

## PRZEBIEG WSKAŹNIKA OCEANIZMU W EURAZJATYCKIM SEKTORZE ARKTYKI I SUBARKTYKI W XX I NA POCZĄTKU XXI WIEKU

COURSE OF OCEANITY INDEX IN EURO-ASIAN SECTOR OF THE ARCTIC  
AND SUB-ARCTIC IN THE TWENTIETH AND EARLY TWENTY-FIRST CENTURY

Anna Styszyńska

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Wydział Nawigacyjny Akademii Morskiej w Gdyni  
ul. Sędzickiego 19, 81-374 Gdynia  
stysa@am.gdynia.pl

**Zarys treści.** Praca omawia zmienność wskaźnika oceanizmu (Oc) na lądowym obszarze eurazjatyckiego sektora Arktyki i Subarktyki w latach 1935-2014. Wskaźnik Oc stanowi miarę stopnia oceaniczności i kontynentalizmu klimatu. Analizy wykazały relatywnie niewielkie zróżnicowanie przestrzenne rozkładu Oc. Obszary występowania klimatu oceanicznego lokują się na zachód od wybrzeży Spitsbergenu i Skandynawii, klimat suboceaniczny obejmuje wybrzeża kontynentu i wyspy w rejonie Morza Barentsa i wąskim językiem sięga po Wyspę Wrangla, pozostałe obszary i akweny objęte są domeną klimatu kontynentalnego. Analiza zmian wskaźnika Oc w kolejnych dziesięcioleciach wykazała dużą stabilność domeny klimatu kontynentalnego. Największa zmienność przestrzenna Oc występuje w rejonie Morza Barentsa. Obszar położony na zachód od Gór Czerskiego znajduje się pod wpływem ma powietrza napływających z południowego Atlantyku. Głównym czynnikiem wymuszającym zmienność wskaźnika Oc są zmiany ciśnienia w Arktyce Atlantycznej związane z występowaniem makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej W Wangengeima-Girsa. Zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce wywierają bezpośredni skutek na zmienność oceanizmu tylko w strefie przybrzeżnej.

**Słowa kluczowe:** oceanizm, kontynentalizm, zmiany klimatu, temperatura powietrza, Arktyka Syberyjska, Subarktyka Eurazjatycka.

### 1. Wprowadzenie

Eurazjatycki rejon polarny rozciąga się od Skandynawii po Cieśninę Beringa i stanowi część Arktyki i Subarktyki. Na tym obszarze, tak jak i na pozostałych obszarach Arktyki i Subarktyki, obserwuje się w drugiej połowie XX wieku i początku XXI wieku duże zmiany klimatu. Przejawiają się one wyraźnym wzrostem temperatury powietrza (m.in. Przybylak 2000, 2007) i powiązanimi z tym wzrostem temperatury wieloma zmianami środowiska Arktyki: spadkiem powierzchni lodów morskich i wzrostem temperatury powierzchni morza (m.in. Polyakov 2003, Johannessen i in. 2004, Rodrigues 2008, 2009; Zblewski 2008, Zblewski i Marsz 2009, Comiso 2012, Renner i in. 2014), a na lądzie – zmianami czasu zalegania pokrywy śnieżnej (m.in. spadkiem czasu trwania pokrywy śnieżnej w północnych rejonach europejskiej części Rosji i w górskich rejonach południowej Syberii oraz wzrostem w Jakucji i na Dalekim Wschodzie – Bulygina i in. 2009, 2011; spadkiem grubości i czasu zalegania pokrywy śnieżnej przede wszystkim w kwietniu – Brown i Robinson 2011, Serreze i Barry

2011), wzrostem grubości warstwy aktywnej permafrostu (m.in. Romanovsky i in. 2010) oraz zmianami pokrywy roślinnej – przede wszystkim sukcesją roślinności krzewiastej na obszary tundry (m.in. Bhatt i in. 2013, Frost i Epstein 2014). Szereg tych zmian omawianych jest w kolejnych edycjach Arctic Report Card (<http://www.arctic.noaa.gov/>).

Stacje meteorologiczne położone w azjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki rozpoczęły pracę stosunkowo późno, bo dopiero w latach 30., 40. lub 50. XX wieku. Na początku XX wieku, w 1901 roku, na obszarze od Skandynawii, przez Syberię, po Alaskę funkcjonowało tylko kilka stacji meteorologicznych leżących w pobliżu 65°N. Nieliczne z nich posiadają długie ciągi danych (1901-2014). Na północ od 60°N, na obszarze Syberii są to stacje: Anadyr, Markowo, Sredniekołymsk, Vierhohjansk, Viljujsk, Turuhansk, Salehard i Berezovo; w Rosji Europejskiej – Syktyvkar, Indiga, Senkursk, Arhangelsk, Onega i Sortavala oraz kilka stacji w Skandynawii – Bodo, Haparanda, Harnosand, Jyvaeskylae, Karasjok, Stensele, Tromsoe, Trondheim i Turku (ryc. 1). W 1901 roku w eurazjatyckim sektorze Arktyki obserwacje meteorologiczne prowadzono tylko na jednej stacji. Była to leżąca na Nowej Ziemi stacja Malye Karmakuly (72°23'N, 52°44'E; 15 m n.p.m.) pracująca z niewielkimi przerwami od 1897 roku.

Średnia roczna temperatura powietrza oraz jej amplituda roczna stanowią najbardziej syntetyczne wielkości charakteryzujące zarówno warunki bilansu radiacyjnego jak i bilansu cieplnego występującego na danym obszarze. Samo położenie danej stacji określa potencjalną ilość dopływającej do danego obszaru radiacji i jej sezonową zmienność, także wysokość nad poziom morza i odległość od morza. Te czynniki nie stanowią przyczyny międzyrocznej zmienności ani rocznej temperatury powietrza, ani rocznej amplitudy temperatury. Zmiany międzyroczne, zarówno średniej temperatury rocznej, jak i rocznej amplitudy temperatury rejestrują przede wszystkim występującą zmienność cyrkulacji atmosferycznej, głównie zmiany częstości i kierunków adwekcji mas powietrza o różnych zasobach ciepła i pary wodnej, modyfikujących roczny bilans cieplny danej stacji. Na obszarze Arktyki dodatkowym czynnikiem wpływającym na zmienność rocznej amplitudy temperatury powietrza jest zmienność powierzchni złodzonej poszczególnych akwenów – ta jest silnie powiązana ze zmiennością temperatury powierzchni morza. Zmienność rocznej amplitudy temperatury powietrza określa z kolei ważny opisowy element klimatyczny, jakim jest oceanizm czy kontynentalizm klimatu.

Trendy rocznej temperatury powietrza na obszarze eurazjatyckiego sektora Arktyki i Subarktyki w latach 1901-2014 są dodatnie i statystycznie istotne, jednakże wartości trendów są niewielkie i na całym tym obszarze mieszczą się w przedziale od 0,0074°C·rok<sup>-1</sup> na stacji Karasjok do 0,0185°C·rok<sup>-1</sup> w Sredniekołymsku, co oznacza, że w ciągu 114 lat średnia roczna temperatura powietrza na tych stacjach wzrosła od 0,8°C w Karasjok do 2,1°C w Sredniekołymsku. Rysuje się zatem pytanie czy temu niezbyt silnemu wzrostowi rocznej temperatury powietrza odpowiadają równie niewielkie zmiany stopnia kontynentalizmu lub oceanizmu klimatu. Pytanie to wydaje się być zasadne, gdyż istnieją kontrowersje co do sezonowego charakteru zmian temperatury w tej części Arktyki i Subarktyki. Niektórzy badacze (np. Rigor i in. 2000, Overland i Wang 2005, Overland i in. 2008) uważają, że wzrost rocznej temperatury powietrza następuje jako skutek wzrostu temperatury wiosny i lata. W takich przypadkach roczna amplituda temperatury winna rosnać, a zatem wskaźniki kontynentalizmu klimatu również winny wykazywać wzrost. Z kolei inni badacze (m.in. Przybylak 2007, Marsz 2013) uważają, że wzrost rocznej temperatury powietrza jest skutkiem wzrostu temperatury zimy i jesieni, co powinno prowadzić do zmniejszania się rocznej amplitudy powietrza, a zatem i do zmniejszania się wskaźników kontynentalizmu i wzrostu wskaźników oceanizmu.

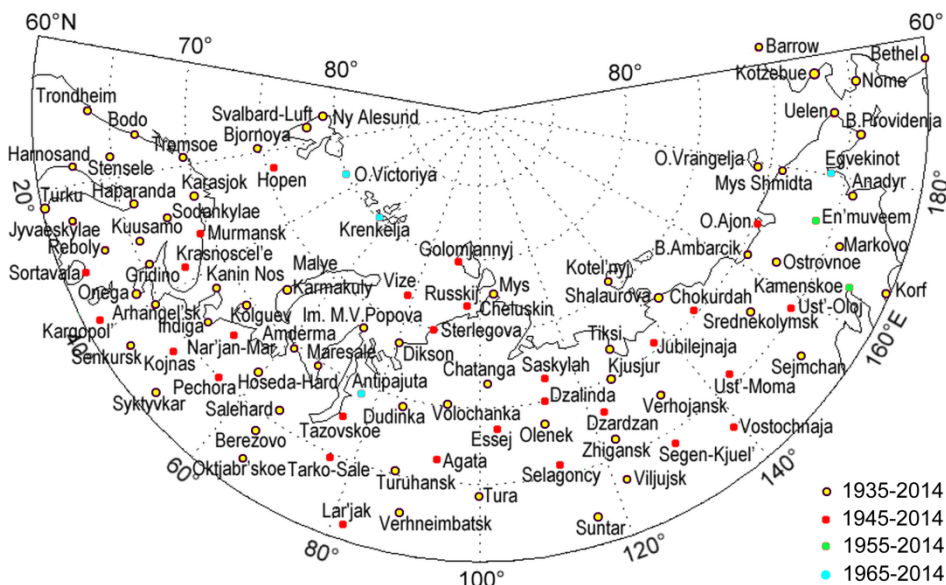
W latach 1901-2014 na leżącej na północy Skandynawii stacji Karasjok istotne statystycznie trendy miesięcznych wartości temperatury powietrza występują tylko na wiosnę i na początku lata (w kwietniu, maju i czerwcu), na leżącej na Nowej Ziemi stacji Malye Karakuly istotne trendy występują w marcu, czerwcu, lipcu, wrześniu i grudniu, a na leżącej w Jakucji stacji Sredniekolymsk zarówno wiosną (kwiecień i maj), jak i latem (lipiec i sierpień) oraz w zimie (grudzień i styczeń). Wskazuje to, że w różnych częściach eurazjatyckiego sektora Arktyki zmiany temperatury powietrza, a więc i wskaźników kontynentalizmu czy oceanizmu mogą przebiegać w różnym rytmie i zakresie.

Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań nad zmianami oceanizmu klimatu w eurazjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki. Badania te pozwalają na wyjaśnienie czy zachodzą zmiany stopnia oceanizmu, a jeżeli tak, to jaka jest skala tych zmian i jak te zmiany kształtują się w funkcji czasu i przestrzeni.

## 2. Dane i metody

Ze względu na niewielką liczbę stacji pracujących w eurazjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki na początku XX wieku, podstawowym materiałem do analizy były szeregi średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza z okresu 1935-2014 (80 lat) ze stacji położonych na północ od 60°N oraz między 10°E i 160°W. W celu analizy zmian w czasie i przestrzeni, okres 1935-2014 podzielono na 8 okresów 10-letnich (1935-1944, 1945-1954, 1955-1964, 1965-1974, 1975-1984, 1985-1994, 1995-2004, 2005-2014), które poddano osobnym analizom. W całym badanym okresie 1935-2014 na analizowanym obszarze pracowało 65 stacji. Ich lokalizacja na ryc. 1 zaznaczona jest żółtym kółkiem z czarną obwódką. Ponieważ zagęszczenie tych stacji nie było równomierne w przestrzeni, to przy analizach w późniejszych okresach wykorzystano dodatkowe stacje, na których obserwacje meteorologiczne rozpoczęto prowadzić w późniejszych latach. W okresie 1945-2014 zbiór uzupełniono o dalszych 26 stacji (na ryc. 1 są one zaznaczone kolorem czerwonym). W okresie 1955-2014 do zbioru dołożono leżące na rosyjskim Dalekim Wschodzie stacje Kamenskoe i En'muveem (na ryc. 1 – kolor zielony). W okresie 1965-2014 dokonano dalszego uzupełnienia o stacje (na ryc. 1 – kolor niebieski): Krenkelja (Ziemia Franciszka Józefa), Egvekinot (na Czukotce) i Antipajuta (nad Obem). Dodatkowo, w celu uszczegółowienia rozkładu przestrzennego wskaźnika oceanizmu między Ziemią Franciszka Józefa i Svalbardem, w latach 1965-1995 wykorzystano też stację Ostrov Victoriya leżącą na wyspie o tej samej nazwie. Dzięki tym uzupełnieniom wyjściowej bazy danych (65 stacji) uzyskano w kolejnych dziesięcioleciach względnie równomierny rozkład przestrzenny stacji w funkcji zmieniającej się długości i szerokości geograficznej oraz oddalenia od morza. W pracy, w odniesieniu do nazw stacji rosyjskich zastosowano transliterację przyjętą w bazie danych, z której pobrano miesięczne wartości temperatury powietrza.

Wartości szeregów miesięcznej temperatury powietrza dla stacji alaskańskich pochodzą ze zbiorów ACRS (Alaska Climate Research Center; <http://climate.gi.alaska.edu/>), stacji rosyjskich – z bazy RIHMI-WDC (Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center, Obninsk; [http://meteo.ru/data\\_b/](http://meteo.ru/data_b/)), stacji norweskich – ze zbioru eKlima (Norwegian Meteorological Institute; <http://eklima.met.no/>), stacji fińskich i szwedzkich – ze zbioru ECAD (European Climate Assessment & Dataset; <http://eca.knmi.nl/>). Dla każdej stacji wybrano wartości temperatury najcieplejszego i najzimniejszego miesiąca w roku hydrologicznym (listopad-październik) datowanym na rok stycznia i obliczono roczne amplitudy temperatury (A).



Ryc. 1. Położenie stacji, których dane wykorzystano w opracowaniu Objasnienia w tekście  
 Fig. 1. Meteorological stations whose data were used in this study. Explanations in the text.

Jako miarę oceanizmu lub kontynentalizmu klimatu zastosowano bezwymiarowy wskaźnik oceanizmu Oc, którego wartość obliczano za pomocą formuły (Marsz 1995b):

$$Oc = (0,732 \cdot \varphi + 1,767) / A$$

gdzie:

$\varphi$  – szerokość geograficzna stacji (stopnie i ich części dziesiątne),  
 A – roczna amplituda temperatury powietrza.

Wskaźnik oceanizmu Oc może być traktowany zarówno jako wartość informująca o stopniu kontynentalizmu jak i oceanizmu klimatu. Wskazuje on, między innymi, na to, jaka jest przybliżona roczna frekwencja mas powietrza morskogo (PM) i kontynentalnego (PK) na danej stacji (Marsz 1995b). Gradacja wskaźnika oceanizmu jest następująca:

- Oc >3,99 – klimat ultraoceaniczny, wyłącznie masy nieprzetransformowanego powietrza morskogo (PM) w ciągu całego roku,
  - 3,99-3,00 – klimat oceaniczny, zdecydowanie dominują masy PM, okresami występują masy powietrza morskogo starego (PMs), sporadycznie (do 5% czasu roku) mogą występować masy powietrza kontynentalnego (PK),
  - 2,99-2,00 – klimat suboceaniczny, dominują w ciągu roku masy PM o różnym stopniu transformacji w PMs, udział mas powietrza kontynentalnego (PK) jest mniejszy od 50% czasu roku,
  - 1,99-1,00 – klimat kontynentalny, udział mas PK > 50% czasu roku, w pozostałej części roku mogą występować masy PMs o dużym stopniu transformacji,
  - Oc <1,00 – klimat ultrakontynentalny, występują wyłącznie masy powietrza kontynentalnego.
- Części setne w poszczególnych przedziałach: 3,99 -3,00, 2,99-2,00, 1,99-1,00 informują o procentowym natężeniu danej klasy oceanizmu lub kontynentalizmu klimatu.

Obliczone dla celów tej pracy ciągi wartości wskaźników Oc poddano następnie dalszym, rutynowym analizom statystycznym (obliczenie średnich, odchyłeń standardowych, analizom rozkładów, korelacji, trendów, szeregów czasowych, etc.). Wszystkie uzyskane statystyki były testowane za pomocą testów t-Studenta i F-Snedecora, pozwalających na określenie ich istotności statystycznej. Za granicę istotności statystycznej przyjęto wartość  $p = 0,05$  (przedział ufności = 95%). Wszystkie obliczenia prowadzono wykorzystując program Statistica PL firmy StatSoft®. Mapy rozkładów przestrzennych wskaźnika Oc zostały wykreślone automatycznie w programie SURFER v.9 firmy Golden Software przy wykorzystaniu metody kriginu.

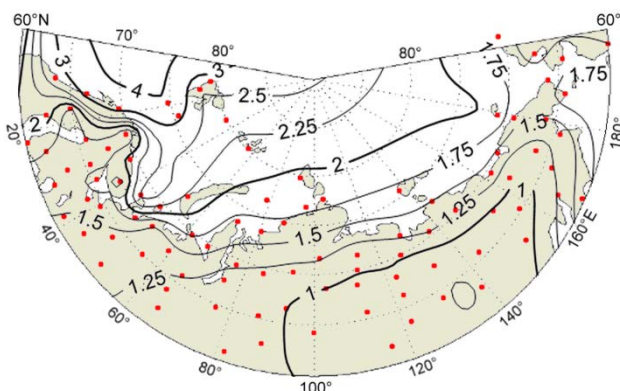
### 3. Wyniki

#### 3.1. Rozkład przestrzenny średnich wartości wskaźnika oceanizmu i ich trendy (1935-2014)

Do chwili obecnej wskaźnik oceanizmu Oc według formuły Marsza wykorzystywany był już kilkakrotnie do analiz rozkładu przestrzennego Oc na obszarach Arktyki (Marsz 1995a, 1995b; Zblewski i Marsz 2013). W świetle tych analiz stwierdzono, że rozkład przestrzenny wskaźnika Oc dość dobrze oddaje zasięg wpływów klimatycznych Oceanu Atlantyckiego i wskazuje na niewielką rolę Pacyfiku w kształtowaniu stosunków klimatycznych Syberii Wschodniej.

Obraz rozkładu przestrzennego wskaźnika oceanizmu jaki uzyskała autorka po analizie 80-letniej serii danych stacyjnych (1935-2014) przedstawia ryc. 2. Obraz ten odbiega w swoich zasadniczych zarysach od tego jaki uzyskał Marsz (1995a) analizując dane o wielkości średnich rocznych amplitud temperatury powietrza nad obszarami morskimi zawartych w Atlasie Okeanov (1980, str. 56-57) odczytane w siatce współrzędnych geograficznych  $2,5 \times 2,5^\circ$  i na nielicznych stacji lądowych.

W granicach obszaru objętego badaniem występują wszystkie kategorie klimatu – od ultraoceanicznego do ultrakontynentalnego (ryc. 2). Klimat ultraoceaniczny ( $Oc > 3,99$ ) występuje tylko nad wodami Morza Norweskiego. Obszar klimatu oceanicznego ( $Oc > 3,00$ ) obejmuje Morze Norweskie i wybrzeże Skandynawii między Bodo i Trondheim. W świetle analizy przeprowadzonej przez autorkę występowanie klimatu ultraoceanicznego i oceanicznego nie sięga tak daleko na wschód jak to pokazał Marsz (1995a), według którego granica klimatu ultraoceanicznego wnika głęboko na Morze Barentsa i dochodzi szerokim językiem do południka  $40^\circ E$ , zaś klimatu oceanicznego do południka  $50^\circ E$ . Z kolei



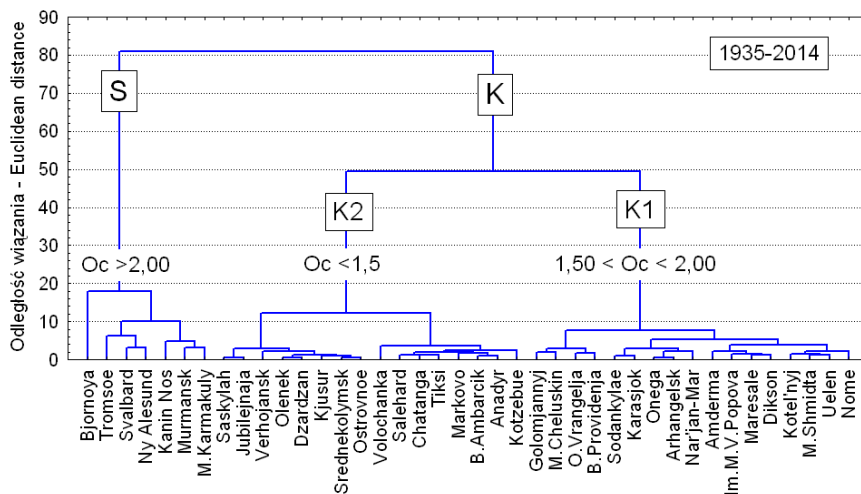
Ryc. 2. Rozkład wskaźnika oceanizmu w latach 1935-2014 (80 lat)

Fig. 2. The distribution of oceanicity index rate in the years 1935-2014 (80 years).

obszary podlegające przeważającym wpływom morskim, objęte zasięgiem występowania klimatu suboceanicznego (2,00-2,99), sięgają znacznie dalej ku wschodowi niż to pokazuje Marsz (1995a). Przedstawione różnice w rozkładzie wynikają najprawdopodobniej z odmiennego materiału źródłowego wykorzystanego w obu analizach. Autorka oparła się tylko na danych stacyjnych, zaś Marsz dla obszarów morskich również na danych gridowych. Dane, z których korzystał Marsz (1995a) pochodzą również z innego odcinka czasu (lata 1945-1975), niż dane z których korzystała autorka.

Morza Arktyki Rosyjskiej i leżące na południe od nich powierzchnie lądowe wschodniej części Skandynawii, Niziny Wschodnioeuropejskiej, Niziny Zachodniosyberyjskiej i rejon na wschód od Kołymy to dziedzina klimatu kontynentalnego (1,00-1,99). Obszar położony na południe od 70°N między południkami 92° i 160°E znajdujący się wewnątrz kontynentu azjatyckiego to domena klimatu ultrakontynentalnego ( $O_c < 1,00$ ).

Dla uzyskania pełniejszej, niż wynikającej tylko z interpolacji przestrzennej wartości wskaźnika  $O_c$ , charakterystyki cech poszczególnych obszarów o określonych dziedzinach oceanizmu – kontynentalizmu, przeprowadzono analizę grupowania szeregów  $O_c$  na wybranych czterdziestu stacjach, z których wszystkie mają pełne serie obserwacyjne (ryc. 3). Grupowanie przeprowadzono metodą Warda, a przyjętą miarą odległości jest odległość euklidesowa, przez co poszczególne grupy tworzą stacje podobne do siebie pod względem średnich i wariancji  $O_c$ .



Ryc. 3. Grupowanie stacji w eurazjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki pod względem cech rozkładu wartości wskaźnika oceanizmu. Grupowanie metodą Warda, odległości wiązań – odległości euklidesowe.

S – klimat suboceaniczny (średni  $O_c = 2,39$ ), K – klimat kontynentalny: K1 – podgrupa stacji o klimacie kontynentalnym, w którym sporadycznie występują lata o klimacie suboceanicznym (średni  $O_c = 1,60$ ), K2 – podgrupa stacji o klimacie kontynentalnym, w którym nie występują lata o klimacie suboceanicznym, ale na niektórych stacjach występują sporadycznie lata o cechach klimatu ultrakontynentalnego (średni  $O_c = 1,15$ )

Fig. 3. Grouping of stations in the euro-asian sector of the Arctic and Sub-Arctic in terms of the characteristics of the distribution values of oceanicity index. Ward's method of cluster analysis based on Euclidean distance.

S – suboceanic climate (mean  $O_c = 2.39$ ), K – continental climate: K1 – subgroup station with continental climate, where years with suboceanic climate (mean  $O_c = 1.60$ ) are occasionally observed, K2 – subgroup stations with continental where years with suboceanic climate are not observed but at some stations there are occasional years with the characteristics of ultracontinental climate (mean  $O_c = 1.15$ ).

Przeprowadzona procedura grupowania ujawnia istnienie trzech grup stacji (ryc. 3). Grupę oznaczoną jako S tworzą stacje, na których wartość wskaźnika oceanizmu jest większa od 2, co oznacza występowanie tam klimatu oceanicznego i suboceanicznego (Bjornoya, Tromsø, Svalbard-Lufthavn, Ny Alesund, Kanin Nos, Murmansk i Malye Karmakuly). Stacje te leżą w zasięgu oddziaływania ciepłych wód morskich Norweskiego i Barentsa. Pozostałe stacje (oznaczone jako K) reprezentują obszary, na których występuje klimat kontynentalny i ultrakontynentalny. Stacje należące do grupy K leżą na obszarach morskich i przybrzeżnych położonych na wschód od Nowej Ziemi oraz na kontynencie – od Półwyspu Skandynawskiego po Cieśninę Beringa. Grupowanie nie dzieli jednak stacji grupy K według tych kategorii klimatu, lecz wyróżnia dwie grupy – pierwszą (K1), leżącą na obszarze, na którym  $O_c$  zawiera się w przedziale od 1,50 do 1,99 (klimat kontynentalny w „łagodniejszej” odmianie) oraz drugą (K2), na obszarze, na którym wskaźnik  $O_c$  jest mniejszy od 1,50. W tej drugiej grupie znajdują się stacje, na których klimat kontynentalny występuje w postaci skrajnej oraz stacje, na których występuje klimat ultrakontynentalny.

Na obszarach występowania klimatu suboceanicznego, zwłaszcza w rejonie Morza Barentsa, międzyroczna zmienność stopnia oceanizmu jest największa (tab. 1). W poszczególnych latach na stacjach Malye Karmakuly czy Kanin Nos wartości oceanizmu zmieniają się od typowych dla klimatu kontynentalnego ( $O_c < 1,75$ ), przez klimat suboceaniczny, do klimatu oceanicznego ( $O_c > 3,00$ ). Stacje te poddawane są ciąglemu bezpośredniemu wpływowi morza, można zatem sądzić, iż tak duże międzyroczne zmiany wskaźnika  $O_c$  związane są ze zmianami wielkości pokrywy lodowej tworzącej się w SE części Morza Barentsa (Arthun i in. 2012). W latach rozrostu pokrywy lodowej temperatura miesięcy zimowych wyraźnie się obniża, powodując wzrost rocznej amplitudy powietrza, co przekłada się na wzrost kontynentalizmu. Przykładem może być rok 1998 kiedy to w lutym rozrost pokrywy lodowej w SE części Morza Barentsa był bardzo duży ([http://nsidc.org/data/seaice\\_index/archives/](http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/)), co spowodowało na stacji Malye Karmakuly głęboki spadek temperatury powietrza w tym miesiącu do  $-26,2^{\circ}\text{C}$  (przy średniej wieloletniej lutego na tej stacji  $-14,6^{\circ}\text{C}$ ).

Z kolei gdy na jakimś obszarze dochodzi do znacznej redukcji zimowej pokrywy lodowej, to do stacji leżących w takim rejonie częściej napływa powietrze znad powierzchni niezamarzniętego lub częściowo zamarzniętego morza. Wtedy temperatura miesięcy zimowych utrzymuje się na wysokim poziomie, co przyczynia się do spadku rocznej amplitudy powietrza i wzrostu oceanizmu. Tymi przyczynami należy tłumaczyć fakt przesunięcia się w ostatniej dekadzie (ryc. 4) granicy klimatu suboceanicznego  $O_c = 3,00$  na wschód od Svalbardu, co spowodowało, że archipelag ten w latach 2005-2014 znalazł się w zasięgu klimatu oceanicznego. W tym czasie, obserwowano z jednej strony silny napływ ciepłej wody atlantyckiej w Prądzie Zachodniospitsbergeńskim (Walczewski i Piechura 2011, Walczewski 2013), a z drugiej – wyraźną redukcję pokrywy lodowej po zachodniej i północnej stronie Spitsbergenu (Onarheim i in. 2014).

Choć podobne zjawisko – redukcję pokrywy lodowej – w ostatniej dekadzie (2005-2014) obserwuje się również na morzach wschodniej części Arktyki Rosyjskiej, to na stacjach położonych nad tymi morzami (Czukockim, Wschodniosyberyjskim, Łaptiewów) nie zauważa się wzrostu oceanizmu. Jest to spowodowane tym, że do redukcji pokrywy lodowej na tych morzach dochodzi latem, natomiast zimą cała powierzchnia wody w dalszym ciągu pokrywa się lodem. Zimy są zatem bardzo mroźne, a lato – w wyniku oddziaływania zimnego morza – jest chłodne. W rezultacie, nawet na stacjach nadbrzeżnych panuje klimat kontynentalny, choć wskaźnik  $O_c$  wykazuje dość dużą zmienność międzyroczną (tab. 1; ryc. 3 – podgrupa K1). Przy dominacji lat z klimatem kontynentalnym, zdarzają się

sporadycznie lata suboceaniczne lub takie, które zbliżają się do granicy suboceanicznych ( $O_c > 1,80$ ; patrz tab. 1). Średnia wartość wskaźnika  $O_c$  dla stacji z grupy K1 na ryc. 3 jest równa 1,60, a na poszczególnych stacjach tej grupy w całym badanym okresie (1935-2014) średnia wieloletnia wartość  $O_c$  waha się od 1,97 na stacji Golomjannyj (Ziemia Północna), przez 1,67 na stacji Kotel'nyj (Wyspy Nowosyberyjskie), po 1,88 na stacji O. Vrangelja. Na stacjach leżących na wybrzeżu wartość wskaźnika  $O_c$  waha się od 1,84 na stacji Buchta Providenijskaja (Morze Beringa), przez 1,82 na stacji Mys Czeluskin (Morze Łaptiewów), do 1,79 w Amdermie (Morze Karskie) i 1,60 na stacji Mys Shmidta (Morze Czukockie).

Tabela 1. Wartości średnie wskaźnika oceanizmu ( $O_c$ ) i zakres ich zmienności w latach 1935-2014 na wybranych stacjach w euro-azjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki oraz wartości trendu liniowego  $O_c$  i jego istotność statystyczna ( $p$ ) w tym samym okresie.  $\sigma$  – odchylenie standardowe. Grupa – patrz ryc. 3

Table 1. The mean values of oceanity index ( $O_c$ ) and the range of their variability in the years 1935-2014 at selected stations in the euro-asian sector of the Arctic and Sub-Arctic and the values of  $O_c$  linear trend and its statistical significance ( $p$ ) in the same period.  $\sigma$  – standard deviation. Group – see Fig. 3.

Nr No	Stacja Station	Grupa Group	$O_c$					
			Średnia Mean	Min	Max	$\sigma$	Trend	$p$
1	Bjornoya	S	3,88	2,64	5,74	0,76	0,0070	0,056
2	Tromsøe	S	3,08	2,38	4,36	0,43	0,0025	0,232
3	Ny Alesund	S	2,89	2,19	3,92	0,38	0,0016	0,379
4	Kanin Nos	S	2,55	1,74	3,61	0,40	0,0008	0,687
5	Malye Karmakuly	S	2,23	1,51	3,13	0,34	0,0000	0,996
6	Murmansk	S	2,08	1,52	2,97	0,30	0,0007	0,662
7	Golomjannyj	K1	1,96	1,63	2,98	0,22	0,0010	0,333
8	Ostrov Vrangelja	K1	1,88	1,44	2,30	0,16	0,0003	0,664
9	B.Providenijskaja	K1	1,84	1,41	2,41	0,20	-0,0011	0,273
10	Mys Cheluskin	K1	1,82	1,39	2,20	0,16	0,0008	0,333
11	Amderma	K1	1,79	1,34	2,75	0,23	-0,0582	0,608
12	Im.M.V. Popova	K1	1,71	1,40	2,27	0,17	-0,0003	0,751
13	Karasjok	K1	1,67	1,28	2,44	0,23	0,0009	0,432
14	Kotel'nyj	K1	1,67	1,43	1,94	0,11	-0,0004	0,420
15	Uelen	K1	1,65	1,34	2,26	0,18	-0,0002	0,856
16	Dikson	K1	1,63	1,31	2,02	0,15	0,0008	0,283
17	Maresale	K1	1,61	1,23	2,05	0,18	-0,0009	0,326
18	Arhangel'sk	K1	1,59	1,21	2,23	0,23	-0,0002	0,874
19	Nar'yan-Mar	K1	1,52	1,06	2,26	0,20	-0,0008	0,405
20	Anadyr	K2	1,34	1,11	1,63	0,12	<b>-0,0013</b>	0,031
21	B. Ambarcik	K2	1,34	1,15	1,57	0,11	<b>-0,0013</b>	0,013
22	Tiksi	K2	1,32	1,14	1,55	0,10	-0,0004	0,366
23	Salehard	K2	1,25	1,03	1,53	0,11	-0,0008	0,158
24	Chatanga	K2	1,24	0,98	1,59	0,11	-0,0015	0,118
25	Markovo	K2	1,21	0,95	1,62	0,14	-0,0013	0,053
26	Volochanka	K2	1,15	0,88	1,46	0,11	-0,0014	0,293
27	Saskylah	K2	1,12	0,95	1,35	0,08	-0,0002	0,649
28	Kjusjur	K2	1,03	0,87	1,22	0,07	-0,1114	0,325
29	Ostrovnoe	K2	1,02	0,84	1,21	0,08	<b>-0,0009</b>	0,019
30	Sredenekolymsk	K2	0,98	0,88	1,16	0,06	-0,0005	0,143
31	Dzardzan	K2	0,96	0,84	1,11	0,06	-0,0003	0,296
32	Olenek	K2	0,95	0,78	1,18	0,07	0,0006	0,078
33	Verhojansk	K2	0,82	0,72	0,91	0,04	0,0001	0,636



Zarówno na wybrzeżach mórz Łaptiewów (Tiksi) i Wschodniosyberyjskiego (Buchta Ambarcik) jak i w głębi kontynentu mogą występować stacje, na których ani razu nie odnotowano  $O_c > 1,50$  (na ryc. 3 prawe skupienie podgrupy K2 – stacje: Volochanka, Salehard, Chatanga, Tiksi, Markowo, Buchta Ambarcik, Anadyr, Kotzebue). Średnie  $O_c$  dla tych stacji wynosi 1,29 i waha się od 1,42 w Kotzebue do 1,18 w Volochance. Występują tam wyłącznie lata kontynentalne (tab. 1). Jak piszą Zblewski i Marsz (2013) na stacjach położonych w głębi łądu lub we wciętych głęboko w łąd zatokach (np. Kotzebue, Buchta Ambarcik, Tiksi) i fiordach (np. Anadyr) na kształtowanie się latem temperatury powietrza oddziałuje łąd, co powoduje, że jest ona wyraźnie wyższa niż na stacjach leżących na otwartych wybrzeżach (na ryc. 3 podgrupa K1). Lewe skupienie podgrupy K2 (ryc. 3) tworzą stacje położone w głębi kontynentu, występują tam wyłącznie lata o charakterze ultrakontynentalnym ( $O_c < 1,00$ ) lub sporadycznie lata o charakterze kontynentalnym (tab. 1).

Przeprowadzona dla 65 stacji pracujących w okresie 1935-2014 (80 lat) analiza trendów liniowych wykazała, że ich wartości są bardzo małe i na wszystkich stacjach poza trzema (Anadyr, Ostrovnoe i Buchta Ambarcik) nieistotnie statystycznie (wybrane stacje patrz tab. 1). Po zaokrągleniu do trzeciego miejsca po przecinku wynoszą one od 0,000 do 0,003 jednostki  $O_c$  na rok. Oznacza to, że typowe zmiany oceanizmu w eurazjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki w ciągu badanych 80 lat (1935-2014) wynoszą od 0,00 do 0,24 jednostki  $O_c$ . Tak niewielkie zmiany w ciągu 80 lat trudno uznać za przejaw szybkich zmian klimatu. Również stwierdzony na trzech stacjach statystycznie istotny, ujemny trend  $O_c$  ma niewielką wartość – Anadyr i Buchta Ambarcik (-0,0013) oraz Ostrovnoe (-0,009) – co oznacza, że na tych stacjach w ciągu 80 lat wskaźnik  $O_c$  obniżył się o 0,10 jednostki. W świetle przeprowadzonej analizy trendów można zatem uznać, że poczynając od 1935 roku do chwili obecnej, w eurazjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki (pomijając rejon na wschód od Gór Czerskiego) nie obserwuje się istotnych zmian oceanizmu. Stoi to w sprzeczności z powszechnie panującymi opiniami o wyjątkowo dużej skali zmian klimatycznych w Arktyce.

### **3.2. Zmienność wskaźnika oceanizmu nad eurazjatycką częścią**

#### **Arktyki i Subarktyki w czasie i przestrzeni**

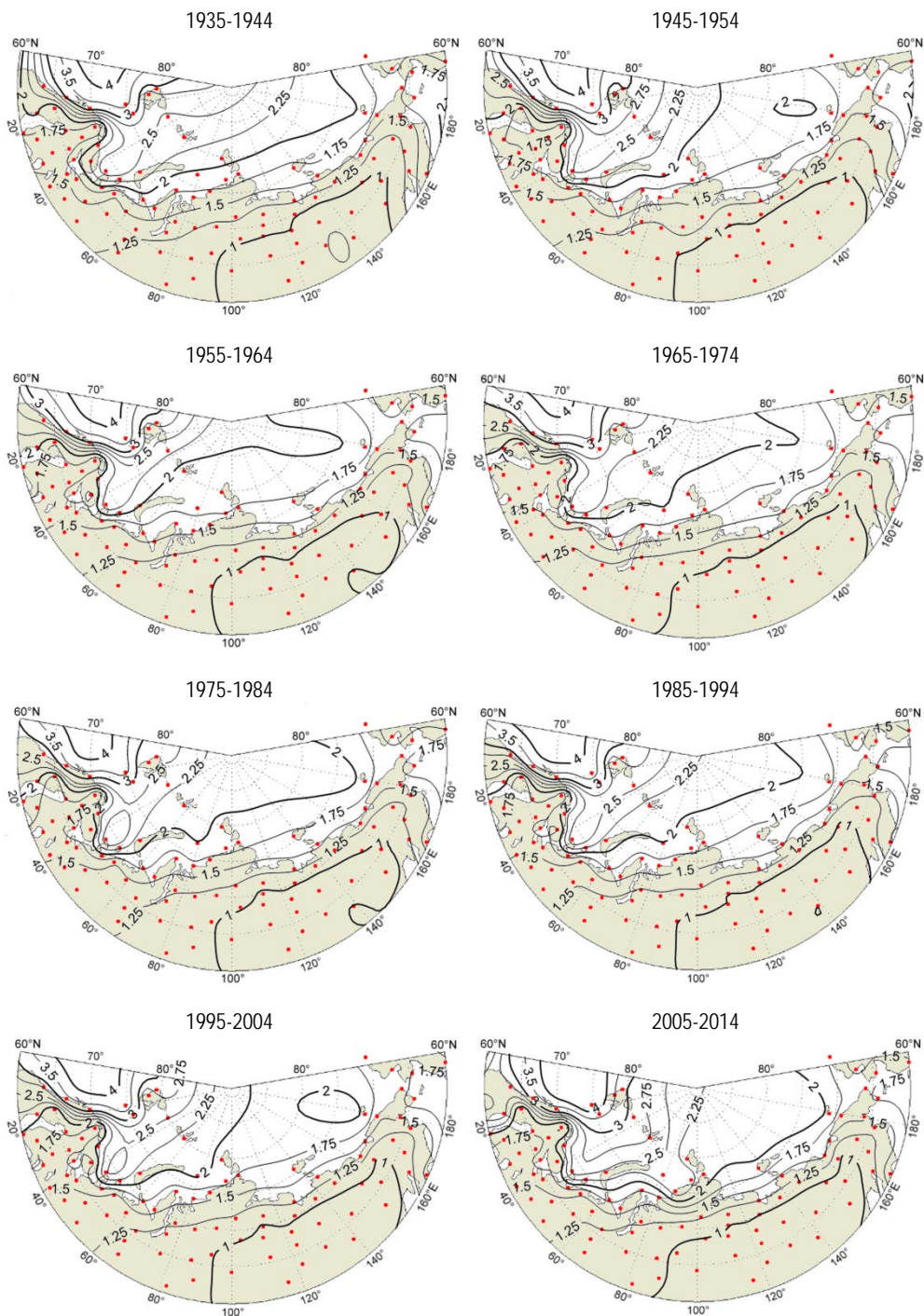
Dla wyjaśnienia, jak kształtowały się zmiany oceanizmu – kontynentalizmu w czasie i w przestrzeni przeprowadzono procedurę grupowania stacji. Zastosowano ponownie metodę Warda, ale jako miarę odległości między stacjami przyjęto wartość  $(1-r)^1$ . Wyniki tej procedury ujawniają grupy stacji o podobnych przebiegach zmian  $O_c$  w czasie. Dodatkowo opracowano mapy rozkładów średnich wskaźników  $O_c$  dla kolejnych dziesięcioleci (1935-1944, ..., 2005-2014; ryc. 4).

Rozpatrując rozkłady przestrzenne wskaźnika oceanizmu w kolejnych 10.letniach badanego okresu (ryc. 4) zwraca uwagę duża stabilność obszarów występowania zasięgu klimatu ultrakontynentalnego oraz ultraoceanicznego. W kolejnych 10.letniach niewielkie są również przesunięcia zasięgu domeny klimatu oceanicznego.

Większe zmiany w czasie i przestrzeni dotyczą zasięgu obszarów klimatów suboceanicznego i kontynentalnego (ryc. 4). Największym zmianom w kolejnych dekadach w okresie 1935-2014 podlegał przebieg południowej i wschodniej granicy klimatu suboceanicznego i kontynentalnego ( $O_c = 2,00$ ). Najdalej na wschód sięgała ona w pierwszej (1935-1944) i ostatniej dekadzie (2005-2014), w których

---

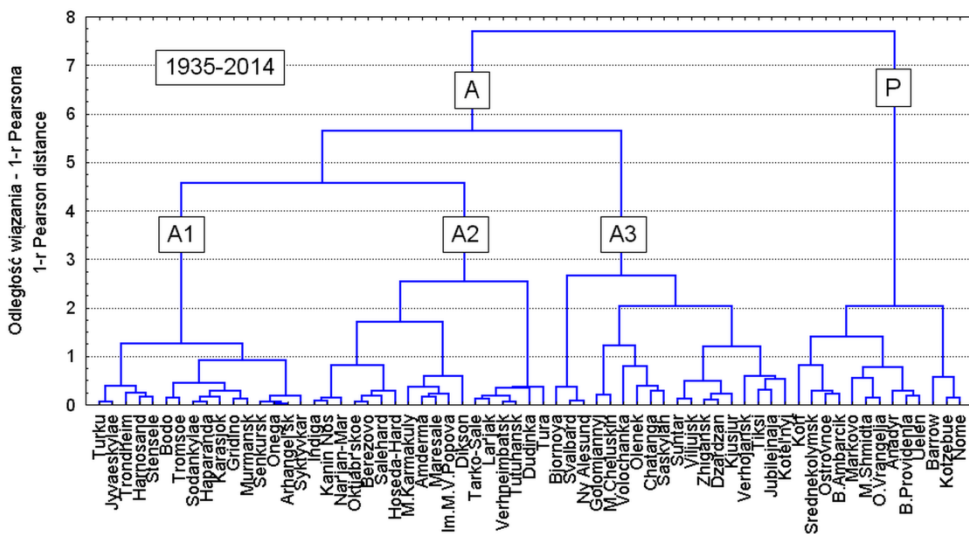
<sup>1</sup> Gdzie  $r$  – współczynnik korelacji liniowej Pearsona między szeregami czasowymi kolejnych stacji. Analizie w tej procedurze podlega macierz korelacji każdej stacji z każdą stacją.



Ryc. 4. Rozkład wskaźnika oceanizmu (Oc) w kolejnych 10-letniach z okresu 1935-2014  
 Fig. 4. The distribution of oceanicity index (Oc) rate in the decades from the period 1935-2014.

Wyspa Wrangla (Ostrov Vrangelja; tab. 1) kilkakrotnie znajdowała się pod dużym wpływem mas powietrza morskiego (1938 – 62, 2006 – 54, 2010 – 51, 2011 – 54, 2012 – 51 oraz 2014 – 57% czasu roku). W tych dekadach w domenie klimatu suboceanicznego znajdowała się znaczna część Arktyki wraz z NW częścią Morza Karskiego, Nową Ziemią oraz Ziemią Północną, a w ostatniej dekadzie również północne wybrzeża Tajmyru. Z kolei znaczne przesunięcie na północ przebiegu linii  $Oc=2,00$  i poszerzenie domeny objętej klimatem kontynentalnym miało miejsce w trzech kolejnych dekadach w okresie 1945-1974 (ryc. 4).

Przeprowadzona procedura grupowania według podobieństwa zmian wskaźnika  $Oc$  zachodzących w funkcji czasu (ryc. 5) ujawnia istnienie dwu grup stacji, oznaczonych jako A i P. Stacje należące do grupy A tworzą trzy wyraźne podgrupy, oznaczone jako A1, A2 i A3. Te trzy podgrupy stacji można wstępnie nazwać stacjami „atlantyckimi”. Każda z wymienionych grup i podgrup stacji zajmuje zwarty obszar. Do podgrupy A1 należą stacje położone na Półwyspie Skandynawskim i w kontynentalnej części europejskiej Rosji. W skład podgrupy A2 wchodzi stacje położone na przybrzeżnych obszarach europejskiej Rosji, Niziny Zachodniosyberyjskiej, ale i stacje typowo „morskie” (Kanin Nos, Im. M.V. Popova (Ostrov Biełyj), Dikson, ...). W najliczniejszej podgrupie A3 znajdują się stacje ciągnące się pasem od Spitsbergenu, przez Ziemię Północną i obszar od zachodniej nasady Tajmyru po obszary na zachód od Gór Czerskiego (patrz ryc. 5 i 6). Stacje należące do grupy P zajmują odrębny obszar rozciągający się wokół Morza Czukockiego oraz Morza i Cieśniny Beringa (Czukotka i Alaska). Z tego względu można tę grupę stacji nazwać stacjami „pacyficznymi”.

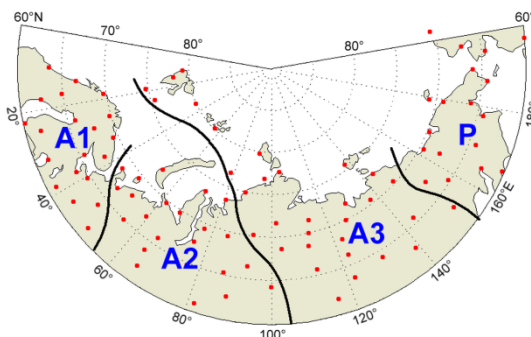


Ryc. 5. Grupowanie stacji w eurazjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki według podobieństwa przebiegu wartości wskaźnika oceanizacji ( $Oc$ ). Grupowanie metodą Warda, miara odległości – (1-r) Pearsona.

A, P – grupy stacji, A1, A2, A3 – podgrupy w obrębie grup. Patrz tekst pracy

Fig. 5. Grouping of stations in the euro-Asian sector of the Arctic and Sub-Arctic according to the similarity of the course of values of oceanicity index. Ward's method of cluster analysis based on 1-r Person distance.

A, B – the station groups, A1, A2, A3 – subgroups within groups. See text of the paper.

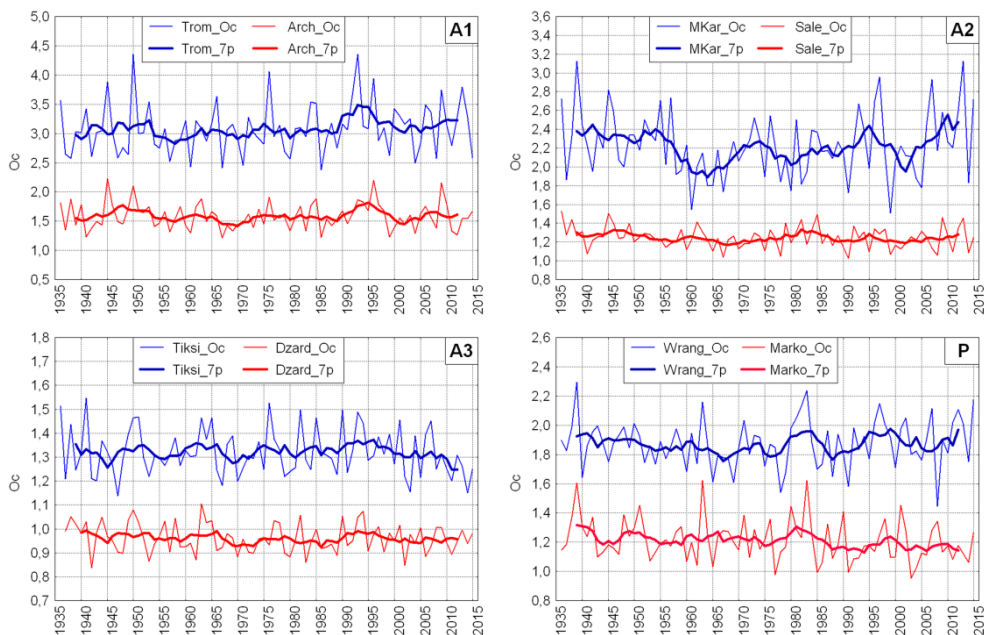


Ryc. 6. Obszary zajmowane przez stacje zaliczone do poszczególnych grup i podgrup.  
 A – grupa stacji „atlantycznych”, B - grupa stacji „pacyficznych”. Grupy – patrz ryc. 5

Fig. 6. The areas occupied by the stations assigned to the various groups and subgroups.  
 A – stations group "Atlantic", B – stations group "Pacific". Groups – see Fig. 5.

Każda z podgrup stacji wykazuje charakterystyczne dla nich, występujące w tych samych okresach spadki i wzrosty przebiegu wskaźnika Oc, tworzące występujące w szeregu dodatnie i ujemne subtrendy (ryc. 7). Jest to widoczne zarówno w przebiegu międzyrocznej zmienności Oc, zwłaszcza w przypadku wystąpienia charakterystycznych „pików”, jak i w przebiegach filtrowanych (np. średnią krocząca). Wartości tych krótkookresowych subtrendów są wielokrotnie większe od oszacowanego trendu w całym 80-letnim okresie. W rezultacie dość silnych, krótkookresowych fluktuacji Oc wypadkowa wartość trendów wskaźnika oceanizmu w całym analizowanym okresie jest bliska zero. Na znikomą istotność statystyczną trendów długookresowych w przebiegu Oc wywiera wpływ jeszcze jeden czynnik. Charakterystyczną cechą przebiegów jest to, że amplituda Oc maleje wraz z przemieszczaniem się z zachodu na wschód, oraz gwałtownie maleje wraz z oddalaniem się od linii brzegowej w głąb łądu. W rezultacie międzyroczna zmienność oceanizmu na obszarach, na których przeciętne wartości Oc są mniejsze od 1,50 gwałtownie się zmniejsza i ogranicza najczęściej do części setnych. Ten czynnik stanowi również o wspomnianej już stabilności w czasie zasięgu przestrzennego obszarów występowania domeny klimatu ultrakontynentalnego i „surowej” postaci klimatu kontynentalnego ( $Oc < 1,50$ ).

Dla stacji grupy A charakterystyczne jest występowanie dwu okresów podwyższonego oceanizmu – przypadają one na lata 1935-1953 i 1989-1998 oraz dłuższego okresu obniżonych wartości Oc (wzrostu kontynentalizmu) w latach 1954-1988. Po ostatnim okresie silnego wzrostu oceanizmu (1989-1998) nastąpił tam słaby wzrost kontynentalizmu, jednak do roku 2014 włącznie kontynentalizm klimatu nie osiągnął takiego natężenia, jak w latach 1954-1988 (ryc. 7). Na stacjach podgrupy A1 (leżących na Półwyspie Skandynawskim i w kontynentalnej części europejskiej Rosji) amplituda zmian wskaźnika Oc jest relatywnie duża, w związku z czym opisane fluktuacje oceanizmu i kontynentalizmu są bardzo wyraźne. Na stacjach podgrupy A2 amplituda zmian znacznie się zmniejsza, a w okresie wzrostu kontynentalizmu (lata 1954-1987) pojawiają się drugorzędne okresy silniejszych fluktuacji wskaźnika Oc (ryc. 7). Następną charakterystyczną cechą stacji podgrupy A2 jest relatywnie silny wzrost Oc połączony ze wzrostem amplitudy wahań międzyrocznych w ostatnich latach szeregu czasowego (po roku 2002). Stacje podgrupy A3, oprócz stacji położonych w „wysokiej Arktyce” charakteryzują się bardzo ograniczoną amplitudą zmian, oraz tym, że na wielu z nich po roku 2002 zaznacza się nie wzrost oceanizmu, a słaby wzrost kontynentalizmu.



Ryc. 7. Przebieg wartości wskaźnika Oc w latach 1935-2014 wyrównany 7 punktową średnią ruchomą (7p) na wybranych stacjach należących do kolejnych grup i podgrup (A i P – patrz ryc. 6).

Uwaga – skale pionowe na kolejnych częściach ryciny są różne, stąd z samego porównania poszczególnych części ryciny nie można wnioskować o amplitudzie zmian wskaźnika oceanizmu

Fig. 7. Course of values of oceanity index (Oc) in the years 1935-2014 smoothed by 7-point moving average at selected stations belonging to the following groups and subgroups (A and P – see Fig. 6).

Note – the vertical scales on the following parts of the engravings are different, hence the different parts of the comparison figures can not be inferred ratio of amplitude changes of oceanity index.

Stacje zaliczone do grupy „pacyficznej” (grupa P) charakteryzują się całkowicie odmiennym od stacji grupy A przebiegiem zmienności wskaźnika oceanizmu. Od roku 1935 do roku 1975 w przebiegu Oc, na tle drugorzędnych fluktuacji zaznacza się słaby trend ujemny. Po tym okresie pojawiają się silniejsze fluktuacje – kolejne wzrosty (1976-1983 i 1993-2002) oddzielone są od siebie spadkiem Oc w latach 1984-1992. Po ostatnim wzroście Oc na części stacji położonych na i w pobliżu wybrzeża Morza Beringa pojawia się trend spadkowy, na stacjach położonych na wybrzeżach mórz Czukockiego i Beauforta występuje słaby trend wzrostowy. Można to wiązać z zachodzącymi tam zmianami wielkości pokrywy lodowej oraz zmianami temperatury powierzchni morza (Zblewski i Marsz 2013).

### 3.3. Rola czynników zewnętrznych wpływających na zmienność stopnia oceanizmu klimatu eurazjatyckiego sektora Arktyki i Subarktyki

Opisany rozkład przestrzenny stopnia oceanizmu i jego zmienność w czasie i przestrzeni na obszarze eurazjatyckiego sektora Arktyki i Subarktyki kształtuje pod wpływem działania szeregu czynników. Spośród licznych, potencjalnie możliwych, najważniejszymi wydają się być zmiany temperatury powietrza, zmiany cyrkulacji atmosferycznej oraz zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce.

Ponieważ stopień kontynentalizmu i oceanizmu klimatu uzależniony jest bezpośrednio od szerokości geograficznej i rocznej amplitudy temperatury powietrza, wszelkie zmiany reżimu termicznego na danym obszarze prowadzące do zmiany rocznej amplitudy temperatury muszą skutkować jednoczesnymi zmianami wskaźnika Oc. Przyczyn zmian reżimu temperatury może być kilka – jedną z nich, powszechnie uznaną i nie budzącą większych wątpliwości, są zmiany cyrkulacji atmosferycznej. W ten sposób, zmienność cyrkulacji atmosferycznej poprzez sterowanie zmianami temperatury, może stanowić przyczynę zmian stopnia oceanizmu.

Badania, prowadzone w ostatnich latach, jako jeden z ważnych czynników warunkujących nasilenie się zmian temperatury powietrza wymieniają zmiany powierzchni lodów morskich. Zmniejszenie się powierzchni lodów morskich powinno prowadzić do wystąpienia tak zwanego „wzmocnienia polarnego” (polar amplification; Holland i Bitz 2003), polegającego na coraz szybszym wzroście temperatury powietrza. W rezultacie zmniejszania się powierzchni złodzonej, większa ilość promieniowania słonecznego zostaje pochłonięta przez wodę wolną od lodu. Prowadzi to do wzrostu temperatury powierzchni morza (SST), a to pociąga za sobą wzrost temperatury powietrza. Wyższa temperatura powietrza i wyższa SST jesienią opóźnia tworzenie się lodu, przez co na wiosnę następnego roku grubość lodu staje się mniejsza, wcześniej następuje zmniejszenie się powierzchni lodów morskich, zwiększa się czas akumulacji ciepła w wodach morskich, co w konsekwencji przyspiesza wzrost SST i temperatury powietrza, itd. (Serreze i in. 2007, Serreze i Barry 2011, Stroeve i in. 2012). Spadek powierzchni złodzonej i wzrost SST mają prowadzić nie tylko do zmian temperatury powietrza, ale i do zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką i strefą umiarkowaną (Wu i in. 2013, Cohen i in. 2014). Nie ma zgodności poglądów, co do czynnika, który ma inicjować proces zmniejszania się powierzchni lodów. Przeważa pogląd, że czynnikiem, który ma doprowadzać do wzrostu temperatury powietrza, prowadzącego do inicjacji procesów nasilonego topnienia lodów ma być wzrost koncentracji CO<sub>2</sub> w atmosferze (np. Comiso 2006, Stroeve 2012). Szereg badaczy jest jednak zdania, że przyspieszone topnienie lodów i wzrost temperatury powietrza w Arktyce następuje pod wpływem zwiększonego transportu ciepła wraz z Wodami Atlantyckimi do Arktyki (np. Polyakov i in. 2002, 2003; Styszyńska 2005, Döscher i in. 2014), a wzmocnienie arktyczne nie ma większego wpływu na wzrost temperatury w Arktyce. Niezależnie jednak od tego, jaka jest przyczyna zmniejszania się powierzchni lodów morskich, ich oddziaływanie na temperaturę powietrza i cyrkulację atmosferyczną może wpływać na zmiany stopnia oceanizmu w Arktyce.

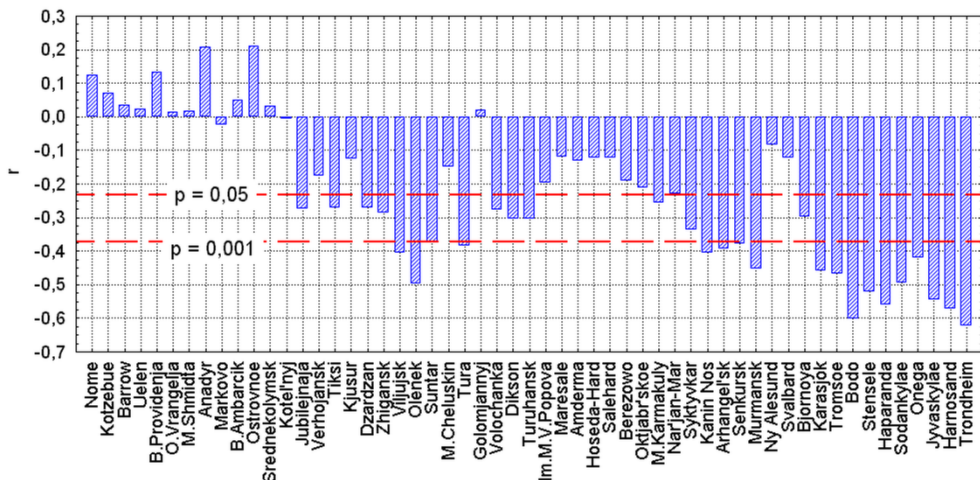
Zmienność temperatury powietrza w eurazjatyckim sektorze Subarktyki zachodzi w dużej mierze pod wpływem zmian ciśnienia atmosferycznego w atlantyckiej Arktyce (Marsz i Styszyńska 2006). Rejonem, w którym zimowe (styczeń-marzec) zmiany ciśnienia atmosferycznego (SLP) sterują zmianami temperatury powietrza jest obszar położony w pobliżu Bjornoi, o współrzędnych 75°N, 15°E. Spadki SLP w okresie zimowym nad tą częścią Arktyki Atlantyckiej wymuszają intensywny napływ powietrza z zachodu nad północną Europę i Syberię, powodując na rozległych obszarach (do 130-140°E) wzrost zimowej i wczesno-wiosennej oraz rocznej temperatury powietrza. Mechanizm tych związków objaśniony jest w cytowanej pracy Marsza i Styszyńskiej (2006).

Analiza korelacji szeregu SLP ze stacji Bjornoya (1935-2014)<sup>2</sup>; z szeregami Oc wykazuje istnienie powiązań między tymi elementami klimatycznymi (ryc. 8). Na stacjach grupy A korelacje z SLP są

---

<sup>2</sup> Z brakami obserwacyjnymi w latach 1942-1945; korelowane szeregi liczą 72 lata. Wykorzystano dane z tej stacji, gdyż obejmują one podstawowy okres badań (1935-2014). Dane gridowe SLP zaczynają się od 1949 roku .

ujemne, w zdecydowanej przewadze istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ). Stacje zaliczone do podgrupy A1 i A3 wykazują stosunkowo silne skorelowanie Oc z SLP, szereg współczynników korelacji jest wysoce istotnych ( $p < 0,001$ ). Na stacjach podgrupy A2 siła związków spada, korelacje stają się w przewadze nieistotne, ale konsekwentnie utrzymuje się ujemny znak współczynników korelacji (ryc. 8). Cechą charakterystyczną dla stacji grupy A jest to, że na stacjach położonych w najwyższych szerokościach (Ny Alesund, Svalbard-Lufthavn, Mys Cheluskin, Golomjannyj, Tiksi, Ostrov Kotel'nyj) brak statystycznie istotnych związków między zmiennością wskaźnika oceanizmu i SLP w Arktyce Atlantyckiej. Na stacjach zaliczonych do grupy „pacyficznej” (P) korelacje między Oc i SLP w Arktyce Atlantyckiej zmieniają znak na dodatni, słabną, a ich wartości spadają poniżej poziomu istotności.



Ryc. 8. Współczynniki korelacji liniowej Pearsona ( $r$ ) między szeregami wskaźnika oceanizmu (Oc) na poszczególnych stacjach i szeregiem wartości średnich SLP z okresu styczeń-marzec na stacji Bjornoya. Oznaczone poziomy istotności  $p=0,05$  i  $p=0,001$ . Stacje uszeregowane według ich długości geograficznej (z E na W)

Fig. 8. Coefficients of Pearson linear correlation ( $r$ ) between values of oceanicity index (Oc) on each station and a values of mean SLP at Bjornoya station from the period January-March. Marked significance levels of  $p=0.05$  and  $p=0.001$ . Stations listed according to the longitude (from E to W).

Tak więc spadek ciśnienia atmosferycznego nad atlantycką Arktyką pociąga za sobą wzrost oceanizmu i spadek kontynentalizmu nad rozległymi obszarami syberyjskiej Subarktyki, w wyniku wzrostu częstości adwekcji powietrza z obszarów Atlantyku Północnego.

Opisane związki zachodzą poprzez kształtowanie przez cyrkulację atmosferyczną zmian rocznej amplitudy temperatury powietrza nad eurazjatyckim sektorem Arktyki i Subarktyki. Cyrkulacja atmosferyczna nad tym obszarem, opisana przez przebieg zimowych wartości SLP nad Arktyką Atlantycką, reguluje przede wszystkim temperaturę powietrza w okresie zimowym (w okresie od stycznia do kwietnia) oraz temperaturę roczną. Amplituda roczna, co oczywiste, stanowi różnicę między najcieplejszym a najchłodniejszym miesiącem roku. Ponieważ na stacjach grupy A zmiany SLP w Arktyce Atlantyckiej wywierają wpływ na temperaturę miesięcy zimowych (patrz tab. 2), a nie letnich, można twierdzić, że zmiany te wywierają wpływ na kształtowanie się wskaźnika oceanizmu poprzez zmiany temperatury najchłodniejszego miesiąca roku. W rezultacie działanie cyrkulacji atmosferycznej staje

się przyczyną zaistnienia korelacji między wskaźnikiem Oc na poszczególnych stacjach i temperaturą powietrza. Korelacje te przekraczają poziom istotności statystycznej z temperaturą miesięcy zimowych (tab. 2) oraz z temperaturą roczną, która w tych strefach klimatycznych regulowana jest przez zmienność temperatury zimy. Tak dzieje się na stacjach grupy A, gdzie korelacje między temperaturą miesięcy zimowych i zmiennością SLP w Arktyce Atlantycznej mają znak ujemny (spadek SLP – wzrost temperatury – wzrost oceanizmu). Na stacjach grupy P (pacyficznych) korelacje między SLP w Arktyce Atlantycznej i temperaturą miesięcy zimowych stają się statystycznie nieistotne, lub zmieniają znak (w styczniu korelacje dodatnie – patrz tab. 2). Oznacza to, że do obszaru, na którym leżą te stacje nie dochodzi już strumień powietrza atlantyckiego, lub właściwości tego powietrza tracą cechy atlantyckie (całkowita transformacja masy). Można więc twierdzić, że oddziaływanie klimatyczne Atlantyku i jego mórz pobocznych kończy się na wschód od Leny, gdzieś między Górami Wierchojańskimi i Górami Czerskiego. Procedura grupowania stacji według podobieństw przebiegów wskaźnika Oc automatycznie wykryła tę granicę, dzieląc stacje na podstawowe grupy nazwane A i P.

Tabela 2. Współczynniki korelacji między wskaźnikiem oceanizmu (Oc) na wybranych stacjach z miesięczną i roczną temperaturą powietrza na tej samej stacji (górną wiersz; lata 1935-2014) oraz temperatury powietrza na tej samej stacji z SLP na Bjornoi (lata 1935-1942 i 1946-2014; dolny wiersz). Wartości istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) pogrubione. G – oznaczenie grupy i podgrupy – patrz ryc. 5 i 6

Table 2. Coefficients of linear correlations between values of oceanity index (Oc) at selected stations and monthly and annual air temperature in the same station (top row; 1935-2014 years) and air temperature in the same station and SLP values at Bjornoya station (bottom row; years 1935-1942 and 1946-2014). Values statistically significant ( $p < 0,05$ ) in bold. G – designation in group and subgroup – see Fig. 5 and 6.

Stacja Station	G	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
Murmansk	A1	<b>0,46</b>	<b>0,50</b>	0,08	0,02	0,02	-0,14	<b>-0,41</b>	<b>-0,30</b>	0,02	0,02	0,06	-0,03	0,16
		<b>-0,26</b>	<b>-0,58</b>	<b>-0,53</b>	-0,22	-0,06	0,06	-0,00	0,11	0,02	0,01	-0,06	-0,09	<b>-0,39</b>
Syktyvkar	A1	<b>0,69</b>	<b>0,43</b>	0,04	0,03	-0,02	-0,03	<b>-0,30</b>	-0,19	0,04	0,15	0,06	-0,14	<b>0,29</b>
		<b>-0,36</b>	<b>-0,51</b>	<b>-0,47</b>	<b>-0,24</b>	-0,09	-0,04	-0,08	0,02	0,01	-0,05	0,18	-0,13	<b>-0,46</b>
Małye Karmakuly	A2	<b>0,49</b>	<b>0,69</b>	<b>0,53</b>	0,17	<b>0,25</b>	<b>0,32</b>	<b>-0,28</b>	-0,22	0,14	0,18	<b>0,24</b>	<b>0,25</b>	<b>0,58</b>
		0,00	<b>-0,31</b>	<b>-0,40</b>	<b>-0,23</b>	-0,10	-0,08	-0,09	-0,17	-0,10	-0,01	0,05	0,01	<b>-0,25</b>
Turuhański	A2	<b>0,63</b>	<b>0,54</b>	0,05	-0,12	0,08	-0,01	<b>-0,38</b>	0,11	0,11	0,21	0,07	<b>-0,23</b>	<b>0,33</b>
		<b>-0,36</b>	<b>-0,50</b>	<b>-0,55</b>	-0,15	-0,10	-0,07	0,05	-0,21	0,06	-0,01	0,04	0,08	<b>-0,43</b>
Golomjannyj	A3	<b>0,59</b>	<b>0,62</b>	<b>0,51</b>	<b>0,45</b>	<b>0,38</b>	0,25	<b>-0,26</b>	-0,02	0,14	0,18	<b>0,36</b>	0,07	<b>0,57</b>
		-0,16	-0,10	<b>-0,29</b>	<b>-0,29</b>	-0,10	0,08	0,08	-0,02	0,03	0,05	0,06	0,23	-0,00
Viljujsk	A3	<b>0,72</b>	<b>0,28</b>	0,13	0,06	0,12	-0,12	<b>-0,27</b>	0,17	0,05	-0,03	0,04	-0,06	<b>0,32</b>
		<b>-0,35</b>	<b>-0,37</b>	<b>-0,48</b>	<b>-0,26</b>	<b>-0,29</b>	-0,23	0,16	<b>-0,24</b>	-0,20	-0,19	-0,06	-0,12	<b>-0,50</b>
Ostrov Vrangelja	P	<b>0,24</b>	<b>0,55</b>	<b>0,37</b>	0,09	-0,03	-0,15	<b>-0,29</b>	<b>-0,43</b>	<b>-0,26</b>	-0,14	-0,04	0,14	0,13
		0,20	-0,11	-0,19	-0,17	-0,09	0,09	-0,05	-0,09	-0,10	-0,08	0,03	0,07	-0,08
Markovo	P	0,03	<b>0,77</b>	<b>0,26</b>	-0,00	-0,20	-0,17	<b>-0,38</b>	-0,14	-0,18	-0,12	-0,17	0,11	<b>0,23</b>
		<b>0,33</b>	-0,05	-0,06	-0,19	-0,19	-0,17	-0,23	-0,06	0,03	-0,08	0,01	0,06	-0,01

Na stacjach położonych w „wysokiej Arktyce”, jak już wspomniano, brak korelacji między wskaźnikiem Oc i zmiennością SLP w Arktyce Atlantycznej. Świadczy to o tym, że strumień ciepłego powietrza atlantyckiego przy silnej cyrkulacji strefowej lokuje się na południe od najwyższych szerokości i powietrze to nie dochodzi do centralnych rejonów Arktyki. Nie można jednak wykluczyć, że wpływ na osłabienie lub brak wspomnianych korelacji wywierać może zmienność powierzchni lodów morskich.



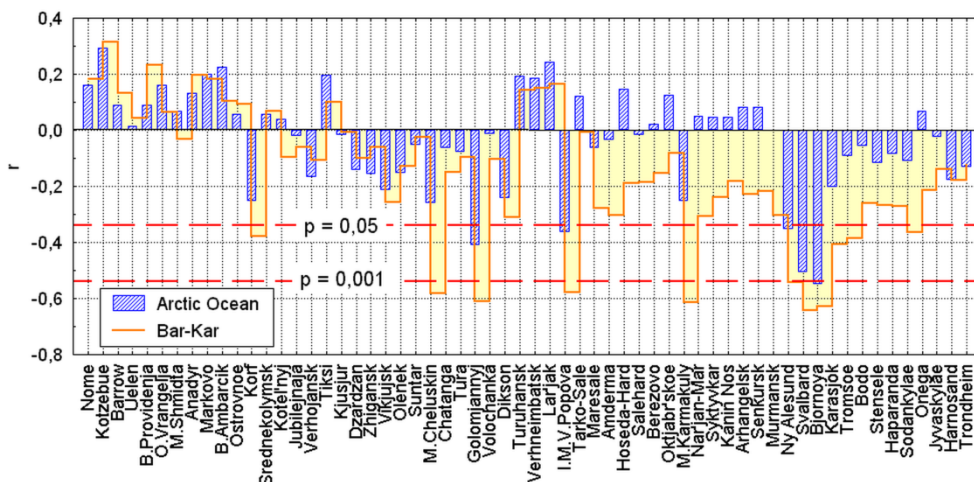
Wpływ zmian powierzchni lodów na przebieg wskaźnika Oc zbadano na podstawie próby obejmującej lata 1979-2013 (34 lata). Wiarygodne dane o powierzchni zlodzonej (extent<sup>3</sup>) Arktyki i jej poszczególnych akwenów obejmują tylko okres od 1979 roku, co siłą rzeczy ograniczyło możliwość analizy wpływu zmian powierzchni zlodzonej na zmienność Oc z wcześniejszego okresu. Wykorzystano zbiór [gsfc.nasateam.month.extent.1978-2013.n](http://gsfc.nasateam.month.extent.1978-2013.n). Wymieniony zbiór podaje średnie miesięczne powierzchnie zlodzone dla poszczególnych akwenów przyjętych dla integracji danych. Wykorzystano dwie części tego zbioru – „Arctic Ocean” i „Bar-Kara”, z których obliczono roczne powierzchnie zlodzone w okresie od 1979 do 2013 roku. Akwen (podzbiór) określony mianem Arctic Ocean charakteryzuje łączną powierzchnię zlodzenia wód centralnej części Arktyki wraz z morzami szelfowymi Łaptiewów, Wschodniosyberyjskim, Czukockim, Beauforta i Lincolna. Akwen (podzbiór) nazwany w tym zbiorze Bar-Kara charakteryzuje łączną powierzchnię zlodzenia mórz Barentsa i Karskiego.

Przeprowadzona analiza wykazała, że między zmianami rocznej powierzchni zlodzonej na akwenach wziętych pod uwagę i wskaźnikiem oceanizmu zachodzą związki zróżnicowanej siły. Cechą charakterystyczną tych związków jest odmienny układ znaków współczynników korelacji dla obu grup stacji. Na stacjach należących do grupy P (pacyficznych) współczynniki korelacji między zmianami powierzchni zlodzonej na obu akwenach są słabe, statystycznie nieistotne, ale dodatnie (im większa powierzchnia zlodzona, tym większy oceanizm klimatu w danym roku). Na stacjach grupy A, w przypadku korelacji z powierzchnią zlodzoną na morzach Barentsa i Karskim przeważają korelacje ujemne – wzrost powierzchni zlodzonej na tych akwenach pociąga za sobą spadek wartości wskaźnika Oc (wzrost kontynentalizmu), a spadek powierzchni zlodzonej – wzrost oceanizmu. W przypadku korelacji z powierzchnią zlodzoną na „Oceanie Arktycznym” (w więc i na morzach szelfowych Syberii) na stacjach należących do podgrupy A1 i A3 współczynniki korelacji są ujemne, natomiast na części stacji należących do podgrupy A2 pojawiają się dodatnie współczynniki korelacji. Ogółem, statystycznie istotne ( $p < 0,05$ ) i wysoce istotne ( $p < 0,001$ ) współczynniki korelacji pojawiają się na stacjach wyspiarskich i przybrzeżnych położonych w wysokich szerokościach geograficznych, na stacjach położonych w większej odległości od wybrzeża korelacje są słabe i nieistotne (ryc. 9). Wyjaśnia to, że zmiany powierzchni zlodzonej na obu akwenach wywierają rzeczywisty wpływ na zmienność stopnia oceanizmu (kontynentalizmu) klimatu w eurazjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki tylko na obszarze ograniczonym do wybrzeży.

Jeżeli potraktować jako miarę wpływu zmian powierzchni zlodzonej na każdym z akwenów na zmienność oceanizmu (kontynentalizmu) klimatu na badanym obszarze powierzchnię między osią zerową i obwiednią wartości współczynników korelacji (ryc. 9), to nietrudno zauważyć, że wpływ zmian zlodzenia na morzach Barentsa i Karskim jest o wiele większy od wpływu zmian powierzchni zlodzonej na „Oceanie Arktycznym”. Stwierdzenie to jest o tyle ważne, że średnia roczna powierzchnia zlodzona „Oceanu Arktycznego” w rozpatrywanym okresie jest równa 6,77 mln km<sup>2</sup> przy odchyleniu standardowym ( $\sigma$ ) równym 0,18 mln km<sup>2</sup>, natomiast średnia roczna powierzchnia zlodzona mórz Barentsa i Karskiego wynosi tylko 1,27 mln km<sup>2</sup> przy podobnej zmienności międzyrocznej ( $\sigma = 0,20$  mln km<sup>2</sup>). Oznacza to, że same rozmiary zmian powierzchni zlodzonej nie odgrywają większej roli w kształtowaniu zmian oceanizmu klimatu.

---

<sup>3</sup> Powierzchnia zlodzona (extent) stanowi powierzchnię danego akwenu pokrytego lodem morskim o koncentracji od 15 do 100%. Wielkość ta jest powszechnie stosowana przy charakteryzowaniu pokrywy lodów morskich szacowanej z różnego rodzaju zobrazowań satelitarnych (patrz: <http://nsidc.org/arcticseaicenews/>).



Ryc. 9. Współczynniki korelacji ( $r$ ) między roczną powierzchnią zlodzoną na „Oceanie Arktycznym” (patrz tekst) i morzach Barentsa i Karskim (Bar-Kar; patrz tekst) a wskaźnikiem Oc na wybranych stacjach. Korelowane szeregi z lat 1979-2013. Oznaczone poziomy istotności  $p=0,05$  i  $p=0,001$ . Stacje uszeregowane według ich długości geograficznej (z E na W)

Fig. 9. Coefficients of correlation ( $r$ ) between annual sea-ice extent in “Arctic Ocean” (see text) and in Barents and Kara Seas („Bar-Kar”; see text) and values of oceanity index (Oc) at selected station in the years 1979-2013. Marked significance levels of  $p=0.05$  and  $p=0.001$ . Stations listed according to the longitude (from E to W).

Można wstępnie postawić hipotezę, że czynnikiem, który powoduje, że na zmienność oceanizmu silniejszy wpływ wywierają zmiany powierzchni lodów na morzach Barentsa i Karskim niż na „Oceanie Arktycznym” są duże zasoby ciepła w wodach tych akwenów. Stale uzupełniane w ciepło przez dopływ Wód Atlantyckich wody Morza Barentsa (Smedsruđ i in. 2010, 2013; Arthun i in. 2012, Inoue i in. 2012, Sato i in. 2014), w mniejszym stopniu wody Morza Karskiego, mogą oddać do atmosfery znaczne ilości ciepła i wilgoci, podczas gdy strumienie ciepła i wilgoci z chłodniejszych i silnie zlodzonych wód „Oceanu Arktycznego” są mniejsze. Rozmiary strumieni ciepła z tych mórz do atmosfery zależęć muszą nie tylko od zasobów ciepła w wodach, ale i od pokrywy lodów – im ta jest większa, tym powierzchnia na której strumienie te mogą się tworzyć jest mniejsza. W rezultacie przy spadku powierzchni lodów i wystarczająco dużych zasobach ciepła w wodach dochodzi do silniejszego wzrostu temperatury powietrza nad danym akwenem. Jednak, aby ogrzane i wilgotne powietrze z nad Morza Barentsa zostało przeniesione w głąb Syberii i wpływało tam na złagodzenie temperatury miesięcy zimowych, musi działać odpowiednio silny przepływ strefowy. Koincydencja tych czynników wyjaśnia całkowicie występowanie ujemnych korelacji między Oc i powierzchnią zlodzoną na „Oceanie Arktycznym” oraz morzach Barentsa i Karskim. Te wstępne interpretacje oparte o krótki okres badań (próbka) wymagają weryfikacji w trakcie dalszych badań, opartych na dłuższych ciągach obserwacyjnych.

#### 4. Wnioski

Wobec nieistotności trendów wskaźnika oceanizmu w eurazjatyckim sektorze Arktyki i Subarktyki można stwierdzić, że w ciągu badanych 80. lat (1935-2014) na tym obszarze utrzymuje się klimat nie wykazujący żadnych wyraźniejszych tendencji zmian w kierunku wzrostu lub spadku stopnia konty-

entalizmu bądź oceanizmu. Biorąc pod uwagę znaki trendów długookresowych można uznać, że na stacjach leżących w Skandynawii i wyspach w otoczeniu Morza Barentsa następuje nieistotny statystycznie powolny wzrost oceanizmu, a na pozostałych stacjach, zwłaszcza na położonych w części azjatyckiej – stagnacja albo bardzo powolna, również nieistotna tendencja do wzrostu kontynentalizmu. W krótszych okresach czasu pojawiały się różnokierunkowe fluktuacje stopnia oceanizmu klimatu, przy czym ich amplituda oraz czas występowania wykazuje zróżnicowanie regionalne.

Na badanym obszarze można wyróżnić dwa podstawowe rodzaje zmienności stopnia oceanizmu zajmujące zwarte obszary, granica między którymi przebiega w przybliżeniu przez obszar położony między Górami Wierchojańskimi i Górami Czerskiego. Obszar położony na zachód od tej granicy (grupa stacji A) znajduje się pod klimatycznym wpływem mas powietrza napływającego z nad północnego Atlantyku i jego mórz pobocznych, przez co przebieg zmian oceanizmu klimatu posiada pewne cechy wspólne. W przestrzeni grupa stacji A (atlantyckich) różnicuje się na trzy podgrupy (A1, A2, A3). W każdej z tych podgrup obserwuje się odmienną, słabnącą reakcję, na czynniki wymuszające zmiany stopnia oceanizmu, praktycznie aż do ich całkowitego wygaszenia.

Głównym czynnikiem wymuszającym zmienność stopnia oceanizmu na stacjach grupy A jest cyrkulacja atmosferyczna, będąca efektem zimowych zmian ciśnienia atmosferycznego na obszarze Arktyki Atlantycznej, z centrum w rejonie Wyspy Niedźwiedziej. W latach osłabienia spadków SLP nad Arktyką Atlantyczną strefowy przepływ powietrza jest osłabiony lub zahamowany, nad rozpatrywanym obszarem pojawia się wzrost kontynentalizmu (maleje oceanizm). W latach, w których następują głębokie spadki SLP w Arktyce Atlantycznej uruchamia się bardzo intensywny strefowy przepływ powietrza morskigo nad Półwyspem Skandynawskim, północną częścią europejskiej Rosji i północną częścią Syberii. Wzmoczenie częstości i siły adwekcji z zachodu przyczynia się do wzrostu temperatury powietrza w okresach zimowych. W konsekwencji tego, w okresach nasilenia takiego przenosu rośnie oceanizm, szczególnie wyraźnie w zachodniej części rozpatrywanego obszaru (podgrupa stacji A1), stopniowo słabnąc wraz przemieszczaniem się na wschód. Osłabienie siły związków między SLP w Arktyce Atlantycznej i  $O_c$  nie jest liniowe (patrz ryc. 8), grupa stacji A2 wykazuje występowanie słabszych związków niż dalej położona na wschód grupa stacji A3. Obraz związków między  $O_c$  i SLP na poszczególnych stacjach zdaje się odtwarzać przebieg stojącej fali długiej o liczbie falowej zbliżonej do 4 (patrz ryc. 8), co w przybliżeniu odpowiada występowaniu makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej W Wangengejma-Girsa.

W trakcie przepływu mas powietrza z zachodu na wschód następuje ich stopniowa transformacja. Wraz z przemieszczaniem się na wschód maleje amplituda zmian międzyrocznych wskaźnika  $O_c$  i następuje przesuwanie się w czasie poszczególnych fluktuacji, aż do ich niemal całkowitego wygaszenia. W efekcie, położenie domeny występowania klimatu ultrakontynentalnego ( $O_c < 1,00$ ) oraz surowej postaci klimatu kontynentalnego ( $O_c < 1,50$ ) jest cały czas stabilne, nie wykazując praktycznie przesunięć przestrzennych. Ostateczne wygaszenie klimatycznych wpływów Atlantyku sięga do wspomnianego już obszaru położonego na wschód od gór Wierchojańskich i Czerskiego.

Na wschód od tego obszaru (Nizina Kołymska, Czukotka; grupa stacji P) reżim zmienności wskaźnika oceanizmu ulega zmianie. Amplituda zmian  $O_c$  nieco wzrasta, a przebieg fluktuacji stopnia  $O_c$  jest odmienny niż przebieg w stacjach grupy A. Reakcja wskaźnika  $O_c$  na stacjach grupy P (pacyficznych) na zmiany SLP w Arktyce Atlantycznej jest odwrotna do tej, jaką obserwuje się na stacjach grupy A. Oznacza to, że na stacjach grupy P zmiennością wskaźnika oceanizmu sterują inne czynniki. Marsz i Zblewski (2013) wykryli, że zmianami stopnia kontynentalizmu i oceanizmu wokół Cieśniny

Beringa steruje zmiennością atmosferycznego oddziaływania PDO (Pacific Decadal Oscillation). PDO warunkuje położenie Niżu Aleuckiego i zmienność ciśnienia w tym niżu, które z kolei określają kierunki i intensywność adwekcji mas powietrza w rejonie Morza Beringa.

Można więc stwierdzić, że przyczyną zmian stopnia oceanizmu klimatu na obszarze eurazjatyckiego sektora Arktyki i Subarktyki są występujące zmiany cyrkulacji atmosferycznej. Zimowa zmienność temperatury powietrza, która bezpośrednio stanowi przyczynę zmian wskaźnika oceanizmu i jest skorelowana ze zmiennością wskaźnika oceanizmu, stanowi skutek zmienności cyrkulacji atmosferycznej. Zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce wywierają bezpośredni skutek na zmienność oceanizmu w ograniczonym przestrzennie zakresie – tylko na obszarach wysp i stacji leżących w bezpośrednim pobliżu linii brzegowej, wzdłuż których występuje pokrywa lodowa. Na zmienność stopnia oceanizmu klimatu obszarów oddalonych od linii brzegowej zmiany powierzchni zlodzenia nie wydają się wywierać istotnego wpływu.

## Literatura

- Arthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B., 2012. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat. *Journal of Climate*, 25 (13): 4736-4743.
- Bhatt U.S., Walker D.A., Raynolds M.K., Bieniek P.A., Epstein H.E., Comiso J.C., Pinzon J.E., Tucker C.J., Polyakov I.V., 2013. Recent Declines in Warming and Arctic Vegetation Greening Trends over Pan-Arctic Tundra. *Remote Sensing (Special NDVI3g Issue)*, 5: 4229-4254, doi:10.3390/rs5094229.
- Brown R., Robinson D., 2011. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922-2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere*, 5 (1): 219-229.
- Bulygina O.N., Groisman P.Ya., Razuvaev V.N., Korshunova N.N. 2011. Changes in snow cover characteristics over Northern Eurasia since 1966. *Environmental Research Letters*, 6 (4), 045204, doi:10.1088/1748-9326/6/4/045204.
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., 2009. Changes in snow cover over Northern Eurasia in the last few decades. *Environmental Research Letters*, 4 (4), 045026, doi:10.1088/1748-9326/4/4/045026.
- Cohen J., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J. Jones J., 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 7 (9): 627-637, doi:10.1038/ngeo2234
- Comiso J.C., 2006. Abrupt Decline in the Arctic Winter Sea Ice Cover. *Geophysical Research Letters*, 33 (18), L18504, doi:10.1029/2006GL027341.
- Comiso J.C., 2012. Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover. *Journal of Climate*, 25 (4): 1176-1193.
- Döscher R., Vihma T., Maksimovich E., 2014. Recent advances in understanding the Arctic climate system state and change from a sea ice perspective: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14 (14), 13571-13600, doi:10.5194/acp-14-13571-2014.
- Frost G.V., Epstein H. E., 2014. Tall shrub and tree expansion in Siberian tundra ecotones since the 1960s. *Global Change Biology*, 20 (4): 1264-1277.
- Holland M.M., Bitz C.M., 2003. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21 (3-4): 221-232, doi:10.1007/s00382-003-0332-6
- Inoue J., Hori M.E., Takaya K., 2012. The role of Barents Sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly, *Journal of Climate*, 25: 2561-2568.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., 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 (4): 328-341.

- Marsz A., 1995a. Rozkład wielkości wskaźnika oceanizmu termicznego na obszarze Arktyki. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 5: 11-19.
- Marsz A., 1995b. Wskaźnik oceanizmu jako miara klimatycznego współdziałania w systemie ocean – atmosfera – kontynenty. Wyd. Wyższej Szkoły Morskiej w Gdyni, Gdynia: 110 s.
- Marsz A.A., 2013. Air temperature. [w:] Marsz A.A. i Styszyńska A. (red.), *Climate and climate change at Hornsund, Svalbard*. The publishing house of Gdynia Maritime University, Gdynia: 145-181.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2006. O "arktycznych" i "atlantyckich" mechanizmach sterujących zmiennością temperatury powietrza na obszarze Europy i północno-zachodniej Azji. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16: 47-89.
- Onarheim I.H., Smedsrud L.H., Ingvaldsen R.B., Nilsen F., 2014. Loss of sea ice during winter north of Svalbard. *Tellus A*, 66, 23933, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v66.23933>
- Overland J.E., Wang M., 2005. The third Arctic climate pattern: 1930s and early 2000s, *Geophysical Research Letters*, 32 (23), L23808, doi:10.1029/2005GL024254.
- Overland J.E., Wang M., Salo S., 2008. The recent Arctic warm period. *Tellus*, 60A (4): 589-597.
- Polyakov, I. V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., 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., Bhatt U.S., Colony R., Walsh D., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Karklin V.P., Yulin A.V., 2003. Long-Term Ice Variability in Arctic Marginal Seas. *Journal of Climate*, 16 (12): 2078-2085.
- Przybylak R., 2000. Temporal and spatial variation of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic. *International Journal of Climatology*, 20 (6): 587-614.
- Przybylak R., 2007. Recent air-temperature changes in the Arctic. *Annals of Glaciology*, 46 (1): 316-324.
- Renner A.H.H., Gerland S., Haas C., Spreen, G. Beckers J.F., Hansen E., Nicolaus M., Goodwin H., 2014. Evidence of Arctic sea ice thinning from direct observations. *Geophysical Research Letters*, 41 (14): 5029-5036.
- Rigor I.G., Colony R.L., Martin S., 2000. Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979–97. *Journal of Climate*, 13 (5): 896-914.
- Rodrigues J., 2008. The rapid decline of the sea ice in the Russian Arctic. *Elsevier, Cold Regions Science and Technology*, 54 (2): 124-142.
- Rodrigues J., 2009. The increase in the length of the ice-free season in the Arctic. *Elsevier, Cold Regions Science and Technology*, 59 (1): 78-101.
- Romanovsky V.E., Smith S.L., Christiansen H.H., 2010. Permafrost Thermal State in the Polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes.*, 21 (2): 106-116.
- Sato K., Inoue J., Watanabe M., 2014. Influence of the Gulf Stream on the Barents Sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter. *Environmental Research Letters*, 9 (8): 084009, doi:10.1088/1748-9326/9/8/084009.
- Serreze M., Barry R., 2011. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77 (1-2): 85-96.
- Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J., 2007. Perspectives on the Arctic's Shrinking Sea-Ice Cover. *Science*, 315 (5818): 1533-1536, doi: 10.1126/science.1139426.
- Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A., 2013. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*, 51 (3): 415-449, DOI: 10.1002/rog.20017.
- Smedsrud L.H., Ingvaldsen R., Nilsen J.E.Ø., Skagseth Ø., 2010. Heat in the Barents Sea: transport, storage, and surface fluxes. *Ocean Science*, 6 (1): 219-234, [www.ocean-sci.net/6/219/2010/](http://www.ocean-sci.net/6/219/2010/).

- Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P., 2012. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change* 110 (3-4): 1005-1027, doi:10.1007/s10584-011-0101-1
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wyd. Uczelniane Akademii Morskiej w Gdyni*: 109 s.
- Walczowski W., 2013. Frontal structures in the West Spitsbergen Current margins. *Ocean Science*, 9: 957-975.
- Walczowski W., Piechura J., 2011. Influence of the West Spitsbergen Current on the local climate. *International Journal of Climatology*, 31 (7): 1088-1093.
- Wu B, Zhang R, D'Arrigo R, Su J. 2013. On the relationship between winter sea ice and summer atmospheric circulation over Eurasia. *Journal of Climate*, 26 (15): 5523–5536, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00524.1.
- Zblewski S., 2008. Zmiany pokrywy lodowej na Morzu Wschodniosyberyjskim w XX i XXI wieku i ich wpływ na zmiany klimatu tego obszaru. [w:] Kowalska A., Latocha A., Marszałek H., Pereyma J. (red.), *Środowisko przyrodnicze obszarów polarnych*. Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław: 187-196.
- Zblewski S., Marsz A.A., 2009. Zmiany temperatury powierzchni Morza Czukockiego (1982-2008). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19: 147-158.
- Zblewski S., Marsz A.A., 2013. Przebieg wartości wskaźnika oceanizmu w rejonie Cieśniny Beringa w drugiej połowie XX i początku XXI wieku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 23: 57-76.

Wpłynęło: 28 października 2014 r., poprawiono: 22 grudnia 2014 r., zaakceptowano: 31 grudnia 2014 r.

### Summary

The work discusses variability of oceanity index (Oc) on land area of Euro-Asian sector of the Arctic and Sub-Arctic in the years 1935-2014. The Oc index is a measure of the degree of climate continentality and oceanity. The analyses showed a relatively small variation of Oc spatial distribution. Areas with oceanic climate are located west of the coast of Spitsbergen and Scandinavia; sub-oceanic climate includes coast of the mainland and the islands in the Barents Sea and a narrow passage that reaches Wrangel Island. Other land and sea areas are mainly covered by the continental climate. Analysis of changes in Oc index in the consecutive decades showed high stability of the continental climate domain. The greatest spatial variability of Oc occurs in the Barents Sea.

Area west of Chersky Mountains is influenced by air masses advection from the North Atlantic. The main factor forcing the variability of oceanity index (Oc) there are pressure changes in the Atlantic Arctic, associated with Wangengeim-Girs W macro-type of mid-tropospheric circulation. Changes in the area of sea ice in the Arctic have a direct effect on the oceanity index only in the coastal zone.

**Key words:** oceanity, contynentality, climate change, air temperature, Siberian Arctic, Euro-Asian Arctic and Subarctic