie – czy to właśnie długookresowe wzrosty i spadki transportu ciepła wraz z transportem wód atlantyckich do Arktyki nie stanowią o funkcjonowaniu LFO?

Trudno dopatrzeć się w funkcjonowaniu opisanych mechanizmów zależności między dostawą zmiennych zasobów ciepła wraz z wodami atlantyckimi do Arktyki a kształtowaniem się tam pokrywy lodów morskich i strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, skutków wzrastającej koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze. Przedstawiony przebieg procesów nie upoważnia do stwierdzenia, że współczesne ocieplenie Arktyki jest rezultatem antropogenicznych zmian klimatu, szczególnie silnie zaznaczających się w najwyższych szerokościach półkuli północnej. Stwierdzenie, że współczesne ocieplenie Arktyki stanowi rezultat antropogenicznych zmian klimatu nie będzie mogło zostać przyjęte za prawdziwe do tego momentu, w którym wykaże się, że zmiany intensywności transportu ciepłych wód tropikalnych przez północną gałąź prądową delty Gólfstronu do Prądu Północnoatlantyckiego stanowią rezultat takiego czy innego przejawu działalności człowieka.

Literatura

- Aagaard K., Carmack E.C., 1989, The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C10): 14485–14498.
- Alekseev G.V., 2003, Issledovaniya izmenenii klimata Arktiki w XX stoletii. *Trudy AANII*, 446: 6–21.
- Alekseev G.V., Aleksandrov E.I., Svyasčenkov P.N., Kharlennikova N.E., 2000, O vzaimosvyazi kolebanii klimata v Arktike i v srednikh i nizkikh širokakh. *Meteorologiya i Hidrologiya*, 6: 5–17.
- Balling R.C. Jr., Idso S.B., 1991, Sulfate aerosols of the stratosphere and troposphere: Combined effects on surface air temperature. *Theoretical and Applied Climatology*, 44 (3–4): 239–241.

²¹ Jeśli wyeliminuje się występujące w szeregach DG oraz $DT_{60-90ROK}$ okresowości i szumy krótsze od 7 lat, to zmienność rocznej temperatury w północnej części delty Gólfstronu (DG) objaśnia 67% zmienności rocznych anomalii temperatury powietrza w strefie 60-90°N ($DT_{60-90ROK}$): $R = 0.82$, $F(1,105) = 217$, $p < 0.000\ 000$.

²² Lub wahań o charakterze quasiokresowym. Długość okresu obserwacyjnego wydaje się zbyt krótka, aby można było kategorycznie twierdzić, że jest to oscylacja o niemal stałym okresie.

- Baranov E.I., 1979, Izmenčivost' raskhodov vody na standartnykh razrezakh čerez Golfstrim, Floridskoe i Antil'skoe tečeniya. Trudy GOI, 146: 3–13.
- Baryševskaya G.I., Šinkevič N.G., 1979, O vozmožnykh pričínakh izmeneniya razkhodov vod yužnoj vetvii Golfstrima. Trudy GOI, 150: 76–82.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M., 2004, The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic – A Possible Mechanism. *Journal of Climate*, 17 (20): 4045–4057.
- Berezovskaya S., Yang D., Kane D.L., 2004, Compatibility analysis of precipitation and runoff trends over the large Siberian watersheds. *Geophysical Research Letters*, 31, L21502, doi:10.1029/2004GL021277.
- Bobylev L.P., Kondratyev K.Ya., Johannessen O.M., 2003, Arctic Environment Variability in the Context of Global Change. Springer/Praxis Publishing Ltd, Chchester, UK: 471 s.
- Brooks C.E.P., 1950, *Climate through the Ages: A Study of the Climatic Factors and Their Variations*. 2nd ed., Ernst Benn, London: 297 s.
- Budyko M.I., 1969, Polyarnye l'dy i klimat. Gidrometeoizdat, Leningrad: 36 s.
- Budyko M.I., 1974, *Izmeneniya klimata*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 279 s.
- Budyko M.I., 1975, *Klimat i žycie*. PWN, Warszawa: 526 s. (tłumaczenie z jęz. rosyjskiego pracy pod tym samym tytułem wyd. w roku 1971).
- Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J., 1988, The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic, 1968–1982, *Progress of Oceanography*, 20: 103–151
- Dydina L.A., 1958, O principakh sostavleniya dolgosročnykh prognozov pogody maloj zablagozemennosti dlya Arktiki. Trudy AANII, 215: 32–34.
- Dziedzjevskij B.L., 1957, Cirkulacionnye skhemy sezonov goda na Severnom polušarii. *Izvestiya AN SSSR, Seriya geografičeskaya* 1.
- Eicken H., Gradinger R., Gaylord A., Mahoney A., Rigor I., Melling H., 2005, Sediment transport by sea ice in the Chukchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? *Deep-Sea Research, Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52 (24-26): 3281–3302.
- Furevik T., 2000, On anomalous sea surface temperatures in the Nordic Seas. *Journal of Climate*, 13 (5): 1044–1053.
- Furevik T., 2001, Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996. *Deep-Sea Research I*, 48: 383–404.
- Girs A.A., 1971, *Mnogoletnie kolebania atmosfernoj cirkuljacii i dolgosročnye gidrometeorolovičeskie prognozy*. Girometeoizdat, Leningrad: 280 s.
- Girs A.A., 1974, *Makrocirkulacionnyj metod dolgosročnykh meteorologičeskikh prognozov*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 488 s.
- Häkkinen S., 1999, A Simulation of thermohaline effects of a Great Salinity Anomaly. *Journal of Climate*, 12: 1781–1795.
- Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T., 2001, Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 292: 90–92.
- IPCC 2001. *Climate Change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report to the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge and New York: 881 s.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.P., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004, Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*, 56: 328–341.

- Lugina K.M, Groisman P.Ya, Vinnikov K.Ya., Koknaeva V.V., Speranskaya N.A., 2003, Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881–2002. [w:] Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Kukla G.J., 1980, Sovremennye izmeneniya ploščadi sneżnogo i ledyannogo pokrova. [w:] red. J.Gribbin; *Izmeneniya klimata. Gidrometeoizdat, Leningrad: 160–179* (tłumaczenie na j. rosyjski pracy zbiorowej "Climatic change", ed. J.Gribbin, Cambridge University Press, 1978).
- Lindsay R.W., 2001, Arctic sea-ice albedo derived from RGPS-based ice-thickness estimates. *Annals of Glaciology*, 33: 225–229.
- Macdonald R.W., Harner T., Fyfe J., Loeng H., Weingartner T., 2003, AMAP Assessment 2002: The Influence of Global Change on Contaminant Pathways to, within, and from the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo. xii+65 s.
- Marsz A.A., 1995, Zagadnienie zasięgu pokrywy lodów morskich w Arktyce a zmiany warunków klimatycznych półkuli północnej (problem Arktyki "bezlodowej"). XXII Sympozjum Polarne, Wrocław-Książ, 27-28 X 1995: 49-58.
- Marsz A., Styszyńska A., 2005, Czynniki "pozaarktyczne" kształtujące zmienność rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie (1890–2003). [w:] *Funkcjonowanie obszarów polarnych oraz jego współczesne i relikto-owe cechy w krajobrazach. Streszczenia pod red. M.Jóźwiaka i R.Kozłowskiego. XXXI Sympozjum Polarne. Kielce: 81–84.*
- Mirovoj vodnyj balans i vodnye resursy Zemli, 1974, Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologičeskoj Slużby pri Sovete Ministrov SSSR, Gidrometeoizdat, Leningrad: 638 s.
- Mitchell J.M. Jr., 1971, The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. *Journal of Applied Meteorology*, 10: 703–714.
- Monin A.S., Šiškov Yu.A., 1979, *Istoriya klimata. Gidrometeoizdat, Leningrad: 407 s.*
- Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales, 1995, (Ed.) Martinson D.G., Climate Research Committee, The National Academies Press, Washington, D.C: 630 s.
- Niedźwiedz T., 1992, Wybrane problemy klimatologii synoptycznej Spitsbergenu. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 2: 77–84.
- Niedźwiedz T., 1993a, Long-term variability of the atmospheric circulation over Spitsbergen and its influence on the air temperature. XX Polar Symposium, Lublin: 17–30.
- Niedźwiedz T., 1993b, The main factors forming the climate of the Hornsund (Spitsbergen). *Zeszyty Naukowe UJ. Prace Geograficzne*, 94: 49–63.
- Niedźwiedz T., 1997a, Częstość występowania typów cyrkulacji nad Spitsbergenem (1951–1995). *Problemy Klimatologii Polarnej* 7: 9–17.
- Niedźwiedz T., 1997b, Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i ich rola w kształtowaniu temperatury powietrza. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 19–39.
- Niedźwiedz T., 2001, Zmienność cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem w drugiej połowie XX wieku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 7–26.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Karklin V.P., Makshtas A.P., Walsh D., Yulin A.V., 2002, Observationally-based assessment of polar amplification of global warming. *Geophysical Research Letters*, 29 (18), 1878, doi:10.1029/2001GL011111.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F., 2004, Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. *Journal of Climate*, 17 (23): 4485–4497.

- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dimitrenko I., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth O., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E., 2005, On more toward a warmer Arctic. *Geophysical Research Letters*, 32, L17605, doi: 10.1029/2005GL023740.
- Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Makshtas A.P., Walsh D., 2003, Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875-2000. *Journal of Climate*, 16 (12): 2067-2077.
- Polyakov I.V., Johnson M.A., 2000, Arctic decadal and inter-decadal variability. *Geophysical Research Letters*, 27: 4097-4100.
- Przybylak R., 1994, Charakterystyka termiczna grup i form cyrkulacji atmosferycznej w atlantyckim regionie Arktyki w okresie 1951-1990. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 4: 105-118.
- Przybylak R., 1996a, Zmienność cyrkulacji atmosferycznej w Arktyce w okresie 1939-1990. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 5: 133-147.
- Przybylak R., 1996b, Zmienność temperatury powietrza i opadów w Arktyce w okresie obserwacji instrumentalnych. Wydawnictwo UMK, Toruń: 280 s.
- Przybylak R., 2000a, Diurnal temperature range in the Arctic and its relation to hemispheric and Arctic circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 20 (3): 231-253.
- Przybylak R., 2000b, Temporal and spatial variation of air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic. *International Journal of Climatology*, 20 (6): 587-614.
- Rigor I.G., Colony R.L., Martin S., 2000, Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979-1997. *Journal of Climate* 13 (5): 896-914.
- Rogers J.C., Wang S.H., Bromwich D.H., 2004, On the role of the NAO in the recent northeastern Atlantic Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, 31, L02201, doi:10.1029/2003GL018728.
- Semenov V.A., Bengtsson L., 2003, Modes of the wintertime Arctic temperature variability. Report 343. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg: 25 s.
- Serreze M.C., Walsh J.E., Chapin F.S., Osterkamp T., Dyrger M., Romanovsky V., Oechel W.C., Morison J., Zhang T., Barry R.G., 2000, Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, 46: 159-207.
- Smith T.G., Lydersen C., 1991, Availability of suitable land-fast ice and predations factors limiting ringed seal populations, *Phoca hispida*, in Svalbard. *Polar Research*, 10 (2): 585-594.
- Smith T.M., Reynolds R.W., 2004, Improved extended reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate*, 17 (12): 2466-2477.
- Styszyńska A., 2005, Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. Wydawnictwo Uczelniane AM w Gdyni, Gdynia: 109 s.
- Sukhovej V. F., 1977, Izmenčivost' gidrologičeskikh uslovij Atlantičeskogo okeana. *Naukova Dumka*, Kiev, 215 s.
- Šulejkin V.V., 1968, Fizika morya. Izdatel'svo Nauka, Moskva: 1083 s.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H., 1942, *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc.: 1087 s.
- Vinje T., 2001, Fram Strait ice fluxes and atmospheric circulation 1950-2000. *Journal of Climate*, 14 (16): 3508-3517.
- Wangengejm G. Ya., 1952, Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosročnykh meteorologičeskikh prognozov dlya Arktiki. *Trudy AANII*, 34: 314 s.

- Zakharov V.F., 1976, Pokholodanie Arktiki i ledyanoj pokrov arktičeskikh morej. Trudy AANII, 337: 96 s.
- Zakharov V.F., 1977, Poverkhnostne arktičeskie vody kak faktor ustojčivosti ledyanogo pokrova. Trudy AANII, 346: 122–134.
- Zakharov V.F., 1981, L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye processy. Gidrometeoizdat, Leningrad: 136 s.
- Zakrzewski W., 1983, Lody na morzach. Wydawnictwo Morskie, Gdańsk: 313 s.
- Zubov N.N., 1945, L'dy Arktiki. Izdatel'stvo Glavsermorputi, Moskva: 360 s.
- Zwiers F.W., Weaver A.J., 2000, The causes of 20th century warming. Science, 290 (5499): 2081–2083.