

◆◆◆◆ ORIGINALNE PRACE ◆◆◆◆ I PRZYCZYNKI

Andrzej A. MARSZ , Anna STYSZYŃSKA 

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE, ODDZIAŁ BAŁTYCKI

ZMIANY CIŚNIENIA ATMOSFERYCZNEGO NAD MORZEM BARENTSA I ICH WPŁYW NA CYRKULACJĘ ATMOSFERYCZNĄ W ATLANTYCKO-EUROPEJSKIM SEKTORZE CYRKULACYJNYM

CHANGES IN ATMOSPHERIC PRESSURE OVER THE BARENTS SEA AND THEIR IMPACT ON ATMOSPHERIC CIRCULATION IN THE ATLANTIC-EUROPEAN CIRCULATION SECTOR

Sformułowanie zagadnienia

Oscylacja Północnego Atlantyku (NAO – North Atlantic Oscillation), regulująca charakter cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym, stanowi efekt występujących telekoneksji między dwoma głównymi klimatycznymi centrami aktywności atmosfery w tym sektorze – Wyżem Azorskim i Niżem Islandzkim. Zachodzące antykorelacje między miesięcznym i sezonowym ciśnieniem atmosferycznym na poziomie morza (dalej SLP) pomiędzy tymi ośrodkami wymuszają wielkoskalowe zmiany charakteru cyrkulacji. W okresach, gdy SLP w Wyżu Azorskim jest wysokie, a w Niżu Islandzkim niskie, nad N Atlantykiem i Europą dominuje różnej siły cyrkulacja strefowa (dodatnia faza NAO). W okresach, gdy ośrodki te zanikają i ciśnienie na obszarze, nad którym lokował się Niż Islandzki wzrasta, a nad obszarem, nad którym występował poprzednio Wyż Azorski obniża, rozwija się różnej siły cyrkulacja południkowa (ujemna faza NAO). Zmiany faz NAO prowadzą do zasadniczych zmian kierunku przepływu mas powietrza, a przez to i warunków pogodowych nad Atlantykiem Północnym i jego obrzeżami, co odpowiednio zapisuje się w przebiegu elementów klimatycznych (Rogers, van Loon 1979; Hurrell 1995).

O traktowaniu NAO jako współzmienności SLP między Wyżem Azorskim i Niżem Islandzkim utwierdzają metody obliczania „nowoczesnych”, stacyjnych indeksów/wskaźników NAO (van Loon, Rogers 1978; Rogers, van Loon 1979; Hurrell 1995; Jones i in. 1997). Do obliczania wartości tych wskaźników, jako północne ramię dipola przyjmuje się zgodnie SLP mierzone na stacjach leżących na Islandii (Akureyri – Rogers, van Loon 1979, Reykjavik/Stykkisholmur – Hurrell 1995 oraz Jones i in. 1997), gdy położenie

południowego ramienia dipola traktowane jest mniej rygorystycznie (Azory – Rogers, van Loon 1979, Lizbona – Hurrell 1995, Gibraltar – Jones i in. 1997). Nieco później Hurrell i in. (2003) zdefiniowali NAO szerzej – jako współzmiennność SLP między Arktyką i obszarem nad subtropikalnym Atlantykiem Północnym i zaproponowali zamiast indeksów „stacyjnych” wskaźnik oparty na analizie składowych głównych pola SLP w granicach 20-80°N, 90°W-40°W (NAO PC-based). Wskaźniki NAO PC-based stanowią 1 EOF (pierwszą empiryczną funkcję własną) pola SLP z tego obszaru dla odpowiedniego odcinka czasu (miesiąc, sezon, rok).

Jednym z przymiotów NAO jest sterowanie zmianami temperatury powietrza na bardzo rozległych obszarach, znacznie wykraczających poza granice możliwego oddziaływania obu wymienionych centrów działania atmosfery – Wyżu Azorskiego i Niżu Islandzkiego. Dotyczy to zwłaszcza północno-wschodnich części Europy, leżących na wschód od 25-30°E i na północ od 50-55°N. W pracy Visbecka i in. (2001; ich rys. 1) między stacyjnym, zimowym indeksem NAO Hurrella i zimową temperaturą powietrza stwierdza się wysoce istotne korelacje ($r > 0,5$) w szerokościach umiarkowanych – od środkowego biegu Missisipi na zachodzie, po jezioro Bajkał na wschodzie. W wysokich szerokościach geograficznych zaznacza się silna asymetria istotnych korelacji – brak ich całkowicie nad Ameryką Północną, natomiast nad Eurazją sięgają one do Tajmyru (~100°E) i dalej na wschód. Taki obraz sugeruje, że stacyjne indeksy NAO charakteryzują coś więcej niż tylko efekty telekoneksji SLP między wymienionymi centrami działania atmosfery.

Położenie centrów „Wyżu Azorskiego” i „Niżu Islandzkiego”¹ może zmieniać się w bardzo szerokich granicach. Zajmującym mniejszą powierzchnię, ale bardziej „ruchliwym” układem jest „Niż Islandzki”, który oprócz pozornie chaotycznych zmian położenia jego centrum w skali międzymiesięcznej i międzyrocznej wykazuje pewne, jak się wydaje, bardziej uporządkowane zmiany w czasie. Hilmer i Jung (2000) stwierdzili, że centrum „Niżu Islandzkiego” z położenia nad Morzem Irmingera w latach 1958-1977 przesunęło się w latach 1978-1997 na NE, w rejon Lofotów.

Przegląd miesięcznych map rozkładu pola SLP na obszarze od 70°W do 60°E i między 30 a 85°N z okresu od 01.1949 r. do 12.2020 r., stanowiących zobrazowanie wyników reanalizy (Kalnay i in. 1996), pozwolił na stwierdzenie, że kształtowanie się pola SLP w szerokościach 55-75°N w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym jest bardziej skomplikowane niż można je scharakteryzować przez istnienie lub nieistnienie „Niżu Islandzkiego” w jego typowym położeniu² i wnioskować o kształcie tego pola z wartości stacyjnych indeksów NAO. W pewnych okresach, w granicach tego sektora, w subarktycznej i arktycznej strefie obniżonego ciśnienia *de facto* funkcjonują jednocześnie dwa niezależne od siebie ośrodki niskiego ciśnienia (rys. 1a). W sytuacji, gdy odległość

¹ Nazwy układów wzięto w cudzysłów, gdyż trudno określać mianem Niżu Islandzkiego układ na przykład rozpościerający się nad Morzem Labrador, a Wyżem Azorskim układ z centrum nad Bermudami (Morze Sargassowe) czy na E od Nowej Fundlandii. W rzeczy samej chodzi o północnoatlantycki subtropikalny układ wysokiego ciśnienia i subpolarny układ niskiego ciśnienia.

² To znaczy w rejonie Islandii lub między Grenlandią i Islandią.

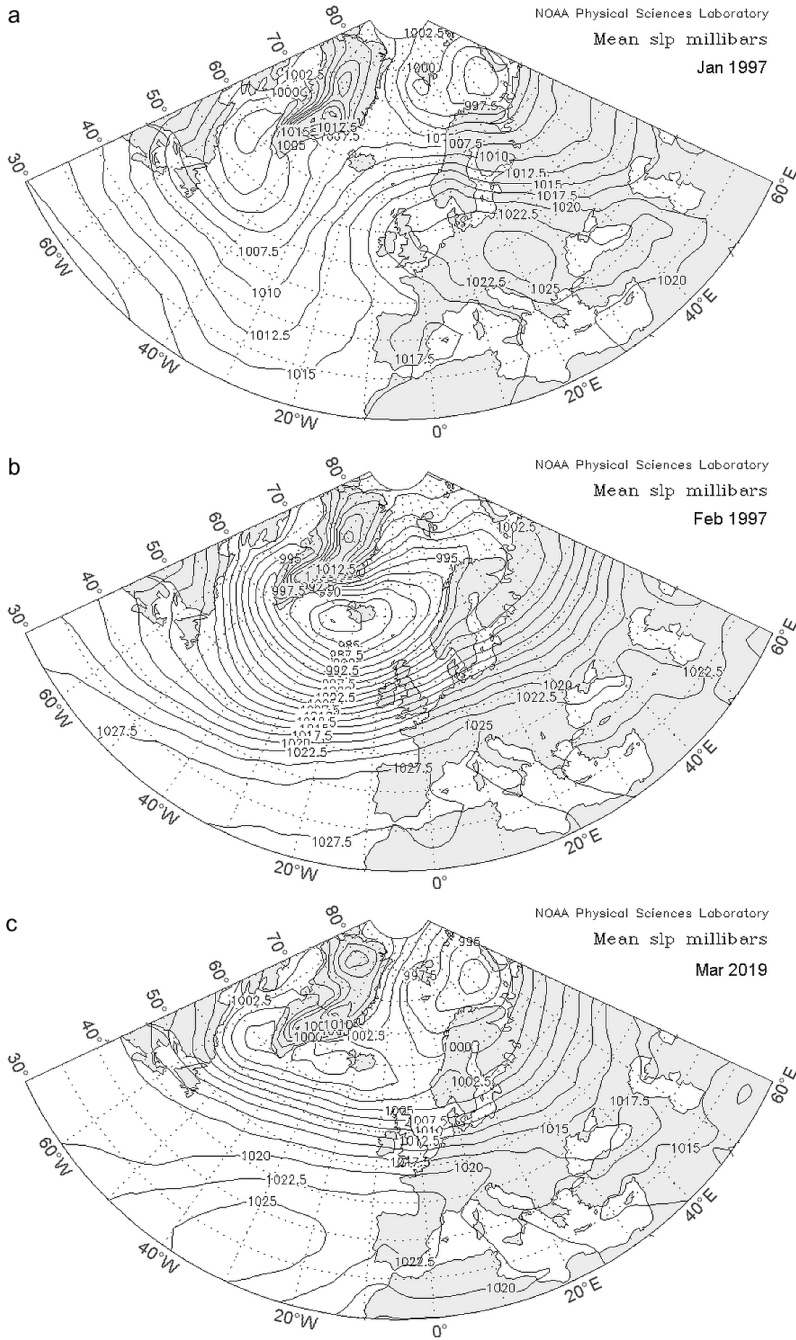
między nimi jest znaczna, po uśrednieniach ciśnienia do miesięcznych wartości SLP, są one wyraźnie widoczne na mapach rozkładu miesięcznego. Dzieje się tak najczęściej, gdy „Niż Islandzki” lokuje się nad Morzem Labrador na S od Grenlandii lub nad południową częścią Morza Irmingera. W momencie, gdy „Niż Islandzki” lokuje się nad północną częścią Morza Irmingera, Cieśniną Duńską lub nad Islandią albo nieco na NE od Islandii, jeśli w tym czasie występuje drugi ośrodek niskiego ciśnienia nad Morzem Barentsa, zewnętrzne granice obu ośrodków łączą się i „Niż Islandzki” zamienia się w wielki, wydłużony i rozciągający się z SW na NE, jedno- (rys. 1b) lub dwuośrodkowy (rys. 1c) układ niskiego ciśnienia. Strefa dużego gradientu barycznego na południowych peryferiach tego układu, generującego pas silnych wiatrów o przeważającej składowej zachodniej, rozciągać się wtedy może od Ameryki Północnej do 100-130°E nad Azją.

Tym „drugim” i niezależnym od „Niżu Islandzkiego” ośrodkiem niskiego ciśnienia jest niż nad Morzem Barentsa nazywany Bruzdą Barentso-Karską. Tworzy ją arktyczny, a nie subarktyczny, układ niskiego ciśnienia z centrum nad Morzem Barentsa lub nad pograniczem mórz Grenlandzkiego i Barentsa. Układ ten, o dość wyraźnie zarysowanej równoleżnikowej dłuższej osi, leżącej na szerokości 73-75°N, wykazuje tendencję do „rozciągania” się na wschód. Sięga on wtedy nad środkową część Morza Karskiego, rzadziej dochodząc do długości geograficznej Tajmyru (~100°E). Bruzda Barentso-Karska stanowi wspólnie z Wyżem Grenlandzkim główne ośrodki baryczne Arktyki Atlantyckiej. W analizach klimatycznych skutków zmian pola ciśnienia w szerokościach umiarkowanych Bruzdy Barentso-Karskiej na ogół nie rozpatruje się jako odrębnego układu.

Taki dwuośrodkowy obraz rozkładu pola SLP nad pograniczem strefy subarktycznej i arktycznej (rys. 1c) znacznie lepiej opisują wskaźniki NAO PC-based, które ze względu na ideę ich konstrukcji uwzględniają istnienie (lub nieistnienie) Bruzdy Barentso-Karskiej w danym okresie. W samej wartości wskaźnika NAO PC-based nie ma jednak informacji o detalach rozkładu pola SLP w wysokich szerokościach.

Cyklonogeneza w rejonie Islandii jest niezmiernie rzadka. Klimatyczny „Niż Islandzki” powstaje jako uśrednienie pola SLP w rejonie wypełniania się stagnujących lub bardzo wolno przemieszczających się układów niskiego ciśnienia, napływających nad obszar Morza Irmingera - Islandii - Cieśniny Duńskiej znad Atlantyku (Marsz 2019). Ponieważ geneza Bruzdy Barentso-Karskiej jest inna niż „Niżu Islandzkiego”, centrum tego ośrodka barycznego w okresie jego występowania utrzymuje względnie stałe położenie.

Zmienność ciśnienia atmosferycznego w tym układzie, niezależnie od zmienności SLP w Niżu Islandzkim, wywiera silny wpływ na zmienność temperatury powietrza w Europie (Skeie 2000; Marsz, Styszyńska 2006, 2015), a może i całej północnej części Eurazji (Honda i in. 2009; Labe i in. 2020; Komatsu i in. 2022). Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań nad zmianami ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa i ich wpływem na zmienność pola ciśnienia atmosferycznego nad Europą.



Rys. 1. Rozkład średniego miesięcznego pola SLP na Atlantyku Północnym.

Fig. 1. Distribution of the mean monthly SLP field in the North Atlantic.

Objaśnienia do rys. 1:

a) w styczniu 1997 r.: „Niż Islandzki” z centrum nad Morzem Labrador, niż Morza Barentsa z centrum nad wschodnią częścią tego morza, ośrodek wyżowy nad Europą z centrum nad Niziną Panońską. Miejsce „Wyżu Azorskiego” zajmuje południowa część wielkiej zatoki niżowej związanej z „Nizem Islandzkim”. Wartość miesięcznego stacyjnego indeksu NAO Hurrella równa $-2,4$, średnia obszarowa temperatura stycznia 1997 r. nad Polską równa $-4,3^{\circ}\text{C}$;

b) w lutym 1997 r.: centrum „Nizu Islandzkiego” nad Morzem Irmingera, niż nad Morzem Barentsa pogłębił się, powstał rozległy i głęboki układ niżowy, którego oś rozciąga się od południowej Grenlandii do Nowej Ziemi. W szerokościach umiarkowanych wykształciła się strefa silnego gradientu barycznego, w której powietrze znad Ameryki Północnej płynie równoleżnikowo z dużą szybkością nad Atlantykiem Północnym przez Europę do długości geograficznej Uralu (i dalej na E). Subtropikalny klin wyżowy sięga Morza Kaspijskiego. Wartość stacyjnego wskaźnika NAO Hurrella równa $+3,7$, średnia obszarowa temperatura lutego 1997 r. równa $+1,7^{\circ}\text{C}$;

c) w marcu 2019 r.: ciśnienie nad Morzem Barentsa niższe niż w odrębnym Nizu Islandzkim, dwuosirowkowy układ niskiego ciśnienia rozciąga się od południowej Grenlandii do Tajmyru, zewnętrzny pas strefy wiatrów zachodnich sięga od wybrzeży Ameryki północnej za Ural na wschodzie. Klin Wyżu Azorskiego silnie wyciągnięty ku wschodowi i obejmuje Europę Zachodnią. Wartość miesięcznego stacyjnego indeksu NAO Hurrella równa $+2,6$, średnia obszarowa temperatura marca 2019 r. nad Polską równa $+5,5^{\circ}\text{C}$.

Explanations for Fig. 1:

a) in January 1997: the „Icelandic Low” with its center over the Labrador Sea, the Barents Sea low with its center over the eastern part of this sea, the high-pressure center over Europe with its center over the Pannonian Plain. The place of the „Azores High” is occupied by the southern part of the great low-pressure trough associated with the „Icelandic Low”. The value of the monthly station NAO Hurrell index equal to -2.4 , the average area temperature in January 1997 over Poland equal to -4.3°C ;

b) in February 1997: the center of the “Icelandic Low” over the Irminger Sea became deeper than over the Barents Sea, a vast and deep low-pressure system was formed, the axis of which extends from southern Greenland to Novaya Zemlya. In temperate latitudes, a zone of strong barometric gradient has developed, in which the air from North America flows latitudinally at high speed over the North Atlantic through Europe to the longitude of the Urals (and further to the E). The subtropical high-pressure ridge reaches the Caspian Sea. The value of the station NAO Hurrell index equal to $+3.7$, the average area temperature in February 1997 equal to $+1.7^{\circ}\text{C}$;

c) in March 2019: pressure over the Barents Sea lower than in the separate Icelandic Low, a two-center low-pressure system extends from southern Greenland to Taymyr, the outer belt of the westerly wind zone reaches from the coast of North America beyond the Urals in the east. The ridge of the Azores High is strongly extended towards the east and covers Western Europe. The value of the monthly station NAO Hurrell index equal to $+2.6$, the average area temperature in March 2019 over Poland equal to $+5.5^{\circ}\text{C}$.

Materiały źródłowe i metody badań

Badaniami objęto 70-lecie 1951-2020. Wykorzystano szeregi czasowe ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) pochodzące z reanalizy ze zbioru NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure. Jest to zbiór globalny o rozdzielczości czasowej miesięcznej i przestrzennej $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (Kalnay i in. 1996). Dane te pozyskano z serwerów IRI/LDEO Climate Data Library. Roczne i kwartalne wartości SLP obliczano, jako średnie arytmetyczne z danych miesięcznych w siatce $5^\circ \varphi \times 5^\circ \lambda$ między 35 i 70°N oraz 40°W i 50°E (152 gridy). Z tego samego zbioru, za pośrednictwem serwerów NOAA/ESRL - Physical Science Division, generowano mapy miesięcznego pola SLP dla obszaru 30 - 85°N , 70°W - 60°E . Mapy te wykorzystano do wizualnej oceny rozkładu pola ciśnienia atmosferycznego nad obszarem Atlantyku Północnego i jego obrzeżami. Miesięczne szeregi składowych strefowej i merydionalnej wiatru geostroficznego pozyskano ze zbiorów NOAA-NCEP CDAS-1 Intrinsic Pressure Level u - zonal wind data i v - meridional wind data, będącego również produktem reanalizy (Kalnay i in. 1996). Opis algorytmu obliczania tej wielkości znajduje się na stronie www.iri.ldeo.columbia.edu.

Dane o temperaturze wody (TW) w Morzu Barentsa pochodzą z profilu hydrologicznego Kola Meridian (Bochkov 2005; Karsakov 2009) i stanowią średnią roczną TW w kolumnie od 0 do 200 m ze stacji o numerach 3, 4, 5, 6 i 7. Profil ten rozciąga się między ~ 70 i $\sim 72,5^\circ \text{N}$ na długości $33,5^\circ \text{E}$ i obejmuje południowo-zachodnią część Morza Barentsa, przez którą przepływa ciepła odnoga Prądu Zachodniopitsbergeńskiego (Prąd Murmański) wnosząca przez BSO (Barents Sea Opening - Otwarcie Morza Barentsa) ciepłe Wody Atlantyckie do tego morza (Årthun i in. 2012; Boitsov i in. 2012). Średnia roczna TW na Morzu Barentsa jest dalej oznaczona jako zmienna KM3-7. Dane pochodzą z PINRO (Vserosijiskij Nauchno-Issledovatel'skij Institut Rybnogo Khozyajstva i Okeanografii; <http://www.pinro.vniro.ru/ru/razrez-kolskij-meridian/ryady-nablyudenij>). Zmienna KM3-7 charakteryzuje zmienność zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa³.

Wartości wskaźnika DG_{3L} , informującego o intensywności transportu ciepła wraz z wodami przez składową powierzchniową cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (dalej NA THC), obliczono zgodnie z podaną procedurą (Marsz 2015) ze zbioru ERSST v.5 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature: version 5; Huang i in. 2017).

Do badania związków zmian ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa z różnymi rodzajami wzorców rozkładu SLP w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym wykorzystano: zimowy (DJFM) i roczny stacyjny wskaźnik NAO Hurrella (1995) oraz zimowy i roczny wskaźnik NAO oparty na PC (NAO PC-based), których wartości

³ Zasoby ciepła w wodach określa iloczyn ciepła właściwego wody, objętości wody w kolumnie, gęstości wody oraz średniej temperatury wody w kolumnie. Wobec równej wysokości kolumn, objętość wody w nich jest stała. Podobnie stała jest wartość ciepła właściwego wody morskiej. W takiej sytuacji całą zmienność zasobów ciepła w wodach określają zmiany średniej temperatury wody w kolumnie. Wobec tego, że dalej interesuje nas zmienność zasobów ciepła, a nie ich mianowanie, pozwala to, zamiast zasobów ciepła wyrażonych w jednostkach ciepła (MJ), określać zasoby ciepła jako średnią TW w kolumnach.

pobrano z bazy danych NCAR (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/>) oraz wzorce telekoneksji (Teleconnection Patterns; dalej TP) występujące na poziomie 500 hPa, wyróżniane przez NWS CPC – NAO TP, East Atlantic TP, East Atlantic/Western Russia TP i Scandinavian TP (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov//data/teledoc/telecontents.shtml>). Dla krótszego, 40-letniego okresu 1951-1990 wykorzystano także kalendarz „typów cyrkulacji” opracowany przez Osuchowską-Klein (1978, 1991).

W pracy wykorzystano standardowe metody statystyczne. Była to korelacja liniowa, korelacja wzajemna (z przesunięciami czasowymi; *cross-correlation*), analiza regresji oraz analiza składowych głównych (PC analysis). Tą ostatnią metodę stosowano dla redukcji liczby zmiennych, szacowania wartości własnych oraz określania wektorów własnych⁴ (Ev, EOF; empirycznych funkcji własnych). Wartości własne pozwalają na określenie udziału całkowitej wariancji objaśnianej przez poszczególne wektory własne.

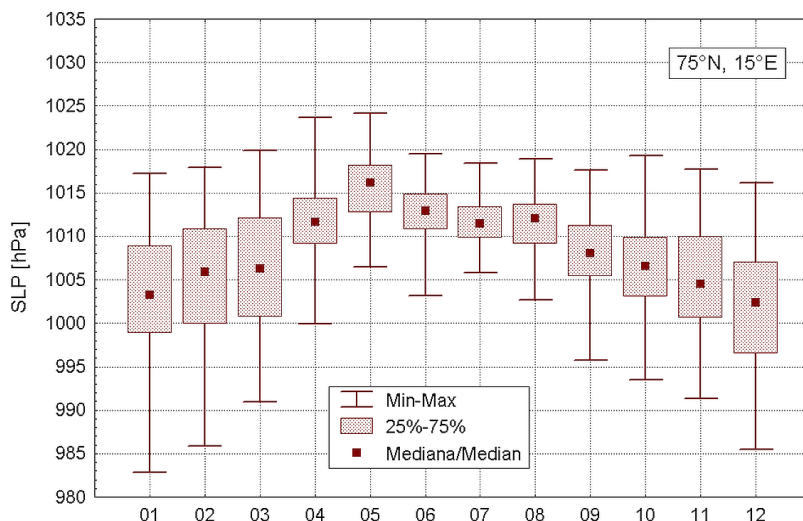
Istotność związków określano za pomocą testów t Studenta i F Fishera-Snedecora. Ponieważ liczba korelowanych szeregów jest duża (70 korelowanych par), już stosunkowo niskie wartości r stają się statystycznie istotne ($r = 0,24$; $p < 0,05$) i wysoce istotne ($r = 0,38$, $p = 0,001$). W przypadku korelacji wzajemnych, wobec zmian liczności korelowanych par w tej samej analizie, za granice istotności przyjmowano te, w których wartość współczynnika korelacji (r) była większa od podwojonego błędu standardowego (SE) jego oszacowania (Hill, Lewicki 2007). W przypadku wartości własnych za istotne przyjmowano te, których wartość, zgodnie z kryterium Kaisera, była większa od jedności (Hill, Lewicki 2007). Wszystkie obliczenia przeprowadzono posługując się pakietem do analiz statystycznych STATISTICA PL firmy StatSoft®.

Rezultaty analizy w rozdzielczości przestrzennej $5^\circ \times 5^\circ$ przetworzono do postaci graficznej, tworząc mapy izokorelat między 1Ev rocznej SLP i 1 Ev SLP z okresu 1. kwartału (styczeń-marzec) Bruzdy Barentso-Karskiej z roczną SLP nad wschodnim N Atlantykiem i Europą. Mapy opracowano posługując się programem Surfer, a do interpolacji izokorelat zastosowano metodę zwyczajnego krigingu.

Charakter i przebieg zmian ciśnienia atmosferycznego w Bruździe Barentso-Karskiej

Analiza rozkładu przestrzennego pola SLP nad Arktyką Atlantycką wykazuje, że centrum Bruzdy Barentso-Karskiej wyznaczone przez położenie klimatycznego minimum rocznego ciśnienia atmosferycznego lokuje się na szerokości $\sim 75^\circ\text{N}$ między 10 a 20°E . Jest to rejon Wyspy Niedźwiedziej (Bear Island, Bjornøya). Roczne SLP na 75°N i długościach 10 , 15 i 20°E jest praktycznie takie samo ($1008,2$ hPa; 1951-2020), co pozwala na przyjęcie długości 15°E jako umownego centrum tego układu barycznego. Dalej SLP w punkcie 75°N , 15°E będzie oznaczane jako P7515 z odpowiednim indeksem dolnym precyzującym okres do którego się odnosi.

⁴ Wektory własne stanowią szeregi wartości czynnikowych poszczególnych składowych głównych.



Rys. 2. Zakresy zmienności miesięcznych wartości SLP w centrum Bruzdy Barentso-Karskiej (75°N, 15°E) w latach 1951-2020.

Fig. 2. Ranges of mean monthly SLP values in the center of the Barents-Kara Trough (75°N, 15°E) in the years 1951-2020.

Na 75°N, między długością 20°W (wschodnie wybrzeże Grenlandii) a 50°E (Nowa Ziemia), zmiany SLP są silnie i wysoce istotnie skorelowane, wykazując taki sam cykl zmienności rocznej. Przeciętnie w wieloleciu SLP osiąga najniższe wartości w grudniu i styczniu (1002-1003 hPa; różnice statystycznie nieistotne), najwyższe wartości w maju (1015,5 hPa), kiedy dochodzi do rozwoju klina Wyżu Grenlandzkiego obejmującego zachodnią część obszaru zajmowanego wcześniej przez Bruzdę Barentso-Karską. Zakresy zmienności miesięcznej SLP w punkcie (gridzie) 75°N, 15°W, stanowiącym klimatyczne centrum tego układu barycznego przedstawia rys. 2.

W przebiegu P7515_{RK} występuje statystycznie istotna autokorelacja o przesunięciu czasowym równym 8 lat (autokorelacja cząstkowa: $r = 0,256$). Nieco słabsza autokorelacja 8-letnia, ale statystycznie istotna ($r = 0,236$), występuje także w szeregu P7515₀₁₋₀₃. Nie stwierdzono występowania autokorelacji o innych przesunięciach czasowych.

Szeregi wartości miesięcznych, kwartalnych i rocznych SLP na 75°N, od wschodnich wybrzeży Grenlandii do Nowej Ziemi (gridy: 20°W, 10°W, 000°, 10°E, 15°E, 20°E, 30°E, 40°E i 50°E), zostały poddane analizie składowych głównych, co pozwoliło ujawnić wektory własne (Ev) opisujące cechy zmienności pola SLP. Po przeprowadzeniu tej analizy stwierdzono, że niemal wszystkie miesiące, kwartały i rok mają tylko jedną istotną statystycznie składową główną, która objaśnia powyżej 80% wariacji SLP w danym okresie. Wyjątkiem są maj i listopad, w przypadku których w przebiegu SLP ujawniają się dwie statystycznie istotne składowe główne.

Analiza sensu fizycznego wektorów własnych wykazała, że 1 wektory własne (1Ev) stanowią standaryzowane odchylenia od średnich wieloletnich wartości SLP, czyli ich standaryzowane anomalie. Pierwsza składowa główna rocznego pola SLP w Bruździe Barentso-Karskiej (1Ev_{RK}) objaśnia 90,32% jego całkowitej wariancji. Wartość współczynnika korelacji między rocznym P7515 i 1Ev rocznego ciśnienia w Bruździe Barentso-Karskiej jest równa 0,98, a między P7515₀₁₋₀₃ i 1Ev SLP z tego samego okresu (1Ev₀₁₋₀₃) równa 0,99. Wariancja obu miar (SLP i anomalii SLP) jest zatem taka sama, co pozwala na zamienne używanie tych wielkości.

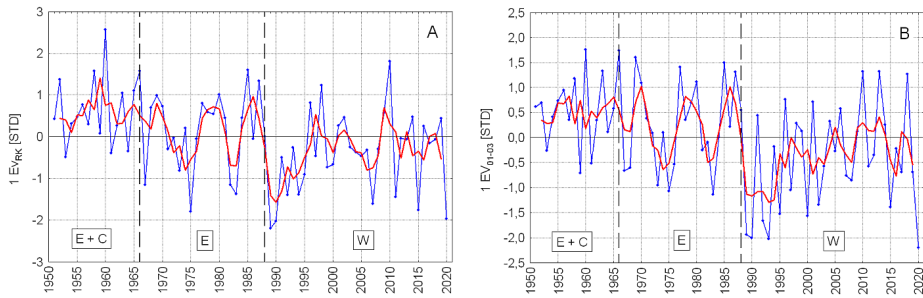
Przeciętnie, miesięczne wektory własne objaśniają od kilku do kilkunastu procent wariancji rocznej SLP na obszarze Bruźdy Barentso-Karskiej, kwartalne, za wyjątkiem 1. kwartału, od kilku do nieco ponad 20%, a Ev 1. kwartału objaśnia przeciętnie powyżej 50% wariancji rocznego SLP w poszczególnych gridach.

Wyniki analizy składowych głównych wykazują, że przebieg rocznych wartości SLP na tym obszarze jest zdominowany przez zmienność ciśnienia jaka zachodzi w okresie od stycznia do marca. 1Ev₀₁₋₀₃ w Bruździe Barentso-Karskiej jest silnie i wysoce istotnie skorelowany z 1Ev rocznego SLP ($r = 0,78$, $p < 0,001$). Praktycznie roczne anomalie SLP (aSLP_{RK}) w Bruździe Barentso-Karskiej stanowią funkcję anomalii SLP z pierwszego kwartału (aSLP₀₁₋₀₃): $aSLP_{RK} = 0,778(\pm 0,076) \cdot aSLP_{01-03}$ ($adj.R^2 = 0,60$, $p \ll 0,001$). Fakt ten ma istotne znaczenie dla funkcjonowania procesów cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym.

Przebiegi 1Ev rocznego SLP i SLP w 1. kwartale (styczeń-marzec) w Bruździe Barentso-Karskiej wykazują, oprócz silnej zmienności międzyrocznej, zmienność długo-okresową, która jest zbieżna z określonymi przez Savicheva i in. (2015) granicami epok cyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym (rys. 3). Przebiegi wartości P7515_{RK} i P7515₀₁₋₀₃, oraz ich standaryzowanych anomalii (1Ev), mimo tego, że amplituda zmienności P7515₀₁₋₀₃ jest znacznie większa niż uśrednionych rocznych wartości SLP, są bardzo podobne do siebie. Najważniejszą cechą obu przebiegów jest zmiana reżimu zmienności jaka zaznacza się między rokiem 1987 i 1989, ujawniająca się jako konsekwentne obniżenie się SLP po roku 1988 (rys. 3). Różnice między średnimi wartościami SLP w obu okresach (1951-1988 i 1989-2020) są statystycznie istotne. W przebiegu P7515₀₁₋₀₃, po roku 1988, oprócz spadku wartości SLP, zaznaczył się również wzrost amplitudy zmian międzyrocznych.

Przebiegi wartości 1Ev_{RK} i 1Ev₀₁₋₀₃ są bardzo silnie skorelowane (tab. 1) z przebiegami odpowiednich indeksów NAO Hurrella (1995, 2003) oraz ciśnienia atmosferycznego w Niżu Islandzkim (grid 65°N, 25°W położony nad zachodnimi krańcami Islandii).

Znacznie silniejszy związek z 1Ev wykazują wskaźniki NAO obliczane jako indeksy PC-based od indeksów stacyjnych (Lizbona - Stykkisholmur/Reykjavik), w których zmienność SLP nad Morzem Barentsa objaśniają od 65 do 76% wariancji, gdy zmienność indeksów stacyjnych tylko od 44 do 56%. Tym niemniej istotność statystyczna związków 1Ev z indeksami NAO jest bardzo wysoka ($p \ll 0,001$). W przebiegu indeksów NAO Hurrella nie zaznacza się wyraźnie, w odróżnieniu od przebiegów 1Ev, nieciągłość przebiegu, jednak różnica między średnimi ich wartościami z lat 1951-1988 i 1988-2020 jest wysoce istotna.



Rys. 3. Przebieg SLP w Bruździe Barentso-Karskiej: A – 1 wektor własny rocznego SLP, B – 1 wektor własny średniego SLP w pierwszym kwartale (styczeń-marzec). Czerwone grube linie – 5-punktowa średnia krocząca. Pionowe linie przerywane – granice epok cyrkulacyjnych (E+C, E i W).

Fig. 3. Course of SLP in the Barents-Kara Trough: A – 1 eigenvector of the annual SLP, B – 1 eigenvector of the average SLP in the first quarter (January-March). Bold red lines – 5th-point moving average. Vertical dashed lines – boundaries of circulation epoch (E+C, E and W).

Z wzorcami telekoneksji występującymi na poziomie 500 hPa, wyróżnianymi przez NWS CPC w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, $1EV_{RK}$ rocznego pola ciśnienia nad Morzem Barentsa wykazuje istotne skorelowanie (tab. 2) tylko z NAO TP (ujemne) i Scandinavian TP (SCAND TP, dodatnie).

Spadkowi rocznego SLP nad Morzem Barentsa odpowiadają zmiany pola geopotencjału na powierzchni izobarycznej 500 hPa, powodujące wzrost częstości występowania wzorca NAO (z cyrkulacją strefową) i jednocześnie spadek częstości występowania w danym roku wzorca SCAND (cyrkulacja południkowa; dolny wyż z centrum nad Półwyspem Skandynawskim). Zmiany SLP nad Morzem Barentsa nie wywierają istotnego wpływu na roczną frekwencję wzorców Wschodniego Atlantyku (EA TP) i Wschodniego Atlantyku-Zachodniej Rosji (EA/WR TP).

Zapisująca się w przebiegu P7515 nieciągłość w latach 1987-1989 jest zgodna w czasie ze stwierdzoną zmianą warunków makrocyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym (przejście epoki cyrkulacyjnej E do epoki W), która była spowodowana gwałtownym wzrostem natężenia oceanicznego transportu ciepła na północ przez północnoatlantycką cyrkulację termohalinową (Marsz i in. 2021; Marsz, Styszyńska 2022). W tych latach doszło do zmiany fazy cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym z ujemnej na dodatnią. Wskazuje to, że przebieg zmienności P7515 jest w jakiś sposób powiązany ze zmiennością oceanicznego transportu ciepła na północ, charakteryzowanego przez przebieg wskaźnika DG_{3L} .

Przyczyny zmian ciśnienia atmosferycznego w Bruździe Barentso-Karskiej

Problematyce zmian SLP w Arktyce Atlantycznej poświęcona jest stosunkowo bogata literatura, przy czym zagadnienie zmian ciśnienia atmosferycznego na tym obszarze

Tabela 1. Współczynniki korelacji między 1 wektorami rocznego ($1E_{V_{RK}}$) i pierwszego kwartału ($1E_{V_{01-03}}$) pola SLP w Bruździe Barentso-Karskiej a rocznymi (RK) i zimowymi (DJFM) indeksami NAO Hurrella (PC-based; 1951-2020) i stacijnymi (S; 1951-2019) oraz średnimi rocznymi i średnimi wartościami SLP w 1. kwartale (JFM) w gridzie $65^{\circ}N$, $25^{\circ}W$.
Wszystkie współczynniki korelacji wysoce istotne ($p < 0,001$).

Table 1. Correlation coefficients between the 1 eigenvectors of the annual ($1E_{V_{RK}}$) and first quarter ($1E_{V_{01-03}}$) of the SLP field in the Barents-Kara Trough and the annual (RK) and winter (DJFM) NAO Hurrell indices (PC-based; 1951-2020) and station (S; 1951-2019) and average annual and average in the 1st quarter (JFM) SLP values in the grid $65^{\circ}N$, $25^{\circ}W$.

All correlation coefficients highly significant ($p < 0.001$).

1Ev	NAO PC-based		NAO S		65°N, 25°W	
	RK	DJFM	RK	DJFM	RK	JFM
$1E_{V_{RK}}$	-0,81	-	-0,66	-	0,62	-
$1E_{V_{01-03}}$	-	-0,87	-	-0,75	-	0,77

Tabela 2. Współczynniki korelacji (r) między wzorcami telekoneksji cyrkulacji środkowotroposferycznej NWS CPC i 1 wektorem własnym rocznego pola ciśnienia nad Morzem Barentsa ($1E_{V_{RK}}$) i ich istotność statystyczna (p).

Zapis $p = 0,000$ oznacza, że $p \ll 0,001$. Okres korelacji 1951-2020.

Table 2. Correlation coefficients (r) between the teleconnection patterns of the NWS CPC mid-tropospheric circulation and the 1st eigenvector of the annual pressure field over the Barents Sea ($1E_{V_{RK}}$) and their statistical significance (p).

The notation $p = 0.000$ means that $p \ll 0.001$. Correlation period 1951-2020.

Wzorzec/Pattern	NAO TP	EA TP	EA/WR TP	SCAND TP
r	-0,59	-0,11	-0,13	0,39
p	0,000	0,364	0,333	0,001

Wzorce telekoneksji/teleconnection patterns: NAO TP - North Atlantic Oscillation, EA - East Atlantic, EA/WR - East Atlantic/Western Russia, SCAND - Scandinavia TP.

rozpatrywane jest w niej zazwyczaj jako problem oboczny a nie zasadniczy. Główny nacisk kładzie się na oceanograficzne i klimatyczne konsekwencje zmian SLP nad Morzem Barentsa dla hydroklimatologii Arktyki, bez zwracania uwagi na szersze, w sensie przestrzennym, klimatyczne wpływy zmian P7515 na inne niż Arktyka obszary.

Badacze zajmujący się wpływem zmian ilości napływu ciepłych Wód Atlantyckich (dalej AW) do Morza Barentsa na zmiany powierzchni lodów morskich i/lub na klimat Arktyki (np. Semenov 2008; Skagseth i in. 2008; Årthun i in. 2012; Smedsrud i in. 2013, 2022) wykazali, zarówno na podstawie badań opierających się na danych obserwacyjnych, jak i wynikach modelowania, że przyczyną zmian SLP nad Morzem Barentsa są zmiany zasobów ciepła w wodach tego morza. Wzrost zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa powoduje zmniejszenie się powierzchni lodów morskich i wzrost powierzchni „czystej wody”, wzrost sumarycznych strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery – i w konsekwencji – spadek SLP nad Morzem Barentsa. Zmniejszenie się zasobów ciepła

w wodach tego morza i wschodnich części Morza Grenlandzkiego powoduje wzrost ciśnienia nad tym obszarem.

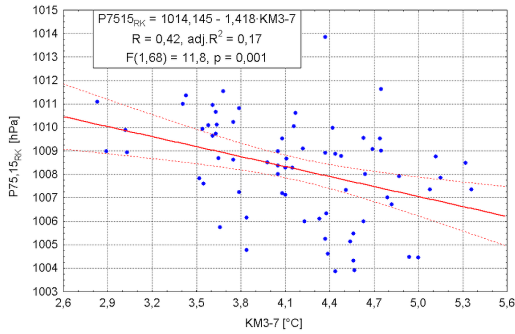
Smedsrud i in. (2013) przedstawili dobrze udokumentowany model funkcjonowania układu sprzężeń zwrotnych między powiązаныmi ze sobą członami oceanicznym i atmosferycznym, w którym wraz ze wzrostem/spadkiem zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa (człon oceaniczny) dochodzi do spadków/wzrostów SLP nad tym akwenem (człon atmosferyczny). Spadek SLP nad Morzem Barentsa powoduje wzmożenie siły wiatrów zachodnich nad południową częścią tego morza, które intensyfikują napływ ciepłych AW do Morza Barentsa, przyczyniając się do dalszego wzrostu natężenia strumienia ciepła do atmosfery i spadku SLP. Układ sprzężeń między tymi członami generuje długookresowe oscylacje klimatu Arktyki Atlantyckiej, przejawiające się w odpowiednich zmianach intensywności wiatrów zachodnich nad południową częścią Morza Barentsa oraz zmianach powierzchni lodów w Arktyce i temperatury powietrza nad Arktyką.

Prace Van der Swaluwa i in. (2007) oraz Outtena i Esau (2017) poświęcone analizie przebiegu procesów w kompensacji Bjerknesa (Bjerknes 1964) wskazują, że przeprowadzone przez nich badania na modelach klimatycznych tłumaczą spadki ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej jako konsekwencję zwiększonego oceanicznego transportu ciepła na północ. W okresach zwiększonej intensywności transportu ciepła wraz z transportem Wód Atlantyckich przez NA THC (North Atlantic Thermohaline Circulation, AMOC – Atlantic Meridional Overturning Circulation) dochodzi do wzrostu zasobów ciepła i wzrostu SST w wodach wschodniej części Morza Grenlandzkiego i w Morzu Barentsa, zmniejszenia się powierzchni lodów morskich i przesunięcia ich granic na północ. W takich warunkach napływ powietrza o niskiej temperaturze z pokrywy lodów morskich i lądolodu Grenlandii nad dużą powierzchnię wolnych od pokrywy lodowej „ciepłych wód” prowadzi do powstania nad Morzem Barentsa „termicznego ośrodka niskiego ciśnienia” (Outten i Esau 2017). Wstępna analiza materiałów empirycznych wskazuje na słuszność przedstawionych wyżej koncepcji.

Między zasobami ciepła w wodach Morza Barentsa (zmienna KM3-7) i P7515_{RK} zachodzi niezbyt silna, ale wysoce istotna korelacja ujemna ($-0,42$, $p < 0,001$; 1951-2020; rys. 4), co oznacza, że wraz ze wzrostem zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa ciśnienie atmosferyczne nad Arktyką Atlantycką obniża się.

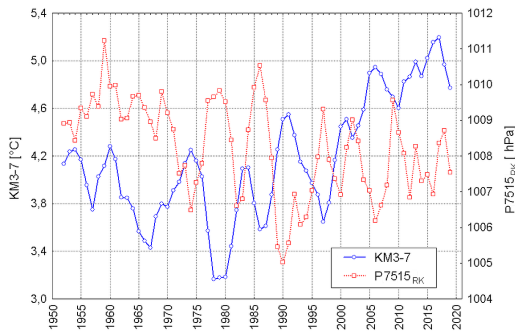
Ta stosunkowo niska wartość współczynnika korelacji synchronicznej wynika z tej przyczyny, że związki między bardzo powolnymi międzyrocznymi zmianami temperatury wody w Morzu Barentsa⁵ i P7515_{RK} są silnie rozciągnięte w czasie – nie mieszczą się w rocznej rozdzielczości czasowej. Ze zmienną KM3-7 z danego roku istotnie jest skorelowane roczne ciśnienie w tym samym roku, jak i nieco silniej – ciśnienie w roku następnym. Obniża to siłę związków synchronicznych. Korelacja między wyrównanym

⁵ Współczynnik autokorelacji cząstkowej dla opóźnienia rocznego w przebiegu KM3-7 jest równy 0,667, co oznacza, że średnia roczna temperatura wody w Morzu Barentsa zależy w bardzo dużym stopniu od temperatury jaka była w roku poprzednim. Wobec wielkiej objętości wód w tym morzu (~308 tys. km³) powolność zmian TW jest zrozumiała. Ten sam czynnik powoduje asymetrię przebiegu korelacji wzajemnych między DG_{3L} i KM3-7 widoczną na rys. 6.



Rys. 4. Związek zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa (KM3-7) z rocznym ciśnieniem atmosferycznym na poziomie morza (P7515_{RK}) w Arktyce Atlantyckiej (1951-2020).

Fig. 4. Relationship of heat resources in the waters of the Barents Sea (KM3-7) with the annual atmospheric pressure at sea level (P7515_{RK}) in the Atlantic Arctic (1951-2020).

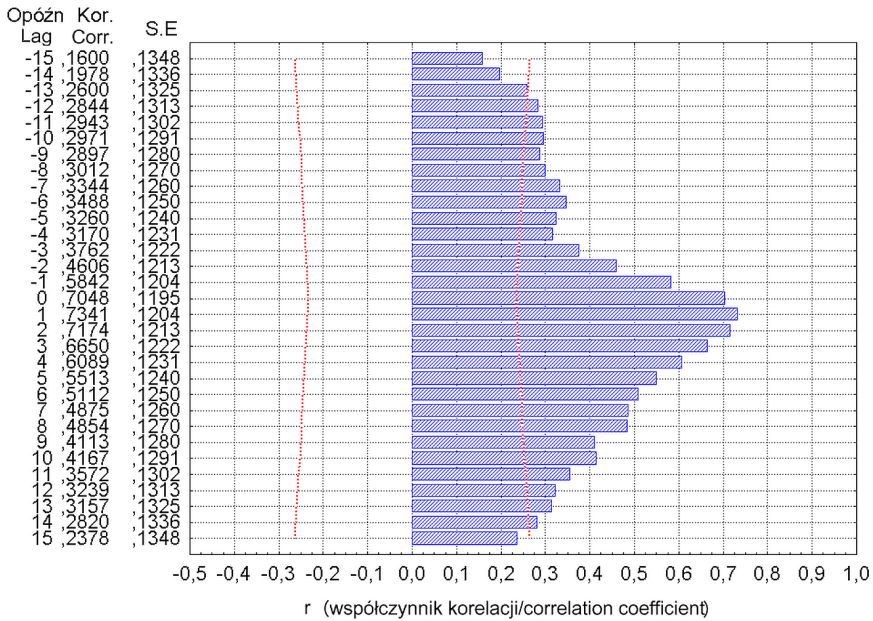


Rys. 5. Przebieg wyrównanych 3-punktową średnią kroczącą wartości rocznej temperatury wody w SW części Morza Barentsa (zmienna KM3-7) i rocznego ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej (zmienna P7515_{RK}).

Fig. 5. Course of the adjusted 3-point moving average values of the annual water temperature in the SW part of the Barents Sea (variable KM3-7) and the annual atmospheric pressure in the Atlantic Arctic (variable P7515_{RK}).

3-punktową średnią kroczącą szeregiem P7515_{RK} i zmienną KM3-7 jest już wyraźnie silniejsza ($r = -0,56$, $p < 0,001$, $n = 68$). Wyrównane przebiegi obu tych wielkości wyraźnie uwiadcniają zachodzące generalnie w przeciwfazie zmiany tych wielkości (rys. 5).

Zmiany zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa zachodzą głównie pod wpływem zmian ilości ciepła wnoszonego do tego morza wraz z Wodami Atlantyckimi (np. cytowani już Semenov 2008; Skagseth i in. 2008; Årthun i in. 2012; Smedsrud i in. 2013, 2022 oraz np. Muilwijk i in. 2018). Procesem, który reguluje zmiany ilości ciepła wnoszonego do Morza Barentsa wraz ze zwiększonym/zmniejszonym transportem AW jest północnoatlantycka cyrkulacja termohalinowa (NA THC; Eldevik, Nilsen 2013). Między wskaźnikiem DG_{SL} , charakteryzującym ilość ciepła transportowanego z atlantyckich tropików do



Rys. 6. Rozkład korelacji wzajemnych między wskaźnikiem DG_{3L} (zmienna poprzedzająca) informującym o intensywności transportu ciepła wraz z wodami przez NA THC z atlantyckich tropików do Arktyki i roczną temperaturą wody w Morzu Barentsa (KM3-7, zmienna opóźniona). Korelowane szeregi z lat 1951-2020. Punktowane krzywe – granice istotnych korelacji (± 2 SE; błędy standardowe estymacji współczynnika korelacji).

Fig. 6. Cross-correlations between the DG_{3L} index (antecedent variable), informing about the intensity of heat transport along with water through NA THC from the Atlantic tropics to the Arctic, and the annual water temperature in the Barents Sea (KM3-7, delayed variable).

Correlated series 1951-2020. Graded curves – limits of significant correlations (± 2 SE; standard errors of correlation coefficient estimate).

Arktyki przez NA THC, a zasobami ciepła w wodach Morza Barentsa (zmienna KM3-7) zachodzą związki o wysokiej istotności. Są one również mocno „rozciągnięte” w funkcji czasu; współczynnik korelacji w związku synchronicznym jest równy 0,70 ($p < 0,001$), przy opóźnieniu KM3-7 względem DG_{3L} o 1 rok równy 0,73, etc. (rys. 6).

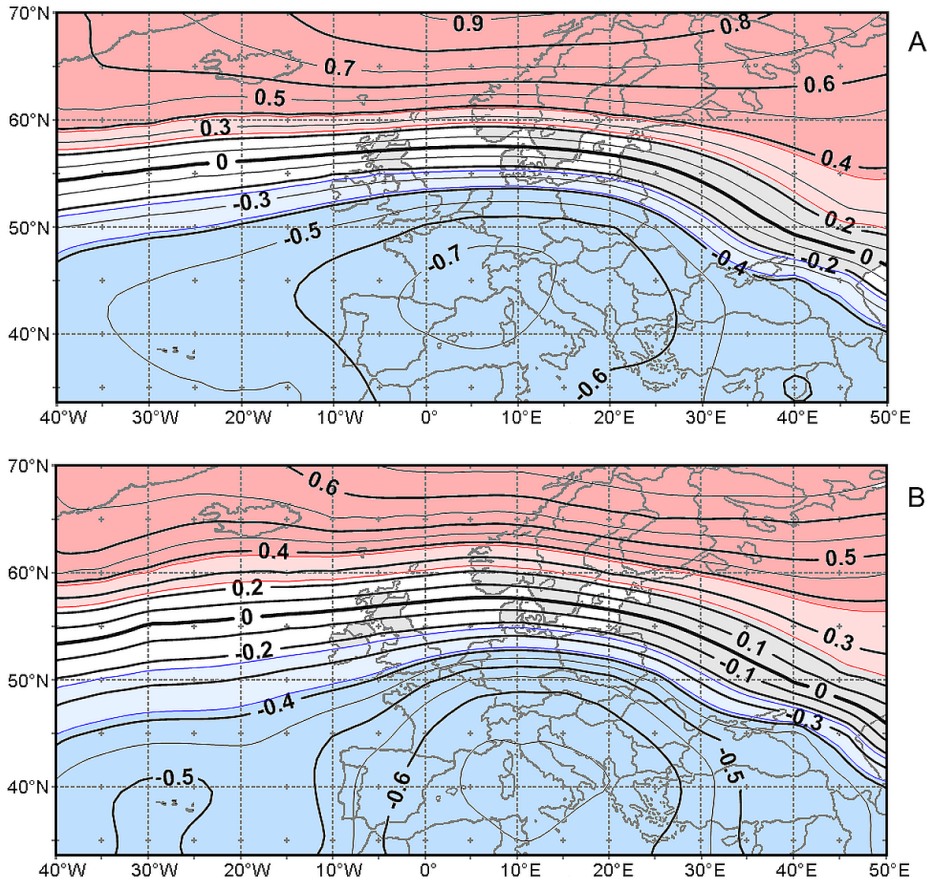
Taka geniza zmian SLP nad Morzem Barentsa wyjaśnia przebieg rocznego cyklu zmian ciśnienia w Bruździe Barentso-Karskiej, z wyraźnym głębokim minimum zaznaczającym się w chłodnej porze roku. W miesiącach zimowych, wobec bardzo dużych różnic między temperaturą powierzchni morza i temperaturą powietrza napływającego nad tę powierzchnię, strumienie ciepła z wolnej od lodów powierzchni morza do atmosfery osiągają największe natężenie. Sprzyja to rozwojowi bardzo silnej konwekcji sięgającej znacznych wysokości. W takich warunkach również wypełniające się układy niżowe, wchodzące zimą znad Atlantyku nad Morze Barentsa, uzyskują dogodne warunki do regeneracji.

Zmiany ciśnienia w Bruździe Barentso-Karskiej a pole SLP nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą

Zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa zachodzą równocześnie z różnokierunkowymi zmianami ciśnienia na obszarach otaczających Morze Barentsa, w tym również ze zmianami ciśnienia w centrum klimatycznym Nizżu Islandzkiego w jego „typowym” położeniu ($\sim 65^{\circ}\text{N}$, 25°W). Dla wyjaśnienia czy – a jeśli tak – to jakie związki zachodzą między zmianami SLP w Bruździe Barentso-Karskiej i polem SLP nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą, przeprowadzono analizę korelacji między pierwszymi wektorami własnymi (1Ev) SLP nad Morzem Barentsa i polem rocznego ciśnienia atmosferycznego nad N Atlantykiem i Europą w siatce $5^{\circ}\varphi \times 5^{\circ}\lambda$. Badaniami objęto powierzchnię między 35 a 70°N i między 40°W a 50°E , określając wartość współczynnika korelacji między odpowiednim wektorem własnym i SLP w danym punkcie węzłowym siatki pola SLP. Rozkład przestrzenny związków między rocznym SLP nad wschodnim N Atlantykiem i Europą a 1Ev rocznej SLP w Bruździe Barentso-Karskiej przedstawia rys. 7a, a z 1Ev SLP z okresu 1 kwartału (01-03) – rys. 7b.

W pierwszym przypadku można mówić o związkach synchronicznych, obejmujących takie same okresy roczne. Wyniki analizy wykazują na występowanie stosunkowo silnych związków między zmiennością ciśnienia atmosferycznego w Bruździe Barentso-Karskiej i polem rocznego SLP nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą. Charakterystyczną cechą tych związków jest ich dipolowy charakter (rys. 7a). Na północ od przebiegu izokorelaty zerowej, biegnącej na szerokości około 55 - 58°N , od 40°W do $\sim 20^{\circ}\text{E}$, przez północną Szwecję, południowe krańce Półwyspu Skandynawskiego, Gotlandię i N Łotwę, rozciąga się strefa rosnących ku północy korelacji dodatnich. Na południe od tej linii rozciąga się strefa korelacji ujemnych, których wartości bezwzględne stopniowo rosną, osiągając maksimum na szerokościach 40 - 47°N . Na wschód od 20 - 30°E korelacje te słabną, a przebieg izokorelaty zerowej zmienia kierunek, odchylając się na SE do punktu ~ 48 - 47°N na 50°E .

Taki obraz rozkładu przestrzennego związków wskazuje, że równocześnie ze zmianami rocznego ciśnienia atmosferycznego w Bruździe Barentso-Karskiej zmienia się pole rocznego SLP nad rozległymi obszarami wschodnich części Atlantyku Północnego i Europą. Wzrostowi rocznego SLP w Bruździe Barentso-Karskiej towarzyszy wzrost SLP na północ od przebiegu izokorelaty zerowej, najsilniejszy nad północną i wschodnią częścią Półwyspu Skandynawskiego oraz spadek ciśnienia na południe od izokorelaty zerowej, najsilniejszy nad obszarem wschodniej części N Atlantyku, Europy Zachodniej i Środkowej, w szerokościach 38 - 50°N . Antykorelacje z 1Ev_{RK} osiągają największą siłę ($r > |0,7|$) nad obszarem południowej Francji, Szwajcarią, północnymi Włochami, Morzem Liguryjskim i częścią Morza Śródziemnego między Korsyką i Sycylią a Balearami i NE częścią Hiszpanii (40 - 45°N , 0° - 15°E). Generalny obraz rozkładu izokorelat wskazuje na wystąpienie w sytuacji spadku SLP nad obszarem Bruźdy Barentso-Karskiej bardzo silnej cyrkulacji strefowej nad Europą. Istotną cechą tej cyrkulacji jest to, że strefa maksymalnych gradientów ciśnienia przeciętnie lokuje się nie nad środkową i wschodnią częścią



Rys. 7. Mapy izokorelat między polem rocznych wartości SLP nad NE Atlantykiem i Europą a: A – 1 wektorem własnym rocznego pola SLP ($1Ev_{RK}$) oraz B – 1 wektorem własnym pola SLP w pierwszym kwartale (styczeń-marzec; $1Ev_{01-03}$) w Bruździe Barentso-Karskiej (1951-2020). Barwa różowa – dodatnie korelacje wysoce istotne ($p < 0,001$), jasno różowa – dodatnie korelacje statystycznie istotne (p od 0,05 do $p = 0,002$). Barwa niebieska – ujemne korelacje wysoce istotne, jasno niebieska – ujemne korelacje statystycznie istotne. Barwa biała – korelacje nieistotne ($p > 0,05$).

Fig. 7. Maps of isocorrelates between annual SLP field over NE Atlantic and Europa and: A – the 1st eigenvector of the annual SLP field ($1Ev_{RK}$) and B – the 1st eigenvector of the first quarter (January-March; $1Ev_{01-03}$) SLP field in the Barents-Kara Trough (1951-2020). Pink color – highly significant positive correlations ($p < 0.001$), light pink – statistically significant positive correlations (p from 0.05 to $p = 0.002$). Blue – highly significant negative correlations, light blue – statistically significant negative correlations. White color – correlations not significant ($p > 0.05$).

N Atlantyku, tak jak w funkcjonowaniu NAO, a nad Europą, w przybliżeniu między 10°W a 30°E i między 50 a 60°N.

Ponieważ zmienność rocznego SLP w Bruździe Barentso-Karskiej stanowi funkcję zmian SLP 1. kwartału (patrz rozdz. 3) przeprowadzono również analizę związków między $1E_{V_{01-03}}$ SLP w Bruździe Barentso-Karskiej i rocznym SLP nad NE Atlantykiem i Europą (rys. 7b). Nie są to korelacje synchroniczne *sensu stricto*, gdyż koreluje się tu przebiegi SLP z ¼ części roku w Bruździe Barentso-Karskiej z SLP nad Europą z całego roku. Obraz rozkładu przestrzennego jest bardzo podobny do rozkładu związków rocznych przedstawionych na rys. 7a. Zauważa się jedynie nieznaczne osłabienie siły związków i zmniejszenie zasięgu istotnych związków ujemnych na szerokości 50°N ku wschodowi Europy oraz przesunięcie rejonu maksimum korelacji ujemnych na południe – nad Morze Śródziemne z centrum między Sardynią i Półwyspem Apenińskim. Tak kształtujące się związki między średnim SLP 1. kwartału w Bruździe Barentso-Karskiej i rocznym SLP w Europie mogą mieć pewne znaczenie prognostyczne.

Konsekwencje związków między SLP w Bruździe Barentso-Karskiej i SLP nad Europą

Przedstawione obrazy rozkładu związków między SLP w Bruździe Barentso-Karskiej i SLP nad Europą wskazują, że ciśnienie między tymi obszarami zmienia się różnokierunkowo, ale w uporządkowany sposób – na południu w przeciwfazie, na północy zgodnie w fazie.

Patrząc na przyczyny zmian ciśnienia atmosferycznego z synoptycznego, ale i klimatologicznego, punktu widzenia można stwierdzić, że średnie roczne SLP nad jakimś punktem (obszarem) w szerokościach umiarkowanych i wysokich jest funkcją liczby przechodzących nad nim w ciągu roku układów niskiego ciśnienia i przeciętnego ciśnienia w ich granicach. Im nad danym obszarem w ciągu roku będzie przemieszczało się więcej układów niskiego ciśnienia i im ciśnienie będzie w nich niższe, tym niższe będzie roczne SLP nad tym obszarem.

Opisana antykorelacja SLP wskazuje zatem, że zmiany SLP w Bruździe Barentso-Karskiej sygnalizują przesunięcia w przestrzeni torów układów niżowych nad Europą i jej północnymi obrzeżami. W latach występowania wysokiego ciśnienia nad Morzem Barentsa tory układów niżowych nad Europą lokują się w szerokościach ~40-55°N ze zwiększoną w stosunku do średniej częstością. Świadczy o tym równoleżnikowy pas ujemnych korelacji z rocznym SLP nad Europą w tych szerokościach (rys. 7a). Nad obszarami mórz Śródziemnego i Czarnego, zachodniej i środkowej Europy, do szerokości ~50-55°N, ciśnienie atmosferyczne spada. Oznacza to, że w latach występowania wysokiego ciśnienia nad Morzem Barentsa, nad obszarami zachodniej i środkowej Europy zwiększa się w strukturze pogód udział pogód „niżowych”.

W latach spadku SLP nad Morzem Barentsa, tory przemieszczających się układów niskiego ciśnienia, wraz ze strefą wiatrów o przeważających składowych zachodnich

na ich południowych peryferiach, lokują się ze zwiększoną w stosunku do przeciętnej częstością nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą w wyższych szerokościach (powyżej 55°N). Świadczy o tym (rys. 7a) wzrost SLP nad Europą w szerokościach 40-50°N w tym samym czasie, a spadek SLP w szerokościach 55-70°N.

Związki te, co oczywiste, przenoszą się na dłuższe okresy tworzone przez serie lat, w których SLP nad Morzem Barentsa będzie wyższe lub obniżone w stosunku do średniego, stanowiąc przyczynę długookresowej zmienności struktury pogód nad rozległymi obszarami Europy. Opisany spadek SLP nad Morzem Barentsa między rokiem 1987 i 1989 wskazuje zatem, że wraz ze zmianą epoki cyrkulacyjnej E na epokę W doszło nad Europą do przemieszczenia się na północ trajektorii układów niskiego ciśnienia, a tym samym wzrostu częstości „pogód antycyklonalnych” nad obszarami Europy leżącymi na południe od 50-55°N i „pogód cyklonalnych” na północ od tej strefy.

Mając na względzie, że przeciętny zasięg Wyżu Azorskiego sięga SW krańców Półwyspu Iberyjskiego, w latach w których dochodzi do spadków ciśnienia nad Morzem Barentsa, wyż subtropikalny Atlantyku Północnego („Wyż Azorski”) rozprzestrzenia się znacznie dalej ku wschodowi, a jego oś równoleżnikowa przyjmuje bardziej północne położenie. Zatem występujące w takich latach sytuacje antycyklonalne nad zachodnią i środkową Europą są powiązane z klinami subtropikalnego antycyklonu Atlantyku Północnego lub/i z antycyklonem, którego centrum lokuje się nad zachodnią częścią Morza Śródziemnego i/lub Europą Zachodnią (patrz rys. 7a).

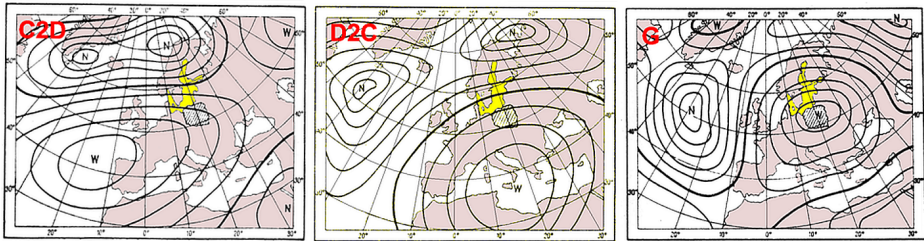
Taką tezę potwierdza rozkład współczynników korelacji między $1E_{v_{RK}}$ i roczną frekwencją „typów cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein (1978, 1991), które mogą być traktowane jako pewnego rodzaju wzorce rozkładu pola SLP nad atlantycko-eurazjatyckim sektorem cyrkulacyjnym. Analiza ta, przeprowadzona na próbie z 40-lecia 1951-1990, wykazuje (tab. 3), że wraz ze wzrostem SLP nad Morzem Barentsa istotnie statystycznie spada nad Europą frekwencja pól SLP zaliczonych do typów cyrkulacji C2D, D2C i G, a rośnie frekwencja pola SLP odpowiadająca typowi cyrkulacji E1.

W przypadku spadku SLP nad Morzem Barentsa sytuacja się odwraca (rys. 8) – rośnie nad Europą frekwencja pól z bardzo silnie rozwiniętym i przesuniętym na N klinem Wyżu Azorskiego (typ C2D), z silnym wyżem nad Morzem Śródziemnym (typ D2C)

Tabela 3. Wartości współczynników korelacji między $1E_{v_{RK}}$ i roczną frekwencją pól SLP odpowiadających typom cyrkulacji Osuchowskiej-Klein (1978, 1991) w latach 1951-1990 (górny wiersz), dolny wiersz – wartość p . Korelacje istotne statystycznie ($p < 0,05$) pogrubione.

Table 3. Correlation coefficients between $1E_{v_{RK}}$ and the annual frequency of SLP fields corresponding to the Osuchowska-Klein (1978, 1991) circulation types in the years 1951-1990 (top row), bottom row – p value. Statistically significant correlations ($p < 0.05$) in bold.

Typy cyrkulacji/Circulation types												
A	CB	D	B	F	C2D	D2C	G	E2C	E0	E	E1	BE
0,09	0,09	0,25	0,00	0,17	-0,37	-0,51	-0,32	-0,16	0,22	-0,12	0,40	0,15
0,578	0,564	0,127	0,979	0,306	0,018	0,001	0,044	0,337	0,084	0,463	0,013	0,360



Rys. 8. Schematyczne rozkłady pola SLP w typach cyrkulacji C2D, D2C i G według klasyfikacji Osuchowskiej-Klein (1978, 1991), występujących ze zwiększoną frekwencją w roku, w którym dochodzi do spadku SLP nad Morzem Barentsa.

Fig. 8. Schematic distribution of the SLP field in the circulation types C2D, D2C and G according to the Osuchowska-Klein classification (1978, 1991), occurring with increased frequency in the year in which there is a decrease in SLP over the Barents Sea.

i/lub z wielkim wyżem nad Europą z centrum nad Europą Środkową (typ G). Spada natomiast frekwencja pól SLP podobnych do typu cyrkulacji Osuchowskiej-Klein E1 – z wielkim wyżem blokującym nad Europą Wschodnią.

Z kolei w tym samym czasie, wraz ze spadkiem SLP w Bruździe Barentso-Karskiej, spada SLP na północ od pogranicza szerokości 55-60°N, najsilniej w rejonie na SW od Morza Barentsa (65-70°N, 10°W do 000°), a więc na NE od typowego położenia „Nizy Islandzkiego”. Taki rozwój zmian pola SLP nad Atlantykiem Północnym wyjaśnia, z jakich przyczyn przy zwiększonej frekwencji układów niżowych w rejonie Islandii, po uśrednieniu, tworzy się w polu ciśnienia jeden wielki ośrodek niskiego ciśnienia o orientacji dłuższej osi z SW na NE, rozciągający się od rejonu Islandii po wschodnie części Morza Barentsa (patrz rys. 1b).

Przedstawione na rys. 7 rozkłady współczynników korelacji między pierwszymi wektorami pola SLP nad obszarem Bruźdy Barentso-Karskiej i polem SLP nad Europą wskazują, że wraz ze zmianami SLP nad obszarem Bruźdy Barentso-Karskiej zmienia się charakter cyrkulacji atmosferycznej nad Europą.

Przeciętnie w ciągu roku, na północ od izokorelaty zerowej (~55°N) składowa strefowa wiatru geostroficznego na poziomie 925 hPa jest dodatnia, czyli dominują wiatry zachodnie. Zakres zmienności, na przykład w gridzie 65°N, 15°E⁶, jest znaczny i zawiera się w granicach od 0,6 do 4,2 m · s⁻¹ · rok⁻¹. Na południe od izokorelaty zerowej na tej samej długości geograficznej w gridzie 45°N, 15°E, znaki zmieniają się, a zakres zmienności zawiera się w przedziale od -1,2 do +1,5 m · s⁻¹ · rok⁻¹. Ograniczając się tylko do przedstawienia związków między 1EV_{RK} i składową strefową wiatru geostroficznego (U-wind) na poziomie 925 hPa, można stwierdzić (patrz tab. 4), że w latach wzrostu SLP nad Morzem Barentsa na północ od izokorelaty zerowej silnie spada udział składowej zachodniej, słabo natomiast wzrasta udział tej składowej na południe od izokorelaty zerowej. W latach

⁶ Szerokości wybranych gridów są przesunięte w granicach około ±10° względem przebiegu izokorelaty zerowej, ich długość odpowiada w przybliżeniu przebiegowi zachodniej granicy Polski.

Tabela 4. Związki między 1 wektorem własnym rocznego pola ciśnienia atmosferycznego nad obszarem Morza Barentsa ($1E_{VRK}$) a składowymi strefowymi wiatru geostroficznego (U-wind) na poziomie 925 hPa w gridach 45°N, 15°E (północna Chorwacja) i 65°N, 15°E (północna Szwecja). Okres korelacji 1951-2020. Istotne wartości ($p < 0,05$) współczynników korelacji pogrubiono, wysoce istotne ($p \leq 0,001$) oznaczono dodatkowo *.

Table 4. Relationships between 1 eigenvector of the annual SLP field over the Barents Sea area ($1E_{VRK}$) and the zonal components of geostrophic wind (U-wind) at the 925 hPa level in grids 45°N, 15°E (northern Croatia) and 65° N, 15°E (northern Sweden). Correlation period 1951-2020. Significant values ($p < 0.05$) of correlation coefficients are in bold, highly significant values ($p \leq 0.001$) are additionally marked *.

Grid	Miesiąc/Month												Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
45°N, 15°E	-0,22	0,02	0,08	0,02	0,26	0,32	0,34	0,39*	0,10	0,18	0,17	0,05	0,32
65°N, 15°E	-0,33	-0,32	-0,32	-0,15	-0,35	-0,20	-0,24	-0,32	-0,16	-0,15	-0,43*	-0,35	-0,80*

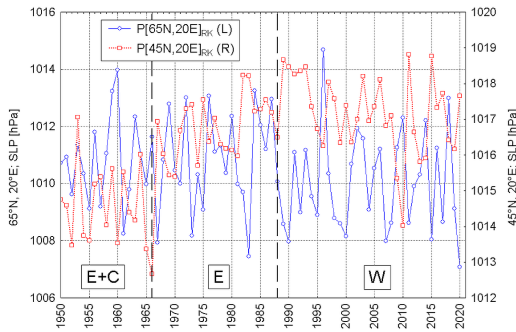
(okresach) spadku SLP w Bruździe Barentso-Karskiej sytuacja się odwraca – na północ od przebiegu izokorelaty zerowej silnie rośnie udział składowej zachodniej (strefowej) w przepływach mas powietrza, natomiast na południe od tej izokorelaty rośnie udział składowej wschodniej.

Spadki i wzrosty składowej zachodniej wiatru geostroficznego na północ i na południe od izokorelaty zerowej są nierównomiernie rozłożone w czasie (tab. 4). Wraz ze spadkiem SLP nad Morzem Barentsa na S od izokorelaty zerowej wyraźnie zmniejsza się udział zachodniej składowej strefowej, a w okresie od czerwca do sierpnia rośnie udział składowej wschodniej, natomiast na N od przebiegu izokorelaty zerowej rośnie natężenie zachodniego przenosu strefowego, najsilniej w okresie od listopada do marca. To ostatnie oznacza, że zmiany rocznego SLP nad Morzem Barentsa pociągają za sobą również różne co do charakteru zmiany sezonowe ciśnienia i kierunków przepływów mas powietrza nad północną, środkową i południową Europą. W strefie położonej na S od 55°N istotne statystycznie zmiany kierunków przepływów i struktury pogód następują latem, a na N od tej szerokości – głównie w szeroko rozumianym okresie zimowym.

W skali rocznej zmiany $1E_{VRK}$ objaśniają 64% wariacji rocznej przepływów strefowych w punkcie (gridzie) 65°N, 15°E, a 20° na południe od tego obszaru objaśnienie wariacji rocznej U-wind przez zmienność $1E_{VRK}$ spada do zaledwie ~10%.

W przebiegu $P7515_{RK}$ i $P7515_{01-03}$, a także ich anomalii ($1E_{VRK}$ i $1E_{V01-03}$), zaznacza się w latach 1987-1989, w okresie przejścia epoki cyrkulacyjnej E do epoki cyrkulacyjnej W, istotny statystycznie spadek ciśnienia (rys. 3), który utrzymuje się do lat obecnych. Tym samym, nad zachodnią i środkową Europą, na południe od 55°N, nastąpił wzrost ciśnienia (rys. 9) wskazujący na zwiększenie się częstości pogód związanych z układami antycyklonalnymi. Z zawartości tabeli 4 można wnioskować, że nastąpiło to głównie w półroczu ciepłym – w okresie od maja do sierpnia.

Zmiana struktury pogód musi spowodować w tym samym okresie zmianę przebiegu elementów klimatycznych. Powinno to znaleźć odbicie w odpowiedniej regionalnej



Rys. 9. Przebieg wartości rocznych SLP w gridach 65°N i 45°N na długości 20°E. Pionowe linie przerywane – granice epok cyrkulacyjnych (E+C, E i W) według Savicheva i in. (2015). Spadek $P7515_{RK}$ między rokiem 1987 a 1989 (przejście epoki E do epoki cyrkulacyjnej W) znajduje „replikę” w spadku SLP w gridzie 65°N, 20°E i wzroście SLP w gridzie 45°N, 20°E.

Fig. 9. Course of annual SLP values in the grids 65°N and 45°N in 20° longitudes. Vertical dashed lines – boundaries of circulation epoch (E+C, E and W) after to Savichev et al. (2015). The decline in $P7515_{RK}$ between 1987 and 1989 (the transition of epoch E to the circulation epoch W) is replicated in the decline in SLP in the 65°N, 20°E grid and the increase in SLP in the 45°N, 20°E grid.

zmienności temperatury powietrza, zachmurzenia i usłonecznienia – oraz być może – w kształtowaniu się rocznych sum opadów. Ta ostatnia kwestia stanowi na tyle obszernie i wieloaspektowe zagadnienie, że powinna zostać rozważona oddzielnie.

Dyskusja wyników i wnioski

W pracy wykazano, że zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa, niezależnie od zmian ciśnienia atmosferycznego w Niżu Islandzkim, pociągają za sobą silne i wysoce istotne zmiany pola ciśnienia nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą. Zmiany te prowadzą do równie silnych zmian cyrkulacji atmosferycznej. Podsumowując można twierdzić, że:

1. W sytuacji, gdy roczne SLP nad Morzem Barentsa jest wyższe od $1005,65(\pm 0,2)$ hPa, a średnie SLP 1. kwartału jest większe od $1000,86(\pm 0,71)$ hPa to:
 - a) w przebiegu cyrkulacji środkowotroposferycznej zwiększa się nad Europą częstość występowania wzorca telekoneksyjnego SCAND i silnie zmniejsza częstość wzorca NAO;
 - b) tory układów niskiego ciśnienia nad Europą przemieszczają się w strefie szerokości 40-55°N;
 - c) w strefie położonej na północ od ~50-55°N zwiększa się w ciągu roku częstość występowania „antycyklonalnych” sytuacji barycznych, w związku z czym ciśnienie atmosferyczne nad obszarami położonymi w tej strefie wzrasta powyżej

- średniego, szczególnie w okresie szeroko rozumianego półrocza chłodnego (od listopada do maja);
- d) w tej samej strefie (55-70°N) zmniejsza się intensywność przepływów zachodnich, zwłaszcza w chłodnej porze roku;
 - e) w strefie szerokości położonej na południe od 50-55°N zwiększa się, w stosunku do przeciętnej, częstość występowania „cyklonalnych” układów barycznych, w związku z czym ciśnienie atmosferyczne spada poniżej wartości średniej;
 - f) w tej samej strefie rośnie intensywność strefowych przepływów zachodnich i południowo-zachodnich, zwłaszcza w najcieplejszej części roku – od czerwca do sierpnia.
2. W sytuacji, gdy roczne SLP nad Morzem Barentsa jest niższe od 1005,65(±0,2) hPa, a średnie SLP 1. kwartału jest mniejsze od 1000,86(±0,71) hPa, to:
- a) w przebiegu cyrkulacji środkowotroposferycznej rośnie częstość występowania telekonekcyjnego wzorca NAO, spada częstość występowania telekonekcyjnego wzorca SCAND;
 - b) tory układów niżowych nad Europą przemieszczają się w szerokości 55-70°N;
 - c) w strefie położonej na północ od ~50-55°N rośnie, w stosunku do przeciętnej, udział „cyklonalnych” sytuacji barycznych, ciśnienie nad tymi obszarami spada poniżej średniego, szczególnie silnie w półroczu chłodnym;
 - d) w tej samej strefie wzrasta intensywność przepływów strefowych (zachodnich, południowo-zachodnich), szczególnie silny ich wzrost następuje w półroczu chłodnym;
 - e) w strefie szerokości położonej na południe od 50-55°N zwiększa się, w stosunku do przeciętnej, częstość występowania „antycyklonalnych” układów barycznych, w związku z czym ciśnienie atmosferyczne utrzymuje się tam powyżej wartości średniej;
 - f) w tej strefie słabnie w ciągu całego roku intensywność przepływów zachodnich, a w cieplej porze roku, od maja do sierpnia, rośnie częstość słabych napływów powietrza ze wschodu.

Opisane zmiany będą tym wyraźniejsze, im większe będzie odchylenie od podanej wartości SLP nad Morzem Barentsa (wartości średniej rocznej i średniej z 1 kwartału w rejonie 75°N, 15°E). Uśredniona wartość SLP nad Morzem Barentsa z pierwszego kwartału (01-03) pozwala przypuszczać, że w zależności od jej odchylenia od średniej opisany wyżej schemat cyrkulacji atmosferycznej może utrzymać się do końca roku (rys. 7a).

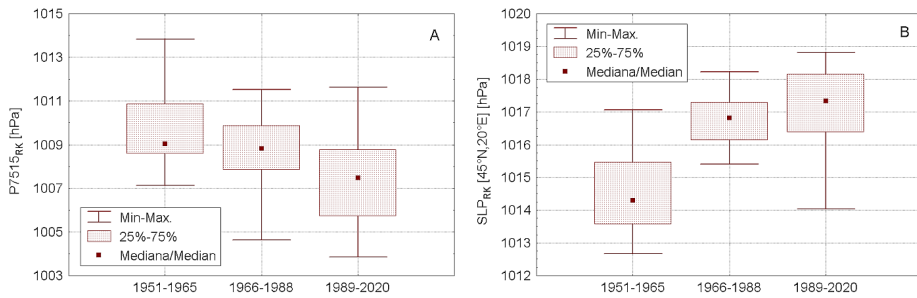
Powyższe stwierdzenia stawiają co najmniej dwa problemy:

- A. Przesuwanie się trajektorii układów niskiego ciśnienia na południe – i ogólnie – spadek ciśnienia nad obszarem Europy Południowej i Morzem Śródziemnym, który zachodzi wraz ze wzrostem SLP nad Morzem Barentsa, jest powszechnie uważane (np. Rogers 1997; Wanner i in. 2001; Donat i in. 2010; Pinto, Raible 2012) za typowe dla ujemnej fazy NAO. Zmienność SLP w Bruździe Barentso-Karskiej jest silnie skorelowana ze stacyjnymi wskaźnikami NAO (patrz tab. 1), których zmienność stanowiła

podstawę dla określenia zmiany trajektorii niżów przy dodatniej i ujemnej fazie NAO i nieco słabiej ze zmianami SLP w klimatycznym centrum Niżu Islandzkiego. W takiej sytuacji, bez przeprowadzenia szczegółowych badań, które pozwoliłyby oddzielić sygnał NAO od sygnału 1Ev SLP nad Morzem Barentsa, nie jest możliwe jednoznaczne stwierdzenie, czy rzeczywistą przyczyną przesuwania się torów układów niskiego ciśnienia wraz ze zmianami P7515 jest zmienność SLP nad Morzem Barentsa, czy też zmienność tradycyjnie rozumianego NAO, a by c może jedno i drugie jednocześnie. Analizy torów przemieszczających się nad N Atlantykiem i N Europą niżów w odmiennych fazach NAO przeprowadzone przez Rogersa (1997) zdają się wskazywać, że nie można odrzucić hipotezy, iż to jednak zmiany SLP nad Morzem Barentsa sterują przemieszczaniem się cyklonów w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym.

- B. Następną kwestią jest zagadnienie, czy zmiany SLP nad Morzem Barentsa mogą być uznane za bezpośrednią przyczynę opisanych zmian SLP nad Europą, czy też zachodzące zmiany SLP nad Morzem Barentsa i SLP nad Europą zachodzą w tym samym czasie pod wpływem działania „czynnika trzeciego”, który steruje ich jednoczesną zmiennością. Przedstawiona w rozdziale „Przyczyny zmian ciśnienia atmosferycznego w Bruździe Barentso-Karskiej” analiza drogi, na której dochodzi do zmian SLP nad Morzem Barentsa wskazuje, że pierwotnym czynnikiem sterującym zmianami ciśnienia atmosferycznego w Bruździe Barentso-Karskiej (P7515) jest zmienność NA THC, opisana przez wskaźnik DG_{3L} (rys. 6). Steruje ona zmianami P7515 poprzez regulowanie zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa (zmienna KM3-7). Zmiany intensywności NA THC są tym czynnikiem, który „przerzuca” układ sprzężeń zwrotnych opisywanych przez Smedsrua i in. (2013) z fazy „cieplej” (niskiego ciśnienia nad Morzem Barentsa) do fazy „chłodnej” (wysokiego ciśnienia) i odwrotnie, co jest zgodne w wynikami badań modelowych Outtena i Esau (2017).

Wyjaśnia to, że zmienność ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa, choć zachodzi w Arktyce Atlantyckiej, jest wymuszana przez działanie procesów, których zmienność nie pochodzi z Arktyki, ale stanowi efekt działania południkowego oceanicznego transportu ciepła na Atlantyku Północnym. Źródłem ciepła wprowadzanego wraz z Wodami Atlantyckimi do Arktyki Atlantyckiej jest ciepło słoneczne zakumulowane w wodach Atlantyku w strefie równikowej, tropikalnej i subtropikalnej, w niemożliwej do ściślejszego określenia przeszłości. Opóźnienia i nieregularności, które zachodzą między zmiennością transportu ciepła z atlantyckich tropików (przebiegiem wskaźnika DG_{3L}) i zmianami zasobów ciepła w Morzu Barentsa (zmienna KM3-7), a następnie między zmianami zasobów ciepła w Morzu Barentsa i zmiennością SLP nad Morzem Barentsa powodują, że między przebiegiem wskaźnika DG_{3L} i zmiennością rocznego ciśnienia nad Morzem Barentsa ($P7515_{RK}$, $1Ev_{RK}$) brak jest bezpośrednich związków (korelacji synchronicznych). Wartości synchronicznej korelacji między tymi wielkościami są słabe i nieistotne ($r = -0,18$, $p = 0,131$). Istotne, choć niezbyt silne, ujemne korelacje między wskaźnikiem DG_{3L} i $P7515_{RK}$ ujawniają się dopiero w dłuższej niż roczna skali czasu.



Rys. 10. Roczne SLP i zakresy jego zmienności w epokach cyrkulacyjnych (wg. Savicheva i in. 2015) E+C (1951-1965), E (1966-1988) i W (1989-2020) nad A – Morzem Barentsa (75°N, 15°E) i B – nad Europą Środkową (45°N, 20°E).

Fig. 10. Annual SLP and its variability ranges in circulation epochs (after to Savicheva et al. 2015) E+C (1951-1965), E (1966-1988) and W (1989-2020) over A – Barents Sea (75° N, 15°E) and B –Central Europe (45°N, 20°E).

W takiej sytuacji nie można wykluczyć, że przedstawione zmiany SLP nad Europą, zachodzące jednocześnie i silnie powiązane ze zmianami SLP w Bruździe Barentso-Karskiej, mogą stanowić wynik interferencji dwu oddziaływań – zmian pola SLP nad Europą zachodzących w wyniku bezpośrednich oddziaływań zmian NA THC (wskaźnika DG_{3L}) oraz opóźnionego działania NA THC, wpływającego na zmiany SLP nad Morzem Barentsa. Sugestię taką zdaje się potwierdzać fakt, że zarówno SLP nad Morzem Barentsa, jak i SLP nad środkową Europą wykazują wspólną, „odwrotną” długookresową zmienność nawiązującą do zmian epok cyrkulacyjnych w granicach czasowych wyznaczonych przez Savicheva i in. (2015) – patrz rys. 10. Granice epok cyrkulacyjnych w latach 1951-2020 są z kolei, z przesunięciem (opóźnieniem) jednorocznym, zgodne w czasie ze zmianami faz NA THC.

Przedstawione wyżej fakty wskazują na znaczny stopień skomplikowania przyczyn zmian cyrkulacji atmosferycznej nad Europą. Zmiany SLP nad Morzem Barentsa mogą być uważane albo za jedną, ale daleko niejedyną przyczynę tych zmian, albo też za prosty wskaźnik tych zmian. Nie ulega wątpliwości, że sygnał NAO i sygnał 1Ev SLP nad Morzem Barentsa działają jednocześnie i jednocześnie są skutki ich działania. Można więc patrzeć na opisane zmiany SLP nad Morzem Barentsa również jako na „wzmacniacz” siły oddziaływania tradycyjnie rozumianego NAO. To „wzmocnienie” jest szczególnie silne i wyraźne na obszarze północno-wschodnich krańców Europy i nad północno-zachodnią Syberią, gdzie współoddziaływanie pola SLP między Bruzdą Barentso-Karską i zimowym Wyżem Syberyjskim (Azjatyckim) tworzy strefę silnego gradientu barycznego, wymuszającego w chłodnej porze roku intensywne adwekcje przetransformowanego powietrza znad Atlantyku w głąb Syberii, do długości geograficznej Jeniseju i Bajkału (Marsz, Styszyńska 2006, 2015).

L i t e r a t u r a

- Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagshet Ø., Ingvaldsen R.B., 2012, Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat, *Journal of Climate*, 25, 4736-4743, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00466.1.
- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction, *Advances in Geophysics*, 10, 82 s., DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60005-9.
- Bochkov Yu.A., 2005, Krupnomasshtabnye kolebaniya temperatury vody na razreze "Kolskij Meridian" i ikh prognozirovanie, [w:] 100 let okeanogaficheskikh nabludenij na razreze "Kolskij Meridian w Barentsovom more, Izd. PINRO, Murmańsk, 47-65.
- Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G., 2012, Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000-2009, *ICES Journal of Marine Science*, 69 (5), 833-840, DOI: 10.1093/icesjms/fss075.
- Donat M.G., Leckebusch G.C., Pinto J.G., Ulbrich U., 2010, Examination of wind storms over Central Europe with respect to circulation weather types and NAO phases, *International Journal of Climatology*, 30 (9), 1289-1300. DOI: 10.1002/joc.1982.
- Eldevik T., Nilsem J.E.Ø., 2013, The Arctic-Atlantic thermohaline circulation, *Journal of Climate*, 26 (21), 8698-8705, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00305.1.
- Hill T., Lewicki P., 2007, STATISTICS: Methods and Applications, StatSoft, Tulsa, OK., dostęp online: www.statsoft.com/textbook/stathome.html.
- Hilmer M., Jung T., 2000, Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea ice export, *Geophysical Research Letters*, 27 (7), 989-992, DOI: 10.1029/1999GL010944.
- Honda M., Inoue J., Yamane S., 2009, Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophysical Research Letters*, 36 (8), L08707, DOI: 10.1029/2008GL037079.
- Huang B., Thome P.W., Banzon V.F., Boyer T., Cherupin G., Lawrimore J.H., Menne M.J., Smith T.M., Vose R.S., Zhang H.M., 2017, Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, version 5 (ERSSTv5). Upgrades, validations, and intercomparisons, *Journal of Climate*, 30 (20), 8179-8205, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0836.1.
- Jones P.D., Jónsson T., Wheeler D., 1997, Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland, *International Journal of Climatology*, 17 (13), 1433-1450, DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(19971115)17:13<1433::AID-JOC203>3.0.CO;2-P.
- Hurrell J.W., 1996, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, 269 (5224), 676-679, DOI: 10.1126/science.269.5224.676.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottresen G., Visbeck M., 2003, An overview of the NAO, [w:] *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, AGU Geophysical Monograph, 1-35.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-

- Year Reanalysis Project, Bulletin of the American Meteorological Society, 77 (3), 437-471, DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Karsakov A.L., 2009, Okeanograficheskoye issledovaniya na razreze "Kolskij Meridian" v Barenцовom more (1900-2008 gg), Izd. PINRO, Murmansk, 139 s.
- Komatsu K.K., Takaya Y., Toyoda T., Hasumi H., 2022, Response of Eurasian temperature to Barents-Kara sea ice: evaluation by multi-model seasonal predictions, Geophysical Research Letters, 49, e2021GL097203, DOI: 10.1029/2021GL097203.
- Labe Z., Peings Y., Magnusdottir G., 2020, Warm Arctic, cold Siberia pattern: role of full arctic amplification versus sea ice loss alone, Geophysical Research Letters, 47 (17), DOI: 10.1029/2020GL088583.
- Marsz A.A., 2015, Model zmian powierzchni lodów morskich Arktyki (1979-2013) – zmienne sterujące w modelu „minimalistycznym” i ich wymowa klimatyczna, Problemy Klimatologii Polarnej, 25, 249-334.
- Marsz A.A., 2019, Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej, [w:] NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migala (red.), WGiSR UW i SKP, Wrocław, 31-46 .
- 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.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2015, Zmienność ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej a temperatura powietrza w Polsce. Przyczynek do przejawów „monsunu europejskiego”, Przegląd Geofizyczny, 60 (1-2), 3-25.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2022, Proces ocieplenia w Polsce – przebieg i przyczyny (1951-2018). Przejaw wewnętrznej dynamiki systemu klimatycznego czy proces antropogeniczny?, Prace i Studia Geograficzne, 67.2, 51-82, DOI: 10.48128/pisg/2022-67.2-04.
- Marsz A.A., Styszyńska A., Bryś K., Bryś T., 2021, Role of internal variability of climate system in increase of air temperature in Wrocław (Poland) in the years 1951-2018, Quaestiones Geographicae, 40 (3), 109-124, DOI: 10.2478/quageo-2021-0027.
- Muilwijk M., Smedsrud L.H., Ilicak M., Drange H., 2018, Atlantic water heat transport variability in the 20th century Arctic Ocean from a global ocean model and observations, Journal of Geophysical Research: Oceans, 123 (11), 8159-8179, DOI: 10.1029/2018JC014327.
- Osuchowska-Klein B., 1978, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej. IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, 192 s.
- Osuchowska-Klein B., 1991, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej 1976-1990, IMGW, Warszawa, 50 s.
- Outten S., Esau I., 2017, Bjerknes compensation in the Bergen Climate Model, Climate Dynamics, 49, 2249-2260, DOI : 10.1007/s00382-016-3447-2.
- Pinto J.G., Raible C.C., 2012, Past and recent changes in the North Atlantic Oscillation, WIREs Climate Change, 3, 79-90, DOI: 10.1002/wcc.150.
- Rogers J.C., 1997, North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe, Journal of Climate, 10 (7), 1635-1647, DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<1635:NASTVA>2.0.CO;2 .

- Rogers J.C., van Loon H., 1979, The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II: some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes, *Monthly Weather Review*, 107 (5), 509-519, DOI: 10.1175/1520-0493(1979)107<0509:TSIWTB>2.0.CO;2.
- Savichev A.I., Mironicheva N.P., Cepelev V.Yu., 2015, Osobennosti kolebanij atmosfernoj cirkuljacii v Atlantiko-evropejskom sektore polushariya v poslednie desyatletiya. *Uchenye zapiski Rossijskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 39, 120-131.
- Semenov V.A., 2008, Vliyanie okeaničeskogo pritoka v Barenovo more na izmenčivost' klimata v Arktike, *Izvestiya RAN*, 418 (1), 106-109.
- Skagseth Ø., Furevik T., Ingvaldsen R., Loeng H., Mork K.A., Orvik K.A., Ozhigin V., 2008, Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents seas, [w:] *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes*, R.R. Dickson, J. Meincke, P. Rhines (red.), Springer, Dordrecht, 45-64 .
- Skeie P., 2000, Meridional flow variability over the Nordic seas in the Arctic Oscillation framework, *Geophysical Research Letters*, 27 (16), 2569-2572.
- Smedsrud L.H., Esau I., Invaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakkrn B., Sandø 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., Mulwijk M., Brakstad A., Madonna E., Lauvset S.K., Spensberger C., Born A., Eldevik T., Drange H., Jeansson E., Li C., Olsen A., Skagseth Ø., Slater D.A., Straneo F., Vage K., Årthun M., 2022, Nordic seas heat loss, Atlantic inflow, and Arctic Sea ice cover over the last century, *Reviews of Geophysics*, 60 (1), DOI: 10.1029/2020RG000725.
- Van der Swaluw E., Drijfhout S.S., Halzeleger W., 2007, Bjerknes Compensation at high northern latitudes: the ocean forcing the atmosphere, *Journal of Climate*, 20 (24), 6023-6032, DOI: 10.1175/2007JCLI1562.1.
- Van Loon H., Rogers J.C., 1978, The Seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description, *Monthly Weather Review*, 106 (5), 296-310, DOI: 10.1175/1520-0493(1978)106<0296:TSIWTB>2.0.CO;2.
- Visbeck M.H., Hurrell J.W., Polvani L., Cullen H.M., 2001, The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 98 (23), 12876-12877, DOI: 10.1073/pnas.231391598.
- Wanner H., Bronnimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz C., Stephenson D.B., Xoplaki E. 2001, North Atlantic Oscillation. Concepts and studies, *Surveys in Geophysics*, 22, 321-382, DOI: 10.1023/A:1014217317898.

S t r e s z c z e n i e

Układ niskiego ciśnienia w subarktycznej strefie Atlantyku Północnego, tworzący północne ramie dipola NAO, wykazuje znaczne zróżnicowanie w czasie. Tworzą go przemiennie trzy ośrodki - niż nad Morzem Labrador, Niż Islandzki i niż nad Morzem Barentsa. Poszczególne wymienione centra niskiego ciśnienia występują w różnych konfiguracjach, których wzajemny układ silnie wpływa na wartości indeksów NAO. Celem przedstawionych badań było określenie wpływu, jaki na cyrkulację

atmosferyczną w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym wywierają wyizolowane zmiany SLP nad obszarem Morza Barentsa, niezależnie od zmian SLP w Niżu Islandzkim. Gdy SLP nad Morzem Barentsa spada tworzy się tam układ niskiego ciśnienia zwany Bruzdą Barentso-Karską. W takich okresach silnie obniża się SLP nad wschodnią częścią N Atlantyku i Europą w strefie położonej na N od 55-58°N, a rośnie SLP na S od tej granicy. Maksymalny wzrost wykazuje wtedy SLP w strefie szerokości 45-50°N oraz nad zachodnią i środkową Europą (10°W - 25°E). W takim okresie trajektorie układów niskiego ciśnienia przemieszczają się w strefę między 58 a 70°N. Rośnie w tej strefie (55-70°N) częstość występowania pogód niżowych, z pogodami frontalnymi włącznie. Na południe od 55-58°N rośnie SLP i częstość występowania antycyklonów, są to najczęściej bardzo silnie rozwinięte na wschód kliny subtropikalnego antycyklonu N Atlantyku (Wyżu Azorskiego). Powoduje to wzrost na tych obszarach częstości występowania bezfrontalnych pogód antycyklonalnych. W okresach wzrostu SLP nad Morzem Barentsa, Bruzda Barentso-Karska zanika, zaznacza się wzrost SLP nad obszarem położonym na N od 55-58°N, a na S od tej granicy SLP spada. Tory układów niskiego ciśnienia przemieszczają się nad obszarem Europy Zachodniej i Środkowej w niższych szerokościach (45-55°N). Powoduje to odpowiednie, przeciwne do opisanych wyżej, zmiany w strukturze pogód na N i S od 55-58°N. Zmianami SLP nad Morzem Barentsa sterują zmiany zasobów ciepła w wodach tego morza (np. Smedsrud i in. 2012, 2020). Zasoby ciepła w wodach Morza Barentsa regulowane są przez zmniejszony lub zwiększony dopływ ciepłych Wód Atlantyckich (np. Årthun i in. 2012). W rezultacie wszystkimi tymi zmianami, w tym SLP nad Europą, steruje z opóźnieniami zmienność NA THC (North Atlantic Thermohaline Circulation). Jednocześnie spadek SLP nad Morzem Barentsa i spadek SLP w Niżu Islandzkim powoduje, że w strefie subarktycznej i arktycznej tworzy się rozległy jedno- lub dwuśrodkowy układ niskiego ciśnienia o orientacji WSW-ENE, wymuszający adwekcje powietrza z zachodu nad NE Europę i Syberię. Spadek SLP nad Morzem Barentsa, jaki nastąpił po roku 1988, jest zgodny w czasie ze zmianą epok makrocyrkulacyjnych nad Europą (z epoki E na epokę W), których przyczyną była zmiana fazy NA THC z ujemnej na dodatnią.

Słowa kluczowe: ciśnienie atmosferyczne, cyrkulacja atmosferyczna, NAO, Morze Barentsa, Europa

S u m m a r y

The low-pressure system in the subarctic zone of the North Atlantic, forming the northern arm of the NAO dipole, varies significantly over time. It is composed of three alternating centers - the Labrador Sea low, the Icelandic Low and the Barents Sea low. The individual low-pressure centers mentioned above occur in various configurations, the mutual arrangement of which strongly influences the values of the NAO indices. The aim of the presented research was to determine the impact of isolated SLP changes over the Barents Sea area on atmospheric circulation in the Atlantic-European circulation sector, regardless of SLP changes in the Icelandic Low. When the SLP drops over the Barents Sea, a low-pressure system called the Barents-Kara Trough forms there. In such periods, SLP decreases significantly over the eastern part of the N Atlantic and Europe in the zone located N of 55-58°N, and SLP increases SLP of this border. The maximum increase in SLP is then observed in the latitude zone of 45-50°N and over western and central Europe (10°W - 25°E). During such a period,

the trajectories of low-pressure systems move to the zone between 58 and 70°N. The frequency of low-pressure weather, including frontal weather, is increasing in this zone (55-70°N). South of 55-58°N, SLP and the frequency of anticyclones increase. These are most often very strongly eastward ridges of the subtropical N Atlantic anticyclone (Azores High). This increases the frequency of frontal anticyclonic weather in these areas. During periods of SLP increase over the Barents Sea, the Barents-Kara Trough disappears, there is an increase in SLP over the area located N of 55-58°N, and SLP of this boundary decreases. The tracks of low-pressure systems move over Western and Central Europe at lower latitudes (45-55°N). This causes appropriate changes in the weather structure in the N and S regions from 55-58°N, opposite to those described above. Changes in SLP over the Barents Sea are controlled by changes in heat resources in the waters of this sea (e.g. Smedsrud et al. 2012, 2020). Heat resources in the waters of the Barents Sea are regulated by a decreased or increased inflow of warm Atlantic Waters (e.g. Årthun et al. 2012). As a result, all these changes, including the SLP over Europe, are driven, with lags, by NA THC (North Atlantic Thermohaline Circulation) variability. The simultaneous decrease in SLP over the Barents Sea and the decrease in SLP in the Icelandic Low causes an extensive one- or two-center low-pressure system with a WSW-ENE orientation to form in the subarctic and Arctic zone, forcing air advection from the west over NE Europe and Siberia. The decline in SLP over the Barents Sea after 1988 is consistent with the change in macrocirculation epochs over Europe (from epoch E to epoch W), which was caused by the change of the NA THC phase from negative to positive.

Key words: atmospheric pressure, atmospheric circulation, NAO, Barents Sea, Europe.